



HAL
open science

**Approches pétrogéochimique et géomathématique de la
cyclicité magmatique en contexte d'accrétion océanique :
de la fusion partielle aux séquences de
réalimentation/vidange des réservoirs crustaux.**

Carole Cordier

► **To cite this version:**

Carole Cordier. Approches pétrogéochimique et géomathématique de la cyclicité magmatique en contexte d'accrétion océanique : de la fusion partielle aux séquences de réalimentation/vidange des réservoirs crustaux.. Géochimie. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2006. Français. NNT : . tel-00158336

HAL Id: tel-00158336

<https://theses.hal.science/tel-00158336>

Submitted on 28 Jun 2007

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

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



THESE

Présentée pour l'obtention du diplôme de

DOCTORAT de l'Université de Bretagne Occidentale

Spécialité : GEOSCIENCES MARINES

par

Carole Cordier

Approches pétrogéochimique et géomathématique de la cyclicité magmatique en contexte d'accrétion océanique : de la fusion partielle aux séquences de réalimentation/vidange des réservoirs crustaux.

Soutenue le 1^{er} décembre 2006 devant le jury composé de :

M. René Maury	Professeur	Président
M. Martial Caroff	Maître de Conférences	Directeur
M. Steve Tait	Professeur	Rapporteur
M. Georges Ceuleneer	Directeur de Recherche CNRS	Rapporteur
M. Benoît Ildefonse	Chargé de Recherche CNRS	Examineur
M. Eric Humler	Professeur	Examineur

Entre

Ce que je pense,
Ce que je veux dire,
Ce que je crois dire,
Ce que je dis,

Ce que vous avez envie d'entendre,
Ce que vous croyez entendre,
Ce que vous entendez,
Ce que vous avez envie de comprendre,
Ce que vous comprenez,

Il y a dix possibilités qu'on ait des difficultés à communiquer
Mais essayons comme même.

Edmond Wells
Encyclopédie du savoir relatif et absolu

Trois ans se sont écoulés depuis le début de ma thèse... Tant de personnes ont croisé ma route, personnellement ou professionnellement, le temps d'un instant ou tout au long de ces années... Tant de personnes qui m'ont apporté une aide ou un conseil, une écoute attentive, un petit moment de bonheur, un sourire ou un fou rire.... Impossible donc de n'oublier personne à l'heure des remerciements.

Je tiens avant tout à exprimer ma reconnaissance à Steve Tait, Georges Ceuleneer, Eric Humler, Benoît Ildefonse et René Maury pour avoir accepté de juger ce travail.

Un énorme merci, Martial Caroff, d'avoir élaboré ce sujet, qui au final me convient bien mieux que celui, peut être plus attrayant au premier abord, qui aurait du m'être destiné. J'y ai pris un réel plaisir. Merci aussi pour nos longues discussions, parfois mouvementées... le plus obstiné des deux, difficile à dire. Mais ces débats ont toujours été riches d'enseignement et m'ont permis de progresser tout au long de ces trois années. Et enfin, merci d'avoir tenté, notamment dans ces derniers mois de rédaction, de m'inculquer un brin de ta rigueur scientifique exceptionnelle, bien loin parfois de mon esprit 'proustien', un peu tordu.

Eric Rannou, un grand merci. D'avoir délaissé tes hiéroglyphes pour accepter de te lancer avec nous dans cette aventure géomathématique pleine de haut et de bas, comme une 'sinusoïde'... Ce ne fut pas tous les jours faciles, les déconvenues de la soumission ayant une bien courte période... mais sans toi ce travail n'aurait pas été possible...et loin d'être aussi 'béton'. Merci aussi d'avoir relu ma prose 'cordiérienne', très géologique et parfois très alambiquée et d'y avoir apporté ta rigueur mathématique.

Merci également Mathieu Benoit de m'avoir accompagnée pour une petite balade le long profil nord de la campagne Gimnaut. Cette excursion 'géochimique' ne fut pas simple, mon esprit en a presque 'fondu' ... Un énorme merci aussi de m'avoir motivée pour embarquer à bord du Joides.... Ce fut une expérience professionnelle et personnelle unique, tant de découvertes, de rencontres, de collaborations... Il paraîtrait même que mon accent anglais s'y serait amélioré.

Jean-Alix Barrat, Bernard Le Gall, Christophe Hémond, Jérôme Dymont et Mitsuko Kitazawa, merci pour vos commentaires très constructifs sur mes travaux Gimnautiens et Blanconiens. Votre éclairage me fut toujours très utile.

Claire Bassoulet et Danièle Hureau, merci pour votre compétence analytique, votre bonne humeur et votre gentillesse à tout épreuve. Ma gratitude également pour l'attention que vous nous apportée, à nous, petits thésards en géochimie.... L'acquisition des mesures isotopiques, et même le ménage en salle blanche, en deviennent un plaisir...

Dominique Gac, je te dois une fière chandelle... sans le nombre impressionnant d'articles que tu m'as fait parvenir, toujours avec rapidité et gentillesse, cette thèse serait bien plus mince (peut être cela aurait arrangé les examinateurs...).

Jo Cotten, merci pour toutes les analyses que tu m'as effectuées, parfois en extrême urgence. Tes sifflotements et tes plaisanteries illuminent le troisième étage du Bouguen (pour le peu que j'y passe me répondras-tu) et ta bonne humeur m'a bien souvent rendu le sourire.

Mes chers collègues du bureau B-133, Antoine, Philou (désolée mais après tant d'année c'est le surnom qui me vient sous les doigts), et Carlos, merci pour tous les moments que nous avons partagé, intra- ou extra-IUEM. Vous avez supporté mes hauts et mes bas et vous m'avez écoutée et conseillée dans les moments de doute. Une dédicace spéciale à Carlos, comme promis, qui comme la Corona, a toujours été présent dans les grandes occasions... et s'en était une de grande occasion.

Un merci à tous les autres thésards... les anciens et les nouveaux... pour la bonne humeur et la fraîcheur que chacun amène avec lui... avec une pensée particulière pour Anne, Fateh et Gwen... tous dans la dernière ligne droite.

Une dédicace aux expatriés de la Bretagne, mais qui continuent à me soutenir par MSN, Christophe, Ewan et Armelle, Steph...

Et sans t'oublier Sandrine, tu as été présente dans les moments les plus durs comme dans les plus joyeux, à bientôt pour de nouveaux fous rires incontrôlables.

Nuno, um só obrigada não pode exprimir todo o que me trouxeste. Apenas, um enorme obrigada por suportares os meus macaquinhos no sotão desde ha alguns meses. A partir de hoje, eu volto a ser a tua francesinha namorada e cheia de loucura.

Papa, Pierre et Sergine. Merci, pour votre présence, votre soutien et le grand rayon de bonheur et de bien-être qui continue à irradier du Rheun.

Approches pétrogéochimique et géomathématique de la cyclicité magmatique en contexte d'accrétion océanique : de la fusion partielle aux séquences de réalimentation/vidange des réservoirs crustaux.

Les études présentées dans ce mémoire ont permis de cerner, à partir des caractéristiques géochimiques et pétrographiques des laves émises en contexte d'accrétion océanique, l'évolution temporelle du fonctionnement des réservoirs magmatiques et de la fusion partielle du manteau supérieur à l'axe des dorsales océaniques. En l'absence de datations absolues fiables sur les laves étudiées, la chronologie relative entre les échantillons a été approchée par des méthodes complémentaires, basées sur les relations géographiques et stratigraphiques des échantillons.

Dans un premier temps, un modèle géomathématique a été élaboré afin de retracer l'évolution d'une chambre magmatique soumise à une réalimentation fluctuant de manière sinusoïdale au cours du temps. L'application de ce modèle à un site naturel nécessite de contraindre l'amplitude des variations chimiques des laves par un échantillonnage de qualité ainsi que d'autres paramètres géologiques, impliquant quant à eux de nombreuses hypothèses sur la géométrie et l'état physico-thermique du réservoir magmatique. L'approche géochimique de ce modèle a été appliquée à trois sites naturels, la dorsale Est Pacifique (EPR), le propagateur du Bassin Nord Fidjien et la dorsale Juan de Fuca (JdF). Par deux fois, les compositions en éléments en trace incompatibles des liquides de réalimentation déduites du modèle géomathématique ont reproduit celles calculées sur des bases expérimentales. Pour deux des sites (EPR et JdF), les périodes des cycles de fonctionnement du réservoir magmatique ont également pu être déterminées (750 et 1000 ans pour l'EPR et la dorsale JdF, respectivement). Ce modèle géomathématique permet ainsi de caractériser les flux instantanés de magma au sein des réservoirs et complète les études géomorphologiques et géophysiques estimant quant à elles la périodicité de l'apport magmatique moyen, du manteau vers la croûte.

La seconde partie du mémoire porte sur les dykes et les coulées volcaniques affleurant à l'extrémité sud de la dorsale JdF, le long des flancs de la Dépression Ouest Blanco. Les compositions isotopiques Sr-Nd des échantillons ont permis de caractériser un manteau hétérogène sous la zone de fracture Blanco, constitué de péridotites très appauvries, proches d'un pôle mantellique pur, veinées de matériel plus enrichi. Le régime cinématique de cette

zone, évoluant de la propagation à l'accrétion, semble avoir permis la refusion à l'axe de la dorsale JdF d'un manteau résiduel, ayant préalablement fondu sous un segment en propagation. Parallèlement, l'analyse des zonations des phénocristaux et xénocristaux de plagioclase a mis en évidence des phénomènes de mélange entre des magmas dacitiques riches en eau et des magmas basaltiques. Les fluctuations de l'indice de différenciation Mg# en fonction de la position stratigraphique de laves cogénétiques ont permis d'expliquer ces mélanges en terme de réalimentation épisodique du réservoir magmatique. L'application du modèle géomathématique suggère que le magma réalimentant le réservoir correspondrait à un MORB-N basaltique (Mg#~68,5).

Dans le troisième volet, les laves étudiées ont été prélevées transversalement à l'axe de la dorsale Centrale Indienne vers 19°S, une zone cinématiquement complexe de part la possible contamination du manteau supérieur indien par le point chaud de la Réunion à ces latitudes. Les compositions isotopiques Sr-Nd des laves ont mis en évidence une fluctuation significative de la nature de la source mantellique au cours du temps. Certaines compositions convergent vers celles des basaltes de la ride volcanique hors-axe Gasitao et reflèteraient ainsi une interaction entre le point chaud de la Réunion et la dorsale. Néanmoins, une telle interaction ne pourra être confirmée qu'après l'acquisition des compositions isotopiques en plomb de ces échantillons. La majorité des rapports isotopiques Sr-Nd des laves du profil nécessite cependant de considérer un composant mantellique enrichi additionnel, dont la nature reste à contraindre mais qui s'exprimerait également au niveau de l'île volcanique Rodrigues. Par ailleurs, afin de reproduire l'enrichissement en éléments incompatibles de certains de ces échantillons il est nécessaire d'envisager une covariation du degré de fusion et de la nature de la source. La distribution des laves enrichies le long du profil suggère alors une fluctuation du degré de fusion au cours du temps, à première vue périodique (période de 200-250 Ka).

Petrogeochemical and Geomathematic Approaches of the Temporal Cyclicity of Magmatic Processes During Oceanic Spreading: from Partial Melting to Replenishment/Tapping Cycles in a Magma Reservoir.

The present studies, based on geochemical and petrographic features of mid-ocean ridge lavas, permitted constraining the temporal evolution of a magma reservoir and the partial melting of the mantle source beneath the spreading ridge axes. In lack of constraints about absolute ages, the relative chronology between samples has been constrained from their geographic and stratigraphic relationships.

In a first step, a geomathematic model has been elaborated to track the evolution of a periodically replenished magma chamber. The flux of replenishment magma evolves sinusoidally through time. The application of the model to a natural site requires the constraint of the amplitude of the chemical variations in lavas recovered by a high quality sampling. Besides, geological input parameters have to be approached through hypotheses on magma reservoir geometry and physical-thermal state. The geochemical resolution approach of this model has been applied to three accretion sites: the East Pacific Rise (EPR), the North Fiji Basin propagator, and the Juan de Fuca Ridge (JdF). For the North Fiji propagator and the JdF, the incompatible trace element compositions calculated for the replenishment liquid perfectly fit those determined from experimental constraints. For the EPR and the JdF, the periodicity of the magma chamber evolution has been determined (750 and 1000 years, respectively). The geomathematic model is thus useful to characterize the instantaneous flux of magma through the reservoir and is a complement to geomorphological and geophysical studies that estimate the mean magma budget periodicity.

The second part of the dissertation applies to dikes and lavas that outcrop at the southern tip of the JdF, along both flanks of the West Blanco Depression. The Sr-Nd isotope compositions have been used to characterize a heterogeneous mantle beneath the Blanco fracture zone. The mantle is composed of highly depleted peridotites, isotope compositions of which are close to a pure mantle end-member, veined with a more enriched component. The kinematic regime at the southern tip of the JdF, evolving from propagation to accretion, might have played a role in the remelting at the JdF axis of a residual mantle source, previously melted beneath a propagating segment. Besides, precise analyzes of zoning patterns in plagioclase phenocrysts and xenocrysts have highlighted the mixing in the magma chamber between

H₂O-bearing dacitic melts and anhydrous mafic melts. For cogenetic lavas, based on the depth fluctuations of the magma differentiation proxy Mg#, such mixings have been interpreted as evidence for episodic replenishment of the magma chamber. The results of the geomathematic model, but also of the more experimental interpretations, suggest that the replenishment liquid is a basaltic N-MORB (Mg#~68.5).

Then, in a third study, the examined lavas have been collected transversally to the Central Indian Ridge axis around 19°S, a complex ridge portion, potentially interacting with the Réunion hotspot. The Sr-Nd isotope compositions have highlighted a significant fluctuation of the mantle source through time. Some compositions tend toward those of the Gasitao off-axis volcanic ridge, suggesting a ridge-hotspot interaction. However, most of the compositions require the consideration of an additional enriched mantle component, also involved in the genesis of the volcanic Rodrigues Island. Besides, to reproduce the incompatible trace element enrichment of these lavas, both variations of the melting degree and of the mantle source are required. The repartition of the enriched lavas along the profile then suggests that the melting rate fluctuates periodically, over a period of 200-250 Ky.

Sommaire.

Introduction	1
A. Processus magmatiques en contexte d'accrétion océanique.	4
1. La fusion partielle du manteau supérieur.	5
1.1. Les modèles de fusion partielle.	5
1.2. Hétérogénéité du manteau source sous les dorsales océaniques.	8
2. Evolution des magmas au sein des réservoirs magmatiques crustaux sous les dorsales rapides et intermédiaires.	10
2.1. Structure lithologique de la croûte océanique.	11
2.2. Géométrie du réservoir magmatique sous les dorsales rapides et intermédiaires et processus d'accrétion.	12
<i>Drilling to gabbro in intact ocean crust.</i> Douglas et al. (2006) <i>Science</i> .	18
2.3. Processus de différenciation au sein du réservoir magmatique.	23
2.4. Morphologie axiale des segments d'accrétion et bilan magmatique.	25
2.4.1. Morphologie axiale et taux d'accrétion.	25
2.4.2. Segmentation morphologique des dorsales rapides et apport magmatique.	26
2.4.3. Nomenclature des dépressions entaillant l'axe des dorsales.	28
2.4.4. Grandes dépressions sommitales et état du réservoir magmatique.	30
B. La Dorsale Est Pacifique entre 17 et 19°S et le propagateur du Bassin Nord Fidjien. Une nouvelle procédure mathématique pour modéliser l'évolution temporelle des réservoirs magmatiques périodiquement réalimentés et vidangés.	33
I. Introduction	33
1. Synthèse sur les modèles géochimiques de réservoirs magmatiques.	33
1.1. Les réservoirs magmatiques évoluant en système clos.	34
1.2. Les réservoirs magmatiques évoluant en système ouvert.	34
1.3. Les modèles physicochimiques.	36
2. L'application à l'EPR du modèle de réservoir réalimenté, vidangé et cristallisant en continu.	37
3. L'élaboration du modèle de réservoir magmatique soumis à une injection sinusoïdale.	38
3.1. Quoi de neuf par rapport au modèle de Caroff et al. (1997) ?	38
3.2. Ma contribution à l'élaboration et à la résolution de ce modèle.	41
II. Nouvelle approche géochimique de modélisation des réservoirs magmatiques périodiquement réalimentés : Un apport cyclique de magma rend-il compte de l'évolution tectono-magmatique de l'axe de l'EPR entre 17° et 19°S ?	43
Résumé.	43
<i>A geochemical approach to model periodically replenished magma chambers : Does oscillatory supply account for the magmatic evolution of EPR 17-19°S?</i> Rannou et al. (2006) <i>Geochimica et Cosmochimica Acta</i> .	44
III. Etude de la sensibilité du modèle de réalimentation sinusoïdale (Rannou et al., 2006) aux variations des paramètres d'entrée s'appliquant à l'EPR entre 17° et 19°S.	58
1. Conditions d'application du modèle de Rannou et al. (2006) à un site naturel.	58
2. Sensibilité des résultats aux compositions C_{\min}^{REE} et C_{\max}^{REE} .	61
2.1. Estimation de l'amplitude des variations des concentrations en REE dans les laves émises par le réservoir.	61
2.2. Influence des concentrations introduites dans la modélisation sur les résultats.	67
2.3. Implications géologiques.	71
3. Influence des paramètres Q_A-Q_B et r_e .	71
3.1. Estimation de l'intervalle de variation du paramètre Q_A-Q_B .	71
3.2. Estimation de la gamme de variation du paramètre r_e .	73
3.3. Influence de Q_A-Q_B et r_e sur les résultats.	75
4. Synthèse.	77

C. Caractérisation du fonctionnement en système ouvert d'un réservoir magmatique à partir de l'étude combinée de la géochimie des laves et des zonations de leurs plagioclases.	80
I. Introduction.	80
1. La Dépression Ouest Blanco.	82
1.1. Situation géographique de la Dépression Ouest Blanco.	82
1.2. Réorientation de la dorsale Juan de Fuca et évolution cinématique de la Dépression Ouest Blanco.	84
2. Etudes antérieures sur la Dépression Ouest Blanco.	86
2.1. Structure lithologique du Mur Nord et du Plateau de Parks.	87
2.2. Etudes géochimiques antérieures.	91
3. Une étude combinée de la géochimie et des caractéristiques pétrographiques des laves du Mur Nord de la Dépression Ouest Blanco.	94
II. Géochimie sur roche totale et zonations des plagioclases des laves affleurant sur les deux flancs bordant la Dépression Ouest Blanco (Pacifique Nord-Est) : hétérogénéités mantelliques et processus de chambre magmatique en système ouvert.	97
Résumé.	97
<i>Bulk-rock geochemistry and plagioclase zoning in lavas exposed on both flanks of the Western Blanco Depression (North East Pacific): Insight into mantle heterogeneities and open-system magma chamber processes.</i> Cordier et al., soumis à <i>Lithos</i> .	98
1. Introduction.	99
2. Geological setting.	100
3. Lithological succession and sampling.	102
3.1. Lithology and vertical structure of the Northern Scarp.	103
3.2. Lithology and vertical structure of the Parks Plateau.	104
3.3. Temporal and spatial relationships.	104
4. Petrology.	105
4.1. Textures and mineralogy.	105
4.2. Mineralogical compositions.	106
5. Geochemistry.	109
5.1. Methods.	109
5.2. Loss on ignition and major elements.	111
5.3. Trace elements.	112
5.4. Sr-Nd isotope compositions.	115
6. Mantle sources.	116
7. Identification of the main magmatic processes operating in the magma reservoir.	118
8. Dive BV2958: petrologic investigation of crystallization under hydrous conditions coupled with magma mixing.	120
8.1. The dive BV2958.	120
8.2. Plagioclase as a marker of magmatic processes.	120
8.3. BV2958-2: mushy boundary layer crystallization.	123
8.4. BV28958-3 and BV2958-4: hydration and magma mixing.	124
9. An open-magma chamber model.	126
References	128
II. Application du modèle de réalimentation sinusoïdale aux laves de la Dépression Ouest Blanco.	133
1. Processus d'accrétion au niveau du segment Cleft.	134
2. Estimation des paramètres géologiques et géochimiques d'entrée.	136
2.1. Teneurs en Terres Rares et coefficients de distribution.	137
2.2. Quantité moyenne de magma réalimentant le réservoir, q_i .	141
2.3. L'amplitude de la variation de volume du réservoir Q_A-Q_B .	141
2.4. Le rapport entre les vitesses d'expulsion et de cristallisation, r_e .	142
3. Fonctionnement du réservoir magmatique alimentant les laves du Mur Nord de la Dépression Ouest Blanco.	142
3.1. La composition du liquide de réalimentation.	142
3.2. Les résultats géologiques de la procédure de résolution étendue.	147
4. Synthèse.	149

D. La Dorsale Centrale Indienne à 19°S. Cycle de fusion partielle d'une source mantellique hétérogène : étude géochimique d'un profil transverse à l'axe de la dorsale.	151
I. Introduction.	151
1. La dorsale Centrale Indienne à 19°S : contributions scientifiques des campagnes MAGOFOND2 et GIMNAUT.	152
1.1. La dorsale Centrale Indienne vers 19°S et l'influence du point chaud de la Réunion.	152
1.2. Campagne MAGOFOND2 : découverte de rides hors-axe à proximité de la CIR.	154
1.3. Campagne GIMNAUT : remise en cause du modèle d'interaction point chaud-dorsale.	155
1.3.1. Données acquises lors de la campagne GIMNAUT.	155
1.3.2. Calage temporel des échantillons à partir des micro-anomalies magnétiques.	157
1.3.3. Remise en cause de l'influence du point chaud de la Réunion sur la dorsale CIR à 19°S.	158
2. Problématique.	159
2.1. Acquisitions analytiques.	159
2.2. Objectifs de cette étude.	160
II. Cycle de fusion partielle d'une source mantellique hétérogène : un profil transverse à la dorsale Centrale Indienne à 19°12'S.	164
Résumé.	164
<i>Partial melting cycles of a heterogeneous mantle source: a profile across the Central Indian Ridge at 19.2°S.</i> Cordier et al., soumis à <i>Earth and Planetary Science Letters</i> .	165
1. Introduction.	166
2. The Central Indian Ridge at 19°S: under the influence of the Reunion plume?	167
2.1. Structural markers of a plume influence.	167
2.2. Geochemical evidence of an enriched mantle component beneath the CIR at 19°S.	168
3. Geological and petrologic observations along the Northern Transect.	169
3.1. Sampling strategy.	170
3.2. Morphotectonic context.	170
3.3. Petrology.	171
3.4. Inferred distance-age relationships.	171
4. Geochemistry.	172
4.1. Analytical procedure.	172
4.2. Loss on ignition as an indicator of the magmatic water content in the lavas?	173
4.3. Major and trace elements.	174
4.4. Sr-Nd isotopes.	176
5. Spatial and temporal variations of the lava geochemistry along the Northern Transect.	178
6. Constraints on processes governing the composition of the Northern Transect lavas.	179
6.1. Geochemical heterogeneity of the mantle source.	179
6.2. Partial melting modalities.	181
6.3. The role of an H ₂ O-rich component during partial melting.	184
7. Melting cycles beneath the CIR 19°S.	185
References	187
III. Conclusions et perspectives.	193
1. Les laves du Groupe 1 : répartition spatiale et périodicité de la fusion partielle.	194
2. Sources mantelliques impliquées dans la genèse des laves du Groupe 2.	197
3. Synthèse.	200
 Synthèse générale.	 202
 Références.	 207

Annexes.

Annexes A. Objectifs, déroulement et résultats de l'Expédition IODP 309, puits 1256D (plaque Cocos, bassin du Guatemala).

A-1. Objectifs et déroulement de l'Expédition 309 (juillet 2005).

A-2. Articles en lien avec l'Expédition.

Annexes B. Données minéralogiques et géochimiques sur les laves affleurant au niveau de la Dépression Ouest Blanco.

B-1. Profils et cartographies chimiques au sein des cristaux de plagioclases des laves de la plongée BV2852.

B-2. Détermination des températures d'équilibre et des conditions d'oxydo-réduction à partir des oxydes Fe-Ti du ferrobasilte BV2958-3.

B-3. Données chimiques sur les laves du Mur Nord de la Dépression Ouest Blanco.

Annexe C. Données géochimiques sur les laves prélevées transversalement à l'axe de la dorsale Centrale Indienne à 19°12'S.

Annexes D. Publications complémentaires réalisées au cours de la thèse

Introduction.

Introduction.

La cyclicité magmatique est un thème très important de la magmatologie. Il s'agit d'une problématique complexe, nécessitant de contraindre et de caractériser la fluctuation temporelle de nombreux processus magmatiques, parfois interconnectés, par diverses approches, souvent multidisciplinaires et complémentaires. D'une part, plusieurs phénomènes peuvent être responsables de la variation au cours du temps de la chimie des laves, comme la fluctuation temporelle de la production de magma au sein d'un manteau plus ou moins hétérogène lors de la fusion partielle ; la périodicité de l'apport de magma au sein du réservoir magmatique, en lien ou non avec la périodicité de la fusion ; la rythmicité des séquences de cristallisation ou l'exsolution de gaz, ces derniers processus pouvant gouverner la périodicité de l'expulsion de magma. Cette dernière peut aussi être mise en relation avec la périodicité de l'alimentation ou les mécanismes de convection et de mélange magmatique. D'autre part, la cyclicité peut être abordée par des approches multiples telles que la pétrologie, la géochimie des éléments en trace incompatibles et la modélisation analogique et/ou numérique.

Les travaux présentés dans ce mémoire ont pour objectif de contraindre l'évolution temporelle de la géochimie des laves de la croûte océanique supérieure et d'en déduire celle des processus magmatiques impliqués lors de leur genèse afin de déterminer si ces phénomènes fluctuent périodiquement au cours du temps. Ces processus pétrogénétiques, extrêmement divers, tant au niveau temporel que spatial, s'échelonnent verticalement, depuis la fusion partielle du manteau supérieur jusqu'aux événements éruptifs superficiels en passant par les séquences de réalimentation/vidange des réservoirs crustaux (Chapitre A). Dans ce mémoire, deux volets seront consacrés à la caractérisation de l'évolution temporelle des processus œuvrant au sein de réservoirs magmatiques fonctionnant en système ouvert, que ce soit en contexte d'accrétion rapide (Chapitre B : dorsale Est Pacifique) ou intermédiaire (Chapitre C : zone de fracture Blanco à l'extrémité sud de la dorsale Juan de Fuca, Fig. I). La dernière approche présentée dans cette thèse permettra d'accéder aux variations dans le temps des conditions de fusion partielle à l'axe d'une dorsale lente (Chapitre D : dorsale Centrale Indienne, Fig. I).

Dans ces études, l'évolution temporelle des processus magmatiques est approchée à partir des fluctuations dans le temps de la chimie des basaltes océaniques. D'une part, ceci implique que les bases de données chimiques utilisées couvrent des intervalles de temps

conséquents, de l'ordre de 1 Ma. Or, classiquement, en contexte d'accrétion océanique, l'accès aux variations chimiques au cours du temps est limité par les méthodes de prélèvement, se réduisant à l'échantillonnage de la surface de la croûte le long de l'axe des dorsales. Les stratégies d'échantillonnage des basaltes sur lesquels se basent les présentes études sont donc originales, afin de permettre de caractériser les évolutions chimiques sur des durées plus ou moins longues. D'autre part, les relations temporelles entre les laves étudiées doivent absolument être contraintes. Les différentes études ayant été menées en l'absence d'âges radiochronologiques absolus, des procédés complémentaires ont été développés afin de contraindre la chronologie relative des échantillons.

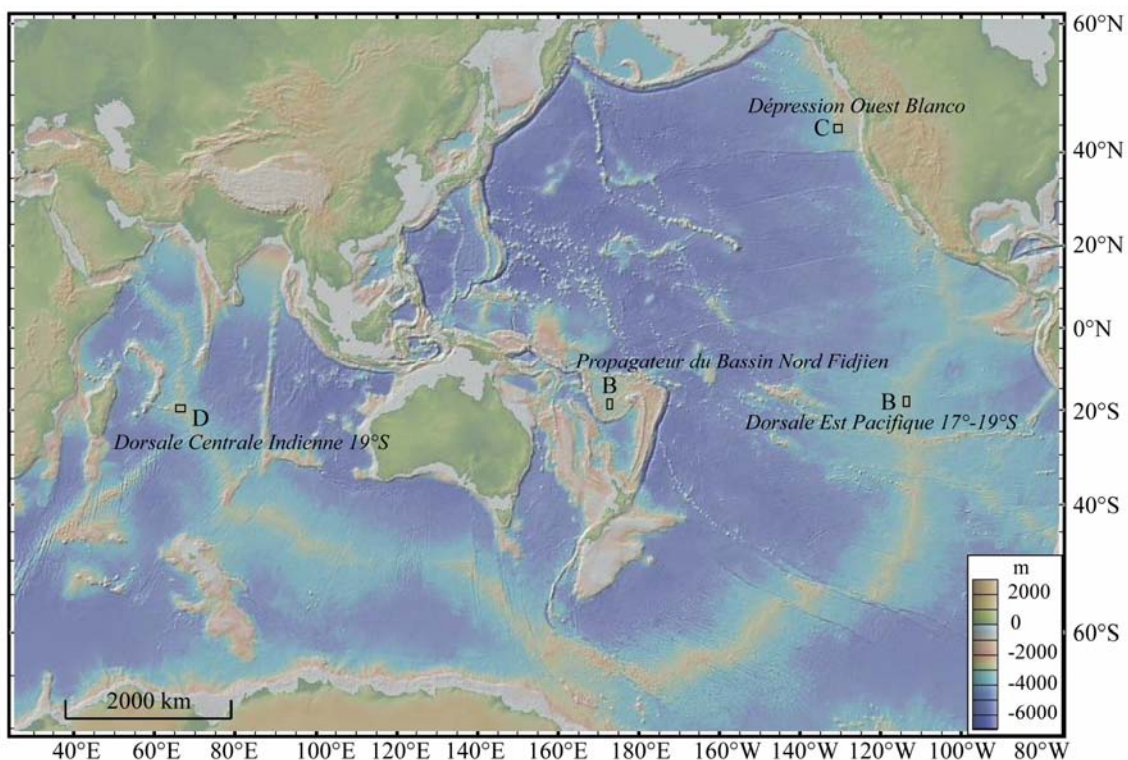


Figure I. Carte de répartition des fonds océaniques montrant la localisation des quatre zones étudiées. La lettre en majuscule indique les chapitres de ce mémoire portant sur chacune de ces zones.

La première approche (Chapitre B) aborde spécifiquement la question des réalimentations et expulsions périodiques au sein d'une chambre magmatique sub-axiale fonctionnant en système ouvert. Elle propose un modèle géomathématique permettant de contraindre, à partir de la composition en éléments trace incompatibles des laves et de paramètres géologiques complémentaires, le fonctionnement du réservoir sous-jacent et notamment la composition du liquide de réalimentation et les caractéristiques des séquences

de réalimentation, vidange et cristallisation. La potentialité de ce modèle théorique a été évaluée lors de son application à la dorsale Est Pacifique entre 17° et 19°S (Fig. I). L'aspect temporel est alors intégré en considérant que l'état du réservoir magmatique varie le long de la portion de dorsale étudiée et qu'il gouverne la morphologie axiale des différents segments d'accrétion où ont été échantillonnées les laves. L'approche géochimique de ce modèle mathématique a également été appliquée aux laves émises le long du propagateur nord-sud du Bassin Nord Fidjien (Fig. I), en vue de comparer la composition du liquide de réalimentation modélisé à celle déduite par une méthode indépendante.

Dans un second temps, toujours afin de contraindre l'évolution temporelle des processus œuvrant au sein des réservoirs magmatiques, la chronologie relative des laves a été approchée par leur succession stratigraphique, verticalement, le long de pans de croûte océanique affleurant sur les flancs bordant la Dépression Ouest Blanco (zone de fracture Blanco, Chapitre C, Fig. I). L'étude des variations chimiques en fonction de la profondeur a été couplée à l'analyse pétrographique détaillée d'échantillons décisifs. Ces études ont permis d'identifier des indices de mélange magmatique, témoignant de la réalimentation périodique du réservoir magmatique sous la terminaison sud de la dorsale Juan de Fuca. Le modèle géomathématique précédent a donc également été appliqué à cette zone.

La troisième approche (Chapitre D) est axée sur les variations temporelles des conditions de fusion partielle du manteau. Les laves étudiées ont été échantillonnées transversalement à l'axe de la dorsale Centrale Indienne vers 19°S (Fig. I) et couvrent une période comprise entre 800 Ka et l'actuel. L'analyse des variations géochimiques le long de ce profil, associant les compositions en éléments en trace incompatibles et les rapports isotopiques du strontium et du néodyme, a permis de caractériser une variation de la nature de la source mantellique au cours du temps. L'objectif de l'étude présentée dans ce mémoire est de parvenir à déterminer si la chimie des laves est également contrôlée par une variation du degré de fusion partielle, et le cas échéant de contraindre la périodicité de celle-ci à partir de la répartition des compositions chimiques le long du profil.

Chapitre A : Processus magmatiques en contexte d'accrétion océanique.

Processus magmatiques en contexte d'accrétion océanique.

Les dorsales océaniques du globe forme une chaîne volcanique sous-marine d'environ 75 000 km au travers des différents océans, au niveau de laquelle la conjonction de processus tectoniques (divergence de deux plaques lithosphériques) et magmatiques (mise en place des magmas basaltiques issus de la fusion du manteau sub-océanique) entraîne l'expansion des fonds océaniques de part la création d'une nouvelle lithosphère. Chaque année, le long des dorsales, environ 21 km³ de magma se mettent en place par effusion et intrusion (Wilson, 1989), ce qui représente 85 % de la production magmatique terrestre. Les laves générées couvrent ainsi deux tiers de la surface terrestre. La compréhension des processus magmatiques œuvrant au niveau des dorsales est donc essentielle afin d'appréhender les échanges chimiques entre le manteau, la croûte et l'océan.

D'une dorsale à l'autre mais aussi le long d'une même dorsale, les caractères morphologiques, structuraux et magmatiques montrent une forte variabilité. Ces variations ont été étudiées à profusion et en détail par des méthodes complémentaires (géologie structurale, géochimie, géophysique) afin de comprendre l'évolution spatiale et temporelle des processus tectoniques et magmatiques impliqués lors de l'accrétion océanique. Ce chapitre n'a donc pas pour objectif d'être exhaustif dans la présentation de l'état des connaissances sur ces processus mais se focalise sur certains aspects, à titre d'introduction à ce mémoire. Ainsi, une attention particulière est portée à la signification des variations géochimiques des laves mises en place au niveau des dorsales (MORB : *Mid-Ocean Ridge Basalt*), dont l'étude constitue la majeure partie de ce travail. Cette synthèse présente également des données géologiques, morphologiques et géophysiques, complémentaires à la géochimie et permettant de caractériser la structure de la croûte océanique et la géométrie des réservoirs magmatiques à l'axe des dorsales à taux d'accrétion intermédiaire et rapide. Ainsi, les indices morphologiques et géophysiques d'une variation temporelle et spatiale des flux de magma au sein du réservoir sont décrits, puisqu'ils seront utilisés en Chapitres B et C.

Les laves échantillonnées en contexte d'accrétion océanique sont le produit d'une combinaison de processus magmatiques, s'échelonnant depuis le manteau jusqu'à la surface. Afin de caractériser, à partir des variations chimiques des laves, les processus impliqués dans la genèse et l'évolution chimique des magmas lors de leur mise en place au niveau d'une dorsale, ces différents processus sont divisés en deux groupes :

- la genèse de liquides magmatiques (magmas primaires) à partir du manteau sub-

océanique lors de sa fusion partielle par décompression adiabatique et de la séparation de ces liquides des péridotites résiduelles ;

- la modification de la composition chimique des liquides primaires après leur extraction du manteau source résiduel. Ceci intègre des processus variés œuvrant au sein du manteau et de la croûte océanique : (i) lors de la migration des liquides depuis la zone source vers la croûte (rééquilibrage des liquides avec le manteau par dissolution/cristallisation de phases minérales, agrégation et mélange de magmas primaires, cristallisation à la base de la croûte océanique) ; (ii) au sein du réservoir magmatique crustal (réalimentation périodique, cristallisation fractionnée, mélange magmatique, assimilation et/ou réaction avec les roches et/ou cumulats encaissants) ; (iii) lors de la remontée des magmas depuis le réservoir vers la croûte (cristallisation ou résorption, assimilation) ; et (iv) après la mise en place des laves sur le plancher océanique (dégazage, différenciation *in situ* tardimagmatique, interaction avec des fluides hydrothermaux, altération de basse température). Les magmas primaires ne sont donc rarement échantillonnés au niveau des dorsales (e.g. sous forme d'inclusions vitreuses).

L'objectif de cette thèse étant de caractériser une potentielle cyclicité des processus de fusion et des processus opérant dans le réservoir magmatique crustal, les autres mécanismes pétrogénétiques ne sont pas approfondis dans cette synthèse.

1. La fusion partielle du manteau supérieur.

L'étude présentée en Chapitre D de ce mémoire tente de mettre en évidence une éventuelle fluctuation dans le temps du taux de fusion sous la dorsale lente Centrale Indienne. Ce site montre également une grande diversité des compositions isotopiques, ce qui est interprété comme le résultat de la fusion d'un manteau hétérogène. Ce volet évoque donc succinctement les différents mécanismes de fusion ainsi que la nature et la répartition des hétérogénéités mantelliques.

1.1. Les modèles de fusion partielle.

Sous les dorsales océaniques, la remontée adiabatique de l'asthénosphère en réponse à la divergence des plaques lithosphériques entraîne la fusion des lherzolites du manteau supérieur le long d'une colonne de fusion s'étendant depuis 100-50 km de profondeur jusqu'à quelques kilomètres sous la base de la lithosphère. A partir d'un certain taux de fusion, les

gouttes de liquides forment un réseau interconnecté entre les cristaux, permettant leur extraction des péridotites résiduelles puis leur percolation à travers le manteau. Les modèles communs de fusion partielle divergent quant aux processus d'extraction et d'agrégation des magmas générés le long de la colonne de fusion. Pour chaque modèle présenté ci-dessous, il est en outre nécessaire de contraindre en quelle proportion les différentes phases minérales du solide participent à la fusion, ce qui amène deux types d'approches : la fusion modale pendant laquelle les phases sont consommées en fonction de leur proportion dans le solide initial ou la fusion non modale au cours de laquelle certaines phases participent préférentiellement à la fusion.

Le modèle le plus simple est la fusion partielle à l'équilibre, au cours de laquelle le liquide se rééquilibre en permanence avec le solide résiduel jusqu'à ce qu'une seule poche de magma soit extraite au sommet de la colonne de fusion (*batch melting* ; Gast, 1968 ; Shaw, 1970). Cependant, ce modèle n'intègre pas les modifications continues des conditions de pression-température (P , T) et de composition chimique et minéralogique de la source lors de la fusion (fusion polybarique) et ne peut donc reproduire précisément les caractéristiques chimiques des péridotites résiduelles abyssales. Dans le modèle de fusion fractionnée (*fractional melting*), chaque incrément de liquide se sépare aussitôt formé de la source (seuil de perméabilité nulle, Fig. A-1) et seul le dernier incrément de liquide est en équilibre avec le solide résiduel. La fusion fractionnée peut être incrémentale (sans homogénéisation des incréments de liquide extraits ; Shaw, 1970) ou avec agrégation de liquide (mélange des liquides extraits au sommet de la colonne de fusion ; Allègre et Minster, 1978). Ce mécanisme implique parallèlement que les liquides ne réagissent pas avec le manteau résiduel au cours de leur remontée vers la croûte, de part une migration rapide au sein du manteau résiduel, canalisée par des fractures ou par un réseau de veines dunitiques de forte porosité (Ceuleneer et Rabinovitch, 1992 ; Kelemen et al., 1995 ; Spiegelman et al., 2001 ; Kelemen et al., 2004).

Parallèlement, d'autres modèles ont intégré la migration différentielle du solide résiduel et des liquides au sein de la colonne de fusion. Ainsi, le modèle d'écoulement poreux à l'équilibre (*Equilibrium Porous Flow*, EPF ; Spiegelman et Elliott, 1993) considère une migration lente des liquides au sein du manteau, permettant leur réaction et leur rééquilibrage avec le manteau encaissant sur une distance significative au sein de la colonne de fusion. À l'inverse, dans le modèle de fusion dynamique, le liquide est chimiquement isolé du manteau résiduel durant sa migration, celle-ci impliquant des processus équivalents à ceux proposés pour la migration des liquides générés par la fusion fractionnée (*Dynamique Melting*, DM ; Langmuir et al., 1977 ; Zou et Zindler 1996 ; Shaw, 2000). Cependant, le

concept de fusion dynamique diffère de la fusion fractionnée car il intègre le seuil de perméabilité du manteau résiduel, entraînant la rétention dans le solide d'une fraction de magma (Fig. A-1). Selon cette approche, trois systèmes géochimiques coexistent lors de la fusion : le manteau résiduel, le liquide interstitiel piégé dans le solide résiduel et les liquides extraits isolés du manteau résiduel (Fig. A-1b). Ce modèle envisage par ailleurs la migration de toute la région de fusion et l'addition progressive de matériel fertile à la base de la colonne de fusion. A l'inverse, le modèle de fusion continue (ou fusion critique) considère une colonne de fusion statique (Williams et Gill, 1989 ; Sobolev et Shimizu, 1993 ; Albarède 1995).

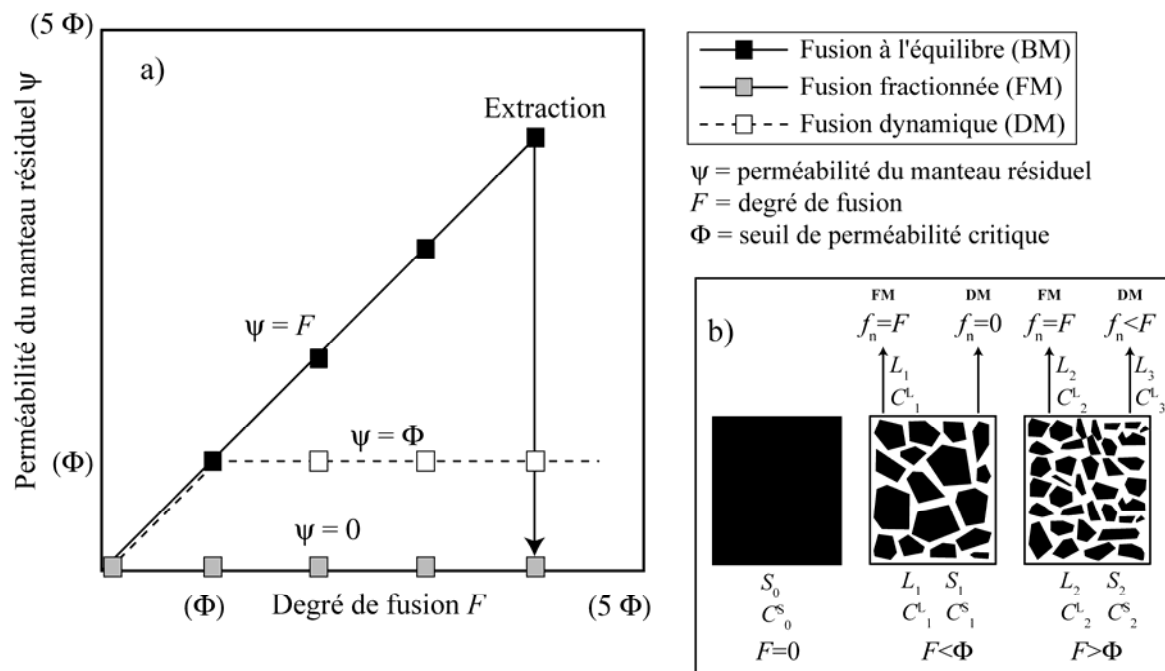


Figure A-1. Modèles de fusion partielle. a) Perméabilité du solide résiduel en fonction du taux de fusion et modèles de fusion partielle (Zou, 1998). Fusion à l'équilibre : la perméabilité du manteau est inférieure à la perméabilité critique et le liquide n'est pas extrait du solide résiduel jusqu'à la fin de l'épisode de fusion. La flèche indique que la perméabilité s'annule quand l'extraction débute. Fusion fractionnée : il n'y a pas de perméabilité critique, le liquide est extrait du manteau source au fur et à mesure qu'il se forme. Fusion dynamique : l'extraction du liquide ne se fait que lorsque le seuil de perméabilité Φ est atteint (pour $\psi=F$). Même lorsque que l'extraction débute, une fraction Φ de liquide n'est pas extraite et reste en équilibre avec le manteau résiduel. b) Illustration schématique des modèles de fusion partielle fractionnée (FM) et dynamique (DM). F : degré de fusion, f_n : quantité de liquide extrait du solide résiduel. Modifiée d'après Shaw (2000).

En contexte d'accrétion océanique, les modèles les plus réalistes pour rendre compte de la genèse des MORB envisagent le mélange de liquides produits par l'EPF et la DM : l'EPF dominerait à grande profondeur tandis que la DM semble plus concevable pour la genèse de magma à faible profondeur (Jull et al., 2002). En effet, ces modèles intégrant les

différences de vitesse d'ascension des liquides et du manteau résiduel permettent d'expliquer les caractéristiques de traceurs géochimiques sensibles à la cinétique de la fusion, tels que les déséquilibres radioactifs des nucléides de courte période (e.g. $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$, $^{228}\text{Th}/^{228}\text{Ra}$). Les éléments en trace incompatibles quant à eux sont insensibles aux vitesses de remontée des magmas dans le manteau. Un modèle de type fusion dynamique ou écoulement poreux à l'équilibre ne se justifie donc pas lors des études basées sur les concentrations des éléments dans les liquides, d'autant plus que ces modèles nécessitent l'introduction dans les calculs de nombreux paramètres physiques, souvent mal contraints (perméabilité, vitesse de remontée du manteau, densité du solide et du liquide). Dans la suite de ce mémoire, les calculs se baseront donc sur le modèle plus simple de fusion fractionnée non modale, incrémentale ou avec accumulation de liquide (Chapitre D), afin d'approcher certaines caractéristiques de la fusion (notamment le degré de fusion).

1.2. Hétérogénéité du manteau source sous les dorsales océaniques.

Jusqu'il y a une vingtaine d'années, les caractéristiques géochimiques (concentrations et rapports d'éléments majeurs et en trace incompatibles, rapports isotopiques) des basaltes échantillonnés à l'axe des dorsales laissent penser que le manteau source des MORB était relativement homogène à petite et moyenne échelle mais s'organisait en grands réservoirs géochimiques de signature contrastée. Cependant, les études géochimiques portant sur les ophiolites (Benoit et al., 1996) et sur les inclusions fluides renfermées dans les phénocristaux de mêmes laves océaniques (Sobolev et Shimizu, 1993 ; Gurenko et Chaussidon, 1995 ; Sours-Page et al., 1999 ; Nauret, 2004) ont révélé l'existence de compositions ne s'exprimant pas en surface et présentant un éventail de variation significativement plus large que celui des laves, lié à l'occurrence de termes plus appauvris et plus enrichis. La faible variabilité chimique des MORB reflète ainsi le mélange et l'homogénéisation des magmas primaires lors de leur agrégation au sommet de la colonne de fusion et lors de leur évolution au sein des réservoirs magmatiques et ne peut être uniquement traduite en terme d'homogénéité des modalités de fusion ou de composition du manteau sub-océanique.

Les compositions enrichies caractérisant certaines inclusions fluides, mais aussi certaines laves émises à l'axe des dorsales (E-MORB), ont été interprétées en terme d'enrichissement en éléments incompatibles de la source mantellique, parfois corrélé à une diminution du taux de fusion. Le manteau supérieur est donc composite, chimiquement et minéralogiquement, renfermant un ou plusieurs composants basiques enrichis (2 à 10 % vol. ; Lundstrom et al., 2000). Afin d'expliquer les variations régionales des rapports isotopiques et

des rapports d'éléments en trace incompatibles dans les MORB, la répartition de ces domaines enrichis au sein du manteau supérieur a été reliée à des processus de grande échelle, en lien avec la convection du manteau terrestre et la distribution des panaches mantelliques (modèle de manteau lité, Fig. A-2a). Cependant, ce modèle ne permet pas de rendre compte des enrichissements locaux, à l'axe de dorsales éloignées de tout point chaud et associés à l'occurrence de laves appauvries (e.g. Sleep, 1984 ; Niu et al., 1996 et 1999). Dans ce cas, les composants enrichis seraient de petite taille, omniprésents sous les dorsales, sous forme de *blobs* enrichis dispersés dans la matrice appauvrie (modèle *plum-pudding* ; Batiza, 1984) ou sous forme d'alternances de niveaux enrichis et appauvris (modèle *marble-cake* ; Allègre et Turcotte, 1986 ; Fig. A-2b).

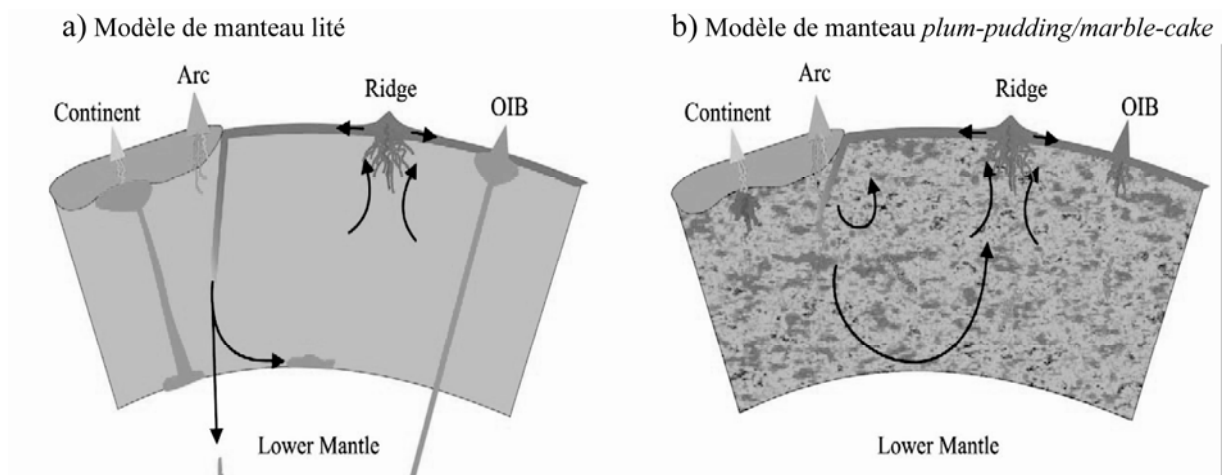


Figure A-2. Illustration schématique de la répartition des domaines mantelliques enrichis (gris sombre) au sein du manteau appauvri (gris clair). a) Modèle de manteau lité : le manteau supérieur est appauvri en éléments incompatibles, bien homogénéisé et adiabatique. La lithosphère recyclée au niveau des zones de subduction se mélange par convection au manteau appauvri ou est recyclée au sein du manteau inférieur. Ce matériel peut, après une certaine durée de stockage (environ 1-2 Ga), être réinjecté dans le manteau supérieur par des panaches mantelliques s'enracinant à la limite manteau/noyau. b) Modèle de manteau plum-pudding ou marble cake : le manteau supérieur consiste en un assemblage hétérogène de domaines appauvris (manteau résiduel) et enrichis (e.g. croûte océanique, lithosphère et sédiments recyclés). Ces hétérogénéités sont très variables de par leur composition, leur forme, leur taille et leur origine. Le modèle *plum-pudding* considère des *blobs* tandis que le modèle *marble-cake* évoque une alternance de niveaux enrichis et appauvris, ce litage résultant de la déformation des hétérogénéités par la convection mantellique. D'après Meibom et Anderson (2003).

La formation des composants enrichis implique une redistribution des éléments chimiques entre les réservoirs géochimiques terrestres, à long terme puisque l'enrichissement se traduit également au niveau isotopique. Cette hétérogénéité chimique est habituellement couplée à une hétérogénéité minéralogique, impliquant généralement la présence de lithologies pyroxénitiques/éclogitiques au sein du manteau lherzolitique. Divers mécanismes ont été proposés pour rendre compte de la formation de ces hétérogénéités chimiques et minéralogiques : (i) le recyclage dans le manteau supérieur d'une lithosphère océanique

métamorphisée lors de sa subduction (e.g. Hofmann et White, 1982 ; Allègre et Turcotte, 1986) ; (ii) le recyclage de MORB enrichis et/ou de basaltes alcalins (Hémond et al., sous presse) ; (iii) le recyclage du coin de manteau métasomatisé par les fluides et/ou magmas issus de la déshydratation et/ou fusion de la croûte océanique lors de sa subduction (Schiano et al., 1995 ; Donnelly et al., 2004) ; (iv) le recyclage par la subduction du manteau supérieur océanique, renfermant des veines enrichies, ayant cristallisé à partir de liquides issus de faibles taux de fusion, piégés dans le manteau et ne s'exprimant pas en surface (Niu et O'Hara, 2003) ; (v) la métasomatose du manteau supérieur par des fluides hydratés ou carbonatés (Hauri et al., 1993) ; (vi) la fusion de lithologies éclogitiques, plus fusibles que les lherzolites appauvries, les liquides générés, riches en silice, réagissant et refertilisant les péridotites résiduelles vers 100 km de profondeur (Hirschmann et Stolper, 1996 ; Hirschmann et al., 2003 ; Gaffney et al., 2005).

2. Evolution des magmas au sein des réservoirs magmatiques crustaux sous les dorsales rapides et intermédiaires.

Une grande partie de ce mémoire présente l'application d'un modèle géomathématique de fonctionnement de chambres magmatiques périodiquement réalimentées et vidangées (Rannou et al., 2006 ; Chapitres B et C). Ces applications nécessitent l'introduction de paramètres géologiques, contraints à partir des connaissances sur la structure lithologique de la croûte océanique et sur la géométrie des réservoirs magmatiques au niveau des dorsales intermédiaires et rapides (taux d'accrétion total de 50 à 170 mm par an), sous lesquelles des réservoirs magmatiques permanents ont été détectés au sein de la croûte (réflexion des ondes sismiques sur le toit de ce réservoir). En effet, ce n'est que récemment qu'un réservoir magmatique, probablement éphémère, a été imagé sous une dorsale lente, au niveau du segment Lucky Strike (dorsale médio-atlantique, 22 mm/an ; Singh et al., 2006). Dans un premier temps, afin de contraindre la signification et l'épaisseur des différentes unités constituant la croûte océanique, les études géophysiques portant sur les dorsales intermédiaires à rapides sont combinées aux études géologiques et pétrographiques de sections de croûte océanique fossile (exposées au niveau des ophiolites) ou subactuelle (zones de fractures et forages océaniques). Dans un deuxième temps, les processus d'accrétion et de différenciation œuvrant au sein du réservoir sont détaillés et les conséquences sur la structure de la croûte d'une variation temporelle des flux de magma au sein des réservoirs sont présentées. Cette synthèse s'appuie fondamentalement sur les données disponibles pour les

dorsales Est Pacifique (EPR, 125 à 152 mm par an) et Juan de Fuca (JdF, 56 mm par an), qui seront étudiées en Chapitres B et C.

2.1. Structure lithologique de la croûte océanique.

Au niveau des dorsales intermédiaires à rapides, la croûte océanique, d'une épaisseur moyenne de 6 à 7 km, est divisée en plusieurs unités lithologiques (Fig. A-3). Le sommet de la croûte océanique supérieure fragile (couche sismique 2) est caractérisé par de faibles vitesses sismiques (vitesse des ondes P $V_p=2,3-4$ km/s, sous-couche 2A ; Fig. A-3a) et correspond aux produits effusifs, pillow lavas et coulées fluides, mis en place au niveau de la dorsale. L'épaisseur de l'unité effusive varie très peu le long de l'axe (± 30 m le long de l'EPR ; Detrick et al., 1993 ; ± 100 m le long des segments Cleft et Vance de la dorsale JdF ; Canales et al., 2005) mais augmente d'un facteur 2 à 3 dans un rayon de 4 km autour de l'axe (Fig. A-3b ; Harding et al., 1993 ; Kent et al., 1994 ; Carbotte et al., 1997 ; Canales et al., 2005). Cet épaissement témoigne de la construction de l'unité effusive par éruptions successives et superposition des coulées volcaniques, à l'axe et à sa proximité immédiate, et son amplitude est essentiellement gouvernée par les processus éruptifs et la topographie axiale de la dorsale (Macdonald et al., 1989 ; Toomey et al., 1990 ; Perfit et al., 1994 ; Vera et Diebold, 1994 ; Christeson et al., 1996 ; Hooft et al., 1996 ; Canales et al., 2005). Afin de contraindre le volume de lave émis durant une unité d'accrétion de la croûte, ce sont donc les épaisseurs hors-axe qui seront considérées dans la suite de ce mémoire.

La sous-couche 2B est caractérisée par de plus fortes vitesses sismiques ($V_p=5,2-5,8$ km/s) et interprétée comme l'ensemble des dykes subverticaux alimentant le volcanisme de surface. Ce complexe filonien est séparé de l'unité effusive par une zone de transition, marquée par un fort gradient des vitesses sismiques (2 km/s pour V_p , Fig. A-3a). Cette zone de transition a d'abord été expliquée par un contraste de porosité au sein de la section effusive, associé au front de développement des fractures ou coïncidant avec un changement du métamorphisme hydrothermal (Burnett et al., 1989 ; Wilcock et al., 1992 ; Detrick et al., 1994 ; Alt et al., 1996). Cependant, il est désormais admis que cette zone hybride représente une transition progressive, lithologique et rhéologique, entre les basaltes et les dykes, résultant du recoupement par des dykes tardifs des laves déposées à l'axe et formant la base de la section effusive (Toomey et al., 1990 ; Harding et al., 1993 ; Kent et al., 1994 ; Vera et Diebold, 1994 ; Kappus et al., 1995 ; Christeson et al., 1996 ; Hooft et al., 1996).

A l'axe des dorsales, une zone caractérisée par de faibles vitesses sismiques (LVZ,

pour *Low Velocity Zone*, $V_P=5,5$ km/s ; Vera et al., 1990) caractérise la croûte océanique inférieure. Cette zone, en grande partie solidifiée (5-20 % de liquide) mais encore portée à haute température, s'élargit depuis la base de la couche 2B jusqu'au Moho, où sa largeur atteint ~10 km (Harding et al., 1989 ; Toomey et al., 1990 ; Vera et al., 1990 ; Caress et al., 1992 ; Nicolas et al., 1993 ; Dunn et al., 2000). Hors-axe, cette LVZ n'est plus détectée (profils B et C, Fig. A-3a) et laisse place à la section gabbroïque caractérisant la base de la séquence crustale affleurant au niveau des ophiolites ou du Hess Deep (Fig. A-3). Le long de certaines portions de dorsale, la LVZ est surmontée d'un fort réflecteur sismique subhorizontal marquant une chute brutale des vitesses sismiques (V_P chute de 4,5 à 3 km/s et V_S s'annule ; Herron et al., 1980 ; Hale et al., 1982 ; Detrick et al., 1987 ; Vera et al., 1990, Fig. A-3). Ce réflecteur, caractérisant le sommet d'un corps essentiellement liquide, forme des horizons continus de 250 m à 4,5 km de large et d'environ 10 km de long, identifiés sur 60% de l'EPR et de la dorsale JdF (Macdonald et Fox, 1988 ; Canales et al., 2006). Sa profondeur fluctue fortement entre les différents segments d'accrétion mais aussi au sein d'un segment (0,8 à 3 km sous le plancher océanique ; Hussenoeder et al., 1996 ; Hooft et al., 1997 ; Carbotte et al., 2000 ; Canales et al. 2005).

2.2. Géométrie du réservoir magmatique sous les dorsales intermédiaires et rapides et processus d'accrétion.

La notion de chambre magmatique sous les dorsales océaniques a été introduite afin d'expliquer certaines caractéristiques géochimiques et pétrologiques des MORB, nécessitant une zone d'accumulation et de différenciation des magmas au sein de la croûte :

- le déséquilibre chimique entre les MORB et le manteau supérieur : l'équilibre des magmas avec les olivines du manteau (FO_{90}) est atteint pour des valeurs de Mg# de 70 (Roeder et Emslie, 1970), qui ne sont que rarement observées au sein des MORB (moins de 2% des verres récoltés le long des dorsales ont un Mg#>65 ; Sinton et Detrick, 1992). Les magmas primaires issus de la fusion du manteau ont ainsi subi un fractionnement de cristaux à faible profondeur avant d'être émis en surface (Stolper, 1980 ; Grove et Bryan, 1983) ;
- les indices minéralogiques et géochimiques de mélange magmatique (faible variabilité chimique des MORB, zonations des cristaux, compositions des inclusions fluides ; e.g. Dungan et Rhodes, 1978 ; Sours-Page et al., 2002 ; Pan et Batiza, 2002 et 2003).

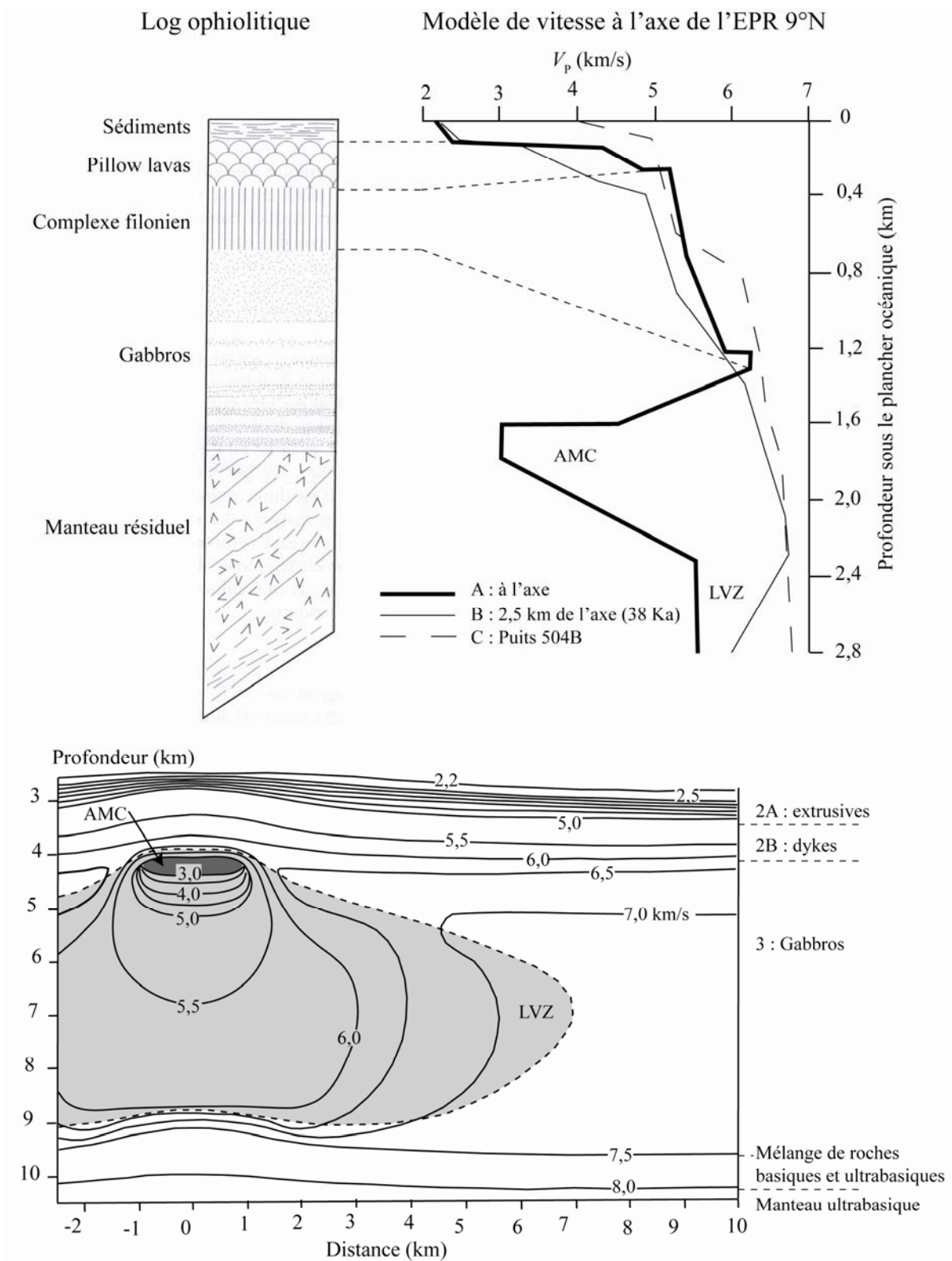


Figure A-3. Structure lithologique de la croûte océanique sous les dorsales rapides et intermédiaires déduite de l'étude des ophiolites et de la propagation des ondes sismiques. a) Corrélation entre la succession lithologique observée au niveau de l'ophiolite d'Oman (modifié d'après Caron et al., 1989) et les profils de vitesse des ondes P à l'axe de l'EPR (Vera et al., 1990). Au niveau de l'AMC, la faible vitesse des ondes P est associée à la disparition des ondes S, ce qui caractérise une zone essentiellement liquide. Cette zone disparaît rapidement hors-axe (profils B et C). b) Profil des contours d'isovitesse et interprétation lithologique le long d'un profil transverse à l'axe de l'EPR à 9°N (Vera et al., 1990). Cette figure montre que l'axe de la dorsale est caractérisé par la présence d'une lentille de magma essentiellement liquide (AMC) surmontant la LVZ et que la couche sismique 2A s'épaissit hors-axe.

Cependant, les données géophysiques acquises à l'axe des dorsales, en contraignant la répartition du liquide au sein de la croûte (Fig. A-4a), ont remis en cause les modèles de larges réservoirs liquides s'étendant de la base de la croûte jusqu'au complexe filonien (Cann, 1974 ; Nicolas et al., 1988). Un modèle de réservoir composite a ainsi été proposé afin de réconcilier cette répartition du liquide et la structure lithologique de la croûte océanique (Fig. A-4b ; Sinton et Detrick, 1992). Le réservoir essentiellement liquide (AMC : *Axial Magma Chamber*), identifié par le réflecteur observé à la base de la couche 2B, correspond à une mince lentille de magma, large de 1,5 km en moyenne mais dont l'épaisseur reste mal contrainte (environ une centaine de mètres ; e.g. Burnett et al., 1989 ; Toomey et al., 1990 ; Caress et al., 1992 ; Wilcock et al., 1992 ; Hussenoeder et al., 1996 ; Collier et Singh, 1997 ; Canales et al., 2005). Cette lentille, présente seulement sous certaines portions de dorsale, repose sur une large zone essentiellement solidifiée, dont l'extension spatiale correspond à celle de la LVZ (Figs A-3 et A-4b). Une seconde lentille de magma est parfois observée à la base de la croûte océanique (Fig. A-4a), suggérant que l'accumulation des magmas ne se limite pas seulement à l'AMC (Garmany, 1989 ; Dunn et Toomey, 1997 ; Crawford et al., 1999 ; Dunn et al., 2000 ; Chen, 2001 ; Nedimovic et al., 2005).

De nombreuses questions sont encore débattues quant à ce modèle de réservoir magmatique. D'une part, la signification géologique de la LVZ (*Low Velocity Zone*) reste mal comprise et associée selon les interprétations à (i) une bouillie cristalline, renfermant entre 2 et 20% de liquide (Mainprice, 1997), entourée d'une zone de transition au comportement subsolide (Fig. A-4b) ; ou (ii) une unité gabbroïque solidifiée et recoupée de nombreux sills liquides. De plus, les rôles respectifs de l'AMC et de la lentille de magma parfois identifiée en base de croûte dans l'origine des gabbros et le stockage et la différenciation des magmas au sein de la croûte sont encore sujets à maints débats.

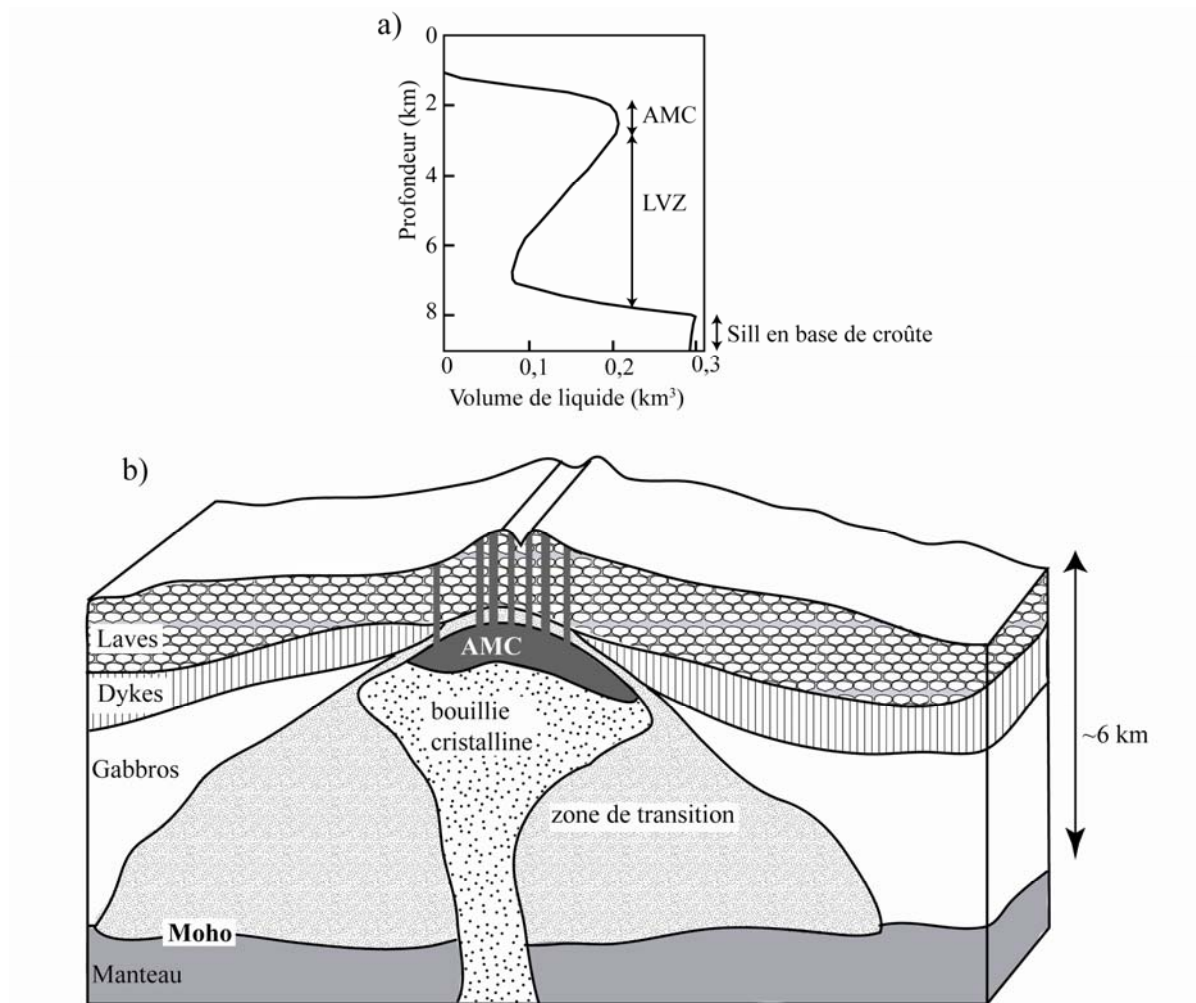


Figure A-4. Répartition du liquide au sein de la croûte océanique et géométrie du réservoir magmatique. a) Répartition en fonction de la profondeur du volume de liquide par kilomètre de dorsale. Les volumes sont calculés par méthode inverse, à partir des images tomographiques de la croûte au niveau de l'EPR 9°30'N. Modifié d'après Dunn et al. (2000). b) Modèle de réservoir magmatique sous une dorsale rapide, intégrant les contraintes géophysiques et pétrologiques. Modifié d'après Sinton et Detrick (1992). Des modèles complémentaires proposent l'existence d'un second réservoir essentiellement liquide à la base de la croûte.

Deux modèles d'accrétion s'opposent (Fig. A-5) : le modèle « *gabbro glacier* » considère que la nucléation et la croissance des cristaux se produisent au sein de l'AMC, la croûte inférieure étant formée par le fluage ductile des cristaux, verticalement et latéralement (Quick et Denlinger, 1993) ; tandis que le modèle « *sheeted sill* » envisage l'existence de nombreux sills magmatiques au sein de la croûte inférieure, la différenciation des magmas et l'accrétion de la croûte océanique inférieure s'étageant alors depuis le Moho jusqu'à la transition dyke/gabbro (Boudier et al., 1996 ; Kelemen et al., 1997 ; Kelemen et Aharanov, 1998 ; MacLeod et Yaouancq, 2000).

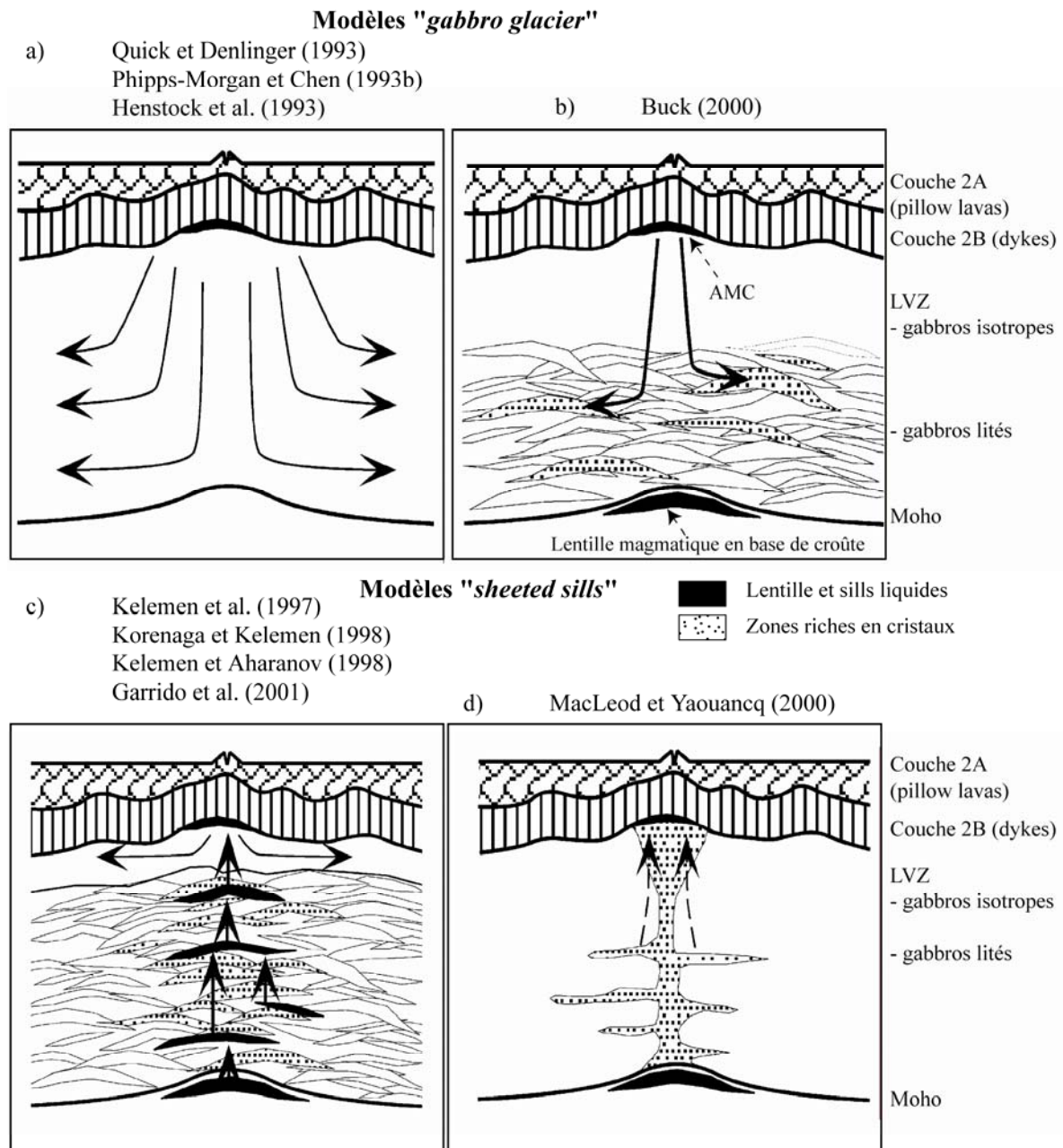


Figure A-5. Modèles d'accrétion de la croûte océanique. a et b) Modèles "gabbro glacier". Les cristaux formés dans l'AMC subsident verticalement et latéralement pour former la croûte inférieure. La subsidence des cristaux peut être diffuse (a) ou se concentrer dans un conduit vertical étroit (b). c et d) Modèles "sheeted sills". La croûte océanique inférieure est formée par la cristallisation des magmas au sein de sills s'étageant depuis le Moho jusqu'à la base du complexe filonien. Les gabbros supérieurs isotropes peuvent résulter de la cristallisation des magmas au sein de l'AMC (c) ou de la cristallisation des liquides lors de leur migration par flux poreux au sein de la croûte (b). Modifié d'après Coogan et al. (2002).

Afin de trancher entre ces modèles, l'étude pétrographique et chimique des gabbros est essentielle. Ainsi, selon le modèle « *gabbro glacier* », le liquide alimentant l'AMC aurait subi peu de modification chimique dans la croûte inférieure et les gabbros correspondraient à des cumulats, chimiquement complémentaires des laves émises en surface. A l'inverse, le modèle de « *sheeted sill* » implique que l'AMC représente le sill le plus superficiel, au sein duquel

s'injectent des liquides résiduels. Ce modèle suppose également que les gabbros sont les équivalents plutoniques des basaltes (compositions chimiques en équilibre). Ainsi, l'enjeu scientifique que représente l'échantillonnage *in situ* des gabbros océaniques a motivé les expéditions de forage ODP/IODP au niveau du puits 1256D (plaque Cocos, bassin du Guatemala), dont l'infrastructure a été conçue pour forer le socle océanique jusqu'à d'importantes profondeurs (~2000 m sous le plancher océanique ; Teagle et al., 2004). Trois missions ODP/IODP (Leg ODP206 et Exp. IODP309 et 312) se sont succédées sur ce puits et ont permis d'atteindre, pour la première fois (Exp. IODP312), les gabbros d'une croûte océanique relativement jeune et formée en contexte d'accrétion ultra-rapide (15 Ma, 150 mm/an). J'ai participé à l'une de ces missions (Exp. IODP309) dont les objectifs scientifiques et le déroulement sont résumés en Annexe A-1 et dont les résultats préliminaires sont présentés par Wilson et al. (2006 ; ci-joint) et Teagle et al. (2005 ; présenté en Annexe A-2).

Dans la suite de ce travail, le choix de l'un ou l'autre des modèles d'accrétion n'est pas discriminant quant à l'évolution chimique enregistrée par les magmas au sein du réservoir magmatique. En effet, le modèle géomathématique utilisé (Rannou et al., 2006) définit le réservoir magmatique comme le système physico-chimique englobant l'ensemble des liquides pouvant interagir et se mélanger au sein de la croûte, que ce soit au seul niveau de l'AMC ou au sein de multiples lentilles. Cependant, afin de contraindre le volume du réservoir magmatique à l'axe des dorsales, les approches proposées considèreront que le liquide du réservoir axial est essentiellement contenu dans l'AMC (plus une faible fraction du liquide interstitiel de la bouillie cristalline), dont les dimensions et la charge cristalline sont les plus facilement appréhendables par les mesures géophysiques.

Drilling to Gabbro in Intact Ocean Crust

Douglas S. Wilson,^{1*†‡§} Damon A. H. Teagle,^{2*†‡} Jeffrey C. Alt,^{3*†} Neil R. Banerjee,^{4*†‡} Susumu Umino,^{5*†} Sumio Miyashita,^{6‡} Gary D. Acton,^{7*} Ryo Anma,^{8‡} Samantha R. Barr,^{9*} Akram Belghoul,^{10†} Julie Carlut,^{11‡} David M. Christie,^{12‡} Rosalind M. Coggon,^{3*†} Kari M. Cooper,^{7*} Carole Cordier,^{13†} Laura Crispini,^{14*†} Sedelia Rodriguez Durand,^{15†} Florence Einaudi,^{10*†} Laura Galli,^{16†‡} Yongjun Gao,^{17†} Jörg Geldmacher,^{18†} Lisa A. Gilbert,^{19†} Nicholas W. Hayman,^{20‡} Emilio Herrero-Bervera,^{21†} Nobuo Hirano,^{23‡} Sara Holter,^{24†} Stephanie Ingle,^{22‡} Shijun Jiang,^{25*} Ulrich Kalberkamp,^{26*} Marcie Kerneklian,^{27*} Jürgen Koepke,^{28‡} Christine Laverne,^{29*†‡} Haroldo L. Lledo Vasquez,^{30†} John MacLennan,^{31‡} Sally Morgan,^{32‡} Natsuki Neo,^{6‡} Holly J. Nichols,^{18†} Sung-Hyun Park,^{33‡} Marc K. Reichow,^{9‡} Tetsuya Sakuyama,^{34†} Takashi Sano,^{35†} Rachel Sandwell,^{36*} Birgit Scheibner,^{37‡} Chris E. Smith-Duque,^{2†} Stephen A. Swift,^{38‡} Paola Tartarotti,^{16*†} Anahita A. Tikku,^{39‡} Masako Tominaga,^{40†‡} Eugenio A. Veloso,^{8†‡} Toru Yamasaki,^{41†} Shusaku Yamazaki,^{6‡} Christa Ziegler^{42*}

Sampling an intact sequence of oceanic crust through lavas, dikes, and gabbros is necessary to advance the understanding of the formation and evolution of crust formed at mid-ocean ridges, but it has been an elusive goal of scientific ocean drilling for decades. Recent drilling in the eastern Pacific Ocean in Hole 1256D reached gabbro within seismic layer 2, 1157 meters into crust formed at a superfast spreading rate. The gabbros are the crystallized melt lenses that formed beneath a mid-ocean ridge. The depth at which gabbro was reached confirms predictions extrapolated from seismic experiments at modern mid-ocean ridges: Melt lenses occur at shallower depths at faster spreading rates. The gabbros intrude metamorphosed sheeted dikes and have compositions similar to the overlying lavas, precluding formation of the cumulate lower oceanic crust from melt lenses so far penetrated by Hole 1256D.

Ocean crust formed at mid-ocean ridges covers more than 60% of Earth's surface, yet our understanding of its accretion at mid-ocean ridges and evolution on the ridge flanks has been severely limited by the extreme difficulty of direct sampling. Remote geophysical measurements have produced longstanding models for the structure of ocean crust, including the size and shape of magma chambers at mid-ocean ridges (1–3), but the lack of direct sampling of in situ crust has prevented testing these models. Gabbros are coarse-grained mafic rocks commonly formed from slow cooling of magma chambers beneath mid-ocean ridges. Drilling a complete section of upper oceanic crust down to gabbro will enable testing models for the formation and structure of oceanic crust (4–9).

Multichannel reflection seismic (MCS) profiling of active intermediate and fast-spreading ridges commonly shows bright reflectors at depths of 1 to 4 km that have the properties expected for a thin (20- to 100-m) lens of partial melt (10–14). These melt lenses extend less than 1 km from the ridge axis and crystallize to form gabbroic rocks. The depth to the reflectors decreases as spreading rate increases (Fig. 1) (15, 16); it is controlled by the rate of magma supply from below and hydrothermal cooling by seawater from above (7). Melt lenses are hypothesized to play a critical role in the

formation of the lower oceanic crust. According to the “gabbro glacier” model (6–8), as oceanic crust spreads away from the ridge axis, the accumulated crystal residues in these melt lenses subside to form the lower ocean crust, which is the major portion of the crust. Alternative models, however, argue that the lower crust is formed by injection of sills at various depths (5, 17) and that the geophysically imaged melt lens is simply the most shallow intrusion.

In addition to geophysical studies, our understanding of oceanic basement and particularly the plutonic portion of the crust comes from observations of ancient oceanic rocks exposed on land in ophiolites, seafloor observations of active ridges and deep-sea tectonic exposures, and drilling. The origin of ophiolites in marginal basins and the disruption of tectonically exposed lower crust, however, make the relevance of these observations to intact ocean crust questionable. Previous deep drilling in intact crust has only once penetrated the transition from lavas to dikes, in Ocean Drilling Program (ODP) Hole 504B, which reached a total depth of 1836 m sub-basement (msb) (18). Unfortunately, Hole 504B failed to penetrate the dike-gabbro boundary because of hostile drilling conditions in fractured dikes at high temperatures. Although fault-exposed lower ocean crust has been drilled in several places (19–23), the geological context of such cores is often

unknown. The critical transition from dikes to gabbros has previously never been cored.

Deep drilling into basement at Site 1256. Recently, Integrated Ocean Drilling Program (IODP) Expeditions 309 and 312 deepened Hole 1256D in the eastern Pacific to 1507 m below seafloor (mbsf) (1257 mbs; mbs = mbsf – sediment thickness), drilling through lavas, the underlying sheeted dike complex, and into gabbroic rocks. This is the first penetration of the dike-gabbro boundary in intact ocean crust since the inception of deep sea drilling nearly 40 years ago. Hole 1256D thus provides unique samples of the lithologic transitions in the upper crust, from lavas to dikes and from dikes to gabbros. The dike-gabbro boundary is key to understanding crustal structure and the interplay between magmatic accretion and hydrothermal cooling.

The recognition of an interval of superfast spreading rates, up to 220 mm/year full rate (24), on the Cocos-Pacific plate boundary between 19 and 12 million years ago (Ma) led to the choice of ODP Site 1256 (Fig. 2) as the optimal site for deep drilling (25). Scientific ocean drilling mainly targets relatively soft, easily cored sediments. In contrast, coring into the underlying, much harder, basaltic basement is less common and most holes are shallow [<300 m (25)]. Deep (>500 m) basement drilling requires a substantial commitment of resources but yields major scientific rewards by sampling otherwise inaccessible regions of Earth's interior. A deep drill hole at the fastest possible spreading rate tests the prediction that a melt lens reflector is more shallow at higher spreading rates, and also minimizes the drilling needed to sample an intact section from lavas to gabbros, because the upper crust is thinner. This is an important advantage considering the cost, time, and technical challenges of deep drilling. Assuming that ~ 300 m of lavas flowed off axis, the depth to gabbros was predicted to be between 1025 to 1300 mbs (1275 to 1550 mbsf) at Site 1256 (26).

Drilling at Site 1256 was initiated in 2002 on ODP Leg 206 when Hole 1256D was drilled through 250 m of sediment and 502 m into basement (25). Coring continued to 1255 mbsf in 2005 by IODP Expedition 309, and recently Expedition 312 deepened the hole to 1507.1 mbsf and into gabbros (27). Almost 5 months at Site 1256 were required to achieve the operational and scientific objectives.

Results from drilling. Gabbros were first intersected at 1157 mbs (1407 mbsf), within the predicted target zone (26). The uppermost crust at Site 1256 is composed of a ~ 100 -m-thick sequence of lava dominated by a single flow up to 75 m thick, requiring at least this much seafloor relief to pool the lava. On modern fast-spreading ridges, such topography does not normally develop until 5 to 10 km from the axis (28). The lavas immediately below include

sheet and massive flows, and minor pillow flows. Subvertical, elongate, flow-top fractures filled with quenched glass and hyaloclastite in these lavas indicate flow lobe inflation requiring eruption onto a subhorizontal surface off

¹Department of Earth Science and Marine Science Institute, University of California, Santa Barbara, CA 93106, USA. ²National Oceanography Centre, Southampton, University of Southampton, SO14 3ZH, UK. ³Department of Geological Sciences, University of Michigan, Ann Arbor, MI 48109, USA. ⁴Integrated Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station, TX 77845, USA. ⁵Department of Biology and Geosciences, Shizuoka University, Shizuoka 422-8529, Japan. ⁶Department of Geology, Niigata University, Niigata 950-2181, Japan. ⁷Department of Geology, University of California, Davis, CA 95616, USA. ⁸Graduate School of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba, Ibaraki 305-8572, Japan. ⁹Department of Geology, University of Leicester, Leicester LE1 7RH, UK. ¹⁰Laboratoire de Géophysique et d'Hydrodynamique en Forage, Institut des Sciences de la Terre, de l'Environnement et de l'Espace de Montpellier, 34095 Montpellier, France. ¹¹Laboratoire de Géologie, École Normale Supérieure, 75231 Paris, France. ¹²College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Oregon State University, Corvallis, OR 97331-5503, USA. ¹³Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM), CNRS/UBO, F-29280, Plouzané, France. ¹⁴Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse, Università di Genova, 16132 Genova, Italy. ¹⁵Department of Earth Sciences, Florida International University, Miami, FL 33199, USA. ¹⁶Department of Earth Sciences, Università di Milano, 20133 Milano, Italy. ¹⁷Department of Geosciences, University of Houston, Houston, TX 77204, USA. ¹⁸Leibniz Institute for Marine Sciences Kiel, Institut für Meereskunde-Forschungszentrum für Marine Geowissenschaften, 24148 Kiel, Germany. ¹⁹Maritime Studies Program, Williams College and Mystic Seaport, Mystic, CT 06355, USA. ²⁰Division of Earth and Ocean Sciences, Duke University, Durham, NC 27708, USA. ²¹Hawaii Institute of Geophysics and Planetology, ²²Department of Geology and Geophysics/School of Ocean and Earth Science and Technology, University of Hawaii at Manoa, Honolulu, HI 96822, USA. ²³Graduate School of Environmental Studies, Tohoku University, Sendai 980-8579, Japan. ²⁴Department of Geology, University of St. Thomas, St. Paul, MN 55105, USA. ²⁵Department of Geological Sciences, Florida State University, Tallahassee, FL 32306-4100, USA. ²⁶Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, 30655 Hannover, Germany. ²⁷Department of Geology and Geophysics, University of Utah, Salt Lake City, UT 84112, USA. ²⁸Institut für Mineralogie, Universität Hannover, 30167 Hannover, Germany. ²⁹Laboratoire de Pétrologie Magmatique, Université Paul Cézanne Aix-Marseille III, 13397 Marseille 20, France. ³⁰Department of Geoscience, University of Las Vegas, Las Vegas, NV 89154-4010, USA. ³¹Department of Earth Sciences, University of Cambridge, Cambridge CB2 3EQ, UK. ³²School of Earth Sciences, University of Leeds, West Yorkshire LS2 9JT, UK. ³³Polar Research Institute, Incheon 406-840, Korea. ³⁴Department of Earth and Planetary Science, University of Tokyo, Tokyo 113-0033, Japan. ³⁵Department of Geology and Paleontology, The National Science Museum, Tokyo 169-0073, Japan. ³⁶Department of Earth and Planetary Sciences, Macquarie University, Sydney 2109, Australia. ³⁷Institut für Mineralogie und Geochemie, Universität Karlsruhe, 76131 Karlsruhe, Germany. ³⁸Department of Geology and Geophysics, Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, MA 02543, USA. ³⁹Department of Earth and Environmental Sciences, Rensselaer Polytechnic Institute, Troy, NY 12180-3590, USA. ⁴⁰Department of Oceanography, Texas A&M University, College Station, TX 77843-3146, USA. ⁴¹Department of Earth and Planetary Sciences, Hokkaido University, Hokkaido 060-0810, Japan. ⁴²Department of Earth Sciences, Boston University, Boston, MA 02215, USA.

*Ocean Drilling Program (ODP) Leg 206 Shipboard Scientific Party.

†Integrated Ocean Drilling Program (IODP) Expedition 309 Shipboard Scientific Party.

‡IODP Expedition 312 Shipboard Scientific Party.

§To whom correspondence should be addressed. E-mail: dwilson@geol.ucsb.edu

axis (29). Thus, we estimate a total thickness of off-axis lavas of 284 m, close to the assumed thickness. Sheet flows and massive lavas that erupted at the ridge axis make up the remaining extrusive section down to 1004 mbsf, before a lithologic transition is marked by subvertical intrusive contacts and mineralized breccias. Below 1061 mbsf, subvertical intrusive contacts are numerous, indicating the start of a relatively thin, ~350-m-thick, sheeted dike complex that is dominated by massive basalts. Some basalts have doleritic textures, and many are cross-cut by subvertical dikes with common strongly brecciated and mineralized chilled margins. There is no evidence from core or from geophysical wireline logs for substantial tilting of the dikes. This is consistent with seismic reflection images of subhorizontal reflectors in the lower extrusive rocks that are continuous for several kilometers across the site (30).

There is a stepwise increase in alteration grade downward from lavas into dikes, with low-temperature phases (<150°C; phyllosilicates and iron oxyhydroxides) in the lavas giving way to dikes partially altered to chlorite and other greenschist minerals (at temperatures >~250°C; Fig. 3). Within the dikes, the alteration intensity and grade increase downward, with actinolite more abundant than chlorite below 1300 mbsf and hornblende present below 1350 mbsf indicating temperatures approaching ~400°C. The dikes have substantially lower porosity (mostly 0.5 to

2%) and higher *P*-wave velocities and thermal conductivity than the lavas; porosity decreases and *P*-wave velocity increases as depth increases in the dikes.

In the lower ~60 m of the sheeted dikes (1348 to 1407 mbsf), basalts are partially to completely recrystallized to distinctive granoblastic textures resulting from contact metamorphism by underlying gabbroic intrusions (Fig. 4). Gabbro and trondhjemite dikes intrude into sheeted dikes at 1407 mbsf, marking the top of the plutonic complex. Two major bodies of gabbro were penetrated beneath this contact, with the 52-m-thick upper gabbro separated from the 24-m-thick lower gabbro by a 24-m screen of granoblastic dikes (Fig. 4). The upper gabbro comprises gabbros, oxide gabbros, quartz-rich oxide diorites, and small trondhjemite dikelets. These rocks are moderately to highly altered by hydrothermal fluids to actinolitic hornblende, secondary plagioclase, epidote, chlorite, prehnite, and laumontite. The relative ferocity of hydrothermal alteration increases with grain size and proximity to intrusive boundaries. The lower gabbro comprises gabbro, oxide gabbro, and subordinate orthopyroxene-bearing gabbro and trondhjemite that are similarly altered, and has clear intrusive contacts with the overlying granoblastic dike screen. Partially resorbed, stopped dike clasts are entrained within both the upper and lower margins of the lower gabbro (Fig. 4G). The lowermost rock recovered from Hole 1256D is a highly altered actinolite-bearing basaltic dike that lacks granoblastic textures, and hence is interpreted to be a late dike that postdates the intrusion of the lower gabbro. Contrary to expectation, porosity increases and *P*-wave velocities decrease stepwise down-

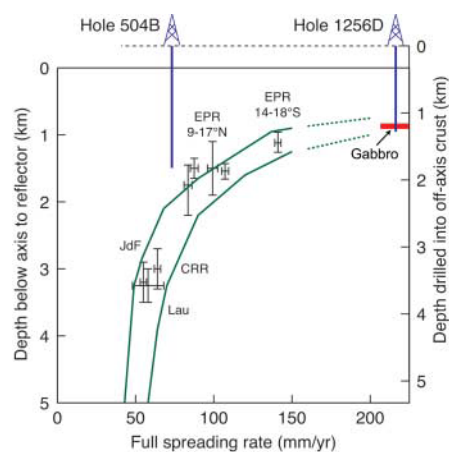


Fig. 1. Depth to axial melt-lens reflector plotted against spreading rate. Depth versus spreading rate predictions from two models of Phipps Morgan and Chen (7) are shown, extrapolated subjectively to 200 mm/year (dashed lines). Penetration to date in Holes 504B and 1256D is shown by solid vertical lines, with the depth at which gabbros were intersected indicated in red. According to core descriptions, a thickness of ~300 m of off-axis lavas is shown for Hole 1256D and assumed for Hole 504B. JdF, Juan de Fuca Ridge; Lau, Valu Fa Ridge in Lau Basin; CRR, Costa Rica Rift. [Image modified from (15, 16)]

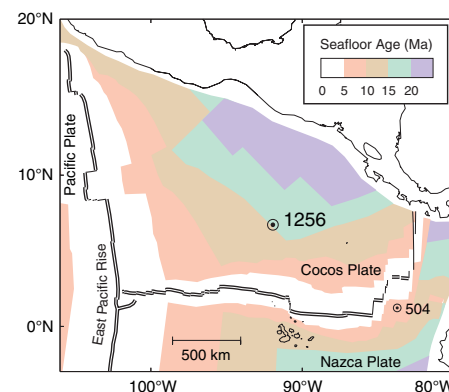


Fig. 2. Age map of the Cocos plate and EPR with isochrons at 5-Ma intervals, converted from magnetic anomaly identifications according to the time scale of Cande and Kent (49). The wide spacing of 10- to 20-Ma isochrons to the south reflects the extremely fast (200 to 220 mm/year) full spreading rate. The locations of deep drill holes into the oceanic crust at Sites 1256 and 504 are shown.

ward from the lowermost dikes into the uppermost gabbro at Hole 1256D. This results from the contact metamorphism of the granuloblastic dikes and the strong hydrothermal alteration of the uppermost gabbros (Fig. 3). Porosity and velocity then increase downhole in the gabbro but are still <6.5 km/s.

Flows and dikes from Hole 1256D show a wide range of magmatic fractionation, from fairly primitive to evolved (Figs. 3 and 5). Shallower than 600 mbsf, magma compositions are bimodal, with relatively evolved thick flows and more primitive thin flows. Primitive and evolved compositions are closely juxtaposed within the dikes, as would be expected for vertically intruded magmas. For most major elements and many trace elements, the range of concentrations in flows and dikes is similar to that observed for the northern East Pacific Rise (EPR) (Fig. 5). A few incompatible elements, including Na and Zr, have lower concentrations than observed for modern EPR lavas, but the substantial overlap of compositions indicates similar processes operated at the superfast-spreading ridge that formed Site 1256 and the modern EPR.

The gabbro compositions span a range similar to the flows and dikes but are on average more primitive. Although less fractionated, the average gabbro composition is evolved relative to candidates for primary magma in equilibrium with mantle olivine. Therefore, the residue removed from primary magma to produce the observed gabbro and basalt compositions must be deeper than the uppermost gabbros penetrated in Hole 1256D.

Discussion. Marine seismologists have long been subdividing the ocean crust into seismic layers: Layer 1 has low velocity and is agreed to be sediments; layer 2 has low velocity and high velocity gradient; layer 3 has high velocity (generally at least 6.7 km/s) and low gradient. There is a widespread perception that layer 3 is equivalent to gabbro, even though Hole 504B penetrated layer 3 but not gabbro (4, 18). From regional seismic refraction data the transition from seismic layer 2 to layer 3 at Site 1256 occurs between 1450 to 1750 mbsf (1200 to 1500 msb) (25) (Fig. 3). Shipboard determinations of seismic velocities of discrete samples are in close agreement with in situ measurements by wireline tools, and the gabbro velocities are <6.5 km/s. Downhole velocity measurements end at the top of gabbro, but we interpret the gabbro intervals as within layer 2 because a smoothed extrapolation of the downhole velocities will either have velocities <6.5 km/s, still characteristic of layer 2, or will have an exceptionally high gradient to higher velocities, also characteristic of layer 2. Encountering gabbro at a depth clearly within layer 2 reinforces previous suggestions that factors including porosity and alteration are more important than rock type or grain size on

controlling the location of the boundary between layers 2 and 3. The position of the dike-gabbro boundary, therefore, has little control over the seismic velocity structure of the crust (4, 18).

Relative to other well-studied upper ocean crust sections (31), Site 1256 shows a thick lava sequence and a thin dike sequence. Steady-state thermal models require that the conductive lid separating magma from rapidly circulating seawater thins as spreading rate

increases, indicating that the thin dike sequence is a direct consequence of the high spreading rate. A thick flow sequence with many massive individual flows and few pillow lavas is a reasonable consequence of short vertical transport distance from the magma chamber and similar to observations from the middle of segments on the fastest spreading ridges in the modern ocean (32). This is in direct contrast to spreading models developed from observations of tectonically disrupted

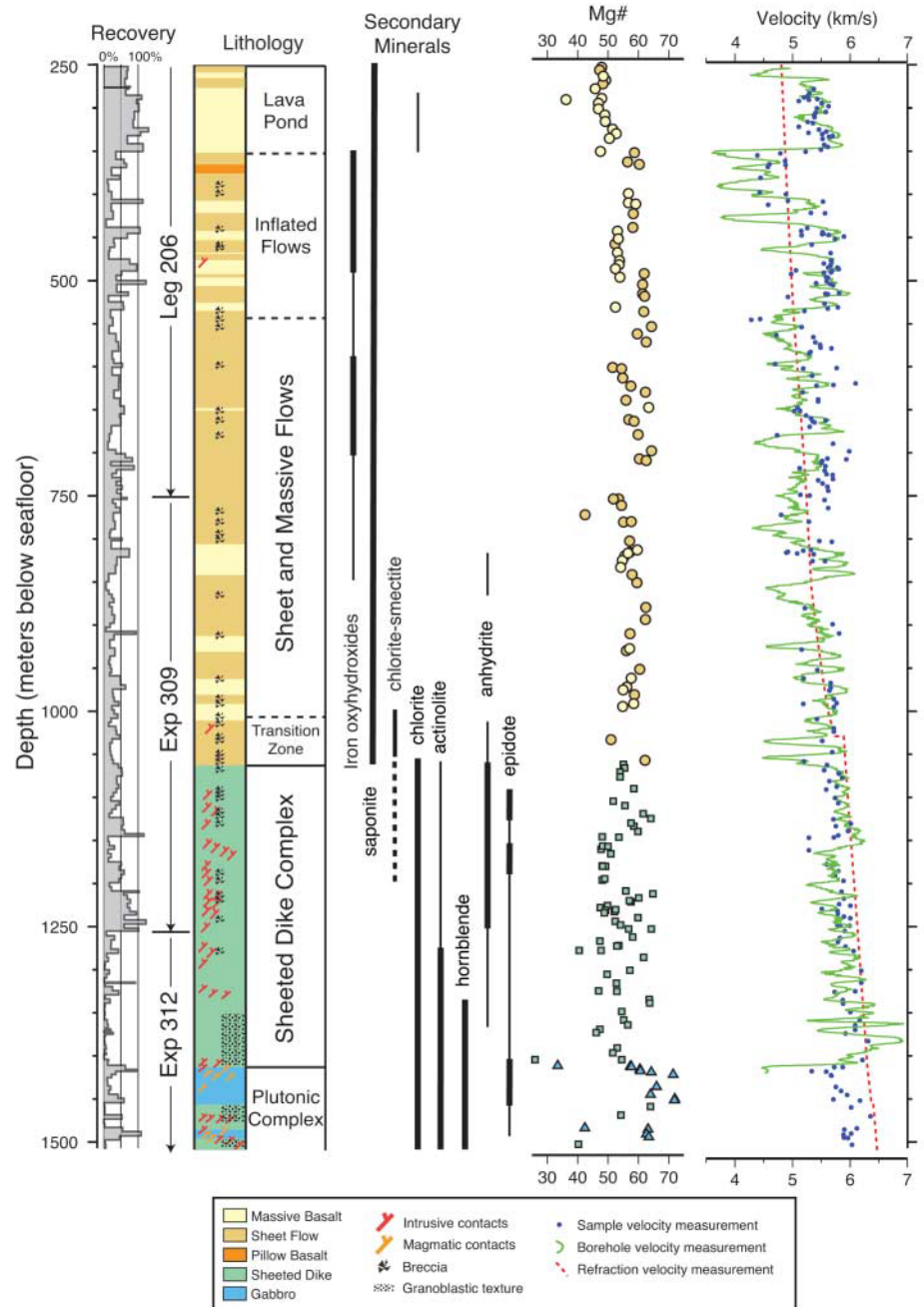


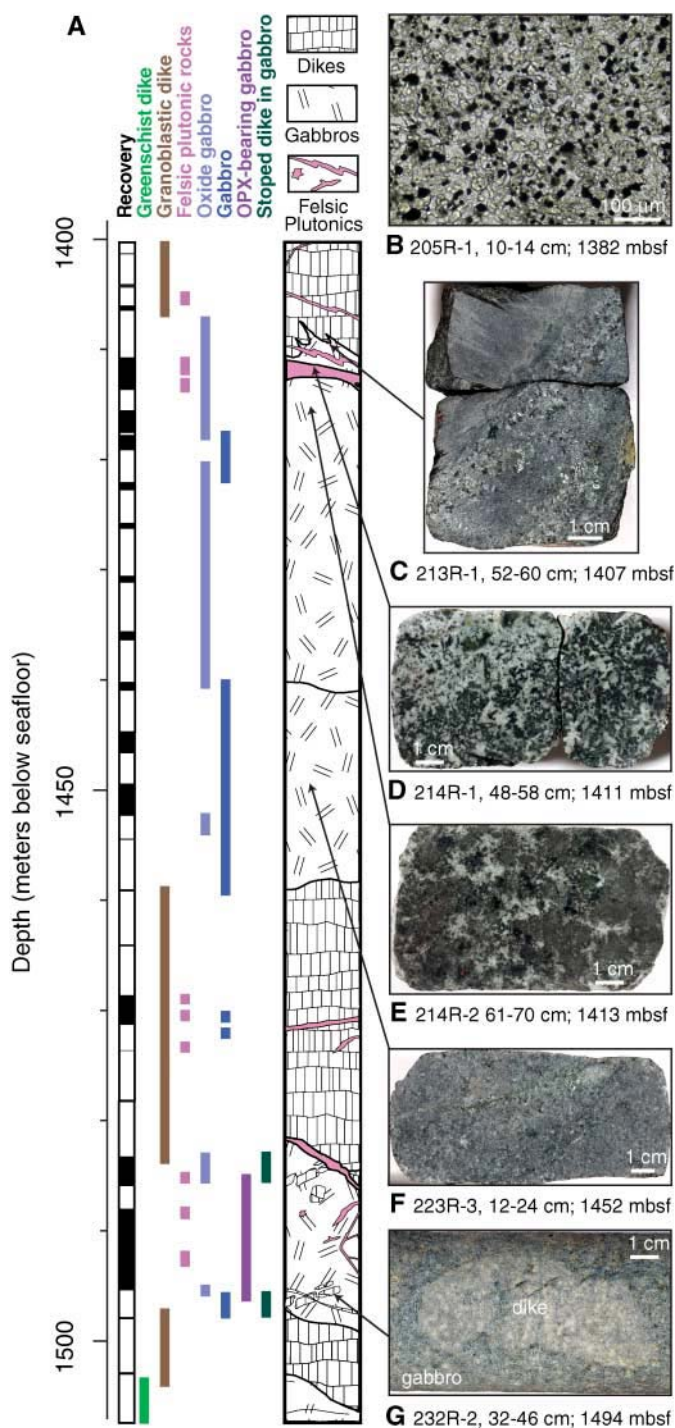
Fig. 3. Summary lithostratigraphic column of the basement drilled to date at Site 1256 showing recovery, major lithologies, downcore index alteration mineral distribution (thick lines show abundant distribution; thin lines show rare distribution), downcore distribution of Mg number [where Mg number = $100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + 0.9 \times \text{Fe})$ atomic ratio; symbols as in Fig. 5], and seismic velocity measured on discrete samples, by wireline tools, and by seismic refraction (25).

fast-spread crust exposed in Hess Deep (33), which suggest that regions of high magma supply should have thin lavas and thick dikes. Similarly, there is little evidence for tilting (at most a few degrees) in Hole 1256D and no evidence for substantial faulting. In contrast, the upper crust exposed at Hess Deep shows substantial faulting and rotations within the dike complex (33). The ponded flow at Site 1256 indicates that faults of ~50 to 100 m must exist in superfast-spread crust to provide

the necessary relief for ponding of the flow, but faulting and rotations in the dike section must be less common than in crust formed at fast spreading rates, if observations from Hess Deep are widely applicable.

The simplest model for mid-ocean ridge magma plumbing is that the melt lens imaged by MCS is the magma chamber in which crystal-rich residues are separated from the evolved lavas that reach the seafloor. The upper gabbro, when partially molten, would have had depth

Fig. 4. (A) Schematic lithostratigraphic section of the Plutonic Complex from the lower portion of Hole 1256D with representative photographs of key samples. The distribution of rock types is expanded proportionately in zones of incomplete recovery. Felsic plutonic rocks include quartz-rich oxide diorite and trondhjemite. (B) Photomicrograph of a dike completely recrystallized to a granoblastic association of equant secondary plagioclase, clinopyroxene, magnetite, and ilmenite. Some granoblastic dikes have minor orthopyroxene. (C) The dike-gabbro boundary: Medium-grained oxide gabbro is intruded into granoblastically recrystallized dike along an irregular moderately dipping contact. The gabbro is strongly hydrothermally altered. (D) Quartz-rich oxide diorite strongly altered to actinolitic hornblende, secondary plagioclase, epidote, and chlorite. Epidote occurs in ~5-mm clots in the finer grained leucocratic portions of the rock. (E) Disseminated oxide gabbro with patchy texture and centimeter-scale dark ophitically intergrown clinopyroxene and plagioclase patches separated by irregular, more highly altered leucocratic zones. (F) Medium-grained strongly hydrothermally altered gabbro. The sample is cut by several chlorite + actinolite veins with light gray halos. Plagioclase is replaced by secondary plagioclase and clinopyroxene by amphibole. (G) Clast of partially resorbed dike within gabbro.



and impedance properties consistent with geophysically imaged melt lenses (14) based on trends established for active ridges (Fig. 1). If the upper gabbro intruded on axis and extended roughly horizontally for at least hundreds of meters, its MCS image would look exactly like modern melt lens reflectors, yet it could not have been the site of fractionation. Its chilled margin against the underlying dike screen precludes segregating a crystal residue that subsides to form the lower crust as in the gabbro glacier model, and its fractionated composition requires that crystals have been segregated elsewhere. This implies that sills or other bodies containing cumulate materials must exist deeper in the crust and/or below the boundary between crust mantle, consistent with recent models based on lower crustal sections of ophiolites (5, 17) and some marine geophysical experiments (34–37). However, the gabbro glacier mode of accretion cannot yet be rejected because fractionated gabbros in the dike-gabbro transition are not unexpected, and the predicted region of cumulate rocks could still exist just below the present maximum depth of Hole 1256D.

The ~800-m-thick lava sequence is much less hydrothermally altered than other basement sites [e.g., Sites 417 and 418 and Holes 504B and 896A (25, 38)], and the systematic change with depth from oxidizing to reducing seawater alteration in the upper lavas found elsewhere does not occur. Instead, oxidizing alteration occurs irregularly, associated with steeply dipping vein networks, indicating a structural control of alteration rather than simply decreasing seawater influence downward. The secondary mineralogy of the rocks indicates a stepwise increase in alteration temperatures downhole from ~100°C in the lavas to ~250°C in the uppermost dikes. Aside from the granoblastic

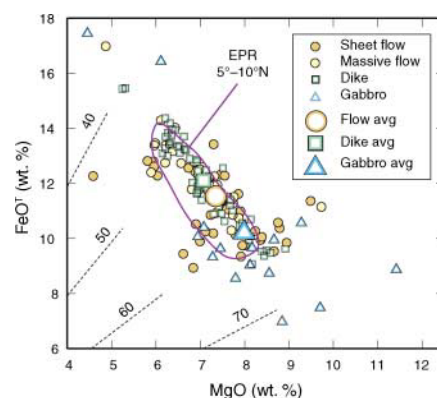


Fig. 5. FeO^T (total Fe expressed as FeO) versus MgO for the basement at Site 1256, compared with analyses of northern EPR (outline) (50). Dashed lines show constant Mg number. Possible primary mantle melt compositions should have Mg number of 70 to 78 and MgO of 9 to 14 weight %. All flows and dikes and most gabbros are too evolved to be candidates for primary magmas.

contact metamorphic assemblages in the basal dikes, hydrothermal mineralogy and inferred alteration temperatures of the lower dikes in Hole 1256D are generally similar to those in the lower dikes of Hole 504B (up to $\sim 400^\circ\text{C}$). However, the dike section at Site 1256 is much thinner than the section at Site 504 (~ 350 compared with >1000 m), which indicates a much steeper hydrothermal temperature gradient at Site 1256 ($\sim 0.5^\circ\text{C}/\text{m}$ compared with $0.16^\circ\text{C}/\text{m}$ in 504B).

Forming the lower oceanic crust through the crystallization and subsidence of a high-level melt lens (6, 7) is the most efficient geometry for hydrothermal cooling of the crust, as the latent and sensible heat can be readily advected by shallowly circulating hydrothermal fluids. However, models have predicted larger hydrothermal fluid fluxes and more intense alteration than those that have been documented from ocean crustal sections to date (39–41). Epidiosites—equigranular epidote-quartz-titanite rocks that delineate zones of intense hydrothermal leaching and channel-ways of upwelling black smoker-type fluids—are common in ophiolites around the dike-gabbro boundary (42–44) and are recorded in the oceans from fore-arc crust (45). Although epidote is a common replacement mineral within and below the transition zone in Hole 1256D (Fig. 3) and rare epidote-rich alteration patches are present, epidiosites were not recovered. Because of the retrograde solubility of calcium sulfate, anhydrite precipitation must play a critical but to date poorly understood role in axial hydrothermal circulation (46, 47). Anhydrite is more abundant in the lava-dike transition and in the upper dikes in Hole 1256D (Fig. 3) compared with Hole 504B (47), but still present in much lower quantities than predicted by numerical models of hydrothermal circulation resulting from the crystallization of the crust in an axial melt lens (46).

The question of whether the lower crust solidifies by shallow crystallization and subsidence (6) or in situ crystallization cooled by deep hydrothermal circulation (9) remains unresolved. The former model requires more intense hydrothermal circulation above a shallow magma chamber to remove the latent heat from crystallizing the lower crust; the latter requires less shallow circulation but more total circulation to remove both latent and sensible heat from the lower crust. The high thermal gradient inferred for the dike layer appears adequate to conduct latent heat of crystallization from a shallow magma chamber, but evidence such as epidiosites for the large volume of water required to react with hot rock to sustain this thermal gradient is lacking. Also, the inferred thermal gradient may not reflect steady-state conditions, with high temperatures at depth possibly transitory as the shallow gabbro crystallized. However,

evidence for the large volumes of water that must pass through the upper crust to reach and cool the lower crust is also lacking. Retrograde metamorphism under strongly hydrous conditions would be expected below about 1000 msb as large volumes of water quenched the upper crust before circulating at depth.

The penetration of the dike-gabbro boundary in intact oceanic crust is a major milestone that has taken more than four decades of scientific ocean drilling that began with Operation MoHole (48). Our success shows that deep drilling in young ocean crust formed at fast spreading rates is feasible. Such deep drill holes are key to testing models of crustal accretion and calibrating observations from marine geophysics and ophiolites. The shallow depth to gabbros at Site 1256 was predicted from seismic studies of modern active ridges by extrapolation to a spreading rate substantially faster than that occurring on the planet today. Further deepening of Hole 1256D will challenge current ideas on the formation and cooling of the lower crust, for example, testing the hypothesis that seismic layer 3 at this site consists of relatively impermeable fresh gabbro that cooled by conduction.

References and Notes

- J. M. Sinton, R. S. Detrick, *J. Geophys. Res.* **97**, 197 (1992).
- D. R. Toomey, G. M. Purdy, S. C. Solomon, W. S. D. Wilcock, *Nature* **347**, 639 (1990).
- E. E. Vera *et al.*, *J. Geophys. Res.* **95**, 15529 (1990).
- R. S. Detrick, J. A. Collins, R. A. Stephen, S. A. Swift, *Nature* **370**, 288 (1994).
- C. J. MacLeod, G. Yoauanca, *Earth Planet. Sci. Lett.* **176**, 357 (2000).
- T. J. Henstock, A. W. Woods, R. S. White, *J. Geophys. Res.* **98**, 4143 (1993).
- J. Phipps Morgan, Y. J. Chen, *J. Geophys. Res.* **98**, 6283 (1993).
- J. E. Quick, R. P. Denlinger, *J. Geophys. Res.* **98**, 14015 (1993).
- J. MacLennan, T. Hulme, S. C. Singh, *Geology* **33**, 357 (2005).
- R. S. Detrick *et al.*, *Nature* **326**, 35 (1987).
- R. S. Detrick *et al.*, *Science* **259**, 499 (1993).
- G. M. Kent, A. J. Harding, J. A. Orcutt, *Nature* **344**, 650 (1990).
- J. C. Mutter *et al.*, *Nature* **336**, 156 (1988).
- S. C. Singh, G. M. Kent, J. S. Collier, A. J. Harding, J. A. Orcutt, *Nature* **394**, 874 (1998).
- S. Carbotte, C. Mutter, J. C. Mutter, G. Ponce-Correa, *Geology* **26**, 455 (1997).
- G. M. Purdy, L. S. L. Kong, G. L. Christeson, S. C. Solomon, *Nature* **355**, 815 (1992).
- P. B. Kelemen, K. Koga, N. Shimizu, *Earth Planet. Sci. Lett.* **146**, 475 (1997).
- J. C. Alt *et al.*, *Proc. ODP Sci. Res.* **148**, 417 (1996).
- H. J. B. Dick, J. H. Natland, D. J. Miller *et al.*, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports* (Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1999), vol. 176, [CD-ROM].
- P. B. Kelemen, E. Kikawa, D. J. Miller *et al.*, *Proceedings of the Ocean Drilling Program Initial Reports* (Ocean Drilling Program, College Station, TX, 2004), vol. 209, [CD-ROM].
- K. Gillis *et al.*, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports* (Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1993), vol. 147.
- Expedition 304 Scientists, *IODP Prel. Rep.* **304**, 10.2204/iodp.pr.304.2005 (2005).
- Expedition 305 Scientists, *IODP Prel. Rep.* **305**, 10.2204/iodp.pr.305.2005 (2005).
- D. S. Wilson, *Geophys. Res. Lett.* **23**, 3003 (1996).
- D. S. Wilson *et al.*, *Proc. ODP Init. Repts.* (Ocean Drilling Program, College Station, TX, 2003), vol. **206** [CD-ROM].
- Expedition 309 Scientists, *IODP Prel. Rep.* **309**, 10.2204/iodp.pr.309.2005 (2005).
- Expedition 309 and 312 Scientists, *IODP Prel. Rep.* **312**, 10.2204/iodp.pr.312.2006 (2006).
- K. C. Macdonald, P. J. Fox, R. T. Alexander, R. Pockalny, P. Gente, *Nature* **380**, 125 (1996).
- S. Umino, S. Obata, P. W. Lipman, *Geology* **28**, 503 (2000).
- E. Hallenborg, A. J. Harding, G. M. Kent, D. S. Wilson, *J. Geophys. Res.* **108**, 2532 10.1029/2003JB002400 (2003).
- J. A. Karson, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **30**, 347 (2002).
- S. M. White, R. M. Haymon, D. J. Fornari, M. R. Perfit, K. C. Macdonald, *J. Geophys. Res.* **107**, 2173 10.1029/2001JB000571 (2002).
- J. A. Karson *et al.*, *Geochem. Geophys. Geosyst.* **3**, 1002 10.1029/2001GC000155 (2002).
- W. C. Crawford, S. C. Webb, *Earth Planet. Sci. Lett.* **203**, 117 (2002).
- R. A. Dunn, D. R. Toomey, R. S. Detrick, W. S. D. Wilcock, *Science* **291**, 1955 (2001).
- J. Garmany, *Nature* **340**, 628 (1989).
- M. R. Nedimovic *et al.*, *Nature* **436**, 1149 (2005).
- J. C. Alt, in *Hydrogeology of the Oceanic Lithosphere*, H. Elderfield, E. Davis, Eds. (Cambridge Univ. Press, New York, 2004), pp. 456–488.
- J. C. Alt, D. A. H. Teagle, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* **349** (2000), pp. 273–282.
- K. M. Gillis, L. A. Coogan, R. Pedersen, *Earth Planet. Sci. Lett.* **232**, 83 (2005).
- D. A. H. Teagle, M. J. Bickle, J. C. Alt, *Earth Planet. Sci. Lett.* **210**, 81 (2003).
- P. Nehlig, T. Juteau, V. Bendel, J. Cotten, *J. Geophys. Res.* **99**, 4703 (1994).
- C. J. Richardson, J. R. Cann, H. G. Richards, J. G. Cowan, *Earth Planet. Sci. Lett.* **84**, 243 (1987).
- P. Schiffman, B. M. Smith, R. J. Varga, E. M. Moores, *Nature* **325**, 423 (1987).
- N. R. Banerjee, K. M. Gillis, K. Muehlenbachs, *Geology* **28**, 151 (2000).
- N. H. Sleep, *J. Geophys. Res.* **96**, 2375 (1991).
- D. A. H. Teagle, J. C. Alt, A. N. Halliday, *Earth Planet. Sci. Lett.* **155**, 167 (1998).
- W. Bascom, *A Hole in the Bottom of the Sea* (Doubleday and Co., New York, 1961), pp. 352.
- S. C. Cande, D. V. Kent, *J. Geophys. Res.* **100**, 6093 (1995).
- C. H. Langmuir, J. F. Bender, R. Batiza, *Nature* **322**, 422 (1986).
- This research used samples and data provided by the ODP and the IODP. ODP was sponsored by the NSF and participating countries under management of Joint Oceanographic Institutions (JOI), Inc. IODP is supported by NSF; Japan's Ministry of Education, Culture, Sports, Science, and Technology; the European Consortium for Ocean Research Drilling; and the People's Republic of China, Ministry of Science and Technology. For Leg 206, D.S.W. and D.A.H.T. were co-chief scientists, and G.D.A. was the staff scientist. For Expedition 309, D.A.H.T. and S.U. were co-chief scientists, and N.R.B. was the staff scientist. For Expedition 312, J.C.A. and S.M. were co-chief scientists, and N.R.B. was the staff scientist. We thank *JOIDES Resolution* Captains P. Mowat and A. Simpson, Drilling Superintendents Tim McCown and Wayne Malone, Operations Superintendents R. Grout and K. Grigar, the entire transocean crew, and the Texas A&M University technical staff from ODP Leg 206 and IODP Expeditions 309 and 312 for successful operations.

10 February 2006; accepted 6 April 2006
Published online 20 April 2006;
10.1126/science.1126090
Include this information when citing this paper.

2.3. Processus de différenciation au sein du réservoir magmatique.

Les compositions chimiques des laves mises en place en contexte d'accrétion océanique ne peuvent être reproduites que si un processus de modification chimique des magmas intervient à des pressions crustales (Grove et al., 1992 ; O'Hara et Herzberg, 2002). Ceci a traditionnellement été interprété comme le résultat de la différenciation des magmas lors de leur accumulation au sein d'un réservoir axial. Pendant longtemps, le seul mécanisme de différenciation invoqué était la cristallisation fractionnée. Celle-ci peut être liée à la convection s'installant dans le réservoir magmatique suite (i) au refroidissement du magma en réponse au fort gradient thermique régnant au sommet de la lentille ; ou (ii) à des processus plus complexes, telle la convection solutale. Celle-ci rend compte de la cristallisation d'une fraction de magma dans une zone de solidification périphérique, isolée du reste du réservoir. Le liquide interstitiel migre par la suite au sein de la zone de transition avant d'être réinjecté dans l'AMC. La notion de « cristallisation *in situ* » (ou dans une couche limite) (Langmuir, 1989 ; O'Hara et Fry, 1996a) n'est qu'une possibilité parmi d'autres de ce processus de convection solutale, faisant intervenir la rééquilibration des liquides interstitiels avec les cristaux de la zone de solidification. Des notions plus complexes, toujours fondées sur ce mécanisme de convection solutale, ont également été proposées afin de rendre compte des variations spatiales du processus de cristallisation au sein du réservoir. Ainsi, le processus de « cristallisation partielle intégrée » considère que les compositions des liquides résiduels sont hétérogènes au sein de la chambre avant que la convection n'entraîne le mélange de ces magmas et n'homogénéise la composition du liquide résidant dans le réservoir (O'Hara et Fry, 1996b). Par ailleurs, ces modèles peuvent être compliqués par l'hybridation du magma résidant dans l'AMC avec les liquides réalimentant épisodiquement ou en continu le réservoir (Chapitre B-I) ou par l'assimilation de roches encaissantes.

La Figure A-6 illustre une combinaison de ces processus magmatiques au sein de l'AMC déduite de l'étude des gabbros de l'ophiolite d'Oman (MacLeod et Yaouancq, 2000). Ces auteurs proposent que dans le réservoir sub-axial, la différenciation des magmas par cristallisation fractionnée résulte de la convection thermique du liquide de la partie interne, combinée à la convection solutale dans les zones de solidification périphériques. Par comparaison avec les processus œuvrant dans les chambres magmatiques des volcans continentaux, il semble probable que des échanges de liquide et de cristaux peuvent avoir lieu entre ces deux zones (Kuritani, 1998).

