Apport des inclusions magmatiques et de la fusion expérimentale d'une source mixte péridotite - pyroxénite à l'étude des mécanismes de genèse des magmas d'arc sous-saturés en silice

Fanny Sorbadere

▶ **To cite this version:**

Fanny Sorbadere. Apport des inclusions magmatiques et de la fusion expérimentale d'une source mixte péridotite - pyroxénite à l'étude des mécanismes de genèse des magmas d'arc sous-saturés en silice. Sciences de la Terre. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2013. Français. NNT : . tel-00814866v1

HAL Id: tel-00814866

https://theses.hal.science/tel-00814866v1

Submitted on 18 Apr 2013 (v1), last revised 6 Sep 2013 (v2)

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. 2338

UNIVERSITE BLAISE PASCAL
U.F.R. Sciences et Technologies

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES
N° 741

THESE

Présentée pour obtenir le grade de
DOCTEUR D'UNIVERSITE
Spécialité : Pétrologie

Par
Fanny Sorbadère
Titulaire du Master 2 Recherche :
« Processus magmatiques et métamorphiques – Volcanologie »

Apport des inclusions magmatiques et de la fusion expérimentale d'une source mixte péridotite – pyroxénite à l'étude des mécanismes de genèse des magmas d'arc sous-saturés en silice

Soutenue publiquement le 14 février 2013, devant la commission d'examen :

Othmar Müntener	Université de Lausanne	Rapporteur
Bruno Scaillet	Université d'Orléans	Rapporteur
Didier Laporte	Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand	Président
Alexander V. Sobolev	Université Joseph Fourier, Grenoble	Examinateur
Pierre Schiano	Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand	Directeur de thèse
Nicole Métrich	Institut de Physique du Globe, Paris	Directeur de thèse
Etienne Médard	Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand	Invité

Merci…

***J**e commencerai par remercier chaleureusement mes directeurs de thèse, Pierre Schiano et Nicole Métrich. Merci Pierre de m'avoir fait partager votre savoir avec autant de simplicité et de sincérité et de m'avoir permis de découvrir l'univers des inclusions et de la science en général dans une dynamique toujours positive et valorisante depuis mon master 1. Cinq ans à travailler ensemble ça laisse forcément des traces et l'empreinte que vous laissez est suffisamment profonde pour me guider dans ma recherche scientifique et personnelle pendant de longues années encore. Je me souviendrai de vous lorsque je tenterai de convaincre mes futurs étudiants que les auteurs finissant en … sont à proscrire! Bande d'escrocs va ! Merci Nicole de m'avoir permis de travailler sur des échantillons venus des quatre coins du monde, de m'avoir accompagnée tout au long de mon parcours et m'avoir finalement appris à concilier différents raisonnements scientifiques. Je remercie également Etienne Médard et Didier Laporte pour leur aide précieuse et la confiance qu'ils m'ont donnée pour la partie expérimentale de ma thèse. Merci Etienne de m'avoir tout appris de la préparation des expériences, du fonctionnement des pistons-cylindres, du traitement des données etc. (la liste est longue). Et merci à Didier d'avoir ponctué cet apprentissage de conseils avisés et toujours bénéfiques.*

***M**erci aux autres membres de mon jury de thèse, Othmar Müntener, Bruno Scaillet et Alexander Sobolev d'avoir accepté d'évaluer mon travail et n'avoir rien trouvé de mieux à faire que de venir écouter une thèse et poser des questions le jour de la Saint Valentin ! Je remercie aussi sincèrement Sébastien Pilet pour toutes nos discussions passionnantes sur les hétérogénéités mantelliques à la source des magmas qui m'ont ouvert de nouvelles pistes de recherche.*

***M**es remerciements s'adressent également à l'ensemble des membres du LMV avec qui j'ai passé trois années riches en rencontres et en échanges aussi bien scientifiques qu'humains. Merci à tous les thésards d'apporter un brin de folie à la recherche : mes deux co-bureaux, Baptiste, (tu téléphones trop mais je t'aime bien quand même), et Asmaa (notre non-matière restera connectée à travers les âges et les terres), mes collègues pistonnés du cylindre, Pierre, Manon, Max, Wu, et les autres thésards, Aude, Oscar, Yannick, Ahrmad, Amélie, Elodie, Gareth, Gaby, Nabaz, Julien, Camille, Nina, Giacomo, Corentin, Angélie et Simon. Merci aussi aux ex-thésards qui ont partagé mon ex-vie d'ex-maman et qui ex-plorent à présent de nouveaux horizons, Anaïs (quoi, t'es jamais allée au Machu Picchu ?), Bickett (faut tu l'emmènes au Machu Picchu), Ian (mon amant de toujours), Sarah (ma muse des pyroxenites et de pMELTS), Marion (fais des 8, fais des 8, fais des 8) et Célia (je te dédie ma jupe à l'huile de vidange). Mes pensées vont aussi à Lydie (pour le plus beau des sommaires), Seb (rdv à Tempo Latino, un jour…), Mathieu (à quand la 5eme de Beethov au piano ?) et bien sûr aux postdocs de l'open space très space : Sarah pour ton énergie communicatrice et tes traductions instantanées franco-germano-anglaises, Greg pour nos moments de discussion, nos sorties montagne et nos paris stupides en bouteilles de champagne, Pete, I love your english accent even if I don't understand what you say, Maxime pour nos insatiables discussions sur les premiers pas, la première bouchée, les premières dents, les premiers mots, le premier anniversaire et la spectroscopie Raman (cherchez l'intrus). Merci aussi à Véronique, Cécile, Marie-Christine, Sylvaine, Eliane et Marlène pour tous ces petits moments partagés, qui sont indispensables dans la vie d'une thésarde croulant sous son dur labeur.*

***D**ans la même lignée, je remercie la PS dream team, grâce à qui j'ai trouvé le courage d'entamer des études de géologie, bien que la majorité d'entre vous soient géophysiciens (personne n'est parfait !). Je remercie aussi mon groupe favori de « Poulettes » qui me permettent de caqueter à cœur joie quand les coqs sont partis, Carole, Skap, Marie, Gween, Karen et bien sûr Hanika pour tous nos moments de bonheur, de partage et de joies intenses passés dans ce labo et ailleurs.*

***J**e tiens aussi à remercier tous ceux qui ont participé à l'accomplissement technique de ma thèse, Jean Luc Devidal pour ton assistance à la microsonde et au laser et pour m'avoir toujours déniché des créneaux d'analyses au dernier moment, Jean-MEB, pour m'avoir aidé à développer la technique révolutionnaire de repérage d'olivines Fo_{90} au MEB, Mhammed pour ton assistance au labo de chimie et pour ta gentillesse, Jean Louis pour l'usinage les plus belles capsules en AuPd du monde en un temps record, Thierry pour avoir résolu absolument tous les problèmes de mon PC, Chantal pour la préparation des analyses isotopiques et Delphine pour les analyses. Et bien sûr je remercie Nico, notre lab manager sans qui le plus beau labo d'inclusions du monde ne serait pas le plus beau labo d'inclusions du monde. Merci pour ton aide précieuse, aussi bien technique que scientifique, pour ta disponibilité et pour n'avoir jamais rapporté à Pierre toutes les bêtises que j'ai pu faire au labo d'inclusions !*

***J**e remercie également Christian Pin pour le partage de vos connaissances des traces et des isotopes, et Ken et Estelle Koga pour nos riches discussions sur les inclusions, pMELTS et Cie, ainsi que vos conseils avisés sur l'éducation des enfants pour finalement en tirer l'unique conclusion : on fait ce qu'on peut, hein !*

***M**es remerciements se tournent à présent vers mes parents et ma marraine pour avoir passé au peigne fin les fôtes d'aurtograffe de ce manuscrit de thèse et, avoir eu le courage de lire mes élucubrations scientifiques sans rien comprendre et d'en tirer quand même une certaine fierté à mon égard. Merci aussi à ma sœur pour m'avoir permis d'appréhender la science et l'univers qui nous entoure sous un angle différent.*

***E**nfin, mon plus tendre merci va à Greg (Russias) qui a su me soutenir ou plutôt me supporter, m'encourager, m'assister parfois, accepter que j'aie raison même quand j'avais tort, me faire faire du ski pour me défouler (ou pour que je me taise !) et surtout me donner le plus grand, le plus déconcertant, le plus fabuleux, le plus fou, le plus incroyable de tous les cadeaux : Agathe. Ma petite fille, je ne te dédierais pas cette thèse car les histoires que je te raconte le soir sont bien plus intéressantes, tu le reconnais d'ailleurs par toi-même quand tu me dis « non, pas le livre de maman, je veux Oui-Oui et la carte au trésor », mais je tenais par-dessous tout à te remercier…d'être là tout simplement.*

Apport des inclusions magmatiques et de la fusion expérimentale d'une source mixte péridotite – pyroxénite à l'étude des mécanismes de genèse des magmas d'arc sous-saturés en silice

Les laves émises en domaine de subduction sont dominées par des compositions calco-alcalines à hypersthène normatif. En revanche, les inclusions magmatiques piégées dans les olivines magnésiennes (Fo ≥ 88) des basaltes d'arc présentent des compositions alcalines, à néphéline normative. Bien que leurs compositions en éléments traces incompatibles ne diffèrent pas de celles de leurs laves hôtes, ces magmas ne peuvent pas s'expliquer par les modèles classiques de formation des laves d'arc. L'étude d'inclusions magmatiques alcalines de plusieurs arcs du monde a permis de mettre en évidence leur variabilité de composition, en particulier en CaO et Sc, deux éléments compatibles dans le clinopyroxène. Le couplage de cette étude avec des modélisations thermodynamiques a aboutit à l'élaboration d'un modèle de source impliquant la contribution de clinopyroxénites à amphibole à environ 1 GPa. Les inclusions magmatiques à néphéline normative d'arc seraient ainsi les témoins de l'hétérogénéité de source à l'origine des magmas d'arc.

Les expériences de fusion partielle du mélange homogène clinopyroxénite à amphibole – péridotite hydratée réalisées à 1 GPa permettent d'apporter des informations supplémentaires quant aux mécanismes de genèse des magmas d'arc sous-saturés en silice et de mieux comprendre les comportements de fusion des deux types de lithologies. Pour des proportions inférieures à ~ 50 % de pyroxénite dans la source, les magmas produits présentent des compositions à hypersthène normatif, comparables aux laves d'arc issues de la fusion de lithologies péridotitiques. Pour des proportions de pyroxénites supérieures, les magmas sont à néphéline normative et s'enrichissent en calcium, reproduisant ainsi la gamme de compositions observée pour les inclusions magmatiques. 50 % de mélange correspond à la limite de stabilité de l'orthopyroxène. Tant que cette phase est présente dans le résidu, les magmas engendrés restent à hypersthène normatif. De plus, la présence d'amphibole dans la source permet d'augmenter la sous-saturation des liquides résultants et d'expliquer ainsi les termes les plus riches en néphéline normative de certaines inclusions.

Nos expériences de fusion d'une source homogène ont également permis de déterminer la composition des magmas formés par un processus de fusion plus réaliste, impliquant une source hétérogène pyroxénite-péridotite. La productivité de liquides des pyroxénites étant supérieure à celles des péridotites, les magmas générés à partir d'une source hétérogène seront donc principalement pyroxénitiques, c'est-à-dire davantage sous-saturés en silice. Ainsi, dans le cas d'un mélange de magmas issus d'une source hétérogène, la transition entre les compositions à hypersthène et à néphéline normatifs s'effectue aux alentours de 30-40 % de liquides pyroxénititiques, soit pour environ 20-25 % de pyroxénite dans la source. L'origine de ces lithologies dans le manteau sub-arc est attribuée à la délamination de cumulats à clinopyroxène + amphibole présents à la base de la croute des arcs.

Les inclusions magmatiques à néphéline normative d'arc auraient enregistré plusieurs étapes de mélange entre des liquides quasi-purs de clinopyroxénites et des liquides péridotitiques. L'homogénéité de compositions des laves à hypersthène normatif traduirait en revanche, un stade de mélange et de différenciation plus avancé, atténuant ainsi la signature pyroxénitique.

***Mots clés** : Inclusion magmatique, Zone de subduction, Hétérogénéités de source, Pyroxénite, Sous-saturation en silice, Néphéline normative.*

Constraints on the origin of silica-undersaturated arc magmas inferred from melt inclusions and experimental melting of peridotite – pyroxenite mixed source

Lavas erupted in subduction zones are dominated by calc-alkaline, hypersthene-normative compositions. However, melt inclusions trapped in magnesian olivines (Fo $\geq$ 88) from arc basalts often show alkaline, nepheline-normative compositions. Although their trace element compositions are comparable to those of their host lavas, these melt inclusions cannot be simply explained by the typical models for arc lava genesis. The study of melt inclusions from several island arcs from all over the world has emphasized their compositional variability, in particular in calcium and Sc, two elements compatible in clinopyroxene. The coupling of this study with thermodynamic modelling has led to the development of a source model involving the contribution of amphibole-bearing clinopyroxenites at about 1 GPa. Nepheline-normative arc melt inclusions thus underline the source heterogeneity at the origin of arc magmas.

Partial melting experiments of amphibole-clinopyroxenite – hydrous peridotite homogeneous mixtures performed at 1 GPa have provided additional information on the origin of silica-undersaturated arc magmas, and also a better understanding of the melting behaviour of the two types of lithologies. For proportions of pyroxenite lower than 50 % in the mixed source, the derived melts show hypersthene-normative compositions that are comparable to peridotite-derived arc lavas. For higher proportions of pyroxenite in the source, the derived magmas become nepheline-normative, calcium-rich, and reproduce the compositional range of the melt inclusions. Fifty percent of mixing corresponds to the limit of orthopyroxene stability. As long as this phase is present in the residue, the generated melts are hypersthene-normative. In addition, the presence of amphibole in the source increases the silica under-saturation of liquids and thus accounts for the extreme enrichment in normative nepheline of some inclusions.

Our melting experiments of a homogeneous source have allowed to determine the compositions of magmas derived from a mode realistic melting process, involving a heterogeneous source. As pyroxenites have higher melt productivity than peridotites, most melts produced from a pyroxenite-peridotite mixed source are comparable to those produced by a dominantly pyroxenitic source, i.e., they display normative nepheline compositions. Thus, in the case of mixing of magmas derived from heterogeneous source, the transition between hypersthene- and nepheline-normative compositions occurs for 30-40 % of pyroxenite melts, generated from 20-25 % of pyroxenite in the source. The origin of these lithologies in the subarc mantle is explained by the delamination of lower crustal cumulates consisting of clinopyroxene + amphibole.

Nepheline-normative arc melt inclusions would record multi-stage mixing between clinopyroxenite and peridotite melts. In contrast, the compositional homogeneity of hypersthene-normative lavas would reflect a more advanced stage of mixing and differentiation, thereby reducing the pyroxenite signature in derived magmas.

***Keywords**: Melt inclusions, Subduction zone, Source heterogeneities, Pyroxenite, Silica under-saturation, Normative nepheline.*

Table des matières

Introduction générale 1

***Chapitre I:* Les basaltes sous-saturés en silice en domaine d'arc océanique 5**

I.1. Caractéristiques générales des magmas d'arc 5

I.1.1.Description des magmas alcalins d'arc piégés dans les inclusions magmatiques 8

I.1.2. Représentativité des inclusions magmatiques alcalines d'arc 9

I. 2. Notions de normes, de « saturation en silice » et représentations graphiques 11

I.2.1. Le tétraèdre des basaltes 11
I.2.1.1. Calcul de la norme moléculaire 12
I.2.1.2. Conversion des compositions dans le sous-système CMAS 14

I.2.2. Le plan critique de sous-saturation en silice clinopyroxène – olivine – plagioclase 15
I.2.2.1. Caractéristiques du plan Di-Ab-Ol 15
I.2.2.2. Evolution des magmas en présence d'eau 16

I.3. Evolution des magmas d'arc sous-saturés en silice : des inclusions aux laves 17

I.3.1. La variation du rapport $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ 19

I.3.2. La cristallisation de minéraux hydratés et sous-saturés en silice 20

I.3.3. L'assimilation de matériel crustal 24

I.4. Origine des magmas à néphéline normative enregistrés par les inclusions d'arc 28

I.4.1. La fusion partielle de péridotite 30
I.4.1.1. Fusion de péridotites anhydres ou en présence d'eau 30
I.4.1.2. Fusion de péridotites en présence de CO_2 33

I.4.2. Fusion partielle de pyroxénites 35
1.4.2.1. Fusion en conditions anhydres 36
1.4.2.2. Fusion de clinopyroxénites à amphibole 38

I.5. Problématique scientifique 40

Chapitre II: Présentation des deux outils de l'étude : les inclusions magmatiques et l'expérimentation en conditions hydratées.....44

II.1. Etude géochimique des inclusions magmatiques..... 44

II.1.1. Description et intérêt d'étude des inclusions magmatiques 45

II.1.2. Mécanismes de formation des inclusions magmatiques primaires 47

II.1.3. Evolution post-piégeage des inclusions magmatiques primaires..... 49
II.1.3.1. Evolution en système fermé..... 49
II.1.3.2. Evolution en système ouvert..... 50

II.1.4. Correction de la cristallisation d'olivine aux parois et technique d'homogénéisation 51
II.1.4.1. Equilibre thermodynamique..... 51
II.1.4.2. Homogénéisation expérimentale..... 52

II.1.5. Choix des inclusions pour les analyses et préparation des échantillons..... 55

II.2. Démarche expérimentale : Fusion partielle en conditions hydratées à 1 GPa de lithologies péridotitiques et clinopyroxenitiques 56

II.2.1. Matériel de départ 57
II.2.1.1. Choix du matériel de départ..... 57
II.2.1.2. Préparation du matériel de départ 58

II.2.2. Expérimentation en piston-cylindre..... 59
II.2.2.1. Dispositif expérimental..... 59
II.2.2.2. Principe de fonctionnement du piston-cylindre 61
II.2.2.3. Détermination du gradient de température dans les assemblages pour piston-cylindre ½" 62

II.2.3. Expérimentations en conditions hydratées 65
II.2.3.1. Choix des containers..... 65
II.2.3.2. Contrôle de la perte en eau dans les liquides 66
II.2.3.3. Techniques d'extraction du liquide..... 68
II.2.3.4. Détermination de la fugacité d'oxygène 71

II.2.4. Atteinte de l'équilibre thermodynamique dans les expériences 73
II.2.4.1. Détermination du coefficient d'échange Fe^{2+}-Mg olivine-liquide..... 73
II.2.4.2. Equilibre textural et minéralogique..... 74
II.2.4.3. Les différents déséquilibres et les stratégies expérimentales..... 76
II.2.4.4. Traitement des données et bilans de masse..... 78

II.3. Techniques analytiques..... 78

II.3.1. Analyses en éléments majeurs et volatils 78
II.3.1.1. Caractérisation au MEB des teneurs en Fe et Mg des olivines hôtes pour l'étude des inclusions magmatiques 78
II.3.1.2. Analyses par microsonde électronique 79

II.3.2. Analyses en éléments en traces, en eau et CO_2 80
II.3.2.1. Analyses en éléments en traces par LA-ICP-MS des inclusions magmatiques 80
II.3.2.2. Analyses de l'eau et du CO_2 des verres expérimentaux par spectroscopies Raman et Infra-rouge 81

Chapitre III: Contraintes géochimiques sur l'origine et l'évolution des magmas primaires d'Aoba et de Mota Lava (arc du Vanuatu) 83

III.1. Etude des magmas sous-saturés en silice piégés dans les inclusions magmatiques d'Aoba 84

Insights into the origin of primitive silica-undersaturated arc magmas of Aoba volcano (Vanuatu arc) 85
ABSTRACT 85
Introduction 85
Geological setting 86
Sample description and analytical methods 86
Bulk rocks 86
Minerals, melt inclusions, and matrix glasses 87
Sample description 87
Electron microprobe analyses of major elements and halogens 87
Raman spectroscopy analysis of water 87
LA-ICP-MS analyses of trace elements 87
Results 88
Bulk rock and mineral chemistry 88
Melt inclusion major, volatile and trace-element composition 88
Discussion 92
Fractional crystallization and olivine accumulation processes 92
Compositional variability of Aoba primitive melt inclusions 93
Possible origins of silica-undersaturated mantle melts 94
Application to Aoba melt inclusions 95
Conclusions 97
Acknowledgements 97
References 97
Supplementary Tables 100

III.2. Origine des hétérogénéités de compositions chimiques dans les magmas de Mota Lava 109

Small-scale coexistence of Island Arc- and enriched MORB-type basalts in the central Vanuatu Arc **110**
ABSTRACT **110**
1. Introduction **112**
2. Geological context and geochemistry of Vanuatu magmas **113**
3. Sample description and analytical techniques **114**
3.1. Bulk rocks 114
3.2. Melt inclusions and host olivines 115
4. Results **116**
4.1. Homogeneous major element compositions of Mota Lava basalts 116
4.2. Trace elements, volatiles and isotopic compositions of bulk rocks and melt inclusions: Evidence of geochemically distinct mantle-derived basaltic magmas 122
5. Discussion **124**
5. 1. Nb-enriched basalts in Vanuatu arc and their possible relationships with island arc-type basalts 124
5.2. Petrogenesis of Mota Lava primitive magmas: Evidence of multiple components in their mantle sources 125
5.3. Insights on the origin of the enriched mantle component sampled by Mota Lava basalts 131
5.4. Why are Nb-enirched basalts erupted at Mota Lava volcano? 132
6. Concluding remarks **133**
Acknowledgements **134**
References **134**

Chapitre IV: **Etude comparative sur l'origine des magmas d'arc primitifs à néphéline normative piégés dans les inclusions magmatiques** **138**

Constraints on the Origin of Nepheline-Normative Primitive Magmas in Island Arcs Inferred from Olivine-hosted Melt Inclusion Compositions **140**
ABSTRACT **140**
Introduction **140**
Sample description and analytical methods **142**
Melt inclusion geochemistry **143**
Generation of nepheline-normative, primitive melt inclusions in island arcs **148**
Petrogenesis of Ne-normative melts 148
Comparison between island arc Ne-normative melt inclusions and experimental melts 149
Two-component mixing model 151
A scenario for the petrogenesis of the Ne-normative island arc melt inclusions 153
Conclusions **155**
Acknowledgements **155**
Funding **155**
References **155**
Electronic appendix **159**

Chapitre V: Rôle des hétérogénéités mantelliques dans la genèse des magmas d'arc sous-saturés en silice 161

V.1. Démarche expérimentale 162

Experimental melting of hydrous peridotite-pyroxenite mixed sources: Constraints on the genesis of silica-undersaturated magmas beneath volcanic arcs 163
ABSTRACT 163
1. Introduction 164
2. Experimental and analytical procedures 166
2.1. Starting materials 166
2.2. Experimental techniques 167
3. Results 168
3.1. Attainment of equilibrium 168
3.2. Oxygen fugacity 169
3.3. Parageneses and melting reactions 172
3.4. Melt and mineral compositions 173
4. Discussion 177
4.1. Solidus temperatures and melt productivities 177
4.2. Melt compositions: Homogeneous melting 179
4.3. Melt compositions: heterogeneous melting 180
4.4. Origin of silica-undersaturated arc magmas: Homogeneous vs. heterogeneous melting. 182
4.5. Petrogenetic model for silica-undersaturated arc magmas 186
5. Summary points 188
Acknowledgements 189
References 189
Supplementary materials 195

V.2. Comparaison entre les liquides expérimentaux et les calculs pMELTS 197

V.3. Hétérogénéité des éléments majeurs versus homogénéité des éléments en traces des magmas alcalins d'arc : un paradoxe ? 199

V.3.1. Caractéristiques des différentes lithologies 200

V.3.2. Comparaison avec les magmas d'arc à néphéline normative 202

V.4. Comparaison entre les basaltes alcalins d'arc et d'îles océaniques (OIBs) 206

V.4.1. Les mécanismes de genèse des basaltes d'île océaniques 206

V.4.2. Comparaison entre les modèles impliquant des veines métasomatiques et des cumulats de base de croûte pour la genèse des basaltes alcalins 208

Conclusions générales 210

Références bibliographiques 215

ANNEXES 235

Table A: Compositions des inclusions et olivines hôtes évoluées 237
Table B: Compositions des spinelles des échantillons d'arc 239
Table C: Compositions des phases (pds%) dans les expériences de fusion partielle réalisées à 1 GPa 240
Table D: Compositions des capsules expérimentales à proximité du verre 247
Table E: Résultats de la modélisation pMELTS 247

Introduction générale

En 1892, J.P. Iddings est le premier à proposer l'idée que certains groupes de roches ignées terrestres présentaient des caractéristiques génétiques communes, tout en étant issues de sources différentes. Sur la base de critères géochimiques plutôt que minéralogiques, il propose une classification des roches ignées en deux grands domaines : alcalin et subalcalin. La variation systématique du rapport Fe/Mg (Irvine et Barragar, 1971 et références incluses) et de la teneur en eau (e.g. Grove et Baker, 1984) inhérents aux magmas primaires de la série subalcaline a par la suite permis de subdiviser cette série en une série calco-alcaline (plus pauvre en fer et riche en eau) et une série tholéiitique (plus riche en fer et pauvre en eau). Cette classification est encore utilisée aujourd'hui notamment pour caractériser les basaltes issus de divers contextes géodynamiques : les laves alcalines sont principalement émises en domaine intraplaque, les tholeiites caractérisent aussi bien le volcanisme de rides océaniques que les volcanismes intraplaques et de convergence de plaques, et la série calco-alcaline domine en contexte de subduction (e.g., Yoder et Tilley, 1962 ; Irvine et Barragar, 1971 ; Gill, 1981 ; Wilson, 1989).

L'homogénéité des compositions en éléments majeurs et traces des produits volcaniques émis au sein d'un même environnement tectonique, traduit notamment le fait que les magmas parentaux sont soumis à des mécanismes post-génétiques, qui tendent à atténuer leurs variations de compositions. Ainsi, même dans leurs termes les plus primitifs, les roches totales ne préservent généralement pas ou peu les hétérogénéités de compositions de leur source. Ce contraste est particulièrement marqué au niveau des zones de subduction, où les processus de genèse des magmas sont potentiellement plus complexes que dans les autres contextes géodynamiques. En effet, la présence de fluides de nature variée et la diversité des lithologies de source sont autant de paramètres susceptibles de modifier les compositions des magmas engendrés. Malgré l'ampleur de ces mécanismes, la majorité des compositions des produits émis en surface dans les zones de subduction reste confinée au domaine des compositions calco-alcalines, évoluant de hypersthène à quartz normatifs par différenciation.

Les inclusions magmatiques primaires préservées dans les minéraux de roches volcaniques permettent de s'affranchir des processus superficiels qui affectent les laves, car elles enregistrent des instantanés de magmas à différents stades de leur évolution. Les

inclusions magmatiques présentent souvent une gamme de composition plus large que leurs laves hôtes (Falloon et Green, 1986 ; Sobolev, 1996 ; Saal et al., 1998 ; Danyushevsky et al., 2000 ; Schiano, 2003 ; Saal et al., 2005), en particulier vers les termes primitifs. Plusieurs interprétations ont été proposées pour expliquer les compositions des inclusions qui ne sont pas exprimées sous forme de roches totales. Elles sont parfois considérées comme accidentelles, c'est-à-dire liées à des problèmes de piégeage d'un magma « exotique » (Danyushevsky et al., 2004 ; Reubi et Blundy, 2008) ou à des modifications post-piégeage (Danyushevsky et al., 2000 ; Gaetani et Watson, 2002). Mais elles peuvent également être révélatrices des hétérogénéités de source et/ou des variations du degré de fusion partielle (Sobolev et Kostyuk, 1975 ; Watson, 1976 ; Sobolev, 1996 ; Schiano, 2003) et seraient donc peu affectées par les processus opérant au sein des réservoirs, qui tendent à homogénéiser les compositions des magmas. Selon cette hypothèse, les inclusions magmatiques primaires piégées dans les minéraux précoces constituent des reliques de magmas primitifs et offrent des informations uniques sur les sources des laves.

De nombreuses études ont décrit une population de magmas alcalins primitifs présents dans de très nombreuses zones de subduction sous la forme d'inclusions magmatiques primaires piégées dans les olivines magnésiennes (Fo > 85), (e.g., Métrich et Clocchiatti, 1996 ; Della-Pasqua et Varne, 1997; Gioncada et al., 1998 ; Métrich et al., 1999 ; Schiano et al., 2000 ; De Hoog et al., 2001 ; Elburg et al., 2007 ; Portnyagin et al., 2007 ; Le Voyer et al., 2008 ; Bouvier et al., 2010a, 2010b ; Sorbadere et al., 2011 ; 2012). Leur caractère sous-saturé en silice, à néphéline normative, ainsi que leurs compositions plus hétérogènes que celles des laves hôtes, posent la question de l'origine de ces magmas et de leurs liens avec les laves d'arc calco-alcalines.

Démarche scientifique

L'objectif de cette thèse est d'apporter des informations sur les mécanismes de genèse et d'évolution des magmas sous-saturés en silice afin d'établir un modèle pétrogénétique, capable d'expliquer leur quasi-omniprésence en domaine d'arc. Dans cette démarche, nous avons utilisé deux types d'outils :

1- Un outil géochimique : les compositions des inclusions magmatiques primaires. Elles ont permis une caractérisation complète des magmas alcalins d'arc et l'élaboration d'un modèle géochimique de source.

2- Un outil pétrologique : les expériences haute pression-haute température en conditions hydratées. Cette approche a été utilisée afin de reproduire les conditions de genèse déduites du modèle géochimique et d'apporter ainsi des informations sur les mécanismes de production de ces magmas.

Plan du manuscrit de thèse

Cette thèse s'articule autour de cinq chapitres présentés comme suit :

Le premier chapitre présente les magmas sous-saturés en silice en domaine d'arc et décrit leurs caractéristiques géochimiques et pétrologiques. Les notions de normes et de sous-saturation en silice sont expliquées et les choix des systèmes de représentation des compositions sont justifiés dans ce chapitre. Nous abordons en particulier la question de la genèse des inclusions magmatiques alcalines d'arc et de leurs liens possibles avec leurs laves hôtes. Cet aspect fera l'objet d'une comparaison entre les magmas sous-saturés en silice d'arc et les données expérimentales obtenues à partir de plusieurs lithologies et dans diverses conditions de pression-température. Le modèle de source élaboré via cette approche et corroboré par les études antérieures consiste en la fusion à faible pression (~ 1 GPa) d'une source hétérogène composée de péridotites et de clinopyroxénites à amphibole.

Le deuxième chapitre est consacré à la présentation des deux outils utilisés dans ce travail de thèse : les inclusions magmatiques et les expériences de fusion du mélange péridotite-pyroxénite. Dans un premier temps nous décrivons les caractéristiques générales des inclusions magmatiques, leurs mécanismes de formation et leur évolution post-formation. Nous détaillons également la technique expérimentale utilisée permettant leur re-homogénéisation. Dans un second temps, nous présentons la démarche expérimentale de fusion d'une source hétérogène en justifiant le choix du matériel de départ utilisé et en décrivant les techniques expérimentales et les problèmes liées à l'expérimentation en conditions hydratées. Ce chapitre s'achèvera par une description des méthodes analytiques utilisées dans les deux approches, qui ont permis la caractérisation des liquides et des minéraux.

Le troisième chapitre consiste en une étude géochimique des inclusions magmatiques primaires et des laves hôtes de deux îles volcaniques de l'arc du Vanuatu : Aoba et Mota Lava. Ce chapitre se présente sous la forme de deux articles scientifiques, portant sur l'origine et l'évolution géochimique des magmas primaires au Vanuatu. La signature à néphéline normative et la variabilité de compositions des inclusions primitives d'Aoba suggèrent une contribution de lithologies clinopyroxénites dans leur source. En revanche, l'étude des magmas primaires de Mota Lava traduit une hétérogénéité de source corrélée à une évolution temporelle du contexte géodynamique de la région.

Le quatrième chapitre fait l'objet d'une étude comparative sur l'origine des magmas d'arc primitifs à néphéline normative piégés dans les inclusions magmatiques. Ce chapitre recense, sous la forme d'un article scientifique, les inclusions magmatiques piégées dans les olivines forstéritiques (Fo $\geq$ 88) de plusieurs arcs du monde et propose une synthèse des mécanismes de genèse possibles. A l'aune des résultats obtenus par les modélisations thermodynamiques pMELTS, les projections dans le sous-système CMAS et les variations des éléments en traces, nous proposons que les inclusions magmatiques à néphéline normatives d'arc soient générées par un mélange de source ou de magmas, impliquant la contribution majeure de clinopyroxénite à amphibole dans leur source péridotitique.

Le cinquième chapitre traite du rôle des hétérogénéités mantelliques dans la genèse des magmas d'arc sous-saturés en silice. La première et principale partie de ce chapitre, écrite sous la forme d'un article scientifique, présente les résultats des expériences de fusion partielle du mélange clinopyroxénite à amphibole – péridotite hydratée à 1 GPa. Cette partie compare notamment les magmas produits par fusion d'une source homogène (comme c'est le cas dans nos expériences) et les magmas formés par un processus de fusion plus réaliste d'une source hétérogène. La nature et les proportions de pyroxénites impliquées dans la source des magmas d'arc sont également discutées. Le chapitre se poursuit par une comparaison entre les compositions fournies par la modélisation pMELTS et les données expérimentales, puis s'intéresse au paradoxe apparent entre l'hétérogénéité des éléments majeurs et l'homogénéité des éléments en traces des magmas alcalins d'arc. Pour finir, nous proposons une discussion sur l'éventualité d'un mécanisme commun à l'origine du caractère alcalin des inclusions magmatiques d'arc et des OIBs.

Chapitre I

Les basaltes sous-saturés en silice en domaine d'arc océanique

I.1. Caractéristiques générales des magmas d'arc

Les produits volcaniques émis en domaine d'arc sont dominés par des andésites basiques à andésites (52-60% SiO_2) et sont généralement plus primitifs en domaine d'arc océanique qu'en domaine d'arc continental (Plank et Langmuir, 1988). Même si la série tholéiitique est bien représentée, ils appartiennent majoritairement à la série calco-alcaline et ont des compositions à olivine + hypersthène normatifs, voire à quartz normatif pour les produits les plus différenciés. Contrairement aux magmas issus d'autres contextes géodynamiques, les magmas d'arc se caractérisent par des teneurs élevées en eau, entre 1 et 3,5 pds% (exceptionnellement jusqu'à 8 pds%) mesurées dans les inclusions magmatiques primaires d'arc (e.g., Sobolev et Chaussidon, 1996 ; Wallace, 2005 ; Métrich et Wallace, 2008 ; Ruscitto et al., 2012). La présence occasionnelle de minéraux hydratés, tels que l'amphibole ou le mica, dans les laves et les inclusions magmatiques (e.g., Frezzotti, 2001) atteste de ce caractère hydraté. De manière générale, les magmas d'arc sont riches en éléments volatils (Cl, F, S) et sont relativement oxydés ($\log fO_2 \geq$ FMQ = tampon de fugacité d'oxygène (fO_2) fayalite-magnétite-quartz) (Osborn, 1959; Carmichael, 1991; Arculus, 1994; Parkinson et Arculus, 1999; Rowe et al., 2008; Kelley et Cottrell, 2009; Malaspina et al., 2010). Leurs spectres en éléments traces normalisés au manteau primitif permet également de les différencier des basaltes issus d'un volcanisme de ride océanique (MORB) ou de point chaud (OIB) (Fig. I.01). Comparativement aux MORB, les magmas d'arc sont enrichis en éléments mobiles, en éléments alcalins et alcalino-terreux (LILE = Large Ion Lithophile Elements) et en terres rares légères (LREE = Light Rare Earth Elements), et sont majoritairement appauvris en HREE (Heavy Rare Earth Element). De plus, les magmas d'arc sont caractérisés par une anomalie négative en éléments à fort potentiel ionique (HFSE = High Field Strength

Elements, c'est-à-dire Nb, Ti, Zr,Ta, Hf) et une anomalie positive en Pb, qui leur confèrent leur « signature d'arc ».

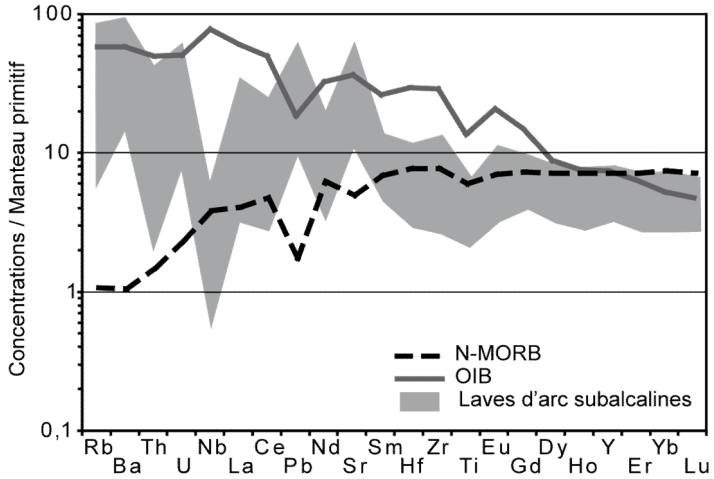


Figure I.01. Diagramme multi-éléments comparant les compositions en éléments en traces des laves d'arc subalcalines du Vanuatu (Peate et al., 1997, Sorbadere et al., 2011) avec celles des N-MORB et des OIB (Sun et McDonough, 1989). Normalisation au manteau primitif d'après Hofmann (1988).

Ces caractéristiques géochimiques communes aux magmas d'arcs reflètent leur mode de genèse impliquant la contribution de matériel enrichi et hydraté issus de la plaque plongeante dans le coin mantellique. Il est communément admis que la majorité des laves émises en domaine d'arc soient générées par fusion partielle du manteau sous-jacent, métasomatisé par les fluides issus de la déshydratation de la plaque plongeante (e.g., Nicholls et Ringwood, 1972 ; 1973 ; Tatsumi, 1986 ; 1989 ; Tatsumi et al., 1986 ; Pawley et Holloway, 1993 ; Schmidt et Poli, 1998 ; Forneris et Holloway, 2003). Cet apport de fluides (essentiellement aqueux) a pour effet de diminuer la température du solidus de la péridotite mantellique, dont la fusion engendre les magmas primaires de la série calco-alcaline typique des zones de subduction. D'autres modèles impliquent la fusion partielle de la plaque plongeante comme mécanisme éventuel à l'origine de certains magmas d'arc. Les liquides silicatés ainsi engendrés interagissent avec la péridotite environnante et sont susceptibles de modifier la composition de la source mantellique par métasomatisme (e.g., Defant et Drummond, 1990 ; Peacock et al., 1994; Martin, 1999). Selon Wyllie et Sekine, 1982, ces liquides peuvent également être à l'origine de la formation de corps de pyroxénites à phlogopite dans le manteau qui, en se déshydratant, engendreraient les magmas calco-alcalins typique d'arc par fusion partielle du coin mantellique.

Cette thèse présente et documente une population de magmas primaires caractérisée par des compositions alcalines (c'est-à-dire, à néphéline normative) quasi-omniprésente en domaine d'arc et dont l'origine ne peut pas simplement s'expliquer par les modèles pétrogénétiques classiques cités ci-dessus. De récentes études ont montré que les basaltes alcalins étaient largement représentés dans les inclusions magmatiques primaires d'arc piégées dans les olivines forstéritiques (Fo > 85 mol%) de la plupart des arcs insulaires du monde (Fig. I.02) (McInnes et Cameron, 1994 ; Métrich et Clocchiatti, 1996 ; Della-Pasqua et Varne, 1997; Gioncada et al., 1998 ; Métrich et al., 1999 ; Schiano et al., 2000 ; De Hoog et al., 2001 ; Kent et Elliot, 2002 ; Mironov et al., 2001 ; Elburg et al., 2006 ; Elburg et al., 2007 ; Portnyagin et al., 2007 ; Le Voyer et al., 2008 ; Georgiev et al., 2009 ; Bouvier et al., 2010a, 2010b ; Sorbadere et al., 2011 ; 2012). Les olivines hôtes des inclusions alcalines ont des compositions similaires aux olivines des MORB (Fo_{88-92}), à l'exception de la teneur en CaO élevée de certaines olivines contenant des inclusions ultracalciques du Vanuatu (0,56 pds%, Della-Pasqua et Varne, 1997 ; Sorbadere et al., 2012), de Batan (0,43 pds%, Métrich et al., 1999) et Galunggung (0,93 pds%, De Hoog et al., 2001). De façon générale, les teneurs en CaO des olivines hôtes sont corrèlées positivement avec celles des inclusions (Elburg et al., 2007 ; Sorbadere et al., 2012).

Figure I.02. Localisation des inclusions magmatiques à néphéline normative piégées dans les olivines de différents arcs du monde. Les références sont citées dans le texte.

I.1.1.Description des magmas alcalins d'arc piégés dans les inclusions magmatiques

Ces inclusions magmatiques sont caractérisées par des compositions à néphéline normative (jusqu'à 16 %), pauvres en silice (42-47 pds%) et riches en alcalins (2-3 pds% Na_2O ; 0.3-1 pds% K_2O). Leurs teneurs en MgO sont relativement élevées (jusqu'à 15 pds%, 11 pds% en moyenne) et leurs concentrations en FeO sont comprises entre 6 et 8 pds%. Les Mg# définis par le rapport $100*[Mg^{2+}/(Mg^{2+}+Fe^{2+})]$ de ces inclusions sont relativement élevés et correspondent à ceux des MORB (entre 60 et 80). Une partie de ces inclusions présente également des compositions riches en CaO (jusqu'à 18,8 pds%) et des rapports $CaO/Al_2O_3 >$ 0,9, bien plus élevés que ceux des MORB et des magmas issus de la fusion de péridotites anhydres en général. Ces liquides sous-saturés en silice et ultracalciques en contexte d'arc ont été en premier lieu identifiés sous la forme de roches totales ankaramitiques. Toutefois, leurs teneurs élevées en CaO ont été interprétées comme le résultat d'une accumulation mécanique de cristaux de clinopyroxènes dans un magma à l'origine non ultracalcique (e.g., Lacroix, 1916 ; Foden, 1983 ; Maaløe et al., 1986). La découverte de liquides sous-saturés en silice et ultracalciques piégés sous la forme d'inclusions magmatiques dans des olivines magnésiennes, a permis dès lors de les identifier en tant que population de magmas primaires d'arc, représentatifs d'un processus de genèse différent de celui des magmas d'arc classiques (e.g., Della-Pasqua et Varne, 1997 ; Schiano et al., 2000 ; De Hoog et al., 2001 ; Médard et al., 2006). Des études plus récentes ont révélé que le caractère sous-saturé en silice de ces inclusions magmatiques n'était pas systématiquement associé à des teneurs riches en calcium et des rapports $CaO/Al_2O_3 > 1$. C'est le cas, par exemple, des inclusions d'Ambrym, Aoba et Mota Lava (arc du Vanuatu) étudiées dans cette thèse (Sorbadere et al., 2011 ; 2012) ainsi que les inclusions de Grenade et St Vincent (arc des Antilles ; Bouvier et al., 2010a, 2010b), dont les teneurs en CaO sont similaires à celles des magmas d'arc « classiques » (10-13 pds%). Le caractère ultracalcique des inclusions d'arc primitives n'est donc pas aussi généralisé que leur signature alcaline. Les inclusions ultracalciques d'arc identifiées dans cette thèse seront donc considérées comme appartenant à une sous-population de magmas primaires dont la caractéristique principale est leur composition alcaline.

Les inclusions magmatiques alcalines présentent des spectres d'éléments en traces incompatibles comparables à ceux des magmas typiques d'arcs (Fig. I.03), ce qui implique que leur processus de formation influe peu sur les compositions en éléments traces ou les affecte de la même manière que les processus de genèse des magmas d'arc classiques. Toutefois, leurs teneurs en Sc (un élément en trace compatible avec le clinopyroxène) sont

élevées, variables (30 – 90 ppm) et corrèlent positivement à leur teneurs en CaO. De même, les inclusions les plus calciques sont plus appauvries en éléments incompatibles et présentent des rapports LREE/HREE plus faibles que les inclusions non calciques.

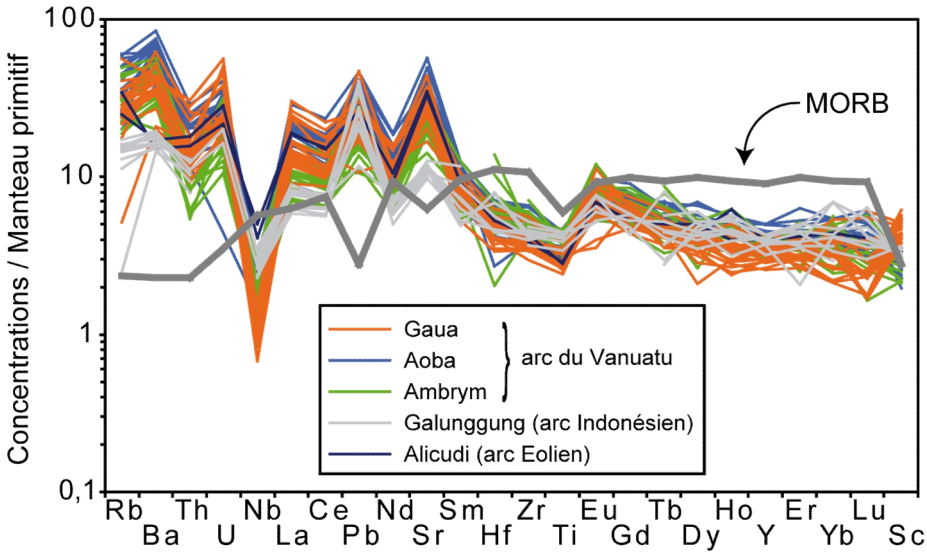


Figure I.03. Spectre d'éléments en traces normalisés au manteau primitif (Hofmann, 1988) des inclusions magmatiques à néphéline normative des différents arcs étudiés dans cette thèse (Sorbadere et al., 2011, 2012), comparées aux MORB (Hofmann, 1988).

Les concentrations en éléments volatils (Cl, S, H_2O, F) des inclusions magmatiques alcalines sont aussi généralement comparables à celles des inclusions d'arc classiques. Cependant, certaines inclusions alcalines ultracalciques présentent des teneurs en soufre plus riches que les autres inclusions d'arc (jusqu'à 3200 ppm dans les inclusions de Batan ; Métrich et al., 1999). Elles peuvent également être très riches en Cl (jusqu' à 7800 ppm dans les inclusions de Gaua ; Sorbadere et al., 2012).

I.1.2. Représentativité des inclusions magmatiques alcalines d'arc

Les compositions en alcalins, silice et parfois calcium des inclusions magmatiques à néphéline normative n'ont que rarement leurs équivalents sous la forme de roches totales, d'une part parce que les magmas mafiques ne constituent qu'une minorité des laves émises en domaine d'arc et d'autre part, parce que les laves d'arc sont principalement subalcalines (Fig. I.04). Les rares exemples de basaltes alcalins d'arc sont des ankaramites (Schiano et al., 2000 ; Elburg et al., 2007 ; Georgiev et al., 2009 ; Marchev et al., 2009).

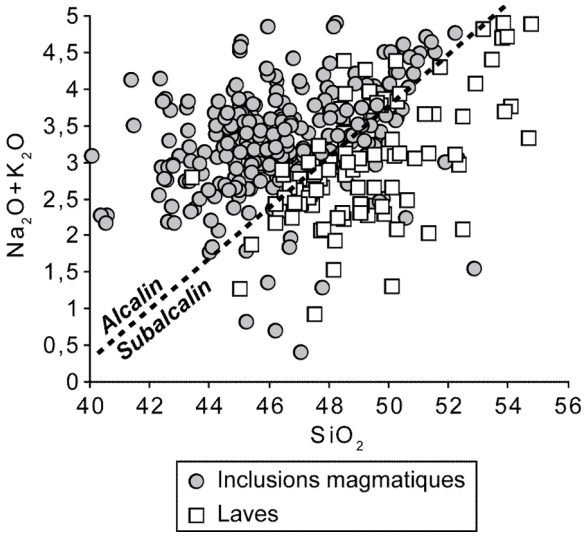


Figure I.04. Diagramme SiO_2 versus alcalins distinguant les séries alcalines et subalcalines (d'après MacDonald, 1968) pour les inclusions magmatiques piégées dans les olivines magnésiennes (Fo ≥ 88) (Gioncada et al., 1998; Métrich et al., 1999; Schiano et al., 2000; De Hoog et al., 2001; Kent et Elliot, 2002; Elburg et al., 2007; Portnyagin et al., 2007; Bouvier et al., 2010a, 2010b; Sorbadere et al., 2011, 2012) et pour les basaltes (Barberi et al., 1974 ; Gerbe et al., 1992; Eggins, 1993; Robin et al., 1993; Thirlwall et al., 1996 ; Peate et al., 1997; Pichavant et al., 2002; Raos & Crawford, 2004; Schuth et al., 2004 ; Kamenetsky et al., 2006 ; Castillo et al., 2009 ; Sorbadere et al., 2011) des arcs océaniques des Philippines, Indonésie, Kamchatka, Salomon, Mariannes, Vanuatu, Antilles et Eolien.

Par ailleurs, de nombreuses études ont montré que les compositions des inclusions magmatiques primitives n'étaient pas toujours représentées dans les laves hôtes (Falloon et Green, 1986 ; Sobolev, 1996 ; Saal et al., 1998 ; Danyushevsky et al., 2004 ; Schiano, 2003 ; Saal et al., 2005). Ce phénomène peut être dû :

1- à des problèmes de piégeage d'un magma hors équilibre (Danyushevsky et al., 2004 ; Reubi et Blundy, 2008)
2- à des modifications post-piégeage de la composition de l'inclusion (Danyushevsky et al., 2000 ; Gaetani et Watson, 2002) (cf. chapitre II)
3- au fait que les inclusions représentent des « instantanés » de magmas parentaux, préservant ainsi l'hétérogénéité initiale de leur source, alors que les laves traduisent le mélange de ces magmas (Sobolev et Kostyuk, 1975 ; Watson, 1976 ; Sobolev, 1996 ; Schiano, 2003). Dans ce cas, les laves ont des compositions plus homogènes que les inclusions.

Le caractère ubiquiste des inclusions magmatiques alcalines dans la quasi-totalité des arcs océaniques suggère un mécanisme global de formation de tels magmas dans les contextes géodynamiques de convergence de plaques. En effet, le piégeage de magmas hors équilibre reste un phénomène accidentel et localisé, à l'échelle du cristal, difficilement réconciliable avec la présence systématique d'inclusions alcalines (discussion détaillée dans la section I.3.3). Les modifications de composition des inclusions lors de leur évolution post piégeage sont liées aux phénomènes d'interdiffusion de certains éléments chimiques (en particulier Fe-Mg) entre l'olivine et l'inclusion et/ou au rééquilibrage de l'inclusion avec le magma environnant. Dans le premier cas, l'usage de projections par le pôle olivine dans les diagrammes CMAS permet de s'affranchir totalement du problème d'échange entre l'olivine

et l'inclusion (cf. section I.2.1.2). Or dans ce type de projections, les inclusions se situent dans le volume des compositions à néphéline normative du diagramme, démontrant ainsi que cette caractéristique n'est pas due à un éventuel mécanisme d'interdiffusion olivine-inclusion. Par ailleurs, le rééquilibrage éventuel de l'inclusion avec le magma environnant aurait pour effet de diminuer la sous-saturation en silice de l'inclusion et donc d'entraîner la perte progressive de leur caractère à néphéline normative, car les magmas d'arc sont majoritairement à hypersthène normatif. Ce mécanisme semble donc exclu pour expliquer la signature alcaline quasi ubiquiste des inclusions magmatiques d'arc piégées dans les olivines forstéritiques.

Les compositions alcalines des inclusions considérées dans cette étude semblent donc refléter une caractéristique primaire de magmas représentatifs du magmatisme de subduction, pas ou peu échantillonnés par les laves.

I. 2. Notions de normes, de « saturation en silice » et représentations graphiques

I.2.1. Le tétraèdre des basaltes

Les roches ignées sont séparées en deux grands domaines : alcalin et subalcalin. La variation systématique du rapport Fe/Mg (Irvine et Barragar, 1971 et références incluses) et de la teneur en eau (e.g. Grove et Baker, 1984) inhérente aux magmas primaires de la série subalcaline a par la suite permis de la subdiviser en une série calco-alcaline (plus pauvre en Fe et riche en eau) et une série tholéiitique (plus riche en Fe et pauvre en eau). Yoder et Tilley (1662) proposent de représenter les basaltes alcalins et subalcalins en fonction de leurs compositions normatives dans le système diopside-néphéline-forstérite-quartz (Di-Ne-Fo-Qz), également appelé tétraèdre des basaltes (Fig. I.05) (Yoder et Tilley, 1962). Ce tétraèdre est subdivisé en trois volumes par deux plans : un « plan de saturation en silice » qui sépare les compositions à quartz normatif et à hypersthène + olivine normatifs et un « plan critique de sous-saturation en silice » qui distingue les compositions à hypersthène + olivine normatifs de celles à néphéline normative. Les trois volumes correspondent aux principaux types de basaltes : les tholeiites à quartz (saturées en silice), les tholeiites à olivine (sous-saturées en silice) et les basaltes alcalins à néphéline normative (sous-saturées en silice). Ce système de représentation graphique apporte également des informations thermodynamiques qui ne sont généralement

pas visibles dans des diagrammes binaires. En effet, les représentations des compositions sur les plans ternaires du tétraèdre permettent de visualiser les relations de phases entre les différents minéraux ainsi que l'évolution de composition des magmas.

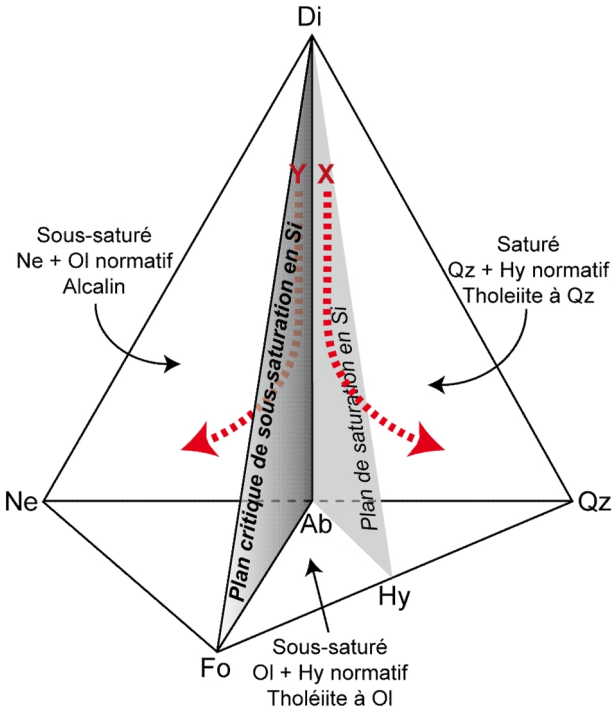


Figure I.05. Le tétraèdre des basaltes (modifié d'après Yoder et Tilley, 1962) divisé en trois volumes correspondant aux domaines des basaltes alcalins à néphéline-normative, des tholéiites à olivine olivine + hypersthène normatifs et des tholéiites à quartz à quartz + hypersthène normatifs. Les deux plans gris représentent les plans de saturation et de sous-saturation en silice. Les flèches rouges correspondent au trajet de différenciation de part et d'autre de la division thermique d'un magma X à hypersthène normatif et d'un magma Y à néphéline normative. Ne = néphéline, Fo = forstérite, Qz = quartz, Di = diopside, Hy = hypersthène, Ab = albite.

La construction de ce tétraèdre repose sur la réduction des constituants chimiques de la roche en un système à 4 composants représentatifs des roches basaltiques, comme le système Di-Ne-Fo-Qz. Les données sont ensuite représentées dans un plan ternaire appartenant au tétraèdre. Les deux méthodes les plus utilisées pour réduire les données et les représenter dans un plan ternaire sont (1) les normes moléculaires (Yoder et Tilley, 1962 ; Irvine et Baragar, 1971 ; Falloon et Green, 1988 ; Presnall et al., 2002) ou (2) le calcul des composants CMAS (O'Hara, 1972).

I.2.1.1. Calcul de la norme moléculaire

La composition normative du magma correspond à la composition théorique en minéraux anhydres qu'il aurait s'il cristallisait lentement et complètement. Cette approche permet de

comparer des roches anhydres et hydratées ainsi que des magmas ayant des histoires (taux de refroidissement, textures) différentes. La détermination de la norme moléculaire revient à convertir la composition en masse d'oxydes de la roche en moles d'oxydes complexes. Ainsi, la silice du magma est utilisée pour cristalliser du feldspath ($NaAlSi_3O_8$), du pyroxène ($2(Mg, Fe)SiO_2$) et du quartz (SiO_2). Lorsque le magma ne contient pas assez de silice, le pyroxène réagit avec le quartz pour produire de l'olivine selon la réaction :

$$(Mg, Fe)_2SiO_4 + SiO_2 = 2(Mg,Fe)SiO_3$$

Si le déficit en silice du magma subsiste, le feldspath réagit avec le quartz pour produire de la néphéline :

$$NaAl_2SiO_4 + 2SiO_2 = NaAlSi_3O_8$$

La norme moléculaire peut être calculée selon la méthode CIPW ou selon des techniques simplifiées (e.g., Falloon et Green, 1988). L'inconvénient principal du calcul de norme est la déformation parfois disproportionnée des données représentées dans les diagrammes. Ce phénomène est lié à la sur-représentation de certains composants (comme la silice par exemple) par rapport aux oxydes complexes (par exemple $CaAlSiO_6$). Cet effet peut être réduit en recalculant les composants du système graphique considéré de façon à rééquilibrer leurs « poids » respectifs. Par exemple, pour le système ternaire Ol-Ne-Qz, Irvine et Baragar (1971) proposent de recalculer les composants de la manière suivante :

Ol* = Ol + 0,75Hy

Ne* = Ne + 0,6Ab

Qz* = Qz + 0,4Ab + 0,25Hy

Dans le calcul de la norme, les positions des minéraux ne sont pas conservées dans les diagrammes ternaires. Par exemple le plagioclase, qui se trouve au milieu du segment Qz-Ne dans le tétraèdre des basaltes, se situe à presque 2/3 de la distance du Qz et 1/3 de la distance de Ne. Cet aspect nécessite de représenter toutes les phases minérales du système dans les diagrammes. Compte tenu des éventuels problèmes inhérents aux représentations graphiques réalisées à partir des moles d'oxydes complexes (normes), seul le calcul proposé par Irvine et Baragar (1971) a été utilisé dans cette thèse pour représenter les compositions normatives des magmas. Les diagrammes ternaires ont été systématiquement comparés à des projections dans le système CMAS, qui permet de minimiser les déformations des compositions.

I.2.1.2. Conversion des compositions dans le sous-système CMAS

Cette méthode permet de réduire le nombre de composants, de l'ordre de 12 dans les roches naturelles courantes (SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Cr_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5), à 4 composants de type « CMAS ». Cette réduction s'opère soit en négligeant certains éléments, soit en additionnant des éléments qui ont un comportement similaire, soit en projetant par une phase minérale. Etant donné que les quatre oxydes SiO_2, MgO, CaO, Al_2O_3 représentent plus de 90% de la composition des péridotites mantelliques, la restriction à un système simplifié CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2 (CMAS) a permis une première approximation pour l'étude des péridotites. Cependant, les systèmes naturels sont beaucoup plus complexes, même lorsqu'il s'agit de la fusion de péridotites, et nécessitent donc la prise en compte de tous les éléments qui peuvent jouer un rôle significatif dans l'évolution des magmas. Par exemple, les alcalins vont avoir une grande influence sur la composition des magmas formés à haute pression ou issus de faibles taux de fusion partielle. Dans le but d'élargir le domaine de représentation des roches naturelles, O'Hara (1972) recalcule les composants CMAS en intégrant la totalité des oxydes, comme suit :

$C = CaO - 10/3P_2O_5 + 2Na_2O + 2K_2O$

$M = MgO + FeO + MnO - TiO_2$

$A = Al_2O_3 + Fe_2O_3 + Cr_2O_3 + TiO_2 + Na_2O + K_2O$

$S = SiO_2 - 2Na_2O - 2K_2O$

Une fois les données recalculées en composants CMAS, elles peuvent être converties en multipliant la matrice CMAS par une matrice de projection (cf. thèse E. Médard, 2004 et Chapitre IV), dans un système mieux adapté à leur représentation comme le système Di-Ne-Fo-Qz. Afin de visualiser les données, on les projette par l'une des quatre phases minérales dans n'importe quel plan ternaire appartenant au volume tétraédrique. Les projections ternaires par le pôle olivine ont notamment été utilisées dans cette thèse pour représenter les compositions des inclusions magmatiques, car elles permettent de s'affranchir des phénomènes d'échanges chimiques entre l'inclusion et l'olivine hôte (cf. Chapitre IV). En effet, les compositions résultantes de ce type de processus vont se reporter le long d'une droite de mélange située entre le plan ternaire et l'olivine et ne sont donc pas exprimées sur le plan. De même, l'effet de l'accumulation mécanique d'olivines de certaines laves, particulièrement marqué pour les océanites, sera masqué dans un plan ternaire projeté par l'olivine. Pour les laves ankaramitiques formées par accumulation de clinopyroxènes, une projection par le diopside sera plus adaptée. D'une manière générale, les plans de projections

ternaires conviennent à tous les systèmes saturés en une phase minérale car ils permettent, en projetant par cette phase, de mieux visualiser l'effet des autres composants.

I.2.2. Le plan critique de sous-saturation en silice clinopyroxène – olivine – plagioclase

I.2.2.1. Caractéristiques du plan Di-Ab-Ol

De part la fusion incongruente de l'hypersthène, la limite qui séparent des tholéiites à olivine et les tholéiites à quartz est un péritectique à basse pression et tous les liquides à la fois à hypersthène + olivine normatifs vont évoluer par cristallisation fractionnée vers des liquides à hypersthène + quartz normatifs (Presnall et al., 1978 ; 1979). Ainsi, les compositions de tholéiites à hypersthène évoluent directement vers des degrés de saturation en silice plus importants comme illustré par l'évolution d'un magma parental subalcalin de composition X (Fig. I.05). L'effet est inverse pour les basaltes à néphéline normative qui évoluent vers des compositions de plus en plus déficientes en silice, comme l'indique le trajet du magma parental alcalin de composition Y.

Le plagioclase étant un composant intermédiaire entre la néphéline et le quartz, ce minéral fond de manière congruente et génère un liquide de sa propre composition. En conséquence, ce système à trois composants (plagioclase, néphéline et quartz) nécessite une « division thermique » permettant de séparer deux sous-systèmes : Di-Pl-Qz et Di-Pl-Ne, possédant chacun leur propre point eutectique. Cette division thermique correspond au plan de sous-saturation en silice et concerne donc toutes les compositions à l'équilibre avec les phases qui se projettent sur ce plan à savoir les clinopyroxènes, les olivines, et les plagioclases (Fig. I.06).

La barrière thermique est effective jusqu'à ce que la ligne univariante le long de laquelle cristallisent olivine, diopside et anorthite traverse le plan Di-Ol-Pl. Sur la Fig. I.06, cette transition se manifeste par la rencontre des points *1* et *2* (points de rencontre entre le plan Di-Ol-An et les volumes de phases à l'équilibre) en un point invariant isobarique à l'équilibre avec olivine, diospide, anorthite, spinelle et liquide. L'augmentation de pression conduit le point invariant à se déplacer du côté pauvre en silice au côté riche en silice du plan Di-Ol-An, puis à se diviser à nouveau en deux points *3* et *4* à plus haute pression. La pression à laquelle le point invariant traverse le plan correspond à la pression de disparition de la division thermique. Un magma primaire alcalin est dès lors susceptible de produire des

liquides tholéiitiques par simple différenciation. Dans un système CMAS simple (CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2), la division thermique est effective jusqu'à 4 kbar selon Presnall et al. (1978) et jusqu'à 8 kbar selon O'Hara (1968). Pour des systèmes plus complexes se rapprochant des compositions naturelles, elle est présumée persister jusqu'à 5 kbar (Yoder, 1964 ; Kushiro, 1968). L'augmentation de pression engendre la diminution des volumes de phases de l'olivine et du plagioclase au profit de ceux du diopside et du grenat. Entre 15 et 20 kbar le champ de stabilité de l'anorthite ne se situe plus dans le plan Di-Ol-An (Presnall et al., 1978). En conséquence, la division thermique représentée par ce plan concerne surtout les systèmes évoluant par cristallisation fractionnée en domaines crustaux.

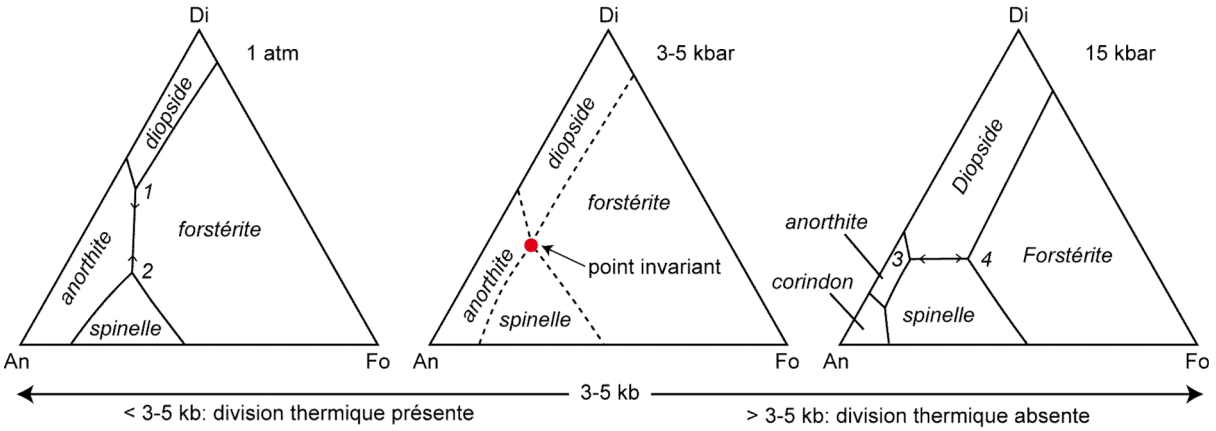


Figure I.06. Diagrammes illustrant la disparition de la division thermique avec l'augmentation de la pression pour un système simple CMAS (modifié d'après Presnall et al., 1978). A 1 atm, les points de rencontre entre le plan de sous-saturation en silice et les phases en présence (c'est-à-dire diopside, forstérite, anorthite d'un côté et anorthite, spinelle, forstérite de l'autre côté) correspondent aux points 1 et 2. A 3-5 kbar, les points se rejoignent en un point invariant qui passe du côté sous-saturé à saturé en silice en traversant le plan Di-An-Fo. A 15 kbar, les points de rencontre entre le plan de sous-saturation en silice et les phases en présence (c'est-à-dire diopside, forstérite, spinelle d'un côté et anorthite, spinelle, diopside de l'autre côté) correspondent aux points 3 et 4. Dès lors que le point invariant traverse le plan Di-An-Fo (entre 3-5 kbar), ce plan n'est plus une division thermique. Fo = forstérite, Di = diopside, An = anorthite.

I.2.2.2. Evolution des magmas en présence d'eau

Une des caractéristiques principales des magmas d'arc est leur teneur en eau relativement élevée. Les relations de phases et la séquence de cristallisation d'un magma hydraté vont donc s'en trouver modifiée. La présence d'eau augmente les champs de stabilité de l'olivine et des pyroxènes au détriment de celui du plagioclase et l'amphibole apparaît au liquidus (Kushiro, 1969 ; 1974 ; Niida et Green, 1999 ; Irving et Green, 2008). Tant que le volume de phase du plagioclase intercepte le plan Di-Ol-An, il n'y a pas de raison pour que la pression à laquelle la division thermique n'est plus effective en soit modifiée. Par ailleurs, la présence d'eau dans les magmas issus d'une source péridotitique augmente leur teneur en silice (e.g., Gaetani et

Grove, 1998). La probabilité de former des magmas à hypersthène normatif est donc plus importante.

La séquence de cristallisation d'un magma basaltique hydraté entre 2 et 10 kbar est olivine + clinopyroxène + plagioclase + amphibole ± ilménite (Müntener et al., 2001 ; Grove et al., 2003 ; Alonso Perez et al., 2009). La disparition du plagioclase est estimée entre 2 et 8 kbar pour des conditions saturées en eau (Grove et al., 2003) et autour de 12 kbar pour des teneurs en eau inférieures à 4-6 wt% (Alonso Perez et al., 2009 ; Müntener et al., 2001).

I.3. Evolution des magmas d'arc sous-saturés en silice : des inclusions aux laves

En domaine d'arc, les inclusions magmatiques primitives et les laves basaltiques (Mg# entre 60 et 90) sont réparties de part et d'autre du plan critique de sous-saturation en silice (Fig. I.07a). Cette relation est également illustrée par le plan de projection par l'olivine dans le système CMAS (Fig. I.07b). En effet, la majorité des inclusions magmatiques piégées dans les olivines magnésiennes (Fo_{88-92}) sont à néphéline normative (entre 1 et 16 % Ne-normative, soit 7,9 % en moyenne) alors que les laves basaltiques sont principalement à olivine + hypersthène normatifs. Certaines laves hôtes sont à néphéline normative mais sont systématiquement moins sous-saturées en silice que leurs inclusions. Les laves évoluent vers des compositions à quartz normatif par différenciation alors que les inclusions primitives à néphéline normative évoluent vers des termes plus différenciés (piégées dans les olivines Fo < 88), avec des compositions à hypersthène + olivine normatifs comparable à celles des laves hôtes. Comme détaillé plus haut, une telle évolution des compositions est incompatible avec un processus de cristallisation à basse pression impliquant au moins olivine, clinopyroxène et plagioclase, pour lequel le plan critique de sous-saturation en silice ne peut être franchi. La répartition des inclusions et laves hôtes de part et d'autre des volumes sous-saturés du tétraèdre nécessite donc des conditions thermiques différentes ou la participation d'autres mécanismes.

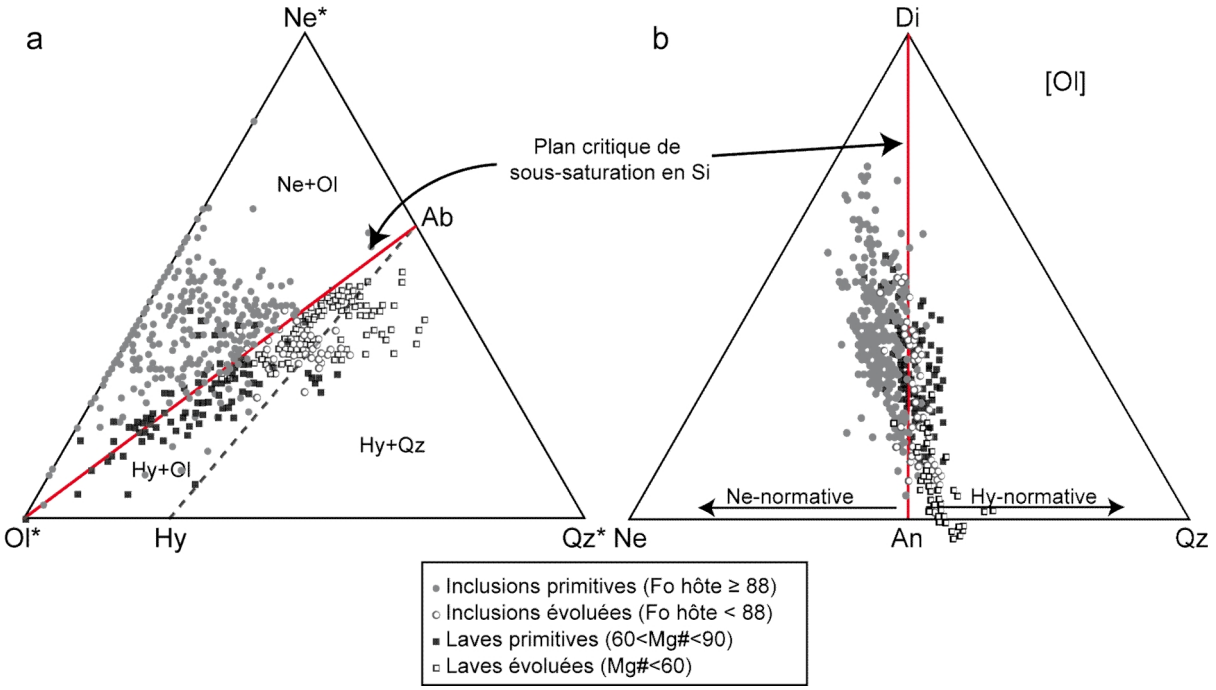


Figure I.07. Diagrammes ternaires **(a)** Ne*-Ol*-Qz* réalisé à partir des normes CPIW (d'après Irvine et Baragar, 1971) et **(b)** Di-Ne-Qz projeté par l'olivine réalisé à partir des compositions CMAS (d'après O'Hara, 1972) comparant les inclusions magmatiques et les laves basaltiques et différenciées d'arcs (mêmes sources que Fig. I.04 ; Dunggen et al., 2007 ; Hangley et al., 2008 et Table A, Annexes). Les calculs de normes et des composants CMAS sont détaillés dans le texte. Les compositions ont été calculées avec un rapport $Fe_2O_3/\Sigma FeO$ égal à 0,15, estimé d'après le modèle de Stormer (2003) (Table B, Annexes). La ligne rouge représente le plan de sous-saturation en silice et la ligne en pointillé grise, le plan de saturation en silice. Ne = néphéline, Ol = olivine, Qz = quartz, Hy = hypersthène, Ab = albite, Di = diopside.

De manière générale, le caractère alcalin ou subalcalin des magmas est acquis lors de leur formation. Plusieurs paramètres, détaillés en partie I.4., peuvent être à l'origine de la signature spécifique des magmas tels que la profondeur de fusion, le degré de fusion partielle, la contribution de fluides et la lithologie de la source. Néanmoins, au cours de leur transport vers la surface et de leur évolution dans des réservoirs crustaux, les magmas peuvent subir des modifications chimiques affectant de manière plus ou moins importante leur degré de saturation en silice. Les laves seront préférentiellement affectées par ces modifications de compositions car, contrairement aux inclusions magmatiques préservées au sein des minéraux hôtes, elles évoluent en « système ouvert » tout au long de leur parcours jusqu'à la surface.

Afin de déterminer l'effet potentiel des processus superficiels sur les variations de compositions normatives entre les inclusions et leurs laves hôtes, toutes deux ont été considérées dans un premier temps comme issues d'un seul et même magma parental. La nature des processus susceptibles de modifier la composition du magma est détaillée ci-dessous et implique notamment l'état d'oxydation du magma, la cristallisation de minéraux sous-saturés en silice lors de la séquence de cristallisation fractionnée ou encore une éventuelle assimilation du matériel crustal environnant.

I.3.1. La variation du rapport $Fe^{3+}/\Sigma Fe$

De nombreuses études ont montré que les magmas d'arc étaient davantage oxydés que les magmas issus d'autres environnements géologiques (Osborn, 1959; Carmichael, 1991; Eggins, 1993 ; Arculus, 1994; Parkinson et Arculus, 1999; Rowe et al., 2009; Kelley et Cottrell, 2009; Malaspina et al., 2010). Leurs valeurs de fugacité d'oxygène varient entre ~ FMQ et FMQ+2,5 pour des rapports $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ de 0,1 à 0,35 (Eggins, 1993 ; Parkinson et Arculus, 1999 ; Kelley et Cottrell, 2009). Ces conditions oxydantes seraient principalement liées à la présence d'eau (Kelley et Cottrell, 2009), ainsi qu'à l'apport de matériel riche en Fe^{3+}, tel que les sédiments ou les fluides issus de la plaque plongeante, dans la source des magmas d'arc (Parkinson et Arculus, 1999). L'état d'oxydation du fer a un effet sur la proportion de néphéline et d'hypersthène normatifs dans les basaltes et peut également influencer leur lignée de cristallisation fractionnée. Dans le calcul de norme d'une roche oxydée, on affecte davantage de Fer^{3+} à la magnétite qu'aux autres silicates. Les compositions des minéraux sont alors compensées par l'incorporation d'une plus grande quantité de silice. En ce sens, l'oxydation du fer peut réduire, voire éliminer le pourcentage en néphéline normative de la roche et pourrait ainsi expliquer l'enrichissement en silice des laves par rapport aux inclusions. Afin de tester cet effet, les compositions CMAS et les normes de quatre inclusions représentatives de l'étendue du champ de compositions (échantillons Ao3-2 et Ao17-8a: Aoba ; SM8E-1 : Gaua ; AMB72-3 : Ambrym ; Gal9 : Galunggung) (Table I.01.) ont été recalculées pour des valeurs de Fe^{3+} comprises entre 0 et 40% du fer total. Les résultats sont reportés dans les diagrammes ternaires Ne*-Ol*-Qz* (Fig. I.08a) et Ne-Di-Qz (Fig. I.08b). Lorsque la teneur en Fe^{3+} augmente, les compositions des inclusions sont décalées légèrement vers les pôles néphéline et quartz et s'éloignent du pôle olivine (Fig. I.08a) et du pôle diopside (Fig. I.08b). Les laves hôtes se situent complètement en dehors de la courbe d'oxydation du fer dessinée par les inclusions et ne peuvent donc pas être expliquées par une modification du rapport Fe^{3+}/Fe_{tot} du magma initial. Par ailleurs, la transition d'un magma réduit à oxydé a un effet mineur sur les compositions chimiques et ne suffit donc pas à expliquer les disparités de compositions entre les laves et les inclusions.

Table I.01. Composition en éléments majeurs (en pds%) des inclusions sélectionnées.

	AMB72-3	SM8E-1	Ao3-2	Ao17-8a	Gal9
SiO_2	49,96	45,46	46,59	46,12	39,92
TiO_2	0,94	0,94	1,21	1,05	0,83
Al_2O_3	17,63	13,64	13,52	11,41	10,78
FeO_{tot}	5,06	5,05	9,33	7,82	15,91
MnO	0,13	0,10	0,15	0,09	0,23
MgO	8,61	10,70	9,04	11,49	11,33
CaO	12,32	18,11	13,64	13,79	16,97
Na_2O	3,03	2,77	2,26	2,86	1,98
K_2O	1,37	1,33	0,99	2,06	0,24
P_2O_5	0,41	0,27	0,28	0,44	0,16
Total	99,45	98,36	97,00	97,12	98,35

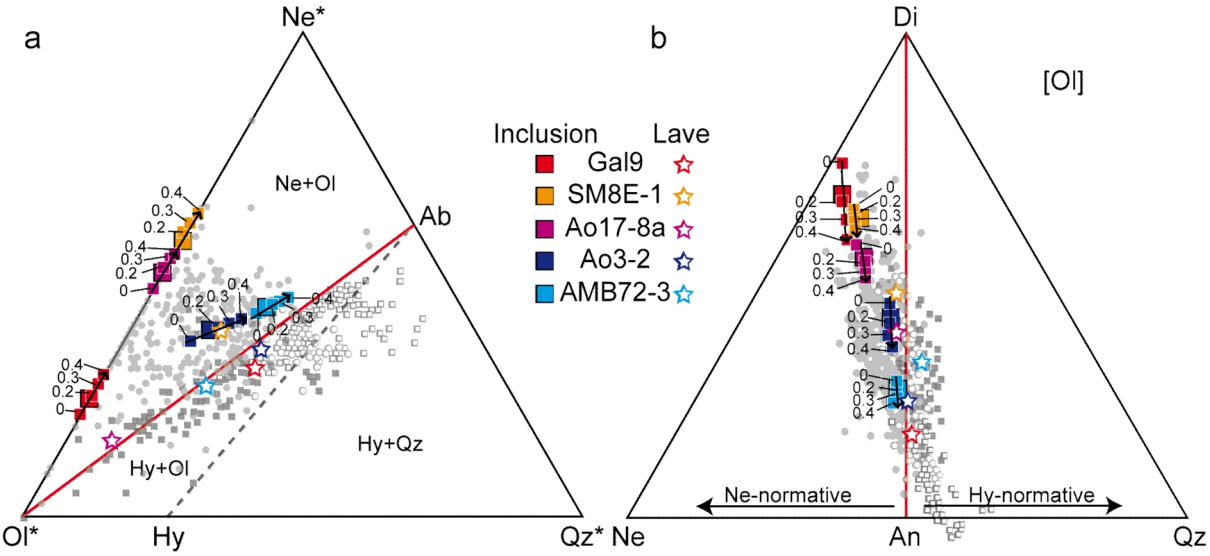


Figure I.08. Variation des compositions recalculées en normes CPIW **(a)** et en composants CMAS avec projection par le pôle olivine **(b)** des inclusions (petits carrés de couleur) Gal9 (Galunggung), SM8E-1 (Gaua), Ao17-8a (Aoba), Ao3-2 (Aoba), AMB72-3 (Ambrym) en fonction du rapport $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ (nombres reliés aux symboles). Les compositions des inclusions (gros carrés de couleur) correspondent à un rapport $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ = 0.15. Les laves hôtes sont représentées par des étoiles de couleur. Les points gris représentent les inclusions et les laves d'arc primitives et différenciées : même légende et références que la Fig. I.07.

I.3.2. La cristallisation de minéraux hydratés et sous-saturés en silice

Dans le cas idéal où laves et inclusions sont issues du même magma primaire, les inclusions à l'équilibre avec des olivines Fo_{88-92}, sont plus « primitives » que leurs laves hôtes, généralement à l'équilibre avec une gamme d'olivine plus évoluées (Fo_{75-88}) (e.g., Sobolev, 1996 ; Schiano et al., 2000 ; Sorbadere et al., 2011). Dans ce cas, le magma parental serait donc préférentiellement à néphéline normative et évoluerait vers des compositions moins sous-saturées en silice par différenciation. Un des processus permettant une telle évolution magmatique consiste à impliquer des minéraux déficients en silice dans la séquence de

cristallisation du magma primaire. La présence d'eau dans les magmas d'arc et/ou l'augmentation de la pression de cristallisation engendre des séquences de cristallisation différentes de celles d'un magma anhydre à basse pression (cf. section I.2). Ces conditions favorisent notamment la cristallisation de minéraux hydratés déficient en silice tels que l'amphibole à environ 2 kbar (Holloway, 1973 ; Niida et Green, 1999 ; Green et al., 2003 ; Alonso Perez, 2009) ou le phlogopite à plus hautes pressions (8-12 kbar ; Alonso Perez, 2009 ; Pilet et al., 2008). L'effet de la cristallisation de ces minéraux va se traduire par une brutale augmentation en silice des magmas résiduels. Ainsi, des magmas originellement à néphéline normative pourront, dans certains cas, devenir à hypersthène normatif dans leurs termes les plus différenciés. Cette transition est possible soit en l'absence de plagioclase ou d'une autre des trois phases constitutives du plan de sous-saturation en silice, soit à des pressions supérieures à 5-8 kbar, de façon à ce que le plan Di-Ol-An ne soit plus une division thermique.

Les lignées de différenciation de deux basaltes alcalins cristallisant clinopyroxène + amphibole ± mica à 15 kbar (Irving et Green, 2008 ; Pilet et al., 2010) et d'une andésite basaltique à hypersthène normatif cristallisant clinopyroxène + orthopyroxène + amphibole ± grenat à 12 kbar (Müntener et al., 2001) sont reportées dans la Fig. I.09. Dans les deux diagrammes, les verres résiduels s'enrichissent en quartz et s'éloignent des pôles diopside et olivine. Cet effet a également été observé entre l'inclusion de composition alcaline de l'Etna (obtenue après re-homogénéisation) et son verre résiduel à hypersthène + quartz normatifs contenant de l'amphibole « fille » (Frezzotti, 2001). Les compositions des liquides résiduels issus de la cristallisation fractionnée à 1 GPa des inclusions Ao17-8a, Ao3-2 et AMB-72-3 ont été calculées à l'aide du logiciel pMELTS (Ghiorso et al., 2002) (Table I.02) pour des températures proches de celles de la cristallisation de l'amphibole. La quantité d'eau ajoutée aux compositions initiales des inclusions pour le calcul correspond à une valeur moyenne mesurée dans les inclusions d'arc, soit 2,5 pds%. Les lignées de différenciation des inclusions Gal9 et SM8E-1 n'ont pas été reportées dans les diagrammes car les valeurs données par le logiciel pMELTS sont à l'évidence biaisées pour des basses températures. En effet, l'évolution des liquides par cristallisation déterminée par le logiciel pour des températures inférieures à 1150-1100°C, diffère totalement de celle des liquides expérimentaux. La non reproductibilité entre les données expérimentales sur les basaltes alcalins (Pilet et al., 2010 ; Irving et Green, 2008) et les valeurs fournies par pMELTS pour les basses températures indique que cette modélisation n'est pas adaptée à ce type de compositions (cf. chapitre V.2).

Etant donné qu'il n'existe pas d'expérience de cristallisation fractionnée réalisée à partir d'un basalte de composition proche de celle de Gal9 ou SM8E-1, ces inclusions ont été comparées aux liquides résiduels issus de la fusion des clinopyroxénites à amphibole de Médard et al. (2006) et de Pilet et al. (2008). En effet, ces liquides expérimentaux de hautes températures ont des compositions similaires à celles des inclusions considérées et évoluent vers les basses températures le long de courbes parallèles aux lignées de différenciation des autres inclusions (Fig. I.09b). En conséquence, ces liquides expérimentaux semblent être un bon analogue de l'évolution présumée des inclusions Gal9 et SM8E-1 par différenciation.

Pour les compositions des inclusions les moins riches en diopside (AMB72-3 et Ao3-2), les compositions des liquides résiduels restent à néphéline normative tant que l'amphibole n'a pas cristallisée (Sorbadere et al., 2011) et traversent le plan de sous-saturation en silice dès son apparition. Cette évolution est similaire à celle définie par les liquides expérimentaux de l'hawaiite à néphéline normative (Irving et Green, 2008) et de l'inclusion de composition alcaline de l'Etna (Frezzotti, 2001). Par ailleurs, les liquides résiduels qui cristallisent de l'amphibole à partir de l'inclusion Ao17-8a, plus riches en diopside et davantage sous-saturés en silice que les deux inclusions précédentes, restent du côté sous-saturé en silice. Cette évolution est en accord avec la lignée de différenciation de la basanite de Pilet et al. (2010). Elle concorde également avec la tendance décrite par les liquides expérimentaux des clinopyroxénites à amphibole et donc par extension, avec l'évolution théorique des inclusions Gal9 et SM8E-1 par différenciation. L'absence d'intersection entre les lignées de différenciation des inclusions et leurs laves hôtes démontre que ces laves ne peuvent en aucun cas résulter de la différenciation d'un magma alcalin hydraté. De plus, les liquides résiduels résultant de la cristallisation de minéraux hydratés sont généralement des téphrites à trachy-andésites et ne correspondent donc pas à la composition des laves basaltiques.

Table I.02. Compositions (en pds%) des liquides résiduels calculés pour les inclusions Ao3-2, AMB72-3 et Ao17-8a par le logiciel pMELTS (Ghiorso et al., 2002) à 1 GPa et pour une teneur en eau initiale de 2,5 pds%. Les compositions sont recalculées à 100 pds%.

Ech.	Ao3-2			AMB72-3			Ao17-8a		
T°C	1150	1050	1000	1150	1100	1050	1150	1100	1050
SiO_2	45,45	46,40	48,80	48,03	48,91	51,19	44,12	43,50	43,84
TiO_2	1,03	0,54	0,40	0,73	0,55	0,43	1,03	0,78	0,56
Al_2O_3	17,52	20,16	20,61	20,99	21,95	22,66	16,30	17,17	18,17
Fe_2O_3[1]	1,46	1,02	0,83	0,60	0,40	0,30	1,20	1,03	0,75
FeO	9,91	10,14	9,20	4,78	4,55	4,03	8,81	10,39	10,55
MnO	0,24	0,32	0,47	0,19	0,24	0,24	0,13	0,23	0,29
MgO	5,84	3,14	1,95	5,53	3,78	2,43	5,71	4,31	2,92
CaO	9,13	5,93	4,63	8,47	6,54	5,13	9,60	8,03	6,77
Na_2O	3,35	4,36	4,35	4,31	5,10	5,31	5,12	6,32	7,40
K_2O	1,59	1,54	1,38	2,06	2,58	2,50	2,88	2,15	1,73
P_2O_5	0,45	0,68	0,60	0,61	0,70	0,65	0,84	1,10	1,11
H_2O	4,02	5,76	6,77	3,71	4,70	5,10	4,25	4,98	5,90
Liq[2]	62	41	31	67	55	48	53	40	34
cpx	38	55	56	31	41	47	41	50	56
ol		1	0				3		
amp			8			5			2
spi			0	2	3	0			
mica		3	5				3	11	7

[1] $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ = 0,15 d'après les compositions moyennes des spinelles inclus dans les olivines des différents échantillons (Stormer, 1983) (Table B, Annexes).
[2] Proportions des phases en %. Liq = liquide ; cpx = clinopyroxène ; ol = olivine ; amp = amphibole ; spi = spinelle.

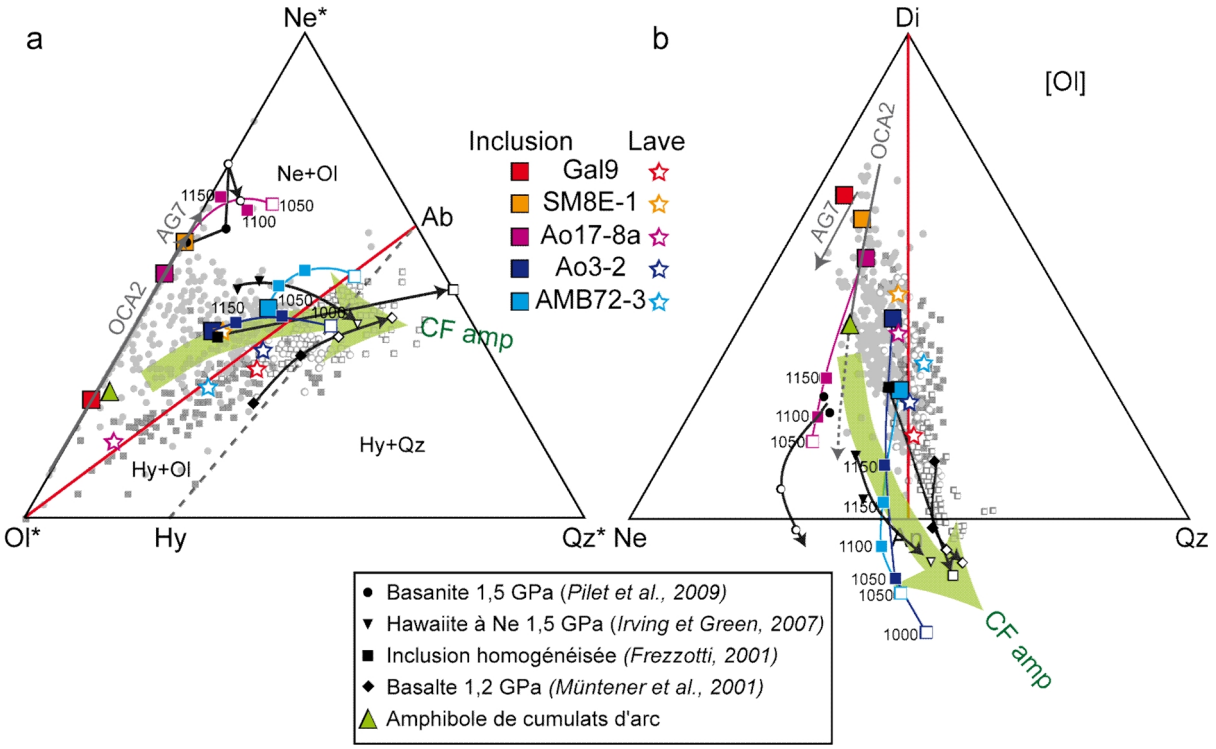


Figure I.09. Lignées de différenciation des inclusions Ao17-8a, Ao3-2 et AMB72-3 (lignes et petits carrés de couleur) calculées par le logiciel pMELTS (Ghiorso et al., 2002) à 1 GPa, pour une teneur en eau moyenne de 2,5 pds% et à des températures (inscrites à côté des points, en °C) proches de la température de cristallisation de l'amphibole. Les données sont recalculées en normes CPIW (a) et en composants CMAS (b). Les lignées de fusion partielle de deux clinopyroxénites à amphibole : AG7 (Pilet et al., 2008) à 1,5 GPa et OCA2 à 1 GPa (Médard et al., 2006) sont reportées pour comparaison avec les inclusions Gal9 et SM8E-1. Les flèches grises pleines matérialisent la diminution de température des expériences et la partie en pointillé, l'évolution présumée par Médard et al. (2006) lors de la cristallisation de l'amphibole. Les tendances de différenciation (flèches noires) pour un liquide basanitique à 1,5 GPa (Pilet et al., 2010), une hawaiitite à néphéline à 1,5 GPa (Irving et Green, 2008), une andésite basaltique à 1,2 GPa (Müntener et al., 2001) et pour une inclusion magmatique alcaline (Frezzotti, 2001) contenant amphibole ± phlogopite, sont également reportées. Les symboles pleins désignent des assemblages cumulatifs sans amphibole et les symboles vides, avec amphibole. La composition de l'amphibole reportée sur les diagrammes correspond à la moyenne des compositions d'amphiboles de cumulats ultramafiques d'arc compilées par Médard et al. (2006). L'évolution globale d'un magma moins sous-saturé en silice que l'amphibole et qui cristallise de l'amphibole par différenciation (CF amp) est matérialisée par la flèche verte. Les points gris représentent les inclusions et laves d'arc primitives et différenciées : même légende et références que la Fig. I.07.

I.3.3. L'assimilation de matériel crustal

Le processus d'assimilation de matériel crustal dans les magmas d'arc a été mis en évidence par plusieurs études et concernent de nombreuses zones de subduction (e.g., Pearce et Peate, 1995 ; Thirlwall et al., 1996 ; Davidson et al., 1997 ; Mason et al., 1996 ; Reubi et al., 2011). La composition moyenne de la croûte des arcs, constituée pour l'essentiel de matériels mafiques à ultramafiques, tels que gabbronorites, gabbros et pyroxénites, s'apparente à celle d'un basalte (DeBari et Coleman, 1989 ; Miller et Christensen, 1994). Sa composition normative est à hypersthène ou quartz normatif. En admettant qu'un basalte alcalin remonte à

travers la croûte, on pourrait penser que l'interaction avec celle-ci lui permette d'acquérir une signature à hypersthène normatif. Suivant une telle hypothèse, les inclusions auraient enregistré la signature primaire du magma, alors que les laves seraient affectées par le processus de contamination. Cependant, O'Hara (1968) juge l'hypothèse de l'assimilation non recevable pour expliquer le franchissement des liquides à travers le plan de sous-saturation en silice, qui, à ces pressions, agit comme une division thermique. En effet, l'interaction entre deux liquides (Gribble et O'Hara, 1967) ou un liquide et un solide situés de part et d'autre de la division thermique ne va pas forcément engendrer des compositions intermédiaires ou faire basculer l'une des deux compositions dans le volume opposé. L'assimilation de matériel crustal demande de l'énergie au magma qui va se traduire par un refroidissement rapide de celui-ci notamment au niveau du contact avec l'encaissant. Ce mécanisme entraine une cristallisation rapide et abondante et les magmas résiduels seront amenés à s'éloigner de la barrière thermique, et non pas se rapprocher pour passer à travers, comme on pourrait l'escompter. Ainsi, l'effet d'une assimilation de matériel crustal se traduira par une différenciation précoce des magmas, mais dont les compositions resteront cependant confinées dans leur champ initial : hypersthène ou néphéline normatif. Il est donc extrêmement difficile de discriminer l'effet d'un processus de contamination crustale uniquement sur la base des éléments majeurs ou en traces. Ce mécanisme n'est clairement mis en évidence que par les variations isotopiques et se traduit généralement par une augmentation des rapports isotopiques du Pb et du Sr et une diminution des rapports isotopiques du Nd (e.g., Davidson et al., 1997 ; Thirlwall et al., 1996 ; Mason et al., 1996 ; Reubi et al., 2011).

Une autre possibilité serait de considérer que l'assimilation de matériel encaissant affecte davantage les inclusions que les laves (Kent et al., 2002 ; Lassiter et al., 2002 ; Danyushevsky et al. ; 2004 ; Reubi et Blundy, 2008). Ces auteurs proposent que les compositions des inclusions magmatiques piégées dans les olivines forstéritiques (Fo > 85) et qui n'ont pas leur équivalent exprimé sous forme de roches totales, soient le résultat d'un processus d'assimilation à l'équilibre à l'échelle du minéral et en déséquilibre avec le magma hôte. Comme décrit précédemment, l'interaction entre le magma et la roche encaissante accélère le processus de cristallisation et augmente donc la probabilité de piéger des inclusions magmatiques dans les nouveaux cristaux formés. Danyushevsky et al. (2004) suggèrent que la dissolution des minéraux par fusion incongruente au niveau du contact magma/encaissant et le mélange de ces liquides résiduels avec le magma primaire riche en MgO induit la croissance rapide d'une grande quantité d'olivines magnésiennes (Fig. I.10a).

Ainsi, les compositions des inclusions formées dans les olivines lors de ce processus reflèteraient la contribution variable du produit de fusion du minéral dissous dans le magma hôte (Fig. I.10b). Ce phénomène étant mineur et effectif uniquement à l'échelle du minéral, il n'affecterait pas la composition globale des laves.

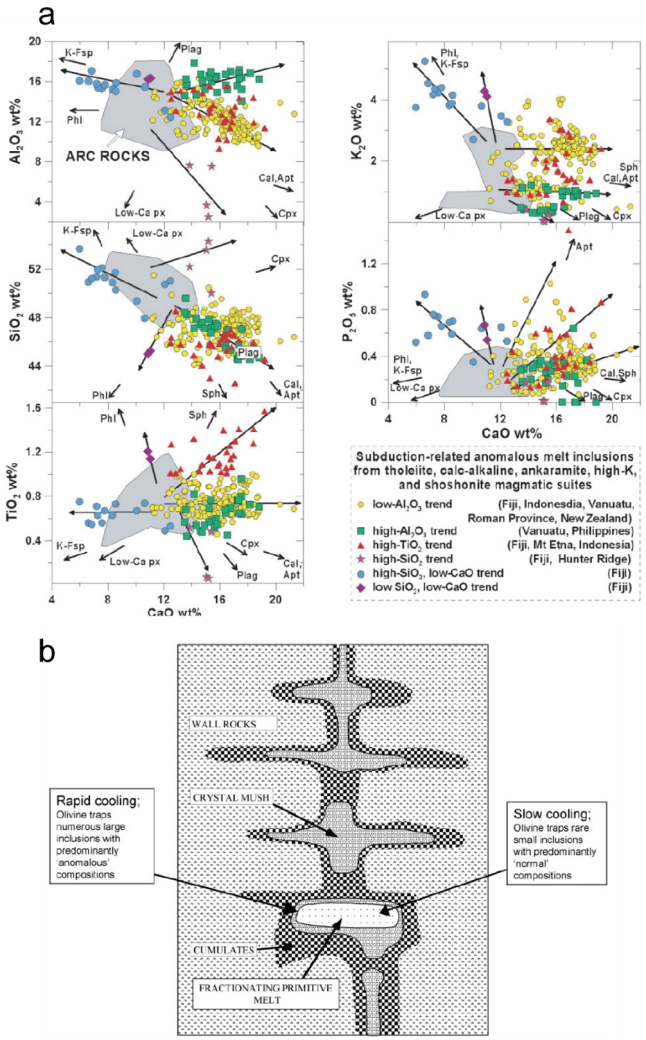


Figure I.10. Figures d'après Danyushevsky et al. (2004) illustrant le processus de dissolution-réaction-mélange (DRM) **(a)** Variations en éléments majeurs d'inclusions magmatiques « anormales » de contexte de subduction illustrant l'effet potentiel de la dissolution de minéraux sur la composition des inclusions. **(b)** Schéma récapitulatif illustrant chaque étape du processus.

Ces auteurs précisent également que le magma doit être suffisamment chaud pour parvenir à dissoudre les minéraux de l'encaissant. Ceci expliquerait le fait que les inclusions aux compositions « anormales » soient uniquement piégées dans les olivines Fo > 85, issues des premiers degrés de cristallisation d'un magma primaire. Lors de son refroidissement, le phénomène de fusion du matériel au contact du magma diminuerait et n'affecterait donc pas les inclusions plus évoluées, comme en témoignent leurs compositions comparables à celles

des laves hôtes. Suivant cette hypothèse, les laves d'arc pourraient être le produit de l'évolution d'un magma à hypersthène normatif alors que les inclusions enregistreraient le produit de fusion d'un minéral (ou assemblage de minéraux) à néphéline normative. Cependant, même si ce mécanisme de dissolution-recristallisation-mélange proposé par Danuyshevsky et al. (2004) peut exister localement, plusieurs arguments semblent contredire l'hypothèse d'un processus de grande ampleur pouvant être généralisé aux inclusions à nepheline normative en contexte d'arc. D'une part, dans le cas où les inclusions sont issues de la fusion incongruente de minéraux de l'encaissant, il n'y a pas de raison particulière à ce que les compositions obtenues soient systématiquement à néphéline normative comme celles des inclusions magmatiques piégées dans les olivines magnésiennes d'arc. Celles-ci devraient couvrir un spectre de compositions beaucoup plus étendu, représentatif de la nature du minéral dissout (Danyushevsky et al. 2004; Reubi et Blundy, 2008). D'autre part, si les compositions en éléments majeurs sont affectées, les compositions en éléments traces devraient également être modifiées. Par exemple, Danyushevsky et al. (2004) suggèrent que les inclusions ultra-calciques aient enregistré la signature d'un assemblage de minéraux riches en CaO tels que le clinopyroxène, la calcite et l'apatite. La contribution de calcite devrait considérablement enrichir en Sr le magma et la présence d'apatite produirait des magmas riches en terres rares, de part la grande compatibilité de ces éléments dans le minéral (Prowatke et Klemme, 2006). Or, les spectres d'éléments en traces normalisés des inclusions ultracalciques à néphéline normative sont très similaires à ceux de magmas d'arc « classiques » et ne montrent pas d'enrichissement particulier en Sr ou en terres rares par rapport aux autres inclusions. Par ailleurs, le processus de cristallisation rapide qu'implique ce modèle est en contradiction avec la formation d'un minéral automorphe et le piégeage d'une inclusion à l'équilibre avec son cristal hôte (Faure et Schiano, 2005), ce qui est pourtant le cas pour la majorité des inclusions d'arc à néphéline normative. L'un des minéral présent dans les cumulats d'arc et susceptible de fondre de façon incongruente en créant de l'olivine et un liquide à néphéline normative est l'amphibole (Holloway, 1973 ; Foden et Green, 1992 ; Médard et al., 2006). Il est donc envisageable que les inclusions magmatiques primitives aient enregistré la signature d'un assemblage cumulatif contenant de l'amphibole. Toutefois, la température de fusion d'un tel assemblage est relativement basse, à savoir ~ 1100°C pour un assemblage de clinopyroxène + olivine + amphibole (Médard et al., 2006, confirmé par les expériences réalisées dans cette thèse, cf. Chapitre V) et ~1050°C si l'orthopyroxène est aussi présent (e.g., Wallace et Green, 1991 ; Niida et Green, 1999). Or, comme évoqué précédemment, les olivines formées à ces températures ne seront pas des olivines

forstéritiques car le magma est déjà différencié. Pour qu'un magma soit primaire à ces températures, il doit avoir une forte teneur en eau, ce qui aura toutefois pour effet d'augmenter sa teneur en silice. Un tel magma ne sera donc pas non plus à l'équilibre avec des olivines riches en Mg (e.g., Gaetani et Grove, 1998). Enfin, si le phénomène de dissolution d'un assemblage de minéraux contenant de l'amphibole était l'unique responsable de la formation des inclusions à néphéline normative, il devrait également affecter les inclusions plus évoluées. Or, les compositions de ces inclusions correspondent à celles des laves et sont majoritairement à hypersthène normatif.

En résumé, aucun des mécanismes cités ci-dessus ne semblent pouvoir expliquer l'origine de la dichotomie de composition entre les inclusions primitives et les laves hôtes générées à partir d'un même magma parental d'arc. Il est donc nécessaire d'invoquer des magmas parentaux de compositions différentes issus de sources distinctes et/ou d'une même source, mais générés à des conditions pression-température variables. Ceci revient donc à s'interroger en premier lieu sur l'origine du caractère alcalin des inclusions magmatiques d'arc. La section suivante présente donc les différents mécanismes de genèse des liquides à néphéline normative.

I.4. Origine des magmas à néphéline normative enregistrés par les inclusions d'arc

Comme évoqué précédemment, les spectres multi-éléments traces des inclusions à néphéline normative d'arc indiquent que ces magmas sont majoritairement produits par fusion partielle du coin mantellique métasomatisé par des fluides issus de la plaque plongeante. Par ailleurs, les fortes teneurs en MgO des olivines hôtes (Fo > 88) et les compositions très primitives des inclusions confirment qu'elles dérivent de la fusion de lithologies ultramafiques. Les roches ultramafiques sont divisées en deux grands domaines en fonction de leur proportion en olivine (Fig. I.11) :

1- les péridotites qui contiennent plus de 40 % d'olivine et constituent l'essentiel du manteau supérieur terrestre.
2- les pyroxénites (moins de 40 % d'olivine), qui représentent en moyenne entre 2 et 5 % du manteau (Allègre et Turcote, 1986 ; Hirschmann et Stolper, 1996). Ces proportions

varient en fonction du contexte géodynamique de moins de 1-2 % dans le manteau source des MORBs (Pertermann et Hirschmann, 2003), jusqu'à 30 % dans la source des OIBs (Sobolev et al., 2005 ; 2007). Les pyroxénites constituent aussi la partie inférieure de la croûte des arcs (Himmelberg and Loney, 1995 ; DeBari and Coleman, 1989; Kelemen et al., 2003; Greene et al., 2006; Garrido et al., 2007; Smith et al., 2009). Ces roches, plus denses que la péridotite sous-jacente (Müntener et al., 2001), peuvent donc se retrouver dans le manteau par délamination (DeBari and Sleep, 1991; Müntener et al., 2001; Greene et al., 2006) (cf. Chapitre V).

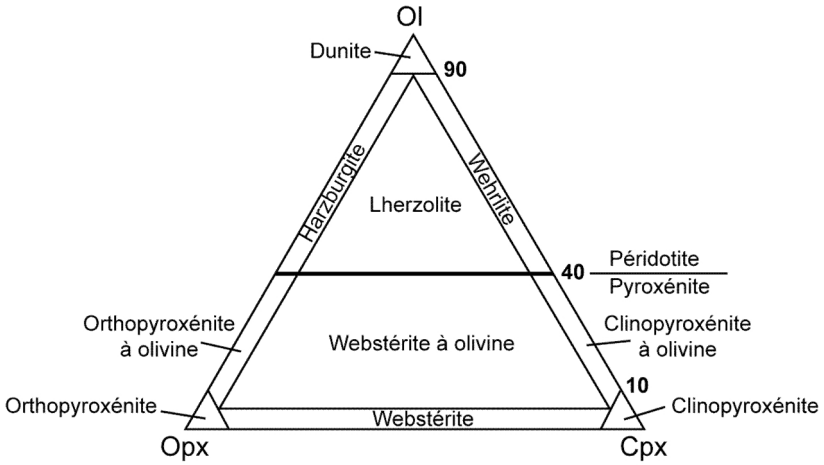


Figure I.11. Diagramme de classification des roches ultramafiques subdivisant les domaines des péridotites et des pyroxénites en fonction de leurs proportions en olivine, orthopyroxène et clinopyroxène (modifié d'après Streckeisen, 1973).

Les pyroxénites ayant un spectre de compositions plus large que les péridotites (e.g., Lambart et al., 2009 ; 2013), la contribution de ces lithologies lors de la fusion partielle a largement été invoquée comme responsable de l'hétérogénéité des produits volcaniques émis en surface (e.g., Wood, 1979 ; Hofmann and White, 1982 ; Zindler et al., 1984 ; White, 1985; Allègre et Turcotte, 1986; Zindler et Hart, 1986 ; Hirschmann and Stolper, 1996; Hofmann, 1997; Salters and Dick, 2002; Schiano et al., 1997 ; Sobolev et al., 2005, 2007). Cette partie détaille les caractéristiques des liquides issus de la fusion de péridotite et de pyroxénites anhydres et hydratées à différentes pressions et compare ces liquides aux inclusions magmatiques d'arc à néphéline normative.

I.4.1. La fusion partielle de péridotite

I.4.1.1. Fusion de péridotites anhydres ou en présence d'eau

Les études expérimentales ont révélé que le caractère à hypersthène ou à néphéline normatif des liquides issus de la fusion partielle de lithologies péridotitiques dépend de la pression et du degré de fusion (e.g., Hirose et Kushiro, 1993 ; Kushiro, 1996 ; Gaetani et Grove, 1998 ; Walter, 1998 ; Ulmer, 2001 ; Falloon et al., 2001). Les liquides à néphéline normative issus de péridotites à spinelle sont formés soit à basse pression (entre 0,7-1 et 1,5-1,8 GPa) et taux de fusion partielle faibles (< 10 %), soit à plus hautes pressions (entre 1,8 et 3 GPa) et pour des degrés de fusion plus élevés (Hirose et Kushiro, 1993 ; Kushiro, 1996 ; Gaetani et Grove, 1998 ; Walter, 1998 ; Ulmer, 2001 ; Falloon et al., 2001). Les péridotites à grenat (P > 3 GPa) peuvent également produire des liquides à néphéline normative à de très faibles taux de fusion partielle (Walter, 1998).

Pour des pressions inférieures à 3 GPa, la réaction de fusion pour une péridotite à spinelle est du type clinopyroxène + orthopyroxène + spinelle → olivine + liquide, puis olivine + orthopyroxène → liquide à hypersthène normatif pour des forts taux de fusion. La pression minimale requise pour former les premiers liquides à néphéline normative en conditions anhydres est de 0,7 GPa (Ulmer, 2001). Entre 0,7 et 1,5-1,8 GPa, ces liquides sont formés à des taux de fusion partielle relativement faibles (Hirose et Kushiro, 1993 ; Kushiro, 1996), c'est-à-dire inférieurs à 6 % pour la lherzolite KLB-1 à 1 GPa (Hirose et Kushiro, 1993) et 10 % pour la lherzolite à grenat PHN1611 à 1,5 GPa (Kushiro, 1996). Avec l'augmentation de pression, le volume de phase de l'olivine diminue au profit de celui de l'orthopyroxène. Ainsi, la teneur en silice des liquides diminue et les cotectiques Cpx + Ol + Opx se déplacent vers le champ des compositions à néphéline normative (Fig. I.13). Ainsi, les liquides à néphéline normative persisteront à des taux de fusion partielle de plus en plus importants, proches de la disparition du clinopyroxène. Pour des pressions supérieures à 3 GPa (domaine des lherzolites à grenat), l'orthopyroxène passe du côté des produits et la réaction de fusion devient clinopyroxène + olivine + grenat → orthopyroxène + liquide (e.g. Walter, 1998). Les liquides issus de faibles taux de fusion auront une composition à néphéline normative et des rapports CaO/Al_2O_3 élevés. Ils évoluent rapidement vers des compositions à hypersthène normatif et des rapports CaO/Al_2O_3 plus faibles avec le taux de fusion.

La présence d'eau favorise l'expansion des volumes de phases de l'olivine et de l'orthopyroxène, entrainant ainsi un décalage des liquides vers des compositions davantage

saturées en silice que celles issues d'un assemblage anhydre (Fig. I.12). L'écart entre les cotectiques (Cpx) + Opx + Ol en systèmes hydraté et anhydre correspond à une différence de pression de l'ordre de 0,3 GPa (Ulmer, 2001). Ulmer (2001) en conclut donc qu'en conditions hydratées, aucun liquide issus de la fusion de péridotite en dessous de 1 GPa n'est à néphéline normative (au lieu de 0,7 GPa en conditions anhydres). Ces résultats sont en bon accord avec les expériences de Gaetani et Grove (1998) en conditions hydratées qui révèlent que les premiers liquides à néphéline normative sont produits aux alentours de 1,2 GPa.

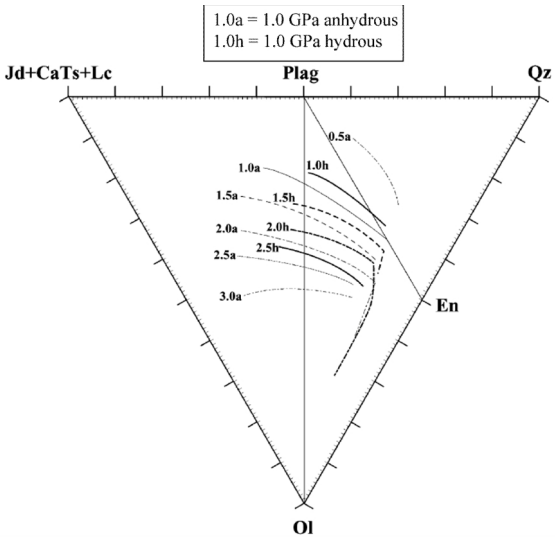


Figure I.12. Projection dans le plan [Jd+CaTa+Lc]-Plag-Qz du tétrahèdre normatif, d'après Ulmer (2001), illustrant le décalage des cotectiques ol + opx + (cpx) des expériences entre 0,5 et 3 GPa en conditions anhydres (a) et hydratées (h). la courbe qui se rapproche du pôle olivine connecte les compositions uniquement saturées en olivine. La ligne Ol-Plag représente le plan de sous-saturation en silice.

Les compositions des inclusions à néphéline normative, recalculées en composants CMAS (O'Hara, 1972), sont reportées dans la Fig. I.13 et comparées aux liquides expérimentaux issus de la fusion de lherzolites à différentes pressions et températures. Dans ce diagramme, la plupart des inclusions magmatiques sortent du champ de composition des liquides expérimentaux de péridotite. Ce résultat suggère que cette lithologie seule ne peut être à l'origine de la variabilité de compositions des magmas d'arc sous-saturés en silice. En revanche, les compositions des liquides expérimentaux formés à des pressions supérieures à 1 GPa sont comparables à celles des inclusions les moins sous-saturées et les plus pauvres en composant diopside. Ces liquides forment ainsi l'extrémité « pauvre en calcium » de la lignée de composition des inclusions. Les inclusions magmatiques à néphéline normative d'arc pourraient s'expliquer par un processus de mélange de liquides issus d'une part, des péridotites et d'autre part, des lithologies riches en calcium et fortement sous-saturées en silice, dont l'origine reste à définir. Les liquides issus des premiers degrés de fusion de

péridotites à grenat montrent des compositions en éléments majeurs comparables aux inclusions riches en composant diopside. Néanmoins, la présence de grenat résiduel devrait appauvrir les liquides en terres rares lourdes par rapport aux terres rares légères, de part la forte compatibilité de ces éléments dans le grenat (e.g., Gaetani et al., 2003). Or, les inclusions magmatiques à néphéline normative d'arc ont des spectres de terres rares lourdes plats, comparables aux magmas d'arc « classiques », excluant de fait la présence de grenat résiduel (Schiano et al., 2000 ; Elburg, 2007 ; Sorbadere et al., 2011).