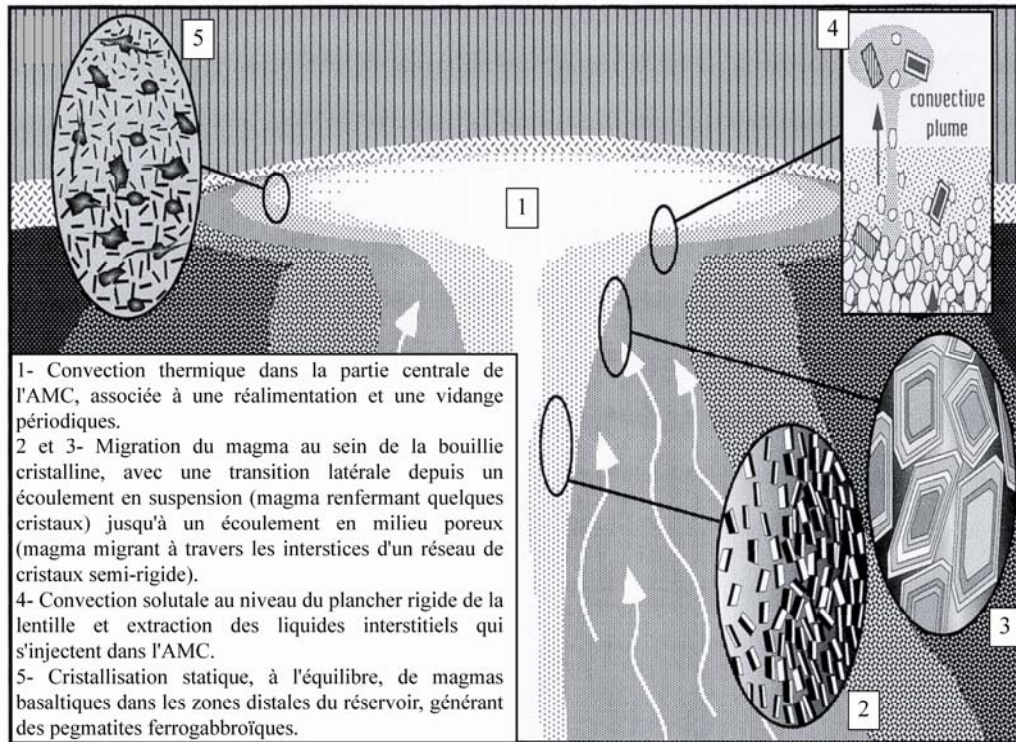


Figure A-6. Illustration schématique des mécanismes de différenciation opérant au sein de la lentille et à sa périphérie, modifiée d'après MacLeod et Yaouancq (2000). Par comparaison avec les processus opérant dans les réservoirs des volcans continentaux, à la périphérie de la lentille, la zone de transition, riche en cristaux, serait caractérisée par des liquides plus froids, plus différenciés et peut être plus riches en fluides. Les liquides et les cristaux de cette zone de transition pourraient périodiquement être réinjectés au sein de la zone centrale de la lentille (Kuritani, 1998).

Dans ce schéma, comme dans la majorité des études pétrogénétiques portant sur les MORB, la contamination crustale des magmas est ignorée. Cette simplification a longtemps été justifiée par (i) l'énergie nécessaire pour déclencher l'assimilation de roches encaissantes par un magma, difficilement fournie lorsque la cristallisation ne conduit qu'à des basaltes ; et (ii) le faible contraste de composition entre le magma résidant dans le réservoir et son encaissant doléritique ou gabbroïque. Cependant, ces arguments deviennent contestables lorsque la chambre est périodiquement réalimentée par un magma chaud et que la croûte encaissante a enregistré une intense altération hydrothermale. Ainsi, des veines leucocratiques et des cornéennes ont été reconnues au niveau de la transition dyke-gabbro exposée au niveau du complexe ophiolitique du Troodos (Gillis et Coogan, 2002). Ces roches ont été interprétées comme des migmatites anatectiques, reflétant la fusion partielle du complexe filonien au toit de l'AMC et la contamination du magma résidant par les liquides ainsi générés (Fig. A-7). Même si la croûte affleurant au Troodos s'est mise en place en contexte de supra-subduction, Gillis et Coogan (2002) proposent qu'un tel processus d'assimilation puisse également opérer à l'axe des dorsales médio-océaniques.

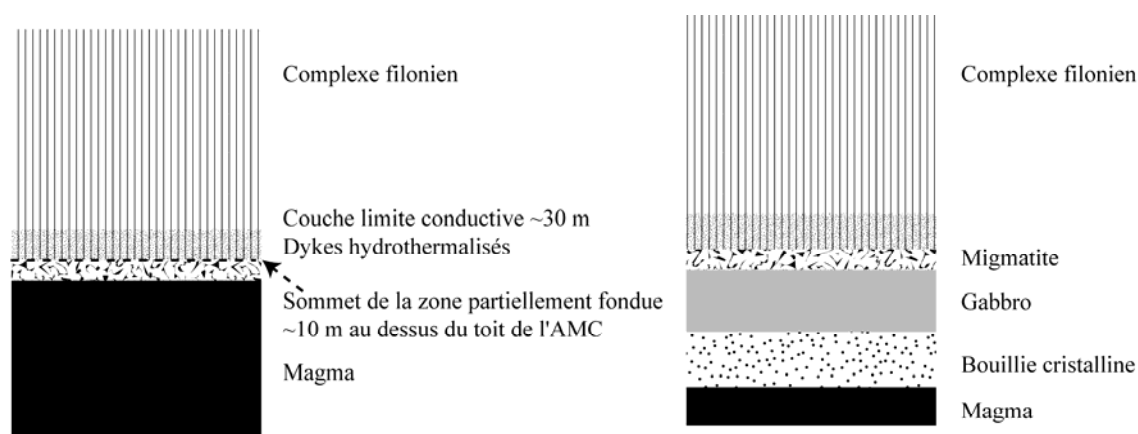


Figure A-7. Assimilation de roche encaissante par le magma de l'AMC suite à l'anatexie des roches du complexe filonien (modifié d'après Gillis et Coogan, 2002). a) Lorsque la réalimentation du réservoir est importante, le réservoir est peu profond et se stratifie à la base du complexe filonien. Ceci entraîne le métamorphisme thermique des dykes sus-jacents (préalablement altérés par l'hydrothermalisme) et la formation d'une zone de transition d'une dizaine de mètres où les dykes recristallisent en cornéennes. Si le régime thermique persiste, la fusion des cornéennes s'initie et génère des liquides leucocratiques. Le mélange liquide/solide ainsi produit se désagrège et est assimilé par le magma résidant dans l'AMC. b) Lors des périodes de plus faible réalimentation, la structure thermique devient plus froide, entraînant l'approfondissement de l'AMC et l'arrêt de l'anatexie.

2.4. Morphologie axiale des segments d'accrétion et bilan magmatique.

Sous un segment d'accrétion, l'état du réservoir magmatique peut être appréhendé à partir de la morphologie axiale. Deux caractéristiques morphologiques seront détaillées dans les sections suivantes : le profil bathymétrique de l'axe le long d'une section transverse à la dorsale et la présence ou non de dépressions axiales.

2.4.1. Morphologie axiale et taux d'accrétion.

Loin de toute influence de point chaud, la morphologie axiale des dorsales reflète globalement le taux d'accrétion. Ainsi, les dorsales lentes sont incisées d'un graben axial, large de 2 à 5 km et profond d'environ 1000 m, au sein duquel se concentre l'activité volcanique (Fig. A-8a). Les dorsales intermédiaires et rapides présentent quant à elles un bombement topographique axial. Le plateau axial des dorsales intermédiaires est relativement peu élevé (Fig. A-8b) tandis que le dôme axial caractérisant les dorsales rapides s'élève d'environ 500 m au-dessus du plancher océanique. Ce dôme axial est généralement bordé de grabens latéraux se développant entre 2 et 8 km de l'axe et accommodant les contraintes extensives liées à l'accrétion océanique (Lagabrielle et al., 2001 ; Fig. A-8c).

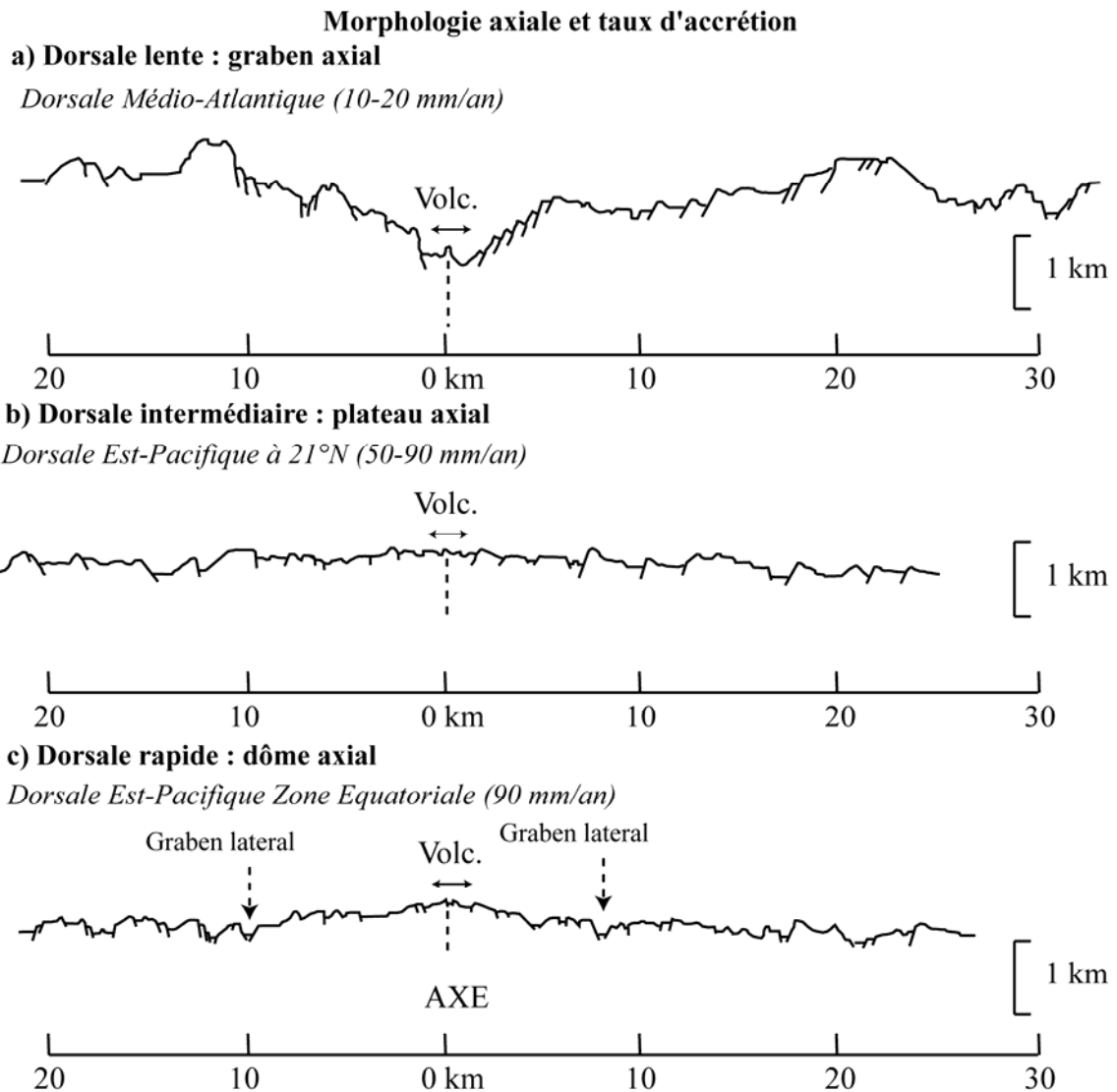


Figure A-8. Corrélation entre le taux d'accrétion et la morphologie transverse. a) Dorsale lente caractérisée par un graben axial, large et profond. b) Dorsale intermédiaire caractérisée par un plateau axial moyennement élevé. c) Dorsale rapide caractérisée par un bombement axial, large de 5 à 10 km, aux flancs relativement lisses. Le sommet du dôme, relativement plat, s'élève entre 300 et 500 m au dessus du plancher océanique et est bordé de grabens latéraux, se développant entre 2 et 8 km de l'axe. La variabilité morphologique observée au sein des dorsales rapides est illustrée en Figure A-9. Volc. : zone néovolcanique axiale où se focalise l'activité volcanique.

2.4.2. Segmentation morphologique des dorsales rapides et apport magmatique.

A taux d'accrétion comparable, une variabilité morphologique importante est observée entre différents segments de dorsale rapide (et intermédiaire) ou au sein d'un même segment (« segmentation morphologique », Fig. A-9). Ainsi le long de l'EPR, la morphologie axiale fluctue entre deux pôles extrêmes : (i) les larges dômes rectangulaires à sommet plat, généralement observés dans la partie centrale des segments d'accrétion (Fig. A-9a) ; et (ii) les dômes triangulaires, plus étroits, caractérisant les extrémités de segment, à proximité des zones de fracture ou autres discontinuités axiales (Fig. A-9b).

Morphologie axiale des dorsales rapides et apport magmatique (= flux de matière entre le manteau et la croûte, moyenné sur des intervalles de temps de l'ordre de 100 000 ans)

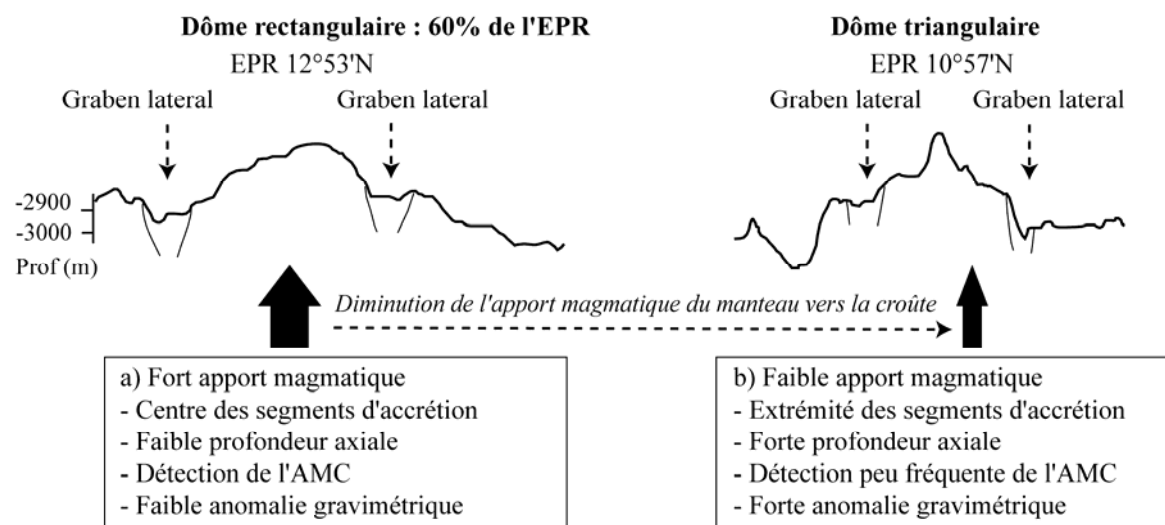


Figure A-9. Indices morphologiques, géologiques et structuraux d'une variation de l'apport magmatique au niveau des segments en dôme des dorsales rapides à intermédiaires. Ces variations morphologiques observées pour les segments en dôme reflètent l'influence de l'apport magmatique du manteau vers la croûte moyenné sur des intervalles de temps de l'ordre de 100 000 ans. a) L'axe du segment de dorsale montre une section transverse en dôme rectangulaire, ce qui signe un fort apport magmatique du manteau vers la croûte. b) L'axe montre une section transverse triangulaire, signe d'un apport magmatique plus faible. Modifié d'après Garel et al. (2002).

Les variations systématiques des caractéristiques géophysiques (sismiques et gravimétriques) et morphologiques suggèrent que les différences observées le long des dorsales entre les profils bathymétriques transverses à l'axe renseignent sur les variations du flux de magma entre le manteau et la croûte à l'axe d'une dorsale, moyenné à long terme (environ 100 000 ans) et intégrant à la fois la production de magma dans le manteau et l'apport de magma au sein du réservoir (ce flux est désigné par le terme « apport magmatique » ; Macdonald et al., 1984 ; Macdonald et Fox, 1988 ; Scheirer et Macdonald ; 1993 ; Hooft et al., 1997 ; Carbotte et al., 2000).

Selon ce modèle, les segments ou portions de segment dont l'axe présente une section large et peu profonde (dôme axial rectangulaire avec une aire transverse axiale importante) sont soumis à un apport magmatique robuste (Fig. A-9a). Sous ces segments « enflés », Scheirer et Macdonald (1993) prédisent la présence d'une AMC avec 75% à 90% de confiance. Ces sections sont en outre associées à une faible anomalie gravimétrique (indiquant une croûte plus épaisse ou un manteau plus chaud ; Scheirer et Macdonald, 1993 ; Magde et al., 1995 ; Cormier et al., 1995), à une activité volcanique récente et abondante et à l'occurrence de basaltes relativement peu évolués (Langmuir et al., 1986 ; Sinton et al., 1991 ; Mahoney et al., 1994).

2.4.3. Nomenclature des dépressions entaillant l'axe des dorsales.

La nomenclature désignant les dépressions entaillant l'axe des dorsales est très diversifiée, ce qui reflète l'absence de consensus sur leur classification morphologique (dimensions, linéarité...) mais aussi sur l'importance relative des processus tectoniques et magmatiques impliqués dans leur genèse (Fig. A-10).

Les dépressions observées en contexte d'accrétion intermédiaire à rapide contrastent des larges et profonds grabens axiaux caractérisant les dorsales lentes. Ces grabens axiaux résultent d'une activité magmatique intermittente lors de l'accrétion (cycle volcano-tectonique), l'extension de la croûte lors des phases de quiescence magmatique (amagmatique) étant compensée par la formation d'un graben tectonique qui s'élargit progressivement. Les différents types de dépressions entaillant l'axe des dorsales rapides et intermédiaires sont systématiquement plus étroites (<2 km) et moins profondes (<150 m) que ces vallées axiales. La terminologie utilisée dans ce mémoire pour décrire ces dépressions axiales formées en contexte d'accrétion intermédiaire à rapide est détaillée ci-dessous. L'utilisation du terme « graben » y est limitée à l'appellation de structures tectoniques, limitées par des failles normales (Billings, 1972).

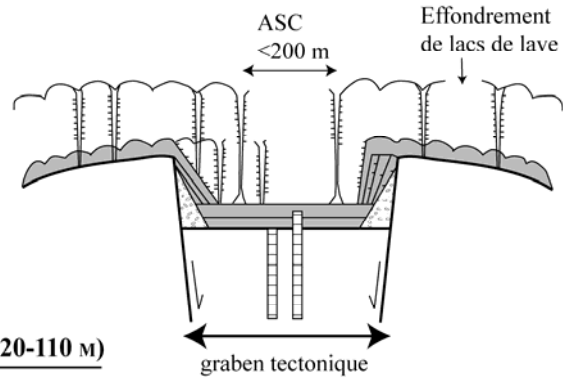
Les observations géologiques menées à l'axe des dorsales EPR (rapide) et JdF (intermédiaire) permettent une distinction simple des dépressions axiales, basée sur leurs dimensions. L'axe de certains segments est ainsi entaillé de dépressions étroites (10 à 100 m de large) et peu profondes (5 à 20 m de profondeur, Fig. A-10a), dans lesquelles se concentrent les activités volcanique et hydrothermale. Ces dépressions sont délimitées par des escarpements arqués et sinueux, souvent masqués par des chenaux de laves. Elles ont été expliquées par l'effondrement, syn- à post-mise en place, de la surface des constructions volcaniques résultant de l'accumulation des laves dans une dépression axiale préexistante (coulées épaisses ou lacs de laves). Une controverse persiste sur l'origine, tectonique ou volcanique, de la dépression permettant l'accumulation des laves à l'axe de la dorsale. Ainsi, les laves peuvent combler un graben axial, généré en réponse à la contrainte imposée par l'injection de dykes à faible profondeur (Chadwick et Embley, 1998 ; Carbotte et al., 2006) ou combler une caldera volcanique préexistante (Haymon et al., 1991 ; Fornari et al., 1998). Quelle que soit la nature de la zone d'accumulation, graben ou caldera, ces dépressions étroites et peu profondes, dont les caractéristiques morphologiques sont contrôlées par l'effondrement de structures volcaniques superficielles, seront appelées « calderas axiales sommitales » (Bates, 1984).

a) LES DÉPRESSIONS ÉTROITES (1-200 M) ET PEU PROFONDES (5-20 M) : CALDERAS AXIALES SOMMITALES (ASC)

Effondrement de la surface des structures volcaniques superficielles.

Le schéma présenté considère que la dépression dans laquelle s'accumule les laves correspond à un graben tectonique dont la formation est induite par l'injection de dykes à faible profondeur sous la surface de la croûte (Chadwick et Embley, 1998 ; Carbotte et al., 2006).

Cependant, cette dépression peut aussi correspondre à une caldera axiale sommitale formée antérieurement (Haymon et al., 1991 ; Fornari et al., 1998).



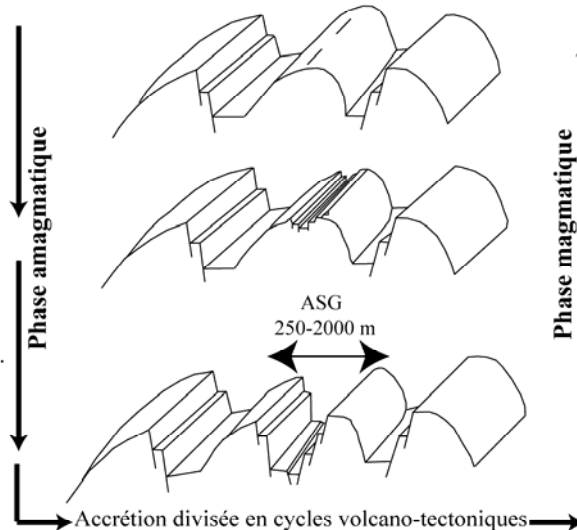
b) LES DÉPRESSIONS LARGES (200-2000 M) ET PROFONDES (20-110 M)

b1) Extension amagmatique : graben axial sommital (AGS)

(Holler et al, 1980 ; Gente et al., 1986 ; Fornari et al., 1998)

Pendant les phases de quiescence volcanique, la croûte, froide et rigide, est soumise à de fortes contraintes extensives initiant la formation d'un graben axial.

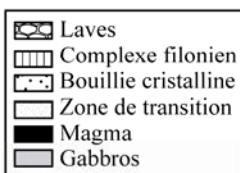
Le graben s'élargit progressivement.



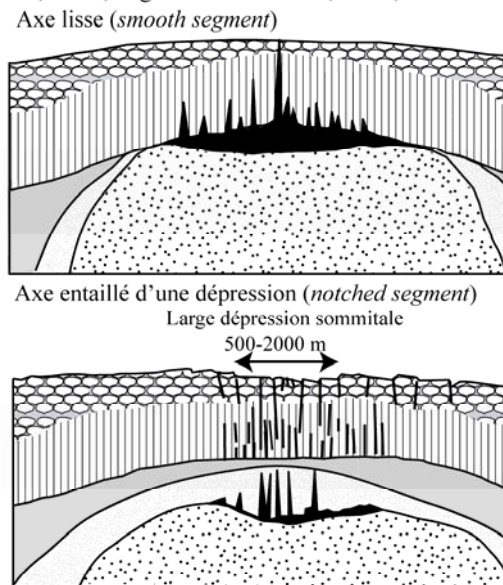
Un nouvel épisode effusif entraîne le remplissage du graben par les laves.

b2) Effondrement de la croûte au-dessus du réservoir magmatique en décroissance en contexte extensif : large dépression sommitale

(Macdonald et Fox, 1988 ; Hooft et al., 1997 ; Lagabrielle et Cormier, 1999 ; Garel et al., 2002)



Diminution du volume du réservoir entraînant l'effondrement de la croûte océanique fragile. La dépression s'élargit et s'approfondit si la décroissance du réservoir se prolonge dans le temps.



Modèle cyclique : la croissance du réservoir se traduit en surface par le retour à une morphologie axiale lisse.

Figure A-10. Classification et origine des dépressions entaillant l'axe des dorsales à taux d'accrétion intermédiaire à rapide. a) Dépressions étroites correspondant à des calderas d'effondrement des structures volcaniques superficielles. b) Grandes dépressions (200-2000 m), expliquées par la formation d'un graben tectonique au cours de phases d'accrétion amagmatique (b1) ou par l'effondrement de la croûte au-dessus d'un réservoir magmatique en décroissance (b2).

D'autre part, l'axe des dorsales est parfois marqué par de plus larges (250-2000 m) et plus profondes dépressions (30 à 120 m), bordées d'escarpements de faille linéaires. Ces dépressions renferment occasionnellement une caldera axiale sommitale plus étroite. Certains auteurs ont proposé que ces dépressions correspondent à des grabens tectoniques, se formant selon un processus similaire à celui proposé pour la formation des vallées axiales des dorsales lentes (Holler et al., 1990 ; Gente et al., 1986). Pendant les phases de quiescence magmatique, des failles normales se développent au sein de la croûte plus froide et plus rigide afin de compenser les contraintes extensives (Fig. A-10b). Le graben s'élargit progressivement jusqu'à ce qu'un nouvel épisode effusif entraîne son remplissage par les laves. Cependant, si la formation des larges dépressions était entièrement contrôlée par l'extension tectonique, ces dépressions ne devraient pas être observées quand un réservoir magmatique est identifié au sein de la croûte supérieure (Lagabrielle et Cormier, 1999). Un modèle complémentaire a donc été proposé, considérant que ces larges dépressions résultent d'une part du contexte extensif et d'autre part de l'effondrement de la croûte supérieure au-dessus d'un réservoir magmatique en décroissance (Macdonald et Fox, 1988 ; Hooft et al., 1997 ; Lagabrielle et Cormier, 1999 ; Garel et al., 2002). La décroissance du réservoir (faible réalimentation et/ou forte vidange du réservoir) entraîne une perte de volume en profondeur, compensée en surface par l'effondrement de la croûte océanique supérieure fragile le long de fractures préexistantes (Fig. A-10b). La dépression s'élargit et s'approfondit progressivement, et des sédiments couvrent son plancher si la décroissance du réservoir se prolonge dans le temps. Ces dépressions seront par la suite nommées « larges dépressions sommitales » (*large axial trough* ; Lagabrielle et Cormier, 1999) et une attention particulière leur sera portée au cours de ce mémoire.

2.4.4. Larges dépressions sommitales et état du réservoir magmatique.

Le long des portions de dorsale rapides (et intermédiaires) soumises à un fort apport magmatique du manteau vers la croûte moyenné dans le temps (axe caractérisé par une section transverse en dôme rectangulaire, Fig. A-9a), le réflecteur sismique marquant le toit de l'AMC est généralement détecté. Cependant, le long de ces mêmes segments, la largeur, la profondeur et la proportion de liquide de l'AMC fluctuent significativement et indépendamment de l'aire transverse axiale et des autres marqueurs de l'apport magmatique moyen du manteau vers la croûte. Les propriétés du réservoir magmatique sub-axial sont donc gouvernées par d'autres phénomènes variant vraisemblablement sur des périodes de temps plus courtes que cet apport magmatique.

Les caractéristiques de l'AMC se corrélient avec la présence ou non d'une large dépression au sommet du dôme axial et avec l'intensité de l'activité hydrothermale. Ainsi, la lentille est large et peu profonde sous les dômes rectangulaires lisses, sans dépression (*smooth segment*). Sa profondeur augmente et sa largeur diminue sous les segments dont le dôme axial rectangulaire est entaillé d'une large dépression sommitale (« *notched segment* » ; Carbotte et al., 1997 ; Hooft et al., 1997 ; Lagabrielle et Cormier, 1999).

Large dépression sommitale des segments de dorsale soumis à un fort apport magmatique et état du réservoir magmatique sous-jacent

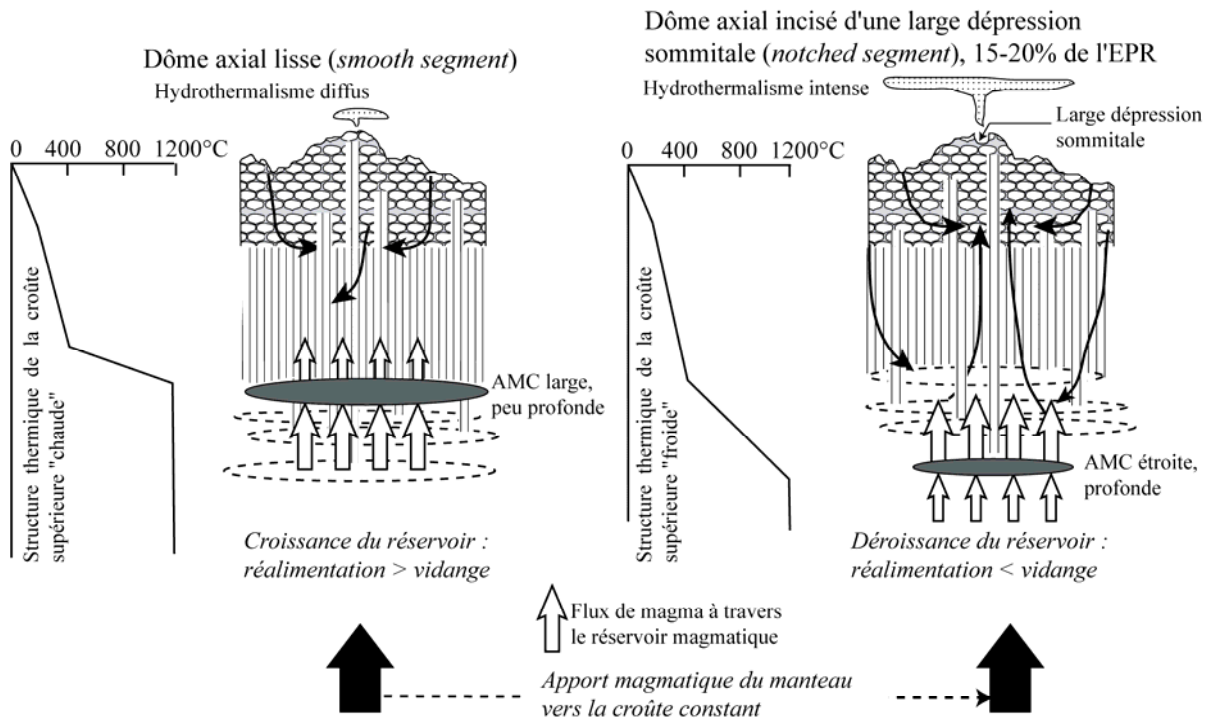


Figure A-11. Pour les segments soumis à un fort apport magmatique (Fig. A-9a), indices morphologiques, géologiques et structuraux permettant de contraindre l'évolution temporelle du réservoir axial en réponse aux fluctuations des processus de réalimentation/vidange. Pour une meilleure lisibilité, la dépression sommitale est volontairement surdimensionnée. Modifié d'après Hooft et al. (1997). Ce modèle est développé en Fig. A-10b2.

Le modèle présenté en Figure A-10b2, reliant la formation des larges dépressions sommitales à l'état du réservoir magmatique et donc aux flux sub-instantanés de magma à travers celui-ci, permet d'expliquer la corrélation entre l'approfondissement et le rétrécissement de l'AMC, la présence d'une large dépression et l'intensité de l'activité hydrothermale. Les variations spatiales des caractéristiques de l'AMC et de la morphologie lisse ou incisée du dôme axial permettent ainsi de définir des cycles de croissance/décroissance du réservoir magmatique axial (Hooft et al., 1997 ; Lagabrielle et Cormier, 1999). Selon ce modèle (Fig. A-11), la profondeur du réservoir serait contrôlée par la structure thermique de la croûte, reflétant l'équilibre entre l'apport instantané de chaleur

par advection (injection de magma) et le refroidissement induit par la convection hydrothermale (Hooft et Detrick, 1993 ; Phipps Morgan et Chen, 1993a ; Natland et Dick, 1996 ; Hooft et al., 1997). L'effondrement de la croûte supérieure en réponse à la décroissance du réservoir (vidange du magma et/ou diminution de la réalimentation) permet l'initiation d'une circulation hydrothermale active, entraînant le refroidissement de la croûte et l'approfondissement de la lentille simultanément à sa vidange (Fig. A-11). A l'inverse, lorsque le volume du réservoir augmente (forte réalimentation et/ou faible vidange), la croûte supérieure est supportée par le réservoir et sa perméabilité est réduite, empêchant son refroidissement par convection hydrothermale et maintenant la lentille à une faible profondeur. Ces variations rapides et locales de la profondeur de la lentille sont enregistrées par une zone mixte de dykes et de gabbros (Fig. A-11), qui a effectivement été échantillonnée à la base du complexe filonien lors des forages du puits 1256D (Wilson et al., 2006).

La morphologie axiale des dorsales océaniques renseigne donc sur les processus d'accrétion fonctionnant sur différentes échelles spatiales et temporelles. L'aire transverse axiale et la forme du dôme sont gouvernées par les variations de l'apport magmatique du manteau vers la croûte à long terme (~100 000 ans). A l'inverse, les caractéristiques de l'AMC et la présence d'une large dépression sommitale permettent de caractériser une variation sub-instantanée de l'état de la chambre magmatique axiale, cet état reflétant les flux de magma entrant et sortant du réservoir (10-100^{aines} d'années ; Hooft et al., 1997).

**Chapitre B : La Dorsale Est Pacifique entre 17° et 19°S et le propagateur
du Bassin Nord Fidjien.**

**Une nouvelle procédure mathématique pour modéliser l'évolution
temporelle des réservoirs magmatiques périodiquement réalimentés et
vidangés.**

I- Introduction.

Au travers de ce chapitre, la cyclicité magmatique en contexte d'accrétion océanique est abordée en modélisant l'évolution d'un réservoir magmatique, réalimenté en continu par un magma de composition constante, à partir de l'amplitude des variations chimiques acquises par les laves au cours de leur différenciation au sein de ce réservoir. Cette approche s'inscrit dans la continuité des modèles géochimiques s'appliquant aux réservoirs magmatiques fonctionnant en système ouvert mais sa particularité est de considérer que la quantité de magma réalimentant le réservoir varie dans le temps, de manière sinusoïdale. Ce modèle a été appliqué à deux sites, la dorsale Est Pacifique entre 17° et 19°S et le propagateur nord-sud du Bassin Nord Fidjien afin de contraindre la composition des liquides de réalimentation et de décrire l'évolution du réservoir, en terme de paramètres temporels (période de la sinusoïde et temps de résidence du magma) et de quantités de magma (fractions ou volumes de magma cristallisé ou expulsé). La sensibilité de ces différents résultats aux incertitudes des paramètres d'entrée a également été caractérisée, en proposant des intervalles de variation géologiquement plausibles des paramètres d'entrée s'appliquant à l'EPR 17°-19°S.

1. Synthèse sur les modèles géochimiques de réservoirs magmatiques.

L'observation directe des processus œuvrant au sein d'un réservoir magmatique et de leur évolution dans le temps est actuellement inenvisageable. Depuis les années 1970, de nombreuses approches ont donc été développées afin de contraindre indirectement le fonctionnement des chambres magmatiques. Ces travaux s'appuient principalement sur les teneurs en éléments en trace incompatibles dans les laves émises en surface mais intègrent également des contraintes apportées par la thermodynamique, la physique des matériaux, la pétrologie expérimentale et la modélisation analogique. Cependant, en amont de toute modélisation ou reconstitution, une hypothèse de base sous-tend la représentation du fonctionnement du réservoir magmatique. Ainsi, la plupart des modèles géochimiques proposés posent comme postulat que l'intégralité des variations chimiques enregistrées par les laves est acquise au sein du réservoir et que la composition du magma de réalimentation reste constante sur toute la durée d'évolution du réservoir. L'utilisation de ces modèles nécessite donc un filtrage des données chimiques afin de s'assurer que les variations d'autres processus pétrogénétiques (tels que la fusion partielle et/ou l'hétérogénéité de source) n'induisent pas de variations significatives de la composition des liquides primaires. De plus, dans les modèles

proposés, deux types majeurs de fonctionnement des réservoirs magmatiques s'opposent : l'évolution en système clos et en système ouvert.

1.1. Les réservoirs magmatiques évoluant en système clos.

Cette première famille de modèles considère que l'injection initiale de magma constitue le seul apport de matière au sein du réservoir (système clos). La variabilité géochimique des laves émises par de tels systèmes dépend :

- de la composition du liquide alimentant le réservoir ;
- du moment où se produit l'expulsion du magma ;
- du type de cristallisation considérée : fractionnée (Bowen, 1928 ; Bowen, 1941), à l'équilibre (Shaw, 1970) ou *in situ* (Langmuir, 1989). Ces modalités de cristallisation formalisent de manière simple les différents mécanismes de différenciation : convection thermique (Brandeis et Jaupart, 1986 ; Jaupart et Tait, 1995), convection solutale (Helz et al., 1989 ; Jaupart et Tait, 1995), compaction (Philpotts et al., 1996 ; Philpotts et Dickson, 2000), différenciation induite par la vapeur (Anderson et al., 1984 ; Goff, 1996 ; Sisson et Bacon, 1999).

1.2. Les réservoirs magmatiques évoluant en système ouvert.

L'évolution en système clos des magmas résidant au sein du réservoir ne peut rendre compte de la longévité des chambres magmatiques. Il a donc été proposé que les réservoirs magmatiques puissent évoluer en système ouvert, recevant un apport extérieur de matière, continu ou épisodique, au cours de leur évolution. Les différentes approches développées afin de modéliser les systèmes ouverts s'accordent pour considérer que la cristallisation opère en continu. Elles divergent néanmoins dans leur traitement de l'injection et la vidange.

Le premier type d'approches considère une évolution cyclique du réservoir, au cours de laquelle les processus d'injection et de vidange sont épisodiques et périodiques (P-RTF : *Periodically Replenished, Tapped and continuously Fractionated* ; O'Hara, 1977 ; O'Hara and Matthews, 1981 ; Albarède, 1985 ; Caroff, 1995). Lors de son évolution, ce réservoir atteint un état permanent (*steady-state*) durant lequel sa taille et la composition des liquides émis au début et à la fin de chaque cycle restent constantes.

Fonctionnement cyclique du réservoir (P-RTF)

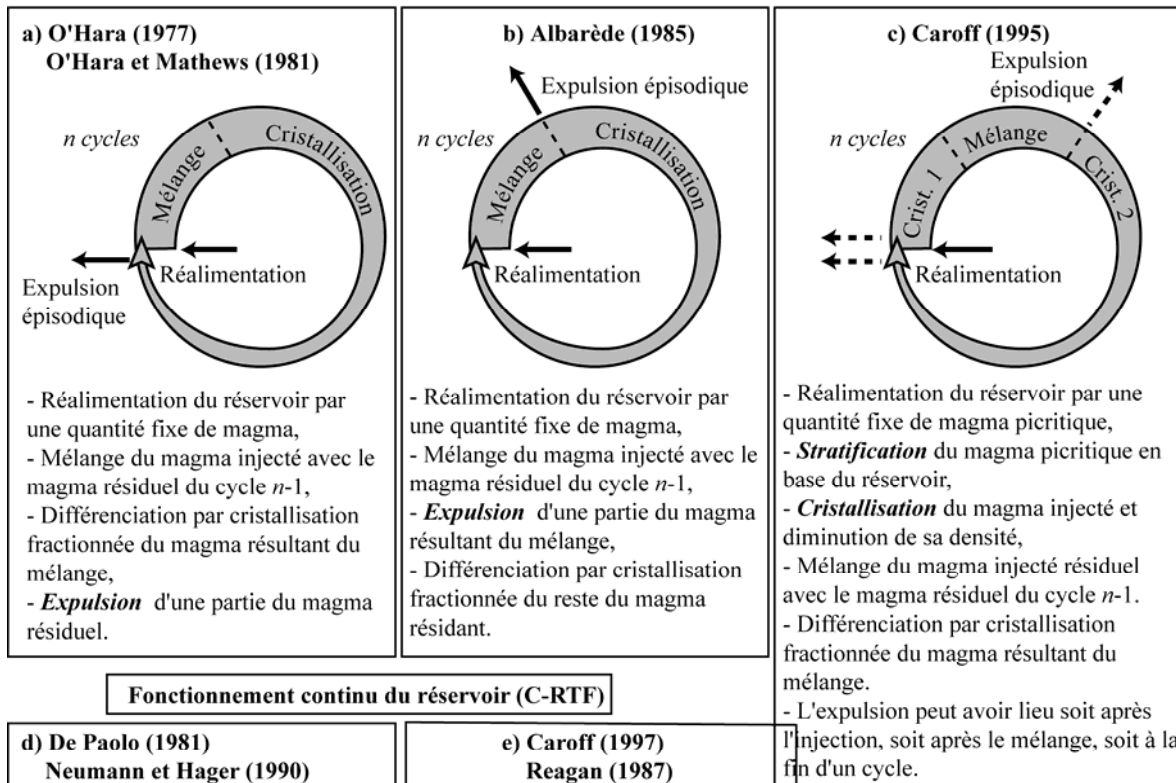


Figure B1-1. Synthèse des principaux modèles retraçant l'évolution d'un réservoir magmatique fonctionnant en système ouvert, modifiée d'après Caroff et Fleutelot (2003). Tous ces modèles considèrent que la composition du liquide de réalimentation reste constante dans le temps. La surface grise correspond à la quantité de liquide contenu dans le réservoir. a à c) Fonctionnement cyclique : les modèles diffèrent selon la séquence mélange/ cristallisation/ expulsion. d à e) Fonctionnement continu : les modèles diffèrent en fonction du caractère épisodique ou non de l'expulsion et en fonction de l'intervention de l'assimilation durant l'évolution du réservoir. Pour d et e), les exemples présentent une chambre en décroissance : réalimentation < cristallisation + expulsion.

La résolution de tels modèles nécessite d'une part de diviser l'évolution de la chambre en cycles (limités par les épisodes d'injection) et d'autre part d'intégrer le bilan des variations chimiques au cours d'un cycle. Ce type de modèles ne permet donc pas de suivre l'évolution instantanée du volume du réservoir ou de la chimie du magma résidant.

Les différents modèles proposés dans ce type d'approche varient en fonction de l'ordre des séquences expulsion/mélange au sein d'un cycle (Figs B1-1a à c). Ainsi, les modèles d'O'Hara (1977), d'O'Hara et Matthews (1981) et d'Albarède (1985) considèrent que le mélange entre le liquide injecté dans le réservoir et le magma résidant suit immédiatement la réalimentation. Cependant, ce mélange n'est possible que si le contraste de densité entre les deux magmas et le débit de réalimentation sont faibles et que l'écoulement est turbulent (Tait et Jaupart, 1990). L'injection d'un magma de forte densité inhibe donc le mélange, le magma de réalimentation se stratifiant à la base du réservoir (Jensen et al., 1993 ; Caroff, 1995). Pour les magmas tholéïtiques et alcalins, le mélange ne devient alors possible que lorsque la cristallisation fractionnée du liquide de réalimentation a provoqué une diminution suffisante de sa densité (Sparks et Huppert, 1984 ; Fig. B1-1c).

L'autre famille de modèles de réservoir fonctionnant en système ouvert considère que l'apport de matière (par réalimentation et/ou par contamination) et la cristallisation fractionnée sont des processus continus et concomitants dans le temps (C-RTF : *Continuously Replenished, periodically or continuously Tapped, continuously Fractionated*). Le traitement mathématique de ces modèles dérive de celui proposé pour l'AFC (assimilation couplée à la cristallisation ; De Paolo, 1981). Les modèles de réservoir magmatique fonctionnant en système ouvert diffèrent quant à la place de l'expulsion (Figs B1-1d et e). Ainsi, De Paolo (1981) puis Hagen et Neumann (1990) considèrent l'expulsion comme un processus épisodique (Fig. B1-1d) tandis que Reagan et al. (1987) et Caroff et al. (1997) proposent une vidange continue du réservoir (Fig. B1-1e). Par rapport au concept d'injection périodique, ces modèles considérant une réalimentation continue du réservoir permettent de contraindre à tout moment, par la résolution d'équations différentielles, la composition chimique du magma résidant et le volume du réservoir. Ce dernier varie au cours du temps en fonction du bilan instantané entre les flux de matière entrant et sortant du réservoir : si la quantité de magma entrant (réalimentation et/ou assimilation) est plus importante que celle qui en sort (cristallisation et expulsion), le réservoir est en phase de croissance.

1.3. Les modèles physicochimiques.

Les modèles physicochimiques appréhendent le fonctionnement des réservoirs magmatiques à la fois en terme de bilan de masse mais également de bilan énergétique entre le système magmatique et son encaissant. Le comportement du réservoir magmatique est ainsi décrit à partir des lois physiques modélisant (i) l'apport de chaleur lié à l'injection de magma ou à la chaleur libérée par la cristallisation du magma résidant et (ii) le refroidissement par la conduction, la convection et la circulation hydrothermale mais aussi par l'assimilation de roches encaissantes (Ghiorso et Sack, 1995 ; Spera et Bohron, 2002 et 2004). Certains de ces modèles proposent de surcroît de considérer la répartition verticale de la cristallisation au sein de la croûte (modèles « *gabbro glacier* » ou « *sheeted sills* »), le type de cristallisation et l'effet sur la cristallisation d'une variation de composition du liquide primitif (Maclennan et al., 2004).

Par rapport aux modèles basés sur les bilans de masse, ces modèles physicochimiques sont probablement plus proches du fonctionnement réel des réservoirs magmatiques. Cependant, le réalisme de ces modèles est en parallèle contrebalancé par le nombre élevé de paramètres d'entrée et par la forte incertitude demeurant sur nombre d'entre eux (température du magma et des roches encaissantes, enthalpies de cristallisation et de fusion, capacités de chaleur spécifique du magma, de l'assimilant, du liquide de réalimentation...).

2. L'application à l'EPR du modèle de réservoir réalimenté, vidangé et cristallisant en continu (Caroff et al., 1997).

Lagabrielle et Cormier (1999) ont proposé que la présence ou non d'une large dépression sommitale à l'axe des différents segments d'accrétion de la dorsale Est Pacifique entre 17° et 19°S reflétait directement l'état du réservoir magmatique sous-jacent (Chapitre A). A partir des différences morphologiques observées entre les segments d'accrétion, ils ont proposé une variation cyclique du volume du réservoir magmatique (Figs B1-2a et b et Figs A-10 et A-11). Par ailleurs, les compositions géochimiques des laves prélevées le long de ces segments ont révélé l'existence d'une connexion entre la morphologie axiale et la variabilité géochimique enregistrée par les laves. Ainsi, les laves émises depuis un réservoir en décroissance (dôme axial entaillé d'une dépression) montrent une plus grande variabilité de composition et atteignent des termes plus évolués (Batiza et al., 1995 ; Caroff et al., 1997, Fig. B1-2b). L'EPR 17°-19°S est donc un site particulièrement propice pour contraindre à partir de la composition des laves l'état du réservoir sous-jacent dont le volume varie au cours du temps. La résolution proposée par Caroff et al. (1997) repose sur la division de l'évolution

du réservoir en périodes de croissance et décroissance, entre lesquelles les rapports entre les taux d'injection, de cristallisation et d'éjection varient. A partir de la composition des laves et d'un nombre restreint de paramètres physiques sans dimension, Caroff et al. (1997) ont estimé par méthode inverse les durées relatives des stades de croissance et décroissance ainsi que les volumes relatifs émis au cours de ces deux stades.

Cependant, d'importantes incertitudes sur les paramètres d'entrée demeurent dans le modèle de Caroff et al. (1997) et limitent la contrainte sur les paramètres de sortie :

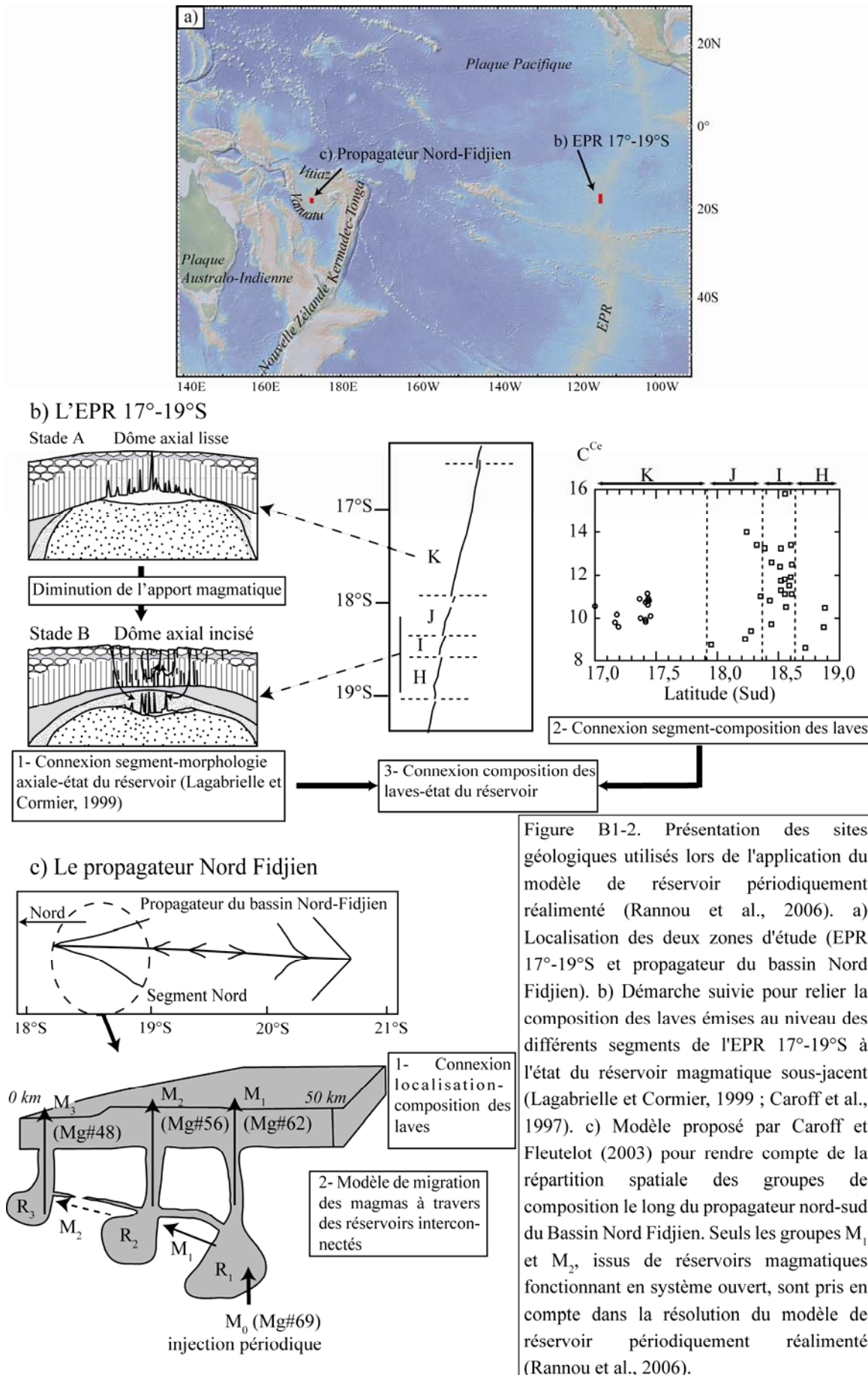
- la base de données géochimiques considérée est assez restreinte et les variations chimiques observées au niveau des segments dont l'axe est entaillé d'une large dépression sommitale (réservoir en décroissance) sont beaucoup moins bien documentées ;
- les variations de la quantité de magma au sein du réservoir et les rapports de vitesse des processus au cours des demi-cycles sont fixés arbitrairement ou mal contraints.

Afin de pallier à ces limitations, le stage de DEA de Renaud Merle (Merle, 2002) a tenté d'une part d'étoffer la base de données chimiques disponible, et d'autre part de contraindre des gammes de variation géologiquement plausibles des paramètres d'entrée du modèle, pour les stades de croissance et décroissance, respectivement. En outre, l'estimation de la quantité initiale de magma au sein du réservoir a offert la possibilité de calculer non plus les valeurs relatives mais les valeurs absolues de la période des cycles (180 à 300 ans) et des volumes de magma émis par le réservoir (2,3 à 2,9 km³/an).

3. L'élaboration du modèle de réservoir magmatique soumis à une injection sinusoidale.

3.1. Quoi de neuf par rapport au modèle de Caroff et al. (1997) ?

Au cours de ma thèse, j'ai participé à l'élaboration d'un modèle géomathématique s'appliquant aux réservoirs magmatiques dont la réalimentation suit une courbe sinusoidale dans le temps. En continuité avec le développement théorique de Caroff et al. (1997), le modèle conçu considère un réservoir magmatique fonctionnant en système ouvert, soumis à une réalimentation, une cristallisation et une expulsion de magma continues. D'une part, il propose un développement théorique et mathématique plus complet et d'autre part, il intègre la nécessité d'affiner l'estimation des paramètres d'entrée.



Ainsi, ce modèle remet en cause l'hypothèse de base sous-tendue par le traitement mathématique présenté par Caroff et al. (1997) : la quantité de magma réalimentant la chambre par unité de temps est proportionnelle à la quantité de magma y résidant. Cette proportionnalité entraîne un comportement exponentiel du réservoir : plus la chambre est grande, plus la réalimentation est intense, ce qui en retour accroît la taille de la chambre. Ce problème avait été contourné par Caroff et al. (1997) en divisant l'évolution du réservoir en périodes de croissance et décroissance et en considérant les bilans de masse au cours de ces demi-cycles.

Dans le modèle proposé, l'injection est considérée indépendante de la quantité de magma résidant. Ses caractéristiques gouvernent ainsi le fonctionnement du réservoir : elles contrôlent la taille de la chambre et par effet retour, les quantités de magma cristallisé et expulsé. Il n'est alors plus nécessaire de diviser l'évolution temporelle du réservoir en demi-cycles et il devient possible de contraindre l'état du système et la composition du magma résidant à chaque instant, au travers d'équations différentielles. D'autre part, l'injection étant le moteur du fonctionnement du réservoir, les conséquences d'une variation temporelle du volume de magma réalimentant la chambre (par exemple fluctuation sinusoïdale) peuvent être examinées. Cette approche se situe donc à la jonction entre les modèles de fonctionnement cyclique (P-RTF) et les modèles de fonctionnement continu (C-RTF) des réservoirs magmatiques.

De plus, dans le modèle élaboré, certains paramètres d'entrée, comme par exemple le taux de cristallisation, peuvent à présent varier tout au long de l'évolution du réservoir (et non plus par demi-cycle comme proposé par Caroff et al., 1997) en fonction des contraintes physico-thermiques s'appliquant au réservoir. Il a également été estimé l'influence sur le fonctionnement du réservoir de perturbations telles qu'une injection complexe ou qu'une variation de la composition du liquide de réalimentation (liée par exemple à une contamination par le matériel encaissant, mais pourquoi pas aussi à l'échantillonnage ponctuel d'une source hétérogène).

Dans le même esprit que l'approche proposée par Merle (2002), les paramètres introduits dans le modèle ne sont pas fixés arbitrairement mais sont affinés grâce aux contraintes géologiques. Contrairement aux modélisations de Caroff et al. (1997) et Merle (2002), la composition du liquide réalimentant la chambre est ici considérée comme un résultat et non un paramètre d'entrée. De plus, dans les modèles précédents, la division en demi-cycles de l'évolution du réservoir permettait d'estimer les durées relatives des phases de croissance et décroissance. Ce paramètre ne pouvant plus être directement calculé à partir du

modèle, il a été estimé à partir de données bibliographiques, en estimant que la durée relative des deux stades pouvait être approchée par l'extension spatiale le long de l'EPR de la morphologie axiale leur étant associée (Lagabrielle et Cormier, 1999).

Dans un deuxième temps, l'approche géochimique a été élargie à un autre site d'accrétion : le segment nord du propagateur Nord Fidjien (Bassin Nord Fidjien, 18°-19°S, Fig. B1-2a). Les échantillons dragués le long de ce segment (campagne PROFETI, 1994) se répartissent en plusieurs groupes, définis à la fois par leur degré de différenciation et leur répartition spatiale. Afin d'expliquer cette connexion, Caroff et Fleutelot (2003) ont proposé que la différenciation des magmas opère dans plusieurs réservoirs interconnectés, s'échelonnant le long du segment nord (Fig. B1-2c). Ainsi, le réservoir le plus au sud (R_1) serait réalimenté périodiquement par un liquide primitif. Après s'être différencié au sein de R_1 , une fraction du liquide résiduel réalimenterait le réservoir R_2 . Le réservoir R_3 quant à lui évoluerait essentiellement en système clos, épisodiquement réalimenté par les liquides résiduels issus de R_2 . Selon les propriétés de linéarité du modèle mathématique proposé, l'interconnexion des réservoirs R_1 et R_2 autorise à considérer le système R_1+R_2 comme un seul système magmatique. Les liquides M_1 et M_2 , émis à partir de R_1 et R_2 respectivement, caractérisent donc l'évolution temporelle de la différenciation au sein d'un réservoir fonctionnant en système ouvert et périodiquement réalimenté. Il a donc été possible de calculer la composition du liquide de réalimentation en vue de le comparer à celui précédemment déduit sur des bases expérimentales par Caroff et Fleutelot (2003).

3.2. Ma contribution à l'élaboration et à la résolution de ce modèle.

Le modèle proposé en Chapitre B-II résulte de la collaboration avec Martial Caroff (UMR6538) et Eric Rannou, du laboratoire de mathématique de Brest (UMR6205). Ma contribution à ce travail est résumée ci-dessous.

D'une part, comme lors de toute approche pluridisciplinaire, la première difficulté fut d'harmoniser les langages et les notions mathématiques et géologiques. Par exemple, la définition des paramètres et la mise en équation des processus magmatiques opérant au sein du réservoir ont nécessité un grand nombre d'aller-retour entre les contraintes géologiques et les possibilités mathématiques.

De plus, j'ai estimé les valeurs géologiquement plausibles des paramètres d'entrée. Pour les données chimiques, aucune acquisition analytique n'a été nécessaire puisque la résolution se base sur les compositions en éléments en trace incompatibles des laves émises à l'axe de l'EPR entre 17° et 19°S, échantillonnées lors de la campagne NAUDUR (Décembre

1993) et analysées par ICP-AES par Piera Spaeda (Caroff et al., 1997). Dans la même optique que Merle (2002), cette base de données a été élargie en intégrant d'autres compositions chimiques de N-MORB disponibles entre 17° et 19°S (base électronique de données PETDB : « *Petrological Database of the Ocean Floor* », www.petdb.org). Pour contraindre les autres paramètres géologiques, une réflexion sur la structure de la croûte, sur les phénomènes d'accrétion et sur la géométrie des réservoirs magmatiques sous les dorsales océaniques rapides a préalablement été nécessaire afin de définir la signification géologique des paramètres mathématiques introduits dans le modèle et afin d'affiner leur estimation. Une fois ces hypothèses posées, j'ai mené une recherche bibliographique, intégrant des données géologiques, structurales et sismiques, afin de contraindre quantitativement les observables géologiques donnant accès à chaque paramètre. De la même manière, une étude bibliographique a également été nécessaire afin de confirmer la validité géologique des résultats fournis par le modèle.

Dans un troisième temps (Chapitre B-III), suite à l'acceptation par *Geochimica et Cosmochimica Acta* de l'article présentant le modèle, j'ai testé la sensibilité des résultats aux variations des paramètres d'entrée. Ceci a nécessité au préalable de reconsidérer les hypothèses sous-tendant l'évaluation des différents paramètres et de définir des intervalles de variation géologiquement plausibles de ces variables. J'ai ensuite pris en main la procédure de résolution du modèle afin de qualifier, et en partie de quantifier, l'impact des incertitudes des paramètres d'entrée sur la fiabilité des résultats. Cette étude sera complétée dans le Chapitre C-III par l'application du modèle aux laves affleurant le long de la Dépression Ouest Blanco (zone de fracture Blanco, Pacifique NE), générées à l'axe de la dorsale intermédiaire Juan de Fuca.

II- Nouvelle approche géochimique de modélisation des réservoirs magmatiques périodiquement réalimentés : Un apport cyclique de magma rend-il compte de l'évolution tectono-magmatique de l'axe de l'EPR entre 17° et 19°S ?

Eric Rannou, Martial Caroff, Carole Cordier

Résumé

Cet article expose un nouveau modèle mathématique retraçant l'évolution géochimique d'une chambre magmatique à l'état stationnaire, réalimentée et vidangée en continu. La réalimentation, périodique et indépendante de la taille du réservoir, est approchée par une fonction sinusoïdale. L'évolution temporelle du réservoir est décrite grâce à des équations différentielles permettant de calculer les concentrations en éléments en trace incompatibles dans le magma de réalimentation et certains paramètres physiques et géologiques décrivant l'évolution du système. Les conséquences géochimiques de l'assimilation de roches encaissantes et d'altérations majeures de la sinusoïde modélisant l'injection (injections épisodiques, bruits aléatoires...) ont été évaluées. La robustesse des résultats géochimiques obtenus qualifie l'utilisation de la sinusoïde afin de modéliser simplement l'alimentation naturellement complexe d'une chambre magmatique. De même, les conséquences d'un taux de cristallisation variant en fonction de la taille du réservoir ont été estimées et apparaissent peu significatives. Pour montrer concrètement ses exigences et ses potentialités, le modèle a été appliqué à un site naturel adapté. Les compositions extrêmes atteintes par les laves et certains paramètres géologiques sont alors requis. L'EPR 17°-19°S, site caractérisé par un fort apport magmatique, répond à ces contraintes de part les nombreuses études géologiques et géophysiques ayant porté sur cette région. La première étape de résolution permet de déterminer la composition en éléments en trace incompatibles du magma de réalimentation. Dans le cas de l'EPR, celui-ci est proche d'un liquide basique (MgO=9,5 %) quels que soient les coefficients de distribution considérés. Cette approche géochimique a également été testée sur le segment nord du propagateur du Bassin Nord Fidjien. Dans ce second exemple, la composition modélisée du liquide de réalimentation reproduit celle calculée par régression linéaire. Pour l'EPR, mieux connu, une évaluation de l'ensemble des paramètres du modèle est possible : la période d'un cycle (~750 ans), le temps de résidence du magma (~300 ans) et la taille du réservoir (de 4,1 à 8,6 km³).

Available online at www.sciencedirect.com*Geochimica et Cosmochimica Acta* 70 (2006) 4783–4796**Geochimica**www.elsevier.com/locate/gca

A geochemical approach to model periodically replenished magma chambers: Does oscillatory supply account for the magmatic evolution of EPR 17–19°S?

Eric Rannou ^{a,*}, Martial Caroff ^b, Carole Cordier ^b^a UMR No 6205 "Laboratoire de Mathématiques," Université de Bretagne Occidentale, 6 Avenue Le Gorgeu, C.S. 93837, 29238 Brest Cedex 3, France^b UMR No 6538 "Domaines Océaniques," IUEM, Université de Bretagne Occidentale, 6 Avenue Le Gorgeu, C.S. 93837, 29238 Brest Cedex 3, France

Received 21 November 2005; accepted in revised form 6 July 2006

Abstract

We propose a new approach to model the geochemical evolution of continuously replenished and tapped steady-state magma chambers. We use a sinusoidal function to model cyclic magma supply. The temporal evolution of a reservoir is described using differential equations, in which the amount of refilling magma does not depend on the size of the chamber. These equations can be used to calculate incompatible trace element concentrations and magma quantities. We examine the geochemical consequences of episodic injections, noises and wall-rock assimilation. We also explore possible variations in crystallization rate. To show its potential, the theoretical treatment has been applied to the EPR 17–19°S, a site with a strong magma budget which has been the subject of several geological/geophysical studies. The practical application requires geological parameters to be constrained, as well as the extreme values of the lava concentration range. A first step specifies the incompatible trace element composition of the replenishing melt, which corresponds in the EPR case to a magnesian liquid (MgO = 9.5 wt%). It is then possible to determine other parameters such as cycle period (~750 years), magma residence time (~300 years), and reservoir size (from 4.1 to 8.6 km³ per 20 km segment). Lastly, variations in crystallization rate do not significantly alter the results.

© 2006 Elsevier Inc. All rights reserved.

1. Introduction

The linkage between energetics and material balances in the magmatic systems can be numerically treated either through geochemical models which formalize physical processes (e.g., Ghiorso and Sack, 1995; Edwards and Russell, 1998; Spera and Bohrsen, 2002, 2004) or through mass balance models in which physics is not directly apparent, but enclosed into a few integrative parameters.

In the physicochemical models, the modeling exercise appeals directly to physical laws in order to address complex natural systems. However such modeling processes must make use of a great number of input parameters, the values of which are not highly constrained. For

instance, to model instantaneous heat transfer in a magma chamber, heat loss to country rocks (roughly proportional to the surface area of the reservoir) must be taken into account together with the effects of thermal and/or solutal convection, replenishment by hot liquids, wall-rock assimilation, etc. In such an approach, the realism of the method is counterbalanced by the difficulty to obtain a set of useful output parameters.

Alternatively, there are models based on integrative methods, which can be used to reduce the number of parameters and make their estimation easier without too much simplification.

Two kinds of integrative procedures have been developed for modeling the behavior of replenished magma reservoirs from geochemical data (see Caroff and Fleutelot, 2003, for a review). The first group uses mass balance calculations to explore trace element variations in long-lived

* Corresponding author. Fax: +33 298016790.

E-mail address: Eric.Rannou@univ-brest.fr (E. Rannou).

periodically replenished, periodically tapped and continuously fractionating steady-state magma chambers (O'Hara, 1977; Albarède, 1985; O'Hara and Herzberg, 2002). The second set of theoretical treatments applies to continuously replenished, (occasionally or) continuously tapped and continuously fractionating magma chambers (De Paolo, 1981; Reagan et al., 1987; Caroff et al., 1997). Contrary to the former models, such approaches are used to track instantaneous geochemical evolutions, using differential equations.

Caroff et al. (1997) studied the case where both magma refilling and expulsion are simultaneous and continuous processes at the geological time scale. In such reservoirs, the total amount of liquid either decreases (deflating chambers) or increases (inflating chambers) through time. These authors have shown that the geochemical differentiation of the erupted lavas is strongly controlled by the mass fluxes through the system. The corresponding model had been applied to four segments of the East Pacific Rise located between 17°00'S and 18°40'S.

The modeling by Caroff et al. (1997) includes several simplifying assumptions: (i) each stage of evolution of the reservoir (i.e. deflating or inflating phase) was studied separately; (ii) the crystallization rate was assumed to be constant between the two stages; and (iii) all the magma fluxes (replenishment, expulsion, and crystallization) were fixed proportional to the reservoir size.

We propose here a new numerical approach to avoid some limitations of the Caroff et al. (1997) model, while retaining its ability to calculate at little cost geologically significant parameters from specific geological constraints. The main improvement introduced here is that the amount of refilling magma is not dependent on the chamber size. However, the characteristics of the magma supply ultimately control the temporal evolution of the reservoir. Among the various modalities of replenishment which can be modeled, including constant magma flux, we have chosen to consider a sinusoidal form of replenishment. Such a mathematical function has been used successfully by Albarède (1993) to model periodic chemical fluctuations in magmas passing through a constant size reservoir. Our approach allows us temporal periodicity of the magmatic system to be explored through differential equations and reconciles both concepts about the open-system magma chambers: periodic and continuous inputs.

A great part of the compositional variations described for oceanic/ophiolitic cumulates and lavas has been interpreted as the consequence of periodic intrusions of magma into axial reservoirs beneath spreading ridges (e.g., Pallister and Hopson, 1981; Smewing, 1981; Komor et al., 1985; Humler and Whitechurch, 1988; Caroff and Fleutelot, 2003). The temporal cyclicity of magma supply can be related to fluctuations in the magma delivery from the oceanic mantle. Such fluctuations can result from periodic magma pulses at the surface (Maaløe, 2002), modeled as 'magma solitons' by some authors (Scott and Stevenson, 1984; Rabinowicz et al., 2001). In anhydrous basaltic reser-

voirs, expulsion of magma is not likely to lead to gas-driven catastrophic events such as those which occur in arc settings. Consequently, time-related magma expulsion beneath spreading ridges should be more easily modeled. In an accretion context, wall-rock assimilation is supposed to play a subordinate role with respect to fractional crystallization. We have reinvestigated the geological site (EPR 17–19°S) previously studied by Caroff et al. (1997). In this zone, known for its strong magma budget (e.g., Carbotte et al., 1997; Hussenoeder et al., 2002), the variable across-strike ridge profile is a sensitive indicator of a cyclic magma supply (Lagabrielle and Cormier, 1999). Thus, the configuration of this site is particularly adequate for the application of our new geochemical approach. The trace element data set of Caroff et al. (1997) has been extended to include additional published analyses.

Among the output parameters, we are capable of estimating cycle periods and magma residence times. Few measurements of such temporal data are presently available for submarine volcanic zones, in order to make a comparison with calculated parameters, contrary to the case of well studied replenished continental volcanoes (e.g., Hawkesworth et al., 2000). Nevertheless, we have chosen not to apply the present procedure to continental volcanoes, where: (i) steady-state can be considered as an exceptional feature (e.g., Cioni et al., 1995), (ii) assimilation is generally drastic (e.g., Kabeto et al., 2001), (iii) differentiation has frequently a much greater extent, which may induce magma stratification and imperfect mixing processes (e.g., Cioni et al., 1995).

The present procedure includes two parts : (i) a purely theoretical development, potentially applicable to magmatic systems from various geological settings; and (ii) a practical application specifically adapted to the case of EPR 17–19°S. The first and less constraining-step of the modeling, which consists to calculate incompatible trace element composition of the replenishment liquid, has also been tested on another oceanic site: the north-south propagating spreading center located in the North Fiji Basin between 18 and 19°S (NS-PSC 18–19°S). Such applied modelings must be modulated according to the level of geological knowledge of the studied sites. The precision of the output data (geochemical, temporal, or mass-related parameters) is highly dependent on the accessibility and reliability of the input parameters.

2. Fluctuating replenishment in continuously fractionated and tapped magma chambers

2.1. Theory

In the model proposed here, the magma chamber behavior is studied through the time variation of the resident magma quantity Q . Let Q_i , Q_c , and Q_e be the time integrated quantities of injected, crystallized and expelled magmas, respectively (see Table 1 for definition of the model parameters). The resident magma quantity Q satisfies the following differential equation:

Table 1
Model parameters

Quantities ^a	
Q	Quantity of resident magma in the reservoir
Q_0	Initial quantity of resident magma in the reservoir
Q_e	Quantity of expelled magma
Q_c	Quantity of crystallized magma
Q_i	Quantity of injected magma
q_i	Instantaneous rate of intrusion: $q_i = \frac{dQ_i}{dt}$
\bar{q}_i	Mean rate of intrusion
a	Quantity of magma crystallizing per time unit fixed independently of Q
Chemical parameters	
Q^E	Quantity of an incompatible trace element E in the resident magma
C_i^E	Weight concentration of an incompatible trace element E in the injected magma (ppm)
C^E	Weight concentration of an incompatible trace element E in the resident magma (ppm): $C^E = \frac{Q^E}{Q}$
D^E	Bulk distribution coefficient of an incompatible trace element E
Fractions	
α	Fraction crystallized per time unit: $\alpha = \frac{1}{Q} \frac{dQ_c}{dt}$
α_p	Fraction crystallized per time unit (part dependent on Q in the non-proportional approach)
r_e	Mean ratio between extrusion rate and crystallization rate: $r_e = \frac{dQ_e}{dQ_c}$
γ	Fraction of magma lost by crystallization and extrusion per time unit: $\gamma = \alpha(1 + r_e)$
γ_p	$\gamma_p = \alpha_p(1 + r_e)$
γ^E	Fraction of trace element E lost by crystallization and extrusion: $\gamma^E = \alpha(D^E + r_e)$
γ_p^E	$\gamma_p^E = \alpha_p(D^E + r_e)$
Sinusoidal model parameters	
$\omega/(2\pi)$	Frequency of the replenishment
T	Period of the replenishment: $T = 2\pi/\omega$
φ	Phase shift between variations of Q and q_i : $\varphi = -\arcsin \frac{\omega}{\sqrt{\omega^2 + \gamma^2}} = -\arcsin \frac{\beta}{\sqrt{\beta^2 + (1+r_e)^2}}$
φ^E	Phase shift between variations of Q^E and q_i : $\varphi^E = -\arcsin \frac{\omega}{\sqrt{\omega^2 + \gamma^{E2}}} = -\arcsin \frac{\beta}{\sqrt{\beta^2 + (D^E + r_e)^2}}$
β	$\beta = \omega/\alpha$
τ	Residence time: $\tau = 1/\gamma$

^a The model has been expressed with magma masses and weight concentrations. However, the Q parameters can be easily transformed into magma volumes by introducing density values.

$$\frac{dQ}{dt} = \frac{dQ_i}{dt} - \left(\frac{dQ_c}{dt} + \frac{dQ_e}{dt} \right). \quad (1)$$

Like previous theoretical treatments (e.g., O'Hara, 1977; De Paolo, 1981; Reagan et al., 1987; O'Hara and Herzberg, 2002), our model is based on the simplifying assumption of proportionality between Q and the crystallized and expelled magma rates, respectively:

$$\frac{dQ_c}{dt} = \alpha Q \quad (2)$$

and

$$\frac{dQ_e}{dt} = \alpha r_e Q, \quad (3)$$

where α is the crystallized fraction per time unit and r_e the mean ratio between extrusion and crystallization rates. The total proportionality factor is $\gamma = \alpha(1 + r_e)$ (Table 1).

In the Caroff et al. (1997) model, the instantaneous rate of magma intrusion q_i is also considered proportional to Q (Table 1). During magma chamber growth, this assumption leads to an exponential inflation of the chamber. In the present model, q_i is strictly independent of Q . This implies that the characteristics of the processes occurring (or originating) inside the reservoir (crystallization, extrusion) are closely dependent on the intrusion process. Thus, the instantaneous rate of intrusion q_i is only time dependent: $\frac{dQ_i}{dt}(t) = q_i(t)$. Eq. (1) becomes then:

$$\frac{dQ}{dt} = q_i - \gamma Q, \quad (4)$$

the solution of which is

$$Q(t) = \left(Q_0 + \int_0^t q_i(x) e^{\gamma x} dx \right) \cdot e^{-\gamma t}, \quad (5)$$

where x is an integration parameter.

The simplest case which can be considered is when q_i is constant. Then, the magma quantity becomes:

$$Q(t) = \frac{q_i}{\gamma} + \left(Q_0 - \frac{q_i}{\gamma} \right) \cdot e^{-\gamma t}. \quad (6)$$

This solution leads exponentially to a steady state Q value equal to $\frac{q_i}{\gamma}$ (Fig. 1a).

We have also considered a geologically more realistic mode of intrusion, the sinusoidal one. The advantage of such an approach to model natural periodic systems is that it may approximate an average behavior or a smoothed variation with time. In this case, q_i and Q can be written, respectively:

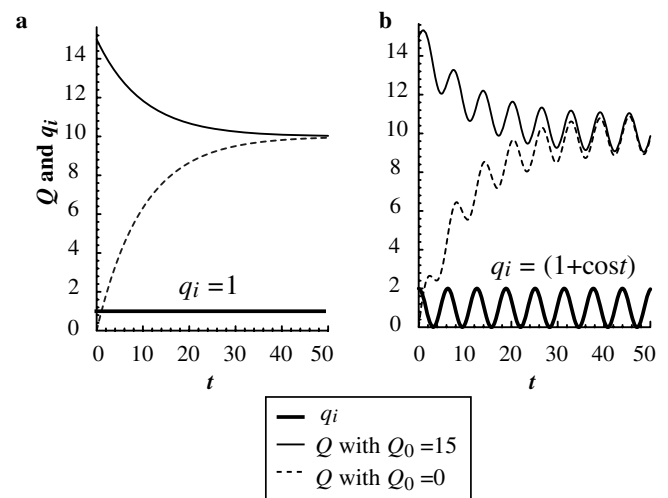


Fig. 1. Consequences of constant (a) and sinusoidal (b) intrusions on temporal variations of the resident magma quantity Q , calculated from Eqs. (6) and (8), respectively. In each diagram, two alternative initial situations of the reservoir (empty or containing an arbitrary quantity of magma) are considered. Q is calculated with $\gamma = 0.1$. Magma reservoirs tend exponentially toward a steady state behavior.

$$q_i(t) = \bar{q}_i(1 + \cos(\omega t)) \tag{7}$$

and

$$Q(t) = \frac{\bar{q}_i}{\gamma} + \frac{\bar{q}_i}{\sqrt{\gamma^2 + \omega^2}} \cos(\omega t + \varphi) + \left(Q_0 - \frac{\bar{q}_i}{\gamma} \left(1 + \frac{\gamma^2}{\gamma^2 + \omega^2} \right) \right) \cdot e^{-\gamma t}, \tag{8}$$

where \bar{q}_i is the mean rate of intrusion and φ is the phase shift. This latter parameter expresses the delay of the reservoir response in terms of size to the magma intrusion.

This solution leads exponentially to a magma quantity equal to the following steady state sinusoid function:

$$Q(t) = \frac{\bar{q}_i}{\gamma} + \frac{\bar{q}_i}{\sqrt{\gamma^2 + \omega^2}} \cos(\omega t + \varphi). \tag{9}$$

This quantity oscillates around a mean value \bar{q}_i/γ , with an amplitude of $2\bar{q}_i/\sqrt{\gamma^2 + \omega^2}$. The period $T = 2\pi/\omega$ of the function Eq. (9) is similar to that of the intrusion Eq. (7), but with a phase shift of φ (Fig. 1b).

Such an equation can be used to compute the residence time τ which can be defined as the ratio between the mean quantity of resident magma and the mean rate of injected magma:

$$\tau = \frac{\frac{1}{T} \int_0^T Q(t) dt}{\frac{1}{T} \int_0^T q_i(t) dt} = \frac{\bar{q}_i/\gamma}{\bar{q}_i} = \frac{1}{\gamma}. \tag{10}$$

Thus τ and γ are here inverse parameters.

2.2. Geochemical formulation

Our approach can be applied to any quantity fitting an equation of type (4), such as elemental weight concentrations. Incompatible trace elements (E) are especially suitable for such a modeling. The behavior of major elements and compatible trace elements is too much dependent on both the nature and the proportion of the fractionating minerals. In the geochemical approach, contributions of crystallization and extrusion must be separated inside the γ^E parameter, equal to $\alpha(D^E + r_e)$, where D^E is the bulk distribution coefficient (Table 1). C_i^E is the concentration of an element E in the injected magma. Assuming that this parameter is constant, the quantity of E in the resident magma is

$$Q^E(t) = \frac{C_i^E \bar{q}_i}{\gamma^E} + \frac{C_i^E \bar{q}_i}{\sqrt{\gamma^{E2} + \omega^2}} \cos(\omega t + \varphi^E) + \left(Q_0^E - \frac{C_i^E \bar{q}_i}{\gamma^E} \left(1 + \frac{\gamma^{E2}}{\gamma^{E2} + \omega^2} \right) \right) \cdot e^{-\gamma^E t}. \tag{11}$$

Combining Eqs. (8) and (11) allows us to obtain the function $C^E = Q^E/Q$, which leads exponentially to a steady state C^E value equal to:

$$C^E(t) = C_i^E \frac{\frac{1}{\gamma^E} + \frac{\cos(\omega t + \varphi^E)}{\sqrt{\gamma^{E2} + \omega^2}}}{\frac{1}{\gamma} + \frac{\cos(\omega t + \varphi)}{\sqrt{\gamma^2 + \omega^2}}} = C_i^E \frac{\frac{1}{D^E + r_e} + \frac{\cos(\omega t + \varphi^E)}{\sqrt{(D^E + r_e)^2 + \beta^2}}}{\frac{1}{1+r_e} + \frac{\cos(\omega t + \varphi)}{\sqrt{(1+r_e)^2 + \beta^2}}}. \tag{12}$$

C^E is proportional to C_i^E (assumed to be a constant) and the amplitude of its variations strongly depends on parameter β , defined as the ratio between ω (frequency multiplied by 2π) and crystallization rate α , also assumed to be a constant (Table 1). Consequently, once the other parameters are estimated, it is possible to determine C_i^E and β only from the maximum and minimum values of C^E (measured in the lavas).

2.3. Properties of the model

2.3.1. Low versus high frequencies

Our procedure belongs to a group of geochemical models widely used in several scopes: e.g., hydrogeology, sedimentology, and magmatology. The linearity of the differential equations is a mathematical property which simplifies the expression of natural systems. For example, linearity can be used to study the behavior of a magma chamber only through the total input flux, even if the reservoir is filled from several feeder zones.

From a mathematical point of view, elementary functions (here sinusoids) can be added together, as a consequence of the linearity, in order to obtain new functions. Through Fourier's decompositions, any periodic intrusion function can be split into sinusoids.

In other respects, because the amplitude of Q (Eq. (9)) and Q^E increases when the frequency decreases, low frequencies are amplified more. For example, in Fig. 2

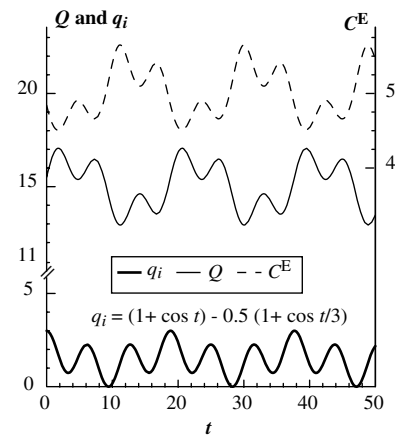


Fig. 2. Consequences of a strong perturbation of the intrusion signal on resident magma quantity Q and on concentrations C^E , for a steady-state magma reservoir. Q and C^E functions are calculated from Eqs. (9) and (12), respectively. The input signal is the sum of two functions, the amplitudes and periods of which are different. γ and γ^E are taken equal to 0.1 and 0.02, respectively, and C_i^E to 1.

the linearity properties allow illustration of the consequences of an intrusion which is the sum of two different sinusoidal functions. In contrast with the input signal, the component with the shortest period is strongly attenuated in the output signals.

2.3.2. Noises

It is unlikely that periodic replenishments follow accurately a sinusoidal function. Consequently, we propose to examine the effects of large disturbances in an input q_i sinusoid (considered as reference in the next sections). Let us consider, as previously, the sum of two sinusoidal functions having contrasted periods, then apply random fluctuations to their amplitudes. Summing two sinusoids (one subordinate with respect to the other) is used here to generate disturbances which are not coeval with the main reference sinusoid. We have chosen a set of input parameters close to those which will be discussed later in the text, in the EPR section. Results are shown in Fig. 3a. Noises in the input signal have very slight repercussions on the shape of the output concentration curve for the highly incompatible element E. The extreme values are very close to those of the reference output signal. Noises behave like a high-frequency signal, attenuated by the magmatic system.

Consequently, the model is robust to noises and other discontinuities of natural systems, since it amplifies the signals which are geologically significant.

2.3.3. Chemical outcome of a noise-corrupted model derived from O'Hara (1977)

O'Hara (1977) has proposed a periodical model in which the resident magma differentiates for a long time in closed-system reservoirs between two short-lasting refilling episodes. At steady state, this type of replenishment can be represented through a periodical crenelated q_i curve, showing narrow and high peaks separated by long stages of quietness. The corresponding signal is shown in Fig. 3b together with a reference input sinusoid, similar parameters being used in both cases. Supposing the ejection is continuous (in contrast with the O'Hara's model), the response of the magma chamber in terms of incompatible element concentrations is a dissymmetrical periodic curve, with a maximum concentration value higher than for the reference sinusoidal model. A noisy O'Hara-type signal, also shown in Fig. 3b, has been constructed by distributing the \bar{q}_i value ($0.02 \text{ km}^3/\text{year}$) into peaks (78%) and noises (22%). We obtain also a dissymmetrical concentration curve as result, but in this case the peak value is much closer to the maximum reference value. Thus, from a geochemical point of view, a noisy model derived from O'Hara (1977) tends to give output data close to those obtained through a pure sinusoidal model.

2.3.4. Assimilation effects on melt chemistry

In a magmatic system with a strong magma budget, even if wall-rock assimilation occurs, mass balance of trace elements is thought to be mainly controlled by the

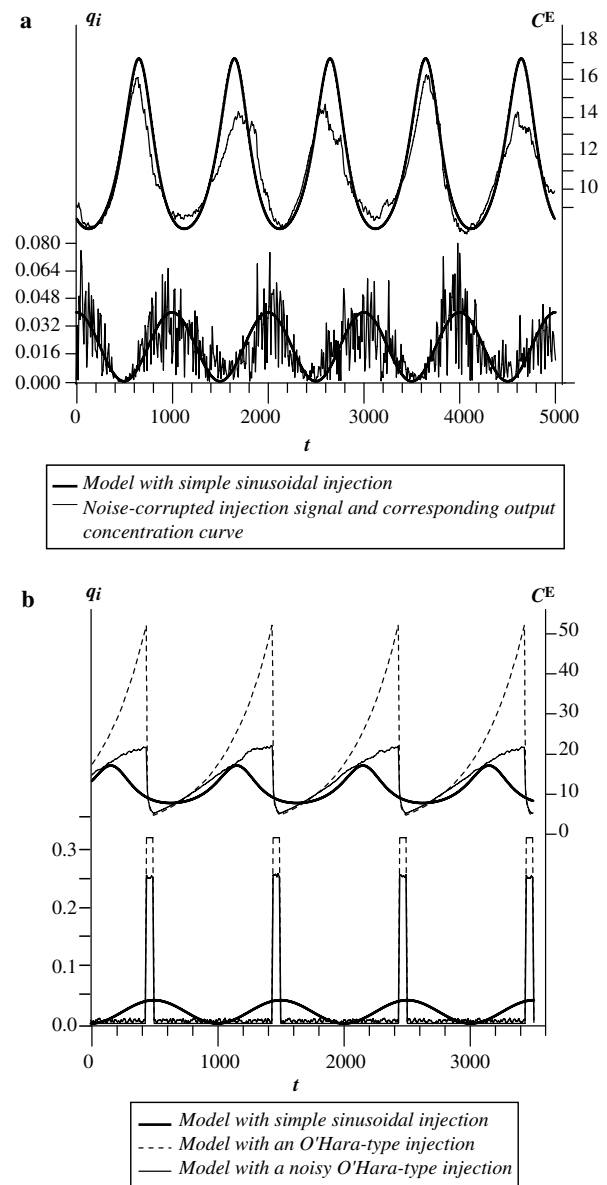


Fig. 3. Consequences of perturbations in the intrusion signal. The input parameter values are: $0.02 \text{ km}^3/\text{year}$ for \bar{q}_i (mean rate of intrusion); 1000 years for the period T ; $D^E = 0.01$; $25 \times 10^{-4} \text{ year}^{-1}$ for α (fraction crystallized per unit time); and 0.4 for r_e (mean ratio between extrusion and crystallization rates). The zero value of time t is arbitrary. (a) Consequences of noises. Random fluctuations are applied every 10 years to the input signal, corresponding to the sum of two sinusoids. Noises have slight repercussions on the output incompatible element concentrations. (b) Discontinuous replenishment with narrow and high peaks separated by long stages of quietness, like in the O'Hara's (1977) model. The response of the reservoir in terms of incompatible element concentration is a dissymmetrical periodic curve, with a maximum value close to that obtained with a sinusoidal model as soon as the discontinuous input signal is corrupted by noises. See text for more explanations.

uncontaminated magma. We propose to examine here the effects of wall-rock assimilation on the concentration of a highly incompatible element like Ce (D^{Ce} taken equal to 0.01) in the specific case of oceanic ridge reservoirs, settled within gabbroic surroundings. We have supposed that the roof of the magma chamber undergoes partial melting to

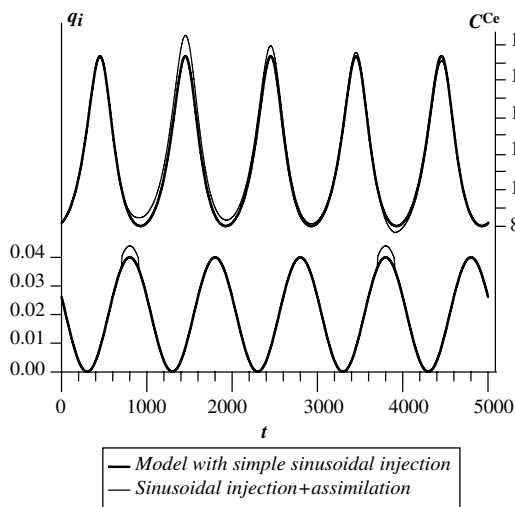


Fig. 4. Assimilation tests. Input parameters as in Fig. 3. We propose the assimilation during 200 years of two kinds of wall-rocks, corresponding to a quantity of 10% of the incoming magma: a leucosome vein with 12 ppm Ce between $t=700$ and $t=900$ years and a gabbro with 1 ppm Ce between $t=3700$ and $t=3900$ years. The difference in output Ce concentrations does not exceed 7% with respect to the assimilation-free model.

form anatectic migmatites, as suggested by Gillis and Coogan (2002). In our assimilation test (using a set of parameters similar to the noise test), the refilling magma has a Ce content of 3 ppm. The magmatic system assimilates a quantity of rocks corresponding to 10% of the incoming liquid during 200 years (i.e. a fifth of period) when the refilling rate is maximal. Two events are considered in Fig. 4: the first one corresponds to the assimilation of a leucosome vein with 12 ppm of Ce and the second one, to the assimilation of a REE-poor gabbro bearing 1 ppm of Ce (data from Gillis and Coogan, 2002). The curve of Ce in the contaminated magma appears to be slightly modified with respect to the reference output curve. The leucosome assimilation leads to a peak increasing from 17.2 to 18.3 ppm just after the event, then to a damped value of 17.8 ppm at the following cycle. The gabbro assimilation results in a barely perceptible depletion in the following valley (7.5 ppm instead of 7.9 ppm without assimilation).

2.4. Breaking the strict proportional relationships

Until now, our theoretical approach has been based on the simple assumption, already made by Caroff et al. (1997), that the crystallization $\alpha = \frac{1}{Q} \frac{dQ_c}{dt}$ and extrusion $\frac{1}{Q} \frac{dQ_e}{dt}$ fractions remain constant. However, thermal constraints are thought to vary as a function of the reservoir size. Indeed, the temperature gradient is highly dependent on hydrothermal and conductive cooling together with advection of heat from melt supply. Thus, the parameter α (Table 1) is likely to vary when the reservoir size is decreasing. To account for this geological constraint, let us assume a crystallization rate a independent of Q . Then, α becomes time-dependent and can be written:

$$\alpha(t) = \alpha_p + \frac{a}{Q(t)} \quad (13)$$

in which α_p is the constant component, corresponding to the previous α value.

Previous comparable models (Reagan et al., 1987; Caroff et al., 1997) have postulated a constant ratio r_e between extrusion and crystallization rates. If we adopt this view, $\frac{dQ_c}{dt}(t) = r_e \alpha(t) Q(t)$. Then, Eq. (1) becomes:

$$\frac{dQ}{dt} = q_i - a \frac{\gamma_p}{\alpha_p} - \gamma_p Q \quad (14)$$

which corresponds mathematically to Eq. (4) with an intrusion rate equal to $q_i - a \frac{\gamma_p}{\alpha_p}$ instead of q_i .

Regarding the formulation of Q^E , Eq. (1) expressed with $\gamma_p^E = \alpha_p (D^E + r_e)$ becomes

$$\frac{dQ^E}{dt} = C_i^E q_i - \gamma_p^E \left(1 + \frac{a}{\alpha_p Q} \right) Q^E. \quad (15)$$

This equation is not of the same type as Eq. (4). Through the numerical behavior of the corresponding solutions, it is possible to investigate the effects of variations in the rates of crystallization and extrusion.

3. East pacific rise from 17°S to 19°S

3.1. Large summit troughs as a reflection of variable reservoir states?

The axial volcanic zone of the east pacific rise (EPR) exhibits two kinds of morphology: broad, shallow, dome-shaped portions (commonly midsections of first-order ridge segments) and narrow, deep, triangular portions (generally ends of first-order segments). Seismic reflection studies have shown that a horizon marking the magma lens at the top of the axial magma chamber (AMC), present along more than 60% of the EPR, is typically detected beneath the dome-shaped regions (Detrick et al., 1987). This along-axis morphological variability has been attributed to differences in magma supply, with highest magma budget associated with dome-shaped ridge portions (Hooft et al., 1997).

The EPR between 16°30'S and 19°03'S is part of a 1150 km-long first order segment located between the Garrett transform and Easter microplate, and only interrupted by nontransform offsets (Fig. 5a). The spreading rate there is close to the fastest observed at the present time on Earth (ca. 150 mm/yr, DeMets et al., 1990). The corresponding axis is systematically dome-shaped. Three overlapping spreading centers (OSC) define, from south to north, the four second-order segments H, I, J, and K (Fig. 5b). Each of them displays a specific axial morphology: segment K axis has a typically smooth morphology whereas the three other ones are notched by more or less wide troughs (>500 m). Very recent volcanic activity has occurred along the axis in each segment (Auzende et al., 1996).

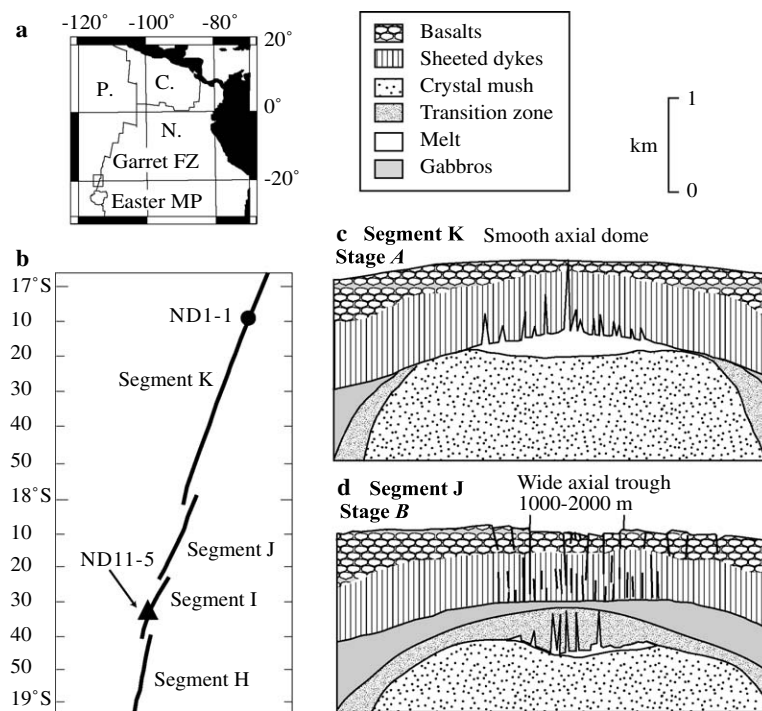


Fig. 5. The East Pacific Rise between 17° and 19°S. (a) Location of the studied area along the southern East Pacific Rise. The two main ridge-axis discontinuities are indicated (FZ for fracture zone and MP for microplate). Abbreviations P., C., and N. are used for Pacific, Cocos and Nazca plates, respectively. (b) Synthetic map of the studied area with position of the four segments K, J, I, and H. Position of the two samples used in the geochemical application are reported. (c and d) Interpretative cross-sections of the ridge axial structure for typically smooth and notched segments, respectively. They show the connection between the time-related morphological evolution of the axial profile and the melt lens state. Modified after Hooft et al. (1997) and Lagabrielle and Cormier (1999).

Within the broad dome-shaped sections of the EPR, AMC width and depth vary systematically as a function of axial morphology and depth (Carbotte et al., 1997; Lagabrielle and Cormier, 1999). Where the AMC reflector is shallow and continuous over a long distance, the axial crest is devoid of any significant trough (smooth portions). In contrast, large troughs (500–2000 m wide and 20–100 m deep) occur, more rarely, at the axial dome summits beneath which short-wave variations in AMC reflector are observed (notched portions) (Lagabrielle and Cormier, 1999; Garel et al., 2002).

From the conclusions of Hooft et al. (1997) and Lagabrielle and Cormier (1999), a cyclic model can be proposed to account for the temporal evolution of the dome-shaped axis within the considered zone. It is based on three concepts: (i) it requires a composite magma chamber including a thin melt lens overlying a zone of crystal mush surrounded by a transition zone of mostly solidified crust (Sinton and Detrick, 1992) (Fig. 5c and d); (ii) the formation of large summit troughs is closely related to changes in the underlying reservoir, as is also suggested by other authors (e.g., Macdonald and Fox, 1988); and (iii) each axial morphology type corresponds to a time-related evolutionary stage of a given portion of the ridge. A smooth morphology (segment K type) corresponds to a robust magma supply to the lens (stage A: Fig. 5c). When magma supply begins to decrease, faults appear through the thin brittle

crust, leading to changes in the thermal structure and to sinking of the magma lens. Concomitant, continuous magma expulsion/crystallization induces the progressive waning of the lens (stage B: Fig. 5d). The return to a strong replenishment stage produces rise and inflation of the magma lens. Among the EPR portions where the presence of an AMC is predicted with at least 75% confidence, one third is represented by notched segments (estimated from the Fig. 1 of Lagabrielle and Cormier, 1999). Given the connection between axial morphology and time, the relative duration of stages A and B can be estimated from their respective spatial extent. Thus, the duration of stage B should represent one third of a cycle period.

3.2. Geochemical data

Within the latitude interval corresponding to segments H, I, J, and K, the EPR portion between 17°S and 19°S has been intensively studied from a geological/geophysical point of view. The magmatic segments have also been characterized from major element and compatible trace element studies (Sinton et al., 1991; Mahoney et al., 1994). Moreover, incompatible trace element data on fresh and recent samples are available along the considered axial zone. In our modeling, only rare earth elements (REE) measured on N-MORB have been considered. Our set includes the 31 data from Caroff et al. (1997), combined with ten

analyses from the PETDB (petrological database of the ocean floor) electronic database (Kay et al., 1970; Hékinian et al., 1995; Niu et al., 1996; see www.petdb.org). This set may be considered representative of the compositional variability of the lavas in the studied ridge portion, even if the geochemical differences between the segments are possibly attenuated due to the involvement of a few older samples resulting from a previous stage of the magma system evolution. La and Er, which display more scattered variations than their neighboring REE, are shown in Fig. 6a, but not included in the quantitative modeling.

The chondrite-normalized REE patterns are broadly parallel and show a depletion in light REE for all segments (Fig. 6a). Moreover, these patterns corroborate the observations made by Batiza et al. (1995) from major element studies: samples from segments H, I, and J are more compositionally heterogeneous than samples from segment K, and they include the most differentiated lavas (Fig. 6). The compositional differences observed between N-MORB from segment K and those from segments H, I, and J are not due to mantle source heterogeneities, because the highly incompatible trace element ratios and the Sr, Nd, and Pb isotopic ratios remain constant along the EPR axis between 17°S and 19°S (e.g., Niu et al., 1996). Thus, only variations in the extent of partial melting and/or fractional crystallization could explain such a chemical diversity.

Helium and neon isotopes measured on EPR lavas between 13° and 23°S are variable, but not correlated with

other isotopes, major elements, and trace elements. This feature argues against large differences in the degree of melting or depth of melting (Kurz et al., 2005). Using the inverse method of Maaløe (1994), we have tested the geochemical consequences on lava compositions of an increase of the partial melting degree from 17% to 20%, a range proposed for this zone by Bach et al. (1994). Although non negligible, this process can only account for less than 20% of the total amplitude observed for REE variations.

3.3. Model parameters

Some input parameters need to be constrained using geophysical and geological observations prior to applying the model on a natural site. Given the relative constancy of MORB densities in a large range of compositions (Sparks et al., 1980), melt quantities can be equally expressed as masses or as volumes. In the case of EPR 17-19°S, we have chosen as input parameters (Table 1):

- \bar{q}_i (expressed as mean volume of magma injected in the reservoir for one year),
- $Q_A - Q_B$ (difference between the volume of resident magma at the end of stage A and at the end of stage B, i.e. amplitude of the Q function as expressed in Eq. (9)),
- r_e (mean ratio between rate of extrusion and rate of crystallization),

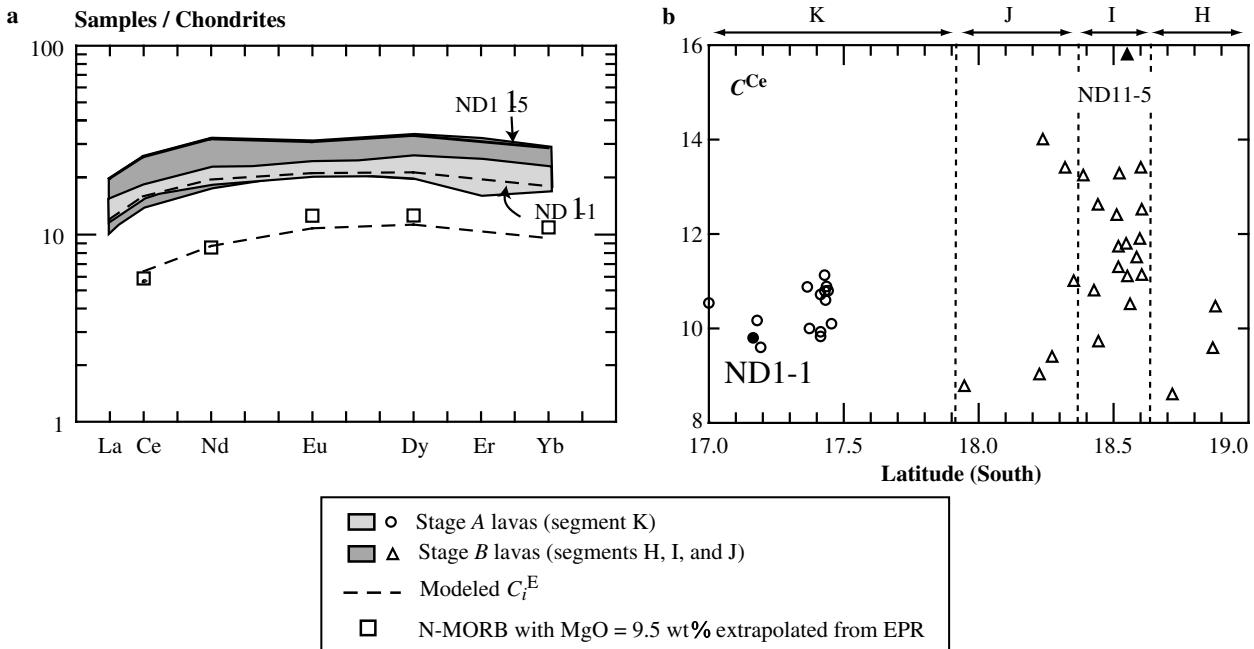


Fig. 6. Geochemical data on axial lavas collected from EPR 17-19°S (Kay et al., 1970; Hékinian et al., 1995; Niu et al., 1996; Caroff et al., 1997). (a) Chondrite-normalized REE diagram (normalization values from Sun and McDonough, 1989), with fields for lavas from stages A (smooth segment, 15 samples) and B (notched segments, 26 samples). Samples used for geochemical modeling are indicated (ND1-1 and ND11-5 for the most primitive and the most differentiated samples, respectively). The composition of intruded magma C_i^E is compared with the composition of a mafic MORB from EPR with MgO = 9.5 wt% (see text). The C_i^{REE} values have been calculated using the set of bulk distribution coefficients estimated by combining individual K_D with an appropriate crystallizing assemblage (D_2^{REE}). (b) Variations of Ce content with latitude. The compositional range of lavas erupted during stage A (segment K) is more restricted than that of stage B lavas (segments J, I, and H). Full symbols denote samples used for geochemical modeling.

- C^E (REE concentrations in lavas, regarded as representative of expelled liquids),
- and D^E (bulk distribution coefficient of the incompatible trace element E).

Volumes are defined for a 20 km-long ridge portion. This corresponds approximately to the length of a third order segment and may represent the area likely to be affected by a single eruptive event (Sinton et al., 2002).

To constrain the \bar{q}_i value for a 20 km-long EPR portion, we have considered (after Hooft et al., 1997) that, provided that there is no strong along-axis magma transport at crustal levels, crustal thickness is the most direct estimation of ridge magma supply. Consequently, the \bar{q}_i value along 20 km axis, for a 6.8 km-thick crust (White et al., 1992) and a spreading rate of 150 mm/yr, is 0.02 km³ by year.

The $Q_A - Q_B$ value can be estimated from the maximum variation of the lens volume between stages *A* and *B*, without taking into account the distal parts of the lens where small volumes of fractionated magma might pond. We have considered a fully molten inflated lens 120 m thick, 1200 m wide, and 20 km long (stage *A*) (Hussenoeder et al., 1996; Collier and Singh, 1997; Carbotte et al., 2000) and an empty deflated one (stage *B*), which implies a volume difference of ca. 3 km³. Assuming the constancy of the spreading rate, another way to approach this volume variation is to consider the maximum empty space created during the formation of the large summit trough. If we consider a 20 km-long axial trough 2 km wide and 110 m deep (Lagabrielle and Cormier, 1999), we obtain a volume of ca. 4.5 km³. These values are rather similar, even if emptying a lens cannot account entirely for the formation of the summit depression. The slight difference could reflect the partial draining of the interstitial melt. Thus, calculations have been performed with a $Q_A - Q_B$ value equal to 4.5 km³.

The ratio r_e can be written Q_e/Q_c if Q_e and Q_c are zero at the start of the process. We have approximated it using the ratio between the thickness of seismic layers 2 (basaltic lavas plus sheeted dykes: ca. 2 km) and 3 (gabbroic rocks: ca. 4.8 km), i.e. $r_e \sim 0.42$. We have used a r_e equal to 0.4, to

account for the slight density contrast between basalts and gabbros.

The procedure also requires us to constrain the range of REE concentrations in the erupted magmas, i.e. the minimum and maximum REE concentrations in the lavas. We have selected two rocks representative of the extreme compositions of our set: ND1-1, the most depleted sample for the REE taken as a whole, and ND11-5 (Caroff et al., 1997) (Table 2 and Fig. 6).

A first set of bulk REE distribution coefficients (D_1) has been calculated from the chemical data, except for Ce which has been taken as the reference incompatible trace element. D_1^{Ce} has been arbitrarily fixed to 0.01. The other D_1 values have been estimated through the slope S in diagrams $\ln C^E$ versus $\ln C^{Ce}$. For each REE, S has been calculated by least square linear regression: $D_1 = S(D_1^{Ce} - 1) + 1$. This approach assumes Rayleigh fractionation, which is hardly consistent with an open-system magma chamber. Consequently, we have calculated another set of bulk distribution coefficients (D_2) by combining individual mineral/liquid distribution coefficients (K_D from Fujimaki et al., 1984) with an appropriate crystallizing assemblage (approximately 10 wt% olivine, 35 wt% clinopyroxene, and 55 wt% plagioclase, L. Coogan pers. comm., 2005). The proportion of trapped melt cannot be estimated. Results are shown in Table 2. The fact that the two sets are significantly different will be used to test the robustness of the modeling.

4. Results

4.1. Geochemical approach

4.1.1. EPR 17–19°S

We have put into Eq. (12) the values of the input parameters r_e , D^E (calculated from two methods), and C^E discussed above. The two last unknown parameters, β and C_i^E , can be then estimated using a graphical method.

In Fig. 7 C^{Ce} is plotted against t which denotes a dimensionless time. Indeed, the time scale has no effect on the extreme C^{Ce} values as a result of the homogeneity of

Table 2
Lava samples used for the modeling on EPR 17–19°S and main results of the geochemical approach

	ND1-1	ND11-5	D_1	β (a)	C_i (a)	D_2	β (b)	C_i (b)	β (c)	C_i (c)
Segment shapes	Smooth	Notched								
Segments	K	I								
Latitude	17°09.93'S	18°33.28'S								
Ce	9.8	15.8	0.01	4.10	3.47	0.06	3.90	3.87	13.5	3.99
Nd	9.16	15	0.10	3.61	3.94	0.11	3.57	4.02	12.4	4.14
Eu	1.23	1.8	0.40	3.12	0.80	0.21	4.12	0.62	14.1	0.63
Dy	5.44	8.5	0.35	2.87	3.38	0.22	3.46	2.84	12.1	2.98
Yb	3.08	4.9	0.32	2.89	1.85	0.22	3.32	1.61	11.5	1.66
Mean				3.32			3.67		12.72	

REE compositions of samples ND1-1 and ND11-5 (from Caroff et al., 1997) are expressed in ppm (glasses analyzed by ICP-MS). The bulk distribution coefficients have been determined by two methods: by least square linear regressions from our sample set (D_1) and by combining individual K_D with a crystallizing assemblage (D_2): see text for more explanations. C_i (ppm) and β are the output parameters deduced from the geochemical model, for a equal to 0 km³/(year.20 km ridge): (a) using the D_1 set; (b) using the D_2 set; and for a equal to 0.01 km³/(year.20 km ridge), using the D_2 set: (c).

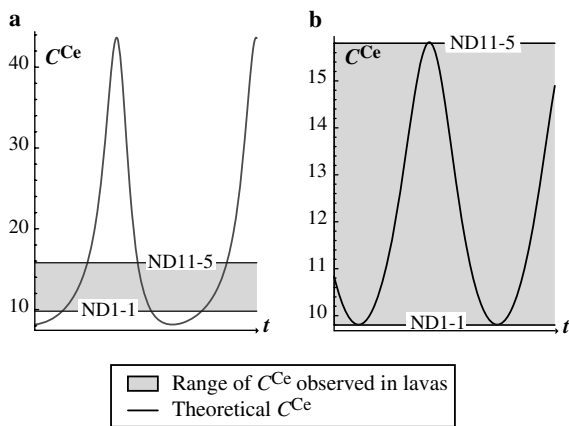


Fig. 7. Resolution procedure used to constrain C_i^{Ce} and β from the measured Ce concentrations plotted against dimensionless time. The evolution of C^{Ce} with time is calculated from Eq. (12), with $\omega = 1$, $r_c = 0.4$ and $D_1^{Ce} = 0.01$. The aim is to fit theoretical and analytical concentration ranges. (a) Curve position after adjustment of C_i^{Ce} (equal to 3.47 ppm) but with an unsuitable β value. The median of the curve is centered on the lava concentration range. (b) Curve position after adjustment of parameters C_i^{Ce} and β (equal to 4.10): theoretical and analytical concentrations now fit perfectly.

Eq. (12). The first step in the modeling fixes β and C_i^{Ce} arbitrarily. C_i^{Ce} is then adjusted until the calculated median C^{Ce} value is centered on the lava concentration range (Fig. 7a). Finally, β is adjusted to match the calculated and measured maximum and minimum concentrations (Fig. 7b). This procedure has been applied to the other REE. Results are shown in Table 2. The consistency of the D^{REE} coefficients can be tested from the reproducibility of the β values. They vary from 2.87 to 4.10 for the D_1 set (linear regression) and from 3.32 to 4.12 for the D_2 set (crystallizing assemblage). The two ranges of β values are rather restricted given the non linear property of this parameter. However, the D_2^{REE} values lead to less scattered β values (Table 2).

The C_i^{REE} values calculated from the two sets of D^{REE} are fairly similar (Table 2). The D_1 values merely lead to stronger LREE/HREE fractionation in C_i^{REE} . Given both the questionable method of calculation of D_1^{REE} and the more scattered corresponding β values, our preferred β and C_i^{REE} values will be henceforth those derived from experimental K_D values (D_2^{REE} set).

Our preferred C_i^{REE} values are shown in Fig. 6a together with the range of C^{REE} measured in lavas. Concentrations in the refilling melt are clearly lower than those in effusive rocks, a feature consistent with its primitive character. The C_i^{REE} pattern is grossly parallel to those of the lavas. We have calculated the REE versus MgO linear regressions with 186 N-MORB from EPR and then estimated the mean REE composition of an EPR lava with MgO = 9.5 wt% (Fig. 8), in order to check the geological significance of the C_i^{REE} set. The results, plotted in Fig. 6a, are close to the C_i^{REE} values. Such a primitive composition suggests that a magma which has previously undergone little differentiation and/or assimilation can be delivered to the axial reservoir. This result is consistent with a model in which most of

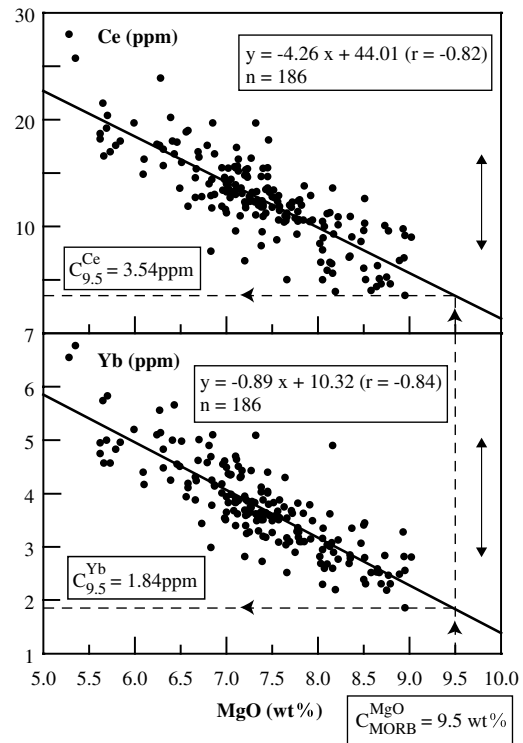


Fig. 8. Ce and Yb versus MgO diagrams for 186 N-MORB from EPR ($5 < \text{MgO} < 10 \text{ wt}\%$), compiled from the PETDB database. Linear regressions have been calculated for all the REE versus MgO diagrams. They are used to estimate the REE composition of an average MORB with a MgO content equal to 9.5 wt%. Arrows at the right side of the diagrams indicate the range of Ce and Yb variations for the data from 17°S to 19°S .

the crystal nucleation and growth processes occur within the AMC (Quick and Denlinger, 1993; Coogan et al., 2002).

4.1.2. NS-PSC 18–19°S

The north-south propagating spreading center from the North Fiji Basin (NS-PSC), located between $18^\circ 10'\text{S}$ and $20^\circ 50'\text{S}$, propagates northwards at a rate of *c.* 57 mm/yr since at least 1 Ma. The N-MORB lavas from its northern dome-shaped segment, located between 18 and 19°S (NS-PSC 18–19°S), are characterized by homogeneous Sr and Nd isotopic ratios as well as nearly constant incompatible trace element ratios (Fleutelot et al., 2005). These data argue against mantle source heterogeneities. In addition, there is no evidence for occurrence of an assimilation process. Caroff and Fleutelot (2003) have suggested that magmas migrate through several open-system reservoirs along the propagating segment. In their view, at least the two most mafic lava groups (M1 and M2, Table 3) were erupted from cyclically replenished magma chambers, following the model of Albarède (1985). The composition of the fresh mafic liquid replenishing the reservoir (L0, Table 3), which is an input parameter in their model, has been estimated for mineralogical and geochemical data (Caroff and Fleutelot, 2003). The L0 liquid is periodically injected into a first magma chamber, which expels M1-type magmas both

Table 3
Lava samples used for the modeling on NS-PSC 18–19°S and main results of the geochemical approach

	M1	M2	D	β	C_i	L0
Y	31.1	40.6	0.2325	5.74	15.69	17.9
Zr	66	97	0.061	4.85	25.4	27
Nb	1.56	2.61	0.008	3.81	0.56	0.63
La	2.29	3.50	0.1215	4.11	1.01	1.07
Ce	7.79	11.71	0.0915	4.42	3.22	3.69
Nd	6.98	10.37	0.127	4.38	3.07	2.78
Eu	1.05	1.33	0.2655	6.20	0.55	0.52
Dy	5.18	6.74	0.2325	5.81	2.61	3.01
Er	3.15	4.10	0.2315	5.81	1.59	1.85
Yb	3.17	4.11	0.2355	5.87	1.60	1.84

M1 and M2 correspond to the average incompatible trace element compositions of lavas from group 1: $64 \geq \text{mg\#} \geq 61$ and lavas from group 2: $59 \geq \text{mg\#} \geq 52$, respectively (Caroff and Fleutelot, 2003, their Table 1). L0 is the parental liquid composition estimated by least square linear regression for a mg# value of 69 (Caroff and Fleutelot, 2003, their Table 1). M1, M2, and L0 are expressed in ppm. The D values correspond to the average values of the bulk distribution coefficients estimated by Caroff and Fleutelot (2003) for stages 1 and 2 in their Table 3. C_i (ppm) and β are the output parameters deduced from the geochemical model, with rates of crystallization and extrusion regarded as constant.

through the overlying crust and into another reservoir located closer to the northern extremity of the propagating spreading center. This second reservoir periodically expels M2-type liquids.

Given the apparent similarity between the magma system behavior in both oceanic ridge zones (EPR 17–19°S and NS-PSC 18–19°S), we have tested the geochemical formulation of our model on this second site. For that purpose, we have regarded the two interconnected reservoir as one single magmatic system, replenished by a L0-type mafic liquid and expelling both M1- and M2-type magmas. The parameter values put into Eq. (12) (Table 3) are: 0.4 for r_e , as in the EPR case; for D^E , the average values of the bulk distribution coefficients estimated by Caroff and Fleutelot (2003) for stages 1 and 2 (their Table 3); M1 and M2 as C_{\min}^E and C_{\max}^E , respectively. The output parameters, β and C_i^E , are also shown in Table 3. The β values ranges from 3.81 to 6.20 and the C_i^E and L0 values are very similar, with relative deviation values ranging from 5.6% (Eu) to 15.1% (Er). The fact that we find again the composition of the refilling liquid shows that simpler mass balance steady-state open-system models, such as those proposed by O'Hara (1977) and Albarède (1985), are not inconsistent with our approach. This result illustrates with natural data the kinship between the different models of periodically replenished reservoirs already shown above in the theoretical sections.

4.2. Extended approach

In the specific case of the EPR between 17° and 19°S, the available geological and geophysical data allow further modeling steps.

The mean β value calculated from the D_2^{REE} set (Table 2), together with the geological parameters \bar{q}_i and r_e , are put into the amplitude $Q_A - Q_B$ of the Q function as expressed in Eq. (9):

$$Q_A - Q_B = \frac{2\bar{q}_i}{\alpha\sqrt{(1+r_e)^2 + \beta^2}}. \quad (16)$$

It is then possible to calculate α , the melt fraction crystallized per time unit, from which the period $T = 2\pi/(\alpha\beta)$ can be determined. Then, all quantities are entirely constrained, either from Eq. (9) or by integrating Eqs. (2) and (3). It is therefore possible to determine some of their characteristics, such as the extreme volumes Q_A (maximum value) and Q_B (minimum value) of the resident magma. Assuming that the duration of stage B (notched morphology) represents one third of the cycle period during which the Q values are the lowest, it is possible to compute the total volumes of magmas crystallized (ΔQ_c) and ejected (ΔQ_e) during each stage.

The results of these calculations are shown in Table 4. The period, corresponding to the duration of stages A plus B , is 757 years, whereas the residence time is 316 years. By using the D_1 set (Table 2), the results are almost identical (period: 767 years and residence time: 290 years). The value of the residence time cannot be directly validated, because such a short time scale cannot be checked using most of the current isotopic methods. Only high resolution isotopic disequilibrium methods (e.g., $^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$) could give accurate temporal information, but very few data are available on the MORBs (e.g., Sims et al., 2002; Blake and Rogers, 2005) and the interpretation in terms of residence time is sometimes complex (e.g., Goldstein et al., 1999). Following Blake and Rogers (2005) who have studied magma differentiation rates from ($^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$) in several sites including

Table 4
Results of the extended approach on EPR 17–19°S

	km ³ /(year.20 km ridge)	$a = 0$	$a = 0.01$
T	year	757	711
α_p	year ⁻¹	23×10^{-4}	7×10^{-4}
Q_B	km ³ /(20 km ridge)	4.1	3.92
Q_A	km ³ /(20 km ridge)	8.6	8.42
τ	year	316	308
<i>Stage A: Smooth axial morphology</i>			
ΔQ_c	km ³ /(20 km ridge)	8.27	7.08
$\Delta Q_c/(2T/3)$	km ³ /(year.20 km ridge)	0.017	0.015
ΔQ_e	km ³ /(20 km ridge)	3.31	2.83
$\Delta Q_e/(2T/3)$	km ³ /(year.20 km ridge)	0.007	0.006
<i>Stage B: Notched axial morphology</i>			
ΔQ_c	km ³ /(20 km ridge)	2.54	3.08
$\Delta Q_c/(T/3)$	km ³ /(year.20 km ridge)	0.010	0.013
ΔQ_e	km ³ /(20 km ridge)	1.02	1.23
$\Delta Q_e/(T/3)$	km ³ /(year.20 km ridge)	0.004	0.005

ΔQ_c , total volume of magma crystallized during a stage. ΔQ_e , total volume of magma ejected during a stage. To obtain the mean volumes of magma crystallized and ejected by year, ΔQ_c and ΔQ_e are divided by the postulated duration of stages A and B ($2T/3$ and $T/3$, respectively).

EPR 9–10°N, the time required to generate moderately evolved magmas (fraction of remaining liquid inferior to 0.7) is of the order of 500–1500 years. The resident time calculated here is also remarkably consistent with values proposed for open-system reservoirs feeding permanently active basaltic volcanoes (e.g., a few 10^2 to 10^3 years : West et al., 2001; Condomines et al., 2003). The crystallized fraction of magma is $23 \times 10^{-4} \text{ year}^{-1}$. Blake and Rogers (2005) have calculated crystallization rate values ranging from 2×10^{-4} to $5 \times 10^{-4} \text{ year}^{-1}$ for EPR 9–10°N. As a comparison, Vigier et al. (1999) have proposed a value of ca. $3.5 \times 10^{-4} \text{ year}^{-1}$ for an equivalent parameter measured by U–Th disequilibria for the 1978 eruption of Ardoukoba, Asal Rift (Djibouti). The maximum amplitude of the reservoir drain corresponds to the difference between 8.6 and $4.1 \text{ km}^3/(20 \text{ km ridge})$. Finally, the mean volumes of magma crystallized or expelled per year during stage B represent 61% of the corresponding volumes during stage A (Table 4).

4.3. Trends in the non-proportional model

The procedure described in Section 2.4 allows us to investigate the effects of variations in the rate of crystallization and extrusion. In order to highlight the trends induced by this more realistic approach, we show in Tables 2 and 4 the results obtained (using the D_2 set) for a high value of crystallized magma volume fixed independently of Q : $a = 0.01 \text{ km}^3/(\text{year} \cdot 20 \text{ km ridge})$. With such a positive a value, the fraction crystallized per unit time α increases when the reservoir size is decreasing. A negative a value would have an opposite effect.

For the chosen a value, 70% of the 0.02 km^3 injected by year which leave the system are independent of the reservoir size (50% crystallization and 20% extrusion for a r_c value equal to 0.4). Only the remaining 30% are proportional. The resolution method is similar to that presented in Section 4.1 and Section 4.2.

The differences between the results with $a = 0$ and $a = 0.01 \text{ km}^3/(\text{year} \cdot 20 \text{ km ridge})$ are not geologically significant. The C_i^{REE} values slightly increase (within the analytical error bar, Table 2), and the period decreases by ca. 6%, whereas the residence time remains similar. The crystallized and expelled volumes during stage B increase from 0.010 to $0.013 \text{ km}^3/(\text{year} \cdot 20 \text{ km ridge})$ and from 0.004 to $0.005 \text{ km}^3/(\text{year} \cdot 20 \text{ km ridge})$, respectively (Table 4). The differences between the results obtained using the two a values are too small to justify the use of such a complex approach.

5. Conclusions

The purpose of the theoretical treatment presented in this paper is to model the geochemical evolution of changing volume magma chambers, continuously replenished and tapped, whatever their geodynamic settings. We have used a sinusoidal function in order to model magma input, but other kinds of replenishment might be evaluated, even

non-continuous input functions (provided that the practical application is adapted).

The use of the sinusoidal model requires a rather good knowledge of the geological setting together with the extreme values of the lava compositional range. A first step can be used to calculate the incompatible trace element composition of the replenishment liquid. If additional geological data are available, it is possible to evaluate other parameters such as period, residence time, reservoir sizes, crystallized and expelled volumes.

The geochemical formulation of this model has been tested on the north-south propagating spreading center located in the North Fiji Basin between 18°S and 19°S. The calculated composition of refilling liquid is almost similar to that previously estimated from experimental data.

The model has been applied to the East Pacific Ridge between 17°S and 19°S, an intensively studied region known for its strong magma budget. Our calculations suggest a periodic refilling of the chamber by a rather Mg-rich MORB magma ($\text{MgO} = 9.5 \text{ wt}\%$), a magma residence time of ca. 300 years and a cycle period of ca. 750 years.

Acknowledgments

We thank M.-H. Cormier for her useful comments on the geological parameters and R. Merle for his pioneering work in this study. Detailed and constructive comments by Drs. W.A. Bohron, L.A. Coogan, M. Jellinek, J. Pietruszka, and four anonymous reviewers helped us to improve the manuscript. We also thank Dr. R.C. Maury for his judicious suggestions as well as Drs. F.A. Podosek, F.A. Frey, and K.J. Russel for their editorial assistance. Contribution no.1007 of the IUEM, European Institut for Marine Studies (Brest, France).

Associate editor: Frederick A. Frey

References

- Albarède, F., 1985. Regime and trace-element evolution of open magma chambers. *Nature* **318**, 356–358.
- Albarède, F., 1993. Residence time analysis of geochemical fluctuations in volcanic series. *Geochim. Cosmochim. Acta* **57**, 615–621.
- Auzende, J.-M., Ballu, V., Batiza, R., Bideau, D., Charlou, J.L., Cormier, M.H., Fouquet, Y., Geistdoerfer, P., Lagabrielle, Y., Sinton, J., Spadea, P., 1996. Recent tectonic, magmatic and hydrothermal activity on the East Pacific Rise between 17°S and 19°S: submersible observations. *J. Geophys. Res.* **101**, 17995–18010.
- Bach, W., Hegner, E., Erzinger, J., Satir, M., 1994. Chemical and isotopic variations along the superfast spreading east Pacific Rise from 6 to 30°S. *Contrib. Mineral. Petrol.* **116**, 365–380.
- Batiza, R., Bideau, D., Sinton, J.M., Spadea, P., 1995. Basalt variations at super-fast spreading East Pacific Rise, 17–19°S (Naudur cruise). *Terra Abstr.* **7**, 145, abstr.
- Blake, S., Rogers, N., 2005. Magma differentiation rates ($^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$) and the size and power output of magma chambers. *Earth Planet. Sci. Lett.* **236**, 654–669.
- Carbotte, S., Mutter, J.C., Xu, L., 1997. Contribution of volcanism and tectonism to axial flank morphology of the southern East Pacific Rise,

- 17°10'–17°40'S, from a study of layer 2A geometry. *J. Geophys. Res.* **102**, 10165–10184.
- Carbotte, S.M., Solomon, A., Ponce-Correa, G., 2000. Evaluation of morphological indicators of magma supply and segmentation from a seismic reflection study of the East Pacific Rise 15°30'–17°N. *J. Geophys. Res.* **105**, 2737–2759.
- Caroff, M., Fleutelot, C., 2003. The north-south propagating spreading center of the North Fiji Basin. Modeling of the geochemical evolution in periodically replenished and tapped magma chambers. *Mineral. Petrol.* **79**, 203–224.
- Caroff, M., Lagabrielle, Y., Spadea, P., Auzende, J.-M., 1997. Geochemical modeling of nonsteady-state magma chambers: a case study from an ultrafast spreading ridge, East Pacific Rise, 17–19°S. *Geochim. Cosmochim. Acta* **61**, 4367–4374.
- Cioni, R., Civetta, L., Marianelli, P., Metrich, N., Santacroce, R., Sbrana, A., 1995. Compositional layering and Syn-eruptive mixing of a periodically refilled shallow magma chamber: the AD 79 plinian eruption of vesuvius. *J. Petrol.* **36**, 739–776.
- Collier, J.S., Singh, S.C., 1997. Detailed structure of the top of the melt body beneath the East Pacific Rise at 9°40'N from waveform inversion of seismic reflection data. *J. Geophys. Res.* **102**, 20287–20302.
- Condomines, M., Gauthier P.-J., Sigmarsson, O.R., 2003. Timescales of magma chamber processes and dating of young volcanic rocks. In: Bourdon, B., Henderson, G.M., Lundstrom, C.C., Turner, S.P. (Eds.), *Uranium-series Geochemistry*, vol. 52, Review in Mineralogy and Geochemistry, Washington, DC, pp. 125–174.
- Coogan, L.A., Thompson, G., MacLeod, C.J., 2002. A textural and geochemical investigation of high level gabbros from the Oman ophiolite: implications for the role of the axial magma chamber at fast-spreading ridges. *Lithos* **63**, 67–82.
- De Paolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.* **53**, 189–202.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophys. J. Int.* **101**, 425–478.
- Detrick, R.S., Buhl, P., Vera, E.E., Mutter, J.C., Orcutt, J.A., Madsen, J.A., Brocher, T.M., 1987. Multichannel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise. *Nature* **326**, 35–41.
- Edwards, B.R., Russell, J.K., 1998. Time scales of magmatic processes: new insights from dynamic models for magmatic assimilation. *Geology* **26**, 1103–1106.
- Fleutelot, C., Eissen, J.-P., Dosso, L., Juteau, T., Launeau, P., Bollinger, C., Cotten, J., Danyushevsky, L., Savoyant, L., 2005. Petrogenetic variability along the North-South Propagating Spreading Center of the North Fiji Basin. *Mineral. Petrol.* **83**, 55–86.
- Fujimaki, H., Tatsumoto, M., Aoki, K.-I., 1984. Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses. *J. Geophys. Res.* **89**, 662–672.
- Garel, E., Dauteuil, O., Lagabrielle, Y., 2002. Deformation processes at fast to ultra-fast oceanic spreading axes: mechanical approach. *Tectonophysics* **346**, 223–246.
- Ghiorso, M.S., Sack, R.O., 1995. Chemical mass transfer in magmatic processes: IV. 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.
- Gillis, K.M., Coogan, L.A., 2002. Anatectic migmatites from the roof of an ocean ridge magma chamber. *J. Petrol.* **43**, 2075–2095.
- Goldstein, S.J., Sims, K.W.W., Murrell, M.T., Nunn A.J., 1999. Evidence for radium–barium fractionation in MORB plagioclase: implication for geochronology and mantle melting. In: *Implications for Geochronology and Mantle Melting*, 9th Annual V.M. Goldschmidt Conference, Boston, MA, August 22–27 (abstr.).
- Hawkesworth, C.J., Blake, S., Evans, P., Hughes, R., Macdonald, R., Thomas, L.E., Turner, S.P., Zellmer, G., 2000. Time scales of crystal fractionation in magma chambers—integrating physical, isotopic and geochemical perspectives. *J. Petrol.* **41**, 991–1006.
- Hékinian, R., Bideau, D., Hébert, R., Niu, Y., 1995. Magmatism in the Garrett transform fault (East Pacific Rise near 13°27'S). *J. Geophys. Res.* **100**, 10163–10185.
- Hoof, E.E.E., Detrick, R.S., Kent, G.M., 1997. Seismic structure and indicators of magma budget along the Southern East Pacific Rise. *J. Geophys. Res.* **102**, 27319–27340.
- Humler, E., Whitechurch, H., 1988. Petrology of basalts from the Central Indian Ridge (lat. 25°23'S, long. 70°04'E): estimates of frequencies and fractional volumes of magma injections in a two-layered reservoir. *Earth Planet. Sci. Lett.* **88**, 169–181.
- Husenoeder, S.A., Collins, J.A., Kent, G.M., Detrick, R.S., 1996. Seismic analysis of the axial magma chamber reflector along the southern East Pacific Rise from conventional reflection profiling. *J. Geophys. Res.* **101**, 22087–22105.
- Husenoeder, S.A., Detrick, R.S., Kent, G.M., Schouten, H., Harding, A.J., 2002. Fine scale seismic structure of young upper crust at 17°20'S on the fast spreading East Pacific Rise. *J. Geophys. Res.* **107**. doi:10.1029/2001JB00168.
- Kabeto, K., Sawada, Y., Iizumi, S., Wakatsuki, T., 2001. Mantle sources and magma-crust interactions in volcanic rocks from the northern Kenya rift: geochemical evidence. *Lithos* **56**, 111–139.
- Kay, R., Hubbard, N.J., Gast, P.W., 1970. Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. *J. Geophys. Res.* **75**, 1585–1613.
- Komor, S.C., Elthon, D., Casey, J.F., 1985. Mineralogic variation in a layered ultramafic cumulate at the North Arm Mountain Massif, Bay of Islands Ophiolite, Newfoundland. *J. Geophys. Res.* **90**, 7705–7736.
- Kurz, M.D., Moreira, M., Curtice, J., Lott, D.E., Mahoney, J.J., Sinton, J.M., 2005. Correlated helium, neon, and melt production on the super-fast spreading East Pacific Rise near 17°S. *Earth Planet. Sci. Lett.* **232**, 125–142.
- Lagabrielle, Y., Cormier, M.-H., 1999. Formation of large summit troughs along the East Pacific Rise as collapse calderas: an evolutionary model. *J. Geophys. Res.* **104**, 12971–12988.
- Macdonald, K.C., Fox, P.J., 1988. The axial summit graben and cross-sectional shape of the East Pacific Rise as indicators of axial magma chambers and recent volcanic eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.* **88**, 119–131.
- Maaløe, S., 1994. Estimation of the degree of partial melting using concentration ratios. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, 2519–2525.
- Maaløe, S., 2002. Physical behavior of the plume source during intermittent eruptions of Hawaiian basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.* **142**, 653–665.
- Mahoney, J.J., Sinton, J.M., Kurz, M.D., Macdougall, J.D., Spencer, K.J., Lugmair, G.W., 1994. Isotope and trace element characteristics of a super-fast spreading ridge: East Pacific Rise, 13–23°S. *Earth Planet. Sci. Lett.* **121**, 173–193.
- Niu, Y., Waggoner, D.G., Sinton, J.M., Mahoney, J.J., 1996. Mantle source heterogeneity and melting processes beneath seafloor spreading centers: the East Pacific Rise, 18°S–19°S. *J. Geophys. Res.* **101**, 27711–27733.
- O'Hara, M.J., 1977. Geochemical evolution during fractional crystallization of a periodically refilled magma chamber. *Nature* **266**, 503–507.
- O'Hara, M.J., Herzberg, C., 2002. Interpretation of trace element and isotopic features of basalts: relevance of field relations, petrology, major element data, phase equilibria, and magma chamber modeling in basalt petrogenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta* **66**, 2167–2191.
- Pallister, J.S., Hopson, C.A., 1981. Smail Ophiolite plutonic suite: field relations, phase variation, cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber. *J. Geophys. Res.* **86**, 2593–2644.
- Quick, J.E., Denlinger, R.P., 1993. Ductile deformation and the origin of layered gabbro in ophiolites. *J. Geophys. Res.* **98**, 14015–14027.
- Rabinowicz, M., Genthon, P., Ceuleneer, G., Hillairet, M., 2001. Compaction in a mantle mush with high melt concentrations and generation of magma chambers. *Earth Planet. Sci. Lett.* **188**, 313–328.
- Reagan, M.K., Gill, J.B., Malavassi, E., Garcia, M.O., 1987. Changes in magma composition at Arenal volcano, Costa Rica, 1968–1985: real-time monitoring of open-system differentiation. *Bull. Volcanol.* **49**, 415–434.
- Scott, D.R., Stevenson, D.J., 1984. Magma solitons. *Geophys. Res. Lett.* **11**, 1161–1164.

- Sims, K.W.W., Goldstein, S.J., Blichert-Toft, J., Perfit, M.R., Kelemen, P., Fornari, D.J., Michael, P., Murrell, M.T., Hart, S.R., DePaolo, D.J., Layne, G., Ball, L., Jull, M., Bender, J., 2002. Chemical constraints on the generation and transport of magma beneath the East Pacific Rise. *Geochim. Cosmochim. Acta* **66**, 3481–3504.
- Sinton, J.M., Detrick, R.S., 1992. Mid-ocean ridge magma chambers. *J. Geophys. Res.* **97**, 197–216.
- Sinton, J.M., Smaglik, S.M., Mahoney, J.J., Macdonald, K.C., 1991. Magmatic processes at the superfast spreading mid-ocean ridges: glass compositional variations along the East Pacific Rise 13°–23°S. *J. Geophys. Res.* **96**, 6133–6136.
- Sinton, J.M., Bergmanis, E.C., Rubin, K.H., Batiza, R., Gregg, T.K.P., Grönvold, K., Macdonald, K.C., White, S.M., 2002. Volcanic eruptions on mid-ocean ridges: new evidence from the superfast spreading East Pacific Rise, 17°–19°S. *J. Geophys. Res.* **107**. doi:10.1029/2000JB00009.
- Smewing, J.D., 1981. Mixing characteristics and compositional differences in mantle-derived melts beneath spreading axes: evidence from cyclically layered rocks in the ophiolite of north Oman. *J. Geophys. Res.* **86**, 2645–2659.
- Sparks, R.S.J., Meyer, P., Sigurdsson, H., 1980. Density variation amongst mid-ocean ridge basalts: implications for magma mixing and the scarcity of primitive lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.* **46**, 419–430.
- Spera, F.J., Bohron, W.A., 2002. Energy-constrained open-system magmatic processes III: energy-constrained recharge, assimilation and fractional crystallization (EC-RAFC). *Geochem. Geophys. Geosyst.* **3**. doi:10.1029/2002GC00031.
- Spera, F.J., Bohron, W.A., 2004. Open-system magma chamber evolution: an energy-constrained geochemical model incorporating the effects of concurrent eruption, recharge, variable assimilation and fractional crystallization (EC-E'RA γ FC). *J. Petrol.* **45**, 2459–2480.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, vol. 42. Geol. Soc. Spec. Pub., London, pp. 313–345.
- Vigier, N., Bourdon, B., Joron, J.L., Allègre, C.J., 1999. U-decay series and trace element systematics in the 1978 eruption of Ardoukoba, Asal rift: timescale of magma crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.* **174**, 81–97.
- West, W., Menke, W., Tolstoy, M., Webb, S., Sohn, R., 2001. Magma storage beneath Axial volcano on the Juan de Fuca mid-ocean ridge. *Nature* **413**, 833–836.
- White, R.S., McKenzie, D., O'Nions, R.K., 1992. Oceanic crustal thickness from seismic measurements and Rare Earth Elements inversions. *J. Geophys. Res.* **97**, 19683–19715.

III- Etude de la sensibilité du modèle de réalimentation sinusoïdale (Rannou et al., 2006) aux variations des paramètres d'entrée s'appliquant à l'EPR entre 17° et 19°S.

L'article précédent (Rannou et al., 2006 ; Chapitre B-II) présente un modèle mathématique s'appliquant aux réservoirs magmatiques fonctionnant en système ouvert (réalimentation, cristallisation et vidange opérant en continu). L'article se focalise sur le comportement d'un réservoir soumis à une injection fluctuant de façon sinusoïdale dans le temps et au sein duquel les phénomènes d'expulsion et de cristallisation du magma résidant varient en fonction du volume du réservoir. En y introduisant des données géochimiques et géologiques, ce modèle permet d'estimer (i) la composition du liquide réalimentant la chambre et (ii) les paramètres décrivant l'évolution temporelle des processus opérant au sein du réservoir.

La sensibilité des résultats du modèle aux paramètres d'entrée n'a pas été discutée par Rannou et al. (2006). Or, ces paramètres sont contraints avec plus ou moins de précision. Le volet suivant a donc pour ambition de caractériser l'effet des variations des paramètres d'entrée sur les résultats fournis par le modèle, en s'appuyant sur les nombreuses études géologiques et géophysiques disponibles sur l'EPR 17°-19°S. Au lieu de valeurs fixes, des intervalles de variation géologiquement plausibles seront introduits dans le modèle afin d'en analyser l'impact sur les principaux résultats (composition du magma réalimentant la chambre C_i^{REE} , fraction de magma cristallisant par an α , période de la sinusoïdale T et temps de résidence du magma dans le réservoir τ).

1. Conditions d'application du modèle de Rannou et al. (2006) à un site naturel.

La procédure de résolution présentée par Rannou et al. (2006) est synthétisée en Figure B3-1. L'application du modèle géomathématique à un réservoir magmatique naturel nécessite que certaines caractéristiques physiques, géologiques et géochimiques du réservoir soient contraintes :

- C^{REE} , la composition des laves émises par le réservoir ;
- D^{REE} , les coefficients de distribution des éléments en trace incompatibles considérés ;
- q_i , le volume moyen de liquide injecté dans le réservoir au cours d'un cycle ;

- Q_A-Q_B , la variation de volume du réservoir au cours d'un cycle ;
- r_e , le rapport entre les taux d'expulsion et de cristallisation.

Les résultats déduits du modèle mathématique dépendent des hypothèses sous-jacentes à l'estimation de ces paramètres à partir de données géologiques facilement accessibles. Dans leur article, Rannou et al. (2006) ont uniquement évalué la sensibilité des résultats à une variation des coefficients de distribution (voir leur Table 2). Ces auteurs ont montré qu'une variation modérée des D^{REE} ne modifiait pas significativement les résultats. De même, ce volet va tenter de cerner la sensibilité des paramètres de sortie à la variabilité des autres paramètres d'entrée. L'influence du paramètre q_i ne sera pas considérée dans ce chapitre. En effet, son estimation dépend du taux d'accrétion et de l'épaisseur de la croûte océanique, dont les valeurs sont relativement bien contraintes au niveau de l'EPR 17°-19°S. De plus, son influence sur les résultats sera évaluée dans le chapitre C-III, lors de l'application du modèle à la dorsale Juan de Fuca, dont le taux d'accrétion est trois fois plus faible.

Seules les variations résultant de valeurs imparfaitement connues des paramètres d'entrée sont ici mesurées. A celles-ci s'ajoutent les approximations qu'engendre systématiquement le modèle, synthèse simplificatrice d'une réalité géologique complexe.

D'une part, le modèle décrit l'évolution du réservoir grâce à différentes variables, reflétant la distinction de phénomènes se produisant en réalité simultanément au sein d'un réservoir naturel. Etudier séparément la variation d'un des paramètres d'entrée, tous les autres étant considérés constants, n'a donc parfois aucune réalité géologique. Ainsi, la variation du volume du réservoir au cours d'un cycle Q_A-Q_B se fait certainement conjointement à une variation des taux de cristallisation et d'éjection et donc du paramètre r_e .

D'autre part, les équations du modèle mathématique connectent des variables en entrée et en sortie, auxquelles ont été reliés des processus géologiques pouvant quant à eux être indépendants. La variation concomitante d'un couple de paramètres entrée-sortie mise en évidence dans le travail qui suit peut donc avoir un sens géologique, tout comme elle peut dériver d'un artefact lié à la mise en équation du fonctionnement du réservoir magmatique. Décomposer les variations engendrées individuellement par les paramètres Q_A-Q_B et r_e est donc nécessaire afin d'appréhender la sensibilité des résultats du modèle aux incertitudes de ces paramètres mais ne permet pas de leur associer une signification géologique.

1. Approche géochimique
Méthode inverse

A.1 : Concentration en REE dans le magma résidant.
Equation dérivant de l'Equation 12 (Rannou et al., 2006) en remplaçant les paramètres ϕ et ϕ^{REE} par les équations les définissant (voir Table 1 de l'article, Chapitre B-II).

$$C^{REE}(t) = C_i^{REE} \frac{\frac{1}{D^{REE} + r_e} + \frac{\cos(\omega t - \arcsin \frac{\beta}{\sqrt{\beta^2 + (D^{REE} + r_e)^2}})}{\sqrt{\beta^2 + (D^{REE} + r_e)^2}}}{\frac{1}{1 + r_e} + \frac{\cos(\omega t - \arcsin \frac{\beta}{\sqrt{\beta^2 + (1 + r_e)^2}})}{\sqrt{\beta^2 + (1 + r_e)^2}}}$$

C^{REE}_{min} (Bibliographique+Analytique)
 C^{REE}_{max} (Bibliographique+Analytique)
 D^{REE} (Bibliographique+Analytique)
 r_e (Bibliographique)
 ω (Arbitraire)

Résolution graphique de l'équation A.1

Régression linéaire Ce-MgO
(Fig. 8 de Rannou et al., 2006)

C_i^{REE} \rightarrow C_i^{MgO}

avec successivement :

REE=Ce
Nd
Eu
Dy
Yb

β^{REE}

β^{moy}

moyenne des β calculés
à partir des différents
REE

2. Procédure de résolution étendue
Méthode directe

β^{moy} (Résultat de l'approche précédente)
 q_i (Bibliographique)
 r_e (Bibliographique)
 $Q_A - Q_B$ (Bibliographique)

Résolution des équations A.4 à A.7

α

γ

T

τ

A.2 : Quantité de magma résidant au sein du réservoir.
Equation dérivant de l'Equation 9 (Rannou et al., 2006) en remplaçant les paramètres ϕ , ω et γ par les équations les définissant (voir Table 1 de l'article, Chapitre B-II).

$$Q(t) = \frac{q_i}{\alpha(1+r_e)} + \frac{q_i \cos(\omega t - \arcsin \frac{\beta}{\sqrt{\beta^2 + (1+r_e)^2}})}{\alpha \sqrt{\beta^2 + (1+r_e)^2}}$$

Amplitude de la fonction $Q(t)$: $Q_A - Q_B = \frac{2 q_i}{\alpha \sqrt{\beta^2 + (1+r_e)^2}}$ A.3

D'où α , la fraction de magma cristallisé par an :

$$\alpha = \frac{2 q_i}{(Q_A - Q_B) \sqrt{\beta^2 + (1+r_e)^2}}$$
 A.4

D'où γ , la fraction de magma cristallisé et expulsé par an :

$$\gamma = \alpha (1+r_e)$$
 A.5

D'où T , la période de la sinusoïdale :

$$T = \frac{2 \pi}{\beta \alpha}$$
 A.6

D'où le temps de résidence du magma :

$$\tau = \frac{1}{\gamma} = \frac{1}{\alpha (1+r_e)}$$
 A.7

Figure B3-1. Synthèse de la procédure de résolution du modèle présentée par Rannou et al. (2006) et reprise dans ce chapitre. Cette démarche se base sur les solutions des équations s'appliquant à un réservoir magmatique en régime stationnaire, soumis à une réalimentation variant dans le temps de manière sinusoïdale. Pour plus de clarté, les solutions proposées par Rannou et al. (2006) sont développées afin que l'expression des principaux résultats ne fasse intervenir que les paramètres d'entrée dont l'influence est étudiée dans ce volet. Les équations développées dans ce chapitre sont appelées par le préfixe A. La nomenclature et les symboles utilisés sont identiques à ceux présentés dans la Table 1 de Rannou et al. (2006). La démarche est divisée en deux étapes. (1) Approche géochimique, demandant un nombre restreint de paramètres en entrée et permettant de calculer la composition en REE du liquide de réalimentation puis sa concentration en MgO. (2) Procédure de résolution étendue, nécessitant la connaissance de paramètres géologiques supplémentaires et permettant de décrire l'évolution temporelle du réservoir magmatique. En face de chaque paramètre d'entrée est indiquée en italique la méthode utilisée pour son estimation.

Dans ce volet, une attention particulière est portée à la sensibilité des résultats aux concentrations C^{REE} introduites dans le modèle. Contrairement à la détermination des paramètres Q_A - Q_B et r_c , l'estimation de ces concentrations est basée sur un fait d'observation, qui dépend seulement de la qualité de l'échantillonnage de la zone étudiée et ne fait intervenir aucune hypothèse sur le fonctionnement du réservoir. Seules les compositions « extrêmes » observées dans les laves (la plus basique et la plus évoluée, respectivement) étant introduites dans le modèle, il est indispensable que l'échantillonnage soit représentatif de l'ensemble des compositions émises par le système magmatique. La base de données chimique utilisée par Rannou et al. (2006) comprend une quarantaine d'analyses chimiques d'échantillons prélevés à l'axe de l'EPR entre 17° et 19°S (campagne NAUDUR et analyses de la base de données électronique PETDB). Cette base de données sera donc étoffée afin d'estimer l'erreur sur les résultats pouvant résulter d'un échantillonnage incomplet.

2. Sensibilité des résultats aux compositions $C^{\text{REE}}_{\text{min}}$ et $C^{\text{REE}}_{\text{max}}$.

2.1. Estimation de l'amplitude des variations des concentrations en REE dans les laves émises par le réservoir.

L'hypothèse majeure de l'article implique que les variations chimiques enregistrées par les laves échantillonnées le long de l'EPR entre 17° et 19°S sont représentatives de celles des laves émises en surface à partir d'un réservoir périodiquement réalimenté et que la variabilité géochimique est principalement acquise au sein du réservoir.

La représentativité d'un échantillonnage étant toujours incertaine, j'ai élargi la base de données chimiques disponible sur l'EPR entre 17° et 19°S en intégrant tous les MORB-N (caractérisés par un rapport $(\text{La}/\text{Sm})_N < 1$, N : normalisation aux chondrites ; Sun et McDonough, 1989) échantillonnés à l'axe de l'EPR dont les teneurs en MgO et en Terres Rares (REE) étaient disponibles (compilation à partir de la base électronique de données PETDB ; Fig. B3-2a).

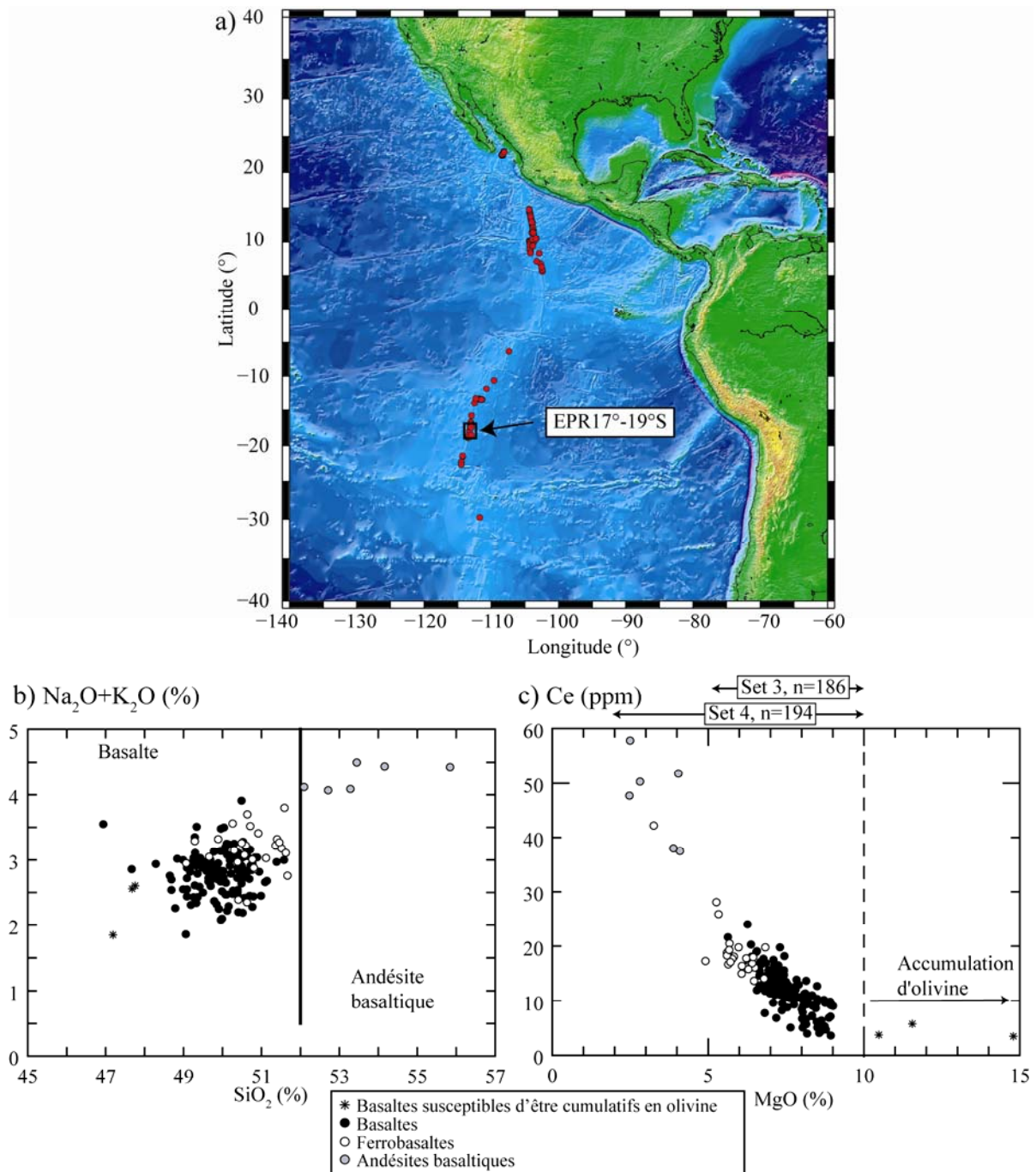


Figure B3-2. Définition de la base de données utilisée pour l'application du modèle. a) Répartition le long de l'EPR des MORB-N sélectionnés à partir de la base de données PETDB (n=197, (La/Sm)_N<0,9). Seuls les échantillons prélevés à l'axe de la dorsale ont été conservés. b) Positionnement des MORB-N sélectionnés dans le diagramme TAS (Le Maitre et al., 1989). L'échantillon a une composition de ferrobasalte quand FeO⁺>12 % et TiO₂>2% (Byerly, 1980). c) Variations de Ce en fonction de MgO au sein des MORB-N sélectionnés. Les échantillons susceptibles d'être cumulatifs en olivine correspondent aux laves dont les teneurs en MgO sont supérieures à 10%. Les Sets 3 et 4 considérés pour les calculs sont identifiés.

Dans le diagramme TAS (*Total Alkali-Silica*), les laves sélectionnées couvrent les champs des basaltes et des andésites basaltiques (Fig. B3-2b ; Le Maitre et al., 1989). La restriction aux MORB-N permet de s'assurer que les hétérogénéités de source ou les

variations des modalités de fusion partielle ont peu d'influence sur la variabilité géochimique observée dans les laves. De plus, la composition des laves devant refléter celle d'un liquide, j'ai écarté toutes les laves susceptibles d'avoir subi un processus d'accumulation minérale. Ainsi, les basaltes susceptibles d'être cumulatifs en olivine ont été identifiés par leurs valeurs élevées en MgO pour un Ce donné ($MgO > 10\%$; Fig. B3-2c).

Sur la Figure B3-2c, il apparaît également que les laves les plus différenciées (andésites basaltiques) sont minoritaires dans l'échantillonnage ($Ce > 30$ ppm et $MgO < 5,0\%$, 7 échantillons sur 197). La composition de ces laves pourrait donc refléter des processus de différenciation marginaux. Il a ainsi été proposé que les laves les plus évoluées échantillonnées en contexte d'accrétion océanique pourraient dériver : (i) de réservoirs magmatiques annexes ou des zones distales de la lentille magmatique (e.g. dacite ; Perfit et al., 1994 ; Stakes et al., 2006) ou (ii) de réservoirs éphémères, évoluant en système clos (Sinton et al., 1983 ; Juteau et al., 1995b ; Caroff et Fleutelot, 2003). Dans de tels cas, les compositions de ces laves évoluées ne reflètent pas les processus opérant au sein d'une chambre magmatique sub-axiale périodiquement réalimentée.

Quatre jeux de données ont été définis afin d'étudier la sensibilité des résultats aux concentrations minimum (C_{min}^{REE}) et maximum (C_{max}^{REE}) introduites dans les calculs. Dans un premier temps, les variations observées le long de l'EPR entre 17° et 19°S (Set 1) sont élargies aux laves non cumulatives les plus basiques échantillonnées sur toute la dorsale ($MgO = 9,0\%$, Set 2). Puis, deux tests ont été réalisés à partir des laves échantillonnées à l'axe de l'EPR, l'un laissant de côté les laves les plus évoluées ($5,0 < MgO < 9,0\%$, Set 3) et l'autre avec le jeu complet de MORB-N non cumulatifs ($2,5 < MgO < 9,0\%$, Set 4). Même si, en l'absence d'une étude pétrogénétique complémentaire, la justification du dernier jeu de données reste discutable de part la signification des termes les plus évolués, son étude est insérée ici afin d'estimer l'effet sur les résultats de l'introduction d'un C_{max}^{REE} élevé traduisant l'amplitude importante des variations chimiques des laves.

La Planche B-A présente un extrait de la feuille de calcul que j'ai programmée sous Maple, en me basant sur les équations développées en Fig. B3-1 et en considérant les données chimiques du Set 4. Les différentes équations permettant de contraindre la composition du liquide de réalimentation et l'évolution temporelle du réservoir sont résolues à l'aide du logiciel mathématique Maple. Ce logiciel est un système de calcul formel, permettant dans un premier temps de manipuler les équations symboliquement (calcul exact) puis de les résoudre en substituant aux variables leurs valeurs numériques (calcul approché).

Les résultats obtenus avec les quatre jeux de données sont présentés en Tableau B3-1 et en Figures B3-3 et B3-4.

Tableau B3-1. Effet d'une variation de C^{REE} sur les principaux résultats de la modélisation.

Echantillon	Ce ppm	Nd ppm	Eu ppm	Dy ppm	Yb ppm	MgO %	β_{moy}	α^b (10^4 an^{-1})	T^b (an)	τ^b (an)
Set 1 : EPR 17-19°S										
C_{min}^{REE}	ND1-1	9,80	9,16	1,23	5,44	3,08				
C_{max}^{REE}	ND11-5	15,80	15,00	1,80	8,50	4,90				
$C_i^{REE a}$		3,87	4,02	0,62	2,84	1,61	9,4			
β		3,900	3,570	4,120	3,460	3,320		3,674	23	757 316
Set 2 : EPR 17-19°S élargi aux compositions basiques observées le long de l'EPR										
C_{min}^{REE}	Naugarr004-011 ^b	3,55	4,10	0,66	3,12	1,86	9,0			
C_{max}^{REE}	ND11-5	15,80	15,00	1,80	8,50	4,90				
$C_i^{REE a}$		1,65	2,04	0,37	1,78	1,06	9,9			
β		1,095	1,225	1,449	1,430	1,490		1,338	46	1023 156
Set 3 : EPR, MgO=5,0-10,0 %										
C_{min}^{REE}	Naugarr004-011 ^c	3,55	4,10	0,66	3,12	1,86	9,0			
C_{max}^{REE}	MELPX2-047-003 ^d	28,00	23,30	2,25	11,10	6,55	5,3			
$C_i^{REE a}$		1,74	2,10	0,38	1,82	1,08	9,9			
β		0,671	0,803	1,130	1,050	1,060		0,925	53	1265 136
Set 4 : EPR, MgO=2,5-10,0 %										
C_{min}^{REE}	Naugarr004-011 ^c	3,55	4,10	0,66	3,12	1,86	9,0			
C_{max}^{REE}	MELPX2-046-003 ^d	57,7	47,7	4,26	20,80	12,00	2,5			
$C_i^{REE a}$		1,77	2,05	0,39	1,85	1,10	9,9			
β		0,260	0,310	0,510	0,450	0,475		0,401	61	2567 117

^a C_i^{REE} = teneur en REE dans le liquide de réalimentation, calculée par méthode inverse à partir de l'équation A.1, avec $\omega=1$, $r_e=0,4$ et les coefficients de distribution D_2^{REE} (Rannou et al., 2006). La teneur en MgO est calculée en positionnant C_i^{Ce} dans la régression linéaire Ce-MgO établie à partir d'une compilation de 186 MORB-N échantillonnés le long de l'EPR (MgO=5,0-10,0 % : $C_i^{MgO}=(44,01-C_i^{Ce})/4,26$; Rannou et al., 2006).

^b Les paramètres α , T et τ sont calculés à partir des équations A.4 à A.7 (Fig. B3-1), avec $q_i=0,02 \text{ km}^3/20 \text{ km}$ dorsale.an, $r_e=0,4$ et $Q_A-Q_B=4,5 \text{ km}^3/20 \text{ km}$ dorsale.

^c Niu et Batiza (1997), MORB-N échantillonné à l'axe de l'EPR vers 13,5°S.

^d Regelous et al. (1999), MORB-N échantillonnés à l'axe de l'EPR vers 10,5°N.

Planche B-A. Exemple de feuille de calcul programmée sous le logiciel Maple afin d'illustrer le fonctionnement du logiciel et la procédure de résolution suivie lors de l'application du modèle à un site naturel. Maple est un système interprété : l'utilisateur introduit des lignes de commande, le système évalue ces commandes et propose des résultats (e.g. résolution, développement, simplification, représentation graphique des équations). Les zones de commande sont précédées du signe ">" et se terminent par le signe ";", afin que le logiciel fournisse une réponse dans une zone de sortie. Dans un premier temps, les équations sont traitées symboliquement : les paramètres sont désignés par des symboles sans qu'aucune valeur ne leur soit associée (variable non assignée). Dans un second temps, à chaque variable est affectée sa valeur (en utilisant les commandes ":= " ou "subs"), que le logiciel prend ensuite en compte dans les calculs. La fonction "restart" permet de réinitialiser toutes les variables de la feuille de calcul.

Les compositions chimiques introduites dans les calculs sont celles du Set 4. Les autres paramètres géologiques sont ceux utilisés par Rannou et al. (2006). La partie "approche géochimique" est ici développée pour le cérium mais elle est en réalité répétée pour toutes les Terres Rares. La nomenclature et les symboles utilisés sont légèrement modifiés d'après Rannou et al. (2006, leur Table 1) afin d'être acceptés en tant que variables par le logiciel.


```
> restart;
```

Approche géochimique

Méthode

On estime les concentrations en REE et les beta pour chaque REE à partir de l'équation A.1 (Fig. B3-1), basée sur l'équation 12 présentée par Rannou et al. (2006). Les paramètres d'entrée sont :

- $re=0.4$ - $\omega=1$ (période de 2π , fixée arbitrairement car le temps n'influence pas les valeurs CREE extrêmes théoriques)
- DREE variant en fonction des REE
- CREE (concentrations minimales et maximales observées dans les laves échantillonnées)

Les seuls paramètres inconnus dans l'équation A.1 sont donc Ci_{REE} et β_{REE} .

On fait varier Ci_{REE} pour que la valeur médiane des CREE théoriques soit centrée sur la gamme de concentrations observées dans les laves. On fait ensuite varier β_{REE} pour que les valeurs extrêmes théoriques et analytiques coïncident.

1- Formulation exacte de CREE

```
> CREE(t) := CiREE * ( (1 / (DREE + re)) + (cos(omega*t + phiREE) / sqrt((DREE + re)^2 + beta^2)) ) / ( (1 / (1 + re)) + (cos(omega*t + phi) / sqrt((1 + re)^2 + beta^2)) );
```

$$CREE(t) := \frac{Ci_{REE} \left(\frac{1}{DREE + re} + \frac{\cos(\omega t + \phi_{REE})}{\sqrt{DREE^2 + 2 DREE re + re^2 + \beta^2}} \right)}{\frac{1}{1 + re} + \frac{\cos(\omega t + \phi)}{\sqrt{1 + 2 re + re^2 + \beta^2}}} \quad (1.1.1)$$

2- Introduction dans l'équation de CREE des valeurs numériques des paramètres d'entrée communs à tous les REE : re et ω

```
> CREE(t) := subs(phi = -arcsin(beta/sqrt(beta^2 + (1+re)^2)), phiREE = -arcsin(beta/sqrt(beta^2 + (DREE+re)^2)), re = 0.4, omega = 1, CREE(t));
```

$$CREE(t) := \frac{Ci_{REE} \left(\frac{1}{DREE + 0.400} + \frac{\cos\left(t - \arcsin\left(\frac{\beta}{\sqrt{DREE^2 + 0.800 DREE + 0.160 + \beta^2}}\right)\right)}{\sqrt{DREE^2 + 0.800 DREE + 0.160 + \beta^2}} \right)}{0.714 + \frac{\cos\left(t - \arcsin\left(\frac{\beta}{\sqrt{1.960 + \beta^2}}\right)\right)}{\sqrt{1.960 + \beta^2}}} \quad (1.1.2)$$

Concentration en Cerium (Ce) dans le magma injecté (Ci_{Ce}) et β_{Ce}

```
- DCe=0.06 - CCemin=3.55 - CCemax=57.7
```

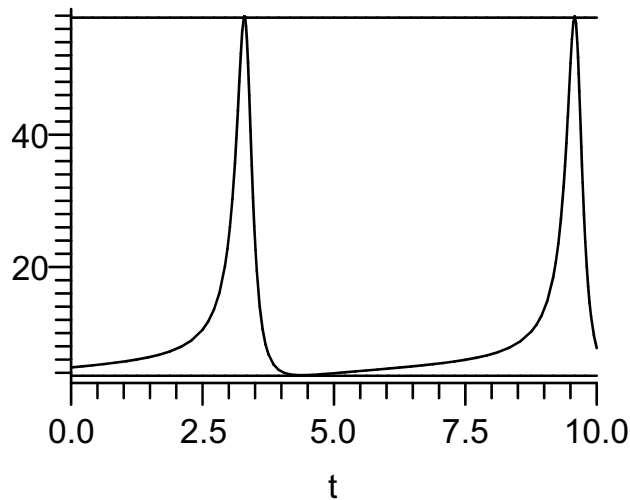
1- Définition des bornes à partir des concentrations maximales et minimales de l'échantillonnage

```
> CREEmin := 3.55;
CREEmin := 3.550 \quad (1.2.1)
```

```
> CREEmax := 57.7;
CREEmax := 57.700 \quad (1.2.2)
```

2- Représentation graphique de C_{Ce} théorique et des bornes, en introduisant le D propre au Ce et en faisant varier Ci_{Ce} et β_{Ce}

```
> plot([CREEmin, CREEmax, subs(DREE=0.06, CiREE=1.77, beta=0.26, CREE(t))], t=0.10, color=[black, black, black]);
```



Procédure de résolution étendue

Détermination de la fraction de magma cristallisé par unité de temps : alpha

l'amplitude de la fonction $Q(t)$ permet de contraindre alpha (Equation A.4, Fig. B3-1), connaissant :

- $re=0.4$ - $qi=0.02$ - β = moyenne des β REE précédemment déterminés lors de l'approche géochimique
- $QA-QB=ampli=4.5$

```
> #ampli:=2*qi/sqrt(gam^2+omega^2);
```

1- Formulation exacte de alpha

```
> alpha:=(2*qi)/(ampli*sqrt((1+re)^2+beta^2));
```

$$\alpha := \frac{2 qi}{ampli \sqrt{1 + 2 re + re^2 + \beta^2}} \quad (2.1.1)$$

2- Calcul de beta moyen à partir des beta modélisés pour chaque REE

```
> beta:=(0.26+0.31+0.51+0.45+0.475)/5;
```

$$\beta := 0.401 \quad (2.1.2)$$

3- Calcul approché de alpha en attribuant à chaque paramètre sa valeur numérique

```
> alpha:=subs(qi=0.02, re=0.4, ampli=4.5, alpha);
```

$$\alpha := 0.006 \quad (2.1.3)$$

Détermination de la période : T

la période est l'inverse de la fréquence omega (Equation A.6 Fig. B3-1):

```
> omega:=beta*alpha;
```

$$\omega := 0.002 \quad (2.2.1)$$

```
> T:=2*pi/omega;
```

$$T := 817.124 \pi \quad (2.2.2)$$

en remplaçant pi par 3.141592654

```
> T:=subs(pi=3.141592654, T);
```

$$T := 2567.072 \quad (2.2.3)$$

Détermination du temps de résidence du magma dans la chambre : tau

le temps de résidence est l'inverse du paramètre $\gamma = \alpha(1+re)$ (Equations A.6 et A.7, Fig. B3-1)

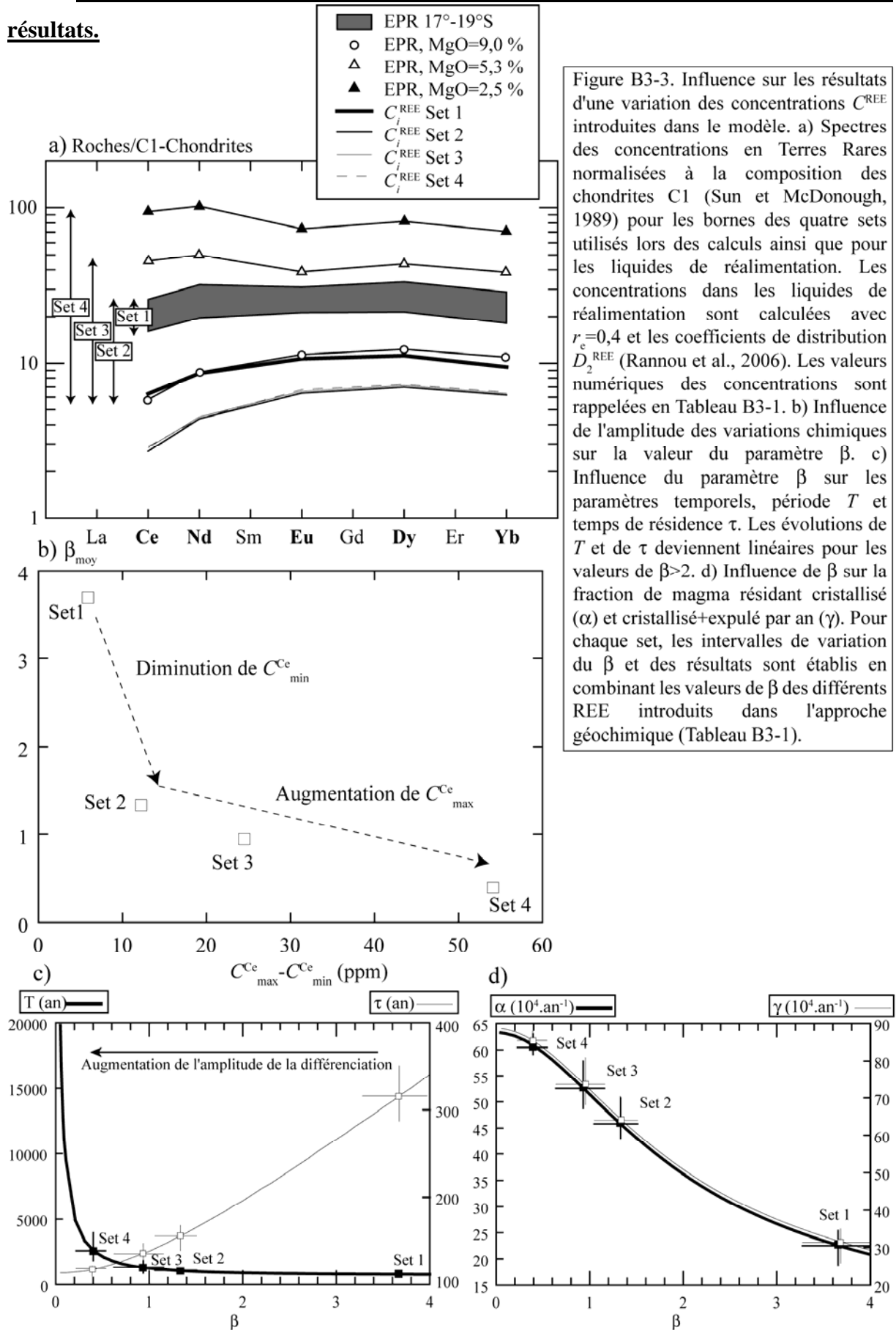
```
> tau:=1/(subs(re=0.4, alpha*(1+re)));
```

$$\tau = 117.024 \quad (2.3.1)$$

```
>
```

2.2. Influence des concentrations introduites dans la modélisation sur les

résultats.



La Figure B3-3a illustre la sensibilité de la composition calculée du liquide de réalimentation aux concentrations introduites dans le modèle. Les résultats mettent en évidence que :

- l'introduction d'un $C^{\text{REE}}_{\text{min}}$ plus faible (Set 1 au Set 2) entraîne une diminution importante des teneurs en REE du liquide de réalimentation déduit de la modélisation et une légère augmentation de sa teneur en MgO ;

- l'augmentation de $C^{\text{REE}}_{\text{max}}$ (Sets 2, 3 et 4) n'a aucune répercussion sur la composition théorique du liquide de réalimentation. Ainsi, les spectres de REE des liquides de réalimentation déduits des Sets 2, 3 et 4 sont confondus bien que $C^{\text{REE}}_{\text{max}}$ soit multiplié par ~ 3 entre les Sets 2 et 4 (Tableau B3-1). La composition théorique du liquide de réalimentation semble donc indépendante de $C^{\text{REE}}_{\text{max}}$ et ainsi de l'amplitude de la différenciation subie par les laves au sein du réservoir.

Cependant, la valeur de $C^{\text{REE}}_{\text{max}}$ introduite dans la modélisation influence d'une part, la forme de la courbe théorique des C^{REE} en fonction du temps et d'autre part, le paramètre β déduit de l'approche géochimique. Ainsi, à partir d'une même composition basique (Sets 2 à 4), l'augmentation progressive de $C^{\text{REE}}_{\text{max}}$ conduit à une diminution linéaire de β (Tableau B3-1 et Fig. B3-3b). Cette diminution est accentuée lorsque l'augmentation de l'amplitude $C^{\text{REE}}_{\text{max}} - C^{\text{REE}}_{\text{min}}$ intègre une variation conjointe de $C^{\text{REE}}_{\text{min}}$ (Set 1 au Set 2). Le paramètre β conditionnant les résultats issus de la procédure de résolution étendue (Equations A.4 à A.7 ; Fig. B3-1), ceux-ci sont donc directement sensibles aux concentrations introduites dans le modèle.

La Figure B3-3c illustre le comportement de la période T et du temps de résidence τ , pour des variations de β comprises entre 0,005 et 4. Les valeurs de β et leurs intervalles de variation déterminés pour les quatre sets de données sont également reportés sur la Figure B3-3c. L'introduction dans les calculs d'un faible β ($C^{\text{REE}}_{\text{max}} - C^{\text{REE}}_{\text{min}}$ élevé, Set 4) se traduit par un allongement de la période. La période montre en effet une corrélation inverse et hyperbolique en fonction de β . Ainsi, pour des β inférieurs à 0,5, une faible incertitude sur β entraîne une variation significative de la période calculée (comparer l'intervalle des périodes déduites du Set 4 à celui des autres sets sur la Figure B3-3c). A l'inverse, pour $\beta > 2$, le comportement de la période en fonction de β devient quasi-linéaire et ses variations apparaissent géologiquement peu significatives (Fig. B3-3c). En conséquence, la sensibilité de

la période à la composition des laves introduites dans le modèle n'est significative que lorsque l'amplitude des variations chimiques observées dans les laves est importante (faible β).

Contrairement à la période, le temps de résidence diminue conjointement avec β (Fig. B3-3c). Ce paramètre est inversement proportionnel à la fraction de magma perdu par le système par cristallisation et par éjection par an (paramètre γ), qui augmente tout comme la fraction de magma cristallisé par an, lorsque β diminue (Fig. B3-3d). Le temps de résidence devenant constant pour les faibles β , la sensibilité de ce paramètre est donc d'autant plus élevée que β est élevé ($C_{\max}^{\text{REE}} - C_{\min}^{\text{REE}}$ faible).

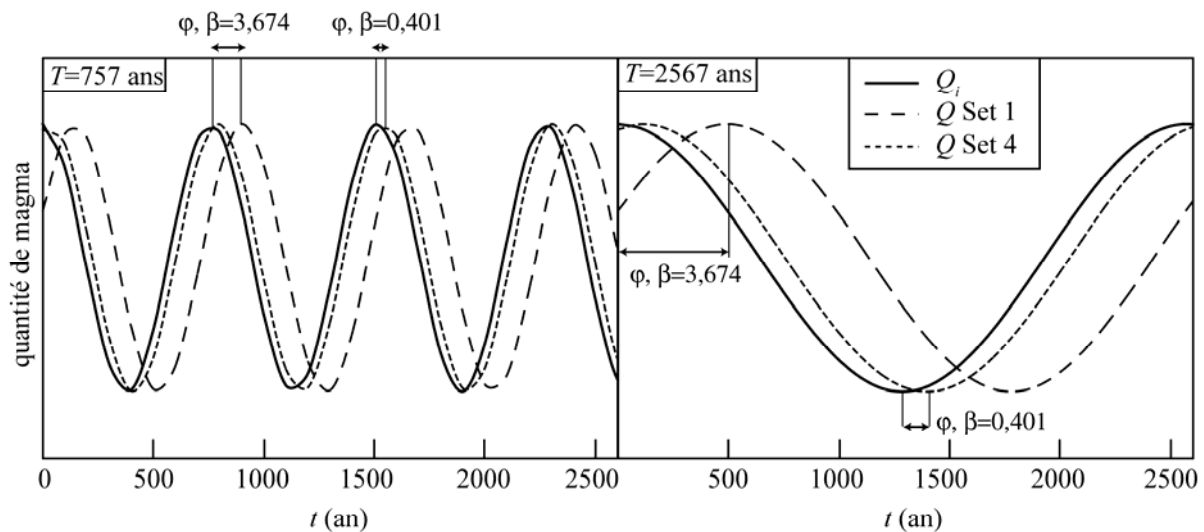


Figure B3-4. Influence de β et de la période déterminés lors de la modélisation sur le déphasage φ entre les courbes reproduisant l'évolution temporelle des quantités de magma injecté et résidant dans le réservoir. Afin que les courbes soient à la même échelle, les fonctions représentées sont $\cos(\omega t)$ et $\cos(\omega t + \varphi)$, approchant le comportement de $Q_i(t)$ et $Q(t)$, respectivement. Les valeurs en ordonnées étant donc arbitraires, l'axe n'est pas gradué. Les fonctions sont calculées pour $r_c=0,4$; $\beta=3,674$ ou $0,401$ et $T=757$ ou 2567 ans. Ces valeurs de β et de T correspondent aux résultats déduits de l'étude des Sets 1 et 4, respectivement.

Le paramètre β influence également le déphasage φ (défini en Table 1 de Rannou et al., 2006), son augmentation accentuant l'écart entre les courbes modélisant l'évolution temporelle des quantités de magma injecté et résidant au sein du réservoir (Fig. B3-4). Cependant, l'augmentation de β induit également une réduction de la période calculée (Fig. B3-3c), ce qui en retour limite le déphasage (Fig. B3-4). Les mêmes conclusions sont obtenues en comparant les évolutions temporelles des quantités de magma cristallisé et expulsé depuis le réservoir à celle de la quantité de magma injecté dans le réservoir.

Le paramètre β (et donc l'amplitude $C^{\text{REE}}_{\text{max}} - C^{\text{REE}}_{\text{min}}$) entre dans le calcul des courbes de C^{REE} théoriques en fonction du temps (Fig. B3-1) et influence notamment leur forme. Ainsi, la Figure B3-5 permet de comparer les courbes résultant de l'application du modèle avec les Sets 1 et 4 ($C^{\text{Ce}}_{\text{max}} - C^{\text{Ce}}_{\text{min}} = 6$ et 54, respectivement). Une augmentation de la valeur $C^{\text{REE}}_{\text{max}} - C^{\text{REE}}_{\text{min}}$ introduite dans le modèle (diminution de β) provoque une diminution de la durée des phases pendant lesquelles les compositions intermédiaires sont théoriquement atteintes au sein du réservoir. Ainsi, pour la modélisation se basant sur le Set 4, les compositions de ferrobasalte et d'andésite basaltique sont atteintes pendant des intervalles de temps très limités (15 % d'un cycle ; Fig. B3-5). A l'inverse, dans le cas du Set 1, la teneur en cérium calculée pour le magma résidant est supérieure à 13,5 ppm (fixant la limite approximative entre les compositions basaltiques et ferrobaltiques ; Fig. B3-2) durant environ 30% d'un cycle (Fig. B3-5). La modification de la forme de la courbe des C^{REE} théoriques en réponse à l'augmentation de $C^{\text{REE}}_{\text{max}} - C^{\text{REE}}_{\text{min}}$ peut expliquer l'indépendance de la composition théorique du liquide de réalimentation vis-à-vis de $C^{\text{REE}}_{\text{max}}$. En effet, l'approximation de C_i^{REE} dépend de la valeur médiane de la courbe des C^{REE} (voir la Figure 7 de Rannou et al., 2006 ; Chapitre B-II). Or, lorsque C^{REE} augmente, l'influence des pics enrichis sur la valeur médiane est tamponnée par des durées plus longues au cours d'un cycle pendant lesquelles la composition du magma résidant reste essentiellement basaltique.

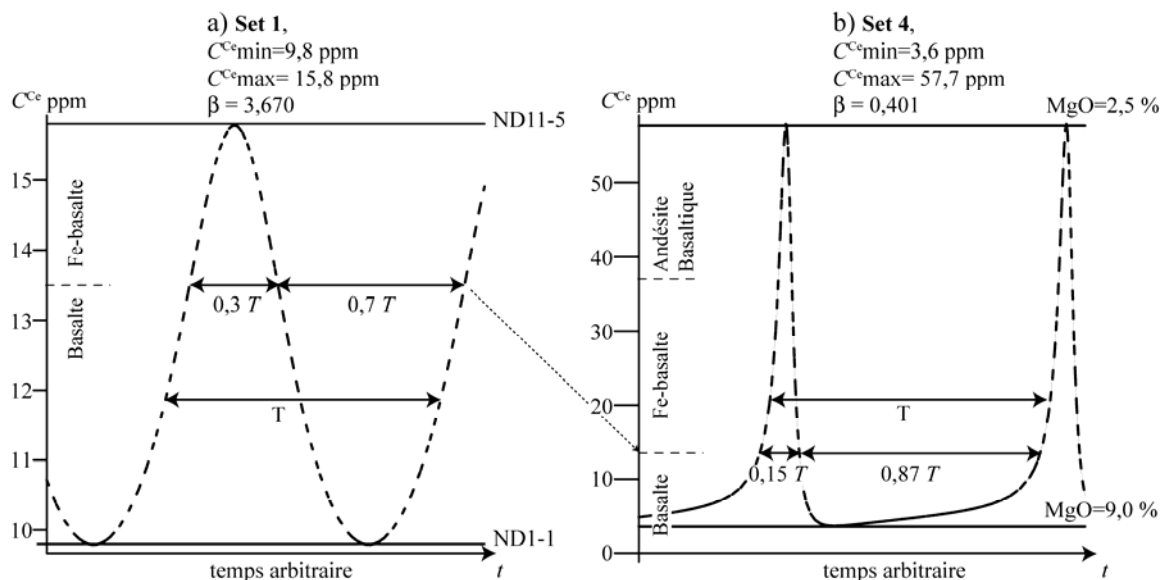


Figure B3-5. Modification de la forme de la courbe théorique des variations temporelles de C^{Ce} en fonction de l'amplitude de la différenciation (reflétée par le paramètre β). Les courbes sont calculées pour $\omega=1$, $r_c=0,4$ et les coefficients de distribution D_2^{REE} (Rannou et al., 2006). Le paramètre ω étant fixé arbitrairement, l'abscisse t n'est pas graduée. La correspondance entre la teneur en cérium du liquide magmatique et sa composition chimique est déterminée à partir du diagramme Ce-MgO présenté en Figure B3-2c. a) Courbe sinusoïdale dans le cas du Set 1. Le liquide résidant a une composition basaltique pendant 70 % d'un cycle. b) Courbe à pics étroits pour le Set 4. Cette forme reflète l'augmentation de la durée pendant laquelle la composition du magma dans le réservoir reste basaltique (87 % de la période).

2.3. Implications géologiques.

L'application du modèle à partir de différentes bases de données chimiques montre que la valeur de β déduite de l'approche géochimique est directement contrôlée par l'amplitude des variations chimiques $C_{\max}^{\text{REE}}-C_{\min}^{\text{REE}}$. Ainsi, le paramètre β permet de relier l'amplitude de la différenciation enregistrée par le magma au sein d'un réservoir magmatique et les paramètres géologiques déduits du modèle et décrivant l'évolution temporelle de ce réservoir. Une différenciation importante du magma résidant (faible β) nécessite que le système magmatique soit soumis à des réalimentations peu fréquentes (T élevé). En effet, les effets chimiques de la différenciation ne sont alors pas tamponnés par le mélange réitéré du magma résidant avec des liquides de réalimentation basiques.

De plus, un lien existe théoriquement entre la durée pendant laquelle une composition est atteinte au sein du réservoir magmatique et le degré de différenciation de cette composition. Les liquides les plus évolués observés le long de l'EPR (ferrobasaltes et andésites basaltiques, Set 4) ne sont modélisés au sein du réservoir que sur de courtes durées au cours d'un cycle. Ceci pourrait rendre compte du caractère exceptionnel de telles compositions dans les laves émises et échantillonnées à l'axe des dorsales océaniques. Ceci implique également que ces laves intermédiaires, même si plus rarement échantillonnées en contexte océanique, peuvent être émises à partir d'un réservoir périodiquement alimenté. Leur prise en compte lors de l'application du modèle est donc essentielle afin de contraindre correctement le paramètre β et par conséquent, les résultats de la procédure de résolution étendue.

Enfin, le déphasage entre l'évolution temporelle des quantités de magma résidant/expulsé et de la quantité de magma injecté impliquerait que la phase de paroxysme volcanique observée en surface est décalée dans le temps par rapport au paroxysme de l'apport magmatique au sein du réservoir (déphasage de $T/6$ et $T/25$ pour le Set 1 et le Set 4, respectivement).

3. Influence des paramètres Q_A-Q_B et r_e .

3.1. Estimation de l'intervalle de variation du paramètre Q_A-Q_B .

Afin de rester homogène avec la nomenclature utilisée par Rannou et al. (2006), les volumes maximum et minimum atteints par le réservoir au cours d'un cycle sont respectivement notés Q_A et Q_B . L'estimation de la variation du volume du réservoir magmatique entre la fin du stade de croissance et la fin du stade de décroissance (Q_A-Q_B) nécessite un certain nombre d'hypothèses majeures sur le volume de magma pouvant être émis par le réservoir (par intrusion et par effusion) et en conséquence sur la structure du réservoir magmatique, la répartition du liquide au sein du réservoir et la mobilisation du liquide durant la vidange du réservoir (Fig. B3-6). Ce paramètre est donc relativement peu contraint.

Dans leur première hypothèse, Rannou et al. (2006) considèrent que seul le liquide contenu dans la lentille magmatique (AMC) est mobilisable lors de la vidange du réservoir ($V_1=2,9 \text{ km}^3$; Fig. B3-6). Cependant, le liquide de la bouillie cristalline a également la capacité de percoler et d'être expulsé du réservoir (Fig. B3-6). Un deuxième raisonnement a ainsi été présenté par Rannou et al. (2006) afin de prendre en compte la contribution du liquide de la bouillie cristalline lors de l'émission de magma. Dans cette démarche, les dépressions axiales entaillant les segments en dôme des dorsales rapides sont supposées se former lors de l'effondrement de la croûte océanique au dessus du réservoir magmatique en décroissance (Macdonald et Fox, 1988 ; Hooft et al., 1997 ; Lagabrielle et Cormier, 1999 ; Chapitre A, Figs A-10 et A-11). A taux d'accrétion constant, le volume libéré en profondeur par la diminution de la taille du réservoir (lentille+bouillie cristalline) est compensé en surface par la création d'une dépression de volume comparable ($V_2= 4,5 \text{ km}^3/20 \text{ km}$ dorsale ; Fig. B3-6).

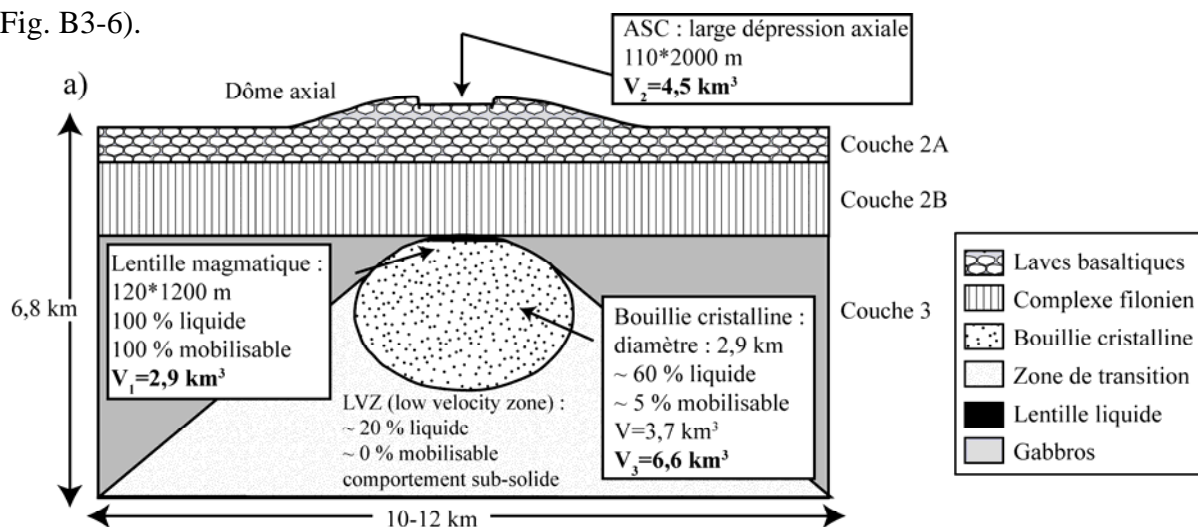


Figure B3-6. Présentation des différentes méthodes permettant d'approcher le paramètre Q_A-Q_B à partir des données géologiques et géophysiques disponibles sur l'EPR. Les différents volumes sont calculés pour un réservoir de 20 km de long. V_1 : volume de la lentille magmatique ; V_2 : volume de la large dépression sommitale ; V_3 : volume de la lentille et d'une fraction de la bouillie cristalline.

Je présente ici une approche complémentaire afin de contraindre le volume de liquide potentiellement émis par la lentille, augmenté d'une fraction du liquide interstitiel de la bouillie cristalline sous-jacente. Les dimensions de la bouillie cristalline ainsi que la quantité de magma et la fraction de magma potentiellement mobilisable depuis cette zone doivent être contraintes. Ce calcul, quoique approximatif, permet de définir une borne maximum pour le paramètre Q_A-Q_B . Les dimensions de la bouillie cristalline sont approchées à partir des corrélations entre les vitesses sismiques et la teneur en liquide du réservoir et des modèles de vitesse au sein de la croûte océanique formée en contexte d'accrétion rapide. En associant la bouillie cristalline à la zone de la LVZ contenant entre 75 et 40% de liquide (vitesse des ondes sismiques <5,5 km/s ; Nicolas, 1992), sa géométrie peut alors être approchée par un cylindre de 2,9 km de diamètre auquel est soustrait la lentille magmatique (Chapitre A, Figure A-3 ; Vera et al., 1990). Si la bouillie cristalline renferme en moyenne 60% de liquide et si 5% de ce liquide est potentiellement mobilisable au cours de la vidange du réservoir (Lagabrielle et Cormier, 1999), le volume de liquide émis à partir de la bouillie cristalline est de 3,7 km³. En ajoutant ce volume de magma à celui de la lentille estimé par Rannou et al. (2006), on obtient un volume total mobilisable de 6,6 km³ pour un segment de 20 km de long.

3.2. Estimation de l'intervalle de variation du paramètre r_e .

Le rapport entre les taux d'expulsion et de cristallisation du magma résidant peut se ramener au rapport entre les quantités de magma éjecté et cristallisé (Rannou et al., 2006). Dans l'article, ce rapport est approché par celui des épaisseurs des couches sismiques 2 (laves et dykes) et 3 (gabbros). L'incertitude sur le paramètre r_e est liée à l'approximation des épaisseurs relatives des couches 2 et 3 mais aussi aux différences de densité entre les basaltes et les gabbros. En effet, la détermination de r_e à partir des épaisseurs n'intègre pas les différences de densité entre les basaltes et les gabbros. Or, les équations présentées dans le modèle font intervenir des concentrations (ppm) et font donc implicitement appel aux masses. Pour intégrer le rapport d'épaisseur dans la résolution du modèle, il est donc nécessaire que les densités des basaltes et des gabbros soient peu différentes. Si les gabbros de la croûte océanique correspondent à des cumulats (modèle « *gabbro-glacier* » ; Chapitre A, Fig. A-5), l'égalité des densités n'est plus respectée, l'accumulation d'olivine et de pyroxène augmentant significativement la densité d'une roche. De plus, même si les gabbros résultent de la cristallisation en profondeur de liquides basaltiques (modèle « *sheeted-sill* » ; Chapitre A, Fig. A-5), leur densité est susceptible d'être différente de celle des basaltes, de par le lien entre la densité des roches magmatiques, leur minéralogie et leur degré de différenciation

(Sparks et al., 1980). De nombreuses incertitudes demeurant sur la pétrographie des gabbros de la croûte océanique inférieure (e.g. Quick et Denlinger, 1993 ; MacLeod et Yaouancq, 2000 ; Teagle et al., 2004), l'effet de la densité sur le paramètre r_c ne sera pas directement pris en compte dans ce volet. Il est cependant vraisemblable que l'incertitude sur r_c liée à cet effet de la densité soit largement inférieure à l'incertitude entraînée par une estimation imprécise des épaisseurs relatives des couches 2 et 3 de la croûte océanique. Ce volet propose donc de revoir cette estimation tout en considérant, de la même manière que Rannou et al. (2006), une épaisseur totale de la croûte de 6,8 km (White et al., 1992) et en négligeant l'épaisseur des sédiments.

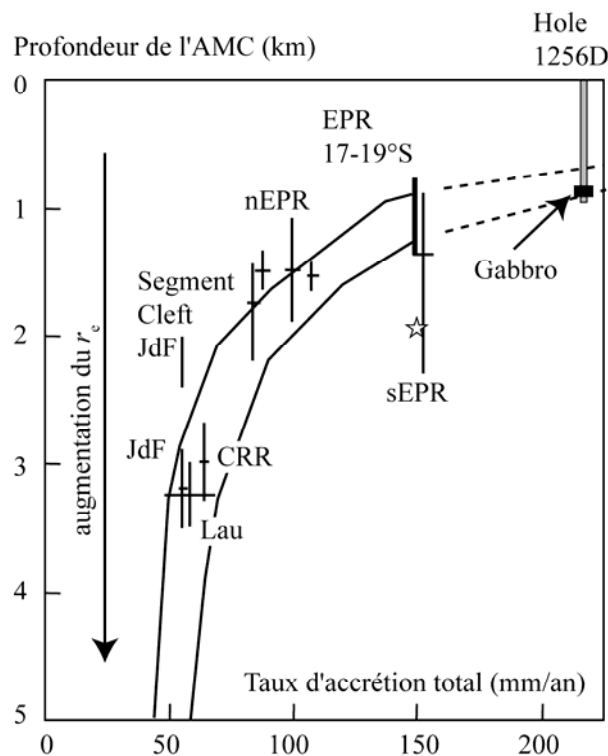


Figure B3-7. Illustration de l'hypothèse conduisant à l'estimation du paramètre r_c . Profondeur de l'AMC en fonction du taux d'accrétion déduite d'observations sismiques (modifié d'après Carbotte et al., 1998). L'intervalle de profondeur s'appliquant à l'EPR entre 17° et 19°S est construit à partir des profondeurs d'AMC présentées par Hooft et al. (1997). L'étoile indique la profondeur d'AMC correspondant à la valeur de r_c utilisée dans l'article ($r_c=0,4$). Les courbes représentent les prédictions de Phipps Morgan et Chen (1993b) et l'extrapolation suggestive de Wilson et al. (2006) pour les taux d'accrétion supérieurs à 150 mm/an. Le forage du puits 1256D (plaque Cocos) confirme que la profondeur de l'AMC est un bon indicateur de la profondeur de la transition couche 2/couche 3 (Wilson et al., 2006) et que ce paramètre permet de déterminer des gammes de variations plausible de r_c : $r_c = \text{profondeur AMC} / (\text{épaisseur croûte} - \text{profondeur AMC})$. sEPR et nEPR : dorsale Est Pacifique sud et nord, respectivement ; JdF : dorsale Juan de Fuca ; Lau : dorsale Valu Fa, bassin de Lau ; CRR : rift Costa Rica. L'intervalle de profondeurs s'appliquant au segment Cleft de la dorsale Juan de Fuca est construit à partir des profondeurs d'AMC proposées par Canales et al. (2005) et sera utilisé dans le Chapitre B-III.

Rannou et al. (2006) contraignent le paramètre r_c en cumulant l'épaisseur hors-axe de l'unité effusive disponible le long de l'EPR entre 17° et 19°S et l'épaisseur moyenne du

complexe filonien d'une croûte océanique rapide ($r_e=0,4$). Une autre approche consiste à considérer que le réflecteur sismique marquant le toit de l'AMC reflète la transition dykes/gabbros au sein de la croûte océanique. Sa profondeur sous le plancher océanique permet alors d'estimer r_e . L'avantage de cette méthode réside en ce que l'imagerie sismique de l'AMC s'est considérablement développée ces dernières années. Sa profondeur est donc contrainte avec précision sous de nombreux segments de dorsale (Fig. B3-7). L'hypothèse de base utilisée pour cette estimation de r_e (i.e. profondeur AMC = profondeur gabbros) a été vérifiée avec succès lors du forage d'une croûte océanique formée en contexte d'accrétion ultra-rapide (puits IODP 1256D ; Wilson et al., 2006 ; Chapitre A et Fig. B3-7).

Afin d'estimer une gamme géologiquement plausible du paramètre r_e (Fig. B3-7), j'ai donc considéré la profondeur de l'AMC, d'une part sous l'EPR entre 17° et 19°S (1340 à 760 m ; Hooft et al., 1997) et d'autre part sous la dorsale sud EPR (880 à 2290 m ; Carbotte et al., 1998). Le r_e est ainsi compris entre 0,13 et 0,25 pour l'EPR 17°-19° et entre 0,15 et 0,51 pour la dorsale sud EPR. La valeur considérée dans l'article ($r_e=0,4$) est significativement plus élevée que la gamme définie pour l'EPR 17°-19°S mais s'insère dans l'intervalle calculé le long de l'EPR sud (Fig. B3-7). Cette divergence des r_e , estimés selon deux méthodes différentes, résulte probablement d'une surestimation d'environ 400 m de l'épaisseur du complexe filonien par Rannou et al. (2006). En effet, peu de contraintes géophysiques étant disponibles sur cette épaisseur au niveau de l'EPR, elle avait été approchée par celles caractérisant le complexe filonien au niveau des ophiolites (e.g. Nicolas et al., 19993 et 1996 ; Shallo et Dilek, 2003).

3.3. Influence de Q_A-Q_B et de r_e sur les résultats.

Le paramètre Q_A-Q_B n'intervient dans la modélisation que lors de la procédure de résolution étendue (Fig. B3-1). Une incertitude sur ce paramètre n'a par conséquent aucune influence sur la composition théorique du liquide de réalimentation mais se répercute sur les paramètres décrivant l'évolution temporelle du réservoir (équations A.4 à A.7). Ainsi, la fraction de magma cristallisé par an α varie proportionnellement à $(Q_A-Q_B)^{-1}$ tandis que la période de réalimentation T et le temps de résidence τ augmentent linéairement avec Q_A-Q_B (Tableau B3-2b). Pour des paramètres q_i et r_e constants, la répercussion sur les résultats d'une variation de Q_A-Q_B est en outre contrôlée par la valeur de β déduite de l'approche géochimique (Tableau B3-2b).

Le paramètre r_e quant à lui entre dans les deux étapes de résolution du modèle (Fig. B3-1). Ses variations influencent donc la composition calculée du liquide de réalimentation ainsi que les paramètres décrivant l'évolution temporelle du réservoir (Tableau B3-2c).

Tableau B3-2. Sensibilité des résultats aux différents paramètres introduits dans l'approche géochimique du modèle et dans la procédure de résolution étendue.

Paramètre	$\Delta Q_A - Q_B$	Δr_e	ΔCe^a	ΔNd^a	ΔEu^a	ΔDy^a	ΔYb^a	$\Delta \beta$	$\Delta \alpha^b$	ΔT^b	$\Delta \tau^b$
Unité	km ³ /20 km		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm		10 ⁴ an ⁻¹	an	an
(a) C_{min}^{REE} et C_{max}^{REE}											
Set 2	0	0	-2,22	-1,98	-0,25	-1,07	-0,56	-2,336	23	256	160
Set 3	0	0	-2,13	-1,92	-0,24	-1,02	-0,53	-2,731	30	508	180
Set4	0	0	-2,10	-1,97	-0,23	-0,99	-0,51	-3,273	38	1810	199
(b) Variations de $Q_A - Q_B$ (7 à 2,5)											
Set 1	-4,5	0							26	-757	-316
Set 2	-4,5	0							53	-1023	-156
Set 3	-4,5	0							61	-1265	-136
Set4	-4,5	0							71	-2567	-117
(c) Variations de r_e (0,45 à 0,10)											
Set 1	0	-0,35	-2,39	-2,10	-0,24	-1,06	-0,60	0	1	-22	86
Set 2	0	-0,35	-0,94	-0,98	-0,13	-0,62	-0,37	0,058	5	-145	28
Set 3	0	-0,35	-0,94	-0,98	-0,13	-0,60	-0,36	0,108	7	-290	20
Set4	0	-0,35	-0,96	-0,96	-0,13	-0,58	-0,35	0,284	11	-1838	13
(d) Variations de β variable à r_e constant											
Set 2	0	0						0,100	-2	-39	6
Set 4	0	0						0,300	-4	-1539	7

^a C_i^{REE} = teneur en REE (ppm) dans le liquide de réalimentation, calculée par méthode inverse à partir de l'équation A.1, avec $\omega=1, 0,45, 0,10$ et les coefficients de distribution D_2^{REE} (Rannou et al., 2006).

^b Les paramètres α , T et τ sont calculés à partir des équations A.4 à A.7 pour un réservoir de 20 km de long (Fig. B3-1), avec $q_i=0,02$ km³/20 km dorsale.an, sur un intervalle de valeurs de $Q_A - Q_B$ et r_e .

Δ représente l'amplitude des variations des différents résultats en réponse à :

(a) l'introduction de compositions différentes. Les valeurs Δ reflètent la variation des résultats par rapport aux résultats du Set 1, pris comme référence et présentés par Rannou et al. (2006). La transition du Set 1 au Set 2 reflète la diminution de C_{min}^{REE} pour un C_{max}^{REE} constant tandis que la transition du Set 2 aux Sets 3 et 4 reflète l'augmentation de C_{max}^{REE} à C_{min}^{REE} constant.

(b) une diminution de $Q_A - Q_B$;

Pour les valeurs de q_i et r_e proposées par Rannou et al. (2006), les résultats de la procédure de résolution étendue varient en fonction de $Q_A - Q_B$ selon les équations suivantes :

$$\alpha = \frac{0,04}{(Q_A - Q_B)\sqrt{\beta^2 + 1,96}} \quad T = 157 * \frac{(Q_A - Q_B)\sqrt{\beta^2 + 1,96}}{\beta} \quad \tau = \frac{(Q_A - Q_B)\sqrt{\beta^2 + 1,96}}{0,056}$$

Pour chaque set de données, la valeur de β introduite dans ces équations est constante.

(c) une diminution de r_e . Pour les Sets 2 à 4, la diminution de r_e se traduit par une augmentation de β .

(d) une augmentation de β , sur des intervalles identiques à ceux induits par les variations de r_e .

Une diminution de r_e se traduit par une diminution des teneurs en REE calculées pour le liquide de réalimentation et par une très légère augmentation de son MgO (Fig. B3-8). La valeur de r_e utilisée par Rannou et al. (2006) correspondant aux valeurs les plus élevées observées le long de l'EPR sud, il est possible que le liquide de réalimentation réel soit un peu plus basique que celui proposé dans l'article (Fig. B3-8). La répercussion d'une variation de r_e

sur les teneurs en REE modélisées dépend également de la valeur de C_{\min}^{REE} introduite dans l'approche géochimique : plus celle-ci est élevée et plus C_i^{REE} est sensible à une variation de r_e (Set 1 ; Tableau B3-2c).

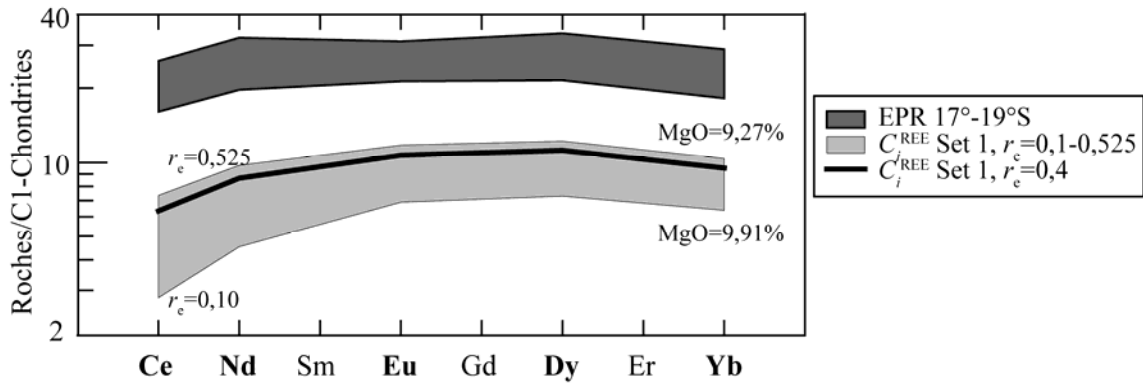


Figure B3-8. Diagramme de REE normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) illustrant les compositions du liquide de réalimentation calculées pour différents r_e à partir du Set 1.

Lors de l'approche géochimique basée sur le Set 1, les variations de r_e ne modifient en rien β (Tableau B3-2c). Cependant, pour les trois autres sets, la diminution de r_e se traduit par une augmentation non linéaire de β , dont l'amplitude augmente du Set 2 au Set 4 (Tableau B3-2c). Les résultats du Set 1 permettent donc de contraindre la sensibilité des paramètres à une seule variation de r_e et, en les comparant à ceux des autres sets, de quantifier l'influence respective de r_e et β . Ainsi, à β constant, une variation de r_e ne se répercute significativement que sur le temps de résidence τ , les perturbations entraînées sur la fraction cristallisée par α et la période T étant géologiquement insignifiantes (Set 1 ; Tableau B3-2c).

Les résultats déduits des Sets 2 à 4, pour lesquels la valeur de β est inversement corrélée au r_e , obéissent aux mêmes tendances que celles observées pour le Set 1 : la diminution de r_e se traduit par une augmentation de α et τ et une diminution de T (Tableau B3-2c). La sensibilité des résultats combine alors l'influence directe de r_e et l'effet induit par l'augmentation simultanée de β , cet effet intégrant (i) l'amplitude de l'augmentation de β , (ii) la valeur moyenne autour de laquelle fluctue β et (iii) le paramètre considéré (Tableau 3-2d). Ainsi, les variations de la période, résultat particulièrement sensible à l'effet induit de β , ne deviennent géologiquement significatives que si la variation de r_e est combinée à un très faible β . Par exemple, pour le Set 4, l'effet induit de β permet d'expliquer 85% de la fluctuation de la période calculée pour un r_e variable (Tableau B3-2c et d).

4. Synthèse.

Au cours de cette étude, une réflexion a été menée en vue de proposer des approches complémentaires à celles présentées par Rannou et al. (2006) afin de contraindre les principaux paramètres entrant dans l'application du modèle à l'EPR 17°-19°S. L'une des difficultés de cette démarche réside en ce que l'influence d'un paramètre d'entrée sur les résultats varie, parfois significativement, en fonction des valeurs attribuées aux autres paramètres. La sensibilité des résultats aux différents paramètres d'entrée peut donc être assez simplement caractérisée mais sa quantification reste très délicate.

La composition théorique en éléments en trace incompatibles du liquide de réalimentation est uniquement fonction des données chimiques disponibles sur le site d'étude ainsi que de l'évaluation du rapport entre les taux d'éjection et de cristallisation. La concentration en MgO du liquide de réalimentation semble en revanche très peu sensible à ces deux paramètres. Les teneurs en REE modélisés pour les liquides de réalimentation sont d'autant plus faibles que C_{\min}^{REE} et r_e sont faibles mais apparaissent relativement indépendantes de C_{\max}^{REE} et donc de l'amplitude de la différenciation enregistrée par les laves. En outre, la sensibilité de la composition théorique du liquide de réalimentation à l'un de ces deux paramètres dépend directement de la valeur attribuée à l'autre paramètre. Ainsi, un r_e élevé entraîne une sensibilité plus importante de C_i^{REE} à l'estimation de C_{\min}^{REE} , et réciproquement, l'influence de r_e est d'autant plus significative que C_{\min}^{REE} est élevé.

Les autres résultats de la modélisation (période, temps de résidence et fraction de magma cristallisé par an) sont sensibles à tous les paramètres testés lors de cette application du modèle à l'EPR. La période et le temps de résidence déduits de la modélisation dépendent principalement des concentrations et du paramètre Q_A-Q_B utilisés dans les calculs. Les variations de ces résultats entre les différents jeux de données chimiques ou sur l'intervalle proposé pour Q_A-Q_B sont géologiquement significatives (Tableau B3-2), d'amplitude équivalente ou supérieure aux ordres de grandeur présentés par Rannou et al. (2006). A l'inverse, pour l'intervalle de fluctuation de r_e considéré pour l'EPR, les résultats de la procédure de résolution étendue sont relativement peu sensibles à une variation de ce paramètre quand celle-ci ne se répercute pas sur β (Set 1 ; Tableau B3-2). De plus, même quand une variation de β est induite par la fluctuation de r_e , il est nécessaire que β soit très faible (Set 4), pour que les variations des résultats soient significatives.

Contraindre l'amplitude des variations chimiques observées dans les laves par un échantillonnage de qualité s'avère indispensable pour la résolution du modèle de réservoir périodiquement réalimenté et vidangé. En effet, les concentrations introduites dans le modèle se répercutent d'une part sur les résultats déduits de l'approche géochimique et de la procédure de résolution étendue (à travers le paramètre β) et d'autre part sur le comportement de ces résultats en fonction de Q_A-Q_B ou de r_e . Ainsi, excepté pour le temps de résidence, les résultats sont d'autant plus sensibles aux valeurs de Q_A-Q_B et r_e introduites dans le modèle que la variabilité chimique des laves échantillonnées est importante (faible β). Par exemple, pour un même intervalle de variation de r_e la période estimée fluctue 83 fois plus pour le Set 4 que pour le Set 1 (Tableau B3-2).

Les périodes calculées dans cette section à partir d'intervalle de variation des différents paramètres (757-3993 ans) sont largement inférieures aux périodes de fluctuation de l'apport magmatique moyen déduit des observations géologiques et géophysiques (80 000 à 160 000 ans : Hooft et al., 1997 ; Canales et al., 2003 ; Canales et al., 2005). Ainsi, si la structure de la croûte semble varier essentiellement en fonction des fluctuations de l'apport magmatique du manteau vers la croûte intégré dans le temps, les résultats présentés dans cette section impliquent que les compositions des laves émises en surface sont quant à elles gouvernées par des processus magmatiques fluctuant sur de plus courtes périodes et permettent donc de contraindre les variations sub-instantanées des flux de magma au sein réservoir.

Chapitre C : La Dépression Ouest Blanco.

Caractérisation du fonctionnement en système ouvert d'un réservoir magmatique à partir de l'étude combinée de la géochimie des laves et des zonations de leurs plagioclases.

I- Introduction.

L'étude des variations chimiques enregistrées en fonction de la profondeur au sein de l'unité volcanique de la croûte est l'une des approches permettant d'accéder aux variations dans le temps de la chimie des laves océaniques. L'analyse de ces variations permet de caractériser l'évolution temporelle des processus magmatiques impliqués dans la pétrogenèse des laves, sur de courtes durées, équivalentes par exemple à celle de mise en place d'une unité effusive. Divers types d'échantillonnage sont envisageables pour contraindre l'évolution de la chimie des laves en fonction de la profondeur. Ainsi, les forages océaniques, les ophiolites ou les zones de fracture offrent des fenêtres pétrographiques sur la partie interne de la croûte océanique. Cependant, les forages océaniques, de part la technologie mise en oeuvre, sont assez exceptionnels. De plus, ils ne donnent accès qu'à une portion de quelques dizaines de centimètres au sein de la croûte et ne permettent pas d'intégrer une potentielle hétérogénéité spatiale de la structure et de la composition de la croûte. Pour les ophiolites, les processus tectoniques et métamorphiques liés à leur mise en place en contexte compressif ont souvent altéré la structure et la chimie originelles de la croûte océanique exposée (e.g. l'intense et complexe fracturation des ophiolites d'Oman ou de Macquarie Island ; Varne et al., 2000). De plus, le contexte d'accrétion de la croûte océanique y affleurant est souvent sujet à controverse (pour l'ophiolite d'Oman (i) domaine océanique franc ; e.g. Boudier et al., 1988 ; Juteau et al., 1988 ; Nicolas, 1989 ; Gregory et al., 1998 ; ou (ii) bassin marginal en contexte de supra-subduction ; e.g. Pearce, 1981 ; Alabaster et al., 1982 ; Lippard et al., 1986 ; Shervais, 2001). Les failles transformantes, lorsque la structure de la croûte y est peu modifiée par les processus tectoniques, mettent également à l'affleurement des pans de croûte océanique et donnent accès à la succession temporelle des laves, à la fois latéralement et verticalement.

Les laves affleurant sur les flancs de la Dépression Ouest Blanco (*West Blanco Depression* : WBD), localisée à l'intersection de la dorsale Juan de Fuca (JdF) et de la zone transformante Blanco, ont été étudiées afin de contraindre les cycles géochimiques traduisant l'évolution temporelle des processus opérant dans les réservoirs magmatiques crustaux. En effet, les nombreuses études géologiques et géomorphologiques sur ce site ont montré que malgré le contexte géodynamique transformant, la structure originelle de la croûte exposée est peu modifiée par des processus tectoniques (Juteau et al., 1995b ; Karson et al., 2002). De plus, depuis les années 1990, l'échantillonnage par plongées submersibles de la section

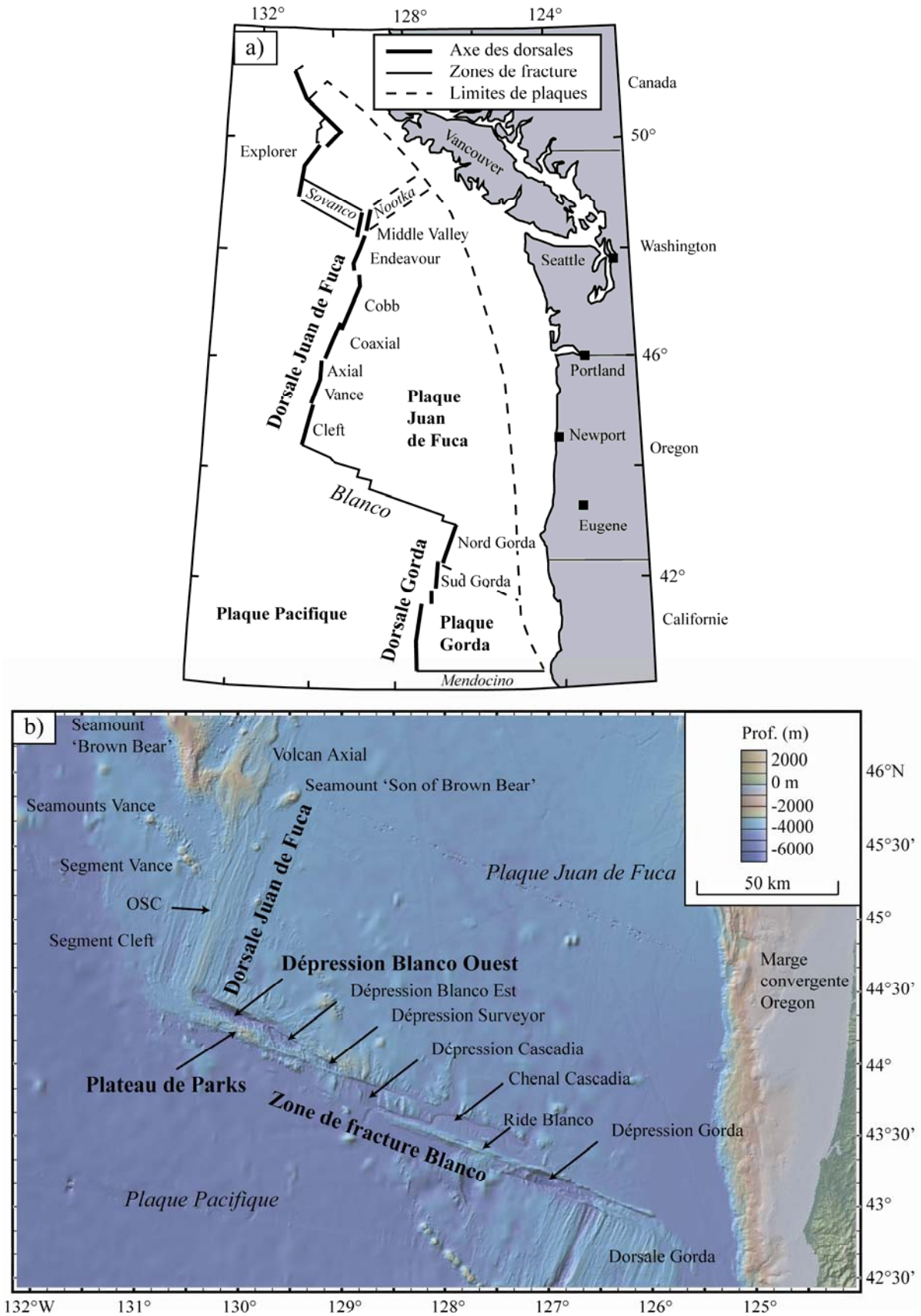


Figure C1-1. La zone de fracture Blanco. a) Localisation de la zone de fracture Blanco dans le contexte structural du Pacifique Nord-Est. Les zones de fracture sont notées en italique. b) Carte bathymétrique de la zone de fracture Blanco et des segments adjacents des dorsales Juan de Fuca et Gorda. La zone de fracture est composée de 5 zones de cisaillement connectées par des dépressions.

effusive exposée le long des flancs de la WBD et les nombreuses analyses chimiques et minéralogiques obtenues sur ces échantillons (Fleutelot, 1997 ; Manac'h, 1997 ; Drouin, 2004 ; Pollock et al., 2005) ont permis d'établir une base de données pétrographiques et chimiques exceptionnelle permettant de contraindre avec une précision adéquate l'évolution de la chimie des laves le long d'une même verticale.

1. La Dépression Ouest Blanco.

1.1. Situation géographique de la Dépression Ouest Blanco.

La Dépression Ouest Blanco se situe au large des côtes de l'Oregon, à l'intersection de la dorsale JdF et de la zone de fracture Blanco (Fig. C1-1a). La zone de fracture Blanco décale sur 360 km et de façon dextre deux dorsales caractérisées par des taux d'accrétion intermédiaires : la dorsale Gorda au sud (60 mm/an ; Atwater et Murdy, 1973) et la dorsale JdF au nord (56 mm/an ; Delaney et al., 1981 ; Riddihough, 1984 ; Wilson, 1993). La zone de fracture Blanco se compose de cinq linéaments cisailants longs d'environ 100 km, orientés parallèlement à la direction d'accrétion (Fig. C1-1b) et connectés par de petites dépressions obliques. Les trois dépressions situées à l'est de la zone de fracture (Gorda, Cascadia et Surveyor ; Fig. C1-1b) seraient de petits segments d'accrétion, emprisonnés dans la structure transformante lors de la réorganisation de la zone de fracture en réponse aux changements de mouvement de la plaque Juan de Fuca (Embley et Wilson, 1992). Les deux dépressions les plus occidentales (Dépressions Ouest et Est Blanco) seraient quant à elles de petits bassins en pull-apart.

La Dépression Ouest Blanco forme une fosse profonde (4860 m) s'étendant perpendiculairement à la dorsale JdF sur 55 km, entre l'axe de la dorsale et la trace d'un ancien segment en propagation (pseudofaille ; Fig. C1-2a). Cette fosse est bordée au sud par un flanc à pente douce, appelé Plateau de Parks, et au nord par un escarpement de faille plus abrupt, qui sera nommé par la suite Mur Nord (Fig. C1-2).

Le Mur Nord correspond à une dénivellation de 2500 m, caractérisée par une pente abrupte (45 à 50° ; Fig. C1-2b) soumise aux déformations induites par le mouvement transformant, mais aussi par une composante en extension (Dauteuil, 1995 ; Juteau et al., 1995b). Le Mur Nord entaille la lithosphère formée à l'axe de la dorsale JdF et tronque la fabrique de collines abyssales développée parallèlement à l'axe. La structure de la croûte océanique exposée le long du Mur Nord étant en grande partie préservée de perturbations

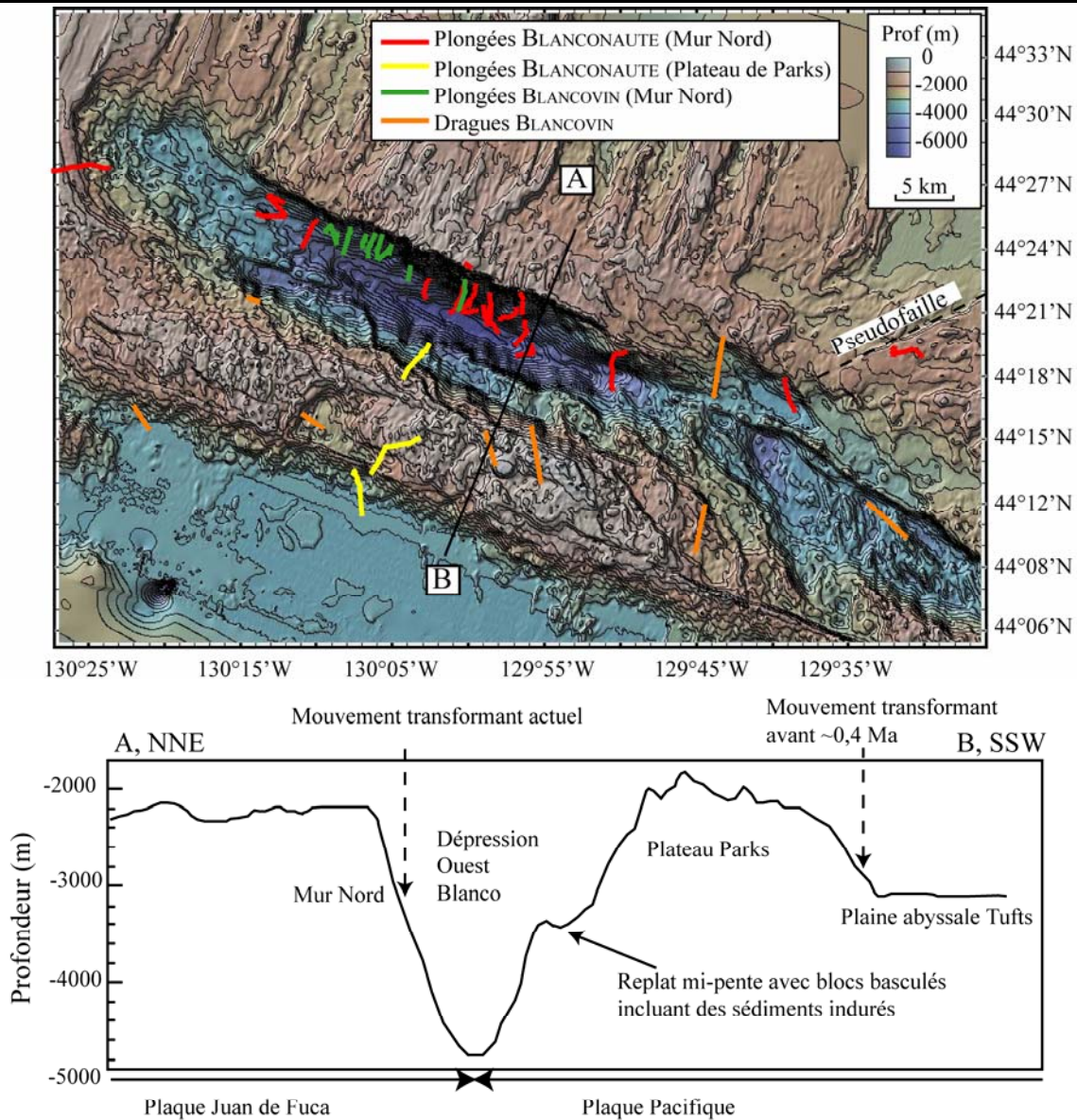


Figure C1-2. Caractéristiques structurales de la Dépression Ouest Blanco. a) Carte bathymétrique de la WBD entre l'axe de la dorsale Juan de Fuca et la pseudofaïlle. La localisation des plongées en submersible et des dragues effectuées au cours des missions BLANCONAUTE (1991) et BLANCOVIN (1995) est indiquée. Dans la suite de cette étude, les numéros des échantillons prélevés par plongées en submersible pendant les missions BLANCONAUTE et BLANCOVIN seront précédés des préfixes BN et BV, respectivement et les échantillons dragués par le préfixe BD. b) Coupe bathymétrique perpendiculaire à la WBD (le long du profil A-B) illustrant les différences morphologiques entre le Mur Nord et le Plateau de Parks. L'exagération verticale est de 2,5.

tectoniques majeures, ce site offre une fenêtre pétrographique sur la partie supérieure de la croûte océanique formée au niveau d'une dorsale à taux d'accrétion intermédiaire. De plus, son orientation perpendiculaire à l'axe permet d'étudier les variations temporelles de la chimie des laves, latéralement pour l'intervalle de temps compris entre 0 et 1,5 Ma et sur une même verticale pour les échelles de temps plus petites. Cependant, la forte pente du Mur Nord induit une importante instabilité gravitaire, entraînant le recouvrement partiel du pied de l'escarpement et du fond de la WBD par des pierriers à blocs, des éboulis, des sédiments bréchiques ou des panneaux glissés. De plus, deux glissements de terrain majeurs ont été

identifiés, chacun d'eux formant un vaste ensemble très fracturé mais ayant plus ou moins conservé sa cohérence interne.

Le Plateau de Parks, formant le flanc sud de la WBD, correspond à une structure peu profonde (1650 m), large d'une dizaine de kilomètres, orientée N115° (Fig. C1-2). Les caractéristiques du Plateau de Parks sont remarquablement différentes de celles du Mur Nord tant au niveau topographique que tectonique (Fig. C1-2b). Ainsi, le Plateau de Parks ne montre aucun signe d'activité tectonique active. De plus, alors que la pente du Mur Nord est régulière, le flanc nord du Plateau de Parks est caractérisé par un replat à mi-pente, où affleurent des blocs basculés constitués dans leur partie sommitale de sédiments indurés (Juteau et al., 1995b). La présence de ces sédiments implique que cette zone correspondait à l'origine au plancher de la dépression. Sa position actuelle, environ 1400 m au-dessus du fond de la WBD (Fig. C1-2b), témoigne donc une subsidence ultérieure de la zone nord, créant la dépression et laissant les sédiments indurés perchés à mi-pente. Le mur sud du Plateau de Parks forme quant à lui une falaise régulière, brutalement tronquée par la plaine abyssale Tufts (Fig. C1-2).

1.2. Réorientation de la dorsale Juan de Fuca et évolution cinématique de la Dépression Ouest Blanco.

La formation et l'évolution temporelle de la WBD résultent directement des réorganisations successives de la zone de fracture Blanco, en réponse aux contraintes s'appliquant sur la plaque Juan de Fuca. La plaque Juan de Fuca, qui s'étend au nord de la zone de fracture, est constituée d'une lithosphère jeune et légère qui entre en subduction à l'est, sous la plaque Nord-Américaine (Fig. C1-1a). Les contraintes cinématiques subies par la petite plaque Juan de Fuca, coincée entre les deux plaques majeures Pacifique et Nord-Américaine, sont accommodées par la fragmentation de la plaque et la réorientation continue de la dorsale JdF par propagation de segments d'accrétion (Wilson et al., 1984). Ce modèle explique notamment l'organisation complexe et imbriquée des anomalies magnétiques, décalées par des pseudofailles (Fig. C1-3a ; Hey, 1977 ; Hey et Wilson, 1982). A chaque changement de pôle de rotation de la plaque Juan de Fuca, la propagation d'un segment cesse et un nouveau propagateur se développe plus au sud, parallèlement à la nouvelle direction de mouvement de la plaque. Les pseudofailles correspondraient ainsi aux traces fossiles des pointes des segments en propagation, progressivement transportées hors-axe par les épisodes ultérieurs d'accrétion ou de propagation.

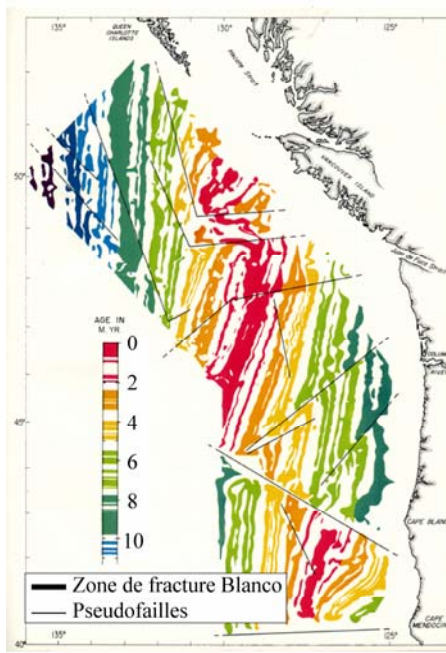
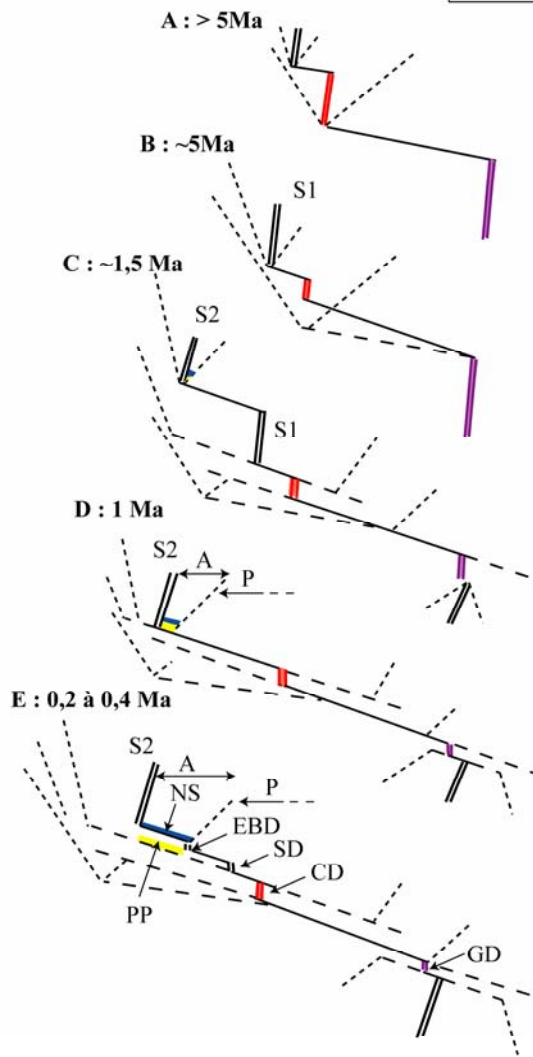


Figure C1-3. Structuration de la zone de fracture Blanco en réponse aux variations de mouvement relatif de la plaque Juan de Fuca. a) Carte des anomalies magnétiques de part et d'autre des dorsales Juan de Fuca et Gorda (modifiée d'après Vine, 1968). Seules les périodes de polarité normale sont colorées. L'anomalie centrale (en rouge) coïncide avec l'axe des dorsales. Les anomalies magnétiques, obliques par rapport à l'axe d'accrétion, sont décalées par des pseudo-failles structurées en V qui n'existent pas aux limites actuelles des plaques (Hey, 1977 ; Hey et Wilson, 1982). Les pseudofailles, interprétées comme les traces fossiles de la pointe en V des anciens propagateurs, témoignent de la réorganisation cinématique de cette région par réorientation de la dorsale. b) Schéma résumant le développement de la zone de fracture Blanco au cours des 5 derniers Ma. Ce scénario rend compte de l'organisation des anomalies magnétiques observée en Figure C1-3a (modifié d'après Embley et Wilson, 1992). Les rectangles colorés figurent la position de la croûte désormais exposée au niveau du Mur Nord et du Plateau de Parks au cours de l'évolution de la zone de fracture. NS : Mur Nord (*Northern Scarp*) ; PP : Plateau de Parks ; EBD : Dépression Est Blanco ; SD : Dépression Surveyor ; CD : Dépression Cascadia ; GD : Dépression Gorda ; A : croûte créée par accrétion ; P : croûte créée par propagation.



A : > 5Ma
 A : Migration de la dorsale Juan de Fuca vers le sud, le long de trois segments en propagation.
 Migration synchrone de ce qui deviendra la zone de fracture Blanco.

B : ~5Ma
 B : Changement du mouvement relatif entre les plaques Juan de Fuca et Pacifique.
Initiation de la zone de fracture Blanco.
Incorporation d'un segment d'accrétion dans la zone de fracture (qui évoluera pour former la dépression Cascadia).
 Blocage du segment en accrétion S1 et initiation de S2.

C : ~1,5 Ma
 C : La propagation cesse aussi bien au niveau de la terminaison nord de la dorsale Gorda que de la terminaison sud de la dorsale Juan de Fuca.
 Le segment en accrétion Gorda se bloque avant d'atteindre la zone de fracture.
 Au niveau de la dorsale Juan de Fuca, le segment en propagation S2 atteint la zone de fracture ce qui provoque l'arrêt de la propagation.
 Le mouvement des plaques est accommodé par l'accrétion océanique.

D : 1 Ma
 D : L'accrétion océanique au niveau de segment Cleft décale la trace du propagateur vers l'ouest (pseudofaille).
 La croûte océanique créée par accrétion, juste en arrière de la zone de fracture, entre l'axe et la pseudofaille formera le Mur Nord et le Plateau de Parks.
 Le propagateur de la dorsale Gorda est incorporé dans la zone de fracture (il évoluera pour former la dépression Gorda).

E : 0,2 à 0,4 Ma
 E : Saut vers le nord du mouvement transformant.
 Formation de la Dépression Ouest Blanco, séparant désormais le Mur Nord du Plateau de Parks.
 Le flanc sud du Plateau de Parks devient tectoniquement inactif et le mouvement transformant se concentre le long du Mur Nord.

	Dorsale active
	Zone transformante active
	Zone transformante fossile
	Pseudofaille

L'évolution temporelle de la structure de la dorsale JdF implique en parallèle une migration et une réorganisation de la zone de fracture Blanco, située à l'extrémité sud des propagateurs successifs. Cependant, de nombreuses controverses demeurent quant à cette évolution et notamment quant à la signification du Plateau de Parks (un mont sous-marin ou un horst ; Dauteuil, 1995). L'évolution temporelle de la zone de fracture Blanco, telle qu'admise pour la suite de ce travail, est résumée en Figure C1-3b (Embley et Wilson, 1992). Ce modèle pose comme hypothèse que le Mur Nord et le plateau de Parks résultent tous deux de l'accrétion océanique à l'extrémité sud de la dorsale JdF après l'arrêt de la propagation vers 1,5 Ma (étape C ; Fig. C1-3b). Cette interprétation est compatible d'une part avec les anomalies magnétiques détectées sur le Plateau de Parks (Embley et Wilson, 1992) et d'autre part avec les profondeurs équivalentes du Plateau de Parks et de la plaque Juan de Fuca (Dauteuil, 1995 ; Fig. C1-2b). Ce modèle rend également compte des différences morphologiques et structurales entre le Plateau de Parks et le Mur Nord. Ainsi, après l'arrêt de la propagation (segment S2 ; Fig. C1-3), l'accrétion océanique génère une portion de croûte, à présent exposée le long des flancs de la WBD, et décale progressivement la pseudofaille vers l'est (étape D ; Fig. C1-3b). La croûte exposée au niveau du Plateau de Parks serait créée à l'intersection même de la dorsale et de la zone de fracture Blanco, tandis que celle affleurant le long du Mur Nord correspondrait à la croûte créée un peu plus en retrait (Fig. C1-3b). Durant cette période d'accrétion, le mouvement transformant est localisé sur le flanc sud de Plateau de Parks, ce qui explique la régularité de celui-ci (Fig. C1-2a). Puis, vers 0,4 Ma (étape E ; Fig. C1-3b), suite à des réajustements cinématiques mineurs de la plaque Juan de Fuca, le mouvement transformant abandonne le flanc sud du Plateau de Parks et se concentre plus au nord, le long de l'actuel Mur Nord. Ce saut de la faille transformante (i) crée la Dépression Ouest Blanco et permet d'expliquer la présence de sédiments indurés à mi-pente du Plateau de Parks ; (ii) provoque le détachement du Plateau de Parks de la plaque Juan de Fuca et son rattachement à la plaque Pacifique ; (iii) rend le flanc sud du Plateau de Parks tectoniquement inactif.

Ainsi, dans la suite de cette étude, il sera admis que le Mur Nord et le Plateau de Parks ont évolué conjointement jusqu'à 0,4 Ma. Les différences chimiques entre ces sites renseigneront donc sur les variations longitudinales des processus magmatiques au sein d'un segment d'accrétion, en lien avec la proximité d'une zone de fracture.

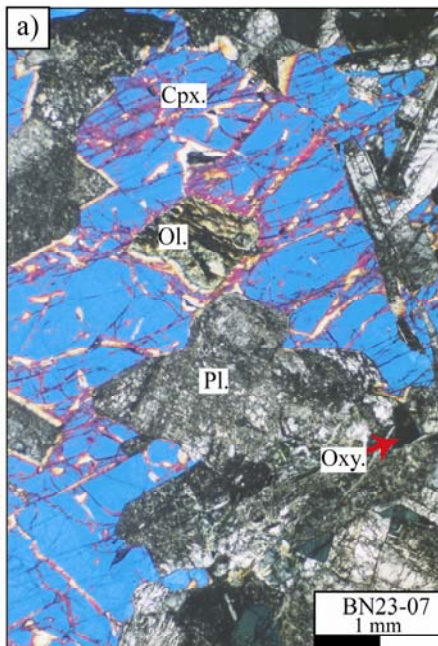
2. Etudes antérieures sur la Dépression Ouest Blanco.

Afin de tirer profit de l'opportunité qu'offre l'affleurement de la croûte océanique supérieure au niveau de la WBD, trois missions franco-américaines ont eu ce site pour objet : BLANCOTROUGH (1987), BLANCONAUTE (juillet-août 1991, R/V Le Nadir, chef de mission : T. Juteau) et BLANCOVIN (juillet 1995, R/V Atlantis II, chef de mission : M. A. Tivey). La campagne BLANCOTROUGH, principalement dédiée à l'acquisition de données bathymétriques et acoustiques le long du Mur Nord (Dauteuil, 1995), a également permis quinze dragages le long du Mur Nord. La mission BLANCONAUTE, s'appuyant sur la connaissance des caractéristiques morphotectoniques de la WBD résultant de la campagne BLANCOTROUGH, avait pour objectif d'étudier l'évolution de la croûte océanique supérieure au niveau d'une zone de fracture majeure, lors de la transition entre les régimes de propagation et d'accrétion. 230 échantillons de roches magmatiques ont été collectés au cours de plongées en submersible Nautil, réparties entre 3 et 79 km à l'est de l'axe de la dorsale JdF (20 plongées se concentrant sur le Mur Nord et 3 sur le Plateau de Parks ; Fig. C1-2a). Par la suite, lors de la mission BLANCOVIN, 11 plongées complémentaires, espacées d'environ 1 km, ont permis d'échantillonner en détail la partie occidentale du Mur Nord (29 à 37 km de l'axe de la dorsale, 61 échantillons ; Fig. C1-2a). Huit dragues ont également porté sur le Plateau de Parks et sur un bassin intratransformant à l'est de la WBD. Ces trois missions ont ainsi permis : (i) la reconnaissance des unités lithologiques et des faciès pétrographiques affleurant au niveau du Mur Nord et du Plateau de Parks (Juteau et al., 1995a et b ; Fleutelot, 1997 ; Karson et al., 2002) ; (ii) le recensement des structures tectoniques et gravitaires (Juteau et al., 1995a et b ; Karson et al., 2002) ; (iii) l'étude de l'altération affectant les différentes unités (Manac'h et al., 1995 ; Manac'h, 1997 ; Manac'h et al., 1999) ; et (iv) l'étude de l'évolution géochimique de la croûte océanique affleurant entre la dorsale JdF et la pseudofaille et créée au cours des derniers 1,5 Ma lors de la transition entre les régimes de propagation et d'accrétion (Gaetani et al., 1995 ; Juteau et al., 1995a et b ; Fleutelot, 1997 ; Drouin, 2004 ; Pollock et al., 2005).

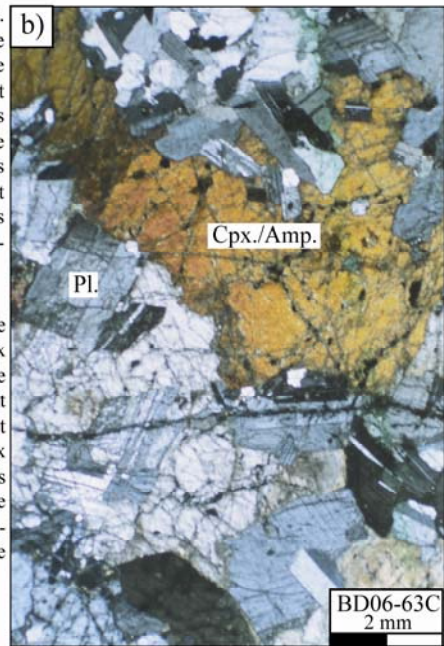
2.1. Structure lithologique du Mur Nord et du Plateau de Parks.

Le long du Mur Nord, les deux unités lithologiques constituant la croûte océanique supérieure ont été reconnues : l'unité effusive (couche 2A) et le complexe filonien (couche 2B). Les types pétrographiques échantillonnés sont détaillés en Planches C-A et C-B.

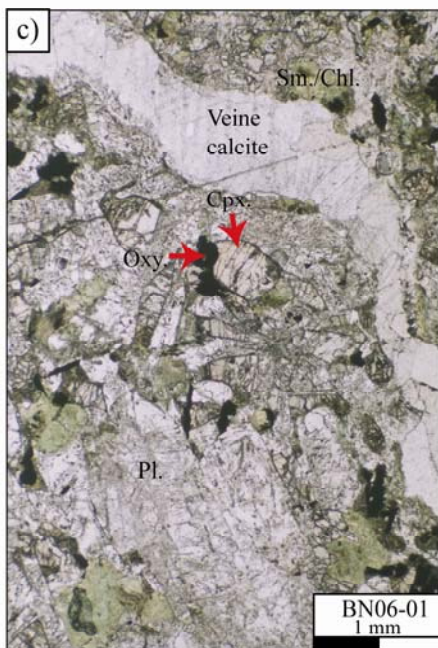
Planche C-A. Photographies de lames minces représentatives des roches échantillonnées le long du Mur Nord et du Plateau de Parks.



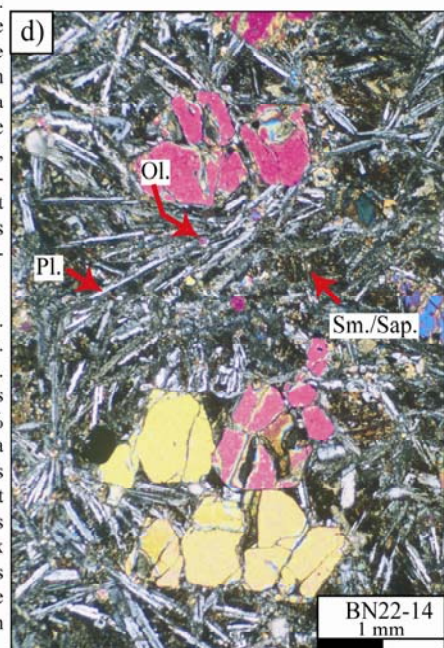
a) BN23-07. Centre du Mur Nord. Gabbro. Texture oïcocrystique. De grands cristaux xénomorphes de clinopyroxène (Cpx.) incluent partiellement ou totalement des lattes albitisées de plagioclase (Pl.). De petites olivines (Ol.) sont totalement altérées en serpentine. Les oxydes Fe-Ti (Oxy.) sont souvent squelettiques.



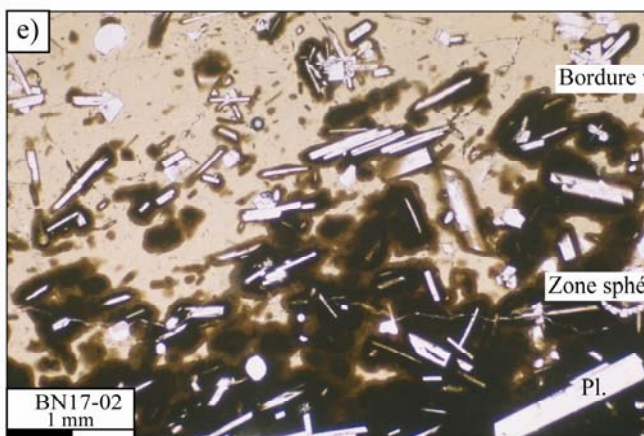
b) BD06-63C. Est du Plateau de Parks. Hétéradcumulat. Les cristaux xénomorphes et poecilites de clinopyroxène sont partiellement remplacés par la hornblende et l'actinote (Cpx./Amp.). Ces cristaux intercumulus cimentent les lattes plus ou moins albitisées de plagioclase (Pl.). Cet hétéradcumulat se caractérise aussi par l'absence d'oxyde Fe-Ti.



c) BN06-01. Centre du Mur Nord. Diabase. Texture doléritique intergranulaire. Altération dans le faciès schistes verts : albitisation des plagioclases (Pl.), fond de la roche altéré en un interstratifié de chlorite et de smectite (Sm./Chl.), veines de calcite. Les clinopyroxènes (Cpx.), interstitiels, sont relativement automorphes. Les oxydes Fe-Ti (Oxy.) sont squelettiques ou aciculaires.



d) BN22-14. Est du Mur Nord. Basalte cumulatif en olivine. Texture microlitique variolitique. Les fractures et bordures des phénocristaux d'olivine (Ol., 10 % vol.) sont altérées en bowlingite. La mésostase est constituée de lattes aciculaires de plagioclase formant des amas fibroradiés, auxquels s'associent des microlites fibreux de clinopyroxène et de petits grains d'olivine et d'oxydes Fe-Ti. Le verre interstitiel est altéré en smectite/saponite (Sm./Sap.).



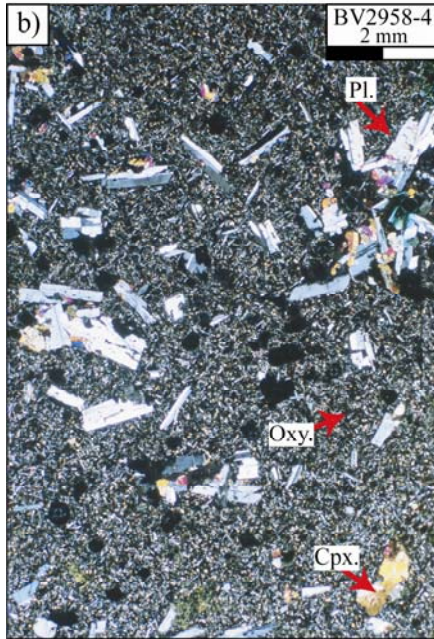
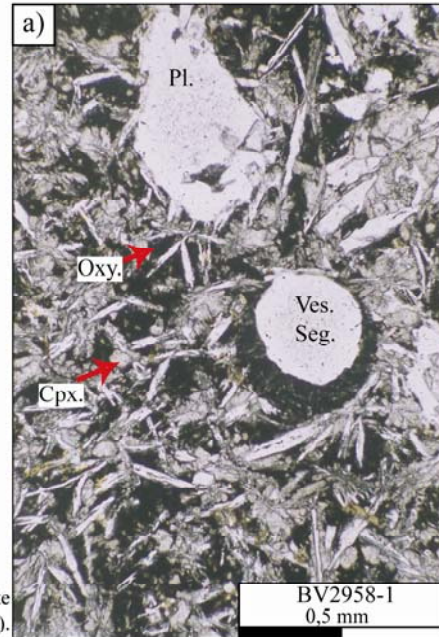
e) BN17-02. Axe de la dorsale Juan de Fuca. Basalte légèrement porphyrique en plagioclase (2 % vol.) et olivine (1 % vol.) montrant une évolution hyalopilitique de sa texture de la périphérie vers le coeur du pillow lava. La bordure vitreuse externe renferme des sphérulites brunes, sphériques et isolées, se développant autour des cristallites/microlites de plagioclase (Pl.). Par endroit, l'alignement de ces microlites définit une texture fluidale. Dans la zone sphérulitique, les sphérulites deviennent coalescentes et plus sombres. (Dans la zone la plus interne de l'échantillon, non photographiée, la texture devient microcristalline variolitique).

A la base de l'escarpement (4400-3600m), s'envoyant dans les sédiments, affleurent de grandes dalles de diabase intensément déformées (fracturation, bréchification et développement d'une schistosité). Cette unité est interprétée comme un complexe filonien, même si les dykes n'affleurent que localement (0,5 à 1 m de large, orientés N170°, subverticaux). Les roches sont caractérisées par une texture doléritique, fine à grossière et généralement intergranulaire (l'organisation des lattes de plagioclases définit des espaces interstitiels dans lesquels cristallisent des cristaux de clinopyroxène ; e.g. BN06-01 ; Planche C-A). Elles sont affectées par une altération hydrothermale pénétrative et polyphasée, se traduisant par une recristallisation dans le faciès schistes verts (albitisation des plagioclases, remplacement du matériel interstitiel par un interstratifié de smectite/chlorite ; Planche C-A) suivie d'une rétrogradation dans le faciès zéolite (Manac'h, 1997 ; Manac'h et al., 1999) et par le développement d'un dense réseau de veines hydrothermales (Manac'h et al., 1999 ; Planche C-A). Quelques gabbros ont également été prélevés au pied de l'escarpement. Ces roches grossières sont caractérisées par une texture oïcristique, de grands cristaux xénomorphes (oïcristaux) de clinopyroxène incluant partiellement ou totalement des lattes de plagioclase albitisés et séricitisés (e.g. BN23-07 ; Planche C-A).