Lors de la fusion partielle de péridotite, la teneur en calcium des liquides formés à des pressions inférieures à 3 GPa est maximum juste avant la disparition du clinopyroxène. Si la péridotite possède un rapport CaO/Al_2O_3 élevé (> 1, Schwab et Johnston, 2001 ; Pickering-Witter et Johnston, 2000), les liquides resteront plus longtemps sur le cotectique Ol + Cpx + Opx et s'enrichiront donc davantage en CaO (jusqu'à 16 % de CaO pour les werhlites INT-B de Schwab et Johnston, 2001 et FER-B de Pickering-Witter et Johnston, 2000) (Fig. I.13). Ces rapports CaO/Al_2O_3 initiaux élevés concernent en particulier des lherzolites enrichies en clinopyroxène (Schwab et Johnston, 2001 ; Pickering-Witter et Johnston, 2000). Les liquides obtenus par fusion partielle de ce type de lithologies seront également davantage sous-saturés en silice que les liquides de lherzolites classiques, mais toutefois moins (ex : ~ 2,5 % nepheline normative pour FER-B) que les inclusions magmatiques considérées. Il est également possible de former des liquides avec des rapports CaO/Al_2O_3 élevés par fusion partielle de péridotites réfractaires (pauvre en clinopyroxènes), ayant subi une première extraction de liquides riches en Al_2O_3 lors des premiers degrés de fusion (Schmidt et al., 2004). Schmidt et al. (2004) proposent que l'enrichissement en calcium observé dans les inclusions magmatiques ultracalciques soit le résultat d'une étape supplémentaire de cristallisation d'olivine à partir de ces liquides de péridotites réfractaires. Cependant de tels liquides sont à hypersthène normatifs et Schmidt et al. (2004) précisent qu'un tel processus ne peut être retenu pour expliquer l'origine des inclusions ultracalciques et à néphéline normative d'arc.

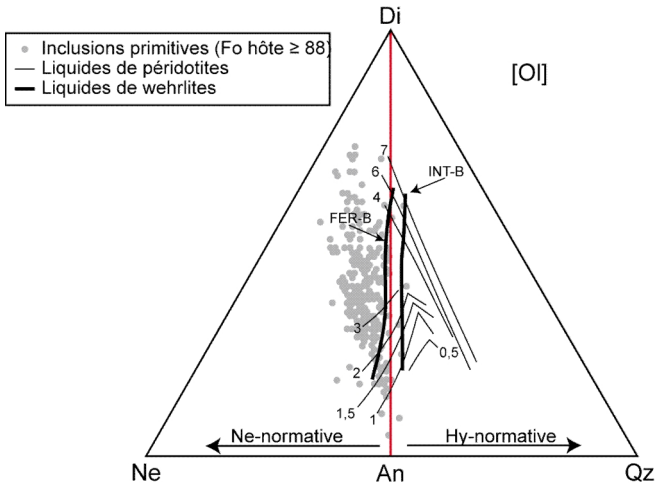


Figure I.13. Projection par l'olivine dans le plan Di-Ne-Qz du système CMAS (O'Hara, 1972) comparant les courbes de fusions de péridotites entre 0,5 et 7 GPa (trais fins) (Hirose et Kushiro, 1993 ; Baker et Stolper, 1994 ; Kushiro, 1996 ; Falloon et al., 2001 ; Wasylenki et al., 2003 ; Laporte et al., 2004 ; Hirose et Kawamoto, 1995 ; Gaetani et Grove, 1998 ; Hirschmann et al., 1998 ; Walter, 1998 ; Robinson et al., 1998) et les courbes des wehrlites à 1 GPa (trais épais) INT-B (Schwab et Johnston, 2001) et FER-B (Pickering-Witter et Johnston, 2000). Pour les péridotites entre 0,5 et 3 GPa, les courbes de fusion qui se rapprochent du pôle diopside correspondent aux cotectiques Ol + Opx + Cpx, puis au cotectique Ol + Opx lorsqu'elles s'en éloignent à des taux de fusion plus élevés. Les inclusions magmatiques d'arc à néphéline normative sont reportées pour comparaison (points gris).

I.4.1.2. Fusion de péridotites en présence de CO_2

La présence de CO_2 lors de la fusion partielle d'une péridotite peut également être à l'origine de la formation de liquides à néphéline normative (Mysen and Boettcher, 1975 ; Brey et Green, 1977 ; Eggler, 1978 ; Frey et al., 1978 ; Brey et al., 1983 ; Adam, 1988 ; Hirose, 1997 ; Della-Pasqua et Varne, 1997 ; Dalton et Presnall, 1998 ; Green et al., 2004 ; Dasgupta et al., 2007). La dissolution du CO_2 dans les liquides silicatés a pour effet d'augmenter les volumes de phases du grenat et de l'orthopyroxène au dépend de ceux de l'olivine et du clinopyroxène (e.g., Brey et Green, 1977 ; Eggler, 1978 ; Dasgupta et al., 2007). Les liquides résultants vont donc être plus déficitaires en silice et plus riches en MgO que les liquides formés en l'absence de CO_2. D'autre part, le CO_2 diminue le coefficient d'activité du calcium en stabilisant des ions Ca^{2+}, entrainant ainsi une augmentation des teneurs en calcium des liquides produits.

Pour des pressions inférieures à 2,5 GPa, la solubilité du CO_2 dans les liquides est faible. Les liquides produits seront tout de même moins sous-saturés en silice que des liquides issus de la fusion partielle de péridotites sans CO_2, mais restent cependant à hypersthène normatif (Wendlandt et Mysen, 1980). A des pressions supérieures à 2,5 GPa, la solubilité du CO_2 dans les liquides silicatés augmente générant ainsi des liquides à néphéline normative très riches en CaO ($CaO/Al_2O_3 > 1$). Dasgupta et al. (2007) montrent que la teneur en silice

des liquides à l'équilibre avec un assemblage péridotitique du type olivine + orthopyroxène + clinopyroxène + grenat décroit de 43,8 à 28,4 pds% pour des teneurs en CO_2 de 13 à 25 pds%. Les magmas produits à partir de ces péridotites carbonatées à basse pression sont très proches de la composition des mélilites, carbonatites, néphélinites et kimberlites formées à hautes pressions (Hirose, 1997 ; Dalton et Presnall, 1997 ; Yaxley et Brey, 2004 ; Dasgupta et al., 2007).

Cependant, les liquides à néphéline normative issus de la fusion partielle à haute pression d'une péridotite en présence de CO_2 ont des teneurs en MgO (en moyenne : 23 pds%) et en CaO (~ 20 pds %) plus élevées et des teneurs en SiO_2 (~ 30 pds%) plus basses que les inclusions d'arc à néphéline normative (Fig. I.14). L'obtention de liquides similaires aux inclusions nécessite donc une étape supplémentaire, telle que la cristallisation d'olivine à basse pression (Della-Pasqua et Varne, 1997). Ces auteurs suggèrent que les compositions des inclusions magmatiques ultracalciques et à néphéline normative d'arc soient obtenues par cristallisation et interaction de liquides hydratés contenant $H_2O + CO_2$ (avec $X_{CO2} > 0,5$) avec le manteau environnant au cours de leur remontée. Les liquides carbonatitiques générés à des pressions supérieures à 2,5 GPa ont la capacité d'interagir avec le manteau dès leurs premiers degrés de fusion grâce à leurs grandes capacités de mouillage (Hammouda et Laporte, 2000). Par ailleurs, les compositions en éléments traces des carbonatites suggèrent que les liquides générés par fusion partielle de ces péridotites carbonatées seront fortement enrichis en éléments très incompatibles (LILE) et présenteront des anomalies en certains éléments incompatibles (Zr, Hf). Par ailleurs, étant donné que les liquides carbonatitiques favorisent la stabilité du grenat à plus basse pression, les magmas résultant de leur interaction avec le manteau devraient également révéler un fractionnement des terres rares lourdes, caractéristique de la présence de grenat résiduel. Or, comme mentionné plus haut, les inclusions magmatiques à néphéline normative d'arc ne présentent pas ces caractéristiques.

L'hétérogénéité de compositions des inclusions magmatiques à néphéline normative piégées dans les olivines forstéritiques d'arc ne peut donc pas être expliquée par la fusion partielle d'un manteau exclusivement péridotitique en conditions anhydres ou en présence d'H_2O et/ou CO_2.

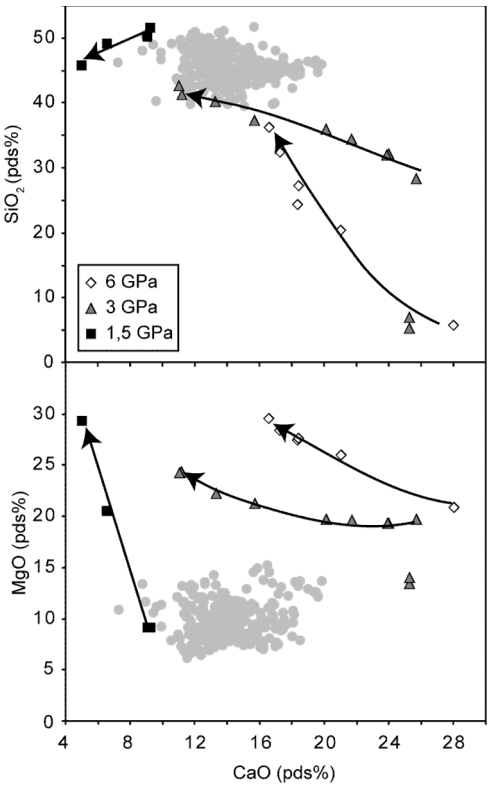


Figure I.14. Variations de SiO_2 et MgO en fonction de CaO (en pds%) des liquides expérimentaux de lherzolites en présence de CO_2 à 1,5 GPa (Wendlandt et Mysen, 1980), 3 GPa (Dasgupta et al., 2007) et à 6 GPa (Dalton et Presnall, 1998), comparés aux inclusions magmatiques primitive d'arc (Fo hôte ≥ 88) (points gris). Les flèches matérialisent l'évolution des liquides par fusion partielle.

I.4.2. Fusion partielle de pyroxénites

Le domaine des pyroxénites se distinguent des péridotites par des minéralogies moins riches en olivine (< 40 %) et se subdivisent en orthopyroxénites, clinopyroxénites et webstérites en fonction de leurs proportions en orthopyroxène et clinopyroxène (Fig. I.11). Les liquides issus de pyroxénites ont des compositions beaucoup plus variables que les liquides de péridotites et sont généralement plus riches en FeO et en CaO et plus pauvres en SiO_2 et en MgO que les liquides de péridotites (Pickering-Witter and Johnston, 2000 ; Schwab et Johnston, 2001 ; Kogiso et Hirschmann, 2001 ; Kogiso et al., 2003 ; Lambart et al., 2009, 2012, 2013). Pour une même variation de températures (supérieure à la température du solidus), les pyroxénites génèrent une plus grande quantité de liquide que les péridotites (e.g., Hirschmann and Stolper, 1996; Pertermann and Hirschmann, 2003; Lambart et al., 2009). Dans le cas où leurs compositions en éléments en traces incompatibles sont identiques, les liquides de pyroxénites devraient donc être relativement appauvris en éléments incompatibles par rapport aux liquides de péridotites (Lambart et al., 2013). Les pyroxénites sont souvent invoquées pour expliquer les hétérogénéités de magmas en domaines océaniques (MORB, OIB), le caractère alcalin des basaltes ainsi que leurs rapports CaO/Al_2O_3 qui ne peuvent pas être réconciliés avec la fusion d'une source exclusivement péridotitique.

1.4.2.1. Fusion en conditions anhydres

A basse pression (< 2 GPa) et en conditions anhydres, la principale réaction de fusion pour des lithologies pyroxénitiques contenant de l'orthopyroxène est très proche de celle des péridotites : olivine + clinopyroxène ± spinelle → liquide + orthopyroxène (Lambart et al., 2009). En conséquence, les liquides générés sont également très semblables à ceux des péridotites même si les proportions des phases sont différentes. Si l'orthopyroxène est absent, la réaction devient (après la disparition du plagioclase) : clinopyroxène ± spinelle → olivine + liquide. De tels liquides sont beaucoup moins riches en silice que ceux produits par fusion partielle d'une lithologie en présence d'orthopyroxène. Ils sont généralement à néphéline normative (Kogiso et Hirchmann, 2001 ; Lambart et al., 2009). A basse pression, l'orthopyroxène (et dans une moindre mesure le plagioclase) sont donc les phases principales qui contrôlent la teneur en silice des magmas. Les normes CPIW calculées pour les compositions de liquides de clinopyroxénites anhydres entre 1 et 1,5 GPa, indiquent que leur teneur en néphéline normative est inférieure à 7 % (valeur moyenne : 3 %). Le clinopyroxène étant majoritairement consommé dans la réaction de fusion, ces liquides s'enrichissent en CaO par fusion partielle (jusqu'à 16-17 wt% CaO pour les températures les plus élevées ; Kogiso et Hirschmann, 2001). Dans la Fig. I.16, les liquides de clinopyroxénites anhydres s'éloignent progressivement du champ des inclusions à néphéline normative d'arc à mesure qu'elles s'enrichissent en composant diopside. Ce décalage s'explique par une teneur plus importante en néphéline normative pour les inclusions (jusqu'à 16 % pour les inclusions les plus riches en CaO) que pour les liquides de fusion de clinopyroxénites.

A des pressions supérieures ou égales à 2 GPa en système naturel et 3 GPa en système simple CMAS ($CaO – MgO – Al_2O_3 – SiO_2$), l'évolution des liquides issus des pyroxénites à grenat est contrôlée par l'existence d'une barrière thermique de haute pression (O'Hara et Yoder, 1967 ; O'Hara 1968 ; Kushiro et Yoder, 1974 ; Milholland et Presnall, 1998 ; Gudfinnsson et Presnall ; 2000 ; Liu et Presnall, 2000). Celle-ci correspond au plan des pyroxènes alumineux (join En-CaTs, Fig. I.15) et est effective lorsque le volume de phase du grenat, qui augmente avec la pression, intercepte le plan. Cette division thermique sépare les pyroxénites excédentaires en silice (SE), situées à droite du plan et les pyroxénites déficitaires en silice (SD), à gauche du plan. Ainsi, les liquides produits dans ces conditions resterons cantonnés au même volume que la pyroxénite de départ, quelque soit le degré de fusion. De manière générale, les liquides issus de pyroxénites SD sont plus pauvres en silice (< 48 wt% SiO_2) et plus riches en MgO et en CaO que les liquides issus de pyroxénites SE (e.g., Kogiso et al., 2003 ; Lambart et al., 2013). Mais cette observation n'est pas toujours vérifiée,

notamment pour les faibles degrés de fusion où les liquides peuvent atteindre des teneurs en silice supérieures à 48 wt% à partir d'une pyroxénite SD (Lambart et al., 2013).

La Fig. I.15 montre qu'il est possible de former des liquides à néphéline normative à partir des deux types de pyroxénites de haute pression (SE et SD) car le plan des pyroxènes alumineux et le plan de sous-saturation en silice se croisent. Ces liquides de pyroxénites présentent des rapports CaO/Al_2O_3 semblables à ceux des pyroxénites de basse pression (de 0,5 à 2) et des teneurs en calcium généralement plus faibles (< 14 wt% CaO) (e.g., Kogiso et al., 2003 ; Pertermann et Hirschmann, 2003 ; Kogiso et Hirschmann, 2006 ; Sobolev et al., 2007 ; Spandler et al., 2008 ; Lambart et al., 2012). Les teneurs en néphéline normative les plus élevées sont observées dans les pyroxénites SD mais n'excèdent cependant pas 9 %. Ces valeurs restent donc inférieures à celles des inclusions magmatiques. Par ailleurs, tant que le grenat est présent au solidus, les liquides issus de la fusion de ces pyroxénites SD porteront sa signature en éléments en traces. Or la présence de grenat résiduel dans la source des inclusions magmatiques a déjà été exclue précédemment.

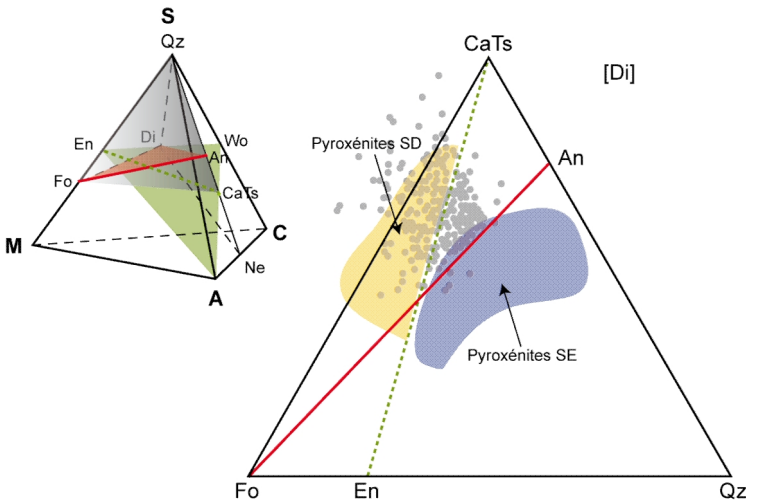


Figure I.15. Tétraèdre CMAS et projection par le pôle diopside dans le plan CaTs-Fo-Qz (plan gris du tétraèdre) montrant le plan de sous-saturation en silice Di-Fo-An (plan et ligne rouge) et la division thermique des pyroxènes alumineux, effective à P > 2 GPa pour les pyroxénites et leur liquides dérivés (plan et ligne pointillée verts), qui sépare les pyroxénites déficitaires en silice (SD : surface jaune) et les pyroxénites excédentaires en silice (SE : surface bleue). Les champs des pyroxénites ont été déterminés par Lambart et al. (2013). Les inclusions primitives (points gris) sont reportées pour comparaison.

En résumé, la fusion de pyroxénites anhydres peut produire des liquides sous-saturés en silice, mais dont la teneur en néphéline normative est inférieure à celle de la majorité des inclusions sous-saturées d'arc. De plus, à l'exception des liquides de clinopyroxénites, les concentrations en calcium de ces liquides sont plus faibles que celles des inclusions les plus proches du pôle diopside. La cristallisation ultérieure d'olivine permet d'augmenter la teneur

en calcium des magmas (Della-Pasqua, 1997 ; Schmidt et al., 2004 ; Médard et al., 2004 ; 2006), mais ce processus ne permet pas d'expliquer l'enrichissement en néphéline des inclusions. L'interaction éventuelle des liquides de pyroxénites avec la péridotite environnante au cours de leur remontée vers la surface engendre d'importantes modifications de compositions des liquides produits. Ce mécanisme a notamment été cité pour expliquer les teneurs plus élevées en MgO dans les magmas naturels que dans les liquides expérimentaux de pyroxénites (Sobolev et al., 2007 ; Mallik et Dasgupta, 2012). Cependant, l'interaction de ces magmas avec une lithologie péridotitique (moins sous-saturée) aura pour effet de diminuer leur sous-saturation en silice et non pas de l'augmenter. L'ensemble de ces arguments suggère donc que la seule fusion d'une lithologie pyroxénitique en conditions anhydres ne semble pas être un processus capable d'expliquer l'intégralité du champ de composition des inclusions sous-saturées d'arc.

Il faut cependant noter qu'à l'exception de leurs teneurs en néphéline normative (généralement plus faibles que celles des inclusions), les liquides expérimentaux qui se rapprochent le plus des inclusions riches en composant diopside sont les liquides de clinopyroxénites. De plus, les inclusions les plus calciques et les plus sous-saturées en silice (inclusions de Gaua et Galunggung) présentent des compositions généralement plus pauvres en éléments incompatibles que les autres inclusions d'arc (Fig. I.03). Cette observation suggère que ces inclusions résultent soit d'une source plus appauvrie en éléments incompatibles, soit d'un taux de fusion partielle plus élevé. La fusion de clinopyroxénite semble être une bonne alternative en faveur d'un taux de fusion partielle élevé car ces lithologies possèdent une productivité de liquides plus importante que les péridotites. Le pôle riche en diopside représenté par les inclusions magmatiques d'arc pourrait donc s'expliquer par la fusion de clinopyroxénites dont les compositions sont enrichies en néphéline normative par un mécanisme supplémentaire. L'une des possibilités envisagée pour augmenter la sous-saturation en silice des magmas sans pour autant modifier leur signature en éléments traces est la contribution d'un minéral hydraté et déficitaire en silice, tel que l'amphibole.

1.4.2.2. Fusion de clinopyroxénites à amphibole

La présence d'eau dans un assemblage ultramafique favorise la formation de minéraux hydratés, tel que l'amphibole et plus accessoirement le phlogopite si la teneur en potassium de la source est suffisamment importante (e.g., Niida et Green, 1999 ; 2006 ; Pilet et al., 2008 ; 2010). La fusion de ces minéraux va avoir pour effet d'augmenter le degré de sous-saturation

en silice des magmas produits (Médard et al., 2006 ; Pilet et al., 2008). Entre 0,5 et 1,5 GPa, la teneur en néphéline normative des liquides issus de clinopyroxénites à amphibole peut atteindre jusqu'à 20 % de néphéline normative (valeur moyenne : 12 %), soit plus de deux fois plus que pour un même assemblage en conditions anhydres (Fig. I.16a). La température de fusion de l'amphibole est estimée entre 1060 et 1110°C (Holloway, 1972 ; Niida et Green, 1999 ; Médard et al., 2006). Les magmas riches en néphéline normative doivent donc être générés à des températures plus élevées. Médard et al. (2004 ; 2006) suggèrent que les liquides ultracalciques à néphéline normative observés en domaine d'arc soient formés dans une gamme de températures comprises entre 1200 et 1280°C et à des pressions de base de (0,5-1 GPa). Ces températures sont en accord avec les températures d'homogénéisation des ces inclusions (1220-1260°C) relevées par Schiano et al. (2000) et sont bien supérieures à la température de fusion de l'amphibole. La fusion basse pression d'une source hétérogène impliquant la contribution de clinopyroxénites à amphibole est le processus majoritairement admis pour expliquer les compositions de ces inclusions et en particulier, leur caractère ultracalcique (Gioncada et al., 1998 ; Kamenetsky et al., 1998 ; Schiano et al., 2000 ; De Hoog et al., 2001 ; Elburg et al., 2007 ; Georgiev et al., 2009 ; Marchev et al., 2009 ; Bouvier et al., 2010a ; 2010b ; Sorbadere et al., 2011 ; 2012).

En effet, la Fig. I.16b montre que les compositions du pôle riche en diopside des inclusions magmatiques à néphéline normative d'arc correspondent à celles des liquides issus de la fusion partielle de clinopyroxénite à amphibole entre 0,5 et 1,5 GPa et à des températures semblables à celles proposées par Médard et al. (2006). Cependant, les inclusions moins calciques et moins sous-saturées en silice se distinguent des plus faibles degrés de fusion partielle de ces liquides expérimentaux. Il est donc improbable que la source de l'ensemble des inclusions magmatiques à néphéline normative d'arc soit exclusivement constituée de clinopyroxénite à amphibole.

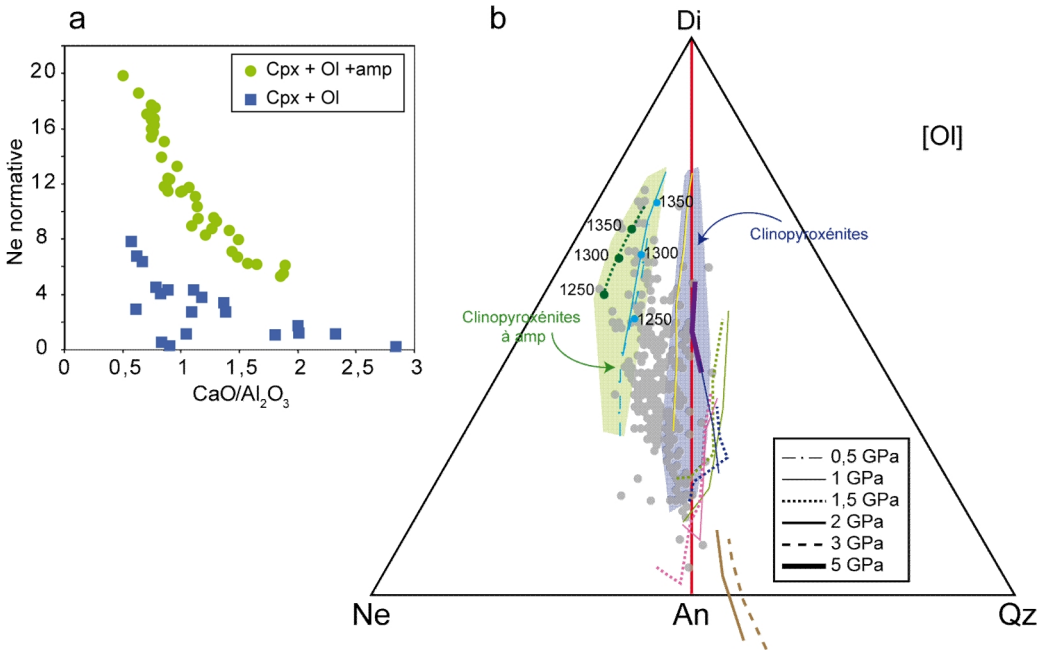


Figure I.16. (a) Variation de la composition en néphéline normative en fonction du rapport CaO/Al_2O_3 des liquides de clinopyroxénites à amphibole (Cpx + Ol + Amp) (Médard et al., 2006 ; Pilet et al., 2008) et sans amphibole (Cpx + Ol) (Kogiso et Hirschmann, 2001 ; Lambart et al., 2009) entre 0,5 et 1,5 GPa. **(b)** Projection par l'olivine dans le plan Di-Ne-Qz comparant les liquides de pyroxénites anhydres de Kogiso et Hirschmann (2001) à 1 GPa (OLCPX : courbe jaune), Lambart et al. (2009) à 1 et 1,5 GPa (M5-103 : courbes vertes claires; M5-40 : courbes roses ; M7-16 : courbes bleues foncées), Pertermann et Hirschmann (2001) à 2 et 3 GPa (G2 : courbes marrons), Kogiso et al. (2003) (MIX1G : courbe violette), les liquides de clinopyroxénites à amphibole de Médard et al. (2006) à 0,5 et 1 GPa (OCA2 : courbes bleues turquoises), Pilet et al. (2008) à 1,5 GPa (AG7 : courbe verte foncée) et les inclusions magmatiques d'arc à néphéline normative (points gris). Le champ vert représente les liquides de clinopyroxénites à amphibole et le champ bleu, les clinopyroxénites sans amphibole.

I.5. Problématique scientifique

La gamme de composition des inclusions magmatiques à néphéline normative d'arc est trop large pour être expliquée par la contribution d'un seul et unique processus de fusion partielle. La majorité des études portant sur l'origine de ces compositions convergent vers l'hypothèse d'une source hétérogène incluant la présence de lithologies riches en clinopyroxènes et amphiboles. La comparaison entre ces magmas piégés et les liquides expérimentaux suggère que les inclusions les moins sous-saturées et les moins calciques soient générées par la fusion de lithologies péridotitiques et les inclusions les plus calciques et les plus riches en néphéline normative par la fusion de clinopyroxénites à amphibole, à des pressions de base de croûte ou du manteau superficiel (0,5-1,5 GPa). Dans ce cas, les inclusions de compositions intermédiaires seraient donc les produits d'un mélange en proportion variable entre ces deux lithologies. Cette hypothèse a été explorée dans un premier temps en calculant les compositions des liquides issus d'un mélange entre la péridotite KLB-1 contenant 0,2 pds%

d'eau (Hirose et Kawamoto, 1995) et la clinopyroxénite OCA2 (Médard et al., 2006) à 1 GPa à l'aide du logiciel pMELTS. Les résultats, reportés dans la Fig. I.17, montrent que les liquides produits par une source constituée entre 50 et 100 % de clinopyroxenite à amphibole mélangée à la péridotite couvrent la quasi-totalité du champ de compositions des inclusions à néphéline normative d'arc piégées dans les olivines forstéritiques. Les inclusions évoluées et les laves sont quant à elles reproduites par les liquides issus d'une source dont les proportions en clinopyroxénite sont inférieures à 50 %.

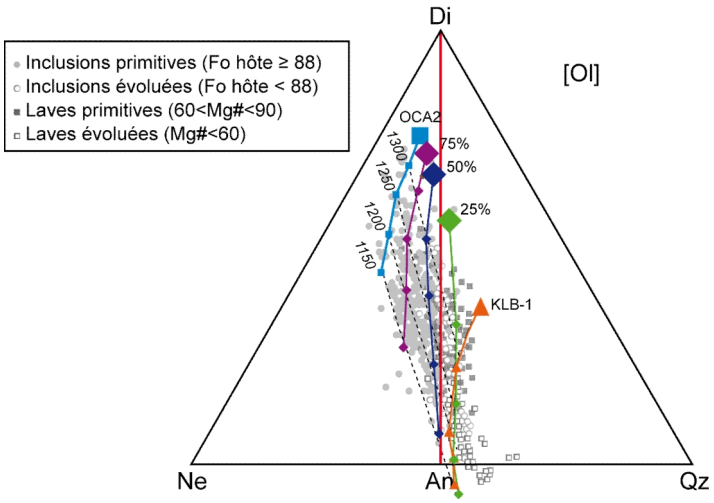


Figure I.17. Evolution des liquides issus de la fusion partielle de OCA2 (carré bleu clair) (Médard et al., 2006), de KLB-1 +0,2 pds% H_2O (triangle orange) (Hirose et Kawamoto, 1995) et de sources mixtes composées de 25 % (vert), 50 % (bleu foncé) et 75 % (violet) de OCA2 mélangé à KLB-1. Les lignes en pointillés représentent les isothermes reliant les différents liquides. Les données ont été calculées par le logiciel pMELTS à 1 GPa et entre 1150 et 1300°C et sont reportées dans la Table E (Annexes). Les inclusions et laves primitives et évoluées sont également reportées pour comparaison.

Ces résultats préliminaires suggèrent qu'un tel processus de mélange puisse expliquer :

1- le caractère à néphéline normative des inclusions primitives d'arc
2- leur importante variabilité de compositions
3- la relation entre les inclusions à néphéline normative d'une part et les inclusions évoluées et les laves hôtes d'autre part.

Cependant, la nature du mélange (c'est-à-dire au niveau de la source ou des magmas) ainsi que les conditions dans lesquelles il se produit restent incertaines. De même, l'effet d'un tel mélange sur les compositions en éléments en traces des magmas résultants nécessite des études plus approfondies.

Par ailleurs, l'origine de clinopyroxénites à amphibole dans la source des inclusions est toujours débattue. En domaine d'arc, les lithologies à clinopyroxène + olivine + amphibole ± phlogopite ont été largement décrites dans les complexes ultramafiques ou dans les

xénolites de laves d'arc (e.g., Aoki, 1971; Conrad et Kay, 1984; Kay et Kay, 1985 ; Richard, 1986 ; Himmelberg et Loney, 1995; Zanetti et al., 1999 ; Turner et al., 2003; Greene et al., 2006 ; Berly et al., 2006 ; Bryant et al., 2007). Ces lithologies sont généralement interprétées comme des cumulats de liquides péridotitiques hydratés, omniprésents à la base de la croûte des arcs (Kay et Kay, 1985 ; DeBari et Coleman, 1989; Müntener et al., 2001; Greene et al., 2006) et ont été invoqués comme source potentielle des inclusions d'arc à néphéline normative et ultracalciques (Schiano et al., 2000 ; Médard et al., 2006 ; Georgiev et al., 2009). Une autre hypothèse concernant l'origine de ces clinopyroxénites à amphibole consiste à envisager la fusion partielle d'un manteau métasomatisé (sans grenat) contenant des veines de clinopyroxénites à amphibole, phlogopite et éventuellement un clinopyroxène plus jadéitique, comme responsable du caractère calcique et sous-saturé en silice des inclusions d'arc (Gioncada et al., 1998 ; De Hoog et al., 2001 ; Elburg et al., 2007 ; Marchev et al., 2009). Pilet et al. (2008) suggèrent que ces veines métasomatiques jouent un rôle important dans la formation des basaltes alcalins océaniques. Ces auteurs proposent que de telles lithologies soient formées à partir de l'interaction entre des liquides alcalins issus de faibles degrés de fusion partielle d'un manteau asthénosphérique et le manteau sus-jacent, entrainant ainsi la cristallisation de veines à olivine + clinopyroxène + amphibole.

Ce travail de thèse s'intéresse à l'ensemble de ces questions via deux approches complémentaires :

1- L'étude des inclusions magmatiques d'arc à néphéline normative qui mènera à une caractérisation complète de cette population de magmas primaires représentative du magmatisme d'arc. Cette approche permettra notamment d'élaborer un modèle de source à partir de critères essentiellement géochimiques.
2- L'étude expérimentale de fusion partielle d'une source constituée d'un mélange de péridotite et de clinopyroxénite à amphibole en proportions variables, qui permettra notamment de tester le modèle élaboré à partir des inclusions magmatiques. Cette démarche apportera des contraintes supplémentaires sur le comportement des différentes lithologies lors de la fusion, l'évolution de compositions des liquides, les conditions et les proportions requises pour générer des liquides à néphéline normative semblables à ceux échantillonnés par les inclusions magmatiques d'arc.

Le couplage de ces deux méthodes permettra d'identifier l'origine des magmas alcalins d'arc et la nature de leurs relations avec les laves subalcalines, en termes d'hétérogénéités de source et de processus.

Chapitre II

Présentation des deux outils de l'étude : les inclusions magmatiques et l'expérimentation en conditions hydratées

Ce chapitre décrit les outils pétrologiques utilisés au cours de cette thèse, à savoir les inclusions magmatiques primaires et les expériences de fusion partielle. La première partie consiste en une description générale des inclusions magmatiques et de leur capacité à véhiculer des informations géochimiques sur la source des magmas. La deuxième partie s'intéresse à l'étude expérimentale de la fusion partielle de lithologies péridotitiques et clinopyroxénitiques en conditions hydratées et présente les différentes techniques et stratégies expérimentales utilisées. Enfin, ce chapitre s'achève par une description des techniques et des conditions analytiques qui ont permis la caractérisation géochimique des inclusions et des charges expérimentales.

II.1. Etude géochimique des inclusions magmatiques

Cette section présente les inclusions magmatiques en tant qu'outil majeur permettant l'accès à la composition chimique des magmas primaires. Elle développe les critères d'identification et de sélection des inclusions magmatiques, les modifications post-piégeage qu'elles subissent, la technique expérimentale d'homogénéisation utilisée pour les inclusions cristallisées, les méthodes de préparation nécessaires à leur caractérisation chimique, et les outils utilisés pour s'affranchir des problèmes de non-représentativité des liquides.

II.1.1. Description et intérêt d'étude des inclusions magmatiques

Les inclusions magmatiques sont des gouttelettes de magma silicaté piégées dans les cristaux de roches. Elles sont de taille inférieure à 300 µm et sont généralement de forme sphérique ou ovoïde (Fig. II.01a-e). Certaines cependant adoptent des formes quelconques et d'autres développent une structure dite « en cristal négatif » reproduisant la forme initiale du minéral hôte (Fig. II.01f). Elles sont constituées de verre silicaté, d'une (ou plusieurs) bulle(s) de rétraction thermique dont la présence et la taille varient en fonction de la vitesse de refroidissement, de la teneur en éléments volatils du magma piégé, et éventuellement de minéraux fils. On distingue deux types majeurs d'inclusions magmatiques liés à leur distribution dans le cristal hôte :

- Les inclusions dites **« primaires »** formées lors de la croissance du minéral hôte sont distribuées de manière aléatoire dans l'olivine (Fig. II.01c et d) et soulignent les zones de croissance de la plupart des autres minéraux hôtes (ex : plagioclases, pyroxènes). Elles correspondent à des lacunes de cristallisation et piègent donc le magma parent du minéral hôte. Les inclusions primaires sont notamment utilisées pour l'étude des conditions de formation des magmas primaires. Elles permettent de caractériser leur évolution géochimique, via les processus de dégazage et les processus magmatiques qu'ils subissent (Roedder, 1979, 1984 ; Lowenstern, 1995 ; Sobolev, 1996 ; Schiano, 2003 ; Kent, 2008 ; Metrich et Wallace, 2008). Ces inclusions sont présentes dans les cristaux de roches d'origine magmatique.

- Les inclusions magmatiques dites **« secondaires »** piégées postérieurement à la formation du minéral hôte se présentent généralement sous la forme d'alignement de petites inclusions (< 20 µm) recoupant les zones de croissance et les plans de clivage du minéral. Elles soulignent probablement la cicatrice d'anciens plans de fractures du minéral créés lors d'épisodes de déformation et se retrouvent principalement dans les minéraux d'origine mantellique (e.g., Schiano et al., 1994) et dans les cristaux hérités de corps cumulatifs infra-volcaniques (e.g., Bureau et al., 1998). Le liquide piégé dans ces inclusions n'a donc pas de lien cogénétique direct avec le magma parent du minéral hôte.

L'information fournie par les inclusions magmatiques dépend donc directement de leur nature. Les inclusions primaires donnent accès au magma parental alors que les inclusions secondaires renseignent sur l'évolution post-cristallisation des minéraux hôtes.

Ainsi, dans le cadre de cette thèse focalisée sur la composition et l'évolution chimique des magmas sources, seules les inclusions magmatiques primaires ont été considérées. De plus, afin de s'assurer du caractère primitif du liquide inclus et de s'affranchir au maximum de l'effet de la différenciation, nous n'avons étudié que les inclusions piégées dans les olivines, qui sont généralement les premiers cristaux à se former. Par la suite, une sélection des olivines a été réalisée pour ne considérer que les plus magnésiennes (Fo > 88 ; teneur en Forstérite de l'olivine X_{Fo} = 100 (Mg/Fe^{2+}+Mg) en at.%), présumées être à l'équilibre avec un liquide d'origine mantellique n'ayant subi que très peu de modifications de composition.

La capacité des inclusions magmatiques à préserver des informations instantanées sur la nature des magmas primaires les distinguent des laves, généralement affectées par des processus superficiels. Cette caractéristique en fait ainsi des outils pétrologiques et géochimiques uniques.

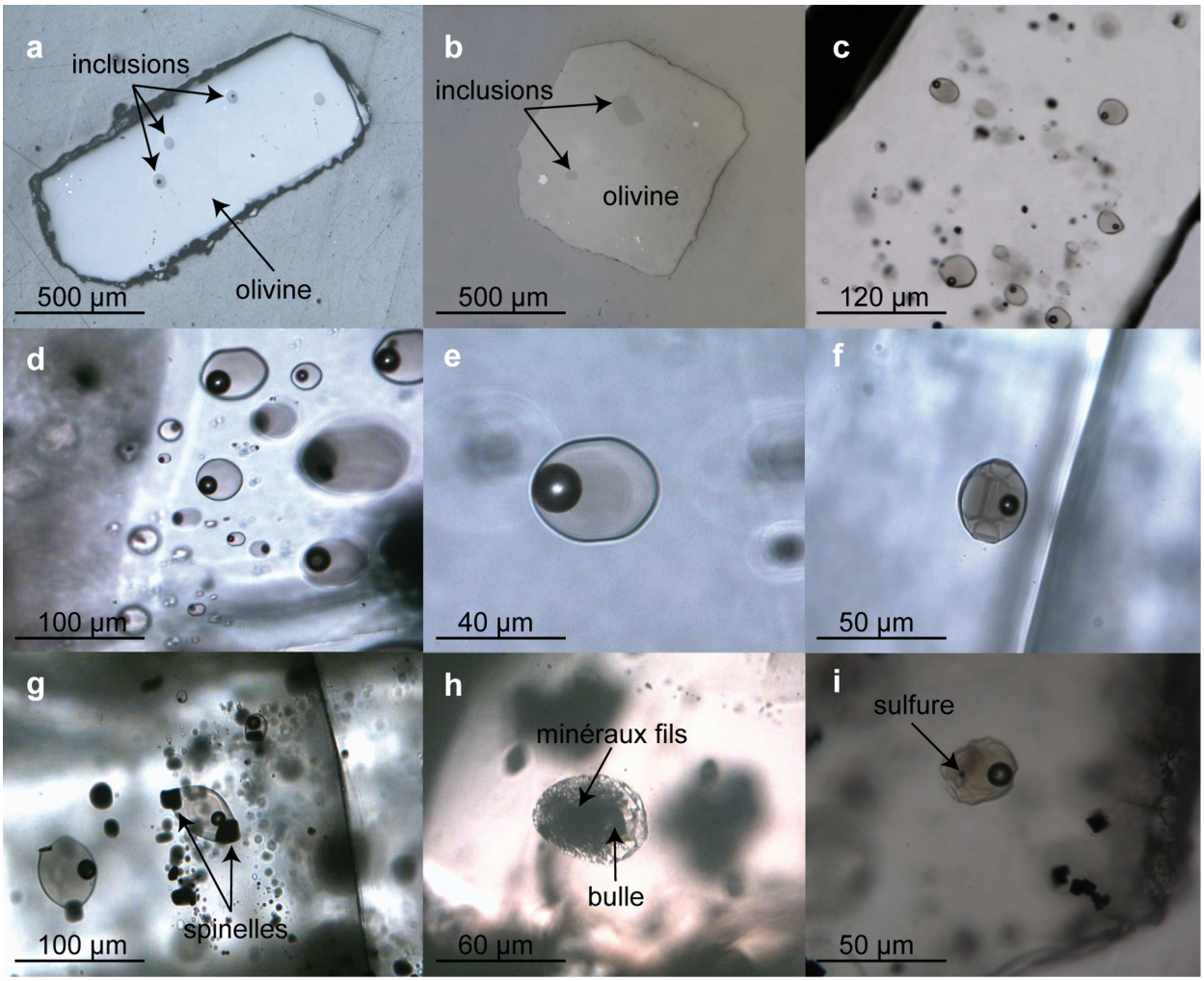


Figure II.01. Photos d'olivines polies et d'inclusions magmatiques primaires des différents arcs étudiés, prises au microscope optique en lumière transmise (LT) ou réfléchie (LR). **(a et b)** Olivines automorphes et inclusions d'Aoba **(a)** et de Galunggung **(b)**, (LR). **(c, d et e)** Inclusions d'Aoba vitreuses montrant une distribution aléatoire dans l'olivine **(c, d)** (LT). **(f)** Inclusion d'Aoba montrant une forme en cristal négatif (LT). **(g)** Inclusions vitreuses d'Alicudi avec spinelles servant de germes pour la formation des inclusions (LT). **(h)** Inclusion partiellement cristallisée de Gaua (Vanuatu) (LT). **(i)** Inclusion de Mota Lava (Vanuatu) contenant un globule de sulfure (LT).

II.1.2. Mécanismes de formation des inclusions magmatiques primaires

Les inclusions magmatiques primaires sont créées lors de la formation du minéral hôte. Leurs mécanismes de genèse sont donc intimement liés aux cinétiques de croissance cristalline, ou alternativement à la présence de défauts ponctuels du minéral (Sobolev et Kostyuk, 1975 ; Roedder, 1984 ; Kohut et Nielsen, 2004 ; Faure et Schiano, 2005 ; Goldstein et Luth, 2006). Faure et Schiano (2005) ont étudié les mécanismes de formation des inclusions magmatiques dans l'olivine à partir d'expériences de cristallisation dynamique dans le système CMAS, en faisant varier la vitesse de refroidissement du liquide parental. Lors d'un refroidissement rapide, les cristaux développent des morphologies dendritiques ou squelettiques alors qu'un

refroidissement lent favorise la formation de cristaux automorphes. Les résultats indiquent que la formation d'inclusions est quasi-systématique et ce, quel que soit le régime de refroidissement. Les cavités issues de la cristallisation rapide d'olivines squelettiques ou dendritiques se remplissent de liquide silicaté, formant ainsi des inclusions allongées et orientées selon une direction préférentielle. Dans les olivines automorphes, les inclusions croissent à partir d'un défaut cristallin et sont réparties de manière aléatoire dans le minéral hôte (Fig. II.01.a et b). Par ailleurs, seules les inclusions piégées dans les cristaux automorphes seraient représentatives du liquide parental (Faure et Schiano, 2005). En effet, les inclusions formées dans les cristaux à croissance rapide contrôlée par la diffusion peuvent être affectées par les effets de couche limite (Baker, 2008), alors qu'une croissance lente permet le piégeage du liquide parental à l'équilibre thermodynamique avec l'olivine hôte (Fig. II.02). Afin de s'affranchir des problèmes de représentativité des liquides liés à la morphologie du cristal hôte, seules les inclusions piégées dans les cristaux automorphes c'est-à-dire de croissance lente, on été considérées dans cette thèse.

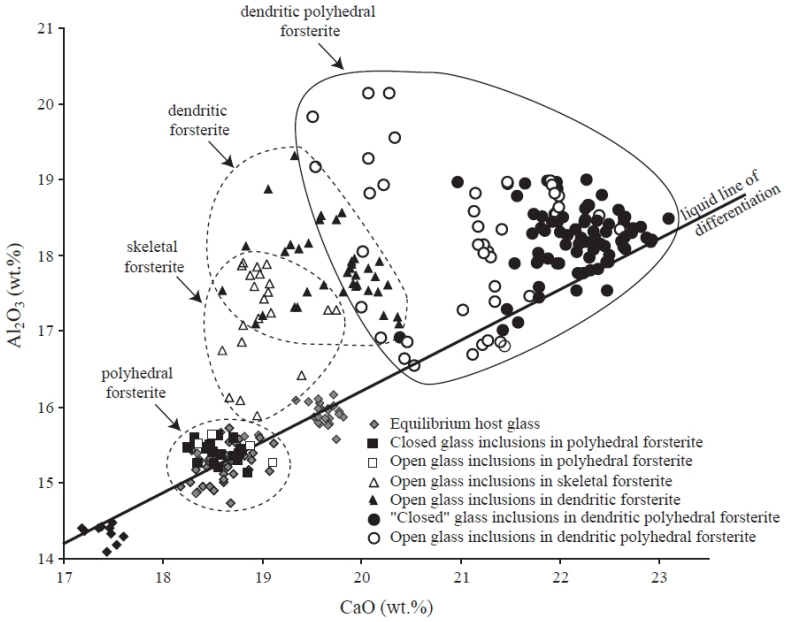


Figure II.02. Figure montrant les concentrations en Al_2O_3 et CaO des verres et des inclusions synthétisés lors des expériences de cristallisation dynamique de forstérites automorphes, dendritiques et squelettiques de Faure et Schiano (2005). Les compositions des inclusions magmatiques sont comparées à la ligne de différenciation définie à partir des verres basaltiques.

Plusieurs hypothèses ont été avancées pour expliquer la formation des inclusions magmatiques primaires dans les cristaux telles qu'une fluctuation des cinétiques de croissance, l'absorption d'impureté ou de minéraux permettant la formation d'une inclusion. En effet, en système naturel il est fréquent d'observer des inclusions magmatiques au contact

de spinelle inclus dans l'olivine (Fig. II.01g). Roedder (1979) et Anderson (1991) proposent que la dissolution partielle du cristal, dont témoignerait la présence d'inclusions ouvertes vers l'extérieur, soit la cause de la formation d'inclusions dans les cristaux automorphes. Kohut et Nielsen (2004) expliquent la formation d'inclusions par cristallisation successive d'une olivine de croissance rapide permettant la formation de cavités, puis d'une olivine automorphe refermant ses cavités. Selon Goldstein et Luth (2006), les inclusions sont piégées au contact de deux grains voisins lors de leur croissance simultanée. Cependant, les inclusions ainsi générées sont alignées dans le cristal et leur mécanisme de formation n'est donc pas adapté au cas des inclusions primaires distribuées aléatoirement dans le cristal d'olivine. Par ailleurs, les travaux de Nakamura et Shimakita (1998) ont montré que la création d'inclusions dans le plagioclase marquerait la cicatrice de golfes créés par dissolution du minéral hôte. En revanche, selon Faure et Schiano (2005), ces golfes apparaissent lors de la croissance du minéral et correspondent donc au premier stade de formation des inclusions. Ces mêmes auteurs suggèrent que les inclusions dans les olivines automorphes soient générées par un processus de croissance en spirale contrôlée par des dislocations vis présentes à l'interface minéral-liquide.

II.1.3. Evolution post-piégeage des inclusions magmatiques primaires

II.1.3.1. Evolution en système fermé

Une ou plusieurs bulle(s) de rétraction thermique se forment au cours de la remontée. Elle(s) résulte(nt) de la saturation en volatils du liquide inclus lors de la décompression ainsi que de la contraction différentielle entre le minéral hôte et le liquide inclus. La présence de CO_2 gazeux/liquide dans la bulle témoigne de la sursaturation du liquide. Au cours de son évolution, l'inclusion peut également précipiter un globule de sulfure, immiscible dans le liquide silicaté et qui ne disparaît pas lors des expériences de chauffage de l'inclusion (Fig. II.01i). Cette phase se forme lorsque la courbe de saturation en soufre du liquide est franchie par décompression, par modification de la fugacité d'oxygène du système et de la teneur en fer et/ou par augmentation de la concentration en soufre du liquide résiduel.

Lorsque la vitesse de refroidissement de l'inclusion est lente, le liquide silicaté inclus peut précipiter des phases cristallines au sein de l'inclusion, dites minéraux fils (Fig. II.01h). La nucléation se réalise en faveur d'une diminution de l'énergie interfaciale, c'est-à-dire aux

bordures de l'inclusion ou au contact d'un germe cristallin préexistant dans l'inclusion. Même dans le cas d'un refroidissement rapide, comme en témoignent les scories et lapilli basaltiques d'Aoba (volcan de l'arc du Vanuatu, cf. chapitre III), la quasi-totalité des inclusions piégées dans les olivines magnésiennes (Fo_{86-92}) présente une bordure d'olivine cristallisée aux parois (Fig. II.03). Ce phénomène a pour effet de modifier la composition du liquide inclus, principalement en MgO et FeO. Les procédés permettant de s'affranchir de ce problème sont détaillés dans la section II.2.2.4.

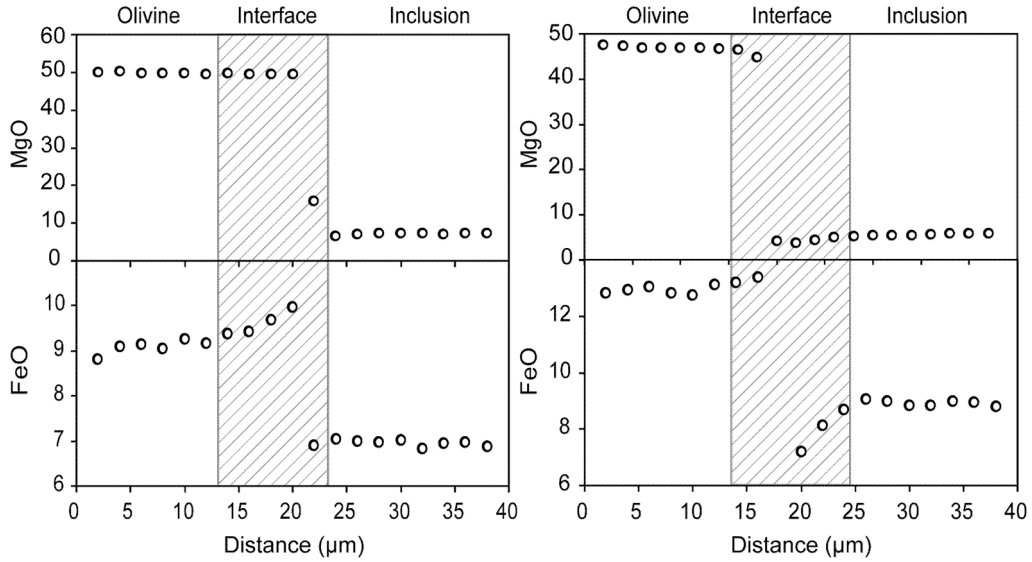


Figure II.03. Profils chimiques FeO-MgO (pds%) réalisés à la microsonde électronique entre l'olivine et l'inclusion pour deux inclusions vitreuses d'Aoba (Arc du Vanuatu). Les variations de compositions au niveau de l'interface mettent en évidence la présence d'olivine cristallisée aux parois de l'inclusion.

II.1.3.2. Evolution en système ouvert

Plusieurs études ont montré que les inclusions magmatiques pouvaient également subir des modifications chimiques post-piégeage dues à leur rééquilibrage avec l'olivine hôte ou le magma environnant (e.g., Sobolev et Danyushevsky, 1994 ; Sobolev et Chaussidon, 1996 ; Danyushevsky et al., 2000 ; Gaetani et Waston, 2000 ; 2002 ; Spandler et al., 2007 ; Portnyagin et al., 2008). Ce rééquilibrage est d'autant plus rapide que (1) l'inclusion est de petite taille ; (2) l'inclusion est soumise longtemps à des températures élevées et/ou sa vitesse de refroidissement est lente ; (3) le coefficient de diffusion de l'élément considéré est élevé et/ou cet élément est fortement compatible avec l'olivine ; (4) le gradient de concentration de l'élément entre l'inclusion et le magma extérieur est élevé. Le fer et l'hydrogène sont les éléments qui tendent à se rééquilibrer le plus rapidement par diffusion dans l'olivine hôte. Le phénomène de perte en fer et en eau se matérialise par des concentrations en fer de l'inclusion anormalement basses et des teneurs en Mg élevées, des coefficients d'échange Fe-Mg élevés

(*Kd* >> 0,30±0,03, cf. section II.1.4.1), des totaux d'oxydes à 100 % et des températures de fusion très élevées liées à la diminution de la teneur en eau dans le liquide silicaté.

Dans le cas où les laves hôtes ont des compositions semblables aux inclusions, la perte en fer des inclusions peut être numériquement corrigée en extrapolant les teneurs en fer des laves aux inclusions (Danyushevsky et al., 2000). Les inclusions étudiées dans cette thèse étant généralement plus hétérogène que les laves, elles n'ont donc pas toujours leur équivalent en composition. La correction de la perte en fer n'a donc pas été appliquée. En revanche, différents outils géochimiques exploités au cours de cette étude ont permis de s'affranchir des effets des phénomènes de rééquilibrage sur la composition des inclusions :

- Les comparaisons d'éléments ou de rapports d'éléments incompatibles dans l'olivine
- Les diagrammes d'éléments avec des vitesses de diffusion très lentes (Cl, F, Ba, Al…)
- Les projections ternaires par l'olivine dans le système CMAS. Cette méthode, détaillée dans les chapitres I et IV, permet de normaliser les compositions des inclusions tout en excluant le composant olivine. Ainsi, tous les effets « d'échanges chimiques » entre l'olivine et l'inclusion ne seront pas exprimés sur le plan de projection considéré. Ces projections permettent donc de ne visualiser que les variabilités de compositions inhérentes aux inclusions.

II.1.4. Correction de la cristallisation d'olivine aux parois et technique d'homogénéisation

II.1.4.1. Equilibre thermodynamique

L'équilibre thermodynamique entre une inclusion vitreuse (Liq) et l'olivine hôte (Ol) est déterminé par le rapport des coefficients de partage du Fe^{2+} et du Mg entre les deux phases, aussi appelé coefficient de répartition global solide/liquide *Kd* :

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

La valeur théorique du *Kd* à l'équilibre entre un liquide basaltique et l'olivine est de 0,30±0,03 (Roeder et Emslie, 1970 ; Toplis, 2005). La surcroissance éventuelle d'olivine aux parois de l'inclusion après sa formation a pour effet de modifier la composition du liquide en l'appauvrissant en éléments compatibles dans l'olivine et en l'enrichissant en éléments

incompatibles. La valeur du *Kd* calculée est alors inférieure à la valeur d'équilibre. La composition finale de l'inclusion est donc corrigée numériquement de cet effet en dissolvant de manière incrémentale des petites quantités d'olivine, jusqu'à l'obtention d'une valeur d'équilibre pour le *Kd*. La teneur en Fe^{2+} du liquide requise pour le calcul est estimée d'après Stormer (1983). Ce modèle permet de calculer le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} du liquide à partir de la composition des spinelles à l'équilibre (Table B, Annexes). Seuls les spinelles inclus dans les olivines à proximité des inclusions ont été considérés pour ce calcul. La correction de la cristallisation d'olivine aux parois ne s'applique directement que pour les inclusions vitreuses dépourvues de minéraux fils autres que la couche d'olivine aux parois.

II.1.4.2. Homogénéisation expérimentale

Les inclusions partiellement cristallisées ont été expérimentalement chauffées sous contrôle optique jusqu'à la fusion totale des phases cristallines incluses. Lorsque le liquide devient homogène, l'inclusion est ensuite trempée, devenant ainsi un verre représentatif de la composition initiale du magma au moment du piégeage. Pour cette thèse, les expériences de thermométrie optique ont été menées grâce à une platine chauffante 1 atm de type « Vernadsky » (Sobolev et al., 1980 ; Schiano, 2003) (Fig. II.04), fixée à un microscope Olympus BX50. La température est mesurée grâce à un thermocouple en Pt-$Pt_{90}Rh_{10}$ fixé au porte-échantillon, et calibrée à chaque expérience à l'aide d'un point d'argent et d'un point d'or (température de fusion respective de 961°C et 1064°C) disposés sur l'olivine à proximité de l'inclusion. Le dispositif expérimental permet un contrôle de la fugacité d'oxygène à l'intérieur du four autour de 10^{-9} atm grâce à un flux d'hélium purifié par contact avec des fils de zirconium chauffés par un four secondaire. L'hélium, grâce à sa haute conductivité thermique (k = 3 ;63 mW/cm/K à 1000 K, 1 bar), permet également une vitesse de trempe extrêmement rapide (supérieure à 200°C/sec) empêchant ainsi la formation de minéraux fils à l'intérieur de l'inclusion.

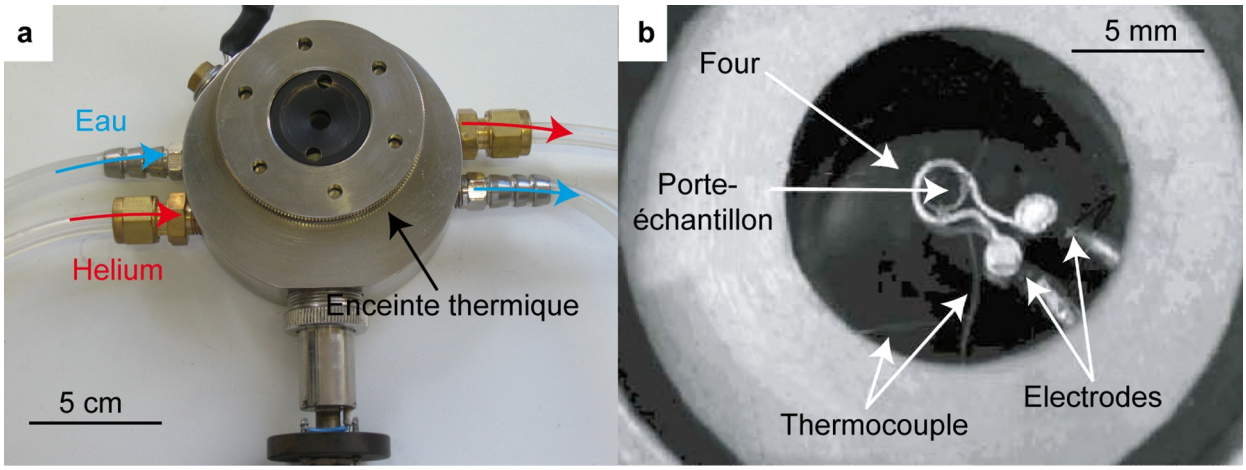


Figure II.04. (a) Vue d'ensemble de la platine chauffante « Vernadsky ». **(b)** Photographie légendée de l'intérieur du four.

Le protocole de chauffage suivi est inspiré de celui décrit par Le Voyer et al. (2010), et ajusté en fonction de la taille de l'inclusion et de son comportement à haute température (Fig. II.05). En moyenne, une expérience d'homogénéisation dure environ une heure avec les vitesses de chauffage suivantes : 0,5°C/s pendant 30 min, 0,4°C/s pendant 20 min et 10 min d'attente à la température de fusion totale afin de fondre complètement la surcroissance d'olivine aux parois. Pour la majorité des échantillons étudiés, la bulle de retrait a persisté dans le liquide, même à haute température. Cette absence de dissolution de la bulle peut être liée à la déformation élastique de l'olivine lors de la décompression (Schiano et al., 2003) et/ou à la sursaturation en éléments volatils de l'inclusion, phénomène couramment observé dans les magmas issus des zones de subduction, particulièrement riches en éléments volatils.

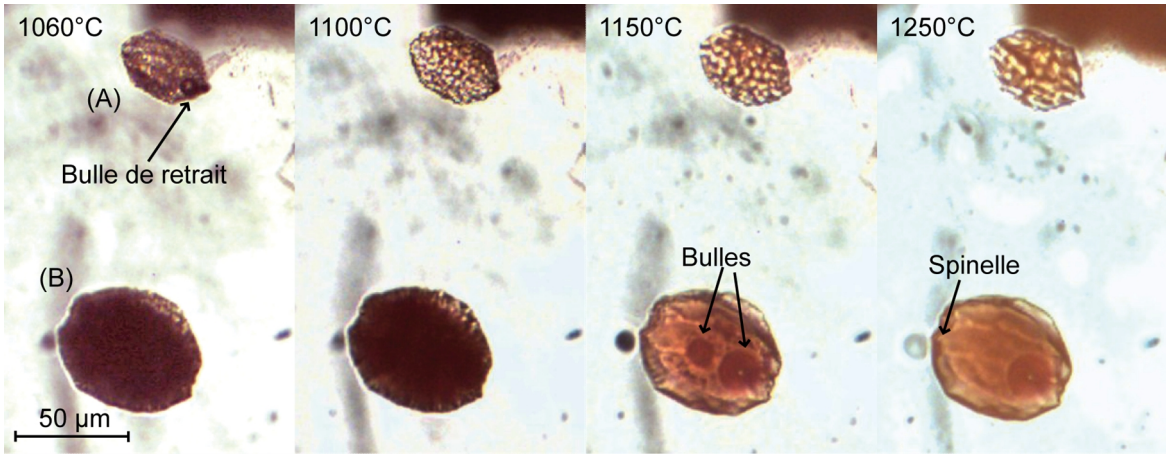


Figure II.05. Photos d'une expérience d'homogénéisation de deux inclusions magmatiques de Gaua (arc du Vanuatu) de tailles différentes (A) et (B). A 1100°C l'inclusion (A) est totalement fondue et la bulle de retrait a disparu, alors que l'inclusion (B) est encore partiellement cristallisée. L'inclusion (B) fond à 1250°C et conserve sa bulle de retrait.

Pour des inclusions de même taille, plus l'olivine hôte est riche en MgO, plus la température de fusion totale de l'inclusion est élevée (Fig. II.06). Ce résultat atteste du caractère primitif des liquides inclus et de leur équilibre avec les olivines hôtes. En effet, les liquides basaltiques (riche en MgO) possèdent des températures de liquidus plus élevées que les liquides différenciés. Etant donné qu'il ne s'agit pas d'une homogénéisation totale de l'inclusion, et donc que les conditions de pressions initiales ne sont vraisemblablement pas reproduites durant l'expérience, la température de fusion totale de l'inclusion n'est reportée dans cette étude qu'à titre comparatif (Table II.01).

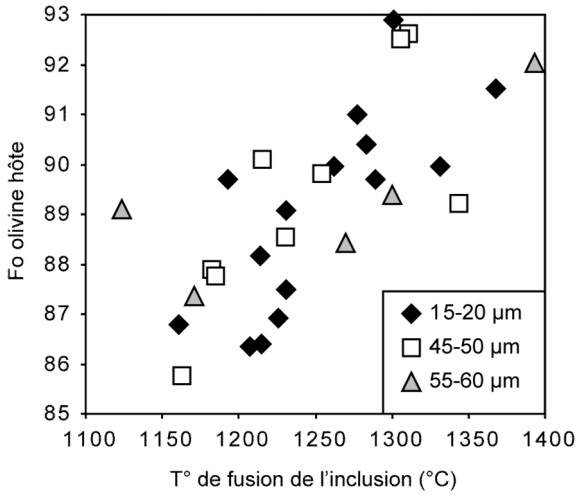


Figure II.06. Diagramme montrant la relation positive entre la teneur en forstérite de l'olivine hôte et la température de fusion totale de l'inclusion pour des inclusions de tailles comprises entre 15 et 20 µm, 45 et 50 µm, 55 et 60 µm.

Table II.01. Exemples d'expériences d'homogénéisation des inclusions réalisées au cours de cette étude, montrant la teneur en forstérite de l'olivine (Fo ol. hôte), la température de fusion totale de l'inclusion (T° fus.), la durée de l'expérience et la taille de l'inclusion pour chaque échantillon.

Localisation	Echantillon	Fo ol. hôte	T° fus. (°C)	Durée	Taille (µm)
Ambrym	AMB68-2	88,8	1184	1h10	40
Ambrym	AMB68-1	85,8	1164	1h05	45
Ambrym	AMB68-3	87,9	1183	1h10	50
Ambrym	AMB68-4	87,8	1185	1h05	50
Ambrym	AMB68-5	87,4	1171	1h15	55
Ambrym	AMB68-6	85,9	1178	1h	40
Ambrym	AMB68-7	88,5	1231	1h20	50
Ambrym	AMB68-8	87,4	1228	1h	25
Ambrym	AMB68-9	88,2	1214	1h05	20
Ambrym	AMB68-10	88,4	1270	1h	60
Ambrym	AMB72-1	90,0	1262	1h05	20
Ambrym	AMB72-2	85,4	1227	1h05	30
Ambrym	AMB72-3	89,1	1231	0h55	20
Ambrym	AMB72-4	90,1	1215	1h	50
Gaua	SM8E-1	92,0	1285	1h05	30
Gaua	SM8E-3	92,1	1393	0h50	55
Gaua	SM8E-4	92,0	1294	0h50	25
Gaua	SM8E-5	91,0	1315	0h45	25
Gaua	SM8E-6	92,0	1352	0h45	25
Gaua	SM8E-7	91,0	1277	0h50	20
Gaua	SM8E-8	91,0	1355	0h45	30
Gaua	Gaua4-1	89,8	1308	0h40	30
Gaua	Gaua4-2	89,1	1124	0h45	55
Gaua	Gaua4-3	91,9	1176	0h40	30
Gaua	Gaua4-4	89,7	1289	0h45	20
Gaua	Gaua4-5	90,6	1289	0h45	40
Gaua	Gaua4-6	89,8	1254	0h45	50
Gaua	Gaua4-7	89,4	1300	0h40	55

Localisation	Echantillon	Fo ol. hôte	T° fus. (°C)	Durée	Taille (µm)
Gaua	Gaua4-12	91,7	1312	0h40	30
Gaua	Gaua1-1	89,6	1307	0h40	40
Gaua	Gaua1-2	92,9	1301	0h45	20
Gaua	Gaua1-3	92,5	1306	0h40	50
Gaua	Gaua1-4	89,2	1344	0h40	50
Gaua	Gaua1-5	92,6	1311	0h35	45
Gaua	Gaua1-6	90,9	1304	0h40	40
Gaua	Gaua1-8	92,4	1314	0h40	40
Gaua	Gaua1-12	92,7	1358	0h45	40
Mota Lava	MTL7-D	89,9	1331	0h35	20
Mota Lava	MTL7-E	91,5	1368	0h40	20
Mota Lava	MTL1-A1	87,9	1330	0h45	40
Mota Lava	MTL1-B1	86,0	1292	0h40	25
Mota Lava	MTL1-C2	90,4	1283	0h45	20
Mota Lava	MTL1-D3	86,5	1289	0h40	40
Mota Lava	MTL1-D2	87,0	1311	0h40	40
Galunggung	Gal1	89,7	1193	0h45	20
Galunggung	Gal4	87,0	1193	0h40	30
Galunggung	Gal5	86,9	1226	0h45	20
Galunggung	Gal6	86,9	1187	0h55	25
Galunggung	Gal7	86,8	1161	0h40	15
Galunggung	Gal8	86,4	1215	0h45	20
Galunggung	Gal11	83,6	1250	0h50	25
Galunggung	Gal14	83,7	1228	0h50	15
Galunggung	Gal17	87,1	1272	0h50	35
Galunggung	Gal18	84,4	1275	0h50	25
Galunggung	Gal22	86,4	1207	0h45	20
Galunggung	Gal27	87,5	1231	0h50	20

II.1.5. Choix des inclusions pour les analyses et préparation des échantillons

Les inclusions sélectionnées pour les analyses ont été choisies afin de s'assurer de leur représentativité et de limiter au maximum les modifications post-piégeage. Toutes les inclusions sélectionnées sont primaires et piégées dans les olivines issues de laves riches en MgO de type basalte, picrite ou ankaramite. Elles ont un diamètre supérieur à 30 µm. L'observation au microscope optique a permis de choisir en priorité celles qui sont sans minéraux fils, de forme sub-sphérique, ou en cristal négatif (c'est-à-dire à faces concaves, qui soulignent la cristallographie du minéral hôte) (Fig. II.01a-f). Les cristaux hôtes sont automorphes et les inclusions sont distribuées de manière aléatoire dans le minéral. Elles sont loin des plans de fractures et des bords de l'olivine, et ne présentent aucune communication

visible avec l'extérieur. L'ensemble de ces critères permet de supposer que les inclusions magmatiques piégées dans les olivines étudiées constituent des reliques de magmas primitifs parentaux et peuvent donc être utilisées pour caractériser la nature de la source des magmas émis en surface.

La même préparation, consistant à mettre l'inclusion à l'affleurement par polissage, a servi pour les différentes méthodes analytiques utilisées, à savoir la microsonde électronique et l'ICP-MS à ablation laser (cf. section II.3). Les échantillons sont tout d'abord triés en section de 1-2 mm et de 0,5-1 mm de diamètre. Les olivines sélectionnées manuellement à la loupe binoculaire, sont fixées sur une lame mince par une résine thermofixante (*Crystal Bond*) et polies sur des tapis en carbure de silicium jusqu'à l'obtention d'une surface plane, nécessaire à l'observation des inclusions au microscope optique. Les olivines contenant des inclusions sont ensuite décollées de la résine sur une plaque chauffante et transférées sur une nouvelle lame mince pour être analysées au MEB (cf. section II.3.1.1). Celles qui présentent les teneurs en forstérite les plus élevées (Fo ≥ 86) sont ensuite placées individuellement dans des plots en laiton, qui sont par la suite remplis de résine Epoxy. Après 24h de séchage à l'air libre, les plots sont polis jusqu'à l'affleurement de l'inclusion. Le polissage est réalisé à l'aide de tapis en carbure de silicium puis en diamant (de 6 à 0,25 µm) pour optimiser la planéité et la netteté de l'échantillon. Afin de permettre la conductivité électrique entre les échantillons et le faisceau d'électrons de la microsonde électronique, la surface des échantillons est métallisée au carbone.

II.2. Démarche expérimentale : Fusion partielle en conditions hydratées à 1 GPa de lithologies péridotitiques et clinopyroxenitiques

Cette partie détaille les techniques expérimentales utilisées dans le cadre de cette thèse, et justifie les choix effectués quant aux matériels de départ et à la technique d'extraction du liquide en conditions hydratées. L'atteinte de l'équilibre, l'estimation de la fugacité d'oxygène et la fiabilité des compositions en eau des liquides expérimentaux seront également discutées ici.

II.2.1. Matériel de départ

II.2.1.1. Choix du matériel de départ

Les matériels de départ utilisés pour les expériences ont été synthétisés sur la base d'un mélange d'oxydes, dont la composition est reportée en Table II.02. Le pôle péridotitique est représenté par la lherzolite KLB-1 (Takahashi, 1986) à laquelle a été ajouté 0,2 pds% H_2O suivant la composition de Hirose et Kawamoto (1995). La composition de la clinopyroxénite à amphibole OCA2 est celle de Médard et al. (2006). Elle contient 1 pds% H_2O.

La lherzolite à spinelle KLB-1 est décrite comme analogue de la composition globale du manteau supérieur (e.g., Takahashi, 1986; Takahashi et al., 1993; Hirose et Kushiro, 1993; Zhang et Herzberg, 1994; Kawamoto et al., 1996; Herzberg et Zhang, 1996; Hirose, 1997; Herzberg et al., 2000; Kawamoto, 2004). Enrichie par l'ajout de 0,2 pds% H_2O, elle correspond davantage à un manteau de zone de subduction refertilisé par les fluides issus du slab, ce qui a motivé le choix de cette composition comme matériel de départ dans notre étude. D'autre part, le grand nombre d'études existantes sur la fusion expérimentale de KLB-1 permet de comparer aisément les résultats obtenus avec ceux de la littérature et de s'assurer ainsi de la fiabilité de nos données.

La composition de la clinopyroxénite à amphibole OCA2 résulte d'une compilation de données géochimiques de plusieurs cumulats de croûte d'arc à clinopyroxène + hornblende + olivine, réalisée par Médard et al. (2006). Les proportions et les compositions des différentes phases des cumulats ont été moyennées pour OCA2, qui correspond à une clinopyroxénite à amphibole avec 45 % de clinopyroxène, 36 % d'amphibole et 19 % d'olivine. Ce type de roche est supposé constituer la « racine » de nombreux arcs (e.g., Wyllie, 1967; Kay et Kay, 1985, DeBari et Coleman, 1989).

Les magmas d'arc sont connus pour être relativement oxydés en comparaison avec les magmas issus d'autres contextes géodynamiques (e.g., Osborn, 1959; Carmichael, 1991; Arculus, 1994; Parkinson et Arculus, 1999; Rowe et al., 2008; Kelley et Cottrell, 2009; Malaspina et al., 2010). Le métasomatisme du coin mantellique par les fluides issus de la plaque plongeante a pour effet d'augmenter la fugacité d'oxygène (fO_2) en oxydant le manteau source des magmas d'arc. Les xénolites échantillonnés au niveau des zones de subduction montrent des valeurs de fO_2 comprises entre FMQ (tampon Fayalite-Magnétite-Quartz) +0 et FMQ +2, qui sont supérieures à celles mesurées dans les xénolites issus des autres contextes géodynamiques (Wood et Virgo, 1989 ; Canil et al., 1990 ; Brandon et

Draper, 1996 ; McInnes et al., 2001 ; Parkinson et al., 2003 ; Frost et McCammon, 2008). Afin de reproduire les conditions de fugacité d'oxygène présentes lors de la genèse des magmas d'arc, 5 mol% du fer total ont été ajoutés sous forme de Fe^{3+} à la composition des deux matériels de départ.

OCA2 et KLB-1 ont été mélangés en différentes proportions pour former MIX25, MIX50 et MIX75 (Table II.02), qui correspondent respectivement à 25, 50 et 75% de clinopyroxenite dans la péridotite. Il s'agit d'un mélange homogène, dont les proportions ont été au préalable définies par l'étude comparative des liquides expérimentaux et des inclusions magmatiques d'arc sous-saturées en silice, réalisée à l'aide du logiciel pMELTs (cf. chapitre I.5).

Table II.02. Compositions normalisées à 100 % des verres hydratés et des matériels de départ utilisés pour les expériences. Les oxydes sont analysés par ICP-AES, H_2O et CO_2 des verres par micro-FTIR au LMV.

	Verres hydratés		*Matériels de départ*				
	V_{KLB-1}	V_{OAC2}	**KLB-1**	**OCA2**	**MIX25**	**MIX50**	**MIX75**
SiO_2 (pds%)	74,43	70,02	43,76	44,71	44,00	44,24	44,47
TiO_2			0,15	1,15	0,40	0,65	0,90
Al_2O_3	12,65	13,51	3,46	7,20	4,39	5,33	6,26
FeO tot			8,63	9,63	8,88	9,13	9,38
MnO			0,12	0,11	0,12	0,11	0,11
MgO			39,46	20,03	34,60	29,74	24,89
CaO			3,40	14,72	6,23	9,06	11,89
Na_2O	7,43	6,25	0,29	0,90	0,44	0,59	0,74
K_2O	0,50	2,98	0,04	0,36	0,12	0,20	0,28
Cr_2O_3			0,28	0,08	0,23	0,18	0,13
NiO			0,22	0,12	0,19	0,17	0,14
H_2O (pds%)	4,90	7,08	0,2	1,0	0,4	0,6	0,8
CO_2 (ppm)	1000	1580	40	224	86	132	178
Prop. de verre*	4,03	14,24					

*Pourcentage de verre hydraté dans la composition totale des matériels de départ

II.2.1.2. Préparation du matériel de départ

Les compositions chimiques de OCA2 et KLB-1 ont été obtenues par un mélange d'oxydes (SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Cr_2O_3, NiO, Fe_2O_3, MgO, MnO), de wollastonite ($CaSiO_3$) et fayalite (Fe_2SiO_4) synthétiques et de deux verres hydratés (V_{OCA2} et V_{KLB-1}) préalablement synthétisés. Les verres V_{OCA2} et V_{KLB-1} ont été créés afin de garantir une teneur en eau constante pour chaque expérience. Leurs compositions sont reportées en Table II.02. Ils contiennent l'eau totale ajoutée sous forme d'eau libre et les alcalins sous forme de carbonates de potassium (K_2CO_3) et de sodium (Na_2CO_3). Leurs compositions en Al_2O_3 et SiO_2 ont été ajustées afin de produire des verres de composition dacitique à rhyolitique, identifiables dans

le système $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O de Tuttle and Bowen (1958) et dont la température de fusion est minimale (~ 800°C).

Dans une première étape, les deux poudres anhydres contenant les carbonates, la silice et l'aluminium ont été placées dans des creusets en platine à 600°C pendant 16h, puis à 1100°C pendant 24h afin de permettre une décarbonatation totale des composants. Les deux verres résultants ont été ensuite broyés dans l'éthanol à l'aide d'un mortier en agate, séchés et disposés dans deux capsules en or avant d'ajouter l'eau. Les capsules sont ensuite soudées rapidement afin de limiter l'évaporation de l'eau. L'étanchéité des capsules a été testée en comparant leur poids avant et après leur passage de quelques heures à l'étuve. Dans un deuxième temps, les capsules ont été placées dans un assemblage pour piston-cylindre (détails dans la section II.2.2.1) afin de produire les verres V_{OCA2} et V_{KLB-1}. Une fois synthétisés, les verres ont été broyés avec le reste des oxydes constitutifs des deux matériels de départ. Les particules observées au microscope après broyage n'excédaient pas 10 µm de diamètre. Avant chaque expérience en piston-cylindre, les poudres ont été déshydratées à 170°C pendant 24h.

II.2.2. Expérimentation en piston-cylindre

II.2.2.1. Dispositif expérimental

Toutes les expériences effectuées au cours de cette thèse ont été réalisées à 1 GPa, en piston-cylindre au LMV (Clermont-Ferrand). Deux types de piston-cylindres ont été utilisés : ¾" (19,1 mm de diamètre) sans contre pression et ½" (12,7 mm de diamètre) avec contre pression. Le premier a servi pour la synthèse des verres hydratés V_{OCA2} et V_{KLB-1} et le deuxième pour les expériences de fusion partielle.

Pour le piston-cylindre ¾", la charge expérimentale est constituée de bas en haut d'une gaine de MgO permettant le passage du thermocouple, d'une rondelle d'alumine séparant la pointe du thermocouple et la capsule en or, de la capsule entourée d'un cylindre de MgO et de poudre de MgO remplissant les espaces vides, et d'un espaceur en MgO (Fig. II.07b). La charge expérimentale est ensuite placée dans un assemblage constitué de l'intérieur vers l'extérieur, d'un four en graphite fermé à l'aide d'un bouchon en graphite, d'un cylindre de pyrex, d'une cellule de NaCl entourée par une feuille de plomb servant de lubrifiant. Le point chaud étant situé à 15,3 mm de la base du montage, la longueur de la gaine de MgO a été

ajustée pour les deux expériences de façon à ce que le milieu de la capsule se trouve au niveau du point chaud.

Pour le piston-cylindre ½", l'assemblage est quasi-similaire, à l'exception du matériel qui entoure la capsule (Fig. II.07a). Celle-ci se loge dans un caisson de pyrophyllite brûlée ajustée aux dimensions exactes de la capsule. En effet, le remplacement du cylindre de MgO qui entoure la capsule dans le ¾", par un cylindre de pyrophyllite brûlée dans le ½" a permis un meilleur confinement de la capsule dans l'assemblage. Celle-ci se trouvait donc moins déformée sous la pression, limitant ainsi le remplissage des pièges par la poudre sous-jacente au moment de la mise en pression (détail de la capsule en section II.3.3.2.). L'utilisation du ½" a donc permis d'optimiser la technique d'extraction des liquides en conservant l'espace des pièges à liquide (Fig. II.12). D'autre part, l'assemblage se trouve en position inverse par rapport au piston-cylindre ¾", le thermocouple se situe au dessus de la capsule et donc plus près du piège à liquide. A chaque expérience en piston-cylindre ½", la capsule conserve les mêmes dimensions. Pour des raisons de reproductibilité, la gaine de MgO a donc une longueur fixe de 17,1 mm.

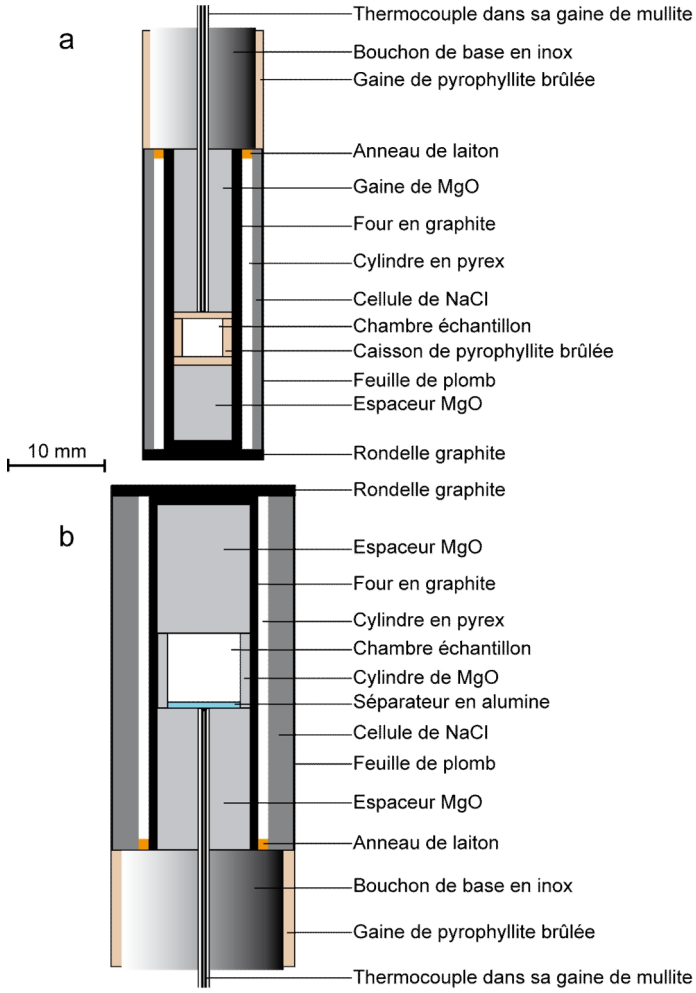


Figure II.07. Schémas légendés des assemblages expérimentaux pour piston-cylindres ½" (a) et ¾" (b)

II.2.2.2. Principe de fonctionnement du piston-cylindre

La pression appliquée est une pression solide induite par la compression de l'assemblage entre un piston et un support de base, tous deux en carbure de tungstène (Fig.II.08). La pression axiale est transformée en pression hydrostatique grâce au comportement ductile de la cellule de NaCl et du pyrex à haute température. La pression appliquée sur l'échantillon est égale au produit de la pression d'huile dans le vérin servant à pousser le piston par le rapport de la surface du vérin sur la surface du piston. L'utilisation d'une feuille de plomb et d'une pâte lubrifiante (*Molykote*) appliquée avant chaque expérience le long du cylindre en carbure de tungstène contenant l'échantillon, permet un meilleur coulissage du piston. Ceci a pour effet de réduire les frictions pouvant occasionner des pertes de pressions et de limiter ainsi les incertitudes sur la lecture de pression à 0,05 GPa pour un assemblage ¾" et à 0,1 GPa pour les assemblages ½". Le four en graphite permet le chauffage de la charge par effet Joule sous l'effet d'un fort courant électrique. La température est mesurée à l'aide d'un thermocouple en

tungstène-rhénium dont la pointe est placée au plus près de l'échantillon en raison des forts gradients de température présents dans le cœur de l'enceinte.

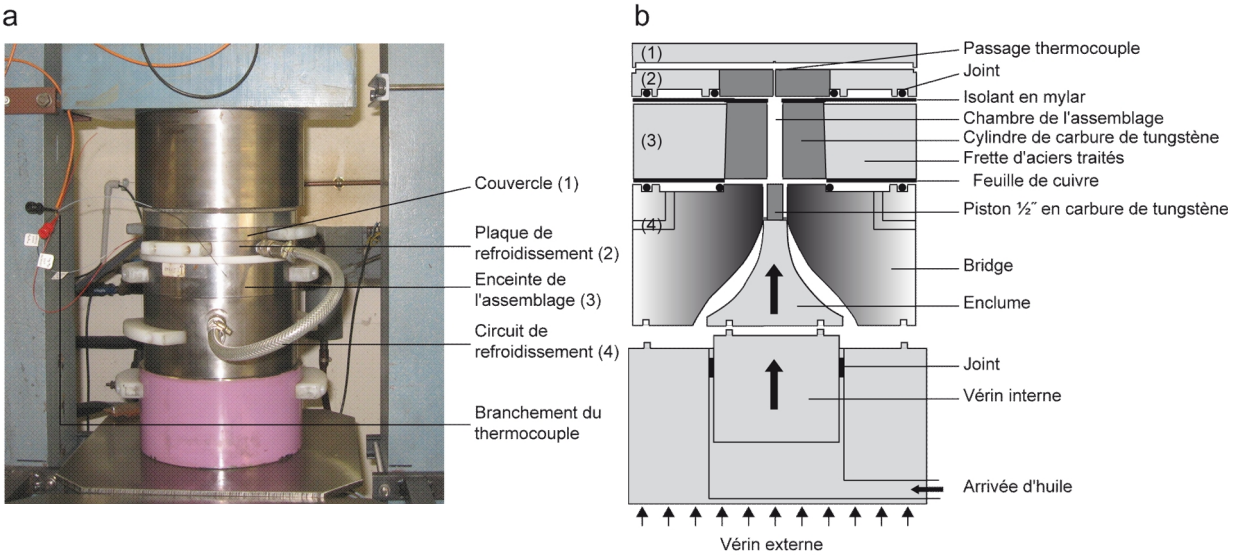


Figure II.08. (a) Photo du piston-cylindre ½" du LMV. **(b)** Schéma de l'intérieur du piston-cylindre modifié d'après Zamora (2000). Les grosses flèches indiquent la direction de mouvement du vérin interne qui pousse le piston et les petites flèches matérialisent la poussée du vérin externe sur le cylindre en carbure de tungstène.

Le protocole expérimental suivi est le même pour chaque expérience. Une pression de 0,3 GPa à température ambiante est appliquée sur l'assemblage afin d'assurer un bon contact électrique. La montée en température est ensuite programmée à 50°C/min jusqu'à un palier de 10 min à 650°C, température à laquelle le pyrex devient ductile. Durant ce palier, la pression est augmentée jusqu'à 1 GPa (sa valeur finale). Le chauffage se poursuit alors à 50°C/min jusqu'à la température finale et la pression est réajustée systématiquement. A la fin de l'expérience, la température est coupée par l'arrêt de l'alimentation électrique et l'ouverture du système de refroidissement par arrivée d'eau. La pression est alors lentement ramenée à la pression atmosphérique lorsque le système est refroidi.

II.2.2.3. Détermination du gradient de température dans les assemblages pour piston-cylindre ½"

Les valeurs de température mesurées à l'aide du thermocouple sont liées à d'importantes incertitudes dues aux gradients de température existants dans le cœur du piston-cylindre. Même si les gradients latéraux restent faibles, notamment dans un assemblage de type ½" plus étroit que le ¾", les gradients longitudinaux peuvent atteindre jusqu'à 200°C/cm de part et d'autre du point chaud (Watson et al., 2002) (Fig. II.09).

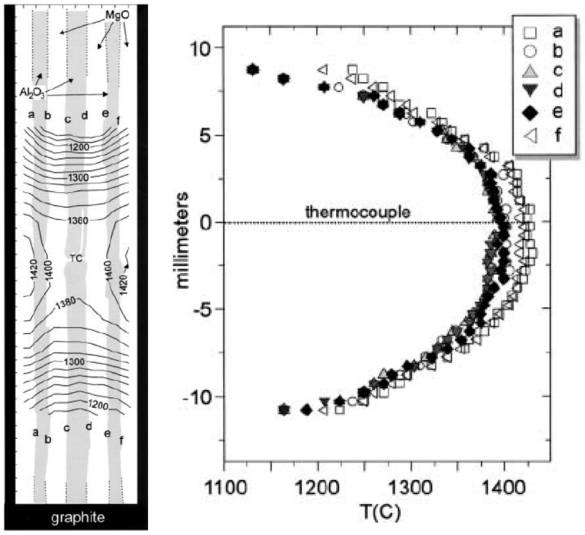


Figure II.09. Cartographie des gradients de températures à l'intérieur du four en graphite pour un assemblage MgO-Al_2O_3 pour ¾" à 1400°C d'après Watson et al. (2002). Les lettres a-f correspondent à six profils de températures longitudinaux. La distance en mm représente la distance à la pointe du thermocouple.

Pour les expériences en piston-cylindre ½", la capsule est volontairement placée en dehors du point chaud (piège à liquide à environ 4 mm de distance), de manière à ce qu'elle subisse un fort gradient de température. Cette configuration permet d'optimiser l'extraction des liquides, principalement véhiculée par la différence de température entre le bas et le haut de la capsule. Elle nécessite toutefois de mesurer précisément les gradients de température afin de pouvoir déterminer la différence de température entre le piège à liquide et la pointe du thermocouple. Les gradients de température ont donc été mesurés en utilisant la technique de Watson et al. (2002) pour un assemblage similaire à celui utilisé dans les expériences ½". Cette méthode se base sur la réaction entre périclase (MgO) et alumine (Al_2O_3) qui produit du spinelle à haute température. L'épaisseur de la couche de spinelle (ΔX, en µm) formée à l'interface des deux oxydes est directement fonction de la température (T, en K), de la pression (P, en GPa) et du temps (t, en s), d'après la relation :

$$\Delta X = \left[8{,}58 \cdot 10^{11} \times \exp\left(\frac{-48865}{T} - 2{,}08 \times P^{0{,}5} \right) \times t \right]^{0{,}5}$$

Pour mesurer le gradient de température, une canne d'alumine incluse dans une gaine de MgO a été insérée dans la capsule. Les dimensions utilisées pour les différents composants de la charge (gaine, espaceur, rondelle en MgO) sont les mêmes que celles pour les expériences de fusion partielle réalisées en piston-cylindre ½".

L'assemblage a été chauffé à 1300°C à 1 GPa pendant 72h en piston-cylindre ½". Le four a ensuite été scié en deux parties, puis poli jusqu'au milieu de l'assemblage en vérifiant

régulièrement la planéité de la surface. Enfin, l'échantillon a été photographié au microscope afin de mieux visualiser la couche de spinelle (Fig. II.10a). Celle-ci a été directement mesurée à partir des photographies. La forme du gradient longitudinal de température est illustrée par la Fig. II.10b. Contrairement aux expériences de Watson et al. (2002) réalisées sans capsule qui montrent un gradient de forme symétrique, le gradient de température mesuré ici décrit une parabole asymétrique de part et d'autre du point chaud, dont la pente est plus faible du côté de la capsule. Ceci traduit une diminution moins brutale de la température probablement due à la présence d'un matériel conducteur, comme la capsule en métal. L'effet est d'autant plus fort que la quantité de métal est importante, ce qui est le cas pour les capsules aux parois très épaisses utilisées dans cette étude (voir section II.2.3.1).

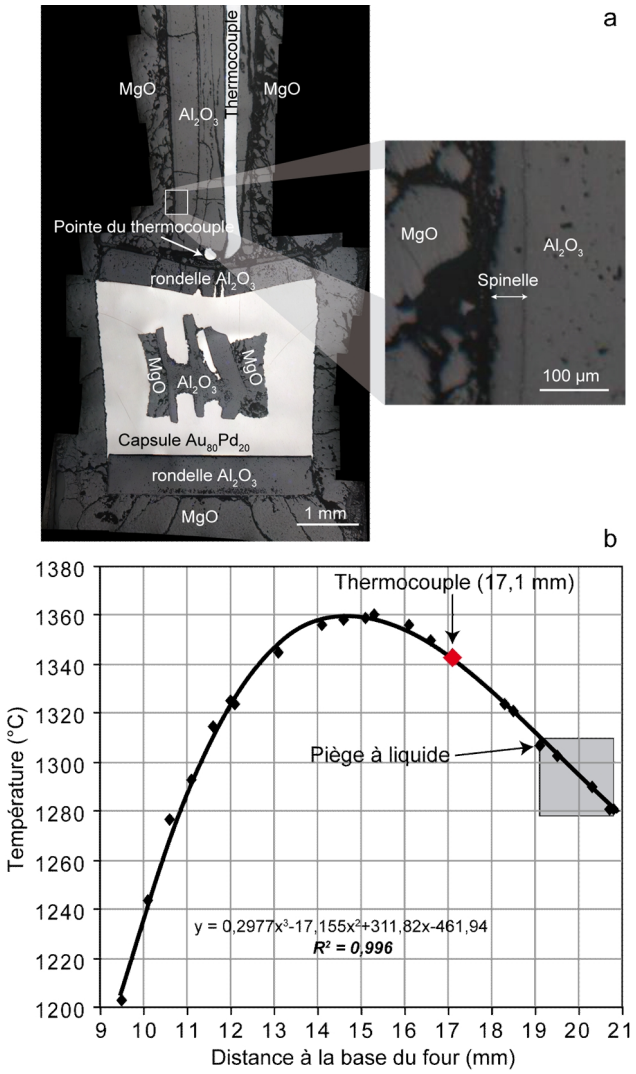


Figure II.10. (a) Photos prises au microscope optique en lumière réfléchie illustrant l'intérieur de la charge expérimentale utilisée pour l'expérience de détermination du gradient de température réalisée en piston-cylindre ½". A gauche, vue générale d'une partie de l'assemblage, à droite, vue détaillée du contact entre l'alumine (Al_2O_3) et le périclase (MgO) montrant la couche de spinelle produite par réaction. **(b)** Profil de variation de températures à l'intérieur du four pour l'assemblage (a). Le carré gris matérialise l'emplacement de la capsule. R^2 : Coefficient de corrélation de la courbe.

Après compression, la capsule perd en moyenne 0,3 mm par rapport à sa hauteur initiale. Cette modification prise en compte dans l'estimation des distances finales, les gradients de température longitudinaux calculés entre le piège à liquide et le thermocouple sont de ~ 30°C, et de ~ 20°C entre le haut et le bas de la capsule. En conséquence, pour chaque expérience effectuée en piston-cylindre ½", la température a été programmée 30°C au dessus de la température souhaitée au niveau du piège à liquide.

II.2.3. Expérimentations en conditions hydratées

II.2.3.1. Choix des containers

Pour les expériences à hautes pressions et hautes températures, le container utilisé doit être choisi en fonction de sa capacité à préserver au mieux la composition de la charge durant toute la durée de l'expérience. Le matériau qui le constitue doit donc être inerte et imperméable afin d'éviter tout échange d'éléments entre l'intérieur et l'extérieur de la capsule. Les métaux comme le platine (Pt) ou l'alliage or-palladium (Au-Pd) sont connus pour former des alliages avec le fer à haute température, diminuant ainsi la teneur en fer des liquides puis des cristaux au sein de la charge (Merril et Wyllie, 1973 ; Johannes et Bode, 1978 ; Jaques et Green, 1980 ; Kawamoto et Hirose, 1994). L'or (Au) constitue une bonne alternative pour les expériences dont la température est inférieure à 1064°C (point de fusion de l'or à 1 atm) car il est à la fois inerte et imperméable.

Les expériences de synthèses des verres hydratés V_{KLB-1} et V_{OCA2} ont donc été réalisées à partir de capsules en or, mais ce matériau n'a pas pu être utilisé pour les expériences à plus hautes températures. Le graphite permet également de limiter la perte en fer, mais il génère des pertes en eau importantes et ne peut donc pas être utilisé en conditions hydratées. De plus, le graphite impose une faible fugacité d'oxygène (au maximum CCO), inférieure à celles communément mesurées dans les magmas d'arc (≥ FMQ). L'alliage or-palladium (75% < or < 90%) permet d'augmenter la température du point de fusion (jusqu'à 1350°C pour $Au_{80}Pd_{20}$ à 1atm) et de limiter les pertes en fer (inférieures à 4 % après 24 h d'expérience ; Kawamoto et Hirose, 1994 ; Hall et al., 2004 ; Schmidt et al., 2004). La perte en fer est corrélée à la durée de l'expérience, à la température mais aussi à la fugacité d'oxygène (Gaetani et Grove, 1998) selon les réactions suivantes :

En conditions oxydées: $Fe_2O_{3\ (liquide)} + H_{2\ (gaz)} = 2FeO + H_2O$

En conditions réduites: $2FeO_{\ (liquide)} + H_{2\ (gaz)} = 2Fe_{\ (métal)} + H_2O$

Une faible fugacité d'oxygène favorise la perte en fer et l'augmentation de l'eau dans la capsule, alors que des conditions oxydées réduisent la perte en fer et les variations de la teneur en eau de l'échantillon. Les expériences de Hall et al. (2004) montrent que la perte en eau dans les capsules en $Au_{80}Pd_{20}$ varie en fonction de la fugacité d'oxygène du matériel de départ et reste minimale en conditions oxydées. Une autre alternative consiste à placer l'échantillon au sein d'un système de double capsule en AuPd dont le matériel présent dans la capsule extérieure possède une composition similaire en eau et en fer à celle de la capsule interne. Les conditions idéales consistent à utiliser le même matériel de départ dans les capsules externe et interne, ce qui permet de préserver la composition de la charge en éliminant l'effet du gradient de composition entre les milieux intérieur et extérieur. Cependant, cette technique nécessite une grande quantité de matériel de départ disponible, ce qui n'est pas le cas dans cette étude dont la quantité du matériel de départ est limitée par la quantité de verre hydraté préalablement synthétisé lors d'une expérience en piston-cylindre.

L'usage de capsules $Au_{80}Pd_{20}$ en conditions oxydantes semble donc être un bon compromis pour limiter les pertes en fer et en eau pendant les expériences. De plus, afin de limiter au maximum les interdiffusions chimiques à travers la capsule, une capsule aux parois épaisses (> 0,5 mm) (Hoffer, 2008) permettant une meilleure isolation des milieux extérieur et intérieur a été utilisée. Pour nos expériences, la perte en fer estimée par bilan de masse est en moyenne de 8 % (cf. Chapitre V, Table 1).

II.2.3.2. Contrôle de la perte en eau dans les liquides

L'assemblage qui entoure la capsule dans une expérience en piston-cylindre étant anhydre, une diffusion de l'eau de l'échantillon vers le milieu extérieur peut se produire. La perte en eau résulte de la diffusion de H_2O ou H_2 à travers la capsule et engendre des modifications de composition de la charge et des proportions de phases. Même si le choix du container utilisé dans cette étude permet de minimiser les pertes en eau, la teneur en eau des liquides expérimentaux a tout de même été contrôlée en comparant les teneurs totales en eau mesurées initialement et les teneurs calculées (Co^{H_2O}) des matériels de départ. Les valeurs (Co^{H_2O}) ont été déterminées d'après la relation :

$$Co^{H_2O} = \sum C_i^{H_2O} X_i$$

avec $C_i^{H_2O}$ la teneur en H_2O de la phase *i* et X_i la proportion de la phase *i*. Pour les minéraux $C_i^{H_2O}$ est égal à $Kd_i^{H_2O} \times C_{liq}^{H_2O}$ avec $Kd_i^{H_2O}$ le coefficient de partage entre le minéral *i* et le liquide et $C_{liq}^{H_2O}$ la teneur en H_2O du liquide. La valeur de $Kd_i^{H_2O}$ est estimée d'après les données mesurées entre 1 et 1,2 GPa. Il est égal à 0,02 en moyenne pour l'orthopyroxene et le clinopyroxene et à 0,0012 pour l'olivine (Dobson et al., 1995; Hauri et al., 2006). Les concentrations en eau dans l'amphibole et le phlogopite utilisées pour le calcul de Co^{H_2O} dans l'expérience OCA2-1150 ont été estimées à 2 pds% pour l'amphibole (Dawson et Smith, 1982) et 4 pds% pour le phlogopite (Flower, 1971). L'erreur globale sur Co^{H_2O} a été calculée d'après les incertitudes associées aux *Kd*, aux proportions modales et aux concentrations en H_2O des verres. A l'exception de l'expérience MIX25-1300, la différence entre les teneurs en eau recalculées et les teneurs attendues pour le matériel de départ sont inférieures à 0,05 (Fig. II.11), erreur moyenne estimée pour la composition en H_2O du matériel de départ. Ce résultat confirme donc que ces expériences n'ont subit ni gain, ni perte en eau significatif. En revanche, l'expérience MIX25-1300 montre une teneur en eau supérieure à celle escomptée. Cet enrichissement significatif engendre un taux de fusion partielle plus élevé, des proportions de phases et des compositions en éléments mineurs (TiO_2, K_2O) modifiées. Au vu des ces incertitudes, les données de MIX25-1300 n'ont donc pas été prises en compte dans la discussion des résultats expérimentaux, mais sont reportées, à titre indicatif, en Table C (Annexes).

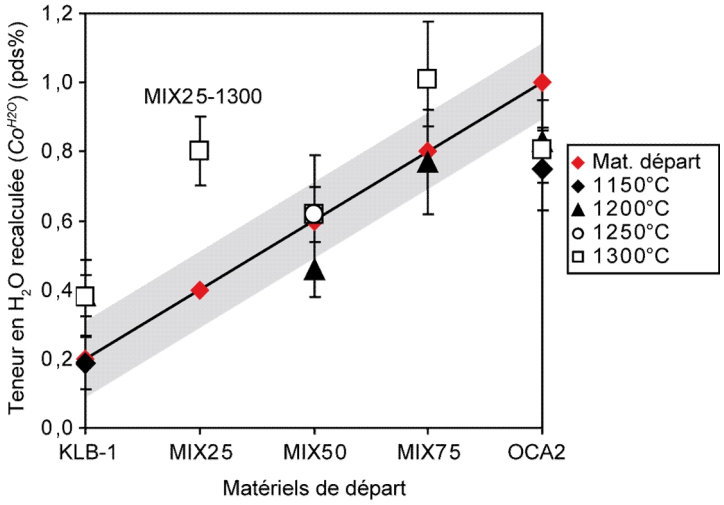


Figure II.11. Teneur en eau des différents matériels de départ Co^{H_2O} recalculée par bilan de masse pour chaque expérience. Le champ gris représente l'erreur moyenne estimée pour la composition en eau du matériel de départ et la droite l'évolution de la teneur en H_2O reliant les différents matériels de départ.

II.2.3.3. Techniques d'extraction du liquide

Lors de la trempe, le liquide interstitiel subit des modifications de composition principalement liées à la formation de cristaux à croissance rapide (Jaques et Green, 1979). Ces cristaux de trempe augmentent donc significativement la teneur en éléments incompatibles du liquide résiduel (Green, 1973 ; Cawthorn et al., 1973). Ce phénomène est encore plus important pour les expériences réalisées à haute pression, en présence de volatils et pour des faibles degrés de fusion partielle. Pour que le liquide ne soit pas affecté par ce phénomène, il doit être éloigné au maximum des cristaux résiduels, tout en restant connecté au liquide interstitiel pour permettre la diffusion chimique des éléments et donc la préservation de l'équilibre thermodynamique. Ceci revient donc à augmenter le volume de liquide analysable. Pour pallier à cette difficulté, différentes techniques d'extraction du liquide ont été mises au point : (1) technique du sandwich (Walker et al., 1979 ; Stolper, 1980 ; Fujii et Scarfe, 1985 ; Falloon et al., 1988, 1999, 2001 ; Robinson et al., 1998 ; Dasgupta et Hirschmann, 2007 ; Hirschmann et Dascupta, 2007) ; (2) technique des agrégats de diamants (Johnson et Kushiro, 1992 ; Hirose et Kushiro, 1993 ; Baker et Stolper, 1994 ; Baker et al., 1995 ; Kushiro, 1996) et des sphères de carbone vitreux (Wasylenki, 1999 ; Pickering-Witter et Johnston, 2000 ; Schwab et Johnston, 2001 ; Médard et al., 2006) (3) technique de la capsule déformée (Hirose et Kawamoto, 1995) ; (4) technique des microfissures formées dans un container en graphite (Laporte et al., 2004) ; (5) technique des pièges à liquide (Hoffer, 2008). Seules les techniques ne nécessitant pas de matériaux perméables ou réagissant avec l'eau (carbone, diamant) peuvent être utilisées pour des expériences en conditions hydratées. Elles sont détaillées ci-après.

Technique du sandwich

Cette technique a d'abord été développée pour les relations de phases à 1 atm par Walker et al. (1979), puis par Stolper (1980) pour les conditions à 1-2 GPa. Elle consiste à intercaler une couche de basalte entre deux couches de péridotite, permettant ainsi d'obtenir à la fin de l'expérience une grande plage de verre en équilibre avec la péridotite. Cependant, cette première approche de la technique du sandwich a révélé deux problèmes majeurs (Hirose et Kushiro, 1993 ; Baker et Stolper, 1994) :

- L'existence dans certains cas d'un déséquilibre global de la charge dû à l'utilisation de deux couches de compositions différentes. Ce déséquilibre se produit lorsque (1) l'épaisseur des deux couches est supérieure à la distance de diffusion chimique admise pour la température et la durée de l'expérience, et/ou (2) une couche de minéraux

réactionnels se forme au contact des deux couches compromettant ainsi l'efficacité des échanges chimiques entre les deux systèmes.

- La composition finale du liquide et des minéraux peut être modifiée par l'addition d'une quantité significative de liquide dans la péridotite qui change la composition globale de la charge. Dans ce cas, les relations entre le degré de fusion partielle de la péridotite et la composition des phases n'ont pas de significations réelles.

Ce dernier problème peut être résolu en considérant une couche de liquide de composition proche de celle du liquide attendu à un degré de fusion partielle donné (Falloon et al., 2001). L'obtention d'une telle composition nécessite une expérience complémentaire de fusion partielle d'une péridotite préalablement synthétisée à partir d'un mélange d'oxydes. La composition des phases minérales de la charge permet ainsi d'avoir une estimation de la composition du liquide par bilan de masse. Celui-ci est alors synthétisé et utilisé pour l'expérience sandwich.

La composition du liquide à l'équilibre peut être estimée plus précisément par une succession d'expériences sandwich faisant varier de manière itérative la composition du liquide jusqu'à la composition à l'équilibre avec la péridotite (Wallace et Green, 1988 ; Thibault et al., 1992 ; Robinson et al., 1998). Cette technique nécessite toutefois de très nombreuses itérations. Afin de réduire le nombre d'expériences, Hirschmann et Dasgupta (2007) ont proposé une nouvelle méthode (MISE) permettant de déterminer la composition du liquide à l'équilibre à partir des coefficients de partage Fe et Mg entre le liquide obtenu par l'étape expérimentale précédente et la péridotite. Pour un système à l'équilibre, les coefficients de partage ne varient pas. La composition du liquide à l'équilibre avec la péridotite est donc calculée de manière itérative jusqu'à ce que les valeurs des coefficients de partage soient stables. L'avantage de cette méthode est qu'elle permet de connaître la composition des liquides à l'équilibre pour de faibles degrés de fusion ($F < 1$ %) et qu'elle ne nécessite qu'une ou deux expériences de type sandwich.

Technique de la capsule déformée

Cette méthode a été développée par Hirose et Kawamoto (1995) et consiste à déformer la capsule avant l'expérience de façon à créer des espaces vides à différents endroits. L'effet d'un léger gradient de température ainsi que des forces capillaires suffisent à piéger le liquide dans les replis de la capsule. Cette configuration permet d'obtenir des plages de verre dépourvues de cristaux de trempe, entre 30 et 100 µm d'épaisseur. L'obtention et la position

des plages de liquide analysables restent cependant aléatoires pour chaque expérience et l'effet du gradient de température sur la composition des phases est difficilement contrôlable.

Technique du piège à liquide

Cette technique a été élaborée par G. Hoffer (2008) en collaboration avec D. Laporte dans le cadre d'expériences de fusion du manteau en conditions hydratées. Elle consiste à utiliser une capsule en $Au_{80}Pd_{20}$ contenant une rondelle, conçue avec le même matériau mais de diamètre inférieur au diamètre interne de la capsule (Fig. II.12a). La rondelle est placée au sommet de la capsule, entre la poudre et le couvercle, de façon à créer un espace vide circulaire entre la rondelle et les parois de la capsule. Le liquide est alors extrait dans ce piège principalement sous l'effet d'un gradient de température entre le bas et le haut de la capsule. Cette technique d'extraction est cependant limitée pour des faibles taux de fusion partielle (F < 3 %) qui rendent plus difficile la ségrégation des liquides. Afin d'estimer précisément la température au niveau du piège, les capsules et les rondelles ont les mêmes dimensions pour chaque expérience réalisée. Les pertes en fer et en eau sont limitées par l'existence de parois plus épaisses (0,75 mm) que celles (0,2 mm) couramment utilisées pour les expériences à hautes pressions et hautes températures.

Nous avons choisi d'utiliser cette technique d'extraction pour les expériences réalisées en piston-cylindre ½" pour les raisons suivantes :

1- les degrés de fusion partielle considérés dans cette thèse correspondent à ceux des magmas d'arc (F ~ 10-20 %) et permettent donc d'optimiser la technique d'extraction.
2- une fois les capsules usinées, cette technique s'avère simple d'utilisation et permet d'avoir la composition du liquide à l'équilibre en une seule expérience.
3- les dimensions similaires pour toutes les capsules permettent d'avoir des résultats reproductibles et comparables entre les différentes expériences.
4- cette technique ne demande qu'une faible quantité de matériel de départ pour chaque expérience (~ 15 mg).

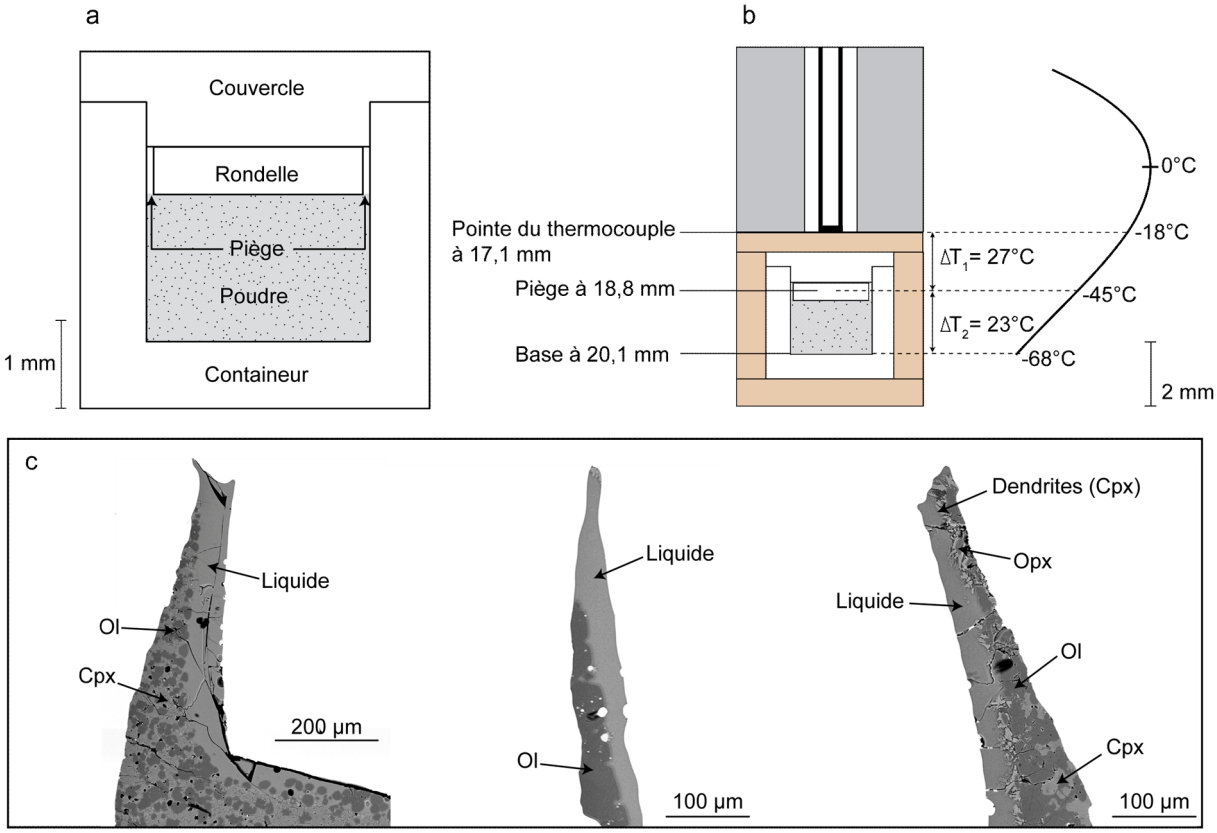


Figure II.12. (a) Schéma de la capsule utilisée pour les expériences en piston-cylindre ½" d'après Hoffer (2008). **(b)** Schéma d'une partie de l'assemblage montrant la variation de température depuis le point chaud (point de référence à 0°C) jusqu'aux différents niveaux de la capsule. Les dimensions en mm représentent la distance à la base du four. **(c)** Images microsonde en mode électrons rétrodiffusés illustrant l'extraction du liquide dans le piège de la capsule.