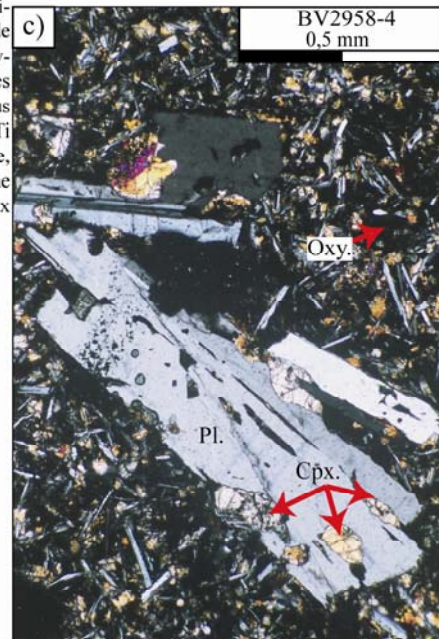
La partie supérieure de l'escarpement (3000-2200m) consiste en une épaisse unité effusive (800 à 1000 m), dans laquelle prédominent les pillow lavas, associés à des coulées massives et des brèches autoclastiques. Par endroit, cette unité est recoupée de dykes basaltiques (5 % de l'affleurement, orientés N120° à N170°) interprétés comme les conduits d'alimentation du volcanisme de surface. La morphologie des laves se dégrade de l'axe de la dorsale (bordure vitreuse fraîche ; Planche C-A) vers la pseudofaille (croûte d'oxydes de ferromanganèse et couverture sédimentaire), suggérant le vieillissement progressif vers l'est de la croûte exposée. Les laves sont localement affectées par une altération sous-marine de basse température (Manac'h et al., 1999). Les basaltes échantillonnés sont généralement aphanitiques à légèrement porphyriques en plagioclase, olivine et plus rarement clinopyroxène (phénocristaux <5 % vol.). Généralement, les lattes de plagioclase sont partiellement incluses en bordure des clinopyroxènes. Cependant, très rarement, les phénocristaux de plagioclase renferment de petits cristaux de clinopyroxène (e.g. BV2958-4 ; Planche C-B). Les phénocristaux d'olivine sont généralement altérés en bowlingite, un assemblage cryptocristallin de smectite, chlorite, talc et serpentine, ce qui complique leur identification en lame mince. Quelques échantillons cumulatifs en olivine (10-15 % vol.) ont cependant été reconnus (e.g. BN22-14 ; Planche C-A).

Planche C-B. Photographies de lames minces des échantillons récoltés durant la plongée BV2958 à l'ouest du Mur Nord.

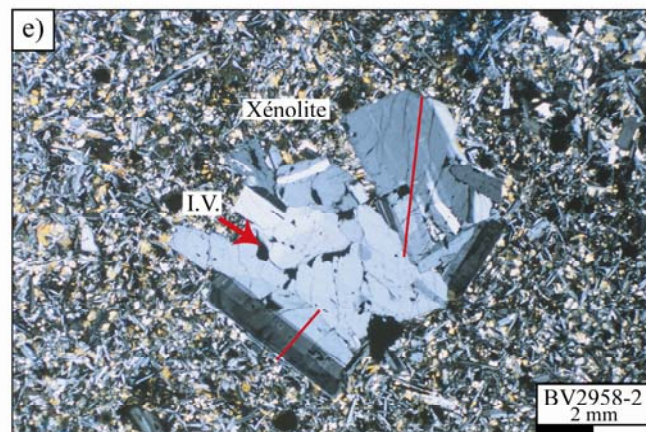
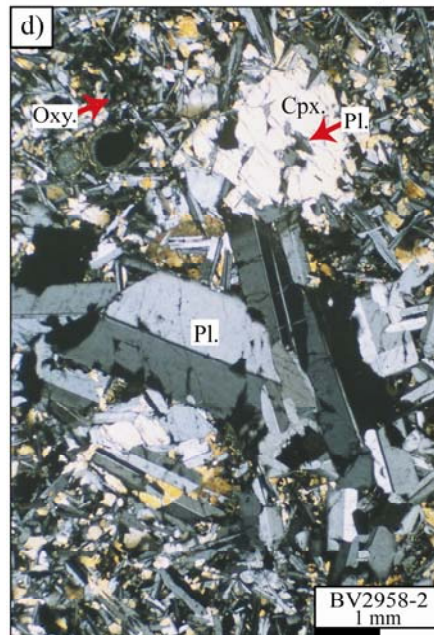
a) BV2958-1. Basalte aphanitique (1% vol. plagioclase, Pl.). Texture microcristalline. La mésostase est constituée d'amas radiaux de lattes aciculaires de plagioclase, de petits grains de clinopyroxène (Cpx.) et de verre recristallisé parsemé d'oxydes Fe-Ti (Oxy.). Un croissant de verre plus ou moins recristallisé caractérise la base des vésicules de ségrégations (Ves. Seg.). Ce verre a été analysé par microsonde électronique (avec défocalisation du faisceau d'électrons) par Marion Drouin (2004).



b et c) BV2958-4. Ferrobasalte aphanitique (3 % vol. plagioclase). Texture microcristalline. La mésostase de cette roche intermédiaire est constituée de fines lattes de plagioclase, de grains de clinopyroxène et se différencie de celles des roches moins évoluées par la plus forte concentration d'oxydes Fe-Ti aciculaires (b). Dans ce ferrobasalte, de petits cristaux de clinopyroxène sont inclus dans les phénocristaux de plagioclase (c).



d et e) BV2958-2. Dyke basaltique. Texture doléritique fine, intergranulaire. (d) Les phénocristaux de clinopyroxène (Cpx.) incluent de petits cristaux de plagioclase (Pl.). (e) Xénolite à texture holocristalline grossière, composé de cristaux automorphes et imbriqués de plagioclase. Ces plagioclases renferment de nombreuses inclusions vitreuses (I.V.) et montrent des zonations optiques. Ces dernières ont été étudiées par microsonde électronique en réalisant d'une part deux profils chimiques (localisés sur la photo ; Annexe B-1a), et d'autre part une cartographie de la répartition chimique du sodium et du calcium au sein des cristaux (Annexe B-1b).



Les vésicules de ségrégation sont courantes dans ces basaltes, partiellement ou totalement remplies de verre sombre recristallisé (e.g. BV2958-1 ; Planche C-B). La texture des laves varie généralement depuis une bordure externe vitreuse vers une zone centrale mieux cristallisée (évolution hyalopilitique ; Juteau et al., 1980). La zone vitreuse est constituée de verre relativement frais, renfermant des cristallites et des microlites de plagioclase et/ou olivine (e.g. BN17-02 ; Planche C-A). Autour de ces microlites se développent des sphérulites brunes, s'anastomosant pour former une zone sphérulitique. La texture des cœurs de pillow lavas ou de coulées est généralement microlitique variolitique, caractérisée par des assemblages fibroradiés de lattes aciculaires de plagioclase et de cristaux fibreux de clinopyroxène (e.g. BN22-14 ; Planche C-A). Le verre, interstitiel, y est altéré en saponite et/ou smectite. Le cœur des coulées les plus épaisses est caractérisé par une texture doléritique intergranulaire, semblable à celle caractérisant les dykes qui recoupent l'unité effusive (e.g. BV2958-2 ; Planche C-B). L'un de ces dykes (BV2958-2) renferme en outre un xénolite holocristallin (0,6*0,5 cm) formé d'un agrégat de xénocristaux de plagioclase automorphes et zonés, riches en inclusions vitreuses (Planche C-B et Annexe B-1).

La succession diabase/lave observée au niveau du Mur Nord est par endroit perturbée par le jeu de failles normales, provoquant le redoublement de la transition diabase-pillow (plongées BN24 et BV2963) et perturbant la relation âge-profondeur au sein de l'unité effusive (Juteau et al., 1995b). Par ailleurs, en étudiant le sens et l'amplitude du pendage des coulées et des dykes le long du Mur Nord, Karson et al. (2002) ont proposé un basculement progressif de la croûte océanique supérieure, reflétant sa subsidence simultanément à sa mise en place à l'axe de la dorsale. Le basculement des laves, même les plus superficielles, suggère donc que toute l'épaisseur effusive se met en place à l'axe de la dorsale, dans le graben sommital (2-4 km de large ; Canales et al., 2005).

Les caractéristiques pétrographiques des roches échantillonnées au niveau du Plateau de Parks sont légèrement différentes de celles du Mur Nord : aucune diabase n'a été prélevée et les laves affleurant sont généralement plus porphyriques (Juteau et al., 1995b ; Fleutelot, 1997). Les principales lithologies identifiées sont des pillow lavas, des coulées massives, des hyaloclastites et quelques dykes basaltiques. Quelques filons gabbroïques sont observés en contact continu avec les dolérites. Ces roches, très altérées (ouralitisations des clinopyroxènes) montrent des textures d'hétéradcumulat (Fleutelot, 1997 ; e.g. BD06-63C ; Planche C-A).

2.2. Etudes géochimiques antérieures.

Les laves récoltées au cours des trois missions consacrées à la WBD ont fait l'objet

d'études géochimiques détaillées afin : (i) de modéliser l'évolution spatiale et temporelle de la chimie des laves lors de la transition propagation/accrétion (Juteau et al., 1995b ; Fleutelot, 1997 ; Drouin 2004 ; Pollock, 2005) et (ii) de comprendre la signification et l'évolution du Plateau de Parks (Fleutelot, 1997 ; Drouin 2004). La base de données chimiques est impressionnante et comprend (i) pour les roches : des analyses en éléments majeurs et en trace (ICP-AES), des compositions isotopiques en strontium et néodyme, quelques âges radiochronologiques K-Ar et U-Th et quelques compositions en isotopes stables de l'oxygène ; (ii) des compositions en éléments majeurs acquises par microsonde électronique sur les phases minérales et sur le verre magmatique frais (bordure vitreuse des pillow lavas mais aussi verre des vésicules de ségrégation).

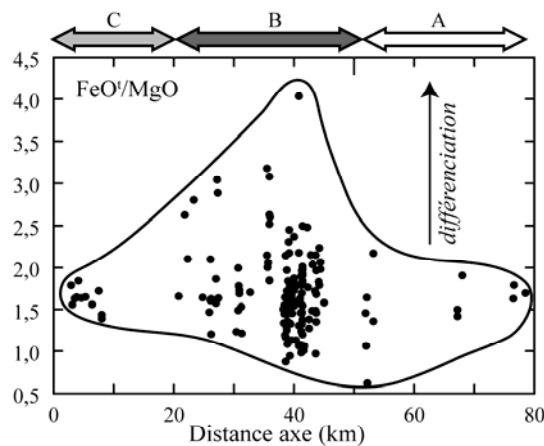
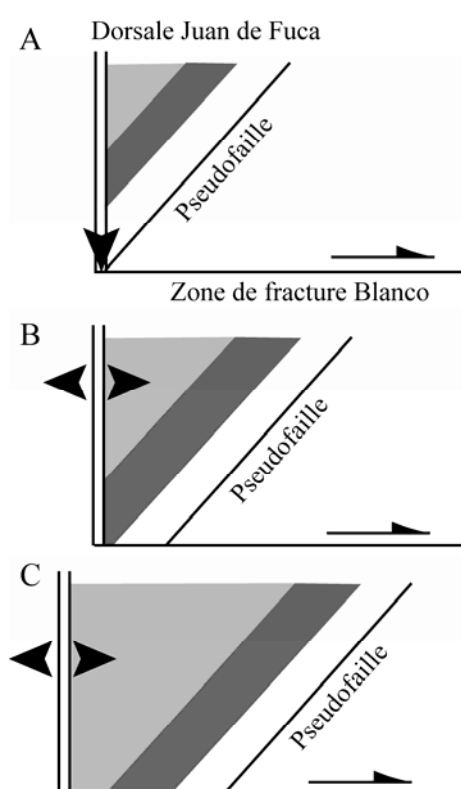


Figure C1-4. Evolution magmatique du Mur Nord proposée par Juteau et al. (1995b). a) Répartition le long du Mur Nord de l'indice de différenciation magmatique FeO/MgO. Les laves les plus évoluées ont été échantillonnées au centre du segment. b) Interprétation pétrostructurale proposée par Juteau et al. (1995b) pour rendre compte de la répartition présentée en (a). A l'origine, un schéma comparable a été proposé par Christie et Sinton (1981) et Sinton et al. (1983) pour rendre compte des variations chimiques enregistrées le long du propagateur des Galapagos. Ce modèle se base sur le bilan entre le taux de fractionnement (lié au refroidissement) et de réalimentation du magma au sein du réservoir.



> 1,5 Ma

Propagation vers le sud de la dorsale Juan de Fuca : la dorsale se propage au sein d'une croûte plus vieille et donc plus froide.

A l'extrémité du segment en propagation, l'effet de paroi froide ne permet pas l'établissement d'un réservoir magmatique stable. Le magma est émis en surface sans s'accumuler au sein d'un réservoir magmatique et sans subir de différenciation importante.

= basaltes magnésiens peu évolués

~ 1 Ma

Transition entre les régimes de propagation et d'accrétion (environnement identique à celui existant en arrière de la pointe des propagateurs).

Le réservoir magmatique évoluerait en système clos, permettant la différenciation poussée des laves.

= laves intermédiaires, de type ferrobasaltes

Actuel

Le régime d'accrétion océanique est désormais plus mature.

Le réservoir magmatique est stable et évolue en système ouvert, périodiquement réalimenté par des magmas basiques. Ceci tamponne la composition des laves à des termes peu différenciés.

= basaltes

Dans un premier temps, les études géochimiques se sont focalisées sur la variabilité spatiale (et temporelle) des compositions chimiques, d'ouest en est le long du Mur Nord et de part et d'autre de la WBD, sans intégrer la répartition des compositions chimiques en fonction de la profondeur (Juteau et al., 1995b ; Fleutelot, 1997). Pour rendre compte de la variation d'un indice de différenciation tel le rapport FeO^1/MgO en fonction de la position géographique des échantillons le long du Mur Nord (Fig. C1-4a), Juteau et al. (1995b) ont proposé un modèle de fonctionnement du réservoir magmatique à l'origine des laves du Mur Nord, dans lequel celui-ci serait contrôlé par l'évolution de la structure thermique de la croûte lors de la transition entre les régimes de propagation et d'accrétion de la dorsale JdF (Fig. C1-4b). Selon ce modèle, les roches les plus évoluées (ferrobasaltes) caractériseraient le fonctionnement de petits réservoirs magmatiques évoluant en système clos, avant que l'accrétion ne soit mature (étape B ; Fig. C1-4b). Par ailleurs, ces études ont montré que les laves constituant le Plateau de Parks se distinguent de celles affleurant le long du Mur Nord par une gamme de différenciation plus restreinte et un enrichissement en éléments en trace incompatibles plus important. Cet enrichissement témoignerait de la fusion d'une source mantellique plus enrichie sous le Plateau de Parks que sous le Mur Nord, une interprétation confortée par les compositions isotopiques Sr et Nd acquises par Drouin (2004).

Dans un second temps, la répartition des compositions chimiques en fonction de la profondeur a été contrainte par Drouin (2004) et Pollok et al. (2005) à partir des échantillons affleurant dans la partie orientale du Mur Nord et récoltés au cours de la mission BLANCOVIN (Fig. C1-2a). Ces auteurs s'accordent quant au mécanisme de différenciation de ces laves. Ainsi, l'évolution chimique depuis des basaltes jusqu'à des ferrobasaltes a été expliquée par la cristallisation fractionnée de plagioclase, clinopyroxène et olivine au sein d'un réservoir magmatique crustal. L'étude combinée du verre piégé dans les vésicules de ségrégation a également mis en évidence que l'évolution chimique des ferrobasaltes vers des termes plus évolués, andésitiques à dacitiques, nécessite de plus le fractionnement de magnétite (Drouin, 2004). Cependant, les deux études divergent quant à la caractérisation et à l'interprétation des variations des indices de différenciation le long de coupes verticales. Ainsi, Drouin (2004) identifie des variations cycliques de ces paramètres avec la profondeur et propose que les laves évolueraient au sein d'un réservoir axial périodiquement réalimenté par des liquides basiques. Pollock et al. (2005) quant à eux estiment que les laves les plus basiques caractériseraient le sommet de la section effusive et se seraient mises en place hors-axe. Cependant, l'émission hors-axe des laves supérieures semble peu compatible avec les conclusions de Karson et al. (2002) et ces auteurs ne proposent pas de modèle pétrogénétique

expliquant les différences chimiques entre les laves sommitales et inférieures.

3. Une étude combinée de la géochimie et des caractéristiques pétrographiques des laves du Mur Nord de la Dépression Ouest Blanco.

L'étude présentée dans ce volet porte sur l'identification puis, le cas échéant, la caractérisation d'une éventuelle cyclicité des processus oeuvrant au sein du réservoir magmatique ayant fonctionné pendant la mise en place des laves de la WBD. Ce travail s'appuie sur l'abondante base de données pétrologiques et géochimiques disponibles et se concentre essentiellement sur les laves du Mur Nord, le Plateau de Parks apparaissant dériver d'une source mantellique distincte. L'échantillonnage du Plateau de Parks ayant essentiellement été réalisé par dragage, la position des échantillons et leurs relations temporelles sont peu contraintes. Cependant, son étude sera abordée lors de la caractérisation des sources mantelliennes sous la WBD, en regard avec le rôle potentiel de la zone de fracture Blanco dans la participation de ces sources lors de la fusion (Chapitre C-II).

Dans un premier temps, l'interprétation des variations chimiques observées latéralement le long du Mur Nord ainsi que le modèle pétrogénétique proposé par Juteau et al. (1995b) ont été reconsidérés. En effet, les plus fortes valeurs de l'indice de différenciation FeO^t/MgO sont effectivement observées au centre du Mur Nord (Figs C1-4a et C1-5a) mais cette zone concentre par ailleurs la majeure partie de l'échantillonnage effectué durant la mission BLANCONAUTE (Fig. C1-5b). Les plus fortes valeurs du rapport FeO^t/MgO des laves prélevées au centre du Mur Nord reflèteraient l'échantillonnage privilégié de cette zone, permettant d'obtenir une base de données géochimiques représentative de toutes les compositions chimiques des roches y affleurant. Ceci expliquerait également que ces fortes valeurs de FeO^t/MgO soient associées à une plus forte variabilité de ce paramètre et que la perte au feu, traceur chimique relativement insensible aux processus magmatiques œuvrant au sein d'un réservoir, soit également plus variable et atteigne des valeurs plus élevées dans cette même zone (Fig. C1-5c).

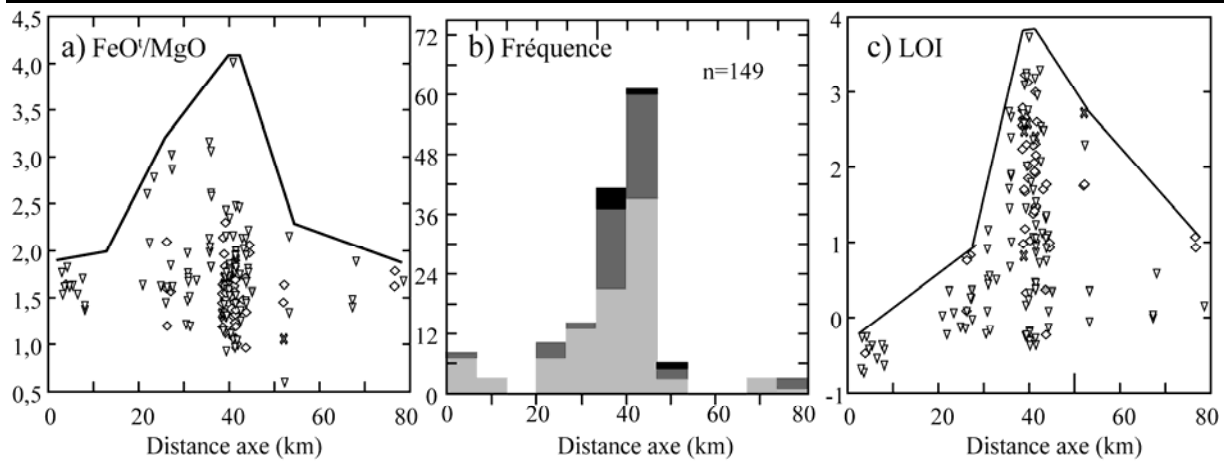


Figure C1-5. Répartition le long du Mur Nord a) de l'indice de différenciation magmatique FeO/MgO, b) du nombre d'échantillons analysés et c) de la perte au feu (LOI). Triangles et champ gris clair : basaltes ; losanges et champ gris sombre : dolérite et diabase ; croix et champ noir : gabbros.

De plus, contrairement à ce qu'implique le modèle évolutif proposé par Juteau et al. (1995b), les laves échantillonnées à l'est, près de la pseudofaille, ne présentent pas des compositions significativement plus basiques que celles des laves collectées plus à l'ouest (Fig. C1-5a). La remise en question du modèle de Juteau et al. (1995b) nécessite alors de revoir la signification des laves les plus évoluées et de contraindre les processus magmatiques oeuvrant durant leur pétrogenèse (Chapitre C-II). Une étude pétrogénétique, combinant des données géochimiques et pétrographiques, a donc été menée sur certains échantillons du Mur Nord (plongée BV2958 ; Annexes B-1 et B-2). Ainsi, plusieurs profils et cartographies chimiques ont été réalisés au sein de cristaux de plagioclase zonés (Annexe B-1) et les fugacités d'oxygène ont été estimées à partir des oxydes ferrotitanés non altérés des ferrobasaltes (Annexe B-2).

Dans un second temps (Chapitre C-II), la répartition des compositions chimiques en fonction de la profondeur a été étudiée. La base de données a été filtrée afin de ne conserver que les échantillons clairement cogénétiques, sans indice d'accumulation minérale et entre lesquels une chronologie relative pouvait être établie. Notamment, les dykes et les échantillons provenant de blocs ont été écartés de cette étude. Une fois les données filtrées, seules quelques plongées couvrent avec suffisamment de précision l'unité effusive pour permettre de discerner une évolution de la chimie des laves le long d'une même verticale. Les données chimiques sur ces plongées ont été complétées par l'acquisition de quinze nouvelles analyses des concentrations en éléments majeurs et en trace sur roche totale par ICP-AES (Annexe B-3a) et quinze analyses des compositions isotopiques Sr-Nd (Annexe B-3b). Ces dernières ayant mis en évidence la présence sous la zone de fracture d'un manteau très appauvri, l'origine de celui-ci et le pourquoi de son expression dans les laves d'une zone de fracture ont donc été discutés.

Enfin (Chapitre C-III), une fois la périodicité de l'apport magmatique démontrée grâce aux études géochimiques et pétrographiques, la modélisation du fonctionnement d'un réservoir soumis à un apport sinusoïdal de magma (Rannou et al., 2006 ; Chapitre B) a été envisagée au niveau du Mur nord de la Dépression. Ces résultats, s'appliquant à une dorsale à taux d'accrétion intermédiaire faisant suite à un régime de propagation, ont été comparés à ceux obtenus sur l'EPR, en contexte d'accrétion ultra-rapide.

Soumis à *Lithos* le 17 mai 2006

II- Géochimie sur roche totale et zonations des plagioclases des laves affleurant sur les deux flancs bordant la Dépression Ouest Blanco (Pacifique Nord-Est) : hétérogénéités mantelliques et processus de chambre magmatique en système ouvert.

Carole Cordier, Martial Caroff, Thierry Juteau, Corinne Fleutelot, Christophe Hémond,
Marion Drouin, Joseph Cotten, Claire Bollinger

Résumé

La présente étude concerne un ensemble de dykes et de coulées volcaniques échantillonnés par dragages ou plongées en submersible au cours des missions BLANCONAUTE et BLANCOVIN sur les flancs bordant la dépression la plus occidentale de la zone transformante Blanco (Pacifique Nord-Est). La zone d'étude correspond à un petit bassin, la Dépression Ouest Blanco (WBD), qui s'étend de la terminaison sud de la dorsale Juan de Fuca jusqu'à la trace d'une pseudofaille, 60 km à l'est. Les flancs nord (Mur Nord) et sud (Plateau de Parks) de la WBD exposent une unité volcanique (900-100 m d'épaisseur) surmontant par endroit un complexe filonien. Les teneurs en éléments en trace incompatibles, couplées aux rapports isotopiques Sr-Nd, permettent de caractériser un manteau hétérogène, constitué d'une matrice isotopiquement appauvrie, renfermant en proportion variable des veines de matériel plus enrichi. L'un des groupes identifiés au cours de cette étude (Groupe 3) se distingue par des compositions isotopiques inhabituelles, bien que les teneurs en éléments en trace incompatibles des échantillons le composant ne permettent pas de les distinguer des autres échantillons du Mur Nord. Les compositions isotopiques des échantillons de ce Groupe 3 témoigneraient de la présence dans le manteau d'un composant proche d'un pôle mantellique pur appauvri. Par ailleurs, l'étude des caractéristiques géochimiques et pétrographiques, notamment l'analyse des zonations en An et MgO observées dans les phénocristaux et xénocristaux de plagioclase, met en évidence des phénomènes de mélange entre des liquides dacitiques riches en H₂O et des liquides plus basiques (Mg#=68,5), probablement réinjectés périodiquement dans la chambre. Le réservoir magmatique aurait donc fonctionné en système ouvert lors de la mise en place de la coûte océanique exposée le long du Mur Nord. Ce modèle permet également d'expliquer les teneurs en nickel anormalement élevées observées dans certains ferrobasaltes, si l'on considère ces laves intermédiaires comme des produits de mélange et non comme le résultat d'une cristallisation fractionnée importante en système clos, ainsi que suggéré antérieurement.

Mots-clés : faille transformante ; zonation des plagioclases ; cristallisation ; hydratation ; bouillie cristalline ; mélange magmatique.

Les données chimiques présentées dans cet article sont complétées par les Annexes B.

Submitted to *Lithos* May 17, 2006

Bulk-rock geochemistry and plagioclase zoning in lavas exposed on both flanks of the Western Blanco Depression (North East Pacific): Insight into mantle heterogeneities and open-system magma chamber processes.

Carole Cordier, Martial Caroff, Thierry Juteau, Corinne Fleutelot, Christophe Hémond,
Marion Drouin, Joseph Cotten, Claire Bollinger

Abstract

The present study is based on a set of dikes and lava flows dredged or collected by dives during the BLANCONAUTE and BLANCOVIN cruises on both flanks of the western part of the Blanco Transform Fault, North East Pacific. The studied area consists of a small basin, the Western Blanco Depression (WBD), extending from the southern end of the Juan de Fuca ridge to a pseudofault trace, 60 km eastward. The lithological succession exposed along the Northern Scarp of the WBD and along its south flank, the Parks Plateau, consists of a 900-1000 m-thick volcanic unit overlying a sheeted-dike complex. Major and trace element data, coupled with Sr-Nd isotopic values, allow to characterize a two-component mantle source, formed by an isotopically depleted matrix variably veined by more enriched material. One chemical group (Group 3), not distinguishable from the other Northern Scarp samples using trace element data only, has an unusual isotopic composition typical of a nearly pure depleted end-member. An and MgO profiles in plagioclase xenocrysts and phenocrysts from the Northern Scarp, together with other petrographic and geochemical features, have been used to propose an open-system magma chamber model beneath the WBD. Mixing between H₂O-rich dacitic melts and mafic periodically replenished liquids (Mg#=68.5) is evidenced. Among the mixing products, we can note the occurrence of Ni-rich ferrobasalts, a petrographic group previously interpreted as the result from closed-system fractionation.

Keywords: transform fault; plagioclase zoning; crystallization; hydration; mushy zone; magma mixing.

1. Introduction

Beneath fast and intermediate spreading ridges (e.g., East Pacific Rise and Juan de Fuca Ridge, respectively), axial magma reservoir are thought to be composite, with a thin melt lens overlying a large zone of crystal mush (Sinton and Detrick, 1992). Geophysical and geochemical studies have shown that these reservoirs are generally long-lived and periodically refilled (e.g., O'Hara, 1977; Caroff et al., 1997; Lagabrielle and Cormier, 1999). However, these magmatic systems are along-axis discontinuous, interrupted by the ridge segmentation, notably by large first-order tectonic discontinuities as transform zones. Sometimes, the transform zones correspond to geochemical frontiers, bounding two isotopically contrasted segments (Smith et al., 1998). In addition, isotopic and trace element signature of the lavas collected at a segment tip, near a transform fault, often differ from that at the central part of the segment (Bach et al., 1994; Wendt et al., 1999). Such features are attributed either to the melting modalities (Perrot et al., 1998) or to segmentation of the mantle source domain (Niu et al., 2001; Le Mée et al., 2004). In addition, fractionated basalts (ferrobasalts) are frequently sampled in transform zone settings. The presence of this petrographic group was previously explained by low-magma supply (Tolstoy et al., 1997; Gee and Kent, 1998), differentiation in short-lived closed-system magma chambers (Christie and Sinton, 1981; Juteau et al., 1995), or by initiation of a long-lived magmatic system (transient state: Robson and Cann, 1982).

In this study, we focus on the Western Blanco Transform Zone (southern end of the Juan de Fuca ridge) which provides a remarkable petrographic window into the upper oceanic crust down to the sheeted-dike complex. Contrary to some other transform zones or ophiolite complexes, the upper crustal section observed on both flanks of the Western Blanco Transform Zone has been slightly tectonized. Thus, the Western Blanco Transform Zone flanks is an appropriate setting to study the temporal variations of the lava geochemistry and petrography, both laterally and vertically, from 2 My to present-day. We report here new Sr-Nd isotopic ratios from the Western Blanco Depression, in order to characterize the mantle source implied in the genesis of the transform zone crust and to fix what samples are cogenetic. Then, we detail geochemistry of lavas collected by a remarkable dive, together with zoning in their plagioclase crystals. Such a detailed petrologic approach on oceanic basalts is relatively innovative, as these rocks are commonly regarded as particularly homogeneous from a mineralogical point of view. Our data are consistent with hydration events and magma mixing within the long-lived periodically replenished reservoir beneath the

Western Blanco Depression.

2. Geological setting

The Blanco Transform Fault is a 360-km-long, left-stepping, dextrally-slipping transform fault that bounds the north of the Gorda ridge and the south of the Cleft segment of the Juan de Fuca ridge (Fig. C2-1a). The Blanco Transform Fault consists of five major segments, roughly perpendicular to the Juan de Fuca ridge and separated by five small basins: from east to west, Gorda, Cascadia, Surveyor, East Blanco and Western Blanco (Fig. C2-1b). The Western Blanco Depression (WBD) extends from the southern end of the Juan de Fuca ridge to a pseudofault trace, 60 km to the east (Figs C2-1b and c). This pseudofault trace indicates earlier southward propagation of the Juan de Fuca ridge. The most recent propagating rift reached the Blanco Transform Fault 1.4 My ago (Wilson et al., 1984; Embley and Wilson, 1992). Since 1.4 My, the lithosphere along the northern wall of the WBD originated in the southern end of the Cleft segment at an intermediate full spreading rate of 56 mm/yr (Delaney et al., 1981; Riddihough, 1984; Wilson, 1992)

The WBD is a 10-km-wide through, oriented N112°, which reaches a maximum depth of 4860 m (2650 m below sea-floor, Fig. C2-2a). The Northern Scarp truncates the ridge-parallel lineated magnetic anomalies (from Brunhes to Anomaly 2A periods) and abyssal hill fabric formed at the Juan de Fuca ridge (Tivey, 1994). The Northern Scarp is a linear cliff (45-50°S) with continuous outcrops up to hundreds of meters high separated by small steps covered with talus debris and sediments (Fig. C2-2b). Due to their steepness, the slopes are gravitationally unstable and landslide and mass wasting products are widespread, masking ~60% of the cliff faces (Juteau et al., 1995; Karson et al., 2002). Several outcrops reveal that the Northern Scarp is submitted to a dominant strike-slip deformation together with occasional normal faulting (Juteau et al., 1995).

To the south, the WBD is flanked by the Parks Plateau. It is a 1650-m high and 12-km wide structure, elongated over 70 km. On its northern flank, a major mid-slope step is formed by south-dipping tilted blocks capped by concordant indurated sediment layers (Fig. C2-2b). To the south, the gentle slope of the Parks Plateau ends in the Tufts abyssal plain.

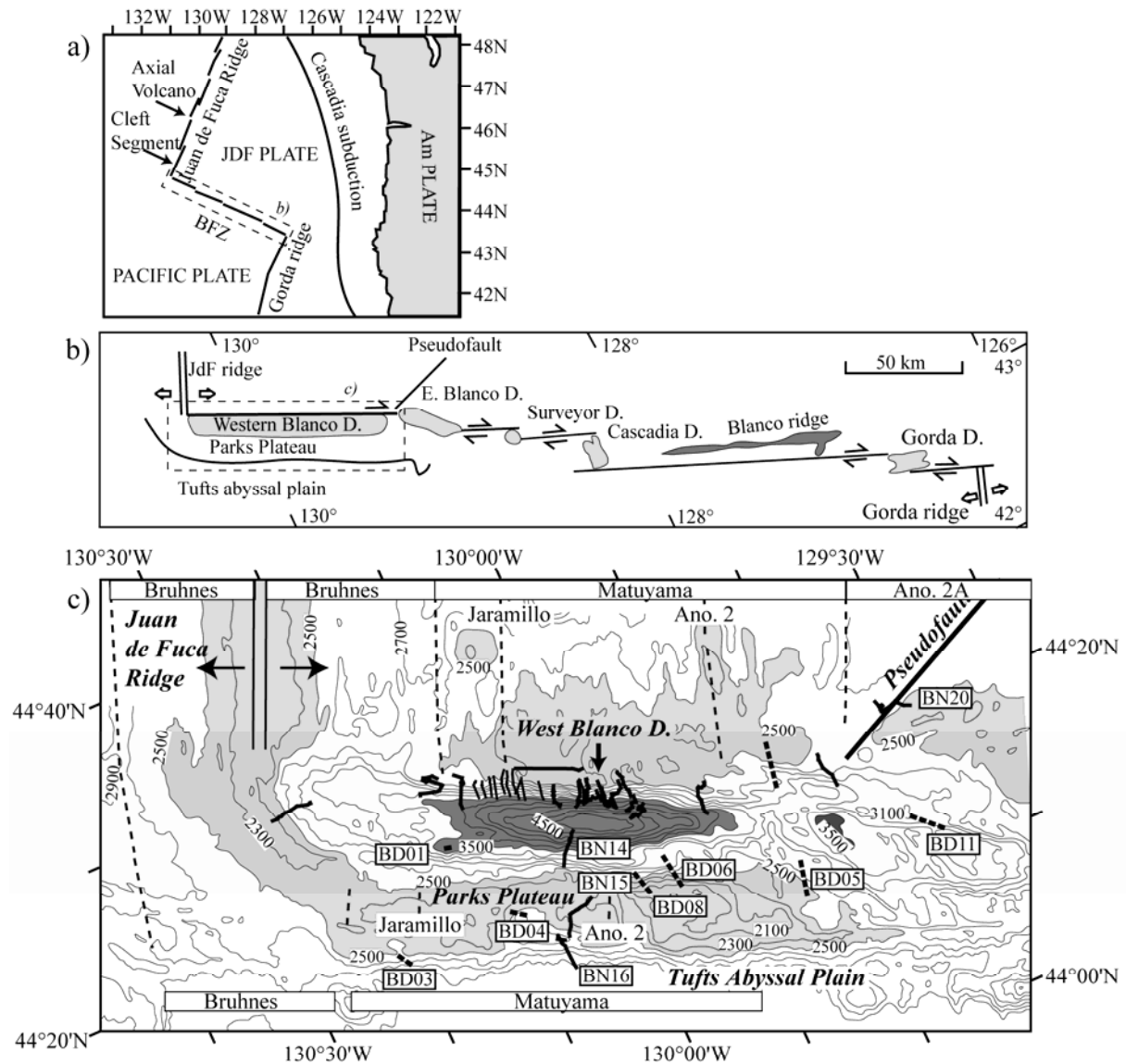


Figure C2-1. a) Location map of the Blanco Fracture Zone (BFZ) and NE Pacific plate boundary setting modified after Pollock et al. (2005). JDF plate: Juan de Fuca Plate; Am Plate: American Plate. b) Schematic morphotectonic map of the Blanco Fracture Zone, subdivided into five segments connected by small basins (in gray): the Gorda Depression, Cascadia Depression, Surveyor Depression and West and East Blanco Depressions (modified after Embley and Wilson, 1992). The studied area is the West Blanco Depression. c) Bathymetric map (200-m contour interval) of the Western Blanco Depression with areas shallower than 2500 m in light gray shading and areas deeper than 3500 m in dark gray shading. Magnetic isochrones are marked by thin dashed lines (Embley and Wilson, 1992). Submersible dives correspond to Blanconaute (bold lines) and Blancovin (thin lines) programs. Dredge paths from the Blancovin cruise are reported in bold dashed lines. Dives and dredges not shown in Fig. C2-3 are given here.

The seafloor magnetic anomaly boundaries are asymmetric on both sides of the WBD. The magnetic isochrones of the Parks Plateau are systematically shifted 12 km toward the west with respect to Juan de Fuca Plate (Fig. C2-1c). Based on this asymmetry, authors have proposed the following kinematic model for the WBD evolution (Embley and Wilson, 1992; Dautheil, 1995; Juteau et al., 1995). Until 1.4 My, Northern Scarp and Parks Plateau evolved

together at the end of the rift propagator (Fig. C2-2c). Then, after the propagator reached the transform zone, plate motion was accommodated by accretion at the south of the Cleft segment. This accretion progressively shifted the pseudofault eastward and created seafloor magnetic anomalies, both on Northern Scarp and Parks Plateau. Around 0.4-0.2 My, minor changes in the relative motion between Juan de Fuca and Pacific plates caused a northward jump of the Blanco Transform Fault zone, leading to the development of the present WBD (Fig. C2-2c). Since this jump, the Parks Plateau no more belongs to the Juan de Fuca Plate, and evolves independently from the Northern Scarp.

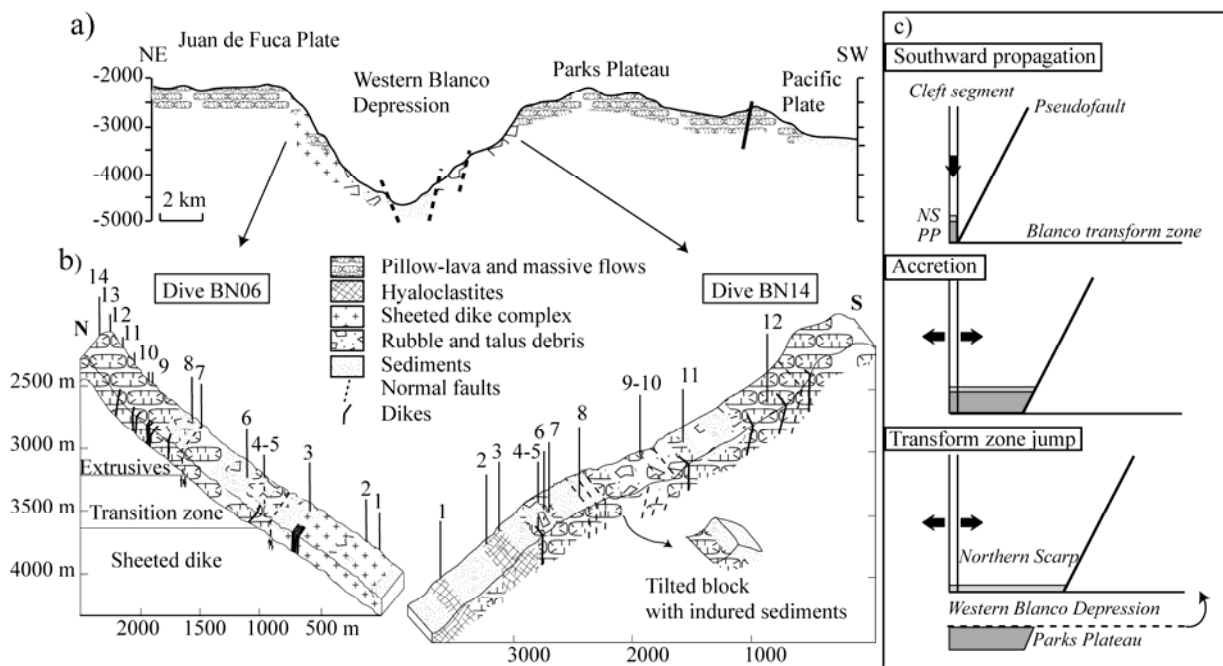


Figure C2-2. a) Interpretative NW/SW geological cross section through the West Blanco Depression, modified after Juteau et al. (1995), showing the asymmetry between the steep Northern Scarp and the south wall (northern flank of the Parks Plateau). b) Two synthetic cross sections along the Northern Scarp (dive BN06) and the Parks Plateau (dive BN14). Numbers refer to the collected samples. On the Parks Plateau, note the mid-slope step and the lack of sheeted-dike complex. c) Sketches retracing the cinematic of the Cleft segment and Blanco Transform Zone during transition from propagation to accretion. The shaded boxes show the location of Northern Scarp (NS) and Parks Plateau (PP).

3. Lithological succession and sampling

The crust exposed along the Northern Scarp of the WBD, intensively studied from geological and geophysical points of view (Delaney et al., 1987; Juteau et al., 1995; Tivey, 1996; Tivey et al., 1998; Karson et al., 2002), is less documented from petrology and geochemistry (Gaetani et al., 1995; Juteau et al., 1995; Manac'h et al., 1999; Pollock et al., 2005). Three cruises have been performed between 1987 and 1995. The BLANCOTROUGH

cruise (1987) was performed to cartography the central Northern Scarp (Delaney et al., 1987). This study is supported by the sampling realized during the BLANCONAUTE and BLANCOVIN programs. During BLANCONAUTE cruise (1991) twenty Nautilite dives have sampled the Northern Scarp (acronym BN ahead of the sample numbers), from the Juan de Fuca ridge axis (BN17) to the pseudofault trace (BN20, Fig. C2-1c). Most of the dives are located between the magnetic polarity boundaries Jaramillo and Anomalie 2 (BN1 to -10, BN13, and BN22 to -24, Figs C2-1c and 3). Three additional BLANCONAUTE dives were performed on the Parks Plateau (Fig. C2-1c). The BLANCOVIN dive program (1995, Fig. C2-1c) completed the sampling of the Northern Scarp with eleven Alvin upslope dives (acronym BV), mainly located less than 35 km of the Juan de Fuca ridge axis. Eight dredges (acronym BD) were also achieved to sample the Parks Plateau and an eastern intratransformant basin (BD11).

3.1. Lithology and vertical structure of the Northern Scarp

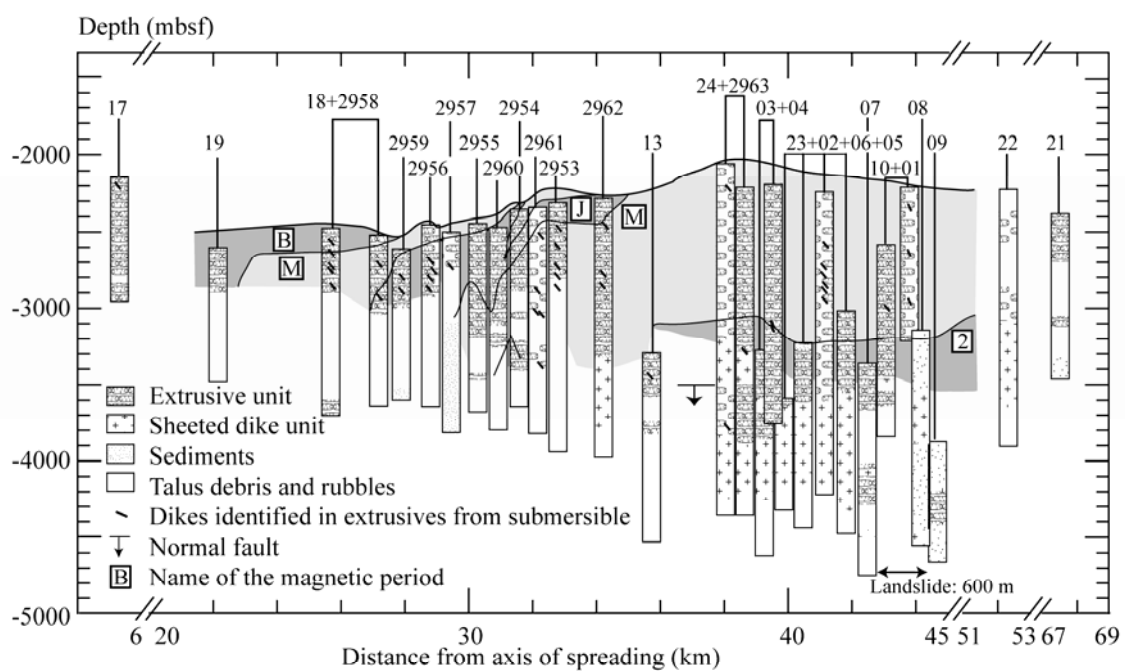


Figure C2-3. Schematic representation of the lithologies observed along the Northern Scarp of the West Blanco Depression (Blancovin and Blanconaute dives) superposed to the magnetic cross section, modified after Tivey (1996) and Tivey et al. (1998). Normal polarity crust is shaded in light gray (M: Matuyama) and is separated by isochrones from inverse polarity crust in dark gray (B: Brunhes, J: Jaramillo, 2: Anomaly 2). The dives are ordered across the exposure according to the distance from the Juan de Fuca ridge axis. Dives are labeled at the top of the scarp (29XX names referring to Alvin dives, others names to Nautilite dives) and dives that will be combined together in the following discussion are linked by horizontal lines.

The structural distinction made by Karson et al. (2002) between weakly deformed (upper 200-500 m) and intensely fractured lava flows will be not used here. The whole dives allow to divide the upper crust into two magmatic units: a 900-1000 m-thick volcanic unit,

underlain by a sheeted-dike complex (Juteau et al., 1995; Karson et al., 2002). The dive BN06 has been used to define a typical lithological column (Fig. C2-2b).

The volcanic unit consists mainly in basaltic pillow-lavas, with a few massive flows, intruded by some sills and feeder dikes. The extrusive rocks are generally free of secondary veins. The main alteration feature is the low-temperature brown halos observed in the flow margins and near fractures. The lavas flows dip northwesterly (toward the spreading axis), gradually more with depth (Karson et al., 2002). This dip evolution with depth has been attributed to a rapid subsidence beneath the spreading axis (1-3 km), which diminishes quickly off-axis (Karson et al., 2002; Pollock et al., 2005). Late submittal flows, channeled away from the axis, have experienced less subsidence.

The transition to the sheeted-dike complex is marked in the cliff slope by a slight drop, obscured by talus and avalanche debris (Fig. C2-2b, Juteau et al., 1995). The dikes roughly trends N140° and typically dip of 30-50° to the southeast (Karson et al., 2002). Dikes have recorded an intensive hydrothermal alteration, with development of numerous whitish veins at the dike joints. A few massive coarse-grained rocks have been observed at the base of the sheeted-dike complex.

In the adjacent dives BN24 and BV2963, this typical succession is complicated by tectonic offsets due to normal faulting and the transition between sheeted dikes and extrusives is crossed two times (Fig. C2-3). Based on the repetition of this transition, the collapse of the lower block in both dives can be approximately estimated to 550-700 m. Furthermore, dives BN07, BN08 and BN10 have sampled cliff sectors affected by a major landslide (0.85 km³). The slide block, which has conserved a coherent lithological succession, has slipped down over about 600 m (Juteau et al., 1995).

3.2. Lithology and vertical structure of the Parks Plateau

The lithologic succession of the south wall of the WBD (northern flank of the Parks Plateau) is documented by the dive BN14 (Fig. C2-2b). It differs from the Northern Scarp by the lack of any sheeted-dike complex. Hyaloclastites crop out in the lower part of the escarpment and are overlain by tilted blocks composed of pillow-lavas and consolidated pelagic sediments. The summit of the escarpment is made of more or less fractured lavas, intruded from part to part by a few dikes. The top and the southern flank of the Parks Plateau is capped by small, isolated effusive volcanoes.

3.3 Temporal and spatial relationships

A few K-Ar datations have been obtained at Brest University (H. Bellon). However, ^{40}Ar excess during magma crystallization and post-crystallization mobility of the K_2O during sea-water alteration make the K-Ar data unreliable. However, a temporal approach is possible by studying lavas both laterally and vertically. Laterally, lavas become older with increasing distance to the Juan de Fuca ridge. This is consistent with the succession of measured seafloor magnetic boundaries (Fig. C2-1c), together with the increasing degradation of the flow morphology eastward. The vertical succession has a temporal signification only throughout the extrusive unit (Fig. C2-3). Lava tilting (Karson et al., 2002) and magnetization profiles versus depth (Tivey et al., 1998) suggest that the isochrones form curved trends that dip toward the Juan de Fuca ridge. Even if the dive paths are not perpendicular to the isochrones, the vertical succession of lavas is thought to record an age increase with depth. Each overlying lava flow was emplaced further off-axis than the one below it.

4. Petrology

4.1 Textures and mineralogy

The secondary mineralogy has been detailed in Juteau et al. (1995) and Manac'h et al. (1999). In summary, the extrusive samples are characterized by low-temperature oxidative alteration (<100°C), with development of brown alteration halos (palagonite, celadonite, smectite and Fe-oxyhydroxides). Rocks of the sheeted-dike complex together with coarse-grained gabbros are affected by a multi-stage hydrothermal alteration, from 300°C to 100°C, denoting the decrease of the fluid temperature when the oceanic crust is transported off-axis.

In extrusive rocks, the groundmass texture displays a progressive evolution from glassy margins to microlitic cores through spherulitic/variolitic transition zones. The glassy zone is made of fresh or palagonitized glass, including scattered and quenched crystallites/microlites of plagioclase and olivine. Gradually, this glassy zone turns into a spherulitic zone. Toward the inner part of the rock, the glass becomes interstitial and dotted with Fe-Ti oxides. This variolitic zone is characterized by fan-like arrangement of thin plagioclase and fibrous clinopyroxene crystals, enclosing small granular clinopyroxenes or olivines. In more crystallized samples, texture tends to be intergranular and proportions of Fe-Ti oxides and apatite are directly related to the degree of differentiation of the lava (e.g., BN02-12).

Sparse autoclastic breccias (hyaloclastites) have been collected, especially on the Parks Plateau. Clasts consist of rounded to angular hyaline/fine-grained basalt fragments (up

to 2.5 cm) cemented by a matrix of crushed and altered glass bearing finely broken phenocrysts.

Extrusive lavas are slightly vesicular (<8 vol. %). In the outer part of the flows, they form amygdules filled from rims to cores by Fe-oxyhydroxydes, celadonite plus smectite, and then calcite. Spherical segregation vesicles are common, sometimes surrounded by tangential plagioclase microlites. They are partially (crescent-shape) or totally filled by glass more or less recrystallized.

Most of the intrusive samples, together with some lava flow cores, are diabase, with a moderately coarse-grained doleritic texture, generally intergranular, more rarely ophitic (Cordier et al., 2005).

Coarse-grained textures (2-5 mm) have only been identified in samples BV2963-5, BN05-04, BN22-12, BN23-07, and BN24-02, -08, (Northern Scarp) and in samples BD06-01B, BD06-63C (east of Parks Plateau). Except BD06-01B, BD06-63C, these rocks are oikocrystic gabbros, made of plagioclase laths, serpentized euhedral olivines, and anhedral clinopyroxenes. Large skeletal Fe-Ti oxides and apatite needles complete this mineralogy. Gabbros usually display cataclastic zones. Two heteradcumulates (BD06-01B, BD06-63C) have been sampled on Parks Plateau, close to dikes.

The most part of the rocks are aphyric to moderately phyric (phenocrysts <10 vol. %). Plagioclase is the dominant phenocrystic phase (<1 mm long) that frequently forms glomerocrysts. They may enclose small inclusions of plagioclase and/or devitrified glass. The phenocryst margins commonly display a slight optical zoning. In a few samples (e.g., BV2955-7 and BV2958-2), coarse-grained xenoliths (~0.5 cm) are made up of sole euhedral plagioclase crystals (see later in the text). Olivine phenocrysts, with Cr-spinel inclusions, are less frequent and partially to completely bowlingitized. Four samples (BN09-01, BN14-07, BN22-14, and BD05-21A) exhibit olivine accumulation (10-15 vol. %). Sparse clinopyroxene phenocrysts have been observed. Two types of including relation with plagioclase can be noted. In most cases, small laths of plagioclase are included in the margin of clinopyroxene phenocrysts but in some samples (e.g., BV2958-4 and BV2958-3) plagioclase phenocrysts partially or totally include clinopyroxenes.

4.2 Mineralogical compositions

Major element compositions and chemical traverses in minerals from forty-three samples were determined using a Cameca SX 50 automated electron microprobe (Microsonde

Ouest, Brest, France). Analytical conditions were 15 kV accelerating voltage, 15 nA beam current on a Faraday cup, 6 s counting time, and correction by the ZAF method. Concentrations lower than 0.1 wt. % are considered not representative. Chemical distribution maps have been obtained for some plagioclase crystals by electron microprobe, with a 10 μm electron beam, a 13 μm analysis step, a 15 kV accelerating voltage, and a 60 nA current. Some glass inclusions contained in plagioclase phenocrysts have also been analyzed by electron microprobe. The inclusions have not been heated to re-equilibrate their major element compositions.

Table C2-1. Representative microprobe analyses of plagioclase from BV2958 dive samples

Sample:	BV2958-2								BV2958-3						BV2958-4					
Crystal ^a :	X. A	X. A	X. A	X. A	X. B	X. B	X. B	X. B	X. C	X. C	P. D	P. D	P. E	P. E	P. F	P. F	P. F	P. F		
L (μm) ^b :	2650	2650	2650	2650	1925	1925	1925	1925	835	835	700	700	1600	1600	1600	1600	1600	1600		
D (μm) ^b :	139	171	708	1083	133	227	842	1222	1592	2322	3	83	4	40	63	142	312	346		
Zone ^c :	An-low	Ca-M	Core	Ca-M	Ca-M	An-low	Core	Inner P	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Ca-R	Core	Ca-R	Core		
SiO ₂	49.86	47.77	48.83	47.33	47.60	49.74	48.88	48.09	48.59	46.29	56.76	54.56	57.77	54.06	54.19	55.13	53.27	54.58		
TiO ₂	0.03	0.04	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.05	0.01	0.00	0.09	0.16	0.00	0.00	0.08	0.09	0.14	0.11		
Al ₂ O ₃	31.79	33.57	32.43	33.98	33.20	31.97	32.66	32.69	32.84	34.19	26.48	27.91	25.91	28.51	29.01	28.33	29.47	28.17		
FeO ^d	0.46	0.53	0.48	0.51	0.53	0.52	0.58	0.33	0.42	0.43	0.84	0.86	0.81	0.80	0.71	0.82	0.84	0.87		
MnO	0.00	0.13	0.03	0.06	0.03	0.06	0.00	0.00	0.03	0.03	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.12	0.05		
MgO	0.21	0.18	0.17	0.20	0.20	0.22	0.23	0.21	0.19	0.16	0.11	0.13	0.05	0.14	0.17	0.10	0.11	0.15		
CaO	15.46	17.47	16.50	17.65	17.17	15.65	16.45	16.77	16.59	18.45	9.79	11.75	8.96	11.99	12.43	11.64	12.64	11.56		
Na ₂ O	3.00	1.94	2.35	1.63	1.95	2.70	2.59	2.05	2.35	1.29	6.06	5.15	6.48	4.64	4.55	5.03	4.52	4.91		
K ₂ O	0.00	0.00	0.05	0.03	0.01	0.04	0.04	0.00	0.01	0.00	0.09	0.06	0.06	0.04	0.01	0.13	0.03	0.06		
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.06	0.05	0.00	0.00	0.02	0.08	0.00	0.05	0.00	0.03	0.00	0.06		
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.01	0.14	0.00	0.00		
SO ₂	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03		
Total	100.82	101.62	100.90	101.40	100.76	100.92	101.55	100.24	101.06	100.85	100.37	100.73	100.08	100.24	101.17	101.50	101.20	100.55		
An (%)	74	83	79	86	83	76	78	82	80	89	47	56	43	59	60	56	61	56		

Analyzed points are shown in the profiles of Fig. C2-11.

^a X. = xenocryst, P. = phenocryst. X. and P. are followed by the letter used to identify the crystals in the text and in Fig. C2-11.

^b L. = length of the crystal, D. = distance of the analyzed point from the right crystal edge.

^c An-low = An-poor zone, Ca-M = calcic mantle, Inner P. = inner part, Ca-R = calcic rim (for the definition of these zones, see text and Fig. C2-11).

^d Total Fe calculated as FeO.

Plagioclase phenocrysts range from andesine to anorthite ($34 \leq \text{An} \leq 98$, Table C2-1), without clear distinction between plagioclases from Parks Plateau and Northern Scarp. Microlites have compositions ranging from An₃₂ to An₈₂. Sparse secondary albite (diabase BN06-03, pillow-lava BN17-04, hyaloclastite BN18-02, and diabase BN24-05) and adularia (BN06-03) have also been identified. An contents of plagioclase microlites and phenocrysts have been reported versus MgO in Fig. C2-4 diagram. Two main trends can be identified. Trend 1, including both microlites and phenocrysts, shows a concomitant decrease of MgO and An contents. Trend 2, including mainly phenocrysts plus xenocrysts, is characterized by an increase of An when MgO decreases. The two trends intersect around MgO=0.25 wt. % and An₇₀. These trends are disturbed by some MgO-rich compositions (MgO>0.3 wt. %), corresponding to the outermost edges of plagioclase phenocrysts. The composition of glass inclusions in plagioclases have clearly been modified by post-entrapment crystallization, as suggested by the negative correlation between incompatible versus compatible elements in plagioclase (e.g., TiO₂ or FeO^t versus SiO₂).

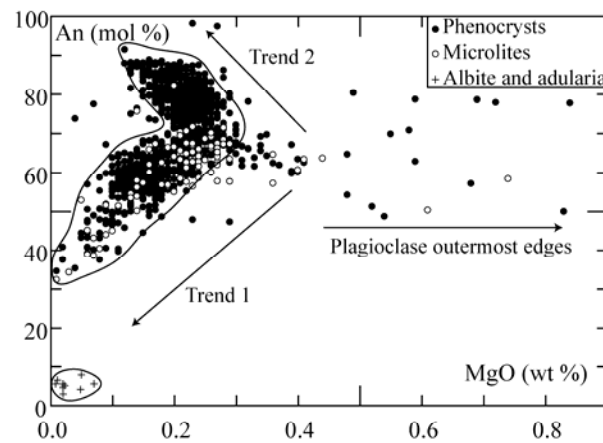


Figure C2-4. MgO variations versus An content in all the feldspar crystals analyzed in Northern Scarp and Parks Plateau samples. Selected analyses are given in Table 1. The Trend 1 (positive correlation between MgO and An) reflects magmatic differentiation whereas Trend 2 probably reflects an increase in water content associated to the melt differentiation (see discussion in text).

The composition of the olivine phenocryst ranges from Fo_{76} to Fo_{90} . The most magnesian compositions are recorded by the cumulus crystals in the pillow-lava BN22-14 (Fo_{87-90}). The $^{Fe-Mg}K_D$ values suggest that most of the olivines have crystallized in equilibrium with the host rock (following Roeder and Emslie, 1970).

Clinopyroxene is augite, except diopside in the gabbros (e.g., BN22-12 and BD06-63A) and rare pigeonite in the diabases BN18-05, -06, and BV2958-2 from Northern Scarp. The Mg# values ($=100 * Mg / [Mg + Fe^{2+} + Mn]$) of the clinopyroxenes range from 62 to 99 in phenocrysts and from 52 to 87 in groundmass crystals.

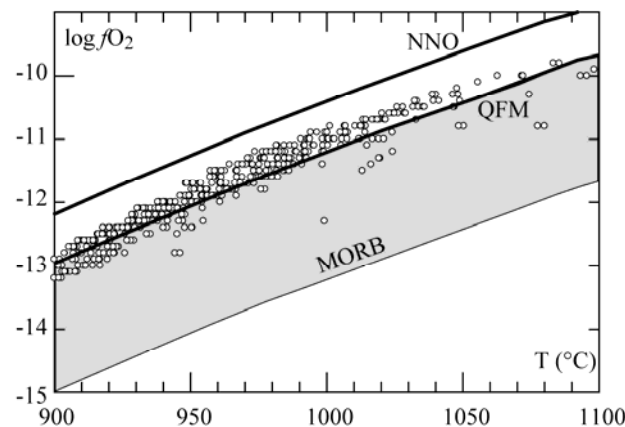


Figure C2-5. Plot of $\log fO_2$ versus temperature for coexisting groundmass titanomagnetite-hemoilmenite pairs analyzed in the lava sample BV2958-3. Temperatures and oxygen fugacities are evaluated using the ILMAT program (Lepage, 2003) with the geothermobarometer equations of Andersen and Lindsley (1985). QFM: quartz-fayalite-magnetite buffer; NNO: Ni-NiO buffer. MORB field is drawn after Christie et al. (1986) data and Lee et al. (2005).

Groundmass Fe-Ti oxides are mainly granular Ti-magnetite ($59 < Usp < 87$). Haemoilmenite microlites have also been recognized ($89 < Ilm < 98$) in the sample BV2958-3. The occurrence of coexisting haemoilmenite and Ti-magnetite microcrystals in this sample

allows estimating the oxygen fugacity (fO_2) and temperature (T°) during simultaneous crystallization of both Fe-Ti oxides. The calculations have been made from the compositions of the mineral pairs, using the ILMAT program of Lepage (2003), with T° and fO_2 estimated for the solution model of Andersen and Lindsley (1985). Calculated temperatures vary from 760°C to 1398°C. Only Fe-Ti oxides equilibrated at $900 < T^\circ < 1100^\circ\text{C}$ have been considered to constrain the magmatic fO_2 values. Results, shown in Fig. C2-5, yield to fO_2 values plotting between the FMQ and NNO buffers.

5. Geochemistry

5.1 Methods

Among the 344 magmatic samples collected during BLANCONAUTE and BLANCOVIN cruises, 188 samples (149 from Northern Scarp and 39 from Parks Plateau), with loss on ignition (LOI) lower than 4 wt. %, were selected for chemical analyses (Table C2-2). Major and trace elements were measured at Brest University on whole rock powders by inductively coupled plasma atomic emission spectrometer (ICP-AES). The analytical method is described in Cotten et al. (1995). Relative standard deviations are <2% for major elements, Rb and Sr; and <5% for other trace elements. Some BLANCOVIN analyses have already been presented in Pollock et al. (2005) (DCP and ICP spectrometries). DCP concentrations diverge from our analyses up to 130 relative percent (for Ni in BV2958-1). Consequently, we measured again on news powders the contents in the five samples from the dive BV2958, both by ICP-AES and ICP-MS (Table C2-3). Each triplicate, even if not similar, displays lesser differences in all elements (except for the mobile K_2O and Ba) than the corresponding samples measured by Pollock et al. (2005). In samples BV2958-1 and BV2963-8, glass from segregation vesicles was analyzed for major elements by electron microprobe (Table C2-2).

Sr and Nd isotope analyses of thirty-five samples from Northern Scarp and Parks Plateau were performed following the procedure described in Dosso et al. (1991). In order to remove seawater alteration effects, the whole-rock powders were leached with 2.5N HCl for one hour and rinsed three times in ultrapure water. Two samples were duplicated for leaching and Sr analysis (Table C2-2). Three samples (BV2963-5, BD06-63C, BD08-04B), clearly shifted toward high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values, have been subjected to a more aggressive leaching during one hour in 6N HCl. However, the 6N HCl leached compositions do not differ significantly from those leached with 2.5N HCl. These results may traduce a pervasive seawater alteration, not easily removable.

Table C2-2. Chemical data^a (wt. % oxide, ppm element) on representative samples from Northern Scarp and Parks Plateau. The full Table 2 is available in the HTML version of this article on the journal's homepage: <http://www.elsevier.com/locate/lithos> under "Electronic Supplements"

Sample:	Northern Scarp (West)															Northern Scarp (Center)											
	BN17-02	BN17-11	BN18-01	BN18-03	BN18-07	BV2958-1	BV2958-1a	BV2958-1b	BV2958-2	BV2958-3	Seg. Ves.	Diabase	Ni-Fe-bas.	Ni-Fe-bas.	Basalt	Fe-basalt	BV2960-2	BV2960-4	BV2960-7	BV2961-1	BV2963-5	BV2963-9	BN03-06				
Type ^b :	Basalt	Fe-basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Seg. Ves.	Diabase	Ni-Fe-bas.	Ni-Fe-bas.	Basalt	Fe-basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Fe-basalt	Basalt	Basalt	Fe-diabase	Gabbro	Fe-basalt	Ni-diabase				
Latitude:	44.5	44.5	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4				
Longitude:	130.4	130.5	130.2	130.2	130.2	130.2	130.2	130.2	130.2	130.2	130.2	130.2	130.2	130.2	130.1	130.1	130.1	130.1	130.0	130.0	130.0	130.0	130.0				
Depth (m):	-2852	-2174	-3681	-2877	-2501	-2956	-2956	-2956	-2949	-2765	-2643	-2549	-3190	-3036	-2492	-4233	-4038	-2271	-3766								
Dist. (km): ^c	8.1	3	24.9	26	26.3	27.1	27.1	27.1	27.1	27.3	27.4	27.5	30.8	31	31.4	38.7	38.8	39.3	39.4								
SiO ₂	50.50	50.20	49.85	50.50	49.70	50.00	53.00	57.40	49.50	48.00	49.20	50.20	49.20	49.50	49.50	49.00	49.00	49.00	49.00	49.00	49.00	49.70	48.50				
TiO ₂	1.55	2.02	1.83	1.70	1.82	1.98	3.97	2.68	1.64	3.55	3.20	1.81	2.13	1.85	1.36	2.22	1.37	1.37	1.37	1.37	1.37	2.37	1.20				
Al ₂ O ₃	14.82	13.87	14.00	14.28	14.30	14.20	12.69	10.51	14.10	12.55	13.17	14.70	13.50	13.70	15.15	13.20	16.10	13.80	17.20								
Fe ₂ O ₄ ^d	12.13	13.67	12.93	11.55	12.70	12.80	16.26	17.04	12.20	16.80	15.00	11.75	13.70	13.10	10.80	14.50	10.60	13.50	9.55								
MnO	0.21	0.23	0.22	0.21	0.21	0.20	0.32	0.20	0.20	0.24	0.23	0.20	0.21	0.20	0.19	0.22	0.17	0.22	0.15								
MgO	7.63	6.91	7.12	7.12	7.06	6.20	1.96	0.44	7.00	4.98	4.69	6.50	6.20	6.85	8.05	6.10	7.35	5.60	6.46								
CaO	12.15	11.70	11.50	11.70	11.68	11.15	7.68	4.76	11.30	9.35	9.94	12.00	10.90	11.00	12.00	10.10	10.70	11.00	12.50								
Na ₂ O	2.38	2.46	2.48	2.56	2.56	2.53	4.03	3.92	2.60	2.89	2.78	2.57	2.60	2.55	2.50	2.95	2.89	2.79	2.65								
K ₂ O	0.17	0.20	0.32	0.21	0.20	0.24	0.36	0.78	0.08	0.22	0.43	0.23	0.20	0.11	0.15	0.15	0.20	0.32	0.06								
P ₂ O ₅	0.17	0.21	0.21	0.16	0.17	0.19	0.64	1.15	0.15	0.35	0.35	0.17	0.21	0.19	0.14	0.23	0.13	0.23	0.12								
LOI	-0.62	-0.67	-0.11	-0.13	0.10	0.28		0.83	0.27	0.38	-0.01	0.93	0.46	-0.15	0.98	0.82	0.18	2.30									
Total	101.09	100.80	100.35	99.86	100.50	99.77	99.31	97.27	99.60	99.20	99.37	100.12	99.78	99.51	99.49	99.65	99.33	99.71	100.69								
Mg# ^e	60.9	55.6	57.7	60.4	57.9	54.5	25.4	7.3	58.7	42.3	43.6	57.8	52.8	56.4	64.9	51	63.2	50.7	62.6								
Rb	1.7	2.3	3.3	1.2	2.5	3.2	n.d.	n.d.	0.8	2.4	4.8	2.4	2.5	1.2	1.4	1.8	3.8	3.0	0.4								
Sr	107	104	110	112	105	99	n.d.	n.d.	109	104	104	110	108	108	101	117	111	126	124								
Ba	12	16	18	17	15	22	n.d.	n.d.	13	28	25	17	16	14	11	16	9	25	7								
Sc	43.0	45.0	43.0	45.0	44.0	43.0	n.d.	n.d.	43.0	44.0	44.0	46.0	46.0	44.0	40.0	43.0	37.0	46.0	37.0								
V	335	409	360	372	377	403	n.d.	n.d.	350	600	530	390	440	390	305	405	280	445	258								
Cr	288	188	215	158	175	130	n.d.	n.d.	155	110	157	190	66	109	275	31	230	94	220								
Co	45	45	46	47	46	40	n.d.	n.d.	40	48	49	45	49	43	45	44	39	44	39								
Ni	91	63	75	74	71	56	n.d.	n.d.	59	100	116	80	65	52	102	39	75	58	74								
Y	38.0	48.0	45.0	38.0	41.0	44.5	n.d.	n.d.	35.5	77.0	75.0	42.0	48.0	42.0	31.5	47.5	28.5	52.0	26.0								
Nb	101	150	129	102	111	117	n.d.	n.d.	94	240	240	113	130	115	132	75	156	60	160								
Zr	2.5	4.0	4.6	3.8	3.6	4.0	n.d.	n.d.	3.5	8.4	7.6	3.8	4.0	4.6	3.0	5.4	3.1	6.4	2.5								
La	3.9	5.0	5.2	3.9	4.4	4.3	n.d.	n.d.	3.5	8.5	8.7	4.6	4.8	4.7	3.1	6.0	3.3	6.4	2.9								
Ce	12.0	14.0	16.0	11.3	12.0	12.6	n.d.	n.d.	10.5	25.0	25.8	12.9	14.4	14.2	9.6	18.0	10.0	18.5	9.0								
Nd	12.0	16.0	16.0	11.2	14.0	12.1	n.d.	n.d.	9.8	24.0	24.0	12.0	13.6	12.7	8.3	16.3	8.2	16.5	8.5								
Sm	n.d.	n.d.	n.d.	3.50	n.d.	4.30	n.d.	n.d.	3.50	8.00	7.80	4.30	4.60	4.30	3.05	5.30	2.85	5.55	n.d.								
Eu	1.15	1.45	1.55	1.36	1.00	1.50	n.d.	n.d.	1.26	2.45	2.43	1.40	1.67	1.46	1.09	1.81	1.08	1.82	1.00								
Gd	n.d.	n.d.	n.d.	5.30	n.d.	6.40	n.d.	n.d.	5.00	10.80	10.60	5.60	6.75	5.60	4.25	7.15	4.10	7.20	n.d.								
Dy	6.10	7.70	7.40	6.40	6.90	7.35	n.d.	n.d.	5.90	12.70	12.80	6.90	7.70	7.00	5.25	8.10	4.90	8.60	4.40								
Er	4.50	5.40	5.20	3.80	4.60	4.50	n.d.	n.d.	3.40	7.80	7.70	4.20	4.80	4.30	3.10	4.70	2.85	5.20	2.80								
Yb	3.80	4.70	4.50	3.75	4.20	4.50	n.d.	n.d.	3.52	7.72	7.55	4.12	4.71	4.14	3.10	4.60	2.85	4.96	2.55								
Th	n.d.	n.d.	n.d.	0.30	n.d.	0.40	n.d.	n.d.	0.15	0.50	0.50	0.30	0.35	0.20	0.20	0.30	0.25	0.40	n.d.								
(La/Yb) _N ^f	0.7	0.8	0.8	0.7	0.8	0.7	n.d.	n.d.	0.7	0.8	0.8	0.7	0.8	0.7	0.7	0.9	0.8	0.9	0.8								
(La/Nd) _N ^f	0.6	0.6	0.6	0.7	0.6	0.7	n.d.	n.d.	0.7	0.7	0.7	0.7	0.8	0.7	0.7	0.7	0.8	0.8	0.7								
(Dy/Yb) _N ^f	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	n.d.	n.d.	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	1.2	1.2	1.2	1.2								
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.702488	0.702486		0.702461		0.702440		0.702457		0.702460	0.702462	0.702460	0.702479	0.702488	0.702460	0.702479	0.702488	0.702460	0.702497								
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.513173	0.513166		0.513177		0.513197		0.513185		0.513171	0.513184	0.513181	0.513188	0.513172	0.513281	0.513169	0.513285										
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ^g	0.702488																										

^a Major and trace element analyses were performed by ICP-AES at Brest for whole rocks and by electron microprobe for glass of segregation vesicles (see text). Sr and Nd isotope ratios were measured using a Thermo-Electron Triton T1 mass spectrometer (UMR6538 "Domaines Océaniques", IUEM, Brest) in dynamic mode for Sr and in static mode for Nd. Sr isotope compositions are corrected for mass fractionation to a value of 0.511866 for standard La Jolla (n=14).
^b Seg. Ves.: glass in segregation vesicles; Fe-basalt: ferrobasalt; Fe-diabase: ferrodibabase; Ni-: Ni-rich subaphyric sample; Ol-: sample with olivine accumulation; Heumulate: heteradumulate.
^c Dist.: distance from the Juan de Fuca axis.
^d Total iron expressed as Fe₂O₃.
^e Mg# calculated with Fe₂O₃/Fe₂O₄ ratios from Middlemost (1989).
^f Chondrite-normalized incompatible trace element ratios (normalization values from Sun and McDonough, 1989).
^g Duplicate of Sr isotope composition (from leaching to measurement).

Table C2-2 continued

Sample:	Northern Scarp (Center)															Northern Scarp (East)								Parks Plateau (West)	
	BN03-07	BN04-01	BN04-08	BN04-09	BN04-12	BN23-09	BN02-10	BN02-12	BN06-07	BN06-14	BN10-13	BN10-17	BN01-03	BN08-05	BN09-01	BN22-12	BN22-14	BN22-19	BD01-02C						
Type:	Basalt	Basalt	Basalt	Fe-basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Fe-basalt	Basalt	Basalt	Fe-basalt	Basalt	Basalt	Fe-diabase	Ni-gabbro	Ol-basalt	Fe-basalt	Basalt							
Latitude:	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.4	44.3	44.3	44.3	44.4						
Longitude:	130.0	130.0	130.0	130.0	130.0	130.0	130.0	130.0	130.0	130.0	129.9	129.9	129.9	129.9	129.9	129.8	129.8	129.8	130.2						
Depth (m):	-3714	-3737	-2956	-2742	-2291	-3638	-3600	-3409	-3062	-2300	-3457	-2993	-2492	-3202	-4639	-2813	-2613	-2292	-2850						
Dist. (km):	39.4	39.5	40.0	40.1	40.4	40.9	40.9	41.5	41.4	43.2	43.8	44.3	44.5	43.7	52.1	52.3	53.3	3							
SiO ₂	48.00	42.80	48.00	49.50	49.30	48.90	48.85	49.80	50.20	47.60	49.20	50.70	49.20	48.20	47.20	45.90	49.80	49.20							
TiO ₂	1.04	1.40	1.74	2.52	1.98	1.18	1.06	3.61	1.66	1.65	2.34	1.68	2.38	2.10	1.03	1.63	1.36	1.43							
Al ₂ O ₃	16.40	15.95	12.84	13.45	13.70	15.00	11.62	14.30	14.54	13.54	14.10	14.60	13.57	16.10	17.85	13.70	13.25	17.10							
Fe ₂ O ₄	8.20	10.00	13.10	14.65	13.05	9.74	9.59	19.10	12.30	11.80	14.10	12.00	12.73	13.61	10.80	8.98	10.23	14.55							
MnO	0.14	0.23	0.18	0.23	0.21	0.19	0.16	0.26	0.20	0.20	0.21	0.21	0.21	0.21	0.18	0.14	0.20	0.23							
MgO	7.87	6.81	7.41	5.58	6.30	7.80	8.15	4.27	7.20	7.32	6.25	7.43	5.14	6.20	10.10	7.65	15.00	6.05							
CaO	11.90	12.00	9.65	10.13	11.40																				

Table 2 continued

Location:	Parks Plateau (Center)											Parks Plateau (East)											Intratransform Basin
Sample:	BD04-01A	BN14-07	BD05-21A	BD06-63C	BD08-01E	BD08-02	BD08-04B	BD08-05	BD11-01														
Type:	Basalt	Ol-basalt	Ol-basalt	Hcumulate	Ni-Fe-bas.	Ni-basalt	Ni-basalt	Ni-basalt	Ni-basalt														
Latitude:	44.3	44.3	44.2	44.3	44.3	44.3	44.3	44.3	44.2														
Longitude:	130.2	130.1	129.7	129.9	130.0	130.0	130.0	130.0	129.5														
Depth (m):	-2530	-3561	-2650	-2222.5	-2000	-2000	-2000	-2000	-2000														
Dist. (km):	32	35.4	54	42	42	42	42	42	72														
SiO ₂ :	49.60	47.90	47.75	50.60	48.85	48.40	49.00	49.00	50.00														
TiO ₂ :	1.63	1.54	1.14	0.56	2.65	2.22	2.41	2.40	1.85														
Al ₂ O ₃ :	15.80	15.20	15.74	19.60	14.20	15.30	14.75	14.60	14.50														
Fe ₂ O _{3t} :	11.25	10.40	11.08	5.40	14.25	11.60	12.60	12.52	12.40														
MnO:	0.27	0.16	0.18	0.08	0.23	0.16	0.26	0.28	0.20														
MgO:	7.14	10.20	10.45	7.55	6.70	5.60	7.00	7.00	8.08														
CaO:	11.30	10.80	10.45	11.30	9.50	9.70	9.05	8.92	10.00														
Na ₂ O:	2.73	2.65	2.45	3.65	3.10	3.20	3.40	3.50	2.80														
K ₂ O:	0.22	0.26	0.27	0.20	0.37	1.41	0.88	0.88	0.21														
P ₂ O ₅ :	0.20	0.17	0.13	0.03	0.35	0.40	0.44	0.44	0.22														
LOI:	-0.53	0.80	0.36	1.37	-0.59	2.23	0.28	-0.04	-0.55														
Total	99.61	100.08	100.00	100.34	99.61	100.28	100.07	99.50	99.71														
Mg# ^a :	61.1	70.8	70	77.6	53.8	54.4	57.9	58.1	61.7														
Rb:	2.8	2.7	4.5	1.0	4.8	25.0	12.5	12.5	3.1														
Sr:	155	165	140	168	165	357	270	270	140														
Ba:	30	18	12	27	44	148	127	156	29.5														
Se:	40.0	36.0	37.0	23.0	37.0	32.0	34.0	33.5	36.0														
V:	295	270	205	140	345	270	300	300	285														
Cr:	218	450	375	155	190	237	225	225	295														
Co:	45	58	53	25	43	41	43	43	44														
Ni:	79	330	272	86	94	128	112	120	148														
Y:	32.0	32.0	24.5	15.0	53.0	40.5	47.0	46.5	35.5														
Zr:	112	108	74	29	208	205	220	225	125														
Nb:	5.7	4.3	3.3	1.7	11.7	21.4	21.5	21.4	6.8														
La:	5.5	4.7	3.4	3.6	10.5	16.6	16.3	16.4	6.1														
Ce:	15.0	13.0	9.0	11.7	28.0	36.0	37.0	36.0	16.0														
Nd:	12.5	11.5	8.0	8.5	22.0	23.0	23.5	24.0	13.0														
Sm:	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.														
Eu:	1.32	1.35	0.95	0.79	2.05	1.83	1.98	1.94	1.46														
Gd:	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.														
Dy:	5.60	5.00	4.30	2.80	9.00	6.80	8.00	8.00	6.10														
Er:	3.30	3.00	2.50	1.60	5.30	3.90	4.60	4.60	3.60														
Yb:	3.23	2.85	2.55	1.54	5.12	3.81	4.55	4.50	3.45														
Th:	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.														
(La/Yb) _n :	1.2	1.2	1.0	1.7	1.5	3.1	2.6	2.6	1.3														
(La/Nd) _n :	0.9	0.8	0.8	0.8	0.9	1.4	1.4	1.3	0.9														
(Dy/Yb) _n :	1.2	1.2	1.1	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2														
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr:	0.702347		0.702451	0.702706			0.702700		0.702367														
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd:	0.513227		0.513208	0.513216			0.513182		0.513245														

Table C2-3. Comparison of composition of samples from dive 2958 determined using different analytical methods

Sample:	2958-1	2958-1	2958-1	2958-1	2958-2	2958-2	2958-2	2958-2	2958-3	2958-3	2958-3	2958-3	2958-5	2958-5	2958-5	2958-5
Method ^a :	AES	AES*	MS	Pollock	AES	AES*	MS	Pollock	AES	AES*	MS	Pollock	AES	AES*	MS	Pollock
SiO ₂ :	50.00	49.70		<i>49.51</i>	49.50	49.80		<i>49.87</i>	48.00	48.20		<i>50.03</i>	50.20	50.20		<i>50.86</i>
TiO ₂ :	1.98	2.00		<i>2.43</i>	1.64	1.66		<i>2.94</i>	3.55	3.65		<i>2.16</i>	1.81	1.81		<i>2.00</i>
Al ₂ O ₃ :	14.20	14.45		<i>13.20</i>	14.10	14.30		<i>13.09</i>	12.55	12.53		<i>13.58</i>	14.70	14.80		<i>14.04</i>
Fe ₂ O _{3t} ^b :	12.80	12.80		<i>14.58</i>	12.20	12.16		<i>15.63</i>	16.80	17.00		<i>13.31</i>	11.75	11.55		<i>12.07</i>
MnO:	0.20	0.21		<i>0.21</i>	0.20	0.19		<i>0.21</i>	0.24	0.25		<i>0.22</i>	0.20	0.20		<i>0.20</i>
MgO:	6.20	6.20		<i>6.67</i>	7.00	7.11		<i>5.79</i>	4.98	5.04		<i>6.47</i>	6.50	6.60		<i>6.48</i>
CaO:	11.15	11.25		<i>10.53</i>	11.30	11.60		<i>9.82</i>	9.35	9.40		<i>11.33</i>	12.00	11.75		<i>11.22</i>
Na ₂ O:	2.53	2.57		<i>2.61</i>	2.60	2.57		<i>2.76</i>	2.89	2.90		<i>2.83</i>	2.57	2.55		<i>2.72</i>
K ₂ O:	0.24	0.20		<i>0.28</i>	0.08	0.10		<i>0.17</i>	0.22	0.23		<i>0.21</i>	0.23	0.24		<i>0.26</i>
P ₂ O ₅ :	0.19	0.19		<i>n.d.</i>	0.15	0.15		<i>n.d.</i>	0.35	0.36		<i>n.d.</i>	0.17	0.16		<i>n.d.</i>
LOI:	0.28	0.20		<i>0.50</i>	0.83	0.42		<i>0.70</i>	0.27	0.06		<i>0.20</i>	-0.01	-0.07		<i>0.70</i>
Total	99.77	99.77		<i>100.02</i>	99.60	100.06		<i>100.29</i>	99.20	99.62		<i>100.14</i>	100.12	99.79		<i>99.87</i>
Rb:	3.2	n.d.	1.5	2.8	0.8	n.d.	0.6	0.7	2.4	n.d.	1.8	1.8	2.4	n.d.	2.1	2.6
Sr:	99	102	104	<i>112</i>	109	110	111	<i>106</i>	104	105	105	<i>108</i>	110	110	111	<i>113</i>
Ba:	22	50	49	20	13	15	14	11	28	30	29	25	17	19	18	16
Se:	43.0	45.0	46.6	<i>44.0</i>	43.0	45.0	46.9	<i>46.3</i>	44.0	46.0	48.2	<i>44.5</i>	44.0	45.0	46.6	<i>45.6</i>
V:	403	415	402	<i>405</i>	350	364	356	<i>343</i>	600	630	639	<i>506</i>	390	385	385	<i>383</i>
Cr:	130	132	125	<i>144</i>	155	165	156	<i>183</i>	110	111	105	<i>146</i>	190	185	179	<i>193</i>
Co:	40	49	48	52	40	45	45	42	48	56	56	48	45	42	44	42
Ni:	56	75	75	129	59	64	63	87	100	109	105	98	80	72	69	92
Y:	44.5	45.5	49.6	46.0	35.5	37.5	39.7	34.0	77.0	79.0	86.3	75.0	42.0	42.0	44.8	42.0
Zr:	117	125	131	122	94	100	105	97	240	245	264	220	113	115	119	121
Nb:	4.0	4.5	4.1	3.9	3.5	3.9	4.0	3.1	8.4	8.5	8.6	7.0	3.8	4.1	4.5	4.1
La:	4.3	4.7	4.4	4.0	3.5	4.1	3.8	3.1	8.5	9.2	8.9	7.5	4.6	4.5	4.4	4.2
Ce:	12.6	13.5	13.5	12.6	10.5	11.4	11.3	9.8	25.0	26.5	26.6	23.0	12.9	13.5	13.0	13.0
Nd:	12.1	13.0	12.9	12.1	9.8	11.0	10.7	9.3	24.0	25.0	24.7	22.0	12.0	12.0	12.1	12.2
Sm:	4.30	4.50	4.55	4.29	3.50	3.70	3.75	3.22	8.00	8.20	8.37	7.47	4.30	4.10	4.21	4.16
Eu:	1.50	1.58	1.56	1.38	1.26	1.34	1.36	1.13	2.45	2.50	2.58	2.21	1.40	1.42	1.49	1.41
Gd:	6.40	6.60	6.23	6.21	5.00	5.05	5.07	4.84	10.80	11.00	11.01	10.59	5.60	5.60	5.61	6.00
Dy:	7.35	7.60	7.74	7.07	5.90	6.20	6.32	5.63	12.70	13.00	13.51	12.17	6.90	6.70	7.09	6.97
Er:	4.50	4.60	4.92	4.46	3.40	3.80	3.99	3.41	7.80	8.00	8.63	7.26	4.20	4.15	4.48	4.33
Yb:	4.50	4.65	4.55	4.32	3.52	3.78	3.70	3.20	7.72	7.90	8.07	6.94	4.12	4.15	4.24	3.98
Th:	0.40	n.d.	0.24	0.22	0.15	n.d.	0.23	0.17	0.50	n.d.	0.50	0.41	0.30	n.d.	0.25	0.24

^a AES: ICP-AES analyses (Brest); AES*: ICP-AES re-analyses on a new powder (Brest); MS: ICP-MS re-analyses on the same powder than AES*; Pollock: analyses of Pollock et al. (2005), by DCP (elements marked in *italic*) and by ICP-MS (other elements). Our ICP-MS analyses were conducted using a procedure modified after Barrat et al. (1996), on a Thermo-Finnigan Element 2. The external standard used to calculate element concentration is U.S. Geological Survey standard BHVO-2. BIR-1 and PMS were standards used to check the validity of the method.

^b Total iron expressed as Fe₂O₃.

5.2 Loss on ignition and major elements

In each dive, LOI values tend to increase with depth. This corroborates thin-section observations, where hydrothermal alteration is mainly observed in rocks of the sheeted-dike complex. No clear correlation between LOI and major elements concentrations has been

observed for the whole dataset. However, the in extrusive samples, SiO_2 slightly diminishes when LOI increases while in the sheeted-dike complex, Fe_2O_3 and CaO decrease and Na_2O increases.

All the WBD samples plot in the basalt field in the total alkali-silica diagram of Figure C2-6a (Le Bas et al., 1986), except the basaltic andesite BN13-08. In spite of this classification, rocks exhibit a wide range of compositions, ranging from mafic terms to ferrobasalts ($\text{FeO} > 12$ wt. % and $\text{TiO}_2 > 2$ wt. %, Byerly, 1980). Samples of Northern Scarp display the most differentiated compositions. Glass compositions from segregation vesicles of Northern Scarp BV2958-1 and BV2963-8 samples have been plotted together with the whole rocks analyses. They range from basaltic to dacitic and tend toward the composition of the dacite collected on the Cleft segment by Stakes et al. (2006). In major elements versus MgO diagrams (Figs C2-6c and d), samples with olivine accumulation are clearly distinguishable ($\text{MgO} > 10$ wt. %). Northern scarp and Parks Plateau samples do not differ in these diagrams. Major element variations in extrusive rocks and segregation vesicles display typical tholeiitic crystallization trends: TiO_2 and Fe_2O_3 increases when MgO decreases (up to $\text{MgO} = 3$ wt. %), then decreases in segregation vesicles; CaO decreases, Na_2O , K_2O and P_2O_5 increase continuously. Though showing no indication of mineral accumulation in thin section, some samples from Northern Scarp and Parks Plateau (including five samples of the BD08 dredge) plot above the main trend in the P_2O_5 versus MgO diagram (Fig. C2-6d).

5.3 Trace elements

Trace elements are plotted versus La, considered here as the reference highly incompatible element (Figs C2-6e-h). The olivine-cumulative samples plot toward low La contents (< 5 ppm) and are shifted toward high Ni concentrations (> 250 ppm). When La and the other incompatible elements as Nb, Nd, and Yb increase, differentiation results in a decrease of compatible elements (Ni). However, crystallization can not explain all the variability observed. Some samples, poor in olivine phenocrysts, plot clearly above the main trend in the Ni versus La diagram (Fig. C2-6d). Two of these Ni-rich samples have been triplicated and the Ni shift is still observed, whatever are the powder and the analytical method. The amplitude of the shift increases for the more mafic samples (low La).

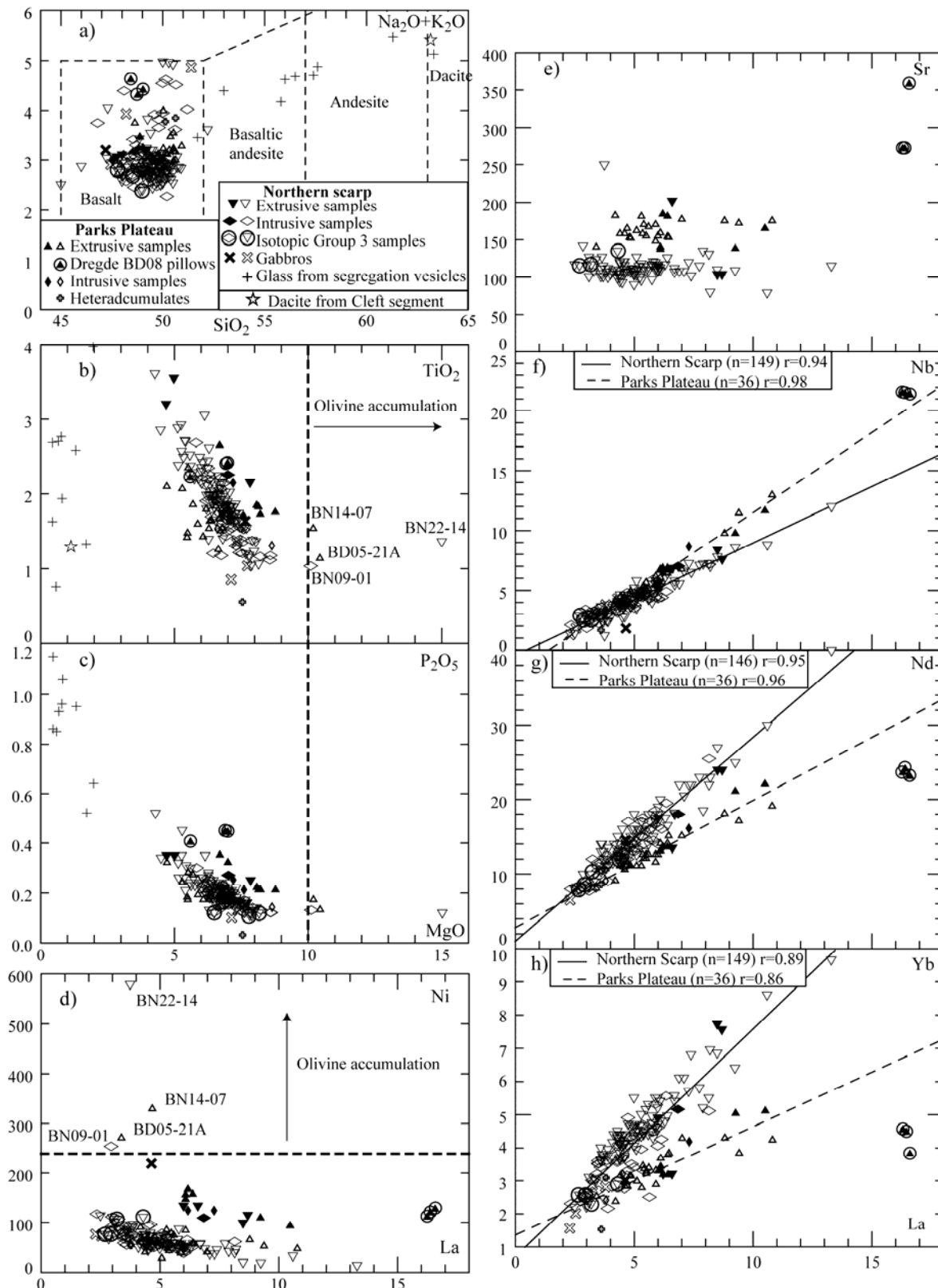


Figure C2-6. Major and trace element characteristics of samples from the West Blanco Depression. a) Total alkali-silica (TAS, field boundaries from Le Bas et al., 1986) discrimination diagram for analyses of fresh Northern Scarp and Parks Plateau samples (LOI<4 wt. %). The major element glass composition of the RC10 dacite collected on the Cleft segment is shown for comparison (Stakes et al., 2006). b-h) Selected major oxide (wt. %) and trace element (ppm) variation diagrams versus MgO and La, respectively, for the West Blanco Depression samples. The bold dashed line delineates boundaries above which the samples are cumulative in olivine. Linear regressions in incompatible trace element diagrams are shown for both Northern Scarp and Parks Plateau (except BD08) samples.

Even if the samples from Parks Plateau and Northern Scarp are not distinguishable using major elements and Ni, Sr content of Northern Scarp pillow lavas are systematically lower (except for BN22-14 and BN24-11), whatever is the La value (Fig. C2-6e). The intrusive samples are not plotted on this diagram because of the Sr sensitivity to greenschist alteration. In Nd or HREE versus La diagrams (Figs C2-6g and h), Parks Plateau and Northern scarp samples define two linear contrasted trends. This distinction, although less obvious, can also be observed in the Nb versus La diagram, where the Parks Plateau evolution is characterized by a slightly steeper slope (Fig. C2-6f). Three out of four samples of the dredge BD08 (BD08-01 apart) are characterized by very high Sr, La, and Nb contents and low Nd and Yb contents (Figs C2-6e to h).

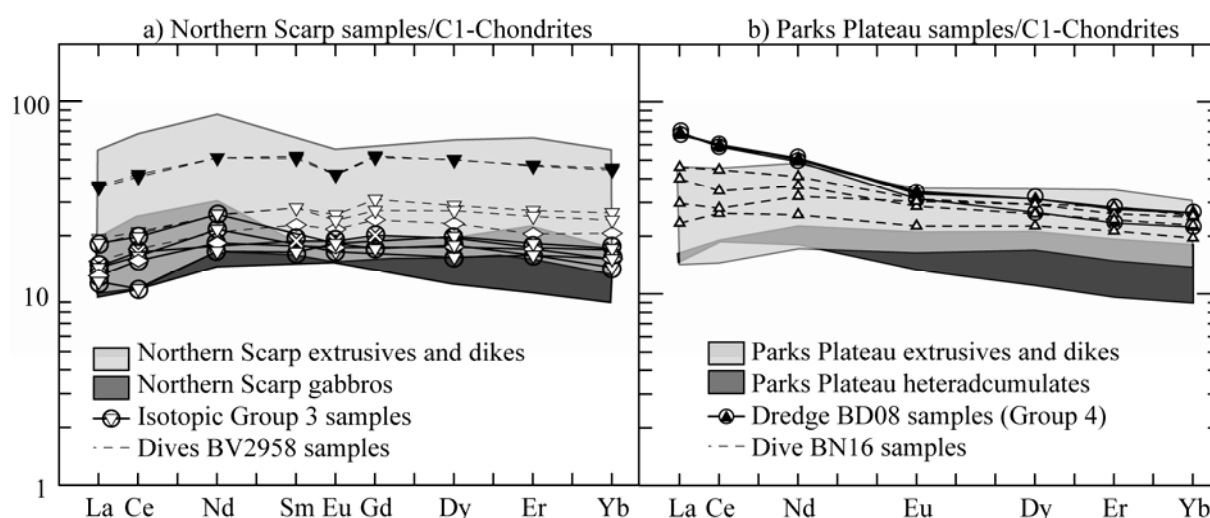


Figure C2-7. Fields for C1-chondrite-normalized REE patterns of samples from a) Northern Scarp b) and Parks Plateau with normalization values from Sun and McDonough (1989). Samples from Parks Plateau are slightly less depleted in LREE than Northern Scarp samples. Patterns of representative dives (BV2958 for Northern Scarp and BN16 for Parks Plateau) are shown as reference. The samples of the isotopic Group 3 (highly depleted) and Group 4 (E-MORB) are also plotted. Symbols as in Fig. C2-6.

The chondrite normalized REE diagrams (Fig. C2-7, Sun and McDonough, 1989) confirm the three major distinctions which have been made using Fig. C2-6. (i) Most of the Northern Scarp samples (Fig. C2-7a) are depleted in LREE and display flat patterns between MREE and HREE, which characterizes normal MORB (N-MORB). However, a few extrusive rocks and some sheeted-dike samples and gabbros show slight depletion in HREE. (ii) The normalized REE patterns of Parks Plateau samples (except BD08 samples) are more enriched in LREE. This feature can be used to rank these samples among the transitional MORB (T-MORB). (iii) BD08 dredge samples have steep slopes for LREE in normalized REE spiders, together with flat patterns from MREE to HREE (Fig. C2-7b), characteristic of enriched MORB (E-MORB). These MORB distinctions are consistent with the La-Y-Nb ternary

classificatory scheme of Cabanis and Lecolle (1989).

Except the BD08 E-MORB, the patterns are grossly parallel in each site. Less mafic samples are characterized by higher abundances in REE together with the development of a slight negative Eu anomaly (e.g., dives BV2958 and BN16, Fig. C2-7).

5.4 Sr-Nd isotope compositions

The Sr-Nd isotope ratios of WDB thirty-four samples have been measured. Results are shown in Table C2-2 and in the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of Figure C2-8, together with fields for lavas from East Pacific Rise (EPR), Juan de Fuca Ridge, including the Cleft segment, and Garrett transform. Four samples are clearly shifted toward the high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values, plotting at the right side of the mantle array (gabbros BV2963-5 and BD06-63C, hyaloclastite BN04-08, and pillow-lava BD08-04B). Such high Sr isotope ratios unrelated to changes in Nd compositions are commonly explained by seawater interaction.

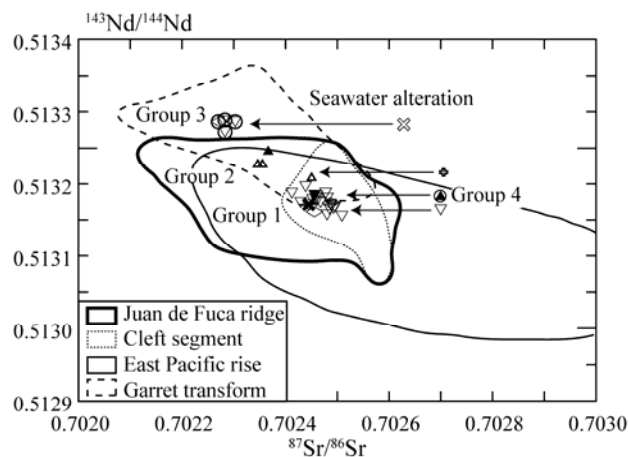


Figure C2-8. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram showing data for Parks Plateau and Northern Scarp samples, compared with lavas of the Juan de Fuca ridge, East Pacific Rise and Garrett transform. Juan de Fuca and Cleft segment fields: Cohen et al. (1980); Hegner and Tatsumoto (1987); Ito et al. (1987); White et al. (1987); Rhodes et al. (1990); Cousens et al. (1995); Chadwick et al. (2005). Garrett transform field: Wendt et al. (1999); C. Hémond (personal communication, 2006). EPR field: Petrological Database of the Ocean Floor, see <http://www.petdb.org>). Horizontal arrows traduce a presumed correction of seawater alteration effect on $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios. Note that Group 3 rocks are more depleted than all the Pacific ridge MORB samples. Symbols as in Fig. C2-6.

Except these samples, data from WDB define an array with a negative slope in the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram. In detail, isotopic compositions split into four groups, with only two of them plotting in the Juan de Fuca field (Fig. C2-8).

Group 1 includes twenty-two samples of the Northern Scarp (mainly N-MORB), having the most enriched compositions of the WDB ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \leq 0.513172$), comparable to those measured from the Cleft Segment lavas. In spite of its higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition, the

hyaloclastite BN04-08 can be associated with this group due to its low Nd isotope ratio ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513166$).

Group 2 consists of four T-MORB samples from Parks Plateau. They have depleted compositions when compared with Cleft segment lavas ($0.513208 \leq ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \leq 0.513245$). Based on its Nd isotope ratio, the gabbro BD06-63C is assumed to be related to this Group 2.

Group 3 consists of four mafic Northern Scarp N-MORB, together with the seawater altered gabbro BV2963-5. The samples display very homogeneous isotopic compositions, more depleted than the Juan de Fuca and EPR lavas ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} > 0.513250$). These samples have been collected over a restricted depth range (3600 to 3766 m), systematically at the sheeted-dike complex/extrusive boundary (Fig. C2-9).

Finally, one E-MORB (BD08-04B) is characterized by a low Nd ratio close to that of Northern Scarp samples, despite its geographic position (east of Parks Plateau). Based on the trace element similarity (Figs C2-6e to h and C2-7b), we will consider in the following discussion that all the E-MORB samples from Parks Plateau (BD08 dredge) form a single chemical group (Group 4), with the isotopic signature of BD08-04B.

6. Mantle sources

The Nd compositions of the WBD samples overlap the Juan de Fuca field, extending from its enriched end to more depleted compositions (Fig. C2-8). Such variations imply an heterogeneous mantle source, unrelated to plume-ridge interactions, as the Blanco Transform Zone is located far away from any hotspot. The isotopical array in the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram could be consistent the presence of two components in the mantle beneath the ridge. Such two-component mantle model has already been documented on Juan de Fuca ridge segments as the West Valley segment (Cousens et al., 1995) or the Axial segment (Chadwick et al., 2005).

Within each geochemical group (isotope plus trace elements), the samples belong to a similar geographic area or are characterized by specific location in the lithological succession (Group 3). Group 3 samples are not distinguishable from the other Northern Scarp rocks based on major and trace element data (Figs C2-6 and C2-7). Their highly depleted isotopic composition has not been sampled elsewhere in Pacific, except in the western rift of the Easter Microplate, the Lamont seamounts, and the Garrett Transform Zone (Wendt et al., 1999; C. Hémond, personal communication, 2006). So, the unusual Group 3 isotopic composition could be considered as a nearly pure depleted end-member. The isotopically

depleted lavas from the Garrett transform zone are porphyric and mafic ($58 < \text{Mg\#} < 71$). Although not significantly porphyric, the five Group 3 samples, are among the most mafic samples analyzed from the WBD ($62.5 < \text{Mg\#} < 68.0$, Table C2-2). As for the Garrett lavas, we assume that the depleted isotopic signature is related to the melting of a highly depleted and refractory component in the mantle source. Following Wendt et al. (1999), this depleted component could be the residue of a previous low-extent melting of a two-component mantle source, during which only the enriched and fertile component was exhausted. The N MORB-type trace element features of Group 3 (Fig. C2-7a) are consistent with a high degree of melting of such a highly depleted mantle source. The vertical and lateral distributions of Group 3 samples are shown in Fig. C2-9. Group 3 samples are located at the base of the extrusive sequence, below the Anomaly 2 isochrone. Magnetic surveys over the seafloor have identified this boundary around 10 km to the west of the pseudofault (Fig. C2-1c). The depth location of Group 3 might suggest that during the transition from propagation to accretion, high-degree melting would sample a mantle which would have previously undergone a first step of melting at lower degree beneath the propagator rift.

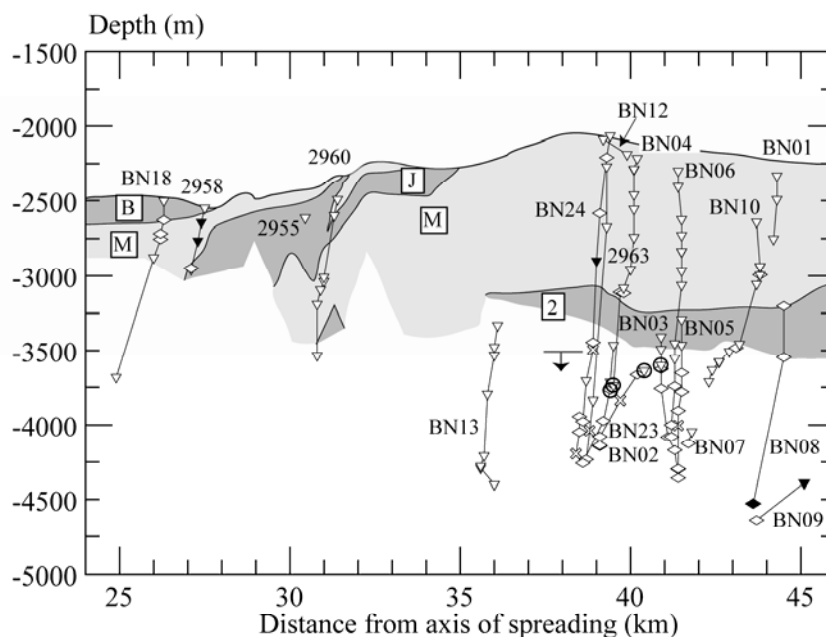


Figure C2-9. Synthesis of the petrologic and chemical features of samples collected along the central part of the Northern Scarp of the West Blanco Depression (Blancovin and Blanconautic dives) superposed to the magnetic cross section (as in Fig. C2-3). The dives are ordered across the exposure according to the distance from the Juan de Fuca ridge axis. Symbols as in Fig. C2-6.

Groups 1 and 2 lavas would result from partial melting at variable extents of two mantle areas geochemically and spatially distinct. Mantle sources are probably constituted by a Group 3-type depleted matrix variably veined by enriched material. Most lavas from

Northern Scarp and Parks Plateau were probably erupted contemporaneously, at the southern part of the Cleft segment, before the fault jump which (0.4-0.2 My, Dauteuil, 1995). During its volcanic activity, the Parks Plateau was located just close to the former Blanco transform fault (Fig. C2-2c). This fault might have played a role in the preferential sampling of a Group 2-type source isotopically depleted with respect to the Cleft segment mantle. On the other hand, Northern Scarp (Group 1), more distant from the fracture zone, is not distinguishable from the Cleft segment lavas. The sampled mantle sources remained unchanged during 2 My, which corresponds to the estimated duration of the Northern Scarp and Parks Plateau construction.

The E-MORB from BD08 dredge appear to be issued from melting of a Cleft-type mantle source. High enrichments in highly incompatible elements (LREE), together with relative constancy of HREE contents (when compared to Parks Plateau samples), are consistent with low degrees of partial melting (Figs C2-6h and C2-7b).

7. Identification of the main magmatic processes operating in the magma reservoir

The most part of Parks Plateau and Northern Scarp samples distributes in same geochemical trends in the diagrams involving major and compatible trace elements (Figs C2-6b-d). This similitude suggests that differentiation processes occurring in the magma reservoirs are roughly comparable beneath the two sites, whereas the contrasted incompatible trace element ratios (Figs C2-6e to h) rather reflect partial melting/mantle processes. The trends identified in the major element diagrams of Fig. C2-6 imply that fractionation of olivine, plagioclase, and augite have played a major role in the differentiation of WBD samples. The sharp decrease of TiO₂ in segregation vesicles and Cleft dacite shows evidence that the Fe-Ti oxides have crystallized around MgO=3 wt. %.

To extend the line of descent toward the mafic terms, we have assumed that olivine is the sole liquidus phase at MgO > 8 wt. %. Equilibrium olivine have been added to the most mafic, fresh and subaphyric sample BV2960-7 (Mg#=64.9), with an increment of 1% and assuming Rayleigh fractionation, until to reproduce a composition close to that of the olivine-cumulative sample BN22-14 (Fig. C2-10). We have adjusted at each step the MgO content in olivine by considering a ^{Fe-Mg}K_D value of 0.3 (Roeder and Emslie, 1970) and a partition coefficient of Ni in olivine directly related to the liquid composition ($d^{Ni}=(124.13/MgO_{liq})-0.897$, Hart and Davis, 1978).

If the high MgO and Ni contents observed in the porphyritic samples (BN09-01, BN14-07, BN22-14, and BD05-21A, Fig. C2-6d) can be explained by olivine accumulation, such a process is not able to account for the shift above the trends observed for some subaphyric samples from both Parks Plateau and Northern Scarp in the P_2O_5 versus MgO or Ni versus La diagrams (filled symbols, Figs C2-6c and d).

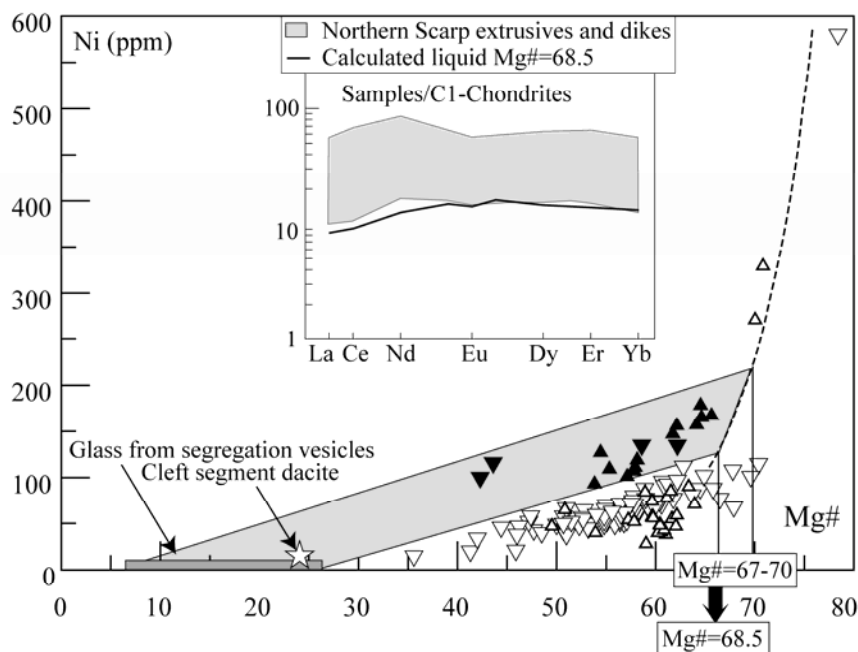


Figure C2-10. Ni (ppm) versus Mg# variations diagram for extrusive samples from both Northern Scarp and Parks Plateau. The dashed curve is the mafic extent of the line of descent, obtained from the most mafic, fresh, and subaphyric sample BV2960-7 (see text for the calculation method). Dark gray field indicates the Mg# composition of the glass from segregation vesicles and Cleft segment dacite and is used to approach the felsic end-member in a mixing model. The supposed mixing field is shaded in light gray. The intersections of this mixing field with the estimated line of descent are used to approach a mean Mg# of the replenishment liquid, which are then input in REE versus Mg# linear regressions to estimate the REE composition of the replenishment liquid (see text for more explanations). The chondrite-normalized REE diagram (Sun and McDonough, 1989) of this calculated melt is compared with Northern Scarp samples into the inset. Symbols as in Fig. C2-6.

When observed in a dive, these Ni-rich samples are systematically more evolved than the other dive samples. Such anomalous high Ni and P_2O_5 values are consistent neither with fractional crystallization, nor source heterogeneity as isotopic ratios of the corresponding samples are not distinguishable from the other WBD samples (Fig. C2-8). The subaphyric Ni-rich samples distribute roughly along straight lines in the TiO_2 and P_2O_5 versus MgO and Ni versus La diagrams of Figs C2-6b to d. Linear chemical variations, together with the fact that some Ni-rich lavas are ferrobasalts, suggest a binary mixing process between felsic and mafic end-members. Dispersion of the samples from the mixing lines could traduce compositional variations of the felsic and/or mafic end-members (Kuritani, 2001).

8. Dive BV2958: petrologic investigation of crystallization under hydrous conditions coupled with magma mixing

8.1 The dive BV2958

The dive BV2958, located 27 km east to the axis (Fig. C2-9), has been chosen for a detailed petrologic study for several reasons. (i) It samples only the extrusive unit, in which depths can be directly related to time. The collected samples cover a significant range of time, since the vertical stratigraphy overlaps three magnetic periods (from Brunhes to Jaramillo, Fig. C2-9). (ii) The samples present some remarkable petrographic features: the two types of including relations between plagioclase and clinopyroxene phenocrysts are observed, and the dike BV2958-2 contains a coarse-grained xenolith (0.6*0.5 cm) made up of highly zoned plagioclases, bearing recrystallized glass inclusions (Figs C2-11b and d, inset). (iii) From a chemical point of view, this dive is characterized by a large range of whole rock compositions, from quite mafic ($Mg\# = 58.7$, BV2958-2) to ferrobasaltic ($Mg\# > 42.3$, BV2958-3 and -4, Table C2-2). This compositional range is still extended by the glass composition of the segregation vesicles in sample BV2958-1. In addition, two olivine-poor, Ni-rich lavas (BV2958-3 and -4), interpreted as mixing products, occur just below the Brunhes/Matuyama isochrone, 180 and 310 m above the dike BV2958-2, respectively (Fig. C2-9). Mantle source heterogeneity can not account for such a compositional diversity, as the isotopic ratio range of the BV2958 samples is restricted (Fig. C2-8).

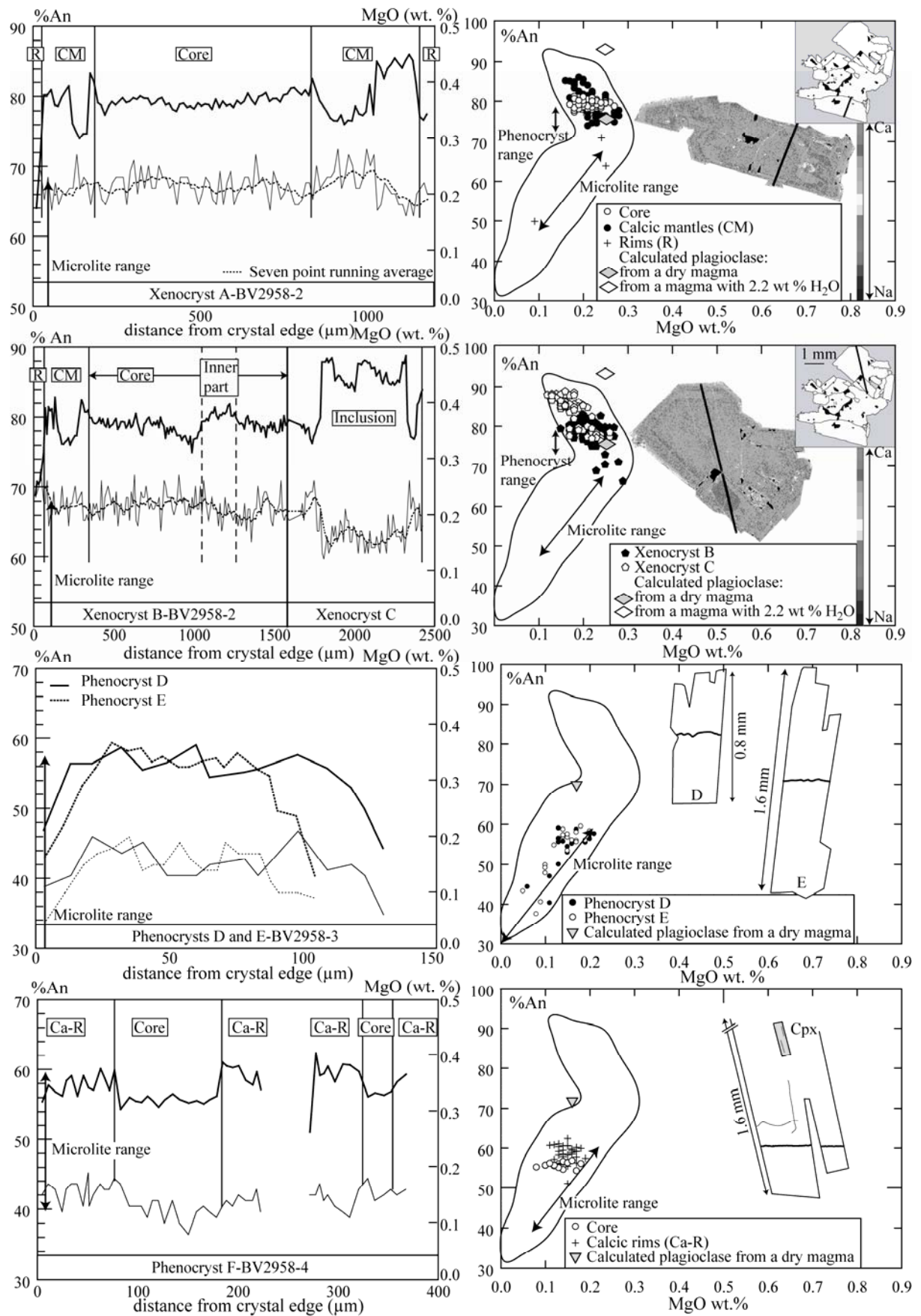
8.2 Plagioclase as a marker of magmatic processes

The bulk rock chemistry is assumed to record the composition of the melt residing in the reservoir at the time of the magma tapping and then it represents a time-integrated combination of various magmatic mechanisms. Additionally, chemical zonings in plagioclase have been extensively studied to return to magma chamber evolution and dynamics during the crystal growth, because of the slow diffusion of major and minor components in the crystal structure (Grove et al., 1984; Baschek and Johannes, 1995). Changes in the plagioclase composition regarding major elements (>1% in the crystal) are controlled by a large number of chemical and physical parameters (mainly melt composition, volatile content, and temperature). On the other hand, minor elements will be rather sensitive only to one or two of these parameters. Thus, correlations between major and minor element compositions can be used to state the role of these different parameters during magma differentiation.

Chemical traverses have been made in the plagioclase xenolith from the dike BV2958-2 and in phenocrysts from the overlying lavas BV2958-3 and -4. Representative analyses of the profiles are shown in Table C2-1. The chemical profiles are plotted in An versus MgO diagrams (Fig. C2-11) in order to place their compositions within the two previously identified trends (Fig. C2-4) and to compare them with the compositions of theoretical plagioclases crystallizing in equilibrium with the host rocks (BV2958-2, -3, and -4, see calculation method in Fig. C2-11). MgO is used as a proxy of the host melt evolution given the fact that its partition coefficient between plagioclase and liquid is little dependent on others parameters, as cooling rate, An content, and oxygen fugacity (Phinney, 1992; Kuritani, 1998; Ginibre et al., 2002).

The outermost edges of plagioclase crystals are characterized by a MgO increase without change in the An content (Fig. C2-4, not shown in Fig. C2-11), which probably records local kinetic effects. After lava eruption, the crystal growth rates are higher than the rates of element diffusion through the melt, which leads to the formation of a chemical boundary layer at the crystal-melt interface. This layer is depleted in plagioclase-compatible elements and enriched in incompatible elements (Ginibre et al., 2002). To do not take into consideration these chemical effects, analyses with MgO > 0.3 wt. % will not be considered further. Trend 1 (concomitant decreases of An and MgO in phenocrysts and microlites, Figs C2-4 and C2-11) reflects melt differentiation both in magma chamber (phenocrysts) and during groundmass (microlites) crystallization. This Trend is illustrated by composition of plagioclase phenocrysts from BV2958-3 and -4 lavas (Fig. C2-11). By contrast, in Trend 2, An and MgO contents of plagioclase phenocrysts are negatively correlated (Fig. C2-4). Composition of the plagioclase xenocrysts from the dike BV2958-2 plots in Trend 2, extending from the Trend intersection to high-An low-MgO values. High An contents such those observed in Trend 2 have been interpreted as the result of high water contents in the host melt (Hattori and Sato, 1996; Kuritani, 1998; Ginibre et al., 2002; Landi et al., 2004; Berndt et al., 2005).

Figure C2-11. An and MgO profiles in some plagioclase crystals from dive BV2958 samples and position of the profile analyses in the An versus MgO diagram. Selected analyses are given in Table 1. Location of the profiles inside the crystals is shown. Theoretical plagioclase compositions plotted in the An versus MgO diagram are deduced from the host rock analyses, considering the following equilibrium constant of plagioclase-melt exchange reactions for anorthite and albite: $K_D^{Ca-Na} = 1.3$ for anhydrous melt (Baker and Eggler, 1987) and $K_D^{Ca-Na} = 5.5$ for melt with 2.2 wt. % of H₂O (Sisson and Grove, 1993). MgO contents in plagioclase are deduced from the partition coefficient of Mg between plagioclase and melt ($d^{Mg} = 0.035$, Ginibre et al., 2002). a-d) Plagioclase xenocrysts from dyke BV2958-2. e and f) Plagioclase phenocrysts from pillow-lavas BV2958-3. g and h) Plagioclase phenocryst from pillow-lavas BV2958-4. R= rim, CM= calcic mantle, Ca-R= calcic rim.



To confirm such an assumption, we have calculated theoretical compositions of plagioclases crystallizing in equilibrium with BV2958-2, both under anhydrous conditions and with 2.2 wt. % of H₂O in the magma (Figs C2-11b and d). Addition of H₂O in the liquid clearly shifts the plagioclase composition toward high An content (from An₇₆ to An₉₃, in the studied case) and allows to reproduce the An-rich compositions observed in the Trend 2 (up to An₉₁). However, a sole increase of the H₂O in the magma cannot account for the negative correlation between An and MgO. Thus, Trend 2 would reflect a progressive increase of the water content (generating An-rich compositions) coupled with melt differentiation (decrease of MgO). Some authors have proposed that an H₂O enrichment can modify the liquid line of descent, delaying plagioclase and clinopyroxene crystallization relative to olivine, which leads to a residual melt both depleted in MgO and enriched in CaO (Kuritani, 1998; Danyushevsky, 2001).

8.3 BV2958-2: mushy boundary layer crystallization

The An and MgO profiles together with the Ca distribution maps realized in two plagioclases from the BV2958-2 xenolith are shown in Figs C2-11a to d. MgO contents display short-wavelength fluctuations of variable amplitude. To emphasize the large-scale tendencies, we have applied a seven-point running average to the MgO data. In the core of Xenocryst A, An is quite constant (An₇₇ to An₈₁) but MgO displays great variations (0.17 to 0.27 wt. %, Figs C2-11a and b). The core is sharply surrounded by a calcic mantle (An₇₉₋₈₆) with sharp boundaries, split by large An-poor zones (An₇₄₋₇₈), where MgO correlates negatively with An. The rims of the crystal have low-An (An₅₀₋₇₁), low-MgO, microlite-like compositions. The right side of Xenocryst B includes a small (0.4 mm wide) normally zoned plagioclase crystal (Xenocryst C), composed of an An-rich core (An₈₄₋₈₉) abruptly cut by less calcic margins (An₇₆₋₈₄, Fig. C2-11c). MgO and An in Xenocryst C are also negatively correlated (Figs C2-11c and d). In host Xenocryst B, rims and calcic mantles are still observed, but there the plagioclase core is characterized by a quite calcic (An₇₉₋₈₂) and MgO-poor inner zone, bounded by An drops, after which An gradually increases to achieve the calcic mantle composition. Except in the xenocryst rims, An contents of Xenocrysts A, B, and C are higher than for a plagioclase crystallizing from the host melt BV2958-2 under anhydrous conditions.

Calculation of equilibrium plagioclase compositions suggests that the most An-rich compositions (An₈₆ for Xenocryst-A calcic mantles and An₈₉ for Xenocryst-C core) require

addition of slightly less than 2 wt. % H₂O in the magma. The position of Xenocrysts A, B, and C within Trend 2 is consistent with a progressive differentiation of the melt as H₂O increases (Figs C2-11b and d). In the other hand, the phenocryst display compositions quite in equilibrium with the host rock, under anhydrous conditions (Figs C2-11b and d). Thus, evolved H₂O-rich melt compositions have probably not prevailed in the whole magma reservoir but should reflect local conditions. The zoning patterns recorded in Xenocrysts A, B, and C could be explained by a mechanical transport through a compositional/H₂O gradient. Such a Trend 2-type evolution, extending toward An-rich compositions, has already been observed by Kuritani (1998) in phenocrysts of alkali basalts from the Rishiri stratovolcano. It has been interpreted as resulting from crystallization in a hydrated mushy boundary layer. Beneath spreading ridges, magma chambers are thought to be composite (Sinton and Detrick, 1992). In the thin melt lens, conditions are mostly mafic, as suggested by BV2958-2 bulk rock composition, and quite anhydrous, as usually presumed for MORB (Michael and Chase, 1987). The melt lens is overlaid by a large mushy crystallization zone, where more evolved and H₂O-rich compositions can be locally achieved, respectively due to high thermal gradient and input of hydrothermal and/or magmatic water expelled from the adjacent rocks. Xenocrysts are thought to have crystallized alternately from these different zones: calcic mantles of Xenocrysts A and B and core of Xenocryst C would have crystallized in the hydrated mushy zone, whereas less calcic compositions would have recorded crystallization in or near the melt lens. Magma tapping has preferentially sampled the easily removable basaltic liquid from the melt lens, together with a few crystals from the locally hydrated mushy zone. Crystallization after magma eruption has been recorded by the An-poor, microlite-like crystal rims.

8.4 BV28958-3 and BV2958-4: hydration and magma mixing

The contrasted chemical profiles and distinct position in the An-MgO diagram of the phenocrysts from the lavas BV2958-3 and -4 (Trend 2) with respect to the xenocrysts from the dike BV2958-2 (Trend 1) require different conditions of crystallization (Figs C2-11e to h). In BV2958-3, plagioclase Phenocrysts D and E are normally zoned (core with An₅₃₋₅₉ and rims with An₃₇₋₅₀) and their Trend 1-type microlite-like compositional variations reflect for the most part post-emplacement crystallization of the host lava. In contrast, Phenocryst F from BV2958-4 exhibits a clear reversal zoning: in the chemical profile, made in on the bifid termination of the crystal, each branch contains a core (An₅₄₋₅₇) surrounded by more calcic

rims (An₅₇₋₇₅, Figs C2-11g and h). Even if the analyses of Phenocryst F plot within Trend 1, An remains fairly constant both in the core and calcic rims despite a range of MgO variations comparable to Phenocrysts D and E. Its An composition places Phenocryst F toward the calcic end of the microlite array in Fig. C2-11h.

In the An versus MgO diagram, the profile analyses plot toward lower An than the equilibrium plagioclases crystallizing in anhydrous conditions (Figs C2-11f and h). We have calculated the mean MgO content and Ca/Na ratio of the anhydrous melts supposed in equilibrium with the cores of Phenocrysts D, E, and F. They are evolved liquids (Ca/Na~0.8 and MgO~3.6 wt. %), with compositions comparable to those of segregation vesicles or dacite from Cleft segment. Such calculations, together with the observed inverse zoning, suggest that the core of Phenocryst F would have crystallized in a dacitic magma whereas its calcic rims would equilibrate with a more mafic liquid. This interpretation is consistent with the Ni-rich compositions of the subaphyric and evolved host lavas (BV2958-3 and -4), a feature previously interpreted as resulting from a mixing event.

In addition, BV2958-3 and -4 present some petrologic evidence for H₂O-influenced crystallization. First, they are ones of the scarce WDB samples where augite crystals are systematically included in plagioclase phenocrysts. Such textural relationships are usually indicative of H₂O in magma (Landi et al., 2004). Moreover, fO_2 values, determined from BV2958-3 groundmass Fe-Ti oxides, plot slightly above the FMQ buffer (Fig. C2-5) and are higher than those of common MORB (Christie et al., 1986; Lee et al., 2005). High fO_2 values traduce oxidized conditions of crystallization, possibly in relation with relatively high H₂O pressures. Such an interpretation is consistent with the high vesicularity (second boiling) observed in BV2958-3.

The combination of petrologic studies of the dike BV2958-2 (plagioclase xenocryst) and the overlying pillow lavas BV2958-3 and -4 (plagioclase phenocrysts, equilibration of Fe-Ti oxide pairs) can be used to track the mechanisms operating in the magma chamber during a limited interval of time. Evolved H₂O-rich melts from the mushy zone, a relic of which is the xenolith observed in BV2958-2, spread to the whole reservoir, probably by solutal convection, producing dacitic areas in the melt lens (Fig. C2-12a). Mixing of these dacitic melts with mafic replenishment magmas might explain the Ni-rich intermediate lava compositions (ferrobasalts BV2958-3 and -4) together with the inverse zoning of Phenocryst F. The associated hydration was sufficient to delay plagioclase crystallization and increase fO_2 values but not enough to cause An-rich plagioclase crystallization. As the replenishment proceeded, relatively mafic compositions, as those observed in overlying basalt BV2958-5,

were progressively reached (Fig. C2-12a).

9. An open-magma chamber model

The geochemical and petrologic study of the dive BV2958 has revealed the occurrence of replenishment events in a composite magma reservoir. The chemical characteristics of the samples BV2958-3 and -4 (i.e. Ni-rich compositions), indicative of post-replenishment blending, are shared by other samples from both Parks Plateau and Northern Scarp, which allows to generalize refilling and mixing to all the WBD samples. BV2958-3 and -4 plagioclase compositions have shown that the felsic end-member is probably dacitic, such as segregation vesicles. The intersections between the two likely mixing lines originating from the both limits of the segregation vesicles field and the previously calculated olivine-fractionation curve (Fig. C2-10) provide an estimation of the range of Mg# values in the replenishment melt(s) ($67 < \text{Mg\#} < 70$). Subsequently, linear regressions between Mg# and REE contents (except Sm and Gd, only analyzed in a few samples) have been calculated from 88 fresh, subaphyric, likely cogenetic (variations of La/Nb, Nd/Zr, and La/Yb lesser than 3σ), and Ni-poor extrusive samples from Northern Scarp. These regressions have then been used to estimate the REE composition of a mean replenishment liquid (Mg#=68.5). The corresponding calculated REE pattern is shown in Fig. C2-10, together with the range of Northern Scarp lava and dike compositions. The calculated pattern is grossly parallel to the lava ones: it is depleted in LREE ($\text{La/Yb}_N < 0.7$), a feature consistent with a N-MORB signature. The replenishment melt pattern has slightly lower REE concentrations than the sampled rocks, consistently with its mafic character. However, its composition is not as primitive as suggested by other studies (Langmuir et al., 1992), which could suggest that a magma which has previously undergone little differentiation can be delivered in the magma reservoir beneath ridge axis.

Using some Northern Scarp dives through the extrusive unit, further evidence of replenishment is shown by the distribution of Mg# with depth. The closest dives, spaced by less than 3 km, can be considered as sampling equivalent sections of crust (such a distance is in the range of width of the axial graben in the Cleft segment, (Canales et al., 2005; Stakes et al., 2006). Consequently, these dives will be combined to increase the sampling density and the length of the vertical traverses (see Figs C2-2, C2-9, and C2-12). For each group of selected dives, Mg# is plotted against depth, together with lithological and magnetic sequences (Fig. C2-12). The compositions of dikes intruding the extrusive unit are also

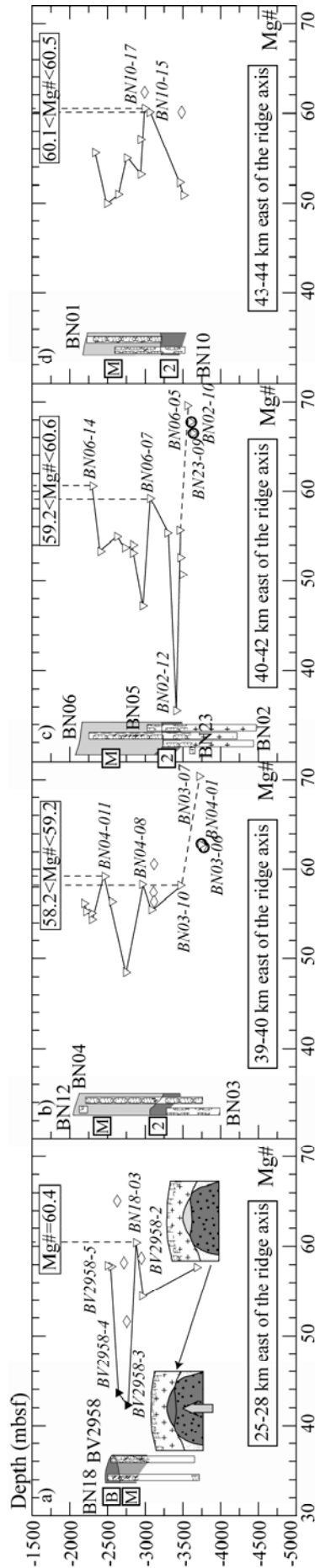


Figure C2-12. Evolution of Mg# with depth in extrusive unit for four selected groups of dives (see text for the selection criteria). For each groups, lithological successions and magnetic profiles are reminded (abbreviations and lithological representations as in Fig. C2-3). Names of key sample and Mg# range of mafic compositions are given. a) Dives BV2958 and BN18. Sketches of the proposed model of refilling and mixing are shown (gray shaded: mafic magma, dark shaded: dacitic magma). b) Dives BN03, 04, and 12. c) Dives BN02, 05, 06, and 23. d) Dive BN01 and 10. Symbols as in Fig. C2-6.

indicated. The selected dives cover the central part of Northern Scarp, from 25 to 44.5 km east of the axis. Samples of isotopic Group 3 will not be included in the further discussion as they are issued from different parental melts. Two samples (BN03-07 and BN06-04), not analyzed for Sr-Nd isotopes but having both the same mafic composition and depth than Group 3 samples, will be considered cautiously.

The Mg# evolution of the previously studied dive BV2958, combined with dive BN18, is plotted in Fig. C2-12a. Even if the three other dive groups cross over an oldest crust (Matuyama and Anomaly 2 magnetic periods, Figs C2-12b to d), Mg# varies with depth in a comparable way with, from bottom to top, a transition from mafic to intermediate terms followed by a return to mafic compositions. Moreover, the most mafic compositions reached in extrusive samples for each dive are particularly homogeneous ($58.2 \leq \text{Mg\#} \leq 60.6$, for 8 samples; Group 3-like samples BN03-07 and BN06-04 apart). The most evolved compositions are either ferrobasalts (Figs C2-12a and c) or basalts with Mg# ranging from 47 to 51. These similarities suggest that: (i) replenishment is a widespread event; (ii) this event has governed the magmatic system during a significant lap of time; (iii) the replenishment melt composition is remained quite constant.

Juteau et al. (1995) have proposed that the Northern Scarp ferrobasalts are produced during the progressive transition from propagation to accretion (1.5 to 1 My, ie 28 to 42 km if a 56 mm/yr full spreading rate is assumed). They would result from closed-system differentiation in short-lived magma reservoirs. In our interpretation, the ferrobasalts from Northern Scarp typically result from a mixing process between dacitic and mafic end-members, in long-lived periodically refilled magma reservoirs.

References

- Andersen, D.J. and Lindsley, D.H., 1985. New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer. Abstract AGU 1985 Spring Meeting. Eos Transactions, American Geophysical Union 66, 416.
- Bach, W., Hegner, E., Erzinger, J. and Satir, M., 1994. Chemical and isotopic variations along the superfast Spreading East Pacific Rise from 6 to 30°S. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116, 365-380.
- Baker, D.R. and Eggler, D.H., 1987. Compositions of anhydrous and hydrous melts coexisting with plagioclase, augite, and olivine or low-Ca pyroxene from 1 atm to 8 kbar: application to the Aleutian volcanic center of Akta. *American Mineralogist* 72, 12-28.
- Barrat, J.A., Keller, F. and Amosse, J., 1996. Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. *Geostandards Newsletter* 20, 133-139.
- Baschek, G. and Johannes, W., 1995. The estimation of NaSi-CaAl interdiffusion rates in peristerite by homogenization experiments. *European Journal of Mineralogy* 7, 295-307.
- Berndt, J., Koepke, J. and Holtz, F., 2005. An experimental investigation of the influence of water content and oxygen fugacity on differentiation of MORB at 200 MPa. *Journal of Petrology* 46, 135-167.
- Byerly, G.R., 1980. The nature of differentiation trends in some volcanic rocks from the Galapagos spreading center. *Journal of Geophysical Research* 85, 3797-3810.
- Cabanis, B. and Lecolle, M., 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8 : un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Série 2* 309, 2023-2029.
- Canales, J.P., Detrick, R.S., Carbotte, S.M., Kent, G.M., Diebold, J.B., Harding, A.J., Babcock, J.M., Nedimovic, M.R. and Van Ark, E., 2005. Upper crustal structure and axial topography at intermediate spreading ridges: Seismic constraints from the southern Juan de Fuca ridge. *Journal of Geophysical Research* 110, doi: 10.1029/2005JB003630.
- Caroff, M., Lagabrielle, Y., Spadea, P. and Auzende, J.-M., 1997. Geochemical modeling of nonsteady-state magma chambers: A case study from an ultrafast spreading ridge, East Pacific Rise, 17-19°S. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 4367-4374.
- Chadwick, J., Perfit, M.R., Ridley, W.I., Jonasson, I.R., Kamenov, G., Chadwick, W.W.J., Embley, R.W., Le

- Roux, P. and Smith, M.C., 2005. Magmatic effects of the Cobb hot spot on the Juan de Fuca Ridge. *Journal of Geophysical Research* 110, B03101, doi: 10.1029/2003JB002767.
- Christie, D.M. and Sinton, J.M., 1981. Evolution of abyssal lavas along propagating segments of the Galapagos spreading center. *Earth and Planetary Science Letters* 56, 321-335.
- Christie, D.M., Carmichael, I.S.E. and Langmuir, C.H., 1986. Oxidation states of mid-ocean ridge basalt glasses. *Earth and Planetary Science Letters* 79, 397-411.
- Cohen, R.S., Evensen, N.M., Hamilton, P.J. and O'Nions, R.K., 1980. U-Pb, Sm-Nd and Rb-Sr systematics of Mid-Ocean Ridge Basalt glasses. *Nature* 283, 149-153.
- Cordier, C., Clément, J.-P., Caroff, M., Hémond, C., Blais, S., Cotten, J., Bollinger, C., Launeau, P. and Guille, G., 2005. Petrogenesis of coarse-grained intrusives from Tahiti-Nui and Raiatea (Society Islands, French Polynesia). *Journal of Petrology* 46, 2281-2312.
- Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Maury, R.C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M. and Brousse, R., 1995. Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: Evidence from French Polynesia. *Chemical Geology* 119, 115-138.
- Cousens, B.L., Allan, J.F., Leybourne, M.I., Chase, R.L. and Van Wagoner, N., 1995. Mixing of magmas from enriched and depleted mantle sources in the northeast Pacific: West Valley segment, Juan de Fuca Ridge. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 120, 337-357.
- Danyushevsky, L.V., 2001. The effect of small amounts of H₂O on crystallization of mid-ocean ridge and backarc basin magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 110, 265-280.
- Dauteuil, O., 1995. Fault pattern from Seabeam processing: the western part of the Blanco Fracture Zone (NE Pacific). *Marine Geophysical Researches* 17, 17-35.
- Delaney, J.R., Johnson, H.P. and Karsten, J.L., 1981. The Juan de Fuca ridge-hot spot-propagating rift system: new tectonic, geochemical, and magnetic data. *Journal of Geophysical Research* 86, 11747-11750.
- Delaney, J.D.E., Spiess, F.N., Colony, W.E., Karsten, J.L., Kelley, D.S. and Nehlig, P., 1987. A complete deep-tow swath map of south-facing wall of the Blanco Trough, Juan de Fuca region. *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 68, 1509.
- Dosso, L., Hanan, B.B. and Bougault, H., 1991. Sr-Nd-Pb geochemical morphology between 10°N and 17°N on the Mid-Atlantic Ridge: a new MORB isotope signature. *Earth and Planetary Science Letters* 106, 29-43.
- Embley, R.W. and Wilson, D.S., 1992. Morphology of the Blanco Transform Fault Zone-NE Pacific: Implications for its tectonic evolution. *Marine Geophysical Researches* 14, 25-45.
- Gaetani, G.A., DeLong, S.E. and Wark, D.A., 1995. Petrogenesis of basalts from the Blanco Trough, northeast Pacific: Inferences for off-axis melt generation. *Journal of Geophysical Research* 100, 4197-4214.
- Gee, J.S. and Kent, D.V., 1998. Magnetic telechemistry and magmatic segmentation on the Southern East Pacific Rise. *Earth and Planetary Science Letters* 164, 379-385.
- Ginibre, C., Wörner, G. and Kronz, A., 2002. Minor- and trace-element zoning in plagioclase: implications for

- magma chamber processes at Parinacota volcano, northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143, 300-315.
- Grove, T.L., Baker, M.B. and Kinzler, R.J., 1984. Coupled CaAl-NaSi diffusion in plagioclase feldspar: Experiments and application to cooling rate speedometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 2113-2121.
- Hart, S.R. and Davis, K.E., 1978. Nickel partitioning between olivine and silicate melt. *Earth and Planetary Science Letters* 40, 203-219.
- Hattori, K. and Sato, H., 1996. Magma evolution recorded in plagioclase zoning in 1991 Pinatubo eruption products. *American Mineralogist* 81, 982-994.
- Hegner, E. and Tatsumoto, M., 1987. Pb, Sr, and Nd isotopes in basalts and sulfides from the Juan de Fuca ridge. *Journal of Geophysical Research* 92, 11380-11386.
- Ito, E., White, W.M. and Goepel, C., 1987. The O, Sr-Nd, and Pb isotope geochemistry of Mid-Ocean Ridge Basalts. *Chemical Geology* 62, 157-176.
- Juteau, T., Bideau, D., Dauteuil, O., Manac'h, G., Naidoo, D.D., Nehlig, P., Ondreas, H., Tivey, M.A., Whipple, K.X. and Delaney, J.R., 1995. A submersible study in the Western Blanco Fracture Zone, N.E. Pacific: structure and evolution during the last 1.6 Ma. *Marine Geophysical Researches* 17, 399-430.
- Karson, J.A., Maurice, A.T. and Delaney, J.R., 2002. Internal structure of uppermost oceanic crust along the Western Blanco Transform Scarp: Implications for subaxial accretion and deformation at the Juan de Fuca Ridge. *Journal of Geophysical Research* 107, doi:10.1029/2000JB000051.
- Kuritani, T., 1998. Boundary layer crystallization in a basaltic magma chamber: Evidence from Rishiri volcano, northern Japan. *Journal of Petrology* 39, 1619-1640.
- Kuritani, T., 2001. Replenishment of a mafic magma in a zoned felsic magma chamber beneath Rishiri Volcano, Japan. *Bulletin of Volcanology* 62, 533-548.
- Lagabriele, Y. and Cormier, M.-H., 1999. Formation of large summit troughs along the East Pacific Rise as collapse calderas: An evolutionary model. *Journal of Geophysical Research* 104, 12971-12988.
- Landi, P., Métrich, N., Bertagnini, A. and Rosi, M., 2004. Dynamics of magma mixing and degassing recorded in plagioclase at Stromboli (Aeolian Archipelago, Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 147, 213-227.
- Langmuir, C.H., Klein, E.M. and Plank, T., 1992. Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: Constraints on melt generation beneath Ocean Ridges. *American Geophysical Union Monograph* 71, 183-280.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanics rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745-750.
- Le Mée, L., Girardeau, J. and Monnier, C., 2004. Mantle segmentation along the Oman ophiolite fossil mid-ocean ridge. *Nature* 432, 167-172.
- Lee, C.-T.A., Leeman, W.P., Canil, D. and Li, Z.-X.A., 2005. Similar V/Sc systematics in MORB and arc

- basalts: implications for the oxygen fugacities of their mantle source region. *Journal of Petrology* 46, 2313-2336.
- Lepage, L.D., 2003. ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry. *Computers & Geosciences* 29, 673-678.
- Manac'h, G., Lécuyer, C. and Juteau, T., 1999. A fluid inclusion and stable isotope study of hydrothermal circulation in a transform zone: Western Blanco Depression, northeast Pacific. *Journal of Geophysical Research* 104, doi: 10.1029/1998JB900069.
- Michael, P.J. and Chase, R.L., 1987. The influence of primary magma composition, H₂O and pressure on mid-ocean ridge basalt differentiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 96, 245-263.
- Middlemost, E.A.K., 1989. Iron oxydation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology* 70, 19-29.
- Niu, Y., Bideau, D., Hekinian, R. and Batiza, R., 2001. Mantle compositional control on the extent of mantle melting, crust production, gravity anomaly, ridge morphology, and ridge segmentation: a case study at the Mid-Atlantic Ridge 33-35°N. *Earth and Planetary Science Letters* 186, 383-399.
- O'Hara, M.J., 1977. Geochemical evolution during fractional crystallization of a periodically refilled magma chamber. *Nature* 266, 503-507.
- Perrot, K., Francheteau, J., Maia, M. and Tisseau, C., 1998. Spatial and temporal variations of subsidence of the East Pacific Rise (0-23°S). *Earth and Planetary Science Letters* 160, 593-607.
- Phinney, W.C., 1992. Partition coefficients for iron between plagioclase and basalt as a function of oxygen fugacity: Implications for Archean and lunar anorthosites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 1885-1895.
- Pollock, M.A., Klein, E.M., Karson, J.A. and Tivey, M.A., 2005. Temporal and spacial variability in the composition of lavas exposed along the Western Blanco Transform Fault. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 6, doi: 10.1029/2005GC001026.
- Rhodes, J.M., Morgan, C. and Liias, R.A., 1990. Geochemistry of Axial Seamount lavas: magmatic relationship between the Cobb hotspot and and the Juan de Fuca ridge. *Journal of Geophysical Research* 95, 12713-12733.
- Riddihough, R.P., 1984. Recent movement of the Juan de Fuca plate system. *Journal of Geophysical Research* 89, 6980-6995.
- Robson, D. and Cann, J.R., 1982. A geochemical model of mid-ocean ridge magma chambers. *Earth and Planetary Science Letters* 60, 93-104.
- Roeder, P.L. and Emslie, R.F., 1970. Olivine-liquid equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 29, 275-289.
- Sinton, J.M. and Detrick, R.S., 1992. Mid-Ocean Ridge Magma Chambers. *Journal of Geophysical Research* 97, 197-216.

- Sisson, T.W. and Grove, T.L., 1993. Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113, 143-166.
- Smith, S.E., Casey, J.F., Bryan, W.B., Dmitriev, L., Silantsev, S. and Magakyan, R., 1998. Geochemistry of basalts from the Hayes Transform region of the Mid-Atlantic ridge. *Journal of Geophysical Research* 103, 5305-5329.
- Stakes, D.S., Perfit, M.R., Tivey, M.A., Caress, D.W., Ramirez, T.M. and Maher, N., 2006. The Cleft revealed: Geologic, magnetic, and morphologic evidence for construction of upper oceanic crust along the southern Juan de Fuca Ridge. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 7, doi: 10.1029/2005GC001038.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. and Norry M.J. (Eds), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, London, pp. 313-345.
- Tivey, M.A., 1994. Fine-scale magnetic anomaly field over the southern Juan de Fuca ridge: Axial magnetization low and implications for crustal structure. *Journal of Geophysical Research* 99, 4833-4855.
- Tivey, M.A., 1996. Vertical magnetic structure of ocean crust determined from near-bottom magnetic field measurements. *Journal of Geophysical Research* 101, 20275-20296.
- Tivey, M.A., Johnson, H.P., Fleutelot, C., Hussenoeder, S.A., Lawrence, R., Waters, C. and Wooding, B., 1998. Direct measurement of magnetic reversal polarity boundaries in a cross-section of oceanic crust. *Geophysical Research Letters* 25, 3631-3634.
- Tolstoy, M., Harding, A.J. and Orcutt, J.A., 1997. Deepening of the axial magma chamber on the southern East Pacific Rise toward the Garrett Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research* 102, 3097-3108.
- Wendt, J.I., Regelous, M., Niu, Y., Hékinian, R. and Collerson, K.D., 1999. Geochemistry of lavas from the Garrett Transform Fault: insights into mantle heterogeneity beneath the eastern Pacific. *Earth and Planetary Science Letters* 173, 271-284.
- White, W.M., Hofmann, A.W. and Puchelt, H., 1987. Isotope geochemistry of Pacific Mid-Ocean Ridge Basalts. *Journal of Geophysical Research* 92, 4881-4893.
- Wilson, D.S., 1992. Focused mantle upwelling beneath mid-ocean ridges: Evidence from seamount formation and isostatic compensation of topography. *Earth and Planetary Science Letters* 113, 41-55.
- Wilson, D.S., Hey, R.N. and Nishimura, C., 1984. Propagation as a mechanism of reorientation of Juan de Fuca Ridge. *Journal of Geophysical Research* 89, 9215-9225.

III- Application du modèle de réalimentation sinusoïdale aux laves de la Dépression Ouest Blanco.

Ce chapitre se focalise sur les laves affleurant au niveau du Mur Nord de la Dépression Ouest Blanco (WBD), formée en contexte transformant à l'extrémité sud de la dorsale Juan de Fuca (JdF). En l'absence d'âge radiochronologique fiable, la chronologie relative au sein de l'unité effusive a été estimée par la répartition latérale et verticale des échantillons. L'étude couplée des caractéristiques géochimiques, pétrographiques et minéralogiques des laves cogénétiques de la plongée 2958 (appartenant au groupe isotopique 1) a révélé que la différenciation au sein du réservoir résultait de la cristallisation fractionnée du magma résidant combinée à des processus épisodiques de mélange entre ce magma et des liquides de réalimentation basaltiques (Cordier et al., soumis à *Lithos* ; Chapitre C-II). Sur la base de la répartition des teneurs en MgO des laves en fonction de la profondeur (i.e. de leur âge relatif), ce processus de réalimentation périodique a été identifié dans d'autres plongées du Mur Nord. Le système magmatique ayant fonctionné lors de la mise en place de l'unité effusive du Mur Nord (du moins en sa partie centrale) semble donc répondre aux exigences nécessaires à l'application du modèle de réservoir périodiquement réalimenté présenté en Chapitre B (Rannou et al., 2006) :

- L'évolution temporelle du réservoir peut être approchée à partir des relations stratigraphiques entre les laves, le long d'une même verticale ;
- Le réservoir fonctionne en système ouvert, soumis à une réalimentation périodique ;
- Les variations chimiques des laves échantillonnées sont acquises durant leur différenciation au sein du réservoir, les variations attribuables à la nature de la source ou au taux de fusion étant négligeables au sein du Groupe 1.

Le segment Cleft correspond à l'équivalent actuel du site d'accrétion ayant généré la croûte océanique mise à l'affleurement le long du Mur Nord. Il a donc été vérifié que les variations chimiques des laves axiales y affleurant traduisent également le fonctionnement d'un réservoir magmatique périodiquement réalimenté. Après avoir estimé les paramètres d'entrée propres au fonctionnement de la dorsale JdF (et plus spécifiquement du segment Cleft), les différents résultats déduits du modèle de Rannou et al. (2006) ont été comparés d'une part à la composition du liquide de réalimentation proposée sur des bases expérimentales dans l'article précédent (Chapitre C-II) et d'autre part aux résultats déduits de l'application de ce même modèle mathématique aux laves de la dorsale rapide Est Pacifique

entre 17° et 19°S (Chapitre B).

1. Processus d'accrétion au niveau du segment Cleft.

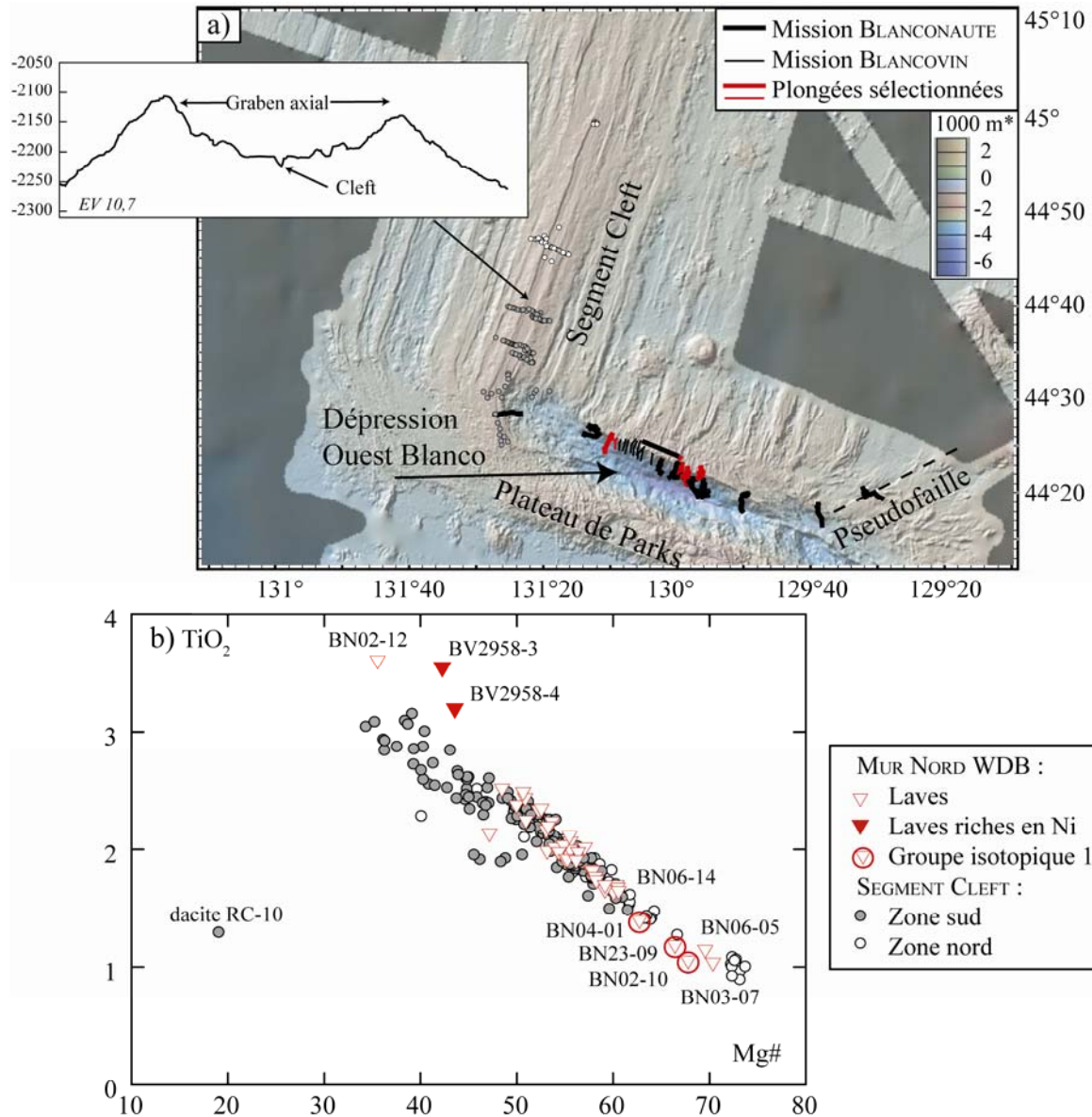


Figure C3-1. Comparaison entre les données géochimiques des quatre verticales sélectionnées pour l'étude de la cyclicité magmatique le long du Mur Nord de la Dépression Ouest Blanco et les données disponibles sur le segment Cleft. a) Carte bathymétrique du segment Cleft et de la WBD (exagération verticale 2). La position des plongées échantillonnant le Mur Nord de la WBD est rappelée et les plongées pour lesquelles une évolution cyclique du réservoir est envisagée par Cordier et al. (soumis) sont identifiées en rouge. La position des échantillons prélevés par dragage le long du segment Cleft est reportée (Stackes et al., 2006). En médaillon : profil bathymétrique transverse à l'axe, au sud du segment Cleft (d'après Stakes et al., 2006). b) Variations de TiO_2 en fonction de $Mg\#$ pour les laves des plongées sélectionnées et celles prélevées le long du segment Cleft (Stackes et al., 2006).

Les données géochimiques, géologiques et sismiques disponibles sur le segment Cleft renseignent sur les processus d'accrétion oeuvrant actuellement à l'extrémité sud de la dorsale

JdF et ayant probablement été actifs par le passé, lors de la formation de la croûte océanique affleurant désormais le long du Mur Nord (entre 0 et 1,5 Ma : Wilson et al., 1984 ; Embley and Wilson, 1992).

Le segment Cleft, situé à l'extrémité sud de la dorsale JdF (45°03'N à 44°27'N), s'étend sur 60 km, entre le segment Vance au nord et la zone de fracture Blanco au sud (Fig. C3-1a). La dorsale, caractérisée par un taux d'accrétion de 56 mm/an (Wilson, 1993), présente une morphologie en dôme axial (20 km de large et 450 m de haut) entaillé d'un large graben sommital (2-4 km de large et 100 m de profondeur). Ce graben axial serait une structure morphologique transitoire évoluant de façon intermittente dans le temps. L'origine et l'évolution temporelle du graben sont encore débattues et reflèteraient selon les auteurs (i) la formation d'une ride volcanique durant les phases de volcanisme accru suivi de sa division lors de périodes de quiescence volcanique (Kappel et Ryan, 1986) ; (ii) la flexure puis la fracturation de la croûte océanique en réponse à une modification de sa structure thermique suite à de faibles variations de l'apport magmatique moyen du manteau vers la croûte (Canales et al., 2005) ; ou (iii) la fracturation de la croûte en réponse à l'injection des dykes alimentant le volcanisme en surface (Carbotte et al., 2006). La formation du graben axial fait donc intervenir des phénomènes tectoniques ou structuraux. Cette structure morphologique ne peut donc être comparée aux larges dépressions sommitales observées à l'axe de l'EPR, qui reflètent quant à elles l'effondrement de la croûte au-dessus d'un réservoir sous-jacent en décroissance (Lagabrielle et Cormier, 1999 ; Rannou et al., 2006). Dans la moitié sud du segment (Fig. C3-1a, médaillon), une dépression centrale (désignée par le terme « *cleft* » en anglais, d'où le nom du segment) entaille le plancher du graben sur 30 à 90 m de large et 5 à 30 m de profondeur (Normark et al., 1983 ; Normark et al., 1986 ; Chadwick et al., 2001). Cette structure a été comparée aux calderas axiales sommitales entaillant l'axe de l'EPR et interprétée similairement, comme reflétant l'effondrement des structures volcaniques superficielles, lacs de lave ou épaisses coulées (Canales et al., 2005 et 2006 ; Stakes et al., 2006). Récemment, à l'axe du segment Cleft, le réflecteur sismique marquant le toit de l'AMC a été identifié au sein de la croûte océanique, entre 2 et 2,3 km de profondeur (Canales et al., 2003 et 2006). La lentille magmatique serait épaisse d'une centaine de mètres et large d'environ 900 m et reposerait sur une zone principalement cristallisée (Canales et al., 2005 et 2006). Contrairement aux dorsales rapides, cette lentille ne serait pas entièrement liquide. Elle contiendrait respectivement du sud au nord du segment, entre 30 et 75 % de liquide. Le réflecteur est identifié sur 60% de la longueur du segment, formant des sections continues d'une dizaine de kilomètres de long (Canales et al., 2005).

Toutes les laves échantillonnées à l'axe du segment Cleft sont des N-MORB, dérivant de la fusion partielle à taux relativement constant d'une source mantellique appauvrie et assez homogène (Smith et al., 1994 ; Stakes et al., 2006). Cependant, les variations chimiques enregistrées par les laves du segment Cleft sont importantes ($34,4 < \text{Mg\#} < 73,7$; Fig. C3-1b). Excepté pour les laves les plus évoluées (1 échantillon dacitique, $\text{Mg\#}=19,1$), la différenciation de ces laves serait le résultat de la cristallisation fractionnée au sein de réservoirs magmatiques crustaux, combinée à des épisodes de mélange magmatique. Afin de rendre compte de la répartition longitudinale de Mg\# , reflétant le degré de différenciation des laves du segment Cleft (Figs C3-1a et b), Smith et al. (1994) ont proposé un modèle d'évolution cyclique du réservoir axial, proche de celui proposé pour l'EPR entre 17° et 19°S (Caroff et al., 1997 ; Rannou et al., 2006). Ainsi, le long de l'axe du segment Cleft coexisteraient plusieurs chambres magmatiques, chacune à un stade de développement différent. Le réservoir au nord du segment aurait récemment été réalimenté en magma et émettrait des basaltes relativement peu évolués. A l'inverse, au sud du segment, le réservoir serait en décroissance, réalimenté par un flux de magma plus faible, ce qui se traduirait par l'émission en surface de laves plus évoluées (Smith et al., 1994).

Ainsi, d'après les modèles précédents, la variabilité géochimique enregistrée par les laves du segment Cleft, équivalentes modernes des laves du Groupe 1 affleurant le long du Mur Nord, est produite au sein d'un réservoir magmatique périodiquement réalimenté. Cependant, pour expliquer la présence de laves intermédiaires ($\text{MgO} \sim 5,8 \%$) sur les épaulements du graben axial, Stakes et al. (2006) ont proposé que le degré de différenciation des magmas, en plus d'être gouverné par les cycles de réalimentation, varierait au sein même du réservoir. Certaines laves intermédiaires correspondraient ainsi à l'émission au niveau des fractures majeures limitant le graben (2 à 3 km de l'axe), du magma contenu dans les parties distales du réservoir, plus froides et de composition plus évoluée. Selon ce modèle, la composition des laves les plus évoluées ne serait donc pas représentative de la composition du magma efficacement homogénéisé résidant au sein du réservoir sub-axial et ne pourrait donc être prise en considération lors de l'application du modèle de Rannou et al. (2006).

2. Estimation des paramètres géologiques et géochimiques d'entrée.

Les démarches envisagées afin de contraindre les paramètres d'entrée s'appuient fondamentalement sur les mêmes hypothèses que celles avancées pour l'EPR en Chapitres B-II et B-III. Les données disponibles sur le Mur Nord de la WBD sont complétées par les

contraintes géologiques et sismiques apportées par l'étude bibliographique du segment Cleft. Ainsi, les différents volumes sont calculés pour un réservoir de 10 km de long, comme le suggère la segmentation du réflecteur sismique marquant le toit de l'AMC (Canales et al., 2005). Les valeurs introduites dans le modèle sont résumées en Tableau C3-1.

2.1. Teneurs en Terres Rares et coefficients de distribution.

L'approche géochimique de la modélisation se base dans un premier temps sur le jeu de coefficients de distribution globaux D_2^{REE} de Rannou et al. (2006).

Les Figures C3-1 à C3-3 présentent les arguments développés pour le choix des données chimiques introduites dans le modèle ($C_{\text{min}}^{\text{REE}}$ et $C_{\text{max}}^{\text{REE}}$). Selon le modèle, la composition du magma résidant peut être approchée aussi bien par celle des roches de l'unité effusive que du complexe filonien. Cependant, le long du Mur Nord, les roches filoniennes sont généralement affectées par une importante recristallisation dans le faciès schiste vert (diabase, $\text{LOI}=1,63\pm 1,76$, $n=46$, 2σ ; Manac'h et al., 1999), susceptible d'avoir modifié leur composition chimique, et ces roches ne sont donc pas prises en compte dans cette étude. Par ailleurs, l'application du modèle au Plateau de Parks, correspondant à la croûte océanique formée à l'intersection de la dorsale JdF et de la zone de fracture Blanco (Fig. C1-3b), a également été envisagée. Comparer les résultats à ceux du Mur Nord, exposant la croûte mise en place un peu plus en arrière de cette intersection, aurait permis de contraindre les variations spatiales du fonctionnement du réservoir magmatique et l'influence d'une zone de fracture sur ce fonctionnement. Cependant, une telle application du modèle au Plateau de Parks s'est avérée impossible de part (i) l'abondance des échantillons récoltés par dragues dont la position exacte est peu contrainte (Fig. C1-2) et (ii) les fluctuations très limitées du Mg# avec la profondeur au sein des trois plongées dédiées au Plateau de Parks (Fig. C3-2a).

L'étude s'est donc concentrée sur les laves du Mur Nord. Afin de s'assurer que les laves étudiées sont bien émises à partir d'un réservoir périodiquement réalimenté, seules les verticales suffisamment échantillonnées et le long desquelles est observée une fluctuation cyclique du Mg# avec la profondeur ont été retenues (groupes de plongées A à D ; Fig. C3-2b et Chapitre C-II pour les critères de sélection). Ces plongées couvrent la partie centrale du Mur Nord, s'échelonnant entre 25 et 45 km à l'est de l'axe de la dorsale JdF (Fig. C3-1a).

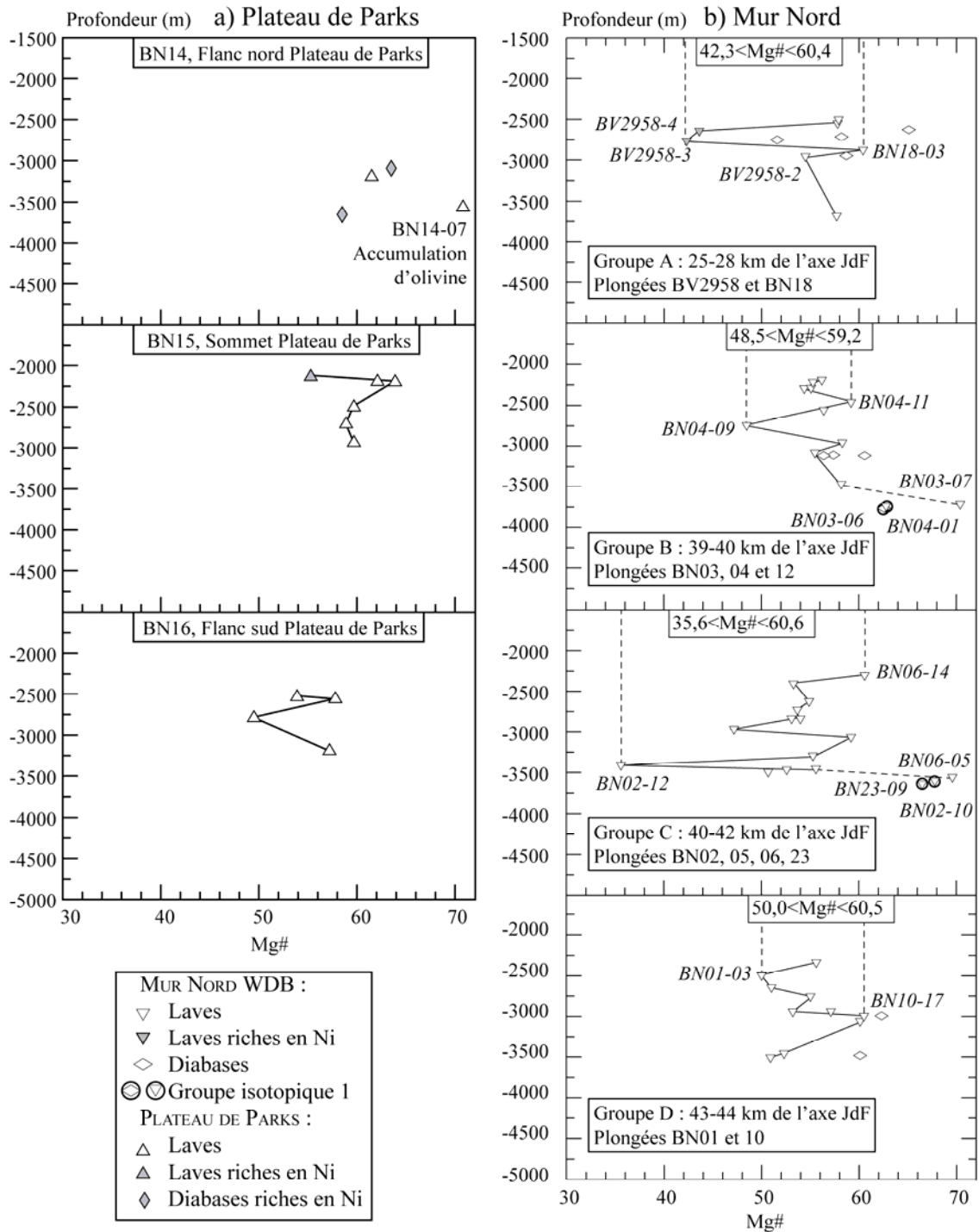
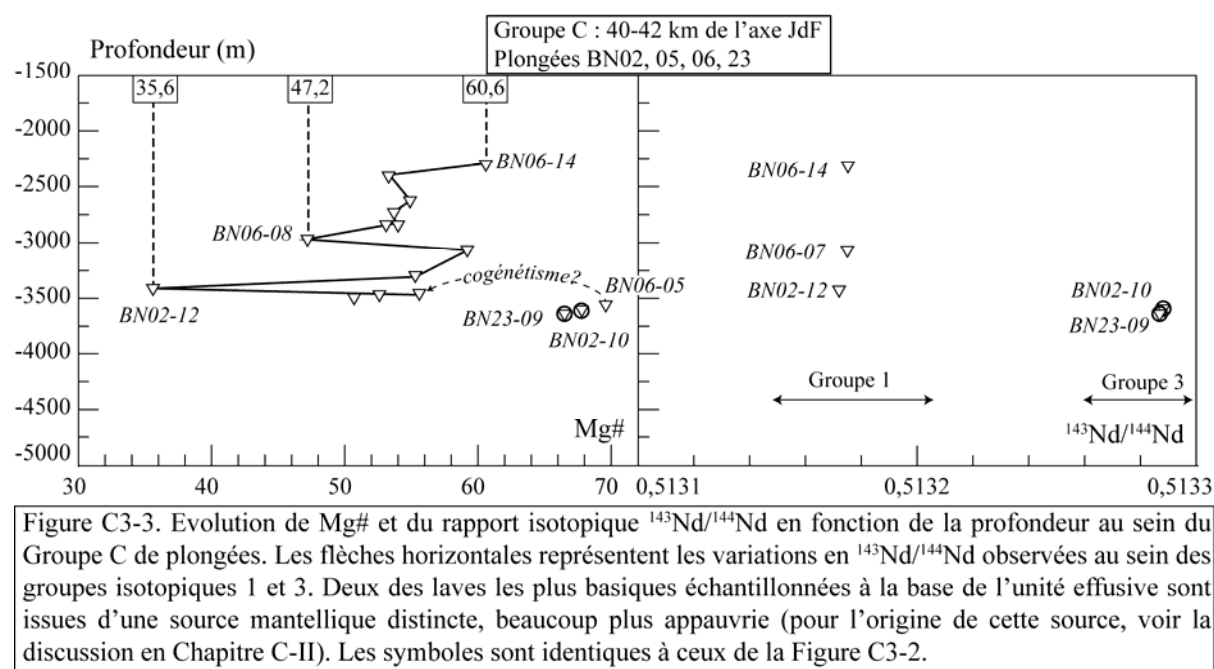


Figure C3-2. Evolution de Mg# en fonction de la profondeur au sein des plongées échantillonnant (a) le Plateau de Parks et (b) le Mur Nord. a) Les échantillons récoltés par dragues ne sont pas reportés sur ces graphiques car leur position géographique n'est pas contrainte avec précision. Aucune fluctuation périodique de Mg# en fonction de la profondeur ne peut être mise en évidence au niveau du Plateau de Parks. b) La sélection de ces quatre groupes de plongées est discutée en Chapitre C-II.

Avant de retenir les compositions extrêmes observées dans les laves des plongées sélectionnées, la gamme complète des variations chimiques de ces plongées a été comparée à celle de 214 laves échantillonnées le long du segment Cleft (Stakes et al., 2006). Sur la Figure

C3-1b, il apparaît que les intervalles de variation des laves des deux sites sont équivalents (si l'on excepte la dacite du segment Cleft). Les compositions chimiques sélectionnées pour l'étude du Mur Nord semblent ainsi représentatives des variations de composition enregistrées tout au long du segment Cleft et, selon l'hypothèse de Smith et al. (1994), permettent donc de caractériser les différents stades d'évolution du réservoir magmatique.



Parmi les plongées susceptibles de refléter le fonctionnement d'un réservoir magmatique périodiquement réalimenté, les laves du Groupe C (combinaison des plongées BN02, 05, 06 et 23) présentent l'amplitude de différenciation la plus importante ($35,6 < \text{Mg}\# < 69,6$; Fig. C3-2b) et ont été choisies pour contraindre les compositions $C^{\text{REE}}_{\text{min}}$ et $C^{\text{REE}}_{\text{max}}$ introduites dans le modèle. Cependant, au sein du Groupe C, deux des trois laves les plus basiques échantillonnées (BN02-10 et BN23-09, $\text{Mg}\# > 62$) appartiennent au groupe isotopique 3 (défini en Chapitre C-II), caractérisant la base de la pile volcanique et reflétant la fusion d'un manteau très appauvri (Fig. C3-3). L'échantillon BN06-05, dont les compositions isotopiques en Sr et Nd n'ont pas été mesurées, présente de fortes similitudes en terme de Mg# et de position stratigraphique avec les laves du groupe isotopique 3 (Fig. C3-3). Afin de n'introduire dans le modèle que des laves cogénétiques, l'échantillon BN06-05 est par prudence écarté de la base de données. Excepté ces échantillons particuliers, la lave la plus basique collectée au sein du Groupe C est BN06-14 ($\text{Mg}\# = 60,6$; Fig. C3-3).

Deux hypothèses ont ensuite été envisagées afin de définir $C^{\text{REE}}_{\text{max}}$. Suivant la

première, la composition de la lave la plus évoluée (ferrobasalte BN02-12, Mg#=35,6 ; Fig. C3-3) est représentative de celle du liquide le plus différencié du réservoir réalimenté. Dans la seconde hypothèse, celle de Stackes et al. (2006), le magma correspondant aurait été émis depuis une zone distale du réservoir, où le magma ne s'homogénéise pas avec le liquide de la partie centrale. Cette éventualité ne peut être écartée car des compositions aussi évoluées sont peu répandues, aussi bien le long du Mur Nord que le long du segment Cleft (Fig. C3-1b). Afin de prendre en compte cette éventualité, les calculs ont également été effectués en considérant que l'échantillon BN06-08 (Mg#=47,2) représente la composition la plus évoluée atteinte dans le réservoir périodiquement réalimenté (Fig. C3-3).

Ainsi, à partir des laves des plongées du Groupe C, deux sets de données géochimiques ont été définis. Dans les deux cas, la composition de BN06-14 a été retenue pour approcher C_{\min}^{REE} . Les concentrations en REE de cette borne inférieure sont très légèrement supérieures à celles utilisées lors de l'application du modèle à l'EPR (Rannou et al., 2006 ; Tableau C3-1). Pour C_{\max}^{REE} , les laves prises en compte sont BN02-12 (Set 1) et BN06-08 (Set 2 ; Tableau C3-1). Les valeurs de C_{\max}^{REE} du Set 2 diffèrent peu de celles utilisées pour l'EPR mais celles du Set 1 sont significativement plus élevées.

Tableau C3-1. Paramètres d'entrée utilisés lors de l'application du modèle de réalimentation sinusoïdale (Rannou et al., 2006) aux laves du Mur Nord de la dépression Ouest Blanco.

		WBD			EPR ^a	
		BN06-14	BN02-12	BN06-08	ND1-1	ND11-5
REE	D_3^{REE} ^b	C_{\min}^{REE} ^c	C_{\max}^{REE} Set 1	C_{\max}^{REE} Set 2	C_{\min}^{REE}	C_{\max}^{REE}
La	0,06	4	13,3	6,1		
Ce	0,06	12	42	19	9,8	15,8
Nd	0,11	11,5	40	18	9,16	15
Eu	0,37	1,25	3,3	1,65	1,23	1,8
Dy	0,22	6,3	16,2	8,3	5,44	8,5
Er	0,23	3,9	10,7	5		
Yb	0,22	3,65	9,65	4,8	3,08	4,9
		WBD			EPR	
L (km) ^d		10			20	
q_i (km ³ /L.an)		0,004			0,02	
r_e		0,4			0,4	
Q_A-Q_B (km ³ /L)		0,9			4,5	

^a Rappels des paramètres utilisés lors de l'application du modèle à l'EPR (Rannou et al., 2006).

^b Jeu de coefficients D_3^{REE} calculés en combinant les coefficients de distribution individuels minéral/liquide (Fujimaki et al., 1984 ; sauf pour l'euporium dans le plagioclase : $d_{\text{pl}}^{\text{Eu}}=0,32$; Matsui et al., 1977) avec la composition modale de l'assemblage minéral cristallisant : 0,55 plagioclase + 0,35 cpx + 0,1 olivine.

^c Les concentrations en REE sont exprimées en ppm. Sm et Gd ne sont pas traités car ils n'ont pas été analysés dans la plupart des laves du Mur Nord.

^d L : longueur du réservoir magmatique.

2.2. Quantité moyenne de magma réalimentant le réservoir, q_i .

La quantité moyenne de magma réalimentant le réservoir par an (q_i) est approchée par le volume de croûte créée en un an (Rannou et al., 2006). En considérant un taux d'expansion de 56 mm/an (Wilson, 1993) et une épaisseur moyenne de croûte océanique de 7 km (West et al., 2003), la valeur de q_i est estimée à 0,004 km³/an pour un réservoir de 10 km de long. La sinusoïde modélisant l'évolution temporelle de la quantité de magma réalimentant le réservoir va donc osciller autour de cette valeur moyenne. Cette valeur est 5 fois plus faible que celle utilisée pour l'application du modèle à l'EPR entre 17° et 19°S. Cette diminution traduit les différences entre les deux sites des taux d'accrétion (3 fois plus faible pour la dorsale JdF) et des longueurs de réservoir considérées (2 fois plus faible).

2.3. L'amplitude de la variation du volume du réservoir, Q_A-Q_B .

L'amplitude des variations du volume du réservoir au cours d'un cycle magmatique est estimée à partir du volume de magma potentiellement émis par le réservoir magmatique sous le segment Cleft (lentille magmatique et bouillie cristalline). Le volume de magma contenu dans la lentille, calculé en tenant compte de ses dimensions et de la proportion de cristaux proposée par Canales et al. (2005 et 2006), est compris entre 0,9 (100% liquide) et 0,27 km³/10 km dorsale (30% liquide).

Comme pour l'application du modèle à l'EPR entre 17° et 19°S, j'ai tenté de prendre en compte la proportion de magma interstitiel pouvant être émis depuis la bouillie cristalline en cherchant des indicateurs morphologiques d'une décroissance du réservoir magmatique à l'axe du segment Cleft. Au sud du segment, le plancher du graben axial est entaillé d'une fissure axiale (Fig. C3-1). Cependant, le volume de cette structure (100 m*30 m*10 km=0,03 km³), bien plus faible que celui de la lentille, même partiellement cristallisée, suggère que sa formation est liée à l'effondrement des structures volcaniques superficielles, par exemple lors du drainage d'un lac de lave (caldera axiale sommitale, Fornari et al., 1998 ; Fig. A-10a), plutôt qu'à l'effondrement de la croûte océanique au-dessus d'un réservoir magmatique en décroissance.

Une autre alternative était de considérer le volume du graben axial. Cependant, les hypothèses envisagées pour rendre compte de sa formation mettent en avant des processus structuraux et/ou tectoniques. Son origine semble donc indépendante des variations de volume du réservoir magmatique sous-jacent et ses dimensions ne peuvent donc être utilisées pour calculer le paramètre Q_A-Q_B .

Le paramètre Q_A-Q_B a donc été approché par la valeur de 0,9, calculée pour un réservoir axial sommital entièrement liquide. Même si la lentille imagée au sud du segment Cleft contient en réalité une proportion significative de cristaux, cette valeur permet de tenir compte d'une éventuelle contribution du liquide de la bouillie cristalline lors de la vidange du réservoir. Cette valeur est 5 fois plus faible que celle envisagée lors de l'application du modèle à l'EPR 17°-19°S.

2.4. Le rapport entre les vitesses d'expulsion et de cristallisation, r_e .

Sur la base des arguments développés en Chapitre B-III afin d'estimer la valeur de r_e , la profondeur de l'horizon sismique marquant le toit du réservoir magmatique est considérée refléter la profondeur de la transition complexe filonien/gabbro au sein de la croûte océanique. Le long du segment Cleft, la profondeur de ce réflecteur fluctue entre 2 km au sud et 2,4 km au nord (Canales et al., 2005 ; Carbotte et al., 2006). Cet intervalle est décalé vers des valeurs supérieures à celles proposées par les études précédentes et par les courbes traduisant le contrôle de cette profondeur par le taux d'accrétion (Phipps Morgan et Chen, 1993b ; Fig. B3-7). La profondeur du réflecteur au sud du segment Cleft suggère que le paramètre r_e est égal à 0,4 en considérant une croûte épaisse de 7 km. Cette valeur est identique à celle définie par Rannou et al. (2006) pour l'EPR entre 17° et 19°S.

3. Fonctionnement du réservoir magmatique alimentant les laves du Mur Nord de la Dépression Ouest Blanco.

3.1. La composition du liquide de réalimentation.

Les compositions du liquide de réalimentation calculées à partir des deux sets de données sont présentées en Tableau C3-2 et sur la Figure C3-4a ($C_i^{REE}_1$ et $C_i^{REE}_2$ pour les Sets 1 et 2, respectivement). Sur cette figure sont aussi reportés les spectres de REE des compositions extrêmes émises, telles qu'introduites dans l'approche géochimique, et celle du liquide de réalimentation estimée expérimentalement par Cordier et al. (soumis ; Fig. C2-10). Les liquides réalimentant le réservoir ont des teneurs en REE plus faibles que celles mesurées dans les laves du Mur Nord (Fig. C3-4a), correspondant à des liquides basiques, caractérisés par un Mg# de 69 et 69,8 pour les Sets 1 et 2, respectivement (Fig. C3-5). Les résultats confirment également les conclusions présentées en Chapitre B-III, révélant que la composition calculée pour le liquide de réalimentation est relativement indépendante du

paramètre C_{max}^{REE} (différence variant de 0,09 à 0,7 ppm selon les éléments ; Tableau C3-2).

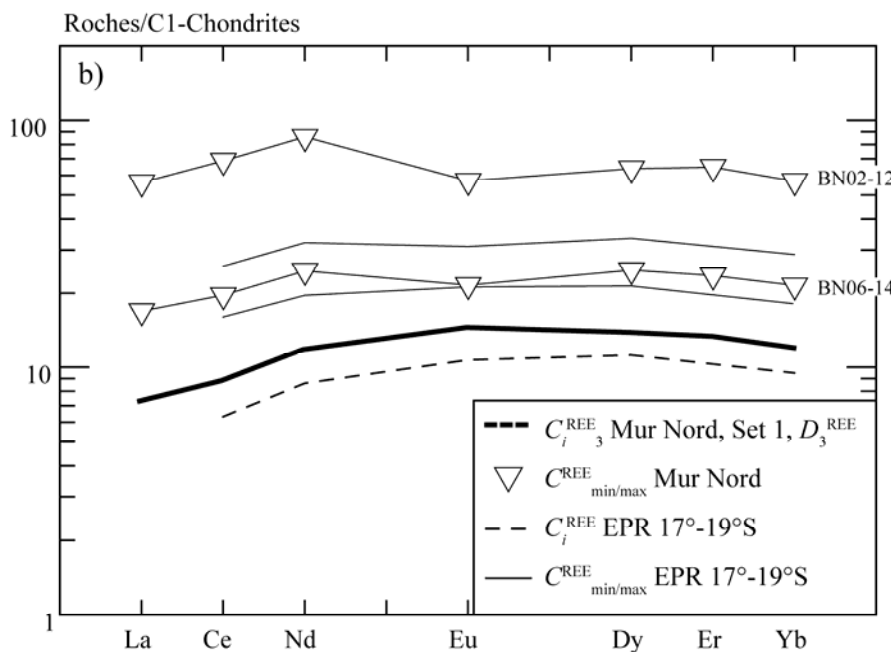
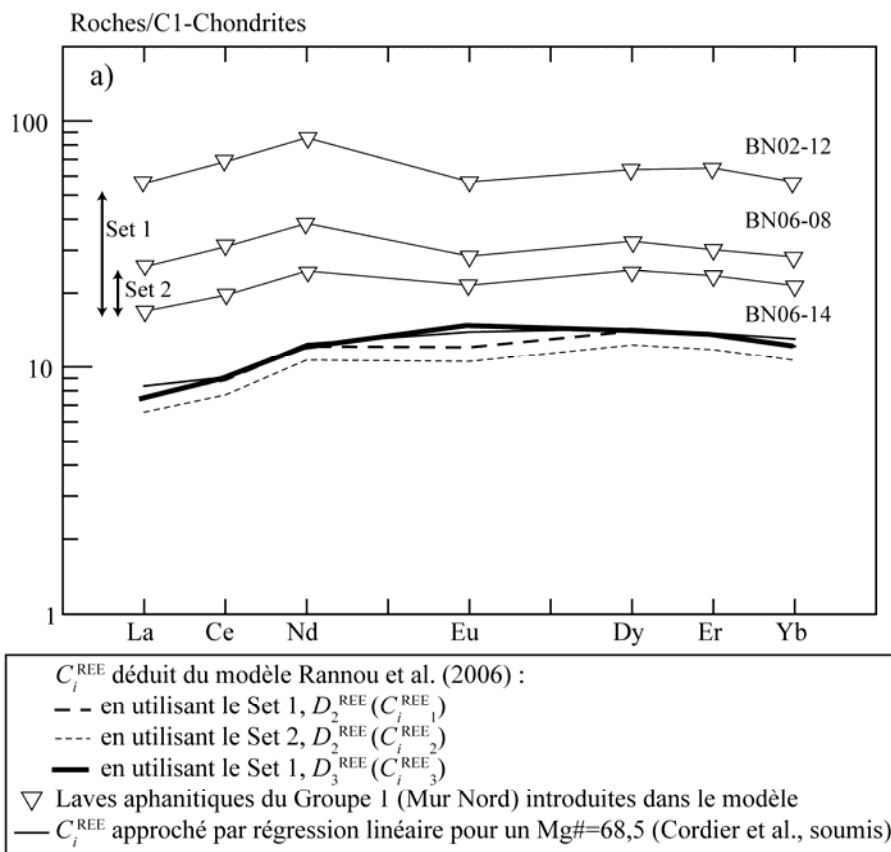


Figure C3-4. Composition en REE du liquide réalimentant le réservoir dans lequel ont évolué les laves du Mur Nord de la Dépression Ouest Blanco. a) Comparaison des spectres de REE des liquides de réalimentation déduits des Sets 1 et 2 et de l'étude pétro-géochimique des laves de la WBD (Chapitre C-II). Les coefficients de distribution globaux D_3^{REE} et les compositions des laves utilisés pour les calculs sont rappelés en Tableau C3-1. b) Comparaison des liquides de réalimentation déduit de l'application du modèle au Mur Nord de la WBD et à l'EPR entre 17° et 19°S (Rannou et al., 2006). Valeurs de normalisation d'après Sun et McDonough (1989).

Tableau C3-2. Résultat de l'approche géochimique du modèle de réservoir périodiquement réalimenté appliqué aux laves du Mur Nord de la fosse Blanco.

Set :	Set 1		Set 2		Cordier et al.
D^{REE} :	D_3^{REE}	β	D_2^{REE}	β	(soumis) ^a
	$C_i^{REE\ b}$		C_i^{REE}		C_i^{REE}
La	1,80	1,435	1,56	4,413	1,98
Ce	5,42	1,363	4,72	4,045	5,56
Nd	5,67	1,285	4,98	3,940	5,82
Eu	0,84	1,112	0,61	5,640	0,81
Dy	3,56	1,533	3,13	5,610	3,65
Er	2,25	1,395	1,95	6,165	2,27
Yb	2,07	1,480	1,81	5,648	2,22
Mg# ^c	68,97		69,84		68,50
MgO ^c	8,67		8,83		
β_{moy}		1,372		5,066	
β_{ET}^d		0,140		0,904	

^a La composition du liquide de réalimentation proposée par Cordier et al. (soumis) est déterminée en considérant l'intersection entre la courbe de fractionnement d'olivine et la droite de mélange permettant de reproduire les compositions des échantillons riches en Ni dans le diagramme Ni versus MgO (pour plus de détail voir le Chapitre C-II).

^b C_i^{REE} = teneur en REE dans le liquide de réalimentation, calculée par méthode inverse à partir de l'équation A.1 (Chapitre B-III) avec $\omega=1$ et $r_c=0,4$ et les paramètres présentés en Tableau C3-1.

^c Le Mg# et la teneur en MgO sont calculés en injectant C_i^{Ce} dans les régressions linéaires Ce-Mg# et Ce-MgO, respectivement, établies à partir des laves du Mur Nord (Figure C3-5).

^d Ecart type décrivant la dispersion du paramètre β autour de la valeur

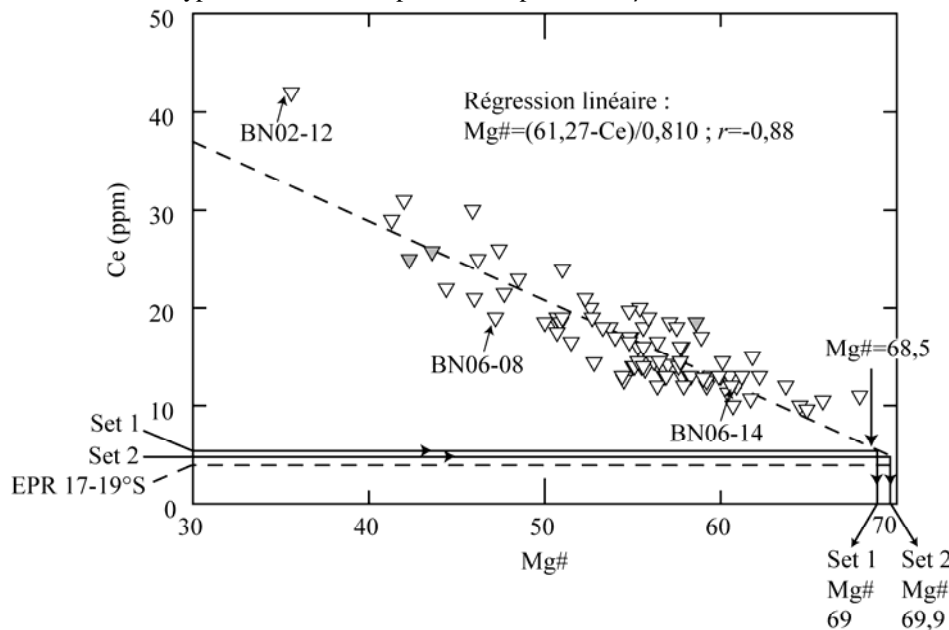


Figure C3-5. Variations de Ce en fonction de Mg# permettant d'estimer le Mg# du liquide de réalimentation modélisé lors de l'approche géochimique. Seules les laves du Mur Nord de la Dépression Ouest Blanco, relativement fraîches (LOI<4), non-accumulatives et cogénétiques sont utilisées (88 échantillons). Afin de s'assurer que les laves choisies dérivent d'une source homogène, celles constituant le Groupe 3 ont été écartées. De plus, les échantillons dont les compositions isotopiques n'ont pas été acquises ont été filtrés en utilisant des rapports d'éléments en trace très incompatibles (Nb/Zr et La/Nb) qui ne sont affectés ni par la cristallisation fractionnée ni par les modalités de fusion partielle et qui reflètent donc la nature du manteau source. La teneur en cérium du liquide de réalimentation est ensuite introduite dans la régression linéaire Ce-Mg# afin d'estimer le Mg# du liquide de réalimentation. La même démarche est effectuée pour le MgO avec la régression linéaire $MgO=(50,37-Ce)/5,171$ ($r=-0,78$). Les symboles sont identiques à ceux de la Figure C3-2.

Le Set 1, faisant intervenir la lave la plus évoluée échantillonnée le long du Mur Nord (ferrobasalte BN02-12), semble plus adéquat que le Set 2 afin d'appliquer le modèle de réalimentation périodique. D'une part, l'utilisation du Set 1 conduit à une meilleure reproductibilité du paramètre β pour les différents REE utilisés lors de la résolution (Tableau C3-2). D'autre part, la composition du liquide de réalimentation modélisée à partir de ce set ($C_i^{\text{REE}}_1$) est également très proche de celle déduite de l'évolution de Ni en fonction de Mg# pour les laves du Mur Nord (Cordier et al., soumis ; Fig. C3-4a). La cohérence de ces deux résultats, obtenus à partir d'approches indépendantes et faisant intervenir des éléments chimiques différents, est un excellent test pour valider la composition modélisée. Ainsi, des compositions évoluées peuvent être atteintes au sein même du réservoir magmatique sub-axial, sans faire intervenir une cristallisation en système clos (Juteau et al., 1995b) ou dans les zones distales du réservoir (Stakes et al., 2006), une conclusion soutenue par les arguments présentés par Cordier et al. (soumis).

Les spectres de Terres Rares de $C_i^{\text{REE}}_1$ et du liquide déterminé expérimentalement par Cordier et al. (soumis) divergent légèrement au niveau de l'Eu (Fig. C3-4a), le spectre de $C_i^{\text{REE}}_1$ conservant l'anomalie négative caractérisant les laves introduites dans l'approche géochimique. Cette anomalie en Eu pourrait traduire (i) un fractionnement de plagioclase avant l'injection du liquide de réalimentation dans le réservoir ; (ii) une sous-estimation du coefficient de distribution individuel de l'Eu entre le plagioclase et le magma résidant $d^{\text{Eu}}_{\text{pl}}$; ou (iii) une sous-estimation de la proportion de plagioclase dans l'assemblage minéral cristallisant. Un deuxième test a été réalisé à partir du Set 1 en augmentant le coefficient de distribution de l'euprotium dans le plagioclase. Le $d^{\text{Eu}}_{\text{pl}}$ utilisé pour le calcul du jeu D_2^{REE} est le plus faible proposé pour les basaltes dans la base de données « *GERM Partition Coefficient (Kd) Database* » (www.earthref.org ; $d^{\text{Eu}}_{\text{pl}}=0,0221$; Fujimaki et al., 1984). Un nouveau jeu de coefficient de distribution D_3^{REE} a donc été calculé, en considérant un $d^{\text{Eu}}_{\text{pl}}$ également réaliste, mais plus élevé ($d^{\text{Eu}}_{\text{pl}}=0,32$; Matsui et al., 1977 ; Tableau C3-1). La teneur en Eu du liquide de réalimentation ($C_i^{\text{REE}}_3$) est alors très proche de celle proposée par Cordier et al. (soumis). Les anomalies en Eu observées dans les laves peuvent donc être reproduites en considérant une incorporation préférentielle de l'Eu par rapport aux autres REE dans le plagioclase au cours de la différenciation, sans que soit envisagée l'injection dans le réservoir d'un liquide ayant déjà subi un fractionnement de plagioclase. Ce changement du jeu de distribution modifie légèrement la valeur moyenne de β (1,372 au lieu de 1,428) mais affecte peu la

reproductibilité des β calculés à partir des différents REE.

La Figure C3-4b présente les compositions en REE des liquides de réalimentation modélisés à partir des données chimiques du Mur Nord ($C_i^{\text{REE}}_3$: Set 1, D_3^{REE}) et de l'EPR 17°-19°S. La résolution géochimique étant menée dans les deux cas à partir d'une même valeur de r_e (0,4), les différences entre les compositions des liquides de réalimentation modélisés reflètent l'influence des concentrations et des coefficients de distribution utilisés pour les calculs. Ainsi, l'introduction de $C_{\text{min}}^{\text{REE}}$ plus élevés lors de l'application au Mur Nord par rapport à l'EPR se traduit par des teneurs théoriques en REE dans le liquide de réalimentation plus élevées. Pour chacun des sites, les spectres des liquides modélisés sont relativement parallèles à ceux des laves (excepté pour l'Eu pour $C_i^{\text{REE}}_3$). Ceci est la répercussion (i) de l'hypothèse de base du modèle mathématique, considérant que la cristallisation fractionnée et les mélanges magmatiques sont les seuls processus de différenciation au sein du réservoir, et (ii) des coefficients de distribution globaux calculés pour un assemblage plagioclase + clinopyroxène + olivine, minéraux au sein desquels tous les REE sont incompatibles. Sur la Figure C3-4b, il apparaît également que la composition $C_{\text{min}}^{\text{REE}}$ utilisée pour l'application du modèle aux laves du Mur Nord est caractérisée par une anomalie en europium, que ne présentent pas les laves de l'EPR, bien qu'ayant probablement subi une cristallisation fractionnée de même ampleur (le spectre de BN06-14 se positionnant entre les spectres des laves utilisées pour l'EPR). La présence de cette anomalie, même dans des laves peu évoluées, a motivé l'augmentation de $d_{\text{pl}}^{\text{Eu}}$ lors de l'application du modèle aux laves du Mur Nord. Or, la faible incompatibilité de l'Eu dans le plagioclase au cours de la cristallisation fractionnée est directement fonction de la fugacité d'oxygène (Drake, 1975 ; Toplis, 2005). S'il s'avère que la différenciation entre $C_i^{\text{REE}}_3$ et BN06-14 est effectivement responsable de l'apparition de cette anomalie (comme sous-tendu par l'introduction du jeu de coefficient D_3^{REE}), ceci pourrait conforter les conclusions de Cordier et al. (soumis) proposant que la différenciation ait eu lieu, du moins en partie, en présence d'eau dans le réservoir au sein duquel ont évolué les laves affleurant le long du Mur Nord (la teneur en eau influant sur la fugacité d'oxygène).

Ainsi, l'approche géochimique du modèle de réservoir périodiquement réalimenté permet de reproduire la composition du liquide de réalimentation déduite de l'étude géochimique et pétrographique présentée en Chapitre C-II (Cordier et al., soumis). Le liquide de réalimentation $C_i^{\text{REE}}_3$ est caractérisé par un Mg# d'environ 69,5 et son spectre de REE est

globalement parallèle à ceux des laves mais décalé vers des teneurs plus faibles. Dans la suite de la discussion, les valeurs de β calculées à partir du Set 1, avec les coefficients de distribution D_3^{REE} seront considérées, de par la meilleure reproductibilité de β et la meilleure reproduction de la composition estimée par Cordier et al. (soumis) par rapport aux résultats calculés avec le Set 2 ou avec les coefficients de distribution D_2^{REE} .

3.2. Les résultats géologiques de la procédure de résolution étendue.

Les résultats de la procédure de résolution étendue sont présentés en Tableau C3-3 et en Figures C3-6a et b. Le réservoir magmatique ayant fonctionné durant la formation de la croûte océanique exposée le long du Mur Nord a évolué au cours de cycles d'environ 1000 ans. Le magma résidait en moyenne 150 ans dans ce réservoir et chaque année, 0,45 % et 0,18 % du magma étaient recyclés par la cristallisation et par l'éjection, respectivement. La Figure C3-6c présente l'évolution dans le temps des quantités de magma injecté et résidant dans le réservoir magmatique. Les courbes sont légèrement déphasées, l'amplitude du déphasage étant directement fonction de β (Chapitre B-III). Le volume du réservoir aurait fluctué entre 0,2 et 1,1 km³/10 km dorsale (Figure C3-6c), un intervalle proche de celui déduit des fluctuations du volume de magma contenu dans la lentille sous le segment Cleft (ce chapitre, section 2.3.).

Tableau C3-3. Résultats de la procédure de résolution étendue du modèle de réservoir périodiquement réalimenté appliqué aux laves de la Dépression Ouest Blanco^a.

	β	α (10 ⁴ .an ⁻¹)	$\alpha.r_e$ (10 ⁴ .an ⁻¹) ^b	T (ans)	τ (ans)
A) Mur Nord $q_i=0,004$ et $Q_A-Q_B=0,9$	1,372	45	18	1010	158
B) $q_i=0,02$ (EPR) et $Q_A-Q_B=0,9$ (Mur Nord)		227	91	202	32
$q_i=0,02$ (EPR) et $Q_A-Q_B=4,5$ (EPR)		45	18	1010	153

^a Les résultats sont calculés à partir des équations A.1 à A.7 (Chapitre B-III, Fig. B3-1) à partir de la valeur de β déterminée pour le Set 1 et les coefficients de distribution globaux D_3^{REE} . Les résultats sont estimés pour différentes valeurs des paramètres q_i et Q_A-Q_B : A) valeurs propres au segment Cleft; B) introduction successive des valeurs définies pour l'EPR (Rannou et al., 2006).

^b Le paramètre $\alpha.r_e$ représente la fraction de magma expulsé du réservoir par an ($\alpha.r_e = \gamma - \alpha$).

La période de réalimentation du réservoir calculée par ce modèle est significativement plus faible que la période de fluctuation de l'apport magmatique moyen du manteau vers la croûte océanique déterminée à partir de l'espacement des collines abyssales au niveau du

segment Cleft (110 000 à 250 000 ans ; Canales et al., 2005). Cependant, Canales et al. (2006) proposent que la réalimentation et la vidange du réservoir magmatique fluctuent sur des périodes plus courtes que les variations de la structure thermique de la croûte et de la morphologie axiale induites par les fluctuations de l'apport magmatique moyen (voir également Chapitre A ; section 2.4.). Comme au niveau de l'EPR, le modèle de réservoir périodiquement réalimenté semble donc permettre de contraindre les fluctuations instantanées des flux de magma (injection/vidange) au sein du réservoir.

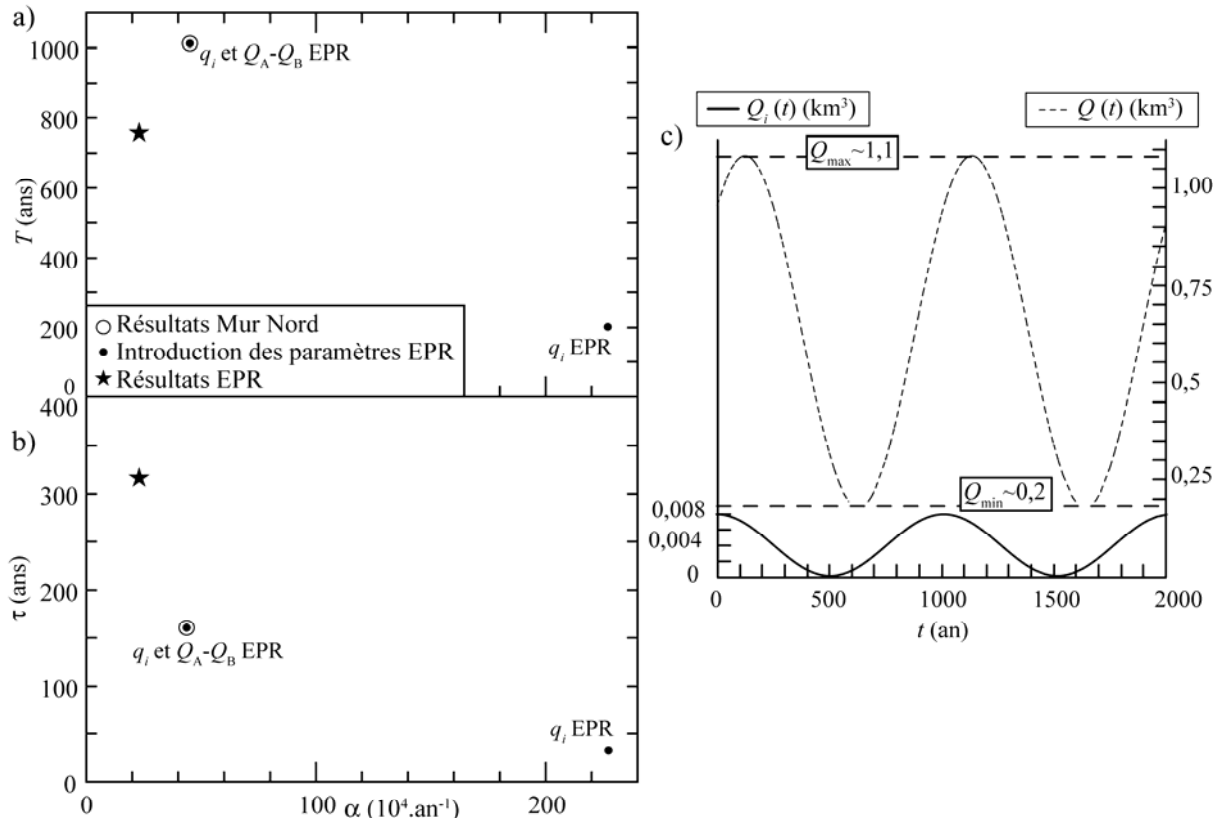


Figure C3-6. Résultats de la procédure de résolution étendue du modèle de réservoir périodiquement réalimenté (Rannou et al., 2006) appliqué aux laves du Mur Nord de la Dépression Ouest Blanco. a et b) Variations de la période et du temps de résidence en fonction de la fraction de magma cristallisé par an. Les résultats sont calculés pour différentes valeurs de q_i et $Q_A - Q_B$ et leurs valeurs numériques sont rappelées dans le Tableau C3-3. c) Evolution temporelle de la quantité de magma injecté (en bas) et résidant (en haut) dans le réservoir magmatique ayant fonctionné durant la formation des laves exposées le long du Mur Nord. Les volumes sont exprimés pour un réservoir de 10 km de long et sont calculés en résolvant les équations 7 et 9 présentées par Rannou et al. (2006) avec les paramètres $r_c=0,4$; $q_i=0,004 \text{ km}^3$; $T=1010 \text{ ans}$; $\alpha=45 \cdot 10^{-4} \text{ an}^{-1}$ et $\beta=1,372$ (résultats du Set 1 avec le jeu de coefficients de distribution globaux D_3^{REE}). Les volumes maximum et minimum atteints par le réservoir au cours d'un cycle sont précisés sur la figure.

Les Figures C3-6a et b permettent également de comparer les résultats obtenus au niveau de la WBD à ceux précédemment proposés pour l'EPR entre 17° et 19°S. La période et le temps de résidence déterminés au niveau du Mur Nord sont respectivement légèrement plus élevée et plus faible que les valeurs proposées pour le fonctionnement du réservoir

magmatique sous l'EPR entre 17° et 19°S (Fig. C3-6). La valeur de r_c étant identique entre les deux sites, ces différences renseignent quant à la répercussion sur les résultats des variations des paramètres β , q_i et Q_A-Q_B . Le modèle a donc également été appliqué au Mur Nord en introduisant les valeurs de q_i et Q_A-Q_B envisagées pour l'EPR entre 17° et 19°S (0,02 et 4,5, respectivement).

Cette étude permet ainsi de contraindre la sensibilité des résultats aux variations du paramètre q_i , estimé à partir du taux d'accrétion de la dorsale. Ainsi, l'augmentation de q_i (de 0,004 à 0,02 km³/an) se traduit par une réduction de la période et du temps de résidence et une augmentation de la fraction de magma cristallisé par an (Tableau C3-3). Cette variation de q_i affecte essentiellement la fraction de magma cristallisé tandis que la période et le temps de résidence semblent plus sensibles aux variations de Q_A-Q_B .

L'un des résultats surprenant de cette étude est l'égalité des valeurs de T , τ et α déterminées en utilisant les paramètres propres au Mur Nord et propres à l'EPR (Figs C3-6a et b et Tableau C3-3). Ceci ne signifie aucunement que ces résultats sont insensibles aux paramètres d'entrée mais résulte de l'identité du rapport $2q_i/Q_A-Q_B$ quelque soit le site étudié. Ce rapport entre dans la détermination de α (Equation A.4, Chapitre B-III) puis de T et τ (Equations A.6 et A.7). Les paramètres q_i et Q_A-Q_B étant tous deux divisés par 5 lors de l'application au Mur Nord, leur variation concomitante n'a aucune répercussion sur les paramètres de sortie. Les variations des résultats entre les deux sites reflètent ainsi l'influence de β et des analyses chimiques introduites dans les calculs. La détermination des résultats de la procédure de l'approche étendue à partir du rapport $2q_i/Q_A-Q_B$ explique également l'indépendance de ces résultats vis-à-vis de la longueur du réservoir, variable qui intervient à la fois lors de l'estimation de q_i et de Q_A-Q_B . Une variation de cette longueur affecte seulement les volumes maximum et minimum théoriquement atteints par le réservoir magmatique.

4- Synthèse.

La démarche présentée dans ce Chapitre C comporte deux niveaux. Dans un premier temps, les caractéristiques géochimiques et pétrographiques des laves affleurant le long du Mur Nord de la Dépression Ouest Blanco ont permis de mettre en évidence l'existence de processus de mélange magmatique entre des liquides basiques et des magmas plus évolués et plus riches en eau (Cordier et al., soumis). Au sein de la section effusive portée à l'affleurement le long du Mur Nord, les fluctuations périodiques d'un indice de

différenciation comme le Mg# en fonction de la répartition stratigraphique des laves ont ensuite permis d'interpréter les précédents mélanges comme le résultat de la réalimentation cyclique, par des magmas basaltiques, du réservoir magmatique ayant opéré lors de la formation de cette portion de croûte océanique.

Dans un deuxième temps, le fonctionnement en système ouvert du réservoir ayant été démontré, le modèle décrivant l'évolution d'un réservoir magmatique soumis à une injection sinusoïdale (Rannou et al., 2006 ; Chapitre B) a été appliqué au Mur Nord, en intégrant les données géologiques disponibles sur le segment Cleft de la dorsale Juan de Fuca. D'une part, la sensibilité des résultats à une variation du paramètre q_i (considéré constant lors de l'étude présentée en Chapitre B-III) a été contrainte. Ainsi, la diminution de la quantité moyenne de magma alimentant le réservoir entre les dorsales rapides (EPR) et les dorsales intermédiaires (JdF) semble se traduire par un allongement de la période des cycles de réalimentation et du temps de résidence du magma au sein du réservoir, couplé à une diminution des fractions de magma cristallisé et expulsé par an.

Par ailleurs, les résultats de cette modélisation suggèrent que le magma réalimentant le réservoir correspondrait à un MORB-N basique (Mg#~69), de composition similaire à celle déduite par une approche différente et indépendante par Cordier et al. (soumis). Le réservoir évoluerait par cycles d'environ 1000 ans. Comme souligné en Chapitre B-III, le modèle géomathématique de réservoir magmatique périodiquement réalimenté permet de contraindre les caractéristiques instantanées des flux de magma au sein du réservoir et constitue ainsi un outil complémentaire aux études géomorphologiques et géophysiques, renseignant quant à elles sur l'apport magmatique moyen, du manteau vers la croûte, sous une portion de dorsale.

Chapitre D : La Dorsale Centrale Indienne à 19°S.

Cycle de fusion partielle d'une source mantellique hétérogène : étude géochimique d'un profil transverse à l'axe de la dorsale.

I- Introduction

Les études présentées dans les deux chapitres précédents ont permis de caractériser l'évolution temporelle des processus opérant au sein de réservoirs magmatiques périodiquement réalimentés et vidangés, à partir des variations chimiques des laves échantillonnées en surface. Ce nouveau chapitre vise quant à lui à contraindre une éventuelle fluctuation dans le temps des conditions de fusion partielle du manteau en contexte d'accrétion océanique, et plus particulièrement du degré de fusion et de la nature de la source mantellique participant à la fusion. Afin d'approcher les variations géochimiques enregistrées par les MORB sur une assez longue durée, ce travail se base sur les laves échantillonnées par submersible, transversalement à la dorsale Centrale Indienne (CIR) depuis l'axe jusqu'à l'isochrone Bruhnes-Matuyama (~800 Ka). Ce procédé d'échantillonnage original permet d'intégrer la dimension temporelle lors de la caractérisation des modalités de fusion et de la nature de la source mantellique sous les dorsales océaniques. Il est donc parfaitement complémentaire des études pétrogénétiques développées jusqu'à présent, considérant les laves prélevées le long de l'axe des dorsales et permettant donc de contraindre les variations géographiques de ces mêmes processus.

L'étude des variations chimiques le long de profils transverses à l'axe d'une dorsale reste cependant compliquée. D'une part, pour obtenir avec précision un profil de variations chimiques perpendiculairement à l'axe, la densité d'échantillonnage doit être suffisamment élevée et le socle basaltique de la croûte océanique doit donc affleurer régulièrement sous les sédiments pélagiques (au niveau d'escarpements de faille par exemple). De plus, la position des échantillons devant être parfaitement contrainte, seuls les prélèvements effectués par submersible peuvent être utilisés. D'autre part, à défaut de posséder les âges absolus des échantillons, il est indispensable de vérifier que la distance des échantillons par rapport à l'axe de la dorsale reflète leur âge relatif de mise en place et que la succession chronologique n'est pas perturbée par l'occurrence de volcanisme hors-axe.

Le site choisi pour cette étude est la dorsale Centrale Indienne vers 19°12'S, échantillonnée par submersible Nautille au cours de la campagne GIMNAUT (acronyme pour **G**éochronologie, **I**nteraction point chaud-dorsale, **M**agnétisme par **NAU**Tile, mai-juin 2000 sur le R/V L'Atalante, chefs de mission : J. Dyment et C. Hémond). La stratégie de prélèvement mise en place durant cette campagne est en effet idéale pour l'étude des variations temporelles, sur une durée significative, de la chimie des laves émises à l'axe d'une

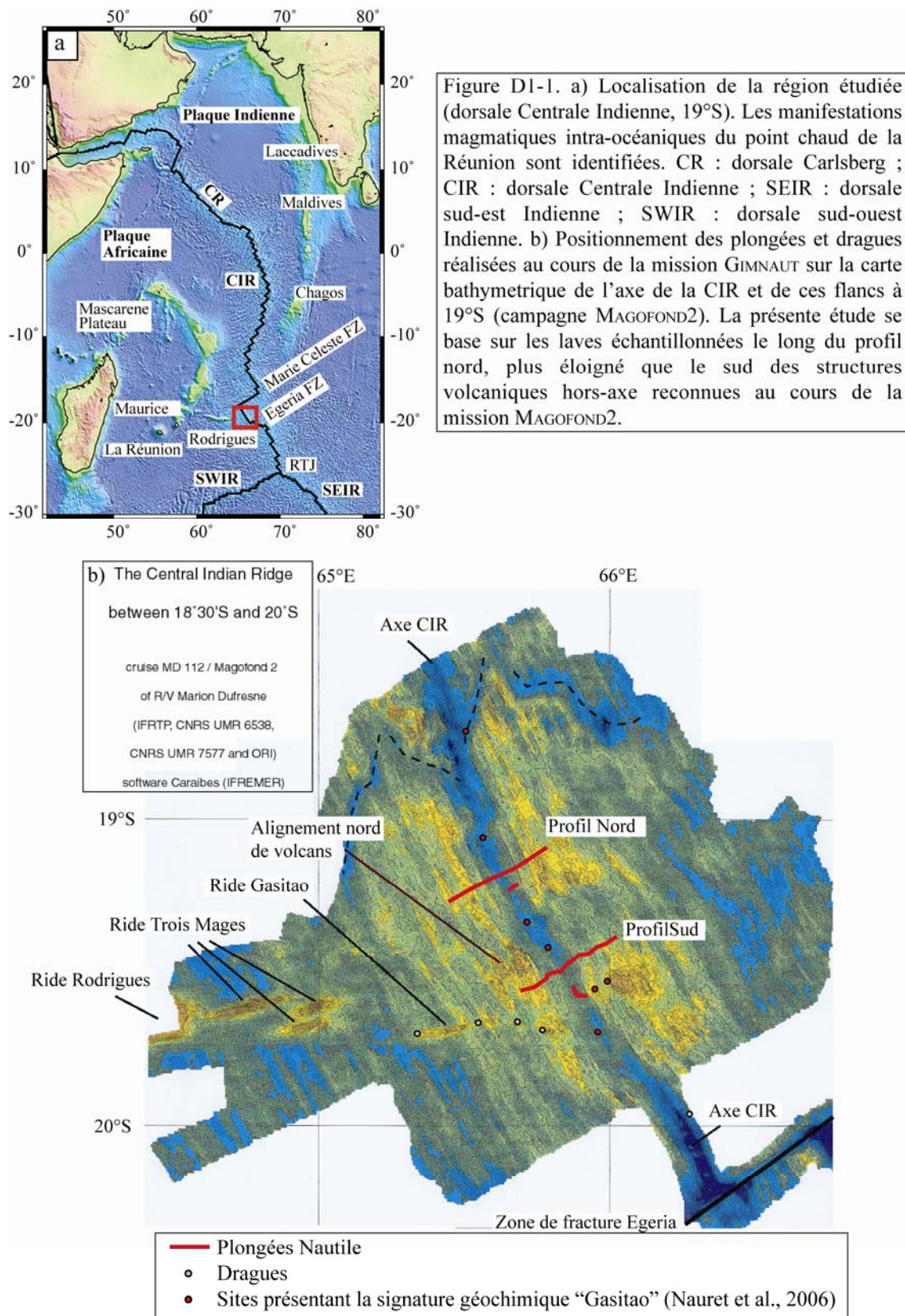
dorsale. En effet, lors de cette mission, la croûte océanique supérieure a été échantillonnée régulièrement, tous les 500 m, depuis l'axe jusqu'à l'isochrone magnétique Brunhes-Matuyama (800 Ka). En outre, les échantillons peuvent être temporellement calés grâce à l'enregistrement des variations d'intensité du champ géomagnétique.

Dans un premier temps, l'étude des compositions en éléments majeurs et en trace des roches prélevées lors la campagne GIMNAUT ont révélés que les laves échantillonnées étaient relativement peu évoluées mais montraient une forte variabilité des rapports d'éléments incompatibles (majeurs et en trace), suggérant l'implication d'un manteau significativement hétérogène et/ou d'une variation du taux de fusion. L'hétérogénéité chimique de la source mantellique participant à la fusion sous la dorsale CIR à 19°12'S a été confirmée par les compositions isotopiques en strontium et en néodyme acquises sur certains échantillons. L'étude présentée dans ce mémoire se base donc sur les caractéristiques géochimiques des laves échantillonnées perpendiculairement à l'axe de la CIR afin de cerner si une variation des conditions de fusion est associée à cette hétérogénéité mantellique et de définir si la fusion à l'axe des dorsales océaniques peut être vue comme un processus cyclique.

1. La dorsale Centrale Indienne à 19°S : contributions scientifiques des campagnes MAGOFOND2 et GIMNAUT.

1.1. La dorsale Centrale Indienne vers 19°S et l'influence du point chaud de la Réunion.

Limité par les zones de fracture Marie-Céleste et Egéria (18 et 20°S), le segment de la dorsale Centrale Indienne (CIR) étudié est caractérisé par un domaine axial significativement moins profond (2825 m sous la surface) que les autres segments de la CIR (3380 m). La morphologie de ce segment d'accrétion est cependant typique des dorsales lentes, l'axe étant entaillé d'une large et profonde vallée axiale bordée de crêtes culminant à 2200 m. Ce long segment de 300 km, dont les discontinuités axiales sont rares et éphémères, contraste des segments beaucoup plus courts (80 km) observés au nord et au sud (Parson et al., 1993 ; Fig. D1-1a). Les traces fossiles laissées par les discontinuités suggèrent que le segment se serait allongé entre 3,5 et 0,7 Ma avant de récemment commencer à régresser. En dépit du taux d'ouverture assez lent (environ 45 mm/an ; DeMets et al., 1990), la dorsale Centrale Indienne est caractérisée à ces latitudes par une croûte océanique au grain topographique peu rugueux, par l'absence d'activité sismique (Hanson et Bowman, 2005) et par la présence d'une anomalie gravimétrique à l'air libre positive (Sandwell et Smith, 1992).



Ces observations géomorphologiques et géophysiques suggèrent la présence actuelle sous ce segment d'un manteau relativement chaud entraînant un fort apport magmatique du manteau vers la croûte et une structure thermique de la croûte assez chaude. Ces conclusions ont amené de nombreux auteurs à proposer entre 18° et 20°S une interaction entre la CIR et le

point chaud de la Réunion, désormais situé à 1100 km à l'ouest de l'axe de la dorsale (île de la Réunion ; Fig. D1-1a). Cette hypothèse était en outre confortée par : (i) l'enrichissement des laves (éléments en trace incompatibles et compositions isotopiques) prélevées sur la ride volcanique Rodrigues (Mellor 1998 ; Dyment et al., 2001), une structure linéaire étroite, s'étirant sur 600 km depuis l'île Maurice jusqu'à moins de 50 km de l'axe de la CIR ; et (ii) l'enrichissement des basaltes prélevés à l'axe de la dorsale à la latitude de la ride Rodrigues, au niveau de la zone de fracture Marie Céleste et du segment adjacent sud (Mahoney et al., 1989 ; Duncan, 1990 ; White et al., 1990 ; Murton et al., 2005).

Deux campagnes océanographiques françaises (MAGOFOND2 et GIMNAUT) ont été menées à l'axe et sur les flancs de la CIR vers 19°S afin de contraindre avec précision les caractéristiques bathymétriques, gravimétriques, géomagnétiques et géochimiques de cette zone. En plus des objectifs propres à chacune de ces deux missions, la base de données ainsi acquise a permis de tester l'hypothèse d'une telle interaction point chaud-dorsale, et le cas échéant de définir les processus de contamination du manteau Indien par le matériel enrichi du panache.

1.2. Campagne MAGOFOND2 : découverte de rides hors-axe à proximité de la CIR.

La campagne MAGOFOND2 (1998, R/V Marion Dufresnes, chefs de mission, J. Dyment et Y. Gallet) a permis l'acquisition d'un levé bathymétrique depuis l'axe de la CIR vers 19°S jusqu'à l'anomalie magnétique 2A (~3 Ma, 75 km de l'axe) sur les plaques Indienne et Africaine. Une extension de ce levé a été réalisée sur la plaque Africaine, jusqu'à l'anomalie 3A (7 Ma) afin de cartographier de façon continue la transition bathymétrique entre l'axe de la dorsale CIR et la ride Rodrigues (Fig. D1-1b). L'un des résultats fondamentaux de cette campagne est la découverte, sur le flanc africain, d'une série de rides de plus en plus petites, prolongeant la ride de Rodrigues jusqu'à l'axe de la dorsale (Fig. D1-1b). Immédiatement à l'est de la ride de Rodrigues, trois rides parallèles (rides des Trois Rois Mages) s'échelonnent selon une direction N80°E sur une croûte océanique âgée de 6,5 à 4 Ma. Ces rides, longues de 20 à 40 km, s'élèvent 1500 m au-dessus des fonds avoisinants. Plus à l'est encore, vers 19°45'S, la ride volcanique Gasitao, haute de 700 m, parallèle aux précédentes et comme elles remarquablement linéaire, s'allonge sur 50 km, sur une croûte âgée de 3,5 à 0,6 Ma, et ne s'interrompt que sur l'épaulement occidental de la vallée axiale de la CIR. Un alignement parallèle de petits édifices volcaniques est également observé 30 km au nord (19°25'S) sur une croûte de même âge (Fig. D1-1b). Ces rides n'ont pas de conjugué sur

la plaque indienne, ce qui suggère qu'elles se sont formées en dehors de l'axe actif de la dorsale, bien qu'à proximité de ce dernier. La reconnaissance de ces rides hors-axe démontre l'activité magmatique accrue à proximité immédiate de l'axe la CIR vers 19°S, semblant conforter l'hypothèse d'une interaction entre le point chaud de la Réunion et la dorsale.

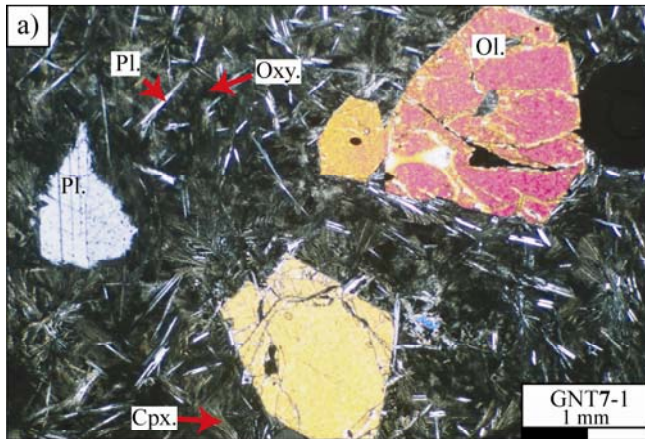
1.3. Campagne GIMNAUT : remise en cause du modèle d'interaction point chaud-dorsale.

1.3.1. Données acquises lors de la campagne GIMNAUT.

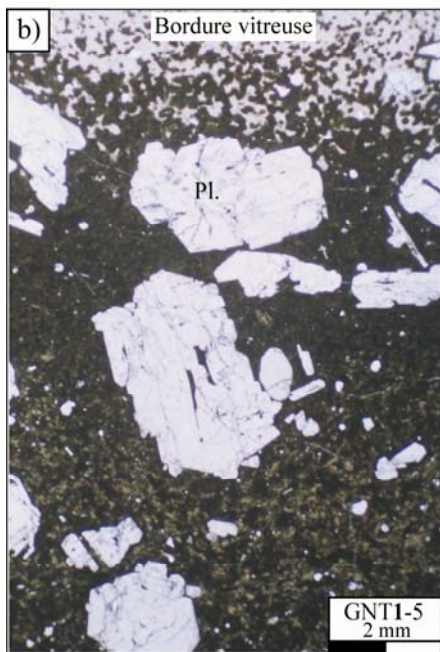
La campagne GIMNAUT (mai-juin 2000, R/V L'Atalante) est la seconde mission océanographique effectuée avec un submersible grand fond dans l'océan Indien. Les échantillons récoltés devaient d'une part permettre d'affiner la précision des procédés de datation absolue de laves récentes, en combinant et en intercalibrant les méthodes de datation K/Ar sur roche totale et $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$ sur minéraux séparés. Ces datations de haute précision sur des échantillons parfaitement contraints en terme de position par rapport à l'axe de la dorsale devaient en outre donner l'occasion de calibrer temporellement les micro-anomalies magnétiques mesurées lors de cette même mission et ainsi d'affiner le géochronomètre magnétique à une résolution de 10-100 Ka. Le site choisi, supposé à l'intersection de l'aire d'influence du point chaud de la Réunion et de la dorsale, offrait également l'opportunité d'étudier l'interaction entre un point chaud et une dorsale lente, d'une part en contraignant les variations géochimiques des laves au cours des derniers 800 Ka et d'autre part en caractérisant l'épaisseur de la croûte par des mesures gravimétriques de surface et de fond.

Deux profils, longs d'une vingtaine de kilomètres et s'étendant sur les plaques Indienne et Africaine depuis l'axe de la dorsale jusqu'à la transition de polarité Brunhes-Matuyama (environ 800 Ka), ont été explorés par plongées en submersible (Fig. D1-1b). Ces profils interceptent respectivement l'axe de la dorsale à 19°11'S (coupe nord, 9 plongées, GNT1 à GNT9) et 19°29'S (coupe sud, entre la ride Gasitao et l'alignement de petits volcans, 8 plongées). Trois plongées supplémentaires ont été réalisées afin d'étudier en détail l'axe de la dorsale (Fig. D1-1b). Les plongées ont permis : (i) l'observation géologique directe des caractéristiques lithologiques, volcaniques et tectoniques de la croûte océanique ; (ii) l'acquisition de données de fond gravimétriques (ponctuellement) et magnétiques vectorielles ; et (iii) le prélèvement d'environ 150 échantillons, au niveau d'affleurements espacés de 500 m.

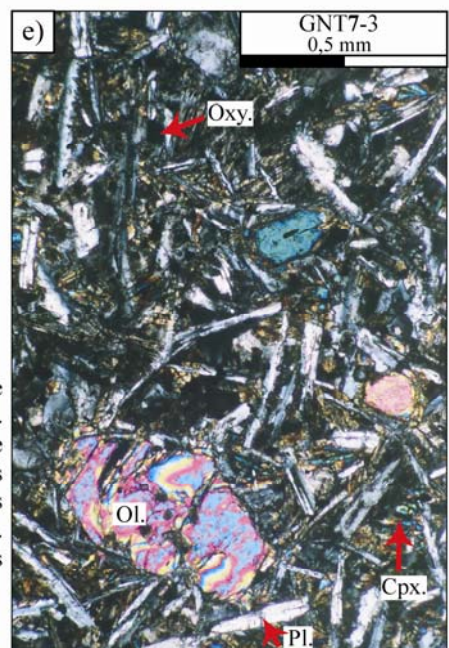
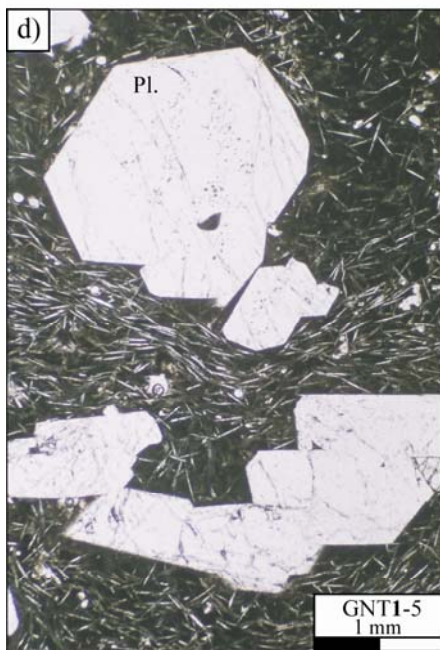
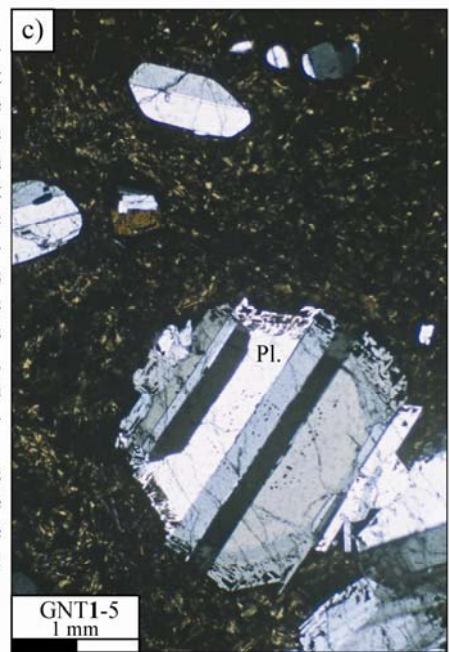
Planche D-A. Photographies de lames minces représentatives des roches échantillonnées le long du profil nord.



a) GNT7-1. Basalte cumulatif en olivine (Ol., 8 % vol.). La mésostase microcristalline est variolitique, formée d'amas fibroradiés de microlites aciculaires de plagioclase (Pl.) et de clinopyroxène fibreux (Cpx.), entourés de grains d'oxydes Fe-Ti (Oxy.).



b à d) GNT1-5. Basalte porphyrique en plagioclase montrant une évolution hyalopilitique de la périphérie vers le cœur du pillow lava. La bordure vitreuse externe est constituée de verre frais, avec des sphérulites brunes sphériques et isolées (b). Vers l'intérieur, ces sphérulites deviennent coalescentes et plus sombres (zone sphérulitique, c). Le cœur de l'échantillon présente une texture microlitique fluidale (d). La morphologie de certains phénocristaux de plagioclase témoigne du déséquilibre chimique avec le magma hôte : couronne réactionnelle (c).



e) GNT7-3. Dyke, texture doléritique fine intergranulaire. Les lattes de plagioclase tendent à isoler des espaces remplis par des clinopyroxènes fibreux et des oxydes Fe-Ti. Présence de quelques petits phénocristaux d'olivine.

Ces plongées ont été complétées par 12 dragages, afin d'élargir la région couverte par l'échantillonnage du Nautile (six dragages à l'axe et six à proximité de la ride Gasitao ; Fig. D1-1b).

La description pétrographique des échantillons a été réalisée au cours de la mission GIMNAUT et complétée par l'analyse des principales phases minérales des laves par microsonde électronique (Mathieu Benoît et Marcel Bohn). Les échantillons collectés sont majoritairement des fragments basaltiques de pillow lavas ou de coulées de lave tubulaires. Ils présentent des textures vitreuses à microlitiques, légèrement vésiculaires et aphanitiques à modérément porphyriques en plagioclase (An_{68-90}) et/ou olivine (Fo_{85-90}) (Planche D-A). Trois échantillons sont cependant cumulatifs en olivine (e.g. GNT7-1 ; Planche D-A). La périphérie des phénocristaux de plagioclase montre fréquemment des couronnes réactionnelles (GNT1-5 ; Planche D-A). Beaucoup d'échantillons ont conservé une épaisse bordure vitreuse, relativement fraîche, passant graduellement vers le cœur des échantillons à une texture microlitique ou finement doléritique (évolution hyalopilitique, GNT1-5 ; Planche D-A). Un seul dyke a été prélevé, présentant une texture doléritique fine intergranulaire (GNT7-3 ; Planche D-A), peu différente de celle caractérisant l'intérieur des coulées épaisses, mais affectée par une altération de basse température plus prononcée.

1.3.2. Calage temporel des échantillons à partir des micro-anomalies magnétiques.

Les échantillons et les données géophysiques obtenues au cours de la mission GIMNAUT ont fait l'objet de trois thèses (en plus de celle-ci). La thèse de Mitsuko Kitazawa (2006) a permis d'exploiter les enregistrements magnétiques de fond et de surface réalisés le long des deux profils au cours de la campagne GIMNAUT. Les âges déterminés à partir de la variation de l'aimantation le long de la coupe nord augmentent progressivement en fonction de la distance à l'axe de la dorsale (Fig. D1-2), suggérant que la relation âge-distance n'est perturbée ni par des redoublements tectoniques ni par l'occurrence de volcanisme hors-axe. Les datations radiochronologiques des échantillons étant toujours en cours d'acquisition, le calage temporel des événements magnétiques reconnus le long des profils fournit donc pour l'instant le seul cadre de référence permettant de contraindre l'évolution dans le temps de la chimie des laves émises à l'axe à partir des variations géochimiques observées le long du profil nord (Fig. D1-2).

indien par un composant enrichi lié au panache de la Réunion et remettent donc en cause le modèle d'interaction point chaud-dorsale traditionnellement proposé. Nauret et al. (2006) expliquent donc l'existence de laves axiales enrichies en éléments en trace incompatibles (compositions de MORB-E) par la fusion partielle de péridotites refertilisées par des liquides magmatiques issus de faibles degrés de fusion de lithologies éclogitiques. Cette hypothèse est par ailleurs compatible avec les déséquilibres U/Th acquis par Antoine Le Faouder sur les mêmes laves au cours de sa thèse (2006). Selon Nauret et al. (2006), seuls les échantillons prélevés le long de la ride Gasitao et un échantillon dragué à l'extrémité sud du segment près de la zone de fracture Egeria (« Groupe Gasitao » ; Fig. D1-1b) présentent des signatures isotopiques en Pb compatibles avec une contamination du manteau source par le point chaud de la Réunion. Ces laves présentent par ailleurs des compositions plus appauvries en éléments en trace incompatibles que les laves collectées à l'axe de la dorsale (Nauret et al., 2006).

2. Problématique.

2.1. Acquisition analytique.

Cette étude se focalise sur les échantillons prélevés le long du profil nord (19°10'S à 19°20'S, recoupant l'axe à 19°11'S ; Fig. D-1b), le plus éloigné de la ride Gasitao où a été mise en évidence une probable contamination du manteau indien par un composant en lien avec le panache de la Réunion (Nauret et al., 2006).

Les compositions en éléments majeurs (par ICP-AES) et en trace (à la fois par ICP-AES et ICP-MS) de soixante-cinq échantillons du profil nord ont été mesurées (Annexe C). Certaines de ces analyses dupliquent sur roche totale les compositions obtenues sur des fractions vitreuses par François Nauret (2004). Seuls deux échantillons n'ont pas été analysés (PL3-2 et PL3-3), de part le peu de matériel disponible. Les compositions isotopiques en Sr et Nd ont été déterminées pour 25 laves peu altérées (Annexe C). Les laves sélectionnées se répartissent régulièrement tout au long du profil, s'espacant de 0,4 à 4,44 km. Leurs compositions en éléments majeurs et en trace sont en outre représentatives de la diversité chimique caractérisant l'ensemble des laves échantillonnées.

Deux tendances ont été identifiées sur des critères isotopiques, l'une d'elle étant décalée vers des rapports en Sr plus radiogéniques pour un rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ constant. L'existence de ces deux tendances ne semble pas résulter d'une contamination par l'eau de mer, augmentant le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sans modifier le $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, ou d'un biais analytique. En effet, les échantillons analysés sont relativement frais (perte au feu LOI<1) et toutes les poudres

servant aux mesures des rapports isotopiques ont été soumises à un lessivage intense avant leur mise en solution (poudre baignant dans de l'HCl 6N, pendant 1 heure à 80°C). De plus, le lessivage, la mise en solution et la mesure des rapports isotopiques du Sr d'échantillons appartenant à l'une et l'autre des lignées ont été dupliqués (Annexe C). La variation des rapports isotopiques entre les analyses originales et dupliquées est trop faible pour expliquer l'existence des deux tendances. Enfin, la deuxième hypothèse semble également pouvoir être écartée puisque le protocole chimique et la mesure des rapports isotopiques d'échantillons des deux tendances ont été réalisés simultanément au cours de mêmes sessions d'analyses. De plus, afin de corriger les mesures d'un éventuel biais analytique, toutes les compositions ont été normalisées à des mêmes valeurs de standard (celles présentées par Nauret et al., 2006 ; Annexe C). Les deux tendances persistent même après cette normalisation. Leur signification sera discutée dans l'article qui suit (Cordier et al., soumis à *Earth and Planetary Science Letters*, Chapitre D-II).

2.2. Objectifs de cette étude.

L'étude présentée dans ce mémoire sur les basaltes prélevés le long du profil nord est complémentaire des études menées par Nauret et al. (2006) et Le Faouder (2006) puisqu'elle se focalise sur les variations chimiques des laves transversalement à l'axe de la CIR et non plus longitudinalement. Les laves prélevées le long du profil nord montrent une plus grande variabilité géochimique que les laves axiales de la même région (Murton et al., 2005 ; Nauret et al., 2006), reflétant la présence de termes significativement plus enrichis en éléments incompatibles (MORB-E et basaltes alcalins) et en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. L'étude présentée dans ce mémoire se fonde principalement sur les traceurs du degré d'enrichissement chimique des laves, i.e. leurs rapports en éléments incompatibles (majeurs : K/Ti, ou en trace : La/Sm_N) et leurs rapports isotopiques. Ces rapports, qui ne sont pas modifiés lors de la cristallisation fractionnée de liquides basaltiques, permettent en effet de caractériser l'hétérogénéité de source et/ou les variations des modalités de fusion partielle.

Afin de contraindre l'évolution temporelle de ces processus pétrogénétiques à l'axe de la CIR vers 19°12'S, la répartition géographique, le long du profil, du degré d'enrichissement des laves a été caractérisée. En effet, si les laves échantillonnées sur les deux flancs de la dorsale ont été générées par le même système magmatique axial avant d'évoluer sur des plaques indépendantes, les variations chimiques observées doivent se répartir symétriquement de part et d'autre de l'axe. Cette hypothèse ne pouvait être vérifiée qu'après que la navigation du Nautile n'ait été corrigée et que les échantillons n'aient été exactement positionnés le long

du profil. Les résultats de ce positionnement, réalisé par Mitsuko Kitazawa, n'ont été disponibles que tardivement (février 2006), retardant l'interprétation des variations chimiques observées le long du profil nord. Ces résultats suggèrent à première vue une symétrie des variations chimiques de part et d'autre de l'axe (Fig. D1-3), celle-ci entérinant la connexion entre la distance d'affleurement vis-à-vis de l'axe et l'âge relatif de mise en place des laves, ce qui est compatible avec les observations géologiques réalisées lors des plongées et avec la répartition des micro-anomalies magnétiques (Kitazawa, 2006). Cette répartition régulière des compositions le long du profil nord (Fig. D1-3) suggère en outre une fluctuation à première vue périodique des processus pétrogénétiques impliqués dans la genèse des laves.

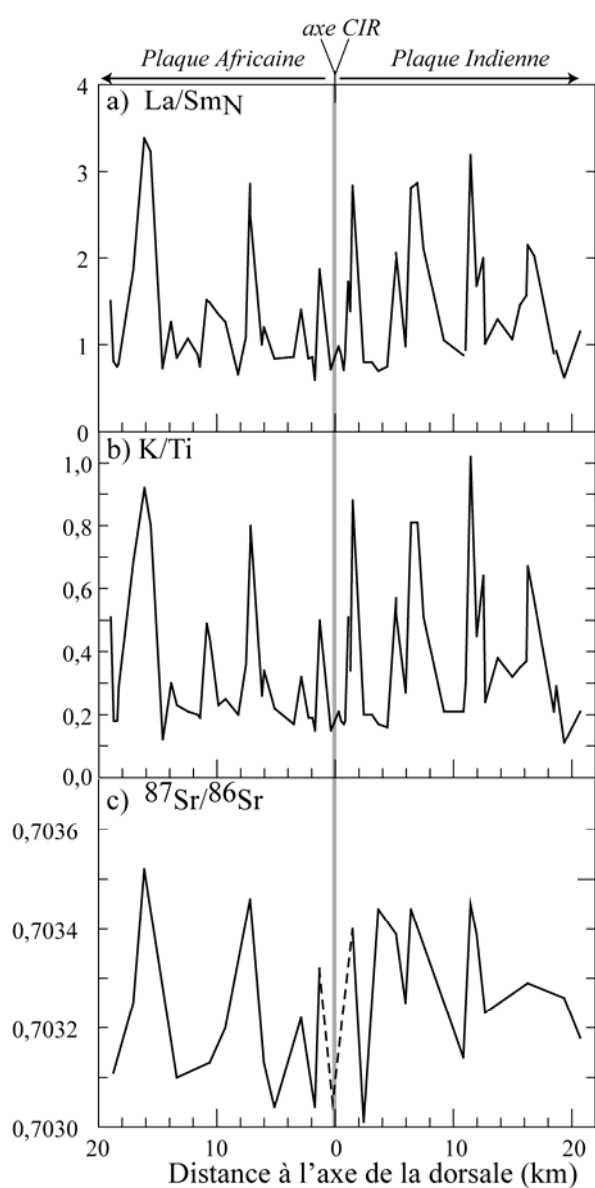


Figure D1-3. Variations spatiales le long du profil nord des marqueurs de l'enrichissement isotopique et en éléments incompatibles des laves. a) Rapport d'éléments en trace incompatibles La/Sm_N . b) Rapport d'éléments majeurs incompatibles K/Ti . c) Rapport isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$. Les fluctuations de ces rapports décrivent une courbe en pics et vallées. Même si l'amplitude des pics varie de part et d'autre de l'axe de la dorsale, leur espacement est relativement symétrique.

Deux modèles peuvent être envisagés afin d'expliquer la fluctuation temporelle de l'enrichissement en éléments incompatibles des laves. Ces modèles diffèrent en fonction du rôle respectif accordé à l'hétérogénéité de source et à une variation du taux de fusion. Le premier modèle considère que les différences d'enrichissement en éléments incompatibles des laves reflètent la fusion à taux constant de deux sources mantelliques distinctes (chimiquement et/ou minéralogiquement) mais intrinsèquement homogènes. Dans ce cas, la variation des compositions chimiques le long du profil nord reflèterait l'échantillonnage successif au cours du temps de l'une ou l'autre de ces sources et impliquerait la présence sous la dorsale d'un manteau rubané avec des hétérogénéités de taille supérieure à la zone de fusion.

Le second modèle s'appuie sur l'hypothèse d'une covariation de la nature de la source mantellique et du taux de fusion, le processus de fusion partielle étant à l'origine même du mélange des composants mantelliques (modèle de mélange induit par la fusion ; Niu et al., 1996 et 2002). Le composant enrichi est dispersé aléatoirement au sein des péridotites appauvries et la taille de ces hétérogénéités chimiques est alors inférieure à celle de la colonne de fusion. Le composant enrichi, de part ses caractéristiques chimiques et/ou minéralogiques, a une température de solidus plus faible que les péridotites appauvries environnantes et sa fusion partielle s'initie dans un domaine de pression-température n'autorisant pas la fusion des péridotites appauvries. La composition chimique et la minéralogie du composant enrichi contrôlent donc la composition des premiers incréments de liquide. Puis, une fois que la fusion des péridotites appauvries débute, la productivité magmatique du composant enrichi diminue (où même s'annule ; Smith et al., 2003) et sa signature chimique est progressivement diluée par celle des liquides plus appauvris issus de la fusion des péridotites environnantes.

La forte variabilité des compositions isotopiques et la répartition spatiale de ces compositions le long du profil nord montrent que la nature de la source mantellique participant à la fusion partielle varie significativement dans le temps. Afin de trancher entre les deux modèles précédents, le problème est donc de déterminer si une variation du taux de fusion est associée à cette hétérogénéité de source. En effet, la plupart des indices chimiques traditionnellement utilisés pour contraindre le taux de fusion (e.g. rapports d'éléments en trace d'incompatibilité différente, Na_8 ; Langmuir et al., 1992 ; Zou et Zindler, 1996) sont également affectés par une variation de la nature de la source mantellique. L'article qui suit (Chapitre D-II) s'appuie donc sur une méthode originale afin de tenter de caractériser le rôle respectif de ces deux mécanismes dans la pétrogénèse des laves du profil nord. L'approche présentée nécessite dans un premier temps de contraindre les rapports isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

ainsi que les teneurs en Sm et Nd des composants mantelliques impliqués lors de la fusion. La réflexion ainsi menée sur la nature du manteau sous la dorsale CIR à 19°S vient en outre alimenter le débat quant à l'éventuelle interaction point chaud-dorsale à ces latitudes.

Soumis à EPSL le 26 septembre 2006

II- Cycle de fusion partielle d'une source mantellique hétérogène : un profil transverse à la dorsale Centrale Indienne à 19,2°S.

Carole Cordier, Mathieu Benoit, Christophe Hémond, Jérôme Dymont, Bernard Le Gall,
Anne Briais, Mitsuko Kitazawa

Résumé

Cet article présente les compositions chimiques et isotopiques (Sr-Nd) de basaltes prélevés durant la mission GIMNAUT, le long d'un profil perpendiculaire à la dorsale Centrale Indienne (CIR) vers 19,2°S. Ce profil s'étend de l'axe de la dorsale jusqu'à l'isochrone Brunhes-Matuyama (~800 Ka). Les compositions isotopiques de quelques échantillons convergent vers les champs définis par les basaltes de l'île de la Réunion et de la ride volcanique hors-axe Gasitao. Ces compositions reflèteraient la contamination du manteau appauvri indien par le panache de la Réunion lors d'un épisode de métasomatisme. Cependant, les compositions isotopiques de la plupart des échantillons analysés ne peuvent s'expliquer par une telle contamination et reflèteraient préférablement l'échantillonnage d'un autre composant mantellique enrichi, également impliqué dans la genèse des basaltes de l'île volcanique voisine Rodrigues. Certains de ces échantillons atteignent des compositions significativement enrichies en éléments en trace incompatibles, qui ne peuvent être reproduites que par de très faibles taux de fusion de ce composant enrichi, quelque soit la minéralogie de la source et la teneur en eau considérées. La variation des rapports d'éléments en trace incompatibles et des rapports isotopiques le long du profil dessine une courbe en dent de scie. La répartition de ces variations, symétriquement de part et d'autre de l'axe, implique une fluctuation à première vue périodique du degré de fusion, caractérisée par une période d'environ 230 Ka.

Mots-clés : dorsale Centrale Indienne ; basalte enrichi ; fusion partielle ; hétérogénéité mantellique ; cycle de fusion ; H₂O.

Les données chimiques présentées dans cet article sont complétées par l'Annexe C.

Submitted to *EPSL* September 26, 2006

Partial melting cycles of a heterogeneous mantle source: a profile across the Central Indian Ridge at 19.2°S.

Carole Cordier, Mathieu Benoit, Christophe Hémond, Jérôme Dymont, Bernard Le Gall,
Anne Briais, Mitsuko Kitazawa

Abstract

We present chemical and isotopic compositions of basalts collected during the GIMNAUT cruise along a ~40 km-long transect, running perpendicularly to the Central Indian Ridge (CIR) axis at 19.2°S and extending up to the Brunhes-Matuyama isochrone (~800 Ky). A few samples have Sr-Nd isotope ratios that trend towards the composition of the Gasitao and Réunion basalts. They have been interpreted as reflecting the contamination of the depleted CIR mantle by the Réunion plume, through a metasomatic event. However, based on isotope ratios, most of the samples are not linked to the Réunion plume and rather reflect the sampling of an additional enriched mantle component, also involved in the genesis of the nearby Rodrigues Island. These samples achieve particularly enriched incompatible trace element compositions, which can be matched only when very low melting rate affect the enriched mantle component, whatever are the source mineralogy and the H₂O content in the mantle. Thus, the significant variations in trace element and isotope ratios, ordered in peak and valley pattern symmetrically to the ridge axis, imply that cyclic variations affect the melting rate, over periods of about 230 Ky.

Keywords: Central Indian Ridge; enriched basalt; partial melting; mantle heterogeneity; melting cycle; H₂O.

1. Introduction

Most of published geochemical studies of mid-ocean ridge basalts (MORB) have focused on chemical variations recorded by the on-axis lavas. They have highlighted the remarkably narrow compositional variations of these rocks that show only minor variations along and between spreading ridges. These minor variations in MORB chemistry have been in turn ascribed to spatial variations of the main sub-axial processes, which spread out vertically, from decompression melting and contribution of mantle source heterogeneities to emplacement processes, through migration across mantle and lower crust and differentiation in magma reservoirs. However, such along-axis sampling does not provide access how these variations are temporally controlled.

There are two additional approaches to investigate the evolution through time of the magmatic processes involved during MORB genesis. When continuous and untectonized sections of the lava pile are recovered (e.g., drill cores or tectonic windows as fracture zones), the vertical succession of the lava flows directly records the sequential relationship. However, such opportunities are geographically limited and the original structure of the crust is often disturbed by fault and/or metamorphism. In addition, this approach provides access only to short-period processes, which duration is of the order of the emplacement time of the effusive layer thickness. Longer period variations can be tracked through the sampling of the effusive rocks on the ocean floor along flow lines, i.e. perpendicularly to the ridge axis. This approach has been so far very little performed because of two major difficulties dealing with (i) the volcanic basement is usually capped by a continuous sediment layer which precludes sample collection as early as few hundred thousand years; and (ii) the sampled lavas may not have been formed at the ridge axis but through off-axis volcanism. For instance, Zou et al. [1], have interpreted the chemical variations (U/Th disequilibria) observed across-strike on the East Pacific Rise at 9°30'N as resulting from off-axis magmatic eruptions. These authors have proposed that symmetrical off-axis volcanism could occur as far as 40 km away from the ridge axis, either by lateral transport of magma from the axial system or by eruption from symmetrical, independent, off-axis systems.