II.2.3.4. Détermination de la fugacité d'oxygène

La fugacité d'oxygène dans les expériences en piston-cylindre dépend principalement de l'état d'oxydation du matériel de départ et de sa composition, des conditions d'hydratation, de la température, de la pression et de la nature du container utilisé. A haute pression, l'utilisation d'un conteneur en graphite permet d'imposer une fugacité d'oxygène maximale correspondant au tampon graphite-CO-CO_2 (CCO ; Holloway et al., 1992). Les expériences réalisées en conditions anhydres ou hydratées en utilisant un système de double-capsules Pt externe – graphite interne, révèlent des valeurs de fugacité d'oxygène comprises entre FMQ-1,5 et FMQ-3 (Médard et al., 2004 ; Schmidt et al., 2004 ; Médard et al., 2006). La comparaison entre les expériences réalisées avec des capsules en graphite et en AuPd met en évidence la capacité de l'AuPd à fournir des conditions plus oxydées que le graphite (Schmidt et al., 2004). D'autre part, les valeurs de fugacité d'oxygène mesurées dans les expériences utilisant des containers en Au sont supérieures au tampon FMQ (FMQ+0,8 en moyenne). La fugacité d'oxygène calculée pour des magmas d'arc variant de FMQ+0 à FMQ+2 (Osborn,

1959; Carmichael, 1991; Arculus, 1994; Parkinson and Arculus, 1999), les containers en AuPd sont donc les mieux adaptés à l'étude de la fusion du manteau sub-arc.

Pour les expériences réalisées dans le cadre de cette thèse, les conditions de fugacité d'oxygène ont été calculées à partir du modèle de Barr et Grove (2010), qui propose une solution par le système ternaire AuPdFe. Ce modèle, conçu pour les expériences en piston-cylindre et en conditions hydratées, permet de calculer la constante d'équilibre entre la composition en fer d'un alliage AuPd et celle d'un liquide silicaté pour une température donnée, par la réaction :

$$FeO_{liquide} \rightarrow Fe_{alliage} + ½\ O_2$$

Sous l'effet de certaines conditions de fugacité d'oxygène, cet alliage absorbe une partie du fer issu du liquide coexistant et modifie ainsi la composition globale de la charge expérimentale. Les conditions de fugacité d'oxygène présentes lors de l'expérience peuvent donc être estimées d'après les teneurs en fer de la capsule et du liquide. Afin de mesurer la teneur maximale en fer de l'alliage, les points d'analyse dans la capsule ont été effectués le plus près possible du contact avec le liquide (Table II.03). Les valeurs de fugacité d'oxygène obtenues ont ensuite été recalculées pour 1 GPa d'après le modèle de Kress et Carmichael (1991). Elles varient de FMQ+0,2 à FMQ+0,7 (Table II.03 ; Fig. II.13) et se situent dans la gamme de valeurs représentatives des magmas d'arc.

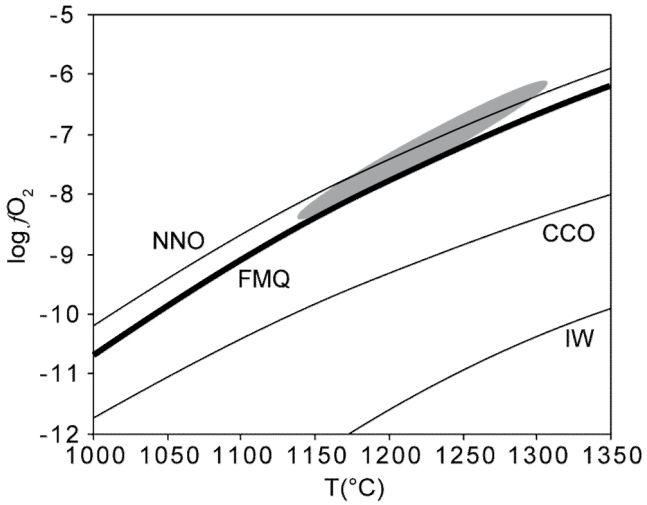


Figure II.13. Variation de la fugacité d'oxygène (fO_2) en fonction de la température à 1 GPa pour différents tampons d'après O'Neill (1987) ; O'Neill et Pownceby (1993), Jakobsson et Oskarsson (1994), Huebner (1971). Le champ gris matérialise les valeurs fO_2 déterminées par le modèle de Barr et al. (2010) pour nos expériences.

II.2.4. Atteinte de l'équilibre thermodynamique dans les expériences

II.2.4.1. Détermination du coefficient d'échange Fe^{2+}-Mg olivine-liquide

Le coefficient de répartition global solide/liquide *Kd* Fe^{2+}-Mg entre le liquide silicaté et les olivines résiduelles (cf. section II.2.4.1) permet de contrôler que l'équilibre au sein de la charge est bien atteint. Les matériels de départ élaborés dans cette étude contenant du Fe^{3+}, la quantité de Fe^{2+} dans le liquide a donc été recalculée pour chaque expérience afin de déterminer les valeurs des *Kd*. Pour ce calcul, nous avons utilisé le modèle de Kress et Carmichael (1991) qui permet de calculer le rapport Fe^{3+}/Fe_{total} du liquide en fonction de la composition en fer totale du liquide, de la température, de la pression ainsi que de la fugacité d'oxygène calculée au préalable. Les valeurs des rapports Fe^{3+}/Fe_{total} sont reportés en Table II.03 et sont relativement homogènes (comprises entre 0,14 et 0,16).

Le *Kd* variant principalement avec la composition du liquide (Kushiro et Walter, 1998 ; Kushiro et Mysen, 2002) et la pression (Ulmer, 1989 ; Longhi et al., 1978), Toplis (2005) a proposé un modèle prédictif pour le calcul du *Kd* en intégrant ces deux paramètres. Il est donc possible de tester l'équilibre pour les expériences de fusion du manteau en comparant les *Kd* mesurés et les *Kd* calculés par ce modèle (Table II.03). A l'exception de OCA2-1150, toutes les expériences montrent un bon accord entre les *Kd* mesurés et calculés ($\Delta Kd \leq 0{,}04$ pour des *Kd* variant de 0,24 à 0,32), suggérant ainsi que l'équilibre thermodynamique a été atteint. Il est important de souligner que le modèle de Toplis est conçu pour les études sur la fusion du manteau et s'applique difficilement pour des compositions trop différentes de celles d'un basalte d'origine péridotitique, telles que OCA2-1150. D'une manière générale la diminution du *Kd* est liée à une augmentation des alcalins dans la phase liquide. Ce résultat s'explique par une augmentation du rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} dans le liquide corrélée avec la teneur en alcalins, pour des pressions et fugacités d'oxygène constantes (Sack et al., 1980 ; Wasylenki et al., 2003 ; Pilet et al., 2010). De plus, la réaction d'échange Fe^{2+}-Mg entre l'olivine et le liquide étant sensible à la composition globale de la charge expérimentale (Gee et Sack, 1988 ; Kushiro et Mysen, 2002), les valeurs absolues des *Kd* peuvent s'en trouver modifiées ($Kd < 0{,}30 \pm 0{,}03$) sans qu'elles témoignent nécessairement d'un réel déséquilibre.

Table II.03. Compositions en fer de la capsule et valeurs de fugacités d'oxygène et des Kd pour les différentes expériences de fusion partielle.

Expériences	OCA2-1150	OCA2-1200	OCA2-1300	KLB1-1150	KLB1-1200	KLB1-1300	MIX25-1200	MIX25-1300	MIX50-1200	MIX50-1250	MIX50-1300	MIX75-1200	MIX75-1300
T (°C)	1150	1200	1300	1150	1200	1300	1200	1300	1200	1250	1300	1200	1300
Fe caps (pds%)[1]	0,45	0,48	0,40		0,33	0,30	0,42	0,31	0,42	0,36	0,36	0,40	0,38
log $f O_2$ (1 bar)[2]	-8,84	-8,09	-6,72		-7,98	-6,60	-6,83	-6,63	-8,20	-7,45	-6,67	-7,86	-6,71
log $f O_2$ (1 GPa)[3]	-8,40	-7,65	-6,31		-7,56	-6,21	-6,45	-6,25	-7,78	-7,05	-6,26	-7,44	-6,31
FMQ (1Gpa) +	0,2	0,3	0,6		0,4	0,7	0,17	0,7	0,2	0,4	0,6	0,6	0,6
Fe_2O_3/FeO_{tot}	0,14	0,14	0,15		0,15	0,16	0,15	0,16	0,14	0,14	0,16	0,15	0,15
Kd mesuré	0,26	0,30	0,26	0,24	0,26	0,27	0,24	0,26	0,31	0,32	0,30	0,28	0,27
Kd Toplis (2005)	0,26	0,26	0,27	0,27	0,27	0,28	0,28	0,29	0,27	0,28	0,28	0,26	0,28

[1]Teneur en fer de la capsule en AuPd
[2]Log $f O_2$ calculée par le modèle de Barr et Grove (2010)
[3]Log $f O_2$ à 1 GPa recalculée (Kress et Carmichael, 1991)

II.2.4.2. Equilibre textural et minéralogique

Toutes les expériences de fusion partielle réalisées lors de cette étude sont constituées de liquide silicaté et de cristaux automorphes d'olivines et de clinopyroxènes, majoritairement (Fig. II.14c, d, f et h). Les expériences réalisées sur la péridotite KLB-1 contiennent également de l'orthopyroxene et du spinelle (Fig. II.14a et b). La taille des cristaux varie de < 10 µm à 50 µm de diamètre pour l'orthopyroxène et l'olivine. Les phases minérales présentes dans les expériences sont les mêmes que celles qui constituent les matériels de départ et sont concordantes avec les expériences de Hirose et Kawamoto (1995) pour KLB-1 et de Médard et al. (2006) pour OCA2. Pour les faibles taux de fusion partielle, le liquide n'est pratiquement plus visible entre les grains. En augmentant la température, une partie du liquide demeure interstitielle alors que la majeure partie migre vers le point chaud et les pièges de la capsule.

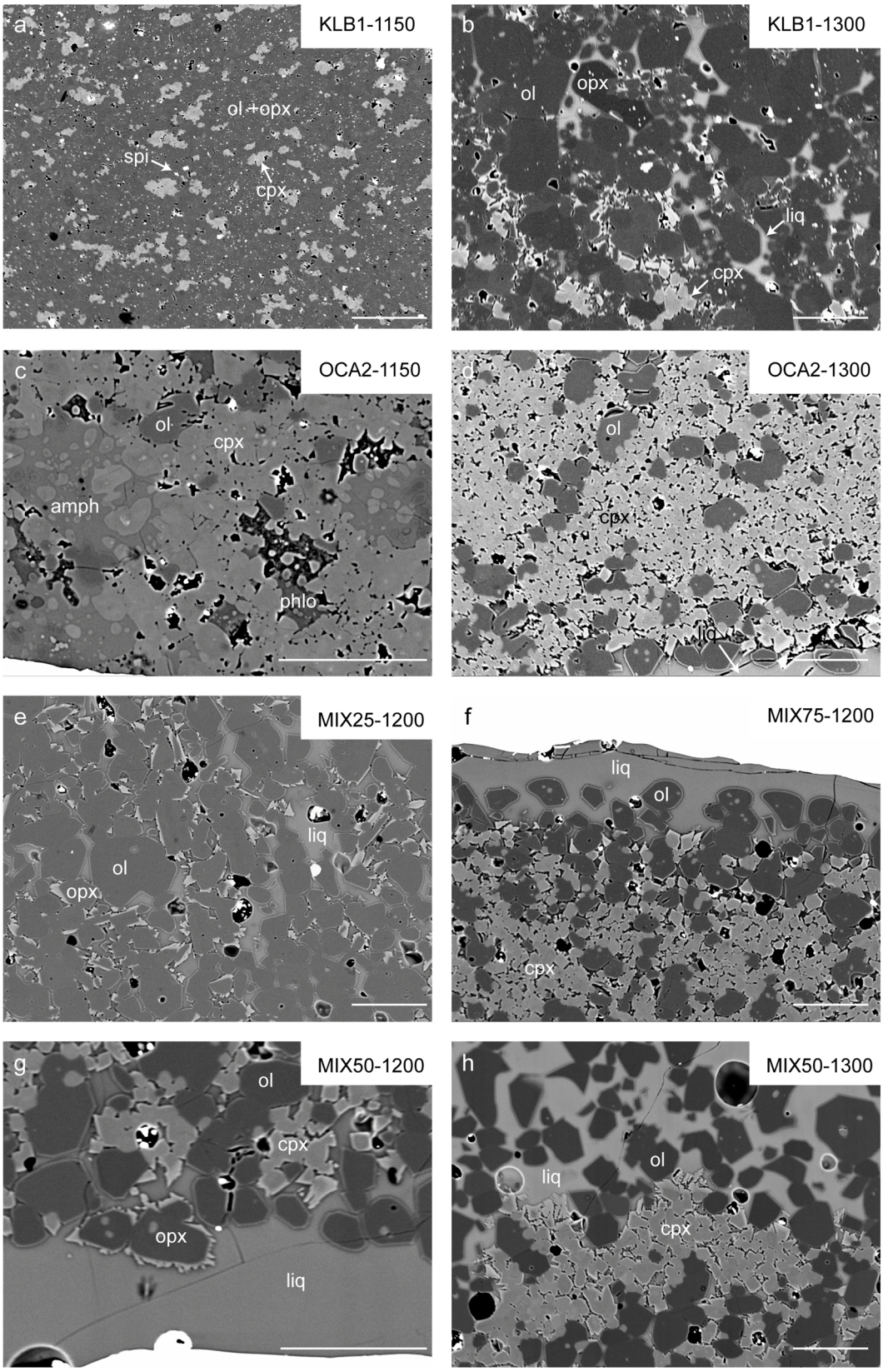


Figure II.14. Images microsonde en mode électrons rétrodiffusés des différentes textures pour les expériences de fusion partielle réalisées à 1 GPa en piston- cylindre ½". liq : liquide, ol : olivine, cpx : clinopyroxène, opx : orthopyroxène, spi : spinelle, amph : amphibole, phlo : phlogopite. Les barres d'échelle représentent 50 µm.

II.2.4.3. Les différents déséquilibres et les stratégies expérimentales

Les vitesses de diffusion au sein des cristaux étant bien inférieures aux vitesses de diffusion dans les liquides (e.g., Freer et al., 1982 ; Zhang et Stolper, 1991 ; Chakraborty, 1995 ; Kohlstedt et Mackwell, 1998), la durée de l'expérience est un paramètre important à prendre en compte. En effet, l'expérience doit être suffisamment longue pour permettre l'atteinte de l'équilibre entre les cristaux et le liquide, mais sans l'être trop de façon à limiter les échanges chimiques avec le milieu extérieur (perte en fer et en eau). La durée d'une expérience dépend principalement de sa température. En effet, plus la température est basse, plus l'expérience doit être longue pour permettre aux cristaux de s'équilibrer. La durée est également fonction de la teneur en eau, de la fraction de liquide et de la composition chimique du matériel de départ. Plusieurs études ont montré que la durée moyenne d'une expérience de fusion partielle permettant d'atteindre l'équilibre dans la totalité de la charge, se situe entre 24 et 72h (Fujii et Scarfe, 1985 ; Johnson et Kushiro, 1992 ; Hirose et Kushiro, 1993 ; Falloon et al., 1999). L'équilibrage est néanmoins plus long pour un matériel de départ dont la granulométrie est supérieure à une dizaine de microns (Laporte et al., 2004). En effet, plus les minéraux sont petits, plus l'équilibre entre le liquide interstitiel et les minéraux résiduels est favorisé. Ce phénomène est dû à l'augmentation de vitesse de la diffusion chimique à l'état solide et des réactions de dissolution-précipitation. L'effet d'un matériel de départ grossier et/ou d'une durée d'expérience trop courte se manifeste : (1) dans le cas d'un matériel de départ d'origine naturelle, par l'apparition de cœurs hérités au sein des cristaux en déséquilibre avec le reste de la charge expérimentale, et (2) pour un matériel de départ d'origine synthétique, par des cristaux anormalement petits, difficilement distinguables les uns des autres et hétérogènes en composition. Les expériences réalisées dans cette étude n'ont pas abouti à ce type de texture en déséquilibre, à l'exception de certains clinopyroxènes de compositions variables. Pour pallier à ce problème, seuls les cristaux avec des compositions homogènes pour chacune des expériences, correspondant à ceux qui avaient les teneurs en CaO les plus basses, ont été considérés lors de cette étude. En accord avec des expériences de Médard et al. (2006) et Hirose et Kawamoto (1995), la durée des expériences réalisées dans cette étude est comprise entre 24h et 72h pour les expériences effectuées entre 1300 et 1150°C, respectivement.

Sous l'effet d'un gradient de température, comme c'est le cas dans nos expériences, la charge peut également présenter un zonage global lié au phénomène de migration thermique. Ceci se manifeste par une séparation entre les phases minérales et le liquide qui migre vers le point chaud (Fig. II.15b), ainsi qu'un éventuel gradient de composition. Dans nos expériences, les phases situées en haut et en bas de la capsule ne montrent pas de variations de

compositions significatives (Table C, Annexes). Toutefois, afin de s'assurer de l'équilibre chimique entre les cristaux et le liquide, seules les compositions des phases situées à proximité des pièges à liquides ont été considérées.

Un autre type de déséquilibre régulièrement observable au sein de la charge se matérialise par la formation de cristaux de trempe. En effet, les vitesses de trempe du piston-cylindre (en moyenne 100°C/s) ne suffisent pas à préserver totalement les équilibres de hautes températures. Le clinopyroxène notamment, qui possède une vitesse de croissance supérieure à la vitesse de diffusion des éléments, se développe dans le liquide au contact des clinopyroxènes et orthopyroxene préexistants. Ce phénomène est moins développé pour les olivines. Les cristaux de trempe se présentent sous la forme de surcroissances de trempe ou de dendrites (Fig. II.15a) et ont pour effet de modifier la composition du liquide jusqu'à ~ 10 µm de distance du cristal. La technique d'extraction des liquides utilisée dans nos expériences a permis d'obtenir des plages de liquide supérieures à 10 µm et de s'affranchir ainsi totalement des hétérogénéités chimiques du liquide liées aux phénomènes de trempe.

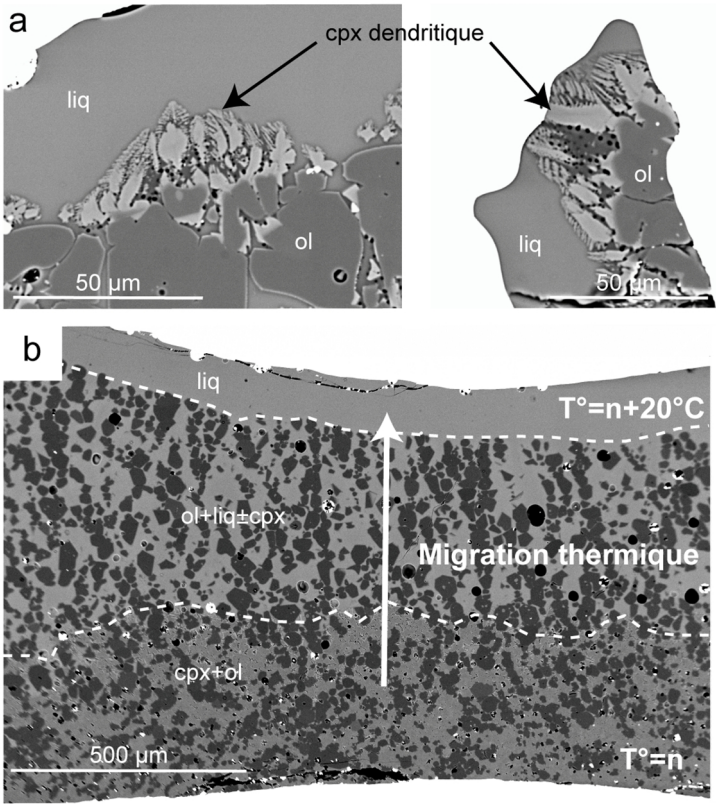


Figure II.13. Images microsonde en mode électrons rétrodiffusés montrant **(a)** des cristaux dendritiques et **(b)** l'effet de la migration thermique sur la distribution des phases au sein de la charge (pour l'expérience OCA2-1300). T° : Température.

II.2.4.4. Traitement des données et bilans de masse

Les données sélectionnées pour les expériences sont reportées en Table C (Annexes). Toutes les analyses chimiques présentant des anomalies liées à l'échantillon ou à l'analyse ont été éliminées. Des critères de sélection spécifiques à chaque phase ont été appliqués : Ainsi, pour l'olivine, la teneur en Al_2O_3 ne doit pas dépasser 0,1 pds% dans la péridotite et 0,3 pds% dans la pyroxénite. Les spinelles sélectionnés ne comportent pas plus de 0,6 pds% de SiO_2. Les compositions des clinopyroxènes proches de l'équilibre sont considérées comme celles ayant les plus faibles teneurs en calcium et inversement pour les orthopyroxènes (Schwab et Johnson, 2001).

La proportion des phases a ensuite été déterminée par bilan de masse grâce à l'algorithme développé par Albarède et Provost (1977), qui tient compte des compositions des phases et de la roche totale et permet de calculer les erreurs associées aux fractions modales. Les compositions et les proportions des phases obtenues pour KLB-1 et OCA2 ont été comparées avec les expériences de Hirose et Kawamoto (1995) et Médard et al. (2006), respectivement (Chapitre V). Pour les mêmes conditions de pression, température et teneur en eau, les expériences réalisées dans cette étude sont concordantes avec leurs expériences.

II.3. Techniques analytiques

Cette section présente les différentes techniques analytiques utilisées lors de cette thèse et décrit les conditions analytiques utilisées pour les inclusions magmatiques et les charges expérimentales : le microscope électronique à balayage (MEB), la microsonde électronique, l'ICP-MS à ablation laser (LA-ICP-MS) et les spectroscopies Raman et infrarouge.

II.3.1. Analyses en éléments majeurs et volatils

II.3.1.1. Caractérisation au MEB des teneurs en Fe et Mg des olivines hôtes pour l'étude des inclusions magmatiques

L'étude de la source des inclusions magmatiques d'arc nécessite d'avoir accès aux magmas les plus primitifs possible. Aussi, pour la majorité des échantillons, une sélection des olivines hôtes a été effectuée en amont de leur mise en résine définitive afin de déterminer leur teneur

en forstérite et de ne choisir que les plus magnésiennes (Mg# > 86). Nous avons donc estimé les teneurs relatives en Mg et Fe des olivines au MEB par comparaison avec une droite de calibration (coefficient de corrélation $R^2 \geq 0,98$) extrapolée à partir de la composition en Mg et Fe de cinq olivines dites « standards » analysées à la microsonde électronique et au MEB. Afin de tenir compte d'une éventuelle dérive analytique, les olivines standards ont été régulièrement analysées lors de la même session d'analyse, permettant ainsi d'ajuster la droite de calibration au cours du temps.

Toutes les olivines contenant des inclusions, sélectionnées au préalable au microscope optique (cf. section II.1.5), ont été fixées sur une lame mince par de la résine thermofixante (*crystal bond*) et polies de façon à obtenir une surface plane pour l'analyse au MEB. Les analyses ont été effectuées au LMV sur un appareil de type JEOL 5910 LV couplé à un spectromètre de rayons X à sélection d'énergie (EDS) de type PGT, muni d'un détecteur SI(Li) et piloté par le logiciel d'acquisition et de traitement d'image SPIRIT. La pression du vide appliquée lors de l'analyse était de 15 Pa, la tension d'accélération du filament de 20 kV pour une taille de spot d'environ 60 µm et le temps d'analyse de 30 s. Ces conditions ont permis d'obtenir un taux de comptage d'environ 10 000 coups/s pour chaque analyse. En moyenne, les différences de composition entre les valeurs mesurées au MEB et à la microsonde varient de manière constante entre 5 at% pour Mg et 0,8 at% pour Fe.

II.3.1.2. Analyses par microsonde électronique

La microsonde électronique utilisée au LMV pour la quantification des éléments majeurs et volatils des minéraux et des verres, est une microsonde Cameca SX 100.

Les verres et les minéraux

Les conditions analytiques utilisées pour la caractérisation en éléments majeurs des inclusions magmatiques et des charges expérimentales consistent en une tension d'accélération de 15 kV et un courant de 15 nA pour les phases cristallines et 8 nA pour les verres. Le courant a été augmenté à 80 nA pour l'analyse des éléments volatils (Cl, F, S) dans les inclusions magmatiques, qui ont bénéficié de cinq cycles d'analyse consécutifs de 40 s chacun. Les cristaux ont été analysés avec un faisceau focalisé et les verres avec un faisceau défocalisé entre 5 et 20 µm de diamètre en fonction de la taille de l'inclusion ou de la plage de verre expérimental. Les temps de comptages étaient de 40 s pour K et Fe, 30 s pour Mn, 20 s pour Mg et Al et 10 s pour les autres éléments. Les quatre spectromètres fonctionnent

simultanément et les alcalins sont mesurés en premiers pour limiter les pertes en sodium. Les incertitudes analytiques sur les verres (1σ) obtenues par analyses du standard basaltique VG-A99 (Jarosewich et al., 1979) sont inférieures à 3 % pour FeO, K_2O et Cl, 5 % pour Na_2O et P_2O_5, 30 % pour MnO S et F et 2 % pour les autres éléments. Les limites de détection moyennes pour Cl, S et F sont 50, 30 et 220 ppm respectivement.

Le fer dans les capsules en AuPd

Afin de mesurer la teneur maximale en fer dans l'alliage AuPd, les analyses ont été effectuées au plus près du liquide en contact avec la capsule (~ 2 µm), avec un faisceau défocalisé à 3 µm. Afin de minimiser au maximum les incertitudes analytiques et la limite de détection du fer, la tension d'accélération a été augmentée à 20 kV et le courant à 10 nA. La silice a été utilisée comme élément de référence permettant de vérifier que l'analyse de l'alliage n'était pas contaminée par le liquide environnant. Ainsi toutes les valeurs de Si supérieures à la somme des limites de détection et des erreurs analytiques mesurées pour la silice n'ont pas été considérées dans cette étude. Des standards en Au, Pd et Fe purs ont été analysés pour la calibration des éléments. Dans ces conditions, l'erreur analytique sur le fer était de 250 ppm (2σ) et sa limite de détection de 370 ppm, pour des teneurs en fer dans la capsule comprises entre 3000 et 5000 ppm.

II.3.2. Analyses en éléments en traces, en eau et CO_2

II.3.2.1. Analyses en éléments en traces par LA-ICP-MS des inclusions magmatiques

Les inclusions magmatiques ont été analysées par LA-ICP-MS au LMV avec un laser de type 193 ArF eximer couplé à un ICP-MS Agilent 7500. La fréquence du laser utilisée varie de 1 à 3 Hz et la taille du cratère généré par ablation de la surface de l'échantillon de 20 à 33 µm, en fonction de l'épaisseur et du diamètre de l'inclusion. La densité d'énergie utilisée à la surface de l'échantillon était de 15 J/cm². Ces conditions analytiques ont permis de diminuer la profondeur du cratère d'ablation dans l'échantillon à ~ 20 µm. Pour chaque cycle d'analyse, le bruit de fond a été mesuré pendant 24 s et l'échantillon pendant 100 s. Les temps de comptage utilisés sont de 40 ms pour Lu, U, Th, 30 ms pour Pb et 20 ms pour les autres éléments en traces. Le standard NIST610 (Gagnon et al., 2008) et le standard basaltique BCR-2G (valeur moyenne d'une compilation d'analyses effectuées sur un an) ont été mesurés tous

les six cycles d'analyse et entre chaque changement de taille de spot et de fréquence, pour contrôler la justesse et la précision des analyses. Les mesures ont été calibrées à partir du NIST612, plus proche en composition en éléments en traces d'un basalte que le NIST610, et normalisées au calcium. Les spectres obtenus ont ensuite été traités un par un à l'aide du logiciel *GLITTER*. Les spikes ont été corrigés et tous les spectres anormaux, trop courts pour être intégrés ou trop bruités, n'ont pas été considérés dans cette étude. Les erreurs analytiques mesurées sur les standards sont inférieures à 15 % pour Nb, Sm, La et Eu et inférieures à 10 % pour les autres éléments en traces.

II.3.2.2. Analyses de l'eau et du CO_2 des verres expérimentaux par spectroscopies Raman et Infra-rouge

La teneur en eau des verres hydratés V_{OCA2} et V_{KLB-1} synthétisés en piston-cylindre ¾" a été contrôlée par spectroscopie infrarouge à transformée de Fourier (FTIR) au LMV avec un micro-FTIR Bruker IFS 120. Les spectres d'absorption ont été acquis sur des échantillons double-polis placés sur une lamelle de CaF_2 et ont été traités par le logiciel *OPUS*. L'absorption totale est calculée d'après l'aire sous les pics d'absorption situés à 5245 cm^{-1}, 4510 cm^{-1}, 2350 cm^{-1} pour H_2O moléculaire, OH^-, CO_2 respectivement, après correction de la ligne de base. Les teneurs en H_2O et CO_2 des échantillons ont été calculées en utilisant les coefficients d'absorption molaire déterminés pour les verres rhyolitiques (Newman et al., 1986 ; Blank et al., 1991) et une masse molaire de 1267 g/L, estimée d'après la masse molaire d'une rhyolite anhydre (2355 kg/m^3) qui décroit de 12,5 kg/m^3 par pourcentage pondéral d'eau dissoute dans le verre (Gardner et al., 1999 ; Mangan et Sisson, 2000).

Pour les expériences de fusion partielle réalisées au piston-cylindre ½", l'eau dans les verres a été mesurée par spectrométrie Raman à l'université Blaise Pascal (Clermont-Ferrand) sur un spectromètre Micro-Raman de type Jobin-Yvon T64000, équipé d'un laser d'argon vert (λ = 532 nm) et d'un détecteur CCD refroidi à l'azote liquide. Le spectromètre est couplé à un microscope de type Olympus en mode confocal et un objectif x100, permettant de collecter le signal à partir d'une aire de 1 µm de diamètre. Le laser a été filtré afin de réduire la puissance à la surface de l'échantillon à 15 mW pour une durée d'analyse relativement courte (2 cycles de 50 s chacun). Les spectres sont collectés entre 1800-1400 cm^{-1} (réseaux des aluminosilicates) et 2800-4000 cm^{-1} (réseaux OH + H_2O). Les intensités de la bande H_2O_{total} et des bandes du réseau silicaté ont été déterminées par la méthode de calibration externe décrite par Di Muro et al. (2006) et Mercier et al. (2009). Quatre standards basaltiques

dont les teneurs en eau varient de 0,6 à 4,4 pds% (analysés à la sonde ionique et au micro-Raman) ont été utilisés pour calibrer l'appareil en début de séance et sont régulièrement analysés afin de contrôler les éventuelles dérives de la machine au cours du temps. La stabilité du faisceau est contrôlée par mesures régulières de la puissance du laser. La teneur en eau considérée pour chaque échantillon correspond à la moyenne de deux ou trois analyses consécutives. Les erreurs relatives propagées sur la procédure de calcul par calibration externe sont environ de 4%.

Chapitre III

Contraintes géochimiques sur l'origine et l'évolution des magmas primaires d'Aoba et de Mota Lava (arc du Vanuatu)

L'intérêt principal d'étudier l'arc du Vanuatu est qu'il constitue l'un des rares exemples d'arcs volcaniques toujours actifs offrant une large gamme de produits primitifs. Ces produits sont présents sous la forme de basaltes, pricrites ou ankaramites (Ash et Carney, 1980 ; Della-Pasqua et Varne, 1997 ; Eggins, 1993). En effet, la majorité des laves émises en domaine d'arc est différenciée et est généralement dominée par des andésites et/ou andésite-basaltiques calco-alcalines dont les compositions sont à hypersthène + quartz normatifs (Gill et al., 1981 ; Plank et Langmuir, 1988). Les produits basaltiques, moins exprimés en domaine d'arcs, se caractérisent par des compositions à hypersthène + olivine normatifs. De par ses « caractéristiques primitives » facilitant l'accès aux compositions des magmas primaires, l'archipel volcanique du Vanuatu a fait l'objet de nombreuses études sur l'origine et l'évolution géochimique des magmas au niveau de l'arc (Ash et Carney, 1980 ; Barsdell et al., 1982 ; Barsdell et Smith, 1989 ; Price et al., 1990 ; Eggins, 1993 ; Della Pasqua et Varne, 1997 ; Laporte et al., 1997 ; Monzier et al., 1997 ; Peate et al., 1997 ; Raos et Crawford, 2003). Par ailleurs, les inclusions magmatiques primaires piégées dans les olivines magnésiennes des laves de l'arc du Vanuatu sont à néphéline normative (Della-Pasqua et Varne, 1997). Ces magmas primaires viennent donc compléter la liste des magmas alcalins d'arcs et permettent ainsi d'apporter de nouvelles informations sur la source de ce magmatisme.

La collecte d'échantillons réalisée au cours de deux missions de terrain dans l'arc du Vanuatu en 2009 et 2010 a permis d'étudier plus précisément la géochimie de la région en rapport avec le contexte géodynamique. Ce chapitre détaille, sous la forme des deux articles présentés ci-après, les caractéristiques géochimiques et pétrologiques des laves et des inclusions magmatiques de deux îles volcaniques du Vanuatu : Aoba et Mota Lava.

III.1. Etude des magmas sous-saturés en silice piégés dans les inclusions magmatiques d'Aoba

L'étude du volcan Aoba a été motivée par l'abondance sur l'île de produits pyroclastiques basaltiques d'origine phréatomagmatique, riches en olivines. Les inclusions magmatiques ainsi piégées dans les olivines de scories ou lapilli ont été refroidies rapidement et sont parfaitement vitreuses. Il n'a donc pas été nécessaire de les traiter thermiquement, ce qui a ainsi permis de s'affranchir des processus d'interdiffusion entre l'inclusion et l'olivine hôte lors de la chauffe (cf. Chapitre II.1.4.1). Les compositions des inclusions ont donc été corrigées numériquement de la cristallisation post-piégeage d'olivine aux parois afin d'obtenir des compositions à l'équilibre thermodynamique avec l'olivine hôte. Afin de s'assurer de la représentativité des liquides, les inclusions ont été comparées avec leurs laves hôtes, qui une fois affranchies de l'effet d'accumulation en olivine, ont révélé des compositions semblables aux inclusions piégées dans les olivines moyennement différenciées (Fo_{84-88}). Ce résultat a permis d'une part, de valider la cohérence des compositions des inclusions et d'autre part, de souligner le fait que les inclusions piégées dans les olivines $Fo \geq 89$ aient échantillonné des magmas plus primitifs que les laves.

La caractérisation géochimique des inclusions magmatiques d'Aoba a également mis en évidence :

- Leur signature en éléments en traces typique de magmas d'arc
- Leur caractère commun sous-saturé en silice et la signature à néphéline normative des inclusions primitives (piégées dans les $Fo \geq 89$)
- Les processus de différenciation à l'origine de leur tendance évolutive
- L'existence de trois populations de magmas primaires plus ou moins enrichis en éléments incompatibles (LILE, Cl, alcalins), dont une seule est à l'origine de la lignée de différenciation

L'association entre la signature à néphéline normative des inclusions et leur variabilité de compositions primitives a été interprétée comme le résultat de la fusion partielle d'une source péridotitique hétérogène, impliquant la contribution de plusieurs types de lithologies clinopyroxénitiques.

- Article publié dans *Contributions to Mineralogy and Petrology* en 2011-

Contrib Mineral Petrol (2011) 162:995–1009
DOI 10.1007/s00410-011-0636-1

ORIGINAL PAPER

Insights into the origin of primitive silica-undersaturated arc magmas of Aoba volcano (Vanuatu arc)

Fanny Sorbadere · Pierre Schiano · Nicole Métrich · Esline Garaebiti

Received: 19 October 2010 / Accepted: 4 April 2011 / Published online: 20 April 2011
© Springer-Verlag 2011

Abstract Aoba picrites in Vanuatu arc (Southwestern Pacific) offer the opportunity to address the question of the origin of Si-undersaturated arc magmas, through the geochemical study of their olivine-hosted melt inclusions. These latter delineate a differentiation trend of calc-alkaline silica-undersaturated basalts, with typical trace-element patterns of arc magmas. The most primitive melt inclusions, preserved in olivines with Fo $\geq$ 89, have normative nepheline compositions with $CaO/Al_2O_3 > 0.8$, but belong to three distinct populations differing in their enrichment or depletion in LILE, Cl, and alkalis (Rb, K). The dominant population is characterized by medium-LILE concentrations (La/Yb $\sim$ 7–8) and represents the parental magma of the Aoba lavas. The two others (La/Yb $\sim$ 20 and 2) are either significantly enriched or extremely depleted in LILE, Cl, and alkalis. This compositional variability of primitive magma batches requires the multi-stage mixing between melts generated by partial melting of both peridotite and clinopyroxene-rich lithologies. Medium-LILE magma derives from the mixing between peridotite- and clinopyroxenite-derived melts, whereas the high- and low-LILE melts involve amphibole-bearing and amphibole-free clinopyroxenite sources, respectively.

Keywords Picrite · Vanuatu arc · Aoba Island · Si-undersaturated melts · Melt inclusions

Communicated by T. L. Grove.

Electronic supplementary material The online version of this article (doi:10.1007/s00410-011-0636-1) contains supplementary material, which is available to authorized users.

F. Sorbadere (✉) · P. Schiano
Clermont Université, Université Blaise Pascal,
Laboratoire Magmas et Volcans, BP 10448,
63000 Clermont-Ferrand, France
e-mail: F.sorbadere@opgc.univ-bpclermont.fr

F. Sorbadere · P. Schiano
CNRS, UMR 6524 and IRD, R 163, 5 rue Kessler,
63038 Clermont-Ferrand, France

N. Métrich
Institut de Physique du Globe, UMR CNRS 7154,
Sorbonne Paris-Cité, Université Paris Diderot,
75238 Paris cedex 05, France

E. Garaebiti
Department of Meteorology and Geohazards,
Port Vila, Vanuatu

Introduction

Intra-oceanic arc volcanoes are dominated by relatively silica-rich, MgO-poor lavas (MgO < 6 wt%; Davidson 1996), showing variable extents of silica saturation, even oversaturation (e.g., Gill 1981). However, their origin is still widely debated, in particular the nature of their parental magmas (e.g., Tatsumi et al. 1986; Schmidt and Poli 1998; Forneris and Holloway 2003). Actually, primitive magmas (Mg# > 70) in volcanic arcs are rarely emitted, and they span a wide range from Ne- to Qz-normative compositions (Gaetani and Grove 2003). Hypersthene-normative high-Mg basalts, picrites, and more uncommon ankaramites are known in a few intra-oceanic arcs of Vanuatu (Eggins 1993; Della-Pasqua and Varne 1997), Lesser Antilles (Thirlwall et al. 1996), Aleutians, Solomon islands (Rohrbach et al. 2005; Schuth et al. 2004), and Papua New Guinea (Kennedy et al. 1990). Such high-Mg basalts have been proposed to be the parental magmas of the andesite-dacite lava series of

Lesser Antilles (Thirlwall et al. 1996), and Solomon islands (Rohrbach et al. 2005).

In contrast, nepheline-normative primitive melts are commonly recorded as olivine-hosted melt inclusions in intra-oceanic arc lavas (e.g., Schiano et al. 2000). These silica-undersaturated melt inclusions are frequently characterized by unusually high CaO/Al_2O_3 ratios (>1), which strongly contrast with experimental melts of lherzolites under anhydrous and/or hydrous conditions (e.g., Falloon and Green 1987; Baker and Stolper 1994; Hirose and Kawamoto 1995). These CaO-rich, silica-undersaturated melt inclusions have been ascribed to local disequilibrium induced by fast crystallization rate (Danyushevsky et al. 2004), melting of carbonated or (CO_2–H_2O) fluxed lherzolites (Della-Pasqua and Varne 1997), and involvement of clinopyroxene-rich lithologies either as the melt source or as a source contaminant (Schiano et al. 2000; Schmidt et al. 2004; Kamenetsky et al. 2006; Médard et al. 2006; Elburg et al. 2007; Marchev et al. 2009).

Here, we focus on one of the rare examples of island arc picritic basalts that have been previously recognized at Aoba, in Vanuatu arc (Warden 1970; Eggins 1993). More specifically, we analyzed major, volatile, and trace elements in melt inclusions hosted in high-magnesian olivine (up to Fo_{88}), which are able to provide direct information on the instantaneous composition of the early primitive melts. This study aims at deciphering the possible magmatic processes responsible for the compositional evolution of melt inclusions, and the generation of silica-undersaturated magmas erupted on Aoba island.

Geological setting

Aoba island is the emerged part of the largest active shield volcano of the Vanuatu archipelago in Southwestern Pacific (Fig. 1). The Vanuatu arc is generated by the northeastward subduction of the Australian plate beneath the Pacific plate (Pascal et al. 1978; Daniel et al. 1989). Aoba volcano, lying ~200 km above the Benioff zone, is located in the intra-oceanic subsiding basin (Aoba basin), where the Central chain collided at ~3.5 Ma by the d'Entrecasteaux aseismic ridge (Daniel et al. 1989). This central block of the Vanuatu arc is a complex zone of intra-arc shortening at rate, between Aoba island and the eastern back-arc thrust belt, of ~20 mm $year^{-1}$ (Bergeot et al. 2009). Aoba volcano, rising 3,900 m above the sea level, is elongated about a NE-SW axis along cross arc fractures radially disposed with respect to the colliding direction (Pascal et al. 1978; Louat et al. 1988). Such a situation, together with the thin thickness of the North-Fiji basin crust (~14 km) beneath Aoba island (Monzier et al. 1997) could have favoured the uprising and emission of relatively undifferentiated basalts. Actually, the eruptive products

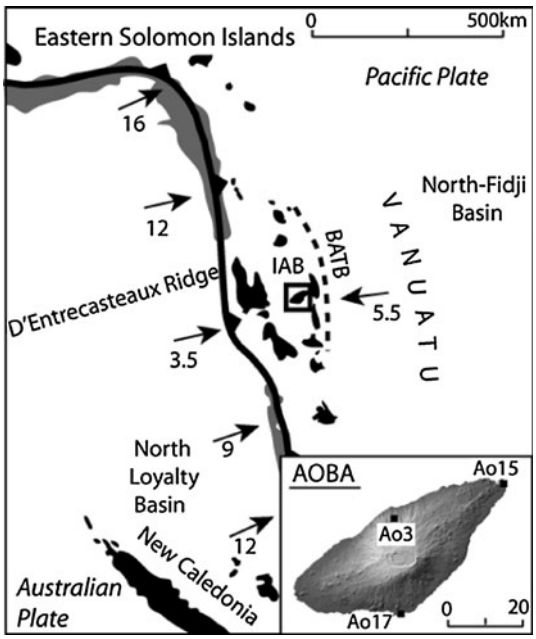


Fig. 1 Map showing Vanuatu (previous New Hebrides) arc in southwest Pacific, the position of the 5,000–8,800 m deep Vanuatu Trench, the active subduction (*thick line*), convergence rates (indicated by *arrows*, in cm $year^{-1}$), redrawn from Pelletier et al. (1998), and Bergeot et al. (2009), and the location of Aoba volcanic island showing the three places of sampling. Abbreviations are *BATB* back-arc thrust belt, *IAB* intra-arc basin

mainly comprise olivine-rich, basaltic lava flows and pyroclastic deposits (Warden 1970) among which two basaltic lava suites (low- and high-Ti suites) have been identified (Eggins 1993). The low-Ti suite spans a continuous compositional range from picritic (up to 20 wt% MgO) to high-alumina basalts. The parental picritic magma assessed to have ~15% of MgO is thought to be generated by partial melting of a metasomatized peridotitic mantle wedge at ~3 GPa (Eggins 1993; Raos and Crawford 2004).

Sample description and analytical methods

Bulk rocks

Aoba pyroclastic samples were systematically collected during a field campaign in 2008, with in complement a few lava samples. A total of 10 samples were analyzed for bulk rocks, which complement the published dataset on Aoba lava flows (Eggins 1993). Analyses were carried out at CRPG (Nancy, France) using inductively coupled plasma optical emission spectroscopy (ICP-OES) for major elements and inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) for trace elements, respectively (Carignan et al. 2001).

Minerals, melt inclusions, and matrix glasses

Sample description

Three sites, representative of different eruptions, were specifically sampled for melt inclusion study because of efficient sample cooling upon magma emplacement (inset in Fig. 1). Sample Ao3 was collected from an olivine-rich lapilli deposit emplaced during fissural eruption, on the volcano north flank (S15°18′11.0, E167°52′08.6); sample Ao15 from a 2-cm-thick lapilli layer of the Torgil tuff ring (S15°16′34.3, E167°59′18); and sample Ao17 from the lapilli fraction of the Red Cliff pyroclastic sequence (S15°22′40.4, E167°55′50.1).

The three selected lapilli samples are rich in olivine crystals, which are often fragmented because of water–magma interactions and quenching, and plastered with a relatively non-vesiculated glass. Only euhedral, unbroken olivines were handpicked under a binocular microscope, in 1–2 and 0.5–1-mm grain size fractions, embedded in epoxy resin and individually polished to bring their melt inclusions on surface for microanalysis. Melt inclusions display a typical sub-spherical shape, they are commonly larger than 30 μm in diameter and consist of glass and a shrinkage bubble (Fig. 2). They are far from crack planes and rims, and their distribution is not controlled by healed fractures (as might be expected for inclusions of secondary origin). Hence, we considered these inclusions as representative of droplets of the carrier magma, captured during the host crystal growth.

Electron microprobe analyses of major elements and halogens

Major elements in minerals (olivines, spinels, clinopyroxenes), melt inclusions (121), and in some glassy matrices were determined using an electron microprobe (Cameca SX 100; LMV, Clermont-Ferrand, France). Mineral analyses were performed with a focussed beam and a current of 15 nA. Glasses were analyzed with a beam of 10–20 μm in diameter, a low current (8 nA) for major elements, and 80 nA for Cl and F which were measured 5 times consecutively during 40 s/cycle. Counting times were 40 s for K and Fe, 30 s for Mn, 20 s for Mg and Al, and 10 s for the other elements. A set of Cameca standards (natural and synthetic minerals and oxides) was used for calibration and instrumental stability monitoring. Typical analytical uncertainties (1σ) obtained from replicate measurements of the basaltic glass standard VG-A99 (Jarosewich et al. 1979) were less than 3% for FeO, K_2O, and Cl, 5% for Na_2O and P_2O_5, 30% for MnO and F, and 2% for the other oxides. We verified that beam defocusing did not affect the analysis reproducibility by comparing analyses performed with a 10 and 20 μm beam inside a single melt inclusion.

Raman spectroscopy analysis of water

Water content of 37 melt inclusions was measured with micro-Raman spectroscopy, using a Renishaw inVia instrument (Saclay, France). The spectrometer is fitted to a Leica microscope with a 100× objective to excite and collect the signal from a very small area (about 1 μm in diameter). Analyses were performed at the sample surface in confocal mode. Excitation source was a green diode laser (532 nm) filtered to deliver a low power (ca. 7 mW) on the sample during short counting times (<100 s). Selected analytical conditions minimize scattering from the embedding medium and prevent sample heating and oxidation. The intensity of the H_2O_T band (3,580 cm^{-1}), and its scaling with respect to the band for the silicate network (980 cm^{-1}), were, respectively, determined with external analytical procedures (Mercier et al. 2009). Calibration was made against a set of basaltic glass standards (H_2O_T = 0.40–3.04 wt%) and one to three analyses were performed for each melt inclusion, prior to any other measurements to avoid H_2O loss, and then averaged (Mercier et al. 2009).

LA-ICP-MS analyses of trace elements

Trace elements were analyzed in 40 melt inclusions using a laser ablation inductivity coupled plasma mass spectrometer (LA-ICP-MS; LMV, Clermont-Ferrand, France).

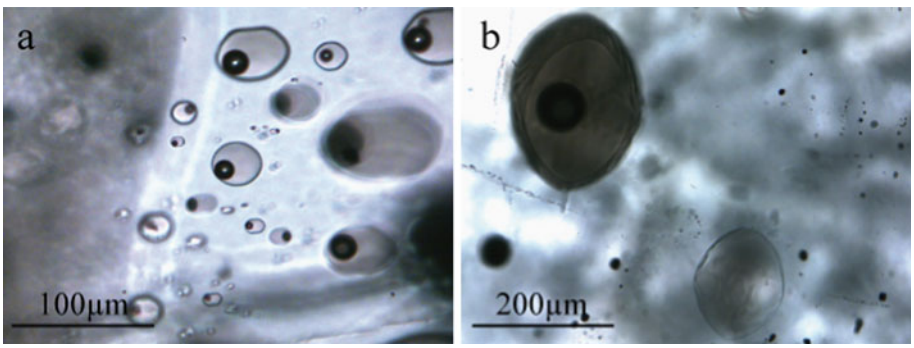


Fig. 2 Transmitted light photomicrographs of melt inclusions containing quenched glass and bubble in euhedral olivines from Aoba mafic products. **a** Ao17–13 (olivine host Fo_{92}); **b** Ao15–3 (Fo_{87})

Analyses were performed using a 193 ArF eximer laser coupled to an Agilent 7500 ICP-MS. We used a laser pulse frequency of 1 Hz, a pit size of 33 and 20 μm depending on the inclusion size, insuring a depth analysis of less than 20 μm and a fluence at the sample surface around 15 J/cm^2. Each cycle consists of gas (24 s) and sample (100 s) analysis. Measurements were calibrated against NIST 612 glass standard, using CaO as the internal element reference (Gagnon et al. 2008). Inter-laboratory check was performed on the international glass standards NIST 610, BCR-2G (Gagnon et al. 2008) and ATHO-G (Jochum et al. 2006). The standards were systematically measured after every 6 cycles, in order to correct the time-dependant drift of sensitivity, and mass discrimination. Typical error (1σ) on the standard glasses is $\leq$10% for all trace elements, except for Sm and Yb analyses of BCR-2G (Fig. 3; Online Resource 1a). For data reduction, we used the software package Glitter (Van Achterbergh et al. 2001).

Results

Bulk rock and mineral chemistry

Aoba bulk rocks display essentially picritic compositions, including the samples from Torgil (Ao14) and Red Cliff (Ao18 & 19) tuff rings (Table 1). They belong to the *low-Ti series* recognized by Eggins (1993) in having relatively low contents in TiO_2 (0.51–0.70 wt%), Zr (35–56 ppm), and Y (11–16 ppm).

Olivine, systematically analyzed in samples Ao17, 15, and 3, varies in composition from Fo_{92} to Fo_{75} and display high CaO (0.2–0.4 wt%) and low Ni (<0.3 wt%) contents (Online Resource 3), typical of a magmatic origin. Olivines $Fo_{75–84}$ are mainly found in basaltic lapilli (Ao3), whereas the two other samples (Ao15, Ao17) bring more Mg-rich olivines ($Fo_{84–92}$). The later are normally zoned, with FeO increasing from core to rim by about 2 wt%, and include Cr-spinels with fairly homogeneous compositions ($\sim 10 \pm 1$ wt% MgO, and Cr# [(Cr/(Cr + Al)] = 0.69). The few clinopyroxene crystals that were analyzed have a diopsidic composition, their Mg# decreasing from core (0.89) to rim (0.82). Plagioclase occurs only in Ao3 sample as microlites and rare phenocrysts. This mineral assemblage is similar to that of the Aoba whole-rock series (Eggins 1993).

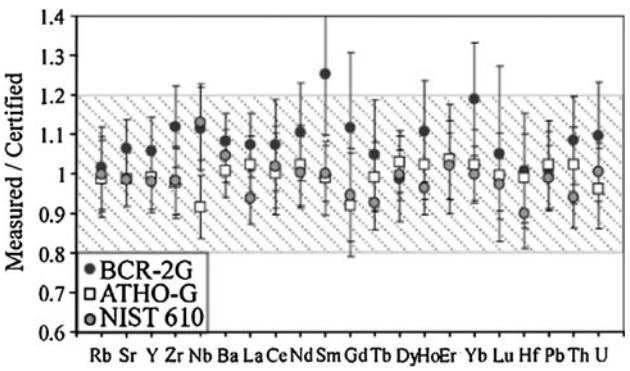


Fig. 3 Comparison of the measured and certified concentrations for three reference glasses NIST 610, BCR-2G (Gagnon et al. 2008), and ATHO-G (Jochum et al. 2006)). Internal standard used was NIST 612 (Gagnon et al. 2008). Error bars are expressed in 2σ

Melt inclusion major, volatile and trace-element composition

Melt inclusion compositions in magnesian olivine (Fo $\geq$ 89), after correction for post-entrapment crystallization of the host phase are quoted in Table 2, and raw data provided as Online Resources 1b. Compositions of the melt inclusions preserved in olivine Fo < 89 are reported in Online Resources 1a.

Equilibrium between melt inclusions and their host olivines has been assessed by calculating the Fe^{2+}–Mg exchange coefficient between olivine and liquid, $Kd^{Mg-Fe2+}_{Ol-Liq}$, for a mean Fe_2O_3/FeO_{tot} melt ratio of 0.19. This latter value is deduced from the corresponding spinel compositions according to Stormer (1983). The calculated values of $Kd^{Mg-Fe2+}_{Ol-Liq}$ for Aoba samples vary from 0.22 to 0.32, most of them being lower than the equilibrium values of 0.30 $\pm$ 0.03 for basalts (e.g., Toplis 2005). The melt inclusion compositions were thus corrected numerically by dissolving 0.1 wt% increments of olivine until equilibrium following the procedure described in Laubier et al. (2007). The computed extent of post-entrapment olivine crystallization ranges from 0 to 15 wt% (Table 2 and Online Resources 1a) and increases with the Mg# of the host olivine. After post-entrapment correction, Aoba melt inclusions display a rather large range of FeO content, especially those entrapped in olivine Fo $\geq$ 89 (Fig. 4). Although melt inclusions were preserved as glass upon cooling and were not reheated experimentally, FeO values as low as $\sim$7 wt% could track Fe post-entrapment diffusion and loss (e.g., Danyushevsky et al. 2000, 2002; Gaetani and Watson 2002). According to these authors, Fe–Mg re-equilibration is expected to be more pronounced in small sized inclusions, a feature that is not verified in our samples. Actually the FeO content of Aoba melt inclusions varies regardless of their size. Moreover, as discussed thereafter, a majority of melt inclusions hosted in olivine Fo_{84-88} share a similar FeO–MgO content with the bulk rocks, after correction for their olivine accumulation. Finally, as illustrated in Fig. 4, corrected bulk rock compositions are consistent with MELTS-calculated liquid line of descent (Ghiorso and Sack, 1995) of the melt inclusions. Thus, based on these observations, we conclude

Table 1 Major and trace-element compositions of Aoba bulk lava and scoria samples

Sample	Ao3	Ao4	Ao6	Ao7	Ao12	Ao13	Ao14*	Ao18*	Ao19*	Ao23
Location	Lomalla	Waimeuri	Vureas	Vureas	Ambaebulu	Airport	Torgil	Redcliff	Redcliff	Devil Rock
Nature	Scoriae	Lava flow	Lava flow	Scoriae	Scoriae	Lava flow	Lava block	Scoriae	Lava flow	Scoriae
SiO_2 (wt%)	48.81	49.60	47.49	47.53	47.72	47.91	48.03	48.03	47.08	48.43
TiO_2	1.19	0.72	0.57	0.60	0.60	0.61	0.61	0.70	0.51	0.73
Al_2O_3	15.41	14.12	9.89	10.68	11.16	11.33	11.32	11.96	9.36	13.20
FeO	9.87	9.96	10.17	10.34	10.38	10.13	10.41	10.37	10.26	10.55
MnO	0.20	0.18	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19
MgO	7.25	9.73	18.01	16.93	16.28	15.91	15.39	14.68	19.25	12.18
CaO	11.41	11.63	10.65	10.67	10.46	10.77	10.83	10.12	10.74	10.74
Na_2O	2.49	2.39	1.74	1.77	1.94	1.92	1.91	2.40	1.52	2.29
K_2O	1.21	1.41	1.08	1.08	1.07	1.03	1.08	1.31	0.91	1.42
P_2O_5	0.30	0.25	0.22	0.22	0.19	0.20	0.21	0.23	0.18	0.26
Th (ppm)	2.1	1.9	1.2	1.7	1.3	1.4	1.4	1.6	1.3	1.9
Nb	1.2	1.2	0.8	0.9	0.8	0.8	0.9	1.1	0.7	1.1
U	0.8	0.7	0.5	0.6	0.5	0.6	0.5	0.6	0.5	0.6
Ce	29.7	28.6	21.6	25.1	19.6	21.3	20.4	24.2	19.8	26.5
Pb	6.7	6.2	3.2	4.6	4.4	2.7	5.0	7.8	3.7	4.6
Ba	430	412	231	295	322	296	289	355	255	350
La	13.9	13.3	9.8	12.2	9.1	9.9	9.6	11.5	9.4	12.6
Hf	1.8	1.6	1.3	1.3	1.3	1.2	1.2	1.5	1.1	1.5
Nd	17.9	16.9	13.6	15.0	12.2	13.0	12.3	14.6	12.2	15.4
Zr	58.0	55.7	43.0	44.3	41.5	42.0	41.2	50.1	35.3	51.8
Rb	23.7	22.4	22.1	21.1	16.5	16.6	16.2	21.5	14.6	30.3
Sr	693	665	508	559	565	536	538	609	471	602
Sm	4.2	3.9	3.2	3.4	2.8	3.0	2.9	3.4	2.8	3.6
Gd	3.5	3.3	2.7	2.9	2.5	2.6	2.5	3.0	2.4	3.2
Yb	1.8	1.6	1.1	1.2	1.2	1.3	1.2	1.4	1.1	1.5
Tb	0.51	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.5
Lu	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Er	1.7	1.6	1.1	1.2	1.2	1.3	1.2	1.4	1.0	1.5
Dy	3.0	2.9	2.2	2.4	2.2	2.3	2.2	2.6	2.0	2.7
Ho	0.6	0.6	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4	0.5
Y	16.8	16.4	11.9	13.0	12.4	12.6	12.1	14.4	10.7	15.2

* Torgil and Red Cliff tuff rings sampled for melt inclusions study: lava block (Ao14) in the phreatomagmatic lower part of Torgil sequence, juvenile scoria bomb (Ao18) of Red Cliff sequence and underlying lava flow (Ao19)

that diffusion-controlled mechanisms did not play a major role in the major element and normative mineral composition of the melt inclusions, even though they cannot be totally excluded for some of them. Aoba melt inclusions have medium-to-high-K calc-alkaline compositions and display a wide compositional range in major elements (44–51.6 wt% SiO_2; 0–2.3 wt% K_2O; Fig. 5), whereas their MgO content varies from ~5 up to 14 wt%. The most primitive inclusions (in Fo ≥ 89) are concentrated in samples Ao15 and Ao17 (Table 2) and have $CaO/Al_2O_3 > 0.8$. The majority of the melt inclusions plot within the host lava compositional field, whereas two populations depart from this general trend (Fig. 5). One consists of nepheline-normative, K-rich melts, which plot in the absarokite field, and another one comprises hypersthene-normative compositions strongly depleted in alkalis. However, these two populations share similar contents in other major elements and are both trapped in high-MgO olivines (Fo ≥ 89).

In complement, a few matrix glasses have been analyzed in each of the three samples (Online Resource 2). Their basalt to mafic andesite compositions are either more evolved or comparable to those of melt inclusions.

The incompatible trace-element patterns normalized to primitive-mantle values (Hofmann 1988) of the melt inclusions are displayed in Fig. 6. All patterns are typical of arc magmas with pronounced negative anomalies in high

Table 2 Abundances of major and trace elements in primitive olivine-hosted melt inclusions after correction for post-entrapment crystallization of olivine

Sample	*Medium-LILE*																	*Low-LILE*					*High-LILE*		
	Ao17-1a**	Ao17-1b*	Ao17-2	Ao17-3	Ao17-4	Ao17-5	Ao17-6	Ao17-7	Ao17-8	Ao17-9	Ao17-10	Ao17-11	Ao17-12	Ao15-1	Ao15-2	Ao15-3	Ao15-4	Ao17-13a*	Ao17-13b*	Ao17-13c*	Ao17-14a*	Ao17-14b	Ao17-15	Ao17-16	Ao17-17
SiO_2 (wt%)	49.68	47.93	48.64	50.02	48.15	48.15	48.28	47.59	45.10	47.69	48.50	47.16	47.34	47.31	49.47	47.74	48.87	46.12	46.16	45.92	46.01	45.81	51.65	51.04	50.68
TiO_2	0.81	0.83	0.77	0.91	0.69	0.69	0.87	0.52	0.83	0.73	0.59	0.99	0.57	0.62	0.79	0.55	0.87	1.05	0.95	1.04	0.94	0.82	0.34	0.58	0.51
Al_2O_3	14.10	13.17	14.37	13.71	11.26	11.26	14.47	10.18	11.59	12.76	11.57	11.31	10.2	13.91	14.06	12.99	11.76	11.41	12.23	12.75	13.22	12.53	8.63	11.36	11.57
FeOtotal	7.24	8.97	6.90	7.18	9.12	9.12	7.15	9.59	7.91	7.27	9.39	7.75	8.79	8.13	7.23	8.81	8.73	7.82	7.47	7.12	8.6	9.29	8.36	7	7.23
MnO	0.09	0.19	0.10	0.12	0.17	0.17	0.13	0.13	0.08	0.13	0.15	0.12	0.14	0.13	0.16	0.16	0.16	0.09	0.1	0.09	0.12	0.15	0.19	0.09	0.15
MgO	8.03	9.93	7.90	8.63	11.62	11.62	9.43	13.01	11.35	10.42	12.04	12.31	14.18	10.74	8.06	10.28	9.55	11.49	11.26	10.75	10.11	10.73	11.2	10.57	10.95
CaO	11.22	11.64	14.59	11.75	14.93	14.93	12.85	12.00	15.57	14.34	12.46	11.88	13.19	14.21	13.68	13.8	13.55	13.79	13.52	13.25	11.5	12.09	15.7	13.79	13.5
Na_2O	2.99	2.49	2.41	2.94	1.91	1.91	2.67	1.88	2.41	2.27	2.15	3.16	2.09	1.96	2.52	2.23	2.28	2.86	3.02	2.98	2.97	2.89	1.25	2.93	2.89
K_2O	1.56	1.42	1.32	1.57	0.75	0.75	1.17	0.96	1.03	0.88	1.97	2.00	0.92	0.97	1.4	1.27	1.18	2.06	2.13	2.12	2.31	2.15	0.25	0.03	0.04
P_2O_5	0.42	0.21	0.36	0.44	0.37	0.37	0.21	0.14	0.37	0.25	0.10	0.26	0.26	0.27	0.22	0.04	0.28	0.44	0.52	0.67	0.49	0.33	<DL(1)	0.11	<DL(1)
H_2O	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	2.65	n.d	1.61	n.d	1.82	2.43	2.63	2.43	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Sum	96.14	96.78	97.36	97.28	98.98	98.98	97.22	96.00	96.23	96.73	98.92	96.94	100.33	98.25	99.20	97.87	99.05	99.56	99.99	99.12	96.27	96.79	97.57	97.50	97.52
Cl (ppm)	2754	2780		2811	2193	2193	2035	1918	2654	2404	1899	2136	2570	1810	2410	2910	2260	6060	6260	6240	5960	5500	467	189	186
F	528	528	651	519	366	366	617	419	711	523	538	635	803	396	316	398	392	808	575		562		429	560	531
Th	1.9	2.1	1.7	1.9	1.8	1.4	1.1	1.2	1.5	1.2	1.7	1.5	0.9	1.2	1.9	1.7	1.1	2.5	3.5		4.3		0.4	0.1	0.1
Nb	1.4	1.4	1.2	1.5	1.7	1.0	0.9	0.9	1.0	0.9	1.2	1.1	0.8	1	1.2	0.9	1	2.2	2.4		2.3		0.2	0.2	0.1
U	0.7	0.7	0.6	0.7	0.6	0.6	0.7	0.5	0.5	0.4	0.6	0.6	0.3	0.4	0.5	0.4	0.5	0.9	1.1		1.4		0.12	<DL(1)	<DL(1)
Ce	28.5	29.8	27.3	28.0	22.5	20.8	15.1	18.9	21.6	19.0	25.1	26.6	15.5	25	25.1	22.2	18.6	47.6	50.1		61.9		7.9	6.3	6.7
Pb	7.1	6.4	5.6	7.2	9.4	6.0	5.4	4.9	6.2	5.9	5.9	6.1	4.4	4.4	6.6	6.2		6.9	7.4		7.1		1.2	0.8	1.1
Ba	446	417	314	453	429	373	374	298	326	301	362	378	280	238	402	438	251	469	456		532		68	7.9	23
La	13.8	14.2	12.9	13.2	11.0	10.0	7.7	8.9	9.6	8.7	12.1	12.6	7.4	12.2	12.9	11.4	8.5	24.6	26.3		32		3.2	2	2.1
Hf	1.7	1.8	1.7	1.8	0.8	1.3	1.1	1.2	1.6	1.6	1.5	1.5	1.4	1.1	1.8	1.2	1.2	2.6	2.6		2.3		0.7	0.8	0.6
Nd	18.8	18.6	16.6	17.1	11.9	14.7	10.6	11.8	15.1	13.4	14.0	17.1	10.8	14.6	15.8	14	10.9	31.3	35.4		40.7		6.1	7.6	6.7
Zr	63.8	56.5	50.9	62.2	45.7	45.4	36.6	41.0	46.4	42.5	46.9	53.3	37.7	38.6	52.1	45	41	74.8	82		85.9		17.4	18.5	20.3
Rb	26.8	26.5	23.2	27.0	19.5	32.4	23.1	16.9	18.2	16.6	30.6	17.6	17.2	19.4	24.2	22.2	18.5	40.6	33.5		43.7		4	0.8	2.1
Sr	703	752	746	680	588	639	505	579	634	661	661	893	549	593	733	743	476	1114	1200		1310		191	135	155
Sm	4.4	4.3	4.0	3.9	2.1	2.8	2.4	3.3	3.5	3.5	3.4	4.6	3.3	3.1	3.1	3.1	2.6	6.1	7.2		7.4		1.7	2.9	3.1
Gd	3.7	3.9	3.3	3.8	2.0	3.4	3.4	2.9	4.6	3.0	3.5	4.1	3.4	2.6	3.8	2.8	2.9	6.5	6.3		6.3		1.7	3.3	3.5
Yb	2.3	1.7	1.6	1.9	1.8	1.5	1.8	1.8	2.3	1.8	1.5	2.3	1.7	1.4	1.2	1.3	1.1	1.3	1.4		1.2		1.5	1.3	1.7
Tb	0.6	0.5	0.4	0.5	0.4	0.4	0.6	0.5	0.6	0.5	0.5	0.6	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.7	0.8		0.7		0.2	0.5	0.4
Lu	0.3	0.3	0.2	0.3	0.1	0.2	0.2	0.3	0.4	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2		0.2		0.2	0.3	0.2
Er	2.2	1.7	1.8	1.9	1.0	1.7	1.5	1.7	2.0	1.8	1.7	2.6	2	1.4	1.6	1.6	1.4	1.8	1.9		1.8		1.3	1.4	1.6
Dy	3.6	3.1	3.1	3.4	3.6	2.9	3.3	2.8	4.3	3.2	3.2	4.2	2.8	2.2	2.9	2.3	2.1	3.3	3.5		3.2		2	3.2	3.1
Ho	0.7	0.6	0.6	0.7	0.5	0.5	0.7	0.6	0.8	0.7	0.7	0.8	0.6	0.5	0.5	0.6	0.5	0.7	0.8		0.7		0.4	0.7	0.6

Table 2 continued

Sample	*Medium-LILE*											*Low-LILE*								*High-LILE*		
	Ao17-1a**	Ao17-1b*	Ao17-2	Ao17-3	Ao17-4	Ao17-5	Ao17-6	Ao17-7	Ao17-8	Ao17-9	Ao17-10	Ao17-11	Ao17-12	Ao15-1	Ao15-2	Ao15-3	Ao15-4	Ao17-13a*	Ao17-13b*	Ao17-13c*	Ao17-14a*	Ao17-14b	Ao17-15	Ao17-16	Ao17-17
Y	19.9	16.3	15.8	17.7	14.8	14.2	17.7	15.1	19.6	16.7	16.2	19.8	17.9	14.9	15.4	14.8	13.1	18.2	17.8		17.5		11.3	15.9	16.1
CaO/Al_2O_3	0.80	0.88	1.02	0.86	1.33	1.33	0.89	1.18	1.34	1.12	1.04	1.05	1.29	1.02	0.97	1.06	1.15	1.21	1.11	1.04	0.87	0.96	1.82	1.21	1.17
PEC[(2)]	0.04	0.08	0.02	0.05	0.00	0.00	0.09	0.13	0.09	0.07	0.14	0.13	0.15	0.00	0.03	0.09	0.07	0.10	0.11	0.12	0.06	0.05	0.07	0.09	0.09
% Ne norm[(3)]	1.45	2.98	4.30	1.90	3.12	3.10	4.18	0.52	11.04	4.32	9.72	11.77	4.47	3.78	2.93	5.59	1.89	13.09	13.77	12.82	10.83	11.95	0	0	0
Host[(4)]	88.9	88.9	89.2	89.7	89.7	89.7	90.3	90.6	90.9	91.2	91.5	91.5	91.9	89.6	88.9	89.3	88.8	91.5	91.5	91.5	89.5	89.5	91.2	91.2	90.6

[1] Below detection limit

[2] PEC, amount of post-entrapment olivine overgrowth (see text for discussion)

[3] Percentage of normative nepheline expressed as weight percent

[4] Forsterite content of the host olivine expressed as [100 × Mg/(Mg + Fe)]

* a, b, c: melt inclusions in the same single crystal of olivine. *n.d* not determined

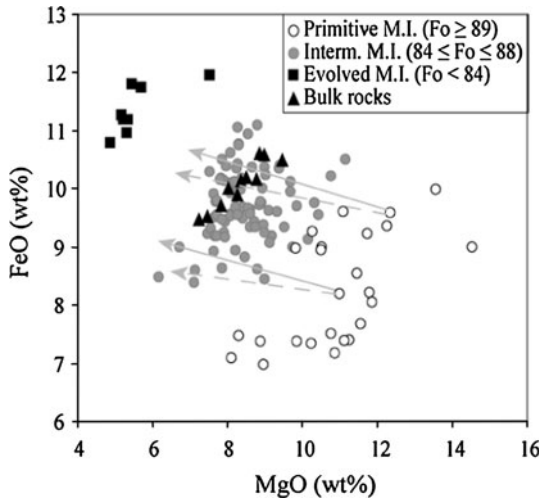


Fig. 4 FeO versus MgO concentrations for Aoba olivine-hosted melt inclusions and bulk rocks corrected for accumulation of olivine back to a $Kd^{Mg-Fe2+}_{Ol-Liq}$ value of 0.3. Also shown are MELTS-calculated liquid lines of descent of primitive melt inclusions (Ao17–10 and Ao17–6; Table 2) at 2 kb (*dotted arrow*) and 5 kb (*solid arrow*). Oxide concentrations were recalculated on an anhydrous basis

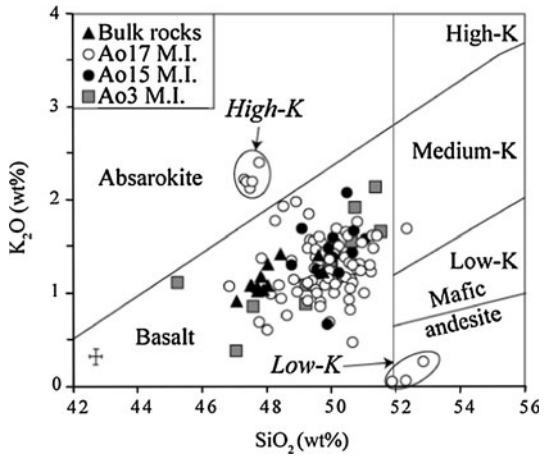


Fig. 5 K_2O versus SiO_2 classification diagram (Peccerillo and Taylor 1976) for Aoba melt inclusions and lavas. All data, recalculated on an anhydrous basis, plot onto the fields of high-K calc-alkaline basalts. The reported analytical uncertainty is 2σ

field strength elements (HFSE, Nb, Ti) and are depleted in HREE relative to MORB. Their relatively flat HREE spectra do not bring evidence of residual garnet in the magma source. Most of inclusions are variably enriched in large-ion lithophile elements (LILE, Ba, and Sr) and Pb, and light rare earth elements (LREE) relative to heavy rare earth elements (HREE), with La/Yb ratio varying from 2.6 to 27.6. Their trace-element profiles are comparable to those of bulk rocks. However, primitive melt inclusions in Fo $\geq$ 89 display variable enrichment or depletion in LILE and LILE/HREE ratios (i.e., Rb/Yb between 37.7 and 0.6).

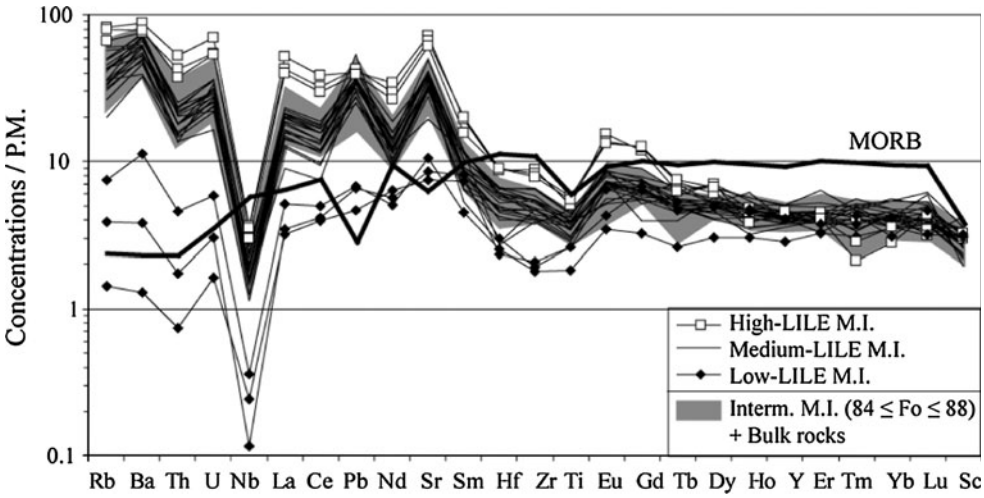


Fig. 6 Incompatible trace-element patterns normalized to primitive-mantle (P.M.) values (Hofmann, 1988) of Aoba melt inclusions and bulk rocks. The average MORB pattern of Hofmann (1988) is shown for comparison. Three groups of primitive (i.e., entrapped in olivine Fo ≥ 89) melt inclusions (high-, medium-, and low-LILE groups) are identified on the basis of their LILE contents. The *gray* field shows patterns of the melt inclusions hosted in olivine $Fo_{80–88}$ and whole rocks

Hence, three populations, labeled hereafter high-, low- and medium-LILE inclusions have been distinguished (Fig. 6).

Medium-LILE melt inclusions, which represent the dominant group, contain between 1,670 and 3,100 ppm of Cl, as commonly reported in arc magmas (Wallace 2005; Wysoczanski et al. 2005; Straub and Layne 2003). High-LILE melt inclusions are relatively enriched in Cl (on average, Cl = 6,000 ± 300 ppm), whereas hypersthene-normative low-LILE inclusions display negligible Cl contents. Cl content of melt inclusions is broadly positively correlated with K_2O. In contrast, fluorine (360–800 ppm) is not a discriminating element.

Water concentrations range from 1.6 to 3.6 wt% H_2O, with no correlation with trace elements. They average at 2.2 ± 0.4 wt% irrespective of the host Fo content, a mean value that matches that of arc basaltic melt inclusions in MgO-rich olivine (Fo > 86–88; Métrich and Wallace 2008). Even though Aoba basalts may have been moderately enriched in H_2O, these inclusions most likely record the last equilibrium owing to the high diffusion rate of H_2 (Portnyagin et al. 2008; Gaetani et al. 2009).

Discussion

Fractional crystallization and olivine accumulation processes

The chemical evolution of the medium-LILE melt inclusions is dominated by an overall decrease in MgO and CaO contents (Fig. 7). As expected, both melt inclusions enclosed in Fo ≤ 84 and glassy matrix plot at the far end of the trend. Also shown in Fig. 7 are the olivine + clinopyroxene-controlled liquid lines of descent from the average composition of primitive melt inclusions as starting composition, as calculated by the MELTS program at 2 and 5 kbar (see Online Resource 4 for more details). The percent of crystallization ranges from 2.6 to 44.4% and from 4.5 to 54.5% at 2 and 5 kbar, respectively. The fractional crystallization process is even much better illustrated in Fig. 8,

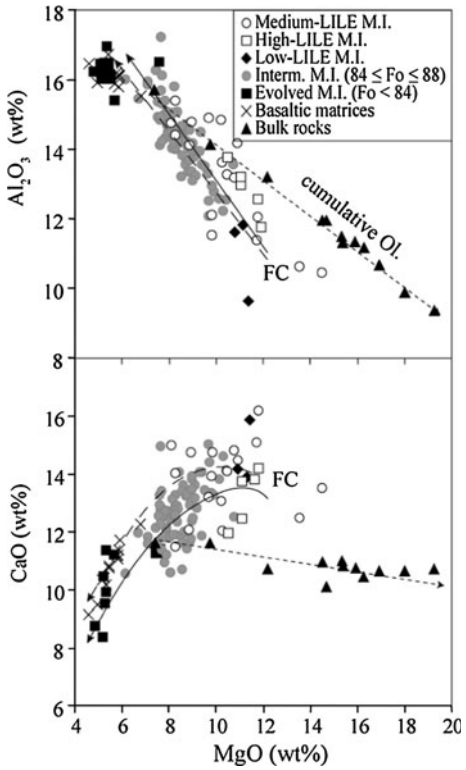


Fig. 7 Al_2O_3 and CaO concentrations as a function of MgO content for Aoba melt inclusions, bulk rocks and basaltic matrices of the studied samples (Ao3, 15, 17) (analytical uncertainty smaller than *symbols*). The *thin dotted arrow* suggests an olivine-cumulative origin for the whole rock evolution. Also shown are the *liquid lines* of descent starting from the average composition of primitive melt inclusions, calculated using the MELTS algorithm at 2 kbar (*dotted arrow*) and 5 kbar (*solid arrow*) between 1,100 and 1,250°C. Major element concentrations have been recalculated on an anhydrous basis

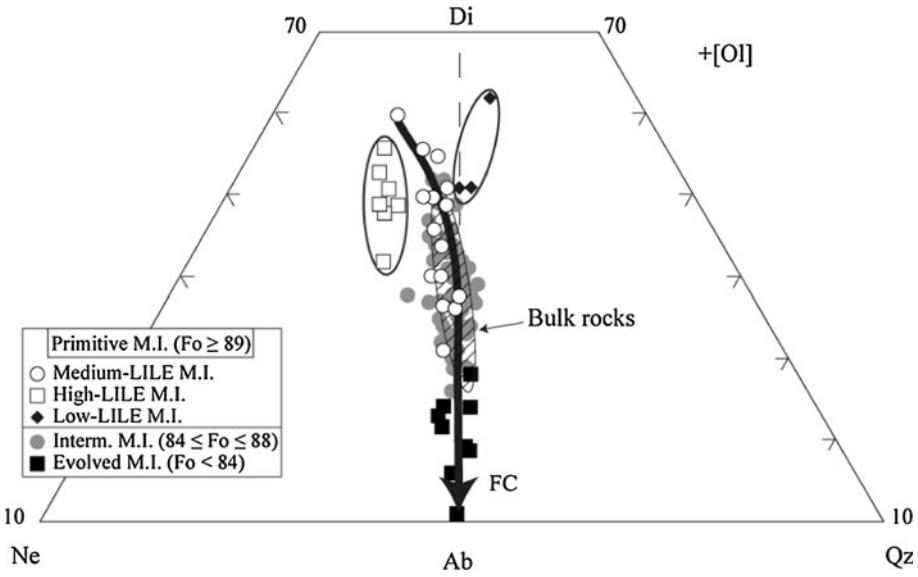


Fig. 8 Melt inclusion compositions and their host lavas recalculated to equivalent CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2 (CMAS) and then projected from olivine onto the Ne–Di–Qz plane (*Di* Diopside, *Qz* Quartz, *Ne* Nepheline, *Ab* Albite, *Ol* Olivine). Analyses have been recalculated as CMAS components, following O'Hara procedure (1968): C = CaO − 3,33P_2O_5 + 2Na_2O + 2K_2O; M = MgO + FeO + MnO + NiO − TiO_2; A = Al_2O_3 + Cr_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2 + Na_2O + K_2O; S = SiO_2 − 2N_2O − 2K_2O. Only the medium-LILE primitive melt inclusions represent parental magmas of the differentiation trend leading to the compositions of the evolved melt inclusions and host lava. The *black arrow* shows magma evolution from the medium-LILE melt inclusions to the albite end member

where the compositions of melt inclusions have been recalculated to equivalent CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2 (CMAS) (O'Hara 1972) and then projected onto Ne–Di–Qz–Ol basalt tetrahedron (Yoder and Tilley 1962) from olivine. We outline that CMAS projection from olivine circumvents the problem, if any, of Fe–Mg interdiffusion between melt and olivine host. The crystallization trend extends from diopside-rich melts toward the albite end-member, pointing to clinopyroxene fractionation. More importantly, this projection allows us to identify the medium-LILE inclusions hosted in Fo ≥ 89, as representative of the parent basalts of the magma series either recorded as melt inclusions or extruded during effusive and explosive activities. In contrast, the composition of both high- and low-LILE inclusions cannot be accounted for by a process of crystal fractionation from medium-LILE primitive melts.

We emphasize that melt inclusions in olivine $Fo_{84–88}$ and their host lavas have similar compositions for most major and trace elements, which therefore point to common parental magmas. Hence, bulk rocks would derive from the differentiation of medium-LILE magmas. However, they do not follow the liquid line defined by the melt inclusions, in having much higher MgO contents (Fig. 7). Actually, they are distributed along straight lines that can be simply interpreted as mixing arrays between basaltic melts and olivine, thus suggesting an olivine-cumulative origin for the lavas. This conclusion is in agreement with Eggins (1993), who showed that Mg-rich lava suites from Aoba volcano form a compositional array between a basalt composition and an olivine-clinopyroxene assemblage. These crystals, and particularly olivine, are most likely entrained from a cumulative body during the magma ascent.

Compositional variability of Aoba primitive melt inclusions

In this section, we focus on the most primitive melt inclusions trapped in magnesian olivines (Fo ≥ 89), which span a wide compositional range and clearly differ by their LILE concentrations.

In a Th vs La plot, Aoba melt inclusions are distributed along a straight line, regardless to their LILE enrichment (Fig. 9a). The same conclusion applies to other element pairs having comparable incompatibility (e.g., Th/Nb, Nb/Zr, Cl/Sr, Cl/Rb, and Rb/Nb). Such binary plots do not allow discriminating between processes of mixing or variable extents of partial melting of a homogeneous source. In contrast, the two processes can be discriminated by examining correlations in incompatible element ratio diagrams with common denominators (such as A/B vs. 1/A, with A and B two incompatible elements). Actually, in such a plot mixing is expressed by straight lines and progressive melting by curves. In a Yb/La versus 1/La plot, the melt inclusion compositions are distributed along a straight line, in agreement with a two-component mixing relationship (Fig. 9b). However, in a Ba/Sr versus 1/Sr diagram they plot along two different segments, involving end-members

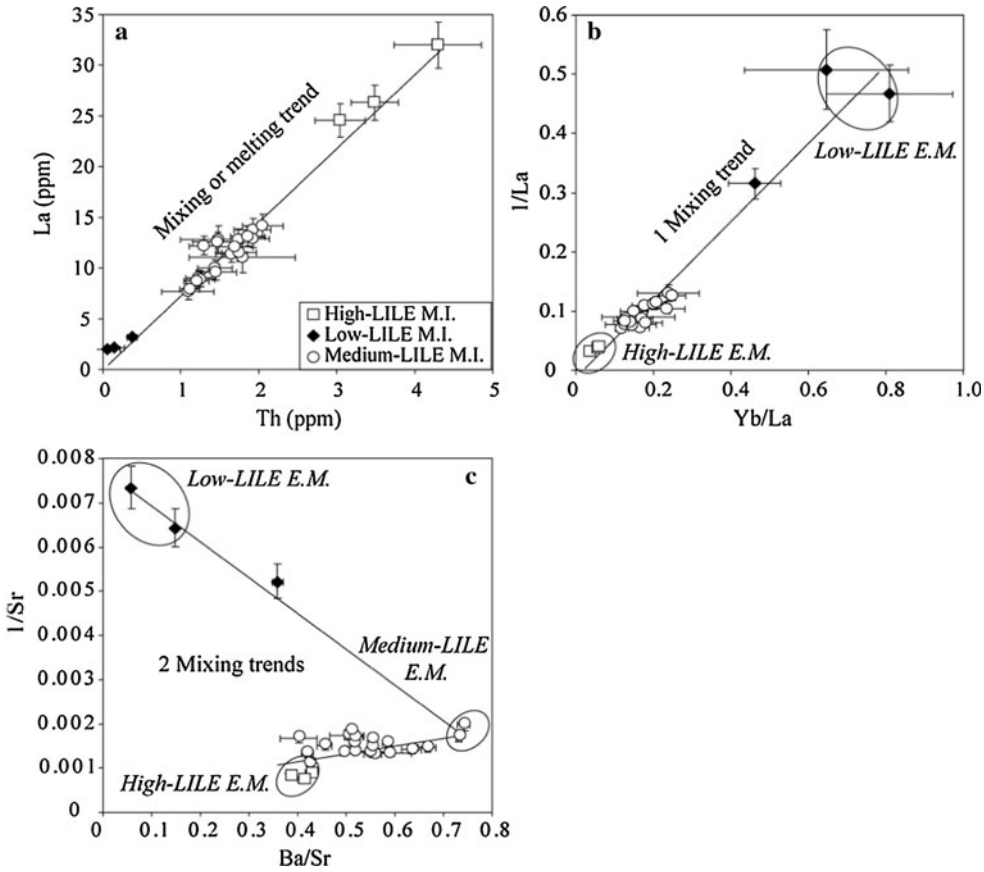


Fig. 9 Mixing plots of Th versus La (**a**); Yb/La versus 1/La (**b**) and Ba/Sr versus 1/Sr (**c**) for Aoba primitive melt inclusions. Also shown are the estimated composition of the mixing end-members (E.M., *circles*). See text for "Discussion"

that are variably enriched in Sr, respectively (Fig. 9c). Following this line of reasoning, the compositional range of Aoba primitive melt inclusions could be accounted for by multi-stage mixing between at least three end-members: the high-LILE, the low-LILE primitive melts, and the extremity of the medium-LILE melt inclusions. Alternatively, the observed relationships between medium- and high-LILE melt inclusions in Fig. 9c are also consistent with simple progressive melting of a single source. Finally, combinations of these two mechanisms (mixing and various extents of melting) are also feasible and consistent with the data.

In any case, the extreme enrichment registered by the high-LILE melt inclusions clearly requires the involvement of slab components. We thus tentatively assessed the composition and the amount of slab component(s) following the flux melting model of Grove et al. (2002). In this model, the mantle source is assumed to be depleted by previous events of melt extraction (see Grove et al. 2002, for more information about the source composition and model parameters). We used literature data for the partition coefficients of trace elements (Grove et al. 2002), Cl and F (Dalou et al. 2010), and the maximum melt inclusion H_2O content of 2.6 wt% for assessing the amount of fluid. The degree of partial melting was calculated from TiO_2 content of each group of inclusions following Grove et al. (2002). Results show that the strong enrichment in Rb, K, and Cl of high-LILE group could be accounted for by the addition of about 6% of slab-derived fluid having up to 780 ppm Rb, 32.5 wt% K_2O and 10.6 wt% Cl (Online Resource 5).

Enrichment in Cl and alkalis in the contaminant fluid and thus in the contaminated melt could simply track the solubility and stability of accessory phases in the subducting slab, as phengite for Rb and K (Hermann and Rubatto 2009). Moreover, one point that arises is the decoupling between fluorine and these elements (Fig. 10), which rules out the presence of phlogopite in the source of the high-LILE melt inclusions because of the strong partitioning of F in phlogopite ($D > 1$, Dalou et al. 2010). As discussed further, the presence of amphibole in the source of these melts could be the alternative to explain such features.

Possible origins of silica-undersaturated mantle melts

The primitive melt inclusions in olivines $Fo_{89–92}$ have $CaO/Al_2O_3 > 0.8$ and nepheline- normative compositions (norm. Ne fraction varying from 0.5 to 13.8%), except for the low-LILE melt inclusions that are Hy-normative. Hence, the silica-undersaturated character of these melts provides strong constraints on the nature of their source(s).

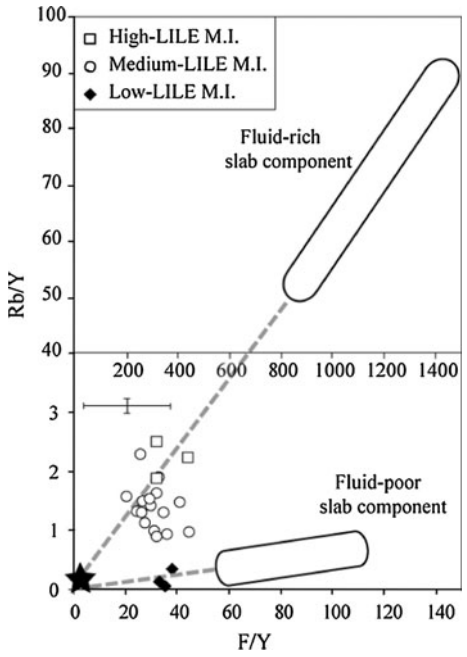


Fig. 10 Variations in Rb/Y versus F/Y for the primitive melt inclusions trapped in magnesian olivines (Fo ≥ 89). Also shown are the fluid-rich and fluid-poor slab components (*rectangles*) calculated from the high- and low-LILE primitive melt inclusions, respectively, using the flux melting model of Grove et al. (2002). *Dotted lines* represent mixing between these slab components and the depleted mantle source from Grove et al. (2002) (*black star*). The reported analytical uncertainty is 1σ

Experimental studies have shown that Ne-normative melts with high CaO/Al_2O_3 ratio cannot be simply produced by partial melting of anhydrous or hydrous lherzolite at low pressures (≤1.7 GPa) (e.g., Hirose and Kushiro 1993; Hirose and Kawamoto 1995; Kushiro 1996; Gaetani and Grove 1998; Hirschmann et al. 1998; Falloon et al. 2001; Schwab and Johnston 2001; Wasylenki et al. 2003; Médard et al. 2006). According to these studies, the melting reaction of lherzolite at low pressure before clinopyroxene exhaustion is clinopyroxene + orthopyroxene + spinel → liquid + olivine, where the liquid is silica saturated. Indeed, as long as the orthopyroxene is in equilibrium with the melt, the melting reaction will still produce olivine + silica-saturated liquid. However, at high pressure (≥1.7 GPa), the melting reaction involves olivine as a reactant and orthopyroxene as a product that tends to decrease the silica content in the melt, producing silica-undersaturated magmas with $CaO/Al_2O_3 \leq 0.9$ (e.g., Hirose and Kushiro 1993; Kushiro 1996; Walter 1998; Falloon et al. 1988).

An alternative hypothesis to account for the high CaO/Al_2O_3 silica-undersaturation of magmas is melting of a source without (or with very small amounts of) orthopyroxene, such as an olivine + clinopyroxene-rich lithology. In this case, the melting reaction becomes clinopyroxene + aluminous phase (spinel or garnet) = liquid + olivine, where the liquid is strongly depleted in SiO_2 and becomes silica undersaturated (Kogiso and Hirschmann 2001; Pickering-Witter and Johnston 2000; Schwab and Johnston 2001; Lambart et al. 2009; Pilet et al. 2008). Clinopyroxene-rich lithologies can be divided into two groups: high-pressure mantle-derived pyroxenites (including eclogites) and low-pressure crustal hornblende + olivine pyroxenites (Reverdatto et al. 2008). Mantle-derived pyroxenites and eclogites are found in ultramafic massif outcrops and as xenoliths in lavas (e.g., Downes 2007), whereas hornblende + olivine pyroxenites are mostly found in the lower crust beneath exhumed volcanic arcs (Wyllie 1967 and references therein).

Finally, partial melting of lherzolite in the presence of CO_2 (or $H_2O + CO_2$ with $X_{CO2} > 0.5$), at pressures less than 4 GPa, could also generate Ne-normative melts (Mysen and Boettcher 1975; Brey and Green 1977, Frey et al. 1978; Brey et al. 1983; Adam 1987; Green et al. 1987; Dalton and Presnall 1998; Dasgupta et al. 2007). However, such melts and primitive melilitites, nephelinites, and related rocks, which are generally considered to derive from carbonated peridotites (e.g., Eggler 1978; Brey 1977; Wallace and Green 1988), are significantly different in composition from the Aoba melt inclusions. In particular, they have much higher CaO and MgO contents, highly incompatible element concentrations and LREE/HREE ratios than the studied melt inclusions.

In the following, we thus examine the hypothesis of high-pressure partial melting of lherzolite with involvement of clinopyroxene-bearing source to account for the nepheline-normative signature of Aoba primitive melt inclusions.

Application to Aoba melt inclusions

In order to identify the source of Aoba magmas, we will continue to focus on the primitive melt inclusions preserved in $Fo_{89–92}$. Their compositions have been plotted into the CMAS system, projected onto the Ne–Di–Qz plane from olivine and compared to those of experimental melts derived from hydrous and anhydrous peridotite and pyroxenite (Fig. 11). The projection from olivine circumvents any compositional artefacts due to the olivine host, such as olivine fractionation and possible post-entrapment inter-diffusion between melt inclusion and their host olivine. Furthermore, as the peridotite- and clinopyroxenite-derived melts are olivine saturated, the Ne–Di–Qz projection plane allows visualizing the saturation surface and hence does not skew the compositional fields.

As shown in Fig. 11, the majority of Aoba primitive melt inclusions do not plot in the compositional field defined by anhydrous and/or hydrous peridotite-derived melts, which are very close in composition at a given pressure. In such a projection, the medium-LILE primitive

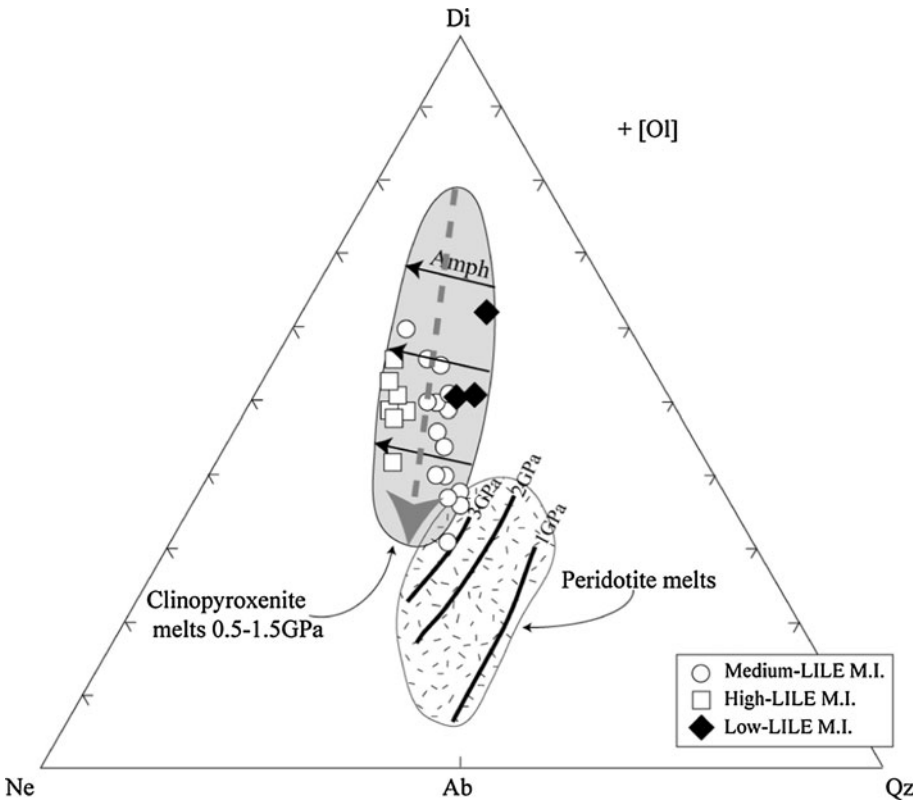


Fig. 11 Melt inclusion compositions projected from olivine onto the Ne–Di–Qz plane and compared with experimental melts from anhydrous (Hirose and Kushiro 1993; Baker and Stolper 1994; Kushiro 1996; Falloon et al. 2001; Schwab and Johnston 2001; Wasylenki et al. 2003; Laporte et al. 2004) and hydrous peridotite (Hirose and Kawamoto 1995; Gaetani and Grove 1998; Médard et al. 2006) between 1 and 3 GPa, and from clinopyroxenite between 0.5 and 15 GPa (Kogiso and Hirschmann 2001; Hirschmann et al. 2003; Médard et al. 2006; Pilet et al. 2008). Dotted arrow illustrates the direction of melts evolution by partial melting. *Solid arrows* mark the compositional variation of pyroxenite melts when amphibole (Amph) is added into the source. Low-LILE and high-LILE melt inclusions should involve the respective contribution of melts deriving from amphibole-free and amphibole-bearing clinopyroxenites. *Dotted gray arrow* represents the evolution during melting of clinopyroxenite-derived melts

inclusions lie between experimental peridotite melts produced at 3 GPa, under anhydrous and/or hydrous conditions (Hirose and Kushiro 1993; Kushiro 1996; Falloon et al. 2001) and clinopyroxenite-derived melts formed between 0.5 and 1.5 GPa (Kogiso and Hirschmann 2001; Hirschmann et al. 2003; Médard et al. 2006; Pilet et al. 2008). Melt generation from a peridotite at 3 GPa is in agreement with previous conclusions on Aoba lavas (Eggins 1993). When projected from plagioclase onto the Ne–Ol–Di plane (not shown), the inclusions show similar distributions.

An important observation that arises from the projection in Fig. 11 is that the high-LILE primitive melt inclusions display a more pronounced Si-undersaturation character, which strongly suggests a contribution of amphibole according to experimental melting of amphibole-bearing clinopyroxenites (Médard et al. 2006; Pilet et al. 2008). Even though the number of melting experiments on such lithologies is limited, a significant role of amphibole is consistent with the enrichment in LILE of the trapped melts. These observations thus imply a chemically and mineralogically heterogeneous source. The high-LILE melt inclusions are not expressed as whole rocks at surface, a feature possibly consistent with small degrees of melting and melt volume unable to be erupted. Their occurrence, however, indicates that amphibole-bearing clinopyroxenite lithologies contribute more widely to the generation of Si-undersaturated arc melts that their low abundance as erupted magmas might otherwise suggest.

The high- and low-LILE melt inclusions would be representative of two clinopyroxenitic end-members showing different degrees of fertility, whereas the medium-LILE melt inclusions would record different stages of mixing between melts generated from a peridotite and a mixed (or heterogeneous) clinopyroxenite sources. This is consistent with the conclusions drawn from the incompatible trace-element diagrams (Fig. 9), which show mixing-controlled linear relationships. Furthermore, in Fig. 11, the compositional evolution from high-to medium-LILE melt inclusions does not follow the partial melting trend of

clinopyroxenites (expressed by dotted arrow), giving thus further support to the hypothesis of an evolution by source mixing. In summary, olivine-hosted primitive melt inclusions from Aoba volcano derive from multi-stage mixing between melts generated by the melting of a heterogeneous, clinopyroxenite-peridotite source.

In island arc settings, clinopyroxene- and amphibole-rich lithologies are generally found in arc roots (Wyllie 1967; Irvine 1973), at the mantle–crust interface or deeper. Partial melting of such metasomatic segments and interactions with peridotite-derived melts are believed to generate silica-undersaturated, high CaO/Al_2O_3 primary arc magmas (e.g., data compilation from Schiano et al. 2000). Here, we emphasize that the chemical diversity of the Aoba primitive melts, along with a pronounced Si-undersaturated character and $CaO/Al_2O_3 > 0.8$, illustrates progressive interaction between melts derived from partial melting of peridotite and clinopyroxenite. Such a rare feature can be related to the specific geodynamic settings of Aoba, where regional fractures and a possible thinning crust allow the direct sampling and ascend of a range of instantaneous melts.

Finally, medium-LILE melt inclusions enclosed in olivines $Fo_{84–88}$, which represent the dominant population, and Aoba whole rocks share similar major and trace-element patterns. When projected from olivine onto the Ne–Di–Qz plane (Fig. 8), a projection that removes olivine-cumulative effect on the major element compositions, they form a single compositional field, giving thus further support to our hypothesis that they are genetically related.

Conclusions

Aoba melt inclusions trapped in olivines Fo_{75} to Fo_{92} represent typical calc-alkaline silica-undersaturated arc magmas. Their compositional evolution is consistent with a dominant process of fractional crystallization, and removal of a mineral assemblage with olivine and clinopyroxene. Compared to melt inclusions, the Aoba host lavas are cumulative in olivine (±clinopyroxene).

Most of the primitive melt inclusions (in $Fo \geq 89$) display nepheline-normative compositions variably enriched in diopside-normative component relative to experimental peridotite-derived melts. They record a range of enrichment in LILE, Rb, K, and Cl that is ascribed to multi-stage mixing process. Medium-LILE melt inclusions form the dominant population and are representative of the parental magmas of Aoba lava series. They span a compositional range requiring variable proportions of mixing between amphibole-bearing clinopyroxenite-derived melts and high-pressure peridotite melts. In contrast Ne-normative high-LILE inclusions require the partial melting of amphibole-bearing clinopyroxenites and the contribution of a slab-derived fluid component rich in alkalis (K, Rb), Cl and mobile elements.

Acknowledgments We are grateful to Ph. Bani and A. Bertagnini for their kind help in sample collection, J-L Devidal for microprobe and LA-ICP-MS analyses, M. Mercier for Raman spectroscopy analyses, M. le Voyer and C. Dalou for personal communications. Two anonymous reviews greatly improved our manuscript. This work was supported by the ANR contracts ANR-06-CATT-02 Arc-Vanuatu.

References

Adam JD (1987) Hydrous and CO_2-bearing liquidus phase relationships in the CMAS system at 28 kb, and their bearing on the origin of alkalis basalts. J Geol 96:709–719

Baker MB, Stolper EM (1994) Determining the composition of high-pressure mantle melts using diamond aggregates. Geochim Cosmochim Acta 58:2811–2827

Bergeot N, Bouin MN, Diament M, Pelletier B, Régnier M, Calmant S, Ballu V (2009) Horizontal and vertical interseismic velocity in the Vanuatu subduction zone from GPS measurements: evidence for a central Vanuatu locked zone. J Geophys Res 114

Brey G (1977) Origin of olivine melilitites—chemical and experimental constraints. J Volcanol Geotherm Res 3:61–88

Brey G, Green DH (1977) Systematic study of liquidus phase relations in olivine melilite + H_2O + CO_2 at high pressures and petrogenesis of an olivine melilite magma. Contrib Mineral Petrol 61:141–162

Brey G, Brice WR, Ellis DJ, Green DH, Harris KL, Ryabchikov ID (1983) Pyroxene-carbonate reactions in the upper mantle. Earth Planet Sci Lett 62:63–74

Carignan J, Hild P, Mevelle G, Morel J, Yeghicheyan D (2001) Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: a study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. Geostandards Newslett 25:187–198

Dalou C, Koga KT, Shimizu N (2010) Fluorine and chlorine behaviour in mantle wedge, new implications for slab component. AGU Fall meeting Abstract V34c-06, 2010

Dalton J, Presnall DC (1998) The continuum of primary carbonatitic-kimberlitic melt compositions in equilibrium with lherzolites: data from the system CMAS-CO_2 at 6 GPa. J Petrol 39:1953–1964

Daniel J, Gérard M, Mauffredt A et al (1989) Déformation compressive d'un bassin intra-arc dans un contexte de collision ride-arc : le bassin d'Aoba, arc des Nouvelles-Hébrides. Compte-rendu Acad Sci Paris 38:239–245

Danyushevsky LV, Della-Pasqua FN, 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 LV, McNeill AW, Sobolev AV (2002) 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

Danyushevsky LV, Leslie RAJ, Crawford AJ, Durance P (2004) Melt inclusions in the primitive olivine phenocrysts: the role of localized reactions processes in the origin of anomalous compositions. J Petrol 45:2531–2553

Dasgupta R, Hirschmann MM, Smith ND (2007) Partial melting experiments of peridotite + CO_2 at 3 GPa and genesis of alkalic Ocean Island Basalts. J Petrol 48:2093–2124

Davidson JP (1996) Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism. In: GE Bebout, DW Scholl, SH Kirby, JP Plat (eds) Subduction top to bottom, AGU Geophys Monograph 96. Washington DC, pp 251–262

Della-Pasqua F, Varne R (1997) Primitive ankaramitic magmas in volcanic arcs: a melt-inclusion approach. Can Mineral 35:291–312

Downes H (2007) Origin and significance of spinel and garnet pyroxenites in the shallow lithospheric mantle: ultramafic massifs in orogenic belts in Western Europe and NW Africa. Lithos 99:1–24

Eggins SM (1993) Origin and differentiation of picritic arc magmas, Ambae (Aoba), Vanuatu. Contrib Mineral Petrol 114:79–100

Eggler DH (1978) The effect of CO_2 upon partial melting of peridotite in the system Na_2O–CaO–Al_2O_3–MgO–SiO_2–CO_2 to 35 kb, with an analysis of melting in a peridotite-H_2O–CO_2 system. Am J Sci 278:305–343

Elburg MA, Kamenetsky VS, Foden JD, Sobolev A (2007) The origin of medium-K ankaramitic arc magmas from Lombok (Sunda arc, Indonesia): mineral and melt inclusion evidence. Chem Geol 240:260–279

Falloon TJ, Green DH, Hatton CJ, Harris KL (1988) Anhydrous partial melting of a fertile and depleted peridotite from 2 to 30 kb and application to basalt petrogenesis. J Petrol 29:1257–1282

Falloon TJ, Danyushevky LV, Green DH (2001) Peridotite melting at 1 GPa: reversal experiments on partial melt compositions produced by peridotite-basalt sandwich experiments. J Petrol 42:2363–2390

Forneris JF, Holloway JR (2003) Phase equilibria in subducting basaltic crust: implications for H_2O release from the slab. Earth Planet Sci Lett 214:187–201

Frey FA, Green DH, Roy SD (1978) Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. J Petrol 19:463–513

Gaetani GA, Grove TL (1998) The influence of water on melting of mantle peridotite. Contrib Mineral Petrol 131:323–346

Gaetani GA, Grove TL (2003) Experimental constraints on melt generation in the mantle wedge. In: J Eiler (ed) Inside the subduction factory, AGU Geophys Monograph 138, Washington DC, pp 107–134

Gaetani GA, Watson EB (2002) Open system behavior of olivine-hosted melt inclusions. Earth Planet Sci Lett 183:27–41

Gaetani GA, O'Leary JA, Shimizu N (2009) Mechanisms and timescales for reequilibration of water in olivine-hosted melt inclusions. AGU fall meeting abstract #V51E-1770

Gagnon J, Fryer BJ, Samson IM, Williams-Jones AE (2008) Quantitative analysis of certified reference materials by LA-ICP-MS and without an internal standard. J Anal Atom Spectr 23:1529–1537

Ghiorso MS, Sack RO (1995) Chemical mass transfer in magmatic processes. 4. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. Contrib Mineral Petrol 119:197–212

Gill JB (1981) Orogenic andesites and plate tectonics. Miner Rocks 16:112–116

Green DH, Falloon TJ, Taylor WR (1987) Mantle-derived magmas—roles of variable source peridotite and variable C-H-O fluid compositions. In:BO Mysen (ed) Magmatic process: Physicochemical Principles Geochem Soc spec Publ 1:139–154

Grove TL, Parman SW, Bowring SA, Price RC, Baker MB (2002) The role of an H_2O-rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from the Mt Shasta region, N California. Contrib Mineral Petrol 142:375–396

Hermann J, Rubatto D (2009) Accessory phase control on the trace element signature of sediment melts in subduction zones. Chem Geol 265:512–526

Hirose K, Kawamoto T (1995) Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: the effect of H_2O on the genesis of basaltic magmas. Earth Planet Sci Lett 133:463–473

Hirose K, Kushiro I (1993) Partial melting of dry peridotite at high pressures: determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond. Earth Planet Sci Lett 114:477–489

Hirschmann MM, Ghiorso MS, Wasylenki LE, Asimow PD, Stolper EM (1998) Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts. J Petrol 39:1091–1115

Hirschmann MM, Kogiso T, Baker MB, Stolper EM (2003) Alkalic magmas generated by partial melting of garnet pyroxenite. Geology 31:481–484

Hofmann AW (1988) Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. Earth Planet Sci Lett 90:297–314

Irvine TN (1973) Petrology of the Duke Island ultramafic complex, southeastern Alaska. Geol Soc Amer Mem 138:313–335

Jarosewich E, Parkes AS, Wiggins LB (1979) Microprobe analyses of four natural glasses and one mineral: an interlaboratory study of precision and accuracy. Smithsonian Contrib Earth Sci 22:53–67

Jochum KP, Stoll B, Herwig K, Willbold M, Hofmann AW (2006) MPI-DING reference glasses for in situ microanalysis: New reference values for element concentrations and isotope ratios. Geochim Geophys Geosys 7. doi:10.1029/2005GC001060

Kamenetsky VS, Elburg M, Arculus R, Thomas R (2006) Magmatic origin of low-Ca olivine in subduction-related magmas: co-existence of contrasting magmas. Chem Geol 233:346–357

Kennedy AK, Grove TL, Johnson RW (1990) Experimental and major element constraints on the evolution of lavas from Lihir Island, Papua New Guinea. Contrib Mineral Petrol 104:722–734

Kogiso T, Hirschmann MM (2001) Experimental study of clinopyroxenite partial melting and the origin of ultra-calcic melt inclusions. Contrib Mineral Petrol 142:347–360

Kushiro I (1996) Partial Melting of a fertile mantle peridotite at high pressures: an experimental study using aggregates of diamond. In: A Basu, SR Hart (eds) Earth processes: reading isotopic code. AGU Geophys Monogr 95: 109–122

Lambart S, Laporte D, Schiano P (2009) An experimental study of pyroxenite partial melts at 1 and 15 GPa: implications for the major-element composition of Mid-Ocean Ridge Basalts. Earth Planet Sci Lett 288:335–347

Laporte D, Toplis MJ, Seyler M, Devidal JL (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 146:463–484

Laubier M, Schiano P, Doucelance R, Ottolini L, Laporte D (2007) Olivine-hosted melt inclusions and melting processes beneath the FAMOUS zone (Mid-Atlantic Ridge). Chem Geol 240:129–150

Louat R, Hamberger M, Monzier M (1988) Shallow and intermediate depth seismicity in the New Hebrides arc, constraints on the subduction process *In* Greene HG, Wong FL Geology and offshore resources of the Pacific island arcs—Vanuatu region Circum Pacific council for energy and mineral resources. Earth Sci Ser 8:329–356

Marchev P, Georgiev S, Zajacz Z, Manetti P, Raicheva R, Von Quadt A, Tommasini S (2009) High-K ankaramitic melt inclusions and

lavas in the Upper Cretaceous Eastern Srednogorie continental arc, Bulgaria: implication for the genesis of arc shoshonites. Lithos 113:228–245
Médard E, Schmidt MW, Schiano P, Ottolini L (2006) Melting of amphibole-bearing wehrlites: an experimental study on the origin of ultra-calcic nepheline-normative melts. J Petrol 47:481–504
Mercier M, Di Muro A, Giordano D, Métrich N, Lesne P, Pichavant M, Scaillet B, Clocchiatti R, Montagnac G (2009) Influence of glass polymerisation and oxidation on micro-Raman water analysis in alumino-silicate glasses. Geochim Cosmochim Acta 73:197–217
Métrich N, Wallace PJ (2008) Volatile abundances in basaltic magmas and their degassing paths tracked by melt inclusions. Rev Mineral Geochem 69:363–402
Monzier M, Robin C, Eissen JP, Cotton J (1997) Geochemistry vs. seismo-tectonics along the volcanic New Hebrides Central Chain (Southwest Pacific). J Volcanol Geotherm Res 78:1–29
Mysen BO, Boettcher A (1975) Melting of a hydrous mantle: II. Geochemistry of crystals and liquids formed by anatexis of mantle peridotite at high pressure and high temperatures as a function of controlled activities of water, hydrogen and carbon dioxide. J Petrol 16:549–593
O'Hara MJ (1972) Data reduction and projection schemes for complex compositions third progress report of research supported by NERC at Edinburgh and Manchester Universities. pp 103–126
Pascal G, Isacks BL, Barazangi M, Dubois J (1978) Precise relocations of earthquakes and seismotectonics of the New Hebrides island arc. J Geophys Res 83:4957–4973
Peccerillo P, Taylor SR (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkek. Contrib Mineral Petrol 58:63–81
Pelletier B, Calmant S, Pillet R (1998) Current tectonics of the Tonga-New Hebrides region. Earth Planet Sci Lett 164:263–276
Pickering-Witter J, Johnston AD (2000) The effects of variable bulk composition on the melting systematics of fertile peridotitic assemblages. Contrib Mineral Petrol 140:190–211
Pilet S, Baker MB, Stolper EM (2008) Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas. Science 320:916–919
Portnyagin M, Almeev R, Matveev S, Holtz F (2008) Experimental evidence for rapid water exchange between melt inclusions from the Kamchatka Arc. Earth Planet Sci Lett 255:53–69
Raos AM, Crawford AJ (2004) Basalts from the Efate Island Group, central section of the Vanuatu arc, SW Pacific: geochemistry and petrogenesis. J Volcanol Geotherm Res 134:35–56
Reverdatto VV, Selyatitskiy AY, Carswell DA (2008) Geochemical distinctions between "crustal" and mantle-derived peridotites/pyroxenites in high/ultrahigh pressure metamorphic complexes. Rus Geol Geophys 49:73–90
Rohrbach A, Schuth S, Ballhaus C, Münker C, Matveev S, Qopoto C (2005) Petrological constraints on the origin of arc picrites, New Georgia Group, Solomon Islands. Contrib Mineral Petrol 149:685–698
Schiano P, Eiler JM, Hutcheon ID, Stolper EM (2000) Primitive CaO-rich, silica-undersaturated melts in island arc: evidence for the involvement of clinopyroxene-rich lithologies in the petrogenesis of arc magmas. Geochim Geophys Geosys 1. doi:10.1029/1999GC000032
Schmidt MW, Poli S (1998) Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. Earth Planet Sci Lett 163:361–379
Schmidt MW, Green DH, Hiberson WO (2004) Ultra-calcic magmas generated from Ca-depleted mantle: an experimental study on origin of Ankaramites. J Petrol 45:531–554
Schuth S, Rohrbach A, Münker C, Ballhaus C, Garbe-Schönberg D, Qopoto C (2004) Geochemical constraints on the petrogenesis of arc picrites and basalts, New Georgia Group, Solomon Islands. Contrib Mineral Petrol 148:288–304
Schwab BE, Johnston AD (2001) Melting systematics of modally variable, compositionally intermediate peridotites and the effect of mineral fertility. J Petrol 42:1789–1811
Stormer JC (1983) The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides. Amer Mineral 68:586–594
Straub SM, Layne GD (2003) 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
Tatsumi Y, Hamilton DL, Nesbitt RW (1986) Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. J Volcanol Geotherm Res 29:293–309
Thirlwall MF, Graham AM, Arculus RJ, Harmon S, Macpherson CG (1996) Resolution of the effects of crustal assimilation, sediment subduction, and fluid transport in island arc magmas: Pb–Sr–Nd–O isotope geochemistry of Grenada, Lesser Antilles. Geochim Cosmochim Acta 60:4785–4810
Toplis MJ (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
Van Achterbergh E, Ryan CG, Jackson SE, Griffin W (2001) Data reduction software for La-ICP-MS. In: Sylvester P (ed) Laser ablation ICP-MS in earth science principles and applications. Mineralogical Association of Canada, Canada, pp 239–243
Wallace PJ (2005) Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. J Volcanol Geotherm Res 140:217–240
Wallace PJ, Green DH (1988) An experimental determination of primary carbonatite magma composition. Nature 335:343–346
Walter M (1998) Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. J Petrol 39:29–60
Warden AJ (1970) Evolution of Aoba caldera volcano, New Hebrides. Bull Volcanol 34:107–140
Wasylenki LE, Baker MB, Kent AJR, Stolper EM (2003) Near-solidus melting of the shallow upper mantle: partial melting experiments on depleted peridotite. J Petrol 44:1163–1191
Wyllie PJ (1967) Ultramafic and related rocks. Wiley, New York
Wysoczanski RJ, Wright IJ, Gamble JA, Luhr JF, Handler MR (2005) Volatile contents of Kermadec Arc-Havre trough pillow glasses: fingerprinting slab-derived aqueous fluids in mantle sources of arc and back-arc lavas. J Volcanol Geotherm Res 152:51–73
Yoder HS, Tilley CE (1962) Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. J Petrol 3:342–532

Supplementary Table 1a: Major and trace element compositions of evolved melt inclusions (Host Fo ≤ 89)**.**

Supplementary Table 1b: Major and trace element compositions of primitive melt inclusions uncorrected for post-entrapment olivine crystallization.