During the GIMNAUT cruise (2000), lavas were collected across the Central Indian Ridge (CIR) at 19.2°S, on both the African and Indian plates. At this latitude, the upper mantle is presumed sufficiently hot to ensure that the opening of the seafloor was not dominated by tectonic extension and that the sampled rocks are mainly effusive. The sampling strategy has been elaborated to track accurately time variations of the geochemistry

of lavas erupted at the ridge axis, and it results in a high-quality recovery from 0 to 800 Ky. This study focuses on probable melting cycles recognized at the CIR, and their characterization in term of period and relative degrees of melting. Such an approach requires first identifying the mantle source components involved during magma genesis using Sr and Nd isotope ratios. Secondly, this approach also requires investigating the melting relationships between these components. Even if this study supplies chemical data documenting the possible plume-ridge interaction previously envisaged between 18° and 20°S [2, 3], addressing the geodynamical evolution of the mantle source beneath the CIR is out-matter.

2. The Central Indian Ridge at 19°S: under the influence of the Reunion plume?

2.1. Structural markers of a plume influence

The southern part of the CIR, which extends north of the Rodriguez Triple Junction (RTJ: 27.5°S, 70.0°E) up to the Equator, between the African and Indian plates (Fig. D2-1a), displays a full accretion rate ranging from 30 mm/yr at the Equator to 49 mm/yr near the RTJ [4]. Several geological features of the CIR axis near 18-20°S are generally regarded as indicator for plume-ridge interaction at these latitudes. (i) The segment axis extending from the Marie-Céleste (MCFZ) to the Egeria transform faults (17-20°S, Fig. D2-1a) spreads continuously over nearby 300 km with no significant offset discontinuity. This segment is characterized by a lower seismicity [5] and by a broad bathymetric anomaly [6-8], associated to a positive free-air gravity anomaly [9]. Such features have been interpreted as reflecting a hotter asthenosphere and a higher magma supply beneath the ridge axis. (ii) Around 19°S, the two transform zones which bound the segment deflect the ridge axis by almost 300 km toward the Réunion Island (Fig. D2-1a). (iii) Near 19°S, the CIR connects laterally to the west into a nearby 200 km-long E-W-trending volcanic lineaments (Figs D2-1a and b), involving off-axis edifices [8] composed from east to west of the Gasitao Ridge (30 km west of the ridge axis, [8, 10]), the en échelon Three Magis Ridges [8], and the Rodrigues Ridge, by far the biggest one (220 km west of the ridge axis, [11, 12]).

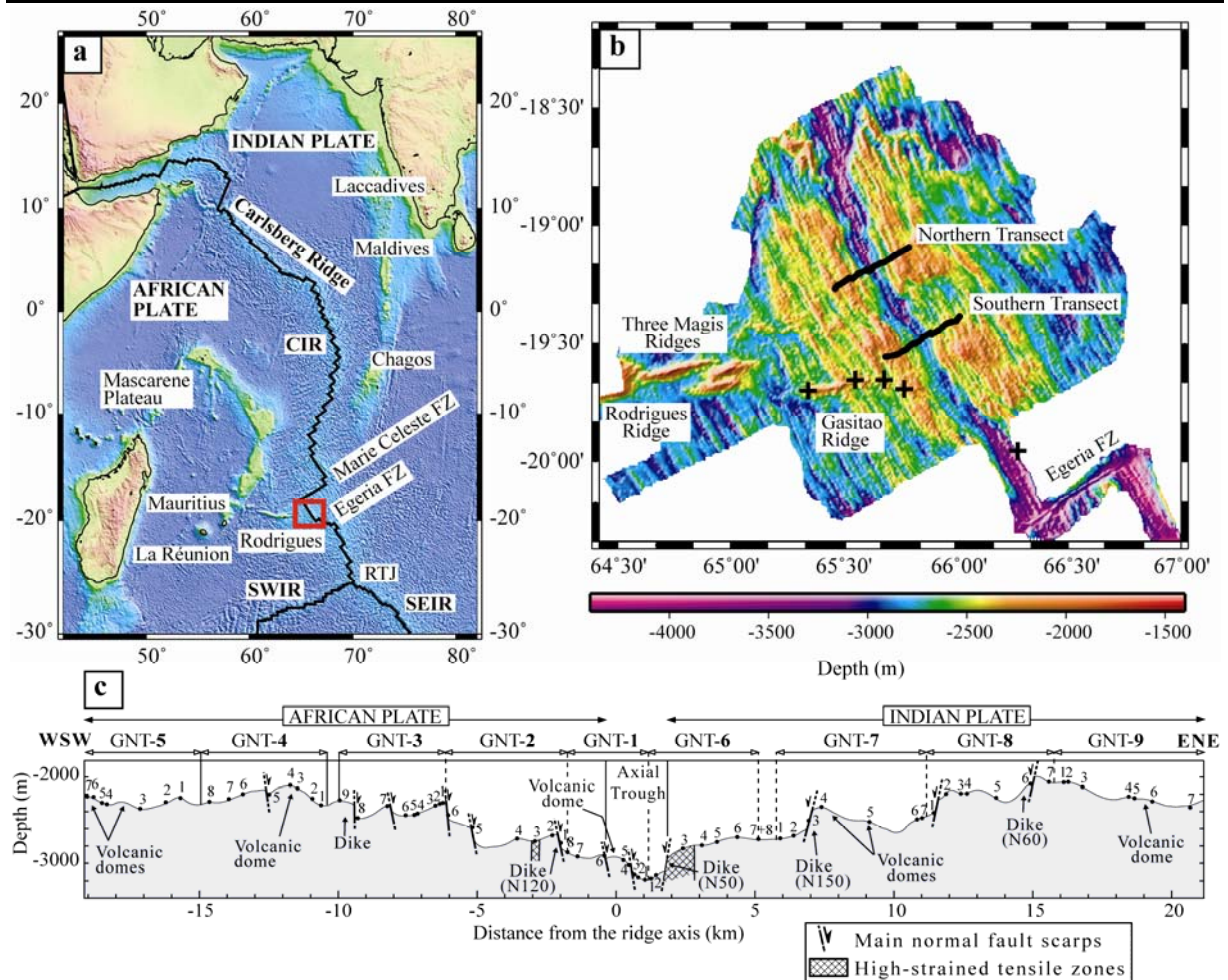


Figure D2-1. a) Location map of the studied segment of the Central Indian Ridge (17-20°S). The two adjacent transform zones (Marie-Céleste and Egeria) shift the segment toward the Réunion Island. Intra-oceanic plate manifestations of the Réunion hotspot are also indicated. b) Bathymetric map of the CIR axis at 19°S and of the surrounding off-axis volcanic ridges. Location of the two GIMNAUT dive transects (bold lines) and of samples constituting the Gasitao group (crosses) of [10] are shown. Egeria F.Z.: Egeria fracture zone. c) Synthetic geological cross-section of the Northern Transect modified from Le Gall and Briais (personal communication, 2006), showing the repartition of tectonic and volcanic features. Sample location is shown as solid circles and the number of each sample in a dive is indicated near the symbol. The exact positions of samples are reported in Table D2-1. Nomenclature of the samples (GNTX-Y) comprises two numbers: X is related to the corresponding dive, and Y is related to the sampling order of the rocks.

2.2. Geochemical evidence of an enriched mantle component beneath the CIR at 19°S

From a chemical point of view, the basaltic rocks erupted along the Indian ridges differ from the Atlantic and Pacific MORB by respectively higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and lower $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios, coupled with an enrichment in incompatible trace elements [13-15]. This distinct chemical composition, referred to as the Dupal anomaly [16], is thought to result from large-scale mantle contamination by plume material, deeply recycled ancient sediments, or delaminated subcontinental lithosphere (e.g., [2, 17-25]). In addition, previous chemical studies of the on- and off-axis lava samples on the CIR around 19°S give evidence for mantle contamination by an enriched material. First, along

the off-axis Rodrigues Ridge, isotope and trace element data suggest that the influence of the enriched component fades away with decreasing distance from the CIR [11]. Consequently, Nauret et al. [10] have proposed that the Gasitao Ridge lavas, influenced by the same enriched component, may represent the eastern extension of the Rodrigues Ridge. Despite a poor sample density along the spreading ridge, isotope and trace element data from axial CIR basalts have emphasized a progressive enrichment in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and incompatible trace elements from the RTJ to the MCFZ [2, 3]. This enrichment is especially marked near the MCFZ and along the southern adjacent segment (17-20°S).

The Réunion hotspot, now located about 1100 km west of the ridge axis (Réunion Island, 18.5°, Fig. D2-1a), is the sole active mantle plumes which have interacted with the CIR since its initiation. The Réunion plume initiated with the Deccan traps [26] and it intersected the CIR around 35 My [27]. Despite the large distance between the CIR and the current Réunion hotspot location, most of the geological and chemical studies emphasized the still possible influence of the Réunion plume on the present day evolution of the CIR [2, 3]. Especially, geochemical gradients observed along the CIR and along the off-axis ridges have been interpreted as a present-day contribution of the Réunion plume to the CIR mantle source [2, 3, 10, 11]. This contribution could result either from an ancient contamination of the ambient CIR mantle by the plume mantle, which still persists 35 My after the ridge passed over the plume; or from a currently active migration of enriched mantle away from the hotspot toward the ridge. The latter hypothesis, supported by the spatial gradient observed in source enrichment, suggests that the Réunion mantle flows eastward, is blocked either by the MCFZ [2] or by an on-axis upwelling of a distinct enriched mantle [10], and then flows southward along the ridge.

Recent Pb isotope data from basalts collected along the CIR axis between 18° and 20°S [10] cast some doubt on this model. The authors showed that if the chemistry of the Gasitao Ridge lavas is likely explained by interaction of the CIR mantle with a Réunion-type component, Pb isotope systematic of the on-axis samples invalidates such an interaction. Alternatively, these authors proposed the existence of a distinct enriched mantle domain beneath the CIR axis, derived through either metasomatic enrichment or recycling of ancient subducted ocean island basalts as already proposed by Rehkämper and Hofmann for Indian MORB [22]. The superimposition of this enriched chemical anomaly on the CIR and of the Réunion-influenced Gasitao ridge would therefore be coincidental.

3. Geological and petrologic observations along the Northern Transect

3.1. Sampling strategy

During the GIMNAUT cruise (May-June 2000) of the RV L'Atalante, seventeen dives have been achieved using the deep-sea submersible Nautilie, along two 40 km-long WSW-ENE transects (Fig. D2-1b). These across-strike sections extend on both sides of the ridge, from the CIR axial valley to the Brunhes-Matuyama isochrone (older side of anomaly 1, 800 Ky). The present study focuses on the Northern Transect, which crosses the ridge axis around 19.2°S and 65.6°E, at a distance that accounts for minor contribution of the off-axis magmatism of the Gasitao transverse ridge. The Northern Transect includes nine dives symmetrically located on both the African and Indian sides. Sixty-six lava and one dike samples were collected in situ, with a mean sampling interval of 500 m. In addition to rock sampling, bathymetric, magnetic, and gravimetric measurements were acquired.

3.2. Morphotectonic context

The ridge axis is marked by an axial trough, about 3000 m-deep and 2 km-wide, bounded by two major normal inward-facing fault scarps (a few hundreds meter-high, Figs D2-1b and c). The eastern half of the valley typically shows a flat-bottomed rift morphology with unsedimented fresh pillow-lava flows, intercalated with sparse sheet flows. The western part of the trough is more poorly defined, probably disturbed by a conical volcanic edifice, made up of tubular lava-flows associated to traces of faded hydrothermal activity (samples GNT1-4 to -6, Fig. D2-1c). Outside the axial trough, the seafloor depth progressively decreases away from the ridge axis, from 3000 m to 2000 m, whereas volcanic basement is rapidly coated by pelagic sediment. An overall structural asymmetry characterizes the two flanks of the ridge axis, in terms of both bathymetry and fault density (Fig. D2-1c). The major bathymetric steps of the section occur along near vertical inward-facing fault scarps, where volcanic basement is largely exposed. On average, the fault scarps are about 20 to 50 meter-high but some of them reach 450 m, especially on the eastern flank of the ridge (dives GNT7 and 8, Fig. D2-1c). The volcanic rocks exposed along the footwall surfaces consist of truncated pillow-lava and sheet flows, together with sparse volcanic breccias. Thin vertical mafic dikes (~1 m), exhibiting columnar joints, are locally observed, with margins striking parallel to the axis trend (GNT7-3, Fig. D2-1c). In some part of the transect (e.g., dives GNT5 and 7), ancient conical volcanic domes (tubular flows) merge from the sediment layer, sometimes truncated by normal faults (GNT7-4, Fig. D2-1c).

3.3. Petrology

Sixty-seven rock samples were collected and sawed for microscopic studies. The main mineral phases of twenty of them have been analyzed for major elements by electron microprobe (Cameca SX 50, Microsonde Ouest, Brest, France).

The collected effusive rocks range from aphyric to plagioclase-olivine phyric basalts. The samples are relatively fresh, with brown alteration halos restricted to sample periphery or to fracture vicinity. In the alteration rims, vesicles are filled with celadonite, smectite, and/or Fe-oxyhydroxides, which also replace locally the groundmass minerals. Textures vary from hyaline or spherulitic (fresh glassy margin) to microlitic (inner part of the samples), and can even display doleritic features in the central part of some thick pillow lavas (e.g., GNT1-8 and GNT3-9). Samples are non- to slightly vesicular (0 to 2 vol. %). Plagioclase phenocrysts (An_{68-90} , up to 2 mm in size) are mainly euhedral and form clusters. However, the largest phenocrysts show frequently strong zoning and disequilibrium features (rounded shape, resorption corona). Microlites (An_{64-75}) are generally acicular with a fan-like arrangement. Olivine is the second phenocryst phase (Fo_{85-90}) that occurs as fresh subhedral grains enclosing small Cr-spinels ($38 < Cr\# < 54$). Three samples (GNT6-4, 6-5, and 7-1) exhibit slight olivine accumulation (8 vol. %). Augite ($57 < Mg\# < 91$) occurs in the groundmasses as fibrous, more rarely granular crystals associated to plagioclase fan-like structures. The groundmass Fe-Ti oxides are represented by titanomagnetite ($50 < Usp < 62$).

One mafic dike (GNT7-3) has been sampled. It is a slightly vesicular diabase, with a fine-grained doleritic texture. Sparse partially bowlingitized olivine phenocrysts, enclosing Cr-spinels, are recognized. The groundmass is affected by a penetrative alteration, with development of smectite, calcite, and secondary sulfides.

3.4. Inferred distance-age relationships

The estimated age of the volcanism as a function of the distance to the ridge axis was inferred from a combination of criteria enclosing magnetic data, freshness of the glassy flow margins, degree of Mn-oxide coating, and importance of the sediment cover. The volcanic edifice occupying the western part of the axial trough (GNT1-4 to -6, Fig. D2-1c) coincides with the position of the Central Anomaly Magnetic High and thus assumed to fit with zero age in our interpreted time-converted transect [28]. This is consistent with the abundance of fresh lava flows and the lack of pelagic sediment in the dives GNT1 and GNT6. Such features typically characterize an on-axis tectono-magmatic setting with a recent episode of lava

eruption. Then, moving away from the ridge axis, the lava flow morphology steadily damages (alteration of the glassy margin and increase of the Mn-oxide crust) and the sediment layer rapidly thickens. Since no perturbation by volcanism renewal and younger seamount-like structures have been clearly identified on both sides of the transect, all the flows collected along the transect have emplaced at the ridge axis and that their age is thus assumed to progressively increase away of the axis. This interpretation is supported by the distribution of the magnetic micro-anomalies that show a crust becoming progressively older away of the ridge axis [28, 29]. In the present study, the distance to the ridge axis will therefore be regarded as a proxy for the relative age of the sampled lavas.

4. Geochemistry

4.1. Analytical procedure

Sixty-five rock samples of the Northern Transect were selected for chemical analyses. Some glass analyses have already been published by [10]. However, the analyses were duplicated on whole-rock powders to homogenize the dataset. The major and most of the trace element analyses (Tables D2-1 and D2-2) were conducted by ICP-AES, following the analytical method of Cotten et al. [30]. Relative standard deviations are <2% for major elements, Rb and Sr; and are <5% for other trace elements. Concentrations in additional trace elements (Table D2-2) were measured by using a Thermo-Finnigan Element 2 ICP-MS, following a procedure modified after Barrat et al. [31]. The external standard used to calculate element concentration is the U.S. Geological Survey standard BHVO-2. Accuracy and precision were checked by repeated analysis of two external standards (basalt BIR-1 and microgabbro PMS, Table D2-2).

Twenty-five samples were selected for Sr and Nd isotope analysis based on their freshness (Loss On Ignition, $LOI \leq 1$), their trace element characteristics, and their position on the Northern Transect (Table D2-2). In order to remove seawater alteration effects, the whole-rock powders were leached in 6N HCl for one hour. The elution procedure is described in Dosso et al. [32]. Sr and Nd ratios were determined with a Thermo-Electron Triton T1 mass spectrometer (IUEM, Brest). Data are fractionation-corrected to $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.119400$ and $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.721903$. During the period of analyses, the NBS SRM987 standard yielded to a value of 0.710256 and the JNdi and La Jolla standards to 0.512100 and 0.511860, respectively. To allow comparisons with results of Nauret et al. [10], Sr-Nd isotope ratios are normalized to NBS SRM987 and La Jolla values of 0.71024 and 0.511872, respectively. Two

samples (GNT2-6 and GNT5-6) were duplicated for leaching and Sr analysis (Table D2-2).

Table D2-1. Major element compositions of selected samples along the Northern Transect. The full Table 1 is available in the HTML version of this article on the journal's homepage: under "Electronic Supplements"

Sample:	GNT1-7	GNT1-8	GNT2-5	GNT2-6	GNT3-3	GNT4-1	GNT5-2	GNT5-3	GNT6-2	GNT6-3	GNT6-7	GNT7-2	GNT7-6	GNT8-1	GNT9-2	GNT9-7	GNT2-3	GNT3-8	GNT4-6	GNT5-6	GNT6-5	GNT7-1	GNT8-2	GNT8-4	GNT9-6
Group:	Group 1											Group 2													
Lat °S:	-19.2	-19.2	-19.2	-19.2	-19.2	-19.2	-19.3	-19.3	-19.2	-19.2	-19.2	-19.1	-19.1	-19.1	-19.1	-19.1	-19.2	-19.2	-19.2	-19.2	-19.2	-19.1	-19.1	-19.1	
Long °E:	65.6	65.6	65.6	65.6	65.6	65.5	65.5	65.5	65.7	65.7	65.7	65.7	65.7	65.8	65.8	65.6	65.6	65.5	65.5	65.5	65.7	65.7	65.7	65.8	
Depth (m):	2901.1	2847.5	2530.9	2436.1	-2407.9	-2317.9	-2275.7	-2346.6	-3133.6	-2827.2	-2597.8	-2667.2	-2478.8	-2224.3	-2037.6	-2345.9	-2726.2	-2478.7	-2211.0	-2166.0	-2738.9	-2680.5	-2094.1	-2141.7	-2193.3
Distance (km):	-1.32	-1.71	-5.13	-6.02	-7.19	-10.60	-16.14	-17.06	1.47	2.41	5.14	6.40	10.84	11.44	16.27	20.71	-2.88	-9.28	-13.39	-18.74	3.65	5.95	11.95	12.68	19.35
SiO ₂	50.10	50.10	50.50	50.90	49.50	49.10	49.30	50.50	49.25	50.40	50.00	49.10	50.10	48.70	50.50	49.70	49.75	50.00	49.50	51.30	49.00	48.50	49.70	50.50	49.50
TiO ₂	1.16	0.92	0.90	1.22	1.49	1.09	1.49	1.09	1.38	0.88	1.22	1.47	1.06	1.44	1.31	0.97	1.28	1.13	1.08	1.17	1.09	0.82	1.22	1.14	0.98
Al ₂ O ₃	16.40	16.30	16.15	15.40	16.40	17.20	16.60	16.30	16.75	16.80	16.45	16.20	15.60	17.00	16.30	16.90	16.60	16.50	16.50	14.85	15.60	16.35	15.65	15.40	16.65
Fe ₂ O ₃ ^a	9.30	9.25	9.25	9.95	9.70	8.75	9.10	8.30	8.55	8.52	9.10	8.70	9.75	8.20	8.35	8.85	9.45	9.25	9.60	10.50	10.55	9.52	9.55	9.95	9.30
MnO	0.15	0.15	0.16	0.17	0.15	0.15	0.15	0.14	0.14	0.14	0.15	0.14	0.16	0.14	0.14	0.15	0.16	0.16	0.16	0.18	0.16	0.16	0.16	0.17	0.15
MgO	8.15	8.15	8.46	7.45	7.35	8.50	7.20	7.75	8.50	8.50	8.00	7.78	8.25	8.15	7.35	8.03	8.25	8.50	7.95	7.45	10.15	10.58	8.80	8.04	8.25
CaO	11.50	12.00	11.95	11.60	11.60	11.80	11.00	11.90	11.10	12.50	11.10	12.65	11.50	12.00	12.60	11.30	12.00	12.30	11.60	10.80	11.55	11.50	11.60	12.40	
Na ₂ O	2.66	2.34	2.32	2.75	2.55	2.89	2.55	2.78	2.28	2.59	2.90	2.39	3.02	2.86	2.10	2.65	2.42	2.50	2.53	2.45	2.19	2.43	2.42	2.24	
K ₂ O	0.42	0.10	0.14	0.30	0.80	0.35	0.99	0.54	0.88	0.13	0.50	0.86	0.16	1.06	0.63	0.15	0.30	0.20	0.18	0.15	0.13	0.16	0.40	0.20	0.08
P ₂ O ₅	0.19	0.10	0.09	0.14	0.24	0.14	0.30	0.17	0.26	0.10	0.21	0.28	0.10	0.30	0.21	0.11	0.17	0.13	0.11	0.11	0.10	0.10	0.16	0.13	0.09
LOI	0.04	-0.05	-0.04	-0.09	0.39	0.01	0.58	0.39	0.20	-0.25	0.07	1.02	-0.17	0.46	0.16	-0.12	-0.15	-0.05	-0.09	-0.79	-0.40	-0.28	0.01	-0.14	-0.22
Total	100.07	99.36	99.96	99.79	100.56	99.64	99.60	99.63	99.79	100.00	100.09	99.65	100.05	99.97	99.81	99.44	99.76	100.24	99.79	99.55	99.74	99.65	99.58	99.41	99.42
Mgf ^b	67.1	67.2	68.1	63.6	63.8	69.4	64.8	68.5	69.8	69.0	67.2	67.6	66.3	69.8	67.2	67.9	67.0	68.2	65.9	62.3	69.1	72.1	65.2	65.3	67.4
Al ^c	0.9	0.7	0.7	0.8	1.2	1.0	1.3	0.9	1.2	0.7	0.9	1.3	0.8	1.5	1.0	0.7	0.9	0.8	0.9	0.7	0.9	0.9	0.9	0.7	0.8
K/Ti	0.5	0.2	0.2	0.3	0.7	0.4	0.9	0.7	0.9	0.2	0.6	0.8	0.2	1.0	0.7	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.5	0.2	0.1
Qz _s ^d	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ne _s ^d	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Hys ^d	11.3	17.9	18.6	15.5	0.9	7.2	3.5	13.0	2.7	15.9	10.3	2.2	12.5	0.0	6.9	17.1	12.3	13.9	10.1	19.2	12.5	9.6	13.2	19.9	14.8

^a Total iron expressed as Fe₂O₃.
^b Mgf^b calculated with Fe₂O₃/FeO = 0.2 [67].
^c Al^c = alkali index: Al^c = (Na₂O + K₂O)/(SiO₂ - 43) * 0.47 [35].
^d Qz_s, Ne_s, and Hys: CIPW normative mineral proportions calculated with Fe₂O₃/FeO = 0.2 [67].

Table D2-2. Trace element and isotope compositions^a of selected samples along the Northern Transect. The full Table 2 is available in the HTML version of this article on the journal's homepage: under "Electronic Supplements"

Sample:	GNT1-7	GNT1-8	GNT2-5	GNT2-6	GNT3-3	GNT4-1	GNT5-2	GNT5-3	GNT6-2	GNT6-3	GNT6-7	GNT7-2	GNT7-6	GNT8-1	GNT9-2	GNT9-7	GNT2-3	GNT3-8	GNT4-6	GNT5-6	GNT6-5	GNT7-1	GNT8-2	GNT8-4	GNT9-6	
Group:	Group 1											Group 2														
Distance (km):	-1.32	-1.71	-5.13	-6.02	-7.19	-10.60	-16.14	-17.06	1.47	2.41	5.14	6.40	10.84	11.44	16.27	20.71	-2.88	-9.28	-13.39	-18.74	3.65	5.95	11.95	12.68	19.35	
Sc	35.0	39.0	40.0	42.0	39.0	34.0	35.0	38.0	33.0	36.0	36.0	34.0	40.0	30.5	38.0	37.0	36.0	37.0	38.0	42.0	35.0	36.0	35.0	39.0	38.0	
V	250	270	255	288	295	220	260	245	240	225	260	260	270	230	262	254	260	250	260	295	234	205	265	290	250	
Cr	310	375	355	180	285	310	248	348	300	380	380	280	360	260	355	310	355	300	365	315	130	465	500	370	320	365
Co	38	39	41	40	42	40	34	40	41	40	41	41	41	36	40	37	39	42	43	41	51	50	40	40	40	
Ni	130	130	135	72	118	143	95	106	163	157	125	152	120	147	114	130	141	150	113	61	260	280	152	124	145	
Cu	78	93	98	93	67	79	63	102	65	78	76	68	85	75	85	76	68	80	80	91	86	87	84	78	80	
Zn	0.105	0.034	0.083	0.094	0.266	0.070	0.374	0.202	0.273	0.012	0.151	0.278	0.026	0.422	0.199	0.032	0.076	0.041	0.091	0.024	0.025	0.033	0.135	0.045	0.014	
Rb	8.3	1.6	2.5	5.1	13.4	5.4	17.8	9.8	15.7	2.1	9.4	11.1	2.7	21.0	10.2	3.0	5.7	3.4	2.4	2.4	1.7	2.9	8.0	4.1	1.2	
Ba	87	12	18	52	226	58	220	105	230	20	127	245	29	290	143	33	66	41	20	25	18	20	97	48	9	
Th	1.01	0.15	0.18	0.54	1.82	0.61	3.09	0.99	2.10	0.19	1.32	2.56	0.31	2.93	1.48	0.38	0.67	0.43	0.23	0.30	0.20	0.29	1.01	0.45	0.12	
U	0.27	0.09	0.07	0.17	0.46	0.18	0.75	0.28	0.53	0.06	0.30	0.66	0.10	0.68	0.51	0.10	0.18	0.12	0.08	0.08	0.06	0.07	0.25	0.12	0.04	
Nb	11.86	1.92	2.39	7.10	21.71	8.43	34.66	12.88	25.49	2.85	15.81	29.27	4.03	26.21	18.26	4.54	8.54	5.19	2.90	4.12	2.45	3.66	12.96	6.05	1.49	
Ta	0.738	0.143	0.185	0.486	1.318	0.511	2.049	0.781	1.547	0.186	0.907	1.724	0.277	1.528	1.157	0.302	0.597	0.345	0.205	0.288	0.166	0.236	0.848	0.384	0.117	
La	8.4	2.1	2.6	5.1	15.5	6.2	22.0	7.8	15.4	2.6	10.0	18.3	3.6	20.5	11.5	4.0	6.6	4.6	3.3	3.4	2.8	3.2	8.0	4.7	2.2	
Ce	18.0	7.2	6.8	12.8	30.0	13.8	42.0	16.5	31.0	6.6	20.5	34.5	8.7	38.0	23.3	9.3	16.5	11.0	8.8	8.7	8.0	7.3	17.0	10.7	6.7	
Pb	0.81	0.34	0.50	0.58	1.34	0.62	1.45	0.66	1.22	0.28	0.87	1.51	0.38	1.84	0.88	0.39	0.67	0.45	0.42	0.40	0.33	0.30	0.73	0.41	0.35	
Sr	164	97	92	133	258	170	314	180	288	106	188	282	104	322	222	112	163	132	125	99	117	104	170	113	100	
Nd	11.0	6.0	5.7	8.9	14.5	9.2	20.0	9.4	15.4	5.8	11.8	17.0	7.0	18.0	13.0	6.8	10.8	8.0	7.2	7.0	6.7	5.4	10.6	8.0	5.6	
Zr	98	61	56	83	120	85	154	88	119	58	112	135	71	142	114	67	101	73	75	75	75	76	55	102	75	65
Hf	2.31	1.56	1.46	2.08	2.77	1.98	3.36	2.01	2.59	1.46	2.52	3.95	1.73	2.96	2.52	1.68	2.33	1.81	1.84	2.04	1.89	1.42	2.41	1.92	1.66	
Sm	2.90	2.30	2.90	2.75	3.50	2.70	4.20	2.70	3.50	2.10	3.30	4.20	2.65	4.15	3.45	2.25	3.05	2.35	2.50	2.70	2.60	2.10	3.10	3.00	2.30	
Eu	1.04	0.84	0.85	1.07	1.38	0.96	1.42	0.97	1.28	0.81	1.10	1.36	0.95	1.34	1.15	0.85	1.15	0.93	0.99	1.00	0.96	0.77	1.08	1.00	0.88	
Gd	4.10	3.10	2.70	3.80	5.00	3.50	4.70	3.55	4.00	2.90	3.90	4.20	3.60	4.90	3.95	2.95	4.35	3.40	4.00	3.70	3.40	2.80	3.75	3.50	3.10	
Dy	4.45	4.00	3.85	4.65	5.00	3.90	4.70	3.70	3.90	3.30	4.25	4.60	4.25	4.10	4.40	3.70	4.75	3.90	4.							

D2-A), a feature previously observed for H₂O content in the CIR lavas between 18° and 20°S (Fig. D2-2a, [3]). In addition, LOI values along the Northern Transect also correlate with incompatible element and isotope ratios (see Appendix D2-A). Seawater contamination, commonly invoked to explain the LOI increase in submarine lavas, is a rather unlikely explanation here, as the samples are particularly fresh and as LOI correlates both with ¹⁴⁴Nd/¹⁴⁴Nd and immobile trace elements present in negligible amount in seawater. Thus, we propose that LOI values would directly record the water contents of the lavas.

4.3. Major and trace elements

All the analyzed samples are basalts, following the classification of Le Bas et al. [33] (Table D2-1). Samples are quite mafic with MgO values ranging from 6.8 to 10.6 wt % (average MgO=8.00±1.28 wt %, *n*=65, Table D2-1). The olivine-rich samples have the most magnesian compositions (GNT6-4, 6-5, and 7-1: MgO>9.7 wt %) and plot toward low La and high Ni contents (Fig. D2-2b). When plotted versus MgO, major element concentrations do not display significant correlations. Correspondingly, no correlation is observed between La and Ni concentrations (Fig. D2-2b). This implies that the chemical variations of the Northern Transect samples cannot be simply explained through a fractional crystallization process.

Based on the silica-saturation (CIPW norm, Table D2-1) and on the La-Y-Nb ternary classificatory scheme of Cabanis and Lecolle [34] (Fig. D2-2c), the compositions of the rocks collected along the Northern Transect range continuously from N-MORB to alkali basalts (GNT3-4 and 8-2, Ne_N>0). The alkali index [35], which reflects the degree of silica-saturation, ranges from 0.64 to 1.52 (Table D2-1). (La/Sm)_N varies to a greater extent, from 0.6 to 3.4, broadening the composition field of the CIR between 18° and 20°S [3, 10] and even reaching higher values than those observed for the Réunion basalts [36, 37] (Figs D2-2d and e). The most enriched samples reach values that are comparable to the lavas collected from the western part of the Rodrigues Ridge [11]. Highly incompatible major and trace element contents and/or ratios perfectly correlate with the (La/Sm)_N (e.g., K₂O, P₂O₅, K/Ti, Nb/Zr, *r*>0.96, Fig. D2-2d) and to a lesser extent with the alkali index. However, unlike samples previously analyzed from the CIR or Réunion Island, the MREE/HREE ratios do not strongly increase with (La/Sm)_N even if a slight positive correlation is observed. Thus, (Dy/Yb)_N remains roughly chondritic (1.0-1.2, Fig. D2-2e).

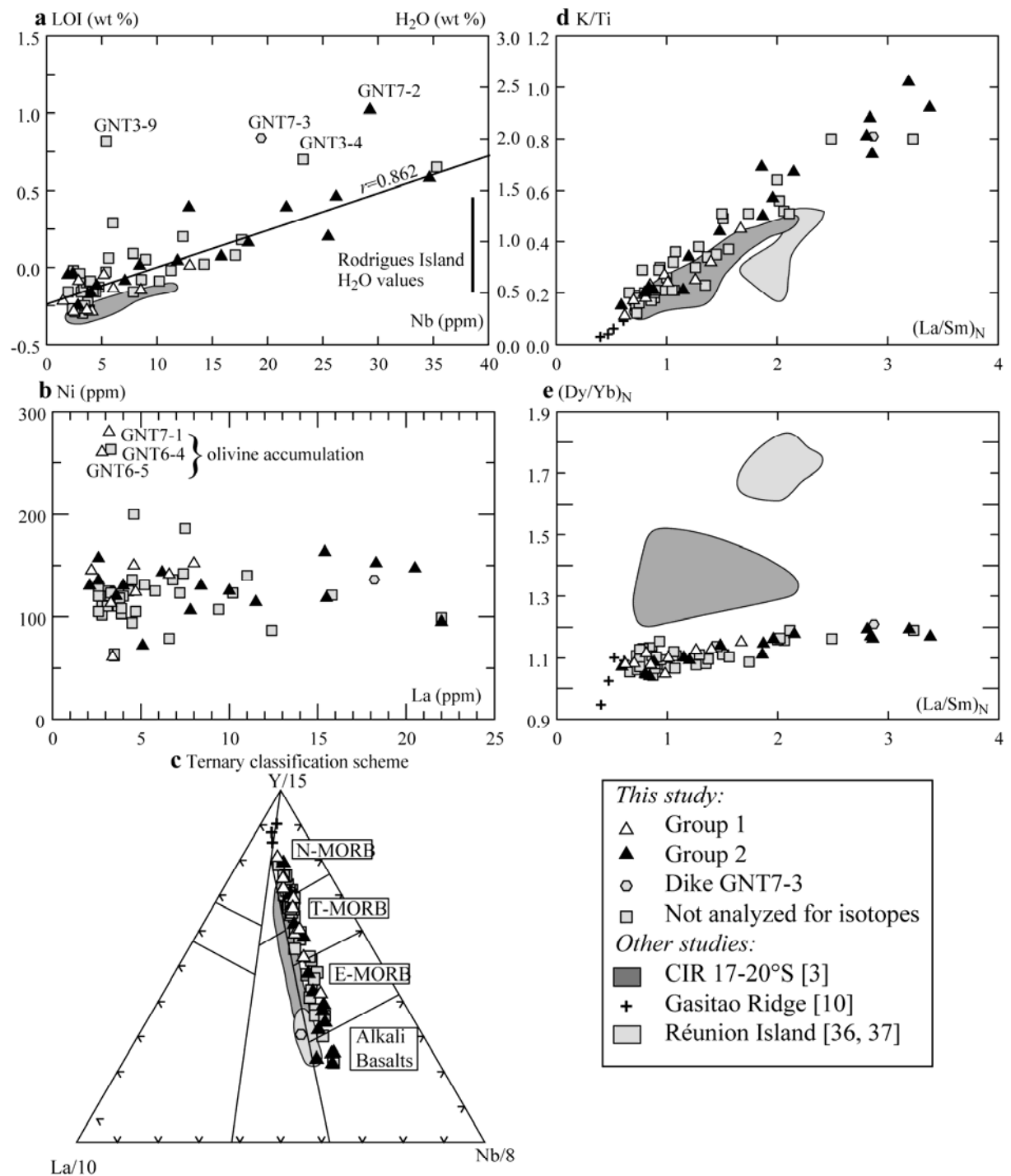


Figure D2-2. Geochemical characteristics of the Northern Transect lavas. a) LOI (left side abscissa) and H₂O (right side abscissa) versus Nb. The four most altered samples are named and are not considered for the regression line (Appendix D2-A). Fields for the H₂O values of the CIR 17-20°S and for the Rodrigues Island are made after values of [3, 38]. b) Ni versus La diagram. c) La-Y-Nb ternary classificatory scheme of [34]. d and e) K/Ti and (Dy/Yb)_N variations versus (La/Sm)_N for Northern Transect lavas, compared with the Gasitao, CIR 17-20°S, and Réunion data. Groups 1 and 2 are defined by Sr and Nd isotopic ratios (see text, next section).

In the normalized extended trace element diagrams (Fig. D2-3), patterns are more scattered than the fields defined for the Réunion, the CIR, and the Gasitao basalts. The LREE and LILE contents are highly variable, ranging from depleted Gasitao up to enriched Réunion lavas. Contrary to the other fields, the chemical patterns of the Northern Transect converge at the MREE level and then remain flat for the HREE. Except the mafic dike GNT7-3, the primitive-mantle normalized patterns are characterized by slight positive anomalies in Nb and Ta and negative anomalies in Ti (Fig. D2-3b). They do not display the negative K (and to a lesser extent P) anomaly that characterizes the Réunion and Gasitao lavas.

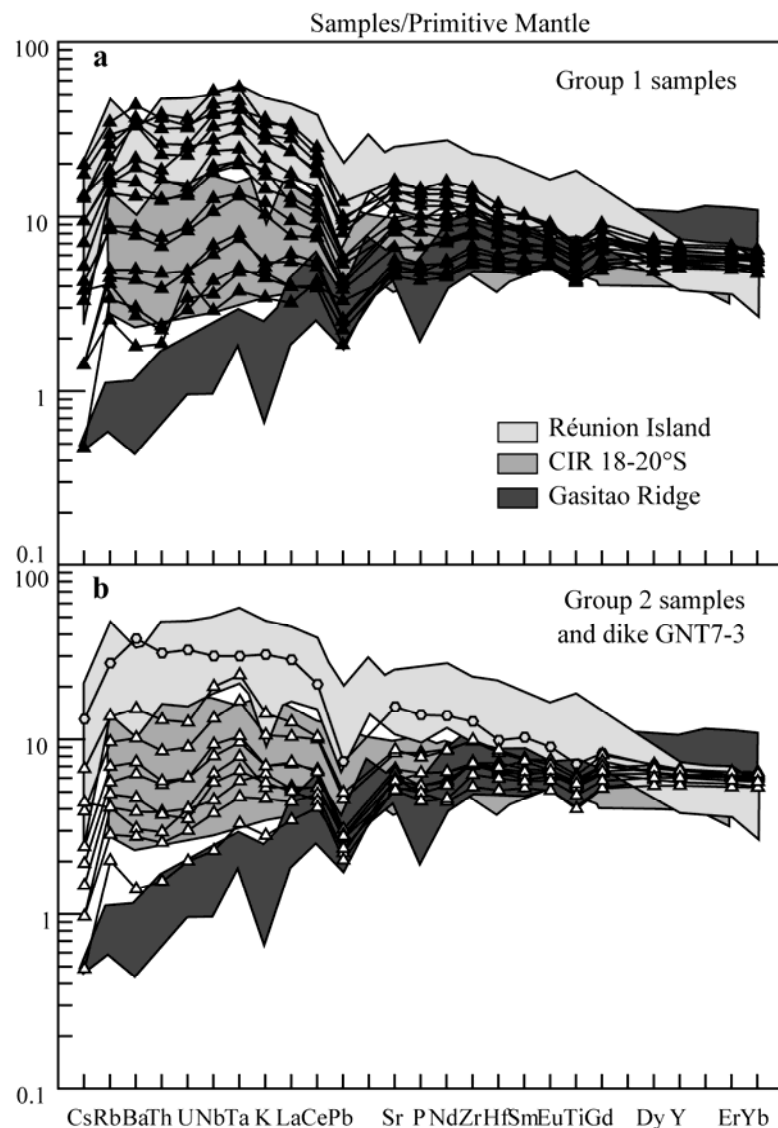
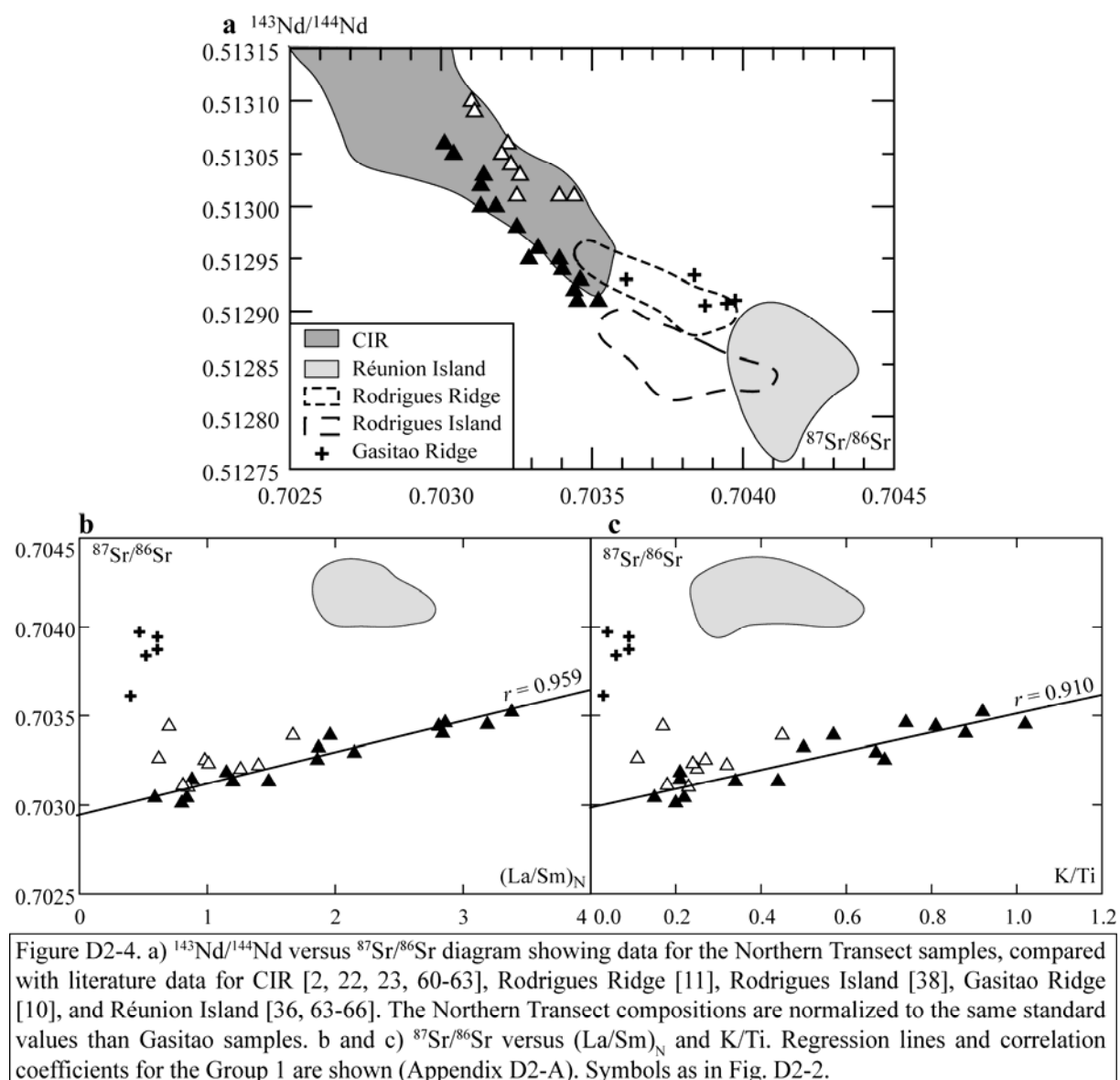


Figure D2-3. Trace element contents normalized to primitive mantle [59] for a) Group-1 samples and b) Group-2 samples. The fields for Gasitao [10], CIR 17-20°S [3], and Réunion data [36, 37] are also shown. Symbols as in Fig. D2-2.

4.4. Sr-Nd isotopes

Sr-Nd isotope ratios are listed in Table D2-2 and plotted in the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram of Figure D2-4a, together with surrounding area fields. The Northern Transect data display a negative slope in the Sr-Nd diagram of Figure D2-4a, overlapping the enriched end of the CIR field. In detail, isotopic compositions split into two groups, referenced hereafter as Group 1 (16 samples) and Group 2 (9 samples). Such a division is similar to that observed between the Rodrigues Island and the Rodrigues Ridge: Group 1 extends the Rodrigues Island toward depleted compositions while Group 2, characterized by higher $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ for a given $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, is an extension of the Rodrigues and Gasitao Ridges (Fig. D2-4a).



Samples that are the most enriched in incompatible element systematically belong to the isotopic Group 1 (Figs D2-2 and D2-3). Besides, discrimination between the two groups clearly appears when using correlations between incompatible element and isotope ratios

(Figs D2-4b and c, Appendix D2-A). For Group-1 samples, these ratios are perfectly correlated, whereas Group-2 samples tend to shift toward the Gasitao Ridge field, in which trace element and isotopic data are not so clearly related.

5. Spatial and temporal variations of the lava geochemistry along the Northern Transect

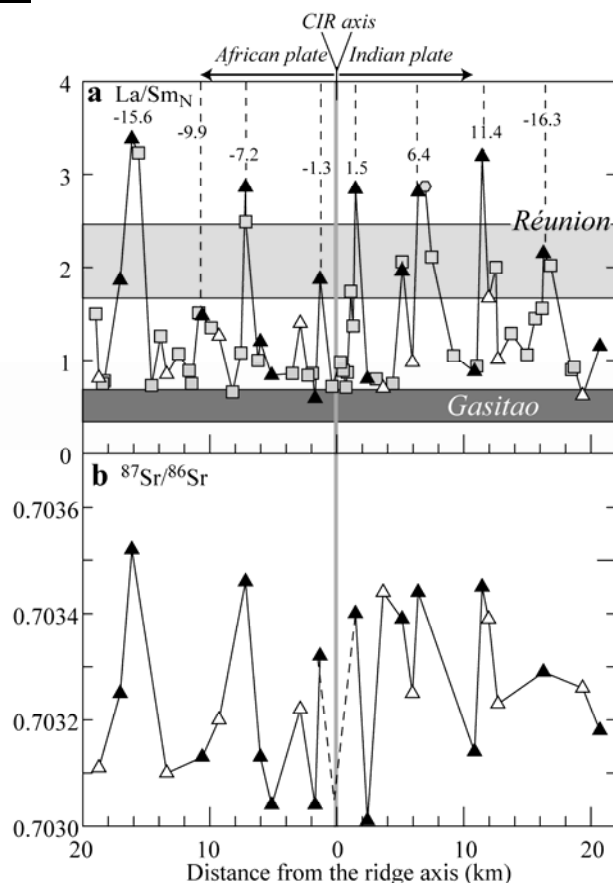


Figure D2-5. a) Trace element and b) isotope ratios versus distance to the ridge axis along the Northern Transect. Réunion Island and Gasitao fields as for Fig. D2-3. Dashed line in the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus distance diagram depicts the expected evolution of the isotope ratio at the ridge axis, based on incompatible element ratio variations. Note the relatively good symmetry of the peak and valley patterns, on either side of the ridge axis. Symbols as in Fig. D2-2.

Significant variations in trace element and isotope ratios, such as $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, are observed along the Northern Transect (Fig. D2-5). Even if the amplitude of the peaks is not similar on both sides of the axis, their distance from the CIR axis is almost identical on both the African and Indian plates (~1.5, 7, 10, and 16 km, respectively, Fig. D2-5a), and their spacing is quite regular (~4-5 km, Fig. D2-5a). Such a symmetrical distribution of the chemical variations have already been highlighted by Zou et al. [1] in a previous study of the EPR lavas at 9°30'N and interpreted as off-axis magmatic eruptions. Such symmetrical

off-axis eruptions appear unlikely along the Northern Transect, as no off-axis volcanism has been identified there. We therefore consider that the across-strike chemical variations reflect temporal variations of the geochemistry of lavas erupted at the ridge axis, which have been progressively transported away from the axis by seafloor spreading. The regular spacing of the geochemical peak strongly suggests the periodic nature of the causal magmatic processes.

6. Constraints on processes governing the composition of the Northern Transect lavas

The very restricted range of MgO in the Northern Transect samples implies that fractional crystallization cannot account for the large variation of incompatible element contents. This is also supported by the great variability of isotope and incompatible trace element ratios which are not affected by low-pressure crystallization of olivine and plagioclase (Figs D2-2 and D2-4). The chemical signature of the Northern Transect lavas is therefore inherited from distinct parental magmas. Consequently, the chemical variations of the lavas erupted at the CIR axis at 19.2°S can be used to trace the time variations of the sampled mantle source, coupled or not with variations in the melting modalities.

6.1. Geochemical heterogeneity of the mantle source

The large variations of the Sr-Nd isotopic ratios near 19.2°S suggest significant mantle source heterogeneity beneath the ridge axis (Fig. D2-4). The two rather linear correlations observed in the Sr-Nd space can be, in a first step, interpreted as two mixing lines between enriched and depleted components.

Group 2-type lava has already been reported along the CIR, near the Egeria transform zone (sample DR10-1 of [10]). Based on their Sr-Nd isotope ratios, they have been related to the Gasitao and Rodrigues Ridges and interpreted as resulting from the contamination in variable proportions of the Indian Ocean depleted mantle by enriched material from the Réunion plume [10, 11]. We have ascribed to the Réunion end-member the trace element composition (Table D2-3) of a depleted mantle previously metasomatised by liquids issued from low-degree melting of a garnet-lherzolite, in a similar way as the enrichment process proposed by Nauret et al. [10]. The mixing curve between the depleted CIR and this enriched Réunion component is plotted on the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram (Fig. D2-6). This simple binary mixing cannot account for the dispersion of the Group-2 and Gasitao samples. We suggest that the observed scattering would result from discrete mixing events, between a

Gasitao-type mantle source (e.g., CIR mantle contaminated by ~65% of the Réunion component) and Group 1-like melts (Fig. D2-6). Following this mixing model, the spatial association of Group-1 and Group-2 samples along the Northern Transect (Fig. D2-5) implies that the Gasitao-type mantle source, reflecting Réunion plume contribution to the ridge volcanism, is dispersed in the local CIR mantle. This would argue against a Réunion plume involvement through an asthenospheric channel as mentioned by [2, 3, 10].

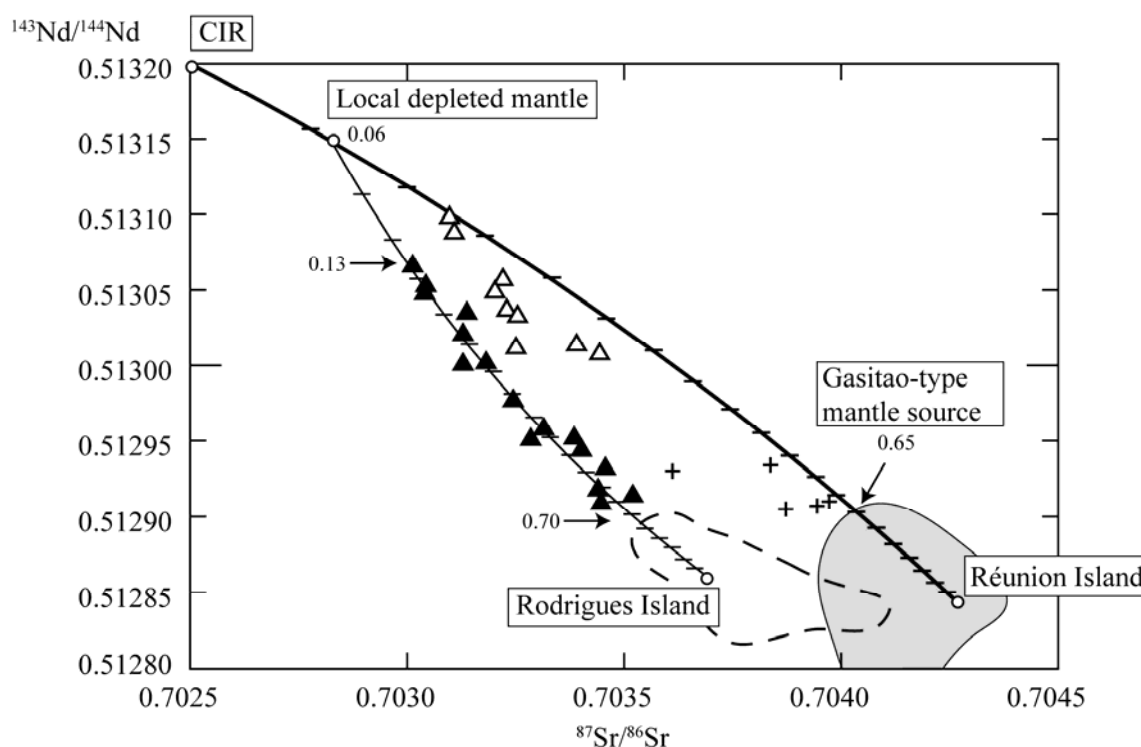


Figure D2-6. Results of mantle source mixing in the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram. The mixing model lines assume solide-solide mixing and are ticked every 0.5 %. Bold line: binary mixing between depleted CIR and enriched Réunion mantle sources. Thin line: binary mixing between the local CIR mantle at 19.2°S (6% of Réunion component in the ambient CIR mantle) and a Rodrigues Island-like enriched component. End-member compositions are detailed in Table D2-3. Symbols as in Fig. D2-2.

Table D2-3. Trace element and isotope compositions of the end-members used for mixing and melting calculations.

Composition of the end-members used for mixing calculations												
	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Sr	Nd	Sm							
CIR ^a	0.702500	0.513200	6.09	0.48	0.21							
Réunion Isl. ^b	0.704270	0.512843	21.56	1.28	0.45							
Rodrigues Isl. ^c	0.703690	0.512861	12.00	1.40	0.39							
Local CIR mantle ^d	0.702826	0.513148	7.02	0.53	0.22							
E-Group 1 ^d	0.703517	0.512901	10.51	1.14	0.34							
D-Group 1 ^d	0.703002	0.513067	7.67	0.64	0.25							
			Kd ^e									
			Nd	Sm	Melting modes							
Olivine			0.0006	0.0002	S Sp-Lz ^e	L Sp-Lz ^e	S Gr-Lz ^e	L Gr-Lz ^e	S Gr-Pyr ^e	L Gr-Pyr ^e	S Cpxite ^f	L Cpxite ^f
Opx			0.01	0.007	0.52	0.35	0.56	0.25			0.2	-0.05
Cpx			0.28	0.19	0.3	-0.1	0.12	0.14			0.15	0.38
Grenat			0.115	0.06	0.18	0.75	0.27	0.53	0.8	0.89	0.65	0.67
							0.05	0.25	0.2	0.11		

^a Trace element composition: depleted mantle [69]; isotope composition: [10].

^b Trace element composition: metasomatised CIR mantle by garnet lherzolite-derived melt [10]; isotope composition: [10].

^c Trace element composition: enriched mantle (modified after [70]); isotope composition: sample RD62 of [38]. To reproduce the hyperbolic shape of the Group 1 trend, the enriched end-member has to be slightly depleted in Sr when compared to Nd.

^d Compositions are calculated from binary mantle source mixing. Local CIR mantle: 6% of Réunion component in the CIR mantle; E-Group 1 and D-GROUP 1: enriched and depleted end of the Group 1, modelled as 70% and 13% of Rodrigues Island-type mantle in the CIR mantle, respectively.

^e Partition coefficients and melting modes after [70]. S: solide mode; L: liquid mode; Sp-Lz: spinel-lherzolite; Gr-Lz: garnet-lherzolite; Gr-Pyr: garnet-pyroxenite.

^f Clinopyroxenite (Cpxite) melting modes modified after [58].

Contrary to Group 2, Group 1-type enriched lavas were not previously sampled along the CIR axis, even near the Marie-Céleste transform zone where the Réunion plume influence was supposed to be the highest [2, 3]. In the $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ and K/Ti versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagrams (Fig. D2-4), the trends defined by Group-1 samples clearly deviate from the Réunion fields, plotting toward lower $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios. In addition, Group 1 rather extends the Rodrigues Island lava field in the Sr-Nd space and thus cannot be explained by the CIR-Réunion mixing and (Fig. D2-4a). These results are consistent with the Pb isotope data of Nauret et al. [10] who argue against a contribution of the Réunion plume in the genesis of the on-axis CIR lavas. Thus, to explain Group-1 compositions, we have considered a binary mixing between a CIR mantle and an enriched component, also involved in the genesis of the Rodrigues Island lavas (Table D2-3 and Fig. D2-6). Only one study about the Rodrigues Island lavas is presently available [38] but the authors do not discuss exhaustively the nature of the mantle source. Our best fitting mixing curve uses a local CIR mantle, slightly contaminated by Réunion material (6%, Fig. D2-6), and a Rodrigues Island-like enriched mantle (see end-member compositions in Table D2-3). Mixing calculations point out a significant contribution of the enriched component in the mantle source of Group-1 samples (13 to 70 %, Fig. D2-6).

6.2. Partial melting modalities

Group-1 samples show remarkably well correlated variations between incompatible element and isotope ratios (Figs D2-2 and D2-4, Appendix D2-A). The mantle source mixing model, involving the depleted local CIR mantle and an enriched Rodrigues Island-like component, fails to explain the highest incompatible element ratios observed in Group-1 lavas ($(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ up to 3.4, Table D2-2). Thus, it is advisable to examine the influence of partial melting modalities (e.g., melting depth, melting rate, source mineralogy, and amount of volatiles) on such trace element variations.

The fractionation amplitude between MREE and HREE is directly influenced by the residual mineralogy of the mantle source (residual garnet) and, consequently, by the depth of melting. The almost chondritic values of $(\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{N}}$ of Group-1 samples imply that melting should occur mainly in the spinel-lherzolite depth range, whatever is the nature of the mantle source. Such a conclusion clearly differs from the previous studies of the CIR lavas at 18°-20°S that state that the more the melts are enriched, the more the depth of melting increases (Fig. D2-2d, [3]). However, the slight increase in $(\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{N}}$, positively correlated with $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$, should indicate the production of a small fraction of enriched melts from greater

depths, in the garnet stability field.

Correlations observed between incompatible trace element and isotope ratios imply that trace element composition is controlled both by mantle source and melting rate. Due to the interdependence of these processes, the chemical effects related to the melting rate can hardly be isolated from those linked to the source heterogeneity using only trace element data. In fact, most of the inverse methods proposed to constrain the degree of melting use concentration ratios in the magmas and are thus unsuitable in the present-case study [39-43]. We have followed the method proposed by Salters [44] and Stracke et al. [45], using the $\delta_{(Sm/Nd)}$ parameterization (see definition in Fig. D2-7 caption). The $\delta_{(Sm/Nd)}$ is supposed to measure the Sm-Nd fractionation between melts and their source, independently of the trace element composition of the mantle. Consequently, it should be a good indicator of the relative degree of melting, even if the source is chemically heterogeneous. The Sm/Nd ratio in the mantle is calculated from the isotopic composition of the lavas, assuming a two-stage evolution of the source, the earliest chondritic evolution being later disrupted by a Nd-Sm fractionation event at a model age $t = 2$ Ga. The relative variations of $\delta_{(Sm/Nd)}$ are independent of the exact age of the source [44, 45]. In the $\delta_{(Sm/Nd)}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ diagram, Group 1 defines a trend with a negative slope (Fig. D2-7). The negative values of $\delta_{(Sm/Nd)}$ observed in some samples can be explained either by an age younger than 2 Gyr for the source or an incomplete melt extraction [44]. Figure D2-7 also shows the calculated variations of $\delta_{(Sm/Nd)}$ in melts issued from melting of the depleted and enriched sources. As suggested by the isotope modeling, we have ascribed to the depleted and enriched components the trace and isotope compositions of a mixture of 13 and 70 %, respectively, of Rodrigues Island-like mantle and depleted CIR mantle (Table D2-3).

In a first step (Fig. D2-7a), we have calculated the melting degree required for reproducing the enriched and depleted melts by modelling the $\delta_{(Sm/Nd)}$ of both incremental fractional melts (IFM) and accumulated fractional melts (AFM) issued from the respective sources. At this stage, we assume that melting of both components only occurs in the spinel-lherzolite stability field. For a given isotope composition and melting degree, the IFM produces more rapid depletion in incompatible elements than AFM, resulting in melts with higher Sm/Nd and thus lower $\delta_{(Sm/Nd)}$ than those obtained for AFM. In both melting models, the negative trend described by Group-1 samples implies that (i) the melting rate variations are overprinted onto the source heterogeneity and (ii) the enriched compositions are reproduced by lesser extents of melting than the depleted compositions. Such an interpretation

is consistent with the theoretical modeling of Stracke et al. [45], based on sources with similar initial amounts of garnet. The absolute values of the melting rates must be regarded with caution, as they directly depend on the model age and source composition assumptions.

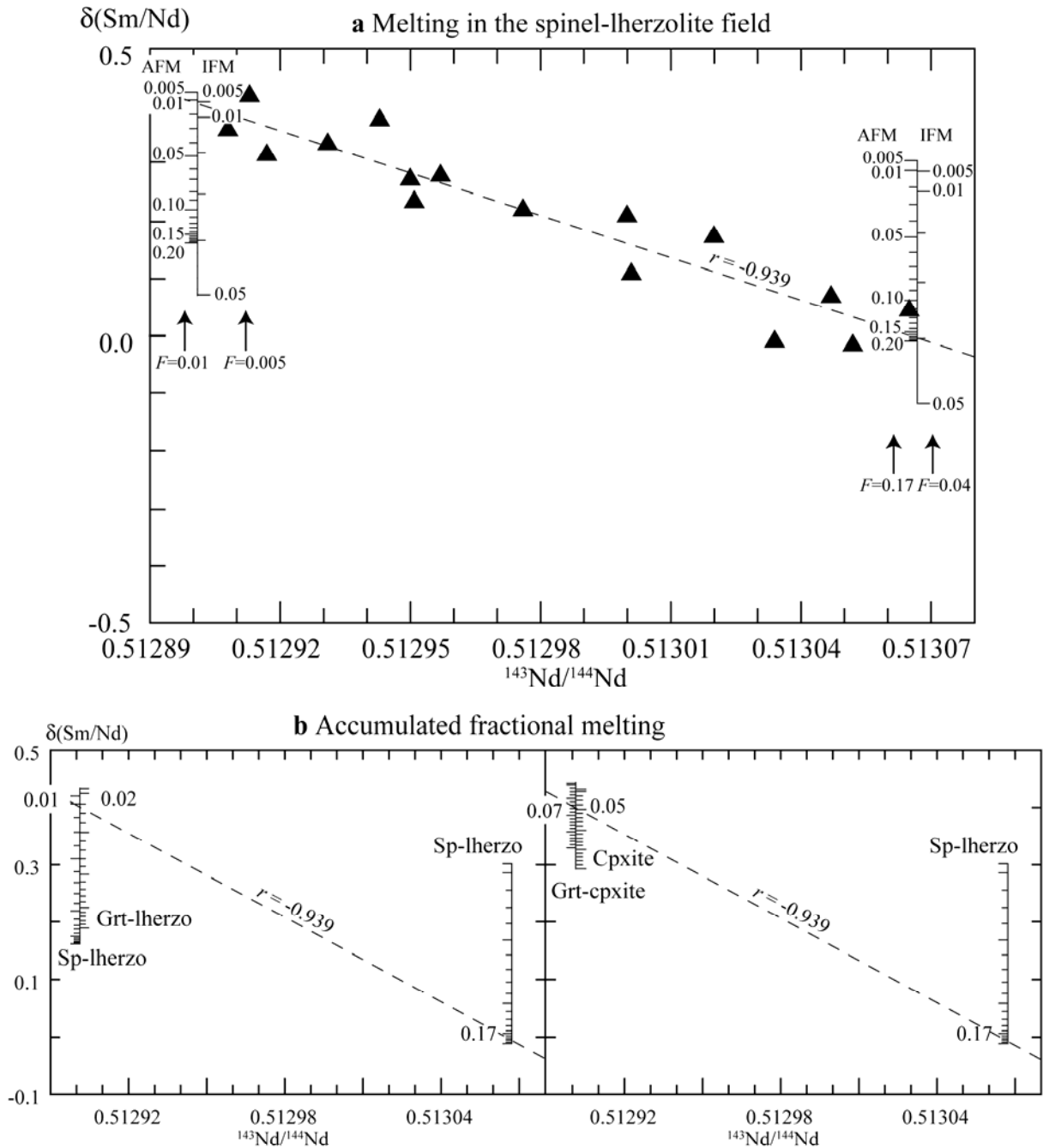


Figure D2-7. Diagrams of $\delta(\text{Sm/Nd})$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. This diagram is used to estimate the relative degrees of melting (F) of the end-members involved in Group-1 lava genesis after [44, 45]. $\delta(\text{Sm/Nd}) = \frac{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{2\text{Gyr}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{basalt}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{2\text{Gyr}}}$; where $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{2\text{Gyr}}$ is the calculated $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ of the source from the present-day $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of the basalt and an assumed source age of 2 Gyr; where $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{basalt}}$ is the measured $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ of the basalt. The trace and isotopic compositions of the depleted and enriched terms are calculated from source binary mixing (Fig. D2-6 and Table D2-3). a) Influence of the melting regime on the relative melting rates. AFM: accumulated fractional melting, IFM: incremental fractional melting. b) Influence of the source mineralogy on the relative AFM rates. Solid and liquid modes of the enriched component vary, whereas melting of the depleted component remains in the spinel stability field. Partition coefficients and melting modes are given in Table D2-3. Symbols as in Fig. D2-2.

We have also investigated the sensitivity of the relative AFM rates deduced from $\delta_{(Sm/Nd)}$ to the enriched source mineralogy. Four mineralogies of the enriched source have been tested (Table D2-3 and Fig. D2-7b). All the melting models imply that the contribution of the enriched end-member requires a lower degree of melting than the depleted mantle (Fig. D2-7b). For the garnet-clinopyroxenite and clinopyroxenite mineralogies, higher melting degrees than for lherzolite-type source are required to explain the observed $\delta_{(Sm/Nd)}$.

Thus, whatever are the melting processes and the enriched source mineralogies considered, the $\delta_{(Sm/Nd)}$ parameterization supports the assumption made from incompatible trace element data, suggesting that a variation of the melting rate is coupled with the source heterogeneity. The observed Group-1 composition trend is reproduced by mixing between low-degree ($F \sim 1-7\%$) and higher-degree ($F \sim 17\%$, Fig. D2-7b) melts, derived from partial melting of the enriched and depleted mantle source components, respectively. The low degrees of melting of the enriched component can in turn explained the alkali signature of the most enriched lavas sampled along the Northern Transect (Fig. D2-2c).

6.3. The role of an H₂O-rich component during partial melting

Based on correlations between LOI and trace elements present in negligible amount in seawater (Fig. D2-2a), we have proposed that the LOI values can be regarded as a proxy of the H₂O contents in the Northern Transect lavas. In basaltic rocks, H₂O behaves as a highly incompatible element during fractional crystallization and partial melting, varying similarly to La and Ce [46]. Thus, the positive correlations observed between LOI and incompatible element contents and ratios in Group-1 fresh samples (see Appendix D2-A) suggest that these chemical parameters are genetically linked to similar magmatic processes. As fractional crystallization is negligible, H₂O (i.e., LOI) variations should be directly inherited from the primary melts. The behavior of H₂O during melting is strongly complex since (i) the presence of H₂O in the mantle affects the partial melting modalities (depth and degree) and, in turn, the composition of the produced melts; and (ii) the H₂O content in the melts is influenced both by melting modalities and mantle source heterogeneity.

In the mantle, H₂O can be stored in hydrous minerals (e.g., amphibole, phlogopite), but also in nominally anhydrous phases (up to 1000 ppm, [47-49]). The contribution of hydrous phases during the melting of the mantle is unlikely as normalized trace element patterns of the Northern Transect lavas do not exhibit significant negative anomalies in K, Ba, or Rb, elements which are fractionated in the residual mantle assemblage by amphibole and

phlogopite ([50] and references herein). Thus, we consider hereafter that H₂O is stored in mantle anhydrous minerals.

The presence of H₂O in the anhydrous mantle phases lowers the solidus of the H₂O-bearing mantle and causes melting to initiate at a much higher pressure for a given potential temperature. The presence of H₂O in the mantle source creates a depth interval at the base of the melting column where melt productivity is very small [51, 52]. Consequently, for constant source composition and mineralogy, the low-productivity interval produced as the water content of the source increases leads to an increase of the total melt production, but to a decrease of the mean degree of melting and consecutively to a substantial increase of the incompatible trace element enrichment in the produced melts. Thus, contribution of an H₂O-bearing mantle source would reduce the degree of melting calculated from the $\delta_{(Sm/Nd)}$ parameterization. If the mantle source of the Group 1 is homogeneous for H₂O, contribution of the H₂O-bearing mantle source will not modify the relative variations of the degree of melting previously calculated. Conversely, if H₂O is brought by the enriched Rodrigues Island-like component, this will emphasize the contrast between the degrees of melting required for the enriched component (lower degree) and the depleted one (unchanged).

7. Melting cycles beneath the CIR 19°S

Geochemical investigation of the Northern Transect lavas has highlighted that fractional crystallization plays a minor role and that variations of the melting rate are overprinted to mantle source heterogeneity to produce Group 1-type enriched lavas. These concomitant variations are achieved through a melting-induced mixing process [53, 54]. According to this model, the mixing of the mantle source components is directly accomplished through variable amounts of melting. Due to their higher incompatible trace element (and possibly H₂O) contents, the enriched heterogeneities are more fertile than the depleted matrix. Thus, having a melting point lower than the ambient depleted mantle, they basically govern the melt signature during the beginning of the process. Then, their proportion in the melt decreases when the melting rate increases and their chemical contribution is diluted by melts derived from the depleted mantle. The application of this mixing process to the CIR at 19.2°S implies that the limited Rodrigues Island-like enriched domains are not uniformly dispersed in the depleted CIR mantle source. This model has also to take into account the presence of a Gasitao-type mantle in the source, although the intricate mixing relationships expected between this component and the Group-1 lavas prevent further

investigation of the melting modalities. The random distribution of Group-2 lavas along the transect might just imply that the expression of this component in the ocean-floor lavas is not controlled by variations of the melting rate but rather by the presence or not in the melting column of such a component.

According to the melting-induced mixing model, the across-axis distribution of the enriched and more depleted lavas provides evidence for temporal variations of the melting rate beneath the CIR. The Group-1 enriched lavas are not randomly distributed along the Northern Transect since the enriched peaks are spaced by about 5 km (Fig. D2-5). Assuming a mean full spreading rate of 42 mm/yr, this wavelength corresponds roughly to a melting cycle period of 240 Ky. No other study on temporality of melting cycles is yet available to constrain the validity of our result. However, in first approximation, the temporal variations of the melt productivity in the mantle should be directly reflected in the average flux of melt from the mantle to the crust. Then, our estimated melting cycle period is significantly higher than the period of variations of magma supply beneath the slow Mid-Atlantic Ridge (~80-160 Ky, [55]) but it is consistent with the period determined from the intermediate Juan de Fuca Ridge or the fast East Pacific Rise (up to 250 Ka, [56-57]).

The Northern Transect is a favourable site to address the cyclicity of the melting, as the procedure proposed to characterize the temporal variations of the melting degree requires that the mantle source is not homogeneous. The conclusions of our study imply that the mantle source composition recorded in lavas in mid-ocean ridge context is likely to vary with time, according to long-period fluctuations of the melting rate. This would also imply that the along-axis variations of basalt geochemistry are just representative of the fraction of the mantle source sampled by the melting process. Therefore, the along-axis variations of the geochemistry result in an underestimation of the heterogeneity of the mantle source present in the melting column.

Acknowledgments

Microprobe studies were performed with the help of M. Bohn. Constructive discussions with Dr. G. Ceuleneer, Dr. M. Caroff and Dr. A. Le Faouder contribute to improve the manuscript.

Appendix D2-A: Correlation coefficients between isotope ratios, LOI and major and trace elements.

Group	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$		LOI	
	1 <i>n</i> =16	2 <i>n</i> =9	1 <i>n</i> =16	2 <i>n</i> =9	1 <i>n</i> =15	2 <i>n</i> =9
SiO ₂	-0.612	-0.491	0.640	0.585	-0.511	0.108
TiO ₂	0.924	-0.006	-0.924	0.338	0.803	0.483
Al ₂ O ₃	0.202	-0.108	-0.278	-0.031	0.260	0.254
Fe ₂ O ₃	-0.177	0.152	0.295	0.085	-0.298	-0.571
MgO	-0.504	0.649	0.491	0.085	-0.539	-0.329
CaO	-0.724	-0.603	0.724	0.426	-0.718	0.316
Na ₂ O	0.806	-0.227	-0.833	0.582	0.769	0.243
K ₂ O	0.925	0.237	-0.940	-0.123	0.905	0.720
P ₂ O ₅	0.954	0.093	-0.963	0.028	0.870	0.658
K/Ti	0.910	0.251	-0.936	-0.224	0.909	0.675
CaO/Al ₂ O ₃	-0.674	-0.582	0.710	0.521	-0.678	0.062
Cs	0.886	0.117	-0.896	0.041	0.935	0.802
Rb	0.906	0.263	-0.917	-0.201	0.896	0.684
Ba	0.922	0.303	-0.931	-0.243	0.862	0.679
Th	0.927	0.296	-0.934	-0.214	0.886	0.686
U	0.908	0.256	-0.930	-0.146	0.886	0.733
Nb	0.939	0.282	-0.940	-0.201	0.887	0.669
Ta	0.936	0.263	-0.938	-0.169	0.882	0.665
La	0.938	0.232	-0.943	-0.133	0.891	0.710
Ce	0.940	0.203	-0.944	-0.052	0.890	0.677
Pb	0.906	0.157	-0.918	-0.018	0.864	0.704
Sr	0.917	0.293	-0.937	-0.097	0.880	0.735
Nd	0.940	0.147	-0.947	0.063	0.867	0.676
Zr	0.955	0.250	-0.964	0.056	0.862	0.563
Hf	0.957	0.176	-0.958	0.142	0.849	0.491
Sm	0.924	0.188	-0.935	0.074	0.829	0.411
Eu	0.927	0.016	-0.914	0.324	0.829	0.464
Gd	0.897	-0.260	-0.876	0.590	0.778	0.423
Dy	0.610	-0.230	-0.568	0.529	0.441	0.074
Y	0.458	-0.209	-0.384	0.486	0.287	0.027
Er	0.378	-0.263	-0.305	0.553	0.195	0.047
Yb	0.271	-0.297	-0.199	0.572	0.168	-0.139
La/Sm	0.959	0.188	-0.967	-0.169	0.898	0.741
La/Yb	0.917	0.283	-0.934	-0.224	0.871	0.753
Dy/Yb	0.905	0.086	-0.956	0.118	0.725	0.637
Sm/Nd	-0.919	-0.009	0.949	-0.115	-0.835	-0.780
δ(Sm/Nd)	0.909	-0.600	-0.939	0.191	0.831	0.780
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	--	--	--	--	0.839	-0.003
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	--	--	--	--	-0.848	0.076

The correlation coefficients are estimated by linear regressions between the element contents or ratios and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, and LOI, respectively.

References

- [1] H. Zou, A. Zindler, Y. Niu, Constraints on melt movement beneath the East Pacific Rise from ^{230}Th - ^{238}U disequilibrium, *Science* 295 (2002) 107-110.
- [2] J.J. Mahoney, J.H. Natland, W.M. White, R. Poreda, S.H. Bloomer, R.L. Fisher, A.N. Baxter, Isotopic and geochemical provinces of the Western Indian Ocean spreading centers, *J. Geophys. Res.* 94 (1989) 4033-4052.
- [3] B.J. Murton, A.G. Tindle, J.A. Milton, D. Sauter, Heterogeneity in southern Central Indian Ridge MORB: Implications for ridge-hotspot interaction, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 6 (2005) Q03E20, doi: 10.1029/2004GC000798.

- [4] C. DeMets, R.G. Gordon, D.F. Argus, S. Stein, Current plate motions, *Geophys. J. Int.* 101 (1990) 425-478.
- [5] J.A. Hanson, J.R. Bowman, Indian Ocean ridge seismicity observed with a permanent hydroacoustic network, *Geophys. Res. Lett.* 32 (2005) L06301, doi: 10.1029/2004GL021931.
- [6] A. Briais, Structural analysis of the segmentation of the Central Indian Ridge between 20°30'S and 25°30'S (Rodriguez Triple Junction), *Mar. Geophys. Res.* 17 (1995) 431-467.
- [7] L.M. Parson, Volcanic/tectonic characteristics of first and second order segments and ridge discontinuities under the hot-spot influence TOBI imagery from the Central Indian Ridge (CIR) adjacent to the Rodriguez system, *Eos Trans. AGU* 82 (2001), Abstract F1169.
- [8] J. Dymant, Y. Gallet, and the Magofond 2 Scientific Party, The Magofond 2 cruise: a surface and deep tow survey on the past and present Central Indian Ridge, *InterRidge News* 8 (1999) 25-31.
- [9] D.T. Sandwell, W.H.F. Smith, Global marine gravity from ERS-1, Geosat, and Seasat reveals new tectonic fabric, *Eos Trans. AGU* 73 (1992) p. 133.
- [10] F. Nauret, W. Abouchami, S.J.G. Galer, A.W. Hofmann, C. Hémond, C. Chauvel, J. Dymant, Correlated trace element-Pb isotope enrichments in Indian MORB along 18-20°S, Central Indian Ridge, *Earth Planet. Sc. Lett.* 245 (2006) 137-152.
- [11] S.H. Mellor, The geochemistry, petrology and petrogenesis of the Rodrigues Ridge (Western Indian Ocean). PhD Thesis, Greenwich University, 1998.
- [12] W.J. Morgan, Darwin, Amsterdam... a second type of hotspot island, *J. Geophys. Res.* 83 (1978) 5355-5360.
- [13] K.V. Subbarao, C.E. Hedge, K, Rb, Sr and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in rocks from the Mid-Indian Ocean ridge, *Earth Planet. Sc. Lett.* 18 (1973) 223-228.
- [14] B. Dupré, C.A. Allègre, Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena, *Nature* 303 (1983) 142-146.
- [15] K. David, P. Schiano, C.J. Allègre, Assessment of the Zr/Hf fractionation in oceanic basalts and continental margins during petrogenetic processes, *Earth Planet. Sc. Lett.* 178 (2000) 285-301.
- [16] S.R. Hart, A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle, *Nature* 309 (1984) 753-757.
- [17] D. Weis, F.A. Frey, Role of the Kerguelen Plume in generating the eastern Indian Ocean seafloor, *J. Geophys. Res.* 101 (1996) 13831-13849.
- [18] P.D. Kempton, J.A. Pearce, T.L. Barry, J.G. Fitton, C.H. Langmuir, D.M. Christie, Sr-Nd-Pb-Hf isotope results from ODP Leg 187: Evidence for mantle dynamics of the Australian-Antarctic Discordance and origin of the Indian MORB source, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 3 (2002), 1074, doi : 10.1029/2002GC000320.
- [19] S. Escrig, F. Capmas, B. Dupré, C.A. Allègre, Osmium isotopic constraints on the nature of the Dupal anomaly from Indian mid-ocean-ridge basalts, *Nature* 431 (2004) 59-63.

- [20] M. Storey, A.D. Saunders, J. Tarney, I.L. Gibson, M.J. Norry, M.F. Thirlwall, P. Leat, R.N. Thompson, M.A. Menzies, Contamination of Indian Ocean asthenosphere by the Kerguelen-Heard mantle plume, *Nature* 338 (1989) 574-576.
- [21] J.J. Mahoney, A.P. Le Roex, Z. Peng, R.L. Fisher, J.H. Natland, Southwestern limits of Indian Ocean Ridge mantle and the origin of low 206Pb/204Pb Mid-Ocean Ridge Basalts: Isotope systematics of the Central Southwest Indian Ridge (17°-50°E), *J. Geophys. Res.* 97 (1992) 19771-19790.
- [22] M. Rehkämper, A.W. Hofmann, Recycled ocean crust and sediment in Indian Ocean MORB, *Earth Planet. Sc. Lett.* 147 (1997) 93-106.
- [23] P. Schiano, J.L. Birck, C.A. Allègre, Osmium-strontium-neodymium-lead isotopic covariations in mid-ocean ridge basalt glasses and the heterogeneity of the upper mantle, *Earth Planet. Sc. Lett.* 150 (1997) 363-379.
- [24] S.-Q. Zhang, J.J. Mahoney, X.-X. Mo, A.M. Ghazi, L. Milani, A.J. Crawford, T.-Y. Guo, Z.-D. Zhao, Evidence for a widespread Tethyan upper mantle with Indian Ocean-type isotopic characteristics, *J. Petrol.* 46 (2005) 829-858.
- [25] P.E. Janney, A.P. Le Roex, R.W. Carlson, Hafnium isotope and trace element constraints on the nature of mantle heterogeneity beneath the Central Southwest Indian Ridge, *J. Petrol.* 46 (2005) 2427-2464.
- [26] J.J. Mahoney, Deccan traps, in: J.D. MacDougall (Ed), *Continental Flood Basalts*, Kluwer Academic, Dordrecht, 1988, pp. 151-194.
- [27] R.A. Duncan, The volcanic record of the Réunion hotspot., in: R.A. Duncan, J. Backman, L.C. Peterson (Eds), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 115*, Ocean Drilling Program, College Station, Texas, 1990, pp. 3-10.
- [28] M. Kitazawa, *Datation du fond océanique: Apport des données haute résolution acquises par submersible*, PhD Thesis, Institut de Physique du Globe de Paris, 2006.
- [29] M. Kitazawa, J. Dyment, A. Chauvin, H. Horen, H. Utada, K. Tamaki, C. Hémond, Seafloor dating within the Brunhes period with deep-sea vector magnetic anomalies, *Eos Trans. AGU* 86 (2005), Abstract GP23A-0027.
- [30] J. Cotten, A. Le Dez, M. Bau, R.C. Maury, P. Dulski, S. Fourcade, M. Bohn, R. Brousse, Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: Evidence from French Polynesia, *Chem. Geol.* 119 (1995) 115-138.
- [31] J.A. Barrat, F. Keller, J. Amosse, Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation, *Geostandards Newslett.* 20 (1996) 133-139.
- [32] L. Dosso, B.B. Hanan, H. Bougault, Sr-Nd-Pb geochemical morphology between 10°N and 17°N on the Mid-Atlantic Ridge: a new MORB isotope signature, *Earth Planet. Sc. Lett.* 106 (1991) 29-43.
- [33] M.J. Le Bas, R.W. Le Maitre, A. Streckeisen, B. Zanettin, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, *J. Petrol.* 27 (1986) 745-750.
- [34] B. Cabanis, M. Lecolle, Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale, *CR. Acad. Sci. IIA*

309 (1989) 2023-2029.

- [35] E.A.K. Middlemost, The basalt clan, *Earth-Sci. Rev.* 11(1975) 337-364.
- [36] S. Fretzdorff, K.M. Haase, Geochemistry and petrology of lavas from the submarine flanks of Réunion Island (western Indian Ocean): implications for magma genesis and the mantle source, *Miner. Petrol.* 75 (2002) 153-184.
- [37] I. Vlastélic, T. Staudacher, M. Semet, Rapid change of lava composition from 1998 to 2002 at Piton de la Fournaise (Réunion) inferred from Pb isotopes and trace elements: Evidence for variable crustal contamination, *J. Petrol.* 46 (2005) 79-107.
- [38] A.N. Baxter, B.G.J. Upton, W.M. White, Petrology and geochemistry of Rodrigues Island, Indian Ocean, *Contrib. Mineral. Petr.* 89 (1985) 90-101.
- [39] H. Zou, A. Zindler, Constraints on the degree of dynamic partial melting and source composition using concentration ratios in magmas, *Geochim. Cosmochim. Ac.* 60 (1996) 711-717.
- [40] S. Maaløe, Estimation of the degree of partial melting using concentration ratios, *Geochim. Cosmochim. Ac.* 58 (1994) 2519-2525.
- [41] J.F. Minster, C.J. Allègre, Systematic use of trace elements in igneous processes, Part III: Inverse problem of batch partial melting in volcanic suite, *Contrib. Mineral. Petr.* 68 (1978) 37-52.
- [42] A.W. Hofmann, M.D. Feigenson, Case studies on the origin of basalt: I. Theory and reassessment of Grenada basalts, *Contrib. Mineral. Petr.* 84 (1983) 382-389.
- [43] J.M. Cebria, J. Lopez-Ruiz, Alkali basalts and leucitites in an extensional intracontinental plate setting: the late Cenozoic Calatrava Volcanic Province (central Spain), *Lithos* 35 (1995) 27-46.
- [44] V.J.M. Salters, The generation of mid-ocean ridge basalts from the Hf and Nd isotope perspective, *Earth Planet. Sci. Lett.* 141 (1996) 109-123.
- [45] A. Stracke, V.J.M. Salters, K.W.W. Sims, Assessing the presence of garnet-pyroxenite in the mantle source of basalts through combined hafnium-neodymium-thorium isotope systematics, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 1 (1999), doi: 10.1029/1999GC000013.
- [46] L.V. Danyushevsky, S.M. Eggins, T.J. Falloon, D.M. Christie, H₂O abundance in depleted to moderately enriched mid-ocean ridge magmas, Part I: incompatible behavior, implications for mantle storage, and origin of regional variations, *J. Pet.* 41 (2000) 1329-1364.
- [47] D.R. Bell, G.R. Rossman, Water in the Earth's mantle: The role of nominally anhydrous minerals, *Science* 255 (1992) 1391-1397.
- [48] P.D. Asimow, J.E. Dixon, C.H. Langmuir, A hydrous melting and fractionation model for mid-ocean ridge basalts: Application to the Mid-Atlantic Ridge near the Azores, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5 (2004) Q01E16, doi: 10.1029/2003GC000568.
- [49] P.J. Michael, Regionally distinctive sources of depleted MORB: Evidence from trace elements and H₂O, *Earth and Planetary Science Letters* 131 (1995) 301-320.

- [50] C. Class, S.L. Goldstein, Plume-lithosphere interactions in the ocean basins: constraints from the source mineralogy, *Earth Planet. Sci. Lett.* 150 (1997) 245-260.
- [51] P.D. Asimow, C.H. Langmuir, The importance of water to oceanic mantle melting regimes, *Nature* 421 (2003) 815-820.
- [52] R.F. Katz, M. Spiegelman, C.H. Langmuir, A new parameterization of hydrous mantle melting, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4 (2003) 1073, doi: 10.1029/2002GC000433.
- [53] Y. Niu, D.G. Waggoner, J.M. Sinton, J.J. Mahoney, Mantle source heterogeneity and melting processes beneath seafloor spreading centers: The East Pacific Rise, 18°-19°S, *J. Geophys. Res.* 101 (1996) 27711-27733.
- [54] Y. Niu, M. Regelous, J.I. Wendt, R. Batiza, M.J. O'Hara, Geochemistry of near -EPR seamounts: importance of source vs. process and the origin of enriched mantle component, *Earth Planet. Sci. Lett.* 199 (2002) 327-345.
- [55] J.P. Canales, J.A. Collins, J. Escartin, R.S. Detrick, Seismic structure across the rift valley of the Mid-Atlantic Ridge at 23°20'N (MARK Area): Implications for crustal accretion processes at slow spreading ridges, *J. Geophys. Res.* 105 (2000) 28411-28425.
- [56] J.P. Canales, R.S. Detrick, S.M. Carbotte, G.M. Kent, J.B. Diebold, A.J. Harding, J.M. Babcock, M.R. Nedimovic, E. van Ark, Upper crustal structure and axial topography at intermediate spreading ridges: Seismic constraints from the southern Juan de Fuca ridge, *J. Geophys. Res.* 110 (2005).
- [57] E.E.E. Hooff, R.S. Detrick, G.M. Kent, Seismic structure and indicators of magma budget along the Southern East Pacific Rise, *J. Geophys. Res.* 102 (1997) 27319-27340.
- [58] R. Sours-Page, K.T.M. Johnson, R.L. Nielsen, J.L. Karsten, Local and regional variation of MORB parent magmas: evidence from melt inclusions from the Endeavour Segment of the Juan de Fuca Ridge, *Contrib. Mineral. Petr.* 134 (1999) 342-363.
- [59] W.F. McDonough, S.S. Sun, The composition of the Earth, *Chem. Geol.* 120 (1995) 223-253.
- [60] A. Michard, R. Montigny, R. Schlich, Geochemistry of the mantle beneath the Rodriguez Triple Junction and the South-East Indian Ridge, *Earth Planet. Sci. Lett.* 78 (1986) 104-114.
- [61] R.C. Price, A.K. Kennedy, M. Riggs-Sneeringer, F.A. Frey, Geochemistry of basalts from the Indian Ocean Triple Junction: Implications for the generation and evolution of Indian Ocean Ridge basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.* 78 (1986) 379-396.
- [62] E. Ito, W.M. White, C. Goepel, The O, Sr-Nd, and Pb isotope geochemistry of Mid-Ocean Ridge Basalts, *Chem. Geol.* 62 (1987) 157-176.
- [63] H.E. Newsom, W.M. White, K.P. Jochum, A.W. Hofmann, Siderophile and chalcophile element abundances in oceanic basalts, Pb isotope evolution and growth of the Earth core, *Earth Planet. Sci. Lett.* 80 (1986) 299-313.
- [64] F. Albarède, B. Luais, J.G. Fitton, M.P. Semet, E. Kaminski, B.G.J. Upton, P. Bachèlery, J.-L. Cheminée, The geochemical regimes of Piton de la Fournaise volcano (Réunion) during the last 530 000 years, *J. Pet.* 38 (1997) 171-201.

- [65] B. Luais, Temporal changes in Nd isotopic composition of Piton de la Fournaise magmatism (Réunion Island, Indian Ocean). *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5 (2004) Q01008.
- [66] M.R. Fisk, B.G.J. Upton, C.E. Ford, W.M. White, Geochemical and experimental study of the genesis of magmas of Réunion Island, Indian Ocean, *J. Geophys. Res.* 93 (1988) 4933-4950.
- [67] E.A.K. Middlemost, Iron oxydation ratios, norms and the classification of volcanic rocks, *Chem. Geol.* 70 (1989) 19-29.
- [68] S.S. Sun and W.F. McDonough, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes, in A.D. Saunders and M.J. Norry (Eds), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society Special Publication, London, 1989, pp. 313-345.
- [69] R.K. Workman, S.R. Hart, Major and trace composition of the depleted MORB mantle (DMM), *Earth Planet. Sci. Lett.* 231 (2005) 53-72.
- [70] K.E. Donnelly, S.L. Goldstein, C.H. Langmuir, M. Spiegelman, Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics, *Earth Planet. Sci. Lett.* 226 (2004) 347-366.

III- Conclusions et perspectives

L'étude présentée dans l'article précédent (Cordier et al., soumis à EPSL, Chapitre D-II) s'appuie sur les caractéristiques géochimiques des laves échantillonnées le long d'un profil transverse à l'axe de la dorsale Centrale Indienne (CIR) à 19°12'S. Elle a permis de contraindre les variations des conditions de fusion partielle à l'axe d'une dorsale lente mais néanmoins soumise à un apport magmatique du manteau vers la croûte non négligeable, comme le suggèrent les données géophysiques et bathymétriques. Les rapports isotopiques acquis sur les laves de ce profil ont en outre mis en évidence l'existence de deux tendances, qui ne s'expriment pas sur la seule base des compositions en éléments majeurs ou en trace. Ces deux tendances ont été expliquées comme reflétant des mélanges entre des composants mantelliques distincts. Les compositions Sr-Nd des laves du Groupe 1 refléteraient le mélange entre le manteau supérieur indien appauvri et un composant enrichi, différent du point chaud de la Réunion mais qui semble également s'exprimer au niveau de l'île volcanique Rodrigues. Les laves du Groupe 2 quant à elles seraient issues de mélanges discrets entre un manteau indien enrichi, contaminé par le point chaud de la Réunion, et le manteau hétérogène impliqué dans la genèse des laves du Groupe 1. L'article précédent présente également une utilisation originale de la perte au feu (LOI) pour des laves relativement peu altérées, en estimant que cette dernière permet d'approcher la teneur en eau du magma et non le degré d'altération de la roche. La corrélation inverse entre les valeurs de LOI et les rapports isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ laisse alors penser que le ou les composants mantelliques impliqués dans la genèse des laves du profil renferment une certaine proportion d'eau.

Certaines questions demeurent cependant après cette étude, particulièrement quant à :

- (i) la validité de la période des cycles de fusion déduite de la répartition spatiale des échantillons du Groupe 1 ;
- (ii) l'origine du composant mantellique enrichi impliqué dans la genèse des laves du Groupe 2 et la manière dont il participe à la fusion partielle au sein de la colonne de fusion sous l'axe de la CIR ;
- et (iii) la validité de la connexion entre la perte au feu et la teneur en eau des laves.

Cette conclusion a pour objectif d'argumenter les deux premiers points critiques exposés ci-dessus. Elle propose des hypothèses supplémentaires et liste les données géochimiques et radiochronologiques qu'il serait nécessaire d'acquérir afin de mieux contraindre (i) l'hétérogénéité de source dans un contexte géodynamique complexe tel qu'il existe au niveau de la CIR à 19°12'S et (ii) les conditions de fusion partielle des différents composants mantelliques.

1. Les laves du Groupe 1 : répartition spatiale et périodicité de la fusion partielle.

L'étude géochimique menée sur les laves du Groupe 1 a mis en évidence que l'enrichissement en éléments incompatibles (MORB-E et basaltes alcalins) atteint par certains de ces basaltes nécessitait une variation couplée de la nature de la source mantellique et du taux de fusion partielle (Cordier et al., soumis). Le modèle proposé implique que le manteau est composite, la matrice appauvrie renfermant des hétérogénéités enrichies, de petite taille et dispersées aléatoirement. Le composant enrichi, de part sa composition chimique, et probablement sa lithologie et sa teneur en eau, est plus fertile (Figs D3-1a et b). Lorsqu'un cycle de fusion s'initie, les très faibles taux de fusion ne permettent que la fusion de ce composant, probablement à des pressions supérieures à celles du solidus des péridotites appauvries (Fig. D3-1c). Puis, la fusion devenant plus mature, la remontée du manteau au sein de la colonne de fusion initie la fusion des péridotites appauvries (Fig. D3-1). La signature géochimique du composant enrichi est alors diluée, d'une part à cause de la forte productivité magmatique des péridotites appauvries et d'autre part à cause de l'appauvrissement en éléments incompatibles des hétérogénéités enrichies lié aux précédents incréments de fusion. Afin que ces compositions enrichies, témoignant de très faibles taux de fusion partielle, s'expriment en surface, il est nécessaire que les fractions de liquide générées à la base de la colonne de fusion au début d'un cycle ne se mélangent pas, après leur extraction, avec les liquides issus de taux de fusion plus élevés caractérisant la fusion partielle plus mature du manteau supérieur. Or, sous les dorsales océaniques, le réservoir magmatique sub-axial est l'un des principaux sites d'homogénéisation des liquides primaires. Il est donc probable que l'existence d'un tel réservoir soit éphémère sous la CIR à 19°12'S, permettant l'émission en surface de magmas relativement peu modifiés par les processus de différenciation. Cette conclusion est compatible avec le faible degré de différenciation des laves échantillonnées le long du profil nord ($MgO=8,00\pm 1,28$ %, 2σ , $n=65$) et avec la composition magnésienne des phénocristaux d'olivine (Fo_{85-90}), ces deux caractéristiques suggérant l'intervention limitée de la cristallisation fractionnée lors de la pétrogenèse des basaltes.

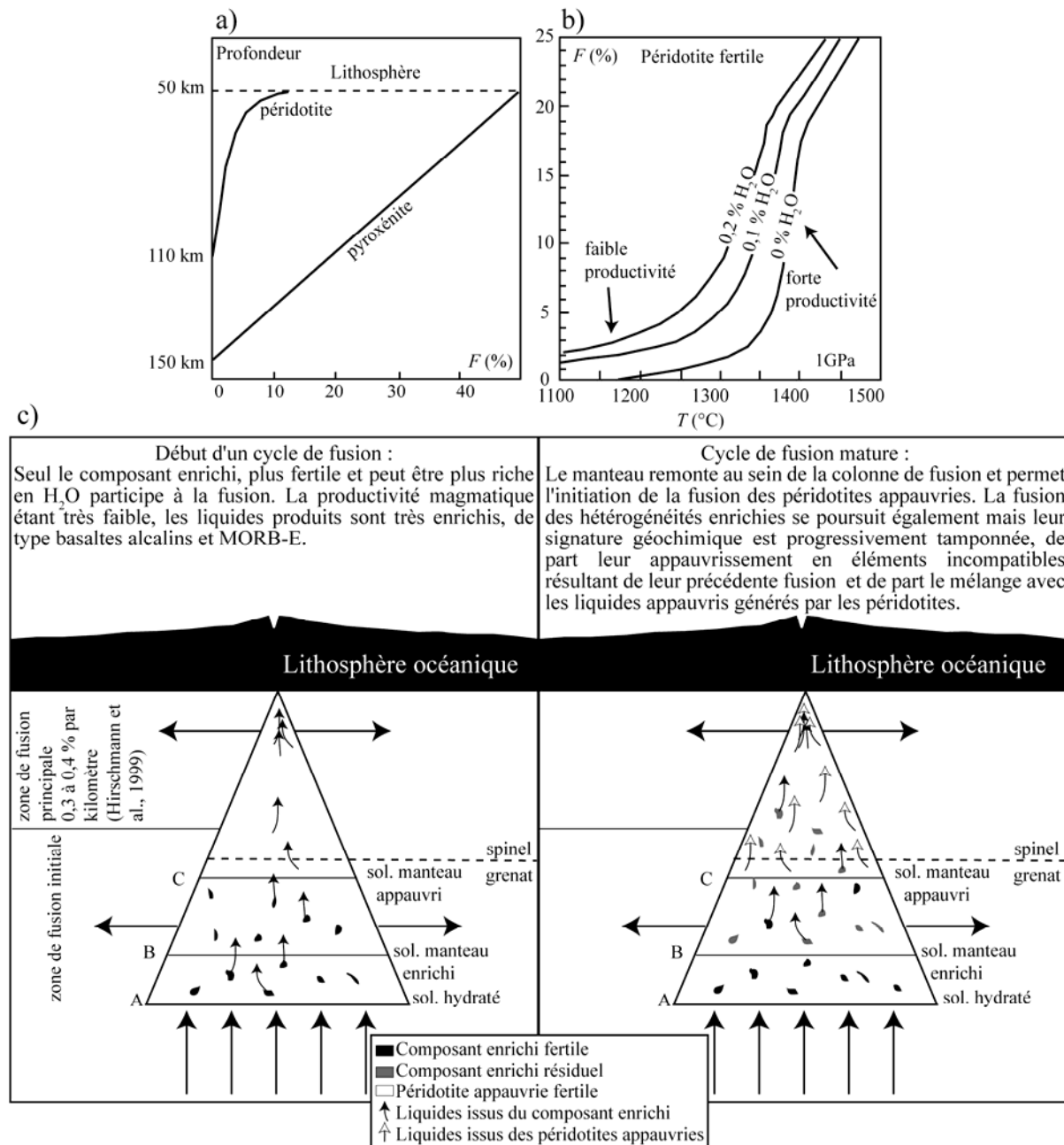


Figure D3-1. Fusion partielle du manteau intrinsèquement hétérogène sous la dorsale Centrale Indienne à 19°12'S. a) Production de liquide à partir d'une source lithologiquement hétérogène. A la base de la colonne de fusion, seules les lithologies pyroxénitiques, pauvres en olivine peuvent fondre. D'après Reiners (2002). b) Effet de l'addition d'eau sur la fusion d'une péridotite fertile. Comparée à la fusion anhydre, la présence d'une faible quantité d'eau diminue la température à laquelle s'initie la fusion. Un manteau légèrement hydraté commence donc à fondre à plus forte profondeur mais la productivité magmatique reste très faible. D'après Hirschmann et al. (1999) et Katz et al. (2003). c) Illustration schématique de la fusion du manteau sous la dorsale Centrale Indienne à 19°12'S. Le manteau est constitué d'une matrice appauvrie renfermant des hétérogénéités enrichies, de petites tailles et dispersées aléatoirement. Ce schéma ne prend pas en compte le composant de type Réunion impliqué dans la genèse des laves du Groupe 2. La remontée du manteau hétérogène est considérée passive et la colonne de fusion triangulaire (Plank et Langmuir, 1992). La zone de fusion est divisée en un régime peu profond où la productivité magmatique est maximale et un régime profond où s'initie la fusion. A : solidus hydraté (déshydratation des phases anhydres ; Hirth et Kohlstedt, 1996). B : solidus du composant enrichi, plus fertile de part sa composition chimique et/ou sa lithologie (e.g. pyroxénite à grenat ; Hirschmann et Stolper, 1996 ; Reiners, 2002). C : solidus des péridotites appauvries. La dimension des différents régimes étant peu contrainte, l'axe des profondeurs n'est pas gradué.

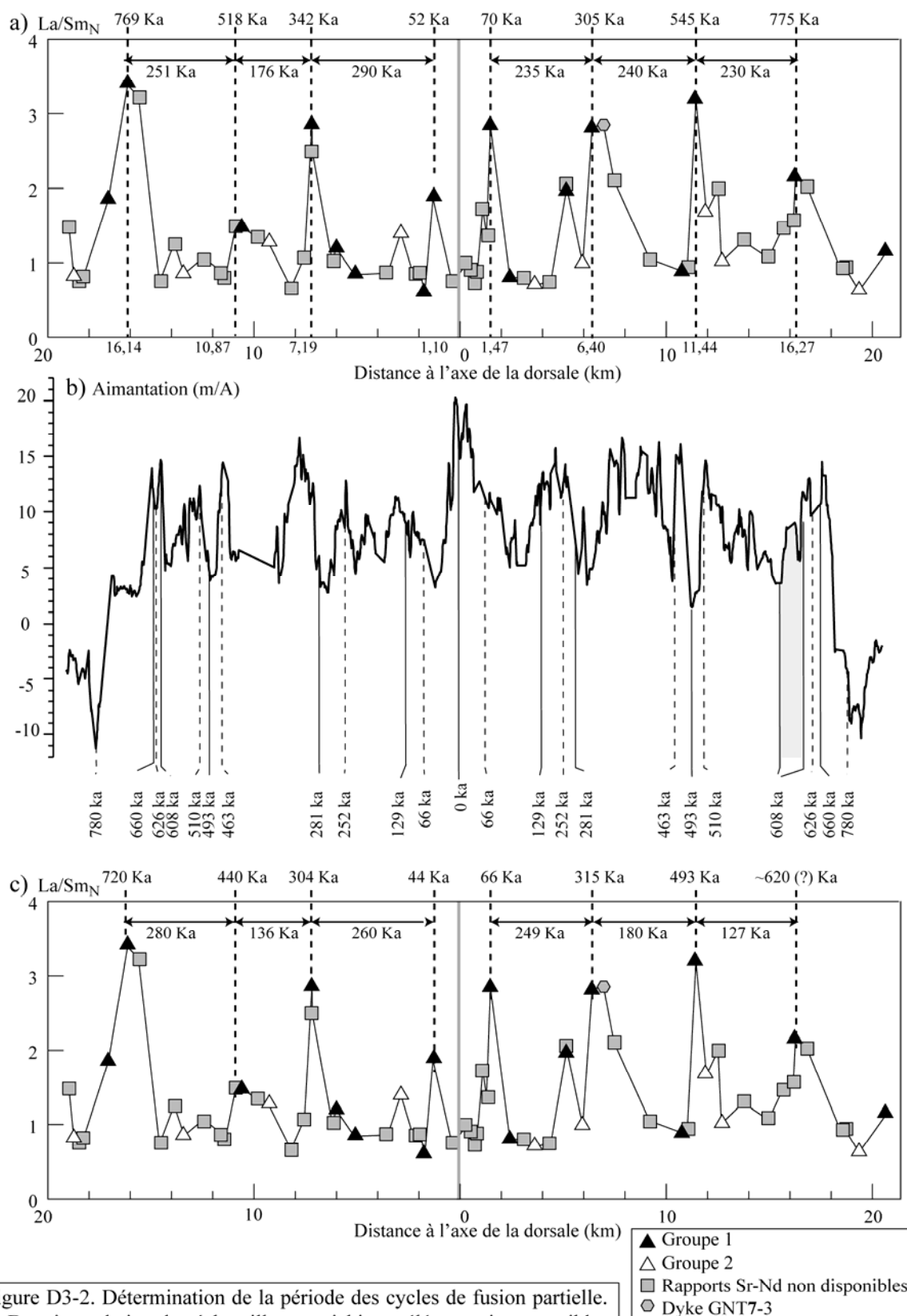


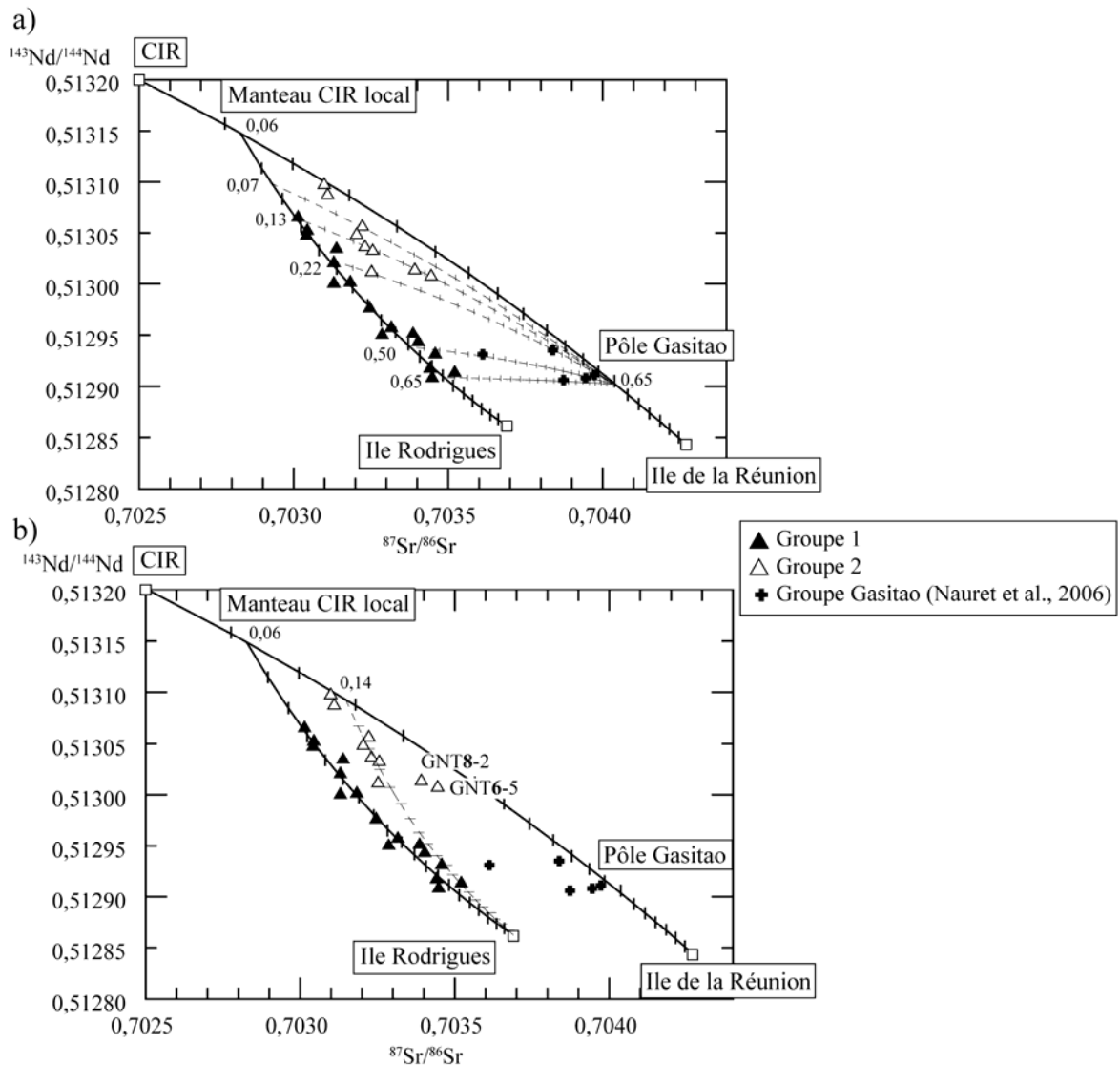
Figure D3-2. Détermination de la période des cycles de fusion partielle. a) Datation relative des échantillons enrichis en éléments incompatibles à partir de leur distance à l'axe de la dorsale le long du transept nord, en considérant un demi-taux d'accrétion de 21 mm/an (Cordier et al., soumis à EPSL). b et c) Datation absolue de ces mêmes échantillons à partir des variations d'intensité du champ géomagnétique. Les profils chimique et magnétique sont positionnés de telle sorte que les échantillons enrichis en éléments incompatibles peuvent être datés à partir du cadre temporel de référence proposé par Kitazawa (2006). Les groupes d'échantillons sont définis sur la base des rapports isotopiques Sr-Nd et leur définition est présentée en Chapitre D-II (Cordier et al., soumis).

Selon ce modèle, les compositions les plus enrichies en éléments incompatibles (majeurs et en trace) marquent donc l'initiation des cycles de fusion partielle sous la dorsale. Afin de contraindre la période de ces cycles, Cordier et al. (soumis) ont considéré que la répartition spatiale des compositions chimiques perpendiculairement à la dorsale reflétait les variations temporelles de la chimie des laves émises à l'axe. L'espace le long du profil des compositions enrichies permet alors de contraindre approximativement la période des cycles de fusion partielle. Les périodes déterminées à partir des différents pics sont relativement homogènes et fluctuent autour de 230 Ka (Fig. D3-2a). Afin de définir plus précisément la cyclicité de la fusion partielle, il est cependant nécessaire de contraindre l'âge absolu des échantillons. Les datations étant toujours en cours d'acquisition, les pics d'enrichissement en éléments incompatibles ont donc été repositionnés dans le cadre temporel proposé par Kitazawa (2006) à partir de la fluctuation de l'aimantation le long du profil nord. Les périodes calculées selon cette méthode sont significativement moins homogènes, à la fois de part et d'autre de la dorsale que l'au sein d'une même plaque (Figs D3-2b et c). Les valeurs fluctuent cependant autour de 205 Ka (± 133 Ka, 2σ), une valeur proche de celle proposée par Cordier et al. (soumis). La variation de cette période au cours du temps pourrait indiquer que les cycles de fusion ne sont pas périodiques, en réponse par exemple à des perturbations liées à la cinétique d'accrétion. La datation absolue des échantillons par des méthodes fiables (U/Th, K/Ar) est donc indispensable afin d'affiner la valeur de période des cycles de fusion à partir des données géochimiques et afin de pouvoir caractériser l'évolution temporelle de ce phénomène et ses implications sur la chimie des laves émises en contexte d'accrétion océanique.

2. Sources mantelliques impliquées dans la genèse des laves du Groupe 2.

Dans l'article précédent, en se fondant sur la répartition des basaltes du Groupe 2 dans le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Cordier et al. (soumis) ont proposé que ce groupe témoignerait de mélanges discrets entre le manteau intrinsèquement hétérogène caractérisant la dorsale Centrale Indienne à 19°12'S (Groupe 1) et un composant enrichi supplémentaire, dérivant du point chaud de Réunion. Selon cette optique, la composition isotopique du composant enrichi est approchée par celle du manteau indien, significativement contaminé par le point chaud de la Réunion (65 % de matériel de type Réunion ; Cordier et al., soumis). Ce composant s'exprimerait majoritairement au niveau de la ride volcanique Gasitao et à l'extrémité sud du segment, à proximité de la zone de fracture Egeria (Nauret et

al., 2006). Ce modèle nécessite en outre de considérer non pas un seul, mais plusieurs pôles de mélange appauvris, dont les compositions isotopiques s'échelonnent le long de la courbe de mélange expliquant le Groupe 1 (Fig. D3-3a).



Une autre hypothèse peut cependant être développée afin d'expliquer la composition isotopique des laves du Groupe 2. Du strict point de vue des compositions isotopiques Sr-Nd,

il semble en effet possible que les laves du Groupe 1 et du Groupe 2 dérivent d'un même composant enrichi mais échantillonnent un manteau indien appauvri distinct, plus ou moins contaminé par le point chaud de la Réunion. De la même manière que Nauret (2004), Cordier et al. (soumis) ont en effet proposé que le manteau supérieur appauvri sous la dorsale CIR à 19°12'S serait très légèrement contaminé par du matériel de type Réunion (6 % ; Cordier et al. soumis). En considérant un manteau appauvri ayant subi une contamination à peine plus importante (14 %), le mélange binaire entre ce nouveau pôle appauvri et le composant enrichi de type Ile Rodrigues permet de reproduire une grande partie de la variabilité des compositions isotopiques des basaltes du Groupe 2 (seuls deux échantillons divergent de la courbe de mélange, GNT6-5 et GNT8-2 ; Fig. D3-3b).

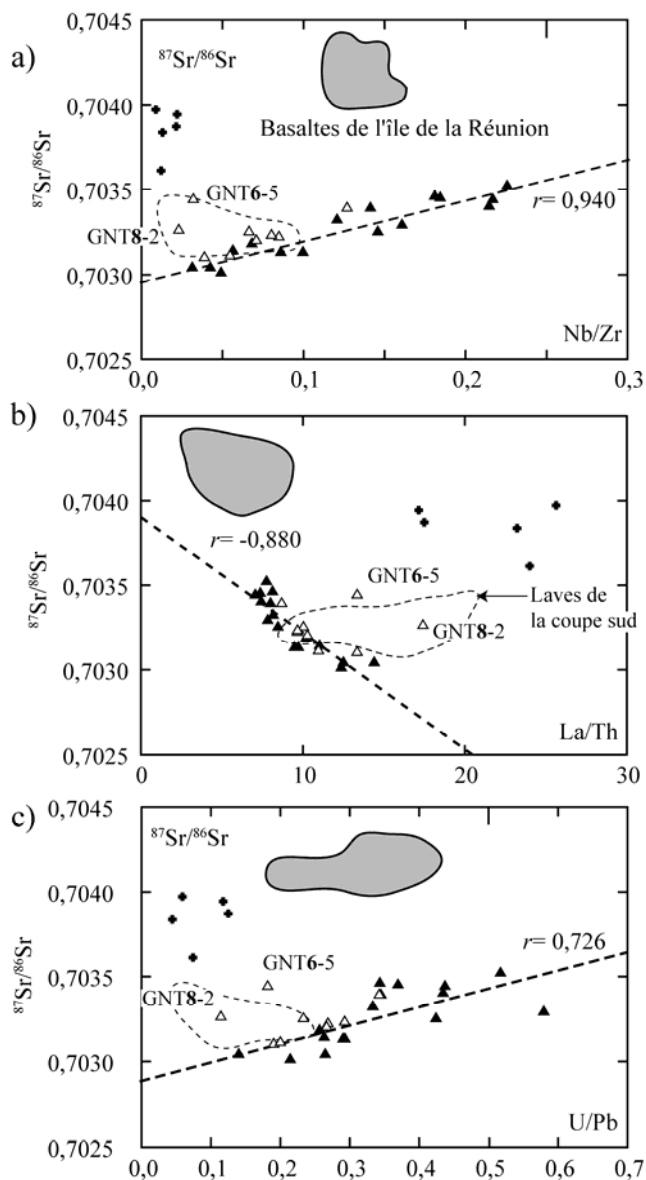


Figure D3-4. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction des rapports d'éléments en trace incompatibles. Cette figure complète la Figure D2-4 (Cordier et al., soumis). a) Nb/Zr, b) La/Th et c) U/Pb. Les droites de régression et les coefficients de corrélation sont précisés pour les basaltes du Groupe 1. Les laves de la coupe sud ont été analysées par Nauret (2004) et Charreteur (2005). Le champ des basaltes de l'île de la Réunion est construit d'après les compositions présentées par Newsom et al. (1986), Fisk et al. (1988), Albarède et al. (1997), Fretzdorff et Haase (2002) et Luais (2004). Mêmes symboles qu'en Figure D3-3.

Cette hypothèse n'a pas été privilégiée dans l'article précédent (Chapitre D-II) de part la convergence des tendances définies par les laves du Groupe Gasitao, de la coupe sud (Nauret, 2004 ; Charreteur, 2005) et du Groupe 2 dans les diagrammes faisant intervenir des rapports d'éléments en trace incompatibles en fonction des rapports isotopiques (Fig. D3-4 et Figs D2-4b et c, Chapitre D-II). Cependant, cette convergence n'est liée qu'aux compositions de GNT6-5 et 8-2, qui par ailleurs divergent de la courbe de mélange dans le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. D3-3b). L'origine des laves du Groupe 2 ne pourra donc être contrainte que par l'acquisition des compositions isotopiques du plomb de haute précision des échantillons du Groupe 2. La première hypothèse implique en effet l'alignement des échantillons du Groupe 2 sur la droite de mélange définie par les laves du Groupe Gasitao, dans le prolongement du champ des basaltes de la Réunion dans un diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Nauret et al., 2006). A l'inverse, dans ce même diagramme et selon la deuxième hypothèse, les basaltes du Groupe 2 s'aligneront sur une droite de mélange dont l'extrémité enrichie divergera du champ Réunion.

Parallèlement, l'acquisition d'analyses complémentaires des compositions isotopiques Sr-Nd le long du profil devrait permettre de mieux contraindre la répartition spatiale des laves formant le Groupe 2. En effet, ce groupe n'est défini que sur des critères isotopiques, les caractéristiques en éléments majeurs et en trace des basaltes le constituant ne différant pas de celles des échantillons du Groupe 1. La répartition spatiale du Groupe 2 est donc particulièrement mal contrainte, à cause d'une part des lacunes résultant de l'échantillonnage *in situ* lors des plongées Nautile, auxquelles s'ajoute le choix des laves analysées pour les isotopes Sr-Nd le long du profil. Il serait cependant intéressant de caractériser plus finement cette répartition afin de comprendre comment les composants mantelliques impliqués dans la genèse des laves du Groupe 2 participent à la fusion partielle du manteau supérieur sous la dorsale (dispersion des composants au sein de la colonne de fusion, fusibilité de ces composants).

3. Synthèse.

Malgré les incertitudes qui demeurent, cette étude sur les basaltes échantillonnés le long d'un profil perpendiculaire à l'axe de la dorsale Centrale Indienne à 19°12'S, a permis de démontrer une variation temporelle du taux de fusion d'un manteau supérieur hétérogène, sur une période de 200-250 Ka. La caractérisation des différentes sources mantelliques impliquées dans la fusion de ce manteau hétérogène reste néanmoins floue. Des études

géochimiques complémentaires sont donc nécessaires, en particulier la mesure des teneurs en eau sur des fragments de verre frais (spectroscopie laser à infrarouge) et la mesure des compositions isotopiques en plomb. Ceci doit bien sûr concerner les échantillons du profil nord mais aussi les structures volcaniques hors-axe, telles que l'Ile Rodrigues ou l'alignement de volcans reconnus plus au nord, afin de mieux caractériser le contexte géodynamique de cette région et la possible influence du point chaud de la Réunion sur la dorsale à ces latitudes.

Synthèse générale.

Synthèse générale.

Depuis une vingtaine d'années, la caractérisation des variations chimiques et pétrographiques des laves formées en contexte d'accrétion océanique (MORB) s'est significativement développée. Il est ainsi apparu que le manteau supérieur sub-océanique impliqué lors de la fusion partielle était significativement plus hétérogène, aussi bien à grande qu'à petite échelle, que ne le laissait penser la relative homogénéité chimie des MORB. En parallèle, les études géophysiques ont permis d'identifier sous les dorsales intermédiaires et rapides des réservoirs magmatiques relativement pérennes et en grande partie solidifiés, la zone liquide se restreignant à une (ou plusieurs) minces lentilles magmatiques au sommet (ou au sein) de la croûte océanique inférieure. Les mécanismes de différenciation au sein de ces réservoirs intègrent la cristallisation fractionnée du magma dans la lentille et/ou au sein de la bouillie cristalline, les séquences de réalimentation/expulsion et/ou l'assimilation de roches encaissantes. Dans le but d'identifier puis, le cas échéant, de contraindre une éventuelle cyclicité de ces processus pétrogénétiques, les études présentées dans ce mémoire ont tenté de cerner, à partir des caractéristiques géochimiques et pétrographiques des laves, l'évolution temporelle (i) du fonctionnement des réservoirs magmatiques à l'axe des dorsales océaniques et (ii) de la fusion partielle du manteau supérieur.

L'une des difficultés majeures de ce travail a résidé en l'absence, à l'heure actuelle, de datations absolues fiables sur les laves prélevées. La chronologie relative entre les échantillons a donc été approchée par des méthodes complémentaires, considérant la distribution spatiale des laves (i) le long d'une portion de dorsale (dorsale Est Pacifique EPR et propagateur du Bassin Nord Fidjien ; Chapitre B) ; (ii) le long de sections verticales au sein de l'unité volcanique (dorsale Juan de Fuca JdF, Dépression Ouest Blanco ; Chapitre C) ; ou (iii) le long d'un profil perpendiculaire à l'axe de la dorsale (dorsale Centrale Indienne CIR ; Chapitre D). L'étude de ces relations géographiques ou stratigraphiques a permis de proposer dans chaque cas une séquence temporelle de mise en place des laves à l'axe des dorsales.

La première partie de ce travail présente un modèle géomathématique retraçant l'évolution d'une chambre magmatique évoluant en système ouvert, sa réalimentation fluctuant dans le temps selon une sinusoïde. L'approche géochimique de ce modèle a été appliquée à trois sites naturels, la dorsale EPR et le propagateur du Bassin Nord Fidjien (Chapitre B) et la dorsale JdF (Chapitre C). Pour deux de ces sites (EPR et JdF), la

connaissance géologique de la zone d'étude a en outre permis l'application d'une procédure de résolution étendue permettant de contraindre l'évolution temporelle des séquences de réalimentation, vidange et cristallisation. En parallèle de l'élaboration et de l'application de ce modèle, le biais introduit par un échantillonnage non représentatif de la zone d'étude ou par l'imprécision des paramètres géologiques a été estimé. Ainsi, contraindre par un échantillonnage de qualité l'amplitude des variations chimiques des laves s'avère essentiel. En effet, les concentrations introduites dans les calculs se répercutent sur la composition théorique du liquide de réalimentation mais aussi sur la période d'évolution du réservoir. L'estimation des autres paramètres d'entrée est généralement plus complexe et implique de nombreuses hypothèses sur la géométrie du réservoir magmatique et sur les contraintes physico-thermiques s'y appliquant. De plus, leur influence sur les résultats est difficilement quantifiable puisqu'elle dépend des valeurs attribuées aux autres paramètres.

Plusieurs résultats intéressants sont ressortis de cette étude. D'une part, par deux fois (Bassin Nord Fidjien et dorsale JdF), la composition en éléments en trace incompatibles du liquide de réalimentation déduite du modèle géomathématique a reproduit celle calculée sur des bases expérimentales. Ceci valide à posteriori et de manière robuste le développement théorique du modèle. D'autre part, les applications du modèle à l'EPR et à la dorsale JdF ont apporté une vision nouvelle sur l'origine des roches intermédiaires émises au niveau des dorsales. En effet, le modèle géomathématique prédit que des compositions de ferrobasilte ou d'andésite basaltique peuvent être atteintes, sur des intervalles de temps relativement courts, au sein d'une chambre périodiquement réalimentée par des magmas basaltiques. Ceci remet pour partie en cause les modèles pétrogénétiques expliquant systématiquement l'occurrence de ces roches à l'axe des dorsales par des processus de différenciation en système clos ou par une zonation chimique du réservoir magmatique (Perfit et al., 1994 ; Juteau et al., 1995b ; Stacks et al., 2006). Enfin, le réservoir magmatique évolue sur des périodes de temps significativement plus faibles (respectivement 750 et 1000 ans pour l'EPR et la dorsale JdF) que celles caractérisant la périodicité de l'apport magmatique moyen du manteau vers la croûte (80 à 250 Ka). Le modèle géomathématique de réservoir magmatique périodiquement réalimenté permet donc de caractériser les flux instantanés de magma au sein des réservoirs et constitue ainsi un outil complémentaire aux études géomorphologiques et géophysiques permettant quant à elles de contraindre la périodicité de l'apport magmatique moyen, du manteau vers la croûte.

La seconde partie du mémoire (Chapitre C) porte sur un ensemble de dykes et de coulées volcaniques affleurant à l'extrémité sud de la dorsale JdF (zone de fracture Blanco), le long des flancs de la Dépression Ouest Blanco. Les rapports isotopiques Sr-Nd acquis sur ces échantillons ont permis de caractériser un manteau hétérogène sous la zone de fracture Blanco, constitué de péridotites très appauvries (proches d'un pôle mantellique pur), veinées de matériel plus enrichi. De telles compositions appauvries n'avaient jamais encore été mises en évidence tout au long de la dorsale Juan de Fuca. Leur expression au niveau de la zone de fracture Blanco semble résulter du régime cinématique de cette zone, évoluant de la propagation à l'accrétion. Cette transition aurait permis, au tout début de l'accrétion, la refusion à l'axe de la dorsale JdF d'un manteau résiduel, ayant préalablement fondu sous un segment en propagation.

Parallèlement, une étude pétrographique originale a été menée sur certaines laves cogénétiques du flanc nord de la Dépression Ouest Blanco. Les MORB sont généralement considérés comme assez homogènes d'un point de vue pétrographique, ne montrant pas les zonations et les résorptions spectaculaires qui caractérisent par exemple les laves d'arc. Cependant, les profils chimiques obtenus au sein de phénocristaux et xénocristaux de plagioclase, qui ne montraient pourtant pas de zonation optique franche, a mis en évidence une forte diversité de composition de cette phase minérale. Une analyse détaillée de ces zonations, couplant la répartition des teneurs en anorthite et en MgO au sein des cristaux, a permis de mettre en évidence des phénomènes de mélange entre des magmas dacitiques relativement riches en eau et des liquides basaltiques. Parallèlement, les fluctuations de l'indice de différenciation Mg# en fonction de la position stratigraphique de laves cogénétiques ont permis d'expliquer ces mélanges par la réalimentation épisodique du réservoir magmatique. L'application du modèle géomathématique, menée en intégrant les données géologiques disponibles sur le segment Cleft de la dorsale JdF, suggère que le magma réalimentant le réservoir correspondrait à un MORB-N basaltique (Mg#~69) et que le réservoir évoluerait par cycles d'environ 1000 ans. L'acquisition de datations radiochronologiques sur les échantillons utilisés lors des calculs pourrait permettre de vérifier cette valeur et de cerner la durée de mise en place d'une unité effusive à l'axe d'une dorsale intermédiaire.

L'étude géochimique présentée dans le troisième volet de ce mémoire (Chapitre D) a tenté de caractériser les fluctuations temporelles des conditions de fusion partielle sous l'axe d'une dorsale lente, néanmoins soumise à un fort apport magmatique. Les laves étudiées ont

été prélevées transversalement à l'axe de la dorsale Centrale Indienne vers 19°S, une zone cinématiquement complexe de part la proximité de rides volcaniques hors-axe témoignant de la contamination du manteau supérieur indien par le point chaud de la Réunion. Le long du profil, les compositions isotopiques Sr-Nd des laves ont mis en évidence une fluctuation significative de la nature de la source mantellique durant les derniers 800 Ka. Certaines compositions convergent vers celles des basaltes de la ride hors-axe Gasitao et reflèteraient ainsi une interaction entre le point chaud de la Réunion et la dorsale. Cependant, une telle interaction ne pourra être confirmée qu'après l'acquisition des compositions isotopiques en plomb de ces échantillons. La majorité des rapports isotopiques Sr-Nd acquis sur les laves du profil ne peut cependant s'expliquer par une telle interaction et reflèterait l'échantillonnage d'un autre composant mantellique enrichi. Celui-ci, dont la nature reste à contraindre, s'exprimerait également au niveau de l'île volcanique Rodrigues. Par ailleurs, certains de ces échantillons atteignent des compositions particulièrement enrichies en éléments en trace incompatibles, qui ne peuvent être reproduites que par de très faibles taux de fusion de ce composant enrichi. Ces laves enrichies se répartissent régulièrement le long du profil et symétriquement de part et d'autre de l'axe. Une telle distribution suggère une fluctuation couplée du degré de fusion et de la source mantellique échantillonnée, à première vue périodique (période de 200-250 Ka). Cependant, en l'absence actuelle d'âges radiochronologiques fiables sur les échantillons, la cyclicité d'une variation du taux de fusion reste encore à démontrer.

La périodicité des fluctuations du degré de fusion, de l'ordre de 200-250 Ka pour la dorsale lente CIR, est singulièrement proche des périodes proposées pour la variation de l'apport magmatique moyen du manteau vers la croûte. La variation temporelle de la production magmatique au sein du manteau ne semble donc pouvoir être directement mise en relation avec la périodicité de la réalimentation des réservoirs crustaux (≤ 1000 ans) déduite de l'étude de deux dorsales, rapide et intermédiaire. En effet, le contraste entre ces résultats est trop important pour ne s'expliquer que par l'influence du taux d'accrétion sur l'une ou l'autre de ces périodicités. Il serait donc intéressant de contraindre l'évolution dans le temps du taux de fusion à l'axe d'une dorsale rapide afin de mieux contraindre, le long d'une même dorsale, les différentes échelles de temps impliquées dans la pétrogénèse des MORB.

Afin d'expliquer l'évolution de la fusion partielle et des flux de magma au sein du réservoir sur des périodes aussi différentes, il est nécessaire d'envisager que les magmas générés par la fusion partielle ne s'injectent pas directement au sein de la croûte. La

réalimentation périodique du réservoir sub-axial reflèterait alors la variation dans le temps des modalités de migration et d'agrégation des liquides dans le manteau. Ainsi, les expériences rhéologiques ont montré que des fractions de liquide sont ponctuellement extraites du manteau, quand le système dépasse des seuils de perméabilité critique (« solitons ou ondes solitaires » ; Scott et Stevensen, 1984 ; Wiggins et Spiegelman, 1995). La migration des magmas vers le réservoir se ferait donc de façon intermittente, ses caractéristiques (périodicité et volume) étant gouvernées par les modalités de migration des liquides dans le manteau, la rhéologie et la viscosité du manteau et le contraste de densité entre le manteau résiduel et les liquides. Si la périodicité de la réalimentation du réservoir magmatique sub-axial s'explique par ce phénomène d'ondes solitaires, les travaux présentés dans ce mémoire suggèrent que ces ondes s'espacent cycliquement dans le temps sur des périodes de l'ordre du millier d'années.

Références bibliographiques

- Alabaster T., Pearce J. A. et Malpas J. (1982). The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **81**, 168-183.
- Albarède F. (1985). Regime and trace-element evolution of open magma chambers. *Nature*, **318**, 356-358.
- Albarède F. (1995). *Introduction to geochemical modeling*. Cambridge University Press, Cambridge 543 pp.
- Albarède F., Luais B., Fitton J. G., Semet M. P., Kaminski E., Upton B. G. J., Bachèlery P. et Cheminée J.-L. (1997). The geochemical regimes of Piton de la Fournaise volcano (Réunion) during the last 530 000 years. *Journal of Petrology*, **38**, 171-201.
- Allègre C. A. et Minster J. F. (1978). Quantitative model of trace element behavior in magmatic processes. *Earth and Planetary Science Letters*, **38**, 1-25.
- Allègre J. C. et Turcotte D. L. (1986). Implications of a two-component marble-cake mantle. *Nature*, **323**, 123-127.
- Alt J. C., Laverne C., Vanko D. A., Tartarotti P., Teagle D. A. H., Bach W., Zuleger E., Erzinger J., Honnorez J., Pezard P. A., Becker K., Salisbury M. H. et Wilkens R. H. (1996). Hydrothermal alteration of a section of upper oceanic crust in the eastern equatorial Pacific: a synthesis of result from Site 504 (DSDP Legs 69, 70, and 83, and ODP Legs 111, 137, 140, and 148). In: J. C. Alt, H. Kinoshita, L. B. Stokking and P. J. Michael (eds.), *Proceedings of ODP Science Results*. Ocean Drilling Program: College Station, Texas pp. 417-434.
- Andersen D. J. et Lindsley D. H. (1985). New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer. Abstract AGU 1985 Spring Meeting. *Eos Transactions, American Geophysical Union*, **66**, 416.
- Anderson A. T., Swihart G. H., Artioli G. et Geiger C. A. (1984). Segregation vesicles, gas-filter pressing, and igneous differentiation. *Journal of Geology*, **92**, 55-72.
- Atwater T. et Mudie J. D. (1973). A detailed near-bottom geophysical study of the Gorda Rise. *Journal of Geophysical Research*, **78**, 8865-8886.
- Barrat J. A., Keller F. et Amosse J. (1996). Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. *Geostandards Newsletter*, **20**, 133-139.
- Bates R. L. (1984). Dictionary of geological terms. In: J. A. Jackson (ed.). Anchor Books, 571 pp.
- Batiza R. (1984). Inverse relationship between Sr isotope diversity and rate of oceanic volcanism has implications for mantle heterogeneity. *Nature*, **309**, 440-441.
- Batiza R., Bideau D., Sinton J. M. et Spaeda P. (1995). Basalt variations at super-fast spreading East Pacific Rise, 17-19°S (Naudur cruise). *Terra Abstracts*, **7**, 145.
- Benoit M., Polvé M. et Ceuleneer G. (1996). Trace element and isotopic characterization of mafic cumulates in a fossil mantle diapir (Oman ophiolite). *Chemical Geology*, **134**, 199-214.
- Billings M. P. (1972). Structural Geology. In. pp. 606. Prentice Hall: New York.
- Boudier F., Ceuleneer G. et Nicolas A. (1988). Shear zones, thrusts, and related magmatism in the Oman ophiolite: Initiation of thrusting on an oceanic ridge. *Tectonophysics*, **151**, 275-296.
- Boudier F., Nicolas A. et Ildefonse B. (1996). Magma chambers in the Oman ophiolite: Fed from the top or from the bottom? *Earth and Planetary Science Letters*, **144**, 239-250.
- Bowen N. L. (1928). *The evolution of the igneous rocks*. New Jersey 332 pp.
- Bowen N. L. (1941). Certain singular points on crystallization curves of solid solutions. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **27**, 301-309.
- Brandeis G. et Jaupart C. (1986). On the interaction between convection and crystallization in cooling magma chambers. *Earth and Planetary Science Letters*, **77**, 345-361.
- Buck W. R. (2000). Can flow of dense cumulate through mushy upper gabbros produce lower gabbros at a fast-spreading center? In: Y. Dilek, E. M. Moores, D. Elthon and A. Nicolas (eds.), *Ophiolites and oceanic crust: New insights from field studies and Ocean Drilling Program*. Geological Society of America - Special Paper pp. 121-128.
- Burnett M. S., Caress D. W. et Orcutt J. A. (1989). Tomographic image of the magma chamber at 12°50'N on the East Pacific Rise. *Nature*, **339**, 206-208.
- Byerly G. R. (1980). The nature of differentiation trends in some volcanic rocks from the Galapagos spreading center. *Journal of Geophysical Research*, **85**, 3797-3810.
- Canales J. P., Detrick R. S., Toomey D. R. et Wilcock W. S. D. (2003). Segment scale variations in the crustal structure of 150-300 kyr old fast spreading oceanic crust (East Pacific Rise, 8°15'N 10°5'N) from wide angle seismic refraction profiles. *Geophysical Journal International*, **152**, 766-794.
- Canales J. P., Detrick R. S., Carbotte S. M., Kent G. M., Diebold J. B., Harding A. J., Babcock J. M., Nedimovic M. R. et Van Ark E. (2005). Upper crustal structure and axial topography at intermediate spreading ridges: Seismic constraints from the southern Juan de Fuca ridge. *Journal of Geophysical Research*, **110**, 10.1029/2005JB003630.
- Canales J. P., Singh S. C., Detrick R. S., Carbotte S. M., Harding A. J., Kent G. M., Diebold J. B., Babcock J. M. et Nedimovic M. R. (2006). Seismic evidence for variations in axial magma chamber properties along the southern Juan de Fuca Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, **246**, 353-366,

- 10.1016/j.epsl.2006.04.032.
- Cann J. R. (1974). A model for oceanic crustal structure developed. *Geophysical J R Astron Society*, **39**, 169-187.
- Carbotte S., Mutter J. C. et Xu L. (1997). Contribution of volcanism and tectonism to axial flank morphology of the southern East Pacific Rise, 17°10'-17°40'S, from a study of layer 2A geometry. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 10165-10184.
- Carbotte S. M., Mutter C., Mutter J. C. et Ponce-Correa G. (1998). Influence of magma supply and spreading rate on crustal magma bodies and emplacement of the extrusive layer: Insights from the East Pacific Rise at lat 16°N. *Geology*, **26**, 455-458.
- Carbotte S. M., Solomon A. et Ponce-Correa G. (2000). Evaluation of morphological indicators of magma supply and segmentation from a seismic reflection study of the East Pacific Rise 15°30'-17°N. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 2737-2759.
- Carbotte S. M., Detrick R. S., Harding A. J., Canales J. P., Babcock J. M., Kent G. M., Van Ark E., Nedimovic M. R. et Diebold J. B. (2006). Rift topography linked to magmatism at the intermediate spreading Juan de Fuca Ridge. *Geology*, **34**, 209-212, 10.1023/G21969.1.
- Caress D. W., Burnett M. S. et Orcutt J. A. (1992). Tomographic image of the axial low velocity zone at 12°50'N on the East Pacific Rise. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 9243-9264.
- Carmichael I. S. E. (1967). The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **14**, 36-34.
- Caroff M. (1995). Open system crystallization and mixing in two-layers magma chambers. *Lithos*, **36**, 85-102.
- Caroff M., Lagabrielle Y., Spadea P. et Auzende J.-M. (1997). Geochemical modeling of nonsteady-state magma chambers: A case study from an ultrafast spreading ridge, East Pacific Rise, 17-19°S. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**, 4367-4374.
- Caroff M. et Fleutelot C. (2003). The north-south propagating spreading center of the North Fiji Basin. Modeling of the geochemical evolution in periodically replenished and tapped magma chamber. *Mineralogy and Petrology*, **79**, 203-224, 10.1007/s00710-003-0011-7.
- Caron J. M., Gauthier A., Schaff A., Ulysse J. et Wozniak J. (1989). *Comprendre et enseigner la planète Terre. Ophrys* : Paris 271 pp.
- Ceuleneer G. et Rabinowicz M. (1992). Mantle flow and melt migration beneath oceanic ridges: Models derived from observations in ophiolites. In: J. P. Morgan, D. K. Blackman and J. M. Sinton (eds.), *Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges*. American Geophysical Union: Washington pp. 123-154.
- Chadwick W. W. et Embley R. W. (1998). Graben formation associated with recent dike intrusions and volcanic eruptions on the mid-ocean ridge. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 9807-9825.
- Chadwick W. W., Scheirer D. S., Embley R. W. et Johnson H. P. (2001). High-resolution bathymetric surveys using scanning sonars: Lava flow morphology, hydrothermal vents, and geologic structure at recent eruption sites on the Juan de Fuca Ridge. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 16075-16099.
- Charretier G. (2005). Interactions point chaud-dorsale: Le cas de la coupe sud de la zone Gimmout, Dorsale Centrale Indienne. Rapport de stage de Master 2, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 30 pp.
- Chen Y. J. (2001). Thermal effects of gabbro accretion from a deeper second melt lens at the fast spreading East Pacific Rise. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 8581-8588.
- Christeson G. L., Kent G. M., Purdy G. M. et Detrick R. S. (1996). Extrusive thickness variability at the East Pacific Rise, 9°-10°N: Constraints from seismic techniques. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 2859-2973.
- Christie D. M. et Sinton J. M. (1981). Evolution of abyssal lavas along propagating segments of the Galapagos spreading center. *Earth and Planetary Science Letters*, **56**, 321-335.
- Collier J. S. et Singh S. C. (1997). Detailed structure of the top of the melt body beneath the East Pacific Rise at 9°40'N from waveform inversion of seismic reflection data. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 20287-20302.
- Coogan L. A., Gillis K. M., MacLeod C. J., Thompson G. M. et Hekinian R. (2002). Petrology and geochemistry of the lower ocean crust formed at the East Pacific Rise and exposed at Hess Deep: A synthesis and new results. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, NIL_1 NIL_30.
- Cormier M.-H., Macdonald K. C. et Wilson D. S. (1995). A three dimensional gravity analysis on the East Pacific Rise from 18-21°30'S. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 8063-8082.
- Cotten J., Le Dez A., Bau M., Maury R. C., Dulski P., Fourcade S., Bohn M. et Brousse R. (1995). Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: Evidence from French Polynesia. *Chemical Geology*, **119**, 115-138.
- Crawford W. C., Webb S. C. et Hildebrand J. A. (1999). Constraints on melt in the lower crust and Moho at the East Pacific Rise, 9°48'N, using seafloor compliance measurements. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 2923-2939.
- Dauteuil O. (1995). Fault pattern from Seabeam processing: the western part of the Blanco Fracture Zone (NE

- Pacific). *Marine Geophysical Researches*, **17**, 17-35.
- De Paolo D. J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, **53**, 189-202.
- Delaney J. R., Johnson H. P. et Karsten J. L. (1981). The Juan de Fuca ridge-hot spot-propagating rift system: new tectonic, geochemical, and magnetic data. *Journal of Geophysical Research*, **86**, 11747-11750.
- DeMets C., Gordon R. G., Argus D. F. et Stein S. (1990). Current plate motions. *Geophysical Journal International*, **101**, 425-478.
- Detrick R. S., Buhl P., Vera E. E., Mutter J. C., Orcutt J. A., Madsen J. A. et Brocher T. M. (1987). Multichannel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise. *Nature*, **326**, 35-41.
- Detrick R. S., Harding A. J., Kent G. M., Orcutt J. A., Mutter J. C. et Buhl P. (1993). Seismic structure of the southern East Pacific Rise. *Science*, **259**, 499-503.
- Detrick R. S., Collins J. A., Stephen R. et Swift S. (1994). In situ evidence for the nature of the seismic Layer 2/3 boundary in oceanic crust. *Nature*, **370**, 288-290, 10.1038/370288a0.
- Donnelly K. E., Goldstein S. L., Langmuir C. H. et Spiegelman M. (2004). Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, **226**, 347-366.
- Dosso L., Hanan B. B. et Bougault H. (1991). Sr-Nd-Pb geochemical morphology between 10°N and 17°N on the Mid-Atlantic Ridge: a new MORB isotope signature. *Earth and Planetary Science Letters*, **106**, 29-43.
- Drake M. J. (1975). The oxidation state of europium as an indicator of oxygen fugacity. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **39**, 55-64.
- Drouin M. (2004). Etude pétro-géochimique des laves basaltiques de la zone de fracture Blanco, Pacific Nord-Est (Mission Blancovin): Hétérogénéité de la source mantellique et mise en évidence d'une cyclicité magmatique. Rapport de stage de DEA, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 50 pp.
- Duncan R. A. (1990). The volcanic record of the Réunion hotspot. In: R. A. Duncan, J. Backman and L. C. Peterson (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. Ocean Drilling Program: College Station, Texas pp. 3-10.
- Dungan M. A. et Rhodes J. M. (1978). Residual glasses and melt inclusions in basalts from DSDP legs 45 and 46: evidence for magma mixing. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **67**, 417-431.
- Dunn R. A. et Toomey D. R. (1997). Seismological evidence for three-dimensional melt migration beneath the East Pacific Rise. *Nature*, **388**, 259-262.
- Dunn R. A., Toomey D. R. et Solomon S. C. (2000). Three-dimensional seismic structure and physical properties of the crust and shallow mantle beneath the East Pacific Rise at 9°30'N. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 23537-23555, 10.1029/2000JB900210.
- Dyment J., Hemond C., Guillou H., Maia M., Briais A. et Gente P. (2001). Central Indian Ridge and Reunion hotspot in Rodrigues area: another type of ridge-hotspot interaction? *Eos Transactions, American Geophysical Union*, **82**, Fall Meeting Supplement, Abstract F1168.
- Embley R. W. et Wilson D. S. (1992). Morphology of the Blanco Transform Fault Zone-NE Pacific: Implications for its tectonic evolution. *Marine Geophysical Researches*, **14**, 25-45.
- Fisk M. R., Upton B. G. J., Ford C. E. et White W. M. (1988). Geochemical and experimental study of the genesis of magmas of Réunion Island, Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **93**, 4933-4950.
- Fleutelot C. (1997). Propagation de segments de dorsales océaniques et modélisation pétro-géochimique de l'évolution des réservoirs magmatiques. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 310 pp.
- Fornari D. J., Haymon R. M., Perfit M. R., Gregg T. K. P. et Edwards M. H. (1998). Geological characteristics and evolution of the axial zone on fast-spreading mid-ocean ridges: Formation of an axial summit trough along the EPR, 9°-10°N. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 9827-9855.
- Fretzdorff S. et Haase K. M. (2002). Geochemistry and petrology of lavas from the submarine flanks of Réunion Island (western Indian Ocean): implications for magma genesis and the mantle source. *Mineralogy and Petrology*, **75**, 153-184.
- Fujimaki H., Tatsumoto M. et Aoki K.-I. (1984). Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 662-672.
- Gaetani G. A., DeLong S. E. et Wark D. A. (1995). Petrogenesis of basalts from the Blanco Trough, northeast Pacific: Inferences for off-axis melt generation. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 4197-4214.
- Gaffney A. M., Nelson B. K. et Blichert-Toft J. (2005). Melting in the Hawaiian plume at 1-2 Ma as recorded at Maui Nui: The role of eclogite, peridotite and source mixing. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **6**, Q10L11, 10.1029/2005GC000927.
- Garel E., Dauteuil O. et Lagabrielle Y. (2002). Deformation processes at fast to ultra-fast oceanic spreading axes: mechanical approach. *Tectonophysics*, **346**, 223-246.
- Garmany J. (1989). Accumulations of melt at the base of young oceanic crust. *Nature*, **340**, 628-632.
- Garrido C., Kelemen P. et Hirth G. (2001). Variation of cooling rate with depth in lower crust formed at an oceanic spreading ridge: Plagioclase crystal size distributions in gabbros from the Oman ophiolite.

- Geochemistry Geophysics Geosystems*, **2**, NIL_37-NIL_61, 10.1029/2000GC000136.
- Gast P. W. (1968). Trace element fractionations and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **32**, 1057-1086.
- Gente P., Auzende J.-M., Renard V., Fouquet Y. et Macdonald K. C. (1986). Detailed geological mapping by submersible of the East Pacific Rise axial graben near 13°N. *Earth and Planetary Science Letters*, **78**, 224-236.
- Ghiorso M. S. et Sack R. O. (1995). Chemical mass transfer in magmatic processes: IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **119**, 197-212.
- Gillis K. M. et Coogan L. A. (2002). Anatectic migmatites from the roof of an ocean ridge magma chamber. *Journal of Petrology*, **43**, 2075-2095.
- Goff F. (1996). Vesicle cylinders in vapor-differentiated basalt flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **71**, 167-185.
- Gregory R. T., Gray D. R. et Miller J. M. (1998). Tectonics of the Arabian margin associated with the formation and exhumation of high-pressure rocks, Sultanate of Oman. *Tectonics*, **17**, 657-670.
- Grove T. L. et Bryan W. B. (1983). Fractionation of pyroxene-phyric MORB at low pressure: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **84**, 293-309.
- Grove T. L., Kinzler R. J. et Bryan W. B. (1992). Fractionation of Mid-Ocean Ridge Basalt (MORB). In: J. P. Morgan, D. K. Blackman and J. M. Sinton (eds.), *Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges*. American Geophysical Union: Washington pp. 281-310.
- Gurenko A. A. et Chaussidon M. (1995). Enriched and depleted primitives melts included in olivine from Icelandic tholeiites: Origin by continuous melting of a single melting column. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**, 2905-2917.
- Hagen H. et Neumann E.-R. (1990). Modeling of trace-element distribution in magma chambers using open-system models. *Computers & Geosciences*, **16**, 549-586.
- Hale L. D., Morton C. J. et Sleep N. H. (1982). Reinterpretation of seismic reflection data over the East Pacific Rise. *Journal of Geophysical Research*, **87**, 7707-7717.
- Hanson J. A. et Bowman J. R. (2005). Indian Ocean ridge seismicity observed with a permanent hydroacoustic network. *Geophysical Research Letters*, **32**, L06301, 10.1029/2004GL021931.
- Harding A. J., Orcutt J. A., Kappus M. E., Vera E. E., Mutter J. C., Buhl P., Detrick R. S. et Brocher T. M. (1989). Structure of young oceanic crust at 13°N on the East Pacific Rise from expanding spread profiles. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 12163-12196.
- Harding A. J., Kent G. M. et Orcutt J. A. (1993). A multichannel seismic investigation of the upper crustal structure at 9°N on the East Pacific Rise: Implications for crustal accretion. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 13925-13944.
- Hauri E. H., Shimizu N., Dieu J. et Hart S. R. (1993). Evidence for hotspot-related carbonatite metasomatism in the oceanic upper mantle. *Nature*, **365**, 221-227.
- Haymon R. M., Fornari D. J., Edwards M. H., Carbotte S., Wright D. et Macdonald K. C. (1991). Hydrothermal vent distribution along the East Pacific Rise crest (9°09'-54'N) and its relationship to magmatic and tectonic processes on fast-spreading mid-ocean ridges. *Earth and Planetary Science Letters*, **104**, 513-534.
- Helz R. T., Kirschenbaum H. et Marinenko J. W. (1989). Diapiric transfer of melt in Kilauea Iki lava lake, Hawaii: A quick, efficient process of igneous differentiation. *Geological Society of America Bulletin*, **101**, 578-594.
- Hémond C., Hofmann A. W., Vlastélic I. et Nauret F. (sous presse). Origin of MORB enrichment and relative trace element compatibility along the Mid-Atlantic Ridge between 18° and 24°N. *Geochemistry Geophysics Geosystems*.
- Henstock T. J., Woods A. W. et White R. S. (1993). The accretion of oceanic crust by episodic sill intrusion. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 4143-4161.
- Herron T. J., Stoffa P. L. et Buhl P. (1980). Magma chamber and mantle reflections-East Pacific Rise. *Geophysical Research Letters*, **7**, 989-992.
- Hey R. N. (1977). A new class of "Pseudofault" and their bearing on plate tectonics: A propagating rift models. *Earth and Planetary Science Letters*, **37**, 321-325.
- Hey R. N. et Wilson D. S. (1982). Propagating rift explanation for the tectonic evolution of the north-east Pacific: The pseudomovie. *Earth and Planetary Science Letters*, **58**, 167-188.
- Hirschmann M. M. et 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., Asimow P. D., Ghiorso M. S. et Stolper E. M. (1999). Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts. III. Controls on isobaric melt production and the effect of water on melt production. *Journal of Petrology*, **40**, 831-851.

- Hirschmann M. M., Kogiso T., Baker M. B. et Stolper E. M. (2003). Alkalic magmas generated by partial melting of garnet pyroxenite. *Geology*, **31**, 481-484.
- Hirth G. H. et Kohlstedt D. L. (1996). Water in the oceanic upper mantle: Implications for rheology, melt extraction, and evolution of the lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, **144**, 93-108.
- Hofmann A. W. et White W. M. (1982). Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, **57**, 421-436.
- Holler G., Marchig V. et The Shipboard Scientific Party (1990). Hydrothermal Activity on the East Pacific Rise: Stages of Development. *Geologisches Jahrbuch*, **B75**, 3-22.
- Hooft E. E. E. et Detrick R. S. (1993). The role of density in the accumulation in of basaltic melts at mid-ocean ridges. *Geophysical Research Letters*, **20**, 423-426.
- Hooft E. E. E., Schouten H. et Detrick R. S. (1996). Constraining crustal emplacement processes from the variation of seismic layer 2A thickness at the East Pacific Rise. *Earth and Planetary Science Letters*, **142**, 289-309.
- Hooft E. E. E., Detrick R. S. et Kent G. M. (1997). Seismic structure and indicators of magma budget along the Southern East Pacific Rise. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 27319-27340.
- Hussenoeder S. A., Collins J. A., Kent G. M. et Detrick R. S. (1996). Seismic analysis of the axial magma chamber reflector along the southern East Pacific Rise from conventional reflection profiling. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 22087-22105.
- Jaupart C. et Tait S. (1995). Dynamics of differentiation in magma reservoirs. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 17615-17636.
- Jensen J. C., Nielsen F. M., Duchesne J.-C., Demaiffe D. et Wilson J. R. (1993). Magma influx and mixing in the Bjerkreim-Sokndal layered intrusion, South Norway: Evidence from the boundary between two macrocyclic units at Storeknuten. *Lithos*, **29**, 311-325.
- Jull M., Kelemen P. B. et Sims K. W. W. (2002). Consequences of diffuse and channeled porous melt migration on uranium series disequilibria. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **66**, 4133-4148.
- Juteau T., Eissen J. P., Francheteau J., Needham D., Choukroune P., Rangin C., Séguret M., Ballard R. D., Fox P. J., Normark W. R., Carranza A., Cordoba D. et Guerrero J. (1980). Homogeneous basalts from the East Pacific Rise at 21°N: steady state magma reservoirs at moderately fast spreading centers. *Oceanologica Acta*, **3**, 487-503.
- Juteau T., Beurrier M., Dahl R. et Nehlig P. (1988). Segmentation at a fossil spreading axis: The plutonic sequence of the Wadi Haymilyah area (Haylayn block, Sumail Nappe, Oman). *Tectonophysics*, **151**, 167-197.
- Juteau T., Bideau D., Dauteuil O., Manac'h G., Naidoo D. D., Nehlig P., Ondreas H., Tivey M. A., Whipple K. X. et Delaney J. R. (1995a). De la propagation à l'accrétion océanique: Etude par submersible du mur nord de la fosse Ouest-Blanco (zone de fracture Blanco, Pacifique NE). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **166**, 105-121.
- Juteau T., Bideau D., Dauteuil O., Manac'h G., Naidoo D. D., Nehlig P., Ondreas H., Tivey M. A., Whipple K. X. et Delaney J. R. (1995b). A submersible study in the Western Blanco Fracture Zone, N.E. Pacific: structure and evolution during the last 1.6 Ma. *Marine Geophysical Researches*, **17**, 399-430.
- Kappel E. S. et Ryan W. B. F. (1986). Volcanic episodicity and a non-steady state rift valley along the Northeast Pacific spreading centers: Evidence from Sea MARC I. *Journal of Geophysical Research*, **91**, 13925-13940.
- Kappus M. E., Harding A. J. et Orcutt J. A. (1995). A baseline for upper crustal seismic velocity variations along the East Pacific Rise at 13°N. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 6143-6161.
- Karson J. A., Maurice A. T. et Delaney J. R. (2002). Internal structure of uppermost oceanic crust along the Western Blanco Transform Scarp: Implications for subaxial accretion and deformation at the Juan de Fuca Ridge. *Journal of Geophysical Research*, **107**, EPM1.1 EPM1.24, 10.1029/2000JB000051.
- Katz R. F., Spiegelman M. et Langmuir C. H. (2003). A new parameterization of hydrous mantle melting. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **4**, 1073, 10.1029/2002GC000433.
- Kelemen P., Koga K. et Shimizu N. (1997). Geochemistry of gabbro sills in the crust/mantle transition zone of the Oman ophiolite: Implications for the origin of the oceanic lower crust. *Earth and Planetary Science Letters*, **146**, 475-488.
- Kelemen P. B., Shimizu N. et 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. et Aharanov E. (1998). Periodic formation of magma fractures and generation of layered gabbros in the lower crust beneath oceanic spreading ridges. In: W. R. Buck, J. D. E. Delaney, J. A. Karson and Y. Lagabriele (eds.), *Faulting and magmatism at mid-ocean ridges*. American Geophysical Union: Washington pp. 267-289.
- Kelemen P. B., Kikawa E. et Miller D. J. (2004). Igneous crystallization and localized deformation in the shallow mantle beneath slow spreading ridges. *Eos Transactions, American Geophysical Union*, **85**, Joint Assembly Supplement, Abstract V53C-01.

- Kent G. M., Harding A. J., Orcutt J. A., Detrick R. S., Mutter J. C. et Buhl P. (1994). Uniform accretion of oceanic crust south of the Garrett transform at 14°15'S on the East Pacific Rise. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 9097-9116.
- Kitazawa M. (2006). Datation du fond océanique: Apport des données haute résolution acquises par submersible. Thèse de Doctorat, Institut de Physique du Globe de Paris, Paris.
- Korenaga J. et Kelemen P. B. (1998). Melt migration through the oceanic lower crust: A constraint from melt percolation modeling with finite solid diffusion. *Earth and Planetary Science Letters*, **156**, 1-11.
- Kuritani T. (1998). Boundary layer crystallization in a basaltic magma chamber: Evidence from Rishiri volcano, northern Japan. *Journal of Petrology*, **39**, 1619-1640.
- Lagabriele Y. et Cormier M.-H. (1999). Formation of large summit troughs along the East Pacific Rise as collapse calderas: An evolutionary model. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 12971-12988.
- Lagabriele Y., Garel E., Dauteuil O. et Cormier M.-H. (2001). Extensional faulting and caldera collapse in the axial region of fast spreading ridges: Analog modeling. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 2005-2015.
- Langmuir C. H., Bender J. F., Bence A. E., Hanson G. N. et Taylor S. R. (1977). Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: Mid-Atlantic ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, **36**, 133-156.
- Langmuir C. H., Bender J. F. et Batiza R. (1986). Petrologic and tectonic segmentation of the East Pacific Rise, 5°30'-14°30'N. *Nature*, **322**, 422-429.
- Langmuir C. H. (1989). Geochemical consequence of in situ crystallization. *Nature*, **340**, 199-205.
- Langmuir C. H., Klein E. M. et Plank T. (1992). Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: Constraints on melt generation beneath Ocean Ridges. *American Geophysical Union Monograph*, **71**, 183-280.
- Le Faouder A. (2006). Caractérisation géochimique (déséquilibres ²³⁰Th/²³⁸U, isotopes Sr, Nd et Pb, éléments en traces) du volcanisme de dorsale en contexte d'interaction point chaud dorsale. Cas des bassins marginaux du Sud Ouest Pacifique et de la dorsale Centrale Indienne. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 242 pp.
- Le Maitre R. W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M. J., Sabine P. A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A. R. et Zanettin B. (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Lepage L. D. (2003). ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry. *Computers & Geosciences*, **29**, 673-678, 10.1016/S0098-3004(03)00042-6.
- Lindsley D. H. et Spencer K. J. (1982). Fe-Ti oxide geothermometry: Reducing analyses of coexisting Ti-magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm). *Eos Transactions, American Geophysical Union*, **63**, 471.
- Lippard S. J., Shelton A. W. et Gass I. G. (1986). *The ophiolite of northern Oman*. Blackwell Science : Malden 178 pp.
- Luais B. (2004). Temporal changes in Nd isotopic composition of Piton de la Fournaise magmatism (Réunion Island, Indian Ocean). *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **5**, Q01008, 10.1029/2002GC000502.
- Lundstrom C. C., Gill J. B. et Williams Q. (2000). A geochemically consistent hypothesis for MORB generation. *Chemical Geology*, **162**, 105-126.
- Macdonald K. C., Sempéré J.-C. et Fox P. J. (1984). East Pacific Rise from Siqueiros to Orozco fracture zones: Along-strike continuity of axial neovolcanic zones and structure and evolution of overlapping spreading centers. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 6049-6069.
- Macdonald K. C. et Fox P. J. (1988). The axial summit graben and cross-sectional shape of the East Pacific Rise as indicators of axial magma chambers and recent volcanic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, **88**, 119-131.
- Macdonald K. C., Haymon R. M. et Shor A. (1989). A 220 km² recently erupted lava field on the East Pacific Rise near lat 8°S. *Geology*, **17**, 212-216.
- Maclennan J., Hulme T. et Singh S. C. (2004). Thermal models of oceanic crustal accretion: Linking geophysical, geological and petrological observations. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **5**, Q02F25, 10.1029/2003GC000605.
- MacLeod C. J. et Yaouancq G. (2000). A fossil melt lens in the Oman ophiolite: Implications for magma chamber processes at fast spreading ridges. *Earth and Planetary Science Letters*, **176**, 357-373.
- Magde L. S., Detrick R. S. et the TERA group (1995). Crustal and upper mantle contribution to axial gravity anomaly at the southern East Pacific Rise. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 3747-3766.
- Mahoney J. J., Natland J. H., White W. M., Poreda R., Bloomer S. H., Fisher R. L. et Baxter A. N. (1989). Isotopic and geochemical provinces of the Western Indian Ocean spreading centers. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 4033-4052.
- Mahoney J. J., Sinton J. M., Kurz M. D., Macdougall J. D., Spencer K. J. et Lugmair G. W. (1994). Isotope and trace element characteristics of a super-fast spreading ridge: East Pacific Rise, 13-23°S. *Earth and Planetary Science Letters*, **121**, 173-193.
- Mainprice D. (1997). Modeling the anisotropic seismic properties of partially molten rocks found at mid-ocean ridges. *Tectonophysics*, **279**, 161-179.

- Manac'h G., Fleutelot C., Juteau T. et Cotten J. (1995). Enregistrement de la transition d'un régime de propagation à l'accrétion par les basaltes océaniques de la Dépression Ouest Blanco (Dorsale Juan de Fuca, Pacifique NE). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Série 2: Mécanique, physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre*, **320**, 507-514.
- Manac'h G. (1997). Caractérisation des circulations fluides dans la croûte océanique actuelle (Zone de Fracture Blanco) et fossile (Ophiolite d'Oman). Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 311 pp.
- Manac'h G., Lécuyer C. et Juteau T. (1999). A fluid inclusion and stable isotope study of hydrothermal circulation in a transform zone: Western Blanco Depression, northeast Pacific. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 10.1029/1998JB900069.
- Matsui Y., Onuma N., Nagasawa H., Higuchi H. et Banno S. (1977). Crystal structure control in trace element partition between crystal and magma. *Tectonics*, **100**, 315-324.
- Meibom A. et Anderson D. L. (2003). The statistical upper mantle assemblage. *Earth and Planetary Science Letters*, **217**, 123-139, 10.1016/S0012-821X(03)00573-9.
- Mellor S. H. (1998). The geochemistry, petrology and petrogenesis of the Rodrigues Ridge (Western Indian Ocean). Ph. D Thesis, Greenwich University, 297 pp.
- Merle R. (2002). Modélisation géochimique des chambres magmatiques réalimentées et vidangées en continu : Application à la dorsale Est-Pacifique entre 17° et 19°S. Rapport de stage de DEA, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 42 pp.
- Middlemost E. A. K. (1975). The basalt clan. *Earth Science Review*, **11**, 337-364.
- Middlemost E. A. K. (1989). Iron oxydation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology*, **70**, 19-29.
- Murton B. J., Tindle A. G., Milton J. A. et Sauter D. (2005). Heterogeneity in southern Central Indian Ridge MORB: Implications for ridge-hotspot interaction. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **6**, Q03E20, 10.1029/2004GC000798.
- Natland J. H. et Dick H. J. B. (1996). Melt migration through high-level gabbroic cumulates of the East Pacific Rise at Hess Deep: The origin of magma lenses and the deep crustal structure of fast-spreading ridges. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **147**, 21-58.
- Nauret F. (2004). Plume-ridge interaction: Exemple of the Réunion plume-Central Indian Ridge (18° to 20°S). Thèse de Doctorat, Université Johannes-Gutenberg, Mainz, 149 pp.
- Nauret F., Abouchami W., Galer S. J. G., Hofmann A. W., Hémond C., Chauvel C. et Dymont J. (2006). Correlated trace element-Pb isotope enrichments in Indian MORB along 18-20°S, Central Indian Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, **245**, 137-152, 10.1016/j.epsl.2006.03.015.
- Nedimovic M. R., Carbotte S. M., Harding A. J., Detrick R. S., Canales J. P., Diebold J. B., Kent G. M., Tischer M. et Babcock J. M. (2005). Frozen magma lenses below the oceanic crust. *Nature*, **436**, 1149-1152, 10.1038/nature03944.
- Newsom H. E., White W. M., Jochum K. P. et Hofmann A. W. (1986). Siderophile and chalcophile element abundances in oceanic basalts, Pb isotope evolution and growth of the Earth core. *Earth and Planetary Science Letters*, **80**, 299-313.
- Nicolas A., Reuber I. et Benn K. (1988). A new magma chamber model based on structural studies in the Oman ophiolite. *Tectonophysics*, **151**, 87-105.
- Nicolas A. (1989). *Structure of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere*. Norwell 367 pp.
- Nicolas A. (1992). Kinematics in magmatic rocks with special reference to gabbros. *Journal of Petrology*, **33**, 891-915.
- Nicolas A., Freyrier C., Godard M. et Vauchez A. (1993). Magma chambers at oceanic ridges: How large? *Geology*, **21**, 53-56.
- Nicolas A., Boudier F. et Ildefonse B. (1996). Variable crustal thickness in the Oman ophiolite: Implication for oceanic crust. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 17941-17950.
- Niu Y., Waggoner D. G., Sinton J. M. et Mahoney J. J. (1996). Mantle source heterogeneity and melting processes beneath seafloor spreading centers: The East Pacific Rise, 18°-19°S. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 27711-27733.
- Niu Y. et Batiza R. (1997). Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the Eastern Pacific mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **148**, 471-483.
- Niu Y., Collerson K. D., Batiza R., Wendt J. I. et Regelous M. (1999). Origin of enriched-type mid-ocean ridge basalt at ridges far from mantle plumes: The East Pacific Rise at 11°20'N. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 7067-7087.
- Niu Y., Regelous M., Wendt J. I., Batiza R. et O'Hara M. J. (2002). Geochemistry of near -EPR seamounts: importance of source vs. process and the origin of enriched mantle component. *Earth and Planetary Science Letters*, **199**, 327-345.
- Niu Y. et O'Hara M. J. (2003). Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry,

- and mineral physics considerations. *Journal of Geophysical Research*, **108**, ECV5 1-19, 10.1029/2002JB002048.
- Normark W. R., Morton J. L., Koski R. et Clague D. A. (1983). Active hydrothermal vents and sulfide deposits on the southern Juan de Fuca Ridge. *Geology*, **11**, 158-163.
- Normark W. R., Morton J. L., Bischoff J. L., Brett R., Holcomb R. T., Kappel E. S., Koski R. A., Ross S. L., Shanks III W. C., Slack J. F., Von Damm K. L. et Zierenburg R. A. (1986). Submarine fissure eruptions and hydrothermal vents on the southern Juan de Fuca Ridge: Preliminary observations from the submersible Alvin. *Geology*, **14**, 823-827.
- O'Hara M. J. (1977). Geochemical evolution during fractional crystallization of a periodically refilled magma chamber. *Nature*, **266**, 503-507.
- O'Hara M. J. et Matthews R. E. (1981). Geochemical evolution in an advancing, periodically replenished, periodically tapped, continuously fractionating magma chamber. *Journal of the Geological Society of London*, **138**, 237-277.
- O'Hara M. J. et Fry N. (1996a). Geochemical effects of small packet crystallization in large magma chambers—Further resolution of the highly compatible element paradox. *Journal of Petrology*, **37**, 891-925.
- O'Hara M. J. et Fry N. (1996b). The highly compatible trace element paradox—Fractional crystallization revisited. *Journal of Petrology*, **37**, 859-890.
- O'Hara M. J. et Herzberg C. (2002). Interpretation of trace element and isotopic features of basalts: Relevance of field relations, petrology, major element data, phase equilibria, and magma chamber modeling in basalt petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **66**, 2167-2191.
- Pan Y. et Batiza R. (2002). Mid-ocean ridge magma chamber processes: Constraints from olivine zonation in lavas from the East Pacific Rise at 9°30'N and 10°30'N. *Journal of Geophysical Research*, **107**, ECV9, 10.1029/2001JB000435.
- Pan Y. et Batiza R. (2003). Magmatic processes under mid-ocean ridges: A detailed mineralogical study of lavas from East Pacific Rise 9°30'N, 10°30'N, and 11°20'N. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **4**, 8623.
- Parson L. M., Patriat P., Searle R. C. et Briais A. R. (1993). Segmentation of the Central Indian Ridge between 12°12'S and the Indian Ocean Triple Junction. *Marine Geophysical Researches*, **15**, 265-282.
- Pearce J. A. (1981). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R. S. Thorpe (ed.), *Andesite: Orogenic andesites and related rocks*. New York pp. 525-548.
- Perfit M. R., Fornari D. J., Smith M. C., Bender J. F., Langmuir C. H. et Haymon R. M. (1994). Small-scale spatial and temporal variations in mid-ocean ridge crest magmatic processes. *Geology*, **22**, 375-379.
- Philpotts A. R., Carroll M. et Hill J. M. (1996). Crystalline-mush compaction and the origin of pegmatitic segregation sheets in a thick flood-basalt flow in the Mesozoic Hartford Basin, Connecticut. *Journal of Petrology*, **37**, 811-836.
- Philpotts A. R. et Dickson L. D. (2000). The formation of plagioclase chains during convective transport in basaltic magma. *Nature*, **406**, 59-61.
- Phipps Morgan J. et Chen Y. J. (1993a). Dependence of ridge-axis morphology on magma supply and spreading rate. *Nature*, **364**, 706-708.
- Phipps Morgan J. et Chen Y. J. (1993b). The genesis of oceanic crust: Magma injection, hydrothermal circulation, and crustal flow. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 6283-6297.
- Plank T. et Langmuir C. H. (1992). Effects of the melting regime on the composition of the oceanic crust. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 19749-19770.
- Pollock M. A., Klein E. M., Karson J. A. et Tivey M. A. (2005). Temporal and spatial variability in the composition of lavas exposed along the Western Blanco Transform Fault. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **6**, Q11009, 10.1029/2005GC001026.
- Quick J. E. et Denlinger R. P. (1993). Ductile deformation and the origin of layered gabbro in ophiolites. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 14015-14027.
- Rannou E., Caroff M. et Cordier C. (2006). A geochemical approach to model periodically replenished magma chambers: Does oscillatory supply account for the magmatic evolution of EPR 17-19°S? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70**, 4783-4796.
- Reagan M. K., Gill J. B., Malavassi E. et Garcia M. O. (1987). Changes in magma composition at Arenal volcano, Costa Rica, 1968-1985: Real-time monitoring of open-system differentiation. *Bulletin of Volcanology*, **49**, 415-434.
- Regelous M., Niu Y., Wendt J. I., Batiza R., Greig A. et Collerson K. D. (1999). Variations in the geochemistry of magmatism on the East Pacific Rise at 10°30'N since 800 Ka. *Earth and Planetary Science Letters*, **168**, 45-63.
- Reiners P. W. (2002). Temporal-compositional trends in intraplate basalt eruptions: Implications for mantle heterogeneity and melting processes. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **3**, 10.1029/2001GC000250.
- Riddihough R. P. (1984). Recent movement of the Juan de Fuca plate system. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 6980-6995.

- Roeder P. L. et Emslie R. F. (1970). Olivine-liquid equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **29**, 275-289.
- Sandwell D. T. et Smith W. H. F. (1992). Global marine gravity from ERS-1, Geosat, and Seasat reveals new tectonic fabric. *Eos Transactions, American Geophysical Union*, **73**, 133.
- Scheirer D. S. et Macdonald K. C. (1993). Variation in cross-sectional area of the axial ridge along the East Pacific Rise: Evidence for the magmatic budget of a fast spreading center. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 7871-7886.
- Schiano P., Clocchiati R., Shimizu N., Maury R. C., Jochum K. P. et Hofmann A. W. (1995). Hydrous, silica-rich melts in the sub-arc mantle and their relationship with erupted arc lavas. *Nature*, **377**, 595-600.
- Scott D. R. et Stevenson D. J. (1984). Magma solitons. *Geophysical Research Letters*, **11**, 1161-1164.
- Shallo M. et Dilek Y. (2003). Development of the ideas on the origin of Albanian ophiolite. *Geological Society of America, Special Paper*, **373**, 351-363.
- Shaw D. M. (1970). Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **34**, 237-243.
- Shaw D. M. (2000). Continuous (dynamic) melting theory revisited. *The Canadian Mineralogist*, **38**, 1041-1063.
- Shervais J. W. (2001). Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **2**, 10.1029/2000GC000080.
- Singh S. C., Crawford W. C., Carton H., Seher T., Combier V., Cannat M., Canales J. P., Düsünür D., Escartin J. et Miguel Miranda J. (2006). Discovery of magma chamber and faults beneath a Mid-Atlantic Ridge hydrothermal field. *Nature*, **442**, 1029-1032, 1.1038/nature05105.
- Sinton J. M., Wilson D. S., Christie D. M., Hey R. N. et Delaney J. R. (1983). Petrologic consequences of rift propagation on oceanic spreading ridges. *Earth and Planetary Science Letters*, **62**, 193-207.
- Sinton J. M., Smaglik S. M., Mahoney J. J. et Macdonald K. C. (1991). Magmatic processes at superfast spreading mid-ocean ridge: Glass compositional variations along the East Pacific Rise 13°S-23°S. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 6133-6155.
- Sinton J. M. et Detrick R. S. (1992). Mid-Ocean Ridge Magma Chambers. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 197-216.
- Sisson T. W. et Bacon C. R. (1999). Gas-driven filter pressing in magmas. *Geology*, **27**, 613-616.
- Sleep N. H. (1984). Tapping of magmas from ubiquitous mantle heterogeneities: an alternative to mantle plums. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 10029-10041.
- Smith M. C., Perfit M. R. et Jonasson I. R. (1994). Petrology and geochemistry of basalts from the southern Juan de Fuca ridge: Controls on the spatial and temporal evolution of mid-ocean ridge basalt. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 4787-4812.
- Smith P. M., Asimow P. D. et Stolper E. M. (2003). Thermodynamic modelling of melting in chemically heterogeneous mixtures of peridotite and pyroxenite. *Goldschmidt Conference Abstracts*, A440.
- Sobolev A. V. et Shimizu N. (1993). Ultra-depleted primary melt included in an olivine from the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, **363**, 151-154.
- Sours-Page R., Johnson K. T. M., Nielsen R. L. et Karsten J. L. (1999). Local and regional variation of MORB parent magmas: evidence from melt inclusions from the Endeavour Segment of the Juan de Fuca Ridge. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **134**, 342-363.
- Sours-Page R., Nielsen R. L. et Batiza R. (2002). Melt inclusions as indicators of parental magma diversity on the northern East Pacific Rise. *Chemical Geology*, **183**, 237-261.
- Sparks R. S. J., Meyer P. et Sigurdsson H. (1980). Density variation amongst mid-ocean ridge basalts: implications for magma mixing and the scarcity of primitive lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, **46**, 419-430.
- Sparks R. S. J. et Huppert H. E. (1984). Density changes during the fractional crystallization of basaltic magmas: Fluid dynamic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **85**, 300-309.
- Spera F. J. et Bohrsen W. A. (2002). Energy-constrained open-system magmatic processes III: energy-constrained recharge, assimilation and fractional crystallization (EC-RAFC). *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **3**, 10.1029/2002GC00031.
- Spera F. J. et Bohrsen W. A. (2004). Open-system magma chamber evolution: An energy-constrained geochemical model incorporating the effects of concurrent eruption, recharge, variable assimilation and fractional crystallization (EC-E'RA γ FC). *Journal of Petrology*, **45**, 2459-2480.
- Spiegelman M. et Elliott T. (1993). Consequences of melt transport for uranium series disequilibrium. *Earth and Planetary Science Letters*, **118**, 1-20.
- Spiegelman M., Kelemen P. B. et Aharanov E. (2001). Cause and consequences of flow organization during melt transport. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 2061-2078.
- Stakes D. S., Perfit M. R., Tivey M. A., Caress D. W., Ramirez T. M. et Maher N. (2006). The Cleft revealed: Geologic, magnetic, and morphologic evidence for construction of upper oceanic crust along the southern Juan de Fuca Ridge. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **7**, Q04003, 10.1029/2005GC001038.

- 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.
- Sun S. S. et McDonough W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: A. D. Saunders and M. J. Norry (eds.), *Magmaism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication: London pp. 313-345.
- Tait S. et Jaupart C. (1990). Physical processes in the evolution of magmas. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **24**, 125-152.
- Teagle D. A. H., Wilson D. S., Acton J. D. et ODP Leg 206 Shipboard Party (2004). The "Road to the MoHole" four decades on: Deep drilling at site 1256. *Eos Transactions, American Geophysical Union*, **85**, 521-523.
- Teagle D. A. H., Banerjee N. R. et Expedition 309 Shipboard Scientific Party (2005). The Hard Yards: Deep basement drilling of an in situ section of oceanic crust formed at a superfast spreading rate. Recent results from IODP Expedition 309 to Hole 1256D, Eastern Equatorial Pacific. *InterRidge News*, **14**, 8-11.
- Toomey D. R., Purdy G. M., Solomon S. C. et Wilcock W. S. D. (1990). The three-dimensional seismic velocity structure of the East Pacific Rise near latitude 9°30'N. *Nature*, **347**, 639-645.
- Toplis M. J. (2005). Experimental quantification of the plagioclase-liquid europium anomaly as a function of oxygen fugacity: Application as an in-situ redox sensor. *Eos Transactions, American Geophysical Union*, **86**, Fall Meeting Supplement, Abstract V23B-07.
- Varne R., Brown A. V. et Fallon T. (2000). Macquarie Island: its geology, structural history, and the timing and tectonic setting of its N-MORB to E-MORB magnetism. In: Y. Dilek, E. M. Moores, D. Elthon and A. Nicolas (eds.), *Ophiolites and oceanic crust: New insights from field studies and Ocean Drilling Program*. Geological Society of America - Special Paper pp. 301-320.
- Vera E. E., Mutter J. C., Buhl P., Orcutt J. A., Harding A. J., Kappus M. E., Detrick R. S. et Brocher T. M. (1990). The structure of 0 to 0.2 m.y.-old oceanic crust at 9°N on the East Pacific Rise from expanded spread profiles. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 15529-15556.
- Vera E. E. et Diebold J. B. (1994). Seismic imaging of oceanic layer 2A between 9°30'N and 10°N on the East Pacific Rise from two-ship wide-aperture profiles. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 3031-3041.
- Vine F. J. (1968). Magnetic anomalies associated with mid-ocean ridges. In: R. A. Phinney (ed.) *History of the Earth's Crust*. Princeton University Press: Princeton, New Jersey. pp. 73-89.
- West M., Menke W. et Tolstoy M. (2003). Focused magma supply at the intersection of the Cobb hotspot and the Juan de Fuca ridge. *Geophysical Research Letters*, **30**, 1724, 10.1029/2003GL017104.
- White R. S., McKenzie D. et O'Nions R. K. (1992). Oceanic crustal thickness from seismic measurements and Rare Earth Elements inversions. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 19683-19715.
- White W. M., Cheatham M. et Duncan R. A. (1990). Isotope geochemistry of leg 115 basalts and inferences on the history of the Reunion mantle plume. In: R. A. Duncan, J. Backman and L. C. Peterson (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. pp. 53-61.
- Wiggins C. et Spiegelman M. (1995). Magma migration and magmatic solitary waves in 3-D. *Geophysical Research Letters*, **22**, 1289-1292.
- Wilcock W. S. D., Solomon S. C., Toomey D. R. et Purdy G. M. (1992). The seismic attenuation structure of fast spreading mid-ocean ridge. *Science*, **258**, 1470-1473.
- Williams W. R. et Gill J. B. (1989). Effects of partial melting on the uranium decay series. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**, 1607-1619.
- Wilson D. S., Hey R. N. et Nishimura C. (1984). Propagation as a mechanism of reorientation of Juan de Fuca Ridge. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 9215-9225.
- Wilson D. S. (1993). Confidence intervals for motion and deformation of the Juan de Fuca plate. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 16053-16071.
- Wilson D. S., Teagle D. A. H., Alt J. C. et Shipboard Scientific Party of the ODP Leg 206 and IODP Legs 309 and 312 (2006). Drilling to gabbro in intact ocean crust. *Science*, **312**, 1016-1020, 10.1126/science.1126090.
- Wilson M. (1989). *Igneous petrogenesis. A global tectonic approach*. London 466 pp.
- Zou H. et Zindler A. (1996). Constraints on the degree of dynamic partial melting and source composition using concentration ratios in magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**, 711-717.
- Zou H. (1998). Trace element fractionation during modal and non modal dynamic melting and open-system melting: A mathematical treatment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62**, 1937-1945.

Liens électroniques :

- Petrological Database of the Ocean Floor : PETDB : www.petdb.org : données géochimiques sur les roches mises en place en contexte océanique.
- Geochemical Earth Reference Model (GREM) Partition Coefficient (Kd) Database : www.earthref.org : coefficients de distribution individuels pour les éléments chimiques dans les minéraux et roches.
- Rapport scientifique préliminaire de l'Expédition IODP 309 (associée à l'Expédition 312) : <http://iodp.tamu.edu/publications/PR/312PR/312PR.html>

Annexes.

<p>Annexes A : Objectifs, déroulement et résultats de l'Expédition IODP 309, puits 1256D (plaque Cocos, bassin du Guatemala).</p>
--

Annexe A-1 : Objectifs et déroulement de l'Expédition 309 (juillet 2005).

Annexe A-2 : Articles en lien avec l'Expédition.

A-2a : Teagle et al. (2005)

A-2b : Rapport ECORD-IODP Insu (2006)

A-2c : Laverne et al. (2006)

Les résultats préliminaires de cette mission sont reportés dans les Preliminary Reports de l'Expédition 312 qui lui a fait suite :

Expedition 309 and 312 Scientists, 2006. Superfast spreading rate crust 3: a complete in situ section of upper oceanic crust formed at a superfast spreading rate. IODP Preliminary Reports, 312. doi:10.2204/iodp.pr.312.2006

(<http://iodp.tamu.edu/publications/PR/312PR/312PR.html>)

Annexe A-1 : Objectifs et déroulement de l'Expédition IODP 309

L'Expédition IODP 309 (*Integrated Ocean Drilling Program*) s'est déroulée du 10 au 28 juillet 2005 à bord du *Joides Resolution*, depuis Christobal jusqu'à Bilboa (Panama). Cette campagne de forage s'inscrit dans un programme multileg ayant pour objectif d'échantillonner *in situ* une section complète de croûte océanique, présentant la succession "théorique" effusif/filonien/plutonique. Les difficultés techniques inhérentes au forage profond dans la croûte océanique font que l'échantillonnage de cette dernière est encore très partiel. Le puits 504B (dorsale du Costa Rica) a longtemps été le seul puits à traverser l'ensemble effusif et le complexe filonien. Les gabbros ont été forés en d'autres sites, mais la transition complexe filonien/gabbros n'a jamais été atteinte par forage au sein d'une croûte océanique en place.

Le puits de forage 1256D se situe dans le bassin du Guatemala, sur le flanc est de la dorsale Est Pacifique (plaque Cocos) et entaille une croûte formée en contexte d'accrétion ultra-rapide (~200-220 mm/an), il y a environ 15 Ma. Ce site a été choisi de part la corrélation entre les vitesses d'accrétion et la profondeur de la lentille magmatique (AMC). En considérant que les roches plutoniques les plus superficielles correspondent à la lentille magmatique solidifiée, ceci prédit que la transition dyke-gabbro peut être atteinte à relativement faible profondeur, entre 1175 et 1550 m sous le plancher océanique (mspo). L'Expédition IODP 309 faisait suite au Leg ODP 206 (*Ocean Drilling Program*) qui avait permis la pénétration du socle basaltique sur 500 m (coulées fluides, pillow lavas, hyaloclastites, coulées massives et rares dykes).

L'objectif de l'Expédition IODP 309 (associée à l'Expédition IODP 312 ayant eu lieu deux mois plus tard) était de compléter le forage déjà effectué durant le Leg ODP 206 et en particulier de forer la transition entre les dykes du complexe filonien et les gabbros de la croûte océanique inférieure. Le forage de ces roches devait permettre de mieux contraindre les processus d'accrétion, la géométrie des réservoirs magmatiques et la relation entre le magmatisme, l'hydrothermalisme et la déformation de la croûte en contexte d'accrétion océanique. L'objectif de ce programme multileg est de forer aussi profond que possible et d'associer au forage des données géophysiques *in situ* (profil de température, porosité, densité, radioactivité, résistivité et microrésistivité, pression, échantillonnage d'eau, mesure magnétique, structure sismique). Ces données devaient fournir une vision continue de la section forée, que ne constitue pas l'échantillonnage à cause du rendement assez faible du forage (les carottes sont généralement incomplètes, les roches les plus fragiles étant perdues). Lors de l'Expédition 309, 38 jours ont été consacrés au forage et au logging. Durant l'Expédition 309, j'ai été intégrée à l'équipe des *Igneous Petrologist*. Notre rôle était de recenser les fragments constituant les carottes, de caractériser les faciès pétrographiques et de décrire toutes les structures magmatiques les caractérisant. Dans un premier temps, l'observation macroscopique des échantillons permettait de reconnaître les contacts magmatiques (bordures vitreuses ou contact intrusif), le grain des roches, leur couleur, les phénocristaux, les xénolites. Pour les fragments les plus intéressants, cette description macroscopique était complétée d'une description au microscope optique : texture, composition modale (comptage de points)...

Les campagnes 309-312 ont parfaitement rempli leur objectif : pour la première fois dans l'histoire des forages océaniques, les gabbros ont été atteints à la suite d'une coupe continue dans la croûte supérieure (Wilson et al., 2006), et ce seulement 10 m en dessous de la profondeur anticipée. Le puits 1256D constitue donc, après le puits 504B, la deuxième coupe de référence de la croûte océanique accrétée aux dorsales rapides :

- Un ensemble effusif (250 à 1004 mspo), dont les 284 m supérieurs, probablement mis en place hors axe, incluent une coulée massive représentant un ancien lac de lave de plus de 70 m d'épaisseur. Des coulées minces ou massives constituent la plus grande partie de la zone inférieure de l'ensemble effusif. Les laves sont affectées par différents types d'altération de basse température.
- Une zone de transition (1004-1061 mspo), caractérisée par des contacts intrusifs, des zones cataclastiques subverticales et une brèche minéralisée en sulfures (pyrite, chalcopyrite, blende, galène).
- Un ensemble intrusif (1061-1406 mspo) avec de nombreux dykes subverticaux à bordures bréchifiées et minéralisées. Les roches sont affectées par une altération hydrothermale dans les conditions du faciès schistes verts.
- Un complexe plutonique (1406-1507 mspo) formé d'un corps gabbroïque supérieur, d'un écran de dykes métamorphisés et d'un corps gabbroïque inférieur.

Objectifs des études menées à bord du *Joides Resolution* puis à terre :

- (i) confirmer la succession lithologique et la structure de la croûte océanique supérieure déduite des études géophysiques et de l'étude des ophiolites :

- (a) estimer les épaisseurs des différentes unités ;
- (b) déterminer si la fracturation, la fissuration et le basculement des sections de croûte exposées au niveau des zones de fracture (e.g. zone de fracture Blanco) résultent des processus d'accrétion à l'axe de la dorsale ou sont liés au contexte d'affleurement ;

- (ii) caractériser les processus ayant lieu dans l'AMC et contraindre les processus d'accrétion de la croûte océanique :
 - (a) comprendre la signification de la zone de faible vitesse sismique (LVZ) imagée par les études sismiques à l'axe des dorsales ;
 - (b) trancher entre les modèles de « *gabbro glacier* » et « *sheeted sills* » en contraignant la nature des gabbros supérieurs ;
 - (c) déterminer les vitesses de refroidissement régnant dans l'AMC par l'étude des zonations des phénocristaux.

- (iii) définir les interactions entre les processus magmatiques et hydrothermaux :
 - (a) définir les échanges de chaleur entre le système magmatique et la croûte océanique supérieure en étudiant la nature et la composition des minéraux d'altération hydrothermale ;
 - (b) contraindre la migration des fluides hydrothermaux au sein de la croûte et la nature de l'altération en profondeur en détaillant la stratigraphie et la chronologie relative de l'altération ;
 - (c) établir le bilan géochimique de l'altération hydrothermale.

- (iv) corréler et calibrer les images sismiques et géophysiques de la structure de la croûte avec des observations géologiques :
 - (a) contraindre l'origine des changements de vitesse sismique au sein de la couche 2 et à la transition couche 2/couche 3 ;
 - (b) tester la corrélation entre le taux d'accrétion et la profondeur de l'AMC ;
 - (c) évaluer la contribution des différentes lithologies de la croûte océanique sur l'intensité des anomalies magnétiques, notamment en caractérisant les propriétés magnétiques des gabbros.

Perspectives :

Les forages océaniques au sein d'une croûte peu tectonisée sont un moyen sûr d'accéder à la variabilité dans le temps des processus magmatiques. Ainsi, grâce aux différents forages ODP/IODP sur le site 1256D a été réalisé un échantillonnage exceptionnel de 472 m de coulées et pillow lavas, mis en place à l'axe. L'étude de cet échantillonnage, parfaitement contraint dans l'espace, offre une occasion exceptionnelle de contraindre une potentielle cyclicité magmatique en contexte d'accrétion océanique. Au travers de cette étude, je propose de me focaliser sur les laves, non ou peu altérées, prélevées au cours de l'expédition IODP 309. Les résultats obtenus seront combinés avec les données précédentes du Leg 206. Deux volets seront traités conjointement afin d'identifier d'éventuelles cyclicités des processus de fusion (taux de fusion et nature de la source mantellique) et de différenciation au sein du réservoir crustal.

Le premier volet prolongera l'étude menée par Mathieu Benoit sur les laves du Leg 206. Elle consistera en l'acquisition de données isotopiques (Sr-Nd, spectromètre de masse Thermo TRITON T1) et d'éléments en trace (ICP-MS Thermo-Element 2) sur les laves échantillonnées au cours de l'Expédition 309. Ces données permettront dans un premier temps d'identifier la nature du manteau (chimie et minéralogie) et de tester des modèles de fusion partielle affectant cette source (modalités, taux et profondeur de fusion). Ceci devrait permettre d'établir dans quelle mesure les processus de fusion gouvernent les variations chimiques observées le long de la colonne de laves forées. Les résultats pourront être comparés à ceux déduits de l'étude d'une coupe transverse à l'axe de la dorsale Centrale Indienne.

Dans le second volet, les analyses d'éléments en trace seront complétées par des analyses d'éléments majeurs sur roche totale (ICP-AES Jobin Yvon). Le but est d'étudier la variation en fonction de la profondeur d'indices de différenciation tels que les teneurs en MgO ou TiO₂ dans les laves, afin d'identifier des cycles de réalimentation du réservoir magmatique. L'analyse des compositions en éléments majeurs des phases minérales (Microsonde électronique Cameca SX50) permettra de corréler ces cycles avec d'éventuels indices minéralogiques de mélange magmatique (zonation des plagioclases, déséquilibre minéral/roche hôte). De plus, une étude détaillée des teneurs en MgO au sein des plagioclases devrait permettre d'établir si des phases fluides interviennent au cours de la différenciation. Une fois les cycles magmatiques établis, les concentrations en éléments incompatibles dans les laves seront utilisées comme paramètre d'entrée du modèle de réalimentation cyclique du réservoir proposé par Rannou et al. (2006). Le site 1256D est en effet propice à l'utilisation d'un tel modèle, les nombreuses études sur ce site permettant d'évaluer de façon précise un certain nombre de paramètres géologiques nécessaires à l'application du modèle. Par ce type d'approche, il devrait être possible d'aboutir à une estimation fine de paramètres tels que la composition du magma de réalimentation et la période des cycles magmatiques. Les résultats pourront être comparés avec ceux obtenus sur les laves de la dorsale rapide EPR entre 17 et 19°S (Rannou et al., 2006) et de la dorsale intermédiaire Juan de Fuca afin d'établir quelle est l'influence du taux d'accrétion sur la période des cycles magmatiques.

7961-7993.

Naar, D.F., F. Martinez, R.N. Hey, I.T.B. Reed, and S. Stein, 1991. Pito Rift: How a large-offset rift propagates, *Marine Geophysical Researches*, 13, 287-309.

Searle, R.C., R.I. Rusby, J. Engeln, R.N. Hey, J. Zukin, P.M. Hunter, T.P. LeBas, H.-J. Hoffman, and R. Livermore, 1989. Comprehensive sonar imaging of the Easter microplate,

Nature, 341, 701-705.

Stewart, M.A., J.A. Karson, and E.M. Klein, 2005. Four-dimensional upper crustal construction at fast-spreading mid-ocean ridges: A perspective from an upper crustal cross-section at the Hess Deep Rift, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144, 287-309.

The Hard Yards: Deep basement drilling of an in situ section of oceanic crust formed at a superfast spreading rate. Recent results from IODP Expedition 309 to Hole 1256D, Eastern Equatorial Pacific.

D.A.H. Teagle¹, N.R. Banerjee² and the Expedition 309 Shipboard Scientific Party

Integrated Ocean Drilling Program (IODP) Expedition 309, "Superfast Spreading Rate Crust 2," successfully deepened Ocean Drilling Program (ODP) Hole 1256D (6.736°N, 91.934°W) by 503 m to a total depth of 1255.1 meters below seafloor (mbsf) or 1005.1 meters subbasement (Expedition 309 Scientists, 2005). The average rate of core recovery for the expedition was 36%. Much higher rates of recovery were experienced in the lowermost section of the hole (~70% average below 1200 mbsf). At the end of Expedition 309, Hole 1256D had penetrated more than 800 m of extrusive lavas and entered a region dominated by intrusive rocks. Hole 1256D is now the fourth deepest hole drilled into oceanic basement since the inception of scientific ocean drilling in 1968 and the second deepest penetration into in situ ocean crust behind ODP Hole 504B. At 1255 mbsf, Hole 1256D is tantalizingly close to the predicted minimum depth estimated for the frozen axial magma chambers (1275 mbsf). Following the completion of a comprehensive wireline logging program, the hole was successfully exited and left clear of equipment with only minor unconsolidated fill at the bottom of the hole. Hole 1256D is in excellent condition and ready for further deepening.

Expedition 309 is the second scientific ocean drilling cruise in a multiphase mission to Site 1256 designed to recover, for the first time, a complete section of the upper oceanic crust from extrusive lavas down through the dikes and into the uppermost gabbros. Hole 1256D in the eastern equatorial Pacific (Figure 1a) was initiated during ODP Leg 206 and is drilled into 15-Ma crust that formed at the East Pacific Rise during a period of superfast spreading (>200 mm/a). This site was chosen to exploit the inverse relationship observed from seismic experiments between spreading rate and the depth to axial low velocity zones (Figure 1b), thought to be magma chambers now frozen as gabbros. Hole 1256D is the first basement borehole prepared with the infrastructure desirable for drilling a moderately deep (~1.5–2 km) hole into the oceanic crust (Wilson, Teagle, Acton et al., 2003; Teagle et al., 2004).

Description of cores recovered during Expedition 309 coupled with Leg 206 observations have led to a preliminary subdivision of the upper oceanic crust at Site 1256 (Figure 2). The uppermost basement consists of a massive ponded lava flow >74 m thick. The lava pond (250–350 mbsf) overlies an interval of massive sheet and pillow flows with flow inflation structures (350–534 mbsf)

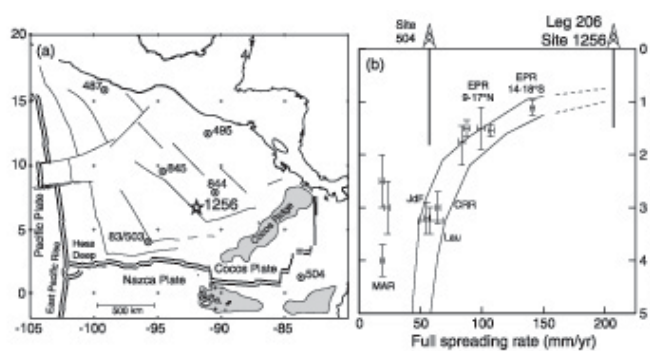


Figure 1
(a) Age map of the Cocos plate, with isochrons at 5-Myr intervals based on magnetic anomaly identifications. Selected DSDP and ODP sites that reached basement are indicated by circles. Location of ODP Site 1256 initiated during Leg 206 is shown with a star. The wide spacing of the 10 and 20-Myr isochrons to the south reflects the extremely fast (200 to 220 mm/yr) full spreading rate. (b) Depth to axial low velocity zone plotted against spreading rate modified from Purdy et al. [1992] and Carbotte et al. [1997]. Depth versus rate predictions from two models of Phipps Morgan and Chen [1993] are shown, extrapolated subjectively to 200 mm/yr. Abbreviations are: MAR, Mid-Atlantic Ridge; EPR, East Pacific Rise; JdF, Juan de Fuca Ridge; Lau, Valu Fa Ridge; CRR, Costa Rica Rift.

¹School of Ocean and Earth Science, National Oceanography Centre, University of Southampton, Southampton, UK, SO14 3ZH (dat@noc.soton.ac.uk; 44-23-8059-2723; fax 44-23-8059-3052); ²Integrated Ocean Drilling Program, Texas A & M University, 1000 Discovery Drive, College Station, TX, USA, 77845 (banerjee@iodp.tamu.edu; 979-845-0506; fax 979-845-0876).

INTERNATIONAL RESEARCH

INTERRIDGE NEWS

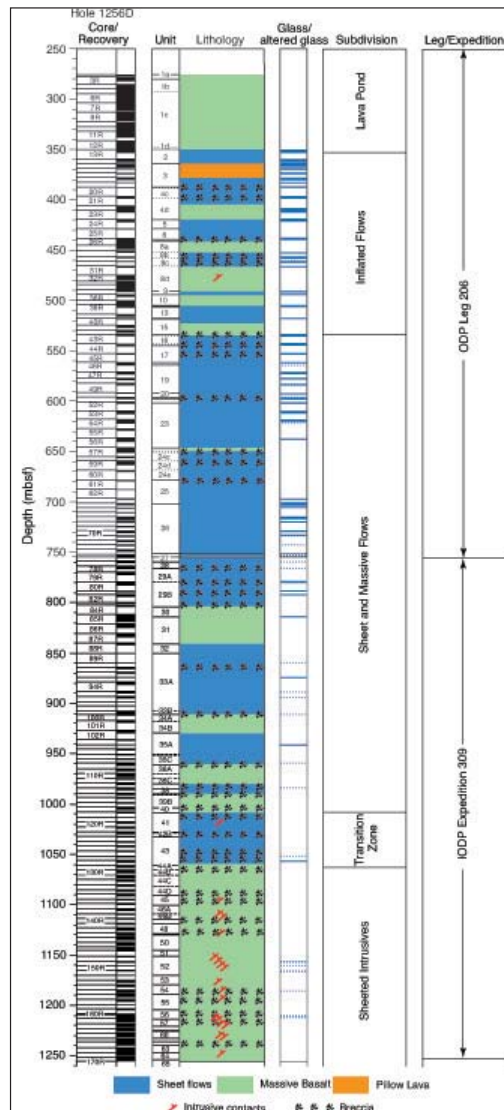


Figure 2
Simplified igneous stratigraphy of Hole 1256D drilled on ODP Leg 206 and IODP Expedition 309 showing the dominant rock types and the preliminary subdivisions of the upper crust at this site.

that suggest eruption onto a subhorizontal surface. The great thickness of the massive ponded lava required significant topography to pool the lavas, and the distinctive textures of the inflated flows suggest that these two 284 m thick lava groups formed off axis. Sheet and massive flows (534–1004 mbsf) make up the majority of the extrusive sequence in Hole 1256D. Cryptocrystalline to microcrystalline sheet flows, tens of centimeters to <3 m thick, commonly with glassy subhorizontal margins, are the dominant lava morphology. Massive fine-grained lavas become more abundant with depth. The lithologic transition zone (1004–1061 mbsf) is marked by the presence of a cataclastic massive unit with subvertically oriented cryptocrystalline basalt clasts hosted by highly altered, incipiently brecciated fine-grained basalt,

crosscut by numerous fine veins and cataclastic stringers. The first subvertical intrusive contact recovered during Expedition 309 occurs at 1018 mbsf. Subvertical fracture sets possibly indicative of diking into the host rocks nearby Hole 1256D are common from ~900 mbsf. Dike chilled margins become more common downhole but extrusive textures and vesicles are still encountered down to 1061 mbsf. Breccias of various styles are common in the transition zone, including a spectacular mineralized volcanic breccia (~1028 mbsf) with hyaloclastite and basaltic clasts cemented by sulfides and subgreenschist facies minerals (Figure 3a).

A distinct change from sheet flows to massive basalts at ~1060 mbsf defines the upper boundary to the sheeted intrusives. Extrusive rocks could be present below this level, but evidence for eruption remains ambiguous. The massive basalts are most commonly aphyric and nonvesicular. Fine-grained rocks have holocrystalline or doleritic groundmass textures. Further downhole in Hole 1256D, subvertical intrusive dike contacts are common. Massive basalts are the dominant rock type in the sheeted intrusives but whether they represent dikes or sub-volcanic sills remains unproven. An unambiguous subvertical contact that grades continuously from a glassy chilled margin to microcrystalline then fine-grained massive basalt has so far eluded recovery.

The overall mineralogical and geochemical characteristics of basement drilled during Expedition 309 are similar to the cores from Leg 206 although there are some important differences. Phenocrysts are much less abundant in the Expedition 309 cores than Leg 206 cores with >80 % aphyric basalts (Leg 206 = <40 %). Olivine was the dominant phenocryst phase in the cores drilled during Leg 206 but plagioclase phenocrysts are more common in the lower 500 m of basement. The basalts show evidence



Figure 3
(a) Example of the mineralized volcanic breccia characterized by variably altered clasts of hyaloclastite in a sulfide matrix (interval 309-1256D, 122R-1, 29–51 cm). (b) Sulfide impregnated dike margin breccia (interval 309-1256D-140R-1, 42–58 cm).

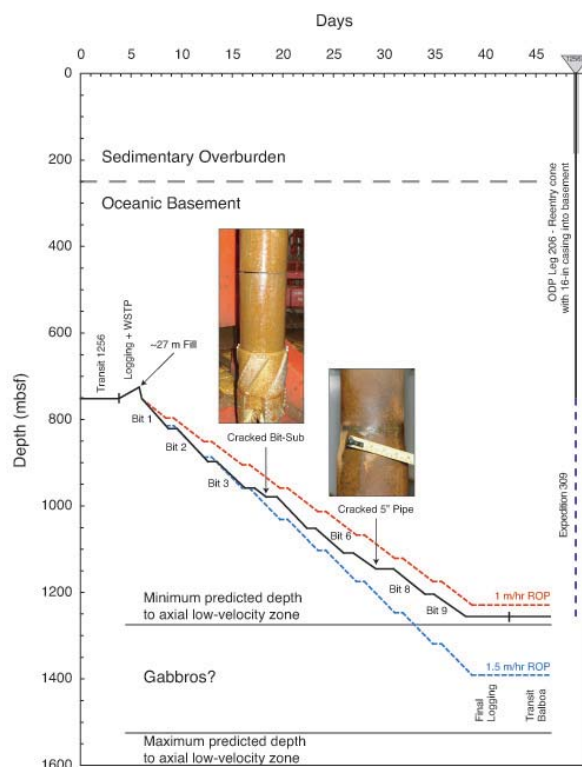


Figure 4
Drilling progress in Hole 1256D on IODP Expedition 309. The solid black line shows the actual drilling progress versus time and is compared to pre-cruise estimates of progress based on rates of penetration (ROP) of 1 and 1.5 m/hr with 54 hours rotation time per bit. Bit changes and drill string withdrawals because of equipment damage are indicated. The minimum and maximum predicted depth to gabbros is also shown.

for fractionation and replenishment downhole and trace element concentrations are within one standard deviation of average East Pacific Rise MORB, albeit on the relatively trace element depleted side.

Hole 1256D is the second drill hole to penetrate the transition from low-temperature alteration to high-temperature hydrothermal alteration in a continuous section of oceanic crust. Prior to Expedition 309, this transition had only been described in Hole 504B. Rocks that reacted with seawater at low temperatures are present down to ~965 mbsf. Black, brown, and mixed halos related to veins filled by saponite, celadonite, and iron oxyhydroxides are common in rocks from 752 to 918 mbsf. From 918 to 964 mbsf dark gray background alteration with abundant saponite and pyrite is ubiquitous.

From 964 to 1028 mbsf there is a transition in alteration characterized by the presence of pyrite-rich alteration halos and mixed-layered chlorite/smectite instead of pure saponite. Anhydrite is common from this depth to the bottom of the hole. Below ~1028 mbsf the transition to hydrothermal conditions is complete with the presence of the mineralized volcanic breccia and the first occurrences of actinolite, prehnite, titanite, and epidote. These

minerals are indicative of hydrothermal alteration under subgreenschist to greenschist facies conditions. In this part of the crust, green-gray vein halos and patches are common, with 10% – 100% chlorite, actinolite, titanite, albite, pyrite (\pm minor quartz, chalcopyrite, and prehnite) replacing plagioclase and clinopyroxene and filling interstitial spaces.

The rocks at Site 1256D are less altered compared to most other basement sites (e.g., ODP Sites 417 and 418, ODP Holes 504B and 896A). Hole 1256D contains a much smaller proportion of alteration halos within the extrusive lavas, compared to Holes 504B and 896A, and the amount of calcite within Hole 1256D is very low compared to other basement penetrations. Although pyrite is abundant in the Expedition 309 cores, the black smoker fluid-derived quartz-epidote-chalcopyrite stockwork mineralization present in Hole 504B has not been penetrated in the transition from extrusive to intrusive rocks. Instead, the mineralized volcanic breccia with altered hyaloclastite fragments supported in a sulfide cement is the most sulfide-rich interval (Figure 3a). Anhydrite, which is sparse in Hole 504B, is abundant at Site 1256.

The basalts recovered during Expedition 309 predominantly exhibit brittle structures with rare brittle-ductile structures. Veins, vein networks, cataclastic zones, shear veins, microfaults, and breccia represent the main structural features. In the sheet and massive flows, structures and fracturing are heterogeneously partitioned and are most intensely developed at the top of the massive flows. Vertical sets of veins, cataclastic zones, and shear veins are present in massive units, whereas breccias are more common in sheet flows. Vertical vein sets become more common below ~900 mbsf. Most structures are related to the cooling of lava and are represented by curved, radial, Y-shaped, and irregular veins filled with secondary minerals.

Below ~1004 mbsf, numerous chilled margins were recovered and these contacts are increasingly common with depth. Where such contacts are subvertical, they are interpreted as dike margins. Chilled margins range from lobate and inter-fingered to sharp. Many chilled dike margins are associated with, or highly disrupted by, diffuse veining and brecciation (Figure 3b). Multiple dikes and banded dikes also occur. The true dips of the chilled margins range from 50° to 90° with a mode at ~70°–75°. The sheeted intrusives are also characterized by the first occurrence of systematic conjugate veins.

All rocks in Hole 1256D have been subjected to an intense drilling overprint. Rocks from the bottom of Hole 1256D have higher coercivities and there is an apparent increase in the quality of data from 970–1030 mbsf. Because of the equatorial paleolatitude of the site, polarity remains ambiguous until absolute declinations can be obtained.

INTERNATIONAL RESEARCH

INTERRIDGE NEWS

The generally positive inclinations measured are not what are expected for the low paleolatitude. The most likely explanation is that a significant portion of the drilling overprint remains on nearly all of the samples. Magnetic intensities show a recurrent concave pattern with relatively high intensities at the upper and lower boundaries of igneous cooling units and lower intensities in the unit interiors suggesting an average thickness of $\sim 1.0 \pm 0.5$ m for most cooling units.

P-wave velocities of Expedition 309 basalts range from 4.8 to 6.1 km/s, with an average of 5.5 ± 0.3 km/s, similar to velocities estimated from regional seismic reflection data. Below 752 mbsf, the average V_p increases ~ 0.05 km/s for each 50 m downhole to ~ 6.1 km/s at 1240 mbsf. Average V_p is slightly higher below 1060 mbsf (5.8 ± 0.1 km/s) than above (5.4 ± 0.3 km/s). Porosities range from 2% to 14% (average = 4%). Porosity in the massive units decreases from $4\% \pm 1\%$ above 1060 mbsf to $2\% \pm 1\%$ below this level. The average thermal conductivity in the sheet and massive flows is 1.8 ± 0.2 W/m·K, but there is a significant increase in thermal conductivity starting in the transition zone and a distinct step-like increase to 2.1 ± 0.1 W/m·K at the top of the sheeted intrusives.

Following the completion of drilling in Hole 1256D, a complete suite of geophysical wireline logs was collected. Caliper readings from both the triple combo and FMS-sonic tool strings show generally good borehole conditions with a diameter typically between 11 and 14 inches. Comparison of the pre- and post drilling hole caliper measurements in the upper 500 m of basement shows an enlargement of Hole 1256D due to drilling, with a number of quite strongly eroded intervals. The borehole deviation measured at 1200 mbsf is 4.3° . Preliminary analyses of downhole geophysical measurements and images show a high degree of variation, reflecting different basement lithologies. A number of petrophysical intervals can be distinguished that closely match the subdivisions developed from core observations. Preliminary interpretation of FMS and UBI images indicate that subvertical dike margins in the sheeted intrusives have true dips towards the northeast, consistent with slight tilting of the lavas toward the paleoridge axis.

Expedition 309 (July–August 2005) will be followed closely by IODP Expedition 312 (November–December 2005). Despite our grueling pace of advance (15 m/day), progress with deepening Hole 1256D has been steady (Figure 4). Optimistically anticipating the same benign drilling conditions, good fortune, and assured of highly astute rig floor operations, Expedition 312, with more than 30 days of drilling operations, is set to deepen Hole 1256D by a further 500 m, well beyond the depths where geophysical interpretations predict gabbros to occur.

Acknowledgements

The Shipboard Scientific Party (Figure 5) would like

to thank all the Expedition 309 participants for their efforts in making this expedition a highly successful scientific endeavor and an enjoyable experience. We thank Captain Alex Simpson, Drilling Superintendent Wayne Malone, the officers, and the crew of the JOIDES Resolution for all of their efforts. The IODP technical staff provided top-notch assistance throughout the cruise. Due to the superb work of the entire Transocean rig floor crew Hole 1256D is open to depth, free of junk, and ready for deepening on Expedition 312. This research used samples and data provided by the Integrated Ocean Drilling Program (IODP). IODP is managed by IODP Management International (IODP-MI), Inc.

References

- Carbotte, S., C. Mutter, J. Mutter, and G. Ponce-Correa, 1997. Influence of magma supply and spreading rate on crustal magma bodies and emplacement of the extrusive layer: insights from the East Pacific Rise at lat 16° N. *Geology*, 26:455–458.
- Expedition 309 Scientists, 2005. A complete in situ section of upper oceanic crust formed at a superfast spreading rate. IODP Preliminary Report, 309. Available from World Wide Web: <<http://www.iodp.tamu.edu/publications/PR.html>>.
- Phipps Morgan, J., and Y.J. Chen, 1993. The genesis of oceanic crust: magma injection, hydrothermal circulation, and crustal flow. *J. Geophys. Res.*, 98:6283–6297.
- Purdy, G.M., L.S.L. Kong, G.L. Christeson, and S.C. Solomon, 1992. Relationship between spreading rate and the seismic structure of mid-ocean ridges. *Nature* (London, U. K.), 355:815–872.
- Teagle, D.A.H., D.S. Wilson, G.D. Acton, 2004, The "Road to the MoHole" Four Decades On: Deep Drilling at Site 1256. *EOS Transactions AGU*, Vol. 85, No. 49, December 7, Pages 521, 530-531.
- Wilson, D.S., D.A.H. Teagle, G.D. Acton, et al., 2003. Proc. ODP, Init. Repts., 206 [Online]. Available from World Wide Web: <http://www.odp.tamu.edu/publications/206_IR/206ir.htm>.



Figure 5: The Expedition 309 Shipboard Scientific Party: Neil Banerjee, Akram Belghoul, Carole Cordier, Laura Crispini, Florence Einaudi, Laura Galli, Yongjun Gao, Alan Gelatt, Jörg Geldmacher, Lisa Gilbert, Emilio Herrero-Bervera, Sara Holter, Christine Laverne, Haroldo Lledo, Sedelia Durand, Tetsuya Sakuyama, Takashi Sano, Christopher Smith-Duque, Paola Tartarotti, Damon Teagle, Masako Tominaga, Susumu Umino, Andres Veloso, and Douglas Wilson.



Une chambre magmatique fossile, intacte, sous la croûte océanique est atteinte et échantillonnée par un forage océanique, une première scientifique

Un vieux rêve des pétrologues enfin réalisé !

[03-05-2006]

Dans l'Océan Pacifique, à environ 800 km à l'Ouest du Costa Rica, une équipe internationale à bord du Navire océanographique Joides Resolution a, pour la première fois, atteint par forage la couche des gabbros, roches cristallines noires qui constituent la croûte océanique profonde. La campagne s'est déroulée dans le cadre du programme international IODP (International Ocean Drilling Program). Les chercheurs, parmi lesquels cinq français⁽¹⁾, ont pu échantillonner les roches d'une chambre magmatique fossile située à 1,4 kilomètre sous le plancher océanique, après avoir traversé l'intégralité de la couche de roches volcaniques (basaltes océaniques) qui la recouvre. Pour la première fois, les scientifiques ont entre les mains une section complète de la partie supérieure de la croûte océanique. Cet objectif était poursuivi depuis plus de quarante ans, et ce pas important franchi aidera à répondre à la question essentielle : "comment se forme la croûte océanique nouvelle ?"



Fig. 1. Échantillons IODP 312. Premiers échantillons remontés de la croûte océanique de l'Océan Pacifique
© 2003-2006 IODP-USIO



Première tête de forage utilisée lors de la campagne.
© 2003-2006 IODP-USIO

La formation de la croûte océanique est un processus clé de la tectonique des plaques qui remodèle la surface de la Terre, construit des montagnes, provoque des tremblements de terre et des éruptions volcaniques. Le projet MoHole, lancé en 1950, avait pour objectif de forer toute la croûte océanique, traverser le MOHO (limite entre la croûte et le manteau), et atteindre et échantillonner le manteau terrestre. Objectif ultime qui reste à atteindre.

Disposer d'échantillons d'une chambre magmatique fossile va permettre de comparer sa composition avec celle des laves qui la recouvrent. On pourra comprendre si la croûte océanique, qui est épaisse de 6 à 7 kilomètres, s'est formée à partir d'une seule chambre magmatique haut perchée ou par l'empilement d'une série de lentilles magmatiques. La taille et la géométrie de ces lentilles affectent non seulement la composition et la structure thermique de la croûte océanique, mais aussi la vigueur de la circulation hydrothermale de l'eau de mer au travers de la croûte. De tels systèmes conduisent à la formation des spectaculaires fumeurs noirs qui sont les analogues

modernes des anciens dépôts de cuivre et qui accueillent les oasis de vie des grands fonds.

Pour James Allen, le directeur du programme IODP à la National Science Foundation (USA), programme fondé en partenariat avec le Japon, les résultats de cette expédition, au cœur de la croûte de l'Océan Pacifique, confirment les idées reposant sur l'interprétation des données de sismologie sur la manière dont la croûte océanique est formée dans un contexte d'expansion rapide. Ils précisent notre compréhension de la relation entre la vitesse de propagation des ondes sismiques et la composition des roches de la croûte et ouvrent une nouvelle perspective pour explorer l'origine de la croûte océanique inférieure.

Les théories géophysiques ont depuis longtemps postulé que c'est le refroidissement de chambres magmatiques qui ont produit ces roches grenues noires que sont les gabbros, communément utilisées en marbrerie. Bien que les gabbros aient été échantillonnés ailleurs dans les océans, remontés près de la surface par des failles et des mouvements tectoniques, c'est la première fois qu'ils sont récoltés in situ, dans une croûte océanique intacte.

Selon les géophysiciens de l'expédition, forer ce puits profond dans le Pacifique est une rare opportunité pour calibrer des mesures géophysiques telles que les temps de parcours sismiques ou le champ magnétique terrestre, par des observations directes des roches réelles.

Le choix du site de forage a été crucial pour la réussite de la mission. L'équipe de projet avait repéré, grâce aux données magnétiques, une région vieille de 15 millions d'années dans le Pacifique, formée alors que la dorsale Est-Pacifique avait un taux d'expansion extrêmement rapide (supérieur à 200 millimètres par an), plus rapide qu'aucune dorsale océanique actuelle. Une compilation des données géophysique permettait de prédire que, dans ce contexte, les chambres magmatiques devaient être les plus proches de la surface de la Terre actuelle et donc nécessiter des forages moins profonds pour atteindre les gabbros. Cette théorie s'est avérée juste.

Après trois ans de recherche et de multiples missions sur le site en question, le puits de forage qui a pénétré la chambre magmatique est profond de plus de 1500 mètres. Il a fallu cinq mois en mer pour le réaliser et utiliser, jusqu'à l'usure complète, 25 trépans d'acier et de tungsten avant que le travail scientifique puisse être achevé. Les roches situées juste au-dessus de la chambre magmatique fossile étaient extrêmement dures car elles s'étaient formées par trempage du magma sous-jacent, comme de l'acier trempé.

Ce forage est particulièrement intéressant pour la communauté française car un grand nombre d'idées sur le fonctionnement des chambres magmatiques aux dorsales océaniques se sont appuyées sur les travaux réalisés par des équipes françaises sur l'ophiolite d'Oman qui n'est rien d'autre qu'un fragment de croûte océanique mise en place sur le continent. La comparaison avec ces nouvelles données provenant de la croûte océanique in-situ devrait être particulièrement fructueuse.

Pour en savoir plus :

Site de l'expédition (<http://iodp.tamu.edu/scienceops/expeditions/exp312.html>)

Note(s)

1. Participants français aux campagnes (2061, 3092 et 3123) sur le puits 1256D
 - o A. Belghoul (Mesures en forage), Laboratoire de Tectonophysique. CNRS-Université de Montpellier
 - o J. Carlut (Paléomagnétisme), Laboratoire de géologie de l'ENS Paris - Unité du CNRS
 - o C. Cordier (Pétrographie magmatique), Domaine Océanique CNRS-Université de Bretagne Occidentale
 - o F. Einaudi (Mesures en forage), Laboratoire de Tectonophysique. CNRS-Université de Montpellier II
 - o C. Laverne (Pétrographie métamorphique), Université Paul Cézanne Aix-Marseille III

Actualités

SUR LA ROUTE DU MOHO

Avec l'arrivée des gabbros sur le pont du Joides Resolution le 13 décembre dernier, au cours de l'expédition 312, l'année 2005 et la première phase du programme IODP ont fini en beauté. C'était, par ailleurs, la dernière expédition du navire JOIDES Resolution avec lequel le projet ODP s'est déployé depuis 1985. Certes, les gabbros avaient déjà été forés profondément, notamment dans l'océan Indien avec le célèbre forage 735B, ainsi que dans l'Atlantique (forage U1309D), mais ces gabbros affleuraient directement en fond de mer à la faveur de fenêtres tectoniques. Par contre, jamais les gabbros n'avaient été atteints dans une croûte "tranquille", loin des zones de fracture et selon une séquence imaginée il y a plus de 30 ans, lors de la *Penrose Conference*.

Du projet Mohole au programme DSDP

L'aventure a commencé en 1957, avec le projet "Mohole" qui avait pour but d'atteindre, par forage dans l'océan, le manteau de la Terre sous environ 6 km de croûte océanique. Après une tentative qui échoua en 1961 après avoir récupéré seulement 14 m de basaltes au large du Mexique (près de l'île de Guadalupe), le projet se trouva, dans les années suivantes, en concurrence budgétaire directe avec le programme Apollo auquel on donna la priorité. Ceci explique peut-être que l'on connaît aujourd'hui mieux la surface de la Lune ou de Mars que le fond des océans.

Quelques années plus tard (1968), avec l'avènement de la tectonique des plaques, un programme de forage scientifique du plancher océanique fut lancé, à la fois pour vérifier cette théorie, mais aussi atteindre le Moho. Suite à la *Penrose conference* de 1972, cet objectif se transforma, et on chercha alors à forer une section complète de croûte océanique présentant la succession "théorique". Cette séquence comprend le complexe effusif (laves, brèches), le complexe intrusif (filons) et l'ensemble plutonique (gabbros, représentant la chambre magmatique refroidie). L'obtention d'une telle coupe est en effet essentielle à la compréhension du fonctionnement des zones d'accrétion océanique et du jeu interconnecté

des processus magmatiques, hydrothermaux et tectoniques, ainsi qu'au calage des données géophysiques. Ainsi, les enseignements à glaner sur la route du Moho sont tout aussi importants que le fait de l'atteindre.

1968-2003 : DSDP, IPOD, ODP, et seulement l'amorce d'une coupe de référence

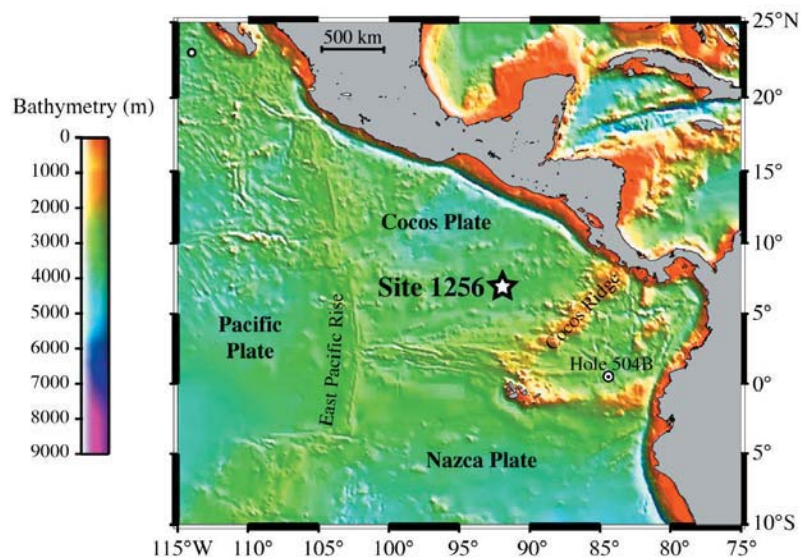
Depuis la mise en route du programme DSDP, plusieurs structures et navires de recherche internationaux se sont succédés et, au cours des trente cinq dernières années, l'augmentation progressive du nombre d'objectifs scientifiques et les difficultés techniques n'ont permis qu'un échantillonnage partiel de la croûte océanique. Le forage 504B (sur le flanc sud de la dorsale du Costa Rica, à taux d'expansion intermédiaire) était jusqu'à présent le seul forage à avoir traversé l'ensemble effusif et la majeure partie du complexe filonien (Géochronique n°2, 43, 47 ; Agrinier et al., 1993). La transition complexe filonien/gabbros n'avait cependant jamais été atteinte en forage (fig.). La limite entre couches sismiques 2 et 3 n'avait été forée que dans le forage 504B, où elle correspond à une variation très progressive du type d'altération hydrothermale dans le complexe filonien. Le forage 504B avait été abandonné définitivement en 1993, après la campagne ODP 148 en atteignant une zone de failles à la base du complexe filonien. En outre, le 504B n'avait pas été équipé initialement pour pénétrer profondément dans la croûte océanique ; il ne comportait pas en

effet de tubage, parce qu'on n'aurait jamais imaginé, à l'époque, que ce forage atteindrait une telle profondeur. L'absence de tubage avait de fait scellé la destinée du forage 504B qu'il n'était pas possible de prolonger après avoir foré quelques 1 800 m dans le socle océanique. Ce forage, qui reste à ce jour le plus profond dans la croûte océanique, a fait l'objet d'un grand nombre d'études pluridisciplinaires qui ont fait progresser notre compréhension du fonctionnement des dorsales océaniques de façon significative. Toutefois, extrapoler les résultats du forage 504B à l'ensemble de la croûte océanique serait abusif du fait de son unicité. D'où la nécessité de forer au moins une autre coupe de la croûte océanique, qui complète la première et à laquelle elle puisse être comparée.

Le choix du site 1256 dans le Pacifique oriental

D'après les modèles géophysiques, la profondeur de la zone axiale à faible vitesse sismique, zone correspondant au toit de la chambre magmatique, est d'autant plus faible que la vitesse d'expansion de la ride est plus importante. Pour offrir des gabbros à relativement faible profondeur, il fut proposé de forer la plaque Cocos, dans une zone où elle s'est formée il y a 15 Ma, alors que la ride est-pacifique fonctionnait en contexte ultrarapide (20 - 22 cm/an ; Wilson, 1996).

Localisation du forage 1256D (modifiée d'après Shipboard Scientific Party, 2003)



Actualités

Expéditions 206 et 309 : les premiers résultats

La première étape du forage 1256D (6,736°N, 91,934°W) a été réalisée lors de la campagne ODP 206 (novembre 2002-janvier 2003 ; Shipboard Scientific Party, 2003). Le forage fut approfondi lors de l'expédition IODP 309 (juillet-août 2005) à l'issue de laquelle il atteignait la profondeur de 1 255 msfo (mètres sous le fond de l'océan), après avoir traversé successivement (fig.) :

- un ensemble effusif (250 à 1 004 msfo), dont les 284 m supérieurs, probablement mis en place hors-axe, incluent une coulée massive représentant un ancien lac de lave de plus de 70 m d'épaisseur. Des coulées minces ou massives constituent la plus grande partie de l'ensemble effusif, de 534 à 1 004 msfo. Ces laves sont affectées par les différents types d'altération de basse température observés classiquement dans la croûte océanique (Shipboard Scientific Party, 2003) ;

- une zone de transition (1 004-1 061 msfo), caractérisée par des contacts intrusifs, des zones cataclastiques subverticales et une brèche minéralisée en sulfures (pyrite, chalcopyrite, blende, galène) ;

- un ensemble intrusif (1 061-1 255 msfo) avec de nombreux dykes subverticaux à bordures bréchifiées et minéralisées, ensemble affecté par une altération hydrothermale dans les conditions du faciès schistes verts.

Ainsi, pour la seconde fois dans l'histoire des forages océaniques, la transition ensemble effusif/ complexe filonien et la transition altérations de basse température/ altération hydrothermale avaient-elles été forées. À l'issue de l'expédition 309, à la fin de l'été 2005, le forage 1256D avait été laissé en parfait état, permettant son approfondissement.

Expédition 312 : enfin les gabbros !

Deux mois plus tard, l'aventure continuait avec l'expédition IODP 312 (novembre-décembre 2005) au cours de laquelle il était prévu de forer 500 m supplémentaires, et donc de dépasser la profondeur (entre 1 275 et 1 525 m) à laquelle les géophysiciens prédisaient la présence des gabbros, trace fossile de la chambre magmatique axiale (fig.). Mais forer sous 3 635 m d'eau n'est pas chose facile et reste un exploit

technologique. Avec ses contacts subverticaux, ses fractures horizontales et ses roches particulièrement dures, le complexe filonien du forage 1256D s'est révélé difficile à forer et à carotter. Par exemple, et à deux reprises, les foreurs ont évité le pire en détectant suffisamment tôt la présence d'une fente dans l'assemblage de fond de puits. Ceci a permis d'éviter de perdre une partie des outils de forage en fond de forage, ce qui l'aurait condamné presque certainement. Plus tard, la tentative d'utiliser des cônes à dents plus agressives s'est révélée infructueuse et même très risquée. La faible vitesse d'avancement (0,5 m/h au lieu de 1 m/h dans les laves surincombantes) et le mauvais taux de récupération (0-10%) avaient un petit goût de déjà-vu dans le forage 504B. Toutefois, comme le faisait remarquer David Christie, professeur de pétrologie à l'université de Eugene (Oregon), devant la mine déconfitée de certains jeunes scientifiques : "ces rares petits morceaux de dykes sont comme un peu d'excellent vin au fond d'un verre : rare, mais riche en enseignements".

Et puis, le 13 décembre, après s'être annoncée par une vitesse de pénétration plus élevée (1,10 m/h) et un petit morceau de contact dyke-gabbro dans la carotte 213, la carotte 214 est déposée sur le pont du Joides Resolution,

avec ses 3,33 m de gabbros gigotants, sous les hourrah en toutes langues, les claques dans le dos et les larges sourires de tous les témoins de cette pêche miraculeuse (fig.). Ainsi, pour la première fois dans l'histoire des forages océaniques, les gabbros avaient été atteints à la suite d'une coupe continue, et ce à 1 407 msfo, c'est-à-dire dans la fourchette de profondeur prédite par la géophysique (fig.).

Cet ensemble plutonique est constitué d'un corps gabbroïque supérieur intrudant le complexe filonien à 1 406,60 msfo et séparé d'un corps gabbroïque inférieur par un intervalle de dykes métamorphisés situé à 1 483-1 507,10 msfo. Les gabbros, à grain fin ou grossier, présentent plusieurs variétés (gabbros s.s., gabbros à oxydes, gabbronorites) auxquelles s'ajoutent des diorites quartziques. La base du forage est constituée par une gabbronorite recoupée par un dyke. Les propriétés physiques changent de part et d'autre du contact dykes/gabbros : la porosité augmente, la vitesse sismique et la densité diminuent.

Les dykes supérieurs (<1 255 msfo) ont subi une altération hydrothermale dans les conditions du faciès schistes verts. L'actinote devient abondante en dessous de 1 300 msfo, tandis que hornblende et plagioclase calcique secondaire (faciès amphibolite) sont présents en des-



Scientifiques heureux devant les carottes de gabbros : J. Alt, U.S.A, chef de mission de la campagne 312 ; D. Teagle, Grande Bretagne, chef de mission des campagnes 206 et 309 ; S. Miashita, Japon, chef de mission de la campagne 312 ; D. Wilson, U.S.A, chef de mission de la campagne 206.

Actualités

sous de 1 350 msfo, ce qui reflète un gradient thermique très fort dans les dykes. Dans les 50 m les plus profonds occupés par les dykes et dans l'intervalle de dykes situés dans les gabbros, on observe, en plus de l'altération hydrothermale, un assemblage métamorphique anhydre de haute température (faciès amphibolite supérieur ou granulite), conséquence probable de l'intrusion des gabbros. Les dykes inférieurs et les gabbros sont des roches complexes, où la part des processus magmatiques et métamorphiques devra être décryptée et comparée à ce que l'on connaît dans les ophiolites bien préservées. En effet, le fonctionnement de l'interface chambre magmatique/fluides hydrothermaux n'est encore que partiellement compris.

Un ensemble de mesures et d'images géophysiques ont été réalisées dans le forage après les opérations de forage. L'analyse préliminaire de ces données montre de grandes variations, qui reflètent la lithologie, la fracturation et le degré d'altération. Certains intervalles pétro-physiques correspondent parfaitement aux subdivisions basées sur l'observation des carottes.

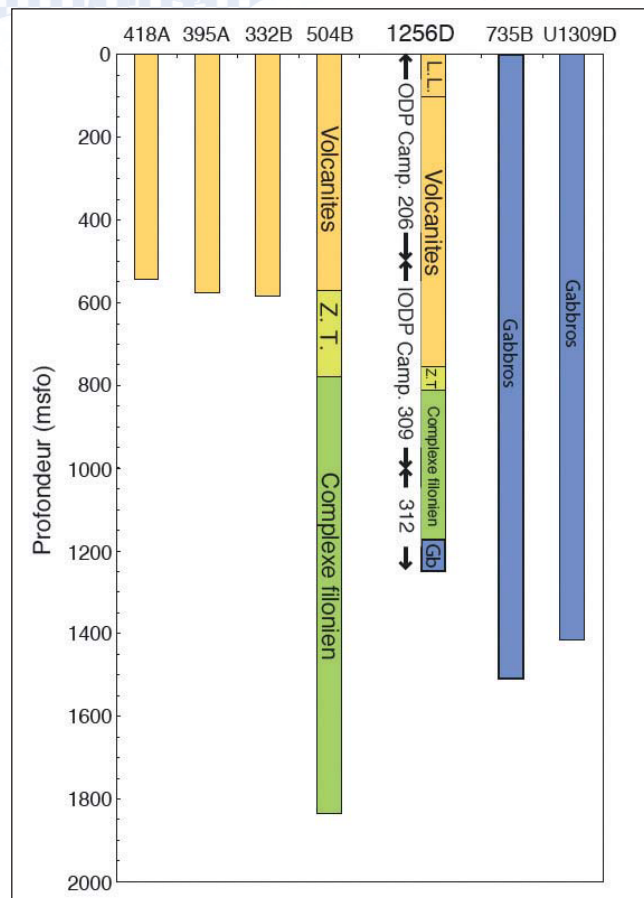
Poursuivre la quête du Moho

En résumé, le forage 1256D comporte actuellement 754 m de roches extrusives, 57 m d'une zone de transition laves/filons), 345 m de complexe filonien et 101 m de roches plutoniques, soit une pénétration totale de 1 257 m dans le socle (fig.). Les équipes scientifiques des campagnes 206, 309 et 312 disposent d'atouts majeurs (unies, enthousiastes, internationales et pluridisciplinaires...) pour exploiter les carottes et les profils géophysiques en forage de cette coupe de 1 507 m de long, et faire progresser notre connaissance de la croûte océanique. Le retour sur le forage 1256D est une possibilité déjà envisagée dans la phase II du programme IODP, afin de progresser encore en direction du Moho, jusqu'à ce que la température soit trop importante pour garantir une stabilité suffisante du forage en cours de foration. Il faudra alors faire appel au nouveau navire de forage scientifique japonais "Chikyu" pour progresser plus profondément. Le programme de forages océaniques profonds, qui bat le record de longévité des grands programmes scientifiques internationaux, reste une formidable aventure scientifique, technologique et humaine destinée à explorer la partie la plus vaste, mais aussi la plus méconnue, de notre planète.

C. LAVERNE, J. CARLUT, F. EINAUDI,
C. CORDIER, A. BELGHOU
et les équipes scientifiques
des campagnes 206, 309 et 312.

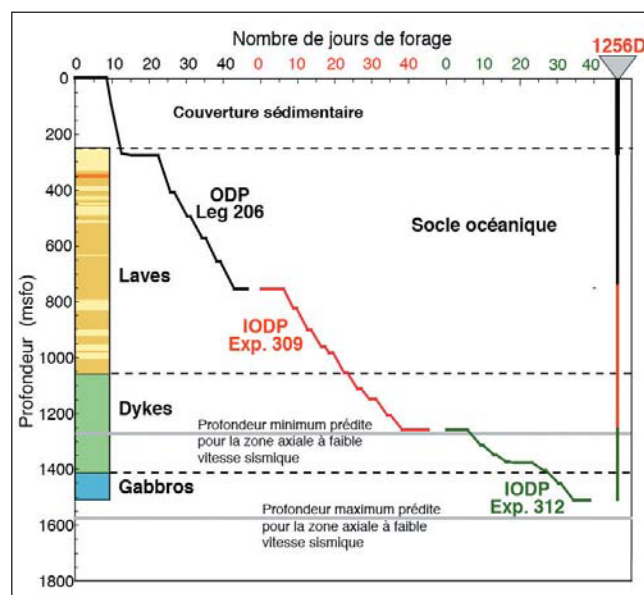
LES GRANDS PROGRAMMES OCÉANIQUES INTERNATIONAUX

Projet Mohole : 1958-1961
DSDP : Deep Sea Drilling Program, 1968-1974
IPOD : International Program for Offshore Drilling, 1974-1985
ODP : Ocean Drilling Program, 1985-2003
IODP : Integrated Ocean Drilling Program 2003



Forages d'une profondeur supérieure à 500 m dans la croûte océanique. Les sédiments ne sont pas représentés (modifié d'après Expedition 312 Scientists, sous presse)

418A, 395A, 332B, U1309D : océan Atlantique ; 735B : océan Indien ; 504B, 1256D : océan Pacifique ; Z.T. = zone de transition ; L.L. = lac de lave ; Gb = gabbros ; Camp. = campagne ; msfo = mètres sous le fond de l'océan.



Log lithostratigraphique synthétique et durées de foration du sondage 1256D. msfo = mètres sous le fond de l'océan.

**Annexes B : Données minéralogiques et géochimiques sur les roches
affleurant le long du flanc nord de la Dépression Ouest Blanco.**

Annexe B-1 : Profils et cartographies chimiques au sein des cristaux de plagioclases des laves de la plongée BV2852.

B-1a : Analyses chimiques par microsonde électronique le long de différents profils.

B-1b : Cartographie des xénocristaux de plagioclase renfermés dans le dyke BV2958-2.

Annexe B-2 : Détermination des températures d'équilibre et des conditions d'oxydo-réduction à partir de la composition des oxydes Fe-Ti du ferrobasilte BV2958-3.

B-2a : Analyses chimiques par microsonde électronique des oxydes Fe-Ti.

B-2b : Calcul de la fugacité d'oxygène et de la température d'équilibre pour 725 couples titanomagnétite-hémoilménite.

Annexe B-3 : Données chimiques sur les échantillons du Mur Nord de la Dépression Ouest Blanco.

B-3a : Analyses en éléments majeurs et en trace (ICP-AES).

B-3b : Compositions isotopiques en Strontium et Néodyme.

B-3c : Duplicata sur de nouvelles poudres des analyses de la plongée BV2958 (i) par ICP-AES (éléments majeurs et en trace) et (ii) par ICP-MS (éléments en trace).

Annexe B-1a. Analyses par microsonde électronique^a des plagioclases (xénocristaux d'un assemblage holocristallin et phénocristaux) contenus dans trois laves de la plongée BV2958.

	L(mm) ^b	D(μm) ^b	Position	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ^c	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total	%An
2958-2															
Xeno-A ^d	2,6	0	bordure	56,21	0,05	27,22	1,09	0,11	0,09	10,45	5,70	0,09	0,01	101,02	50
Xeno-A	2,6	10	bordure	52,81	0,09	29,51	0,78	0,02	0,25	13,43	4,14	0,06	0,09	101,17	64
Xeno-A	2,6	21	bordure	50,99	0,08	30,75	0,62	0,07	0,24	14,68	3,29	0,01	0,00	100,72	71
Xeno-A	2,6	32	manteau calcique	48,81	0,00	33,31	0,42	0,05	0,19	16,70	2,28	0,00	0,00	101,74	80
Xeno-A	2,6	43	manteau calcique	48,38	0,00	33,12	0,50	0,05	0,23	16,83	2,28	0,02	0,01	101,42	80
Xeno-A	2,6	54	manteau calcique	48,36	0,04	32,92	0,54	0,00	0,17	16,64	2,15	0,02	0,01	100,84	81
Xeno-A	2,6	65	manteau calcique	48,72	0,01	32,58	0,54	0,00	0,22	16,05	2,39	0,00	0,00	100,49	79
Xeno-A	2,6	75	manteau calcique	48,73	0,00	32,12	0,36	0,07	0,18	16,06	2,41	0,00	0,00	99,94	79
Xeno-A	2,6	86	manteau calcique	48,51	0,02	32,74	0,38	0,01	0,20	16,76	2,33	0,00	0,01	100,97	80
Xeno-A	2,6	97	manteau calcique	48,30	0,03	32,90	0,45	0,01	0,20	16,72	2,19	0,02	0,01	100,83	81
Xeno-A	2,6	107	manteau calcique	48,56	0,01	33,56	0,50	0,00	0,21	16,75	2,10	0,00	0,00	101,68	81
Xeno-A	2,6	118		49,50	0,02	32,12	0,46	0,02	0,21	16,03	2,77	0,00	0,01	101,16	76
Xeno-A	2,6	129		49,77	0,00	31,53	0,42	0,06	0,27	15,66	2,89	0,00	0,00	100,60	75
Xeno-A	2,6	139		49,86	0,03	31,79	0,46	0,00	0,21	15,46	3,00	0,00	0,00	100,80	74
Xeno-A	2,6	150		50,16	0,04	31,69	0,50	0,00	0,23	15,47	2,88	0,02	0,00	100,99	75
Xeno-A	2,6	161		49,59	0,00	31,89	0,46	0,00	0,22	15,47	2,89	0,00	0,03	100,56	75
Xeno-A	2,6	171	manteau calcique	47,77	0,04	33,57	0,53	0,13	0,18	17,47	1,94	0,00	0,00	101,61	83
Xeno-A	2,6	182	manteau calcique	47,92	0,00	33,11	0,45	0,03	0,22	17,03	2,04	0,00	0,00	100,81	82
Xeno-A	2,6	194	cœur pauvre An	49,03	0,00	32,28	0,40	0,05	0,22	16,12	2,34	0,02	0,04	100,50	79
Xeno-A	2,6	204	cœur pauvre An	48,96	0,00	32,33	0,40	0,00	0,19	16,22	2,41	0,00	0,00	100,51	79
Xeno-A	2,6	215	cœur pauvre An	49,26	0,10	32,62	0,46	0,00	0,18	16,18	2,60	0,01	0,00	101,42	77
Xeno-A	2,6	226	cœur pauvre An	48,71	0,03	31,99	0,50	0,00	0,20	16,26	2,44	0,00	0,00	100,14	79
Xeno-A	2,6	236	cœur pauvre An	49,20	0,00	32,31	0,50	0,06	0,22	16,28	2,35	0,00	0,00	100,91	79
Xeno-A	2,6	247	cœur pauvre An	48,92	0,03	32,57	0,51	0,05	0,23	16,10	2,38	0,02	0,01	100,81	79
Xeno-A	2,6	268	cœur pauvre An	49,08	0,02	32,69	0,36	0,00	0,23	16,69	2,33	0,00	0,01	101,41	80
Xeno-A	2,6	279	cœur pauvre An	48,64	0,04	32,28	0,42	0,03	0,18	16,29	2,36	0,02	0,01	100,26	79
Xeno-A	2,6	289	cœur pauvre An	48,70	0,06	32,62	0,51	0,12	0,24	16,40	2,36	0,00	0,04	101,04	79
Xeno-A	2,6	300	cœur pauvre An	49,09	0,09	32,29	0,37	0,03	0,26	16,10	2,25	0,00	0,00	100,48	80
Xeno-A	2,6	311	cœur pauvre An	48,76	0,03	32,60	0,48	0,00	0,20	16,37	2,32	0,00	0,00	100,77	80
Xeno-A	2,6	321	cœur pauvre An	48,59	0,00	32,68	0,50	0,01	0,25	16,45	2,23	0,04	0,00	100,75	80
Xeno-A	2,6	332	cœur pauvre An	49,24	0,00	32,94	0,57	0,14	0,21	16,58	2,32	0,00	0,01	102,01	80
Xeno-A	2,6	344	cœur pauvre An	48,90	0,03	32,66	0,45	0,06	0,25	16,56	2,31	0,02	0,07	101,32	80
Xeno-A	2,6	354	cœur pauvre An	48,85	0,09	32,49	0,45	0,03	0,21	16,66	2,46	0,02	0,01	101,26	79
Xeno-A	2,6	365	cœur pauvre An	48,99	0,00	32,74	0,54	0,00	0,21	16,57	2,40	0,03	0,00	101,47	79
Xeno-A	2,6	375	cœur pauvre An	48,88	0,04	32,45	0,46	0,02	0,25	16,44	2,33	0,00	0,00	100,86	80
Xeno-A	2,6	386	cœur pauvre An	48,57	0,00	32,80	0,42	0,06	0,23	16,72	2,33	0,00	0,00	101,14	80
Xeno-A	2,6	397	cœur pauvre An	49,17	0,09	32,67	0,48	0,06	0,23	16,42	2,43	0,02	0,00	101,56	79
Xeno-A	2,6	407	cœur pauvre An	49,10	0,06	32,77	0,49	0,00	0,21	16,26	2,37	0,02	0,05	101,33	79
Xeno-A	2,6	418	cœur pauvre An	49,13	0,01	32,30	0,29	0,07	0,22	16,20	2,50	0,00	0,00	100,72	78
Xeno-A	2,6	429	cœur pauvre An	48,78	0,00	32,35	0,49	0,04	0,18	16,31	2,54	0,01	0,00	100,71	78
Xeno-A	2,6	439	cœur pauvre An	49,10	0,09	32,21	0,60	0,00	0,23	16,42	2,43	0,00	0,00	101,08	79
Xeno-A	2,6	450	cœur pauvre An	48,90	0,02	32,42	0,46	0,05	0,23	16,38	2,39	0,02	0,00	100,85	79
Xeno-A	2,6	461	cœur pauvre An	49,61	0,07	32,45	0,30	0,07	0,23	16,44	2,49	0,00	0,04	101,70	78
Xeno-A	2,6	471	cœur pauvre An	49,02	0,00	32,00	0,45	0,00	0,21	16,06	2,41	0,00	0,00	100,16	79
Xeno-A	2,6	482	cœur pauvre An	49,01	0,06	32,49	0,51	0,06	0,21	16,20	2,48	0,00	0,00	101,03	78
Xeno-A	2,6	494	cœur pauvre An	48,94	0,00	32,02	0,43	0,05	0,18	16,18	2,35	0,01	0,04	100,20	79
Xeno-A	2,6	504	cœur pauvre An	49,13	0,04	32,53	0,59	0,06	0,20	16,32	2,44	0,01	0,00	101,31	79
Xeno-A	2,6	515	cœur pauvre An	49,33	0,05	32,83	0,62	0,00	0,23	16,13	2,38	0,00	0,00	101,57	79
Xeno-A	2,6	526	cœur pauvre An	48,53	0,00	32,29	0,53	0,09	0,22	16,52	2,45	0,00	0,05	100,68	79
Xeno-A	2,6	536	cœur pauvre An	49,27	0,04	32,23	0,47	0,03	0,19	16,16	2,48	0,00	0,00	100,87	78
Xeno-A	2,6	547	cœur pauvre An	48,66	0,06	32,27	0,52	0,00	0,18	16,52	2,34	0,00	0,06	100,59	80
Xeno-A	2,6	558	cœur pauvre An	48,92	0,05	32,59	0,45	0,03	0,24	16,32	2,47	0,00	0,00	101,08	78
Xeno-A	2,6	568	cœur pauvre An	49,18	0,00	32,70	0,38	0,04	0,18	16,51	2,38	0,00	0,00	101,36	79
Xeno-A	2,6	579	cœur pauvre An	49,18	0,02	32,34	0,48	0,06	0,22	16,39	2,45	0,00	0,00	101,14	79
Xeno-A	2,6	590	cœur pauvre An	48,82	0,00	32,22	0,49	0,02	0,24	16,57	2,44	0,02	0,00	100,83	79
Xeno-A	2,6	600	cœur pauvre An	48,34	0,06	32,78	0,45	0,00	0,18	16,22	2,46	0,00	0,05	100,54	78
Xeno-A	2,6	611	cœur pauvre An	49,14	0,02	32,30	0,46	0,03	0,20	16,38	2,34	0,00	0,00	100,87	79
Xeno-A	2,6	622	cœur pauvre An	49,20	0,00	32,47	0,56	0,07	0,21	16,15	2,38	0,00	0,04	101,07	79
Xeno-A	2,6	632	cœur pauvre An	48,65	0,00	32,49	0,72	0,00	0,23	16,38	2,36	0,00	0,04	100,86	79
Xeno-A	2,6	643	cœur pauvre An	48,91	0,02	32,54	0,43	0,00	0,23	16,31	2,17	0,03	0,00	100,65	80
Xeno-A	2,6	655	cœur pauvre An	48,73	0,00	32,89	0,55	0,00	0,20	16,33	2,32	0,01	0,00	101,03	79
Xeno-A	2,6	665	cœur pauvre An	48,85	0,01	32,35	0,39	0,03	0,27	16,35	2,40	0,03	0,00	100,67	79

^a Les teneurs en éléments majeurs des plagioclases ont été déterminées in situ, sur des lames minces polies et métallisées, par microsonde électronique CAMECA SX-50 (Microsonde Ouest). Les analyses sont effectuées avec une tension courante de 15 kV et un courant de 15 à 20 nA ; le temps de comptage est de 6 secondes par cycle. Les concentrations <0,1 % ne sont pas représentatives compte tenu de la précision de la méthode. Les profils chimiques du pourcentage en An et de la teneur en MgO au sein des cristaux analysés sont représentés en Figure C2-11 de l'article Cordier et al. (soumis à Lithos ; Chapitre C-II). La nomenclature utilisée dans ce tableau est expliquée en Figure C2-11.

^b L : longueur du cristal, D : distance de l'analyse depuis la bordure du cristal analysé.

^c La teneur en fer total est exprimée sous forme FeO.

^d Xeno : xénocristal de plagioclase constituant un assemblage holocristallin au sein du dyke BV2958-2 ; Pheno : phénocristal des ferrobasaltes BV2958-3 et -4.