Supplementary Table 2: Major-element compositions of matrix glasses in Aoba samples.

Supplementary Table 3: Representative major element compositions of host olivines.

Supplementary Table 4: pMELTS-calculated liquid lines of descent.

Supplementary Table 5: Major and trace element compositions of the slab component.

Supplementary Table 1a: Abundance of Major (wt%) and trace (ppm) elements in melt inclusions enclosed in olivine Fo < 89, after correction for post-entrapment crystallization of olivine.

	Measured values*		Certified values																		
Sample	BCR-2G	ATHO-G	BCR-2G	ATHO-G	Ao3-1	Ao3-2	Ao3-3	Ao3-4	Ao3-5	Ao3-6	Ao3-7	Ao3-8	Ao3-9	Ao3-10	Ao3-11	Ao3-12	Ao15-5	Ao15-6	Ao15-7	Ao15-8	Ao15-9	Ao15-10	Ao15-11
SiO_2					49.75	50.28	50.07	49.56	49.20	49.54	47.75	45.87	45.76	43.96	47.15	46.59	50.19	48.68	49.14	48.97	49.24	49.69	49.32
TiO_2					0.82	0.65	1.59	1.04	1.71	1.43	1.35	1.39	0.51	1.68	0.93	1.21	0.85	0.30	0.84	0.82	0.62	0.76	0.62
Al_2O_3					15.13	15.69	15.86	16.03	15.91	15.92	16.44	15.96	16.74	14.06	13.22	13.52	15.65	15.40	14.77	14.25	14.93	14.56	14.06
FeO					11.53	10.91	10.52	10.93	10.91	11.69	10.63	11.57	9.50	10.05	9.23	9.33	8.45	9.44	9.06	9.35	9.90	8.76	9.41
MnO					0.20	0.19	0.21	0.24	0.27	0.25	0.14	0.20	0.21	0.13	0.22	0.15	0.14	0.18	0.16	0.15	0.17	0.13	0.11
MgO					5.60	5.09	4.74	5.21	5.01	5.38	5.13	7.29	7.46	9.11	8.71	9.04	7.00	8.02	7.77	7.90	8.29	7.48	8.39
CaO					11.03	10.22	8.60	9.38	8.13	9.86	11.12	10.99	14.53	13.65	13.05	13.64	11.63	12.43	11.91	12.36	12.23	12.67	10.46
Na_2O					2.32	2.59	3.44	2.94	3.45	3.50	3.05	2.45	1.99	2.35	2.14	2.26	2.66	2.40	2.40	2.54	2.26	2.48	2.81
K_2O					1.52	1.61	2.07	1.86	1.86	1.28	1.04	0.86	0.36	1.10	0.85	0.99	1.55	0.64	1.55	1.47	1.21	1.40	2.02
P_2O_5					0.30	0.25	0.41	0.42	0.48	0.19	0.32	0.23	0.16	1.00	0.31	0.28	0.17	0.10	0.52	0.18	0.33	0.20	0.48
H_2O					2.11	2.09	2.26	1.96	2.35	1.98	2.38		2.61		3.63	3.37	1.79	2.32	1.83	1.65		1.68	1.86
Sum					100.31	99.56	99.77	99.57	99.28	101.02	99.36	96.81	99.83	97.11	99.46	100.37	100.08	99.92	99.96	99.63	99.16	99.81	99.53
Cl (ppm)					2712	2889	3111	2410	3152	3735	3550	2449	449	1236	2525	2734	1884	853	1231	2064	3929	2650	2750
F					998	865	712	772	659	970	1045	258	574	198	340	2734	365	554	499	536	509	358	519
Th	5.7 (0,3)	7.6 (0.4)	5.3	7.4	1.3		1.7			1.8				2				0.5	2.8	1.5		2	2.4
Nb	12.4 (0,6)	57.2 (2.5)	11.1	62.4	5.3		7.9											0.4	1.7	1.2		1.2	2
U	1.8 (0.1)	2.3 (0.1)	1.7	2.4	0.4		0.6			0.6				0.5				0.2	0.7	0.5		0.5	0.9
Ce	53.83 (2.9	121.1 (6.2	50.2	121.0	25.8		31.8			30.8				32.1				10.1	32.8	21.1		26.2	33.5
Pb	11.1 (0.6)	5.8 (0.3)	11.1	5.7						4.5				3.5				2.7	6.8	5.5		5.7	7.5
Ba	689.3 (22.	551 (18)	637.7	547.0	244		330			325				251				205	522	302		391	425
La	25.2 (0.9)	56.8 (2.1)	23.5	55.6	11.4		14.2			14.9				15.8				5.6	16.9	10.4		13.8	16.3
Hf	4.3 (0.3)	13.5 (0.8)	4.3	13.7	3		3.6			3.1				2.9				0.7	1.9	1.7		1.5	2.3
Nd	29.7 (1.7)	62.2 (3.1)	26.8	60.9	18.2		19.3			24.7				24.8				5.8	17.5	13		16.4	18.5
Zr	173.8 (8)	500.3 (22	155.4	512.0	91.9		119.5			102.2				115.4				17.2	65.9	48.3		52.7	72.9
Rb	51.5 (2.6)	64.4 (3.1)	50.7	65.3	20.1		34.1			19				17.7				9.9	32.3	20.9		26.5	31
Sr	335.0 (11.	92.7 (3.2)	315.1	94.1	568		471			729				404				1599	549	571		722	715
Sm	7.3 (0.5)	14 (0.7)	5.8	14.2	4.8		4.8			6.5				5.2				1.9	4.4	3.1		3.3	4
Gd	6.8 (0.6)	14.1 (1)	6.1	15.3	5.9		5.3			7.3				606				2	3.8	3.2		2.9	3.6
Yb	3.7 (0.2)	10.7 (0.5)	3.1	10.5	3.6		3.2			4.5				3.6				0.4	1.3	1.4		1.3	1.2
Tb	1.0 (0.1)	2.5 (0.1)	0.9	2.5	0.9		0.9			1.1				0.9				0.3	0.4	0.4		0.5	0.5
Lu	0.5 (0.04)	1.5 (0.1)	0.4	1.5	0.5		0.5			0.6				0.5				0.2	0.2	0.2		0.2	0.2
Er	3.4 (0.2)	10.7 (0.5)	3.3	10.3	3.8		3.5			4.4				3.6				1.7	1.5	1.5		1.5	1.6
Dy	5.9 (0.3)	16.7 (0.6)	6.0	16.2	5.7		4.8			8				5.8				2.5	3.1	2.5		2.4	2.4
Ho	1.3 (0.1)	3.5 (0.1)	1.2	3.4	1.2		1.2			1.5				1.2				0.5	0.6	0.6		0.6	0.6
Y	32.6 (1.3)	93.6 (3.7)	30.9	94.5	35.8		33			39.8				30.8				17	16.1	15		14.6	14.1
PEC[1]					0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.02	0.05	0.06	0.02	0.04	0.05	0.04	0.02	0.02	0.06
Ne[2]					0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.29	1.19	0.92	3.06	6.95	0.81	4.27	0.03	0.00	0.00	2.42	0.00	0.99	2.11
Host[3]					76.1	76.2	76.3	76.4	76.4	76.7	78.0	81.0	85.1	87.0	87.2	87.5	85.7	86.0	86.0	86.0	86.0	86.2	86.3

*International glass standards BCR-2G and ATHO-G were measured by LA-ICP-MS, using a laser pulse frequency of 1Hz and a beam size of 20 µm. Values in brackets are 1σ analytical error. Certified values for BCR-2G and ATHO-G are from Gagnon et al. (2008) and Jochum et al. (2006), respectively

[1] Post entrapment crystallization of olivine, [2] Fraction of nepheline normative, [3] Forsterite content of the host olivine expressed as [100 ×Mg/(Mg+Fe)]

Supplementary Table 1a (continued)

Sample	Ao15-12	Ao15-13	Ao15-14	Ao15-15	Ao17-18	Ao17-19	Ao17-20	Ao17-21	Ao17-22	Ao17-23	Ao17-24	Ao17-25	Ao17-26	Ao17-27	Ao17-28	Ao17-29	Ao17-30	Ao17-31a	Ao17-31b	Ao17-32a	Ao17-32b	Ao17-33	Ao17-34
SiO_2	49.13	48.87	50.13	47.95	48.83	48.17	48.04	48.02	48.56	47.53	49.89	48.80	49.23	51.56	48.74	48.09	49.63	49.18	49.76	49.01	49.01	47.15	49.46
TiO_2	0.68	0.88	0.76	0.83	0.61	0.83	0.74	0.72	0.73	0.70	0.76	0.71	0.85	0.98	0.81	0.73	0.85	0.61	0.57	0.82	0.82	0.68	0.68
Al_2O_3	15.10	14.02	14.86	13.88	14.54	14.99	13.52	13.54	13.83	14.15	12.92	14.68	14.96	15.74	14.50	14.05	14.61	13.70	13.90	13.61	13.61	15.69	14.16
FeO	8.47	9.21	8.82	8.61	10.19	10.04	10.41	10.33	10.71	10.68	10.69	9.21	8.71	8.36	10.32	10.08	9.91	9.62	9.88	9.68	9.68	9.55	9.83
MnO	0.12	0.13	0.17	0.15	0.13	0.20	0.08	0.21	0.16	0.09	0.17	0.14	0.12	0.14	0.24	0.18	0.19	0.16	0.20	0.24	0.24	0.20	0.10
MgO	7.72	8.47	8.11	8.25	7.62	7.35	8.02	7.97	8.01	8.45	8.34	7.75	6.51	6.05	7.85	7.73	7.61	7.41	7.61	7.93	7.93	7.52	7.87
CaO	12.49	13.22	11.76	13.73	11.44	11.36	12.82	12.43	11.52	11.00	11.59	12.41	11.59	10.41	10.29	12.14	10.66	12.89	11.50	12.76	12.76	13.07	11.53
Na_2O	2.72	2.45	2.30	2.24	2.33	2.51	1.95	2.02	2.13	2.34	2.26	2.31	2.86	3.31	2.57	2.33	2.59	2.18	2.39	1.76	1.76	2.35	2.29
K_2O	1.35	1.23	1.64	1.64	1.14	1.52	0.88	0.66	0.96	1.04	0.98	1.36	1.70	1.66	1.64	1.34	1.28	1.10	1.19	1.13	1.13	1.06	1.22
P_2O_5	0.32	0.12	0.28	0.38	0.24	0.61	0.21	0.18	0.32	0.24	0.15	0.25	0.29	0.26	0.16	0.42	0.17	0.24	0.08	0.17	0.17	0.16	0.20
H_2O	2.09	1.96		1.75										1.98	2.07		2.14						
Sum	100.19	100.57	98.83	99.40	97.05	97.58	96.68	96.09	96.94	96.22	97.75	97.63	96.83	100.44	99.18	97.09	99.64	97.09	97.08	97.11	97.11	97.41	97.35
Cl (ppm)	2556	2429	2367	2491	2152	2075	1648	2383	1790	2050	1512	2866	2557	2456	2142	4758	2181		2148	7073	2435	1273	2515
F	523	602	584	180	415	440	538	390	485	569	712	428	450	396	354	482	601		493	875	605	290	434
Th		2.5	1.6																				
Nb		1.5	1.4																				
U		0.6	0.6																				
Ce		33.5	24.2																				
Pb		7.2	5.5																				
Ba		466	434																				
La		17.5	15.2																				
Hf		2	1.7																				
Nd		20.4	17.2																				
Zr		64.9	57.1																				
Rb		32.8	23.5																				
Sr		902	780																				
Sm		3.6	4.2																				
Gd		3.1	3.3																				
Yb		1.5	1.4																				
Tb		0.5	0.4																				
Lu		0.2	0.2																				
Er		1.8	1.6																				
Dy		2.8	2.5																				
Ho		0.6	0.6																				
Y		19.3	16.3																				
PEC[(1)]	0.04	0.05	0.00	0.04	0.04	0.00	0.04	0.04	0.03	0.06	0.08	0.11	0.02	0.01	0.04	0.08	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04
Ne[(2)]	2.62	3.11	0.00	4.46		0.52	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.66	2.15	0.00	0.19	0.68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.41	0.00
Host[(3)]	86.8	87.0	87.1	87.4	83.9	84.0	84.2	84.3	84.4	84.4	84.4	84.4	84.5	84.5	84.6	84.6	84.8	85.0	85.0	85.0	85.0	85.0	85.1

Supplementary Table 1a (continued)

Sample	Ao17-35	Ao17-36	Ao17-37	Ao17-38	Ao17-39	Ao17-40a	Ao17-40b	Ao17-41	Ao17-42	Ao17-43	Ao17-44	Ao17-45	Ao17-46	Ao17-47a	Ao17-47b	Ao17-48	Ao17-49	Ao17-50	Ao17-51	Ao17-52	Ao17-53	Ao17-54	Ao17-55a
SiO_2	48.87	48.21	49.52	46.17	48.34	48.62	48.87	47.63	49.89	48.38	48.70	49.19	48.34	46.02	45.99	49.43	48.88	49.08	49.07	49.08	47.84	49.14	47.84
TiO_2	0.74	0.79	0.66	0.59	0.61	0.88	0.84	0.59	0.65	0.66	0.73	0.77	0.84	0.72	0.66	0.54	0.95	0.74	0.97	0.63	0.84	0.67	0.84
Al_2O_3	16.00	15.28	14.03	12.32	14.07	14.24	14.28	13.52	14.61	14.05	13.93	13.88	13.71	11.48	11.53	13.41	14.70	14.51	14.87	13.89	14.04	13.37	14.04
FeO	9.08	9.28	9.92	11.26	10.03	9.56	9.42	10.05	9.13	9.58	9.85	10.15	9.20	9.14	9.17	10.13	9.30	8.93	8.93	9.85	9.34	10.26	9.34
MnO	0.19	0.17	0.19	0.22	0.16	0.17	0.13	0.20	0.19	0.21	0.19	0.19	0.20	0.13	0.18	0.14	0.19	0.14	0.15	0.14	0.17	0.17	0.17
MgO	7.33	7.47	7.75	9.56	8.39	8.71	8.34	7.96	7.40	7.79	7.97	8.08	7.43	8.08	7.75	8.77	7.72	7.47	7.50	8.11	8.09	9.28	8.09
CaO	11.95	12.43	12.33	12.78	11.62	11.42	11.31	12.30	12.31	12.00	12.30	12.32	12.37	16.09	16.00	12.09	11.92	11.94	11.06	12.49	12.31	11.71	12.31
Na_2O	2.50	2.59	2.35	1.95	2.26	2.61	2.47	2.14	2.15	2.11	2.07	2.15	2.56	2.18	2.20	2.20	2.73	2.80	2.83	2.02	2.23	2.60	2.23
K_2O	1.54	1.11	0.90	1.33	1.09	1.29	1.39	1.50	1.22	1.41	1.34	1.09	1.48	0.66	0.57	0.79	1.51	1.35	1.60	0.46	1.18	1.07	1.18
P_2O_5	0.22	0.20	0.23	0.29	0.22	0.49	0.38	0.40	0.41	0.26	0.34	0.20	0.26	1.80	1.68	0.13	0.40	0.39	0.28	0.16	0.33	0.40	0.33
H_2O			2.05			1.94	1.88				2.05	2.09											
Sum	98.43	97.52	99.94	96.45	96.78	99.93	99.29	96.29	97.94	96.45	99.49	100.11	96.40	96.30	95.73	97.64	98.30	97.35	97.26	96.82	96.34	98.67	96.34
Cl (ppm)	2348	2913	1672	3750	2305	1836	1876	2173	2217	2136	1703	1871	2537	2508	3026	2261	3016	3197	3202	1390	3544	2224	2186
F	671	514	499	413	449	474	485	287	545	489	542	454	473	468	529	536	460	489	315	270	398	341	563
Th			1.17				1.9				1.7	1.1											
Nb			0.9				1.4				1	1											
U			0.4				0.6				0.4	0.4											
Ce			18.6				29.5				22.7	18.1											
Pb			4.5				9				5	5											
Ba			274				402				345	198											
La			7.6				16.2				11.9	8.7											
Hf			1.5				1				1.5	1.6											
Nd			10.4				16.7				14.7	12.1											
Zr			38.8				58.3				42.2	41.8											
Rb			15.2				24.3				20	17.2											
Sr			579				580				673	461											
Sm			3				4				3.8	3											
Gd			3.1				4.4				2.8	3.1											
Yb			1.6				2.4				1.3	1.5											
Tb			0.5				0.6				0.4	0.5											
Lu			0.2				0.4				0.2	0.2											
Er			1.7				2.5				1.4	1.5											
Dy			2.7				2.9				2.5	2.7											
Ho			0.6				0.9				0.6	0.6											
Y			17.4				20.9				15.8	15.7											
PEC[(1)]	0.00	0.09	0.04	0.08	0.05	0.07	0.05	0.02	0.01	0.03	0.04	0.02	0.02	1.00	1.00	0.05	0.05	0.05	0.06	0.03	0.04	0.09	0.04
Ne[(2)]	1.82	2.19	0.00	3.61	0.00	0.75	0.00	1.18	0.00	0.00	0.00	0.00	2.53	2.48	2.22	0.00	2.47	1.71	1.58	0.00	0.24	0.51	0.24
Host[(3)]	85.2	85.2	85.3	85.3	85.3	85.3	85.3	85.3	85.4	85.5	85.5	85.5	85.5	85.7	85.7	85.8	85.8	85.8	85.8	85.9	85.9	85.9	85.9

Supplementary Table 1a (continued)

Sample	Ao17-55b	Ao17-56	Ao17-57	Ao17-58	Ao17-59	Ao17-60	Ao17-61	Ao17-62	Ao17-63	Ao17-64	Ao17-65	Ao17-66	Ao17-67	Ao17-68	Ao17-69	Ao17-70	Ao17-71a	Ao17-71b	Ao17-72	Ao17-73	Ao17-74	Ao17-75	Ao17-76
SiO_2	49.14	50.52	49.94	49.16	48.50	45.98	48.04	48.51	49.19	49.18	48.74	48.74	49.11	47.65	47.92	47.44	48.37	49.14	47.12	48.08	46.43	47.32	47.32
TiO_2	0.67	0.80	0.98	0.71	0.71	0.67	0.62	0.56	0.72	0.69	0.60	0.60	0.71	0.75	0.78	0.83	0.62	0.74	0.97	0.76	0.90	0.73	0.73
Al_2O_3	13.37	14.46	15.47	14.25	13.43	12.19	13.51	13.39	13.10	13.45	12.97	12.97	13.15	11.66	13.84	12.45	13.56	12.85	13.05	13.05	12.59	11.80	11.80
FeO	10.26	9.03	8.18	9.33	9.61	13.67	9.93	9.27	9.53	9.63	9.13	9.13	9.16	9.63	9.09	9.32	8.94	8.82	9.93	9.02	8.90	9.43	9.43
MnO	0.17	0.19	0.20	0.18	0.19	0.25	0.21	0.21	0.19	0.21	0.14	0.14	0.18	0.13	0.19	0.07	0.20	0.19	0.18	0.08	0.16	0.18	0.18
MgO	9.28	7.80	6.93	8.08	8.58	13.50	8.76	8.33	8.68	8.75	8.73	8.73	8.46	9.37	8.50	9.46	8.94	8.86	9.50	9.20	8.66	9.98	9.98
CaO	11.71	11.05	11.29	12.31	11.30	9.98	12.12	13.20	13.07	12.75	13.44	13.44	13.01	14.51	12.88	12.82	12.51	12.78	13.11	12.99	13.41	14.12	14.12
Na_2O	2.60	2.88	3.04	2.17	2.00	2.14	2.33	2.05	2.08	2.24	2.06	2.06	1.76	1.80	2.39	1.89	2.26	2.15	2.12	2.09	2.76	1.94	1.94
K_2O	1.07	1.46	1.27	1.47	1.55	1.04	1.22	1.08	1.39	1.45	1.20	1.20	1.30	1.07	1.43	1.77	1.56	1.29	1.82	1.20	1.95	0.97	0.97
P_2O_5	0.40	0.25	0.24	0.14	0.12	0.22	0.30	0.23	0.21	0.14	0.27	0.27	0.21	0.13	0.22	0.10	0.47	0.32	0.40	0.20	0.47	0.17	0.17
H_2O				1.70					2.57						2.30								
Sum	98.67	98.43	97.53	99.52	95.99	99.64	97.04	96.85	100.72	98.50	97.28	97.28	97.06	96.69	99.54	96.16	97.44	97.14	98.20	96.67	96.23	96.63	96.63
Cl (ppm)	2382	3140	2050	2146	2553	3605	2117	2418	1927	2432	139	2546	2085	1964	2706	2439	2049	2305	2203	2190	5976	7546	5098
F	416	457	445	427	307	336	379	409	324	531	599	570	583	640	474	250	500	460	470	324	572	755	458
Th															1.3								
Nb															1.4								
U															0.5								
Ce															26.6								
Pb															5.5								
Ba															430								
La															13								
Hf															3								
Nd															18.2								
Zr															62								
Rb															24.7								
Sr															799								
Sm															4.5								
Gd															4.3								
Yb															2.4								
Tb															0.3								
Lu															0.2								
Er															1.6								
Dy															3.8								
Ho															0.8								
Y															19.6								
PEC[(1)]	0.09	0.05	0.02	0.03	0.05	0.00	0.05	0.04	0.04	0.05	0.07	0.07	0.04	0.06	0.05	0.07	0.05	0.06	0.05	0.07	0.04	0.12	0.12
Ne[(2)]	0.51	0.00	0.49	0.13	0.00	3.05	1.28	0.00	0.67	1.76	0.69	0.69	0.00	2.39	3.83	3.18	1.96	0.00	5.45	1.27	9.93	2.99	2.99
Host[(3)]	85.9	86.1	86.1	86.2	86.2	86.4	86.5	86.6	86.7	86.8	86.9	86.9	87.1	87.1	87.2	87.4	87.5	87.5	87.5	87.6	87.7	87.9	87.9

Supplementary Table 1a (continued)

Sample	Ao17-77	Ao17-78	Ao17-79	Ao17-80	Ao17-81	Ao17-82	Ao17-83	Ao17-84
SiO_2	47.78	49.19	47.46	48.71	48.53	47.15	48.48	49.62
TiO_2	0.64	0.63	0.90	0.64	0.77	0.63	0.72	0.55
Al_2O_3	9.08	13.67	12.19	12.29	12.16	13.07	13.61	13.87
FeO	10.10	8.36	9.29	8.91	8.73	9.85	8.33	8.27
MnO	0.23	0.11	0.13	0.14	0.12	0.21	0.17	0.13
MgO	10.72	8.53	10.14	9.92	9.45	10.38	8.65	8.81
CaO	15.08	12.91	13.75	13.50	13.99	12.07	13.29	13.17
Na_2O	1.54	2.28	1.86	1.92	1.86	1.79	2.62	2.02
K_2O	0.82	1.07	1.31	1.17	1.21	1.11	1.27	1.27
P_2O_5	0.16	0.27	0.27	0.50	0.33	0.25	0.41	0.17
H_2O							2.08	
Sum	96.15	97.03	97.31	97.69	97.17	96.51	99.63	97.89
Cl (ppm)	2964	2053	2909	931	817	1936	1940	1604
F	416	382	271	491	628	228	550	357
Th							1.2	
Nb							0.9	
U							0.4	
Ce							21	
Pb							5.1	
Ba							333	
La							11.3	
Hf							1.3	
Nd							13.1	
Zr							46	
Rb							23.6	
Sr							636	
Sm							2.5	
Gd							2.8	
Yb							1.3	
Tb							0.4	
Lu							0.2	
Er							1.3	
Dy							2.4	
Ho							0.5	
Y							17.8	
PEC[(1)]	0.08	0.04	0.10	0.08	0.06	0.08	0.04	0.05
Ne[(2)]	1.14	0.00	2.93	0.00	0.72	0.00	3.99	0.00
Host[(3)]	88.0	88.0	88.3	88.3	88.3	88.3	88.4	88.4

Supplementary Table 1b: Abundances of major (wt%) and trace (ppm) elements in primitive olivine-hosted melt inclusions uncorrected for post-entrapment olivine crystallization

Sample	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Sum	Host(1)
Medium-LILE												
Ao17-1a	50.07	0.84	15.52	7.10	0.09	6.37	11.59	3.12	1.63	0.44	96.77	88.9
Ao17-1b	48.61	0.91	14.31	8.83	0.20	6.63	12.63	2.70	1.55	0.23	96.60	88.9
Ao17-2	48.82	0.79	14.66	6.83	0.10	7.08	14.88	2.46	1.35	0.37	97.33	89.2
Ao17-3	50.49	0.96	14.35	7.05	0.13	6.76	12.28	3.08	1.64	0.46	97.21	89.7
Ao17-4	49.38	0.70	13.35	8.71	0.15	6.63	14.64	2.08	1.27	0.54	97.46	89.7
Ao17-5	49.02	0.82	12.94	8.57	0.13	7.01	14.86	1.98	1.29	0.35	96.97	89.7
Ao17-6	49.81	0.57	14.05	9.95	0.15	6.99	12.64	2.30	0.83	0.14	97.43	90.3
Ao17-7	48.64	0.60	11.70	9.65	0.15	7.60	13.73	2.16	1.11	0.16	95.51	90.6
Ao17-8	45.49	0.91	12.74	7.82	0.09	7.59	17.08	2.65	1.13	0.40	95.90	90.9
Ao17-9	48.18	0.79	13.72	7.16	0.14	7.42	15.40	2.44	0.95	0.27	96.45	91.2
Ao17-10	49.57	0.67	13.15	9.33	0.16	7.11	14.10	2.44	1.15	0.11	97.79	89.7
Ao17-11	50.76	0.83	14.04	10.35	0.18	5.21	12.57	2.45	1.07	0.16	97.62	91.5
Ao17-12	48.34	0.67	12.00	8.97	0.16	7.77	15.47	2.46	1.09	0.31	97.24	91.9
Ao15-1	47.31	0.62	13.91	8.13	0.13	10.74	14.21	1.96	0.97	0.27	98.26	89.6
Ao15-2	49.74	0.81	14.49	7.13	0.16	6.82	14.09	2.59	1.44	0.23	97.51	88.9
Ao15-3	48.37	0.60	14.27	8.66	0.18	6.55	15.13	2.45	1.40	0.04	97.65	89.3
Ao15-4	49.46	0.93	12.65	8.57	0.17	6.66	14.54	2.46	1.27	0.30	96.99	88.8
High-LILE												
Ao17-13a	46.68	1.17	12.68	7.76	0.10	7.28	15.29	3.18	2.29	0.48	96.90	91.5
Ao17-13b	46.76	1.07	13.74	7.38	0.12	6.50	15.16	3.39	2.40	0.59	97.11	91.5
Ao17-13c	46.57	1.18	14.49	6.96	0.10	5.48	15.01	3.39	2.41	0.77	96.36	91.5
Ao17-14a	46.29	0.99	13.99	8.51	0.13	7.87	12.15	3.14	2.44	0.51	96.02	89.5
Ao17-14b	46.05	0.87	13.19	9.24	0.16	8.74	12.71	3.04	2.26	0.35	96.60	89.5
Low-LILE												
Ao17-15	51.50	0.56	12.58	7.13	0.16	7.63	14.65	3.14	0.05	0.08	97.47	91.2
Ao17-16	51.78	0.62	12.21	6.89	0.10	7.67	14.81	3.15	0.04	0.12	97.39	91.2
Ao17-17	52.49	0.36	9.28	8.31	0.20	8.38	16.85	1.35	0.27	0.10	97.59	90.6

Supplementary Table 2: Major-element analyses (wt%) of matrix glasses in Aoba samples

Sample	Ao3-M1	Ao3-M2	Ao3-M3	Ao3-M4	Ao3-M5	Ao3-M6	Ao15-M1	Ao15-M2	Ao15-M3	Ao15-M4	Ao15-M5	Ao15-M6	Ao15-M7	Ao17-M1	Ao17-M2	Ao17-M3	Ao17-M4
SiO_2	49.85	50.06	49.62	52.12	49.97	50.08	49.07	50.42	50.30	50.64	50.51	50.32	49.92	50.64	50.99	51.85	52.74
TiO_2	0.91	1.03	1.03	1.83	0.88	0.84	0.91	1.00	0.99	1.05	0.91	0.85	0.90	1.05	0.99	1.87	1.98
Al_2O_3	16.10	15.86	15.66	14.77	16.15	16.00	15.91	16.39	16.22	16.28	16.67	15.57	16.10	16.14	15.81	15.05	14.47
FeO	10.47	10.66	10.51	11.69	10.24	10.52	10.52	9.75	9.98	10.85	9.67	9.63	10.63	10.72	10.57	11.82	12.41
MnO	0.18	0.17	0.19	0.26	0.16	0.22	0.20	0.20	0.13	0.22	0.15	0.21	0.19	0.22	0.21	0.30	0.28
MgO	5.74	5.68	5.80	3.91	5.91	5.80	5.79	5.42	5.10	4.55	5.43	6.82	5.29	5.28	4.93	3.74	3.67
CaO	11.09	11.21	11.13	7.86	11.74	11.03	11.23	10.78	10.23	9.04	10.74	12.30	10.11	10.47	9.44	8.09	7.50
Na_2O	3.09	3.00	3.15	3.85	3.00	3.08	2.94	3.34	3.50	3.71	3.46	2.60	3.56	3.34	3.49	3.69	2.77
K_2O	1.66	1.87	1.80	2.57	1.92	1.69	1.76	1.83	2.09	2.23	1.90	1.61	2.12	2.19	2.48	2.47	3.32
P_2O_5	0.27	0.29	0.34	0.41	0.23	0.30	0.26	0.50	0.23	0.35	0.34	0.32	0.45	0.38	0.46	0.71	0.69
Sum	99.37	99.82	99.21	99.27	100.20	99.57	98.60	99.64	98.77	98.92	99.78	100.22	99.27	100.43	99.39	99.58	99.84

Supplementary Table 3: Representative major element compositions (wt%) of host olivines

Sample	Ao3-6	Ao3-2	Ao3-8	Ao3-9	Ao15-5	Ao15-10	Ao15-15	Ao17-83	Ao17-6	Ao17-12	Ao15-2	Ao17-13	Ao17-14
SiO_2	38.48	38.22	39.40	39.99	39.88	40.46	40.27	40.56	41.04	41.39	40.52	41.24	40.88
Al_2O_3	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.05	0.04	0.05	0.03	0.03	0.04	0.05	0.05
FeO	21.39	21.87	17.62	14.07	13.60	13.05	12.04	11.14	8.80	7.69	10.64	8.36	10.12
MnO	0.41	0.41	0.41	0.29	0.31	0.27	0.23	0.22	0.16	0.14	0.19	0.16	0.13
MgO	39.33	39.20	42.11	45.23	45.66	45.57	46.85	47.48	49.45	50.14	47.99	49.59	48.22
CaO	0.26	0.24	0.30	0.30	0.35	0.38	0.42	0.30	0.26	0.30	0.35	0.32	0.34
NiO	0.08	0.04	0.09	0.07	0.11	0.19	0.11	0.19	0.18	0.22	0.18	0.17	0.17
% Fo[1]	76.7	76.2	81	85.1	85.7	86.2	87.4	88.4	90.3	89.5	88.9	91.5	89.5

[1] Forsterite content of the olivine expressed as [100 ×Mg/(Mg+Fe)]

Supplementary Table 4: pMELTS-calculated liquid lines of descent at 2 and 5kbar between 1100 and 1250°C

P=2kb								**P=5kb**						
Liquidus=1275.9°C								Liquidus=1296.4°C						
T (°C)	1100	1125	1150	1175	1200	1225	1250	1100	1125	1150	1175	1200	1225	1250
Liquid composition (wt%)														
SiO_2	49.45	49.05	48.88	48.96	49.07	48.85	48.65	49.42	48.94	48.57	48.35	48.35	48.58	48.35
TiO_2	0.63	0.60	0.71	0.68	0.64	0.62	0.60	0.55	0.63	0.69	0.72	0.72	0.67	0.72
Al_2O_3	17.62	16.38	15.02	13.55	12.47	12.18	11.87	19.4	18.42	17.3	16.07	14.73	13.29	12.12
Fe_2O_3[1]	1.92	2.05	2.14	2.17	2.13	2.08	2.03	1.66	1.81	1.95	2.06	2.12	2.12	2.07
FeO	7.29	7.59	7.64	7.44	7.26	7.40	7.51	7.02	7.57	7.94	8.1	8.01	7.72	7.43
FeOt	9.02	9.44	9.57	9.39	9.18	9.27	9.34	8.51	9.20	9.70	9.95	9.92	9.63	9.29
MnO	0.19	0.18	0.16	0.15	0.13	0.14	0.14	0.24	0.22	0.21	0.19	0.17	0.15	0.17
MgO	4.56	5.56	6.72	8.04	9.23	10.08	11.00	3.61	4.38	5.3	6.39	7.62	8.97	10.26
CaO	8.98	10.17	11.42	12.69	13.39	13.08	12.77	6.8	7.75	8.8	9.92	11.09	12.28	13.03
Na_2O	3.76	3.36	2.96	2.57	2.32	2.26	2.20	4.45	4.07	3.69	3.29	2.9	2.52	2.9
K_2O	1.81	1.61	1.40	1.21	1.09	1.06	1.04	2.17		2 1.79	1.58	1.3	1.19	1.38
P_2O_5	0.18	0.16	0.14	0.12	0.11	1.10	0.10	0.22	0.2	0.17	0.15	0.13	0.12	0.13
H_2O	3.60	3.19	2.79	2.40	2.16	2.10	2.05	4.4	3.98	3.55	3.14	2.74	2.36	2.74
Cumulative phase proportions (%)[2]														
Ol	10.73	10.08	9.37	8.65	7.40	5.16	2.74	8.93	8.5	7.98	7.36	6.67	5.93	4.71
Cpx	33.80	27.32	19.01	8.35				45.67	41.35	35.94	29.16	20.61	9.7	
Liq	55.62	62.76	71.77	83.16	92.75	94.99	97.41	45.55	50.3	56.23	63.63	72.87	84.52	95.44
FC	44.38	37.24	28.23	16.84	7.25	5.01	2.59	54.45	49.7	43.77	36.37	27.13	15.48	4.56

Liquid lines of descent are calculated from the average composition of primitive melt inclusions. [1] Fe_2O_3/FeOt=0.19 from Stormer (1983). [2] Ol=Olivine, Cpx=Clinopyroxene, Liq=Residual Liquid, FC=degree of fractional crystallization

Supplementary Table 5: Major (wt%) and trace (ppm) element compositions of the slab component calculated for Aoba melt inclusions following the flux melting model of Grove et al. (2002).

	Medium-LILE																	High-LILE					Low-LILE		
Sample	Ao17-1a	Ao17-1b	Ao17-2	Ao17-3	Ao17-4	Ao17-5	Ao17-6	Ao17-7	Ao17-8	Ao17-9	Ao17-10	Ao17-11	Ao17-12	Ao15-1	Ao15-2	Ao15-3	Ao15-4	Ao17-13a	Ao17-13b	Ao17-13c	Ao17-14a	Ao17-14b	Ao17-15	Ao17-16	Ao17-17
TiO_2 (wt%)	1.22	1.85	1.08	3.00			2.52		1.71	0.32	2.19	3.55			1.69		3.46	0.88		0.77				1.42	0.03
Na_2O	29.41	27.32	29.94	33.31	40.77	40.77	32.47	19.24	25.85	27.43	24.35	31.62	28.06	31.75	37.20	31.11	33.48	28.13	28.89	29.27	23.77	25.17	22.71	48.71	49.08
K_2O	19.94	21.63	22.92	23.21	24.96	24.96	19.11	15.56	15.46	15.22	24.09	25.59	18.42	24.21	28.34	25.64	24.71	32.47	31.72	32.50	29.06	29.91	7.08	0.49	0.71
H2O	49.43	49.20	46.06	40.47	34.27	34.27	45.89	65.20	56.98	57.03	49.38	39.23	53.51	44.03	32.77	43.26	38.35	38.53	39.39		47.17		70.21	49.38	50.18
X_{fluid} (%)	5.06	5.08	5.43	6.18	7.29	7.29	5.45	3.83	4.39	4.38	5.06	6.37	4.67	5.68	7.63	5.78	6.52	6.49	6.35	6.67	5.30	5.57	3.56	5.06	4.98
Cl (ppm)	51370	51610		42927	28365	28365	35244	47187	57051	51739	35380	31622	51896	30073	29800	47497	32708	88105	93045	88214	106095	93217	12371	3520	3520
F	9028	8985	10549	7263	4169	4169	9911	9206	14325	10292	9190	8758	15311	5839	3371	5772	5048	10973	7750		9045		10418	9773	9389
Th	35.8	38.1	30.2	28.4	23.1	18.6	18.9	30.7	31.2	25.8	31.5	21.8	18.2	19.9	23.5	27.7	15.9	36.3	52.0		76.5		10.6	1.9	1.9
Nb	25.5	26.2	21.1	22.8	21.2	13.0	15.4	22.9	21.0	19.2	23.0	16.3	16.0	16.5	14.7	14.5	14.3	31.8	35.4		40.7		5.1	3.6	1.8
U	13.4	13.6	10.8	11.3	7.5	8.3	11.9	12.1	11.3	9.5	10.3	8.4	6.1	6.6	6.2	6.5	7.2	13.1	16.4		24.9		3.2		
Ce	519.6	541.6	462.8	417.6	282.7	260.5	249.5	448.4	450.4	394.9	455.5	384.7	299.9	404.8	302.6	351.9	260.0	677.1	729.4		1083.3		198.0	109.6	118.9
Pb	132.6	119.3	97.1	109.5	120.9	78.1	93.1	120.0	133.0	126.7	109.5	90.9	88.8	73.1	81.6	101.2		100.3	109.9		126.3		31.7	14.9	20.8
Ba	8327	7746	5456	6922	5557	4827	6484	7354	7029	6483	6755	5606	5660	3966	4975	7156	3633	6832	6785		9478		1818	147	435
La	253.9	259.9	220.6	198.4	140.5	127.6	130.3	215.5	203.6	183.8	222.1	183.5	146.2	200.1	157.6	183.5	120.8	354.0	387.1		565.1		82.0	35.3	37.8
Hf	23.4	24.2	20.4	19.7	3.7	10.7	11.2	18.6	24.3	24.8	18.7	15.9	18.6	10.4	16.5	11.9	10.6	27.1	27.6		27.6		10.1	9.1	5.4
Nd	321.8	316.8	261.9	238.4	134.2	171.4	157.9	251.0	291.3	254.2	233.1	231.5	187.1	217.4	177.0	203.8	136.0	419.7	489.9		680.6		134.8	123.1	108.0
Zr	997.7	858.8	707.7	795.7	461.1	457.4	456.7	753.5	774.7	691.3	681.9	638.8	553.2	472.0	521.0	568.4	447.3	852.5	978.2		1237.5		279.8	219.4	256.9
Rb	499.5	492.2	402.7	412.2	251.7	419.2	399.5	415.1	391.3	356.2	569.6	260.4	347.3	322.4	299.2	362.4	267.8	590.3	497.9		777.9		106.0	14.9	39.8
Sr	12938	13783	12799	10238	7475	8134	8569	14009	13413	14018	12136	13076	10879	9695	8946	11961	6751	15957	17602		23030		4893	2407	2815
Sm	66.7	65.3	55.6	47.9	16.4	25.4	28.2	59.9	57.8	57.9	48.5	56.1	50.1	38.1	28.6	37.4	26.0	69.9	87.8		108.4		30.7	44.1	48.6
Gd	43.5	46.3	32.8	36.4	8.6	26.0	34.8	35.5	69.1	33.6	39.6	39.7	40.3	20.2	30.2	23.1	22.1	63.9	62.3		74.2		19.7	44.0	48.4
Yb	19.8	8.1	6.7	10.6	7.4	3.8	10.5	13.2	21.8	12.1	5.4	15.4	9.4	3.0	0.1	1.3							16.8	8.4	16.1
Lu	2.4	1.3	0.8	1.3		0.4	0.9	1.3	4.1	1.1	0.7	2.1	2.1	0.1	0.1	0.1	0.1						1.6	3.0	1.2
Er	18.9	9.5	11.4	11.5		6.5	6.2	12.4	17.9	13.6	9.5	21.7	16.5	3.8	5.6	7.0	3.5	0.2	1.7				13.1	11.3	15.3
Dy	36.0	24.9	24.4	25.8	24.8	16.4	27.3	26.4	54.3	30.7	26.8	36.8	21.8	8.3	15.3	9.8	6.0	9.0	12.1		8.6		22.7	38.7	37.4
Ho	5.9	3.9	4.3	4.0	1.5	0.9	5.5	4.7	8.6	5.6	5.5	6.2	4.1	1.8	1.4	3.4	1.6	1.4	2.9		1.6		3.5	8.1	6.3
Y	159.2	91.6	78.7	99.0	47.8	39.8	110.3	87.3	174.5	112.3	89.9	127.3	131.1	60.2	54.0	57.7	27.9	11.5	5.4				95.6	155.3	161.5

Source composition and trace element partition coefficients are from Grove et al. (2002), except Cl and F partition coefficients from Dalou et al. (2010). The maximum melt inclusion H_2O content of 2.6 wt% is used for assessing the amount of fluid (X_{fluid}). The degree of partial melting was estimated from TiO2 contents in each group of inclusions (medium, high and low-LILE melt inclusions respectively), following Grove et al. (2002).

III.2. Origine des hétérogénéités de compositions chimiques dans les magmas de Mota Lava

Cette étude s'inscrit dans un cadre légèrement différent de celui à proprement parler de cette thèse. En effet, la discussion n'est pas ici centrée sur la genèse des magmas sous-saturés en silice, mais sur la compréhension des hétérogénéités géochimiques des magmas de Mota Lava, une île volcanique située au nord de l'arc du Vanuatu. Les spectres d'éléments en traces normalisés pour les laves de Mota Lava ont révélé l'existence de trois groupes de magmas distincts, dont l'un d'entre eux ne montrait pas l'anomalie négative en Nb, typique des laves d'arc. A la lumière de ce résultat, Mota Lava a été considéré comme un exemple unique au Vanuatu présentant ce type de magmatisme. Dans le but d'identifier l'origine de cette disparité de compositions, le cas de Mota Lava a donc été traité séparément et est présenté dans l'article ci-dessous.

D'un point de vue géodynamique, Mota Lava est situé au nord de la zone centrale de l'arc du Vanuatu, à la charnière de trois structures tectoniques : (1) la terminaison nord de l'arrière arc central, (2) la terminaison sud de la partie nord des failles de l'arrière arc, et (3) l'extrémité ouest de la zone de fractures extensives Hazel Holme. Ce système de failles est toujours actif aujourd'hui, et engendre des mouvements tectoniques le plus souvent extensifs et transformants au niveau de Mota Lava.

D'un point de vue géochimique, les magmas de Mota Lava représentés par les laves et les inclusions magmatiques, révèlent des compositions en éléments traces très hétérogènes s'illustrant d'une part, par des spectres typiques de magmas d'arc et d'autre part, par des spectres de basaltes de rides océaniques enrichis (E-MORB), semblables à ceux des basaltes émis en arrière de l'arc du Vanuatu. Les différents groupes de laves sont quasi-contemporains. La comparaison entre ces différentes populations de magmas en éléments incompatibles dits « conservatifs » (i.e., qui ne sont pas mobilisés par les fluides) suggère l'existence de plusieurs composants mantelliques variablement enrichis/appauvris à l'origine du magmatisme de Mota Lava. Les analyses isotopiques de Sr, Nd et Pb de ces roches ont confirmé ce résultat et ont également permis de quantifier le degré d'enrichissement du manteau source ainsi que l'apport de fluides issus de la déshydratation de la plaque plongeante. Les magmas de type E-MORB étant moins riches en fluides, nous proposons ici que la raison de leur présence à Mota Lava soit reliée au contexte tectonique extensif de la région, permettant ainsi une fusion par décompression et non pas par flux, comme présumée classiquement au niveau des zones de subduction.

- Article soumis à *Contributions to Mineralogy and Petrology* –

Small-scale coexistence of Island Arc- and enriched MORB-type basalts in the central Vanuatu Arc

Fanny Sorbadere [a,b,c*], Pierre Schiano [a,b,c], Nicole Métrich [d,e], Antonella Bertagnini [e]

[a] Clermont Université, Université Blaise Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans, BP 10448, F-63000 Clermont-Ferrand, France

[b] CNRS, UMR 6524, LMV, F-63038 Clermont-Ferrand, France

[c] IRD, R 163, LMV, F-63038 Clermont-Ferrand, France

[d] Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris-cité, Université Paris Diderot, UMR 7154 CNRS, F-75005 Paris, France

[e] Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Pisa. 56126 Pisa, Italy

[*]Corresponding author. Present address: Laboratoire Magmas et Volcans, 5 rue Kessler, 63000 Clermont Ferrand, France. Telephone: (+33) 473 346 721. E-mail: *F.Sorbadere@opgc.univ-bpclermont.fr*

Abstract

We report here major, trace element and Sr-Nd-Pb isotope data for a new set of basaltic lavas and melt inclusions hosted in Mg-rich olivines (Fo_{86-91}) from Mota Lava, in the Banks islands of the Vanuatu island arc. The results reveal the small-scale coexistence of typical island arc basalts (IAB) and a distinct type of Nb-enriched basalts (NEB) characterized by primitive mantle-normalized trace element patterns without HFSE depletion. The IAB show trace element patterns with prominent negative HFSE anomalies acquired during melting of mantle sources enriched by slab-derived, H_2O-rich components during subduction. In contrast, the NEB display trace-element features that compare favourably with enriched-MORB and the most enriched basalts from the Vanuatu back-arc troughs. Both their trace element and Nd-Sr isotope compositions require partial melting of an enriched-MORB-type mantle source, almost negligibly contaminated by slab-derived fluids (~ 0.2 wt%). The coexistence of these two distinct types of magma, at the scale of one volcanic island and within a relatively a short span of time, would reflect either small scale mantle heterogeneities or most likely tapping of distinct mantle sources at different depths. Eruption of NEB would be accommodated by a decompression melting process, in relation to the extensive tectonic setting of Mota Lava island. Actually, this island is located at the junction of the N-S back-

arc troughs and the E-W Hazel Home extensional zone, where the plate motion diverges in both direction and rate. More broadly, this study indicates that crustal faulting in arc contexts would permit basaltic magmas to reach Earth's surface, while preserving the geochemical heterogeneity of their mantle sources.

Keywords: Vanuatu arc; Island arc basalts; Nb-enriched basalts; Mantle source.

1. Introduction

Magmas in intra-oceanic volcanic arcs are typically generated by partial melting of the depleted mantle wedge, where flux melting is accompanied by enrichment in mobile elements carried by aqueous fluids which are derived from the dehydration or melting of water-bearing phases in the slab (e.g., Nicholls and Ringwood, 1972; Tatsumi, 1989; Gaetani et al., 2003). Accordingly, island arc basalts are variably hydrated and enriched in large-ion lithophile elements (LILE) and light-rare earth elements (LREE), and they have lower concentrations of heavy rare earth elements (HREE) than average mid-ocean ridge basalts (MORB). In addition, they display characteristic depletions of high field strength elements (HFSE; Nb, Zr, Hf and Ti) relative to similarly incompatible elements. This is thought to reflect the retention of HFSE relative to LILE and REE in the subducting slab (e.g. Ayers and Watson, 1993; Ionov and Hofmann, 1995; Schiano et al., 1995; Gregoire et al., 2001) or the development of HFSE depletions during melt ascent to the surface (Kelemen et al., 1990, 1993). However, basalts with variable extents of Nb enrichment and no or slight HFSE depletion are occasionally found in island arc environments and their origin is widely debated (e.g., Reagan and Gill, 1989; Defant and Drummond 1990; Sajona et al., 1996; Kapezhinskas et al., 1996; Polat and Kerrich, 2001; Castillo et al., 2002; Escuder Viruete et al., 2007; Castillo 2008; Reagan and Rowe, 2009; Macpherson et al., 2010; Hastie et al., 2011). The documented examples of Nb-enriched basalts (NEB) in subduction environments are often associated with adakites (e.g., Sajona et al., 1996; Polat and Kerrich, 2001; Escuder Viruete et al., 2007; Castillo, 2008), but not systematically (e.g., Macpherson et al., 2010). Adakites have geochemical characteristics (in particular high Sr/Y and La/Yb ratios) consistent with melting of warm, young subducted oceanic crust (Defant and Drummond 1990), and adakite-NEB association has been proposed to reveal a multi-stage process during which adakitic melts interact with the mantle wedge to produce a HFSE-enriched source. This latter is then dragged down to greater depths where the conditions of partial melting are achieved to yield basalts variably enriched in Nb (e.g. Kapezhinskas et al., 1996). More recently, Hastie et al., (2011) pointed to the fact that adakites in active arcs are associated with a variety of basalts moderately to highly enriched in Nb, with slight or no Nb depletion. They suggest

that these basalts may be formed by processes involving either a mixture of enriched OIB-like and depleted MORB-type upper mantle or metasomatism of a mantle wedge by slab melts, in agreement with Castillo (2008). However, Macpherson et al. (2010) emphasised that high-Nb basalts and associated adakites preserved the initial geochemical signatures of distinct melt pulses and do not reflect a genetic link between their sources. Other models for the generation of Nb-enriched basalts in arc settings invoke melting of a geochemically enriched component in the mantle wedge (Castillo et al., 2002), decompression melting of a mantle source that has not undergone previous fluid-flux melting (Johnson et al., 2009; Macpherson et al., 2010), change of the Nb partition coefficient during fluxed melting (Reagan and Gill, 1989) and variation of the oxygen fugacity conditions (Reagan and Rowe, 2009).

We focussed here on the Vanuatu intra-oceanic arc (southwest Pacific Ocean), which is a rare place where basaltic magmas (low-K tholeiites to high-K alkaline basalts, ankaramites, picro-basalts) are widespread (Eggins, 1993; Peate et al. 1997; Green et al. 2004). More precisely, we present geochemical data on both bulk basalts and olivine-hosted melt inclusions from Mota Lava in the Banks islands (Fig. 1). This island is located in the northern part of the Vanuatu arc central segment, where the fragmentation of the arc caused by an impinging ridge could have brought less depleted and isotopically distinct mantle material from the backarc into the arc magma sources (Briqueu et al., 1994; Monzier et al., 1997; Laporte et al., 1998; Peate et al., 1997). Our results document, in a single subduction-related volcano, a very rare example of coexistence between typical island arc basalts and Nb-enriched basalts without HFSE depletion and showing enriched MORB-like (E-MORB) features.

2. Geological context and geochemistry of Vanuatu magmas

The modern part of the 1200 km-long Vanuatu volcanic arc is a complex system that has been generated by the eastward subduction of the Australian Plate beneath the Pacific Plate, with associated backarc extension of the North-Fiji basin on the Pacific side (Fig. 1). The tectonic setting of the central part of the arc is dominated by the collision of the d'Entrecasteaux aseismic ridge with the forearc and its subduction beneath the arc 2-3 Ma ago (Collot et al., 1985; Greene et al., 1994). This was proposed to be responsible for the absence of a trench, reduction of the convergence rate at the plate boundary, arc-transverse strike-slip faulting, crustal shortening and thrusting at the rear arc, and a lack of backarc troughs (Collot et al., 1985; Louat and Pelletier, 1989; Taylor et al., 1995; Pelletier et al., 1998 and references therein).

The most primitive magmas of the Vanuatu arc span a wide range of compositions from low-K tholeiites to high-K alkaline magmas with typical subduction-related trace element features;

i.e., enrichments in LILE and LREE compared to MORB and negative anomalies in HFSE (Fig. 2 and 3). The systematic variations in their chemical and isotopic compositions suggest distinct mantle sources and slab-derived components tapped at different times and places within the arc (e.g., Briqueu et al., 1994; Monzier et al., 1997; Laporte et al., 1998; Peate et al. 1997). Magmas with more alkaline compositions and relatively high $^{87}Sr/^{86}Sr$ and low $^{206}Pb/^{204}Pb$ are prevalently extruded in the Central Chain where the D'Entrecasteaux ridge collides with the front-arc (DeLong et al., 1975; Briqueu et al., 1994; Peate et al., 1997).

We focussed here on Mota Lava, which lies in the Banks Islands at about 150 km from the Vanuatu subduction trench. It is situated at 13°41 S and 169°38 E (Fig. 1), near a complex and active (triple) junction between the northern termination of the central backarc thrust, the southern end of the northern backarc troughs and the western tip of the E-W trending Hazel Holme fracture zone (HHFZ) (e.g., Pelletier et al., 1998). The HHFZ, which transects the North Fiji Basin and orthogonally intercepts the arc, is considered to be an extensional tectonic feature associated with a lateral strike-slip motion (Charvis and Pelletier, 1989; Louat and Pelletier, 1989). Mota Lava is an elongated island dominated by a NE-SW trending central spine of deeply eroded basaltic pyroclastic centres emplaced during the late Pleistocene, and the younger Tuntog and Vetman subaerial cones (Ash and Carney, 1980). Its volcanic activity initiated at about 2.5 Ma (Monjaret et al., 1991) and its shape and NE-SW orientation may be influenced by the NE-SW compression related to backarc shortening or by the NE-SW strike-slip motion that occurs at the junction between the HHFZ and the northern backarc troughs.

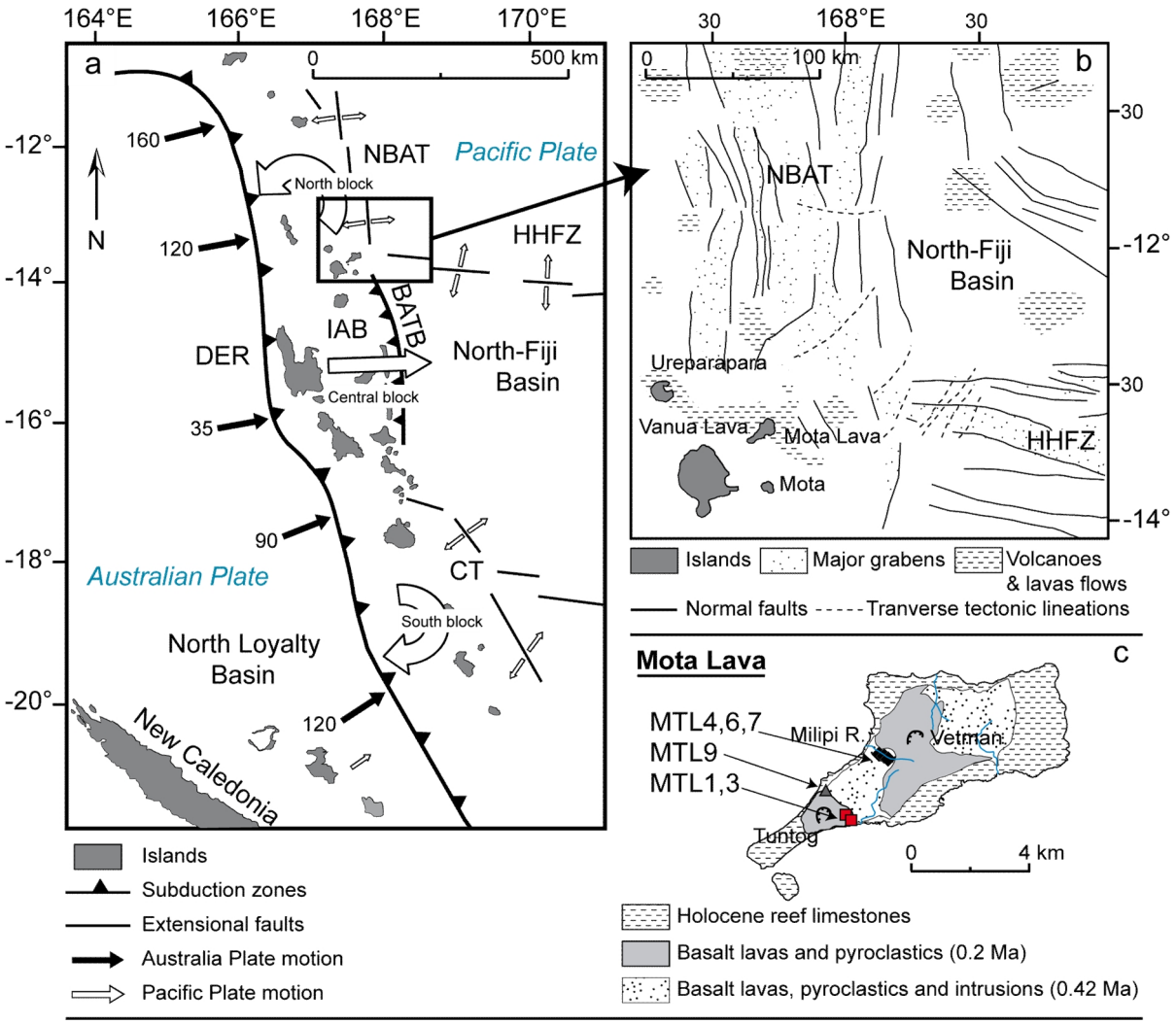


Figure 1 (a) Map showing the Vanuatu arc, redrawn from Pelletier et al. (1998), and the regional tectonic and plate motions (from Calmant et al., 2003; Bergeot et al., 2009). Bold line is the Vanuatu subduction zone. Black arrows indicate convergence rates (in mm/year) with respect to the Australian plate, **(b)** Structural map of the back-arc troughs close to Mota Lava (from Charvis and Pelletier, 1989). **(c)** Geological map of Mota Lava volcanic island showing the location of the samples, Milipi River, and Tuntog and Vetman craters (from Ash and Carney, 1980). Abbreviations are NBAT = northern backarc troughs, BATB = back-arc thrust belt, IAB = intra-arc basin, HHFZ = Hazel Holme fracture zone, DER = D'Entrecasteaux Ridge, CT = Coriolis troughs.

3. Sample description and analytical techniques

3.1. Bulk rocks

Mota Lava samples were collected during a field mission in 2010. Because of dense vegetation, very few outcrops were accessible. As a whole, six basalts and picro-basalts have been selected for bulk analyses (Fig. 1c). Samples of lavas (MTL1, 3) and a dm-size vesicular bomb (MTL9) from a pyroclastic flow deposit of Tungtog cone represent the most recent activity of Mota Lava (< 0.200 Ma). According to Ash and Carney, (1980), samples (MTL 4, 6, 7) of fallen blocks from lava flows, collected in Milipi river, could be ascribed to older volcanism (≥ 0.416 Ma). All samples contain

small phenocrysts (0.5-1 mm) of olivine (up to 10 vol%) and clinopyroxene (to 10 vol%). Their groundmass comprises clinopyroxene, olivine, plagioclase and titanomagnetite.

Major and trace elements of bulk rocks have been analysed at CRPG (Nancy, France) using inductively coupled plasma optical emission spectroscopy (ICP-AES) for major elements, and inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS), for trace elements (see procedures in Carignan et al., 2001). The basaltic standard BR was recurrently measured and the estimated accuracy was ~1% for major elements, 5% for TiO_2 and MnO, 10% for P_2O_5, 15% for U and between 5 and 10% for other trace elements. Nd isotope analyses have been performed on the Nu inductively-coupled plasma mass spectrometer (MC-ICP-MS) at the ENS (Lyon, France). Nd isotopic measurements have been normalized to $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.512108±11 for the JNdi-1 standard. Sr isotopes analyses have been done on the Thermo Fisher Triton thermal-ionization mass spectrometer (TIMS) at LMV (Clermont-Ferrand, France). Sr isotopic measurements have been normalized to $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.710237±6 standard for the NIST SRM987. Pb isotope have been analysed at CRPG (Nancy, France) using MC-ICP-MS. Pb isotopic measurements have been normalized to SRM981 (Thirlwall, 2002).

3.2. Melt inclusions and host olivines

The olivine crystals hosting the melt inclusions selected here have high forsterite contents (Fo ≥ 88) and were handpicked from five samples MTL1, 3, 4, 7 and 9. Only euhedral olivine crystals were considered. Skeletal crystals with rapid growth morphologies, which trap small volumes of compositional boundaries layer that bias geochemical information (Faure and Schiano, 2005), were discarded. Moreover, only the well-preserved sub-spherical melt inclusions randomly distributed throughout the crystal and far from crack planes and olivine rims were carefully selected. This selection is the first step to ensure studying primary melt inclusions in equilibrium with their host olivine (Faure and Schiano, 2005). Melt inclusions in sample MTL 9 were naturally quenched and consist of glass and a shrinkage gas bubble, whereas in the other samples they were partially crystallized. These crystallized inclusions were thus experimentally heated using a high-temperature, Vernadsky-type heating-quenching stage, to reverse post-entrapment crystallization occurring inside the inclusions, and hence to determine the early melt compositions. Experiments were conducted at 1 atm, under an oxygen fugacity kept between 10^{-10} and 10^{-9} atm, and a flow of He purified with Zr at 700°C to avoid olivine oxidation and insure an efficient quench. Experimental conditions and procedures were similar to those described in Sorbadere et al. (2013).

Major and trace elements of melt inclusions and host olivines have been analysed using an electron microprobe (Cameca SX100) and a laser ablation inductivity coupled plasma mass spectrometer (193 ArF eximer laser coupled to an Agilent 7500 ICP-MS), respectively, at LMV

(Clermont-Ferrand, France). Analytical procedures are similar to those detailed in Sorbadere et al. (2011). For major elements, typical analytical uncertainties obtained from replicate measurements of the basaltic glass standards VG-A99 (Jarosewich et al., 1979) were ~ 5% for Na_2O and P_2O_5, 30% for MnO and less than 3% for the other oxides (1σ) (Table 2). Trace element analyses have been calibrated against NIST 612 glass standard (Gagnon et al., 2008), using CaO as the internal element reference. Inter-laboratory check was performed on the NIST 610 (Gagnon et al., 2008) and BCR-2G glass standards. Typical analytical errors are less than 15% for Nb, Sm, La and than 10% for other trace elements (1σ).

4. Results

4.1. Homogeneous major element compositions of Mota Lava basalts

Major and trace elements of Mota Lava bulk rocks and melt inclusions are listed in Tables 1 and 2, respectively. Bulk rocks are tholeiitic to low-K calc-alkaline basalts (K_2O varying from 0.6 to 0.2 at MgO > 10 wt%; Fig. 2a). They have fairly homogeneous major element compositions, with on average 49.2±0.6 wt% SiO_2, 10±0.9 wt% FeO, 11.4±0.2 wt% CaO, and 2.3±0.3 wt% Na_2O, except in TiO_2 (from 0.6 to 1.0 wt%; Fig. 2b-f). Our samples have relatively high MgO (up to 12.8 wt%) contents compared to previously sampled Mota Lava lavas (e.g., Barsdell et al., 1982; Peate et al., 1997) (Fig. 2b), which could indicate small amounts of cumulative olivine (up to 8 wt% on the basis of mass balance calculations).

Table 1 Major, trace element and isotope compositions of Mota Lava bulk rocks

	IAB-Group 1			**NEB-Group 2**		**Group 3**
Sample	MTL 4	MTL 6	MTL 7	MTL 1	MTL 3	MTL9
SiO_2 (wt%)	49.88	48.57	49.77	49.11	49.03	48.62
TiO_2	0.61	0.84	0.65	0.98	1.02	0.70
Al_2O_3	14.43	17.78	14.76	15.07	15.11	13.93
Fe_2O_3	9.68	11.89	9.97	9.47	9.51	9.54
MnO	0.17	0.20	0.16	0.16	0.16	0.16
MgO	11.36	6.14	10.89	10.71	10.60	12.79
CaO	11.48	11.21	11.31	11.38	11.34	11.87
Na_2O	1.96	2.61	2.01	2.44	2.48	2.02
K_2O	0.32	0.59	0.37	0.53	0.56	0.23
P_2O_5	0.10	0.16	0.11	0.17	0.18	0.13
Rb (ppm)	3.0	5.4	3.8	7.9	8.1	1.8
Ba	117	163	111	128	136	77
Th	0.2	0.2	0.2	0.8	0.8	0.5
U	0.1	0.1	0.1	0.3	0.3	0.3
Nb	0.7	1.2	0.7	7.0	7.8	2.8
La	2.9	6.4	3.7	7.4	7.9	4.1
Ce	7.1	12.9	7.1	15.5	16.8	9.2
Pb	2.8	3.0	2.6	2.6	1.5	1.4
Nd	6.3	12.4	7.6	10.6	10.8	6.8
Sr	359	548	352	334	343	318
Sm	2.0	3.7	2.3	2.8	3.0	2.0
Hf	1.0	1.3	0.9	1.6	1.7	1.1
Zr	30.9	41.8	29.9	63.2	68.1	40.4
Ti	3738	5014	3872	5865	6144	4154
Eu	0.7	1.4	0.9	1.0	1.1	0.7
Gd	2.3	4.7	2.8	3.1	3.2	2.4
Dy	2.4	4.6	2.9	3.2	3.2	2.4
Ho	0.5	1.0	0.6	0.7	0.7	0.5
Y	14.8	34.7	19.8	18.5	18.9	14.2
Er	1.4	2.8	1.7	1.8	1.9	1.4
Yb	1.4	2.7	1.7	1.8	1.9	1.4
Lu	0.2	0.4	0.3	0.3	0.3	0.2
$^{87}Sr/^{86}Sr$[1]	0.703604±7	0.703488±7	0.703570±9	0.703510±8	0.703517±6	0.703896±6
$^{143}Nd/^{144}Nd$[1]	0.513057±12	0.513045±9	0.513044±7	0.512974±11	0.512988±7	0.513021±9
$^{206}Pb/^{204}Pb$[1]	18.3269±56	18.3890±31	18.2993±26	18.4256±35	18.3897±62	18.3958±28
$^{208}Pb/^{204}Pb$[1]	38.353±19	38.094±12	38.189±9	38.170±9	38.148±29	38.318±8

[1]Uncertainties reported on Nd, Sr and Pb measured isotope ratios are in-run $2\sigma/\sqrt{n}$ analytical errors in last decimal place, w here n is the number of measured isotopic ratios.

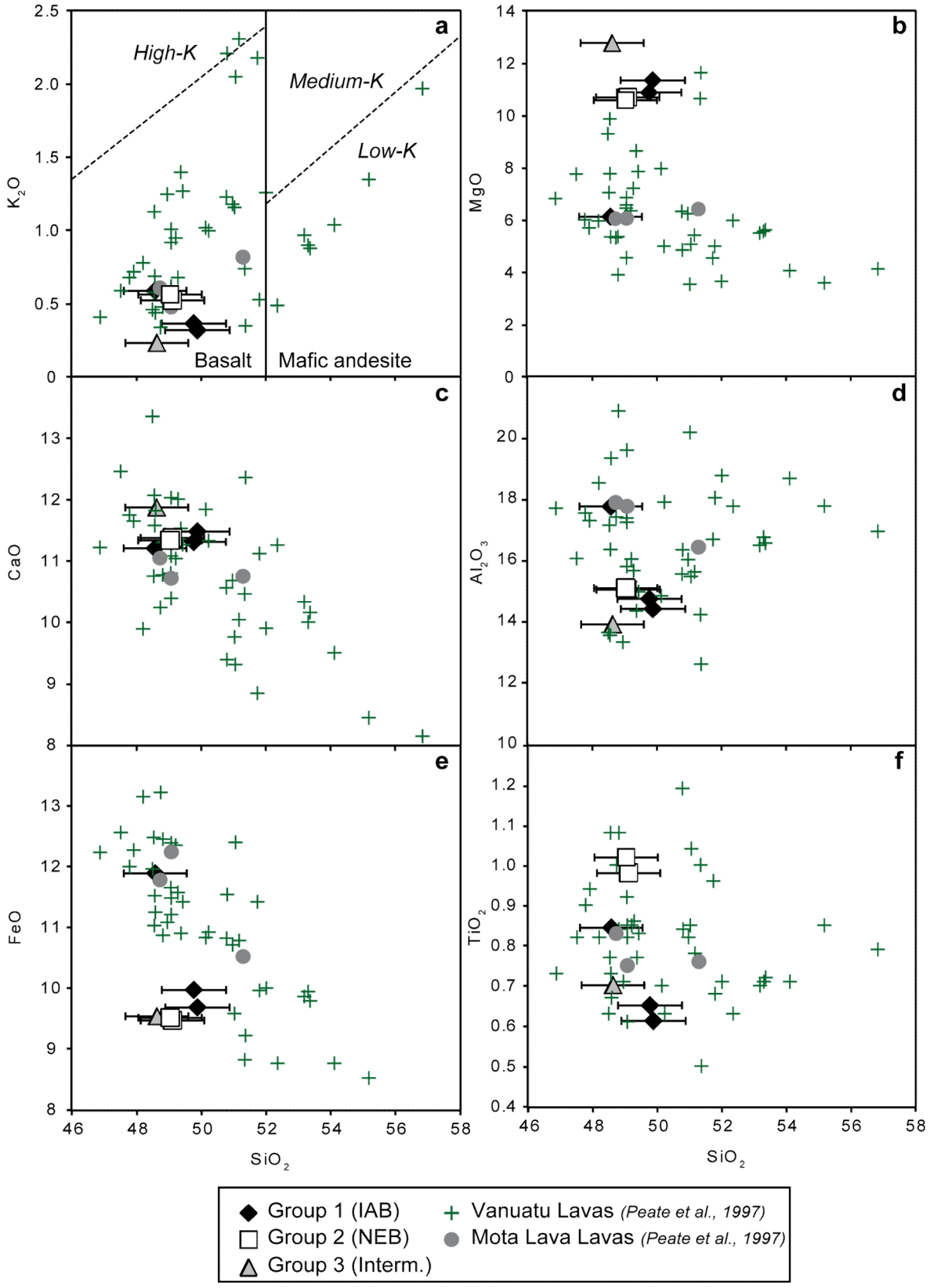


Figure 2 (a) K_2O versus SiO_2 classification diagram (Peccerillo and Taylor, 1976), and major and minor element diagrams for Mota Lava bulk rocks **(b-f)**. Vanuatu lavas and Mota Lava lavas from Peate et al. (1997) are also shown for comparison.

In contrast the melt inclusions registered a compositional range considered to be inherited from their parental magmas, owing to the magnesian-rich compositions of their host olivines (Fo_{88-91}). The $Kd_{Ol-Liq}^{Mg-Fe^{2+}}$ values calculated for unheated, glassy melt inclusions of MTL9 sample (between 0.06 and 0.13, Table 2), are lower than the equilibrium value of 0.30±0.03 (e.g. Toplis et al., 2005). They simply indicate host crystallization on the inclusion walls after trapping (between 9 and 15% of crystallization based on the $Kd_{Ol-Liq}^{Mg-Fe^{2+}}$ equilibrium value). To the contrary, most heated melt inclusions from MTL1, 3, 4 and 7 display high $Kd_{Ol-Liq}^{Mg-Fe^{2+}}$ values (up to 0.50), which could indicate overheating during the experiments or FeO-MgO exchange between the melt and its host phase (e.g. Danyushevsky et al., 2000, 2002). Therefore, to exclude the remote possibility of chemical modification by incorporation of the host minerals during overheating and/or by post-entrapment diffusive interaction with the host minerals, only ratios of trace elements that are incompatible in olivine were considered in the following sections. Indeed, addition (or subtraction) of olivine or inclusion-host chemical exchanges merely dilute the melt concentrations of incompatible trace elements but do not affect their ratios. This is supported by the similar trace element patterns of melt inclusions and host lava (Fig. 3).

Table 2 Major and trace element concentrations of olivine-hosted melt inclusions from Mota Lava

	standard values[1]			**Group 1-IAB**						**Group 2-NEB**			
Sample	VG-A99	BCR-2G meas.	BCR-2G certif.	MTL4-A5	MTL4-C1	MTL4-B2	MTL4-B3	MTL7-D	MTL7-E	MTL1-C2 a	MTL1-C2 b	MTL3-A1	MTL3-A3
SiO_2 (wt%)	51.07 (0.22)			45.4	43.19	46.03	43.97	47.11	47.48	48.5	48.73	47.34	46.68
TiO_2	4.11 (0.05)			0.63	0.96	0.76	1.61	1.01	0.73	1.17	1.17	1.22	1.1
Al_2O_3	12.50 (0.11)			15.74	16.78	16.36	15.77	15.42	15.54	18.29	17.89	16.5	14.52
FeO	13.43 (0.30)			6.71	10.62	6.63	10.46	7.64	6.18	5.41	5.6	6.25	8.61
MnO	0.20 (0.05)			0.11	0.23	0.11	0.27	0.16	0.15	0.07	0.22	0.12	0.17
MgO	5.09 (0.09)			14.16	14.77	11.61	11.79	12.52	11.39	11.65	11.21	12.55	13.24
CaO	9.15 (0.09)			14.97	10.24	15.94	13.58	13.86	15.54	11.33	11.78	12.46	12.48
Na_2O	2.71 (0.11)			1.96	2.28	2.25	1.62	0.95	2.3	3.11	3.19	2.81	2.59
K_2O	0.85 (0.02)			0.49	0.32	0.56	0.13	0.14	0.56	0.65	0.68	0.65	0.57
P_2O_5	0.44 (0.06)			0.1	0.05	0.06	0.3	0.12	0.05	0.22	0.22	0.32	0.22
Total	99.56			100.27	99.43	100.31	99.49	98.93	99.92	100.4	100.68	100.24	100.18
Cl (ppm)					1773	2793	1390	354	2796	1167		1014	727
Rb		51.8 (2.08)	50.7		3.9	7,0	1.2	1.6	7.5	14.2	11.3	11.1	8.7
Ba		681 (30)	638		123	181	79	26	208	151	160	146	147
Th		5.4 (0.2)	5.3		n.d.	0.6	0.3	n.d.	n.d.	0.7	0.9	0.8	1.7
U		1.8 (0.1)	1.7		0.2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.5	0.2	0.6
Nb		12.3 (0.4)	11.1		0.8	0.8	0.4	0.9	0.7	7.2	8.1	10.1	9.8
La		23.5 (0.8)	23.5		1.6	2.6	1.3	1.3	2,0	8,0	9.9	8,0	8.2
Ce		53.8 (1.7)	50.2		5.7	7.2	4.6	4.4	8.6	18,0	20.6	17.8	16.7
Pb		11 (0.4)	11.1		2.2	1.8	1.5	2.2	5.4	9,0	1.6	1.2	1.7
Nd		27.4 (1.1)	26.8		5.3	5.9	5.5	3.4	n.d.	12.1	15.3	11.1	10.2
Sr		327.3 (11)	315.1		306	355	203	96	393	395	461	324	297
Sm		6 (0.4)	5.8		2.3	2.1	1.1	5.4	8.6	3.7	6.7	2.7	3.4
Hf		3.9 (0.2)	4.3		0.5	0.9	0.8	1.4	n.d.	3.3	3.5	1.3	n.d.
Zr		156.2 (5)	155.4		31.7	33,0	42.3	19.1	27.8	70.7	90.2	71.1	67.5
Ti		13499 (801)	15430		5848	4576	8751	5404	4137	6298	7013	6786	6502
Eu		1.8 (0.1)	1.8		0.5	0.7	0.9	n.d.	1.1	1,0	1,0	0.8	0.7
Gd		6.2 (0.4)	6.1		2.4	2.7	2.8	5.2	n.d.	2.6	4.9	3.2	2.7
Dy		5.6 (0.3)	6,0		2.9	3,0	4.9	5.9	n.d.	3.8	6.5	3.3	2.6
Ho		1.1 (0.1)	1.2		0.5	0.5	1.1	0.7	n.d.	0.6	1,0	0.8	0.4
Y		28.2 (0.9)	30.9		14.5	15,0	22.5	18,0	14.7	16.6	19.8	18.9	16.9
Er		3.3 (0.2)	3.3		1.6	1.4	3,0	n.d.	n.d.	1.9	3,0	1.8	1,0
Yb		3.1 (0.2)	3.1		1.3	1.2	2.5	n.d.	n.d.	2.2	n.d.	1.6	1.9
Lu		0.4 (0.04)	0.4		0.2	0.3	0.4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.3	n.d.
Sc		31.8 (1.1)	33.1		40.3	53,0	45.4	62.7	78,0	32.5	47.7	32.1	80.3
Fo Host ol.[2]				91.1	88.0	90.4	89.6	89.9	91.5	90.4	90.4	89.0	88.3
Kd[3]				0.41	0.38	0.37	0.26	0.37	0.34	0.46	0.43	0.5	0.41

[1] Averages of International glass standard measurements of VG-A99 (Jarosewich et al., 1979) and BCR-2G (BCR-2G meas.), and certified values of BCR-2G (BCR-2G certif.). BCR-2G certif. is the average of the BCR-2G values obtained in the year 2011 by LA-ICP-MS at LMV (Clermont Ferrand, France). Values in brackets are 1σ analytical error.

[2] Forsterite content of the host olivine expressed as [100 x Mg / (Mg +Fe)].

[3] Fe-Mg partition coefficient between melt inclusion and the host olivine

Table 2 continued

	Group 3						
Sample	MTL9-1a	MTL9-1b	MTL9-2a	MTL9-2b	MTL9-3	MTL9-5	MTL9-6
SiO_2 (wt%)	51.23	51.58	49.95	60.6	50.96	51.77	52.62
TiO_2	0.91	0.98	0.89	0.7	0.89	0.73	0.69
Al_2O_3	17.76	17.8	17.48	16.59	17.46	16.4	16.75
FeO	4.66	4.71	6.09	4.32	5.53	5.7	5.03
MnO	0.11	0.03	0.11	0.08	0.04	0.13	0.12
MgO	2.2	1.8	3.24	2.26	3.36	3.41	2.94
CaO	15.62	14.88	15.28	7.46	15.56	15.45	15.89
Na_2O	2.5	2.78	2.6	3.31	2.41	1.84	1.98
K_2O	0.44	0.47	0.46	0.62	0.39	0.19	0.24
P_2O_5	0.12	0.11	0.14	0.1	0.14	0.11	0.02
Total	95.55	95.14	96.23	96.04	96.74	95.72	96.28
Cl (ppm)	1382	1570	1329		1247	648	830
Rb	6.7	6.1	6,0		6.7	2.7	4.6
Ba	120	109	123		118	69	86
Th	0.5	0.6	0.5		0.4	0.1	0.2
U	0.2	n.d.	n.d.		0.2	0.2	n.d.
Nb	4.5	4.1	4.1		3.5	1.7	1.6
La	4.8	4.6	5,0		4.2	2.1	2.1
Ce	12,0	10.4	11.9		10.5	5.7	5.7
Pb	1.9	1.8	1.9		10.3	1.4	1.4
Nd	8,0	6.8	8.2		7.5	4.8	4.9
Sr	314	267	318		308	231	245
Sm	2.3	2.3	2.1		2.5	2.6	2,0
Hf	2,0	1.8	1.3		1.1	0.9	0.9
Zr	45.4	42.7	45.3		42.5	28.2	29.2
Ti	5223	4820	5054		4956	3760	3954
Eu	0.8	0.7	0.9		0.9	0.5	0.7
Gd	2.4	2.1	2.8		2.1	2.6	1.9
Dy	2.8	4.2	3.4		3,0	2.4	2.6
Ho	0.6	0.5	0.7		0.7	0.5	0.6
Y	16.6	15,0	16.1		15.8	13.3	14.3
Er	1.9	1.7	2.1		1.7	1.5	1.6
Yb	1.6	1.7	1.5		1.9	1,0	1.3
Lu	0.2	0.2	0.2		0.2	0.3	0.3
Sc	49.7	39.9	42,0		47.3	49.7	51.9
Fo Host ol.[2]	91.4	91.4	89.7	89.7	90.9	90.0	91.1
Kd[3]	0.09	0.07	0.12	0.12	0.12	0.13	0.11

4.2. Trace elements, volatiles and isotopic compositions of bulk rocks and melt inclusions: Evidence of geochemically distinct mantle-derived basaltic magmas

The bulk rocks and melt inclusions have high concentrations of LILE and LREE, but concentrations of HREE that are lower than average N-MORB. Based on their primitive mantle-normalized trace element patterns (Fig. 3), they can be classified into three groups (termed Group 1, 2 and 3). Basalts from Group 1 are characterized by prominent negative HFSE anomalies, in particular for Nb (Th/Nb = 0.43±0.2 in average; 0.4 ≤ Nb ≤ 1.2 ppm) and correspond to the samples MTL 4, 6 and 7. They display high mobile/conservative element ratios (e.g., Sr/Th up to 2740 and Ba/La up to 104) and high Zr/Nb ratio (40±3 on average), compare to N-MORB (Table 1 and 2). Group 2, which corresponds to samples MTL1 and 3, comprises basalts relatively enriched in Nb, without Nb negative anomalies (Th/Nb = 0.11±0.03 on average; 7 ≤ Nb ≤ 10 ppm) with respect to adjacent incompatible elements. In the further discussion, we will adopt the terminology of Nb-enriched basalts (NEB) for Mota Lava Group 2 basalts, as defined by Hastie et al., (2011) for island arc basalts moderately enriched in Nb (5-20 ppm) with slight Nb depletion or not. Group 2 basalts are also characterized by low Zr/Nb ratio (9±2 on average) with respect to N-MORB and lower enriched mobile/ conservative element ratios than Group 1 (average Sr/Th and Ba/La = 417 and 18, respectively) (Table 1 and 2). Finally, Group 3 refers to MTL9 intermediate basalts showing island arc affinities with negative HFSE anomalies, but higher Nb contents (Th/Nb = 0.13±0.03 in average; 1.6 ≤ Nb ≤ 4.5 ppm) than Group 1 and lower Zr/Nb (13±3 in average) than N-MORB (Table 1 and 2).

Trace-element patterns of Mota Lava Groups 1 and 3, including both bulk rocks and melt inclusions, compare favourably with previously analysed lavas from the Vanuatu arc (Peate et al., 1997) whereas the absence of negative Nb anomalies clearly distinguishes Group 2 basalts (Fig. 3). The three groups display variable but positive anomalies in Pb and Sr concentrations, and slight fractionation of HREE relative to MORB. Basalts with the strongest Pb positive anomalies also show the most pronounced negative Nb anomalies.

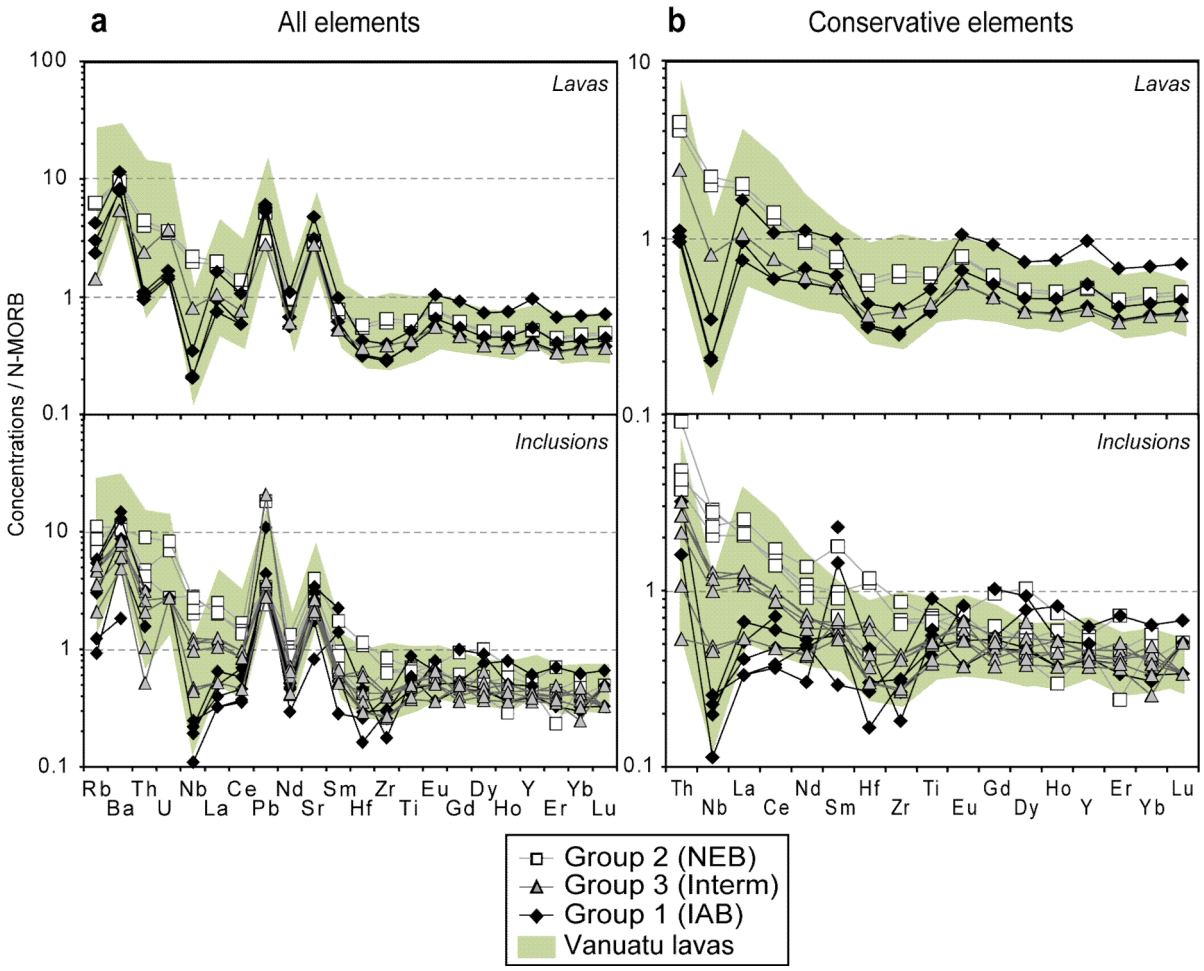


Figure 3 Incompatible trace element patterns normalized to N-MORB values (Hofmann, 1988) of Mota Lava bulk rocks and olivine-hosted melt inclusions, compared to the field of Vanuatu lavas (Peate et al., 1997), for all elements **(a)** and conservative elements **(b)**.

Melt inclusions have Cl/Y ratios higher than MORB and OIB, but typical of arc magmas (Métrich and Wallace, 2008) (Fig. 4). The highest Cl/Y ratios (up to ~190), measured in Group 2 samples, are consistent with assimilation of seawater-derived chlorine-rich material in the source (e.g., Kent et al., 2002).

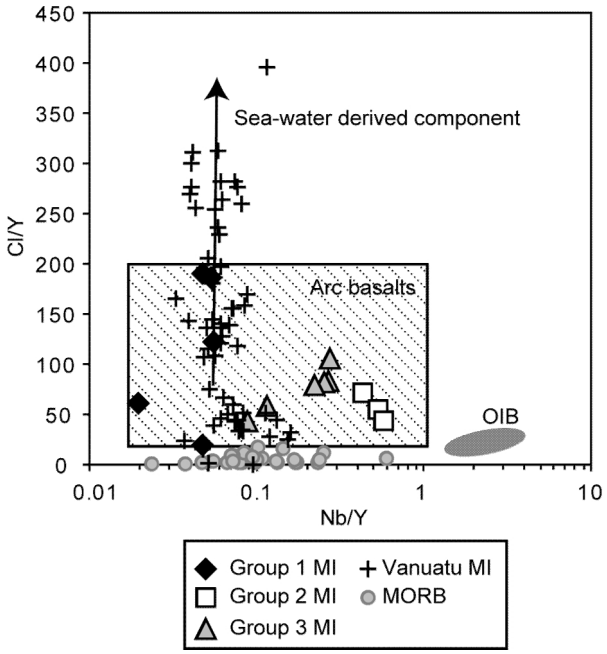


Figure 4 Plot of Cl/Y vs. Nb/Y for Mota Lava olivine-hosted melt inclusions (MI). Melt inclusions from other Vanuatu volcanoes (Sorbadere et al., 2011; 2013), MORB from Le Roux et al., 2006, and the fields for basaltic arc magmas and OIB (Métrich and Wallace, 2008 and references therein) are also shown for comparison. Analytical uncertainty is smaller than the symbols.

Bulk rocks from Groups 1, 2 and 3 differ in their $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratios, which average at 0.513049±9, 0.512981±9 and 0.513021±9, respectively. The two former are closely similar with respect to $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios (between 0.703554±8 and 0.703514±7) whereas Group 3 displays the highest values (0.703896±6). Finally, all basalts share comparable $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18.37±0.05 on average) and $^{208}Pb/^{204}Pb$ (38.2±0.1 on average) ratios.

5. Discussion

5.1. Nb-enriched basalts in Vanuatu arc and their possible relationships with island arc-type basalts

In Vanuatu front arc, Nb-enriched basalts are relatively widespread. They have been recognized in the Central part of the arc, especially on Aoba (Eggins, 1993; Peate et al., 1997), Ambrym and Paama (Peate et al., 1997). Aoba-NEB have been identified by Eggins (1993) as the high-Ti suite and they coexist with the low-Ti suite. Their Nb content reaches 12 ppm, which is almost twice higher than the Mota Lava NEB, whereas in Ambrym and Paama NEB the Nb concentrations do not exceed 3.3 and 1.3 ppm, respectively. NEB (Nb up to 5-6 ppm) have also been found in the Northern part of the Vanuatu arc (i.e., Mota and Ureparapara volcanoes in the Banks Islands), and in rear-arc southern volcanoes (i.e., Futuna and Vot Tande; Peate et al., 1997). However, despite their high Nb and HFSE concentrations, NEB from Vanuatu front arc and back-arc differ from Mota Lava NEB by their normalized trace element patterns showing pronounced negative Nb and other HFSE anomalies. They also display high $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios compared to Mota Lava NEB.

In the vicinity of Vanuatu arc, Nb-enriched basalts (Nb = 2-7 ppm) associated with low Nb picrites are reported in Solomon islands (Schuth et al., 2004). Because of the comparable isotopic compositions of the two types of lavas, the authors have concluded that the NEB were actually the evolved terms of the picritic magmas.

On Mota Lava, the occurrence of basalts (MgO ~ 10-12 wt%) hosting primitive olivine (Fo > 88) discard a significant role for fractional crystallization. In addition, differentiation or partial melting processes cannot account for the distinct Sr-Nd signatures and incompatible trace element ratios of NEB and IAB emplaced on Mota Lava island. Hence we suggest that (i) these two types of magmas are not genetically related and (ii) the compositional variability of Mota Lava basalts require distinctive mantle sources. We also underline that Vanuatu NEB are not directly associated with adakite lavas, as these latter have not been found in Vanuatu arc yet.

Depletion of the HFSE is the most distinctive geochemical fingerprint of subduction magmatism, thought to be acquired during melting of depleted mantle sources that have been enriched by H_2O-rich components extracted from the slab. Therefore, geochemical features of groups 1 and 3 magmas, typical of island-arc-type basalts (IAB), are consistent with their subduction-related origin. In contrast, the absence of negative Nb anomalies typifies Group 2 basalts and raises the question of their origin as discussed hereafter.

5.2. Petrogenesis of Mota Lava primitive magmas: Evidence of multiple components in their mantle sources

To determine the nature of the mantle components involved in the sources of Mota Lava basalts, we have separately examined incompatible trace elements according to their behaviour during hydrous partial melting. Incompatible trace elements can be distinguished into "mobile elements" and "conservative elements" (Pearce and Peate, 1995). Because they are enriched in slab-derived fluids, mobile elements (e.g., Ba, Rb, Pb, Sr) reflect the slab contribution to the mantle source. In contrast, conservative elements (e.g., HFSE, Nd, REE) are not mobilized by aqueous fluids, and consequently, reveal the nature of the mantle source (i.e. enriched/depleted relative to that of N-MORB). Following this line of reasoning, we discuss in the following the respective influence of the mantle component(s) and of the slab-derived component(s).

Mota Lava Nb-enriched basalts, expressed as both bulk rocks and melt inclusions of Group 2, are richer in very incompatible, conservative trace elements than IAB-Group 1 (Fig. 3b). They are LREE-enriched and slightly HREE-depleted relative to N-MORB, but they compare well with enriched-MORB (Fig. 5). They also share similar normalized trace element patterns with basalts from the northern Coriolis troughs (South Vanuatu, Fig. 1a) and the North-Fiji back-arc basin and,

possibly with basalts from the Hazel Holme Fracture Zone although the geochemical data are very sparse for these latter.

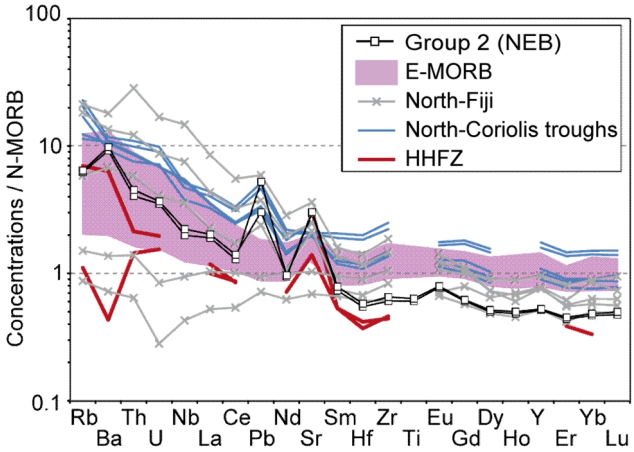


Figure 5 Incompatible trace element patterns normalized N-MORB values (Hofmann, 1988), comparing Mota Lava bulk lavas with E-MORB (Mahoney et al., 2002; Donnelly et al. 2004; Waters et al., 2011), Hazel-Holme fracture zone (HHFZ) basalts (Maillet et al., 1995), North-Fiji back-arc basalts (Peate et al., 1997) and North-Coriolis trough basalts (McConachy et al., 2005).

This observation strongly suggests that group 2 NEB involve an enriched mantle component, a conclusion also supported by the Hf/Nb versus Zr/Nb diagram of Fig. 6. Mota Lava magmas lie along a single trend, together with North-Fiji Basalts, Vanuatu lavas and MORB. Actually, Mota Lava NEB display Hf/Nb and Zr/Nb ratios lower than N-MORB, as do Group 3 basalts and enriched-MORB. In contrast, Mota Lava IAB fall in the domain of depleted-MORB. Hence, the mantle wedge beneath Mota Lava was variably depleted prior to the subduction melting regime. Both Vanuatu lavas and North-Fiji basalt would record a range of highly depleted to enriched mantle components and multi-stages of mantle enrichment. Mota Lava NEB reveal the most enriched mantle (E-MORB type) component ever documented in Vanuatu arc.

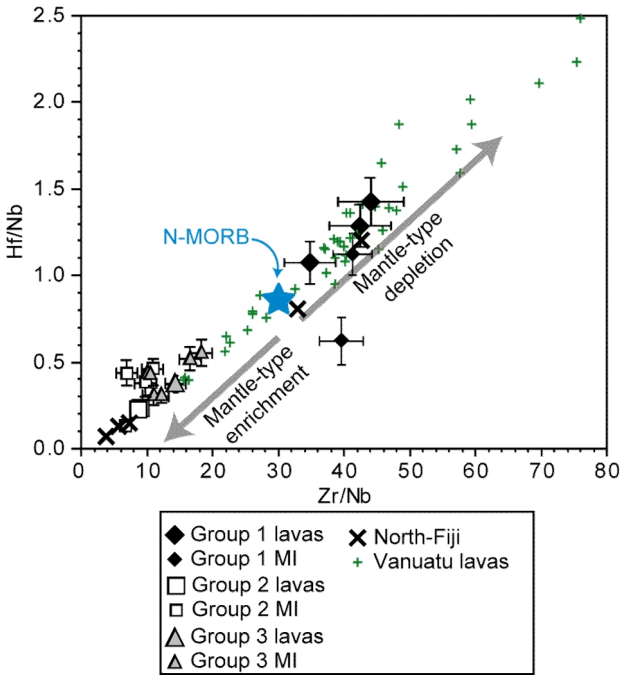


Figure 6 Hf/Nb versus Zr/Nb plot for Mota Lava bulk lavas, North-Fiji backarc basalts and Vanuatu lavas (Peate et al., 1997), comparing the effect of enrichment and depletion of the mantle sources of these magmas, with respect to the N-MORB source (Hofmann et al., 1988).

The contribution of the slab-type component to the mantle source of Mota Lava basalts has been investigated by comparing conservative and mobile element ratios. Group 1 IAB are systematically enriched in Pb, Ba, Rb and Th compared to NEB, and to a less extent to Group 3-intermediate basalts (Fig. 7a-b). NEB lie along a trend, defined by the North-Fiji basalts, of low mobile/conservative element ratios, which reflects variable degrees of enrichment of the mantle and thus minimum influence of slab-derived fluids. Hence, we propose that Mota Lava basalts sampled multiple mantle and slab components. IAB are characteristic of a typical depleted mantle source metasomatised by aqueous fluids or/and sediment-derived fluids, as do Vanuatu basalts (e.g., Peate et al., 1997), whereas NEB represent an enriched-mantle source which was subsequently poorly affected by slab-derived fluids. This is further emphasized by the respective Nd-Sr isotope signature of IAB and NEB samples (Fig. 7c-d). The offset of Mota Lava IAB to the right-hand side of the Sr-Nd isotopic mantle array, their high $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios and low $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratios relative to N-MORB (Fig. 8), attest to the contribution of slab-derived components, which include a sediment component. The contribution of such a component to the mantle wedge has been already invoked to account for the trace element and the low $^{143}Nd/^{144}Nd$ isotope compositions of the Vanuatu front arc lavas (Peate et al., 1997).

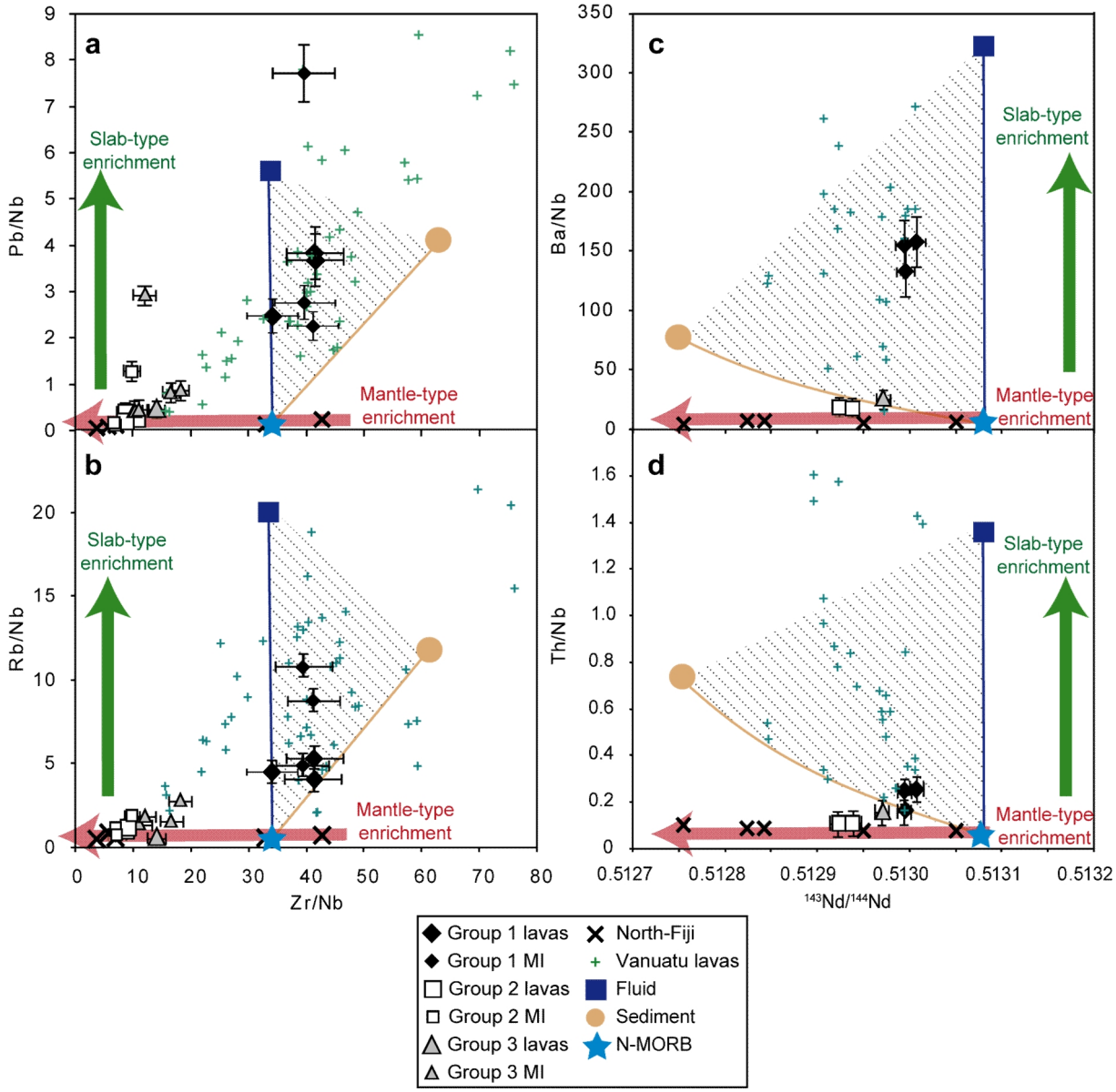


Figure 7 Diagrams of mobile/conservative elements **(a)** Pb/Nb, **(b)** Rb/Nb, **(c)** Ba/Nb, **(d)** Th/Nb versus conservative element ratios (i.e., Zr/Nb and $^{143}Nd/^{144}Nd$), comparing Mota Lava lavas and melt inclusions, North-Fiji back-arc basalts, Vanuatu lavas and N-MORB (same references as Fig. 5 and 6). Reported fluid composition was calculated by Sorbadere et al. (2011) for Aoba melt inclusions (Vanuatu arc), using the flux melting model of Grove et al. (2002), and sediment composition corresponds to the average composition of North-Loyalty basin sediments from Peate et al. (1997). Hatched field is defined by bulk mixing trends between N-MORB and sediment and between N-MORB and fluid, and thus represents the slab contribution. Vertical arrow shows the influence of slab-type components on derived magmas, while the horizontal arrow illustrates the mantle-type enrichment.

We have quantified the amount of slab-derived component(s) required in the source of Mota Lava IAB by calculating the bulk mixing trends between depleted-mantle (DM), enriched-mantle (EM) and sediment/fluid components in the $^{87}Sr/^{86}Sr$ versus $^{143}Nd/^{144}Nd$ diagram (Figure 8). The Sr-Nd isotope compositions of Mota Lava IAB are reproduced by mixing ~ 98 % DM, 1-1.5 % sediment-component and less than 0.5 % aqueous fluid. NEB are only slightly displaced from the enriched-side of the mantle array, in agreement with a limited effect of slab components to their enriched-mantle source. Their isotopic compositions would require 98% DM, ~ 1.5 % EM

expressed as the most enriched Fiji basalt, and 0.5-1 % sediment component and/or aqueous fluids. The Group 3 bulk rock has intermediate $^{143}Nd/^{144}Nd$ and high $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios, which could be explained by 99 % DM, 1% EM and 2.5 % sediment component and/or aqueous fluids. However, such a high amount of sediments or fluids in the source of Group 3 basalts can hardly be reconciled with their trace-element patterns and mobile element ratios, which indicate a lower contribution of slab-derived component with respect to Group 1 IAB. This inconsistency, together with the petrographical evidence of alteration presented by the samples (e.g., brownish glass), strongly suggest that the radiogenic $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios of Group 3 samples reflect a post-emplacement interactions with both surrounding highly altered yellow tuffs and seawater. Hence, we did not take into account the $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios of this sample in the following discussion.

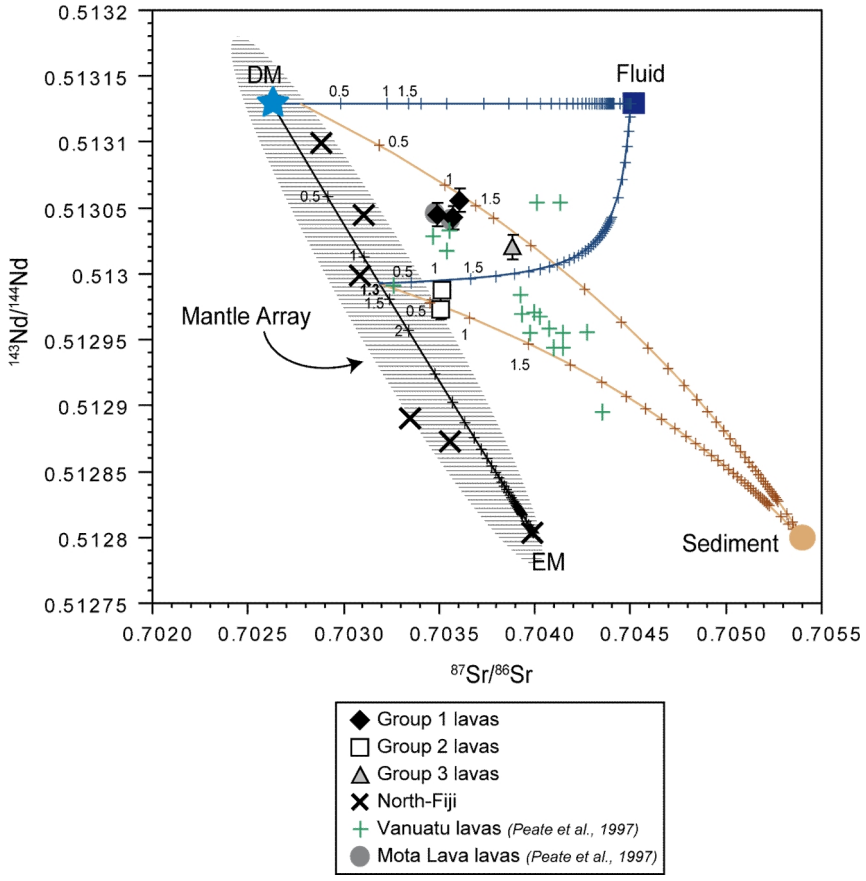


Figure 8 $^{143}Nd/^{144}Nd$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ diagram for Mota Lava lavas, North-Fiji back-arc basalts, Vanuatu lavas and Mota Lava lavas (same data sources as Fig. 6). Also shown is the mantle array (hatched field, Hofmann, 1997), the depleted MORB Mantle (DM: $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.5131; $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7026; star, Workman and Hart, 2005), the fluid ($^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.5131; $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7045) and average composition of sediments from North Loyalty basin ($^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.5128; $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7054) reported by Peate et al. (1997). Mixing trends are calculated between DM and fluid, DM and sediment, DM and EM (i.e., the most enriched North-Fiji basalt; $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.5128; $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.7040), and between 1.3% EM-98.7% DM and fluid, and 1.3% EM-98.7% DM and sediment. The curves are labelled with the proportion of mixing (in wt%).

We have also calculated the proportions of each component on the basis of trace elements, using the batch partial melting equation of Shaw (1970) (Fig. 9). The calculations show that magmas derived from 10-30 % partial melting of source containing 98.3% DM + 1.5 % sediment + 0.2 % fluid, reproduce the trace element pattern of group IAB (Fig. 9a), whereas group 2 NEB could be accounted for by 25-30 % partial melting of 98 % DM + 1.8 % EM + 0.2 % fluid (Fig. 9b). These results fully confirm the component proportions deduced from the Sr-Nd isotope systematics.

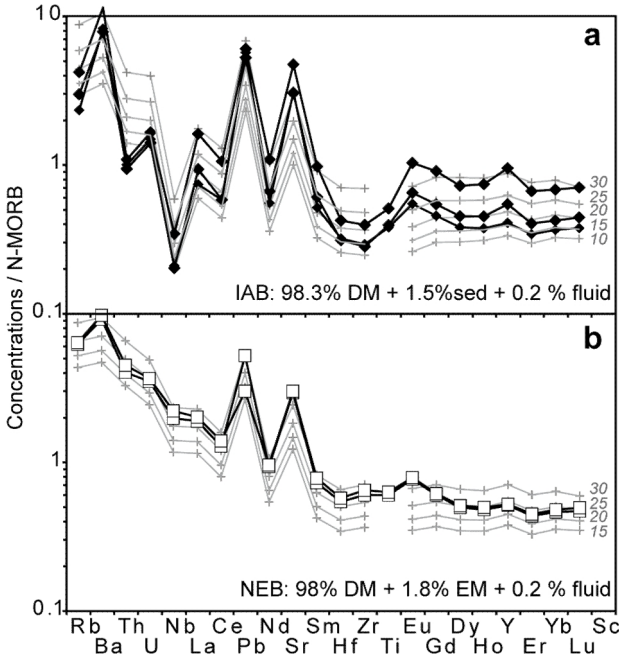


Figure 9 Incompatible trace element patterns normalized N-MORB values (Hofmann, 1988) of Mota Lava IAB **(a)**, NEB **(b)**, compared to melts derived from sources containing 98.3 % DM + 1.5 % sed + 0.2 % aqueous fluid for IAB and 98 % DM + 1.8 % EM + 0.2 % fluid for NEB. Melt compositions have been calculated using the batch partial melting equation from Shaw (1970) and partition coefficients from Halliday et al. (1995). Same references as Fig.7 for aqueous fluid and sediment-derived component compositions and Fig. 8 for mantle compositions. The spectra are labelled with partial melting degrees (in wt%).

Mota Lava NEB and IAB display comparable Pb isotopes and plot within the field of the enriched end-members of the mantle (EM1, EM2, OIB, Indian-MORB) in the Pb-Pb diagram of Fig. 10. This diagram confirms that the mantle sources of Mota Lava basalts are enriched, but it does not allow us to discriminate the nature of the enriched component. Hence, Pb isotopes cannot be used to distinguish between slab-type or mantle-type enrichments for Mota Lava samples.

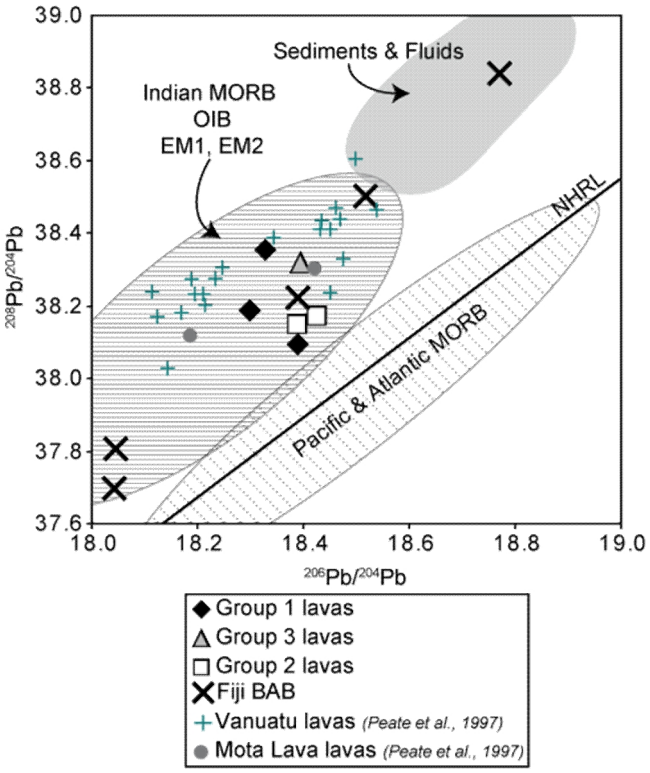


Figure 10 $^{208}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$ diagram modified from Peate et al. (1997) showing Mota Lava lavas, North-Fiji back-arc basalts and Central Vanuatu lavas, fields of Pacific- and Atlantic-MORB, of Indian-MORB, OIB, EM1 and EM2 (Workman and Hart, 2005), and of sediments and fluids (Peate et al., 1997).

5.3. Insights on the origin of the enriched mantle component sampled by Mota Lava basalts

We have emphasized that Mota Lava NEB, together with the most enriched North-Fiji back-arc basalts, sample the most enriched part of the mantle beneath Vanuatu arc. The origin of such a component, occasionally assimilated to "Indian-MORB"-like component because of its $^{208}Pb/^{204}Pb$ radiogenic signature, is widely debated (Woodhead et al., 1993; Greene et al., 1994; Briqueu et al., 1994; Nahora et al., 1994; Eissen et al., 1994; Monzier et al., 1997; Peate et al., 1997; Laporte et al., 1998).

Arc disruption by the colliding D'Entrecasteaux Ridge at ~ 500,000 years (Greene et al., 1994) has been discussed to be responsible of influx of enriched-mantle material from the back-arc in the Vanuatu central part (e.g., Briqueu et al., 1994; Peate et al., 1997). Additionally, the existence of both an earthquake gap from 50 to 150 km depth (Louat and Pelletier, 1989) and slab thermal anomalies (Prévot et al., 1991) in the central part of the arc have been interpreted in terms of slab delamination (e.g., Prévot et al., 1991; Chatelain et al., 1993; Prévot et al., 1994), thus leading to the opening of a slab window. Such mechanism has been already invoked in other subduction zones as responsible for the presence of enriched mantle beneath the volcanic front-arc (e.g., Patagonia: Gorring and Kay, 2001; Carribean Realm: Abratis and Wörner, 2001), and could thus account for the origin of the enriched mantle component sampled by Central Vanuatu arc lavas. However, Mota Lava is located in the northern part of Vanuatu arc, far from the d'Entrecasteaux Ridge. Hence, the enriched mantle component at the origin of Mota Lava NEB seems difficult to reconcile with a potential influx of enriched mantle due to the slab-window. In addition, because the enriched mantle

signature was also recognized elsewhere in Vanuatu front arc and back arc lavas (i.e., North-Fiji basalts), the presence of this component must not be restricted to the D'Entrecasteaux Ridge area.

Laporte et al. (1998) identified "Indian-MORB"-like isotopic signature in lavas from the Vanuatu northern islands. According to these authors, collision of the D'Entrecasteaux Ridge with the arc was not directly responsible for the radiogenic compositions of these lavas but it triggered a source mixing with an "abnormal" mantle component. They assigned the origin of this "abnormal" component to the subduction of an ancient lithospheric complex subducted beneath the Vanuatu arc, which would have contaminated the supra-subduction mantle. Such "Indian-MORB"-like component has also been interpreted in terms of deep-seated eastward migration of the DUPAL-type Indian asthenosphere (Crawford et al., 1995). Occurrence of enriched mantle component was also attributed to a mantle plume (Nahora et al., 1994; Eissen et al., 1994), and to an "abnormal diapir" beneath North Fiji Basin (Monzier et al. 1997). Its progressive mixing with a depleted MORB mantle would account for the compositional range from enriched-MORB to depleted-MORB of the North-Fiji basalts (Nahora et al., 1994; Eissen et al., 1994). Finally, the most enriched basalts, as those of North-Fiji, were ascribed to partial melting of lithospheric mantle, enriched by low degree melts derived from asthenospheric mantle (Price et al., 1990).

Alternative hypothesis to explain the presence of the enriched mantle component is related to rate and direction of plate motion. The Australian plate is moving to the North faster than the Pacific plate which is moving to the North-East (e.g., Pelletier et al., 1998). This would lead to a horizontal shear flow in the mantle beneath Vanuatu and a decoupling lithosphere/asthenosphere, as proposed by Giardini and Woodhouse (1986) for Tonga arc (South-East from Vanuatu arc). Such mechanism would allow the influx of deep, undepleted mantle from North to South.

In summary, the enriched mantle component sampled by Mota Lava NEB is likely to be present in a large part of mantle beneath Vanuatu arc. The coexistence of IAB and NEB on Mota Lava can reflect (i) small scale heterogeneities involving depleted, metasomatized and enriched, poorly metasomatized mantle-MORB, ubiquitously distributed through the lithospheric mantle and tapped differentially in source regions, or (ii) distinct layers at variable depths that are preferentially tapped by source regions: metasomatized and depleted lithosphere for IAB, and undepleted, deeper lithosphere or asthenosphere for NEB. In the following section, we address the question of the potential relationships between the specific geodynamic context of Mota Lava and magma geochemistry.

5.4. Why are Nb-enriched basalts erupted at Mota Lava volcano?

Elemental and isotopic data from Mota Lava basalts point to the coexistence of typical arc magmas and E-MORB-type magmas (that is, group 2 NEB) sharing geochemical similarities with enriched

basalts from extensional contexts. This coexistence occurred at the scale of the island and over a relatively short span of time (~ 0.2 Ma). The question which arises is that of the relationship between the Mota Lava magmatism and the regional geodynamic setting. Mota Lava is situated at the junction between the northern backarc troughs and the Hazel Holme fracture zone (Fig. 1b). The morphology and structure of these two extensional features indicate that they are recent, still active and likely to result from NE-SW extensional tectonics (Charvis and Pelletier, 1989). The convergence rates across the Vanuatu trench range between 30 and 40 mm/year in the D'Entrecasteaux ridge and between 90 and 140 mm/year in the other segments of the subduction zone (e.g., Louat and Pelletier, 1989; Taylor et al., 1995; Pelletier et al., 1998). This wide variation of the convergence rates is accommodated by active deformation in both the Vanuatu arc and the backarc North Fiji basin, leading to the separation of the Vanuatu subduction zone into three blocks moving independently. The north block rotates counter-clockwise in relation with rapid backarc spreading (~ 80 mm/year), the central block translates eastward and the south block rotates clockwise (Calmant et al., 2003; Bergeot et al., 2009) (Fig.1a). The Banks Islands and specifically Mota Lava are located at the most northern part of the central block, close to the boundary with the north block. The divergence between the two block displacements, to the East for the central block and to the North-East for the northern block, widens the extensional zone situated at the block boundary. Such geodynamic context would thus favour direct ascent of deep-seated magmas generated by decompression melting instead of flux melting process of the upper mantle, thus generating distinct layers that are preferentially tapped by some source regions. Accordingly, Mota Lava NEB would originate from a deep enriched-mantle source, as documented for Fiji back-arc basalts, which was poorly affected by subsequent slab-derived fluids, in the framework of active extensional tectonic context. They coexist with IAB which typify fluid-enriched, depleted-mantle wedge.

6. Concluding remarks

Elemental and isotope data for bulk basalts and olivine-hosted melt inclusions from Mota Lava evidence a wide geochemical diversity, suggesting an extensive heterogeneity in the magma source regions beneath this volcanic island. Primitive mantle-normalized trace element patterns of the samples, correlations between trace element ratios and Sr-Nd isotope variations demonstrate the involvement of two mantle components: (1) a depleted mantle component enriched by < 2 wt% of slab-derived fluids (involving both aqueous fluids and sediment-derived components), and (2) an enriched mantle component best expressed by Nb-enriched basalts and negligibly affected by subsequent slab-derived fluids (~ 0.2 wt%). Hence, Mota Lava provides a rare example of small

scale coexistence of subduction-related and enriched MORB-type magmas. The latter, in having the lowest Hf/Nb and Zr/Nb ratios, represent the most enriched mantle end-member ever documented in Vanuatu arc. Moreover they share trace element and Nd isotope signatures with the Coriolis troughs (Vanuatu south block) and North-Fiji basalts. A simple model would thus be to consider that the current movements between the Central and the North segments of the Vanuatu arc lead to an active extensional tectonic in the region of Mota Lava, allowing exhaustion of Nb-enriched magmas, generated by decompression melting of an enriched MORB-type mantle source.

Hence, Mota lava Nb-enriched basalts do not display typical subduction-related geochemical fingerprints (e.g., negative Nb anomaly). Caution can be thus required when using only geochemical evidence to discriminate the tectonic setting of lava samples, in particular for ancient rocks where the geodynamic context is uncertain.

Acknowledgements

We thank J-L Devidal for assistance with the microprobe and LA-ICP-MS for melt inclusions analyses, C. Bosq for the chemical separation in the clean laboratory, D. Auclair for TIMS analyses and H. Rizo for MC-ICP-MS analyses. We are grateful to C. Pin for insightful discussion, which have improved our manuscript. This work was supported by the ANR contract ANR-06-CATT-02 Arc-Vanuatu, and ST-INSU-2010 program.

References

Abratis M, Wörner G (2001) Ridge collision, slab-window formation, and the flux of Pacific asthenosphere into the Caribbean realm. Geology 29: 127-130.

Ash R, Carney, JN, Macfarlane A (1980) Geology of the Northern Banks Islands. New Hebrides Geological Survey Report 19-22.

Ayers JC, Watson EB (1993) Rutile solubility and mobility in supercritical aqueous fluids. Contrib Mineral Petrol 114: 321-330.

Barsdell M, Smith IEM, Spörli KB (1982) The origin of reversed geochemical zoning in the northern New Hebrides volcanic arc. Contrib Mineral Petrol 81: 148-155.

Bergeot N, Bouin MN, Diament M, Pelletier B, Régnier M, Calmant S, Ballu V (2009) Horizontal and vertical interseismic velocity fields in the Vanuatu subduction zone from GPS measurements: Evidence for a central Vanuatu locked zone. J Geophys Res 114, B06405 doi: 101029/2007JB005249.

Briqueu L, Laporte C, Crawford AJ, Hasenaka T, Baker PE, Coltorti M (1994) Temporal magmatic evolution of the Aoba Basin, central New Hebrides island arc: Pb, Sr, and Nd isotopic evidence for the coexistence of two mantle components beneath the arc In: Greene, HG, Collot, J-Y, Stokking, LB et al, (eds), Proceeding of the Ocean Drilling Program: 393-401.

Calmant S, Pelletier B, Lebellegard P (2003) New insights on the tectonics along the New Hebrides subduction zone based on GPS results. J Geophys Res 108, B6 doi: 101029/2001JB000644.

Carignan J, Hild P, Mevelle G, Morel J, Yeghicheyan D (2001) Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: A study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. Geostandards Newsletter 25: 187-198.

Castillo PR (2008) Origin of the adakite-high-Nb basalt association and its implications for postsubduction magmatism in Baja California, Mexico. Geol Soc Amer 120: 451-462.

Castillo PR, Solidum RU, Punongbayan RS (2002) Origin of high field strength element enrichment in the Sulu Arc, southern Philippines, revisited. Geology 30: 707-710.

Charvis P, Pelletier B (1989) The northern New Hebrides backarc troughs: history and relation with the North Fiji Basin. Tectonophysics 170: 259-277.

Chatelain J-L, Molnar P, Prévot R, Isacks B (1992) Detachment of part of the downgoing slab and uplift of the New Hebrides (Vanuatu) Islands. Geophys Res Lett 19: 1507-1510.

Collot JY, Daniel J, Burne RV (1985) Recent tectonics associated with the subduction / collision of the d'Entrecasteaux zone in the Central New Hebrides. Tectonophysics 112: 325-356.

Crawford AJ, Briqueu L, Laporte C, Hasenaka T (1995) Coexistence of Indian and Pacific oceanic upper mantle reservoirs beneath the central New Hebrides island arc. Geophys Monogr 88: 199-217.

Danyushevsky LV, Della-Pasqua FN, 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 LV, McNeill AW, Sobolev AV (2002) 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.

Defant, MJ, Drummond, MS, 1990 Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere Nature, 347, 662-665.

DeLong SE, Hodges FN, Arculus RJ (1975) Ultramafic and mafic inclusions, Kanaga Island, Alaska, and the occurrence of alkaline rocks in island arcs. J Geol 83: 721-736.

Donnelly KE, Goldstein SL, Langmuir CH, Spiegelman M (2004) Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics. Earth Planet Sci Lett 226: 347-366.

Eggins SM (1993) Origin and differentiation of picritic arc magmas, Ambae (Aoba), Vanuatu. Contrib Mineral Petrol 114: 79-100.

Eissen J-P, Nahora M, Cotton J, Hirose K (1994) North Fiji Basin basalts and their magma sources: Part I Incompatible element constraints. Marine Geology 116: 153-178.

Escuder Viruete J, Contreras F, Stein G, Urien P, Joubert M, Pérez-Estaún A, Friedman F, Ullrich T (2007) Magmatic relationships and ages between adakites, magnesian andesites and Nb-enriched basalt-andesites from Hispaniola: Record of a major change in the Caribbean island arc magma sources. Lithos 99: 151-177.

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

Gaetani GA, Kent AJR, Grove TL, Hutcheon ID, Stolper EM (2003) Mineral / melt partitioning of trace elements during hydrous peridotite partial melting. Contrib Mineral Petrol 145: 391-405.

Gagnon J, Fryer BJ, Samson IM, Williams-Jones AE (2008). Quantitative analysis of certified reference materials by LA-ICP-MS and without an internal standard. J Anal Atom Spectr 23: 1529-1537.

Giardini D, Woodhouse J H (1986) Horizontal shear flow in the mantle beneath the Tonga arc. Nature 319: 551-555.

Gorring ML, Kay SM (2001) Mantle processes and sources of Neogene slab window magmas from Southern Patagonia, Argentina. J Petrol 42: 1067-1094.

Gregoire M, McInnes BIA, O'Reilly SY (2001) Hydrous metasomatism of oceanic sub-arc mantle, Lihir, Papua New Guinea Part2 Trace element characteristics of slab-derived fluids. Lithos 59: 91-108.

Green DR, Schmidt MS, Hibberson WO (2004) Island-arc ankaramites: Primitive melts from fluxed refractory lherzolitic mantle. J Petrol 45: 391-403.

Greene HG, Collot JY, Fisher MA, Crawford AJ (1994) Neogene tectonic evolution of the New Hebrides island arc: a review incorporating ODP Drilling results, in: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 134: 19-46.

Grove TL, Parman SW, Bowring SA, Price RC, Baker MB (2002) The role of an H_2O-rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from the Mt Shasta region, N California. Contrib Mineral Petrol 142: 375-396.

Halliday AN, Lee D-C, Tommasini S, Davies GR, Paslick CR, Fitton JG, James DE (1995) Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle. Earth Planet Sci Lett 133: 379-395.

Hastie AR, Mitchell SF, Kerr AC, Minifie MJ, Millar IL (2011) Geochemistry of rare high-Nb basalt lavas: Are they derived from a mantle wedge metasomatised by slab melts? Geochim Cosmochim Acta 75: 5049-572.

Hofmann AW (1988) Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. Earth Planet Sci Lett 90: 297-314.

Hofmann AW (1997) Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. Nature 383: 219-229.

Ionov DA, Hofmann AW (1995) Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. Earth Planet Sci Lett 131: 341-356.

Jarosewich E, Parkes AS, Wiggins LB (1979) Microprobe analyses of four natural glasses and one mineral: an interlaboratory study of precision and accuracy. Smiths Contrib Earth Sci 22: 53-67.

Johnson ER, Wallace PJ, Deldago Granados H, Manea VC, Kent AJR, Bindeman IN, Donegan CS (2009) Subduction-related volatile recycling and magma generation beneath Central Mexico: Insights from melt inclusions, oxygen isotopes and geodynamic models. J Petrol 50: 1729-1764.

Kapezhinskas PK, Defant MJ, Drummond MS (1996) Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamtchatka xenoliths. Geochim Cosmochim Acta 60: 1217-1229.

Kelemen PB, Kinzler RJ, Johnson KTM, Irving AJ (1990) High Field Strength element depletions in arc basalts due to mantle-magma interaction. Nature 345: 521-524.

Kelemen PB, Shimizu N, Dunn T (1993) Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt / rock reaction in the upper mantle. Earth Planet Sci Lett 120: 111-134.

Kent AJR, Peate DW, Newman S, Stolper EM, Pearce JA (2002) Chlorine in submarine glasses from the Lau Basin: seawater contamination and constraints on the composition of slab-derived fluids. Earth Planet Sci Lett 202: 361-377.

Laporte C, Briqueu L, Cluzel D, Eissen JP (1998) Isotopic gradient along the New Hebrides arc (Vanuatu, SW Pacific) Collision of the d'Entrecasteaux zone and heterogeneity of mantle sources. Earth Planet Sci 326: 101-106.

Le Roux PJ, Shirey SB, Hauri EH, Perfit MR, Bender JF (2006). The effects of variable sources, processes and contaminants on the composition of northern EPR MORB (8-10°N and 12-14°N): Evidence from volatiles (H_2O, CO_2, S) and halogens (F, Cl). Earth Planet Sci Lett 251: 209-231.

Louat R, Pelletier B (1989) Seismotectonics and present-day relative plate motion in the New Hebrides arc-North Fiji basin region. Tectonophysics 167: 41-55.

Mahoney JJ, Graham DW, Christie DM, Johnson KTM, Hall LS, Vonderhaar DL (2002) Between a hotspot and a cold spot: Isotopic variation in the Southeast Indian Ridge asthenosphere, 86°E-118°E. J Petrol 43: 1155-1176.

Macpherson CG, Chiang KK, Hall R, Nowell GM, Castillo PR, Thirlwall MF (2010) Plio-Pleistocene intra-plate magmatism from the southern Sulu Arc, Semporna peninsula, Sabah, Borneo: Implication for high-Nb basalt in subduction zones. J Volcnaol Geotherm Res 190: 25-38.

Maillet P, Ruellan E, Gérard M, Person A, Bellon H, Cotten J, Joron JL, Nakada S, Price RC (1995) Tectonics, magmatism, and evolution of the New Hebrides backarc troughs (south-west Pacific) In: Taylor, B (ed), Back-arc basins. Tectonics and Magmatism New York: Plenum: 177-235.

McConachy TF, Arculus RJ, Yeats CJ, Binns RA, Barriga FJAS, McInnes BIA, Sestak S, Sharpe R, Rakau B, Tevi T (2005) New hydrothermal activity and alkalic volcanism in the backarc Coriolis Troughs, Vanuatu. Geol Soc Am 33: 61-64.

Métrich N, Wallace PJ (2008) Volatile abundances in basaltic magmas and their degassing paths tracked by melt inclusions. Rev Mineral Geochem 69: 363-402.

Montjaret MJ, Bellon H, Maillet P (1991) Magmatism of the troughs behind the New Hebrides island arc (RV Jean Charcot SEAPSO 2 cruise): K-Ar geochronology and petrology. J Volcanol Geotherm Res 46: 265-280.

Monzier M, Robin C, Eissen JP, Cotton J (1997) Geochemistry vs seismo-tectonics along the volcanic New Hebrides Central Chain (Southwest Pacific). J Volcanol Geotherm Res 78: 1-29.

Nohara M, Hirose K, Eissen J-P, Urabe T, Joshima M (1994) North Fiji Basin basalts and their magma sources II: Sr–Nd isotopic and trace element constraints. Marine Geology 116: 179-196.

Nicholls IA, Ringwood AE (1972) Production of silica-saturated tholeiites magmas in island arcs. Earth Planet Sci Lett 17: 243-246.

Pearce JA, Peate DW (1995) Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. Annu Rev Earth Planet Sci 23: 251-285.

Peate DW, Pearce JA, Hawkesworth CJ, Colley H, Edwards CMH, Hirose K (1997) Geochemical variations in Vanuatu arc lavas: the role of subducted material and a variable mantle wedge composition. J Petrol 38: 1331-1358.

Peccerillo P, Taylor SR (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkek. Contrib Mineral Petrol 58: 63-81.

Pelletier B, Calmant S, Pillet R (1998) Current tectonics of the Tonga-New Hebrides region. Earth Planet Sci Lett 164: 263-276.

Polat A, Kerrich R (2001) Magnesian andesites, Nb-enriched basalt-andesites, and adakites from late-Archean 27 GPa Wana greenstone belts, Superior Province, Canada: implications for late Archean subduction zone petrogenetic processes. Contrib Mineral Petrol 141: 36-52.

Prévot R, Roecker SW, Isacks BL, Chatelain JL (1991) Mapping of low P wave velocity structures in the subducting plate of the central New Hebrides, Soutwest Pacific. J Geophys Res 96: 825-842.

Prévot R, Chatelain J-L, Roecker SW, Grasso J-R (1994) A shallow double seismic zone beneath the New Hebrides (Vanuatu): evidence for fragmentation and accretion of the descending plate? Geophys Res Lett 21: 2159-2162.

Price R C, Johnson L E, Crawford A J (1990) Basalts of the North Fiji basin: the generation of back arc basin magmas by mixing of depleted and enriched mantle sources. Contrib Mineral Petrol 190: 106-121.

Reagan MK, Gill JB (1989) Coexisting calcalkaline high-niobium basalts from Turrialba volcano, implications for residual titanates in arc magma sources. J Geophys Res 94: 4619-4633.

Reagan MK, Rowe MC (2009) Nb in basalts from Turrialba volcano, Costa Rica revisited Goldschmidt Conference. Abstract A1078.

Sajona FG, Maury RC, Bellon H, Cotton J, Defant M (1996) High-field strength element enrichment of Pliocene-Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). J Petrol 37: 693-726.

Schiano P, Clocchiatti R, Shimizu N, Maury RC, Jochum KP, Hofmann AW (1995) Hydrous silica-rich melts in the sub-arc mantle and their relationship with erupted arc lavas. Nature 377: 595-600.

Schuth S, Rohrbach A, Münker C, Ballhaus C, Garbe-Schönberg D, Qopoto C (2004) Geochemical constraints on the petrogenesis of arc picrites and basalts, New Georgia Group, Solomon islands. Contrib Mineral Petrol 148: 288-304.

Shaw DM (1970) Trace element fractionation during anatexis. Geochim Cosmochim Acta 34: 237-243.

Sorbadere F, Schiano P, Métrich N, Garaebiti E (2011) Insights into the origin of primitive silica-undersaturated arc magmas of Aoba volcano (Vanuatu arc). Contrib Mineral Petrol 162: 995-1009.

Sorbadere F, Schiano P, Métrich N (2013) Constraints in the origin of nepheline primitive magmas in island arcs inferred from olivine-hosted melt inclusion compositions. J Petrol 54: 215-233.

Tatsumi Y (1989) Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. J Geophys Res 94: 4697-4707.

Taylor FW, Bevis MG, Schutz BE, Kuang D, Recy J, Calmant S, Charley S, Regnier M, Perin B, Jackson M, Reichenfeld C (1995) Geodesic measurements of convergence at the New Hebrides island arc indicate arc fragmentation caused by the impinging aseismic ridge. Geology 23: 1011-1014.

Thirlwall MF (2002) Multicollector ICP-MS analysis of Pb isotopes using a ^{207}Pb-^{204}Pb double spike demonstrates up to 400 ppm/amu systematic errors in Tl-normalization. Chem Geol 184: 255-279.

Toplis MJ (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.

Waters CL, Sims KWW, Perfit MR, Blichert-Toft J, Blusztajn J (2011) Perspective on the genesis of E-MORB from chemical and isotopic heterogeneity at 9-10°N East Pacific Rise. J Petrol 52: 565-602.

Woodhead JD, Eggins S Gamble JA (1993) High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. Earth Planet Sci Lett 114: 491-504.

Workman R K, Hart S R (2005) Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). Earth Planet Sci Lett 231: 53-72.

Chapitre IV

Etude comparative sur l'origine des magmas d'arc primitifs à néphéline normative piégés dans les inclusions magmatiques

L'opportunité de travailler sur des échantillons basaltiques collectés lors de différentes missions de terrains à Aoba, Ambrym et Gaua (arc du Vanuatu), à Alicudi (arc Eolien) et sur le volcan Galunggung (Java, arc indonésien), a permis de réaliser une étude comparative des magmas primaires d'arc. Les inclusions magmatiques primaires piégées dans les olivines de ces différents échantillons ont été sélectionnées pour leurs caractéristiques primitives (olivines hôtes Fo ≥ 88), de façon à s'affranchir au maximum des processus de différenciation affectant les compositions, et ne conserver ainsi que les compositions représentatives des magmas les plus primitifs. Afin de compléter l'étude, ces inclusions ont été comparées aux inclusions piégées dans les olivines magnésiennes issues d'autres îles d'arc, dont les compositions ont été publiées précédemment (Vulcano, arc Eolien : Gioncada et al., 1998 ; Batan, arc des Philippines : Métrich et al., 1999 ; Lombok, arc de la Sonde : Elburg et al., 2007 ; St Vincent et Grenade, arc des Petites Antilles : Bouvier et al., 2010a et 2010b). L'ensemble des données collectées sur les inclusions magmatiques a permis de souligner d'une part, l'évolution globale des compositions de ces magmas primaires d'arc vers un pôle riche en calcium et d'autre part, l'ubiquité de leur signature à néphéline normative. La problématique de l'étude, développée dans l'article présenté ci-après, était donc :

1- de comprendre les processus magmatiques responsables de l'évolution géochimique de ces magmas d'arc,
2- d'identifier l'origine de leur caractère sous-saturé en silice.

Les inclusions primitives des différents arcs montrent des spectres en éléments en traces comparables, typiques de magmas d'arc, enrichis en éléments très incompatibles par rapport aux MORB et s'illustrant par des anomalies négatives en HFSE. Leurs compositions se distinguent cependant en éléments majeurs, recalculés en composants CMAS et représentés dans les plans ternaires de projections minéralogiques (voir détail du calcul dans

« l'appendix » de l'article). L'utilisation de plans de projection (ex : Ne-Qz-Di) par le pôle olivine permet de s'affranchir totalement des phénomènes d'échanges entre l'olivine hôte et l'inclusion et ainsi de ne représenter que les variations inhérentes aux inclusions.

Les compositions des inclusions primitives d'arc reportées dans ces projections sont très hétérogènes et évoluent d'un pôle pauvre en diopside vers un pôle riche en diopside correspondant aux inclusions ultracalciques (CaO > 14 pds%). La comparaison entre les inclusions d'arc et des liquides expérimentaux issus de la fusion partielle de plusieurs lithologies mantelliques (péridotite, pyroxénite, éclogite) a mis en évidence des similitudes de compositions entre les inclusions ultracalciques et les liquides de clinopyroxénite à amphibole formés autour de 1 GPa, et entre les inclusions non calciques et les liquides de péridotites. L'évolution de composition des inclusions a donc été interprétée comme le résultat d'un mélange de sources ou de liquides impliquant des lithologies de type péridotite et clinopyroxenite à amphibole. A 1 GPa, le caractère à néphéline normative d'un magma dériverait d'une source constituée au minimum de 50% de clinopyroxénite. Les inclusions magmatiques seraient donc formées à partir d'une source moitié péridotitique, moitié pyroxénitique. Les inclusions les plus riches en CaO seraient expliquées par la fusion partielle d'une lithologie exclusivement constituée de clinopyroxénite à amphibole.

D'autre part, les inclusions magmatiques ont révélé des concentrations variables en Sc (de 20 à 90 ppm), corrélées positivement avec leurs teneurs en composant diopside déterminées à partir des projections minéralogiques du système CMAS. Les diagrammes élaborés à partir de rapports d'éléments en traces incompatibles et du Sc dans les inclusions d'arc, ont permis de confirmer le modèle de mélange entre un pôle riche en Sc et en CaO, issu de la fusion partielle de clinopyroxénite à amphibole et un pôle pauvre en Sc et en CaO, résultant de la fusion partielle de péridotite. Le caractère sous-saturé en silice commun aux inclusions magmatiques primitives d'arc ainsi que les compositions des inclusions s'alignant sur la même tendance évolutive, suggèrent que le processus de mélange entre clinopyroxénite à amphibole et péridotite est un phénomène global à tous les arcs. Ce mélange aurait lieu à des profondeurs comprises entre 15 et 30 km. Ceci mène à la conclusion que les clinopyroxénites à amphibole impliquées dans la source des magmas d'arc, proviennent soit de veines présentes dans le manteau superficiel (Pilet et al., 2008 ; 2010), soit de cumulats de base de croûte (DeBari et Coleman, 1989 ; Schiano et al., 2000 ; Müntener et al., 2001 ; Médard et al., 2006).

- Article publié dans *Journal of Petrology* en 2012 -

JOURNAL OF PETROLOGY | VOLUME 0 | NUMBER 0 | PAGES 1–19 | 2012 | doi:10.1093/petrology/egs063
Journal of Petrology Advance Access published October 11, 2012

Constraints on the Origin of Nepheline-Normative Primitive Magmas in Island Arcs Inferred from Olivine-hosted Melt Inclusion Compositions

FANNY SORBADERE[1,2,3]*, PIERRE SCHIANO[1,2,3] AND NICOLE METRICH[4]

[1]CLERMONT UNIVERSITE, UNIVERSITE BLAISE PASCAL, LABORATOIRE MAGMAS ET VOLCANS, BP 10448, F-63000 CLERMONT FERRAND, FRANCE

[2]CNRS, UMR 6524, LMV, F-63038 CLERMONT FERRAND, FRANCE

[3]IRD, R 163, LMV, F-63038 CLERMONT FERRAND, FRANCE

[4]INSTITUT DE PHYSIQUE DU GLOBE, SORBONNE PARIS-CITE, UNIV. PARIS DIDEROT, UMR 7154 CNRS, 75238 PARIS CEDEX 05, FRANCE

RECEIVED AUGUST 25, 2011; ACCEPTED AUGUST 28, 2012

Here we address the question of the origin of rare nepheline-normative arc magmas through a systematic study of major, minor and trace elements in primitive olivine-hosted melt inclusions, together with literature data. The host-rocks of the inclusions are Mg-rich basalts to ankaramite lavas and scoria from several intra-oceanic volcanic arcs (Vanuatu, Lesser Antilles, Indonesian, Luzon and Aeolian arcs). The studied melt inclusions display trace element patterns typical of subduction-related calc-alkaline basalts, with variable enrichments in large ion lithophile elements and Sc (20–91 ppm), and La/Yb and Nb/Y ratios ranging from 1 to 18 and from 0·1 to 0·3, respectively. In CMAS projections, the melt inclusions delineate a trend linking two well-defined end-members, which are strongly and weakly enriched in the diopside component, respectively. The melt inclusions provide snapshots of the compositions of instantaneous melts, recording compositional diversity in the primitive magma batches, which requires mixing between melts generated by partial melting of peridotite and amphibole-bearing clinopyroxene-rich lithologies, possibly at a pressure of ~1 GPa and between 1200 and 1300°C. This hypothesis is supported by trace element modeling, and particularly by the correlation of Sc with incompatible element ratios. We propose that amphibole-bearing clinopyroxenites, occurring as cumulates at the base of the crust and/or as metasomatic veins in the upper mantle of island arcs, represent a suitable source for the Ne-normative melt inclusions variably enriched in CaO, observed in arc environments.

KEY WORDS: *melt inclusion; nepheline-normative; island arc magma; amphibole-bearing clinopyroxenite*

INTRODUCTION

Most magmas emitted in intra-oceanic arc environments have calc-alkaline compositions varying from basaltic andesite to andesite (Gill, 1981; Plank & Langmuir, 1988). They are dominantly plagioclase- to quartz-normative (Gill, 1981) and their origin is generally ascribed to fluxed melting of mantle peridotite caused by aqueous fluids and/or silicate melts released from the descending slab. On the other hand, some calc-alkaline basaltic magmas

*Corresponding author. Present address: Laboratoire Magmas et Volcans, 5 rue Kessler, 63000 Clermont Ferrand, France. Telephone: (+33) 473 346 721. E-mail: F.Sorbadere@opgc.univ-bpclermont.fr

© The Author 2012. Published by Oxford University Press. All rights reserved. For Permissions, please e-mail: journals.permissions@oup.com

Downloaded from http://petrology.oxfordjournals.org/ by guest on October 12, 2012

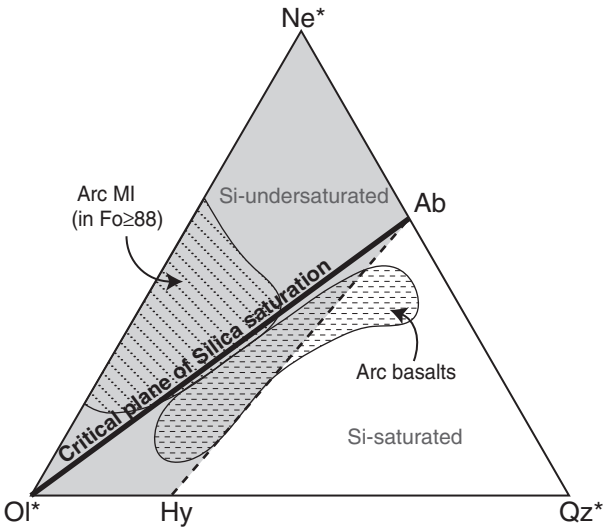


Fig. 1. Normative compositions of primitive olivine-hosted melt inclusions (in Fo ≥88) (Gioncada *et al.*, 1998; Métrich *et al.*, 1999; Schiano *et al.*, 2000; De Hoog *et al.*, 2001; Kent & Elliott, 2002; Elburg *et al.*, 2007; Portnyagin *et al.*, 2007; Bouvier *et al.*, 2010*a*, 2010*b*; Sorbadere *et al.*, 2011) and high-MgO arc basalts (horizontally dashed field) (Gerbe *et al.*, 1992; Eggins, 1993; Robin *et al.*, 1993; Peate *et al.*, 1997; Pichavant *et al.*, 2002; Raos & Crawford, 2004; Sorbadere *et al.*, 2011) from the Philippines, Indonesia, Kamchatka, Marianas, Vanuatu, Lesser Antilles and Aeolian island arcs projected onto the ternary olivine–nepheline–quartz plane of the basalt tetrahedron (after the projection scheme of Irvine & Baragar, 1971; Ol* = Ol + 0·75Hy; Ne* = Ne + 0·6Ab; Qz* = Qz + 0·4Ab + 0·25Hy). The lavas range from quartz-normative to hypersthene-normative compositions whereas the melt inclusions are always characterized by nepheline-normative compositions. Ol, olivine; Hy, hypersthene; Ne, nepheline; Ab, albite; Qz, quartz.

(about 1%; Gill, 1981) display hypersthene- and olivine-normative compositions (e.g. Plank & Langmuir, 1988; Gerbe *et al.*, 1992; Pichavant *et al.*, 2002; Raos & Crawford, 2004; Elburg *et al.*, 2007) (Fig. 1). However, their source compositions remain controversial because of the paucity of such melt compositions at the surface, and the question of whether they are representative of purely mantle-derived melts.

Melt inclusions entrapped in early-formed phenocrysts (e.g. magnesian olivine) provide a way to access the primitive magma geochemistry, and hence to constrain its source characteristics, as they commonly display a compositional spectrum that extends towards more primitive compositions than their host lavas (e.g. Sobolev, 1996; Saal *et al.*, 1998, 2005; Schiano, 2003). In subduction contexts, olivine-hosted primitive melt inclusions are commonly found to have strongly silica-undersaturated compositions with variable amount of normative nepheline (Fig. 1) and highly variable CaO contents (up to 19–20 wt %), whereas their carrier lavas range in composition from quartz-normative to hypersthene-normative basalts and basaltic andesites (e.g. Gioncada *et al.*, 1998; Métrich *et al.*, 1999; Schiano *et al.*, 2000; De Hoog *et al.*, 2001; Elburg *et al.*, 2007; Portnyagin *et al.*, 2007; Bouvier *et al.*, 2010*a*, 2010*b*; Sorbadere *et al.*, 2011). A series of recent studies, most of them focusing on the CaO-rich subset of the melt inclusions, have addressed the questions of the origin of these distinctive populations of melts preserved as inclusions. Thermodynamic modeling (Schiano *et al.*, 2000), melting experiments (Médard *et al.*, 2006) and compositional and field-based evidence (e.g. Elburg *et al.*, 2007; Georgiev *et al.*, 2009) have allowed better understanding of their implications for models of magma generation in arc settings.

The Ne-normative arc melt inclusions with high CaO contents (>14 wt %) and CaO/Al_2O_3 ratios ≥1 contrast with experimental melts of typical lherzolites under anhydrous or hydrous conditions (e.g. Médard *et al.*, 2006). Their origin has been attributed to melting of carbonated or CO_2-fluxed peridotite (Della-Pasqua & Varne, 1997; Green *et al.*, 2004). However, this explanation has been challenged based on the significant compositional differences between the melt inclusions and experimental melts obtained in the presence of CO_2 (e.g. Elburg *et al.*, 2007). Other models for the genesis of CaO-rich, Ne-normative melt inclusions in island arcs involve partial melting or melt–rock interactions involving clinopyroxene-rich lithologies (Gioncada *et al.*, 1998; Kamenetsky *et al.*, 1998; Schiano *et al.*, 2000; De Hoog *et al.*, 2001; Elburg *et al.*, 2007; Georgiev *et al.*, 2009; Marchev *et al.*, 2009; Bouvier *et al.*, 2010*a*, 2010*b*). Following this hypothesis, the very high CaO contents of the inclusions could be inherited from two types of source: (1) amphibole- or phlogopite-bearing, clinopyroxene-rich cumulates found in the lower crust of exhumed volcanic arcs (Schiano *et al.*, 2000; Georgiev *et al.*, 2009); (2) garnet-free mantle sources occurring as local metasomatic veins or pockets in a peridotitic matrix (Gioncada *et al.*, 1998; Kamenetsky *et al.*, 1998; De Hoog *et al.*, 2001; Marchev *et al.*, 2009), and consisting of olivine, clinopyroxene and either amphibole, phlogopite or more jadeitic clinopyroxene as a third component (Elburg *et al.*, 2007; Marchev *et al.*, 2009).

On the basis of their high Mg# numbers and the high forsterite contents (up to 92) of their host olivine, the Ne-normative arc melt inclusions with moderate to low CaO contents (i.e. less than 14 wt %) are interpreted as partial melts of peridotite at very low degrees of melting and/or at high pressure (Hirose & Kushiro, 1993; Kushiro, 1996; Gaetani & Grove, 1998; Walter, 1998; Falloon *et al.*, 2001). On the other hand, the composition of these melt inclusions is also consistent with an origin as partial melts of amphibole-rich pyroxenite (Sorbadere *et al.*, 2011).

In summary, the common occurrence of Ne-normative melts, sometimes with unusually high CaO contents, preserved in magnesian olivine within subduction-related basalts suggests that these magmas are frequently generated

Downloaded from http://petrology.oxfordjournals.org/ by guest on October 12, 2012

in sub-arc environments. Their wide compositional range could testify to mixing processes between peridotite and clinopyroxene-rich source derived melts, or variable extents of melting of clinopyroxenite-bearing peridotite. Here, we address more specifically the question of the origin of the Ne-normative character of these subduction-related magmas through a systematic study of major and trace elements in olivine-hosted melt inclusions from intra-oceanic arc volcanoes. Melt inclusion compositions are discussed in the light of recent experimental results on melts produced by melting of various lithologies likely to represent the sources of arc magmas. We also provide new data for olivine-hosted, primitive melt inclusions in lavas from Galunggung volcano (Java, Indonesian arc) and Alicudi island (Aeolian arc), and in a set of ankaramitic rocks from Vanuatu arc (Gaua and Ambrym islands). Combined with previously published data for melt inclusions, our results shed light on the involvement of amphibole-bearing clinopyroxenite in the generation of Ne-normative melts in arc environments.

SAMPLE DESCRIPTION, ANALYTICAL AND EXPERIMENTAL METHODS

We collected Gaua lava flow samples 1 and 4 during a 2010 field campaign in the Vanuatu arc; C. Robin collected the ankaramites from Ambrym and the Gaua SM8E samples. Lapilli from strombolian deposits on the Alicudi north coast (Aeolian arc) were sampled by R. Clocchiatti, and high-Mg basaltic bombs and scoria from the 1982–1983 Galunggung eruption (Java, Indonesian arc) by M. C. Gerbe (Gerbe *et al.*, 1992). The olivine phenocryts were either hand-picked or separated from the bulk-rock after gentle crushing and sieving. The melt inclusions selected for this study are preserved in euhedral olivine crystals and display rounded or ovoid shapes (size $\leq$60 μm) (Fig. 2). Their distribution is not controlled by healed fractures, as might be expected for inclusions of secondary origin. They are randomly distributed throughout the crystal, far from crack planes and olivine rims, and this suggests that these inclusions have a primary origin and represent droplets of the parental liquid, trapped during the host crystal growth (Sobolev & Kostyuk, 1975; Roedder, 1979). When naturally quenched, the inclusions consist of glass and a shrinkage gas bubble, as observed in the samples of Alicudi pyroclastic deposits. In contrast, they are partially or totally crystallized in the lava samples from Ambrym and Gaua, and in the Galunggung bombs. These crystallized inclusions were experimentally heated using a high-temperature, 1 atm Vernadsky heating–quenching stage (Sobolev *et al.*, 1980; Schiano, 2003) (Fig. 2). Experiments were conducted at 1 atm, under an oxygen fugacity kept between 10^{-10} and 10^{-9} atm, and with a flow of He purified with Zr at 700°C to avoid olivine oxidation and to ensure an efficient quench. The optimal experimental conditions ensuring equilibration during heating of the inclusion (heating rates of 0·5°C s^{-1} for 35 min, 0·2°C s^{-1} for 10 min, 0·1°C s^{-1} until the last 'daughter' mineral has melted, and an additional 10 min at the final temperature before quenching) were determined from kinetic runs performed by modifying heating rates and exposure times in the high-temperature interval, to assess the effects caused by variations in the rate of the transformations in the inclusions. The temperature was measured with a $Pt_{90}Rh_{10}$ thermocouple and calibrated against the melting points of small grains of gold (1064°C) and silver (962°C). Most shrinkage gas bubbles did not disappear during the runs. This feature could reflect a difference between the initial pressure of trapping and the internal pressure of the inclusions at high temperature, owing to the inelastic behaviour of olivine (Schiano & Bourdon, 1999). Alternatively, the presence of bubbles with potential high CO_2 contents may also prevent the complete homogenization of the melt inclusions at 1 atm. Another possibility is the entrapment of a pre-existing bubble during melt inclusion formation. The melt inclusions have been heated only to the temperature of disappearance of the last daughter mineral, which thus represents an underestimation of their homogenization temperature. Occasionally, the melt inclusions are

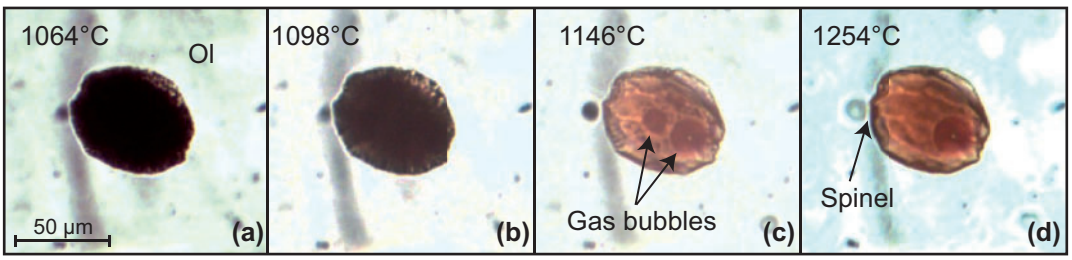


Fig. 2. Transmitted-light photomicrographs illustrating the behaviour of an olivine-hosted melt inclusion from Gaua island during a high-*T* experiment. On progressive heating, the inclusion remains microcrystalline. Melting of the daughter crystals begins at 1064°C (a, b). At 1146°C, vapour bubbles coalesce (c). Complete melting of the daughter phases is achieved at 1254°C. The inclusion consists of silicate melt and vapor bubble (d).

Downloaded from http://petrology.oxfordjournals.org/ by guest on October 12, 2012

associated with a relic spinel trapped inside the inclusion during its formation. The pre-existing character of the spinel is illustrated by the fact that it does not melt during experimental heating of the inclusions and also by its occurrence as an isolated phase inside the host minerals.

Melt inclusions and their host phases were analysed at the Laboratoire Magmas et Volcans (Clermont Ferrand, France) by, for major and volatile elements (Cl and F), electron microprobe (using a Cameca SX 100 system) and, for trace elements, laser ablation inductivity coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) (using a 193 ArF eximer laser coupled to an Agilent 7500 ICP-MS system). Analytical procedures were similar to those described by Sorbadere *et al.* (2011). For major and volatile elements, typical relative analytical uncertainties obtained from replicate measurements of the basaltic glass standard VG-A99 (Jarosewich *et al.*, 1979) (Table 1) were less than 2% for SiO_2, MgO, TiO_2, CaO and Al_2O_3, 3% for FeO, K_2O and Cl, 5% for Na_2O and P_2O_5, and 30% for MnO and F (1σ). The detection limits for Cl and F were 50 and 220 ppm, respectively. Trace elements in melt inclusions were analysed using a laser pulse of 1 or 2 Hz, and a beam size of 33 or 20 μm depending on the inclusion size. Measurements were calibrated against NIST 612 glass standards and an inter-laboratory check was performed on NIST 610 and BCR-2G international standard glasses (Gagnon *et al.* 2008) (Table 1). Counting time was 30 ms for Pb, 40 ms for Lu, U and Th, and 20 ms for the other elements. The typical error on the analyses is ≤10% for all trace elements, except for Nb, Sm, La and Eu (≤15%) (1σ).

MELT INCLUSION GEOCHEMISTRY

The major and trace element compositions of melt inclusions trapped in highly magnesian olivine phenocrysts ($Fo_{88–89}$, up to Fo_{92}) are reported in Table 1. For naturally quenched samples from Alicudi, post-entrapment evolution is limited to precipitation of the host olivine on the inclusion walls and leads to $Kd^{Mg-Fe2+}_{Ol-Liq}$ (the Fe–Mg exchange coefficient between olivine and liquid) values slightly lower (Table 1) than the reference value of $0{\cdot}30 \pm 0{\cdot}03$ for natural basaltic magmas (Toplis, 2005). However, most of heated inclusions from Gaua, Ambrym and Galunggung have $Kd^{Mg-Fe2+}_{Ol-Liq}$ values higher than $0{\cdot}30 \pm 0{\cdot}03$ (Table 1). At first sight, these high values could reflect overheating-inducing resorption of the host phase or FeO–MgO exchange between the entrapped melt and their host (e.g. Danyushevsky *et al.*, 2000). It should be noted, however, that significant overheating can be identified by compositional mixing trends between the trapped melts and their host olivines and/or evidence of decrepitation of the melt inclusions (Tait, 1992; Schiano, 2003). These features are not observed for our samples. Additionally, the FeO content of the melt inclusions varies regardless of their size, which would not be the case if inclusions have experienced Fe–Mg re-equilibration (Danyushevsky *et al.*, 2000, 2002). However, we cannot eliminate the possibility that melt inclusions having $Kd^{Mg-Fe2+}_{Ol-Liq}$ far out of apparent equilibrium have experienced overheating. Hence, to circumvent this problem, the following discussion is based on incompatible element ratios and projections from olivine in the CMAS model system. The effects of host olivine crystallization–dissolution or Fe–Mg re-equilibration do not affect projections from the olivine apex within the CMAS volume.

The studied melt inclusions have Ne-normative, medium- to high-K calc-alkaline basalt compositions. They are characterized by variable SiO_2 concentrations ranging from 41·8 to 51·0 wt %. The most Ne-normative melt inclusions are found in Gaua olivines (12·7% Ne-normative on average) and the least in Alicudi olivines (1·2% Ne-normative on average). The Gaua inclusions also have very high CaO contents (up to 19·6 wt %) and CaO/Al_2O_3 ratios (0·9–2·0) and their host olivines are the most CaO-rich (0·20–0·42 wt %). The CaO content varies from 9 to 17 wt % in Ambrym samples, from 9·9 to 15·6 wt % in Galunggung samples, and from 12·4 to 17 wt % in the Alicudi samples. Ambrym, Galunggung and Alicudi melt inclusions contain 15·4–17·6, 10·2–18·4 and 15·4–17·3 wt % Al_2O_3, respectively. The trace element patterns of the sample series are illustrated in Fig. 3a. They are typical of arc magmas with a negative Nb anomaly, enrichment in large ion lithophile elements (LILE) and depletion in high field strength elements (HFSE). They are also depleted in heavy rare earth elements (HREE) relative to mid-ocean ridge basalt (MORB) and enriched in light rare earth elements (LREE) relative to HREE (La/Yb ratios range from 1 to 18; Fig. 3b).

We emphasize that Gaua is another location in the Vanuatu arc, along with Epi and Merelava islands, where ankaramitic melts have been recognized as both olivine-hosted melt inclusions and lava flows (Barsdell, 1988; Barsdell & Berry, 1989; Della-Pasqua & Varne, 1997). These ankaramitic melts display a distinct negative Nb anomaly (0·3–1·4 ppm), high La/Yb ratios (4·0–18·3), a wide range in incompatible element concentrations (i.e. Th from 0·2 to 2·5 ppm), and variable enrichments in Cl (1070–7600 ppm), with Cl/F ratios varying from ~2 to 20. They also show high normative Ne contents (reaching 14%) and contents of Sc (from 36 to 91 ppm), a typical compatible trace element in clinopyroxene. In contrast, melt inclusions from Ambrym do not share the ankaramitic features of their host lavas. For instance, they have

Downloaded from http://petrology.oxfordjournals.org/ by guest on October 12, 2012

Table 1: Major and trace element compositions of primitive olivine-hosted melt inclusions (MI) from the studied island arc volcanoes

	Standard values*				Ambrym (Vanuatu arc): heated MI											
Sample:	VG-A99 ×10†	BCR-2G ×2‡	NIST610 ×2‡	NIST612 ×2‡	AMB68-2	AMB68-3	AMB68-4	AMB68-7	AMB68-9	AMB68-10	AMB68-11	AMB68-12a	AMB68-12b	AMB68-13	AMB68-14	AMB72-1
wt %																
SiO_2	50·96 (0·28)				43·11	44·45	45·55	43·04	42·99	43·40	46·05	44·45	45·15	50·41	44·76	46·43
TiO_2	4·16 (0·03)				1·00	0·98	0·83	0·94	0·96	0·98	0·78	0·97	0·97	0·93	0·98	1·10
Al_2O_3	12·49 (0·16)				15·88	17·17	17·19	15·83	16·55	16·35	15·77	15·55	15·86	15·37	16·34	16·92
FeO	13·15 (0·39)				7·67	8·15	7·52	8·32	8·60	8·04	8·26	8·68	8·37	7·51	8·12	6·02
MnO	0·19 (0·06)				0·18	0·07	0·04	0·14	0·19	0·00	0·11	0·08	0·12	0·08	0·09	0·13
MgO	5·09 (0·12)				8·53	8·40	8·03	10·54	8·97	9·83	11·59	12·15	11·93	11·57	9·90	10·83
CaO	9·11 (0·1)				15·90	15·57	15·28	16·11	17·02	16·21	12·59	13·09	12·53	9·00	14·67	14·72
Na_2O	2·74 (0·13)				2·17	2·75	2·53	1·42	2·15	2·31	2·59	2·48	2·74	3·22	2·46	2·55
K_2O	0·86 (0·03)				0·82	0·96	1·02	0·58	0·64	0·68	1·50	0·92	0·99	1·36	0·94	1·04
P_2O_5	0·44 (0·05)				0·18	0·18	0·21	0·16	0·13	0·19	0·31	0·21	0·46	0·35	0·17	0·26
Sum	99·19				95·44	98·68	98·20	97·08	98·20	97·99	99·55	98·58	99·12	99·80	98·43	100·00
ppm																
Cl					555	763	799	962	1262	701	305	498	n.a.	400	543	733
F					n.d.	384	330	n.d.	219	292	254	305	n.a.	338	246	540
Rb		51·5 (2·6)	425·7 (13·7)	32·4 (1·1)	12·1	13·3	15·4	12·7	10·8	10·1	26·6	16·1	17·1	24·2	15·2	17·6
Ba		689·3 (22·4)	435·1 (14·2)	39·7 (1·4)	189	198	251	121	178	173	343	197	211	309	203	247
Th		5·7 (0·3)	457·1 (15·3)	38·6 (1·3)	0·5	0·6	0·7	0·8	0·7	0·5	1·2	0·8	0·7	n.d.	0·7	0·8
U		1·8 (0·1)	461·3 (16·1)	39·2 (1·4)	0·3	n.d.	0·3	0·3	n.d.	0·2	0·4	0·2	0·3	n.d.	0·4	0·4
Nb		12·4 (0·6)	419·4 (13·3)	35·6 (1·2)	1·4	1·0	1·3	1·2	0·9	1·0	1·9	1·2	1·3	2·0	1·3	1·2
La		25·2 (0·9)	457·4 (14·4)	38·2 (1·2)	5·2	4·5	6·1	5·6	4·3	4·4	8·8	6·3	6·3	10·3	6·5	6·8
Ce		53·83 (2·9)	447·8 (13·9)	39·3 (1·2)	12·4	10·5	13·3	14·4	10·6	10·3	18·6	14·5	14·3	22·3	15·5	15·3
Pb		11·1 (0·6)	426·0 (13·5)	39·6 (1·3)	3·3	2·9	3·3	2·7	2·0	2·4	5·5	3·2	2·9	4·2	2·6	1·9
Nd		29·7 (1·7)	430·8 (13·5)	36·1 (1·2)	10·4	8·4	9·3	11·1	7·0	8·8	10·3	10·2	9·8	14·0	11·5	9·4
Sr		335·0 (11·5)	515·5 (16·2)	80·3 (2·6)	404	378	423	257	349	342	526	392	417	571	413	455
Sm		7·3 (0·5)	450·4 (14·6)	37·9 (1·3)	3·1	2·6	2·5	3·1	n.d.	2·6	2·1	3·2	2·4	n.d.	3·2	2·4
Hf		4·3 (0·3)	431·9 (13·5)	37·5 (1·2)	0·6	1·2	1·2	1·4	n.d.	1·5	1·8	1·5	1·3	n.d.	1·6	2·1
Zr		173·8 (8)	439·9 (14·3)	38·4 (1·3)	42·3	41·3	46·0	47·5	41·5	38·1	53·9	45·6	46·4	69·3	49·2	51·5
Ti		12346 (405)	434·0 (14·4)	41·9 (1·7)	5436	5240	4295	4932	5226	5103	4030	4947	5029	5126	5272	5924
Eu		2·1 (0·1)	461·1 (14·2)	36·9 (1·2)	0·9	1·0	0·8	1·1	1·2	0·8	0·9	1·1	0·9	1·8	1·1	1·2
Gd		6·8 (0·6)	444·0 (14·1)	38·6 (1·3)	3·2	3·0	3·3	3·2	3·6	2·6	2·3	2·9	2·9	3·3	3·6	4·1
Tb		0·91 (0·05)	442·8 (13·7)	38·0 (1·2)	0·4	0·5	0·4	0·5	0·4	0·5	0·3	0·5	0·4	n.d.	0·5	0·6
Dy		6·2 (0·3)	426·5 (13·6)	35·3 (1·2)	3·1	2·8	2·9	3·1	2·7	2·7	2·3	2·8	2·9	n.d.	3·2	2·4
Ho		1·3 (0·1)	449·4 (14·2)	38·5 (1·2)	0·6	0·6	0·6	0·6	0·6	0·7	0·5	0·6	0·6	n.d.	0·6	0·6
Y		32·6 (1·3)	449·9 (14·2)	38·1 (1·2)	16·5	15·3	15·4	16·0	16·9	15·5	12·1	14·5	13·4	12·6	16·3	16·8
Er		3·4 (0·2)	426·0 (13·3)	36·5 (1·2)	1·5	1·8	1·6	1·7	1·8	1·5	1·5	1·6	1·5	n.d.	1·7	1·8
Yb		3·7 (0·2)	445·0 (13·9)	38·7 (1·3)	1·1	2·1	1·5	1·6	1·9	1·5	1·4	1·4	1·5	n.d.	2·1	2·1
Lu		0·5 (0·04)	434·7 (13·4)	36·8 (1·2)	0·3	0·2	0·2	0·2	n.d.	0·2	0·2	0·2	0·1	n.d.	0·4	n.d.
Sc		33.2 (1·1)	441·1 (14·2)	41·6 (1·4)	44·3	45·8	40·5	46·0	49·8	46·2	37·3	33·4	32·6	21·9	44·5	35·4
% Ne norm					9·93	12·62	10·54	6·52	9·85	10·61	9·92	10·42	9·63	0·72	11·19	10·19
CaO/Al_2O_3					1·00	0·91	0·89	1·02	1·03	0·99	0·80	0·84	0·79	0·59	0·90	0·87
Host ol.					88·8	87·9	87·8	88·5	88·2	88·4	88·0	88·5	88·5	88·4	88·3	90·0
K_d					0·30	0·28	0·32	0·35	0·30	0·34	0·41	0·39	0·39	0·43	0·34	0·42

(continued)

Downloaded from http://petrology.oxfordjournals.org/ by guest on October 12, 2012

Table 1: Continued

	Ambrym (Vanuatu arc): heated MI					Gaua (Vanuatu arc): heated MI														
Sample:	AMB72-3	AMB72-4	AMB72-5	AMB72-8	AMB72-9	SM8E-1	SM8E-2	SM8E-3	SM8E-6	SM8E-8	SM8E-10	SM8E-11	SM8E-12	SM8E-13	SM8E-14	SM8E-15	SM8E-17	SM8E-19	SM8E-20	SM8E-21	Gaua1-1
wt %																					
SiO_2	49·96	49·75	48·28	50·02	47·60	45·46	45·84	44·72	44·71	45·37	44·78	44·66	44·06	46·33	45·31	46·43	44·96	45·68	44·78	43·63	44·07
TiO_2	0·94	0·86	0·86	1·07	1·02	0·94	0·56	0·62	0·69	0·75	0·61	0·93	0·74	0·71	0·81	0·61	0·66	0·67	0·80	0·72	0·87
Al_2O_3	17·63	17·40	16·64	16·79	17·13	13·64	12·47	12·59	13·07	11·09	12·70	12·95	11·77	10·25	14·41	10·08	13·79	13·46	13·45	12·08	13·74
FeO	5·06	4·49	4·99	4·99	6·91	5·05	6·28	6·04	6·23	6·70	6·28	6·24	8·07	6·62	6·29	6·13	6·64	5·98	6·04	7·24	8·75
MnO	0·13	0·03	0·12	0·09	0·20	0·10	0·17	0·11	0·11	0·15	0·08	0·11	0·06	0·14	0·11	0·12	0·08	0·12	0·00	0·03	0·14
MgO	8·61	8·83	10·28	10·19	9·09	10·70	13·40	14·48	13·10	12·07	14·52	12·19	13·56	12·85	13·73	12·59	10·36	12·39	12·16	14·90	10·73
CaO	12·32	13·00	13·05	12·43	13·17	18·11	16·80	16·63	17·39	19·61	15·66	19·64	18·24	19·03	16·26	19·51	18·15	17·17	17·79	15·89	18·05
Na_2O	3·03	2·77	2·94	3·21	3·01	2·77	2·35	2·17	2·50	1·98	2·29	1·05	1·83	1·89	2·33	1·97	2·46	2·59	1·73	2·43	2·00
K_2O	1·37	1·40	1·21	1·30	1·15	1·33	0·68	1·05	0·96	0·93	1·28	0·70	0·86	1·25	0·98	1·05	0·95	0·96	1·17	0·97	0·79
P_2O_5	0·41	0·30	0·35	0·24	0·21	0·27	0·13	0·19	0·21	0·18	0·37	0·25	0·14	0·25	0·24	0·19	0·30	0·18	0·18	0·20	0·15
Sum	99·46	98·83	98·72	100·33	99·49	98·37	98·68	98·60	98·97	98·83	98·57	98·72	99·33	99·32	100·47	98·68	98·35	99·20	98·10	98·09	99·29
ppm																					
Cl	603	387	680	759	1114	4160	2098	3896	3655	3093	2252	655	3088	2864	1454	3514	2715	3403	4479	2747	2394
F	336	428	584	434	354	394	390	385	419	390	380	368	365	409	379	415	487	387	392	325	280
Rb	23·7	22·8	16·8	16·5	16·2	19·0	11·7	15·4	17·5	n.a.	29·9	14·4	12·7	21·9	11·6	17·4	14·5	13·0	17·8	17·2	11·9
Ba	319	323	267	298	276	301	162	239	213	n.a.	255	376	212	266	215	246	223	212	249	209	213
Th	1·1	1·1	1·1	0·8	0·4	1·9	1·1	1·2	1·3	n.a.	2·5	2·1	0·9	2·3	0·8	1·1	1·2	1·0	1·5	1·0	0·2
U	0·5	0·4	0·6	n.d.	0·5	0·8	0·5	0·5	0·6	n.a.	1·1	0·5	0·4	0·9	0·4	0·4	1·0	0·5	0·5	0·5	0·5
Nb	1·8	1·7	1·2	1·7	1·1	0·9	0·4	0·5	0·5	n.a.	0·7	0·9	1·0	0·7	0·7	0·7	0·7	0·6	0·6	0·7	0·7
La	8·4	8·4	7·4	8·5	6·3	14·8	9·1	8·9	10·1	n.a.	18·6	15·2	8·3	16·1	7·2	8·9	11·4	8·0	10·4	8·4	7·4
Ce	19·1	17·8	15·4	17·3	15·2	28·2	19·1	18·0	21·2	n.a.	35·7	28·8	17·2	31·7	15·7	18·3	25·9	17·0	21·3	18·5	14·8
Pb	4·0	4·1	3·6	1·8	2·6	4·6	3·3	4·7	8·2	n.a.	4·6	4·8	3·0	5·3	3·5	4·4	6·1	4·1	4·6	3·0	4·1
Nd	11·1	11·9	10·8	10·3	10·9	17·5	12·6	11·5	13·8	n.a.	18·9	17·7	10·5	18·1	12·0	12·2	13·7	12·0	13·1	14·3	9·0
Sr	558	551	486	540	503	798	452	657	655	n.a.	622	551	528	675	521	568	679	546	681	562	819
Sm	4·9	2·9	n.d.	3·5	n.d.	3·1	2·8	3·4	3·6	n.a.	3·5	4·1	3·8	3·5	3·8	2·9	3·8	3·4	3·1	3·3	2·3
Hf	1·9	1·6	2·7	1·7	3·7	1·5	1·1	0·9	1·2	n.a.	1·4	1·7	1·5	1·2	1·4	1·1		1·5	1·0	1·5	0·8
Zr	58·2	57·6	52·7	56·7	44·6	50·7	29·0	34·0	37·2	n.a.	39·6	54·6	32·9	42·2	39·6	36·3	37·3	35·6	38·8	40·1	37·1
Ti	4951	4693	4860	5661	5678	5219	3083	3590	3743	n.a.	3247	4926	4135	3642	4129	3617	3439	3459	4291	4276	5205
Eu	1·1	1·1	1·3	1·7	1·2	1·4	1·0	0·9	0·8	n.a.	0·9	1·3	0·5	0·9	1·3	1·0	1·7	1·3	1·2	0·9	0·5
Gd	3·1	3·5	n.d.	2·6	4·4	3·3	2·7	2·8	3·6	n.a.	2·8	3·8	3·4	3·0	2·5	2·8	3·3	3·1	3·2	3·4	4·3
Tb	0·5	0·4	0·8	0·7	0·6	0·4	0·4	0·3	0·3	n.a.	0·4	0·6	0·4	0·3	0·5	0·4	0·4	0·4	0·5	0·4	n.a.
Dy	1·7	2·9	3·2	3·4	3·3	3·0	2·8	2·5	2·2	n.a.	2·5	3·0	1·3	2·2	2·5	2·1	2·6	2·4	2·9	2·7	2·7
Ho	0·7	0·5	n.d.	0·7	0·9	0·5	0·5	0·5	0·6	n.a.	0·5	0·6	0·4	0·4	0·4	0·6	0·4	0·5	0·7	0·5	0·2
Y	13·7	14·3	15·2	14·6	16·6	14·8	12·7	13·0	13·6	n.a.	12·5	17·0	11·9	10·2	13·7	11·2	11·8	13·3	14·4	13·4	14·1
Er	1·1	1·6	2·2	1·4	1·0	1·7	1·3	1·3	1·4	n.a.	1·3	1·7	1·6	1·1	1·1	1·3	1·2	1·6	1·5	1·3	1·3
Yb	2·1	1·1	n.d.	1·0	2·4	2·0	1·4	1·6	1·8	n.a.	1·3	1·6	2·2	0·9	0·9	1·3	n.d.	1·6	1·3	1·4	1·5
Lu	n.d.	0·2	n.d.	0·2	n.d.	0·2	0·2	0·1	n.d.	n.a.	0·1	0·2	0·4	0·1	0·1	0·2	0·4	0·2	0·3	0·1	n.d.
Sc	27·0	33·2	39·8	31·6	30·7	60·2	64·9	56·3	70·3	n.a.	60·4	68·8	73·0	79·0	52·7	91·2	75·5	65·4	57·4	60·7	81·5
% Ne norm	3·42	3·68	6·89	5·88	8·33	12·69	10·77	9·95	11·45	9·09	10·50	4·82	8·38	8·67	10·68	9·01	11·30	11·88	7·91	11·13	9·23
CaO/Al_2O_3	0·70	0·75	0·78	0·74	0·77	1·33	1·35	1·32	1·33	1·77	1·23	1·52	1·55	1·86	1·13	1·94	1·32	1·28	1·32	1·32	1·31
Host ol.	89·1	90·1	90·1	90·1	87·8	92·0	92·2	92·1	92·0	91·0	91·6	91·4	90·9	91·5	92·0	91·4	91·9	91·4	92·1	91·8	89·6
K_d	0·44	0·45	0·48	0·47	0·38	0·40	0·39	0·45	0·40	0·39	0·46	0·40	0·37	0·39	0·41	0·42	0·30	0·42	0·38	0·40	0·31

(continued)

Downloaded from http://petrology.oxfordjournals.org/ by guest on October 12, 2012

Table 1: Continued

Sample:	Gaua (Vanuatu arc): heated MI																		
	Gaua 1-2	Gaua 1-3a	Gaua 1-3b	Gaua 1-4	Gaua 1-5	Gaua 1-6	Gaua 1-7	Gaua 1-8	Gaua 1-9	Gaua 1-10	Gaua 1-11	Gaua 1-12a	Gaua 1-12b	Gaua 4-1	Gaua 4-2	Gaua 4-3	Gaua 4-4	Gaua 4-5	Gaua 4-6
wt %																			
SiO_2	44·58	43·24	43·60	43·08	44·65	44·46	42·93	43·88	44·09	44·13	45·85	43·99	43·84	43·50	45·01	43·46	44·86	45·31	42·10
TiO_2	0·71	0·71	0·73	0·77	0·66	0·72	0·77	0·79	0·86	0·78	0·89	0·74	0·74	1·00	0·78	1·25	0·71	0·83	0·77
Al_2O_3	14·54	13·97	14·63	11·01	13·03	11·39	13·95	15·04	15·13	12·62	15·00	12·81	12·71	14·02	16·67	18·17	14·48	12·06	11·03
FeO	5·50	7·12	6·37	12·00	6·22	7·19	6·96	6·12	5·71	6·45	4·85	7·21	6·90	7·83	8·83	6·06	7·56	9·24	10·97
MnO	0·02	0·09	0·11	0·17	0·19	0·14	0·13	0·10	0·20	0·09	0·10	0·16	0·08	0·16	0·20	0·09	0·17	0·09	0·31
MgO	12·38	12·45	12·24	12·17	13·24	12·52	12·74	12·45	11·73	13·54	11·25	12·71	12·28	11·77	6·55	6·74	11·06	11·43	12·06
CaO	18·54	17·43	17·72	16·73	18·01	19·32	17·60	16·73	16·06	16·96	16·97	17·72	18·36	18·52	19·38	17·03	17·29	16·47	17·37
Na_2O	1·82	2·18	2·30	1·89	2·09	1·70	2·21	2·48	2·76	2·40	2·57	2·14	2·11	1·65	1·62	3·06	1·88	2·04	1·02
K_2O	0·81	1·31	1·28	0·69	1·01	0·84	1·09	1·28	1·80	1·57	1·27	1·26	1·25	0·51	0·65	1·67	0·61	1·81	0·45
P_2O_5	0·10	0·22	0·20	0·13	0·09	0·13	0·14	0·14	0·22	0·23	0·19	0·12	0·18	0·12	0·10	0·30	0·05	0·26	0·09
Sum	99·00	98·72	99·18	98·64	99·19	98·41	98·52	99·01	98·56	98·77	98·94	98·86	98·45	99·08	99·79	97·83	98·67	99·54	96·17
ppm																			
Cl	4713	6583	n.a.	1540	4808	3785	5121	5846	7602	6464	5886	5837	n.a.	1372	1949	1854	2125	2403	1080
F	449	362	n.a.	379	358	307	385	491	387	367	429	404	n.a.	139	316	584	334	323	216
Rb	9·7	20·5	16·7	9·0	15·9	12·5	14·8	18·0	29·7	21·1	15·9	20·0	19·8	10·4	12·6	14·3	7·3	32·8	9·6
Ba	269	416	425	194	309	228	324	350	566	479	366	405	413	138	227	721	149	277	354
Th	1·0	1·3	1·1	0·8	1·0	0·8	1·2	1·3	1·8	1·6	1·4	1·2	1·3	0·7	0·8	1·3	0·7	2·3	0·7
U	0·5	0·4	0·5	0·3	0·4	0·3	0·4	0·6	0·7	0·6	n.d.	0·5	0·5	0·2	0·3	0·9	0·3	0·8	0·2
Nb	0·5	0·6	0·7	0·5	0·5	0·4	0·5	0·7	0·9	0·7	0·6	0·6	0·6	1·3	0·5	1·3	0·4	1·0	0·4
La	7·7	10·1	10·8	7·0	7·6	6·4	8·9	9·5	14·0	12·0	11·0	9·5	9·9	8·1	5·7	11·0	4·8	16·5	5·5
Ce	15·6	20·2	21·5	14·9	16·0	13·8	18·5	20·1	28·5	23·7	21·2	19·4	20·0	18·1	13·0	24·6	11·3	33·5	11·8
Pb	5·3	8·5	12·5	4·9	6·3	4·3	5·4	5·7	11·4	6·5	6·9	8·6	8·7	2·5	4·4	10·5	2·9	6·1	3·6
Nd	12·3	13·2	14·7	10·5	10·9	9·6	12·1	13·2	17·4	15·4	13·0	12·6	13·2	13·1	9·2	14·3	6·9	20·5	9·7
Sr	556	761	774	507	595	499	643	713	1021	874	816	733	765	368	428	637	478	642	445
Sm	2·8	3·2	4·0	3·2	2·6	2·8	3·1	3·7	4·3	3·1	2·6	2·7	2·9	3·1	2·6	2·6	2·5	4·6	2·5
Hf	1·7	1·2	1·2	0·8	1·1	1·0	1·1	1·4	1·6	1·5	1·5	1·3	1·3	1·5	1·1	1·9	0·8	1·8	1·0
Zr	29·0	39·8	41·3	30·2	33·6	30·5	36·8	42·5	49·9	44·4	54·3	36·0	37·1	46·5	32·5	70·4	23·8	52·9	27·4
Ti	3588	3979	4202	4284	3720	4052	3989	4305	4789	3944	4796	3799	4025	5666	4456	6260	3777	4483	4213
Eu	1·0	0·9	1·1	1·0	1·0	0·8	1·0	0·9	1·3	0·9	1·5	0·9	1·0	1·1	0·9	1·5	0·7	1·4	0·9
Gd	2·6	3·1	2·9	2·6	2·4	2·3	3·0	3·1	3·5	2·5	n.d.	3·0	2·7	3·5	2·8	4·3	2·2	3·8	2·7
Tb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Dy	3·6	2·5	2·9	2·6	2·4	2·4	2·6	2·8	2·7	2·5	2·5	2·2	2·6	3·2	2·5	2·5	2·5	2·6	2·1
Ho	0·6	0·5	0·5	0·5	0·5	0·5	0·5	0·5	0·6	0·4	0·7	0·5	0·5	0·6	0·5	1·0	0·4	0·5	0·4
Y	13·4	12·4	13·6	13·4	11·9	12·0	13·3	14·7	13·6	12·3	17·4	11·3	12·1	16·4	13·7	18·8	12·7	12·6	11·5
Er	1·9	1·4	1·7	1·2	1·4	1·3	1·5	1·3	1·5	1·2	1·0	1·1	1·4	1·7	1·5	n.d.	1·1	1·2	1·2
Yb	2·2	1·4	1·2	1·2	1·3	1·0	1·8	1·3	1·5	1·4	n.d.	1·3	1·1	1·7	1·3	1·8	1·0	1·3	1·4
Lu	n.d.	0·2	0·2	0·2	0·2	0·2	0·2	0·2	0·2	0·2	n.d.	0·2	0·2	0·2	0·2	n.d.	0·2	0·2	0·2
Sc	46·6	59·2	54·7	48·5	56·6	73·4	63·3	36·3	45·3	55·6	47·9	62·4	67·7	76·2	59·1	49·4	45·1	57·3	59·4
% Ne norm	8·44	10·13	10·64	8·78	9·67	7·92	10·27	11·49	12·84	11·13	11·92	9·91	9·84	7·63	7·44	14·36	8·73	9·41	4·85
CaO/Al_2O_3	1·28	1·25	1·21	1·52	1·38	1·70	1·26	1·11	1·06	1·34	1·13	1·38	1·44	1·32	1·16	0·94	1·19	1·37	1·57
Host ol.	92·9	92·5	92·5	89·2	92·6	90·9	92·4	92·6	93·0	93·1	92·7	92·4	92·4	89·8	89·1	91·9	89·7	90·6	89·8
K_d	0·37	0·30	0·33	0·26	0·37	0·38	0·32	0·35	0·33	0·33	0·39	0·31	0·32	0·37	0·20	0·21	0·37	0·28	0·27

(continued)

Downloaded from http://petrology.oxfordjournals.org/ by guest on October 12, 2012

Table 1: Continued

	Gaua (Vanuatu arc): heated MI					Galunggung (Indonesian arc): heated MI									Alicudi (Aeolian arc): unheated MI		
Sample: *wt %*	Gaua4-7	Gaua4-8	Gaua4-10	Gaua4-12	Gaua4-13	Gal1	Gal19	Gal21	Gal25	Gal27	Gal32a	Gal32b	Gal34a	Gal34b	Ali10	Ali21	Ali23
SiO_2	45·24	44·89	43·87	43·99	44·42	44·52	46·55	41·79	45·22	42·75	44·22	42·67	42·04	43·77	48·00	48·73	49·61
TiO_2	0·82	0·72	1·06	0·86	0·80	0·85	0·99	1·05	0·95	0·98	1·00	0·97	0·97	0·85	0·61	0·65	1·16
Al_2O_3	12·67	11·29	16·83	12·95	15·95	14·91	16·47	17·48	17·55	17·51	16·01	16·16	18·38	16·09	15·59	15·39	17·34
FeO	8·77	8·41	6·73	7·31	7·72	7·68	9·28	8·83	7·86	10·11	9·78	9·34	8·93	7·90	6·09	6·88	5·89
MnO	0·15	0·13	0·10	0·22	0·08	0·13	0·16	0·20	0·14	0·20	0·18	0·18	0·08	0·08	0·11	0·05	0·24
MgO	12·30	12·66	11·88	12·73	12·15	10·59	11·33	12·03	11·68	10·69	10·90	11·68	9·98	12·46	7·26	7·27	6·38
CaO	17·39	18·86	15·62	17·53	15·59	15·46	9·94	13·94	14·36	13·83	14·52	14·60	14·78	13·74	17·03	16·24	12·39
Na_2O	1·76	1·38	2·16	1·96	1·77	1·94	2·56	2·29	2·29	2·31	2·20	2·24	2·47	2·23	1·71	1·79	2·93
K_2O	0·70	0·65	0·82	0·94	0·62	0·33	0·47	0·40	0·34	0·39	0·47	0·45	0·41	0·36	0·63	0·64	1·23
P_2O_5	0·09	0·06	0·14	0·21	0·15	0·05	0·09	0·09	0·13	0·17	0·04	0·11	0·15	0·09	0·18	0·17	1·55
Sum	99·89	99·05	99·21	98·70	99·25	96·46	97·84	98·10	100·52	98·94	99·32	98·40	98·19	97·57	97·21	97·81	98·72
ppm																	
Cl	1887	1068	1500	2778	1649	738	872	905	562	1181	230	666	888	788	1540	1548	1174
F	231	256	335	326	243	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	446	386	904
Rb	10·8	10·8	19·4	13·3	9·6	7·0	8·7	8·2	6·0	8·1	9·2	8·4	7·9	7·7	18·4	13·4	n.a.
Ba	185	210	127	239	226	91	106	109	97	100	118	114	118	97	91	103	n.a.
Th	0·6	0·9	0·8	1·0	1·0	0·6	1·0	0·8	1·1	1·0	0·9	1·0	0·9	0·8	1·3	1·5	n.a.
U	0·3	0·3	0·4	0·4	0·4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0·4	0·3	n.d.	0·4	0·6	n.a.
Nb	0·4	0·5	1·4	0·8	0·4	1·5	2·2	1·8	1·6	1·7	1·9	2·0	1·7	1·4	3·1	2·5	n.a.
La	5·7	6·6	9·3	8·2	7·4	3·6	5·1	4·7	4·0	4·7	5·5	5·0	5·0	3·9	11·7	11·4	n.a.
Ce	12·2	14·3	20·6	17·8	15·1	9·0	12·4	12·0	10·3	11·5	11·8	12·0	11·2	9·3	23·8	24·5	n.a.
Pb	3·2	4·4	3·0	4·4	2·9	4·9	3·9	6·9	3·6	4·4	2·1	6·1	7·2	4·8	4·6	n.d.	n.a.
Nd	8·5	10·4	13·7	13·3	11·4	6·0	8·0	7·3	7·0	8·1	8·9	8·6	7·1	6·8	12·6	11·0	n.a.
Sr	586	284	519	446	378	177	220	212	183	201	201	214	231	193	637	603	n.a.
Sm	2·4	2·6	3·2	2·7	3·4	2·2	2·2	2·5	n.d.	2·8	1·9	2·8	4·6	3·5	3·6	3·6	n.a.
Hf	0·8	1·2	1·8	1·3	1·0	n.d.	1·8	1·2	2·1	1·2	2·1	1·2	n.d.	1·5	1·4	1·9	n.a.
Zr	27·6	33·5	50·2	41·1	31·0	35·6	50·8	44·4	42·6	44·3	39·8	38·7	47·1	40·9	42·0	37·7	n.a.
Ti	4019	3997	5763	4675	4227	4384	5720	5356	5206	5369	5621	5650	5679	4949	3585	3683	n.a.
Eu	0·8	1·0	1·3	1·0	1·2	0·8	n.d.	n.d.	1·1	1·1	0·9	0·8	n.d.	0·9	1·0	1·0	n.a.
Gd	2·4	2·6	3·6	2·7	3·1	3·0	n.d.	n.d.	3·0	3·0	2·4	n.d.	n.d.	2·7	2·7	n.d.	n.a.
Tb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0·4	0·5	0·3	0·4	n.d.	0·3	0·4	0·4	0·5	0·5	n.d.	n.a.
Dy	2·2	2·4	3·7	2·8	3·0	2·7	3·8	3·1	2·2	2·9	2·8	2·5	3·3	2·8	3·2	2·8	n.a.
Ho	0·5	0·5	0·8	0·5	0·7	0·6	0·6	0·8	0·6	0·8	0·7	0·6	0·7	0·5	0·6	0·9	n.a.
Y	11·2	12·4	17·9	14·1	15·2	12·5	16·0	14·6	16·1	17·0	15·3	15·1	17·0	14·7	15·8	15·3	n.a.
Er	1·0	1·4	2·0	1·6	1·8	1·5	1·5	0·9	2·0	1·9	1·8	1·6	2·1	1·6	1·8	n.d.	n.a.
Yb	1·2	1·3	2·2	1·4	1·9	1·2	1·5	1·7	2·9	1·8	1·4	1·7	2·0	n.d.	1·8	2·4	n.a.
Lu	0·1	0·2	0·3	0·2	0·3	n.d.	n.d.	0·2	0·3	0·4	0·2	0·2	0·3	0·3	0·3	n.d.	n.a.
Sc	59·9	79·7	52·0	57·3	42·0	57·8	31·7	48·2	46·4	45·0	54·0	52·7	47·4	48·9	49·5	49·1	n.a.
% Ne norm	8·06	6·37	9·99	9·12	7·86	7·47	0·78	10·49	8·49	10·61	9·69	10·27	11·34	9·06	2·56	1·00	0·02
CaO/Al_2O_3	1·37	1·67	0·93	1·35	0·98	1·04	0·60	0·80	0·82	0·79	0·91	0·90	0·80	0·85	1·09	1·06	0·71
Host ol.	89·4	91·0	91·3	91·7	90·4	89·7	89·2	89·5	88·8	87·5	87·6	87·6	88·4	88·4	89·4	87·9	88·3
K_d	0·36	0·32	0·37	0·34	0·36	0·32	0·24	0·32	0·38	0·28	0·32	0·36	0·30	0·42	0·26	0·27	0·30

*Results for VG-A99, BCR-2G, NIST610 and NIST612 international glass standards. Numbers in parentheses represent 1σ analytical error.
†Number of analyses of VG-A99 for each session.
‡Number of analyses of BCR-2G, NIST610 and NIST612 for each 20 analyses or spot size change.
% Ne norm, percentage of nepheline normative. Host ol., forsterite content of the host olivine expressed as [100 × Mg/(Mg + Fe)]. K_d, Fe–Mg exchange coefficient between olivine and liquid. n.d., not detected; n.a., not analysed.

Downloaded from http://petrology.oxfordjournals.org/ by guest on October 12, 2012

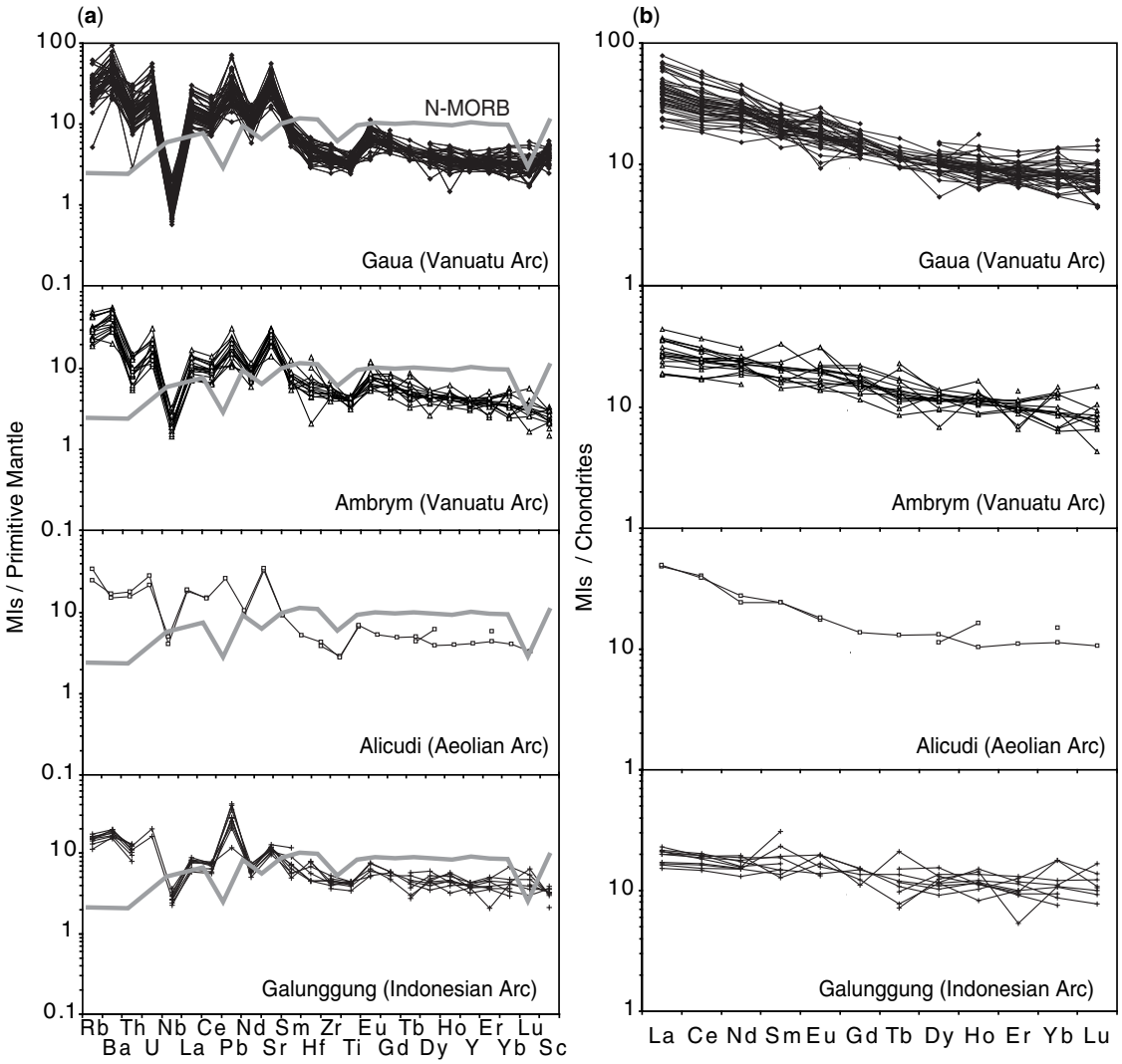


Fig. 3. (a) Primitive mantle-normalized trace element patterns (Hofmann, 1988) for olivine ($Fo_{88–92}$)-hosted melt inclusions (MI) in lavas from Ambrym and Gaua islands (Vanuatu arc), Galunggung volcano, Java (Indonesian arc) and Alicudi island (Aeolian arc). The average normal (N)-MORB composition of Hofmann (1988) is shown for comparison (grey line). (b) Chondrite-normalized REE patterns (McDonough & Sun, 1995) for the melt inclusions.

lower Cl (400–1260 ppm) and Sc (20–50 ppm) contents, and lower Cl/F ratios (1·8–2·4), but comparable F contents.

Chlorine concentrations widely vary between 230 and 7600 ppm for the Vanuatu samples (average of 2330 ppm), from 1170 to 1550 ppm for Alicudi (average of 1420 ppm) and from 230 to 1180 ppm for Galunggung (average of 730 ppm); the average F contents of the Vanuatu and Alicudi inclusions are 420 and 580 ppm, respectively. These values plot within the arc magma domain (Straub & Layne, 2003; Wallace, 2005; Wysoczanski *et al.*, 2005). Galunggung melt inclusions have the lowest F content with concentrations below the detection limit (i.e. <220 ppm).

GENERATION OF NEPHELINE-NORMATIVE, PRIMITIVE MELT INCLUSIONS IN ISLAND ARCS

Petrogenesis of Ne-normative melts

Experimental studies of peridotite melting have shown that Ne-normative melts can be generated either at low degrees of melting and low pressures (<10% partial melting and <1·5 GPa; e.g. Hirose & Kushiro, 1993; Kushiro, 1996; Falloon *et al.*, 2001), or at high pressure (>1·5–1·8 GPa; Hirose & Kushiro, 1993; Kushiro, 1996; Gaetani & Grove, 1998; Walter, 1998; Falloon *et al.*, 2001) when orthopyroxene becomes a product in the melting reaction of lherzolite. Another way of generating Ne-normative liquids is by

Downloaded from http://petrology.oxfordjournals.org/ by guest on October 12, 2012

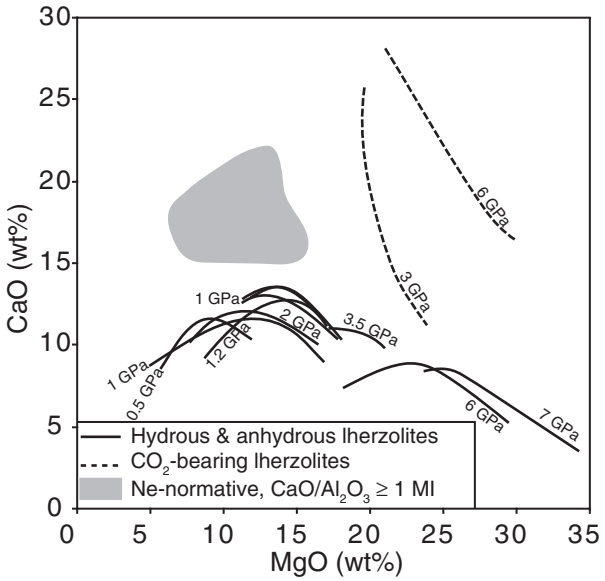


Fig. 4. CaO vs MgO (wt %) diagram showing the distinction between nepheline-normative, $CaO/Al_2O_3 \geq 1$, arc melt inclusions [this study and compilation from Médard *et al.* (2006)] and experimental melting trends for anhydrous and hydrous lherzolites and CO_2-bearing lherzolites between 0·5 and 7 GPa, interpolated from the data of Falloon *et al.* (1988), Hirose & Kushiro (1993), Baker & Stolper (1994), Hirose & Kawamoto (1995), Dalton & Presnall (1998), Gaetani & Grove (1998), Walter (1998), Falloon *et al.* (2001), Kogiso & Hirschmann (2001), Wasylenki *et al.* (2003), Laporte *et al.* (2004) and Dasgupta *et al.* (2007).

melting a source depleted in orthopyroxene and enriched in clinopyroxene relative to lherzolite, such as wehrlite or clinopyroxenite. In this case, the melting reaction consumes the clinopyroxene to produce olivine + liquid, where the liquid is strongly depleted in SiO_2 and becomes Ne-normative (Pickering-Witter & Johnston, 2000; Kogiso & Hirschmann, 2001; Schwab & Johnston, 2001; Médard *et al.*, 2006; Pilet *et al.*, 2008; Lambart *et al.*, 2009). Moreover, the presence of hydrous phases, such as amphibole, in clinopyroxene-rich sources would significantly lower their melting temperature, down to the temperatures prevailing in arc environments (Médard *et al.*, 2006; Pilet *et al.*, 2008, 2009). Amphibole melting contributes alkalis and lowers the silica content of the resulting melts, which thus shift towards Ne-normative compositions.

As mentioned above, Ne-normative melt inclusions with unusually high CaO contents (>13 wt %) and CaO/Al_2O_3 ratios (≥1) are commonly found in arc settings. Such features cannot be reconciled with partial melting of peridotite under anhydrous, hydrous or CO_2-rich conditions, as illustrated by the variations in CaO contents and normative compositions of experimental partial melts of lherzolite related to change of pressure, temperature and source composition (Fig. 4) [see Médard *et al.* (2006) and discussion therein]. CaO-rich Ne-normative melts can be produced by high-degree partial melting (≥30%) of wehrlite or clinopyroxenite at pressures between 0·5 and 1·5 GPa (Pickering-Witter & Johnston, 2000; Kogiso & Hirschmann, 2001; Schwab & Johnston, 2001; Médard *et al.*, 2006; Pilet *et al.*, 2008). The minimum value of 30%, which corresponds to melting temperatures of 1250°C and 1350°C under hydrous and anhydrous conditions, respectively, depends somewhat on the composition of the source.

It should be noted that to the degree to which clinopyroxene-rich sources are similar in compositions to basalts, they have higher Fe^{2+}/Mg than mantle peridotites and thus the first liquids generated during their partial melting will have much higher Fe^{2+}/Mg than those derived from peridotite. Therefore, the olivines that could coexist with low-degree melts of clinopyroxene-rich lithologies must have much lower Fo contents than the typical Fo_{90} of mantle peridotites and this seems, at first sight, to be in conflict with the high forsterite content of the olivines hosting the Ne-normative arc melt inclusions (Elburg *et al.*, 2007). However, under high fO_2 conditions, such as those thought to prevail in arc settings, the Fe^{2+}/Mg ratio of the system can be driven down even though the Fe(total)/Mg of the system is high. In this way, forsteritic olivines can be stabilized. In addition, because Fe is incompatible during melting whereas Mg is compatible (e.g. Klein & Langmuir, 1987), the Fe^{2+}/Mg of the partial melts of clinopyroxene-rich lithologies will decrease with increasing melt fraction, and thus if the melt fraction is high enough, forsteritic olivines could crystallize from the partial melts.

Comparison between island arc Ne-normative melt inclusions and experimental melts

The compositions of experimental liquids and melt inclusions are plotted in simplified four-component CMAS space, projected from olivine (Fig. 5). Also shown on these projections are compiled literature data for primitive olivine-hosted melt inclusions from other island arc volcanoes [Aoba in Vanuatu (Sorbadere *et al.*, 2011), St Vincent and Grenada in the Lesser Antilles (Bouvier *et al.*, 2010*a*, 2010*b*), Batan in the Luzon arc (Métrich *et al.*, 1999), Lombok in the Sunda arc (Elburg *et al.*, 2007), and Vulcano in the Aeolian arc (Gioncada *et al.*, 1998)], to extrapolate from the data to more general conclusions and develop a comprehensive petrogenetic model for primitive Ne-normative melt inclusions in arc settings. This method of data representation, developed by O'Hara (1968), has the advantage that all the major components of natural mantle-derived magmas and all the important mineral phases can be plotted conventionally in a four-component tetrahedron for which the nominal end-members are C, M, A and S. To this end, molar oxide data are first reduced in the four end-members according to the combinations given in the caption of Fig. 5. CMAS data are then

Downloaded from http://petrology.oxfordjournals.org/ by guest on October 12, 2012

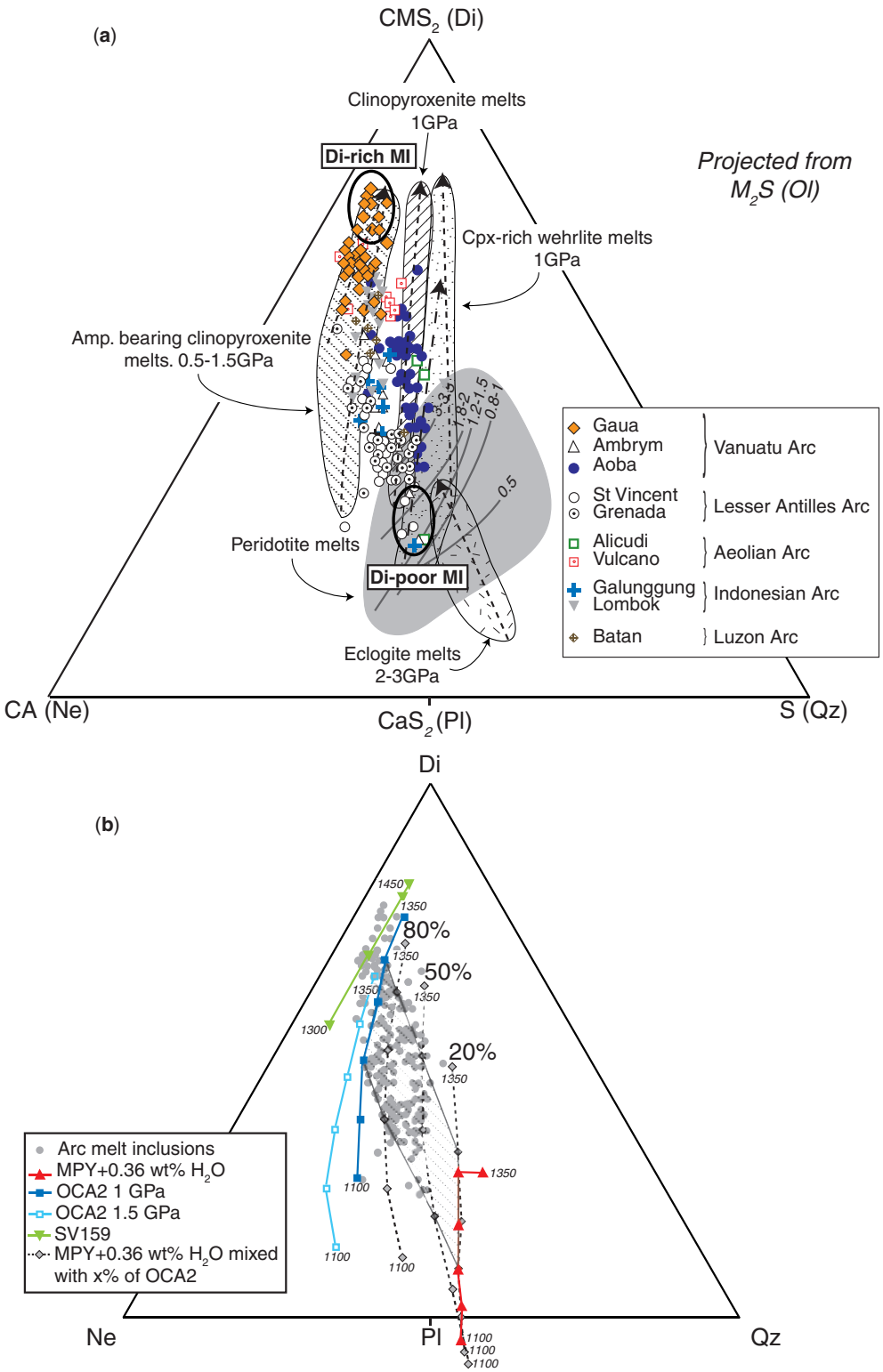


Fig. 5. Projection from Ol onto the Ne–Di–Qz face of the Ne–Di–Qz–Ol system of the major element compositions of primitive olivine-hosted melt inclusions from island arc environments, recast in terms of CMAS components (O'Hara, 1968, 1976): C = [mol. prop. (CaO − 10/3 P_2O_5 + 2 Na_2O + 2 K_2O)]; M = [mol. prop. (MgO + FeO + MnO)]; A = [mol. prop. (Al_2O_3 + Na_2O + K_2O)]; S = [mol. prop. (SiO_2 − 2Na_2O − 2K_2O]. Position of the four apices of the tetrahedron: Q = S; Ol = M_2S; Ne = CA; Di = CMS_2; Pl = CAS_2. Ne, nepheline; Di, diopside; Qz, quartz; Ol, olivine; Pl, plagioclase. Also shown on the diagram are (a) fields for experimentally determined melts of anhydrous (Hirose & Kushiro, 1993; Baker & Stolper, 1994; Kushiro, 1996; Falloon *et al.*, 2001; Wasylenki *et al.*, 2003; Laporte *et al.*, 2004) and hydrous peridotites

Continued

Downloaded from http://petrology.oxfordjournals.org/ by guest on October 12, 2012

converted into a more appropriate system, such as the Ne–Di–Ol–Qz tetrahedron (Yoder & Tilley, 1962), to reduce possible distortions on plane projections. For olivine-hosted melt inclusions, the projection from M_2S (olivine) within the CMAS volume allows us to circumvent any chemical exchange between the melt inclusion and its host olivine. More generally, the calculation of the M component includes FeO + MgO, thus offsetting Fe loss and Mg gain that could have affected the inclusion composition in the projection. Fe–Mg interdiffusion or post-entrapment olivine crystallization is thus minimized when using the projection from olivine or another apex, as verified by visualizing the melt compositional fields projected from each of the four apices of the normative tetrahedron.

Ne-normative melt inclusions from the various intra-oceanic island arcs were projected from olivine onto the Ne–Di–Qz plane together with melts derived from the experimental partial melting of hydrous and anhydrous peridotites at 0·5–3·5 GPa (e.g. Hirose & Kushiro, 1993; Baker & Stolper, 1994; Kushiro, 1996; Falloon *et al.*, 2001), amphibole-bearing and amphibole-free clinopyroxenites at 0·5–1·5 GPa (Kogiso & Hirschmann, 2001; Médard *et al.*, 2006; Pilet *et al.*, 2008), clinopyroxene-rich wehrlite melts at 1 GPa (Pickering-Witter & Johnston, 2000; Schwab & Johnston, 2001) and eclogite at 2–3 GPa (Petermann & Hirschmann, 2003) (Fig. 5a). The melt inclusion compositions from these island arcs overlap the domains experimentally identified for peridotite–wehrlite melts, and clinopyroxenite melts. The projection highlights two main features: (1) a large part of the melt compositions requires the presence of amphibole-bearing clinopyroxenite; (2) Vanuatu arc melts encompass the whole compositional spectrum, Di-rich and Di-poor end-members being recognized among the Gaua and Ambrym samples, respectively. This latter feature is fully supported by the projection from diopside onto the olivine–Ca-Tschermak–quartz plane (Fig. 6), which also shows that the Di-poor end of the melt inclusion array plots outside the compositional field of the wehrlite and eclogite melts. Actually, wehrlites and eclogites can be ruled out as possible sources of the observed melt inclusion array, whereas peridotite and amphibole-bearing clinopyroxenite represent suitable lithologies that may be involved in the generation of Ne-normative melts, variably enriched in the Di-component.

Two-component mixing model

The dataset presented here provides an opportunity to test the hypothesis of mixing between melts derived from peridotite and clinopyroxenite using the two-component mixing test proposed by Langmuir *et al.* (1978). Melt mixing produces a hyperbolic curve on a C_A/C_B vs C_A diagram (where A is an incompatible trace element and B is a compatible or incompatible trace element), but a straight line on the C_A/C_B vs $1/C_B$ companion plot. The Vanuatu melt inclusions provide a suitable dataset for testing the mixing model using Sc as a tracer of clinopyroxene. The data lie on a curving array in the Nb vs Nb/Sc diagram, which can be interpreted as a mixing hyperbola (Fig. 7a), and on straight lines in the 1/Sc vs Nb/Sc and 1/Sc vs Ti/Sc plots (Fig. 7b and c). This demonstrates that the geochemical variations are consistent with mixing between Di-rich and Di-poor end-member melts, in agreement with the CMAS projections (Fig. 5).

The mixing process was investigated further by calculating mixing and melting curves (between 1100 and 1350°C°) for a hydrous lherzolite (MPY + 0·36 wt % H_2O from Green *et al.*, 1979; Niida & Green, 1999) and an amphibole-bearing clinopyroxenite (OCA2 from Médard *et al.*, 2006), using the pMELTS program (Ghiorso *et al.*, 2002) at 1 GPa (Table 2). When projected from olivine onto the Ne–Di–Qz plane (Fig. 5b), most of the melt inclusions plot between OCA2 melts and a 50:50 mixture of melts of the two lithologies between 1200 and 1300°C, with the exception of the Gaua melt inclusions. It should be noted that these P–T conditions (1 GPa, 1200–1300°C) are consistent with previously published models for the formation of Ne-normative arc melt inclusions (Schiano *et al.*, 2000; Elburg *et al.*, 2007; Georgiev *et al.*, 2009). For mixed peridotite–clinopyroxenite sources comprising less than 50% clinopyroxenite, orthopyroxene remains a residual phase during melting and the resultant melts thus have hypersthene-normative compositions. In contrast, for a mixed source with more than 50% clinopyroxene, orthopyroxene disappears from the residue and the resultant melts become Ne-normative, as observed for the olivine-hosted melt inclusions of this study. The Gaua melt inclusions extend toward the Di–Ne join. The pMELTS calculations at 1·5 GPa for OCA2 indicate that an increase in the pressure of melting cannot fully account for the Gaua

Fig. 5 Continued
between 0·5 and 3·5 GPa (continuous lines are isobars with pressure given in GPa) (Hirose & Kawamoto, 1995; Gaetani & Grove, 1998), amphibole-bearing (Médard *et al.*, 2006; Pilet *et al.*, 2008) and amphibole-free (Kogiso & Hirschmann, 2001) clinopyroxenites between 0·5 and 1·5 GPa, clinopyroxene-rich wehrlites at 1 GPa (Pickering-Witter & Johnston, 2000; Schwab & Johnston, 2001) and eclogites at 2–3 GPa (Peterman & Hirschmann, 2003). Dashed arrows show the effect of progressive partial melting. (b) Melting curves (ticks at 50°C intervals between 1100 and 1350°C) of hydrous lherzolite MPY + 0·36 wt % H_2O (Green *et al.*, 1979; Niida & Green, 1999), amphibole-bearing wehrlite OCA2 (Médard *et al.*, 2006), and MPY + 0·36 wt % H_2O mixed with 20, 50 and 80% of OCA2, as calculated using pMELTS at 1 GPa (Ghiorso *et al.*, 2002). The diagonally shaded field represents the range of melt compositions between 1200 and 1300°C, which encompasses most of the melt inclusions. Also shown are the calculated melting curves for OCA2 at 1·5 GPa and SV159 clinopyroxenite (Smith *et al.*, 2009) at 1 GPa. The numbers along the curves indicate the temperature of melting.

Downloaded from http://petrology.oxfordjournals.org/ by guest on October 12, 2012

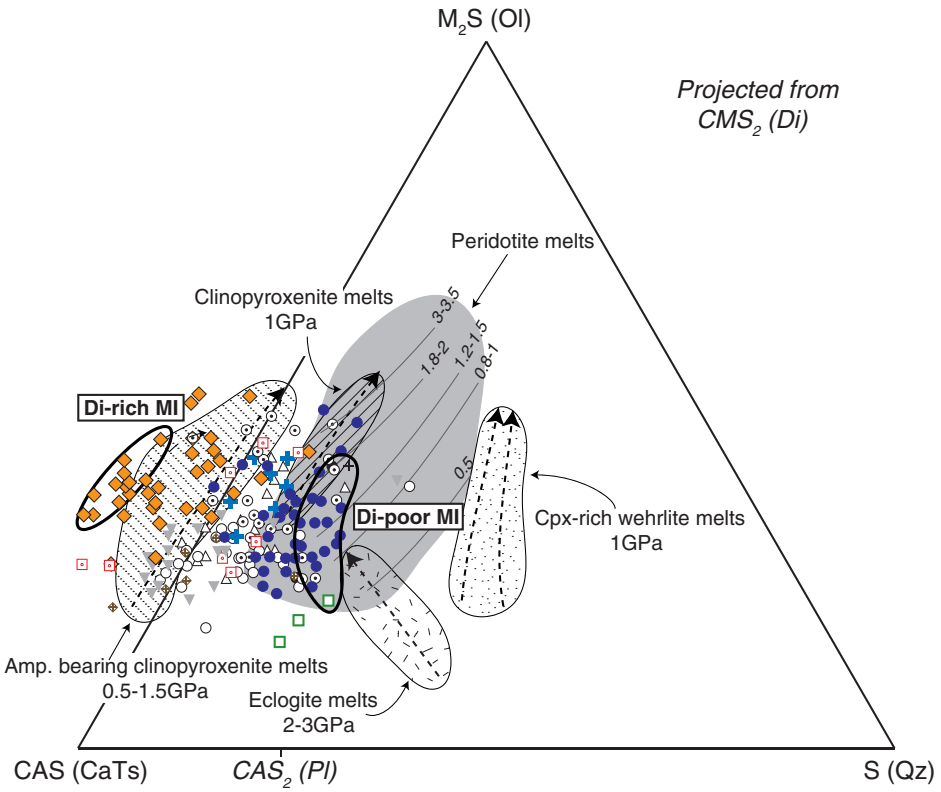


Fig. 6. Projection from diopside (CMS_2) onto the CaTs–Ol–Qz (CAS–M_2S–S) plane (Ol, olivine; CaTs, Ca-Tschermak; Qz, quartz) of the compositions of primitive, olivine-hosted melt inclusions from island arc environments and experimental melts of peridotites and clinoproxene-rich lithologies. Data source and symbols as in Fig. 5.

compositions. These are likely to reflect partial melting of a source with a slightly different composition from that of OCA2, such as the SV159 clinopyroxenite from the Solomon arc (Smith *et al.*, 2009; Fig. 5b, Table 3), at relatively high melting temperatures (~1350°C).

Generation of Ne-normative liquids by melting of clinopyroxene-rich lithologies can be understood by considering pyroxenite melting phase relations, in particular the existence of a garnet–pyroxene thermal divide at high pressures (O'Hara & Yoder, 1967; O'Hara, 1968). As shown previously, natural clinopyroxene-rich lithologies from mantle xenoliths, peridotite massifs and lower crustal cumulates beneath arcs display a very large range of compositions, which are scattered over both sides of the thermal divide (Schiano *et al.*, 2000; Hirschmann *et al.*, 2003; Kogiso *et al.*, 2003). Therefore, bulk compositions on the Si-rich side of the divide produce silica-rich melts whereas those on the Si-poor side generate silica-poor melts. It should be noted, however, that clinopyroxenites having compositions on the silica-rich side of the divide can be converted into silica-deficient clinopyroxenites through interaction with the surrounding peridotite (Kogiso *et al.*, 1998; Hirschmann *et al.*, 2003; Kogiso *et al.*, 2003; Peterman & Hirschmann, 2003; Sobolev *et al.*, 2005), metasomatism by a Si-deficient fluid (Hirschmann *et al.*, 2003), and removal of partial melts or fluids at low pressure in the presence of olivine or spinel (Hirschmann *et al.*, 2003; Kogiso & Hirschmann, 2006). As shown in Figs 5 and 6, the most Di-rich, Ne-normative melt inclusions, exemplified by the Gaua melt inclusions, have compositions that are consistent with partial melts of amphibole-bearing clinopyroxenite at moderate pressures, around 1 GPa. This observation leads us to propose that such clinopyroxenite-rich sources have a low-pressure origin, either as amphibole-bearing veins within the upper part of the mantle (Pilet *et al.*, 2008, 2009) or as crystallized magmas in the deep arc crust (DeBari & Coleman, 1989; Schiano *et al.*, 2000; Müntener *et al.*, 2001; Médard *et al.*, 2006).

Characterization of slab-derived fluid inputs can be directly obtained from arc melt inclusion compositions. To this end, we have compared variations of concentration ratios of incompatible fluid-mobile and fluid-immobile elements (e.g. Cl/Y) with ratios of incompatible fluid-immobile elements showing variable degrees of incompatibility (e.g. Nb/Y). According to the behaviour of the two elements, Cl/Y ratios minimize the effect of partial melting and reveal fluid effects in the mantle source,

Downloaded from http://petrology.oxfordjournals.org/ by guest on October 12, 2012

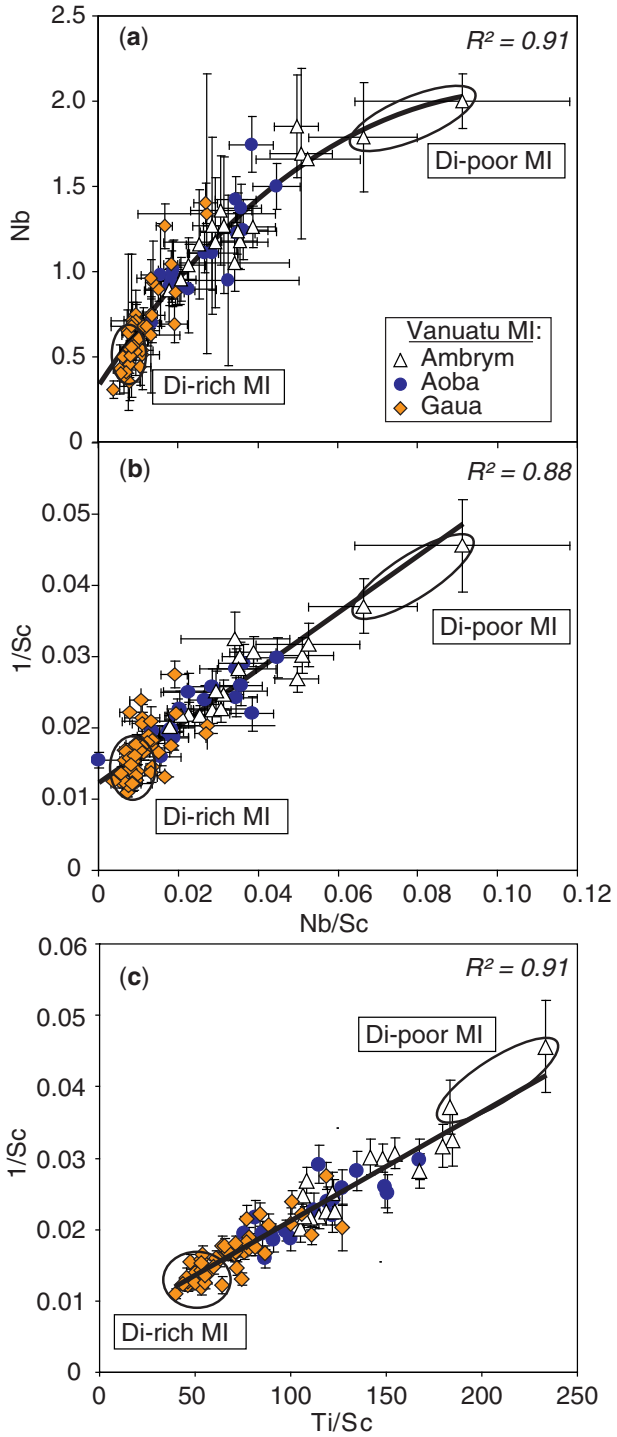


Fig. 7. (a) Variation of Nb vs Nb/Sc for primitive olivine-hosted melt inclusions from Aoba, Ambrym and Gaua islands (Vanuatu arc), showing a mixing curve ($y = 170{\cdot}4x^2 + 33{\cdot}8x + 0{\cdot}3$). (b) Variation of 1/Sc vs Nb/Sc (c) Variation of 1/Sc vs Ti/Sc. R^2, linear regression coefficient. Error bars represent 2σ.

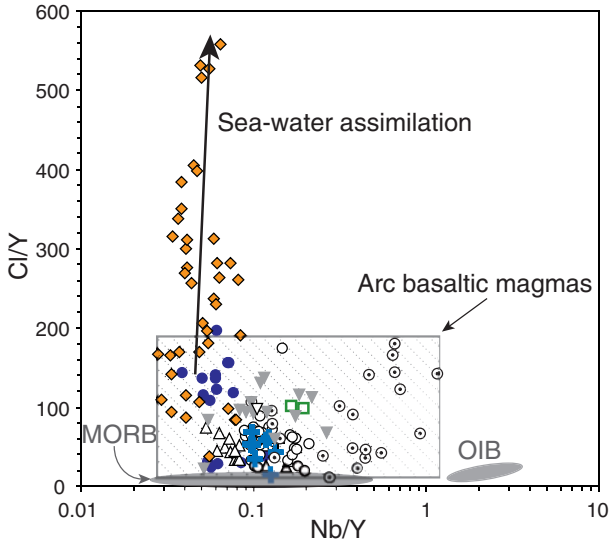


Fig. 8. Variation of Cl/Y vs Nb/Y for melt inclusions from the various island arcs. Symbols and data sources are the same as in Fig. 5. Also shown for comparison are fields of basaltic arc magmas, MORB and OIB (Métrich & Wallace, 2008, and references therein). The analytical uncertainty is smaller than the symbol size.

whereas Nb/Y ratios are particularly sensitive to partial melting or source depletion processes (e.g. Métrich & Wallace, 2008). As illustrated in Fig. 8, most inclusions have compositions that plot in the typical arc magma field. They display moderate Cl enrichment relative to MORB, which reflects metasomatism of a variably depleted mantle wedge by slab-fluid components (Métrich & Wallace, 2008). In contrast, the Gaua melt inclusions display very high Cl/Y ratios, up to 550, which can be accounted for by additional assimilation of seawater-derived chlorine-rich material in the source (Kent *et al.*, 2002, and reference therein).

A scenario for the petrogenesis of the Ne-normative island arc melt inclusions

The process by which olivine-hosted, Ne-normative melt inclusions are generated in an island arc environment can be summarized as follows: first, partial melting of a heterogeneous source comprising peridotite metasomatized by slab-derived fluids and lower crustal or shallow upper mantle amphibole-bearing clinopyroxenite lithologies produces Ne-normative melts. Subsequently, various extents of mixing between the clinopyroxenite and peridotite melts at ~1 GPa and 1200–1300°C generate the whole range of compositions recorded in the olivine-hosted melt inclusions. We emphasize that the Gaua and Ambrym melt inclusions, the two end-members of the melt inclusion arrays, are both preserved in olivine phenocrysts from high-CaO and -MgO ankaramitic lavas. However, whereas the Gaua melt inclusions and host olivines have CaO-rich compositions consistent with the ankaramitic

Downloaded from http://petrology.oxfordjournals.org/ by guest on October 12, 2012

Table 2: 1 GPa pMELTS-calculated compositions (in wt %) for melts of amphibole-bearing clinopyroxenite OCA2, hydrous lherzolite MPY + 0·36 wt % H_2O and MPY + 0·36 wt % H_2O mixed with 20, 50 and 80% of OCA2

	T (°C)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	NiO	H_2O	Proportions of residual phases (wt %)
*OCA2**		45·05	1·17	7·33	1·88	7·71		19·70	14·85	0·89	0·43			0·99	
T_{liq} 1425°C	1100	41·04	0·67	18·56	2·33	10·06		6·01	9·65	4·22	0·93			6·50	(23·6)ol; (61·3)cpx; (15·1)liq
	1150	41·34	1·06	16·93	2·60	10·26		7·03	11·04	3·37	1·57			4·76	(23·4)ol; (56·7)cpx; (19·9)liq
	1200	41·35	1·55	15·12	2·86	10·37		8·49	12·75	2·59	1·49			3·43	(21·3)ol; (49·9)cpx; (28·8)liq
	1250	41·77	1·86	13·22	2·94	10·08		10·20	14·46	1·98	1·06			2·43	(19·3)ol; (40·1)cpx; (40·6)liq
	1300	43·17	1·79	11·27	2·74	9·14		11·92	15·97	1·50	0·76			1·74	(17·4)ol; (25·9)cpx; (56·7)liq
	1350	45·30	1·46	9·08	2·31	7·88		13·86	17·20	1·12	0·54			1·25	(15·6)ol; (5·1)cpx; (79·3)liq
MPY + 0·36 wt% H_2O†		44·51	0·17	4·35	1·50	6·16	0·11	38·37	3·36	0·40		0·45	0·26	0·36	
T_{liq} 1572°C	1100	53·03	0·26	19·34	2·16	2·16	0·02	6·22	5·58	4·84		0·05	0·01	6·30	(55·5)ol; (13·5)cpx; (21·5)opx; (3·4)spi; (6·1)liq
	1150	52·34	0·35	18·50	2·68	2·70	0·02	7·68	6·80	4·08		0·04	0·01	4·78	(56·1)ol; (12·5)cpx; (20·3)opx; (3·7)spi; (7·4)liq
	1200	51·10	0·48	17·47	3·32	3·38	0·01	9·48	8·08	3·19		0·04	0·00	3·42	(57)ol; (10·8)cpx; (18·4)opx; (3·3)spi; (10·5)liq
	1250	49·80	0·59	16·12	3·93	4·11	0·01	11·52	9·29	2·30		0·03	0·00	2·27	(58·3)ol; (7·7)cpx; (15·6)opx; (2·5)spi; (15·9)liq
	1300	49·45	0·58	14·19	4·13	4·63	0·01	13·49	10·41	1·59		0·04	0·00	1·47	(60)ol; (2)cpx; (11·8)opx; (1·7)spi; (24·5)liq
	1350	50·56	0·49	12·12	3·88	5·06	0·01	16·21	9·29	1·20		0·07	0·01	1·09	(61·5)ol; (4·3)opx; (1·2)spi; (33)liq
20%‡		44·62	0·37	4·94	1·58	6·47	0·09	34·64	5·66	0·50	0·09	0·36	0·21	0·49	
T_{liq} 1548°C	1100	53·30	0·46	19·37	2·09	2·49	0·02	5·71	5·30	4·04	1·11	0·03	0·01	6·05	(51·2)ol; (24·5)cpx; (12·9)opx; (3·4)spi; (8)liq
	1150	52·37	0·64	18·44	2·62	3·15	0·02	7·21	6·56	3·45	0·85	0·03	0·01	4·62	(52·2)ol; (23·5)cpx; (10·8)opx; (3)spi; (10·5)liq
	1200	50·93	0·88	17·24	3·27	3·95	0·01	9·09	7·92	2·84	0·60	0·03	0·00	3·13	(53·4)ol; (21·5)cpx; (7·9)opx; (2·5)spi; (14·8)liq
	1250	49·76	1·06	15·62	3·77	4·70	0·01	11·15	9·20	2·03	0·41	0·03	0·00	2·24	(54·8)ol; (17·9)cpx; (3·8)opx; (2·5)spi; (1·6)liq
	1300	49·56	1·00	13·42	3·76	5·19	0·01	13·07	10·58	1·50	0·28	0·05	0·00	1·54	(55·9)ol; (11·2)cpx; (1·1)spi; (31·8)liq
	1350	49·64	0·82	10·88	3·31	5·50	0·02	15·03	12·27	1·13	0·20	0·08	0·01	1·10	(55)ol; (0·8)spi; (44·2)liq
50%‡		44·78	0·67	5·84	1·69	6·94	0·05	29·04	9·11	0·64	0·21	0·22	0·13	0·68	
T_{liq} 1508°C	1100	53·00	0·64	19·29	2·07	3·39	0·02	5·43	5·19	3·51	1·57	0·02	0·00	5·84	(44·5)ol; (41·8)cpx; (2·4)spi; (11·3)liq
	1150	50·72	0·90	18·25	2·54	4·39	0·01	6·87	6·98	3·17	1·50	0·02	0·00	4·64	(44·6)ol; (38·7)cpx; (2)spi; (14·7)liq
	1200	48·19	1·23	16·78	3·09	5·59	0·01	8·77	9·08	2·64	1·12	0·03	0·00	3·45	(44·2)ol; (34·7)cpx; (1·5)spi; (19·6)liq
	1250	46·43	1·47	14·89	3·42	6·48	0·01	10·72	11·20	2·06	0·79	0·04	0·00	2·44	(43·2)ol; (28)cpx; (1)spi; (27·8)liq
	1300	46·23	1·43	12·65	3·32	6·77	0·01	12·53	13·14	1·56	0·56	0·07	0·00	1·71	(41·9)ol; (17·9)cpx; (0·6)spi; (39·6)liq
	1350	47·31	1·16	10·09	2·84	6·52	0·02	14·40	14·80	1·14	0·39	0·10	0·01	1·20	(40·5)ol; (2·5)cpx; (0·4)spi; (56·6)liq
80%‡		44·94	0·97	6·73	1·81	7·40	0·02	23·44	12·55	0·79	0·34	0·09	0·05	0·86	
T_{liq} 1462°C	1100	46·00	0·66	18·99	2·16	6·71	0·00	5·87	7·74	4·10	1·09	0·02	0·00	6·62	(31·3)ol; (53·8)cpx; (1·3)spi; (13·6)liq
	1150	44·94	1·00	17·75	2·51	7·35	0·00	6·91	9·39	3·36	1·83	0·02	0·00	4·90	(31·9)ol; (49·7)cpx; (0·2)spi; (18·2)liq
	1200	43·64	1·43	15·96	2·95	8·34	0·00	8·64	11·39	2·66	1·40	0·04	0·00	3·54	(30·8)ol; (44·3)cpx; (0·5)spi; (24·4)liq
	1250	43·21	1·74	13·96	3·13	8·67	0·00	10·43	13·28	2·02	0·98	0·06	0·00	2·48	(29·1)ol; (35·9)cpx; (0·3)spi; (34·7)liq
	1300	44·04	1·69	11·83	2·95	8·27	0·00	12·17	14·96	1·53	0·69	0·09	0·00	1·74	(27·3)ol; (23·3)cpx; (0·1)spi; (49·3)liq
	1350	45·83	1·37	9·46	2·51	7·41	0·00	14·08	16·34	1·13	0·49	0·12	0·00	1·23	(25·5)ol; (4·6)cpx; (69·9)liq

All compositions were recalculated to 100%. T_{liq}, liquidus temperature; Ol, olivine; cpx, clinopyroxene; opx, orthopyroxene; spi, spinel; liq, liquid.
*OCA2 is amphibole-clinopyroxenite from Médard *et al.* (2006).
†MPY + 0·36 wt % H_2O is lherzolite MPY from Green *et al.* (1979) with 0·36 wt % H_2O, calculated from Niida & Green (1999).
‡MPY + 0·36 wt % H_2O mixed with *X*% of OCA2 (*X* = 20%, 50%, 80%).

Downloaded from http://petrology.oxfordjournals.org/ by guest on October 12, 2012

Table 3: pMELTS-calculated compositions (in wt %) of melts from SV159 at 1 GPa and OCA2 at 1·5 GPa

	T (°C)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Proportions of residual phases (wt %)
*SV159**		44·68	0·31	3·52	2·66	10·89	0·21	26·47	10·16	0·91	0·17	0·01	
T_{liq} at 1 GPa, 1509°C	1300	41·88	1·11	10·63	6·21	14·5	0·04	11·64	8·62	4·14	1·14	0·07	(40·8)ol; (44·2)cpx; (14·9)liq
	1350	42·59	0·81	8·08	5·85	14·21	0·05	14·35	11	2·49	0·53	0·03	(35·6)ol; (32·3 cpx; (32)liq
	1400	45·17	0·52	5·7	4·33	12·45	0·07	16·57	13·41	1·52	0·29	0·02	(31)ol; (10·3)cpx; (58·8)liq
	1450	45·73	0·39	4·49	3·39	11·44	0·12	20·29	12·76	1·16	0·22	0·01	(21·5)ol; (78·5)liq
OCA2†	1100	37·41	0·6	18·32	2·58	12·34		6·73	7·37	4·35	0·53	9·78	(21)ol; (66·8)cpx; (0·2)spi; (2·7)hb; (9·3)liq
T_{liq} at 1·5 GPa, 1448°C	1150	37·79	0·81	17·4	2·69	12·89		7·88	8·39	4·1	0·85	7·18	(20·7)ol; (66·1)cpx; (13·2)liq
	1200	38·53	1·19	15·95	2·91	12·89		9·14	9·45	3·38	1·36	5·21	(19·6)ol; (61·7)cpx; (18·7)liq
	1250	39·21	1·59	14·49	3·03	12·29		10·64	10·77	2·63	1·59	3·76	(18·2)ol; (55·5)cpx; (26·3)liq
	1300	39·84	1·84	12·83	3·03	11·76		12·6	12·24	2·05	1·13	2·68	(15·2)ol; (48)cpx; (36·8)liq
	1350	41·24	1·8	11·14	2·78	10·55		14·57	13·61	1·58	0·81	1·91	(11·7)ol; (36·6)cpx; (51·7)liq

All compositions were recalculated to 100%. T_{liq}, liquidus temperature; ol, olivine; cpx, clinopyroxene; opx, orthopyroxene; spi, spinel; hb, hornblende; liq, liquid.
*SV159 is clinopyroxenite xenolith from Solomon from Smith *et al.* (2009).
†OCA2 is amphibole-clinopyroxenite from Médard *et al.* (2006).

character of their host lavas, the Ambrym primitive melt inclusions and their host olivines are characterized by low CaO contents, which suggest that the ankaramitic signature of their host lavas could simply reflect mechanical accumulation of clinopyroxene in less calcic magmas. The cumulative nature of the Ambrym ankaramites is consistent with their very high proportion of crystals, generally more than 70%. On average, the crystal content comprises 69% clinopyroxene, 38% olivine and 3% plagioclase. The volume of ankaramite lava flows at Gaua is relatively small and the flows are restricted to an open fracture on the volcano flank. The flows have probably not been modified by differentiation during storage in a crustal magma chamber. They are likely to result from direct melting of an isolated amphibole-bearing clinopyroxenite source, without significant interaction with peridotite-derived melts.

CONCLUSIONS

Olivine-hosted primitive melt inclusions (preserved in olivine with Fo ≥88) found in calc-alkaline, hypersthene-normative basalts and ankaramites from the Vanuatu, Indonesian, Aeolian, Luzon and Lesser Antilles island arcs are characterized by nepheline-normative compositions. Some of these melt inclusions have also high CaO contents, which cannot be accounted for by simple partial melting of peridotite. A mixing process between partial melts of amphibole-bearing clinopyroxenite and peridotite at lower crustal or shallow upper mantle depths is invoked to account for the compositional range of the melt inclusions, which are also variably enriched in slab-derived fluid components. Pure amphibole-bearing clinopyroxenite-derived melts are highly nepheline-normative and CaO-rich, as exemplified by the Di-rich Gaua melt inclusions, and produce CaO-rich olivines and ankaramitic lavas. The calcic signature of the resultant melts decreases with the extent of mixing with the peridotite melts, leading to the generation of the Di-poor melt inclusions.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank C. Robin, M.-C. Gerbe and R. Clocchiatti for having provided some of the samples, and J.-L. Devidal for his help in electron microprobe and LA-ICP-MS analyses. We are also grateful to M. Elburg, M. C. Rowe and R. Esposito for their constructive reviews. This work has also benefited from discussions with E. Médard, G. Chazot, C. Dalou and S. Lambart.

FUNDING

Financial support was provided by the ANR and CNRS-INSU programs under contracts ANR-07-BLAN-0130–02-MIME and CNRS-INSU-2010-ALEAME. This is Laboratory of Excellence Clervolc contribution n°33.

SUPPLEMENTARY DATA

Supplementary data for this paper are available at *Journal of Petrology* online.

REFERENCES

Baker, M. B. & Stolper, E. M. (1994). Determining the composition of high-pressure mantle melts using diamond aggregates. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **58**, 2811–2827.

Downloaded from http://petrology.oxfordjournals.org/ by guest on October 12, 2012

Barsdell, M. (1988). Petrology and petrogenesis of clinopyroxene-rich tholeiitic lavas, Merelava volcano, Vanuatu. *Journal of Petrology* **29**, 927–964.

Barsdell, M. & Berry, R. F. (1989). Origin and evolution of primitive island arc ankaramites from Western Epi, Vanuatu. *Journal of Petrology* **31**, 747–777.

Bouvier, A. S., Deloule, E. & Métrich, N. (2010*a*). Fluid inputs to magma sources of St. Vincent and Grenada (Lesser Antilles): new insights from trace elements in olivine-hosted melt inclusions. *Journal of Petrology* **51**, 1597–1161.

Bouvier, A. S., Métrich, N. & Deloule, E. (2010*b*). Light elements, volatiles and stable isotopes in basaltic melt inclusions from Grenada (Lesser Antilles). Inference on magma genesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **11**, 2010GC003051.

Dalton, J. & Presnall, D. C. (1998). The continuum of primary carbonatitic–kimberlitic melt compositions in equilibrium with lherzolites: data from the system CMAS–CO_2 at 6 GPa. *Journal of Petrology* **39**, 1953–1964.

Danyushevsky, L. V., Della-Pasqua, F. N. & Sokolov, S. (2000). Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **138**, 68–83.

Danyushevsky, L. V., McNeill, A. W. & Sobolev, A. V. (2002). Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: an overview of techniques, advantages and complications. *Chemical Geology* **183**, 5–24.

Dasgupta, R., Hirschmann, M. M. & Smith, N. D. (2007). Partial melting experiments of peridotite + CO_2 at 3 GPa and genesis of alkalic ocean island basalts. *Journal of Petrology* **48**, 2093–2124.

DeBari, S. M. & Coleman, R. G. (1989). Examination of the deep levels of an island arc: Evidence from the Tonsina ultramafic–mafic assemblage, Tonsina, Alaska. *Journal of Geophysical Research* **94**, 4373–4391.

De Hoog, J. C. M., Koetsier, G. W., Bronto, S., Sriwana, T. & Van Bergen, J. (2001). Sulfur and chlorine degassing from primitive arc magmas: temporal changes during the 1982–1983 eruptions of 100 Galunggung (West Java, Indonesia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **108**, 55–83.

Della-Pasqua, F. & Varne, R. (1997). Primitive ankaramitic magmas in volcanic arcs: A melt-inclusion approach. *Canadian Mineralogist* **35**, 291–312.

Eggins, S. M. (1993). Origin and differentiation of picritic arc magmas, Ambae (Aoba), Vanuatu. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **114**, 79–100.

Elburg, M. A., Kamenetsky, V. S., Foden, J. D. & Sobolev, A. (2007). The origin of medium-K ankaramitic arc magmas from Lombok (Sunda arc, Indonesia): Mineral and melt inclusion evidence. *Chemical Geology* **240**, 260–279.

Falloon, T. J., Green, D. H., Hatton, C. J. & Harris, K. L. (1988). Anhydrous partial melting of a fertile and depleted peridotite from 2 to 30 kb and application to basalt petrogenesis. *Journal of Petrology* **29**, 1257–1282.

Falloon, T. J., Danyushevky, L. V. & Green, D. H. (2001). Peridotite melting at 1 GPa: reversal experiments on partial melt compositions produced by peridotite–basalt sandwich experiments. *Journal of Petrology* **42**, 2363–2390.

Gaetani, G. A. & Grove, T. L. (1998). The influence of water on melting of mantle peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **131**, 323–346.

Gagnon, J., Fryer, B. J., Samson, I. M. & Williams-Jones, A. E. (2008). Quantitative analysis of certified reference materials by LA-ICP-MS and without an internal standard. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* **23**, 1529–1537.

Georgiev, S., Marchev, P., Heinrich, C. A., Von Quadt, A., Peytcheva, I. & Manetti, P. (2009). Origin of nepheline-normative high-K ankaramites and the evolution of Eastern Srednogorie arc in SE Europe. *Journal of Petrology* **50**, 1899–1933.

Gerbe, M. C., Gourgaud, A., Sigmarson, O., Russell, S. H., Joron, J. L. & Provost, A. (1992). Mineralogical and geochemical evolution of the 1982–1983 Galunggung eruption (Indonesia). *Bulletin of Volcanology* **54**, 284–298.

Ghiorso, M. C., Hirschmann, M. M., Reiners, P. W. & Kress, V. C. (2002). The pMELTS: A revision of MELTS aimed at improving calculation of phase relations and major element partitioning involved in partial melting of the mantle at pressures up to 3 GPa. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **3**, 2001GC000217.

Gill, J. B. (1981). Orogenic andesites and plate tectonics. *Minerals and Rocks* **16**, 112–116.

Gioncada, A., Clocchiatti, R., Sbrana, A., Bottazzi, P., Massare, D. & Ottolini, L. (1998). A study of melt inclusions at Vulcano (Aeolian Islands, Italy): insights on the primitive magmas and on the volcanic feeding system. *Bulletin of Volcanology* **60**, 286–306.

Green, D. H., Hibberson, W. O. & Jaques, A. L. (1979). Petrogenesis of mid ocean ridge basalt. In: McElhinney, M. W. (ed.) *The Earth: its Origin, Structure and Evolution*. London: Academic Press, pp. 265–299.

Green, D. H., Schmidt, M. W. & Hibberson, W. O. (2004). Island-arc ankaramites: primitive melts from fluxed refractory lherzolite mantle. *Journal of Petrology* **45**, 391–403.

Hirose, K. & Kawamoto, T. (1995). Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: The effect of H_2O on the genesis of basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters* **133**, 463–473.

Hirose, K. & Kushiro, I. (1993). Partial melting of dry peridotite at high pressures: determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond. *Earth and Planetary Science Letters* **114**, 477–489.

Hirschmann, M. M., Kogiso, T., Baker, M. B. & Stolper, E. M. (2003). Alkalic magmas generated by partial melting of garnet pyroxenite. *Geology* **31**, 481–484.

Hofmann, A. W. (1988). Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* **90**, 297–314.

Irvine, T. N. & Baragar, W. R. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* **8**, 523–548.

Jarosewich, E., Parkes, A. S. & Wiggins, L. B. (1979). Microprobe analyses of four natural glasses and one mineral: an interlaboratory study of precision and accuracy. *Smithsonian Contributions to the Earth Sciences* **22**, 53–67.

Kamenetsky, V. S., Eggins, S. M., Crawford, A. J., Green, D. H., Gasparon, M. & Falloon, T. J. (1998). Calcic melt inclusions in primitive olivine at 43°N MAR: evidence for melt–rock reaction/melting involving clinopyroxene-rich lithologies during MORB generation. *Earth and Planetary Science Letters* **160**, 115–132.

Kent, A. J. R. & Elliott, T. R. (2002). Melt inclusions from Marianas arc lavas: implications for the composition and formation of island arc magmas. *Chemical Geology* **183**, 263–286.

Kent, A. J. R., Peate, D. W., Newman, S., Stolper, E. M. & Pearce, J. A. (2002). Chlorine in submarine glasses from the Lau Basin: seawater contamination and constraints on the composition of slab-derived fluids. *Earth and Planetary Science Letters* **202**, 361–377.

Klein, E. & Langmuir, C. (1987). Global correlations of ocean ridge basalt chemistry, axial depth, crustal thickness. *Journal of Geophysical Research* **92**, 8089–8115.

Downloaded from http://petrology.oxfordjournals.org/ by guest on October 12, 2012

Kogiso, T. & Hirschmann, M. M. (2001). Experimental study of clinopyroxenite partial melting and the origin of ultra-calcic melt inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **142**, 347–360.

Kogiso, T. & Hirschmann, M. M. (2006). Partial melting experiments of bimineralogic eclogite and the role of recycled mafic oceanic crust in the genesis of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* **249**, 188–199.

Kogiso, T., Hirose, K. & Takahashi, E. (1998). Melting experiments on homogeneous mixtures of peridotite and basalt: application to the genesis of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* **162**, 45–61.

Kogiso, T., Hirschmann, M. M. & Frost, D. J. (2003). High-pressure partial melting of garnet pyroxenite: possible mafic lithologies in the source of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* **216**, 603–617.

Kushiro, I. (1996). Partial melting of a fertile mantle peridotite at high pressures: An experimental study using aggregates of diamond. In: Basu, A. & Hart, S. R. (eds) *Earth Processes: Reading the Isotopic Code. American Geophysical Union, Geophysical Monograph* **95**, 109–122.

Lambart, S., Laporte, D. & Schiano, P. (2009). An experimental study of pyroxenite partial melts at 1 and 1·5 GPa: Implications for the major-element composition of mid-ocean ridge basalts. *Earth and Planetary Science Letters* **288**, 335–347.

Langmuir, C. H., Vocke, R. D., Hanson, G. N. & Hart, S. R. (1978). A general mixing equation with applications to islandic basalts. *Earth and Planetary Science Letters* **37**, 380–392.

Laporte, D., Toplis, M. J., Seyler, M. & 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **146**, 463–484.

McDonough, W. F. & Sun, S.-S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology* **120**, 223–253.

Marchev, P., Georgiev, S., Zajacz, Z., Manetti, P., Raicheva, R., Von Quadt, A. & Tommasini, S. (2009). High-K ankaramitic melt inclusions and lavas in the Upper Cretaceous Eastern Srednogorie continental arc, Bulgaria: Implication for the genesis of arc shoshonites. *Lithos* **113**, 228–245.

Médard, E., Schmidt, M. W., Schiano, P. & Ottolini, L. (2006). Melting of amphibole-bearing wehrlites: an experimental study on the origin of ultra-calcic nepheline-normative melts. *Journal of Petrology* **47**, 481–504.

Métrich, N. & Wallace, P. (2008). Volatile abundance in basaltic magmas and their degassing paths tracked by melt inclusions. In: Putirka, K. D. & Tepley, F. J., III (eds) *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes. Mineralogical Society of America and Geochemical Society, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **69**, 363–402.

Métrich, N., Schiano, P., Clocchiatti, R. & Maury, R. (1999). Transfer of sulfur in subduction settings: an example from Batan Island (Luzon volcanic arc, Philippines). *Earth and Planetary Science Letters* **167**, 1–14.

Müntener, O., Kelemen, P. B. & Grove, T. L. (2001). The role of H_2O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenite: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **141**, 643–658.

Niida, K. & Green, D. H. (1999). Stability and chemical composition of pargasitic amphibole in MORB pyrolite under upper mantle conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **135**, 18–40.

O'Hara, M. J. (1968). The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. *Earth-Science Reviews* **4**, 69–133.

O'Hara, M. J. (1976). *Data reduction and projection schemes for complex compositions*. Third progress report of research supported by NERC at Edinburgh and Manchester Universities, pp. 103–126.

O'Hara, M. J. & Yoder, H. S. (1967). Formation and fractionation of basic magmas at high pressures. *Scottish Journal of Geology* **3**, 67–117.

Peate, D. W., Pearce, J. A., Hawkesworth, C. J., Colley, H., Edwards, C. M. H. & Hirose, K. (1997). Geochemical variations in Vanuatu arc lavas: the role of subducted material and a variable mantle wedge composition. *Journal of Petrology* **38**, 1331–1358.

Peterman, M. & Hirschmann, M. M. (2003). Partial melting experiments on a MORB-like pyroxenite between 2 and 3 GPa: constraints on the presence of pyroxenite in the basalt source regions from solidus location and melting rate. *Journal of Geophysical Research* **108**, 2000JB000118.

Pichavant, M., Mysen, B. O. & Macdonald, R. (2002). Source and H_2O content of high-MgO magmas in island arc settings: An experimental study of a primitive calc-alkaline basalt from St. Vincent, Lesser Antilles arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **66**, 2193–2209.

Pickering-Witter, J. & Johnston, A. D. (2000). The effects of variable bulk composition on the melting systematics of fertile peridotitic assemblages. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **140**, 190–211.

Pilet, S., Baker, M. B. & Stolper, E. M. (2008). Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas. *Science* **320**, 916–919.

Pilet, S., Ulmer, P. & Villiger, S. (2009). Liquid line of descent of a basanitic liquid at 1·5 GPa: constraints on the formation of metasomatic veins. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **159**, 621–643.

Plank, T. & Langmuir, C. H. (1988). An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters* **90**, 349–370.

Portnyagin, M., Hoernle, K., Plechov, P., Mironov, N. & Khubunaya, S. (2007). Constraints on mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H_2O, S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc. *Earth and Planetary Science Letters* **255**, 53–69.

Raos, A. M. & Crawford, A. J. (2004). Basalts from the Efate Island Group, central section of the Vanuatu arc, SW Pacific: geochemistry and petrogenesis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **134**, 35–56.

Robin, C., Eissen, J. P. & Monzier, M. (1993). Giant tuff cone and 12 km wide associate caldera at Ambrym volcano (Vanuatu, New Hebrides arc). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **55**, 225–238.

Roedder, E. (1979). Origin and significance of magmatic inclusions. *Bulletin Minéralogique* **102**, 487–510.

Saal, A. E., Hart, S. R., Shimizu, N., Hauri, E. H. & Layne, G. D. (1998). Pb isotopic variability in melt inclusions from oceanic island basalt, Polynesia. *Science* **282**, 1481–1484.

Saal, A. E., Hart, S. R., Shimizu, N., Hauri, E. H., Layne, G. D. & Eiler, J. M. (2005). Pb isotopic variability in melt inclusions from the EMI–EMII–HIMU mantle end-members and role of the oceanic lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* **240**, 605–620.

Schiano, P. (2003). Primitive mantle magmas recorded as silicate melt inclusions in igneous minerals. *Earth and Planetary Science Letters* **63**, 121–144.

Schiano, P. & Bourdon, B. (1999). On the preservation of mantle information in ultramafic nodules: glass inclusions within minerals versus interstitial glasses. *Earth and Planetary Science Letters* **169**, 173–188.

Schiano, P., Eiler, J. M., Hutcheon, I. D. & Stolper, E. M. (2000). Primitive CaO-rich, silica-undersaturated melts in island arc: Evidence for the involvement of clinopyroxene-rich lithologies in

Downloaded from http://petrology.oxfordjournals.org/ by guest on October 12, 2012

the petrogenesis of arc magmas. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **1**, 1999GC000032.

Schwab, B. E. & Johnston, A. D. (2001). Melting systematics of modally variable, compositionally intermediate peridotites and the effect of mineral fertility. *Journal of Petrology* **42**, 1789–1811.

Smith, D. J., Petterson, M. G., Saunders, A. D., Millar, I. L., Jenkin, G. R. T., Toba, T., Naden, J. & Cook, J. M. (2009). The petrogenesis of sodic island arc magmas at Savo volcano, Solomon Islands. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **158**, 785–801.

Sobolev, A. V. (1996). Melt inclusions in minerals as a source of principle petrological information. *Petrology* **4**, 209–220.

Sobolev, A. V. & Kostyuk, V. P. (1975). Magmatic crystallization based out on a study of melt inclusions. *Fluid Inclusion Research* **9**, 189–253.

Sobolev, A. V., Dmitriev, L. V., Barsukov, V. L., Nevsorov, V. N. & Slutsky, A. B. (1980). The formation conditions of high magnesium olivines from the monomineral fraction of Luna-24 regolithProceedings of the 11th Lunar and Planetary Science Conference 1. Geochimica et Cosmochimica Acta Supplement105–116.

Sobolev, A. V., Hofmann, A. W., Sobolev, S. V. & Nikogosian, I. K. (2005). An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature* **434**, 590–597.

Sorbadere, F., Schiano, P., Métrich, N. & Garaebiti, E. (2011). Insights on the origin of primitive silica-undersaturated arc magmas of Aoba volcano (Vanuatu arc). *Contributions to Mineralogy and Petrology* , s00410-011-0636-1.

Straub, S. M. & Layne, G. D. (2003). The systematics of chlorine, fluorine, and water in Izu arc front volcanic rocks: Implications for volatile recycling in subduction zones. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **67**, 4179–4203.

Tait, S. (1992). Selective preservation of melt inclusions in igneous phenocrysts. *American Mineralogist* **77**, 146–155.

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. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **149**, 22–39.

Wallace, P. (2005). Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **140**, 217–240.

Walter, M. (1998). Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *Journal of Petrology* **39**, 29–60.

Wasylenki, L. E., Baker, M. B., Kent, A. J. R. & Stolper, E. M. (2003). Near-solidus melting of the shallow upper mantle: Partial melting experiments on depleted peridotite. *Journal of Petrology* **44**, 1163–1191.

Wysoczanski, R. J., Wright, I. J., Gamble, J. A., Luhr, J. F. & Handler, M. R. (2005). Volatile contents of Kermadec Arc–Havre trough pillow glasses: Fingerprinting slab-derived aqueous fluids in mantle sources of arc and back-arc lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **152**, 51–73.

Yoder, H. S., Jr & Tilley, C. E. (1962). Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology* **3**, 342–532.

Downloaded from http://petrology.oxfordjournals.org/ by guest on October 12, 2012

Electronic Appendix

CMAS projection

The procedure for projecting the melt composition data in the forsterite (Fo) – nepheline (Ne) – Quartz (Qz) – diopside (Di) tetrahedron (Fig. 5 and 6) is illustrated below, where an example of results for a melt inclusion (SM8E-1; Table 1) is shown.

- Step 1: Oxide wt% are converted into molecular proportions of each oxide. This is done by dividing the wt% of each oxide by the molecular weight of the oxide.

SM8E-1

	wt% oxide	Mol. weight	Mol. proportions
SiO_2	45.46	60.08	75.65
TiO_2	0.94	79.87	1.18
Al_2O_3	13.64	101.96	13.37
FeO	5.05	71.84	7.04
MnO	0.10	70.94	0.13
MgO	10.70	40.30	26.56
CaO	18.11	56.08	32.30
Na_2O	2.77	61.98	4.47
K_2O	1.33	94.20	1.41
P_2O_5	0.27	141.94	0.19

- Step 2: Molecular proportions are reduced into CMAS coordinates, using the following matrix (O'Hara, 1972; Médard 2004):

$C = CaO - 10/3\ P_2O_5 + 2\ Na_2O + 2\ K_2O$
$M = MgO + FeO + MnO$
$A = Al_2O_3 + Na_2O + K_2O$
$S = SiO_2 - 2Na_2O - 2K_2O$

For SM8E-1:
C = 43.43
M = 33.73
A = 19.25
S = 63.9

- Step 3: CMAS data are converted into the Fo – CaTs – Qz – Di system:

3.1. Mineral components are converted into CMAS coordinates *using a matrix:*

Example: diopside $CaMgSi_2O_6$: 1 CaO = 0.25 C; 1 MgO = 0.25 M; 2 SiO_2 = 0.5 S; 0 A

Matrix A

	Di	Fo	Ne	Qz
C	0.25	0	0.5	0
M	0.25	0.67	0	0
A	0	0	0.5	0
S	0,5	0.33	0	1

Matrix A^{-1}

	C	M	A	S
Di	4	0	-4	0
Fo	-1.5	1.5	1.5	0
Ne	0	0	2	0
Qz	-1.5	-0.5	1.5	1

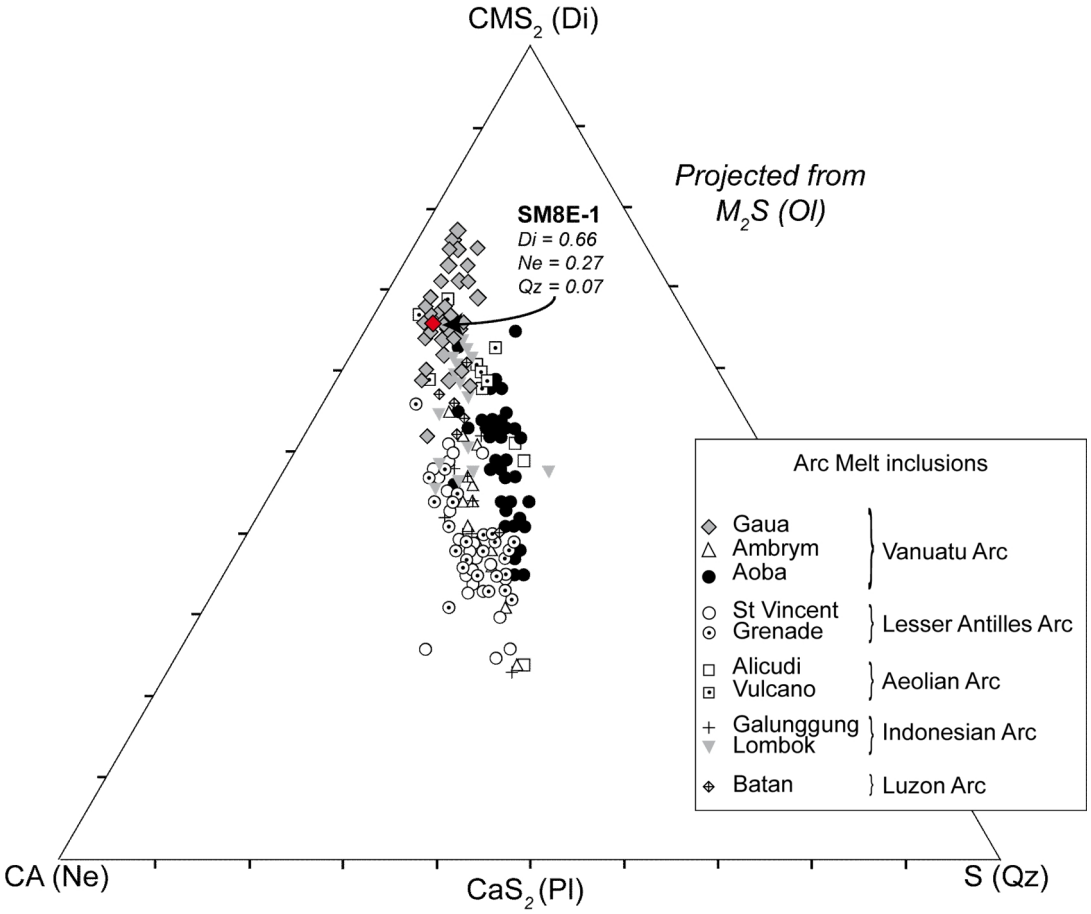
3.2. The proportion of minerals (Matrix P) used for the projection are determined by the following equation:

$$\left(A^{-1}\right)\cdot\left(CMAS\right)=\left(P\right) \quad \text{where } P=\begin{bmatrix} Di=a \\ Fo=b \\ Ne=c \\ Qz=d \end{bmatrix}$$

For SM8E-1:
Di = 96.72
Fo = 14.33
Ne = 38.51
Qz = 10.76

- Step 4: The data are projected from olivine onto the Di, Ne, Qz plane by recalculating the compositions to 100% without the olivine component:

Di = 0.66
Ne = 0.27
Qz = 0.07



CMAS projection from olivine onto the Ne-Di-Qz plane, modified from Fig. 5a. The red diamond shows the location of SM8E-1.

Chapitre V

Rôle des hétérogénéités mantelliques dans la genèse des magmas d'arc sous-saturés en silice

L'étude géochimique des inclusions magmatiques à néphéline normative du Vanuatu et de divers arcs volcaniques du monde a permis d'élaborer un modèle de genèse de ces liquides magmatiques impliquant la fusion partielle d'une source hétérogène, constituée de péridotites et de clinopyroxénites à amphibole. Ce modèle permettrait d'expliquer la variabilité de composition de ces magmas particuliers et leur caractère sous-saturé, parfois associé à des teneurs élevées en calcium. La présence de lithologies clinopyroxénitiques à amphibole en domaine d'arc a été largement démontrée via les xénolites de laves d'arc ou les massifs orogéniques. Elles sont généralement interprétées comme des cumulats de base de croûte ou des veines dans le manteau lithosphérique (e.g., Conrad et Kay, 1984 ; DeBari and Coleman, 1989; Himmelberg et Loney, 1995 ; Turner et al., 2003 ; Berly et al., 2006 ; Greene et al., 2006 ; Smith et al., 2009). Toutefois, les conditions de formation des magmas issus de ce type de lithologies et la nature des processus qu'ils subissent ne sont que très peu documentées.

Afin d'apporter des informations supplémentaires à la fusion de clinopyroxénites hydratées en domaine d'arc, Médard et al. (2006) ont réalisé des expériences de fusion partielle à 1 GPa (c'est-à-dire en conditions base de croûte – manteau superficiel) à partir d'une lithologie exclusivement constituée de clinopyroxène + olivine + amphibole. Leur matériel de départ a été synthétisé à partir d'une composition minéralogique moyenne de plusieurs cumulats d'arc. Ces auteurs ont mis en évidence des similitudes de compositions entre les liquides obtenus à hautes températures (> 1250°C) et les magmas ultracalciques à néphéline normative d'arc. Par ailleurs, Pilet et al. (2008) ont montré qu'il était possible de générer des liquides alcalins à partir de (1) la fusion partielle d'assemblages naturels de veines métasomatiques à amphibole ± clinopyroxène et (2) une péridotite appauvrie interagissant avec plus de 40 % d'hornblendite (limite de stabilité de l'orthopyroxène). Cependant, les compositions en éléments majeurs des liquides issus de ces expériences de mélange diffèrent de celles des inclusions alcalines d'arc (cf. section V.3). A l'exception des travaux de Pilet et

al. (2008), l'hypothèse d'un mélange entre une péridotite et une lithologie riche en amphibole et clinopyroxène communément invoquée dans la genèse des inclusions à néphéline normative d'arc, n'a fait l'objet d'aucune autre étude expérimentale.

D'autre part, la teneur en forstérite maximum des olivines produites lors des expériences de Médard et al. (2006) et Pilet et al. (2008) ne dépasse pas 87-88 mol.%, alors que les inclusions magmatiques ultracalciques d'arc qui seraient issues, suivant les modèles, de la fusion de clinopyroxénite à amphibole, sont piégées dans des olivines Fo_{88-92}. Ce paradoxe a déjà été soulevé (Elburg et al., 2007 ; Marchev et al., 2009 ; Sorbadere et al., 2012) mais n'est à ce jour, pas résolu. L'hypothèse discutée dans le Chapitre IV propose que la teneur élevée en forstérite des olivines naturelles issues de lithologies non péridotitiques résulte de conditions plus oxydées (entrainant un rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} plus élevé) que celles imposées par les expériences.

Afin de mieux contraindre le modèle de genèse des magmas à néphéline normative d'arc, nous avons mené une étude expérimentale sur la fusion partielle d'une source hétérogène constituée d'un mélange en proportions variables, d'une péridotite hydratée (KLB-1 + 0,2 pds% H_2O ; Hirose et Kawamoto, 1995) et d'une clinopyroxénite à amphibole (OCA2, Médard et al., 2006). Les expériences ont été réalisées à 1 GPa entre 1150 et 1300°C et dans des conditions de fugacité d'oxygène proche du tampon FMQ (Fayalite-Magnétite-Quartz), comparables à celles des magmas d'arc.

V.1. Démarche expérimentale

-Article soumis à *Earth and Planetary Science Letters*-

Experimental melting of hydrous peridotite-pyroxenite mixed sources: Constraints on the genesis of silica-undersaturated magmas beneath volcanic arcs

Fanny Sorbadere[1, 2, 3*], Etienne Médard[1, 2, 3], Didier Laporte[1, 2, 3], Pierre Schiano[1, 2, 3]

[1] Laboratoire Magmas et Volcans, Clermont Université, Université Blaise Pascal, BP 10448, F-63000 Clermont-Ferrand, France.

[2] CNRS, UMR 6524, LMV, F-63038 Clermont-Ferrand.

[3] IRD, R 163, LMV, F-63038 Clermont-Ferrand

[*] *F.Sorbadere@opgc.univ-bpclermont.fr*

ABSTRACT

The most primitive arc magmas expressed as melt inclusions in forsteritic olivine display silica-undersaturated, nepheline normative compositions, sometimes associated with high CaO contents. Involvement of a heterogeneous mantle source containing an amphibole-bearing clinopyroxene-rich component is often mentioned to account for the origin of these magmas. However, the proportions and the role of such mantle source component in arc magma genesis remains a matter of debate. To better understand the generation of silica-undersaturated magmas in arcs and the role of clinopyroxenites during arc magma genesis, we have performed experimental partial melting of a heterogeneous hydrous mantle (hydrous lherzolite mixed with variable amounts of amphibole-bearing clinopyroxenite) at 1 GPa under oxidizing conditions (close to the fayalite-magnetite-quartz: FMQ-buffer). Contrary to anhydrous conditions, pyroxenites and peridotites have similar solidus temperatures under hydrous conditions, but the melt productivity still increases with increasing fraction of pyroxenite in the source. For peridotite-rich sources (up to 50 % clinopyroxenite) the presence of orthopyroxene buffers the partial melts to compositions identical in terms of major elements to regular peridotite melts. When orthopyroxene leaves the residue (above 50 % of pyroxenite), melts become nepheline-normative, with CaO/Al_2O_3 ratios > 1. Comparison between experimental melts produced by melting homogeneous mixed sources (homogeneous melting) and aggregated melts from heterogeneous sources (heterogeneous melting) shows that the later are more silica-undersaturated and richer in CaO. Our experiments confirm that

nepheline-normative melt inclusions have sampled pure or poorly-mixed clinopyroxenite melts from a heterogeneous mantle source, while hypersthene-normative lavas are likely to result from a more advanced stage of magma mixing. The presence of nepheline-normative melt inclusions in arc settings requires a heterogeneous mantle wedge and relatively high mantle temperatures, up to 1300 °C at 1 GPa. The presence of nepheline-normative melt inclusions in arc settings implies a heterogeneous mantle wedge and relatively high mantle temperatures, up to 1300 °C at 1 GPa. Amphibole-clinopyroxenite heterogeneities in the mantle wedge could originate by density-driven delamination of lower crustal cumulates consisting of clinopyroxene + amphibole ± olivine.

Keywords: experimental petrology, amphibole-bearing clinopyroxenite, hydrous peridotite, partial melting, nepheline-normative melts

1. Introduction

Most lavas erupted in subduction zones belong to the calc-alkaline series and are characterized by relatively silica-rich compositions (~ 55 wt% SiO_2 on average; e.g., Plank and Langmuir, 1988), even for the most primitive compositions. The higher silica content of primary magmas produced in arc environments with respect to those from other geodynamical environments has been ascribed to the addition of water (e.g., Nicholls and Ringwood, 1973; Hirose and Kawamoto, 1995; Gaetani and Grove, 1998), and/or silica-rich slab-derived fluids (e.g., Green and Ringwood, 1967; Nicholls and Ringwood, 1973; Wyllie and Sekine, 1982; Schiano et al., 1995) to their mantle source region. The primary, hydrous arc magmas evolve towards more silica-saturated compositions by fractional crystallization, magma mixing or assimilation processes (e.g., Grove et al., 2003; 2005). Rarely erupted high-Mg basalts in arc settings have generally CIPW norms (Cross et al. 1903) with hypersthene + olivine, while andesites are typified by normative hypersthene + quartz (Gill, 1981).

Recent studies have identified a population of nepheline-normative, sometimes CaO-rich, primitive arc magmas occurring occasionally as whole rocks, but more generally as primary melt inclusions preserved in highly forsteritic (Fo > 85) olivine phenocrysts (e.g., Della-Pasqua and Varne, 1997; Gioncada et al., 1998; Métrich et al., 1999; Schiano et al., 2000; De Hoog et al., 2001; Elburg et al., 2007; Portnyagin et al. 2007; Le Voyer et al., 2008; Bouvier et al., 2010a, 2010b; Sorbadere et al., 2011; 2013). The composition of these melt

inclusions cannot be linked to their hypersthene-normative host lavas by simple differentiation processes (e.g., Schiano et al., 2000). Neither can partial melting of anhydrous or hydrous peridotite generate magmas with silica-undersaturated compositions and other properties similar to those observed for these arc melt inclusions (Schiano et al., 2000, Médard et al. 2006). Formation of these nepheline-normative melts requires the contribution of a silica-poor source component that dominates the effect of silica enrichment by slab-derived fluids. The most widely cited mechanism for their formation involves partial melting of amphibole-bearing, clinopyroxene-rich pyroxenite lithologies (or melt-rock interactions between such lithologies and peridotite-derived melts) at lower crustal or shallow upper mantle pressures (Gioncada et al., 1998; Schiano et al., 2000; De Hoog et al., 2001; Médard et al., 2004; 2006; Elburg et al., 2007; Bouvier et al., 2010a, 2010b; Marchev et al., 2009; Georgiev et al., 2009; Sorbadere et al., 2011; 2013). Because amphibole is strongly silica-deficient, melting of amphibole-rich, orthopyroxene-free lithologies produces nepheline-normative melts between 0.5 and 1.5 GPa (Médard et al., 2006; Pilet et al., 2008, 2010).

Pyroxenites have been widely described in arc environments as xenoliths or in ultramafic complexes (e.g., Aoki, 1971; Irvine, 1974; Irving, 1980; DeBari and Coleman, 1989; Conrad and Kay, 1984; Himmelberg and Loney, 1995; Garrido and Bodinier, 1999; Turner et al., 2003; Greene et al., 2006; Berly et al., 2006). They have been interpreted either as cumulates from the deep arc crust (Wyllie, 1967; DeBari and Coleman, 1989; Müntener et al., 2001; Berly et al., 2006; Greene et al., 2006), or metasomatic veins in the mantle (e.g., Irving, 1980; Garrido and Bodinier, 1999; Berly et al., 2006). The high temperatures needed to form nepheline-normative arc melt inclusions (up to 1300°C; Schiano et al., 2000; Sorbadere et al., 2013) are difficult to reconcile with arc crust melting. Additionally, in the case of crust melting, the derived melts would have a wide range of compositions from nepheline-normative to quartz-normative, reflecting the heterogeneity of crust lithologies, but this is not the case for primitive arc melt inclusions. Hence, melting of lower-crustal cumulates cannot be directly responsible for the common pyroxenitic signature of primitive arc magmas.

Fractional crystallization experiments (Müntener et al., 2001, Müntener and Ulmer, 2006; Alonso-Perez et al., 2009) and modeling (Greene et al., 2006) have shown that cumulate pyroxenites are generated until up to 50-60 % fractional crystallization of basaltic mantle-melts. However, they represent generally less than 5 % of the volume of a mature arc crust and 35 % of a young arc crust (DeBari and Coleman, 1989; Kelemen et al., 2003; Greene et al., 2006; Garrido et al., 2007; Smith et al., 2009). To explain this difference,

DeBari and Sleep (1991), Müntener et al. (2001), and Greene et al. (2006) proposed that the major part of the dense cumulative pyroxenites has been delaminated into the less dense underlying residual mantle. Such mechanism may result in a significant increase of the proportion of pyroxenites in the sub-arc mantle. The interaction of such lithologies (mostly composed of clinopyroxenites) with surrounding peridotites would increase the Mg# of the delaminated pyroxenites by Fe-Mg interdiffusion, as evidenced by the higher Mg# of amphiboles from natural mantle veins compared to those from crystallization experiments (Pilet et al., 2010). Hence, this could generate high proportion of Mg-rich clinopyroxenites in the sub-arc mantle, where they could play a major role in the genesis of nepheline-normative arc magmas. However, the proportions and the role in arc magma genesis of such mantle source component remains a matter of debate.

To better understand the generation of nepheline-normative magmas in arc and the role of clinopyroxenites during arc magma genesis, we have performed melting experiments on mixes of amphibole clinopyroxenite and variable proportions of hydrous peridotite at 1 GPa between 1150 and 1300°C. Our experiments refer to an end-member melting model (homogeneous melting) involving a homogeneous mixed source. Hence, they are probably not directly applicable for a natural melting system occurring in the sub-arc mantle. Our experiments can also be used to quantify the compositions of melts derived from another end-member case where source components melts independently, and the resulting liquids mix afterwards (heterogeneous melting). Our results also help improve the petrogenetic model for silica-undersaturated (i.e., nepheline- and hypersthene-normative) arc magmas, and clarify the relationship between nepheline-normative melt inclusions and their hypersthene-normative host lavas.

2. Experimental procedures

2.1. Starting materials

Our synthetic starting materials consist of an olivine-amphibole clinopyroxenite (OCA2) and a peridotite (KLB-1) (Table 1). MIX25, MIX50 and MIX75 are homogeneous mixtures of 25 wt% OCA2 + 75 wt% KLB-1, 50 wt% OCA2 + 50 wt% KLB-1, and 75 wt% OCA2 + 25 wt% KLB-1, respectively. The composition of the olivine-amphibole clinopyroxenite OCA2 (45 wt% clinopyroxene, 36 wt% amphibole, 19 wt% olivine, Médard et al., 2006) is based on

the phase proportions and compositions of several amphibole-clinopyroxene-olivine cumulative rocks found in arc settings. It is representative of the lower crustal layered complexes beneath exhumed volcanic arcs that constitute the arc roots (e.g., Aoki, 1971; DeBari and Coleman, 1989; Conrad and Kay, 1984; Himmelberg and Loney, 1995; Turner et al., 2003; Berly et al., 2006). The composition of the spinel lherzolite KLB-1, used in various experiments as an analogue for the composition of the bulk upper mantle, was taken from Hirose and Kawamoto (1995), with 0.2 wt% H_2O added. Oxygen fugacity in arc settings is generally higher than in other environments (e.g., Osborn, 1959; Carmichael, 1991; Arculus, 1994; Parkinson and Arculus, 1999; Rowe et al., 2009; Kelley and Cottrell, 2009; Malaspina et al., 2010). Thus, in order to ensure more oxidizing conditions in the partial melting experiments, 5 mol% of total iron was added as Fe^{3+} in the composition of OCA2 and KLB-1.

OCA2 and KLB-1 starting materials were obtained by mixing analytical grade oxides together with synthetic diopside, fayalite, and hydrous glasses. The use of hydrous glasses allows a better control on water and alkali concentrations in the starting materials. The compositions of the hydrous glasses were chosen in order to create dacitic / rhyolitic glasses, which melt at ~ 800°C in the $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O system (Tuttle and Bowen, 1958). Dry glasses were produced at 1 atm from analytical grade oxides and carbonates, then loaded in a gold capsule along with water. Samples were then fused at 1000 °C and 1.0 GPa in a 19.1 mm piston-cylinder.

2.2. Experimental techniques

Partial melting experiments were performed in a 12.7 mm end-loaded piston-cylinder at 1 GPa between 1150 and 1300°C using thick-walled (0.75 mm) $Au_{80}Pd_{20}$ containers, in order to minimize Fe and H_2O losses. Assemblies comprised a NaCl outer cell, an outer Pyrex sleeve, a graphite furnace, and crushable MgO spacers. The precious metal containers were hosted in a fired pyrophyllite sleeve. Run durations varied from 24 to 72 h, increasing with decreasing temperature (Table 1). Melts were extracted using a technique inspired from Hirose and Kawamoto (1995) and developed by Hoffer (2008). This technique is based on the entrapment of liquid into empty spaces located at the top of the capsule (Supplementary Figure A). Temperature was measured using a $W_{74}Re_{26}$-$W_{95}Re_5$ thermocouple and maintained within 1°C of the setpoint using a Eurotherm controller. The temperature at the top of the capsule (at the level of the melt traps) is 20°C higher than at the bottom, and 30°C lower than the temperature read by the thermocouple (Supplementary Figure B). Temperatures listed in

Table 1 are the temperatures at the top of the capsule.

3. Results

3.1. Attainment of equilibrium

No significant differences (within 2σ error) were found between mineral compositions at the top and at the bottom of the capsules, despite the 20°C difference in temperature. However, for the sake of homogeneity, mineral compositions listed in Table 1 and used in mass balance calculations have been measured at the top of the capsule, close to the trapped melt. Crystals are unzoned and the composition of each phase is very homogeneous, except for some clinopyroxenes that have Al_2O_3-enriched quench overgrowths. In addition to the interstitial melt, large pools (≥ 20 μm) of glass devoid of any quench products are observed in all the experiments (Supplementary Figure A). To avoid artifacts due to chemical diffusion next to the crystals during quench, glass analyses were performed farther than 10 μm from any crystal. Mass balance calculations were performed to estimate phase proportions and to evaluate the importance of iron loss from the sample to the $Au_{80}Pd_{20}$ containers. These calculations yielded low sums of squared residuals and relative FeO losses of 8 % on average (Table 1).

Phase proportions and compositions in OCA2 experiments are consistent with those from Médard et al. (2006). In contrast, melts obtained from KLB-1 experiments have FeO and H_2O concentrations up to 1.2 and 1.9 times higher than those obtained by Hirose and Kawamoto (1995) for their experiments with 0.2 wt% H_2O in the starting material. These differences are likely due to hydrogen loss in their experiments (estimated at about 50%), and to a lesser extent to FeO loss. Such mechanisms could be responsible for the differences in phase proportions and compositions observed in our experiments compared to Hirose and Kawamoto's (1995) experiments.

The Fe^{2+}-Mg exchange coefficients between olivine and liquid (i.e., $Kd_{Ol-Liq}^{Mg-Fe2+}$) are consistent with those from the literature, when corrected for the Fe^{3+}/Fe_{tot} ratio of the melts deduced from the oxygen fugacities (Kress and Carmichael 1991, see below). The Fe^{3+}/Fe_{tot} ratio is 0.15 ± 0.01, and the $Kd_{Ol-Liq}^{Mg-Fe2+}$ range from 0.24 to 0.32 (average of 0.28). These values agree within error with the equilibrium values calculated using the model of Toplis (2005) (Supplementary Table A), indicating that chemical equilibrium was closely approached in our

experiments.

3.2. Oxygen fugacity

Oxygen fugacity in the experiments has been estimated from the Fe exchange between metallic capsules and silicate melts: $Fe_{(alloy)} + ½ O_2 = FeO_{(melt)}$, using the model of Barr and Grove (2010). The fO_2 calculations are based on the iron content of the AuPd capsule (close to the silicate liquid), the coexisting liquid composition, and the temperature of the experiment. The calculated fO_2 cluster between 0.2 and 0.7 log units above the Fayalite-Magnetite-Quartz buffer (FMQ, O'Neill, 1987) (Supplementary Table A). These fairly oxidizing conditions are consistent with those prevailing in arc settings (Osborn, 1959; Carmichael, 1991; Arculus, 1994; Parkinson and Arculus, 1999; Kelley and Cottrell, 2009).

Table 1 Proportions and compositions of glasses and mineral phases in experiments normalized to 100 wt% [1]

Sample[2]	Duration (hours)	Phases (wt%)[3]		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	H_2O	Sum[4]	Mg#[5]	FeO loss[6]
KLB-1[7]				**43.9** 0.3	**0.15** 0.01	**3.47** 0.04	**8.6** 0.1	**0.12** 0.00	**39.6** 0.8	**3.41** 0.03	**0.29** 0.01	**0.04** 0.00	**0.20** 0.02	**0.2**	**100** 0.2	90.6 0.5	
KLB1-1150	71.8	1.0															0.2
gl		5	1	52.5 0.5	0.9 0.1	19.5 0.3	5.2 0.1	0.10 0.03	6.2 0.3	8.2 0.3	3.6 0.4	0.54 0.01	0.03 0.03	3.4 0.1	96.7 0.8	71.5 0.6	
ol		61	4	41.3 0.2	0.03 0.02	0.1 0.1	8.7 0.1	0.11 0.04	49.6 0.3	0.12 0.03	0.01 0.01	0.00 0.01	0.04 0.04		100.2 1.0	91.0 0.4	
cpx		15	1	54.6 1.5	0.2 0.2	1.8 0.5	4.3 0.4	0.13 0.05	19.0 10	18.7 0.5	0.70 0.04	0.01 0.01	0.2 0.1		99.9 0.7	88.7 1.2	
opx		16	4	54.9 0.5	0.2 0.0	4.6 0.8	6.2 0.4	0.16 0.03	32.1 0.5	1.4 0.2	0.1 0.1	0.01 0.02	0.3 0.1		99.9 0.4	90.2 0.6	
spi		3	1	0.5 0.1	0.4 0.1	40.9 2.0	23.8 0.7	0.12 0.02	18.1 0.2	0.1 0.0	0.02 0.03	0.00 0.00	13.3 2.1		97.5 0.5		
KLB1-1200	46.9	0.7															0.3
gl		15	1	49.0 0.3	0.9 0.1	16.2 0.3	7.6 0.2	0.12 0.04	10.4 0.1	11.5 0.2	2.0 0.2	0.17 0.07	0.1 0.1	2.3 0.1	97.8 0.9	74.1 1.1	
ol		65	1	41.3 0.2	0.01 0.03	0.10 0.04	8.3 0.1	0.11 0.03	49.9 0.2	0.19 0.03	0.01 0.03	0.01 0.03	0.1 0.1		100.3 0.4	91.4	
cpx		7.5	0.4	53.3 0.2	0.2 0.0	3.6 0.1	4.5 0.1	0.14 0.03	19.1 0.1	18.2 0.2	0.4 0.1	0.01 0.03	0.5 0.1		100.3 0.3	88.3 1.1	
opx		12	1	54.2 0.2	0.1 0.0	5.0 0.1	6.5 0.1	0.11 0.03	31.5 0.2	1.9 0.1	0.07 0.04	0.02 0.02	0.6 0.1		100.7 0.3	89.6 0.3	
spi		0.7	0.2	0.5 0.1	0.3 0.0	32.6 0.3	23.7 0.2	0.17 0.03	18.6 0.1	0.06 0.04	0.00 0.04	0.00 0.04	24.1 0.4		98.1 2.0		
KLB1-1300	24.4	0.5															0.5
gl		20	1	48.3 0.4	0.7 0.1	14.3 0.3	8.6 0.2	0.09 0.05	12.0 0.2	12.3 0.2	1.6 0.2	0.13 0.06	0.1 0.1	1.9 0.1	98.1 0.8	74.5 0.4	
ol		66	1	41.4 0.3	0.02 0.02	0.06 0.03	8.4 0.1	0.12 0.03	49.6 0.3	0.23 0.03	0.00 0.03	0.01 0.03	0.1 0.1		100.4 0.4	91.3 0.1	
cpx		3	1	53.4 0.3	0.10 0.03	3.5 0.1	4.7 0.1	0.11 0.03	19.4 0.2	17.6 0.2	0.3 0.1	0.01 0.03	0.9 0.1		100.7 0.4	88.0 0.8	
opx		10	1	55.0 0.4	0.07 0.03	3.8 0.1	6.0 0.1	0.14 0.03	31.8 0.2	2.3 0.1	0.05 0.04	0.01 0.03	0.8 0.1		100.4 0.2	90.4 0.4	
spi		0.5	0.2	0.4 0.0	0.34 0.04	28.4 0.3	24.6 0.2	0.21 0.04	17.4 0.2	0.2 0.0	0.01 0.04	0.01 0.04	28.4 0.5		97.4 1.0		
OCA2[7]				**44.8** 0.3	**1.2** 0.1	**7.2** 0.1	**9.6** 0.1	**0.11** 0.00	**20.1** 0.4	**14.7** 0.1	**0.90** 0.03	**0.36** 0.00	**0.06** 0.01	**1.0**	**100** 0.2	81.3 0.5	
OCA2-1150	50.7	1.3															1.3
gl		10	2	47.9 0.3	2.2 0.1	18.4 0.3	8.5 0.2	0.18 0.10	5.6 0.1	7.9 0.2	3.2 0.2	3.02 0.16		3.1 0.1	96.9 1.1	58.1 2.7	
ol		23	1	40.0 0.2	0.04 0.03	0.1 0.1	15.1 0.2	0.18 0.03	44.2 0.2	0.30 0.03	0.01 0.04	0.00 0.05	0.0 0.1		100.0 0.3	84.0 0.6	
cpx		65	2	48.1 0.3	1.5 0.1	8.5 0.2	5.9 0.1	0.09 0.03	13.5 0.1	21.5 0.2	0.7 0.1	0.01 0.04	0.2 0.1		99.4 0.2	80.3 1.0	
phlo		1	3	38.8 0.2	4.4 0.1	17.6 0.2	8.7 0.1	0.06 0.03	18.9 0.1	1.1 0.1	0.8 0.1	9.47 0.12	0.1 0.1		97.2 0.6	79.4 0.4	
amp		1	1	41.5 0.2	3.3 0.1	15.1 0.2	8.8 0.1	0.04 0.03	14.8 0.1	12.07 0.04	2.2 0.1	1.93 0.29	0.1 0.1		95.7 0.5	75.0 0.3	
OCA2-1200	48.2	1.9															1.3
gl		30	2	44.5 0.3	2.3 0.1	14.1 0.3	10.1 0.2	0.14 0.04	9.5 0.1	13.0 0.2	2.2 0.2	1.37 0.13	0.0 0.1	2.8 0.1	97.2 0.7	66.4 1.2	
ol		21	1	40.5 0.2	0.03 0.03	0.04 0.03	12.9 0.2	0.16 0.03	46.0 0.2	0.3 0.0	0.00 0.04	0.01 0.03	0.0 0.1		99.9 0.3	86.5 0.2	
cpx		49	2	50.0 0.2	1.0 0.1	6.2 0.1	5.3 0.1	0.09 0.03	14.8 0.1	22.1 0.2	0.4 0.1	0.05 0.04	0.2 0.1		100.0 0.5	83.4 1.0	
OCA2-1300	24.3	1.6															1.1
gl		59	2	45.3 0.3	1.8 0.1	11.0 0.3	10.1 0.2	0.15 0.04	12.2 0.1	16.1 0.2	1.4 0.1	0.69 0.10	0.0 0.1	1.2 0.1	98.8 0.4	71.6 0.3	
ol		17.7	0.5	41.1 0.2	0.02 0.03	0.04 0.03	9.0 0.1	0.01 0.03	49.1 0.2	0.52 0.03	0.01 0.03	0.01 0.03	0.2 0.1		100.5 0.3	90.7 0.1	
cpx		23	2	52.5 0.2	0.5 0.1	3.2 0.1	3.7 0.1	0.31 0.03	17.0 0.1	22.5 0.2	0.2 0.1	0.02 0.04	0.0 0.1		100.2 0.4	89.1 1.2	
MIX25[7]				**44.1** 0.2	**0.40** 0.01	**4.40** 0.03	**8.9** 0.1	**0.12** 0.00	**34.7** 0.7	**6.24** 0.04	**0.44** 0.01	**0.12** 0.00	**0.16** 0.01	**0.4**	**100** 0.14	**89.1** 0.1	
MIX25-1200	50.5	0.9															0.2
gl		20	1	48.4 0.3	1.5 0.1	15.6 0.3	9.0 0.2	0.11 0.04	9.8 0.1	11.2 0.2	2.2 0.1	0.8 0.1	0.0 0.1	1.4 0.1	97.2 0.9	69.6 1.6	
ol		55	3	41.1 0.2	0.01 0.03	0.06 0.03	9.3 0.1	0.12 0.03	48.9 0.2	0.2 0.0	0.01 0.03	0.01 0.03	0.0 0.1		100.2 0.4	90.3 0.1	
cpx		22	1	52.9 0.2	0.22 0.04	3.6 0.1	4.8 0.1	0.10 0.03	19.5 0.1	17.6 0.2	0.4 0.1	0.00 0.03	0.8 0.1		100.1 0.5	87.9 0.8	
opx		3	3	53.7 0.2	0.21 0.03	5.4 0.1	7.1 0.1	0.11 0.03	31.1 0.2	1.7 0.1	0.05 0.04	0.01 0.03	0.6 0.1		100.3 0.4	88.7 0.7	

Table 1 (continued)

Sample[2]	Duration (hours)	Phases (wt%)[3]		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	H_2O	Sum[4]	Mg#[5]	FeO loss[6]
MIX50[7]				**44.3** *0.2*	**0.65** *0.03*	**5.34** *0.04*	**9.2** *0.1*	**0.11** *0.00*	**29.8** *0.5*	**9.1** *0.1*	**0.59** *0.01*	**0.20** *0.00*	**0.13** *0.01*	**0.6**	**100** *0.12*	**87.2** *0.1*	
MIX50-1200	48.3	1.3															0.8
gl			22 *2*	48.7 *0.3*	1.8 *0.1*	15.2 *0.3*	7.7 *0.2*	0.11 *0.04*	10.1 *0.1*	11.5 *0.2*	2.0 *0.2*	0.9 *0.1*	0.1 *0.1*	2.0 *0.1*	98.0 *0.5*	73.4 *0.4*	
ol			40 *2*	41.0 *0.3*	0.04 *0.03*	0.08 *0.04*	10.1 *0.1*	0.12 *0.03*	48.4 *0.3*	0.27 *0.03*	0.01 *0.04*	0.01 *0.03*	0.1 *0.1*		100.3 *0.5*	89.6 *0.1*	
cpx			29 *1*	52.6 *0.3*	0.53 *0.04*	3.9 *0.1*	4.5 *0.1*	0.08 *0.03*	18.1 *0.1*	19.5 *0.2*	0.4 *0.1*	0.01 *0.03*	0.4 *0.1*		100.2 *0.3*	87.9 *0.3*	
opx			9 *3*	54.1 *0.3*	0.28 *0.04*	5.0 *0.1*	6.9 *0.1*	0.11 *0.03*	31.1 *0.2*	2.1 *0.1*	0.06 *0.04*	0.00 *0.03*	0.4 *0.1*		100.5 *0.2*	88.9 *0.3*	
MIX50-1250	40.3	2,0															1.8
gl			33 *3*	49.6 *0.3*	1.7 *0.1*	13.6 *0.3*	7.5 *0.2*	0.10 *0.04*	11.2 *0.1*	12.1 *0.2*	1.7 *0.1*	0.7 *0.1*	0.0 *0.1*	1.8 *0.1*	98.2 *0.3*	75.8 *0.6*	
ol			40 *2*	41.1 *0.2*	0.02 *0.03*	0.05 *0.03*	9.6 *0.1*	0.13 *0.03*	48.6 *0.2*	0.24 *0.03*	0.01 *0.03*	0.02 *0.03*	0.0 *0.1*		99.3 *0.4*	90.0 *0.2*	
cpx			27 *3*	52.8 *0.2*	0.49 *0.04*	3.9 *0.1*	4.3 *0.1*	0.12 *0.03*	18.8 *0.1*	19.0 *0.2*	0.3 *0.1*	0.01 *0.03*	0.4 *0.1*		99.7 *0.4*	88.8 *0.7*	
MIX50-1300	24.2	1.8															0.6
gl			48 *3*	49.4 *0.3*	1.2 *0.1*	10.5 *0.2*	8.2 *0.2*	0.11 *0.04*	13.7 *0.2*	13.9 *0.2*	1.2 *0.1*	0.5 *0.1*	0.0 *0.1*	1.3 *0.1*	98.7 *0.4*	77.8 *0.5*	
ol			41 *1*	41.4 *0.3*	0.02 *0.03*	0.04 *0.03*	7.8 *0.1*	0.08 *0.03*	50.2 *0.3*	0.32 *0.03*	0.01 *0.03*	0.01 *0.03*	0.1 *0.1*		100.4 *0.4*	92.0 *0.2*	
cpx			11 *3*	53.5 *0.3*	0.36 *0.04*	2.8 *0.1*	3.6 *0.1*	0.66 *0.03*	18.7 *0.1*	20.1 *0.2*	0.3 *0.1*	0.01 *0.04*	0.1 *0.1*		100.6 *0.1*	90.2 *0.8*	
MIX75[7]				**44.6** *0.3*	**0.90** *0.04*	**6.3** *0.1*	**9.4** *0.1*	**0.11** *0.00*	**24.9** *0.7*	**11.9** *0.1*	**0.75** *0.02*	**0.28** *0.00*	**0.09** *0.01*	**0.8**	**100** *0.19*	**84.8** *0.2*	
MIX75-1200	47.3	1.8															0.6
gl			26 *2*	46.2 *0.3*	2.2 *0.1*	14.9 *0.3*	9.7 *0.2*	0.03 *0.04*	9.3 *0.1*	11.5 *0.2*	2.2 *0.2*	1.2 *0.1*	0.1 *0.1*	2.9 *0.1*	97.1 *0.6*	67.0 *0.6*	
ol			33 *1*	40.7 *0.2*	0.03 *0.03*	0.06 *0.04*	11.7 *0.2*	0.14 *0.03*	47.1 *0.2*	0.27 *0.03*	0.01 *0.03*	0.01 *0.03*	0.0 *0.1*		99.8 *0.3*	87.7 *0.1*	
cpx			41 *2*	50.2 *0.2*	0.8 *0.1*	5.8 *0.1*	5.2 *0.1*	0.08 *0.03*	15.7 *0.1*	21.5 *0.2*	0.4 *0.1*	0.02 *0.03*	0.3 *0.1*		99.7 *0.5*	84.3 *15*	
MIX75-1300	25.7	1.9															0.6
gl			56 *3*	46.6 *0.3*	1.4 *0.1*	10.1 *0.2*	9.8 *0.2*	0.10 *0.04*	13.5 *0.2*	15.0 *0.2*	1.3 *0.1*	0.5 *0.1*	0.1 *0.1*	1.7 *0.1*	98.2 *0.5*	74.3 *0.4*	
ol			29 *1*	41.1 *0.2*	0.03 *0.03*	0.03 *0.03*	8.5 *0.1*	0.11 *0.03*	49.8 *0.2*	0.40 *0.03*	0.01 *0.03*	0.01 *0.03*	0.0 *0.1*		100.1 *0.5*	91.2 *0.1*	
cpx			15 *3*	52.9 *0.2*	0.32 *0.04*	2.7 *0.1*	3.6 *0.1*	0.08 *0.03*	17.8 *0.1*	21.7 *0.2*	0.3 *0.1*	0.01 *0.03*	0.6 *0.1*		100.1 *0.7*	89.9 *0.4*	

[1] Major elements were analysed using a SX 100 electron microprobe (LMV, Clermont-Ferrand). Minerals were analysed with a 15 kV acceleration voltage, a 15 nA focussed beam, and a counting time of 20 s for Ni, Mn, Cr and Ti, and 10 s for other elements. For glass analyses, the current was lowered to 8 nA and the beam diameter varied between 5 and 20 µm depending on the size of the melt pockets. Water concentrations in experimental glasses were measured using a Jobin-Yvon T64000 Micro-Raman spectrometer with an Ar laser at a wavelength of 514 nm, and equipped with a liquid nitrogen-cooled CCD detector (UBP, Clermont-Ferrand). The spectrometer was fitted to an Olympus microscope in confocal mode. The excitation source delivers a low power on the sample (15 mW) during short counting times (2 cycles of 50 s each). Spectra were collected in the 180-1400 cm-1 (aluminosilicate network domain) and 2800-4000 cm-1 (OH + H_2O domain) shift ranges relative to the exciting laser light. The intensity of the H_2O_{total} band and its scaling with respect to the band for the silicate network were determined following the external calibration procedure of Mercier et al. (2009). Calibration was performed using a set of basaltic glass standards (0.6-4.4 wt% H_2O, Médard and Grove 2008), and two or three analyses were performed on each sample.

[2] numbers attached to the sample name indicate the temperature of the experiment

[3] Phase proportion calculated by mass balance program (Albarède and Provost, 1977). The sum of the squared residuals is indicated on the right of the duration

[4] Initial analytical total

[5] Mg# is the molar ratio [100*Mg/(Mg+Fe^{2+})]

[6] Relative iron loss (in wt%)

[7] KLB-1, OCA2, MIX25, MIX50, and MIX75 are the starting compositions.

gl = glass, ol = olivine, cpx =clinopyroxene, opx = orthopyroxene

numbers in italic are 1 σ analytical error

3.3. Parageneses and melting reactions

Phase proportions have been determined using the mass balance algorithm of Albarède and Provost (1977) (Table 1). Olivine and clinopyroxene are the major mineral phases in all experiments. Orthopyroxene occurs in all KLB-1 and MIX25 experiment, and in the experiment MIX50-1200 (the experiment run with composition MIX50 at 1200°C; Table 1). At constant temperature, its abundance decreases with increasing proportion of OCA2 in the starting material. Spinel is only present in KLB-1 experiments. About 2 wt% of amphibole and phlogopite crystallizes in experiment OCA2-1150.

The melting reaction for lherzolite KLB-1 has been determined using least-squares fits of the slopes of the residual crystalline phases versus melt fraction:

$$0.73(3)\ cpx + 0.39(5)\ opx + 0.15(1)\ sp = 0.30(4)\ ol + 1\ liq$$

This reaction agrees with those calculated for both anhydrous and hydrous spinel peridotites at 1-1.2 GPa (Baker and Stolper, 1994 and references therein; Hirose and Kawamoto, 1995; Gaetani and Grove, 1998). Interestingly, our reaction coefficients compare well with those derived by Kinzler and Grove (1992) and Baker and Stolper (1994) at 1 GPa under anhydrous conditions, suggesting that water has only a minor effect on melting reactions of spinel lherzolite.

After breakdown of amphibole and phlogopite (below 1200 °C), the melting reaction for pyroxenite OCA2 is:

$$0.11\ (1)\ ol + 0.89(4)\ cpx = 1\ liq$$

The large value of the clinopyroxene coefficient confirms the results of earlier studies: clinopyroxene dominates the melting assemblage of both hydrous and dry clinopyroxenites at 1 GPa (Pickering-Witter and Johnston, 2000; Schwab and Johnston, 2001; Kogiso and Hirschmann, 2001; Médard et al., 2006). These values are identical within error to those calculated by Médard et al. (2006).

For mixed starting materials, the melting reaction depends on whether or not orthopyroxene is present. Because the silica content is lower in OCA2 than in KLB-1, the first major phase to disappear from the residue with increasing proportion of OCA2 in the source is the most silica-rich mineral, i.e., orthopyroxene. This mineral is found in experiments with MIX25, but in none of the experiments with composition MIX75; with composition MIX50, it disappears between 1200 and 1250°C. In the presence of orthopyroxene, the melting reaction is identical to the melting reaction of a lherzolite, with olivine on the product side of the reaction. In the absence of orthopyroxene, olivine is on the reactant side and the melting reaction is the same as that of a clinopyroxenite.

3.4. Melt and mineral compositions

The compositions of melts and minerals are reported in Table 1. Between 1200 and 1300°C, melts from KLB-1, MIX25 and MIX50 are hypersthene + olivine normative, except for the KLB-1-1150 experiment (hypersthene + quartz normative). Note that the starting compositions are also hypersthene-normative, except MIX50 which is slightly nepheline-normative. The CaO/Al_2O_3 ratios in melt increase with the proportion of OCA2 in the starting material, but remain < 1 (except for MIX50-1300 = 1.32). Major element compositions of melts from orthopyroxene-bearing experiments (KLB-1, MIX25, and MIX50-1200) are fairly homogeneous (Fig. 1), with 48.2 wt% SiO_2, 11.5 wt% CaO, and 8.1 wt% FeO on average (with the exception of the low melting degree experiment KLB-1-1150). In experiments with MIX50, the melt composition changes drastically between 1200 and higher temperatures in relation with orthopyroxene breakdown. The CaO content increases from 11.4 to 13.9 wt%, and Al_2O_3 decreases from 15.2 to 10.5 wt%. These observations demonstrate that the major element composition of melts in equilibrium with olivine, orthopyroxene and clinopyroxene (a lherzolitic assembly) is buffered by this low-variance assembly, and depends only little on the bulk composition.

In contrast, melts produced from sources with more than 50 % clinopyroxenite (i.e, MIX75 and OCA2) between 1200 and 1300°C show a progressive decrease in SiO_2 (4.1 wt% on average between OCA2 and MIX50) and an increase in FeO and CaO (2.2 and 1.9 wt% respectively). These melts have nepheline-normative compositions and the experiments performed at 1300°C have also $CaO/Al_2O_3 > 1$. Since they are only saturated in two phases (olivine and clinopyroxene), the variance of the system is higher. Hence, the melt composition has more freedom to change as a function of the bulk composition (Médard et al., 2006). Compared to higher temperature melts, the melt phase in the OCA2 experiment at 1150°C shows strong enrichments in alkalis and silica (Fig. 1).

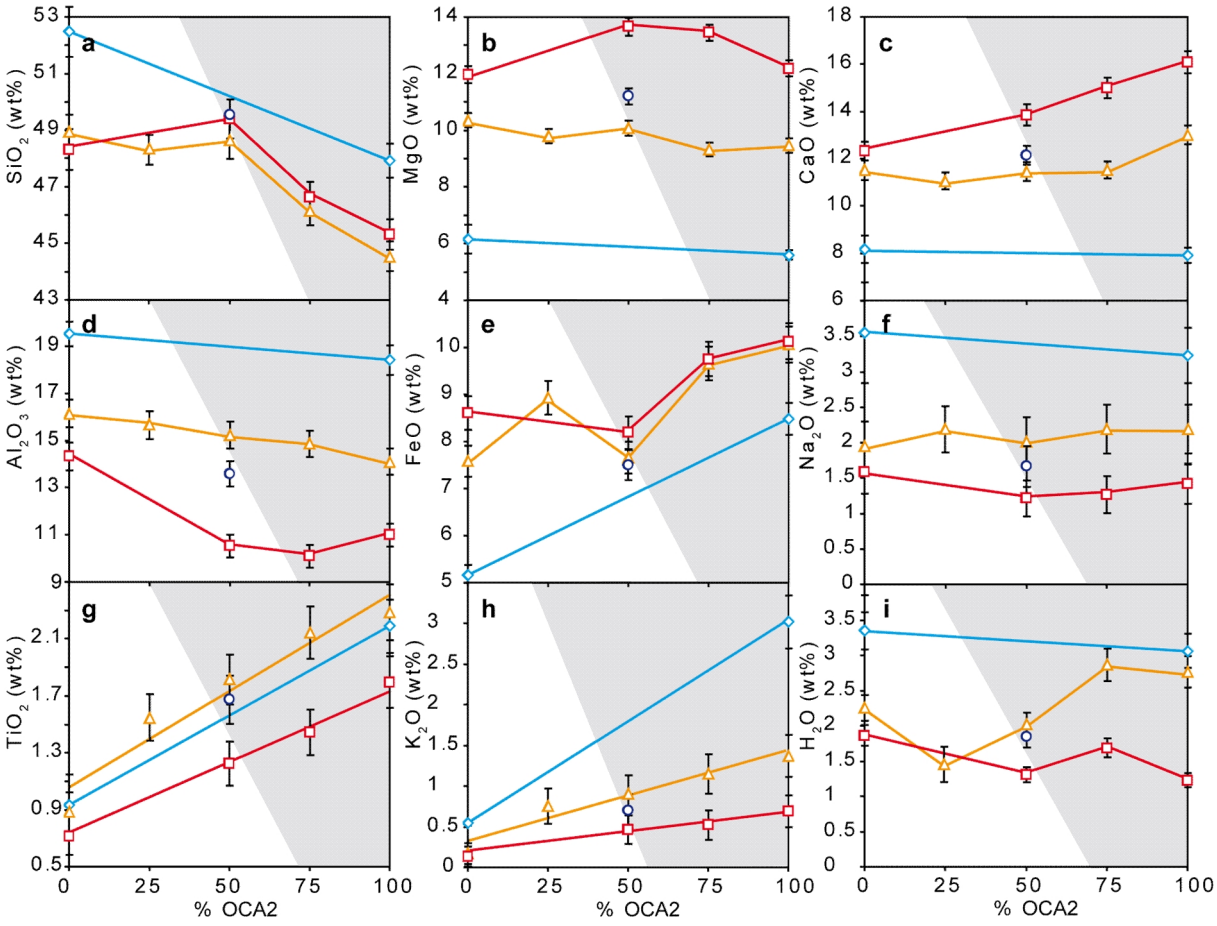


Figure 1: Compositions of experimental glasses (in wt%, with 2 σ error bars) as a function of the proportion of OCA2 in the starting materials at 1150°C (diamonds), 1200°C (triangles), 1250°C (circles) and 1300°C (squares). **(a – e)** Major elements; **(f – h)** minor elements; and **(i)** water. The grey and white fields overlap the samples without and with orthopyroxene, respectively.

For all the experimental melts, the CaO/Al_2O_3 ratio strongly increases with melt fraction, from 0.4 at F = 0.05 to 1.5 at F = 0.55-0.60. The CaO content of the melts is maximum in the highest temperature experiments, which have the lowest abundance of clinopyroxene (3 and 16 wt% for KLB-1 and OCA2, respectively) (Fig. 2a). These temperatures are probably close to the clinopyroxene-out boundary.

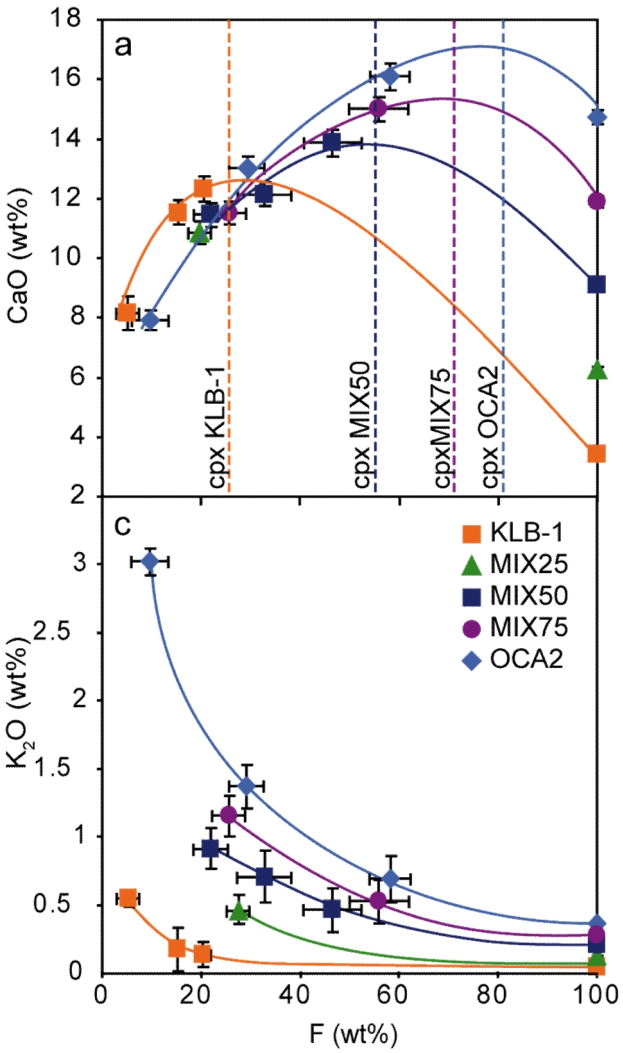


Figure 2: **(a)** CaO, **(b)** K_2O (in wt%, with 2 σ error bars) in the experimental glasses as a function of melt fraction (F; in wt%). Dashed lines indicate the melt fraction at which clinopyroxene is exhausted for the different starting materials, calculated from melting reactions: F = 25.3; 56.4; 73.2 and 83.7 % for KLB-1, MIX50, MIX75 and OCA2 respectively. Continuous curves are the best fit lines to experimental data. The error bars on melt fractions are obtained by propagating the 2 σ errors on phase and bulk compositions in the mass balance calculations (Albarède and Provost, 1977).

Incompatible minor elements like TiO_2 and K_2O show positive correlations with the increasing proportion of OCA2 in the starting material (e.g., from 0.9 to 2.3 wt% TiO_2 and from 0.2 to 1.4 wt% K_2O, from KLB-1 to OCA2 at 1200°C) (Fig. 1g, h), and decrease with increasing melt fraction (Fig. 2b).

The water content of the melts derived from the different starting materials does not correlate with the proportion of mixing and decreases with increasing temperature or degree of melting (Fig. 1i). To estimate the H_2O loss and/or gain during the experiments, we compared the total H_2O content of the starting materials with values obtained by mass balance calculations using mineral/melt partition coefficient of water at 1 GPa equal to 0.02 for pyroxenes, and 0.0012 for olivine (Dobson et al., 1995; Hauri et al., 2006). The bulk water contents computed by mass balance are identical within error (± 0.05 wt%) to the initial measured values. This demonstrates that no significant amount of water was lost nor gained during the experiments.

Olivine Mg# (molar ratio of 100*(Mg/Mg+Fe^{2+})) is around 91 for KLB-1 experiments, and increases with temperature from 84 to 91 for OCA2 experiments (Table 1 and Fig. 3a). These results differ from those of Médard et al. (2006), where the Mg# of olivines only reaches 87 at 1300°C. Their experiments were performed under low oxygen fugacity (~ FMQ-2) while our experiments have been conducted under oxidized conditions (~ FMQ+0.5). Consequently, the Fe^{2+}/Mg ratio of the system is driven down even though the Fe_{total}/Mg ratio of the system is high, stabilizing olivines with Mg# > 90. In addition, because Fe is less compatible than Mg during melting (e.g. Klein and Langmuir, 1987), the Fe^{2+}/Mg ratio in partial melts of clinopyroxene-rich lithologies decreases with increasing melt fraction. Overall, the CaO content of olivine increases with increasing CaO content of the melt, and reaches a maximum value of 0.52 at 16.1 wt% CaO in the melt (Fig. 3b). Spinels are stabilized in KLB-1 experiments, and have higher FeO* (24 wt%) and lower MgO contents (18 wt%) than experiments performed at lower oxygen fugacity (10 wt% FeO and 20 wt% MgO on average, Baker and Stolper, 1994; Laporte et al., 2004). Such high iron content likely results from the high Fe^{3+} content in our experiments.

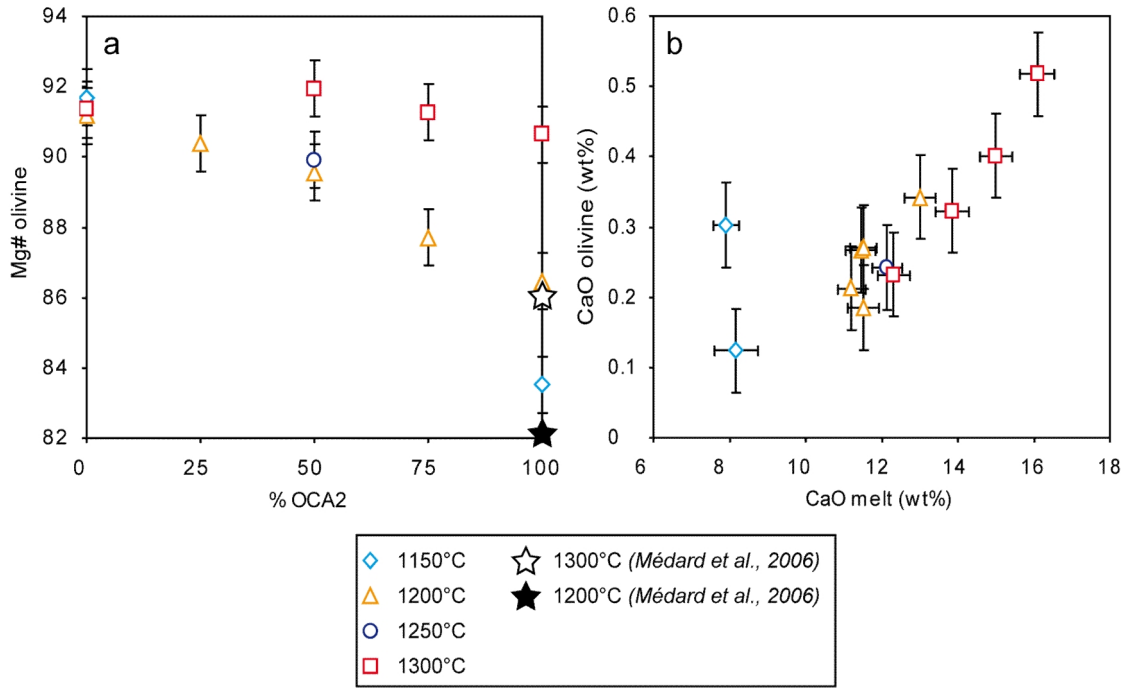


Figure 3: **(a)** Plot of olivine Mg# (= 100×Mg/[Mg + Fe]) as a function of the proportion of OCA2 in the starting materials. Olivine compositions in reduced OCA2 experiments at 1200 and 1300°C (Médard et al., 2006) are also plotted for comparison. **(b)** CaO content of olivines as a function of CaO content of melts. Errors bars are 2 σ.

4. Discussion

In a heterogeneous upper mantle made of peridotites and pyroxenites, interactions between the two lithologies depend on the length scale of the heterogeneities. Two end-member melting models can be distinguished: homogeneous melting and heterogeneous melting. In the case of homogeneous melting, the two components are so intimately mixed that the whole system behaves as a homogeneous source upon melting. In this case, a single bulk melt composition is produced at a given pressure and temperature, and a range of primitive melts can only be generated through local variations of the percentage of pyroxenite in the source. Our experiments with compositions MIX25, MIX50, and MIX75 simulate the process of homogeneous melting. Heterogeneous melting corresponds to the case where the length scale of source heterogeneity is large so that the two components behave as if they were isolated from one another and do not interact during melting. This process produces two types of liquids that can later be mixed in different proportions to produce a range of intermediate compositions. The experiments with KLB-1 and OCA2 simulate the case of heterogeneous melting.

In the following discussion, we use our experimental data to compare melt productivities and compositions for these two different processes of melting, and to propose a genetic model for silica-undersaturated, primitive arc magmas.

4.1. Solidus temperatures and melt productivities

The relationships between degree of melting and temperature for KLB-1 and OCA2 are similar to those reported by Hirose and Kawamoto (1995) and Médard et al. (2006), respectively (Fig. 4a). Solidus temperatures have been estimated by extrapolating melt fraction vs temperature trends to 0 % of melting. Whereas under anhydrous conditions, the solidus temperature of pyroxenites (1150-1200°C, Hirschmann and Stolper, 1996; Kogiso and Hirschmann, 2001; Lambart et al., 2009) is significantly lower than the solidus temperature of peridotites (~1250°C, Baker and Stolper, 1994; Baker et al., 1995), solidus temperatures are comparable for the hydrous lherzolite KLB-1 and the amphibole-bearing clinopyroxenite OCA2 and are estimated between 1050 and 1125°C. These solidus temperatures are consistent with those estimated by Niida and Green (1999) and Médard and Schmidt (2008) for hydrous peridotites and by Médard et al. (2006) for OCA2. Hence the addition of a small amount of water in a heterogeneous source results in a larger solidus depression for peridotite

(ΔT ~ 150°C for 0.2 wt% H_2O) than for pyroxenite (ΔT = 50-100°C for 1 wt% H_2O). Our data shows that pyroxenite OCA2 has a higher melt productivity (dF/dT) than peridotite, as already reported in previous studies on various pyroxenites (e.g., Hirschmann and Stolper, 1996; Pertermannn and Hirschmann, 2003; Lambart et al., 2009): between 1200 and 1300°C, the average melt productivity is equal to $2.9.10^{-3}$ K^{-1} for OCA2 and $0.5.10^{-3}$ K^{-1} for KLB-1.

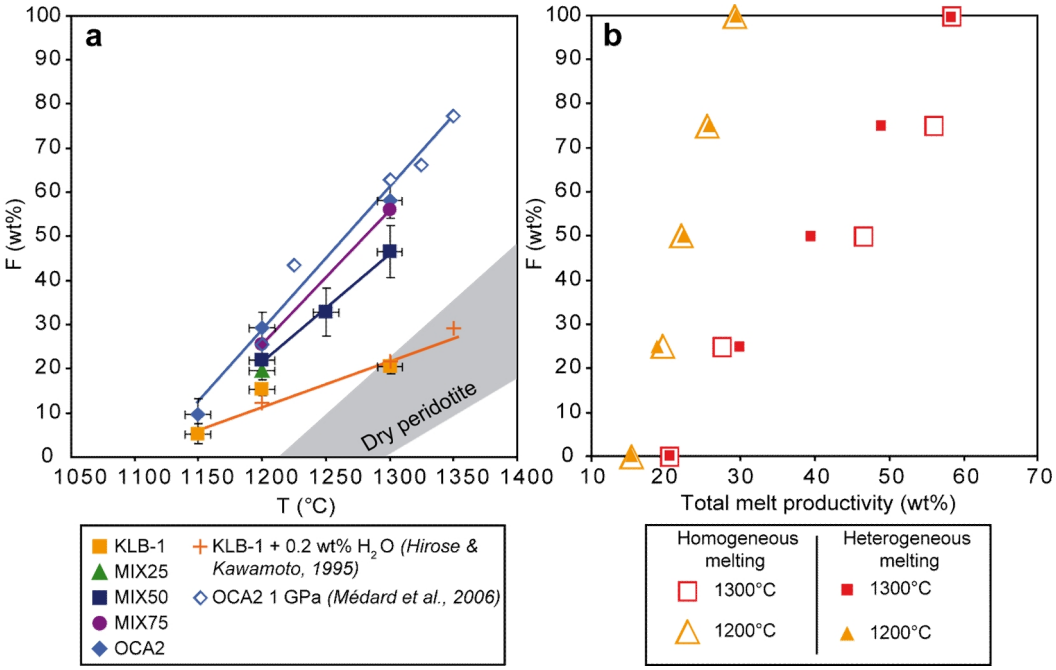


Figure 4: **(a)** Melt fraction (F in wt%) as a function of temperature (T, in °C) for the different experiments. Data for OCA2 at 1 GPa from Médard et al. (2006), KLB-1 with 0.2 wt% H_2O from Hirose and Kawamoto (1995), and dry peridotites (grey field; Hirose and Kushiro, 1993; Baker and Stolper, 1994; Hirschmann et al., 1998; Falloon et al., 2001; Schwab and Johnston, 2001; Wasylenki et al., 2003; Laporte et al., 2004) are shown for comparison. Solid lines are the best fits of our experimental data from MIX50 and MIX75, and the combination of our data and those from Hirose and Kawamoto (0.2 wt% H_2O) and Médard et al. (2006) for KLB-1 and OCA2, respectively. **(b)** F as a function of the total melt productivity (in wt %), comparing homogeneous and heterogeneous melting models at 1200 and 1300°C.

In the case of homogeneous melting, the melt productivity decreases from $2.8.10^{-3}$ K^{-1} for MIX75, to $2.5.10^{-3}$ K^{-1} for MIX50, and to $0.8.10^{-3}$ K^{-1} for MIX25. This progressive evolution of melt productivity with source composition correlates well with the decreasing amount of clinopyroxene in the starting materials, in agreement with the fact that clinopyroxene is the main reactant in the melting reaction.

A question of interest is whether the total melt production is larger in the case of homogeneous melting than in the case of heterogeneous melting. The total melt production in the case of homogeneous melting corresponds to the melt fractions measured in our experiments with MIX25, MIX50, and MIX75. The total melt production in the case of heterogeneous melting is equal to $(1\text{-}f)\times F_{KLB\text{-}1} + f\times F_{OCA2}$, where f is the mass fraction of

OCA2 in the source, and F_{KLB-1} and F_{OCA2} are the melt percentages in KLB-1 and OCA2, respectively. Total melt productions are reported as a function of f in Fig. 4b. At 1200°C, the total melt productions are equal for the two models of melting; at 1300°C, homogeneous melting produces slightly more liquid than closed-system melting at f = 0.50-0.75.

4.2. Melt compositions: Homogeneous melting

In the case of homogeneous melting, the major element compositions of melts fall into two main groups: (1) if the pyroxenite contaminant represents less than 50 % of the mantle source, melt compositions are hypersthene-normative and remain close to typical lherzolite melts; (2) if the pyroxenite makes more than 50 % of the source, melt compositions become nepheline-normative and are more variable. For sources with low to moderate percentages of pyroxenites, orthopyroxene is a main mineral component, and the melt composition cannot leave the ol-opx-cpx cotectic before sufficiently high degrees of melting are achieved (Fig. 5). This key observation is a consequence of a phase relation control on major element concentrations, and is likely to hold for any kind of pyroxenite (e.g. Lambart et al. 2009, 2013). Incompatible minor elements (Na, K, Ti…) are not incorporated into mantle minerals, and thus are not controlled by the mineralogy of the source. Therefore, their concentrations are only controlled by the degree of melting and the degree of source heterogeneity. For example, the correlation between K_2O and TiO_2 concentrations and increasing proportion of OCA2 in the source (Fig. 1 g, h) is consistent with the higher content of these elements in OCA2 than in KLB-1. In this case, the variable concentration of these elements in the melts could be a proxy for source heterogeneity. In the case of Na_2O, the enrichment factor of OCA2 with respect to KLB-1 is less important (× 3), and is thus comparable to the increase of the degree of melting (× 2 to 3; Table 1). As a result, Na_2O varies only slightly with the proportion of OCA2 in the source (Fig. 1f). Hence, when the variation in incompatible elements concentrations (e.g., Na_2O in our experiments) of the different end-members (KLB-1 and OCA2) is not large enough, variations in source concentrations are partially erased by the variations related to the partial melting process.

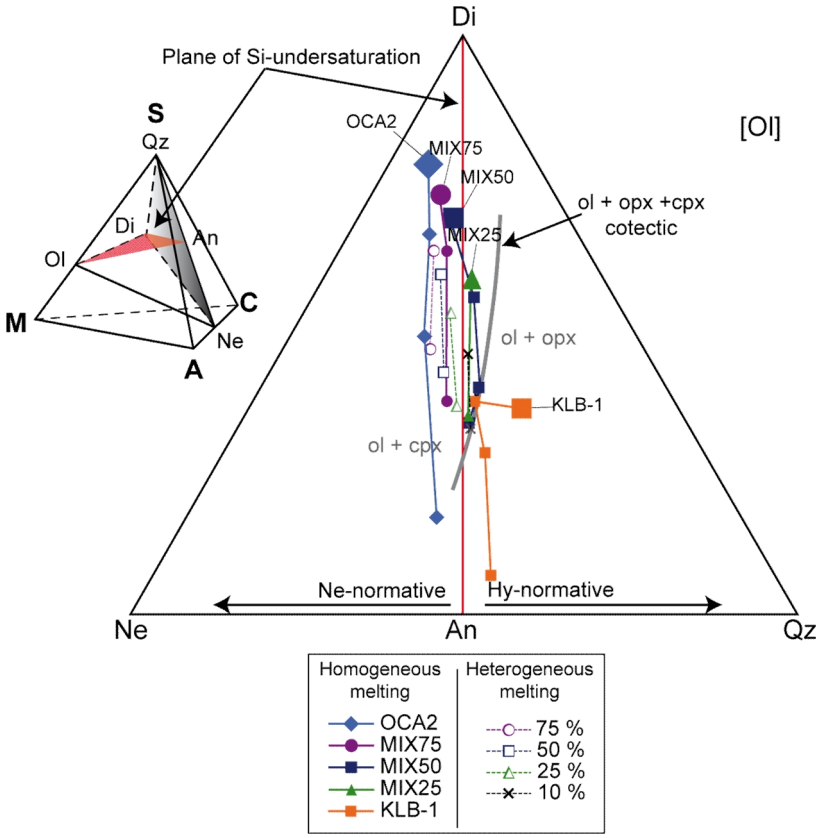


Figure 5: Projection from olivine onto the Ne-Di-Qz plane (grey plane of the insert) of the Ne-Di-Qz-Ol basalt tetrahedron (Yoder and Tilley, 1962) showing our experimental glasses (i.e., homogeneous melting; filled symbols and solid lines) and aggregated melts produced by heterogeneous melting (open symbols, crosses, and dashed lines). The latter were calculated at 1200 and 1300°C assuming 10, 25, 50 and 75 % of OCA2 in the source. The different starting materials are also plotted. The red line is the critical plane of silica-undersaturation Ol-Di-An separating nepheline-normative and hypersthene-normative compositions (Yoder and Tilley, 1962). The thick grey line represents the orthopyroxene + clinopyroxene + olivine cotectic based on our experiments and partial melting experiments of lherzolites at 1 GPa compiled by Médard et al. (2006). Ol = olivine; Di = diopside; Qz = quartz; Ne = nepheline; An = anorthite; Hy = hypersthene; opx = orthopyroxene; cpx = clinopyroxene. Compositions were recast in CMAS components following O'Hara's scheme (1972): C = [mol. prop. ($CaO + 2\ Na_2O + 2\ K_2O$)]; M = [mol. prop. ($MgO + FeO + MnO - TiO_2$)]; A = [mol. prop. ($Al_2O_3 + Fe_2O_3 + Cr_2O_3 + TiO_2 + Na_2O + K_2O$)]; S = [mol. prop. ($SiO_2 - 2Na_2O - 2K_2O$].

4.3. Melt compositions: heterogeneous melting

The case of heterogeneous melting can be modeled using our experimental data on KLB-1 and OCA2. The main unknown is the relative proportion of pyroxenite- and peridotite-derived melts that are mixed together. The proportion of pyroxenites in the source is presumably low, but even so, the proportion of pyroxenite-derived melt involved in a magma mixing event may vary from 0 to 100% depending on local circumstances. The composition of the mixed magma can be computed from this proportion and the composition of the two liquids (Table 1). In order to compare homogeneous melting and heterogeneous melting, we consider below a source with an average mass fraction of OCA2 equal to *f*, and we assume that all the liquid produced is mixed together. In this case, the mass fraction of pyroxenite-derived liquid in the aggregated liquid, *g*, is given by:

$$g = f \times F_{OCA2} / [(1-f) \times F_{KLB-1} + f \times F_{OCA2}]$$

(e.g., Lambart et al., 2009), and the weight percentage of a given element in the aggregated liquid, X, is given by:

$$X = g \times X_{OCA2} + (1-g) \times X_{KLB-1}$$

where X_{OCA2} and X_{KLB-1} are the weight percentages of the element in liquids from OCA2 and KLB-1, respectively.

As pyroxenites have higher melt productivity than peridotite, the proportion of pyroxenite-derived melts in the total melt production is expected to be higher than the proportion of pyroxenite: $g > f$ (Hirschmann and Stolper, 1996; Pertermann and Hirschmann, 2003; Lambart et al., 2009) (Fig. 6). For example, for 10 % of OCA2 in the source, the proportion of OCA2-derived melt increases from 17.0 % at 1150°C, to 17.5 % at 1200°C, and to 24.0 % at 1300°C. The proportion of clinopyroxenite-derived liquids thus strongly increases with temperature.

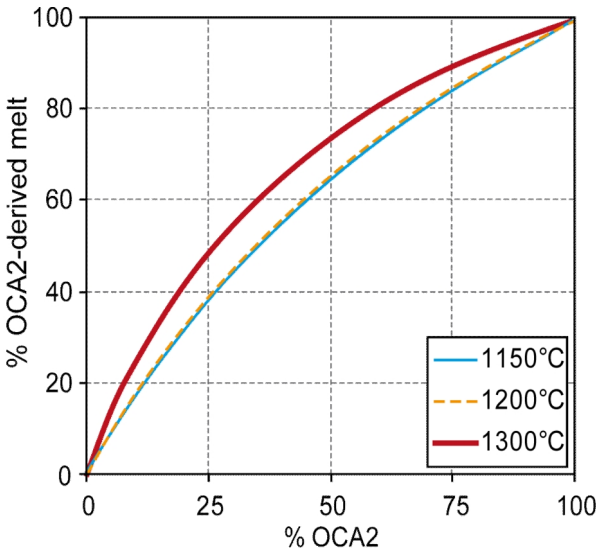


Figure 6: Proportion of OCA2-derived liquid in the aggregated liquids derived from heterogeneous melting as a function of the proportion of OCA2 in the source at 1150, 1200 and 1300°C.

The main features of aggregated melts calculated in the case of heterogeneous melting are displayed in Fig. 7. For the same temperatures and proportions of OCA2 in the source, the calculated melts are enriched in CaO and alkalis, and have lower SiO_2 contents compared to experimental melts of a homogeneous source – i.e., they are closer to pristine melts of pyroxenites. In comparison to homogeneous melting, heterogeneous melting followed by magma mixing is clearly a way to overcome the constraints imposed by phase relations, therefore producing silica-depleted liquids even if the percentage of pyroxenite in the source is relatively low. This major result is illustrated in the ternary CMAS projection (O'Hara, 1972) (Fig. 5), in which the calculated melts are shifted relative to experimental melts towards

higher diopside and nepheline, and lower quartz contents. However, the partial melting curves for the two melting modes are parallel, demonstrating that their compositional evolutions with temperature are comparable. For the same amount of pyroxenite in the source, melts produced by heterogeneous melting followed by magma mixing are more silica-undersaturated than melts produced by homogeneous melting. The transition from hypersthene- to nepheline-normative compositions occurs at $f \sim 0.2$ (20 % of pyroxenite in the source) in the case of heterogeneous melting, instead of $f \sim 0.5$ in the case of homogeneous melting.

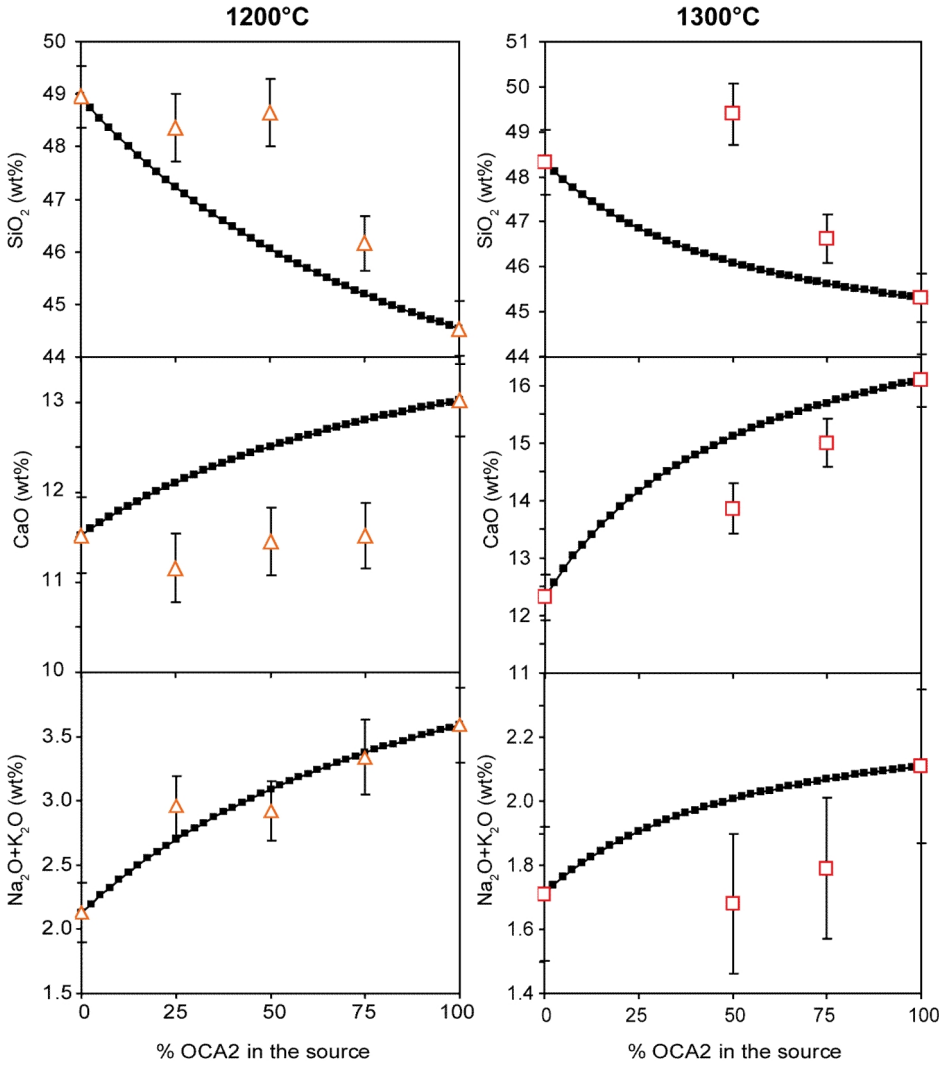


Figure 7: SiO_2, CaO and $Na_2O + K_2O$ variations as a function of the proportion of OCA2 in the source at 1200 and 1300°C, comparing experimental melts from homogeneous melting (open symbols) and calculated aggregated liquids from heterogeneous melting (black squares).

4.4. Origin of silica-undersaturated arc magmas: Homogeneous vs. heterogeneous melting.

Lavas and melt inclusions from island arcs are compared to the melt compositions produced by homogeneous and heterogeneous melting in the projection from olivine on the Di-Ne-Qz

plane (O'Hara, 1972; Fig. 8). This projection is useful in melt inclusions study because it allows circumventing the effects on melt composition of host olivine crystallization-dissolution or Fe-Mg re-equilibration between the inclusion and its host (Laubier et al., 2007; Le Voyer et al., 2010; Sorbadere et al., 2013). Liquids resulting from homogeneous melting of sources with 25 and 50 % of clinopyroxenite (our experimental data with mixtures MIX25 and MIX50) plot in the hypersthene-normative volume, within the field of basaltic arc lavas (Fig. 8a). In contrast, MIX75 and OCA2 experimental melts, which have nepheline-normative compositions, are comparable to primitive arc melt inclusions. Thus, in the case of homogeneous melting, the source must contain at least ~ 60 % of clinopyroxenite to produce silica-undersaturated melts approaching primitive arc melt inclusions. For sources with percentages of pyroxenites lower than ~ 60 %, the liquid is stranded on the ol-opx-cpx cotectic and has a relatively high silica content, at least at low to moderate degrees of melting. As illustrated above, heterogeneous melting is a straightforward way to overcome this phase relation constraint: in this case, the transition from hypersthene- to nepheline-normative compositions occurs at a percentage of 20-25 % OCA2 in the source, instead of ~ 60 % for homogeneous melting (Fig. 8b). Those 20-25 % OCA2 in the source corresponds to 30-40 % pyroxenite-derived liquid in the aggregated melt. Accordingly, mixing liquids produced by heterogeneous melting of peridotites and amphibole-bearing clinopyroxenites seems to be a more realistic model for the formation of silica-undersaturated arc melt inclusions because (i) it requires a lower contribution from pyroxenites than the model of homogeneous melting, and (ii) it is unclear whether two solid components can be mingled with a sufficient efficiency to behave as a homogeneous source.

Our study provides constraints on the temperatures at which silica-undersaturated arc magmas are generated. For both models, most melt inclusions plot in an area extending from slightly above the 1150°C isotherm to the 1300°C isotherm (Fig. 8), implying that they result from relatively high melting temperatures. This observation is supported by the high forsterite contents of their host olivines (Fo ≥ 88), which are at equilibrium with melts from clinopyroxenite-rich sources at similarly high temperatures (i.e., 1200-1300°C; Fig. 3a). The temperatures required to form some nepheline-normative melt inclusions (> 1300°C) are 50 to 400°C higher than those estimated for the mantle wedge at 1 GPa by numerical modelling and experiments (e.g., Kelemen et al., 2003; Gaetani and Grove, 2003; Peacock, 2003). There is however growing evidence for the presence of high-Mg, water-poor, high-temperature magmas (1300°C) originating at relatively shallow depths (~ 30-40 km) in many arcs worldwide: Kamchatka (Bindeman et al., 2004), Cascades (Elkins Tanton et al., 2001),

Marianas (Kohut et al. 2006), Aleutians (Nye and Reid 1986), Solomon Islands (Rohrbach et al. 2005). Interestingly, most of the melt inclusions that record the highest melting temperatures are found in the Vanuatu arc and display low water contents in comparison to melt inclusions from other arcs (Sorbadere et al., 2013). The Vanuatu arc is also characterized by abundant basaltic products. These observations suggest that the sub-arc mantle source beneath the Vanuatu arc is probably water-poor, and hotter than average, thus leading to increase melting temperatures (Gaetani and Grove, 1998). For the melt inclusions that have recorded the highest melting temperatures (> 1300°C), this later feature could be combined with a slight increase in partial melting depth (~ 1.5 GPa). On the contrary, nepheline-normative melt inclusions from colder continental arcs show lower melting temperatures and lower CaO/Al_2O_3 (e.g. Pichincha in the Ecuadorian Andes, Le Voyer et al. 2008).

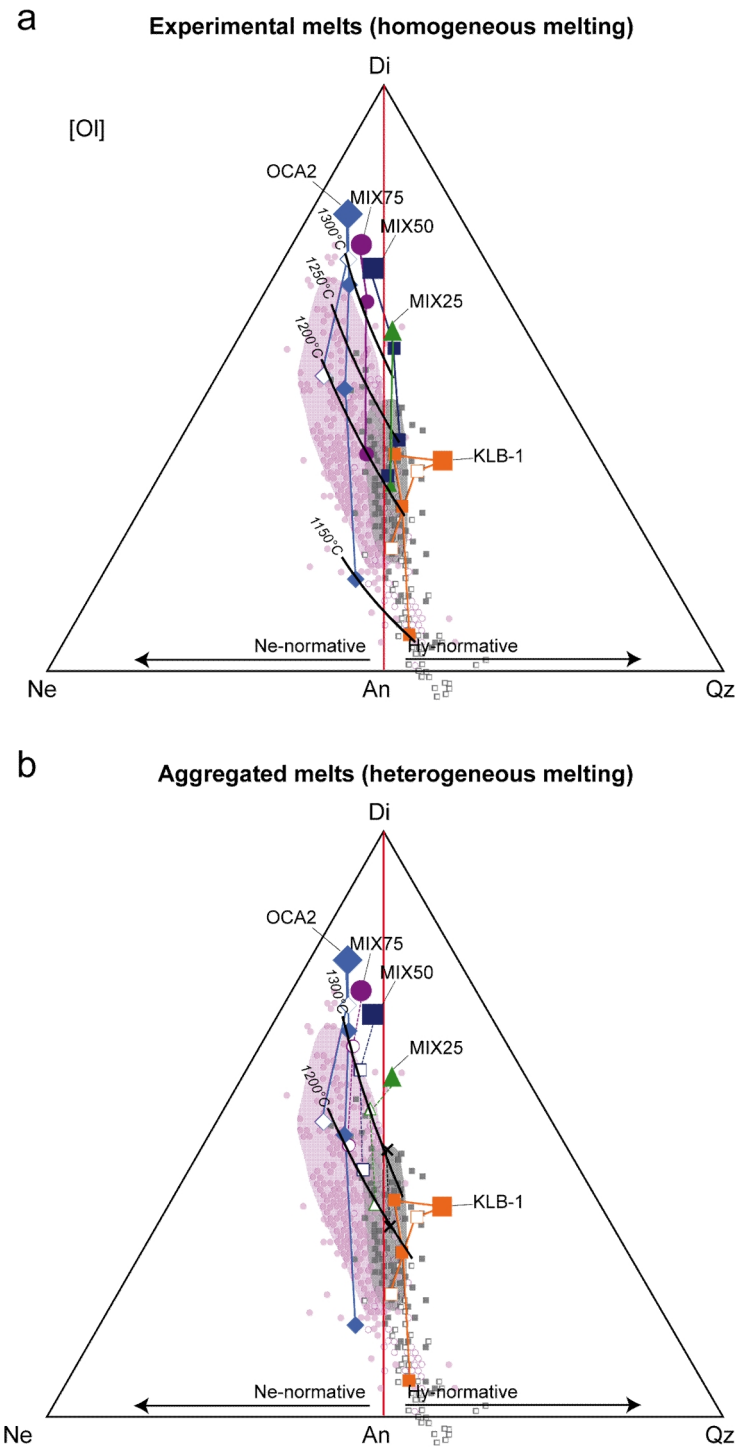


Figure 8: Projection from olivine onto the Di-Ne-Qz plane comparing island arc primitive (in olivines with Fo ≥ 88) and evolved (in olivines with Fo < 88) melt inclusions (Giaconda et al., 1998; Métrich et al., 1999; Schiano et al., 2000; De Hoog et al., 2001; Mironov et al., 2001; Kent and Elliot, 2002; Elburg et al., 2007; Portnyagin et al., 2007; Bouvier et al., 2010a, b; Trua et al., 2010; Sorbadere et al., 2011; 2013), high-MgO basalts and evolved lavas (Barberi and Innocenti, 1974; Gerbe et al., 1992; Eggins, 1993; Robin et al., 1993; Thirlwall et al., 1996; Peate et al., 1997; Pichavant et al., 2002; Raos and Crawford, 2004; Schuth et al., 2004; Kamenetsky et al., 2006; Handley et al., 2008; Castillo et al., 2009; Sorbadere et al., 2011), with **(a)** experimental melts produced by homogeneous melting (filled symbols and solid lines) and **(b)** aggregated melts produced by heterogeneous melting of sources containing 10, 25, 50 and 75 % of OCA2 between 1150 and 1300°C (open symbols, crosses, and dashed lines; same symbols as in Fig. 7). Experimental glasses at 1 GPa from Médard et al. (2006) (OCA2, blue open diamonds) and Hirose and Kawamoto (1995) (KLB-1, orange open squares) are also plotted for comparison with our experiments. Thick black curves are isotherms of melting. Data are recalculated in CMAS components following O'Hara (1972).

4.5. Petrogenetic model for silica-undersaturated arc magmas

Melt inclusions trapped in high-Mg olivines show a wide range of major element compositions, and many of them clearly differ from the composition of primary arc lavas (Fig. 8). The ability of melt inclusions to sample magmas at different stages of melting/mixing (e.g. Sobolev, 1996; Saal et al., 1998; Schiano, 2003; Saal et al., 2005) allow them to record information on source heterogeneities, which is completely or partially obliterated from whole rocks compositions. In arc environments, melt inclusions show evidence of the involvement of an amphibole-bearing, clinopyroxenite-rich source component. In the heterogeneous melting model above, we assumed for the sake of simplicity that all the liquids produced in the source were mixed together so that the proportion of clinopyroxenite-derived melts was fixed by the proportion of clinopyroxenite in the source. This is not the case in natural systems, in which the wide compositional range of primitive melt inclusions presumably reflects the mixing in different proportions of melts derived from amphibole-bearing clinopyroxenites with melts derived from peridotites, independently of the proportion of clinopyroxenite in their source. Ultracalcic melt inclusions with the highest degrees of silica-undersaturation would record nearly pure, clinopyroxenite-derived melts formed at high-temperature (up to 1300°C). Less calcic melt inclusions with lower degrees of silica-saturation would be produced by mixing pyroxenite-derived melts with up to 60-70 % peridotite-derived melts at lower temperatures (~ 1200°C or less).

Mixtures of peridotite-derived melts with 0 to 30-40 % pyroxenite-derived melts would yield primitive arc lavas and evolved melt inclusions (i.e., trapped in olivine with Fo < 88). Because lavas have more homogeneous compositions than melt inclusions, they would reflect a more advanced stage of mixing, dominated by peridotitic melts.

To preserve their signature, the melts derived from amphibole-bearing clinopyroxenites have to survive the interactions with surrounding peridotites during their transport to the surface (Lambart et al., 2013). If melt transport is by porous flow, the continuous equilibration with peridotite will affect significantly the melt compositions, and their specific signature will be lost (Kelemen et al., 1997; Lambart et al., 2009, 2012; 2013). In contrast, if melt transport is controlled by focused flow in dunite or pyroxenite channels at lower temperatures (Kelemen et al., 1995; Kelemen et al., 1997; Suhr et al., 2003), the interactions with surrounding peridotite are limited and melts may preserve their initial signature. Both of these mechanisms have been considered to occur in the sub-arc mantle (Jagoutz et al., 2006; Hopson et al., 2008; Bouilhol et al., 2011). However, because of the higher water concentration in the sub-arc mantle with respect to other geodynamic environments

(Parkinson and Arculus, 1999), propagation mechanisms such as hydraulic fracturing are more likely to occur than continuous focused flow and porous flow (Peacok, 2009; Picard, 2010). In this situation, if the pyroxenite bodies are large enough to remain compositionally distinct in the mantle (Kogiso et al., 2004), then their signature in derived melts should be completely preserved.

This hypothesis is supported by the suspected presence of large volumes of delaminated crustal pyroxenites in arc mantle (DeBari and Sleep, 1991; Müntener et al., 2001; Greene et al., 2006). According to these studies, the delamination could be triggered by a density differences between the crustal pyroxenites and the underlying mantle, the former being denser because of the presence of garnet (i.e. a dense mineral, d ~ 3.8). However, trace element patterns of silica-undersaturated arc melt inclusions disagree with the presence of garnet as a residual phase in their source (e.g., Sorbadere et al., 2013). As discussed above, delaminated cumulates must be composed of clinopyroxene, olivine and a significant amount of amphibole and/or phlogopite to explain the composition of silica-undersaturated magmas. As the density of these hydrous phases is low (~ 2.7-3) compared with the density of mantle minerals (~ 3.2-3.3), we must address the question of the relevance of the delamination process in such case. To examine this issue, we have calculated the density of such cumulates (i.e., OCA2) to compare with the density of lherzolite (e.g., KLB-1) for different proportions of water, using the pMELTS program (Ghiorso et al., 2002) (Fig. 9).

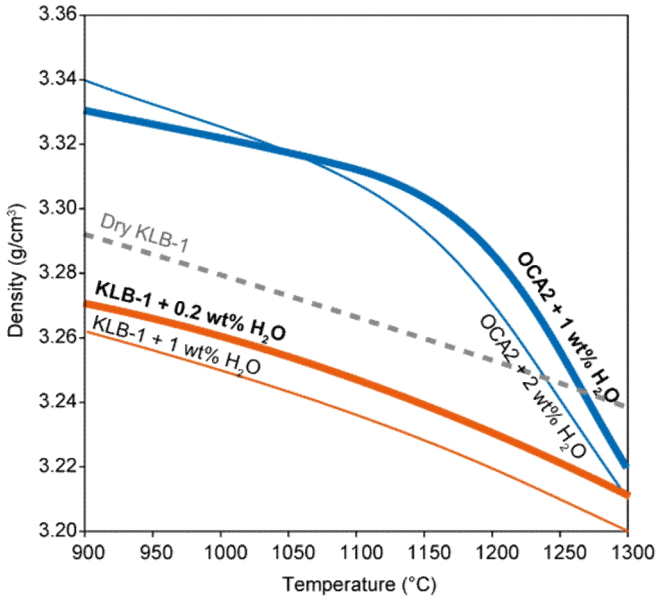


Figure 9: Densities of peridotite KLB-1 and clinopyroxenite OCA2 as a function of temperature and water content. The densities were calculated at 1 GPa using pMELTS; the thick lines correspond to the water contents in our experimental study.

Our results show that between 900 and 1200°C, OCA2 is denser than dry and wet KLB-1, whatever the proportion of water added. Above 1200°C, OCA2 becomes lighter than dry

peridotite but remains heavier than hydrous KLB-1. These results reflect the higher density of clinopyroxene and olivine due to their higher iron contents and lower Mg# in OCA2 than in KLB-1. The change in the slope for OCA2 is related to the crystallization of amphibole (~ 1100-1150°C), which decreases the total density of the cumulate. Since crustal amphibole-bearing clinopyroxenites are denser than underlying peridotite (especially if the peridotite is hydrated), they can be delaminated into the underlying mantle wedge and thus contribute to the source of arc magmas.

5. Summary points

High temperature experiments performed on hydrous peridotite – amphibole-bearing clinopyroxenite mixed lithologies at 1 GPa provide new information on the petrogenetic processes that may operate beneath subduction zones:

1- Orthopyroxene is a key phase controlling melt composition in the mantle. Melts in equilibrium with orthopyroxene (less than 50 % of clinopyroxenite in the source) are nearly identical to peridotite-derived melts (hypersthene- to quartz-normative, $CaO/Al_2O_3 < 1$). For sources with more than 50 % of pyroxenite, orthopyroxene is absent in the run products, and melts become nepheline-normative, with $CaO/Al_2O_3 > 1$.

2- Both high temperatures (≥ 1200°C) and oxygen fugacity conditions above FMQ buffer are required to stabilize forsteritic olivine (Fo ≥ 88) in pyroxenite lithologies.

3- The addition of a small amount of water in a heterogeneous source reduces the solidus temperature more drastically for a peridotite (ΔT ~ 150°C for 0.2 wt% H_2O) than for a pyroxenite (ΔT = 50-100°C for 1 wt% H_2O), resulting in similar solidus temperatures for both lithologies under hydrous conditions.

4- Because of the higher melt productivity of pyroxenite compared to peridotite, the aggregated melts produced from a heterogeneous source are dominated by pyroxenite-derived melts. They are thus more silica-undersaturated and richer in CaO than the melts derived from a homogeneous mixed source.

5- The compositional variation of nepheline-normative melt inclusions in arc settings reflects progressive mixing between nearly pure amphibole-bearing clinopyroxenite-derived melts and peridotite-derived melts. The majority of basaltic arc lavas have hypersthene normative compositions consistent with various extents of mixing of

melts generated at 1200-1300°C from heterogeneous mantle sources containing less than 20-25 % of amphibole-bearing clinopyroxenite and dominated by peridotites. The presence of nepheline-normative ultracalcic melt inclusions in arc settings reflects high melting temperatures (up to 1300 C at 1 GPa), in agreement with their association with Mg-rich primitive arc basalts.

Acknowledgements

We thank J.L. Devidal for his assistance in electron microprobe analyses, M. Mercier for his help in Raman spectroscopy and N. Cluzel for his guidance in FTIR analyses and various experimental techniques. This work benefited greatly from discussions with S. Lambart (Caltech).

References

Albarède, F., Provost, A., 1977. Petrologic and geochemical mass-balance equations: an algorithm for least-square fitting and general error analysis. Comput. Geosci. 3, 309–326.

Alonso-Perez, R., Müntener, O., Ulmer, P., 2009. Igneous garnet and amphibole fractionation in the roots of island arcs: experimental constraints on andesitic liquids. Contrib. Mineral. Petrol. 157, 541–558.

Aoki, K.I., 1971. Petrology of mafic inclusions from Itinome-gata, Japan. Contrib. Mineral. Petrol. 30, 314–331.

Arculus, R.J., 1994. Aspects of magma genesis in arcs. Lithos 33, 189–208.

Baker, M., Stolper, E.M., 1994. Determining the composition of high-pressure mantle melts using diamond aggregates. Geochim. Cosmochim. Acta 58, 2811–2827.

Baker, M., Hirschmann, M.M., Ghiorso, M.S., Stolper, E.M., 1995. Compositions of near-solidus peridotite melts from experiments and thermodynamic calculations. Nature 375, 308–311.

Barberi, F., Innocenti, F., 1974. Evolution of Eolian arc volcanism (Southern Tyrrhenian Sea). Earth and Planetary Science Letters 21, 269–276.

Barr, J.A., Grove, T.L., 2010. AuPdFe ternary solution model and applications to understanding the fO_2 of hydrous, high-pressure experiments. Contrib. Mineral. Petrol. 160, 631–643.

Berly, T.J., Hermann, J., Arculus, R.J., Lapierre, H., 2006. Supra-subduction Zone Pyroxenites from San Jorge and Santa Isabel (Solomon Islands). J. Petrol. 47, 1531–1555.

Bindeman, I.N., Ponomareva, V. V., Bailey, J.C., Valley, J.W., 2004. Volcanic arc of Kamchatka: a province with high-$\delta^{18}O$ magma sources and large-scale $^{18}O/^{16}O$ depletion of the upper crust. Geochim. Cosmochim. Acta 68, 841–865.

Bouilhol, P., Connolly, J.A.D., Burg, J.-P., 2011. Geological evidence and modeling of melt migration by porosity waves in the sub-arc mantle of Kohistan (Pakistan). Geology 39, 1091–1094.

Bouvier, A.-S., Deloule, E., Metrich, N., 2010a. Fluid Inputs to Magma Sources of St. Vincent and Grenada (Lesser Antilles): New insights from trace elements in olivine-hosted melt inclusions. J. Petrol. 51, 1597–1615.

Bouvier, A.-S., Métrich, N., Deloule, E., 2010b. Light elements, volatiles, and stable isotopes in basaltic melt inclusions from Grenada, Lesser Antilles: Inferences for magma genesis. Geochem. Geophys. Geosyst. 11, doi:10.1029/2010GC003051.

Carmichael, I.S.E., 1991. The oxydation state of basic magmas: a reflection of their source regions? Contrib. Mineral. Petrol. 106, 129–142.

Castillo, P.R., Lonsdale, P.F., Moran, C.L., Hawkins, J.W., 2009. Geochemistry of mid-Cretaceous Pacific crust being subducted along the Tonga–Kermadec Trench: Implications for the generation of arc lavas. Lithos 112, 87–102.

Conrad, W.K., Kay, R.W., 1984. Ultramafic and Mafic inclusions from Adak island: crystallization history, and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian arc. J. Petrol. 25, 88–125.

Cross, W., Iddings, J. P., Pirsson, L.V., Washington, H.S., 1903. Quantitative Classification of Igneous Rocks. Chicago, IL: University of Chicago Press.

De Hoog, J.C., Mason, P.R., Van Bergen, M., 2001. Sulfur and chalcophile elements in subduction zones: constraints from a laser ablation ICP-MS study of melt inclusions from Galunggung Volcano, Indonesia. Geochim. Cosmochim. Acta 65, 3147–3164.

DeBari, S.M., Coleman, R.G., 1989. Examination of the deep levels of an island arc: Evidence from the Tonsina Ultramafic-Mafic Assemblage, Tonsina, Alaska. J. Geophys. Res. 94, 4373–4391.

DeBari, S.M., Sleep, N., 1991. High-Mg, low-Al bulk composition of the Talkeetna island arc, Alaska: Implications for primary magmas and the nature of arc crust. The geological society of America 103, 37–47.

Della-Pasqua, F., Varne, R., 1997. Primitive ankaramitic magmas in volcanic arcs; a melt-inclusion approach. Can. Mineral. 35, 291–312.

Dobson, P.F., Skogby, H.S., Rossman, G.R., 1995. Water in boninite glass and coexisting orthopyroxene: concentration and partitioning. Contrib. Mineral. Petrol. 118, 414–419.

Eggins, S.M., 1993. Origin and differentiation of picritic arc magmas, Ambae (Aoba), Vanuatu. Contributions to Mineralogy and Petrology 114, 79–100.

Elburg, M.A., Kamenetsky, V.S., Foden, J.D., Sobolev, A.V., 2007. The origin of medium-K ankaramitic arc magmas from Lombok (Sunda arc, Indonesia): Mineral and melt inclusion evidence. Chem. Geol. 240, 260–279.

Elkins Tanton, L.T., Grove, T.L., Donnelly-Nolan, J.M., 2001. Hot, shallow mantle melting under the Cascades volcanic arc. Geology 7, 631–634.

Falloon, T.J., Danyushevsky, L.V., 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.

Gaetani, G.A., Grove, T.L., 1998. The influence of water on melting of mantle peridotite. Contrib. Mineral. Petrol. 131, 323–346.

Gaetani, G.A., Grove, T.L., 2003. Experimental constraints on melt generation in the mantle wedge. Geophysical monograph series 138, 107–134.

Garrido, C.J., Bodinier, J.-L., 1999. Diversity of Mafic Rocks in the Ronda Peridotite: Evidence for Pervasive Melt-Rock Reaction during Heating of Subcontinental Lithosphere by Upwelling Asthenosphere. J. Petrol. 40, 729–754.

Garrido, C.J., Bodinier, J.-L., Dhuime, B., Bosch, D., Chanefo, I., Bruguier, O., Hussain, S.S., Dawood, H., Burg, J.-P., 2007. Origin of the island arc Moho transition zone via melt-rock reaction and its implications for intracrustal differentiation of island arcs: Evidence from the Jijal complex (Kohistan complex, northern Pakistan). Geology 35, 683–686.

Georgiev, S., Marchev, P., Heinrich, C.A., Von Quadt, A., Peytcheva, I., Manetti, P., 2009. Origin of Nepheline-normative High-K Ankaramites and the Evolution of Eastern Srednogorie Arc in SE Europe. J. Petrol. 50, 1899–1933.

Gerbe, M.C., Gourgaud, A., Sigmarson, O., Russell, S.H., Joron, J.L., Provost, A., 1992. Mineralogical and geochemical evolution of the 1982-1983 Galunggung eruption (Indonesia). Bull. Volcanol. 54, 284–298.

Ghiorso, M.C., Hirschmann, M.M., Reiners, P.W., Kress, V.C., 2002. The pMELTS: A revision of MELTS aimed at improving calculation of phase relations and major element partitioning involved in partial melting of the mantle at pressure up to 3 GPa. Geochem. Geophys. Geosyst. 3, doi: 2001GC000217.

Gill, J.B., 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. Minerals and rocks 16.

Gioncada, A., Clocchiatti, R., Sbrana, A., Bottazzi, P., Massare, D., Ottolini, L., 1998. A study of melt inclusions at Vulcano (Aeolian Islands, Italy): insights on the primitive magmas and on the volcanic feeding system. Bull. Volcanol. 60, 286–306.

Green, D.H., Ringwood, A.E., 1967. The genesis of basaltic magmas. Contrib. Mineral. Petrol. 15, 103–190.

Greene, A.R., DeBari, S.M., Kelemen, P.B., Blusztajn, J., Clift, P.D., 2006. A Detailed Geochemical Study of Island Arc Crust: the Talkeetna Arc Section, South-Central Alaska. J. Petrol. 47, 1051–1093.

Grove, T.L., Baker, M.B., Price, R.C., Parman, S.W., Elkins-Tanton, L.T., Chatterjee, N., Müntener, O., 2005. Magnesian andesite and dacite lavas from Mt. Shasta, northern California: products of fractional crystallization of H_2O-rich mantle melts. Contrib. Mineral. Petrol. 148, 542–565.

Grove, T.L., Elkins-Tanton, L.T., Parman, S.W., Chatterjee, N., Müntener, O., Gaetani, G. A., 2003. Fractional crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends. Contrib. Mineral. Petrol. 145, 515–533.

Handley, H.K., Davidson, J.P., Macpherson, C.G., Stima, J.A., 2008. Untangling differentiation in arc lavas: Constraints from unusual minor and trace element variations at Salak Volcano, Indonesia. Chem. Geol. 255, 360–376.

Hauri, E.H., Gaetani, G.A., Green, T.H., 2006. Partitioning of water during melting of the Earth's upper mantle at H_2O-undersaturated conditions. Earth Planet. Sci. Lett. 248, 715–734.

Himmelberg, B.G.R., Loney, R.A., 1995. Characteristics and Petrogenesis of Alaskan-Type Ultramafic-Mafic Intrusions , Southeastern Alaska. US Geological Survey Professional Paper 1564.

Hirose, K., Kushiro, I., 1993. Partial melting of dry peridotite at high pressures: determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond. Earth Planet. Sci. Lett. 114, 477–489.

Hirose, K., Kawamoto, T., 1995. Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: The effect of H2O on the genesis of basaltic magmas. Earth Planet. Sci. Lett. 133, 463–473.

Hirschmann, M.M., Stolper, E.M., 1996. A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the "garnet signature" in MORB. Contrib. Mineral. Petrol. 124, 185–208.

Hirschmann, M.., Baker, M.B., Stolper, E., 1998. The effect of alkalis on the silica content of mantle-derived melts. Geochim. Cosmochim. Acta 62, 883–902.

Hoffer, G., 2008. Fusion partielle d'un manteau métasomatisé par un liquide adakitique: Approches géochimiques et expérimentale de la genèse et de l'évolution des magmas de l'arrière-arc équatorien. Ph.D. Thesis, Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand.

Hopson, C.A., Mattinson, J.M., Pessagno, E.A., Luyendyk, B.P., 2008. California coast range ophiolite: composite middle and late Jurassic oceanic lithosphere. In: Ophiolites, Arcs, and Batholiths: A tribute to cliff Hopson (ed) Wright, J.E. and Shervais, J.W. the geological society of America 438.

Irvine, T.N., Baragar, W.R. a., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. Can. J. Earth Sci 8, 523–548.

Irvine, T.N., 1974. Petrology of the Duke Island ultramafic complex, southeastern Alaska. Geol. Soc. Amer. Mem. 138, 240.

Irving, A.J., 1980. Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic process within the mantle. Amer. J. Sci. 280, 389–426.

Jagoutz, O., Müntener, O., Burg, J., Ulmer, P., Jagoutz, E., 2006. Lower continental crust formation through focused flow in km-scale melt conduits: The zoned ultramafic bodies of the Chilas Complex in the Kohistan island arc (NW Pakistan). Earth Planet. Sci. Lett. 242, 320–342.

Kamenetsky, V.S., Elburg, M., Arculus, R., Thomas, R., 2006. Magmatic origin of low-Ca olivine in subduction-related magmas: Co-existence of contrasting magmas. Chem. Geol. 233, 346–357.

Kelemen, P.B., Shimizu, N., Salters, V.J.M., 1995. 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., Hirth, G., Shimizu, N., Spiegelman, M., Dick, H.J.B., 1997. A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A 355, 283–318.

Kelemen, P.B., Hanghøj, K., Greene, A.R., 2003. One View of the Geochemistry of Subduction-related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust. Treatise on Geochemistry, (ed) Rudnick, R.L. 3, 593–659.

Kelley, K.A., Cottrell, E., 2009. Water and the Oxidation State of Subduction Zone Magmas. Science 325, 605–607.

Kent, A.J.R., Elliott, T.R., 2002. Melt inclusions from Marianas arc lavas: implications for the composition and formation of island arc magmas. Chem. Geol. 183, 263–286.

Kinzler, R.J., Grove, T.L., 1992. Primary Magmas of Mid-Ocean Ridge Basalts 1. Experiments and Methods. J. Geophys. Res. 97, 6885–6906.

Klein, E., Langmuir, C.H., 1987. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry, axial depth, crustal thickness. J. Geophys. Res. 92, 8089–8115.

Kogiso, T., Hirschmann, M.M., 2001. Experimental study of clinopyroxenite partial melting and the origin of ultra-calcic melt inclusions. Contrib. Mineral. Petrol. 142, 347–360.

Kogiso, T., Hirschmann, M.M., Reiners, P.W., 2004. Length scales of mantle heterogeneities and their relationship to ocean island basalt geochemistry. Geochim. Cosmochim. Acta 68, 345–360.

Kohut, E.J., Stern, R.J., Kent, A.J.R., Nielsen, R.L., Bloomer, S.H., Leybourne, M., 2006. Evidence for adiabatic decompression melting in the Southern Mariana Arc from high-Mg lavas and melt inclusions. Contrib. Mineral. Petrol. 152, 201-221.

Kress, V.C., Carmichael, I.S.E., 1991. The compressibility of silicate liquids containing Fe_2O_3 and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states. Contrib. Mineral. Petrol. 108, 82–92.

Lambart, S., Laporte, D., Schiano, P., 2009. An experimental study of pyroxenite partial melts at 1 and 1.5GPa: Implications for the major-element composition of Mid-Ocean Ridge Basalts. Earth Planet. Sci. Lett. 288, 335–347.

Lambart, S., Laporte, D., Provost, A., Schiano, P., 2012. Fate of Pyroxenite-derived Melts in the Peridotitic Mantle: Thermodynamic and Experimental Constraints. J. Petrol. 53, 451-476.

Lambart, S., Laporte, D., Schiano, P., 2013. Markers of the pyroxenite contribution in the major-element compositions of oceanic basalts: overview of the experimental constraints. Lithos 160-161, 14-36.

Laporte, D., Toplis, M.J., Seyler, M., 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, 463–484.

Laubier, M., Schiano, P., Doucelance, R., Ottolini, L., Laporte, D., 2007. Olivine-hosted melt inclusions and melting processes beneath the FAMOUS zone (Mid-Atlantic Ridge). Chem. Geol. 240, 129–150.

Le Voyer, M., Rose-Koga, E.F., Laubier, M., Schiano, P., 2008. Petrogenesis of arc lavas from the Rucu Pichincha and Pan de Azucar volcanoes (Ecuadorian arc): Major, trace element, and boron isotope evidences from olivine-hosted melt inclusions. Geochem. Geophys. Geosyst. 9, doi:10.1029/2008GC002173.

Le Voyer, M., Rose-Koga, E.F., Shimizu, N., Grove, T.L., Schiano, P., 2010. Two contrasting H_2O-rich components in primary melt inclusions from Mount Shasta. J. Petrol. 51, 1571–1595.

Malaspina, N., Scambelluri, M., Poli, S., Van Roermund, H.L.M., Langenhorst, F., 2010. The oxidation state of mantle wedge majoritic garnet websterites metasomatised by C-bearing subduction fluids. Earth Planet. Sci. Lett. 298, 417–426.

Marchev, P., Georgiev, S., Zajacz, Z., Manetti, P., Raicheva, R., Von Quadt, A., Tommasini, S., 2009. High-K ankaramitic melt inclusions and lavas in the Upper Cretaceous Eastern Srednogorie continental arc, Bulgaria: Implications for the genesis of arc shoshonites. Lithos 113, 228–245.

Mercier, M., Di Muro, A., Giordano, D., Métrich, N., Lesne, P., Pichavant, M., Scaillet, B., Clocchiatti, R., Montagnac, G., 2009. Influence of glass polymerisation and oxidation on micro-Raman water analysis in alumino-silicate glasses. Geochim. Cosmochim. Acta 73, 197–217.

Mironov, N.L., Portnyagin, M. V, Pletchov, P.Y., Khubunaya, S.A., 2001. Final Stages of Magma Evolution in Klyuchevskoy Volcano, Kamchatka: Evidence from Melt Inclusions in Minerals of High-Alumina Basalts. Petrology 9, 46–62.

Médard, E., Schmidt, M.W., Schiano, P., 2004. Liquidus surfaces of ultracalcic primitive melts: formation conditions and sources. Contrib. Mineral. Petrol. 148, 201–215.

Médard, E., Schmidt, M.W., Schiano, P., Ottolini, L., 2006. Melting of Amphibole-bearing Wehrlites: an Experimental Study on the Origin of Ultra-calcic Nepheline-normative Melts. J. Petrol. 47, 481–504.

Médard, E., Grove, T.L., 2008. The effect of H_2O on the olivine liquidus of basaltic melts: experiments and thermodynamic models. Contrib. Mineral. Petrol. 155, 417–432.

Médard E., Schmidt M.W., 2008. Composition of low-degree hydrous melts of fertile spinel- or garnet-bearing lherzolite. Geochim. Cosmochim. Acta A617 (Goldschmidt, Vancouver).

Métrich, N., Schiano, P., Clocchiatti, R., Maury, R.C., 1999. Transfer of sulfur in subduction settings: an example from Batan Island (Luzon volcanic arc, Philippines). Earth Planet. Sci. Lett. 167, 1–14.

Müntener, O., Kelemen, P.B., Grove, T.L., 2001. The role of H_2O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study. Contrib. Mineral. Petrol. 141, 643–658.

Müntener, O., Ulmer, P., 2006. Experimentally derived high-pressure cumulates from hydrous arc magmas and consequences for the seismic velocity structure of lower arc crust. Geophys. Res. Lett. 33, doi:10.1029/2006GL027629.

Nicholls, I.A., Ringwood, A.E., 1973. Effect of Water on Olivine Stability in Tholeiites and the Production of Silica-Saturated Magmas in the Island-Arc Environment. J. Geol. 81, 285–300.

Niida, K., Green, D.H., 1999. Stability and chemical composition of pargasitic amphibole in MORB pyrolite under upper mantle conditions. Contrib. Mineral. Petrol. 135, 18–40.

Osborn, E.F., 1959. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. Amer. J. Sci. 257, 609–647.

O'Hara, M.J., 1972. Data reduction and projection schemes for complex compositions, In: Progress in experimental petrology. third progress report of research supported by NERC, Edinburgh: NERC (ed) 103–126.

O'Neill, H.S.C., 1987. Quartz-fayalite-iron and quartz-fayalite-magnetite equilibria and the free energy of formation of fayalite (Fe2SiO4) and magnetite (Fe3O4). Amer. Mineral. 72, 67–75.

Nye, C.J., Reid, M.R., 1986. Geochemistry of primary and least fractionated lavas from Okmok volcano, central Aleutians: implications for arc magmagenesis. J. Geophys. Res. 91, 10271–10287.

Parkinson, I.J., Arculus, R.J., 1999. The redox state of subduction zones: insights from arc-peridotites. Chem. Geol. 160, 409–423.

Peacock, S.M., 2003. Thermal structure and metamorphic evolution of subduction slabs. In: Eiler, J. (ed) Inside the subduction factory. American geophysical union, Washigton D.C. 7–22.

Peate, D.W., Pearce, J.A., Hawkesworth, C.J., Colley, H., Edwards, C.M.H., Hirose, K., 1997. Geochemical variations in Vanuatu arc lavas: the role of subducted material and a variable mantle wedge composition. J. Petrol., 38, 1331–1358.

Pertermann, M., Hirschmann, M.M., 2003. Partial melting experiments on a MORB-like pyroxenite between 2 and 3 GPa: Constraints on the presence of pyroxenite in basalt source regions from solidus location and melting rate. J. Geophys. Res. 108, 17.

Pichavant, M., Mysen, B.O., Macdonald, R., 2002. Source and H_2O content of high-MgO magmas in island arc settings: An experimental study of a primitive calc-alkaline basalt from St. Vincent, Lesser Antilles arc. Geochim. Cosmochim. Acta 66, 2193–2209.

Pickering-Witter, J., Johnston, A.D., 2000. The effects of variable bulk composition on the melting systematics of fertile peridotitic assemblages. Contrib. Mineral. Petrol. 140, 190–211.

Pilet, S., Baker, M.B., Stolper, E.M., 2008. Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas. Science 320, 916–919.

Pilet, S., Ulmer, P., Villiger, S., 2010. Liquid line of descent of a basanitic liquid at 1.5 Gpa: constraints on the formation of metasomatic veins. Contrib. Mineral. Petrol. 159, 621–643.

Plank, T., Langmuir, C.H., 1988. An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts. Earth Planet. Sci. Lett. 90, 349–370.

Portnyagin, M., Hoernle, K., Plechov, P., Mironov, N., Khubunaya, S., 2007. Constraints on mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H2O, S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc. Earth Planet. Sci. Lett. 255, 53–69.

Raos, A.M., Crawford, A.J., 2004. Basalts from the Efate Island Group, central section of the Vanuatu arc, SW Pacific: geochemistry and petrogenesis. J. Volcanol. Geotherm. Res. 134, 35–56.

Robin, C., Eissen, J.P., Monzier, M., 1993. Giant tuff cone and 12 km wide associate caldera at Ambrym volcano (Vanuatu, New Hebrides arc). J. Volcanol. Geotherm. Res. 55, 225–238.

Rohrbach, A., Schuth, S., Ballhaus, C., Münker, C., Matveev, S., Qopoto, C., 2005. Petrological constraints on the origin of arc picrites, New Georgia Group, Solomon Islands. Contrib. Mineral. Petrol. 149, 685–698.

Rowe, M.C., Kent, A.J.R., Nielsen, R.L., 2009. Subduction Influence on Oxygen Fugacity and Trace and Volatile Elements in Basalts Across the Cascade Volcanic Arc. J. Petrol. 50, 61–91.

Saal, A.E., Hart, S.R., Shimizu, N., Hauri, E.H., Layne, G.D., 1998. Pb Isotopic Variability in Melt Inclusions from Oceanic Island Basalts, Polynesia. Science 282, 1481–1484.

Saal, A.E., Hart, S.R., Shimizu, N., Hauri, E.H., Layne, G.D., Eiler, J.M., 2005. 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.

Schiano, P., Clocchiatti, R., Shimizu, N., Maury, R.C., Jochum, K.P., Hofmann, A.W., 1995. Hydrous, silica-rich melts in the sub-arc mantle and their relationship with erupted arc lavas. Nature 377, 595–600.

Schiano, P., Eiler, J.M., Hutcheon, I.D., 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. Geosyst. 1, 1018.

Schiano, P., 2003. Primitive mantle magmas recorded as silicate melt inclusions in igneous minerals. Earth Planet. Sci. Lett. 63, 121–144.

Schuth, S., Rohrbach, A., Münker, C., Ballhaus, C., Garbe-Schönberg, D., Qopoto, C., 2004. Geochemical constraints on the petrogenesis of arc picrites and basalts, New Georgia Group, Solomon Islands. Contrib. Mineral. Petrol. 148, 288–304.

Schwab, B.E., Johnston, A.D., 2001. Melting systematics of modally variable, compositionally intermediate peridotites and the effect of mineral fertility. J. Petrol. 42, 1789–1811.

Smith, D.J., Petterson, M.G., Saunders, A. D., Millar, I.L., Jenkin, G.R.T., Toba, T., Naden, J., Cook, J.M., 2009. The petrogenesis of sodic island arc magmas at Savo volcano, Solomon Islands. Contrib. Mineral. Petrol. 158, 785–801.

Sobolev, A. V., 1996. Melt inclusions in minerals as a source of principle petrological information. Petrology 4, 209–220.

Sorbadere, F., Schiano, P., Métrich, N., Garaebiti, E., 2011. Insights into the origin of primitive silica-undersaturated arc magmas of Aoba volcano (Vanuatu arc). Contrib. Mineral. Petrol. 162, 995–1009.

Sorbadere, F., Schiano, P., Métrich, N., 2013. Constraints on the origin of nepheline-normative primitive magmas in island arcs inferred from olivine-hosted melt inclusion compositions. J. Petrol., 54, 215-233.

Suhr, G., Hellebrand, E., Snow, J.E., Seck, H.A., Hofmann, A.W., 2003. Significance of large, refractory dunite bodies in the upper mantle of the Bay of Islands Ophiolite. Geochem. Geophys. Geosyst. 4, 34.

Thirlwall, M.F., Graham, A.M., Arculus, R.J., Harmon, R.S., Macpherson, C.G., 1996. Resolution of the effects of crustal assimilation, sediment subduction, and fluid transport in island arc magmas: Pb-Sr-Nd-O isotope geochemistry of Grenada, Lesser Antilles. Geochimica et Cosmochimica Acta 60, 4785–4810.

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.

Trua, T., Clocchiatti, R., Schiano, P., Ottolini, L., Marani, M., 2010. The heterogeneous nature of the Southern Tyrrhenian mantle: Evidence from olivine-hosted melt inclusions from back-arc magmas of the Marsili seamount. Lithos 118, 1–16.

Turner, S., Foden, J., George, R., Evans, P., Varne, R., Elburg, M., Jenner, G., 2003. Rates and Processes of Potassic Magma Evolution beneath Sangeang Api Volcano, East Sunda Arc , Indonesia. J. Petrol. 44, 491–515.

Tuttle, O.F., Bowen, N.L., 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O. Geol. Soc. Amer. Mem. 74.

Wasylenki, L.E., Baker, M.B., Kent, A.J.R., Stolper, E.M., 2003. Near-solidus melting of the shallow upper mantle: Partial melting experiments on depleted peridotite. J. Petrol. 44, 1163–1191.

Watson, E., Wark, D., Price, J., Van Orman, J., 2002. Mapping the thermal structure of solid-media pressure assemblies. Contrib. Mineral. Petrol. 142, 640–652.

Wyllie, P.J., 1967. Ultramafic and related rocks. John Wiley, New York.

Wyllie, P.J., Sekine, T., 1982. The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. Contrib. Mineral. Petrol. 79, 375–380.

Yoder, H.S., Tilley, C.E., 1962. Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. J. Petrol. 3, 342–532.

Supplementary materials

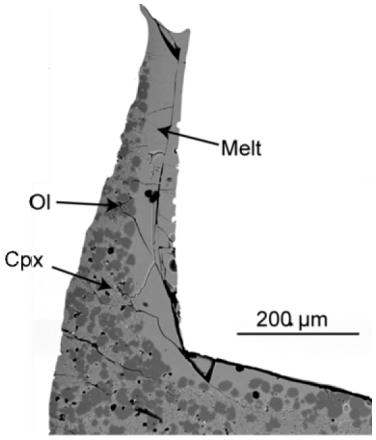


Figure A: Backscattered electron microphotograph showing a melt pool in a corner at the top of the capsule. Ol = olivine, Cpx = clinopyroxene.

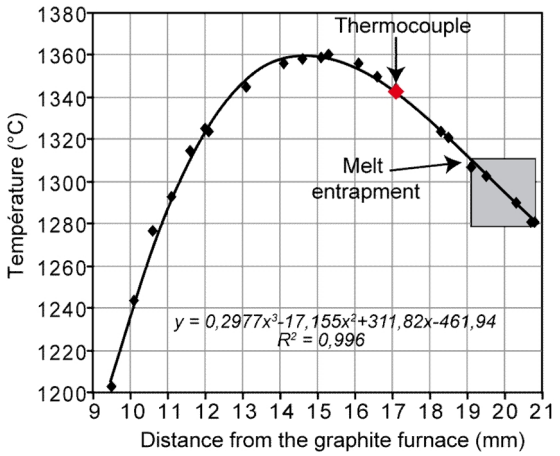


Figure B: Evolution of temperature along the axis of the piston-cylinder assembly determinated by a calibration experiment performed at 1 GPa and 1300°C during 3 days, with the same configuration than in our partial melting experiments, using the kinetics of the Al_2O_3-MgO reaction (Watson et al., 2002). The position of the sample inside the AuPd capsule is represented by the grey square; the positions of the thermocouple and of the melt traps (on the hot side of the capsule) are also shown.

Table A Olivine-liquid Kd, oxygen fugacity and CIPW norms (Cross et al. 1903) of experimental melts.

Sample	Kd ol-liq[1]	Kd Toplis [2]	Fe^{3+}/FeO_{tot}[3]	ΔFMQ[4]	Ne[5]	Hy[5]	Ol[5]
KLB-1					0	14.58	65.67
KLB1-1150	0.24	0.27			0	20.58	0
KLB1-1200	0.26	0.27	0.15	0.4	0	16.03	7.67
KLB1-1300	0.27	0.28	0.16	0.7	0	13.17	11.94
OCA2[1]					4.12	0	29.3
OCA2-1150	0.26	0.26	0.14	0.2	4.94	0	12.95
OCA2-1200	0.3	0.26	0.14	0.3	7.81	0	13.61
OCA2-1300	0.26	0.27	0.15	0.6	6.35	0	14.32
MIX25[1]					0	4.14	62.28
MIX25-1200	0.24	0.28	0.15	0.17	0	5.73	14.1
MIX50[1]					0.37	0	52.3
MIX50-1200	0.31	0.27	0.14	0.2	0	8.05	10.64
MIX50-1250	0.32	0.28	0.14	0.4	0	15.15	6.12
MIX50-1300	0.3	0.28	0.16	0.6	0	11.55	10.46
MIX75[1]					3.01	0	40.3
MIX75-1200	0.28	0.26	0.15	0.6	2.21	0	15.92
MIX75-1300	0.27	0.28	0.15	0.6	2.19	0	17.63

[1] Partition coefficient Fe-Mg between olivine and liquid

[2] Kd calculated using model from Toplis (2005)

[3] Molar ratio determinated following Kress and Carmichael (1991) model

[4] Variation of oxygen fugacity above the fayalite-magnetite-quatz buffer, determinated using the AuPdFe model from Barr and Grove (2010). Iron in the AuPd capsules near the silicate melt was measured using a SX 100 electron microprobe (LMV, Clermont-Ferrand) with a 20 kV and 10 nA beam spread to 3 µm. Under these conditions, the detection limit and analytical uncertainty (2σ) of Fe was 380 ppm and 240 ppm, respectively.

[5] CPIW norms assuming $Fe^{3+} = 0.15\ Fe_{tot}$ Ne =nepheline, Hy =hyperstene, Ol = olivine

V.2. Comparaison entre les liquides expérimentaux et les calculs pMELTS

En amont des expériences réalisées dans le cadre de cette thèse, le modèle de « mélange-fusion partielle » d'une source composée de péridotite-clinopyroxénite a été testé à l'aide du logiciel pMELTS (Ghiorso et al., 2002) (cf. chapitre I.5). Les calculs thermodynamiques de compositions des liquides issus de la fusion partielle des différentes lithologies utilisées ont ainsi permis d'estimer les conditions de températures et les proportions de mélange optimales pour reproduire les compositions sous-saturées en silice des magmas d'arc. Les résultats de ce calcul sont illustrés par la Fig. I.17 (Chapitre I). Grâce aux expériences, il est désormais possible de compléter ce diagramme avec les compositions des liquides expérimentaux. La comparaison des deux modèles (pMELTS vs. expériences) a pour but de juger la crédibilité d'une approche thermodynamique préliminaire pour la prédiction des résultats expérimentaux obtenus dans cette étude.

Les compositions des liquides calculées par pMELTS pour KLB-1, OCA2, et pour une source mixte composée de 25, 50 et 75 % de OCA2 mélangé à KLB-1 (MIX25, MIX50 et MIX75 respectivement) à 1 GPa entre 1150 et 1300°C sont reportées en Table E (Annexes) et sont comparées aux compositions des verres expérimentaux dans les Fig.V.10 et V.11. Les résultats des expériences et des calculs pMELTS sont similaires pour les hautes températures (1300°C) mais divergent fortement à basses températures (1150°C). De manière générale, les calculs pMELTS sous-estiment la teneur en CaO des liquides et surestiment les concentrations en FeO, Al_2O_3 et également MgO pour les compositions péridotitiques (< 50% OCA2 dans le matériel de départ) par rapport aux verres expérimentaux (Fig. V.10a). Pour les compositions non péridotitiques (> 50 % de OCA2), les teneurs en K_2O et Na_2O calculées sont plus élevées que les valeurs mesurées dans les verres expérimentaux. Ces divergences de compositions ont été documentées par Ghiorso et al. (2002) et constituent les limites du modèle thermodynamique. Toutefois, la majorité des variations observées n'excède pas 40 % et les résultats obtenus peuvent donc être utilisés qualitativement.

Une des caractéristiques du calcul pMELTS est qu'il surestime la quantité de clinopyroxène pour les compositions péridotitiques (d'où les compositions en CaO plus faibles). Ce décalage est moindre (< 20%) pour les compositions riches en clinopyroxène (Fig. V.10b). Selon pMELTS, l'orthopyroxène n'apparaît plus au résidu dès 25 % de mélange, au lieu de 50 % à 1300°C dans les expériences. Ce résultat induit un effet sur les réactions de fusion pour MIX25 et MIX50, où l'olivine passe du côté des réactants alors

qu'elle était produite lors des expériences de fusion partielle (Table V.04). A l'exception de ces deux cas, les réactions de fusion ainsi que les coefficients de réactions sont relativement homogènes entre les expériences et les calculs pMELTS

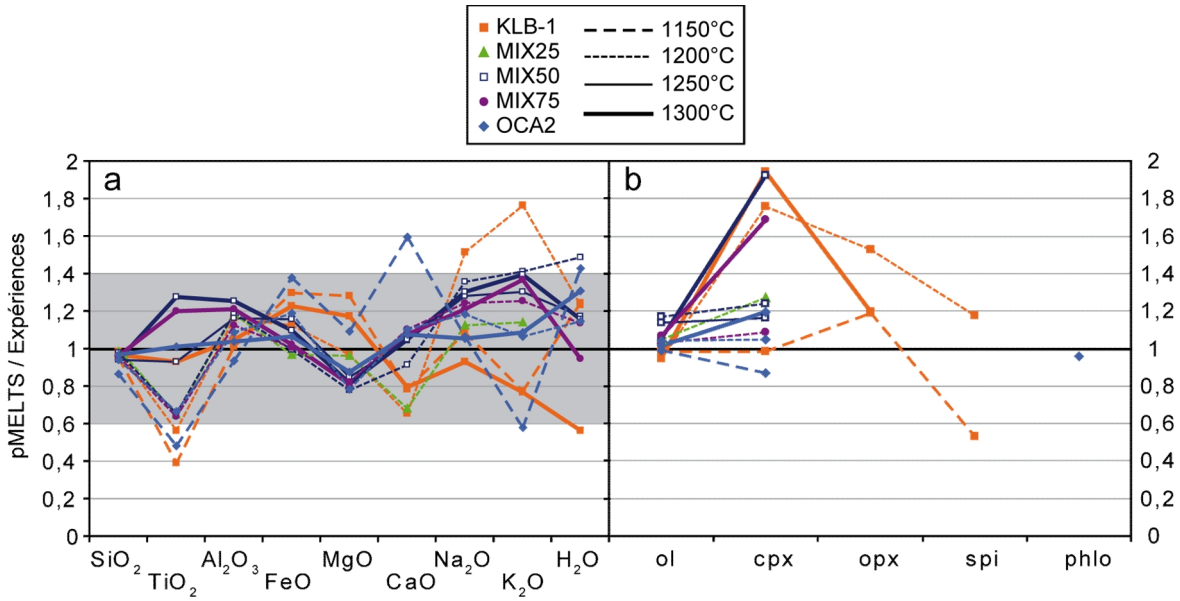


Figure V.10. Rapport entre les résultats obtenus par pMELTS et par les expériences pour **(a)** les compositions en éléments majeurs des liquides et **(b)** les proportions de phases, pour les différents matériels de départ (KLB-1, MIX25, MIX50, MIX75, OCA2), entre 1150 et 1300°C. le champ gris dans la partie **(a)** représente 40 % de variations sur le rapport. ol = olivine ; cpx = clinopyroxène ; opx = orthopyroxène ; spi = spinelle ; phlo = phlogopite.

Table V.04 : Coefficients de réactions calculés pour une fraction de liquide à partir les proportions de phases données par pMELTS et les expériences

	KLB1	MIX25	MIX50	MIX75	OCA2
pMELTS					
ol	0,14	-0,11	-0,16	-0,16	-0,14
cpx	-0,56	-0,89	-0,84	-0,84	-0,86
opx	-0,48				
spi	-0,10				
Expériences					
ol	0,30 (4)		0,13 (12)	-0,15 (1)	-0,11 (1)
cpx	-0,73 (3)		-1,10 (10)	-0,85 (10)	-0,89 (4)
opx	-0,39 (5)				
spi	-0,15 (1)				

Les valeurs négatives sont affectées aux phases qui réagissent et les valeurs positives aux phases produites par la réaction de fusion. Les valeurs entre parenthèses sont les erreurs sur la dernière décimale. Ol = olivine ; cpx = clinopyroxène ; opx = orthopyroxène ; spi = spinelle.

Dans la Fig. V.11, les liquides modélisés par pMELTS pour des lithologies non péridotitiques (correspondant donc à plus de 50 % de mélange) sont légèrement décalés des liquides expérimentaux vers le join Di-Ne et sont donc davantage sous-saturés en silice. Cependant, la

tendance d'évolution globale des liquides reste inchangée. La transition entre des liquides à néphéline et hypersthène normatifs, corrélée à la disparition de l'orthopyroxène, se situe entre MIX25 et MIX50 pour pMELTS et entre MIX50 et MIX75 pour les expériences. Malgré ces modifications, les deux modèles sont en bon accord pour expliquer le champ de compositions des inclusions d'arc sous-saturées en silice. En ce sens, pMELTS constitue une approche valable pour estimer les relations de fusion des lithologies pyroxénitiques étudiées. Cette approche permet notamment de déterminer les conditions de température nécessaires et de simuler l'évolution des liquides produits, notamment pour les forts degrés de fusion. Elle permet également une quantification assez précise des compositions des phases et des réactions de fusion à partir de lithologies riches en clinopyroxènes.

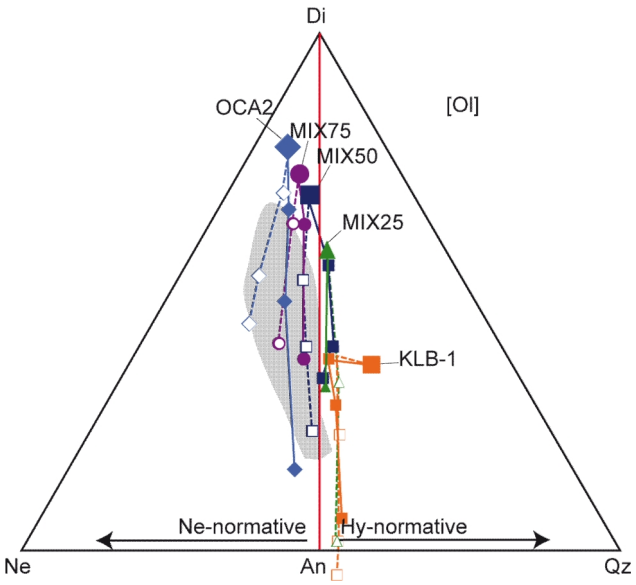


Figure V.11. Projection CMAS par l'olivine dans le plan Di-Ne-Qz comparant les liquides expérimentaux (symboles pleins) et les liquides obtenus par modélisation pMELTS (symboles vides). Le champ gris représente les inclusions magmatiques à néphéline normative d'arc, reportées pour comparaison.

V.3. Hétérogénéité des éléments majeurs versus homogénéité des éléments en traces des magmas alcalins d'arc : un paradoxe ?

Comme évoqué dès le premier chapitre de cette thèse, les magmas d'arc à néphéline normative piégés dans les olivines magnésiennes ont des compositions très hétérogènes en éléments majeurs mais des spectres en éléments en traces comparables et typiques de magmas d'arc calco-alcalins. Les modèles géochimiques et pétrologiques réalisés sur la base des éléments majeurs ou d'éléments en traces compatibles dans le clinopyroxène comme Sc suggèrent que ces magmas soient issus d'une source lithologiquement hétérogène. Or, la composition en éléments en traces incompatibles de ces inclusions (Fig. I.03) traduit

l'existence d'une source mantellique métasomatisée, comparable à celles des magmas typiques de zones de subduction. Il existe donc, à priori, un paradoxe entre les conclusions tirées des éléments majeurs, qui identifient des magmas alcalins hétérogènes, et celles des spectres multi-éléments traces, homogènes et typiquement calco-alcalins. Dans le cas où la source des magmas à néphéline normative d'arc est hétérogène, l'homogénéité des spectres multi-élémentaires entre les inclusions alcalines et les magmas calco-alcalins typiques d'arc peut traduire soit (1) un processus commun directement responsable de la signature en éléments en traces des deux types de magmas, soit (2) des lithologies distinctes, mais avec des compositions similaires en éléments traces incompatibles.

Afin de déterminer l'origine de cette apparente contradiction, les compositions en éléments en traces des inclusions magmatiques sont comparées ici aux différentes sources potentielles, à savoir les péridotites et les pyroxénites d'arc.

V.3.1. Caractéristiques des différentes lithologies

L'étude détaillée des péridotites et des pyroxénites fait l'objet des parties I.4.2 et V.1 de cette thèse. Ce paragraphe résume donc les principales caractéristiques, notamment en éléments en traces, des différentes lithologies.

Les études géochimiques, pétrologiques et structurales des roches pyroxénitiques ont permis de les distinguer en deux grands groupes : les pyroxénites mantelliques et les pyroxénites crustales. En domaine d'arc, les deux types de lithologies sont exprimés sous la forme de complexes orogéniques ou de xénolites. Les pyroxénites crustales sont interprétées comme des cumulats de base de croûte, formés par cristallisation de magmas issus du coin mantellique (e.g., DeBari et Coleman, 1989). Les premiers minéraux formés à partir d'un magma péridotitique étant olivine + clinopyroxène, les pyroxénites crustales seront en conséquence majoritairement constituées de ces deux minéraux (Conrad et Kay, 1984 ; Aoki, 1971 ; Himmelberg et Loney, 1995 ; Turner et al., 2003 ; Berly et al., 2006 ; Smith et al., 2009). Ces pyroxénites sont donc riches en CaO et pauvres en SiO_2 par rapport aux pyroxénites mantelliques. Ces dernières sont représentées par une gamme de lithologies plus large dans lesquelles la présence d'orthopyroxène est quasiment systématique (Irving, 1974 ; Frey, 1978 ; Zanetti et al., 1999 ; Wilkinson et Stolz 1997 ; Garrido et Bodinier, 1999 ; Kumar et al., 1996). Le grenat est plus largement exprimé dans les pyroxénites mantelliques que dans

les pyroxénites crustales. L'amphibole est également souvent observée dans les pyroxénites hydratées d'arc de basse et moyenne pressions, quelque soit leur origine.

La Fig. V.12. montre que les spectres en éléments en traces des deux types de pyroxénites sont confondus et possèdent une signature typique de lithologies issues de zones de subduction, comparable à celle de péridotites métasomatisées : anomalies négatives en HFSE et positives en éléments mobiles (Pb, Sr, Ba). Cette similitude de composition entre les pyroxénites et les péridotites d'arc, déjà soulignée lors de précédentes études (Berly et al., 2006 ; Garrido et Bodinier, 1999), indiquerait que les deux lithologies ont subi le même processus d'enrichissement lié à la subduction. Les moyennes de compositions des veines de pyroxénites mantelliques à orthopyroxène + olivine + clinopyroxène ± amphibole ainsi que celles des cumulats à olivine + clinopyroxène + amphibole (Himmelberg et Loney, 1995 ; Turner et al., 2003) à l'origine de la composition de OCA2 (Médard et al., 2006) utilisée dans les expériences, sont également reportées dans la figure.

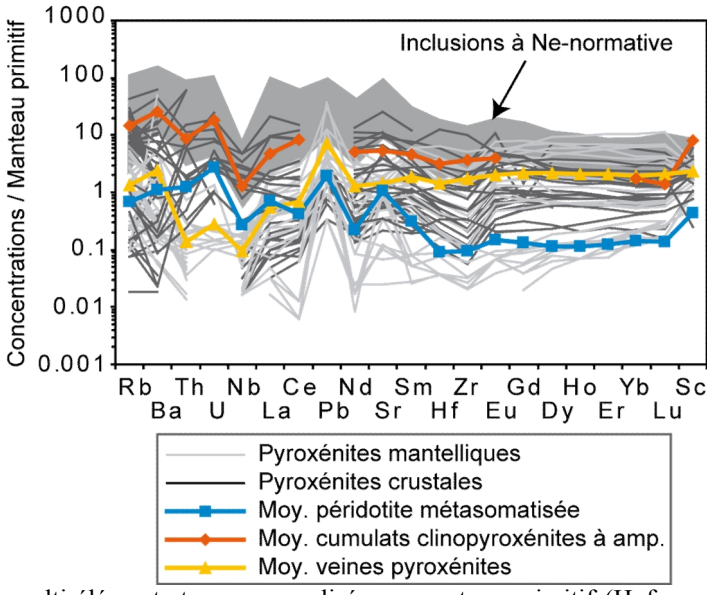


Figure V.12. Spectres multi-éléments traces normalisés au manteau primitif (Hofmann, 1988) comparant les pyroxénites mantelliques (Kumar et al., 1996 ; Wilkinson et Stolz, 1997 ; Garrido et Bodinier, 1999 ; Zanetti et al., 1999 ; Berly et al., 2006), les pyroxénites crustales (Himmelberg et Loney, 1995 ; Xu, 2000 ; Parlak et al., 2002 ; Turner et al., 2003 ; Spandler et al., 2003 ; Berly et al., 2006 ; Smith et al., 2009) et les inclusions magmatiques à néphéline normative d'arc considérées dans cette thèse. Les spectres de couleurs représentent les compositions moyennes des cumulats clinopyroxénitiques à amphibole (Himmelberg et Loney, 1995 ; Turner et al., 2003) à l'origine de la composition de OCA2 (Médard et al., 2006), des veines pyroxénitiques mantelliques et des péridotites métasomatisées en domaine d'arc (Ionov et Hofmann, 1995 ; Parkinson et Pearce, 1998 ; Ishimaru et al., 2007).

Le spectre moyen des cumulats clinopyroxénitiques à amphibole présente un enrichissement en éléments très incompatibles (LILE, LREE) par rapport aux spectres des veines pyroxénitiques mantelliques et des péridotites métasomatisées. Cet effet est

probablement lié à une quantité plus importante d'amphibole (Pilet et al., 2008) dans les cumulats que dans les lithologies mantelliques ($Kd_{amp}^{LILE,LREE} > Kd_{cpx,ol,opx}^{LILE,LREE}$; Chazot et al., 1996 ; Halliday et al., 1995, Zack et al., 1997 ; Adam et Green, 2003). Par ailleurs, la teneur élevée en Sc, un élément compatible dans le clinopyroxène ($Kd_{cpx/liq}^{Sc}$ = 1,31 ; Hart et Dun, 1993) des cumulats témoigne de leur enrichissement en clinopyroxène. Les compositions en éléments en traces des liquides produits par fusion partielle de ces trois types de lithologies ont été calculées et sont comparées avec les inclusions d'arc à néphéline normative dans la section suivante.

V.3.2. Comparaison avec les magmas d'arc à néphéline normative

Les compositions des liquides (*Cl*) issus de la fusion partielle à l'équilibre des différentes lithologies ont été calculées de façon simplifiée, en utilisant l'équation de Shaw (1970) :

$$Cl = \frac{Co}{D + F(1 - D)}$$

Avec *Co* la composition de la source, *D* le coefficient de partage global égal à la somme des coefficients de distribution (*Kd*) multiplié par la proportion des minéraux constitutifs de la source, et *F* la fraction de liquide (10 ; 20 ; 30 ; 50 ; 60 ; 80% de fusion partielle). Les résultats sont reportés dans la Table V.05 et comparés aux magmas d'arc à néphéline normative dans la Fig. V.13.

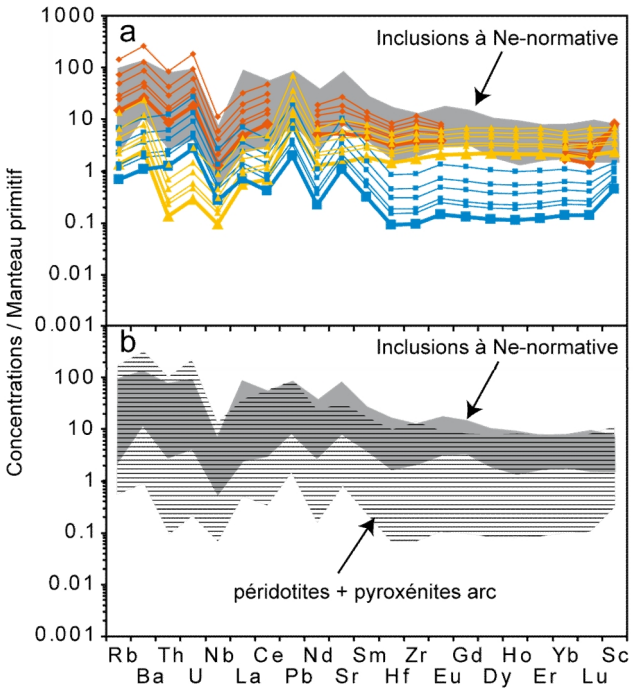


Figure V.13. (a) Evolution des spectres d'éléments en traces des liquides calculés pour un processus de fusion partielle à l'équilibre des trois compositions : péridotite métasomatisée (courbes bleues), veine pyroxénitique mantellique (courbes jaunes) et clinopyroxénite à amphibole crustale (courbes orange). Les résultats sont comparés aux inclusions à néphéline normative d'arc (champ gris). Les courbes fines représentent les liquides issus de 10, 20, 30, 50 et 60 % de fusion. La teneur en éléments incompatibles diminue des faibles aux forts taux de fusion partielle. **(b)** Comparaison entre les champs de composition des liquides pyroxénitiques et péridotitiques d'arc (champ rayé) et les inclusions à néphéline normative (champ gris).

Table V.05 : Compositions en éléments en traces (ppm) des liquides calculées pour 10 à 80% de fusion partielle, à partir des trois groupes de lithologies : cumulats pyroxénitique (CP), veines pyroxénitiques (VP) et péridotite métasomatisée (PM) (même références que Fig. V.12)

	CP	10%	20%	30%	50%	60%	80%	**VP**	10%	20%	30%	50%	60%	**PM**	10%	20%	30%	50%	60%
Rb	**8,0**	77,3	39,2	26,3	15,8	13,2	9,9	**0,7**	7,2	3,6	2,4	1,4	1,2	**0,4**	3,6	1,8	1,2	0,7	0,6
Ba	**158**	1562	787	526	316	263	198	**14,4**	143,7	71,9	48,0	28,8	24,0	**6,6**	66,4	33,2	22,1	13,3	11,1
Th	**0,7**	6,9	3,5	2,3	1,4	1,2	0,9	**0,01**	0,11	0,06	0,04	0,02	0,02	**0,1**	1,0	0,5	0,3	0,2	0,2
U	**0,4**	3,7	1,9	1,3	0,8	0,6	0,5	**0,01**	0,06	0,03	0,02	0,01	0,01	**0,1**	0,5	0,3	0,2	0,1	0,1
Nb	**0,8**	6,9	3,7	2,6	1,6	1,3	1,0	**0,1**	0,5	0,3	0,2	0,1	0,1	**0,2**	1,7	0,8	0,6	0,3	0,3
La	**3,0**	20,4	12,4	8,9	5,7	4,8	3,7	**0,3**	2,6	1,5	1,1	0,7	0,6	**0,4**	4,4	2,2	1,5	0,9	0,7
Ce	**13,3**	76,7	50,1	37,2	24,6	21,0	16,3	**1,1**	7,8	4,7	3,3	2,1	1,8	**0,7**	6,6	3,3	2,2	1,3	1,1
Pb								**1,3**	12,3	6,3	4,2	2,5	2,1	**0,3**	3,4	1,7	1,2	0,7	0,6
Nd	**6,2**	23,7	18,0	14,5	10,5	9,2	7,4	**1,5**	7,8	5,4	4,1	2,8	2,4	**0,3**	2,5	1,3	0,9	0,5	0,4
Sr	**98**	500	343	261	176	152	119	**26**	179	109	78	50	42	**20**	190	96	65	39	33
Sm	**1,8**	5,5	4,5	3,8	2,9	2,6	2,1	**0,7**	3,1	2,3	1,8	1,3	1,1	**0,1**	1,1	0,6	0,4	0,2	0,2
Hf	**0,9**	2,3	2,0	1,7	1,3	1,2	1,0	**0,4**	1,4	1,1	0,9	0,7	0,6	**0,0**	0,2	0,1	0,1	0,0	0,0
Zr	**36,0**	115,1	92,5	77,3	58,2	51,8	42,5	**16,7**	71,3	52,3	41,3	29,1	25,3	**0,9**	8,4	4,4	3,0	1,8	1,5
Eu	**0,6**	1,2	1,1	1,0	0,8	0,8	0,7	**1,1**	3,5	2,8	2,4	1,8	1,6	**0,0**	0,2	0,1	0,1	0,0	0,0
Gd								**1,4**	4,4	3,6	3,0	2,3	2,0	**0,1**	0,6	0,3	0,2	0,1	0,1
Dy								**0,3**	0,9	0,8	0,6	0,5	0,4	**0,1**	0,7	0,3	0,2	0,1	0,1
Ho								**0,9**	2,9	2,3	1,9	1,4	1,3	**0,0**	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0
Er								**0,1**	0,4	0,3	0,3	0,2	0,2	**0,1**	0,4	0,2	0,2	0,1	0,1
Yb	**0,7**	1,6	1,4	1,2	1,0	0,9	0,8	**34,9**	105,7	86,3	72,9	55,6	49,7	**0,1**	0,4	0,3	0,2	0,1	0,1
Lu	**0,1**	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	**9,9**	32,2	25,8	21,5	16,1	14,4	**0,0**	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
Sc	**121**	107	109	110	113	114	117	**220**	224	224	223	223	222	**7**	20	17	14	11	9

Les proportions minéralogiques utilisées dans le calcul correspondent à la moyenne des proportions des minéraux constitutifs des différentes lithologies, référencées dans la Fig. V.12 : pour CP : 9% ol, 79% cpx, 13% amp., pour VP : 5% ol, 55% cpx, 39% opx, 1% amp. et pour PM : 77% ol, 2% cpx, 20% opx, 1% amp. Les coefficients de partage utilisés sont de Halliday et al. (1995) et Adam et Green (2006) pour l'élément Sc.

Les spectres des différents liquides conservent leur signature typique des magmas de subduction. Ils sont parallèles entre eux et les compositions en éléments incompatibles diminuent avec l'augmentation du taux de fusion. Les liquides issus de cumulats présentent les spectres les plus enrichis et recouvrent la quasi-totalité du champ de variation compositionnel des inclusions. De même, les liquides issus de plus faibles taux de fusion de veines pyroxénitiques ou de péridotites métasomatisées recouvrent une large partie des compositions des inclusions. Ces résultats révèlent que la contribution de pyroxénites dans la source des inclusions, mise en évidence par les éléments majeurs, n'est pas (ou peu) détectable à partir des compositions en éléments en traces incompatibles. En effet, la signature en éléments en traces des magmas est essentiellement contrôlée par l'enrichissement initial de la source à partir des fluides issus de la plaque plongeante. En revanche, les compositions en éléments majeurs (et éléments en traces compatibles comme le Sc) sont gouvernés par la minéralogie de la source (cf. section V.1). En conséquence, seuls ces éléments permettent de distinguer clairement les différentes lithologies ultramafiques à l'origine des inclusions d'arc.

La Fig. V.14. illustre la relation de mélange des inclusions à néphéline normative entre un pôle ultracalcique (Di-rich : Gaua) et un pôle pauvre en calcium (Di-poor : Ambrym), discutée dans l'article publié à *Journal of Petrology* (Chapitre IV).

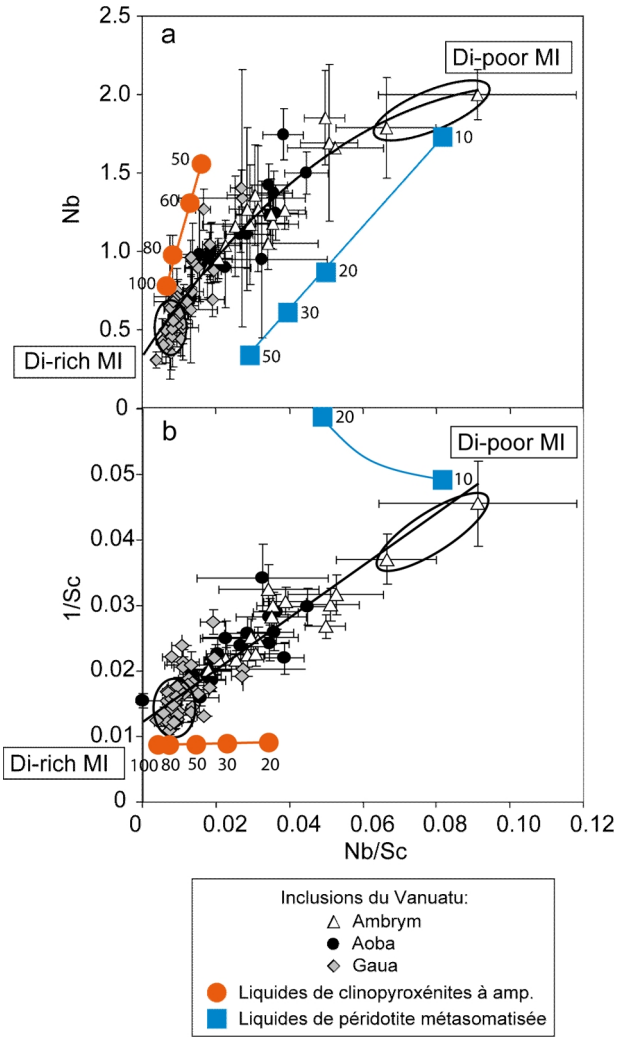


Figure V.14. Comparaison entre les inclusions magmatiques à néphéline normative de l'arc du Vanuatu (d'après Sorbadere et al., 2012) et les liquides calculés d'après l'équation de fusion à l'équilibre pour une clinopyroxénite à amphibole crustale et une péridotite métasomatisée entre 10 et 100% de fusion. Les courbes obtenues sont annotées en pourcentages de fusion.

Les relations mises en évidence dans la Fig. V.14 ont été interprétée en termes de mélange de magmas issus de clinopyroxénites à amphibole d'une part et de péridotites hydratées d'autre part. Les compositions calculées pour les liquides issus de ces deux types de lithologies sont concordantes avec cette interprétation. En effet, les faibles taux de fusion de péridotites métasomatisées sont comparables au pôle « Di-poor » alors que les forts taux de fusion de clinopyroxénites à amphibole correspondent au pôle « Di-rich ». Les inclusions intermédiaires traduisent les proportions de mélange entre ces deux magmas. Les expériences réalisées au cours de cette thèse, ainsi que les études antérieures (Schiano et al., 2000 ; Médard et al., 2006) ont également mis en évidence la nécessité de taux de fusion élevés (> 60% dans cette étude) pour générer des liquides à la fois ultracalciques et à l'équilibre avec des olivines forstéritiques (Fo > 88) à partir d'une lithologie clinopyroxénitique. Pour une même température, le taux de fusion d'une pyroxénite est plus élevé que celui d'une péridotite (Hirschmann et Stolper, 1996 ; Lambart et al., 2009). Comme évoqué précédemment, les inclusions magmatiques ultracalciques (Gaua, Galunggung, Fig. I.03, et Batan, Schiano et al.,

2000) présentent des spectres multi-éléments en traces légèrement plus appauvris en éléments incompatibles, traduisant probablement l'effet d'un taux de fusion partielle plus élevé.

V.4. Comparaison entre les basaltes alcalins d'arc et d'îles océaniques (OIBs)

Si les basaltes alcalins ne sont que minoritairement exprimés sous forme de laves en zones de subduction, ils dominent cependant largement les produits émis en domaine en domaine d'îles océaniques (OIBs). Les spectres multi-éléments traces (Fig. I.01) ainsi que les compositions isotopiques des basaltes primitifs d'arc et d'îles océaniques impliquent des contextes de genèse fondamentalement différents. Néanmoins, tous deux présentent parfois une signature alcaline. La question adressée ici est donc la suivante : existe-t-il un mécanisme commun à l'origine du caractère alcalin des inclusions magmatiques d'arc et des OIBs ?

V.4.1. Les mécanismes de genèse des basaltes d'île océaniques

Les basaltes alcalins émis en domaine d'île océaniques évoluent de néphélinite à basanites puis à basaltes alcalins à olivine, avec l'augmentation de la teneur en silice et en alcalins du magma parental. Plusieurs mécanismes, encore largement débattus, ont été proposés pour la genèse des OIBs. Nous en proposons une courte synthèse ci-après.

Des liquides à néphéline normative peuvent être produits par faibles degrés de fusion partielle de lherzolite, notamment à haute pression (cf. section I.4.1), néanmoins, aucune expérience réalisée en conditions anhydres n'a pu reproduire intégralement des liquides semblables aux OIBs (Takahashi, 1993 ; Hirose et Kushiro, 1993 ; Kushiro, 1996). En effet l'hétérogénéité en éléments majeurs des OIBs, leur caractère sous-saturé à néphéline normative, leurs compositions en éléments en traces et leurs signatures isotopiques spécifiques traduisent l'existence d'un composant enrichi dans leur source (Hofmann, 1997). Comme évoqué précédemment, la présence de CO_2 modifie considérablement la composition des liquides produits (Dasgupta et al., 2007 ; Dalton et Presnall, 1998), en diminuant les teneurs en silice et en augmentant celles en calcium. Dasgupta et al. (2007) suggèrent que la majorité des caractéristiques chimiques en éléments majeurs des OIBs puissent être reproduites par 1 à 5 % de fusion partielle d'une lherzolite contenant 0,1-0,25 pds% CO_2.

Cependant, les teneurs en TiO_2 des liquides issus de péridotites sont généralement plus basses que celles observées dans les OIBs.

Kogiso et al. (1998 ; 2003) suggèrent que les concentrations faibles en Al_2O_3 et élevées en FeO ainsi que le rapport $CaO/Al_2O_3 > 1$ (pour un MgO constant) de certains OIBs puissent être expliqués par la contribution d'un composant pyroxénitique dans leur source. Une telle lithologie permettrait également d'expliquer les teneurs élévées en TiO_2 des OIBs (Prytulak and Elliott, 2007) et serait à l'origine de l'hétérogénéité des compositions en éléments majeurs (e.g., Kogiso et al., 2004). Les expériences réalisées à partir d'éclogites enrichies en silice, considérées comme analogues de la croûte océanique subductée et recyclée, produisent des liquides saturés à sur-saturés en silice qui ne peuvent pas être à l'origine directe des basaltes alcalins océaniques (Green et Ringwood, 1967 ; Pertermann et Hirschmann, 2003). Hirschmann et al. (2003) et Kogiso et al. (2003) suggèrent que ces éclogites ou pyroxénites riches en silice (SE pour « Silica-excess ») soient transformées en pyroxénites pauvres en silice (SD pour « Silica-deficient ») par extraction de fuides ou liquides lors de la subduction. Ces auteurs proposent que la fusion à haute pression (> 3 GPa) de ces pyroxénites SD en conditions ahnydres ou ou présence de CO_2 (Dasgupta et al., 2006) soient à l'origine des teneurs faibles en Al_2O_3 et élevées en FeO des OIBs. Cependant, les liquides obtenus sont généralement plus pauvres en K_2O que les OIBs.

D'autres modèles invoquent l'interaction entre des fluides ou liquides et le manteau environnant (Sobolev et al., 2005, 2007 ; Pilet et al., 2005 ; 2008 ; Mallik et Dasgupta, 2012). Sur la base des teneurs élevées en Ni des laves primaires d'Hawaii, Sobolev et al. (2005 ; 2007) ont proposé un modèle impliquant la contribution de pyroxénites hybrides dépourvues d'olivine, créées à partir de l'interaction entre des liquides de pyroxénites SE et le manteau environnant. La condition à ce modèle, corroborée par les expériences de Mallik et Dasgupta (2012), est que la quantité de liquides doit être suffisante (40-60 %) pour faire disparaître la totalité de l'olivine de la pyroxénite. Par ailleurs, les évidences de métasomatisme du manteau lithosphérique, notamment la présence de minéraux hydratés dans les veines et les xénolites péridotitiques, ont amené Pilet et collaborateurs (2005 ; 2008 ; 2010 ; 2011) à considérer ce mécanisme comme prédominant dans la genèse des OIBs. Les expériences de Pilet et al. (2008) réalisées à 1,5 GPa à partir d'une clinopyroxénite à amphibole (AG7), d'une hornblendite (AG4) ainsi que d'une lithologie issue du mélange entre AG4 et une péridotite appauvrie source des MORB (AG4 + DMM), ont mis en évidence les similitudes de compositions en éléments majeurs et traces entre les liquides issus de AG4 + DMM et les OIBs. Ces auteurs interprètent ce résultat comme l'évidence d'un manteau métasomatisé à

l'origine du spectre de composition des OIBs. Ils suggèrent que de telles veines à amphibole soient produites par cristallisation, au sein du manteau lithosphérique, de liquides hydratés produits par faibles degrés de fusion d'un manteau asténosphérique.

Pilet et collaborateurs sont, à notre connaissance, les seuls à invoquer la présence d'amphibole et éventuellement de clinopyroxène, sous la forme de veines métasomatiques, dans la genèse des OIBs comme responsable de la signature alcaline des magmas produits. En ce sens, ce modèle se rapproche du mécanisme de genèse précédemment évoqué pour expliquer les compositions des inclusions magmatiques à néphéline normative d'arc et pourrait ainsi constituer un mécanisme commun dans deux contextes géodynamiques distincts.

V.4.2. Comparaison entre les modèles impliquant des veines métasomatiques et des cumulats de base de croûte pour la genèse des basaltes alcalins

Bien que les basaltes alcalins d'arc et d'îles océaniques présentent tous deux des compositions sous-saturées en silice à néphéline normative relativement élevées, ils se distinguent par leurs compositions en d'autres éléments majeurs. Les basaltes d'arc sont généralement plus riches en CaO, Al_2O_3, et plus pauvres en TiO_2 et FeO que les OIBs. Reportés dans la Fig. V.15, les OIBs apparaissent plus appauvris en composant diopside que les inclusions alcalines d'arc. La superposition des liquides expérimentaux issus de la fusion partielle du mélange entre AG4 et DMM et des OIBs est en accord avec le modèle de Pilet (2008), selon lequel la source de ces basaltes serait un manteau lithosphérique contenant des veines d'amphibolites. Les liquides expérimentaux issus de la fusion de lithologies à amphibole et clinopyroxène (AG7 ou OCA2), présumées être à l'origine des basaltes alcalins d'arc, sont décalés vers le pôle diopside. Ainsi, l'enrichissement en composant diopside des basaltes alcalins d'arc serait essentiellement lié à l'augmentation de la quantité de clinopyroxène dans leur source par rapport à celle des OIBs.

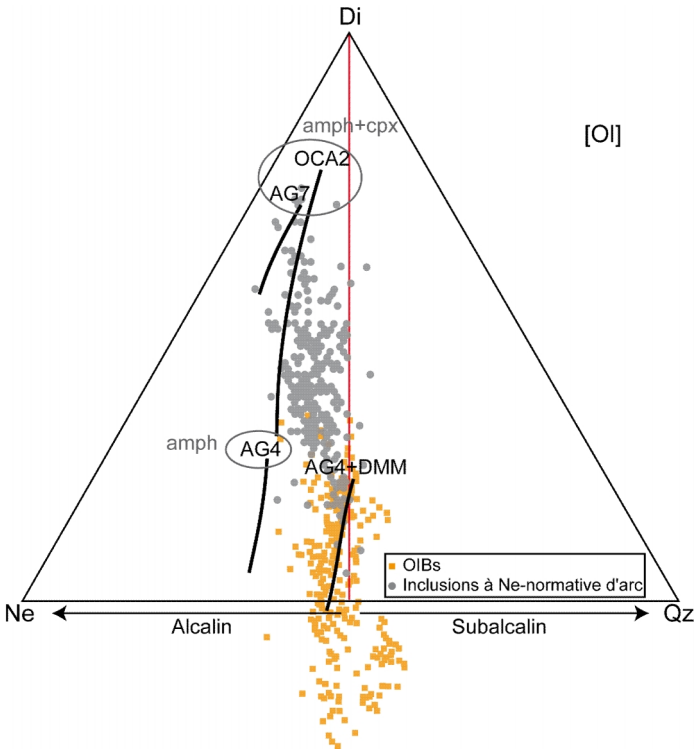


Figure V.15. Projection CMAS par l'olivine dans le plan Di-Ne-Qz comparant les liquides alcalins d'arc et les OIBs (source : PetDB). L'évolution des liquides expérimentaux d'une hornblendite (AG4, Pilet et al., 2008), et de deux clinopyroxénites à amphibole (AG7, Pilet et al., 2008 et OCA2, Médard et al., 2006) est matérialisée par les courbes noires. amph = amphibole, cpx = clinopyroxène.

Ce contraste de lithologies serait donc contrôlé par des processus de formation différents à l'origine des deux types de roches : métasomatique pour les veines exclusivement constituées d'amphibole et cumulatif pour les lithologies à clinopyroxène + olivine + amphibole. La présence nécessaire de clinopyroxène dans la source des magmas alcalins d'arc confirmerait donc l'hypothèse de la contribution de cumulats, probablement de base de croûte et délaminés dans le manteau, à l'origine des magmas alcalins d'arc.

Conclusions générales

L'objectif de cette thèse était d'identifier les mécanismes de genèse des magmas d'arc sous-saturés en silice. Notre démarche s'est articulée autour de deux approches : l'étude géochimique des inclusions magmatiques primitives et les expériences de fusion partielle à haute pression. La complémentarité de ces deux outils nous a permis d'élaborer un modèle de genèse pour les magmas alcalins d'arc exprimés sous forme d'inclusions dans les phénocristaux primitifs d'olivine, de comprendre les mécanismes qui les relient aux laves hôtes calco-alcalines et d'identifier les processus magmatiques à l'origine de leur variations de composition.

Les magmas alcalins : une population largement représentée en domaine de subduction

Bien que la majorité des laves émises en surface dans les zones de subduction appartient à la série calco-alcaline à hypersthène normatif, les inclusions magmatiques piégées dans les olivines magnésiennes (Fo > 85) sont dominées par des compositions alcalines à néphéline normative. Les études antérieures réalisées sur les inclusions magmatiques d'arc à néphéline normative se sont le plus souvent intéressées à leurs teneurs élevées en calcium et ont montré que ces magmas ne pouvaient pas simplement être générés par les modèles pétrogénétiques classiques des magmas d'arc (e.g., Della-Pasqua et Varne, 1997; Gioncada et al., 1998 ; Schiano et al., 2000 ; De Hoog et al., 2001 ; Elburg et al., 2007 ; Le Voyer et al., 2008 ; Bouvier et al., 2010a, 2010b ; Sorbadere et al., 2011 ; 2012).

L'étude des inclusions magmatiques de plusieurs îles d'arc du monde (Aoba, Mota Lava, Ambrym, Gaua : arc du Vanuatu ; Galunggung : arc Indonésien ; Alicudi : arc Eolien) a permis de préciser l'origine de ce magmatisme alcalin. Les variations en éléments majeurs et traces compatibles, en particulier CaO et Sc, ainsi que le caractère sous-saturé en silice des inclusions suggèrent la contribution d'un composant clinopyroxénitique dans leurs sources. L'addition d'amphibole, un minéral sous-saturé en silice, serait à l'origine des termes les plus riches en néphéline normative, comme en attestent les inclusions piégées dans les olivines Fo

≥ 88 de l'île de Gaua au Vanuatu ou du Galunggung à Java. Par ailleurs, le caractère calcique de ces inclusions et de leurs olivines hôtes suggère que ces magmas dérivent de la fusion de pures lithologies à clinopyroxène + amphibole. Ces inclusions constituent donc le pôle « enrichi en composant diopside » de la lignée d'évolution des inclusions magmatiques primitives d'arc. Les inclusions d'Ambrym, en revanche, représentent le pôle « appauvri en composant diopside », qui résulte de la fusion d'un composant majoritairement péridotitique. Les inclusions d'arc à néphéline normative situées entre ces deux pôles, seraient donc issues d'un processus de mélange en proportions variables, entre le composant péridotitique et le composant clinopyroxénitique à amphibole. Au vu des disparités de compositions des lithologies pyroxénitiques naturelles présentes en domaine d'arc, il n'est pas exclu qu'à l'échelle d'un arc ou d'un volcan, la nature de la pyroxénite impliquée dans la source des magmas varie. C'est le cas par exemple des inclusions alcalines du volcan Aoba, qui nécessitent la contribution de deux types de clinopyroxénites différents dans leur source.

Les compositions des liquides issus de la fusion partielle d'un mélange péridotite-clinopyroxénite à amphibole, calculées à l'aide du logiciel pMELTS (Ghiorso et al., 2002), corroborent les hypothèses déduites de l'étude des inclusions à néphéline normative d'arc et suggèrent que ces magmas soient générés entre 1200 et 1350°C à ~1 GPa. Les calculs pMELTS indiquent par ailleurs que la formation d'inclusions à néphéline normative d'arc requiert au minimum 50 % de clinopyroxénite dans la source.

Rôles des hétérogénéités de sources dans la genèse des magmas d'arc

L'étude expérimentale de fusion partielle du mélange homogène péridotite hydratée-clinopyroxénite à amphibole réalisée à 1 GPa entre 1050 et 1300°C, a permis d'apporter des informations quant aux conditions et mécanismes de formations des magmas sous-saturés en silice. La proportion minimum de pyroxénite nécessaire pour la production des liquides à néphéline normative est en accord avec les résultats obtenus par pMELTS, c'est-à-dire environ 50 %. Pour des proportions inférieures, les liquides produits ont des compositions en éléments majeurs très proches de celles des péridotites et les réactions de fusion sont du type cpx + opx + spi → ol + liq. Les liquides sont à hypersthène normatif et leur teneur en silice est tamponnée par la présence d'orthopyroxène dans le résidu. Les compositions de ces liquides sont comparables à celles des laves d'arc typiques. Pour des proportions supérieures à 50 % de clinopyroxénite dans la source, l'orthopyroxène disparaît du résidu et la réaction de

fusion devient ol + cpx → liq. Les liquides générés sont à néphéline normative et s'enrichissent en calcium avec l'augmentation de la proportion de pyroxénite dans la source. La contribution de pyroxenite dans source des magmas d'arc permet donc d'expliquer les variations de composition en éléments majeurs des inclusions à néphéline normative et suggère notamment que les inclusions les plus sous-saturées et calciques représentent des liquides quasi-purs de clinopyroxénites. Cependant, les expériences réalisées jusqu'à présent sur la fusion de ces lithologies clinopyroxénitiques (Médard et al., 2006, Pilet et al., 2008) ont montré que la teneur en forstérite des olivines à l'équilibre avec les liquides produits ne dépassait pas 87-88 mol.%. Suite à ces expériences, le lien génétique entre les inclusions à néphéline normative calcique piégées dans les olivines magnésiennes et les lithologies clinopyroxénitiques a été remis en question (e.g, Elburg et al., 2007). Nos expériences, réalisées dans des conditions de fugacité d'oxygène analogues à celles des magmas d'arc (~ FMQ ; e.g., Carmichael, 1991; Arculus, 1994; Parkinson et Arculus, 1999; Kelley et Cottrell, 2009; Malaspina et al., 2010) révèlent qu'à haute température (≥ 1250°C), les magmas issus de la fusion de clinopyroxénites sont à l'équilibre avec des olivines Fo > 88. Ce résultat confirme donc que ce type de lithologie constitue une source potentielle à l'origine des magmas alcalins calciques piégés dans les olivines forstéritiques.

Nos expériences de fusion d'une source homogène ont également permis de déterminer la composition des magmas formés par un processus de fusion plus réaliste, impliquant une source hétérogène pyroxénite-péridotite. La productivité des liquides de pyroxénites étant supérieure à celle des liquides de péridotites, la fusion d'une source hétérogène composée de ces deux lithologies va induire une plus grande proportion de liquides pyroxénitiques. Pour une même proportion de pyroxénite dans la source, les liquides issus d'un mélange de magmas produits par fusion d'une source hétérogène vont donc être davantage sous-saturés en silice que les liquides générés par fusion d'un mélange homogène de source (comme c'est le cas dans nos expériences). Ainsi, dans le cas d'un mélange de magmas, la transition entre les compositions à hypersthène normatif et celles à néphéline normative s'effectue pour une source contenant 20-25 % de pyroxénite. Une telle source génèrent des liquides constitués à 30-40 % de liquides pyroxénitiques.

Ce type de lithologie a largement été décrit en contexte de subduction et est généralement interprété comme des cumulats de base de croûte, originaires de la cristallisation de magmas issus du coin mantellique métasomatisé (DeBari and Coleman, 1989; Müntener et al., 2001; Berly et al., 2006; Greene et al., 2006). Le contraste de densité entre ce niveau ultramafique (plus dense) et le manteau sous-jacent (moins dense) entraînerait

sa délamination (DeBari and Sleep, 1991; Müntener et al., 2001; Greene et al., 2006) et aboutirait à la présence d'importantes quantités de pyroxénites dans le manteau supérieur. Ces cumulats délaminés constituent donc une source potentielle impliquée dans la genèse des magmas d'arc.

Les résultats expérimentaux ont mis en évidence deux conclusions majeures sur l'origine des magmas d'arc sous-saturés en silice : (1) les inclusions à néphéline normative refléteraient plusieurs étapes de mélange de magmas issus d'une source hétérogène contenant des clinopyroxénites à amphibole ; (2) les laves hôtes et les inclusions évoluées à hypersthène normatif témoigneraient d'un stade plus avancé de mélange (et de différenciation) de magmas, diluant ainsi la signature pyroxénitique et homogénéisant les compositions.

Les différents types de lithologies impliquées dans la source des magmas d'arc (péridotite métasomatisée, pyroxénites, clinopyroxénites à amphibole) présentent des spectres en éléments en traces incompatibles comparables aux spectres typiques des « zones de subduction ». Ces éléments ne permettent donc pas de discriminer l'effet de ces différentes lithologies sur la composition des magmas d'arc. En revanche, les éléments majeurs s'avèrent être de bons candidats pour l'étude des hétérogénéités de source, à condition que celles-ci soient suffisamment prononcées pour induire des magmas de compositions différentes.

Perspectives

L'hétérogénéité de composition des inclusions à néphéline normative d'arc a été interprétée dans cette thèse comme l'enregistrement de différents stades de mélange de magmas à dominance pyroxénitique. Ce sur-échantillonnage de liquides pyroxénitiques par les inclusions primitives implique que les premiers magmas susceptibles de cristalliser des olivines forstéritiques soient majoritairement pyroxénitiques. Les expériences de cristallisation réalisées par Médard et al. (2004) en conditions anhydres à partir de compositions comparables aux inclusions calciques à néphéline normative d'arc ont montré que ces magmas cristallisaient préférentiellement du clinopyroxène. Dans leurs expériences, l'olivine n'apparaît qu'à des températures inférieures à 1200°C à 0,25 GPa et autour de 1250°C à 0,5 GPa pour les compositions « enrichies en composant olivine ». La présence d'eau ayant pour effet d'augmenter le champ de stabilité de l'olivine, il est donc envisageable que l'hydratation des magmas entraine la cristallisation d'olivine dans un champ plus large de températures à partir de liquides pyroxénitiques. Il serait donc intéressant de réaliser des

expériences de cristallisation d'un magma de composition similaire à celle des inclusions à néphéline normative d'arc, en conditions hydratées. Cette étude permettrait également de déterminer les conditions pression-température de formation des olivines forstéritiques à l'origine de ces magmas et de compléter ainsi leur modèle pétrogénétique.

D'après nos expériences de fusion partielle en conditions hydratées, les températures de solidus estimées pour les pyroxénites sont similaires à celles des péridotites. Ce résultat n'est pas en accord avec les expériences réalisées en conditions anhydres, où la température de fusion des pyroxénites peut être jusqu'à 100°C inférieure à celle des péridotites. Etant donné les conséquences de ce résultat sur les relations de fusion d'une source hétérogène et sur la composition des premiers liquides produits, il serait utile de compléter nos données par des expériences proches des températures de solidus pour les deux lithologies. Par la même occasion, ces expériences permettraient de quantifier la réaction de fusion des phases hydratées, telles que l'amphibole et le phlogopite, ainsi que de mieux comprendre l'évolution de composition des liquides dès leurs premiers degrés de fusion.

Références Bibliographiques

A

Adam, J. (1988). Dry, hydrous, and CO_2-bearing liquidus phase relationships in the CMAS system at 28 kb and their bearing on the origin of alkali basalts. Journal of Geology, 96, 709-719.

Adam, J., & Green, T. (2003). The influence of pressure, mineral composition and water on trace element partitioning between clinopyroxene, amphibole and basanitic melts. European Journal of Mineralogy, 15, 831-841.

Adam, J., & Green, T. (2006). Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behaviour. Contributions to Mineralogy and Petrology, 152, 1-17.

Albarède, F., & Provost, A. (1977). Petrologic and geochemical mass-balance equations: an algorithm for least-square fitting and general error analysis. Computers and Geosciences, 3, 309-326.

Allègre, C. D., & Turcotte, D. (1986). Implications of a two-component marble-cake mantle. Nature, 323, 123-127.

Anderson, A. T. (1991). Hourglass inclusions: Theory and applications to the Bishop Rhyolitic Tuff. American Mineralogist, 76, 530-547.

Alonso-Perez, R., Müntener, O., & Ulmer, P. (2009). Igneous garnet and amphibole fractionation in the roots of island arcs: experimental constraints on andesitic liquids. Contributions to Mineralogy and Petrology, 157, 541-558.

Aoki, K. I. (1971). Petrology of mafic inclusions from Itinome-gata, Japan. Contributions to Mineralogy and Petrology, 30, 314-331.

Arculus, R. J. (1994). Aspects of magma genesis in arcs. Lithos, 33, 189-208.

Ash, R., Carney, J. N., & Macfarlane, A. (1980). Geology of the Northern Banks Islands. New Hebrides Geological Survey Report, 19-22.

B

Baker, M., & Stolper, E. M. (1994). Determining the composition of high-pressure mantle melts using diamond aggregates. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58, 2811-2827.

Baker, M., Hirschmann, M. M., Ghiorso, M. S., & Stolper, E. M. (1995). Compositions of near-solidus peridotite melts from experiments and thermodynamic calculations. Nature, 375, 308-311.

Baker, D. (2008). The fidelity of melt inclusions as records of melt composition. Contribution of Mineralogy and Petrology, 156, 377-395.

Barberi, F., & Innocenti, F. (1974). Evolution of Eolian arc volcanism (Southern Tyrrhenian Sea). Earth and Planetary Science Letters, 21, 269-276.

Barr, J. A., & Grove, T. L. (2010). AuPdFe ternary solution model and applications to understanding the fO_2 of hydrous, high-pressure experiments. Contributions to Mineralogy and Petrology, 160, 631-643.

Barsdell, M., Smith, I. E. M., & Spörli, K. B. (1982). The origin of reversed geochemical zoning in the northern New Hebrides volcanic arc. Contributions to Mineralogy and Petrology, 81, 148-155.

Barsdell, M., & Smith, I. E. M. (1989). Petrology of recrystallized ultramafic xenoliths from Merelava volcano, Vanuatu. Contributions to Mineralogy and Petrology, 102, 230-241.

Berly, T. J. (2006). Supra-subduction Zone Pyroxenites from San Jorge and Santa Isabel (Solomon Islands). Journal of Petrology, 47, 1531-1555.

Blank, J. G., Stolper, E. M., & Zhang, Y., 1991. Diffusion of CO_2 in rhyolitic melt. Eos Transactions American Geophysical Union, 72, 312.

Bouvier, A.-S., Deloule, E., & Metrich, N. (2010a). Fluid Inputs to Magma Sources of St. Vincent and Grenada (Lesser Antilles): New Insights from Trace Elements in Olivine-hosted Melt Inclusions. Journal of Petrology, 51, 1597-1615.

Bouvier, A.-S., Métrich, N., & Deloule, E. (2010b). Light elements, volatiles, and stable isotopes in basaltic melt inclusions from Grenada, Lesser Antilles: Inferences for magma genesis. Geochemistry Geophysics Geosystems, 11, doi:10.1029/2010GC003051.

Brandon, A. D., & Draper, D. S. (1996). Constraints on the origin of the oxidation state of mantle overlying subduction zones: an example from Simcoe, Washington, USA. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60, 1739-49.

Bryant, J. A., Yogodzinski, G. M., & Churikova, T. G. (2007). Melt-mantle interactions beneath the Kamchatka arc: Evidence from ultramafic xenoliths from Shiveluch volcano. Geochemistry Geophysics Geosystems, 8, doi:10.1029/2006GC001443.

Bureau, H., Pineau, F., Métrich, N., Semet, M. P., & Javoy, M. (1998). A melt and fluid inclusion study of the gas phase at Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island. Chemical Geology, 147, 115-130.

C

Canil, D., Virgo, D., & Scarfe, C. M. (1990). Oxidation state of mantle xenoliths from British Columbia, Canada. Contributions to Mineralogy and Petrology, 104, 453-62.

Cawthorn, R. G., Ford, C. E., Biggar, G. M., Bravo, M. S., & Clarke, D. B. (1973). Determination of the liquid composition in experimental samples: discrepancies between microprobe analysis and other methods. Earth and Planetary Science Letters, 21, 1-5.

Carmichael, I. S. E. (1991). The oxidation state of basic magmas: a reflection of their source regions? Contributions to Mineralogy and Petrology, 106, 129-142.

Castillo, P. R., Lonsdale, P. F., Moran, C. L., & Hawkins, J. W. (2009). Geochemistry of mid-Cretaceous Pacific crust being subducted along the Tonga-Kermadec Trench: Implications for the generation of arc lavas. Lithos, 112, 87-102.

Chakraborty, S. (1995). Diffusion in silicate melts. In: Structure, dynamics and properties of silicate melts, Stebbins, J., McMillan, P., Dingwell D. (ed.) Mineralogical Society of America, Washington, 411-503.

Chazot, G., Menzies, M. A., & Harte, B. (1996). Determination of partition coefficients between apatite, clinopyroxene, amphibole, and melt in natural spinel lherzolites from Yemen: Implications for wet melting of the lithospheric mantle. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60, 423-437.

Conrad, W. K., & Kay, R. W. (984). Ultramafic and Mafic inclusions from Adak island: crystallization history, and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian arc. Journal of Petrology, 25, 88-125.

D

Dalton, J. A., & Presnall, D. C. (1998). The Continuum of Primary Carbonatitic - Kimberlitic Melt Compositions in Equilibrium with Lherzolite: Data from at 6 GPa, 39, 1953-1964.

Danyushevsky, L. V., Della-Pasqua, F. N., & Sokolov, S. (2000). Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications. Contributions to Mineralogy and Petrology, 138, 68-83.

Danyushevsky, L. V., Leslie, R. A. J., Crawford, A. J., & Durance, P. (2004). Melt Inclusions in Primitive Olivine Phenocrysts: the Role of Localized Reaction Processes in the Origin of Anomalous Compositions. Journal of Petrology, 45, 2531-2553.

Dasgupta, R., Hirschmann, M. M., & Stalker, K. (2006). Immiscible transition from carbonate-rich to silicate-rich melts in the 3 GPa melting interval of eclogite + CO_2 and genesis of silica-undersaturated ocean island lavas. Journal of Petrology, 47, 647-671.

Dasgupta, R., Hirschmann, M. M., & Smith, N. D. (2007). Partial Melting Experiments of Peridotite + CO_2 at 3 GPa and Genesis of Alkalic Ocean Island Basalts. Journal of Petrology, 48, 2093-1124.

Davidson, J. P., & Tepley, F. J. (1997). Recharge in Volcanic Systems: Evidence from Isotope Profiles of Phenocrysts. Science, 275, 826-829.

Dawson, J. B., & Smith, J. V. (1982). Upper-mantle amphiboles: a review. Mineralogical magazine, 45, 35-46.

DeBari, S. M., & Coleman, R. G. (1989). Examination of the deep levels of an island arc: Evidence from the Tonsina ultramafic-mafic assemblage, Tonsina, Alaska. Journal of Geophysical Research, 94, 4373-4391.

DeBari, S. M., & Sleep, N. (1991). High-Mg, low-Al bulk composition of the Talkeetna island arc, Alaska: Implications for primary magmas and the nature of arc crust. The Geological Society of America, 103, 37-47.

De Hoog, J. C., Mason, P. R., & Van Bergen, M. (2001). Sulfur and chalcophile elements in subduction zones: constraints from a laser ablation ICP-MS study of melt inclusions from Galunggung Volcano, Indonesia. Geochimica et Cosmochimica Acta, 65, 3147-3164.

Defant, M. J., & Drummond, M. S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature, 347, 662-665.

Della-Pasqua, F., & Varne, R. (1997). Primitive ankaramitic magmas in volcanic arcs; a melt-inclusion approach. The Canadian Mineralogist, 35, 291-312.

Di Muro, A., Villemant, B., Montagnac, G., Scaillet, B., & Reynard, B. (2006). Quantification of water content and speciation in natural silicic glasses (phonolite, dacite, rhyolite) by confocal microRaman spectrometry. Geochimica et Cosmochimica Acta, 70, 2868-2884.

Dobson, P. F., Skogby, H. S., & Rossman, G. R. (1995). Water in boninite glass and coexisting orthopyroxene: concentration and partitioning. Contributions to Mineralogy and Petrology, 118, 414-419.

Duggen, S., Portnyagin, M., Baker, J., Ulfbeck, D., Hoernle, K., Garbe-Schönberg, D., & Grassineau, N. (2007). Drastic shift in lava geochemistry in the volcanic-front to rear-arc region of the Southern Kamchatkan subduction zone: Evidence for the transition from slab surface dehydration to sediment melting. Geochimica et Cosmochimica Acta, 71, 452-480.

E

Eggins, S. M. (1993). Origin and differentiation of picritic arc magmas, Ambae (Aoba), Vanuatu. Contributions to Mineralogy and Petrology 114, 79-100.

Eggler, D. H. (1978). The effect of CO_2 upon partial melting of peridotite in the system Na_2OCaO- Al_2O_3-MgO-SiO_2-CO_2 to 35 kbar, with an analysis of melting in a peridotite-H_2O-CO_2 system. American Journal of Science, 278, 305-343.

Elburg, M., Kamenetsky, V., Nikogosian, I., Foden, J., & Sobolev, A. V. (2006). Coexisting High- and Low-Calcium Melts Identified by Mineral and Melt Inclusion Studies of a Subduction-Influenced Syn-collisional Magma from South Sulawesi, Indonesia. Journal of Petrology, 47, 2433-2462.

Elburg, M. A., Kamenetsky, V. S., Foden, J. D., & Sobolev, A. (2007). The origin of medium-K ankaramitic arc magmas from Lombok (Sunda arc, Indonesia): Mineral and melt inclusion evidence. Chemical Geology, 240, 260-279.

F

Falloon, T. J., Trevor J., & Green, D. H. (1986). Glass inclusions in magnesian olivine phenocrysts from Tonga: evidence for highly refractory parental magmas in the Tongan arc. Earth and Planetary Science Letters, 81, 95-103.

Falloon, T. J., Green, D. H., Hatton, C. J., & Harris, K. L. (1988). Anhydrous partial melting of a fertile and depleted peridotite from 2 to 30 kb and application to basalt petrogenesis. Journal of Petrology, 29, 1257-1282.

Falloon, T. J., Green, D. H., Jacques, A. L., & Hawkins, J. W. (1999). Refractory magmas in back-arc basin settings - experimental constraints on the petrogenesis of a Lau Basin example. Journal of Petrology, 40, 255-277.

Falloon, T. J., Danyushevsky, L. V., & Green, D. H. (2001). Peridotite melting at 1 GPa: reversal experiments on partial melt compositions produced by peridotite-basalt sandwich experiments. Journal of Petrology, 42, 2363-2390.

Faure, F., & Schiano, P. (2005). Experimental investigation of equilibration conditions during forsterite growth and melt inclusion formation. Earth and Planetary Science Letters, 236, 882-898.

Flower, M. F. J. (1971). Evidence for the role of phlogopite in the genesis of alkali basalts. Contributions to Mineralogy and Petrology, 32, 126-137.

Foden, J. D. (1983). The petrology of the calcalkaline lavas of Rindjani volcano, East Sunda arc: a model for island arc petrogenesis. Journal of Petrology, 24, 98-130.

Foden, J. D., & Green, D. H. (1992). Possible role of amphibole in the origin of andesite: some experimental and natural evidence, 109, 479-493.

Forneris, J. F., & Holloway, J. R. (2003). Phase equilibria in subducting basaltic crust: implications for H_2O release from the slab. Earth and Planetary Science Letters, 214, 187-201.

Freer, R., Carpenter, M. A., Long, J. V. P., & Reed, S. J. B. (1982). "Null result" diffusion experiments with diopside: implications for pyroxene equilibria. Earth and Planetary Science Letters, 58, 285-292.

Frey, F. A. (1978). Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis. Earth and Planetary Science Letters, 38, 129-176.

Frey, F. A., Green, D. H., & Roy, S. D. (1978). Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. Journal of Petrology, 19, 463-513.

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

Frost, D. J., & McCammon, C. A. (2008). The redox state of Earth's mantle. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 36, 389-420.

Fujii, T., & Scarfe, C. M. (1985). Composition of liquids coexisting with spinel lherzolite at 10 kbar and the genesis of MORBs. Contributions to Mineralogy and Petrology, 90, 18-28.

G

Gaetani, G. A., & Grove, T. L. (1998). The influence of water on melting of mantle peridotite. Contributions to Mineralogy and Petrology, 131, 323-346.

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

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

Gaetani, G. A., Kent, A. J. R., Grove, T. L., Hutcheon, I. D., & Stolper, E. M. (2003). Mineral/melt partitioning of trace elements during hydrous peridotite partial melting. Contributions to Mineralogy and Petrology, 145, 391-405.

Gagnon, J., Fryer, B. J., Samson, I. M., & Williams-Jones, A. E. (2008). Quantitative analysis of certified reference materials by LA-ICP-MS and without an internal standard. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 23, 1529-1537.

Gardner, J. E., Hilton, M., & Carroll, M. R. (1999). Experimental constraints on degassing of magma: isothermal bubble growth during continuous decompression from high pressure. Earth and Planetary Science Letters, 168, 201-218.

Garrido, C. J., & Bodinier, J. -L. (1999). Diversity of Mafic Rocks in the Ronda Peridotite: Evidence for Pervasive Melt-Rock Reaction during Heating of Subcontinental Lithosphere by Upwelling Asthenosphere. Journal of Petrology, 40, 729-754.

Garrido, C. J., Bodinier, J.-L., Dhuime, B., Bosch, D., Chanefo, I., Bruguier, O., Hussain, S. S., et al. (2007). Origin of the island arc Moho transition zone via melt-rock reaction and its implications for intracrustal differentiation of island arcs: Evidence from the Jijal complex (Kohistan complex, northern Pakistan). Geology, 35, 683-686.

Gee, L. L., & Sack, R. (1988). Experimental petrology of melilite nephelineites. Journal of Petrology, 29, 1233-1255.

Georgiev, S., Marchev, P., Heinrich, C. A., Von Quadt, A., Peytcheva, I., & Manetti, P. (2009). Origin of Nepheline-normative High-K Ankaramites and the Evolution of Eastern Srednogorie Arc in SE Europe. Journal of Petrology, 50, 1899-1933.

Ghiorso, M. C., Hirschmann, M. M., Reiners, P. W., & Kress, V. C. (2002). The pMELTS: A revision of MELTS aimed at improving calculation of phase relations and major element partitioning involved in partial melting of the mantle at pressures up to 3 GPa. Geochemistry Geophysics Geosystems, 3. doi:2001GC000217.

Gill, J. B. (1981). Orogenic andesites and plate tectonics. Minerals and rocks, 16.

Gioncada, A., Clocchiatti, R., Sbrana, A., Bottazzi, P., Massare, D., & Ottolini, L. (1998). A study of melt inclusions at Vulcano (Aeolian Islands, Italy): insights on the primitive magmas and on the volcanic feeding system. Bulletin of Volcanology, 60, 286-306.

Goldstein, S. B., & Luth, R. W. (2006). The importance of cooling regime in the formation of melt inclusions in olivine crystals in haplobasaltic melts. The Canadian Mineralogist, 44, 1543-1555.

Green, D. H., & Ringwood, A. E. (1967). The genesis of basaltic magmas. Contributions to Mineralogy and Petrology, 15, 103-190.

Green, D. H. (1973). Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under water-saturated and water-undersaturated conditions. Earth and Planetary Science Letters, 19, 37-53.

Green, D. H., Schmidt, M. W., & Hibberson, W. O. (2004). Island-arc ankaramites: primitive melts from fluxed refractory lherzolitic mantle. Journal of Petrology, 45, 391-403.

Greene, A. R., DeBari, S. M., Kelemen, P. B., Blusztajn, J., & Clift, P. D. (2006). A Detailed Geochemical Study of Island Arc Crust: the Talkeetna Arc Section, South-Central Alaska. Journal of Petrology, 47, 1051-1093.

Gribble, C. D., & O'Hara, M. J. (1967). Interaction of basic magma with pelitic materials. Nature, 214, 1198-1201.

Grove, T. L., & Baker, M. B. (1984). Phase equilibrium controls on the tholeiitic versus calc-alkaline differentiation trends. Journal of Geophysical Research, 89, 3253-3274.

Grove, Timothy L., Elkins-Tanton, L. T., Parman, S. W., Chatterjee, N., Müntener, O., & Gaetani, G. A. (2003). Fractional crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends. Contributions to Mineralogy and Petrology, 145, 515-533.

Gudfinnsson, G. H., & Presnall, D. C. (2000). Melting behaviour of model lhersolite in the system CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-FeO. Journal of Petrology, 41, 1241-1269.

H

Hall, L. J., Brodie, J., Wood, B. J., & Carroll, M. R. (2004). Iron and water losses from hydrous basalts contained in Au_{80}-Pd_{20} capsules at high pressure and temperature. Mineralogical Magazine, 68, 75-81.

Halliday, A. N., Lee, D. S., Tommasini, S., Davies, G. R., Paslick, C. R., Fitton, J. G., & James, D. E. (1995). Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle. Earth and Planetary Science Letters, 133, 379-395.

Hammouda, T., & Laporte, D. (2000). Ultrafast mantle impregnation by carbonatite melts. Geology, 28, 283-285.

Handley, H. J., Davidson, J. P., Macpherson, C. G., & Stima, J. A. (2008). Untangling differentiation in arc lavas: Constraints from unusual minor and trace element variations at Salak Volcano, Indonesia. Chemical Geology, 255, 360-376.

Hauri, E. H., Gaetani, G. A., & Green, T. H. (2006). Partitioning of water during melting of the Earth's upper mantle at H_2O-undersaturated conditions. Earth and Planetary Science Letters, 248, 715-734.

Herzberg, C., & Zhang, J. (1996). Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: Compositions of magmas in the upper mantle and transition zone. Journal of Geophysical Research, 101, 8271-8295.

Herzberg, C., Raterron, P., & Zhang, J. (2000). New experimental observations on the anhydrous solidus for peridotique KLB-1. Geochemistry Geophysics Geosystems, 1 doi: 1029/2000GC000089.

Himmelberg, B. G. R., & Loney, R. A. (1995). Characteristics and Petrogenesis of Alaskan-Type Ultramafic-Mafic Intrusions, Southeastern Alaska. US Geological Survey Professional Paper 1564.

Hirose, K., & Kushiro, I. (1993). Partial melting of dry peridotite at high pressures: determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond. Earth and Planetary Science letters, 114, 477-489.

Hirose, K., & Kawamoto, T. (1995). Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: The effect of H_2O on the genesis of basaltic magmas. Earth and Planetary Science letters, 133, 463-473.

Hirose, K. (1997). Melting experiments on lherzolite KLB-1 under hydrous conditions and generation of high-magnesian andesitic melts. Geology, 25, 42-44.

Hirschmann, M. M., & Stolper, E. M. (1996). A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the "garnet signature" in MORB. Contributions to Mineralogy and Petrology, 124, 185-208.

Hirschmann, M. M., Baker, M. B., & Stolper, E. (1998). The effect of alkalis on the silica content of mantle-derived melts. Geochimica et Cosmochimica Acta, 62, 883-902.

Hirschmann, M. M., Kogiso, T., Baker, M. B., & Stolper, E. M. (2003). Alkalic magmas generated by partial melting of garnet pyroxenite. Geology, 31, 481-484.

Hirschmann, M. M., & Dasgupta, R. (2007). A modified iterative sandwich method for determination of near-solidus partial melt compositions. I. Theorical Considerations. Contributions to Mineralogy and Petrology, 154, 635-345.

Hoffer, G. (2008). Fusion partielle d'un manteau métasomatisé par un liquide adakitique: Approches géochimiques et expérimentale de la genèse et de l'évolution des magmas de l'arrière-arc équatorien. Thèse, Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand.

Hofmann, A. W., & White, M. W. (1982). Mantle plumes from ancient oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters, 57, 421-436.

Hofmann, A. W. (1988). Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters, 90, 297-314.

Hofmann, A. W. (1997). Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. Nature, 385, 219-229.

Holloway, J. R. (1973). The system pargasite-H_2O-CO_2: a model for melting of a hydrous mineral with a mixed-volatile fluid-I. Experimental results to 8 kbar. Geochimica et Cosmochimica Acta, 37, 651-666.

Holloway, J. R., Pan, V., & Gudmundsson, G. (1992). High-pressure fluid-absent melting experiments in the presence of graphite: oxygen fugacity, ferric/ferrous ratio and dissolved CO_2. European Journal of Mineralogy, 4, 105-114.

Huebner, J. S. (1971). Buffering techniques for hydrostatic systems at elevated pressures. In: Research techniques for high pressures and high temperatures, Ulmer, P. (ed.) Springer, Berlin, 123-177.

I

Ionov, D. A., & Hofmann, A. W. (1995). Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: Implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. Earth and Planetary Science Letters, 131, 341-356.

Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A. (1971). A Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523-548.

Irving, A. J. (1974). Geochemical and high pressure experimental studies of garnet pyroxenite and pyroxene granulites xenoliths from the Delegate Basaltic Pipes, Australia. Journal of Petrology, 15, 1-40.

Irving, A. J., & Green, D. H. (2007). Phase relationships of hydrous alkalic magmas at high pressures: production of nepheline hawaiitic to mugearitic liquids by amphibole-dominated fractional crystallization within the lithospheric mantle. Journal of Petrology, 49, 741-756.

Ishimaru, S., Arai, S., Ishida, Y., Shirasaka, M., & Okrugin, V. M. (2007). Melting and multi-stage metasomatism in the mantle wedge beneath a frontal arc inferred from highly depleted peridotite xenoliths from the Avacha volcano, Southern Kamchatka. Journal of Petrology, 48, 395-433.

J

Jakobsson, S., & Oskarsson, N. (1994). The system C-O in equilibrium with graphite at high pressure and temperature: an experimental study. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58, 9-17.

Jaques, A. L., & Green, D. H. (1979). Determination of liquid compositions in high-pressure melting of peridotite. American Mineralogist, 64, 1312-1321.

Jaques, A. L., & Green, D. H. (1980). Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. Contributions to Mineralogy Petrology, 73, 287-310.

Johannes, W. J., & Bode, B. (1978). Loss of iron to Pt-container in melting experiments with basalts and a method to reduce it. Contributions to Mineralogy and Petrology, 67, 221-225.

Johnson, E. R., Wallace, P. J., Granados, H. D., Manea, V. C., Kent, A. J. R., Bindeman, I. N., & Donegan, C. S. (2009). Subduction-related volatile recycling and magma generation beneath Central Mexico: insights from melt inclusions, oxygen isotopes and geodynamic models. Journal of Petrology, 50, 1729-1764.

Jarosewich, E., Parkes, A. S., & Wiggins, L. B. (1979). Microprobe analyses of four natural glasses and one mineral: an interlaboratory study of precision and accuracy. Smithsonian Contributions to the Earth Sciences, 22, 53-67.

Johnson, K. T. M., & Kushiro, I. (1992). Segregation of high pressure partial melts from peridotite using aggregate of diamond: a new experimental approach. Geophysical Research Letters, 19, 1703-1706.

K

Kamenetsky, V. S., Eggins, S. M., Crawford, A. J., Green, D. H., Gasparon, M., & Falloon, T. J. (1998). Calcic melt inclusions in primitive olivine at 43°N MAR: evidence for melt-rock reaction/melting involving clinopyroxene-rich lithologies during MORB generation. Earth and Planetary Science Letters, 160, 115-132.

Kamenetsky, V. S., Elburg, M., Arculus, R., & Thomas, R. (2006). Magmatic origin of low-Ca olivine in subduction-related magmas: Co-existence of contrasting magmas. Chemical Geology, 233, 346-357.

Kawamoto, T., & Hirose, K. (1994). Au-Pd sample containers for melting experiments on iron and water bearing systems. European Journal of Mineralogy, 6, 381-385.

Kawamoto, T., Hervig, R. L., & Holloway, J. R. (1996). Experimental evidence for a hydrous transition zone in the early Earth's mantle. Earth and Planetary Science Letters, 142, 587-592.

Kawamoto, K. (2004). Hydrous phase stability and partial melt chemistry in H_2O-saturated KLB-1 peridotite up to the uppermost lower mantle conditions. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 143, 387-395.

Kay, S. M., & Kay, R. W. (1985). Role of crystal cumulates and the oceanic crust in the formation of the lower crust of the Aleutian arc. Geology, 13, 461-464.

Kelemen, P. B., Hanghøj, K., & Greene, A. R. (2003). One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. Treatise on Geochemistry, (ed.) Roberta L. Rudnick., 3, 593-659.

Kelley, K. A., & Cottrell, E. (2009). Water and the oxidation state of subduction zone magmas. Science, 325, 605-607.

Kent, A. J. R., & Elliott, T. R. (2002). Melt inclusions from Marianas arc lavas: implications for the composition and formation of island arc magmas. Chemical Geology, 183, 263-286.

Kent, A. J. R., Baker, J. A., & Wiedenbeck, M. (2002). Contamination and melt aggregation processes in continental flood basalts: constraints from melt inclusions in Oligocene basalts from Yemen. Earth and Planetary Science Letters, 202, 577-594.

Kent, A. J. R. (2008). Melt inclusions in basaltic and related volcanic rocks, In: Putirka, K. D. et Tepley III, F. J. (eds.) Minerals, inclusions and volcanic processes. 69, Washington: Mineralogical Society of America, 273-331.

Kogiso, T., Hirose, K., & Takahahshi, E. (1998). Melting experiments on homogeneous mixtures of peridotite and basalt: application to the genesis of ocean island basalts. Earth and Planetary Science Letters, 162, 45-61.

Kogiso, T., & Hirschmann, M. M. (2001). Experimental study of clinopyroxenite partial melting and the origin of ultra-calcic melt inclusions. Contributions to Mineralogy and Petrology, 142, 347-360.

Kogiso, T., Hirschmann, M. M., & Frost, D. J. (2003). High-pressure partial melting of garnet pyroxenite: possible mafic lithologies in the source of ocean island basalts. Earth and Planetary Science Letters, 216, 603-617.

Kogiso, T., Hirschmann, M. M., & Reiners, P. W. (2004). Length scales of mantle heterogeneities and their relationship to ocean island basalt geochemistry. Geochimica et Cosmochimica Acta, 68, 345-360.

Kogiso, T., & Hirschmann, M. M. (2006). Partial melting experiments of bimineralogic eclogite and the role of recycled mafic oceanic crust in the genesis of ocean island basalts. Earth and Planetary Science Letters, 249, 188-199.

Kohlstedt, D. L., & Mackwell, S. J. (1998). Diffusion of hydrogen and intrinsic point defects in olivine. Zeitschrift für Physikalische Chemie, 207, 147-162.

Kohut, E., & Nielsen, R. L. (2004). Melt inclusion formation mechanisms and compositional effects in high-An feldspar and high-Fo olivine in anhydrous mafic silicate liquids. Contributions to Mineralogy and Petrology, 147, 684-704.

Kress, V. C., & Carmichael, I. S. E. (1991). The compressibility of silicate liquids containing Fe_2O_3 and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states. Contributions to Mineralogy and Petrology, 108, 82-92.

Kumar, N., Reisberg, L., & Zindler, A. (1996). A major and trace element and strontium, neodynium, and osmium isotopic study of a thick pyroxenite layer from the Beni

Bousera Ultramafic Complex of northern Morocco. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60, 1429-1444.

Kushiro, I. (1968). Compositions of magmas formed by partial zone melting of the earth's upper mantle. Journal of Geophysical Research, 73, 619-634.

Kushiro, I. (1969). The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures. American Journal of Science, 267A, 269-294.

Kushiro, I., & Yoder, H. S. (1974). Formation of eclogite from garnet lherzolite: liquidus relations in a portion of the system $MgSiO_3$-$CaSiO_3$-Al_2O_3 at high pressures. Carnegie Institution of Washington, Yearbook, 73, 266-269.

Kushiro, I. (1975). On the nature of silicate melt and its significance in magma genesis: regularities in the shift of the liquidus boundaries involving olivine, pyroxene, and silica minerals. American Journal of Science, 411-431.

Kushiro, I. (1996). Partial Melting of a fertile mantle peridotite at high pressures: An experimental study using aggregates of diamond. In: Basu, A. Hart, S.R. (eds.), Earth processes: reading isotopic code. AGU Geophysic Monograph, 95, 109-122.

Kushiro, I., & Walter, M. J. (1998). Mg-Fe partitionning between olivine and mafic-ultramafic melts. Geophysical Research Letters, 25, 2337-2340.

Kushiro, I., & Mysen, B. O. (2002). A possible effect of melt structure on the Mg-Fe^{2+} partitioning between olivine and melt. Geochimica et Cosmochimica Acta, 66, 2267-2272.

L

Lacroix, A. (1916). Sur quelques roches volcaniques mélanocrates des possessions françaises de l'Océan Indien et du Pacifique. Comptes rendus de l'Académie des Sciences, 163, 177-183.

Lambart, S., Laporte, D., & Schiano, P. (2009). An experimental study of pyroxenite partial melts at 1 and 1.5 GPa: Implications for the major-element composition of Mid-Ocean Ridge Basalts. Earth and Planetary Science Letters, 288, 335-347.

Lambart, S., Laporte, D., Provost, A., & Schiano, P. (2012). Fate of Pyroxenite-derived Melts in the Peridotitic Mantle: Thermodynamic and Experimental Constraints. Journal of Petrology, 53, 451-476.

Lambart, S., Laporte, D., & Schiano, P. (2013). Markers of the pyroxenite contribution in the major-element compositions of oceanic basalts: overview of the experimental constraints. Lithos, 160-161, 14-36.

Laporte, C., Briqueu, L., Cluzel, D., & Eissen, J. P. (1998). Isotopic gradient along the New Hebrides arc (Vanuatu, SW Pacific). Collision of the d'Entrecasteaux zone and heterogeneity of mantle sources. Earth and Planetary Science Letters, 326, 101-106.

Laporte, D., Toplis, M. J., Seyler, M., & 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. Contributions to Mineralogy and Petrology, 146, 463-484.

Lassiter, J. , Hauri, E. , Nikogosian, I. , & Barsczus, H. (2002). 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 and Planetary Science Letters, 202, 525-540.

Le Voyer, M., Rose-Koga, E. F., Laubier, M., & Schiano, P. (2008). Petrogenesis of arc lavas from the Rucu Pichincha and Pan de Azucar volcanoes (Ecuadorian arc): Major, trace

element, and boron isotope evidences from olivine-hosted melt inclusions. Geochemistry Geophysics Geosystems, 9, doi:10.1029/2008GC002173.

Le Voyer, M., Rose-Koga, E. F., Shimizu, N., Grove, T. L., & Schiano, P. (2010). Two contrasting H_2O-rich components in primary melt inclusions from Mount Shasta. Journal of Petrology, 51, 1571-1595.

Liu, T. C., & Presnall, D. C. (2000). Liquidus Phase Relations in the System CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2 at 2.0 GPa: Applications to Basalt Fractionation, Eclogites, and Igneous Sapphirine. Journal of Petrology, 41, 3-20.

Longhi, J., Walker, D., & Hays, J. F. (1978). The distribution of Fe and Mg between olivine and lunar basaltic liquids. Geochimica et Cosmochimica Acta, 42, 1545-1558.

Lowenstern J. B. (1995). Applications of silicate-melt inclusions to the study of magmatic volatiles, In: Thompson, J. F. H. (ed.) Magmas, fluids and ore deposits, 71-100.

M

Maaløe, S., Sørensen, I. B., & Hertogen, J. (1986). The trachybasaltic suite of Jan Mayen. Journal of Petrology, 27, 439-466.

MacDonald, G. A. (1968). Composition and origin of Hawaiian lavas. Geological Society of America Memoirs, 116, 477-522.

Malaspina, N., Scambelluri, M., Poli, S., Van Roermund, H. L. M., & Langenhorst, L. (2010). The oxydation state of mantle wedge majoritic garnet websterites metasomatised by C-bearing subduction fluids. Earth and Planetary Science Letters, 298, 417-426.

Mallik, A., & Dasgupta, R. (2012). Reaction between MORB-eclogite derived melts and fertile peridotite and generation of ocean island basalts. Earth and Planetary Science Letters, 329-330, 97-108.

Mangan, M. T., & Sisson, T. (2000). Delayed, disequilibrium degassing in rhyolite magma: Decompression experiments and implications for explosive volcanism, Earth and Planetary Science Letters, 183, 441-455.

Marchev, P., Georgiev, S., Zajacz, Z., Manetti, P., Raicheva, R., Von Quadt, A., & Tommasini, S. (2009). High-K ankaramitic melt inclusions and lavas in the Upper Cretaceous Eastern Srednogorie continental arc, Bulgaria: Implications for the genesis of arc shoshonites. Lithos, 113, 228-245.

Martin, H. (1999). Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. Lithos, 46, 411-429.

Mason, P. R. D., Downes, H., Thirlwall, M. F., Seghedi, I., Szakacs, A., Lowry, D., & Mattey, D. (1996). Crustal assimilation as a major petrogenetic process in the East Carpathian Neogene and Quaternary continental margin arc, Romania. Journal of Petrology, 37, 927-959.

Massare, D., Métrich, N., & Clocchiatti, R. (2002). High-temperature experiments on silicate melt inclusions in olivine at one atmosphere. Inference on temperatures of homogenization and H_2O concentrations. Chemical Geology, 183, 87-98.

McInnes, B. I. A., & Cameron, E. M. (1994). Carbonated, alkaline hybridizing melts from a sub-arc environment: Mantle wedge samples from the Tabar-Lihir-Tanga-Feni arc, Papua New Guinea. Earth and Planetary Science Letters, 122, 125-141.

McInnes, B. I. A., Gregoire, M., Binns, R. A., Herzig, P. M., & Hannington, M. D. (2001). Hydrous metasomatism of oceanic subarc mantle, Lihir, Papua New Guinea: petrology and geochemistry of fluid-metasomatised mantle wedge xenoliths. Earth and Planetary Science Letters, 188, 169-83.

Médard, E. (2004). Genèse de magmas riches en calcium dans les zones de subduction et sous les rides médio-océaniques: approche expérimentale. Thèse, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.

Médard, E., Schmidt, M. W., & Schiano, P. (2004) Liquidus surfaces of ultracalcic primitive melts: formation conditions and sources. Contributions to Mineralogy and Petrology, 148, 201-215.

Médard, E., Schmidt, M. W., Schiano, P., & Ottolini, L. (2006). Melting of amphibole-bearing wehrlites: an experimental study on the origin of ultra-calcic nepheline-normative melts. Journal of Petrology, 47, 481-504.

Mercier, M., Di Muro, A., Giordano, D., Métrich, N., Lesne, P., Pichavant, M., Scaillet, B., Clocchiatti, R., & Montagnac, G. (2009). Influence of glass polymerisation and oxidation on micro-Raman water analysis in alumino-silicate glasses. Geochimica et Cosmochimica Acta, 3, 197-217.

Merrill, R. B., & Wyllie, P. J. (1973). Absorption of iron by platinium capsules in high pressure rock melting experiments. American Mineralogist, 58, 16-20.

Métrich, N., & Clocchiatti, R. (1996). Sulfur abundance and its speciation in oxidized alkaline melts. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60, 4151-4160.

Métrich, N., Schiano, P., Clocchiatti, R., & Maury, R. (1999). Transfer of sulfur in subduction settings: an example from Batan Island (Luzon volcanic arc, Philippines). Earth and Planetary Science letters, 167, 1-14.

Métrich, N., & Wallace, P. J. (2008). Volatile abundances in basaltic magmas and their degassing paths tracked by melt inclusions. Review in Mineralogy and Geochemistry, 69, 363-402.

Milholland, C. S., & Presnall, D. C. (1998). Liquidus phase relations in the CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2 system at 3.0 GPa: The aluminous pyroxene thermal divide and high-pressure fractionation of picritic and komatiitic magmas. Journal of Petrology, 39, 3-27.

Miller, D. J., & Christensen, N. L. (1994). Seismic signature and geochemistry of an island arc: A multidisciplinary study of the Kohistan accreted terrane, northern Pakistan. Journal of Geophysical Research, 99, 11,623.

Mironov, N. L., Portnyagin, M. V, Pletchov, P. Y., & Khubunaya, S. A. (2001). Final Stages of Magma Evolution in Klyuchevskoy Volcano , Kamchatka: Evidence from Melt Inclusions in Minerals of High-Alumina Basalts. Petrology, 9, 46-62.

Monzier, M., Robin, C., Eissen, J. P., & Cotton, J. (1997). Geochemistry vs seismo-tectonics along the volcanic New Hebrides Central Chain (Southwest Pacific). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 78, 1-29.

Müntener, O., Kelemen, P. B., & Grove, T. L. (2001). The role of H_2O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenite: an experimental study. Contributions to Mineralogy and Petrology, 141, 643-658.

Mysen, B. O., & Boettcher, A. L. (1975). Melting of a hydrous mantle: II. Geochemistry of crystals and liquids formed by anatexis of mantle peridotite at high pressures abd high temperatures as a function of controlled activities of water, hydrogen and carbon dioxide. Journal of Petrology, 16, 549-593.

N

Nakamura, M., & Shimakita, S. (1998). Dissolution origin and syn-entrapment compositional change of melt inclusion in plagioclase. Earth and Planetary Science Letters, 161, 119-133.

Newman, S., Stolper, E. M., & Epstein, S. (1986). Measurement of water in rhyolitic glasses : Calibration of an infrared spectroscopic technique. American Mineralogist, 71, 1527-1541.

Nicholls, I. A., & Ringwood, A. E. (1972). Production of silica-saturated tholeiitic magmas in island arcs. Earth and Planetary Science Letters, 17, 243-246.

Nicholls, I. A., & Ringwood, A. E. (1973). Effect of Water on Olivine Stability in Tholeiites and the Production of Silica-Saturated Magmas in the Island-Arc Environment. The Journal of Geology, 81, 285-300.

Niida, K., & Green, D. H. (1999). Stability and chemical composition of pargasitic amphibole in MORB pyrolite under upper mantle conditions. Contributions to Mineralogy and Petrology, 135, 18-40.

O

O'Hara, M. J., & Yoder, H. S. (1967). Formation and fractionation of basic magmas at high pressures. Scottish Journal of Geology, 3, 67-117.

O'Hara, M. J. (1968). The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural system on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. Earth-Science Reviews, 4, 69-133.

O'Hara, M. J. (1972). Data reduction and projection schemes for complex compositions, In: Progress in experimental petrology. third progress report of research supported by NERC, Edinburgh: NERC (ed.), 103-126.

O'Neill, H. S. C. (1987). Quartz-fayalite-iron and quartz-fayalite-magnetite equilibria and the free energy of formation of fayalite (Fe_2SiO_4) and magnetite (Fe_3O_4). American Mineralogist, 72, 67-75.

O'Neill, H. S. C., & Pownceby, M. I. (1993). Thermodynamic data from redox reactions at high temperatures. I. An experimental and theoretical assessment of the electrochemical method using stabilized zirconia electrolytes, with revised values for the Fe-"FeO", Co-CoO, Ni-NiO, Cu-Cu_2O oxygen buffers, and new data for the W-WO_2 buffer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 114, 296-314.

Osborn, E. F. (1959). Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. American Journal of Science, 257, 609-647.

P

Parkinson, I. J., & Pearce, J. A. (1998). Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for Mantle Melting and Melt-Mantle Interaction in a Supra-Subduction Zone Setting. Journal of Petrology, 39, 1577-1618.

Parkinson, I. J., & Arculus, R. J. (1999). The redox state of subduction zones: insights from arc-peridotites. Chemical Geology, 160, 409-423.

Parkinson, I. J., Arculus, R. J., & Eggins, S. M. (2003). Peridotite xenoliths from Grenada, Lesser Antilles Island Arc. Contributions to Mineralogy Petrology, 146, 241-62.

Parlak, O., Höck, V., & Delaloye, M. (2002). The supra-subduction zone Pozanti-Karsanti ophiolite, southern Turkey: evidence for high-pressure crystal fractionation of ultramafic cumulates. Lithos, 65, 205-224.

Pawley, A. R., & Holloway, J. R. (1993). Water sources for subduction zone volcanism: new experimental constraints. Science, 30, 664-667.

Peacock, S. M., Rushmer, T., & Thompson, A. B. (1994). Partial melting of subducting oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters, 121, 227-244.

Pearce, J. A., & Peate, D. W. (1995). Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 23, 251-285.

Peate, D. W., Pearce, J. A., Hawkesworth, C. J., Colley, H., Edwards, C. M. H., & Hirose, K. (1997). Geochemical Variations in Vanuatu Arc Lavas: the Role of Subducted Material and a Variable Mantle Wedge Composition. Journal of Petrology, 38, 1331-1358.

Pertermann, M., & Hirschmann, M. M. (2003). Partial melting experiments on a MORB-like pyroxenite between 2 and 3 GPa: Constraints on the presence of pyroxenite in basalt source regions from solidus location and melting rate. Journal of Geophysical Research, 108, doi: 10.1029/2000JB000118.

Pichavant, M., Mysen, B. O., & Macdonald, R. (2002). Source and H_2O content of high-MgO magmas in island arc settings: An experimental study of a primitive calc-alkaline basalt from St. Vincent, Lesser Antilles arc. Geochimica et Cosmochimica Acta, 66, 2193-2209.

Pickering-Witter, J., & Johnston, A. D. (2000). The effects of variable bulk composition on the melting systematics of fertile peridotitic assemblages. Contributions to Mineralogy and Petrology, 140, 190-211.

Pilet, S., Hernandez, J., Sylvester, P., & Poujol, M. (2005). The metasomatic alternative for ocean island basalt chemical heterogeneity. Earth and Planetary Science Letters, 236, 148-166.

Pilet, S., Baker, M. B., & Stolper, E. M. (2008). Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas. Science, 320, 916-919.

Pilet, S., Ulmer, P., & Villiger, S. (2010). Liquid line of descent of a basanitic liquid at 1.5 Gpa: constraints on the formation of metasomatic veins. Contributions to Mineralogy and Petrology, 159, 621-643.

Pilet, S., Baker, M. B., Müntener, O., & Stolper, E. M. (2011). Monte Carlo simulations of metasomatic enrichment in the lithosphere and implications for the source of alkaline basalts. Journal of Petrology, 52, 1415-1442.

Plank, T., & Langmuir, C. H. (1988). An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts. Earth and Planetary Science Letters, 90, 349-370.

Portnyagin, M., Hoernle, K., Plechov, P., Mironov, N., & Khubunaya, S. (2007). Constraints on mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H_2O, S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc. Earth and Planetary Science Letters, 255, 53-69.

Portnyagin, M., Almeev, R., Matveev, S., & Holtz, F. (2008). Experimental evidence for rapid water exchange between melt inclusions in olivine and host magma. Earth and Planetary Science Letters, 272, 541-552.

Presnall, D. C, Dixon, J. R., & Donnellf, T. H. O. (1979). Generation of Mid-ocean Ridge Tholeiites, 20, 3-35.

Presnall, D. C., Dixon, S. A., Dixon, R. J., O'Donnell, T. H., Brenner, N. L., Schrock, R. L., & Dycus, D. W. (1978). Liquidus phase relations on the join diopside-forsterite-anorthite

From 1 atm to 20 kbar. Their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma. Contributions to Mineralogy and Petrology, 66, 203-220.

Presnall, D.C., Gudfinnsson, G. H., & Walter, M. J. (2002). Generation of mid-ocean ridge basalts at pressures from 1 to 7 GPa. Geochimica et Cosmochimica Acta, 66, 2073-2090.

Price, R. C., Johnson, L. E., & Crawford, A. J. (1990). Basalts of the North Fiji basin: the generation of back arc basin magmas by mixing of depleted and enriched mantle sources. Contributions to Mineralogy and Petrology, 105, 106-121.

Prowatke, S., & Klemme, S. (2006). Trace element partitioning between apatite and silicate melts. Geochimica et Cosmochimica Acta, 70, 4513-4527.

Prytulak, J., & Elliott, T. (2007). TiO_2 enrichment in ocean island basalts. Earth and Planetary Science Letters, 263, 388-403.

R

Raos, A. M., & Crawford, A. J. (2004). Basalts from the Efate Island Group, central section of the Vanuatu arc, SW Pacific: geochemistry and petrogenesis. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 134, 35-56.

Reubi, O., & Blundy, J. (2008). Assimilation of plutonic roots, formation of High-K "Exotic" melt inclusions and genesis of andesitic magmas at volcan de Colima, Mexico. Journal of Petrology, 49, 2221-2243.

Reubi, O., Bourdona, B., Dungan, M. A., Koornneef, J. M., Sellés, D., Langmuir, C. H., & Aciego, S. (2011). Assimilation of the plutonic roots of the Andean arc controls variations in U-series disequilibria at Volcan Llaima, Chile. Earth and Planetary Science Letters, 303, 37-47.

Richard, M. (1986). Géologie et Pétrologie d'un jalon de l'arc Taïwan-Luzon: l'île de Batan (Philippines).Thèse, Université de Bretagne Occidentale.

Robin, C., Eissen, J. P., & Monzier, M. (1993). Giant tuff cone and 12 km wide associate caldera at Ambrym volcano (Vanuatu, New Hebrides arc). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 55, 225-238.

Robinson, J. A. C., Wood, B. J., & Blundy, J. D. (1998). The beginning of melting of fertile and depleted peridotite at 1.5 GPa. Earth and Planetary Science Letters, 155, 97-111.

Roeder, P. L., & Emslie, R. F. (1970). Olivine-liquid equilibrium. Contributions to Mineralogy and Petrology, 23: 275-289.

Roedder, E. (1979). Origin and significance of magmatic inclusions. Bulletin Minéralogique, 102, 487-510.

Roedder, E. (1984). Fluid inclusions, Michigan: Mineralogical Society of America, 644.

Rowe, M. C., Kent A. J. R., & Nielsen R. L. (2009). Subduction influence on oxygen fugacity and trace and volatile elements in basalts across the Cascade Volcanic Arc. Journal of Petrology, 50, 61-91.

Ruscitto, D. M., Wallace, P. J., Cooper, L. B., & Plank, T. (2012). Global variations in H_2O/Ce: 2. Relationships to arc magma geochemistry and volatile fluxes. Geochemistry Geophysics Geosystems, 13. doi:10.1029/2011GC003887.

S

Saal, A. E., Hart, S. R., Shimizu, N., Hauri, E. H., & Layne, G. D. (1998). Pb isotopic variability in melt inclusions from oceanic island basalts, Polynesia. Science, 282, 1481-1484.

Saal, A. E., Hart, S. R., Shimizu, N., Hauri, E. H., Layne, G. D., & Eiler, J. M. (2005). Pb isotopic variability in melt inclusions from the EMI-EMII-HIMU mantle end-members and the role of the oceanic lithosphere. Earth and Planetary Science Letters, 240, 605-620.

Sack, R. O., Carmichael, I. S. E., Rivers, M., & Ghiorso, M. S. (1980). Ferric-ferrous equilibria in natural silicate liquids at 1 bar. Contributions to Mineralogy and Petrology, 75, 369-376.

Salters, V. J. M., & Dick, H. J. B. (2002). Mineralogy of the mid-ocean-ridge basalt source from neodymium isotopic composition of abyssal peridotites. Nature, 418, 68-72.

Schiano, P., Clocchiatti, R., Shimizu, N., Weis, D., & Mattielli, N. (1994). Cogenetic silica-rich and carbonate-rich melts trapped in mantle minerals in Kerguelen ultramafic xenoliths: Implications for metasomatism in the oceanic upper mantle. Earth and Planetary Science Letters, 123, 167-178.

Schiano, P., Birck, J. -L., & Allègre, C. J. (1997). Osmium-strontium-neodymium-lead isotopic covariations in mid-ocean ridge basalt glasses and the heterogeneity of the upper mantle. Earth and Planetary Science Letters, 150, 363-379.

Schiano, P., Eiler, J. M., Hutcheon, I. D., & Stolper, E. M. (2000). Primitive CaO-rich, silica-undersaturated melts in island arc: Evidence for the involvement of clinopyroxene-rich lithologies in the petrogenesis of arc magmas. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 1, 1999GC000032.

Schiano, P. (2003). Primitive mantle magmas recorded as silicate melt inclusions in igneous minerals. Earth and Planetary Science Letters, 63, 121-144.

Schmidt, M. W., & Poli, S. (1998). Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. Earth and Planetary Science Letters, 163, 361-379.

Schmidt, M. W., Green, D. H., & Hibberson, W. O. (2004). Ultra-calcic magmas generated from Ca-depleted mantle: an experimental study on the origin of ankaramites. Journal of Petrology, 45, 531-554.

Schuth, S., Rohrbach, A., Münker, C., Ballhaus, C., Garbe-Schönberg, D., & Qopoto, C. (2004). Geochemical constraints on the petrogenesis of arc picrites and basalts, New Georgia Group, Solomon Islands. Contributions to Mineralogy and Petrology, 148, 288-304.

Schwab, B. E., & Johnston, A. D. (2001). Melting systematics of modally variable, compositionally intermediate peridotites and the effect of mineral fertility. Journal of Petrology, 42, 1789-1811.

Shaw, D. M. (1970). Trace element fractionation during anatexis. Geochimica et Cosmochimica Acta, 34, 237-243.

Smith, D. J., Petterson, M. G., Saunders, A. D., Millar, I. L., Jenkin, G. R. T., Toba, T., Naden, J., et al. (2009). The petrogenesis of sodic island arc magmas at Savo volcano, Solomon Islands. Contributions to Mineralogy and Petrology, 158, 785-801.

Sobolev, V. S., & Kostyuk, V. P. (1975). Magmatic crystallization based out on a study of melt inclusions. Fluid Inclusions Research 9, 189-253.

Sobolev, A. V., Danyushevsky L. V. (1994). Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas. Journal of Petrology, 35, 1183-1213.

Sobolev, A. V., Dmitriev, L. V., Barsukov, V. L., Nevsorov, V. N., & Slutsky, A. B. (1980). The formation conditions of high magnesium olivines from the monomineral fraction of Luna-24 regolith. 11th Lunar and Planetary Science Conference.

Sobolev, A. V. (1996). Melt inclusions in minerals as a source of principle petrological information. Petrology, 4, 209-220.

Sobolev, A. V., & Chaussidon, M. (1996). H_2O concentrations in primary melts from supra-subduction zones and mid-ocean ridges: Implications for H_2O storage and recycling in the mantle, Earth and Planetary Science Letters, 137, 45-55.

Sobolev, A. V., Hofmann, A. W., Sobolev, S. V, & Nikogosian, I. K. (2005). An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. Nature, 434, 590-7.

Sobolev, A. V., Hofmann, A. W., Kuzmin, D. V., Yaxley, G. M., Arndt, N. T., Chung, S.-L., Danyushevsky, L. V., et al. (2007). The Amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-Derived Melts. Science, 316, 412-417.

Sorbadere, F., Schiano, P., Métrich, N., & Garaebiti, E. (2011). Insights into the origin of primitive silica-undersaturated arc magmas of Aoba volcano (Vanuatu arc). Contributions to Mineralogy and Petrology, 162, 995-1009.

Sorbadere, F., Schiano, P., & Métrich, N. (2013). Constraints on the origin of nepheline-normative magmas in island arcs inferred from olivine-hosted melt inclusion compositions. Journal of Petrology, 54, 215-233.

Spandler, C., O'Neill, H. S. C., & Kamenetsky, V. S. (2007). Survival times of anomalous melt inclusions from element diffusion in olivine and chromite. Nature, 447, 303-306.

Spandler, C., Yaxley, G., Green, D. H., & Rosenthal, A. (2008). Phase Relations and Melting of Anhydrous K-bearing Eclogite from 1200 to 1600°C and 3 to 5 GPa. Journal of Petrology, 49, 771-795.

Stolper, E. (1980). A phase diagram for mid-ocean ridge basalts: Preliminary results and implications for petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology, 74, 13-27.

Stormer, J. C. (1983). The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides. American Mineralogist, 68, 586-594.

Streckeisen, A. (1973). Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Geotimes, 18, 26-30.

T

Takahashi, E. (1986). Melting of dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa: Implications on the origin of peridotitic upper mantle. Journal of Geophysical Research, 91, 9367-9382.

Takahashi, E., Shimazaki, T., Tsuzaki, Y., & Yoshida, H. (1993). Melting study of a peridotite KLB-1 to 6.5 GPa, and the origin of basaltic magmas. Philosophical transactions of the royal society, 342, 105-120.

Tatsumi, Y. (1986). Formation of the volcanic front in subduction zones. Geophysical Research Letters, 13, 717.

Tatsumi, Y., Hamilton, D. L., & Nesbitt, R. W. (1986). Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high-pressure experiments and natural rocks. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 29, 293-309.

Tatsumi, Y. (1989). Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. Journal of Geophysical Research, 94, 4697.

Thibault, Y., Edgar, A. D., & Lloyd, F. E. (1992). Experimental investigation of melts from a carbonated phlogopite lherzolite: implications for metasomatism in the continental lithospheric mantle. American Mineralogist, 77, 784-794.

Thirlwall, M. F., Graham, A. M., Arculus, R. J., Harmon, R. S., & Macpherson, C. G. (1996). Resolution of the effects of crustal assimilation, sediment subduction, and fluid transport in island arc magmas: Pb-Sr-Nd-O isotope geochemistry of Grenada, Lesser Antilles. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60, 4785-4810.

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. Contributions to Mineralogy and Petrology, 149, 22-39.

Turner, S., Foden, J., George, R., Evans, P., Varne, R., Elburg, M., & Jenner, G. (2003). Rates and processes of potassic magma evolution beneath Sangeang Api Volcano , East Sunda arc , Indonesia, 44, 491-515.

Tuttle, O. F., & Bowen, N. L. (1958). Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O. Geological Society of America Memoirs, 74.

U

Ulmer, P. (1989). The dependence of the Fe^{2+}-Mg cation-partitioning between olivine and basaltic liquid on pressure, temperature and composition; an experimental study to 30 kbars. Contributions to Mineralogy and Petrology, 101, 261-273.

Ulmer, P. (2001). Partial melting in the mantle wedge - the role of H_2O in the genesis of mantle-derived “arc-related” magmas. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 127, 215-232.

W

Wallace, M. E., & Green, D. H. (1988). An experimental determination of primary carbonatite magma composition. Nature, 335, 343-346.

Wallace, P. J. (2005). Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 140, 217-240.

Walker, D., Shibata, T., & DeLong, S. (1979). Abyssal tholeiites from the Oceanographer Fracture Zone. Contributions to Mineralogy and Petrology, 70, 111-125.

Walter, M. J. (1998). Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. Journal of Petrology, 39, 29-60.

Wasylenki, L. E., Baker, M. B., Kent, A. J. R., & Stolper, E. M. (2003). Near-solidus melting of the shallow upper mantle: Partial melting experiments on depleted peridotite. Journal of Petrology, 44, 1163-1191.

Watson, E. B. (1976). Glass inclusions as samples of early magmatic liquid: determinative method and application to a South Atlantic basalt. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1, 73- 84.

Watson, E., Wark, D., Price, J., & Van Orman, J. (2002). Mapping the thermal structure of solid-media pressure assemblies. Contributions to Mineralogy and Petrology, 142, 640-652.

Wendlandt, R. F., & Mysen, B. O. (1980). Melting phase relations of natural peridotite + CO_2 as a function of degree of partial melting at 15 and 30 kbar. American Mineralogist, 65, 37-44.

White, W. M. (1985). Sources of oceanic basalts: radiogenic isotopic evidence. Geology, 13: 115-118.

Wiens, D. A., Kelley, K. A. & Plank, T. (2006). Mantle temperature variations beneath back-arc spreading centers inferred from seismology, petrology, and bathymetry. Earth and Planetary Science Letters, 248, 30-42.

Wilkinson, G., & Stolz, J. (1997). Subcalcic clinopyroxenites and associated ultramafic xenoliths in alkali basalt near Glen Innes, northeastern New South Wales, Australia. Contributions to Mineralogy and Petrology, 127, 272-290.

Wilson, M. (1989). lgneous Petrogenesis, a global tectonic approach.

Wood, D. A. (1979). A variably veined suboceanic upper mantle-genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence. Geology, 7, 499-503.

Wood, B., & Virgo, D. (1989). Upper mantle oxidation state: Ferric iron contents of lherzolite spinels by ^{57} Fe Mössbauer spectroscopy and resultant oxygen fugacities. Geochimica et Cosmochimica Acta, 53, 1277-1291.

Wyllie, P. J. (ed.) (1967). Ultramafic and related rocks. John Wiley, New York.

Wyllie, P. J., & Sekine, T. (1982). The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. Contributions to Mineralogy and Petrology, 79, 375-380.

X

Xu, Y. (2002). Evidence for crustal components in the mantle and constraints on crustal recycling mechanisms: pyroxenite xenoliths from Hannuoba, North China. Chemical Geology, 182, 301-322.

Y

Yaxley, G. M., & Brey, G. P. (2004). Phase relations of carbonate-bearing eclogite assemblages from 2.5 to 5.5 GPa: implications for petrogenesis of carbonatites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 146, 606-619.

Yoder, H. S. (1964). Genesis of principal basalt magmas. Carnegie Institution. Washington Year Book, 63, 97-101.

Z

Zack, T., Foley, S. F., & Jenner, G. A. (1997). A consistent partition coefficient set for clinopyroxene, amphibole and garnet from laser ablation microprobe analysis of garnet pyroxenites from Kahanui, New Zealand. Neues Jahrbush für Mineralogie, 172, 23-41.

Zamora, D. (2000). Fusion partielle de la croûte océanique subductée : approche expérimentale et géochimique. Thèse, Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand.

Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., & Vannucci, R. (1999). The Finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism. Contributions to Mineralogy and Petrology, 134, 107-122.

Zhang, Y., & Stolper E. M. (1991). Water diffusion in basaltic melt. Nature, 351, 306-309.

Zhang, J., & Herzberg, C. (1994). Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1 from 5.0 to 22.5 GPa. Journal of Geophysical Research, 99, 17,729-717,742.

Zindler, A., Staudigel, H., & Batiza, R. (1984). Isotope and trace element geochemistry of young Pacific seamounts: implications for the scale of upper mantle heterogeneity. Earth and Planetary Science Letters, 70, 175-95.

Zindler, A., & Hart, S. R. (1986). Chemical geodynamics. Annual Review of Earth and Planetary SciencesEarth and Planetary Science Letters, 14, 493-571.

Annexes

Table A: Compositions des inclusions et olivines hôtes évoluées

Compositions en éléments majeurs (pds%) et volatils (ppm) des inclusions magmatiques (non corrigées de la cristallisation d'olivine aux parois) et des olivines hôtes évoluées (olivine hôte Fo < 88) pour les différents arcs étudiés.

Table B: Compositions des spinelles des échantillons d'arc

Composition en éléments majeurs des spinelles (pds%) utilisées pour le calcul du rapport Fe^{3+}/FeO_{tot} des inclusions magmatiques (Stormer, 1983) des différents arcs étudiés.

Table C: Compositions des phases (pds%) dans les expériences de fusion partielle réalisées à 1 GPa

- **Table C1** : Compositions des verres
- **Table C2** : Compositions des olivines
- **Table C3** : Compositions des clinopyroxènes
- **Table C4** : Compositions des orthopyroxènes
- **Table C5** : Compositions des spinelles
- **Table C6** : Compositions des phlogopites et amphiboles dans l'expérience OCA2-1150
- **Table C7** : Compositions des phases à la base de la capsule expérimentale pour différentes expériences

Table D: Compositions des capsules expérimentales à proximité du verre

Concentrations moyennes en Au, Pb, Fe, Si, des capsules expérimentales (pds%) mesurées à proximité du verre.

Table E: Résultats de la modélisation pMELTS

Résultats de la modélisation pMELTS à 1 GPa: Proportions des phases et compositions des liquides (pds%) issus de KLB-1 + 0,2 pds% H_2O (Hirose et Kawamoto, 1995), OCA2 (Médard et al., 2006), et d'une source mixte composée de 25, 50, 75 % de OCA2 mélangé à KLB-1.

Notes :

[1] Mg# = 100*(Mg/(Mg+Fe^{2+}) ; Cr# = 100*(Cr/(Cr+Al)

[2] Normes CPIW: Ne = néphéline, Qz = quartz, Hy = hypersthène, Ol = olivine

[3] Coefficient de répartition Mg-Fe^{2+} entre l'inclusion et l'olivine hôte calculé par la relation :

$$K d_{Ol-Liq}^{Mg-Fe} = \frac{X_{Liq}^{Mg} / X_{Ol}^{Mg}}{X_{Liq}^{Fe^{2+}} / X_{Ol}^{Fe^{2+}}}$$

Table A: Compositions des inclusions et olivines hôtes évoluées

	Inclusions magmatiques															Olivines hôtes						
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO tot	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Total	F	Cl	S	Kd[3]	Mg#[1]	SiO_2	MgO	FeO	MnO	CaO	Total
Alicudi (Arc Eolien)																						
Ali1-1	53,64	0,94	16,47	9,36	0,19	4,01	8,25	3,45	1,90	0,46	98,68	500	2132	271	0,26	77,10	38,65	39,67	21,01	0,32	0,21	99,87
Ali1-3	51,75	0,80	17,02	10,33	0,22	3,66	10,67	3,07	1,41	0,35	99,27				0,22	77,10	38,65	39,67	21,01	0,32	0,21	99,87
Ali1-2	54,35	1,00	16,54	8,24	0,12	3,91	7,96	3,36	1,89	0,47	97,84	494	2205	231	0,29	77,10	38,65	39,67	21,01	0,32	0,21	99,87
Ali2	52,25	0,93	18,34	8,59	0,16	2,73	9,60	3,60	1,47	0,36	98,04	695	2249	957	0,19	77,77	38,83	39,91	20,33	0,32	0,22	99,61
Ali3	47,24	0,73	20,18	8,48	0,23	5,53	11,55	3,07	1,02	0,22	98,26	379	2568	1080	0,27	83,26	39,79	44,09	15,80	0,26	0,19	100,13
Ali4	52,74	0,78	17,16	7,48	0,20	4,73	9,23	3,11	1,81	0,33	97,57	476	1969	241	0,27	82,74	39,72	43,56	16,20	0,28	0,22	99,99
Ali5	54,24	0,73	16,56	9,32	0,18	4,10	8,79	3,04	1,89	0,33	99,18	705	1788	348	0,27	77,07	39,26	40,07	21,26	0,35	0,23	101,17
Ali6-1	53,65	0,79	16,73	9,01	0,20	4,07	8,60	3,41	1,70	0,47	98,63	573	1780	223	0,26	78,11	39,00	40,28	20,12	0,37	0,22	99,99
Ali6-2	52,47	1,05	16,91	9,68	0,13	3,52	10,31	2,41	1,11	0,37	97,95	878	2418	818	0,21	78,11	39,00	40,28	20,12	0,37	0,22	99,99
Ali7	49,08	0,81	16,77	10,37	0,28	5,09	10,85	2,63	1,08	0,44	97,41	889	1410	1050	0,29	78,00	38,76	40,58	20,41	0,38	0,26	100,39
Ali8-1	50,50	0,79	16,70	10,37	0,23	4,83	9,92	2,82	1,34	0,35	97,84	804	1780	686	0,29	76,96	38,78	39,62	21,15	0,33	0,26	100,14
Ali8-2	49,00	0,95	16,28	11,32	0,20	5,43	11,13	2,40	0,74	0,66	98,09	743	1947	1239	0,30	76,96	38,78	39,62	21,15	0,33	0,26	100,14
Ali9-1	53,03	0,88	16,80	9,03	0,18	4,00	8,25	3,35	1,76	0,48	97,75	551	2024	429	0,27	77,51	38,84	39,79	20,58	0,41	0,20	99,82
Ali9-2	53,98	1,03	16,56	8,95	0,17	3,62	7,90	3,20	1,93	0,57	97,91	577	2202	253	0,24	77,51	38,84	39,79	20,58	0,41	0,20	99,82
Ali11	49,35	0,82	18,60	8,73	0,17	4,99	10,28	3,07	1,43	0,50	97,93	458	1849	453	0,26	81,77	39,72	42,65	16,95	0,30	0,19	99,82
Ali13	47,93	0,62	15,57	9,00	0,24	6,23	15,39	1,75	0,66	0,17	97,55	363	1517	840	0,27	84,35	40,83	45,37	15,00	0,25	0,31	101,77
Ali14	50,02	0,88	18,37	7,06	0,07	5,64	13,21	2,53	1,17	0,36	99,32	867	1544	896	0,27	85,94	40,61	46,29	13,50	0,24	0,28	100,92
Ali15-1	53,14	0,91	16,68	8,85	0,27	4,54	8,70	3,23	1,71	0,40	98,42	646	2146	356	0,29	78,73	39,70	41,47	19,97	0,35	0,23	101,72
Ali15-2	53,21	0,85	16,69	9,05	0,18	4,61	8,67	3,23	1,72	0,44	98,65	1135	2188	876	0,29	78,73	39,70	41,47	19,97	0,35	0,23	101,72
Ali17	53,12	0,88	16,58	8,81	0,18	4,54	8,68	3,12	1,65	0,32	97,87	613	1736	482	0,30	78,09	38,99	40,38	20,20	0,41	0,21	100,19
Ali18	50,66	0,75	17,19	8,86	0,21	5,07	11,13	2,75	1,30	0,23	98,16	601	1691	887	0,28	80,67	39,54	42,32	18,07	0,21	0,25	100,40
Ali19-1	55,68	1,11	16,16	7,74	0,10	3,43	7,55	3,45	2,04	0,48	97,74	609	1649	180	0,25	78,41	38,84	40,31	19,78	0,29	0,25	99,48
Ali20-1	54,83	1,04	16,47	8,61	0,08	4,06	7,34	3,51	2,16	0,49	98,60	518	2205	262	0,28	77,91	39,17	40,08	20,25	0,28	0,22	100,01
Ali22	51,91	0,79	17,24	9,35	0,06	4,65	9,08	3,49	1,60	0,36	98,53	727	2084	520	0,27	79,53	39,62	41,47	19,03	0,35	0,22	100,68
Ali24	49,37	0,73	17,55	7,76	0,20	5,70	13,11	2,33	0,99	0,21	97,96	n.d.	1526	707	0,26	85,38	40,27	44,83	13,68	0,30	0,26	99,35
Ali25	50,30	0,54	18,02	10,11	0,23	4,90	10,54	2,90	0,96	0,26	98,77	596	1531	1001	0,26	79,17	39,26	40,91	19,19	0,34	0,22	99,90
Ali26	47,97	0,96	18,61	8,22	0,19	5,03	14,46	2,24	0,56	0,44	98,68	569	1825	1253	0,22	85,16	40,25	44,87	13,94	0,31	0,25	99,63
Ali27	52,18	1,00	16,86	9,20	0,21	4,21	7,89	3,62	1,83	0,34	97,33	695	2448	440	0,29	76,74	38,42	39,06	21,11	0,34	0,21	99,14
Ali28	53,13	1,00	16,59	8,94	0,20	4,19	8,02	3,56	1,87	0,39	97,90	562	1829	277	0,28	77,51	38,88	39,63	20,50	0,45	0,21	99,67
Ali31-1	52,71	0,77	16,63	9,38	0,20	4,48	8,30	3,08	1,72	0,29	97,57	661	1822	413	0,27	78,77	39,50	40,85	19,63	0,43	0,23	100,64
Ali31-2	52,76	0,77	16,76	8,94	0,19	4,50	8,79	3,07	1,65	0,37	97,79				0,28	78,77	39,50	40,85	19,63	0,43	0,23	100,64
Ali32-1	52,74	0,89	16,69	9,75	0,24	4,38	7,92	3,32	1,80	0,35	98,08	672	2025	523	0,27	77,43	38,84	39,89	20,73	0,39	0,21	100,06
Ali32-2	54,00	0,89	16,10	8,88	0,16	4,03	8,02	3,32	1,74	0,38	97,51				0,27	77,43	38,84	39,89	20,73	0,39	0,21	100,06
Ali33	53,80	0,88	16,23	9,46	0,13	4,04	8,66	3,08	1,59	0,57	98,45	717	1748	388	0,25	77,77	39,60	40,68	20,73	0,34	0,21	101,56
Ali34	48,72	0,72	16,53	10,25	0,19	5,40	12,29	1,81	0,75	0,19	96,85	760	1567	930	0,26	81,04	39,62	42,68	17,80	0,19	0,25	100,56
Ali35-1	50,66	0,61	18,99	9,48	0,17	3,42	10,61	3,34	0,92	0,26	98,47	858	923	177	0,21	77,78	38,66	39,49	20,11	0,38	0,21	98,85
Ali35-2	55,09	1,04	17,02	7,60	0,20	2,74	7,77	3,97	2,11	0,42	97,97	553	2354	321	0,21	77,78	38,66	39,49	20,11	0,38	0,21	98,85
Ali36	51,24	0,76	17,08	8,62	0,16	5,02	9,85	2,87	1,81	0,43	97,85	643	2054	445	0,30	79,99	39,10	41,45	18,48	0,24	0,23	99,50
Ali37	49,02	0,64	17,66	7,98	0,14	5,97	13,63	1,89	0,74	0,24	97,90	695	995	977	0,28	84,76	39,76	44,69	14,33	0,27	0,25	99,30
Ali38	47,88	0,29	18,05	11,82	0,32	5,62	11,50	2,46	0,35	0,07	98,35	729	285	56	0,29	77,50	38,87	39,27	20,33	0,44	0,25	99,15

Table A (suite)

	Inclusions magmatiques															Olivines hôtes						
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO tot	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Total	F	Cl	S	Kd[3]	Mg#[1]	SiO_2	MgO	FeO	MnO	CaO	Total
Galunggung (Arc Indonésien)																						
Gal2a	42,54	1,01	16,07	13,86	0,23	8,21	13,47	1,99	0,30	0,08	97,78	n.d.	652	1530	0,22	79,55	39,09	41,45	19,00	0,32	0,10	99,95
Gal2b	41,86	1,11	15,66	15,81	0,28	7,25	13,33	1,97	0,29	0,15	97,72				0,29	79,55	39,09	41,45	19,00	0,32	0,10	99,95
Gal2c	41,80	1,07	16,17	14,20	0,21	7,55	14,12	2,08	0,30	0,12	97,62	n.d.	681	1725	0,19	79,55	39,09	41,45	19,00	0,32	0,10	99,95
Gal3	42,25	1,05	15,70	14,26	0,20	7,32	14,03	1,93	0,35	0,16	97,25	n.d.	836	1529	0,27	78,06	38,48	40,61	20,35	0,29	0,08	99,80
Gal4	41,46	1,11	17,12	9,47	0,10	9,71	14,92	2,68	0,51	0,08	97,16	n.d.	806	1700	0,27	87,03	40,55	47,22	12,54	0,16	0,17	100,64
Gal5	44,57	0,97	16,63	9,40	0,17	9,89	14,58	2,40	0,49	0,09	99,19	n.d.	474	268	0,27	86,91	40,10	46,42	12,46	0,17	0,18	99,33
Gal6	41,55	1,17	17,26	10,13	0,08	9,73	14,05	2,43	0,47	0,19	97,06	n.d.	817	1535	0,26	86,90	41,14	47,36	12,72	0,23	0,14	101,58
Gal7	44,23	0,97	18,56	8,54	0,13	8,25	14,86	2,30	0,37	0,04	98,26	n.d.	1087	1283	0,21	86,78	40,69	47,03	12,77	0,21	0,18	100,87
Gal8	46,56	1,01	18,06	8,01	0,13	10,35	11,42	2,63	0,42	0,11	98,71	n.d.	852	970	0,29	86,39	40,10	46,46	13,05	0,19	0,21	100,01
Gal9	39,98	0,89	11,47	15,90	0,25	9,27	18,04	2,11	0,26	0,17	98,33	n.d.	651	1406	0,29	82,89	38,97	43,58	16,04	0,23	0,16	98,99
Gal10	42,64	0,80	15,22	13,05	0,21	9,61	13,05	1,84	0,28	0,08	96,80				0,27	80,24	39,07	42,08	18,48	0,23	0,10	99,95
Gal11a	46,10	1,27	19,80	11,22	0,25	10,87	7,28	1,43	0,38	0,09	98,70				0,24	83,56	39,27	43,94	15,40	0,23	0,22	99,06
Gal11b	44,75	0,99	13,96	12,43	0,09	10,00	14,12	1,95	0,32	0,12	98,75	n.d.	600	262	0,26	83,56	39,27	43,94	15,40	0,23	0,22	99,06
Gal13a	42,74	0,92	12,89	15,82	0,31	7,05	14,09	1,65	0,27	0,14	95,89	n.d.	775	1773	0,26	82,15	39,94	43,77	16,96	0,27	0,10	101,04
Gal13b	42,99	0,99	13,31	15,87	0,23	6,49	14,12	1,75	0,25	0,03	96,04				0,27	82,15	39,94	43,77	16,96	0,27	0,10	101,04
Gal14	42,28	0,97	15,39	13,10	0,29	9,44	14,76	1,81	0,36	0,11	98,49	n.d.	1060	2151	0,27	83,72	39,61	44,67	15,48	0,25	0,17	100,18
Gal15	46,42	1,02	18,04	7,99	0,17	10,46	12,47	2,37	0,40	0,14	99,49	n.d.	885	1033	0,29	86,12	40,36	46,76	13,43	0,18	0,19	100,92
Gal17	42,42	0,96	17,85	9,75	0,18	11,91	13,42	2,46	0,46	0,09	99,50	n.d.	797	1495	0,53	87,09	39,68	46,45	12,28	0,16	0,19	98,76
Gal18	39,81	1,15	17,26	13,27	0,30	10,13	14,18	2,61	0,47	0,15	99,32	n.d.	903	2338	0,30	84,38	39,52	44,35	14,64	0,21	0,16	98,88
Gal20	41,97	1,12	15,74	13,88	0,24	9,29	14,18	2,21	0,31	0,17	99,11	n.d.	961	2045	0,25	79,83	38,85	41,43	18,66	0,30	0,09	99,33
Gal22	44,06	0,97	17,25	8,25	0,10	10,18	14,52	2,09	0,39	0,10	97,91	n.d.	1152	1212	0,27	86,35	40,10	46,53	13,11	0,25	0,18	100,17
Gal23	44,26	0,95	15,97	9,84	0,10	9,39	15,83	2,01	0,34	0,08	98,77	n.d.	904	1595	0,27	86,76	40,34	47,15	12,83	0,24	0,13	100,69
Gal24	48,92	1,12	17,02	9,13	0,10	10,52	9,45	2,56	0,50	0,07	99,38	n.d.	870	505	0,30	87,49	41,18	47,73	12,17	0,19	0,21	101,47
Gal26	42,12	0,97	17,13	12,25	0,16	9,63	13,98	2,40	0,34	0,15	99,12	n.d.	1121	2033	0,26	83,08	39,63	44,13	16,02	0,25	0,13	100,16
Gal28	40,46	1,16	15,39	20,95	0,45	7,45	10,81	2,09	0,32	0,07	99,16	n.d.	611	1106	0,29	78,05	38,38	40,38	20,24	0,38	0,11	99,50
Gal29	45,49	0,97	17,15	9,00	0,09	9,53	14,97	2,43	0,42	0,10	100,15	n.d.	519	309	0,28	87,81	40,42	47,73	11,81	0,20	0,17	100,33
Gal30	42,61	1,42	14,68	15,46	0,18	8,29	12,15	2,21	0,27	0,04	97,31	n.d.	300	1052	0,27	79,32	39,13	41,55	19,31	0,29	0,05	100,33
Gal31	42,87	0,95	16,30	10,75	0,13	10,13	13,28	2,09	0,35	0,15	97,00	n.d.	1186	1322	0,28	82,21	39,85	43,85	16,92	0,25	0,08	100,95
Ambrym (Arc du Vanuatu)																						
AMB68-1	47,66	0,86	18,45	7,48	0,11	6,73	12,97	2,81	1,39	0,33	98,77	287	341	721	0,32	85,76	40,06	45,83	13,56	0,17	0,21	99,83
AMB68-5	45,26	1,03	17,73	7,67	0,14	7,54	15,53	2,70	0,84	0,18	98,62	311	935	1492	0,30	87,36	40,60	46,93	12,11	0,24	0,25	100,12
AMB68-6	49,17	0,91	18,16	7,04	0,16	7,03	12,96	2,63	0,96	0,26	99,28	249	292	717								0,00
AMB68-8	45,35	0,99	17,91	7,59	0,25	7,79	14,32	2,62	1,39	0,27	98,48	353	329	1129	0,31	87,37	40,50	46,90	12,08	0,23	0,23	99,94
AMB72-2	47,73	0,73	18,83	7,49	0,19	9,76	11,78	2,88	0,69	0,33	100,40	314	64	36	0,47	85,37	40,25	45,59	13,92	0,16	0,26	100,19
AMB72-7	46,93	0,89	14,92	8,82	0,12	12,27	12,16	2,14	0,97	0,20	99,42	194	638	1557	0,48	85,87	40,66	46,54	13,65	0,27	0,23	101,35
AMB72-10	44,95	0,92	16,07	9,14	0,14	11,96	13,34	2,18	0,77	0,14	99,60	n.d.	564	1560	0,48	85,20	40,08	45,19	14,00	0,20	0,27	99,74
AMB72-11	47,07	0,69	15,30	9,08	0,20	11,16	11,81	2,61	0,72	0,15	98,81	260	340	1404	0,43	85,81	40,08	45,70	13,47	0,24	0,23	99,73

Table B: Compositions des spinelles des échantillons d'arc et rapport Fe3+/Fetot des inclusions magmatiques correspondantes

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO tot	MnO	MgO	Cr_2O_3	NiO	Mg#[1]	Cr#[1]	Fe^{3+}/Fe_{tot}
Aoba (Arc du Vanuatu)											
Ao24-1a	0,07	0,76	12,95	33,53	0,00	10,19	39,57		49,32	67,21	0,23
Ao24-1b	0,08	0,71	11,84	32,15	0,00	10,47	41,92		50,85	70,38	0,23
Ao24-1c	0,04	0,78	12,09	32,41	0,00	10,36	41,45		50,33	69,70	0,23
Ambrym (Arc du Vanuatu)											
AMB68-4	0,14	0,39	15,13	27,22	0,14	11,30	42,73	0,05	54,57	65,45	0,18
AMB68-5	0,07	0,57	12,90	26,39	0,16	11,17	46,83	0,24	54,15	70,89	0,16
AMB68-7	0,20	0,50	12,41	23,23	0,39	10,98	50,49	0,08	53,46	73,18	0,10
AMB68-9	0,10	0,46	16,34	25,36	0,17	12,40	42,44	0,20	59,17	63,54	0,19
AMB68-11	0,04	0,45	11,63	24,39	0,28	11,65	49,06	0,13	57,20	73,89	0,16
AMB68-12	0,08	0,45	15,06	24,91	0,27	12,28	44,41	0,00	58,90	66,42	0,18
AMB72-1	0,07	0,57	16,63	27,75	0,18	10,92	42,04	0,18	52,09	62,91	0,16
AMB72-4	0,04	0,45	14,28	21,99	0,17	12,62	48,63	0,17	60,37	69,56	0,14
AMB72-5	0,04	0,60	18,46	23,99	0,43	12,49	42,36	0,29	58,97	60,62	0,16
AMB72-7	0,03	0,42	12,71	30,25	0,41	9,61	43,71	0,12	47,91	69,76	0,18
AMB72-8a	0,15	0,66	22,21	22,03	0,23	13,35	39,24	0,00	61,10	54,24	0,12
AMB72-8b	0,02	0,50	11,88	24,12	0,38	11,23	50,75	0,17	54,75	74,13	0,13
AMB72-10	0,05	0,49	12,29	30,28	0,28	9,08	45,05	0,25	45,25	71,09	0,15
AMB72-11	0,09	0,36	16,66	29,87	0,25	10,21	39,84	0,05	49,47	61,60	0,17
Gaua (Arc du Vanuatu)											
SM8E-1	0,05	0,44	8,72	23,27	0,12	12,23	52,88	0,22	60,27	80,28	0,18
SM8E-2	0,10	0,34	9,49	22,40	0,18	13,53	44,65	0,16	70,16	75,94	0,34
SM8E-4	0,06	0,40	8,48	24,51	0,35	11,49	51,32	0,05	57,75	80,24	0,18
SM8E-7	0,10	0,39	8,36	30,58	0,66	7,93	48,63	0,08	41,21	79,60	0,15
SM8E-13	0,06	0,34	6,91	22,14	0,27	11,97	56,23	0,14	59,76	84,52	0,15
SM8E-16	0,10	0,50	10,03	24,42	0,27	11,90	50,90	0,11	58,17	77,30	0,17
Gaua4-2	0,06	0,39	10,08	32,65	0,25	10,72	42,74		53,33	73,99	0,28
Gaua4-12	0,05	0,35	8,03	24,61	0,21	12,34	51,64		61,19	81,19	0,22
Gaua1-5	0,00	0,50	8,60	25,64	0,33	10,62	52,96		52,65	80,51	0,14
Gaua1-6	0,05	0,46	8,84	27,50	0,21	12,02	48,22		59,25	78,53	0,25
Gaua1-9	0,14	0,36	11,90	17,95	0,19	13,67	53,67		65,57	75,15	0,11
Gaua1-10	0,08	0,37	9,84	19,39	0,23	13,86	53,97		67,23	78,64	0,17
Gaua1-11	0,05	0,34	10,07	20,91	0,23	12,98	53,54		63,19	78,10	0,16
Gaua1-12	0,06	0,34	9,55	22,40	0,19	12,56	51,93		61,89	78,49	0,18
Mota Lava (Arc du Vanuatu)											
MTL1-A1a	0,02	0,61	18,59	26,62	0,18	10,98	40,96		51,93	59,65	0,13
MTL1-A1b	0,07	0,56	19,97	24,94	0,25	11,26	40,87		52,97	57,87	0,11
MTL1-D3a	0,07	0,69	18,06	30,11	0,39	8,31	40,18		40,27	59,88	0,10
MTL1-D3b	0,02	0,68	17,29	32,00	0,46	8,00	39,80		38,95	60,70	0,12
Alicudi (Arc Eolien)											
Ali10	0,08	0,40	11,94	22,39	0,25	12,17	51,27	0,00	58,76	74,23	0,13
Ali13	0,09	0,37	10,93	29,25	0,34	8,51	48,88	0,03	42,48	75,00	0,12
Ali14	0,08	0,27	10,62	27,46	0,29	8,92	51,30	0,05	44,35	76,42	0,10
Ali18	0,05	0,35	10,80	28,21	0,38	8,68	49,98	0,00	43,39	75,64	0,11
Ali19	0,05	0,39	10,40	34,15	0,24	7,15	45,35	0,02	36,23	74,52	0,15
Ali26	0,06	0,34	14,42	28,45	0,28	10,01	44,47	0,33	49,15	67,41	0,15
Ali36	0,02	0,35	11,23	28,83	0,35	8,61	48,40	0,11	43,37	74,29	0,12
Galunggung (Arc Indonésien)											
Gal1	0,09	0,38	15,82	25,50	0,33	9,59	46,89	0,04	46,49	66,54	0,08
Gal15	0,12	0,49	16,04	26,99	0,40	8,69	45,59	0,02	42,36	65,59	0,07
Gal16a	0,11	0,62	15,25	24,91	0,26	11,31	44,64	0,18	54,64	66,27	0,14
Gal16b	0,09	0,63	16,72	22,33	0,29	12,27	46,01	0,11	57,97	64,87	0,11
Gal17	0,02	0,65	13,17	31,34	0,36	7,50	44,98	0,05	37,35	69,62	0,11
Gal19	0,07	0,70	13,31	21,52	0,29	12,40	49,65	0,13	59,55	71,45	0,12
Gal23	0,25	1,03	11,32	27,73	0,31	11,41	45,41	0,08	54,93	72,91	0,19
Gal24	0,08	0,79	16,18	24,95	0,32	12,16	44,22	0,12	57,24	64,71	0,15
Gal25	0,05	0,74	14,90	25,40	0,39	9,91	47,54	0,05	47,72	68,17	0,08
Gal33	0,07	0,47	17,00	23,18	0,23	12,17	45,16	0,08	57,60	64,06	0,12
Gal34	0,05	0,64	16,76	22,21	0,26	12,88	45,31	0,12	60,72	64,46	0,14
Moyenne arcs											**0,15(5)**

Table C1: Compositions des verres dans les expériences

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO tot	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	Total	Mg#[1]	Ne[2]	Qz[2]	Hy[2]	Ol[2]
KLB-1-1150	50,07	0,94	18,32	4,87	0,05	5,68	7,63	3,03	0,51	0,07	91,18	70,99	0	4,01	20,69	0
	50,05	0,81	18,39	4,98	0,12	5,83	7,45	3,11	0,53	0,01	91,28	71,04	0	3,14	21,91	0
	49,18	0,79	18,54	4,99	0,13	6,21	7,83	3,60	0,50	0,00	91,78	72,29	0	0	15,93	3,94
	50,07	1,01	18,91	4,76	0,09	5,68	8,11	3,74	0,53	0,04	92,94	71,46	0	0	15,90	1,81
	50,07	0,94	18,32	4,87	0,05	5,68	7,63	3,03	0,51	0,07	91,18	70,99	0	4,01	20,69	0
	50,05	0,81	18,39	4,98	0,12	5,83	7,45	3,11	0,53	0,01	91,28	71,04	0	3,14	21,91	0
	49,18	0,79	18,54	4,99	0,13	6,21	7,83	3,60	0,50	0,00	91,78	72,29	0	0	15,93	3,94
	50,07	1,01	18,91	4,76	0,09	5,68	8,11	3,74	0,53	0,04	92,94	71,46	0	0	15,90	1,81
KLB-1-1200	46,97	0,89	15,06	7,20	0,15	9,95	11,24	1,86	0,21	0,07	93,60	74,35	0	0	16,07	7,89
	47,41	0,84	15,87	7,55	0,12	10,59	11,37	1,99	0,22	0,08	96,04	74,63	0	0	10,61	13,21
	47,81	0,97	15,80	7,18	0,06	9,79	11,67	1,87	0,20	0,06	95,42	74,09	0	0	16,11	6,92
	48,17	0,95	15,88	7,36	0,11	10,35	10,90	1,98	0,14	0,00	95,83	74,68	0	0	18,69	7,41
	48,04	0,80	15,88	7,38	0,17	10,58	11,28	2,01	0,09	0,00	96,22	75,04	0	0	14,94	10,17
	48,71	0,80	15,68	7,58	0,11	10,49	11,08	1,89	0,20	0,07	96,63	74,39	0	0	19,70	6,84
	46,89	0,80	15,55	6,98	0,20	10,08	11,07	1,87	0,14	0,08	93,67	75,19	0	0	16,62	8,35
	48,15	0,87	16,10	7,79	0,10	9,24	11,53	1,81	0,18	0,05	95,83	71,33	0	0	19,94	4,38
	47,67	0,84	15,77	7,39	0,10	9,89	11,45	1,85	0,12	0,00	95,07	73,72	0	0	17,65	6,87
	47,92	0,89	16,01	7,66	0,06	10,13	10,88	1,97	0,19	0,06	95,76	73,50	0	0	17,54	8,26
KLB-1-1300	47,43	0,74	14,05	8,58	0,13	11,56	11,90	1,53	0,13	0,14	96,19	74,09	0	0	15,65	11,12
	47,60	0,71	14,03	8,23	0,12	11,58	11,98	1,60	0,11	0,09	96,05	74,90	0	0	15,18	10,98
	46,81	0,71	14,13	8,36	0,15	11,51	12,20	1,46	0,14	0,00	95,47	74,51	0	0	13,34	12,40
	47,53	0,87	14,26	8,46	0,21	11,66	12,18	1,54	0,14	0,10	96,94	74,52	0	0	13,67	12,13
	47,32	0,60	14,19	8,41	0,13	11,96	12,20	1,57	0,11	0,00	96,49	75,10	0	0	11,80	14,20
	46,95	0,68	13,85	8,31	0,24	11,50	12,16	1,61	0,14	0,12	95,56	74,60	0	0	11,21	13,66
	47,37	0,60	13,79	8,43	0,10	12,03	12,13	1,49	0,16	0,12	96,20	75,19	0	0	13,51	13,00
	46,61	0,68	13,61	8,49	0,07	11,62	11,53	1,55	0,11	0,12	94,39	74,39	0	0	15,50	11,89
MIX25-1200	46,62	1,45	15,16	8,43	0,13	9,65	10,53	2,10	0,69	0,10	94,85	70,60	0	0	7,66	14,17
	47,44	1,58	15,32	8,89	0,07	10,12	10,97	2,11	0,76	0,01	97,28	70,50	0	0	5,00	16,19
	47,88	1,60	15,42	8,50	0,11	9,90	10,92	2,02	0,74	0,00	97,09	70,95	0	0	9,85	12,16
	46,70	1,43	15,18	9,15	0,08	9,25	11,00	2,18	0,78	0,00	95,75	67,95	0	0	2,34	16,98
	47,17	1,47	15,30	8,91	0,13	9,29	10,50	2,09	0,72	0,00	95,58	68,63	0	0	9,90	12,39
	46,80	1,54	15,28	8,79	0,15	8,60	11,25	2,19	0,81	0,05	95,45	67,23	0	0	3,14	14,49
	46,58	1,40	15,08	8,77	0,07	9,59	11,00	2,02	0,81	0,03	95,35	69,63	0	0	4,57	15,80
	47,17	1,48	14,98	8,34	0,13	9,87	10,68	2,22	0,75	0,00	95,64	71,28	0	0	5,23	15,47
MIX25-1300	46,79	1,31	13,98	8,50	0,07	10,24	10,95	1,48	0,51	0,05	93,87	71,64	0	0	20,36	5,92
	46,63	1,25	13,84	8,37	0,09	9,98	11,05	1,49	0,48	0,13	93,33	71,43	0	0	20,23	5,34
	46,74	1,22	13,77	8,18	0,16	10,23	11,06	1,36	0,46	0,16	93,35	72,39	0	0	23,08	3,81
	46,57	1,21	13,80	8,46	0,05	10,44	11,05	1,36	0,45	0,07	93,46	72,13	0	0	21,85	5,32
	46,91	1,22	13,80	8,33	0,09	10,22	11,32	1,47	0,43	0,08	93,87	72,01	0	0	20,14	5,40
	47,22	1,19	13,79	8,32	0,07	10,21	10,83	1,63	0,46	0,08	93,80	72,03	0	0	20,72	5,44
	46,40	1,30	13,78	8,65	0,08	10,19	10,91	1,37	0,46	0,06	93,20	71,21	0	0	22,43	4,80
	46,93	1,25	13,69	8,40	0,20	10,49	10,97	1,41	0,43	0,00	93,77	72,37	0	0	22,66	4,80
MIX50-1200	47,60	1,78	14,80	7,34	0,13	9,67	11,20	1,98	0,81	0,00	95,31	73,20	0	0	10,11	9,51
	47,33	1,93	15,04	7,28	0,12	9,75	10,99	1,98	0,91	0,08	95,41	73,52	0	0	8,89	10,67
	47,04	1,66	14,72	7,26	0,00	9,78	10,93	1,97	0,89	0,00	94,23	73,62	0	0	8,98	10,90
	47,44	1,75	14,62	7,64	0,09	9,90	11,18	2,02	0,92	0,01	95,58	72,87	0	0	6,75	12,38
	47,05	1,78	14,89	7,37	0,16	9,96	11,30	1,95	0,90	0,00	95,36	73,69	0	0	5,97	13,01
	47,22	1,63	14,92	7,54	0,14	9,70	11,12	1,97	0,96	0,11	95,33	72,72	0	0	6,80	12,48
	47,08	1,86	14,68	7,60	0,08	9,81	11,26	1,94	0,88	0,07	95,28	72,80	0	0	7,26	11,78
	47,76	1,74	14,81	7,58	0,13	9,85	11,12	1,85	0,83	0,17	95,83	72,94	0	0	12,75	8,50
MIX50-1250	48,55	1,64	13,31	7,75	0,10	11,13	11,73	1,61	0,67	0,03	96,51	74,87	0	0	16,35	6,80
	48,38	1,60	13,43	7,22	0,09	10,98	11,92	1,69	0,61	0,01	95,92	75,91	0	0	14,92	6,92
	48,83	1,61	13,24	7,33	0,11	10,91	11,98	1,73	0,69	0,04	96,46	75,52	0	0	14,59	6,70
	48,63	1,71	13,35	7,13	0,08	11,12	11,86	1,43	0,69	0,03	96,03	76,36	0	0	20,17	3,45
	48,76	1,55	13,35	7,41	0,07	11,14	11,89	1,62	0,79	0,02	96,61	75,71	0	0	14,75	7,37
	48,61	1,57	13,29	7,13	0,11	11,11	12,23	1,71	0,70	0,04	96,52	76,36	0	0	11,96	8,51
	48,59	1,75	13,25	7,58	0,13	10,80	11,77	1,68	0,68	0,01	96,24	74,71	0	0	16,15	5,92
	48,73	1,71	13,50	7,35	0,09	10,76	11,97	1,60	0,70	0,06	96,48	75,21	0	0	16,81	5,09
MIX50-1300	48,30	1,20	10,17	8,12	0,13	13,26	13,54	1,16	0,52	0,00	96,39	77,61	0	0	12,05	10,57
	48,49	1,09	10,29	7,67	0,08	13,77	13,51	1,11	0,40	0,06	96,46	79,20	0	0	14,30	9,81
	48,91	1,14	10,44	8,17	0,06	13,21	13,78	1,26	0,47	0,06	97,49	77,43	0	0	11,24	10,69
	48,82	1,20	10,56	8,00	0,13	13,30	13,33	1,09	0,36	0,11	96,90	77,91	0	0	18,16	6,89
	48,34	1,23	10,30	7,99	0,08	13,38	13,68	1,26	0,47	0,04	96,77	78,05	0	0	9,63	12,05
	48,48	1,13	10,13	8,47	0,15	13,75	13,30	1,13	0,46	0,06	97,06	77,51	0	0	13,46	11,24
	48,56	1,24	10,11	7,99	0,20	13,80	13,33	1,21	0,41	0,00	96,85	78,57	0	0	13,15	10,91
	48,28	1,09	10,02	8,28	0,07	13,65	13,70	1,21	0,42	0,00	96,73	77,76	0	0	9,99	12,60
	48,44	1,22	10,23	8,12	0,20	13,55	13,63	1,16	0,45	0,00	97,00	77,98	0	0	11,81	11,22
	48,22	1,23	10,53	7,89	0,04	13,55	13,43	1,18	0,46	0,00	96,53	78,47	0	0	11,92	11,24
	47,97	1,33	10,36	7,69	0,08	13,09	13,63	1,27	0,58	0,07	96,07	78,32	0	0	8,42	12,09
	48,47	1,26	10,46	8,11	0,06	13,24	13,66	1,23	0,47	0,01	96,98	77,61	0	0	11,00	11,02
	48,91	1,09	10,56	8,11	0,13	12,93	13,97	1,20	0,50	0,00	97,40	77,19	0	0	11,41	10,00
	48,06	1,37	10,40	7,94	0,10	13,12	13,83	1,22	0,41	0,15	96,59	77,81	0	0	10,38	10,87

Table C1 (suite)

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO tot	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	Total	Mg#[1]	Ne[1]	Qz[1]	Hy[1]	Ol[1]
MIX75-1200	44,64	2,17	14,43	9,36	0,11	8,90	11,23	2,12	1,10	0,01	94,08	66,61	2,41	0	0	16,55
	44,97	2,18	14,26	9,41	0,09	9,25	11,37	2,17	1,04	0,04	94,77	67,34	2,56	0	0	16,75
	45,10	2,28	14,27	9,35	0,07	9,26	10,89	2,20	1,11	0,03	94,57	67,52	1,86	0	0	17,22
	44,83	2,00	14,60	9,41	0,07	8,79	11,10	2,00	1,22	0,09	94,11	66,21	1,63	0	0	16,95
	44,40	1,99	14,35	9,22	0,12	8,83	11,27	2,09	1,03	0,05	93,35	66,75	2,20	0	0	16,61
	44,74	1,91	14,44	9,19	0,04	8,98	11,34	2,07	1,12	0,00	93,84	67,21	2,36	0	0	16,66
	44,17	2,05	14,40	9,83	0,05	8,96	10,97	2,16	1,25	0,00	93,85	65,66	3,65	0	0	17,48
	44,21	2,11	14,31	9,23	0,06	9,00	10,87	2,00	1,06	0,04	92,89	67,18	1,22	0	0	17,43
	44,43	1,98	14,21	9,12	0,10	9,09	10,94	2,22	1,07	0,00	93,16	67,65	2,69	0	0	17,17
	44,69	2,08	14,35	9,27	0,12	9,08	11,36	2,15	1,12	0,01	94,23	67,28	2,98	0	0	16,58
MIX75-1300	45,16	1,54	9,64	9,38	0,11	13,22	14,69	1,18	0,58	0,04	95,54	74,71	2,68	0	0	18,14
	45,80	1,39	9,97	9,43	0,15	13,24	14,51	1,26	0,51	0,12	96,38	74,66	1,99	0	0	18,78
	45,36	1,46	9,81	9,86	0,08	13,18	14,61	1,26	0,52	0,14	96,28	73,71	2,78	0	0	18,69
	45,44	1,32	9,86	9,41	0,11	13,02	14,78	1,21	0,50	0,03	95,68	74,37	2,35	0	0	18,10
	45,26	1,45	9,68	9,64	0,03	13,02	14,40	1,20	0,51	0,09	95,28	73,91	1,78	0	0	18,57
	45,40	1,31	9,72	9,47	0,07	13,13	14,81	1,26	0,47	0,01	95,65	74,41	2,72	0	0	18,13
	45,33	1,38	9,85	9,54	0,12	13,16	14,35	1,30	0,52	0,07	95,64	74,30	2,50	0	0	18,91
	45,36	1,44	9,86	9,46	0,03	13,12	14,39	1,22	0,49	0,07	95,45	74,42	1,72	0	0	18,71
	45,35	1,48	10,04	9,69	0,17	13,11	14,41	1,24	0,49	0,07	96,04	73,93	2,10	0	0	19,03
	45,90	1,39	9,99	9,54	0,13	13,03	14,78	1,27	0,50	0,01	96,54	74,12	2,24	0	0	18,04
	45,01	1,42	9,98	9,41	0,15	13,20	14,91	1,18	0,51	0,01	95,78	74,63	3,19	0	0	18,28
	45,30	1,41	9,73	9,42	0,06	12,55	14,40	1,28	0,54	0,10	94,81	73,65	1,89	0	0	17,52
	45,48	1,38	9,93	9,72	0,05	13,26	14,46	1,24	0,50	0,09	96,11	74,10	2,14	0	0	19,14
	45,32	1,37	9,72	9,16	0,14	13,18	14,85	1,18	0,52	0,00	95,45	75,10	2,54	0	0	17,96
	45,47	1,35	9,72	9,35	0,07	12,97	14,67	1,18	0,48	0,10	95,35	74,43	1,67	0	0	18,02
OCA2-1150	45,41	2,25	17,93	7,66	0,15	4,46	8,94	3,44	2,09		92,33	54,67	6,52	0	0	9,79
	45,73	2,09	17,69	8,23	0,17	4,78	8,57	3,46	1,92		92,63	54,62	5,24	0	0	11,79
	45,04	2,24	17,09	7,79	0,09	4,91	8,53	2,56	1,94		90,18	56,65	0	0	1,32	11,41
	46,43	2,09	18,16	7,51	0,04	3,63	8,83	2,95	1,58		91,22	50,03	0	0	4,54	6,35
	46,01	2,10	17,67	8,14	0,17	5,37	7,59	3,10	2,90		93,05	57,77	5,30	0	0	13,90
	45,60	1,93	17,21	7,60	0,11	4,53	8,46	2,15	2,12		89,71	55,26	0	0	11,32	4,22
OCA2-1200	44,08	2,38	13,76	9,65	0,16	9,34	12,61	1,60	1,19	0,08	94,86	66,73	2,97	0	0	15,44
	42,86	2,44	13,70	9,73	0,09	8,96	12,32	2,12	1,23	0,01	93,46	65,61	7,27	0	0	14,45
	43,28	2,27	13,85	8,89	0,12	9,22	12,31	1,98	1,36	0,00	93,28	68,26	6,37	0	0	14,53
	42,34	2,16	13,30	9,65	0,20	9,32	12,78	2,14	1,36	0,04	93,29	66,69	9,90	0	0	14,46
	42,72	2,10	13,45	10,01	0,04	9,09	12,48	2,05	1,32	0,02	93,27	65,31	7,99	0	0	14,97
	42,64	2,07	13,46	9,95	0,12	8,84	12,62	2,22	1,29	0,00	93,20	64,81	9,21	0	0	14,13
	43,07	2,15	13,56	9,83	0,22	9,24	12,59	2,26	1,35	0,06	94,32	66,07	9,35	0	0	14,71
OCA2-1300	44,38	1,72	10,83	9,79	0,18	12,12	15,50	1,40	0,64	0,03	96,60	72,19	6,46	0	0	15,61
	44,29	1,81	10,82	9,93	0,12	11,91	15,65	1,42	0,65	0,04	96,64	71,55	6,73	0	0	14,91
	44,15	1,73	10,65	9,85	0,22	11,89	16,08	1,40	0,69	0,03	96,69	71,69	6,63	0	0	14,36
	43,81	1,85	10,68	10,12	0,13	11,97	15,72	1,39	0,60	0,05	96,30	71,26	6,59	0	0	15,13
	44,29	1,72	10,63	9,83	0,15	11,95	15,52	1,40	0,72	0,00	96,22	71,83	6,68	0	0	15,08
	44,61	1,61	11,02	10,00	0,07	11,93	15,65	1,37	0,69	0,00	96,95	71,44	6,41	0	0	15,31
	44,13	1,83	10,48	9,69	0,13	11,50	15,83	1,32	0,74	0,00	95,63	71,34	6,30	0	0	13,52

Table C2: Compositions des olivines dans les expériences

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO tot	MnO	MgO	CaO	Cr_2O_3	NiO	Total	Mg#[1]
KLB-1-1150	41,10	0,04	0,03	8,77	0,15	49,63	0,09	0,03	0,21	100,07	90,98
	41,21	0,07	0,07	8,86	0,06	49,29	0,10	0,01	0,24	99,90	90,84
	41,62	0,01	0,04	8,83	0,16	50,12	0,15	0,08	0,22	101,24	91,01
	41,21	0,04	0,21	8,68	0,08	49,61	0,16	0,10	0,21	100,30	91,06
	41,42	0,03	0,09	8,64	0,10	49,50	0,10	0,02	0,24	100,13	91,09
	41,18	0,00	0,10	8,53	0,10	49,39	0,16	0,01	0,26	99,72	91,17
	40,41	0,03	0,01	7,97	0,13	49,29	0,12	0,00	0,12	98,06	91,69
	41,03	0,00	0,13	7,76	0,20	49,59	0,13	0,06	0,11	99,02	91,93
	40,84	0,02	0,13	7,92	0,11	49,33	0,13	0,00	0,11	98,58	91,74
KLB-1-1200	41,78	0,00	0,09	8,12	0,07	50,19	0,21	0,09		100,55	91,68
	41,81	0,04	0,07	8,16	0,11	50,16	0,19	0,00		100,53	91,64
	41,33	0,00	0,07	8,04	0,11	50,19	0,21	0,06		100,00	91,75
	41,22	0,02	0,11	8,25	0,07	50,03	0,22	0,08		99,99	91,54
	41,43	0,00	0,07	8,60	0,15	50,25	0,24	0,03		100,77	91,24
	41,53	0,00	0,06	8,69	0,12	49,98	0,16	0,05		100,59	91,11
	41,38	0,00	0,04	8,59	0,13	50,09	0,14	0,03		100,42	91,22
KLB-1-1300	41,11	0,05	0,05	8,46	0,11	49,59	0,21	0,03	0,29	99,90	91,26
	41,63	0,08	0,03	8,65	0,15	49,98	0,21	0,07	0,29	101,08	91,15
	41,40	0,00	0,08	8,56	0,15	49,79	0,21	0,14	0,24	100,57	91,21
	41,46	0,00	0,08	8,41	0,10	49,97	0,26	0,06	0,27	100,62	91,37
	41,90	0,05	0,07	8,31	0,16	50,06	0,20	0,02	0,20	100,98	91,48
	41,70	0,00	0,08	8,34	0,10	49,95	0,24	0,10	0,26	100,77	91,43
	42,23	0,00	0,08	8,27	0,13	50,02	0,24	0,12	0,26	101,35	91,51
	41,57	0,01	0,05	8,44	0,05	49,54	0,25	0,08	0,29	100,28	91,27
	41,54	0,02	0,04	8,59	0,13	49,71	0,27	0,00	0,28	100,57	91,17
MIX25-1200	41,23	0,03	0,04	9,29	0,06	49,50	0,23	0,00		100,38	90,47
	41,11	0,00	0,03	9,40	0,08	49,22	0,26	0,05		100,14	90,32
	41,30	0,02	0,07	9,58	0,13	49,36	0,28	0,06		100,81	90,18
	40,88	0,06	0,07	9,31	0,10	49,22	0,26	0,07		99,97	90,41
	41,20	0,00	0,04	9,32	0,05	49,17	0,28	0,01		100,08	90,39
	41,27	0,06	0,09	9,34	0,11	49,23	0,23	0,08		100,41	90,38
	41,04	0,00	0,06	9,09	0,14	48,85	0,23	0,04		99,44	90,55
MIX25-1300	41,04	0,00	0,04	9,04	0,13	48,81	0,15	0,06	0,29	99,57	90,59
	40,98	0,01	0,02	9,03	0,14	48,80	0,19	0,08	0,34	99,60	90,60
	40,81	0,02	0,02	9,01	0,13	49,14	0,20	0,07	0,34	99,75	90,67
	40,70	0,01	0,06	9,08	0,10	49,03	0,19	0,00	0,32	99,48	90,59
	40,78	0,00	0,06	8,92	0,09	48,80	0,20	0,07	0,27	99,20	90,70
	40,85	0,01	0,05	8,86	0,15	48,80	0,20	0,02	0,27	99,20	90,76
	40,71	0,00	0,06	8,92	0,10	48,73	0,16	0,04	0,27	98,99	90,69
	40,70	0,03	0,10	9,01	0,06	48,58	0,25	0,06	0,26	99,05	90,58
MIX50-1200	41,04	0,04	0,04	10,10	0,12	48,51	0,24	0,10	0,11	100,29	89,54
	41,08	0,03	0,07	10,00	0,09	48,58	0,27	0,00	0,17	100,30	89,64
	41,23	0,03	0,05	10,04	0,12	48,75	0,23	0,00	0,07	100,51	89,64
	41,08	0,08	0,04	10,48	0,18	49,03	0,25	0,07	0,16	101,38	89,29
	41,25	0,02	0,06	10,13	0,05	48,64	0,19	0,05	0,15	100,54	89,54
	41,58	0,04	0,06	10,00	0,13	48,44	0,21	0,09	0,16	100,72	89,62
	40,92	0,07	0,38	9,88	0,19	47,19	0,62	0,06	0,17	99,47	89,49
	40,95	0,00	0,05	9,98	0,07	48,75	0,18	0,05	0,20	100,23	89,70
	41,09	0,02	0,01	10,11	0,10	48,70	0,22	0,07	0,23	100,54	89,57
MIX50-1250	41,13	0,05	0,06	8,85	0,13	48,83	0,28	0,04	0,15	99,51	90,77
	40,99	0,02	0,05	8,93	0,18	49,17	0,25	0,05	0,14	99,77	90,76
	41,01	0,02	0,06	8,81	0,12	49,05	0,31	0,04	0,10	99,53	90,84
	40,79	0,00	0,02	9,01	0,12	49,05	0,32	0,01	0,15	99,45	90,66
	40,93	0,00	0,04	9,18	0,14	48,86	0,27	0,09	0,22	99,73	90,47
	40,90	0,00	0,03	9,02	0,15	48,75	0,30	0,01	0,15	99,32	90,60
	40,99	0,06	0,04	9,14	0,15	48,58	0,24	0,00	0,19	99,39	90,46
	41,03	0,04	0,06	9,25	0,11	48,77	0,23	0,06	0,16	99,70	90,38
	40,41	0,05	0,05	9,14	0,08	48,27	0,20	0,09	0,20	98,50	90,40
MIX50-1300	41,51	0,03	0,04	7,82	0,11	50,31	0,37	0,11	0,16	100,45	91,98
	41,72	0,04	0,02	8,11	0,13	50,40	0,33	0,09	0,19	101,02	91,72
	41,53	0,02	0,03	7,78	0,10	50,47	0,35	0,05	0,14	100,48	92,04
	41,58	0,00	0,05	7,58	0,10	50,25	0,30	0,05	0,14	100,05	92,20
	41,55	0,00	0,04	7,72	0,12	50,74	0,27	0,10	0,14	100,67	92,14
MIX75-1200	40,51	0,04	0,06	11,96	0,17	47,00	0,33	0,01	0,38	100,45	87,51
	40,65	0,05	0,03	11,68	0,13	47,06	0,24	0,04	0,30	100,19	87,77
	40,43	0,04	0,04	11,49	0,12	46,78	0,35	0,03	0,30	99,57	87,89
	40,52	0,03	0,05	11,63	0,13	46,77	0,30	0,00	0,30	99,73	87,75
	40,56	0,04	0,13	11,75	0,11	46,77	0,28	0,00	0,33	99,98	87,65
	40,73	0,00	0,05	11,70	0,19	47,01	0,24	0,03	0,28	100,23	87,75
	40,97	0,04	0,05	11,71	0,08	47,04	0,23	0,00	0,31	100,42	87,75
	40,48	0,00	0,05	11,69	0,15	47,05	0,26	0,00	0,35	100,03	87,77
	40,76	0,07	0,04	11,63	0,15	47,18	0,22	0,00	0,29	100,35	87,85

Table C2 (suite)

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO tot	MnO	MgO	CaO	Cr_2O_3	NiO	Total	Mg#[1]
MIX75-1300	41,42	0,04	0,02	8,75	0,14	49,97	0,50	0,09	0,23	101,15	91,06
	41,03	0,01	0,03	8,49	0,15	49,76	0,46	0,01	0,31	100,25	91,26
	41,00	0,02	0,03	8,63	0,13	49,98	0,44	0,14	0,31	100,68	91,17
	40,98	0,01	0,03	8,46	0,08	49,85	0,36	0,04	0,33	100,12	91,31
	40,96	0,05	0,04	8,58	0,10	49,80	0,38	0,00	0,26	100,17	91,19
	41,40	0,02	0,02	8,73	0,10	50,32	0,39	0,05	0,27	101,30	91,14
	41,24	0,04	0,03	8,48	0,17	49,62	0,39	0,03	0,33	100,33	91,26
	41,14	0,02	0,06	8,46	0,11	49,72	0,37	0,00	0,32	100,19	91,29
	40,92	0,03	0,04	8,33	0,09	49,60	0,37	0,04	0,31	99,72	91,39
	40,99	0,03	0,03	8,42	0,05	49,88	0,36	0,03	0,30	100,08	91,35
OCA2-1150	40,25	0,02	0,06	14,68	0,19	44,60	0,26	0,01	0,06	100,14	84,41
	39,89	0,02	0,38	14,73	0,15	44,57	0,31	0,00	0,11	100,16	84,36
	40,15	0,05	0,05	14,98	0,21	44,70	0,30	0,03	0,13	100,59	84,18
	40,08	0,06	0,05	15,19	0,17	43,97	0,29	0,00	0,19	99,99	83,77
	39,67	0,05	0,10	15,77	0,21	43,36	0,35	0,02	0,30	99,82	83,05
OCA2-1200	40,68	0,04	0,02	12,78	0,19	46,07	0,36	0,01		100,16	86,53
	40,67	0,00	0,11	12,41	0,16	45,82	0,34	0,01		99,52	86,81
	40,59	0,04	0,06	12,83	0,17	45,91	0,36	0,01		99,97	86,44
	40,24	0,05	0,01	13,03	0,11	46,21	0,28	0,04		99,98	86,34
	40,26	0,02	0,01	13,12	0,16	45,82	0,36	0,00		99,75	86,16
OCA2-1300	41,51	0,01	0,04	9,12	0,19	49,33	0,53	0,01		100,75	90,61
	41,22	0,04	0,04	9,10	0,11	49,35	0,51	0,01		100,37	90,63
	41,22	0,00	0,03	9,03	0,18	49,31	0,49	0,02		100,27	90,68
	41,21	0,02	0,03	8,89	0,18	49,20	0,53	0,01		100,08	90,80
	41,38	0,05	0,03	9,20	0,10	49,47	0,54	0,00		100,77	90,55

Table C3: Compositions des clinopyroxènes dans les expériences

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO tot	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	NiO	Total	Mg#[1]
KLB-1-1150	54,41	0,16	1,89	4,57	0,10	19,13	18,22	0,68	0,00	0,39		99,54	88,19
	53,98	0,16	2,17	4,49	0,09	18,68	18,46	0,70	0,00	0,27		98,99	88,12
	54,95	0,11	2,22	4,47	0,13	19,00	18,59	0,80	0,00	0,23		100,49	88,35
	52,28	0,37	4,32	4,54	0,14	18,29	18,65	0,68	0,02	0,10		99,39	87,78
	51,74	0,34	4,44	4,39	0,11	17,17	19,34	0,83	0,03	0,34		98,74	87,46
	54,28	0,25	2,40	3,89	0,07	18,51	19,48	0,65	0,00	0,19		99,73	89,46
	55,06	0,15	1,54	4,26	0,16	19,36	18,54	0,73	0,02	0,28	0,02	100,11	89,02
	54,68	0,17	2,42	3,99	0,20	18,63	19,57	0,78	0,00	0,12	0,12	100,69	89,28
	53,17	0,29	3,89	5,09	0,08	17,62	19,31	0,77	0,00	0,07	0,06	100,35	86,05
	55,21	0,07	0,58	4,53	0,14	19,97	18,34	0,57	0,03	0,07	0,10	99,60	88,72
	51,68	0,43	4,93	4,74	0,09	16,85	19,05	0,77	0,00	0,21		98,73	86,38
	54,28	0,12	0,97	3,83	0,11	19,49	19,11	0,64	0,00	0,18		98,73	90,08
	54,45	0,14	1,57	3,89	0,12	19,32	18,20	0,76	0,00	0,21		98,66	89,85
KLB-1-1200	54,48	0,12	2,25	4,10	0,15	19,94	18,39	0,48	0,02	0,29		100,22	89,65
	51,14	0,28	5,97	4,78	0,15	18,37	18,01	0,36	0,00	0,55		99,60	87,25
	52,10	0,22	4,90	4,75	0,16	18,19	18,84	0,45	0,03	0,68		100,31	87,23
	54,17	0,13	2,93	4,72	0,17	20,35	17,10	0,44	0,00	0,38		100,37	88,49
	51,06	0,20	5,72	4,65	0,06	17,62	18,99	0,42	0,01	0,91		99,64	87,10
	51,22	0,15	5,31	4,73	0,16	17,93	19,09	0,43	0,00	0,96		99,98	87,11
KLB-1-1300	53,88	0,12	3,46	4,53	0,09	21,34	15,96	0,29	0,00	0,95	0,07	100,67	89,37
	53,12	0,08	3,98	4,43	0,11	19,39	17,51	0,30	0,02	1,18		100,11	88,63
	52,58	0,10	4,62	4,52	0,11	18,80	18,52	0,32	0,00	1,01		100,57	88,12
	54,68	0,10	2,16	5,04	0,11	19,56	18,18	0,37	0,00	0,37	0,09	100,66	87,37
	54,67	0,12	3,38	5,01	0,13	20,29	16,51	0,33	0,01	0,89		101,34	87,82
MIX25-1200	50,23	0,50	6,30	5,31	0,14	17,43	18,63	0,47	0,02	0,70		99,72	85,40
	50,92	0,45	6,32	5,30	0,11	17,50	18,57	0,43	0,00	0,68		100,29	85,48
	51,49	0,47	5,27	5,49	0,11	19,40	16,45	0,37	0,00	0,58		99,63	86,31
	49,92	0,35	5,56	5,25	0,09	20,13	17,14	0,44	0,03	0,71		99,61	87,24
	50,96	0,36	6,16	5,31	0,15	18,35	17,86	0,47	0,00	0,62		100,24	86,03
	51,24	0,50	5,67	5,55	0,12	18,54	17,46	0,49	0,03	0,46		100,05	85,63
	51,17	0,44	6,14	5,26	0,13	18,26	18,51	0,39	0,00	0,65		100,95	86,09
	52,57	0,27	4,39	4,99	0,14	19,85	16,91	0,41	0,01	0,88		100,42	87,64
MIX25-1300	52,73	0,16	3,17	4,17	0,09	18,84	18,67	0,27	0,01	0,78		98,89	88,95
	52,30	0,23	3,77	4,91	0,09	18,78	18,15	0,29	0,02	0,91		99,44	87,22
	52,45	0,27	3,89	4,75	0,09	18,23	19,56	0,25	0,00	0,91	0,06	100,47	87,25
	51,83	0,32	3,92	4,40	0,07	18,30	19,46	0,34	0,00	0,97		99,61	88,12
	52,80	0,16	3,53	4,40	0,10	18,81	19,02	0,31	0,00	0,94		100,07	88,41
	53,10	0,28	3,12	4,61	0,13	19,34	17,99	0,28	0,00	0,75		99,60	88,21
	51,43	0,32	4,37	4,84	0,07	17,61	19,20	0,29	0,02	0,83		98,98	86,66
	52,45	0,22	3,66	4,38	0,11	18,14	19,09	0,28	0,00	0,76	0,07	99,14	88,06
	51,68	0,31	3,98	4,58	0,07	18,04	19,53	0,35	0,00	0,89	0,06	99,48	87,55
MIX50-1200	53,26	0,60	3,09	4,57	0,07	18,16	19,85	0,44	0,00	0,25		100,30	87,63
	52,16	0,57	4,50	4,46	0,12	18,39	18,94	0,38	0,00	0,32		99,84	88,03
	53,94	0,35	2,22	4,60	0,03	19,22	19,40	0,36	0,01	0,04		100,17	88,17
	51,95	0,59	5,29	4,62	0,10	18,06	18,61	0,40	0,04	0,53		100,19	87,45
	52,21	0,50	4,50	4,54	0,09	18,45	19,24	0,37	0,00	0,52		100,43	87,87
	53,49	0,45	2,65	4,56	0,13	18,56	18,92	0,42	0,03	0,40		99,60	87,89
	51,99	0,47	4,71	4,10	0,05	17,35	20,31	0,33	0,00	0,73		100,05	88,28
MIX50-1250	52,99	0,33	3,59	3,77	0,07	19,13	18,45	0,28	0,01	0,57		99,18	90,04
	53,11	0,44	3,82	3,77	0,12	18,73	19,23	0,29	0,02	0,54		100,07	89,85
	52,85	0,30	3,63	3,49	0,07	19,08	19,19	0,30	0,00	0,62		99,53	90,68
	52,45	0,42	3,97	4,20	0,09	18,94	18,30	0,28	0,02	0,59		99,26	88,94
	52,73	0,34	3,88	3,50	0,11	18,55	19,67	0,28	0,05	0,58		99,69	90,42
	54,45	0,32	2,03	4,57	0,10	19,96	18,14	0,31	0,03	0,62		100,54	88,61
	53,04	0,31	3,40	4,05	0,13	19,68	18,07	0,29	0,00	0,82		99,80	89,64
	53,11	0,44	3,27	3,94	0,06	18,82	19,24	0,26	0,03	0,58		99,77	89,49
	54,03	0,33	2,50	4,14	0,10	19,78	18,57	0,29	0,02	0,42	0,06	100,23	89,50
MIX50-1300	54,42	0,26	2,23	3,56	0,07	19,45	19,77	0,23	0,02	0,67	0,07	100,74	90,69
	53,93	0,39	2,46	3,45	0,05	18,82	20,54	0,24	0,01	0,60		100,49	90,69
	53,98	0,22	2,37	3,42	0,08	19,51	19,96	0,25	0,01	0,91	0,06	100,78	91,04
	53,78	0,48	3,24	3,73	0,05	18,49	20,01	0,29	0,00	0,65	0,06	100,77	89,84
	53,25	0,48	3,39	3,84	0,05	18,54	20,23	0,31	0,00	0,57		100,67	89,60
	53,31	0,40	3,19	4,05	0,07	17,75	20,86	0,31	0,00	0,56		100,50	88,65
	54,07	0,30	2,54	3,54	0,08	18,88	20,40	0,24	0,00	0,69		100,74	90,49
MIX75-1200	50,10	0,88	6,19	5,10	0,07	15,36	21,26	0,41	0,00	0,36	0,07	99,81	84,30
	50,54	0,84	5,64	4,87	0,05	15,77	21,69	0,39	0,02	0,24		100,06	85,23
	50,11	0,71	4,73	5,36	0,08	18,67	19,79	0,32	0,01	0,16	0,11	100,06	86,13
	50,41	0,64	5,75	4,88	0,07	15,88	21,18	0,44	0,04	0,34		99,63	85,30
	49,90	0,84	5,76	5,37	0,06	15,48	21,51	0,42	0,04	0,27	0,08	99,72	83,72
	50,45	0,69	5,40	5,36	0,13	15,86	21,30	0,37	0,02	0,43		100,02	84,05
	48,84	1,09	6,77	6,32	0,07	14,98	20,00	0,55	0,00	0,17		98,79	80,86
	49,76	0,78	5,70	5,57	0,07	15,42	21,35	0,42	0,02	0,22	0,06	99,39	83,14
	50,37	0,85	6,19	5,01	0,09	15,77	21,63	0,39	0,00	0,25	0,06	100,60	84,86
	51,57	0,54	4,37	5,17	0,01	16,59	21,62	0,37	0,00	0,20		100,44	85,13

Table C3 (suite)

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO tot	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	NiO	Total	Mg#[1]
MIX75-1300	51,37	0,84	5,21	3,73	0,07	16,61	22,16	0,27	0,03	0,52		100,83	88,81
	52,91	0,36	2,74	3,61	0,09	17,86	22,11	0,26	0,00	0,58	0,06	100,56	89,82
	53,03	0,35	2,81	3,66	0,08	17,82	21,63	0,24	0,00	0,58	0,09	100,30	89,68
	52,77	0,32	2,83	3,44	0,05	17,62	21,42	0,28	0,00	0,68	0,07	99,48	90,12
	53,24	0,30	2,69	3,58	0,11	18,00	21,81	0,22	0,00	0,63	0,11	100,69	89,96
	53,59	0,35	2,48	3,57	0,08	17,93	22,11	0,25	0,03	0,51	0,10	100,99	89,95
	52,35	0,23	2,58	3,54	0,03	17,74	21,66	0,28	0,04	0,68		99,13	89,94
	52,63	0,31	3,04	3,71	0,13	17,96	21,18	0,22	0,03	0,60	0,08	99,88	89,62
OCA2-1150	47,64	1,62	8,69	5,88	0,10	13,24	21,38	0,73	0,02	0,18	0,08	99,55	80,07
	48,40	1,37	7,85	5,94	0,05	13,47	21,43	0,72	0,00	0,12	0,07	99,42	80,17
	48,00	1,19	7,95	6,12	0,14	13,47	21,33	0,71	0,00	0,24		99,15	79,69
	47,11	1,72	8,83	6,31	0,06	12,98	21,33	0,74	0,00	0,14		99,24	78,58
	48,10	1,38	8,25	5,64	0,12	13,73	21,41	0,68	0,00	0,17		99,49	81,27
OCA2-1200	50,67	0,97	5,76	4,99	0,05	14,98	22,17	0,44	0,03	0,15		100,23	84,25
	51,27	0,88	4,94	4,87	0,09	15,48	22,08	0,35	0,02	0,17		100,17	84,99
	49,16	1,03	6,63	5,46	0,11	14,19	21,57	0,50	0,15	0,28		99,09	82,25
	50,23	0,95	6,36	5,09	0,11	14,92	22,34	0,36	0,01	0,13		100,49	83,93
	49,80	0,92	6,10	5,30	0,07	14,84	21,94	0,44	0,07	0,25		99,73	83,31
	49,31	1,03	6,43	5,18	0,10	14,82	22,28	0,45	0,00	0,21		99,81	83,61
	49,66	0,94	6,41	5,39	0,08	14,73	22,20	0,42	0,03	0,12		99,98	82,96
	50,27	0,95	6,65	5,75	0,11	14,69	21,53	0,56	0,14	0,23		100,89	81,99
	50,45	0,86	5,66	4,99	0,05	14,92	22,66	0,40	0,00	0,20		100,19	84,19
OCA2-1300	52,56	0,41	3,01	3,45	0,06	16,99	22,54	0,21	0,05	0,29		99,56	89,77
	52,89	0,40	3,15	3,24	0,05	17,13	22,79	0,20	0,03	0,34		100,23	90,42
	52,32	0,82	3,99	4,33	0,06	16,82	21,89	0,33	0,00	0,20		100,76	87,38
	53,62	0,36	2,44	3,43	0,07	17,57	22,51	0,26	0,00	0,29		100,55	90,12
	51,35	0,54	4,10	4,47	0,06	16,72	22,16	0,27	0,06	0,28		100,00	86,96
	52,80	0,44	3,28	3,83	0,08	17,17	22,22	0,23	0,02	0,26		100,32	88,88
	52,91	0,34	2,80	3,74	0,02	17,32	22,60	0,19	0,01	0,35		100,27	89,18
	52,33	0,42	3,06	3,65	0,00	16,84	22,85	0,19	0,00	0,39		99,73	89,17
	52,83	0,39	3,06	3,44	0,03	17,09	22,46	0,25	0,00	0,37		99,92	89,84
	52,24	0,54	4,02	3,97	0,00	16,61	22,48	0,18	0,03	0,35		100,43	88,17
	52,96	0,37	2,59	3,22	0,04	17,27	23,20	0,20	0,02	0,29		100,16	90,52

Table C4: Compositions des orthopyroxènes dans les expériences

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO tot	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	NiO	Total	Mg#[1]
KLB-1-1150	54,18	0,15	5,59	6,85	0,14	31,85	1,20	0,01	0,00	0,30	0,05	100,33	89,23
	55,45	0,14	3,75	6,14	0,15	32,71	1,25	0,08	0,00	0,24	0,02	99,95	90,47
	54,95	0,16	4,39	5,93	0,20	32,00	1,55	0,07	0,00	0,20	0,02	99,47	90,59
	54,86	0,17	4,66	5,94	0,15	31,68	1,53	0,24	0,04	0,41	0,05	99,72	90,48
KLB-1-1200	54,83	0,15	4,74	6,57	0,10	31,99	1,85	0,06	0,00	0,61		100,91	89,67
	53,98	0,10	5,66	6,70	0,10	31,17	1,82	0,12	0,00	0,42		100,07	89,24
	54,88	0,12	4,64	6,43	0,13	31,97	1,94	0,04	0,05	0,75		100,97	89,86
KLB-1-1300	54,50	0,08	4,81	6,31	0,13	31,75	1,94	0,06	0,03	0,94	0,07	100,61	89,97
	55,57	0,06	3,30	5,84	0,14	32,06	2,36	0,05	0,00	0,84	0,09	100,32	90,72
	55,69	0,08	3,31	5,76	0,11	32,00	2,80	0,04	0,01	0,54	0,06	100,40	90,83
	55,10	0,08	4,02	6,20	0,18	32,09	2,07	0,03	0,00	0,86	0,07	100,70	90,22
MIX25-1200	55,09	0,08	3,26	6,24	0,12	31,27	3,07	0,06	0,00	0,80		100,00	89,93
	53,50	0,20	5,55	6,88	0,09	31,14	2,19	0,06	0,03	0,68		100,31	88,97
	54,01	0,19	4,78	7,22	0,17	31,34	2,02	0,04	0,00	0,45		100,20	88,56
	53,69	0,23	5,25	7,01	0,11	30,92	1,92	0,06	0,01	0,69		99,88	88,71
	53,85	0,22	5,49	6,96	0,10	30,65	2,05	0,05	0,03	0,64		100,03	88,71
	55,51	0,10	2,66	6,24	0,12	32,18	2,68	0,05	0,00	0,62		100,16	90,18
	56,09	0,13	2,43	6,04	0,11	32,78	2,60	0,07	0,00	0,78		101,03	90,63
	55,26	0,07	3,39	6,68	0,18	32,25	2,52	0,08	0,01	0,67		101,10	89,59
	54,25	0,20	4,87	6,70	0,13	31,13	2,14	0,06	0,00	0,46		99,93	89,23
	55,19	0,17	3,64	6,21	0,19	31,93	2,46	0,07	0,02	0,52		100,38	90,16
MIX25-1300	53,38	0,17	2,72	6,79	0,16	34,47	1,76	0,02	0,01	0,63	0,07	100,16	90,05
	54,78	0,13	3,29	6,72	0,12	31,47	2,28	0,05	0,00	0,62	0,08	99,54	89,30
	54,24	0,15	3,57	6,77	0,11	31,28	1,89	0,03	0,00	0,67	0,09	98,80	89,18
	53,99	0,18	3,51	6,54	0,08	31,47	1,85	0,00	0,00	0,75	0,06	98,44	89,57
	54,29	0,08	3,29	6,57	0,12	31,82	1,84	0,03	0,01	0,87	0,05	98,97	89,62
	54,60	0,13	3,05	6,56	0,13	31,64	2,21	0,04	0,00	0,69	0,11	99,14	89,58
MIX50-1200	54,14	0,27	4,96	6,76	0,11	31,37	2,05	0,06	0,00	0,42	0,02	100,18	89,21
	54,28	0,31	5,78	6,95	0,10	30,78	2,05	0,05	0,00	0,35	0,00	100,66	88,76
	54,61	0,26	4,56	6,94	0,12	31,36	2,22	0,05	0,00	0,38	0,02	100,53	88,96
	54,56	0,27	4,72	7,21	0,12	31,33	1,95	0,08	0,00	0,34	0,06	100,65	88,56

Table C5: Compositions des spinelles dans les expériences

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO tot	MnO	MgO	CaO	Na_2O	Cr_2O_3	NiO	Total	Cr#[1]
KLB-1-1150	0,58	0,34	42,26	23,29	0,10	18,26	0,10	0,04	11,82	0,32	97,11	15,80
	0,39	0,41	39,46	24,29	0,13	17,98	0,06	0,00	14,83	0,33	97,88	20,14
KLB-1-1200	0,25	0,27	28,56	23,89	0,12	16,67	0,05	0,00	26,91		96,71	38,73
	0,20	0,33	29,06	23,67	0,22	16,48	0,09	0,01	26,22		96,28	37,70
	0,43	0,29	29,54	23,91	0,19	21,05	0,04	0,00	24,47		99,91	35,72
KLB-1-1300	0,23	0,32	29,03	23,69	0,18	17,46	0,17	0,02	27,16	0,16	98,41	38,56
	0,18	0,33	26,39	24,20	0,23	16,43	0,12	0,00	28,90	0,24	97,02	42,35

Table C6: Compositions des phlogopites et amphiboles dans les expériences

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO tot	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	NiO	Total	Mg#[1]
phlogopite													
OCA2-1150	37,93	3,93	16,47	8,37	0,03	17,60	2,80	0,79	8,21	0,09	0,14	96,35	78,94
OCA2-1150	36,77	4,36	16,93	8,32	0,06	18,23	0,19	0,76	9,37	0,12	0,11	95,21	79,62
OCA2-1150	36,65	4,25	17,21	8,35	0,07	18,32	0,24	0,81	9,62	0,11	0,12	95,76	79,63
amphibole													
OCA2-1150	40,69	3,21	14,80	8,77	0,06	14,35	11,77	2,20	1,88	0,05	0,09	97,87	74,46
OCA2-1150	40,54	3,12	14,63	8,46	0,07	14,40	12,43	2,10	1,76	0,04	0,07	97,61	75,21
OCA2-1150	40,25	3,35	14,73	8,51	0,05	14,48	11,67	2,18	1,98	0,10	0,06	97,35	75,21
OCA2-1150	39,97	3,39	14,99	8,47	0,01	14,23	11,54	2,13	1,89	0,03	0,07	96,74	74,96
OCA2-1150	40,47	3,18	14,34	8,55	0,02	14,58	11,28	2,24	1,91	0,11	0,06	96,74	75,25

Table D : Compositions des capsules expérimentales à proximité du verre

	Pd	2σ	Au	2σ	Si	2σ	**Fe**	2σ	Total	LD_{Fe}
KLB-1-1200	19,83	*0,19*	79,88	*0,49*	0,033	*0,004*	**0,33**	*0,03*	100,08	375
KLB-1-1300	19,71	*0,28*	79,74	*0,47*	0,051	*0,015*	**0,33**	*0,04*	99,83	376
MIX25-1200	18,93	*0,36*	79,17	*0,19*	0,031	*0,011*	**0,41**	*0,06*	98,55	384
MIX25-1300	19,22	*0,27*	78,52	*0,43*	0,033	*0,019*	**0,31**	*0,04*	98,09	374
MIX50-1200	19,55	*0,33*	79,06	*0,47*	0,046	*0,006*	**0,42**	*0,02*	99,08	373
MIX50-1250	19,68	*0,36*	79,82	*0,79*	0,035	*0,015*	**0,36**	*0,04*	99,90	370
MIX50-1300	19,73	*0,23*	78,98	*0,53*	0,044	*0,007*	**0,36**	*0,08*	99,11	373
MIX75-1200	19,53	*0,29*	79,40	*0,36*	0,033	*0,006*	**0,40**	*0,04*	99,36	374
MIX75-1300	19,65	*0,24*	79,87	*0,78*	0,040	*0,009*	**0,38**	*0,06*	99,94	373
OCA3-1150	19,26	*0,33*	78,92	*0,55*	0,038	*0,007*	**0,45**	*0,05*	98,68	377
OCA3-1200	19,80	*0,41*	78,86	*0,77*	0,033	*0,009*	**0,48**	*0,03*	99,17	376
OCA2-1300	19,74	*0,69*	78,53	*2,33*	0,030	*0,005*	**0,34**	*0,05*	98,63	373

Pd = paladium, Au = or, Si = silice, Fe = fer, LDFe = limite de détection du fer (ppm)

Table E: Résultats de la modélisation pMELTS

	Compositions des liquides													**proportions des phases**					
T (°C)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO_{tot}	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Ne^2	Qz^2	Hy^2	Ol^2	Liq	Ol	Cpx	Opx	Spi	Phlo
KLB-1																			
1150	50,28	0,36	19,80	6,74	7,92	6,42	3,88	0,42	4,19	0	0	16,22	10,37	4,79	60,33	14,30	19,10	1,47	
1200	48,35	0,50	18,85	8,57	10,06	7,60	2,98	0,30	2,78	0	0	12,52	18,40	7,21	61,03	13,17	17,72	0,87	
1250	46,44	0,64	17,62	10,34	12,41	8,70	2,04	0,16	1,64	0	0	11,96	23,36	12,18	61,56	10,62	15,5		
1300	47,08	0,66	15,07	10,62	14,09	9,83	1,48	0,10	1,06	0	0	17,08	19,98	18,98	62,37	6,38	12,26		
25%																			
1150	50,33	0,71	19,84	6,95	7,35	6,31	3,15	1,31	4,04	0	0	22,14	4,78	9,18	54,22	27,72	8,16	0,64	
1200	48,47	1,00	18,57	8,74	9,45	7,65	2,46	0,89	2,76	0	0	17,80	12,90	14,59	57,01	28,38			
1250	48,07	1,25	16,31	9,69	11,36	8,91	1,91	0,61	1,89	0	0	19,40	13,14	19,67	55,6	23,11	1,52		
1300	47,97	1,23	13,81	10,01	13,10	10,64	1,49	0,43	1,33	0	0	16,80	14,72	27,94	55,50	16,54			
50%																			
1150	49,17	0,82	20,22	6,20	6,31	8,28	3,28	1,72	3,99	0,15	0	0	16,20	13,21	47,07	39,66			
1200	47,65	1,19	18,15	7,62	7,86	10,49	2,73	1,29	3,02	2,02	0	0	16,28	17,68	46,28	36,05			
1250	46,57	1,55	15,79	8,68	9,52	12,68	2,13	0,91	2,16	3,01	0	0	16,05	24,93	44,93	30,15			
1300	46,66	1,57	13,24	9,03	11,19	14,56	1,59	0,64	1,52	2,69	0	0	15,65	35,65	43,43	20,93			
75%																			
1150	44,92	0,94	18,87	8,56	6,22	10,62	3,43	1,96	4,49	12,47	0	0	13,65	15,59	35,6	48,62			0,17
1200	44,30	1,37	16,76	9,73	7,69	12,72	2,73	1,44	3,26	11,29	0	0	13,57	21,69	34,44	43,88			
1250	44,16	1,75	14,54	10,27	9,27	14,64	2,07	1,01	2,29	9,65	0	0	13,24	31,09	32,58	36,31			
1300	45,05	1,73	12,24	9,99	10,93	16,20	1,54	0,71	1,59	7,18	0	0	12,91	44,52	30,86	24,63			
OCA2																			
1150	41,58	1,05	17,28	11,70	6,14	12,67	3,45	1,76	4,37	16,52	0	0	13,99	18,622	22,99	57,43			0,96
1200	41,91	1,52	15,39	12,02	7,47	14,40	2,64	1,46	3,18	12,46	0	0	14,74	27,22	21,91	50,88			
1250	42,56	1,89	13,48	11,75	9,01	16,01	2,00	1,04	2,26	9,34	0	0	14,70	38,69	19,9	41,41			
1300	44,02	1,82	11,46	10,80	10,71	17,32	1,50	0,75	1,61	6,99	0	0	13,77	54,49	18,02	27,49			

Liq = liquide, Ol = olivine, CPx = clinopyroxène, Opx = orthopyroxène, Spi = spinelle, Phlo = phlogopite