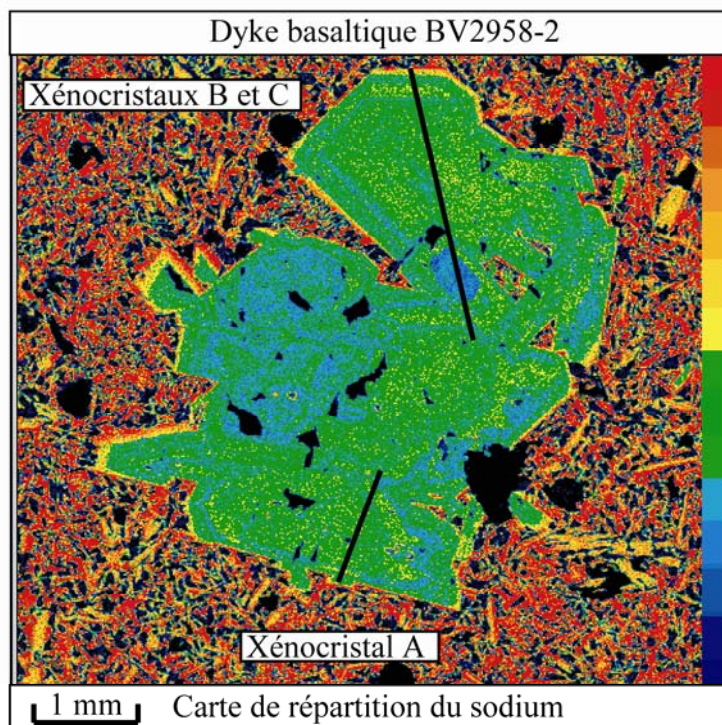
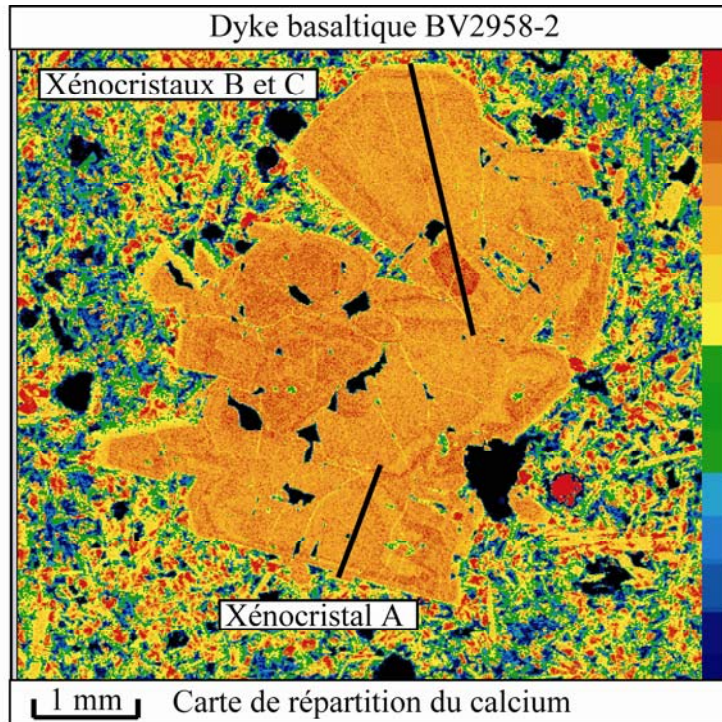
	L(mm) ^b	D(μm) ^b	Position	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ^c	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total	%An
Xeno-A	2,6	676	cœur pauvre An	49,11	0,06	32,56	0,42	0,00	0,22	16,50	2,27	0,01	0,00	101,16	80
Xeno-A	2,6	686	cœur pauvre An	48,81	0,00	32,59	0,55	0,00	0,23	16,65	2,28	0,00	0,00	101,09	80
Xeno-A	2,6	697	cœur pauvre An	48,80	0,05	32,45	0,50	0,00	0,21	16,78	2,23	0,01	0,06	101,10	81
Xeno-A	2,6	708	cœur pauvre An	48,83	0,02	32,43	0,48	0,03	0,17	16,50	2,35	0,05	0,05	100,90	79
Xeno-A	2,6	718	cœur pauvre An	48,80	0,00	32,63	0,46	0,00	0,24	16,49	2,32	0,00	0,05	100,99	80
Xeno-A	2,6	729	cœur pauvre An	48,41	0,00	32,78	0,33	0,00	0,22	16,61	2,33	0,01	0,01	100,70	80
Xeno-A	2,6	740	cœur pauvre An	48,32	0,03	32,54	0,36	0,03	0,19	16,44	2,38	0,01	0,03	100,33	79
Xeno-A	2,6	750	cœur pauvre An	48,69	0,05	32,58	0,52	0,07	0,20	16,65	2,27	0,00	0,12	101,15	80
Xeno-A	2,6	761	cœur pauvre An	48,18	0,05	32,78	0,47	0,10	0,22	16,48	2,22	0,01	0,01	100,50	80
Xeno-A	2,6	772	cœur pauvre An	48,41	0,00	33,16	0,46	0,00	0,20	16,52	2,12	0,00	0,00	100,87	81
Xeno-A	2,6	782	cœur pauvre An	48,42	0,00	32,71	0,43	0,01	0,18	16,91	2,16	0,00	0,00	100,81	81
Xeno-A	2,6	793	cœur pauvre An	48,56	0,00	32,67	0,55	0,05	0,18	16,47	2,16	0,02	0,04	100,70	81
Xeno-A	2,6	804	cœur pauvre An	48,57	0,00	32,75	0,39	0,00	0,19	16,70	2,27	0,00	0,00	100,88	80
Xeno-A	2,6	815	cœur pauvre An	48,80	0,02	32,87	0,40	0,04	0,22	16,75	2,16	0,03	0,00	101,30	81
Xeno-A	2,6	826	cœur pauvre An	48,13	0,00	32,95	0,43	0,05	0,22	16,56	2,27	0,00	0,00	100,62	80
Xeno-A	2,6	836	manteau calcique	47,85	0,01	33,02	0,44	0,00	0,19	16,95	1,95	0,06	0,00	100,47	83
Xeno-A	2,6	847	manteau calcique	48,35	0,04	33,02	0,43	0,00	0,25	16,76	2,18	0,00	0,00	101,04	81
Xeno-A	2,6	858	manteau calcique	48,85	0,00	32,33	0,45	0,09	0,21	16,54	2,33	0,05	0,04	100,89	79
Xeno-A	2,6	879		49,31	0,08	32,22	0,35	0,03	0,23	16,22	2,51	0,04	0,00	100,98	78
Xeno-A	2,6	890		48,88	0,02	32,24	0,51	0,00	0,23	15,86	2,61	0,01	0,00	100,37	77
Xeno-A	2,6	900		49,73	0,06	32,31	0,61	0,00	0,24	15,87	2,67	0,02	0,05	101,55	77
Xeno-A	2,6	911		49,20	0,00	32,30	0,45	0,12	0,28	16,01	2,70	0,02	0,00	101,07	77
Xeno-A	2,6	922		49,03	0,00	31,68	0,41	0,07	0,21	16,13	2,60	0,00	0,00	100,14	77
Xeno-A	2,6	932		49,35	0,08	31,92	0,48	0,00	0,23	15,89	2,74	0,03	0,00	100,73	76
Xeno-A	2,6	943		49,62	0,01	32,21	0,56	0,03	0,27	15,84	2,66	0,01	0,00	101,21	77
Xeno-A	2,6	955		49,37	0,00	32,30	0,59	0,00	0,25	15,77	2,65	0,02	0,00	100,96	77
Xeno-A	2,6	965		48,85	0,02	32,55	0,42	0,01	0,21	16,34	2,46	0,00	0,06	100,92	79
Xeno-A	2,6	976		49,44	0,05	32,08	0,47	0,03	0,21	15,89	2,51	0,05	0,00	100,73	78
Xeno-A	2,6	987		49,85	0,03	32,11	0,54	0,00	0,23	15,94	2,58	0,00	0,00	101,29	77
Xeno-A	2,6	997		49,55	0,07	32,47	0,42	0,05	0,28	16,12	2,53	0,00	0,00	101,46	78
Xeno-A	2,6	1008	manteau calcique	48,18	0,00	32,83	0,50	0,10	0,25	16,87	2,09	0,00	0,00	100,83	82
Xeno-A	2,6	1019	manteau calcique	49,47	0,03	32,14	0,62	0,01	0,27	16,11	2,57	0,03	0,00	101,25	77
Xeno-A	2,6	1029	manteau calcique	47,48	0,00	33,75	0,42	0,07	0,17	17,60	1,67	0,05	0,00	101,21	85
Xeno-A	2,6	1040	manteau calcique	47,34	0,02	33,79	0,54	0,04	0,18	17,20	1,79	0,00	0,00	100,90	84
Xeno-A	2,6	1051	manteau calcique	47,27	0,00	32,59	0,42	0,00	0,22	17,23	2,01	0,00	0,05	99,80	83
Xeno-A	2,6	1061	manteau calcique	47,77	0,02	33,86	0,45	0,04	0,21	17,27	1,80	0,01	0,00	101,43	84
Xeno-A	2,6	1072	manteau calcique	47,92	0,01	33,99	0,48	0,00	0,20	17,55	1,76	0,00	0,00	101,90	85
Xeno-A	2,6	1083	manteau calcique	47,33	0,02	33,98	0,51	0,06	0,20	17,65	1,63	0,03	0,00	101,39	86
Xeno-A	2,6	1093	manteau calcique	47,37	0,03	33,64	0,42	0,00	0,18	17,56	1,73	0,00	0,00	100,94	85
Xeno-A	2,6	1105	manteau calcique	48,00	0,01	33,64	0,55	0,00	0,18	17,59	1,83	0,00	0,00	101,80	84
Xeno-A	2,6	1115	manteau calcique	47,35	0,01	33,77	0,46	0,05	0,16	17,32	1,67	0,00	0,00	100,79	85
Xeno-A	2,6	1126	manteau calcique	47,02	0,06	33,46	0,40	0,04	0,19	17,75	1,59	0,00	0,03	100,54	86
Xeno-A	2,6	1137	manteau calcique	47,40	0,01	33,97	0,65	0,00	0,16	17,55	1,68	0,00	0,01	101,44	85
Xeno-A	2,6	1147	manteau calcique	48,07	0,00	33,02	0,54	0,02	0,20	17,18	2,11	0,00	0,00	101,14	82
Xeno-A	2,6	1158	bordure	49,93	0,02	32,10	0,64	0,04	0,21	16,21	2,65	0,00	0,00	101,81	77
Xeno-A	2,6	1169	bordure	49,60	0,01	32,38	0,58	0,00	0,22	15,61	2,60	0,03	0,00	101,03	77
Xeno-A	2,6	1179	bordure	49,44	0,07	31,92	0,57	0,07	0,20	16,02	2,57	0,00	0,03	100,90	78
Xeno-B	2	0	bordure	52,10	0,07	29,66	0,72	0,00	0,29	13,69	3,84	0,05	0,00	100,43	66
Xeno-B	2	10	bordure	51,76	0,03	30,24	0,64	0,00	0,23	14,01	3,50	0,02	0,00	100,44	69
Xeno-B	2	21	bordure	52,06	0,05	30,50	0,80	0,05	0,58	14,23	3,22	0,05	0,03	101,56	71
Xeno-B	2	31	bordure	50,82	0,02	30,64	0,49	0,05	0,25	14,58	3,39	0,00	0,05	100,30	70
Xeno-B	2	41	bordure	51,02	0,00	30,78	0,58	0,00	0,28	14,79	3,34	0,02	0,01	100,81	71
Xeno-B	2	51	bordure	51,04	0,10	31,07	0,50	0,13	0,25	14,99	3,08	0,00	0,04	101,21	73
Xeno-B	2	62	bordure	50,35	0,04	31,56	0,49	0,01	0,22	15,46	2,85	0,01	0,00	100,99	75
Xeno-B	2	72	manteau calcique	48,19	0,03	32,97	0,55	0,00	0,22	17,07	2,15	0,03	0,00	101,21	81
Xeno-B	2	82	manteau calcique	49,71	0,07	31,90	0,48	0,00	0,26	16,10	2,53	0,04	0,00	101,10	78
Xeno-B	2	92	manteau calcique	47,65	0,02	33,24	0,55	0,03	0,18	16,56	2,07	0,01	0,00	100,30	81
Xeno-B	2	103	manteau calcique	48,28	0,04	32,73	0,45	0,00	0,20	16,62	2,15	0,03	0,00	100,50	81
Xeno-B	2	113	manteau calcique	48,39	0,07	32,81	0,67	0,00	0,20	16,38	2,10	0,00	0,00	100,61	81
Xeno-B	2	123	manteau calcique	48,78	0,04	32,21	0,53	0,00	0,24	16,10	2,45	0,01	0,00	100,35	78
Xeno-B	2	133	manteau calcique	47,60	0,01	33,20	0,53	0,03	0,20	17,17	1,95	0,01	0,00	100,68	83
Xeno-B	2	144	manteau calcique	48,44	0,00	32,20	0,68	0,00	0,21	16,58	2,37	0,00	0,00	100,49	79
Xeno-B	2	154	manteau calcique	48,91	0,05	32,12	0,41	0,00	0,20	16,15	2,52	0,00	0,02	100,39	78
Xeno-B	2	164		49,28	0,11	32,13	0,43	0,00	0,21	16,00	2,56	0,01	0,03	100,75	77
Xeno-B	2	175		49,50	0,01	31,93	0,35	0,05	0,25	15,65	2,69	0,02	0,00	100,44	76
Xeno-B	2	186		49,88	0,06	31,75	0,44	0,00	0,21	15,43	2,67	0,00	0,01	100,46	76
Xeno-B	2	196		49,55	0,07	31,57	0,41	0,00	0,21	15,73	2,66	0,03	0,01	100,23	76
Xeno-B	2	206		49,49	0,01	31,77	0,47	0,00	0,23	15,78	2,65	0,00	0,00	100,40	77
Xeno-B	2	216		49,39	0,00	31,83	0,44	0,00	0,18	15,73	2,57	0,03	0,02	100,20	77
Xeno-B	2	227		49,74	0,01	31,97	0,52	0,06	0,22	15,65	2,70	0,04	0,00	100,90	76
Xeno-B	2	237		49,31	0,06	31,92	0,44	0,01	0,22	15,68	2,63	0,02	0,03	100,32	77
Xeno-B	2	257		49,43	0,06	32,04	0,52	0,00	0,25	15,93	2,57	0,00	0,00	100,81	77
Xeno-B	2	268		49,25	0,00	32,14	0,39	0,04	0,22	15,95	2,57	0,01	0,00	100,56	77
Xeno-B	2	298	manteau calcique	47,95	0,00	32,78	0,65	0,00	0,24	17,02	1,98	0,01	0,00	100,64	83
Xeno-B	2	308	manteau calcique	48,02	0,00	32,81	0,47	0,01	0,19	16,57	2,03	0,00	0,00	100,11	82
Xeno-B	2	319	manteau calcique	48,18	0,00	32,74	0,57	0,00	0,19	16,90	2,23	0,00	0,03	100,83	81
Xeno-B	2	329	manteau calcique	47,96	0,04	32,76	0,34	0,01	0,20	16,68	2,17	0,04	0,00	100,20	81
Xeno-B	2	339	manteau calcique	47,72	0,00	32,82	0,34	0,05	0,19	16,65	2,14	0,02	0,00	99,94	81
Xeno-B	2	349		47,96	0,00	32,56	0,48	0,00	0,22	16,48	2,29	0,00	0,04	100,03	80
Xeno-B	2	360		48,51	0,00	32,62	0,42	0,04	0,19	16,39	2,28	0,00	0,06	100,51	80
Xeno-B	2	370		48,78	0,00	32,52	0,55	0,00	0,22	16,30	2,36	0,00	0,04	100,77	79
Xeno-B	2	380		48,63	0,00	32,32	0,45	0,00	0,21	16,43	2,40	0,00	0,00	100,44	79
Xeno-B	2	390		48,35	0,03	32,46	0,74	0,03	0,22	16,54	2,41	0,00	0,02	100,79	79

	L(mm) ^b	D(µm) ^b	Position	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ^c	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total	%An
Xeno-B	2	411		48,53	0,00	32,59	0,54	0,05	0,19	16,42	2,28	0,01	0,00	100,60	80
Xeno-B	2	421		48,55	0,11	32,21	0,50	0,04	0,26	16,38	2,38	0,01	0,00	100,44	79
Xeno-B	2	431		49,11	0,03	32,35	0,48	0,03	0,19	16,48	2,30	0,03	0,00	101,00	80
Xeno-B	2	442		48,54	0,02	32,21	0,54	0,00	0,23	16,37	2,43	0,00	0,01	100,34	79
Xeno-B	2	452		48,69	0,06	31,70	0,79	0,06	0,59	15,71	2,36	0,01	0,00	99,96	79
Xeno-B	2	462		48,83	0,02	32,12	0,46	0,04	0,25	16,39	2,29	0,02	0,00	100,43	80
Xeno-B	2	472		48,16	0,00	30,95	0,79	0,06	0,69	15,66	2,34	0,03	0,00	98,69	79
Xeno-B	2	483		48,72	0,03	32,50	0,50	0,11	0,22	16,53	2,46	0,01	0,00	101,07	79
Xeno-B	2	493		48,81	0,04	32,48	0,52	0,03	0,23	16,32	2,39	0,01	0,01	100,85	79
Xeno-B	2	503		49,12	0,00	32,34	0,58	0,01	0,20	16,56	2,35	0,03	0,03	101,20	79
Xeno-B	2	513		48,78	0,00	32,49	0,41	0,00	0,24	16,74	2,35	0,00	0,02	101,02	80
Xeno-B	2	524		48,88	0,00	32,53	0,47	0,00	0,18	16,36	2,47	0,07	0,00	100,96	78
Xeno-B	2	534		48,95	0,05	32,34	0,46	0,08	0,21	16,18	2,43	0,00	0,00	100,70	79
Xeno-B	2	544		48,36	0,03	32,00	0,48	0,05	0,22	16,30	2,35	0,00	0,00	99,79	79
Xeno-B	2	554		49,30	0,00	32,20	0,39	0,08	0,20	16,19	2,31	0,03	0,00	100,70	79
Xeno-B	2	566		48,65	0,04	32,15	0,67	0,00	0,20	16,38	2,37	0,00	0,00	100,46	79
Xeno-B	2	576		48,74	0,02	31,87	0,40	0,00	0,23	16,28	2,47	0,00	0,00	100,01	78
Xeno-B	2	586		48,65	0,00	32,45	0,41	0,01	0,23	16,11	2,39	0,00	0,02	100,28	79
Xeno-B	2	596		49,10	0,07	32,25	0,46	0,08	0,19	16,19	2,30	0,00	0,00	100,64	80
Xeno-B	2	607		48,58	0,04	32,34	0,58	0,00	0,24	16,07	2,42	0,01	0,04	100,32	79
Xeno-B	2	617		49,53	0,00	32,51	0,44	0,02	0,22	16,26	2,40	0,03	0,00	101,41	79
Xeno-B	2	627		48,64	0,05	32,28	0,43	0,00	0,27	16,31	2,30	0,02	0,00	100,29	80
Xeno-B	2	637		48,38	0,00	32,63	0,55	0,00	0,19	16,48	2,21	0,00	0,00	100,44	80
Xeno-B	2	648		48,95	0,03	32,46	0,38	0,00	0,18	16,10	2,34	0,00	0,05	100,49	79
Xeno-B	2	658		49,06	0,00	32,14	0,56	0,00	0,21	16,07	2,42	0,05	0,00	100,51	78
Xeno-B	2	668		48,89	0,06	32,48	0,38	0,08	0,24	16,08	2,53	0,04	0,04	100,82	78
Xeno-B	2	678		48,45	0,00	32,31	0,58	0,05	0,23	16,30	2,59	0,04	0,05	100,59	77
Xeno-B	2	689		48,78	0,00	31,92	0,57	0,00	0,23	16,37	2,41	0,00	0,04	100,31	79
Xeno-B	2	699		48,80	0,03	32,55	0,44	0,03	0,25	16,64	2,41	0,00	0,00	101,15	79
Xeno-B	2	709		49,03	0,00	32,15	0,49	0,00	0,23	16,19	2,27	0,01	0,00	100,37	80
Xeno-B	2	719		48,63	0,07	32,28	0,64	0,01	0,21	16,53	2,26	0,04	0,03	100,70	80
Xeno-B	2	730		48,42	0,03	32,49	0,52	0,01	0,22	16,40	2,39	0,00	0,03	100,51	79
Xeno-B	2	740		48,74	0,07	32,46	0,52	0,00	0,21	16,23	2,41	0,00	0,00	100,64	79
Xeno-B	2	750		48,65	0,06	32,41	0,39	0,00	0,21	16,36	2,37	0,00	0,00	100,45	79
Xeno-B	2	760		48,63	0,05	32,39	0,49	0,00	0,22	16,16	2,38	0,00	0,04	100,37	79
Xeno-B	2	771		48,04	0,09	32,47	0,53	0,00	0,22	16,11	2,29	0,01	0,05	99,81	79
Xeno-B	2	781		48,54	0,04	32,36	0,44	0,00	0,23	16,20	2,41	0,07	0,00	100,28	79
Xeno-B	2	791		48,68	0,00	32,23	0,48	0,00	0,17	16,31	2,26	0,00	0,00	100,12	80
Xeno-B	2	801		48,31	0,02	32,41	0,31	0,06	0,21	16,54	2,40	0,01	0,00	100,26	79
Xeno-B	2	812		48,89	0,02	32,37	0,47	0,07	0,26	16,35	2,44	0,01	0,03	100,92	79
Xeno-B	2	822		49,06	0,04	32,33	0,40	0,07	0,25	16,13	2,66	0,00	0,00	100,93	77
Xeno-B	2	832		49,06	0,05	32,19	0,53	0,09	0,23	16,36	2,47	0,03	0,06	101,06	78
Xeno-B	2	842		48,88	0,03	32,66	0,58	0,00	0,23	16,45	2,59	0,04	0,06	101,50	78
Xeno-B	2	853		48,67	0,00	32,25	0,41	0,05	0,23	16,53	2,49	0,00	0,00	100,64	79
Xeno-B	2	863		49,09	0,00	31,92	0,50	0,07	0,21	15,78	2,47	0,02	0,00	100,06	78
Xeno-B	2	873		49,15	0,00	31,95	0,36	0,06	0,20	16,07	2,39	0,04	0,05	100,27	79
Xeno-B	2	883		48,86	0,00	32,18	0,30	0,02	0,21	16,04	2,48	0,01	0,03	100,12	78
Xeno-B	2	894		49,09	0,00	32,43	0,27	0,01	0,23	16,38	2,63	0,02	0,03	101,08	77
Xeno-B	2	904		49,21	0,10	31,88	0,64	0,00	0,27	15,95	2,55	0,03	0,00	100,63	77
Xeno-B	2	914		49,29	0,03	32,14	0,50	0,01	0,24	15,98	2,57	0,00	0,00	100,76	77
Xeno-B	2	924		48,86	0,08	31,91	0,51	0,07	0,22	16,00	2,68	0,00	0,02	100,36	77
Xeno-B	2	935		49,23	0,00	31,96	0,56	0,00	0,23	15,68	2,53	0,03	0,06	100,28	77
Xeno-B	2	945		49,10	0,03	32,36	0,47	0,06	0,20	15,90	2,57	0,00	0,01	100,72	77
Xeno-B	2	956		49,26	0,03	32,01	0,47	0,00	0,20	15,65	2,63	0,00	0,00	100,24	77
Xeno-B	2	966		49,70	0,04	31,98	0,49	0,05	0,22	15,82	2,72	0,02	0,00	101,04	76
Xeno-B	2	977		49,46	0,04	31,87	0,50	0,14	0,20	15,79	2,55	0,02	0,00	100,57	77
Xeno-B	2	987		49,51	0,00	32,21	0,57	0,00	0,23	15,72	2,88	0,03	0,05	101,21	75
Xeno-B	2	997		49,11	0,03	32,13	0,59	0,01	0,21	15,65	2,59	0,02	0,00	100,35	77
Xeno-B	2	1007		49,51	0,05	32,00	0,45	0,00	0,25	15,82	2,59	0,03	0,00	100,71	77
Xeno-B	2	1018		49,52	0,09	32,08	0,42	0,03	0,21	15,72	2,59	0,00	0,00	100,65	77
Xeno-B	2	1028		49,33	0,00	31,69	0,49	0,00	0,21	16,05	2,52	0,03	0,00	100,31	78
Xeno-B	2	1038	cœur riche An	49,27	0,02	32,17	0,50	0,00	0,25	16,23	2,52	0,00	0,02	100,98	78
Xeno-B	2	1048	cœur riche An	48,96	0,00	32,35	0,61	0,00	0,20	16,22	2,33	0,00	0,00	100,67	79
Xeno-B	2	1058	cœur riche An	48,63	0,01	32,41	0,41	0,00	0,26	16,33	2,33	0,02	0,00	100,41	79
Xeno-B	2	1069	cœur riche An	48,63	0,06	32,45	0,47	0,03	0,23	16,49	2,36	0,00	0,04	100,76	79
Xeno-B	2	1079	cœur riche An	48,38	0,03	32,58	0,41	0,00	0,21	16,64	2,33	0,00	0,00	100,58	80
Xeno-B	2	1089	cœur riche An	48,21	0,05	32,29	0,51	0,07	0,19	16,21	2,30	0,02	0,00	99,85	79
Xeno-B	2	1099	cœur riche An	48,08	0,06	31,38	0,88	0,08	0,49	16,07	2,18	0,00	0,10	99,33	80
Xeno-B	2	1110	cœur riche An	48,13	0,06	32,51	0,58	0,00	0,23	16,74	2,21	0,00	0,00	100,47	81
Xeno-B	2	1120	cœur riche An	48,20	0,03	32,70	0,57	0,00	0,21	17,12	2,27	0,02	0,00	101,11	81
Xeno-B	2	1130	cœur riche An	48,09	0,05	32,94	0,38	0,06	0,21	16,72	2,11	0,00	0,01	100,57	81
Xeno-B	2	1140	cœur riche An	48,25	0,02	32,87	0,58	0,07	0,21	16,69	2,27	0,01	0,00	100,96	80
Xeno-B	2	1151	cœur riche An	48,53	0,01	32,83	0,54	0,00	0,18	16,56	2,31	0,03	0,00	100,99	80
Xeno-B	2	1161	cœur riche An	48,28	0,01	32,56	0,55	0,01	0,22	16,65	2,24	0,02	0,04	100,57	80
Xeno-B	2	1171	cœur riche An	48,00	0,00	32,57	0,56	0,00	0,17	16,59	2,25	0,02	0,00	100,16	80
Xeno-B	2	1181	cœur riche An	48,02	0,04	32,74	0,51	0,05	0,19	16,82	2,21	0,05	0,00	100,62	81
Xeno-B	2	1192	cœur riche An	48,28	0,04	32,98	0,42	0,00	0,23	16,63	2,22	0,03	0,06	100,88	80
Xeno-B	2	1202	cœur riche An	48,09	0,02	32,45	0,31	0,00	0,20	16,78	2,19	0,02	0,00	100,07	81
Xeno-B	2	1212	cœur riche An	48,13	0,05	32,61	0,47	0,00	0,22	16,66	2,08	0,00	0,00	100,23	82
Xeno-B	2	1222	cœur riche An	48,09	0,05	32,69	0,33	0,00	0,21	16,77	2,05	0,00	0,05	100,23	82
Xeno-B	2	1232	cœur riche An	48,99	0,07	32,79	0,39	0,00	0,20	16,23	2,19	0,05	0,00	100,91	80
Xeno-B	2	1243	cœur riche An	48,28	0,07	32,87	0,50	0,00	0,19	16,62	2,28	0,00	0,02	100,82	80
Xeno-B	2	1253	cœur riche An	48,15	0,00	32,79	0,43	0,00	0,20	16,64	2,21	0,00	0,04	100,46	81
Xeno-B	2	1263		48,48	0,00	32,28	0,55	0,00	0,20	16,25	2,26	0,00	0,02	100,04	80
Xeno-B	2	1273		48,59	0,03	32,40	0,52	0,03	0,18	16,37	2,33	0,03</			

	L(mm) ^b	D(μm) ^b	Position	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ^c	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total	%An
Xeno-B	2	1284		48,19	0,01	32,58	0,49	0,00	0,20	16,49	2,39	0,06	0,00	100,40	79
Xeno-B	2	1294		48,58	0,04	32,43	0,44	0,04	0,18	16,25	2,37	0,00	0,00	100,33	79
Xeno-B	2	1304		48,46	0,00	32,51	0,49	0,03	0,19	16,43	2,40	0,03	0,00	100,54	79
Xeno-B	2	1314		48,65	0,00	32,37	0,63	0,00	0,22	16,05	2,46	0,00	0,00	100,37	78
Xeno-B	2	1325		48,26	0,03	32,37	0,59	0,00	0,17	16,32	2,26	0,03	0,00	100,04	80
Xeno-B	2	1335		48,58	0,05	32,65	0,41	0,00	0,21	16,48	2,25	0,00	0,03	100,66	80
Xeno-B	2	1346		48,44	0,03	32,43	0,47	0,04	0,21	16,42	2,41	0,00	0,00	100,44	79
Xeno-B	2	1356		48,88	0,03	32,20	0,41	0,00	0,15	16,40	2,35	0,02	0,01	100,43	79
Xeno-B	2	1367		48,80	0,06	32,24	0,29	0,05	0,20	16,29	2,32	0,03	0,00	100,27	79
Xeno-B	2	1377		49,08	0,02	32,36	0,59	0,00	0,21	16,31	2,55	0,00	0,00	101,12	78
Xeno-B	2	1387		48,35	0,00	32,62	0,56	0,06	0,21	16,48	2,37	0,00	0,03	100,69	79
Xeno-B	2	1397		48,45	0,00	32,35	0,45	0,00	0,25	16,06	2,35	0,00	0,00	99,91	79
Xeno-B	2	1408		48,73	0,02	32,12	0,54	0,00	0,22	16,40	2,43	0,00	0,00	100,47	79
Xeno-B	2	1418		48,80	0,06	32,42	0,48	0,00	0,20	15,77	2,47	0,00	0,00	100,21	78
Xeno-B	2	1428		49,08	0,06	32,40	0,52	0,00	0,23	16,08	2,40	0,02	0,00	100,80	79
Xeno-B	2	1438		49,15	0,03	32,27	0,63	0,05	0,24	16,12	2,45	0,00	0,05	100,99	78
Xeno-B	2	1449		49,03	0,00	32,33	0,64	0,00	0,24	16,35	2,64	0,04	0,00	101,28	77
Xeno-B	2	1459		48,68	0,00	32,15	0,41	0,01	0,23	16,33	2,42	0,03	0,00	100,26	79
Xeno-B	2	1469		48,87	0,00	32,28	0,51	0,00	0,22	16,09	2,42	0,02	0,00	100,41	78
Xeno-B	2	1479		49,16	0,04	32,30	0,51	0,00	0,19	16,22	2,35	0,00	0,03	100,80	79
Xeno-B	2	1490		48,77	0,01	32,32	0,49	0,00	0,18	16,15	2,48	0,03	0,00	100,42	78
Xeno-B	2	1500		49,04	0,10	32,19	0,53	0,05	0,21	16,19	2,36	0,00	0,01	100,68	79
Xeno-B	2	1510		49,14	0,00	32,32	0,52	0,00	0,20	16,06	2,51	0,01	0,00	100,76	78
Xeno-B	2	1520		47,92	0,01	31,31	0,72	0,00	0,72	15,72	2,45	0,05	0,00	98,91	78
Xeno-B	2	1531		48,50	0,00	32,38	0,55	0,00	0,22	15,84	2,48	0,00	0,00	99,96	78
Xeno-B	2	1541		48,77	0,04	32,17	0,59	0,04	0,26	16,17	2,29	0,00	0,00	100,32	80
Xeno-B	2	1551		48,50	0,06	32,40	0,51	0,00	0,20	16,06	2,49	0,01	0,00	100,23	78
Xeno-B	2	1561		48,97	0,01	32,27	0,49	0,00	0,19	16,42	2,23	0,02	0,01	100,60	80
Xeno-B	2	1572		49,23	0,03	32,48	0,48	0,02	0,20	16,04	2,38	0,00	0,00	100,85	79
Xeno-C	1	1592	bordure	48,59	0,01	32,84	0,42	0,03	0,19	16,59	2,35	0,01	0,00	101,02	80
Xeno-C	1	1664	bordure	49,10	0,00	32,17	0,48	0,10	0,20	16,16	2,39	0,01	0,00	100,60	79
Xeno-C	1	1674	bordure	49,06	0,01	32,08	0,54	0,04	0,22	15,99	2,43	0,01	0,00	100,38	78
Xeno-C	1	1684	bordure	49,11	0,09	32,18	0,45	0,00	0,19	15,99	2,35	0,01	0,03	100,40	79
Xeno-C	1	1695	bordure	49,28	0,00	32,38	0,48	0,00	0,24	16,15	2,55	0,01	0,00	101,08	78
Xeno-C	1	1705	bordure	48,87	0,00	32,42	0,38	0,02	0,23	16,23	2,48	0,01	0,00	100,64	78
Xeno-C	1	1715	bordure	49,07	0,05	31,35	1,11	0,02	0,69	15,68	2,35	0,03	0,00	100,35	78
Xeno-C	1	1725	bordure	49,14	0,06	32,14	0,43	0,00	0,24	15,88	2,63	0,00	0,03	100,54	77
Xeno-C	1	1737	bordure	49,78	0,02	32,12	0,55	0,13	0,24	15,76	2,71	0,00	0,00	101,31	76
Xeno-C	1	1747	bordure	49,51	0,00	31,92	0,39	0,05	0,26	15,78	2,56	0,00	0,00	100,46	77
Xeno-C	1	1757	bordure	49,18	0,03	31,94	0,45	0,00	0,23	16,04	2,53	0,00	0,03	100,43	78
Xeno-C	1	1767	bordure	49,03	0,04	32,02	0,60	0,03	0,17	16,15	2,42	0,01	0,00	100,46	79
Xeno-C	1	1778	bordure	48,32	0,00	32,38	0,52	0,00	0,17	16,33	2,36	0,00	0,00	100,08	79
Xeno-C	1	1788	bordure	48,75	0,01	32,20	0,43	0,00	0,21	16,45	2,28	0,01	0,00	100,35	80
Xeno-C	1	1798	cœur	45,94	0,00	34,09	0,31	0,00	0,13	18,46	1,41	0,00	0,00	100,34	88
Xeno-C	1	1808	cœur	45,86	0,04	34,23	0,56	0,02	0,12	18,29	1,37	0,04	0,00	100,53	88
Xeno-C	1	1819	cœur	46,03	0,00	34,43	0,33	0,03	0,14	18,13	1,38	0,00	0,00	100,48	88
Xeno-C	1	1829	cœur	45,92	0,05	33,94	0,48	0,03	0,16	18,22	1,33	0,00	0,00	100,12	88
Xeno-C	1	1839	cœur	46,02	0,00	34,36	0,42	0,02	0,13	18,15	1,39	0,00	0,00	100,48	88
Xeno-C	1	1849	cœur	45,92	0,00	34,04	0,54	0,00	0,14	18,24	1,36	0,00	0,01	100,26	88
Xeno-C	1	1860	cœur	46,41	0,00	34,15	0,41	0,00	0,18	18,56	1,34	0,00	0,04	101,08	88
Xeno-C	1	1870	cœur	46,65	0,05	34,12	0,54	0,03	0,16	18,08	1,43	0,00	0,00	101,06	87
Xeno-C	1	1880	cœur	46,72	0,00	33,56	0,39	0,05	0,18	17,62	1,65	0,05	0,02	100,23	85
Xeno-C	1	1890	cœur	46,25	0,01	33,73	0,41	0,00	0,15	17,73	1,64	0,00	0,04	99,95	86
Xeno-C	1	1901	cœur	47,01	0,00	33,39	0,54	0,00	0,16	17,74	1,57	0,03	0,04	100,48	86
Xeno-C	1	1911	cœur	46,55	0,04	33,92	0,38	0,00	0,19	17,84	1,62	0,00	0,00	100,54	86
Xeno-C	1	1921	cœur	46,88	0,05	33,56	0,65	0,03	0,18	17,52	1,65	0,00	0,00	100,52	85
Xeno-C	1	1931	cœur	46,91	0,00	33,67	0,44	0,00	0,15	17,50	1,68	0,00	0,00	100,35	85
Xeno-C	1	1942	cœur	47,49	0,04	33,84	0,54	0,00	0,21	17,75	1,77	0,02	0,00	101,65	85
Xeno-C	1	1952	cœur	46,59	0,03	33,76	0,52	0,00	0,19	17,58	1,72	0,02	0,00	100,41	85
Xeno-C	1	1962	cœur	47,38	0,00	33,45	0,40	0,00	0,19	17,16	1,77	0,00	0,01	100,35	84
Xeno-C	1	1972	cœur	46,93	0,01	33,47	0,60	0,00	0,15	17,59	1,79	0,02	0,00	100,58	84
Xeno-C	1	1982	cœur	47,06	0,01	33,37	0,48	0,08	0,15	17,59	1,72	0,00	0,03	100,50	85
Xeno-C	1	1993	cœur	47,30	0,01	33,35	0,51	0,00	0,18	17,44	1,76	0,01	0,02	100,57	84
Xeno-C	1	2003	cœur	46,93	0,05	33,81	0,43	0,03	0,17	17,39	1,86	0,00	0,00	100,67	84
Xeno-C	1	2013	cœur	46,92	0,00	33,64	0,38	0,01	0,16	17,77	1,64	0,00	0,03	100,54	86
Xeno-C	1	2023	cœur	46,28	0,01	34,21	0,50	0,04	0,13	17,85	1,39	0,00	0,02	100,43	88
Xeno-C	1	2034	cœur	46,83	0,03	34,20	0,47	0,00	0,17	18,22	1,42	0,00	0,00	101,34	88
Xeno-C	1	2044	cœur	46,23	0,08	34,13	0,41	0,00	0,17	17,84	1,41	0,00	0,00	100,28	87
Xeno-C	1	2054	cœur	45,76	0,00	34,29	0,37	0,02	0,16	18,16	1,38	0,00	0,00	100,14	88
Xeno-C	1	2064	cœur	46,50	0,05	34,36	0,40	0,04	0,13	18,08	1,35	0,00	0,01	100,91	88
Xeno-C	1	2075	cœur	46,37	0,00	34,13	0,47	0,00	0,15	17,95	1,35	0,00	0,01	100,43	88
Xeno-C	1	2085	cœur	46,69	0,00	33,84	0,40	0,07	0,13	18,15	1,40	0,00	0,00	100,69	88
Xeno-C	1	2095	cœur	46,10	0,00	34,10	0,33	0,04	0,17	17,95	1,38	0,00	0,01	100,09	88
Xeno-C	1	2105	cœur	46,33	0,00	34,31	0,42	0,06	0,14	17,62	1,44	0,03	0,06	100,41	87
Xeno-C	1	2127	cœur	47,01	0,07	34,45	0,58	0,00	0,14	17,97	1,47	0,01	0,00	101,70	87
Xeno-C	1	2137	cœur	47,20	0,01	33,63	0,43	0,09	0,16	17,66	1,59	0,01	0,00	100,77	86
Xeno-C	1	2158	cœur	46,81	0,00	33,79	0,48	0,00	0,13	17,67	1,50	0,00	0,00	100,39	87
Xeno-C	1	2168	cœur	46,82	0,00	33,97	0,48	0,00	0,17	17,40	1,64	0,00	0,00	100,48	85
Xeno-C	1	2178	cœur	46,86	0,03	33,43	0,40	0,00	0,15	17,42	1,71	0,00	0,00	100,00	85
Xeno-C	1	2188	cœur	46,66	0,04	33,78	0,37	0,04	0,15	17,97	1,65	0,00	0,00	100,67	86
Xeno-C	1	2199	cœur	46,83	0,04	34,01	0,55	0,13	0,13	17,51	1,52	0,00	0,00	100,73	86
Xeno-C	1	2209	cœur	46,73	0,00	33,86	0,46	0,00	0,20	17,62	1,69	0,00	0,00	100,56	85
Xeno-C	1	2219	cœur	47,23	0,01	33,56	0,45	0,03	0,16	17,43	1,71	0,01	0,00	100,58	85
Xeno-C	1	2229	cœur	47,17	0,02	33,87	0,39	0,08	0,16	17,53	1,74	0,01	0,00	100,98	85
Xeno-C	1														

	L(mm) ^b	D(µm) ^b	Position	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ^c	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total	%An
Xeno-C	1	2250	cœur	47,00	0,02	33,64	0,30	0,02	0,18	17,74	1,78	0,00	0,00	100,67	85
Xeno-C	1	2260	cœur	46,74	0,00	33,49	0,42	0,07	0,16	17,55	1,72	0,00	0,00	100,16	85
Xeno-C	1	2270	cœur	46,97	0,05	33,43	0,52	0,00	0,16	17,74	1,68	0,00	0,00	100,56	85
Xeno-C	1	2281	cœur	47,25	0,00	33,79	0,55	0,00	0,16	17,50	1,70	0,00	0,00	100,95	85
Xeno-C	1	2291	cœur	46,17	0,00	34,19	0,53	0,00	0,15	17,71	1,54	0,00	0,00	100,29	86
Xeno-C	1	2301	cœur	46,52	0,02	34,05	0,49	0,03	0,18	18,40	1,41	0,00	0,00	101,11	88
Xeno-C	1	2311	cœur	46,17	0,03	34,40	0,32	0,06	0,13	18,23	1,41	0,01	0,00	100,76	88
Xeno-C	1	2322	cœur	46,29	0,00	34,19	0,43	0,03	0,16	18,45	1,29	0,00	0,00	100,84	89
Xeno-C	1	2332	bordure	48,56	0,04	32,11	0,54	0,00	0,22	16,27	2,33	0,00	0,00	100,06	79
Xeno-C	1	2342	bordure	49,08	0,07	32,20	0,49	0,03	0,26	16,23	2,47	0,00	0,00	100,82	78
Xeno-C	1	2352	bordure	49,26	0,03	31,81	0,51	0,00	0,21	16,19	2,63	0,01	0,00	100,63	77
Xeno-C	1	2363	bordure	49,37	0,00	32,02	0,58	0,00	0,23	15,93	2,60	0,03	0,05	100,80	77
Xeno-C	1	2373	bordure	49,82	0,00	31,88	0,48	0,02	0,22	15,90	2,62	0,02	0,04	100,99	77
Xeno-C	1	2383	bordure	49,21	0,00	32,27	0,39	0,00	0,17	16,33	2,61	0,00	0,00	100,99	78
Xeno-C	1	2393	bordure	48,54	0,00	32,64	0,58	0,00	0,18	16,87	2,08	0,00	0,00	100,88	82
Xeno-C	1	2404	bordure	48,10	0,04	33,13	0,46	0,00	0,22	16,73	1,97	0,03	0,00	100,67	82
Xeno-C	1	2414	bordure	47,41	0,00	33,44	0,46	0,00	0,17	17,30	1,89	0,04	0,00	100,71	83
Xeno-C	1	2424	bordure	47,69	0,00	33,46	0,48	0,09	0,18	17,44	1,83	0,01	0,03	101,21	84
2958-3															
Pheno-D	0,7	0	bordure	59,19	0,07	25,36	0,79	0,05	0,11	8,38	6,78	0,13	0,12	100,98	40
Pheno-D	0,7	3	bordure	56,76	0,09	26,48	0,84	0,13	0,11	9,79	6,06	0,09	0,02	100,36	47
Pheno-D	0,7	13	cœur	54,34	0,09	28,13	0,94	0,00	0,13	11,66	4,93	0,08	0,00	100,31	56
Pheno-D	0,7	21	cœur	54,50	0,12	28,13	0,97	0,00	0,20	11,98	5,08	0,06	0,00	101,05	56
Pheno-D	0,7	32	cœur	53,85	0,11	28,21	0,71	0,00	0,17	12,16	4,70	0,05	0,00	99,96	59
Pheno-D	0,7	40	cœur	54,16	0,12	28,13	0,75	0,00	0,19	11,57	5,07	0,09	0,00	100,08	55
Pheno-D	0,7	49	cœur	53,88	0,09	28,44	0,86	0,00	0,13	11,90	5,03	0,05	0,09	100,47	56
Pheno-D	0,7	60	cœur	53,38	0,09	28,98	0,78	0,00	0,13	12,22	4,65	0,05	0,09	100,38	59
Pheno-D	0,7	65	cœur	54,96	0,16	27,74	0,81	0,03	0,15	11,33	5,19	0,07	0,02	100,45	54
Pheno-D	0,7	78	cœur	54,62	0,09	28,12	1,05	0,09	0,16	11,43	5,08	0,08	0,00	100,72	55
Pheno-D	0,7	83	cœur	54,56	0,16	27,91	0,86	0,00	0,13	11,75	5,15	0,06	0,08	100,66	56
Pheno-D	0,7	98	cœur	53,61	0,11	28,45	0,89	0,03	0,21	12,05	4,84	0,08	0,07	100,33	58
Pheno-D	0,7	109	cœur	55,07	0,09	28,16	0,93	0,00	0,14	11,74	5,12	0,05	0,00	101,30	56
Pheno-D	0,7	118	cœur	55,20	0,11	27,47	0,90	0,00	0,15	10,99	5,34	0,07	0,04	100,26	53
Pheno-D	0,7	123	bordure	56,01	0,16	26,81	0,95	0,03	0,13	10,49	5,75	0,09	0,00	100,41	50
Pheno-D	0,7	130	bordure	57,57	0,10	26,17	0,90	0,01	0,06	9,38	6,42	0,13	0,00	100,75	44
Pheno-E	10,06	0	bordure	59,19	0,05	25,00	0,65	0,06	0,08	7,70	7,03	0,13	0,04	99,91	37
Pheno-E	10,06	4	bordure	57,77	0,00	25,91	0,81	0,00	0,05	8,96	6,48	0,06	0,00	100,05	43
Pheno-E	10,06	11	bordure	56,78	0,11	26,77	0,76	0,00	0,10	9,83	5,89	0,10	0,08	100,41	48
Pheno-E	10,06	18	cœur	55,08	0,08	27,57	0,98	0,08	0,15	11,16	5,33	0,09	0,00	100,51	53
Pheno-E	10,06	23	cœur	54,56	0,10	28,14	1,13	0,01	0,17	11,61	5,02	0,07	0,04	100,86	56
Pheno-E	10,06	29	cœur	53,84	0,07	28,32	0,76	0,07	0,18	12,28	4,60	0,05	0,00	100,18	59
Pheno-E	10,06	35	cœur	54,21	0,13	28,08	0,76	0,03	0,20	11,91	4,68	0,05	0,04	100,09	58
Pheno-E	10,06	40	cœur	54,06	0,00	28,51	0,80	0,00	0,14	11,99	4,64	0,04	0,05	100,23	59
Pheno-E	10,06	44	cœur	54,34	0,08	28,03	0,80	0,00	0,15	11,77	4,90	0,11	0,04	100,22	57
Pheno-E	10,06	48	cœur	53,97	0,10	28,20	0,95	0,05	0,15	12,02	4,87	0,07	0,03	100,43	57
Pheno-E	10,06	54	cœur	54,31	0,11	28,14	0,98	0,00	0,19	11,59	4,97	0,10	0,00	100,40	56
Pheno-E	10,06	58	cœur	54,45	0,07	27,82	0,92	0,00	0,16	11,53	4,96	0,08	0,00	99,97	56
Pheno-E	10,06	63	cœur	53,92	0,08	28,61	0,73	0,06	0,14	11,91	4,94	0,10	0,03	100,53	57
Pheno-E	10,06	68	cœur	54,25	0,15	28,12	0,81	0,00	0,14	11,80	4,81	0,09	0,04	100,21	57
Pheno-E	10,06	71	cœur	54,38	0,07	28,26	0,90	0,00	0,19	11,56	4,98	0,07	0,00	100,40	56
Pheno-E	10,06	76	cœur	53,77	0,04	28,75	0,79	0,00	0,17	12,19	4,88	0,02	0,00	100,60	58
Pheno-E	10,06	84	cœur	56,27	0,15	28,56	0,84	0,00	0,17	11,25	4,92	0,09	0,00	102,24	56
Pheno-E	10,06	88	cœur	54,96	0,19	27,48	0,75	0,03	0,12	11,10	5,01	0,09	0,02	99,76	55
Pheno-E	10,06	91	bordure	55,85	0,17	27,18	0,90	0,00	0,10	10,53	5,82	0,10	0,01	100,66	50
Pheno-E	10,06	98	bordure	56,84	0,11	26,84	0,82	0,01	0,10	10,04	5,72	0,08	0,00	100,56	49
Pheno-E	10,06	105	bordure	58,87	0,07	25,62	0,62	0,00	0,09	8,44	6,78	0,13	0,01	100,63	40
2958-4															
Pheno-F	1,6	0	bordure calcique	55,75	0,14	25,70	1,51	0,08	0,52	10,43	5,42	0,10	0,01	99,65	51
Pheno-F	1,6	5	bordure calcique	54,82	0,09	28,03	1,07	0,02	0,15	11,41	5,01	0,08	0,00	100,70	55
Pheno-F	1,6	11	bordure calcique	53,92	0,11	27,81	0,92	0,00	0,17	11,72	4,69	0,07	0,00	99,41	58
Pheno-F	1,6	18	bordure calcique	54,30	0,13	28,43	0,73	0,06	0,16	11,51	4,80	0,05	0,00	100,16	57
Pheno-F	1,6	25	bordure calcique	53,85	0,09	28,33	1,14	0,05	0,12	11,68	4,96	0,11	0,00	100,34	56
Pheno-F	1,6	29	bordure calcique	53,95	0,09	28,58	0,76	0,00	0,16	12,11	4,72	0,07	0,03	100,46	58
Pheno-F	1,6	34	bordure calcique	53,48	0,12	28,88	0,83	0,04	0,17	12,17	4,60	0,09	0,00	100,37	59
Pheno-F	1,6	40	bordure calcique	54,12	0,12	28,35	0,71	0,00	0,17	11,57	4,93	0,07	0,00	100,03	56
Pheno-F	1,6	46	bordure calcique	53,45	0,04	28,71	0,85	0,01	0,13	12,34	4,67	0,08	0,00	100,27	59
Pheno-F	1,6	51	bordure calcique	54,18	0,08	28,86	0,82	0,00	0,19	11,87	4,81	0,08	0,00	100,89	57
Pheno-F	1,6	52	bordure calcique	55,69	0,13	29,05	0,67	0,00	0,13	11,99	2,20	0,03	0,00	99,90	75
Pheno-F	1,6	56	bordure calcique	54,31	0,09	28,44	0,73	0,00	0,15	11,81	4,86	0,08	0,00	100,47	57
Pheno-F	1,6	63	bordure calcique	54,19	0,08	29,01	0,71	0,00	0,17	12,43	4,55	0,01	0,00	101,16	60
Pheno-F	1,6	67	bordure calcique	54,09	0,07	28,89	0,80	0,06	0,16	12,32	4,72	0,07	0,00	101,18	59
Pheno-F	1,6	72	bordure calcique	53,77	0,13	28,64	0,86	0,00	0,16	12,16	5,02	0,06	0,03	100,83	57
Pheno-F	1,6	77	bordure calcique	53,49	0,06	28,81	0,82	0,00	0,18	12,37	4,57	0,02	0,06	100,37	60
Pheno-F	1,6	83	cœur	54,63	0,11	28,50	0,78	0,00	0,17	11,36	5,22	0,08	0,00	100,86	54
Pheno-F	1,6	92	cœur	55,37	0,16	28,06	0,78	0,04	0,13	11,62	4,96	0,12	0,03	101,27	56
Pheno-F	1,6	98	cœur	54,85	0,11	28,17	0,79	0,00	0,13	11,50	5,06	0,06	0,00	100,66	55
Pheno-F	1,6	104	cœur	54,76	0,16	28,45	0,74	0,00	0,13	11,55	5,10	0,07	0,05	101,01	55
Pheno-F	1,6	110	cœur	54,86	0,07	28,13	0,80	0,01	0,11	11,84	5,05	0,08	0,01	100,96	56
Pheno-F	1,6	115	cœur	54,88	0,07	28,09	0,67	0,03	0,14	11,45	5,01	0,07	0,00	100,42	56
Pheno-F	1,6	121	cœur	55,01	0,13	28,25	0,81	0,02	0,14	11,35	5,18	0,04	0,00	100,94	55
Pheno-F	1,6	127	cœur	55,24	0,14	28,13	0,77	0,09	0,10	11,37	4,96	0,07	0,02	100,88	56
Pheno-F	1,6	135	cœur	54,75	0,14	28,39	0,86	0,00	0,14	11,75	4,97	0,04	0,02	101,06	57
Pheno-F	1,6	142	cœur	55,13	0,09	28,33	0,82	0,05	0,10	11,64	5,03	0,13	0,03	101,35	56
Pheno-F	1,6	151	cœur	54,88	0,11	28,31	0,72	0,01	0,08	11,33	5,05	0,03	0,04	100,57	55

	L(mm) ^b	D(μm) ^b	Position	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ^c	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total	%An
Pheno-F	1,6	159	cœur	55,14	0,11	28,43	0,81	0,01	0,12	11,46	5,03	0,05	0,02	101,17	56
Pheno-F	1,6	166	cœur	54,62	0,12	28,07	0,70	0,06	0,13	11,37	5,06	0,08	0,00	100,21	55
Pheno-F	1,6	172	cœur	54,98	0,07	28,23	0,90	0,02	0,12	11,49	5,01	0,07	0,01	100,89	56
Pheno-F	1,6	179	cœur	54,55	0,03	28,42	0,67	0,07	0,11	11,42	4,87	0,07	0,00	100,21	56
Pheno-F	1,6	185	bordure calcique	53,25	0,11	28,90	0,73	0,00	0,13	12,50	4,38	0,06	0,07	100,13	61
Pheno-F	1,6	189	bordure calcique	52,85	0,09	29,04	0,80	0,01	0,14	12,67	4,55	0,03	0,03	100,23	60
Pheno-F	1,6	195	bordure calcique	53,78	0,09	29,35	0,73	0,00	0,13	12,45	4,48	0,10	0,00	101,11	60
Pheno-F	1,6	201	bordure calcique	53,57	0,14	29,16	0,67	0,00	0,15	12,50	4,51	0,00	0,04	100,73	60
Pheno-F	1,6	208	bordure calcique	53,77	0,09	28,99	0,77	0,06	0,14	12,38	4,81	0,09	0,00	101,10	58
Pheno-F	1,6	215	bordure calcique	53,88	0,14	28,79	0,92	0,03	0,14	12,07	4,84	0,05	0,06	100,91	58
Pheno-F	1,6	219	bordure calcique	54,14	0,05	28,86	0,94	0,01	0,16	12,26	4,51	0,11	0,00	101,03	60
Pheno-F	1,6	223	bordure calcique	54,02	0,13	28,54	0,99	0,09	0,12	12,04	4,95	0,06	0,00	100,93	57
Pheno-F	1,6	272	bordure calcique	55,38	0,17	27,38	1,17	0,00	0,15	10,55	5,51	0,13	0,00	100,43	51
Pheno-F	1,6	278	bordure calcique	53,21	0,17	29,35	0,76	0,05	0,15	13,12	4,35	0,04	0,00	101,20	62
Pheno-F	1,6	282	bordure calcique	53,65	0,06	29,09	0,86	0,01	0,17	12,48	4,71	0,09	0,00	101,12	59
Pheno-F	1,6	286	bordure calcique	53,83	0,06	28,83	0,83	0,00	0,14	12,41	4,65	0,06	0,00	100,82	59
Pheno-F	1,6	290	bordure calcique	53,42	0,06	29,18	0,76	0,00	0,15	12,51	4,48	0,07	0,00	100,63	60
Pheno-F	1,6	297	bordure calcique	54,29	0,11	28,84	0,91	0,00	0,13	12,26	4,82	0,05	0,01	101,42	58
Pheno-F	1,6	305	bordure calcique	53,63	0,15	28,92	0,71	0,02	0,12	12,72	4,52	0,04	0,00	100,83	61
Pheno-F	1,6	312	bordure calcique	53,27	0,14	29,47	0,84	0,12	0,11	12,64	4,52	0,03	0,00	101,15	61
Pheno-F	1,6	321	bordure calcique	53,09	0,08	29,33	0,77	0,00	0,16	12,56	4,61	0,12	0,03	100,74	60
Pheno-F	1,6	330	cœur	54,08	0,10	28,32	0,89	0,00	0,18	11,74	5,03	0,06	0,08	100,48	56
Pheno-F	1,6	337	cœur	54,79	0,10	28,36	0,72	0,04	0,14	11,78	4,96	0,03	0,00	100,93	57
Pheno-F	1,6	346	cœur	54,58	0,11	28,17	0,87	0,05	0,15	11,56	4,91	0,06	0,06	100,51	56
Pheno-F	1,6	353	cœur	54,71	0,06	28,53	0,73	0,00	0,16	11,73	4,87	0,08	0,03	100,90	57
Pheno-F	1,6	359	bordure calcique	53,52	0,10	28,83	0,67	0,01	0,15	12,13	4,77	0,06	0,03	100,28	58
Pheno-F	1,6	368	bordure calcique	53,61	0,12	28,88	0,85	0,04	0,16	12,14	4,58	0,05	0,04	100,46	59



Annexe B-1b. Cartes de répartition chimique du calcium et du sodium au sein des xénocristaux de plagioclase inclus dans le dyke BV2958-2 (photo en Planche C-B). Ces cartes ont été obtenues par microsonde électronique, à partir de lames minces polies et métallisées. Ces cartes correspondent à l'intégration dans l'espace d'analyses espacées selon un pas de 13 μm et effectuées avec un faisceau d'électrons de 10 μm , une tension courante d'accélération de 15 kV et un courant sur les cages de Faraday de 60 nA. Les deux profils au sein des xénocristaux A, B et C sont illustrés en Figure C2-11 de l'article Cordier et al. (soumis à Lithos, Chapitre C-II). Les analyses chimiques le long de ces profils sont détaillées en Annexe B-1a.

Annexe B-2a. Analyses par microsonde électronique^a des oxydes ferrotitanés contenus dans le ferrobasalte BV2958-3.

1) Titanomagnétite		0,16	0,15	0,40	0,42	0,14	0,30	0,20	0,28	0,18	0,14	0,04	0,24	0,18	0,15	0,22	0,06	0,15	0,06	0,15
SiO ₂	0,08	21,98	19,76	24,09	21,01	20,45	21,46	21,04	21,21	20,39	20,03	20,42	20,74	20,09	20,96	22,47	21,09	19,68	20,36	20,58
TiO ₂	20,73	1,81	2,43	1,85	2,20	2,66	1,79	2,27	2,19	1,85	2,36	2,46	2,38	2,13	1,97	2,01	1,73	2,64	2,55	1,79
Al ₂ O ₃	1,91	71,29	72,61	67,37	69,88	70,92	69,74	69,66	68,22	69,12	72,96	71,81	68,58	72,06	71,39	68,00	72,48	71,60	71,72	72,22
FeO ^b	71,86	0,59	0,64	0,65	0,50	0,44	0,71	0,58	0,58	0,57	0,47	0,47	0,63	0,37	0,43	0,65	0,47	0,52	0,59	0,45
MnO	0,59	1,15	1,07	0,39	0,53	1,12	0,58	0,76	0,54	0,58	0,96	1,06	0,42	0,92	0,86	0,71	0,99	1,24	1,19	0,87
MgO	0,61	0,10	0,00	0,13	0,16	0,09	0,05	0,01	0,03	0,02	0,04	0,00	0,21	0,03	0,06	0,02	0,02	0,15	0,02	0,07
CaO	0,00	0,00	0,00	0,04	0,07	0,02	0,07	0,00	0,08	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,02	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,07	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,10	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01
P ₂ O ₃	0,00	97,08	96,66	95,09	94,79	95,84	94,78	94,52	93,14	92,77	97,00	96,28	93,22	95,78	95,95	94,12	96,84	95,97	96,52	96,18
Total	95,79	63,72	57,78	72,45	63,20	60,43	64,29	63,14	64,84	62,19	58,32	59,85	63,63	59,07	61,63	67,76	61,05	58,03	59,64	60,17
% Ulv. ^c	61,08																			
2) Hémoilménite		0,07	0,08	0,13	0,09	0,06	0,34	0,11	0,08	0,29	0,12	0,18	0,20	0,05	0,11	0,07	0,00	0,13	0,06	0,15
SiO ₂	47,84	49,00	48,53	47,68	48,32	47,12	47,81	48,61	48,61	46,50	48,07	47,43	48,00	47,90	46,93	46,90	47,29	48,61	48,61	48,61
TiO ₂	0,20	0,08	0,08	0,15	0,18	0,18	0,16	0,16	0,11	0,22	0,07	0,11	0,14	0,14	0,18	0,18	0,12	0,08	0,12	0,08
Al ₂ O ₃	49,43	48,29	48,38	48,55	47,71	46,97	46,97	48,58	48,06	48,83	47,95	48,55	47,41	47,33	50,11	49,17	48,74	47,61	47,61	47,61
FeO ^b	0,62	0,56	0,64	0,67	0,73	1,01	0,83	0,71	0,71	0,72	0,79	0,65	0,53	0,51	0,68	0,62	0,50	0,79	0,79	0,79
MnO	0,58	0,61	0,60	0,47	0,50	0,92	0,92	0,92	0,53	0,64	0,74	0,50	0,59	0,90	0,54	0,80	0,49	0,68	0,68	0,68
MgO	0,03	0,07	0,24	0,22	0,13	0,12	0,12	0,07	0,03	0,09	0,09	0,06	0,20	0,08	0,07	0,09	0,08	0,18	0,18	0,18
CaO	0,07	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02
Na ₂ O	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00	0,04	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01
K ₂ O	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02
P ₂ O ₃	98,90	98,73	98,61	97,84	97,63	96,71	98,53	98,13	98,13	97,35	97,83	97,40	97,08	96,92	98,61	97,86	97,26	98,13	98,13	98,13
Total	91,36	93,68	93,03	92,19	93,58	91,96	91,31	93,50	93,50	90,30	92,57	92,08	93,63	93,06	89,72	90,23	91,74	93,58	93,58	93,58
% Ilm. ^c																				

^a Les teneurs en éléments majeurs des oxydes ferrotitanés ont été déterminées in situ, sur des lames minces polies et métallisées, par microsonde électronique CAMECA SX-50 (Microsonde Ouest). Les analyses sont effectuées avec une tension courante de 15 kV et un courant de 15 à 20 nA ; le temps de comptage est de 6 secondes par cycle. Les concentrations <0,1 % ne sont pas représentatives compte tenu de la précision de la méthode. Ces compositions sont utilisées pour calculer la température d'équilibre et la fugacité d'oxygène (Annexe B-2b).

^b La teneur en fer total est exprimée sous forme FeO.

^c Les proportions en ulvospinel et ilménite sont déterminées après calcul de la formule structurale, en considérant la méthode de décomposition du fer de Charmichael (1967) et le calcul des proportions de cations de Lindsley et Spencer (1982).

Annexe B-2b. Calcul de la fugacité d'oxygène et de la température d'équilibre à partir des couples d'oxydes ferrotitanés analysés dans le ferrobasalte BV2958-3 (Annexe B-2a).

% Ulv	% Ilm	T°	log fO ₂	% Ulv	% Ilm	T°	log fO ₂	% Ulv	% Ilm	T°	log fO ₂	% Ulv	% Ilm	T°	log fO ₂
63,7	91,4	992	-11,2	72,4	90,2	1175	-8,7	64,3	93,0	935	-12,5	64,8	93,6	916	-12,9
63,7	93,7	900	-13,2	72,4	91,7	1114	-9,7	64,3	92,2	969	-11,7	64,8	95,5	806	-15,7
63,7	93,0	929	-12,6	72,4	93,6	1019	-11,3	64,3	93,6	911	-13,0	64,8	90,7	1029	-10,6
63,7	92,2	963	-11,8	72,4	95,5	883	-14,2	64,3	92,0	978	-11,6	64,8	92,1	978	-11,6
63,7	93,6	905	-13,1	72,4	90,7	1159	-9,0	64,3	91,3	1001	-11,1	64,8	92,0	982	-11,5
63,7	92,0	971	-11,7	72,4	92,1	1096	-10,0	64,3	93,5	915	-12,9	64,8	94,7	856	-14,4
63,7	91,3	993	-11,2	72,4	92,0	1100	-9,9	64,3	90,3	1032	-10,5	64,8	94,7	858	-14,4
63,7	93,5	909	-13,0	72,4	94,7	944	-12,8	64,3	92,6	955	-12,1	64,8	90,6	1029	-10,6
63,7	90,3	1024	-10,6	72,4	94,7	946	-12,8	64,3	92,1	973	-11,7	64,8	91,4	1005	-11,1
63,7	92,6	948	-12,2	72,4	90,6	1159	-9,0	64,3	93,6	908	-13,1	62,2	91,4	974	-11,5
63,7	92,1	967	-11,8	72,4	91,4	1130	-9,4	64,3	93,1	934	-12,5	62,2	93,7	886	-13,5
63,7	93,6	903	-13,2	63,2	91,4	985	-11,3	64,3	89,7	1048	-10,2	62,2	93,0	914	-12,8
63,7	93,1	928	-12,6	63,2	93,7	895	-13,3	64,3	90,2	1034	-10,5	62,2	92,2	946	-12,1
63,7	89,7	1040	-10,3	63,2	93,0	924	-12,7	64,3	91,7	986	-11,4	62,2	93,6	890	-13,4
63,7	90,2	1026	-10,6	63,2	92,2	957	-11,9	64,3	93,6	911	-13,0	62,2	92,0	954	-11,9
63,7	91,7	979	-11,5	63,2	93,6	900	-13,2	64,3	95,5	802	-15,8	62,2	91,3	975	-11,5
63,7	93,6	905	-13,1	63,2	92,0	965	-11,8	64,3	90,7	1021	-10,7	62,2	93,5	894	-13,3
63,7	95,5	798	-15,9	63,2	91,3	987	-11,3	64,3	92,1	971	-11,7	62,2	90,3	1005	-10,9
63,7	90,7	1014	-10,8	63,2	93,5	904	-13,1	64,3	92,0	975	-11,6	62,2	92,6	932	-12,4
63,7	92,1	965	-11,8	63,2	90,3	1018	-10,7	64,3	94,7	851	-14,5	62,2	92,1	950	-12,0
63,7	92,0	968	-11,7	63,2	92,6	942	-12,2	64,3	94,7	853	-14,4	62,2	93,6	888	-13,4
63,7	94,7	846	-14,6	63,2	92,1	961	-11,8	64,3	90,6	1022	-10,7	62,2	93,1	912	-12,9
63,7	94,7	848	-14,5	63,2	93,6	898	-13,3	64,3	91,4	998	-11,2	62,2	89,7	1020	-10,6
63,7	90,6	1014	-10,8	63,2	93,1	922	-12,7	63,1	91,4	985	-11,3	62,2	90,2	1007	-10,8
63,7	91,4	991	-11,3	63,2	89,7	1033	-10,4	63,1	93,7	894	-13,3	62,2	91,7	962	-11,8
57,8	91,4	929	-12,2	63,2	90,2	1020	-10,7	63,1	93,0	923	-12,7	62,2	93,6	890	-13,4
57,8	93,7	849	-14,1	63,2	91,7	973	-11,6	63,1	92,2	956	-11,9	62,2	95,5	787	-16,1
57,8	93,0	875	-13,5	63,2	93,6	900	-13,2	63,1	93,6	899	-13,2	62,2	90,7	995	-11,1
57,8	92,2	904	-12,8	63,2	95,5	794	-16,0	63,1	92,0	964	-11,8	62,2	92,1	948	-12,1
57,8	93,6	854	-14,0	63,2	90,7	1007	-10,9	63,1	91,3	986	-11,3	62,2	92,0	951	-12,0
57,8	92,0	911	-12,6	63,2	92,1	959	-11,9	63,1	93,5	903	-13,1	62,2	94,7	834	-14,8
57,8	91,3	931	-12,1	63,2	92,1	961	-11,8	63,1	90,3	1017	-10,7	62,2	94,7	835	-14,8
57,8	93,5	857	-13,9	63,2	94,7	842	-14,7	63,1	92,6	942	-12,3	62,2	90,6	996	-11,1
57,8	90,3	957	-11,5	63,2	94,7	843	-14,6	63,1	92,1	960	-11,9	62,2	91,4	973	-11,5
57,8	92,6	891	-13,1	63,2	90,6	1008	-10,9	63,1	93,6	897	-13,3	58,3	91,4	934	-12,1
57,8	92,1	907	-12,7	63,2	91,4	985	-11,3	63,1	93,1	922	-12,7	58,3	93,7	853	-14,1
57,8	93,6	852	-14,1	60,4	91,4	955	-11,8	63,1	89,7	1032	-10,4	58,3	93,0	879	-13,4
57,8	93,1	874	-13,5	60,4	93,7	870	-13,8	63,1	90,2	1019	-10,7	58,3	92,2	909	-12,7
57,8	89,7	971	-11,3	60,4	93,0	897	-13,1	63,1	91,7	972	-11,6	58,3	93,6	858	-13,9
57,8	90,2	959	-11,5	60,4	92,2	928	-12,4	63,1	93,6	899	-13,2	58,3	92,0	916	-12,5
57,8	91,7	918	-12,4	60,4	93,6	875	-13,6	63,1	95,5	793	-16,0	58,3	91,3	936	-12,1
57,8	93,6	854	-14,0	60,4	92,0	936	-12,2	63,1	90,7	1007	-10,9	58,3	93,5	861	-13,9
57,8	95,5	760	-16,7	60,4	91,3	956	-11,8	63,1	92,1	958	-11,9	58,3	90,3	963	-11,5
57,8	90,7	948	-11,7	60,4	93,5	878	-13,6	63,1	92,0	962	-11,8	58,3	92,6	896	-13,0
57,8	92,1	905	-12,7	60,4	90,3	985	-11,2	63,1	94,7	841	-14,7	58,3	92,1	912	-12,6
57,8	92,0	909	-12,6	60,4	92,6	914	-12,7	63,1	94,7	843	-14,6	58,3	93,6	856	-14,0
57,8	94,7	802	-15,4	60,4	91,4	955	-11,8	63,1	90,6	1007	-10,9	58,3	93,1	878	-13,4
57,8	94,7	804	-15,4	60,4	92,1	932	-12,3	63,1	91,4	984	-11,4	58,3	89,7	977	-11,2
57,8	90,6	949	-11,7	60,4	93,6	873	-13,7	64,8	91,4	1006	-11,0	58,3	90,2	964	-11,4
57,8	91,4	929	-12,2	60,4	93,1	896	-13,1	64,8	93,7	912	-13,0	58,3	91,7	923	-12,4
72,4	91,4	1130	-9,4	60,4	89,7	1000	-10,9	64,8	93,0	941	-12,4	58,3	93,6	858	-13,9
72,4	93,7	1013	-11,5	60,4	90,2	987	-11,1	64,8	92,2	976	-11,6	58,3	95,5	763	-16,6
72,4	93,0	1050	-10,8	60,4	91,7	943	-12,0	64,8	93,6	917	-12,9	58,3	90,7	953	-11,7
72,4	92,2	1093	-10,0	60,4	93,6	875	-13,6	64,8	92,0	985	-11,5	58,3	92,1	910	-12,6
72,4	93,6	1020	-11,3	60,4	95,5	775	-16,4	64,8	91,3	1008	-11,0	58,3	92,0	913	-12,6
72,4	92,0	1104	-9,8	60,4	90,7	975	-11,4	64,8	93,5	920	-12,8	58,3	94,7	806	-15,4
72,4	91,3	1133	-9,4	60,4	92,1	930	-12,3	64,8	90,3	1039	-10,4	58,3	94,7	807	-15,3
72,4	93,5	1024	-11,2	60,4	92,1	930	-12,3	64,8	92,6	961	-12,0	58,3	90,6	954	-11,7
72,4	90,3	1172	-8,8	60,4	94,7	820	-15,1	64,8	92,1	980	-11,6	58,3	91,4	934	-12,1
72,4	92,6	1074	-10,3	60,4	94,7	822	-15,0	64,8	93,6	914	-13,0	59,8	91,4	949	-11,9
72,4	92,1	1098	-9,9	60,4	90,6	976	-11,3	64,8	93,1	940	-12,4	59,8	93,7	865	-13,8
72,4	93,6	1016	-11,4	60,4	91,4	954	-11,8	64,8	89,7	1056	-10,1	59,8	93,0	892	-13,2
72,4	93,1	1049	-10,8	64,3	91,4	999	-11,1	64,8	90,2	1041	-10,4	59,8	92,2	922	-12,5
72,4	89,7	1192	-8,5	64,3	93,7	906	-13,1	64,8	91,7	993	-11,3	59,8	93,6	870	-13,7

La température d'équilibre et la fugacité d'oxygène sont calculées pour chaque couple titanomagnétite-hémimérite en utilisant le programme ILMAT (Lepage, 2003). Les calculs se basent sur la décomposition du fer total proposée par Carmichael (1967), sur le calcul des proportions d'ülvospinelle et d'ilménite de Lindsley et Spencer (1982) et sur les équations de géothermométrie d'Anderson et Lindlsey (1985).

Les fugacités d'oxygène déterminées sont représentées en fonction de la température d'équilibre sur la Figure C2-5 de l'article Cordier et al. (soumis à Lithos, Chapitre C-II).

% Ulv	% Ilm	T°	log fO ₂	% Ulv	% Ilm	T°	log fO ₂	% Ulv	% Ilm	T°	log fO ₂	% Ulv	% Ilm	T°	log fO ₂
59,8	92,0	930	-12,3	59,1	90,6	961	-11,6	61,0	90,2	994	-11,0	60,2	92,0	933	-12,2
59,8	91,3	950	-11,8	59,1	91,4	941	-12,0	61,0	91,7	949	-11,9	60,2	91,3	954	-11,8
59,8	93,5	873	-13,6	61,6	91,4	967	-11,6	61,0	93,6	880	-13,6	60,2	93,5	876	-13,6
59,8	90,3	978	-11,2	61,6	93,7	880	-13,6	61,0	95,5	779	-16,3	60,2	90,3	982	-11,2
59,8	92,6	909	-12,8	61,6	93,0	908	-12,9	61,0	90,7	982	-11,3	60,2	92,6	912	-12,7
59,8	92,1	926	-12,4	61,6	92,2	940	-12,2	61,0	92,1	936	-12,2	60,2	92,1	929	-12,3
59,8	93,6	868	-13,8	61,6	93,6	885	-13,5	61,0	92,0	939	-12,2	60,2	93,6	870	-13,7
59,8	93,1	891	-13,2	61,6	92,0	948	-12,0	61,0	94,7	825	-15,0	60,2	93,1	893	-13,2
59,8	89,7	993	-11,0	61,6	91,3	969	-11,6	61,0	94,7	826	-14,9	60,2	89,7	997	-10,9
59,8	90,2	980	-11,2	61,6	93,5	889	-13,4	61,0	90,6	982	-11,2	60,2	90,2	984	-11,2
59,8	91,7	937	-12,1	61,6	90,3	998	-11,0	61,0	91,4	961	-11,7	60,2	91,7	940	-12,1
59,8	93,6	870	-13,7	61,6	92,6	926	-12,5	58,0	91,4	931	-12,1	60,2	93,6	872	-13,7
59,8	95,5	772	-16,4	61,6	92,1	944	-12,1	58,0	93,7	851	-14,1	60,2	95,5	774	-16,4
59,8	90,7	969	-11,4	61,6	93,6	883	-13,5	58,0	93,0	877	-13,4	60,2	90,7	972	-11,4
59,8	92,1	924	-12,4	61,6	93,1	907	-12,9	58,0	92,2	906	-12,7	60,2	92,1	927	-12,4
59,8	92,0	928	-12,3	61,6	89,7	1013	-10,7	58,0	93,6	856	-14,0	60,2	92,0	931	-12,3
59,8	94,7	816	-15,2	61,6	90,2	1000	-10,9	58,0	92,0	913	-12,6	60,2	94,7	818	-15,1
59,8	94,7	817	-15,1	61,6	91,7	955	-11,9	58,0	91,3	933	-12,1	60,2	94,7	820	-15,1
59,8	90,6	969	-11,4	61,6	93,6	885	-13,5	58,0	93,5	859	-13,9	60,2	90,6	973	-11,4
59,8	91,4	948	-11,9	61,6	95,5	783	-16,2	58,0	90,3	960	-11,5	60,2	91,4	952	-11,8
63,6	91,4	991	-11,3	61,6	90,7	989	-11,2	58,0	92,6	893	-13,0	61,1	91,4	962	-11,7
63,6	93,7	899	-13,3	61,6	92,1	942	-12,2	58,0	92,1	909	-12,6	61,1	93,7	876	-13,7
63,6	93,0	928	-12,6	61,6	92,0	945	-12,1	58,0	93,6	853	-14,0	61,1	93,0	903	-13,0
63,6	92,2	962	-11,9	61,6	94,7	829	-14,9	58,0	93,1	875	-13,5	61,1	92,2	934	-12,3
63,6	93,6	904	-13,1	61,6	94,7	831	-14,9	58,0	89,7	974	-11,2	61,1	93,6	880	-13,5
63,6	92,0	970	-11,7	61,6	90,6	989	-11,2	58,0	90,2	962	-11,5	61,1	92,0	942	-12,1
63,6	91,3	992	-11,2	61,6	91,4	967	-11,6	58,0	91,7	920	-12,4	61,1	91,3	963	-11,7
63,6	93,5	908	-13,1	67,8	91,4	1047	-10,5	58,0	93,6	855	-14,0	61,1	93,5	884	-13,5
63,6	90,3	1023	-10,6	67,8	93,7	945	-12,5	58,0	95,5	761	-16,7	61,1	90,3	992	-11,1
63,6	92,6	947	-12,2	67,8	93,0	978	-11,8	58,0	90,7	951	-11,7	61,1	92,6	921	-12,6
63,6	92,1	966	-11,8	67,8	92,2	1015	-11,1	58,0	92,1	908	-12,7	61,1	92,1	938	-12,2
63,6	93,6	902	-13,2	67,8	93,6	951	-12,4	58,0	92,0	911	-12,6	61,1	93,6	878	-13,6
63,6	93,1	927	-12,6	67,8	92,0	1024	-10,9	58,0	94,7	804	-15,4	61,1	93,1	902	-13,0
63,6	89,7	1039	-10,3	67,8	91,3	1049	-10,4	58,0	94,7	805	-15,4	61,1	89,7	1007	-10,8
63,6	90,2	1025	-10,6	67,8	93,5	955	-12,3	58,0	90,6	951	-11,7	61,1	90,2	994	-11,0
63,6	91,7	978	-11,5	67,8	90,3	1083	-9,8	58,0	91,4	931	-12,1	61,1	91,7	950	-11,9
63,6	93,6	904	-13,1	67,8	92,6	999	-11,4	59,6	91,4	947	-11,9	61,1	93,6	880	-13,5
63,6	95,5	797	-15,9	67,8	92,1	1019	-11,0	59,6	93,7	864	-13,9	61,1	95,5	779	-16,3
63,6	90,7	1013	-10,8	67,8	93,6	948	-12,4	59,6	93,0	890	-13,2	61,1	90,7	982	-11,3
63,6	92,1	963	-11,8	67,8	93,1	976	-11,8	59,6	92,2	920	-12,5	61,1	92,1	936	-12,2
63,6	92,0	967	-11,7	67,8	89,7	1101	-9,5	59,6	93,6	868	-13,8	61,1	92,0	940	-12,2
63,6	94,7	845	-14,6	67,8	90,2	1085	-9,8	59,6	92,0	928	-12,3	61,1	94,7	825	-15,0
63,6	94,7	847	-14,6	67,8	91,7	1033	-10,7	59,6	91,3	948	-11,9	61,1	94,7	826	-14,9
63,6	90,6	1013	-10,8	67,8	93,6	950	-12,4	59,6	93,5	871	-13,7	61,1	90,6	983	-11,2
63,6	91,4	990	-11,3	67,8	95,5	832	-15,2	59,6	90,3	976	-11,3	61,1	91,4	961	-11,7
59,1	91,4	941	-12,0	67,8	90,7	1072	-10,0	59,6	92,6	907	-12,8	58,8	91,4	939	-12,0
59,1	93,7	859	-13,9	67,8	92,1	1017	-11,0	59,6	92,1	924	-12,4	58,8	93,7	857	-14,0
59,1	93,0	885	-13,3	67,8	92,0	1021	-11,0	59,6	93,6	866	-13,8	58,8	93,0	883	-13,3
59,1	92,2	915	-12,6	67,8	94,7	885	-13,9	59,6	93,1	889	-13,2	58,8	92,2	913	-12,6
59,1	93,6	864	-13,8	67,8	94,7	887	-13,8	59,6	89,7	991	-11,0	58,8	93,6	862	-13,9
59,1	92,0	923	-12,4	67,8	90,6	1072	-10,0	59,6	90,2	978	-11,2	58,8	92,0	921	-12,4
59,1	91,3	943	-12,0	67,8	91,4	1047	-10,5	59,6	91,7	935	-12,2	58,8	91,3	940	-12,0
59,1	93,5	867	-13,8	61,0	91,4	961	-11,7	59,6	93,6	868	-13,8	58,8	93,5	865	-13,8
59,1	90,3	970	-11,4	61,0	93,7	875	-13,7	59,6	95,5	771	-16,5	58,8	90,3	968	-11,4
59,1	93,6	861	-13,9	61,0	93,0	903	-13,0	59,6	90,7	967	-11,5	58,8	92,6	900	-12,9
59,1	93,1	884	-13,3	61,0	92,2	934	-12,3	59,6	92,1	922	-12,5	58,8	92,1	917	-12,5
59,1	89,7	985	-11,1	61,0	93,6	880	-13,5	59,6	92,0	926	-12,4	58,8	93,6	860	-13,9
59,1	90,2	972	-11,3	61,0	92,0	942	-12,1	59,6	94,7	815	-15,2	58,8	93,1	882	-13,4
59,1	91,7	930	-12,2	61,0	91,3	963	-11,7	59,6	94,7	816	-15,1	58,8	89,7	982	-11,1
59,1	93,6	863	-13,8	61,0	93,5	883	-13,5	59,6	90,6	967	-11,5	58,8	90,2	970	-11,4
59,1	95,5	767	-16,5	61,0	90,3	992	-11,1	59,6	91,4	946	-11,9	58,8	91,7	928	-12,3
59,1	90,7	961	-11,6	61,0	92,6	920	-12,6	60,2	91,4	952	-11,8	58,8	93,6	862	-13,9
59,1	92,1	917	-12,5	61,0	92,1	938	-12,2	60,2	93,7	868	-13,8	58,8	95,5	766	-16,6
59,1	92,0	920	-12,5	61,0	93,6	878	-13,6	60,2	93,0	895	-13,1	58,8	90,7	959	-11,6
59,1	94,7	811	-15,3	61,0	93,1	901	-13,0	60,2	92,2	926	-12,4	58,8	92,1	915	-12,6
59,1	94,7	812	-15,2	61,0	89,7	1007	-10,8	60,2	93,6	873	-13,7	58,8	92,0	918	-12,5

% Ulv	% Ilm	T°	log fO ₂	% Ulv	% Ilm	T°	log fO ₂	% Ulv	% Ilm	T°	log fO ₂	% Ulv	% Ilm	T°	log fO ₂
58,8	94,7	809	-15,3	60,6	91,4	956	-11,8	65,3	93,6	922	-12,8	57,8	90,3	957	-11,6
58,8	94,7	810	-15,3	60,6	93,7	871	-13,7	65,3	92,0	991	-11,4	57,8	92,6	891	-13,1
58,8	90,6	959	-11,6	60,6	93,0	898	-13,1	65,3	91,3	1014	-10,9	57,8	92,1	907	-12,7
58,8	91,4	938	-12,0	60,6	92,2	930	-12,4	65,3	93,5	926	-12,8	57,8	93,6	852	-14,1
60,0	91,4	950	-11,9	60,6	93,6	876	-13,6	65,3	90,3	1046	-10,3	57,8	93,1	873	-13,5
60,0	93,7	866	-13,8	60,6	92,0	937	-12,2	65,3	92,6	967	-11,9	57,8	89,7	971	-11,3
60,0	93,0	893	-13,2	60,6	91,3	958	-11,7	65,3	92,1	986	-11,5	57,8	90,2	959	-11,5
60,0	92,2	924	-12,4	60,6	93,5	879	-13,5	65,3	93,6	920	-12,9	57,8	91,7	918	-12,4
60,0	93,6	871	-13,7	60,6	90,3	987	-11,1	65,3	93,1	946	-12,3	57,8	93,6	853	-14,0
60,0	92,0	931	-12,3	60,6	92,6	916	-12,7	65,3	89,7	1063	-10,0	57,8	95,5	760	-16,7
60,0	91,3	952	-11,8	60,6	92,1	933	-12,3	65,3	90,2	1048	-10,3	57,8	90,7	948	-11,7
60,0	93,5	874	-13,6	60,6	93,6	874	-13,7	65,3	91,7	999	-11,2	57,8	92,1	905	-12,7
60,0	90,3	980	-11,2	60,6	93,1	897	-13,1	65,3	93,6	922	-12,8	57,8	92,0	909	-12,6
60,0	92,6	910	-12,8	60,6	89,7	1001	-10,8	65,3	95,5	810	-15,6	57,8	94,7	802	-15,4
60,0	92,1	927	-12,4	60,6	90,2	988	-11,1	65,3	90,7	1035	-10,5	57,8	94,7	804	-15,4
60,0	93,6	869	-13,8	60,6	91,7	945	-12,0	65,3	92,1	984	-11,5	57,8	90,6	949	-11,7
60,0	93,1	892	-13,2	60,6	93,6	876	-13,6	65,3	92,0	988	-11,4	57,8	91,4	929	-12,2
60,0	89,7	994	-10,9	60,6	95,5	776	-16,3	65,3	94,7	861	-14,3	62,8	91,4	981	-11,4
60,0	90,2	982	-11,2	60,6	90,7	977	-11,3	65,3	94,7	862	-14,3	62,8	93,7	891	-13,4
60,0	91,7	938	-12,1	60,6	92,1	931	-12,3	65,3	90,6	1036	-10,5	62,8	93,0	920	-12,7
60,0	93,6	871	-13,7	60,6	92,0	935	-12,2	65,3	91,4	1012	-11,0	62,8	92,2	953	-12,0
60,0	95,5	772	-16,4	60,6	94,7	821	-15,1	62,6	91,4	979	-11,4	62,8	93,6	896	-13,3
60,0	90,7	970	-11,4	60,6	94,7	823	-15,0	62,6	93,7	890	-13,4	62,8	92,0	961	-11,8
60,0	92,1	925	-12,4	60,6	90,6	977	-11,3	62,6	93,0	918	-12,8	62,8	91,3	982	-11,4
60,0	92,0	929	-12,3	60,6	91,4	956	-11,8	62,6	92,2	951	-12,0	62,8	93,5	900	-13,2
60,0	94,7	817	-15,1	79,4	91,4	1318	-7,4	62,6	93,6	895	-13,3	62,8	90,3	1013	-10,8
60,0	94,7	818	-15,1	79,4	93,7	1166	-9,4	62,6	92,0	959	-11,9	62,8	92,6	938	-12,3
60,0	90,6	971	-11,4	79,4	93,0	1214	-8,7	62,6	91,3	980	-11,4	62,8	92,1	956	-11,9
60,0	91,4	950	-11,9	79,4	92,2	1270	-8,0	62,6	93,5	898	-13,2	62,8	93,6	894	-13,3
58,8	91,4	938	-12,0	79,4	93,6	1175	-9,3	62,6	90,3	1011	-10,8	62,8	93,1	918	-12,8
58,8	93,7	857	-14,0	79,4	92,0	1284	-7,8	62,6	92,6	936	-12,3	62,8	89,7	1028	-10,5
58,8	93,0	883	-13,3	79,4	91,3	1321	-7,3	62,6	92,1	954	-11,9	62,8	90,2	1015	-10,7
58,8	92,2	913	-12,6	79,4	93,5	1180	-9,2	62,6	93,6	892	-13,4	62,8	91,7	968	-11,7
58,8	93,6	862	-13,9	79,4	90,3	1372	-6,7	62,6	93,1	917	-12,8	62,8	93,6	896	-13,3
58,8	92,0	920	-12,4	79,4	92,6	1245	-8,3	62,6	89,7	1026	-10,5	62,8	95,5	791	-16,0
58,8	91,3	940	-12,0	79,4	92,1	1276	-7,9	62,6	90,2	1012	-10,8	62,8	90,7	1002	-11,0
58,8	93,5	865	-13,8	79,4	93,6	1170	-9,4	62,6	91,7	966	-11,7	62,8	92,1	954	-12,0
58,8	90,3	968	-11,4	79,4	93,1	1212	-8,7	62,6	93,6	894	-13,3	62,8	92,0	958	-11,9
58,8	92,6	900	-12,9	79,4	89,7	1398	-6,4	62,6	95,5	790	-16,1	62,8	94,7	838	-14,7
58,8	92,1	916	-12,5	79,4	90,2	1375	-6,7	62,6	90,7	1000	-11,0	62,8	94,7	840	-14,7
58,8	93,6	859	-13,9	79,4	91,7	1297	-7,6	62,6	92,1	952	-12,0	62,8	90,6	1003	-11,0
58,8	93,1	882	-13,4	79,4	93,6	1174	-9,3	62,6	92,0	956	-11,9	62,8	91,4	980	-11,4
58,8	89,7	982	-11,1	79,4	95,5	999	-12,3	62,6	94,7	837	-14,8				
58,8	90,2	969	-11,4	79,4	90,7	1355	-6,9	62,6	94,7	839	-14,7				
58,8	91,7	927	-12,3	79,4	92,1	1273	-7,9	62,6	90,6	1001	-11,0				
58,8	93,6	861	-13,9	79,4	92,0	1279	-7,8	62,6	91,4	978	-11,4				
58,8	95,5	766	-16,6	79,4	94,7	1078	-10,8	57,8	91,4	929	-12,2				
58,8	90,7	958	-11,6	79,4	94,7	1080	-10,8	57,8	93,7	849	-14,1				
58,8	92,1	914	-12,6	79,4	90,6	1355	-6,9	57,8	93,0	875	-13,5				
58,8	92,0	918	-12,5	79,4	91,4	1317	-7,4	57,8	92,2	904	-12,8				
58,8	94,7	809	-15,3	65,3	91,4	1012	-11,0	57,8	93,6	854	-14,0				
58,8	94,7	810	-15,3	65,3	93,7	917	-13,0	57,8	92,0	911	-12,6				
58,8	90,6	959	-11,6	65,3	93,0	947	-12,3	57,8	91,3	930	-12,1				
58,8	91,4	938	-12,0	65,3	92,2	982	-11,6	57,8	93,5	857	-13,9				

Annexe B-3a. Compositions en éléments majeurs et en trace des échantillons du Mur Nord de la Dépression Ouest Blanco, acquises au cours de cette thèse^a.

Localisation ^b :	JdF	JdF	JdF	JdF	JdF	JdF	NS (W)	NS (C)	NS (C)	NS (C)	NS (C)
Echantillon:	BN17-01	BN17-03	BN17-05	BN17-06	BN17-07	BN17-10	BN18-03	BN23-09	BN04-04	BN04-05	BN04-08
Type ^c :	Bas.	Bas.	Bas.	Bas.	Bas.	Bas.	Bas.	Bas.	Diabase	Diabase	Bas.
Latitude:	44,5	44,5	44,5	44,5	44,5	44,5	44,4	44,4	44,4	44,4	44,4
Longitude:	130,4	130,4	130,4	130,4	130,4	130,5	130,2	130,0	130,0	130,0	130,0
Profondeur (m):	-2888	-2930	-2441	-2324	-2305	-2165	-2877	-3638	-3110	-3117	-2956
Distance (km) ^d :	8,1	7,6	5,4	4,7	4,2	3,2	26,0	40,4	39,7	39,8	40,0
SiO ₂	49,70	50,10	50,20	50,30	50,80	50,00	50,50	49,30	48,40	48,40	48,00
TiO ₂	1,54	1,91	1,82	1,82	1,87	1,73	1,70	1,18	2,14	2,06	1,74
Al ₂ O ₃	14,50	13,74	13,90	13,70	13,65	13,95	14,28	15,00	13,42	13,65	12,84
Fe ₂ O ₃ ^e	11,85	13,12	12,88	13,04	13,13	12,55	11,55	9,74	12,60	12,90	13,10
MnO	0,19	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,19	0,19	0,19	0,18
MgO	7,70	6,89	7,06	7,20	6,44	7,29	7,12	7,80	6,85	6,73	7,41
CaO	11,80	11,40	11,20	11,30	11,00	11,80	11,70	11,45	10,00	10,60	9,65
Na ₂ O	2,41	2,43	2,59	2,48	2,61	2,39	2,56	2,86	2,88	2,88	2,33
K ₂ O	0,14	0,20	0,22	0,19	0,25	0,15	0,21	0,10	0,19	0,18	0,26
P ₂ O ₅	0,16	0,20	0,19	0,20	0,25	0,18	0,16	0,11	0,21	0,22	0,17
LOI	-0,41	-0,35	-0,36	-0,41	-0,24	-0,25	-0,13	1,81	3,13	1,85	3,75
Total	99,58	99,85	99,91	100,03	99,92	100,00	99,86	99,54	100,01	99,66	99,43
Mg# ^f	61,7	56,5	57,6	57,7	54,8	59,0	60,4	66,5	57,4	56,4	58,3
Rb	1,0	1,1	1,0	0,9	1,4	1,1	1,2	0,3	1,8	1,7	2,7
Sr	111	112	127	109	107	104	112	116	113	118	94
Ba	12	18	20	18	20	13	17	21	14	20	14
Sc	42,5	44,0	44,0	43,0	43,0	45,0	45,0	43,0	45,0	45,0	40,0
V	333	395	377	380	354	365	372	282	430	410	36
Cr	282	167	113	168	178	230	158	304	159	120	180
Co	43	44	45	45	41	42	47	44	51	45	40
Ni	87	60	59	73	58	77	74	77	79	55	65
Y	36,0	43,0	40,0	43,0	55,5	41,5	38,0	26,5	46,5	45,0	38,5
Zr	100	126	117	129	190	119	102	69	140	140	118
Nb	3,7	5,2	5,8	5,2	5,8	4,1	3,8	2,9	4,9	5,9	4,7
La	3,6	5,0	5,1	5,0	6,7	4,4	3,9	2,7	5,1	5,8	4,4
Ce	10,7	14,5	14,0	14,5	19,7	12,8	11,3	6,4	15,5	16,5	13,0
Nd	10,4	13,3	12,6	13,3	18,2	12,2	11,2	7,7	13,4	14,5	11,7
Sm	3,60	4,10	4,00	4,20	5,40	3,80	3,50	2,50	4,50	4,70	3,80
Eu	1,34	1,53	1,48	1,49	1,87	1,44	1,36	1,05	1,67	1,67	1,36
Gd	5,00	6,10	5,30	5,80	7,80	5,70	5,30	3,50	6,50	6,40	5,20
Dy	6,15	7,30	6,80	7,10	9,50	7,05	6,40	4,50	7,60	7,60	6,50
Er	3,60	4,30	3,90	4,30	5,60	4,10	3,80	2,60	4,60	4,50	3,90
Yb	3,63	4,37	3,95	4,28	5,56	4,14	3,75	2,56	4,47	4,47	3,84
Th	0,25	0,25	0,40	0,30	0,40	0,30	0,30	0,10	0,30	0,35	0,35

^a Les analyses en éléments majeurs et trace ont été acquises par ICP-AES (*Inductive Coupled Plasma, Absorption Emission Spectrometry*) à Brest à partir des poudres de roche totale selon la méthode présentée dans Cotten et al. (1995), sur un appareil JobinYvon JY70Plus. La déviation relative par rapport aux valeurs de standards externes est <2% pour les éléments majeurs, le Rb et le Sr et <5 % pour les autres éléments en trace. Les analyses sont exprimées en % d'oxydes pour les éléments majeurs et en ppm pour les éléments en trace. Ces analyses complètent les données déjà disponibles sur ce site, acquises durant les thèses de Corinne Fleutelot (1997) et Gilles Manac'h (1997) et le stage de Master 2 de Marion Drouin (2004).

^b JdF : Juan de Fuca ; NS : Mur Nord (*Northern Scarp*) ; W : ouest et C : centre.

^c Bas. : basalte ; Fe-bas. : ferrobasilte.

^d Distance: distance à l'axe de la dorsale Juan de Fuca.

^e La teneur en fer total est exprimée sous forme Fe₂O₃.

^f Le Mg# est calculé avec un rapport Fe₂O₃/ Fe₂O₃^t variant en fonction de la composition de la roche, d'après Middlemost (1989).

Localisation ^b :	NS (C)	NS (C)	NS (C)	NS (C)
Echantillon:	BN04-12	BN02-11	BN05-07	BN10-17
Type ^c :	Bas.	Fe-bas.	Diabase	Bas.
Latitude:	44,4	44,4	44,4	44,4
Longitude:	130,0	130,0	130,0	129,9
Profondeur (m):	-2291	-3492	-3650	-2993
Distance (km) ^d :	40,1	40,9	41,5	43,8
SiO ₂	50,20	49,55	48,50	49,20
TiO ₂	1,98	2,49	1,20	1,68
Al ₂ O ₃	13,70	12,65	15,05	14,10
Fe ₂ O ₃ ^e	13,05	14,35	10,00	12,00
MnO	0,21	0,24	0,21	0,21
MgO	6,30	5,95	7,55	7,43
CaO	11,40	9,45	12,30	11,70
Na ₂ O	2,63	2,83	2,59	2,46
K ₂ O	0,26	0,25	0,07	0,12
P ₂ O ₅	0,19	0,24	0,12	0,17
LOI	-0,18	1,71	2,16	0,77
Total	99,74	99,71	99,75	99,90
Mg ^{#f}	54,4	50,7	65,1	60,5
Rb	1,6	1,6	0,3	0,5
Sr	108	110	130	119
Ba	15	11	6	12
Sc	46,5	45,0	42,0	44,5
V	408	472	282	365
Cr	111	45	356	280
Co	46	45	43	44
Ni	57	43	89	75
Y	44,5	55,5	26,5	36,8
Zr	121	174	75	112
Nb	4,1	5,8	3,0	4,3
La	4,3	5,9	3,1	4,4
Ce	13,0	19,0	9,0	13,0
Nd	12,5	17,5	7,7	11,4
Sm	4,25	5,50	2,50	3,70
Eu	1,59	1,90	0,99	1,37
Gd	6,10	7,50	3,60	5,10
Dy	7,30	9,30	4,40	6,20
Er	4,60	5,60	2,60	3,60
Yb	4,35	5,50	2,55	3,65
Th	0,10	0,55	0,20	0,30

Annexe B-3b. Compositions isotopiques Sr-Nd^a acquises au cours de cette thèse sur les échantillons du Mur Nord de la dépression Ouest Blanco.

Echantillon	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2σ ^b	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2σ
BN01-03	0,702494	7	0,513167	5
BN02-10	0,702281	8	0,513288	7
BN02-12	0,702445	7	0,513172	6
BN03-06	0,702273	5	0,513285	8
BN04-01	0,702284	3	0,513273	6
BN04-08	0,702701	5	0,513165	7
BN04-09	0,702481	6	0,513158	8
BN04-12	0,702453	7	0,513179	7
BN06-07	0,702430	6	0,513175	7
BN06-14	0,702469	6	0,513175	7
BN08-05	0,702457	6	0,513160	
<i>Duplicata</i>	0,702446		0,513168	7
<i>Duplicata</i>	0,702458			
BN10-13	0,702413	6	0,513188	5
BN10-17	0,702510	7	0,513156	2
BN17-02	0,702488	5	0,513174	7
<i>Duplicata</i>	0,702488	7	0,513173	11
BN17-11	0,702486	9	0,513166	5
BN18-03	0,702461	6	0,513177	8
BN22-12	0,702446	6	0,513170	6
BN22-19	0,702482	8	0,513181	6
BN23-09	0,702304	4	0,513287	13

^a Les rapports isotopiques du Sr et du Nd ont été mesurés sur un spectromètre de masse Thermo-Electron Triton T1 (UMR6538 "Domaines Océaniques", IUEM, Brest) en mode dynamique pour le Sr et en mode statique pour le Nd. Les éléments sont séparés par chromatographie en milieu acide (Dosso et al., 1991). Les poudres de roches sont au préalable soumises à un lessivage, baignant pendant 1h, à 80°C dans de l'HCl 2,5N.

Les blancs de chimie varient entre 350 et 490 pg pour le Sr et entre 135 et 200 pg pour le Nd. Les concentrations minimales atteintes en Sr et Nd étant respectivement de 18 et 6,5 ppm (=18000 et 6500 pg), ces blancs sont négligeables. Les rapports isotopiques sont corrigées du fractionnement de masse en utilisant les rapports ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr=8,375209 et ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0,721903, respectivement. Les résultats sont normalisés aux valeurs de standards de 0,710254 pour le standard NBS SRM987 (n=18, Sr) et 0,511866 pour le standard La Jolla (n=14, Nd), afin de pouvoir comparer ces données celles acquises par Marion Drouin (2004).

^b 2σ représente l'écart type obtenu après 9 séries de 10 mesures du même rapport au cours d'une session d'analyses.

^c Duplicata pour les rapports Sr et Nd, en reprenant le protocole chimique depuis le lessivage jusqu'à la mesure.

Annexe B-3c. Duplicata des analyses en éléments majeurs et en trace des roches de la plongée BV2958.

Echantillon	2958-1		2958-2		2958-3		2958-4		2958-5		BIR-1	2 σ	Standard
Méthode ^a :	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS	MS		
SiO ₂	49.70		49.80		48.20		49.50		50.20				
TiO ₂	2.00		1.66		3.65		3.37		1.81				
Al ₂ O ₃	14.45		14.30		12.53		13.07		14.80				
Fe ₂ O ₃ ^b	12.80		12.16		17.00		15.30		11.55				
MnO	0.21		0.19		0.25		0.25		0.20				
MgO	6.20		7.11		5.04		4.76		6.60				
CaO	11.25		11.60		9.40		9.70		11.75				
Na ₂ O	2.57		2.57		2.90		2.80		2.55				
K ₂ O	0.20		0.10		0.23		0.45		0.24				
P ₂ O ₅	0.19		0.15		0.36		0.37		0.16				
LOI	0.20		0.42		0.06		0.20		-0.07				
Total	99.77		100.06		99.62		99.77		99.79				
Rb	n.d.	1.5	n.d.	0.6	n.d.	1.8	n.d.	3.4	n.d.	2.1	0.19	0.02	0.18
Sr	102	104	110	111	105	105	104	106	110	111	112	6	110
Ba	50	49	15	14	30	29	31	30	19	18	6,7	0,4	7,0
Sc	45.0	46.6	45.0	46.9	46.0	48.2	45.0	46.8	45,0	46,6	46,2	2,5	44,0
V	415	402	364	356	630	639	570	569	385	385	348	25	313
Cr	132	125	165	156	111	105	130	125	185	179	405	16	382
Co	49	48	45	45	56	56	57	57	42	44	55	4	52
Ni	75	75	64	63	109	105	146	138	72	69	181	8	170
Y	45.5	49.6	37.5	39.7	79.0	86.3	81,0	86,7	42,0	44,80	17,2	0,6	17,6
Zr	125	131	100	105	245	264	244	263	115	119	15,6	0,7	18,0
Nb	4.5	4.1	3.9	4.0	8.5	8.6	8,4	8,8	4,1	4,5	0,73	0,15	0,6
La	4.7	4.4	4.1	3.8	9.2	8.9	9,3	9,0	4,5	4,4	0,62	0,05	0,63
Ce	13.5	13.5	11.4	11.3	26.5	26.6	27,0	27,0	13,5	13,0	1,95	0,21	1,9
Nd	13.0	12.9	11.0	10.7	25.0	24.7	26,0	25,2	12,0	12,1	2,45	0,08	2,5
Sm	4.50	4.55	3.70	3.75	8.20	8.37	7,90	8,5	4,10	4,21	1,13	0,03	1,1
Eu	1.58	1.56	1.34	1.36	2.50	2.58	2,54	2,70	1,42	1,49	0,56	0,05	0,55
Gd	6.60	6.23	5.05	5.07	11.00	11.01	11,40	11,10	5,60	5,61	1,91	0,17	1,8
Dy	7.60	7.74	6.20	6.32	13.00	13.51	13,40	13,71	6,70	7,10	2,67	0,09	4,0
Er	4.60	4.92	3.80	3.99	8.00	8.63	8,10	8,68	4,15	4,48			
Yb	4.65	4.55	3.78	3.70	7.90	8.07	8,00	8,31	4,15	4,24	1,75	0,09	1,7
Th	n.d.	0.24	n.d.	0.23	n.d.	0.50	n.d.	0.50	n.d.	0.25	0,03	0,00	0,03

^a Les échantillons de cette plongée avaient préalablement été analysés par Marion Drouin (2004) par ICP-AES. Cependant, ces données divergeaient significativement de celles obtenues sur les mêmes échantillons par DCP (*Direct Current Plasma emission spectrometry*, Pollock et al., 2005). Les échantillons ont donc été analysés de nouveau, à la fois par ICP-AES et par ICP-MS (*Inductive Coupled Plasma, Mass Spectrometry*). AES: analyses ICP-AES (Brest) sur une nouvelle poudre par rapport aux échantillons analysés par Marion Drouin ; MS: ICP-MS sur cette même nouvelle poudre.

Les analyses ICP-AES sont conduites selon la méthode de Cotten et al. (1995), sur un appareil JobinYvon JY70Plus. Les déviations relatives par rapport au standard sont <2% pour les éléments majeurs, le Sr et le Rb et <5% pour les autres éléments en trace.

Les analyses ICP-MS sont menées selon une méthode modifiée d'après Barrat et al. (1996), sur un Thermo-Finnigan Element 2. Le standard externe utilisé pour calculer les concentrations des différents éléments est BHVO-2 (*standard U.S. Geological Survey*). BIR-1 et PMS sont utilisés pour vérifier la validité de la méthode. La moyenne des concentrations des éléments dans le standard BIR-1, obtenues sur 11 mesures, sont indiquées ainsi que l'écart-type (2 σ). Les valeurs de référence du standard BIR-1 sont également rappelées.

^b Fer total exprimé sous forme Fe₂O₃.

Annexe C : Données géochimiques sur les laves prélevées transversalement à l'axe de la dorsale Centrale Indienne à 19°12'S.

Légende de l'Annexe C.

^a Les analyses en éléments majeurs (exprimées en % d'oxydes) ont été acquises par ICP-AES (*Inductive Coupled Plasma, Absorption Emission Spectrometry*) à Brest à partir des poudres de roche totale selon la méthode présentée dans Cotten et al. (1995), sur un appareil JobinYvon JY70Plus. La déviation relative par rapport aux valeurs de standards externes est <2%.

^b Les analyses en éléments en trace (exprimées en ppm) ont été acquises par ICP-AES. La déviation relative par rapport aux valeurs de standards externes est <2% pour le Rb et le Sr et <5 % pour les autres éléments en trace. Ces analyses ont été dupliquées par ICP-MS (*Inductive Coupled Plasma, Mass Spectrometry*). Les analyses ICP-MS sont menées selon une méthode modifiée d'après Barrat et al. (1996), sur un Thermo-Finnigan Element 2. Le standard externe utilisé pour calculer les concentrations des différents éléments est BHVO-2 (*standard U.S. Geological Survey*). BIR-1 et PMS sont utilisés pour vérifier la validité de la méthode.

Valeur du standard BIR-1

	Moy	2 σ	Ref.
Rb	0,19	0,02	0,18
Sr	112	6	110
Ba	6,7	0,4	7
Sc	46	2,5	44
V	348	25	313
Cr	405	16	382
Co	55	4	52
Ni	181	8	170
Cu	116	11	125
Ga	15,4	0,8	16
Y	17,2	0,6	18
Zr	15,6	0,7	18
Hf	0,60	0,01	0,60
Nb	0,73	0,15	0,60
Ta	0,07	0,01	0,04
La	0,62	0,05	0,63
Ce	1,95	0,21	1,9
Pr	0,37	0,02	
Nd	2,45	0,08	2,5
Sm	1,13	0,03	1,1
Eu	0,56	0,05	0,55
Gd	1,91	0,17	1,8
Tb	0,38	0,03	
Dy	2,67	0,09	4,0
Ho	0,61	0,04	
Er	1,78	0,05	
Yb	1,75	0,09	1,7
Lu	0,26	0,01	0,26
Th	0,03	0,003	0,03
U	0,01	0,001	0,01
Pb	2,89	0,48	3
Li	3,44	0,23	3,6

^c Les rapports isotopiques du Sr et du Nd ont été mesurés sur un spectromètre de masse Thermo-Electron Triton T1 en mode dynamique pour le Sr et en mode statique pour le Nd. L'écart type à 2σ , obtenu après 9 séries de 10 mesures du même rapport au cours d'une session d'analyses, est précisé. Les éléments sont séparés par chromatographie en milieu acide (Dosso et al., 1991). Avant analyse, les poudres ont été lessivées dans de l'acide HCl 6N, à 80°C pendant une heure. Les blancs de chimie sont d'environ 180 pg pour le Sr et varient entre 40 et 880 pg pour le Nd. Les concentrations minimales atteintes en Sr et Nd étant respectivement de 91 et 5,4 ppm (=91000 et 5400 pg), ces blancs sont négligeables. Les rapports isotopiques sont corrigées du fractionnement de masse en utilisant respectivement les rapports $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=8,375209$ et $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,721903$. Les résultats sont normalisés aux valeurs de standards de 0,710240 pour le standard NBS SRM987 et 0,511872 pour le standard La Jolla, afin de pouvoir comparer ces données celles acquises par François Nauret (2004). La chimie (lessivage, mise en solution, séparation chromatographique) et la mesure des rapports isotopiques de deux échantillons ont été dupliqués.

^d Groupe : les échantillons pour lesquels les compositions isotopiques ont été mesurées sont divisés en deux groupe. Le Groupe 2 est décalé vers des valeurs en Sr plus radiogéniques pour un $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ donné.

^e Dist. : distance d'un échantillon à l'axe de la dorsale CIR le long du transept nord.

^f La teneur en fer total est exprimée sous forme Fe_2O_3 .

^g Le Mg# est calculé avec un rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3^t$ de 0,15, d'après Middlemost (1989).

^h Indice d'Alcalinité = $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/[(\text{SiO}_2-43)*0,47]$ (Middlemost, 1975).

ⁱ Proportions normatives en quartz, néphéline et hypersthène (norme CIPW calculée avec un rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3^t$ de 0,15).

^j Rapport d'éléments en trace incompatibles normalisés aux chondrites C1 (Sun et McDonough, 1989).

Echantillon :	GNT1-7		GNT1-8		GNT2-1		GNT2-2		GNT2-3		GNT2-4	
Groupe ^d :	Groupe 1		Groupe 1						Groupe 2			
Lat. °S:	-19,2		-19,2		-19,2		-19,2		-19,2		-19,2	
Long. °E:	65,6		65,6		65,6		65,6		65,6		65,6	
Prof. (m):	-2901,1		-2847,5		-2589,2		-2595,2		-2726,2		-2674,1	
Dist. (km) ^e :	-1,32		-1,71		-1,93		-2,27		-2,88		-3,51	
Méthode :	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS
SiO ₂	50,10		50,10		50,20		51,00		49,75		50,20	
TiO ₂	1,16		0,92		1,02		1,24		1,28		0,98	
Al ₂ O ₃	16,40		16,30		16,65		15,00		16,60		16,70	
Fe ₂ O ₃ ^{if}	9,30		9,25		9,02		10,40		9,45		9,30	
MnO	0,15		0,15		0,15		0,17		0,16		0,16	
MgO	8,15		8,15		7,95		7,70		8,25		8,30	
CaO	11,50		12,00		11,90		11,20		11,30		11,95	
Na ₂ O	2,66		2,34		2,40		2,50		2,65		2,45	
K ₂ O	0,42		0,10		0,14		0,17		0,30		0,12	
P ₂ O ₅	0,19		0,10		0,12		0,14		0,17		0,10	
LOI	0,04		-0,05		-0,13		-0,14		-0,15		-0,30	
Total	100,07		99,36		99,42		99,38		99,76		99,96	
Mg# ^g	67,1		67,2		67,2		63,3		67,0		67,5	
Al ^h	0,9		0,7		0,8		0,7		0,9		0,8	
K/Ti	0,5		0,2		0,2		0,2		0,3		0,2	
Qz _N ⁱ							0,9					
Ne _N ⁱ												
H _N ⁱ	11,3		17,9		17,8		20,7		12,3		15,3	
Cs		0,11		0,03		0,03		0,05		0,08		0,03
Rb	8	9	2	1	2	2	2	3	6	6	2	2
Sr	164	170	97	101	123	129	100	104	163	164	105	109
Ba	87	94	12	13	20	21	30	31	66	66	25	25
Sc	35	39	39	41	35	38	39	41	36	37	40	42
V	250	254	270	267	255	256	310	288	260	260	254	255
Cr	310	323	375	392	345	351	250	245	300	312	317	319
Co	38	41	39	41	40	41	40	42	39	40	40	41
Ni	130	135	130	130	124	131	110	109	141	143	125	127
Cu		78		93		75		71		68		92
Zn		58		62		57		67		59		64
Ga		15		15		15		16		16		15
Mo		0,56		0,21		0,23		0,26		0,51		
Y	26	29	26	27	25	27	31	33	29	30	27	28
Zr	90	98	60	61	69	73	78	81	98	101	63	67
Hf		2,3		1,6		1,8		2,1		2,3		1,7
Nb	10,0	11,9	2,1	1,9	3,1	3,4	4,2	4,1	7,5	8,5	3,1	3,3
Ta		0,7		0,1		0,3		0,3		0,6		0,2
La	8,4	8,3	2,1	2,2	3,3	3,2	3,7	3,9	6,6	6,5	3,0	2,9
Ce	18,0	18,0	7,2	6,5	9,2	9,0	10,0	10,4	16,5	15,6	8,4	7,7
Pr		2,4		1,1		1,4		1,7		2,2		1,3
Nd	11,0	10,8	6,0	6,2	7,5	7,6	8,7	8,7	10,8	10,8	6,3	6,7
Sm	2,90	3,03	2,30	2,23	2,45	2,52	2,85	2,97	3,05	3,15	2,25	2,35
Eu	1,04	1,11	0,84	0,89	0,94	0,97	1,04	1,11	1,15	1,18	0,90	0,94
Gd	4,10	3,90	3,10	3,20	3,60	3,40	4,30	4,17	4,35	4,03	3,50	3,30
Tb		0,69		0,61		0,63		0,76		0,72		0,62
Dy	4,45	4,60	4,00	4,13	4,10	4,20	5,25	5,20	4,75	4,77	4,20	4,33
Ho		1,01		0,92		0,92		1,14		1,03		0,97
Er	2,60	2,88	2,55	2,71	2,50	2,68	3,10	3,33	2,80	3,03	2,60	2,83
Yb	2,60	2,79	2,50	2,65	2,44	2,53	3,10	3,15	2,82	2,80	2,54	2,74
Lu		0,41		0,39		0,37		0,46		0,42		0,40
Th	0,95	1,01	0,10	0,15	0,20	0,25	0,45	0,34	0,60	0,67	0,15	0,29
U		0,27		0,09		0,08		0,11		0,18		0,07
Pb		0,81		0,34		0,41		0,49		0,67		0,34
Be	0,52	0,55	0,28	0,28	0,38	0,37	0,42	0,38	0,56	0,52	0,34	0,31
Li		5,38		4,53		4,95		6,09		5,45		5,13
La/Sm _N ^j	1,81	1,70	0,57	0,61	0,83	0,80	0,81	0,82	1,35	1,28	0,83	0,77
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,703316±8		0,703044±10						0,703222±8			
dup ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr												
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,512957±4		0,513052±10						0,513056±6			

Echantillon :	GNT2-5		GNT2-6		GNT3-1		GNT3-4		GNT3-5		GNT3-6	
Groupe ^d :	Groupe 1		Groupe 1						Groupe 1			
Lat. °S:	-19,2		-19,2		-19,2		-19,2		-19,2		-19,2	
Long. °E:	65,6		65,6		65,6		65,6		65,6		65,6	
Prof. (m):	-2530,9		-2436,1		-2254,1		-2430,6		-2407,9		-2395,3	
Dist. (km) ^e :	-5,13		-6,02		-6,20		-7,17		-7,19		-7,55	
Méthode :	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS
SiO ₂	50,50		50,90		50,50		49,00		49,50		50,50	
TiO ₂	0,90		1,22		1,18		1,48		1,49		1,09	
Al ₂ O ₃	16,15		15,40		16,00		16,55		16,40		15,90	
Fe ₂ O ₃ ^{if}	9,25		9,95		9,43		9,45		9,70		9,20	
MnO	0,16		0,17		0,13		0,15		0,15		0,16	
MgO	8,46		7,45		7,65		7,30		7,35		8,00	
CaO	11,95		11,60		11,79		11,20		11,60		12,00	
Na ₂ O	2,32		2,75		2,84		3,00		2,94		2,45	
K ₂ O	0,14		0,30		0,22		0,85		0,80		0,28	
P ₂ O ₅	0,09		0,14		0,13		0,25		0,24		0,13	
LOI	-0,04		-0,09		-0,13		0,70		0,39		-0,03	
Total	99,96		99,79		99,74		99,93		100,56		99,68	
Mg# ^g	68,1		63,6		65,4		64,3		63,8		67,0	
Al ^h	0,7		0,8		0,9		1,4		1,2		0,8	
K/Ti	0,2		0,3		0,3		0,8		0,7		0,4	
QZn ⁱ												
Ne _N ⁱ							0,03					
H _N ⁱ	18,6		15,5		11,4				0,9		16,2	
Cs		0,08		0,09		0,07		0,32		0,27		0,07
Rb	3	3	5	5	3	3	15	15	13	13	4	4
Sr	92	93	133	135	135	142	264	268	258	261	130	134
Ba	18	18	52	54	41	41	220	216	226	212	43	40
Sc	40	41	42	44	41	43	37	38	39	38	42	42
V	255	246	288	287	275	268	280	273	295	279	280	268
Cr	355	344	180	173	330	322	270	259	285	266	370	357
Co	41	41	40	41	38	39	39	39	42	39	41	41
Ni	135	130	72	71	94	93	121	113	118	109	105	103
Cu		98		93		92		68		67		91
Zn		55		63		75		60		63		60
Ga		14		15		16		16		16		15
Mo		0,17		0,58		0,22		0,87		0,87		0,49
Y	25	26	29	31	29	31	29	31	30	31	26	27
Zr	56	56	82	83	81	82	120	120	125	120	76	76
Hf		1,5		2,1		2,0		2,8		2,8		1,8
Nb	2,4	2,4	6,2	7,1	4,8	4,7	20,2	23,2	20,0	21,7	5,1	5,4
Ta		0,2		0,5		0,3		1,4		1,3		0,4
La	2,6	2,3	5,1	5,1	4,5	4,5	15,8	15,1	15,5	14,8	4,7	4,4
Ce	6,8	6,4	12,8	12,2	11,5	11,4	31,0	29,6	30,0	29,1	12,0	10,9
Pr		1,1		1,8		1,7		3,7		3,7		1,6
Nd	5,7	5,8	8,9	9,0	9,2	8,8	16,5	15,8	14,5	15,7	8,5	8,1
Sm	2,00	2,11	2,75	2,91	2,90	2,84	4,10	3,89	3,50	3,91	2,80	2,60
Eu	0,85	0,84	1,07	1,11	1,07	1,10	1,35	1,37	1,38	1,38	0,99	1,02
Gd	2,70	3,00	3,80	3,85	3,85	3,88	4,80	4,57	5,00	4,64	4,00	3,50
Tb		0,57		0,71		0,71		0,76		0,78		0,64
Dy	3,85	3,98	4,65	4,83	4,55	4,79	4,90	4,99	5,00	5,05	4,30	4,30
Ho		0,88		1,05		1,04		1,05		1,07		0,94
Er	2,50	2,63	2,90	3,05	2,90	3,05	2,90	3,02	3,00	3,07	2,60	2,75
Yb	2,48	2,56	2,85	2,94	2,85	2,89	2,82	2,84	2,88	2,88	2,60	2,61
Lu		0,38		0,43		0,43		0,42		0,43		0,39
Th	0,20	0,18	0,75	0,54	0,55	0,41	1,95	1,86	2,05	1,82	0,55	0,40
U		0,07		0,17		0,13		0,55		0,46		0,16
Pb		0,50		0,58		0,52		1,39		1,34		0,48
Be	0,28	0,26	0,45	0,41	0,42	0,44	0,72	0,70	0,74	0,70	0,42	0,40
Li		4,83		4,83		4,89		4,28		4,72		4,01
La/Sm _N ^j	0,81	0,67	1,16	1,10	0,97	0,98	2,41	2,42	2,77	2,37	1,05	1,05
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,703042±9		0,703130±9						0,703458±10			
dup ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr			0,703162±10									
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,513047±7		0,513020±6						0,512931±8			

Echantillon :	GNT3-7		GNT3-8		GNT3-9		GNT4-1		GNT4-2		GNT4-3	
Groupe ^d :			Groupe 2				Groupe 1					
Lat. °S:	-19,2		-19,2		-19,2		-19,2		-19,2		-19,2	
Long. °E:	65,6		65,5		65,5		65,5		65,5		65,5	
Prof. (m):	-2279,0		-2478,7		-2265,4		-2317,9		-2202,9		-2072,0	
Dist. (km) ^e :	-8,21		-9,28		-9,89		-10,60		-10,87		-11,43	
Méthode :	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS
SiO ₂	50,00		50,00		49,80		49,10		49,50		50,50	
TiO ₂	1,13		1,13		0,91		1,09		1,14		1,03	
Al ₂ O ₃	16,70		16,50		17,75		17,20		16,80		16,10	
Fe ₂ O ₃ ^{if}	9,30		9,25		7,90		8,75		9,00		9,45	
MnO	0,16		0,16		0,14		0,15		0,15		0,16	
MgO	8,10		8,50		7,40		8,50		8,30		7,85	
CaO	12,40		12,00		12,80		11,80		12,10		12,30	
Na ₂ O	2,60		2,42		2,40		2,55		2,55		2,22	
K ₂ O	0,16		0,20		0,15		0,35		0,40		0,14	
P ₂ O ₅	0,11		0,13		0,10		0,14		0,16		0,10	
LOI	-0,16		-0,05		0,82		0,01		0,05		-0,02	
Total	100,50		100,24		100,17		99,64		100,15		99,83	
Mg# ^g	67,0		68,2		68,6		69,4		68,2		65,9	
Al ^h	0,8		0,8		0,8		1,0		1,0		0,7	
K/Ti	0,2		0,2		0,2		0,4		0,5		0,2	
Qz _N ⁱ												0,2
Ne _N ⁱ												
H _N ⁱ	9,3		13,9		12,2		7,2		7,2		19,7	
Cs		0,03		0,04		0,03		0,07		0,12		0,06
Rb	2		3		2		5		6		2	
Sr	112	116	132	132	125	127	170	178	174	182	98	100
Ba	12	11	41	38	40	41	58	60	67	65	17	16
Sc	42	43	37	37	36	37	34	36	37	38	39	41
V	275	72	250	243	240	242	220	233	242	235	280	283
Cr	345	328	365	373	358	400	310	328	330	322	350	357
Co	42	41	42	42	39	39	40	42	42	41	42	42
Ni	120	117	150	146	125	127	143	143	136	129	128	126
Cu		86		80		85		79		80		80
Zn		63		57		54		56		56		62
Ga		16		15		14		15		15		15
Mo		0,35		0,28		0,28		0,44		0,48		0,18
Y	29	31	24	25	23	24	23	25	25	26	26	28
Zr	76	78	70	73	57	60	82	85	86	90	63	66
Hf		1,9		1,8		1,5		2,0		2,1		1,7
Nb	2,1	2,0	5,1	5,2	5,3	5,4	7,0	8,4	8,0	9,0	2,5	2,4
Ta		0,1		0,3		0,3		0,5		0,6		0,2
La	2,7	2,5	4,6	4,4	4,3	4,0	6,2	5,9	6,8	6,5	2,6	2,4
Ce	8,6	8,1	11,0	10,8	9,8	9,3	13,8	13,8	15,0	14,9	7,5	7,2
Pr		1,4		1,6		1,4		2,0		2,1		1,2
Nd	7,6	7,7	8,0	7,9	7,0	6,7	9,2	9,2	10,3	9,8	6,6	6,7
Sm	2,65	2,71	2,35	2,48	2,05	2,18	2,70	2,66	2,90	2,84	2,25	2,44
Eu	1,02	1,06	0,93	0,96	0,81	0,87	0,96	1,04	1,01	1,09	0,87	0,94
Gd	3,80	3,75	3,40	3,32	3,40	2,98	3,50	3,41	3,70	3,58	3,70	3,40
Tb		0,70		0,59		0,55		0,60		0,63		0,64
Dy	4,60	4,79	3,90	4,02	3,65	3,75	3,90	3,99	3,90	4,18	4,30	4,42
Ho		1,05		0,87		0,83		0,87		0,91		0,98
Er	2,90	3,09	2,40	2,50	2,30	2,41	2,30	2,48	2,40	2,60	2,60	2,87
Yb	2,92	3,02	2,32	2,43	2,26	2,32	2,29	2,38	2,35	2,48	2,62	2,76
Lu		0,44		0,36		0,34		0,34		0,36		0,41
Th	0,20	0,14	0,50	0,43	0,45	0,42	0,60	0,61	0,70	0,66	0,20	0,17
U		0,08		0,12		0,19		0,18		0,20		0,08
Pb		0,39		0,45		0,53		0,62		0,66		0,35
Be	0,36	0,36	0,40	0,37	0,32	0,30	0,50	0,46	0,50	0,49	0,32	0,29
Li		4,54		4,98		4,95		4,45		4,46		5,38
La/Sm _N ^j	0,64	0,58	1,22	1,11	1,31	1,13	1,44	1,39	1,47	1,43	0,72	0,63
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr			0,703204±9				0,703130±9					
dup ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr												
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd			0,513048±4				0,513000±7					

Echantillon :	GNT4-4		GNT4-5		GNT4-6		GNT4-7		GNT4-8		GNT5-1	
Groupe ^d :					Groupe 2							
Lat. °S:	-19,2		-19,2		-19,2		-19,2		-19,2		-19,2	
Long. °E:	65,5		65,5		65,5		65,5		65,5		65,5	
Prof. (m):	-2079,0		-2190,9		-2211,0		-2221,2		-2217,2		-2174,5	
Dist. (km) ^e :	-11,63		-12,45		-13,39		-13,88		-14,59		-15,61	
Méthode :	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS
SiO ₂	50,40		50,00		49,50		50,10		50,80		49,60	
TiO ₂	1,02		0,91		1,08		0,97		1,05		1,48	
Al ₂ O ₃	16,70		16,65		16,50		17,20		16,10		16,40	
Fe ₂ O ₃ ^{if}	9,15		9,00		9,60		8,80		9,70		9,00	
MnO	0,15		0,15		0,16		0,15		0,16		0,15	
MgO	7,50		8,05		7,95		7,80		7,70		6,80	
CaO	12,30		12,60		12,30		12,40		12,10		11,70	
Na ₂ O	2,25		2,04		2,50		2,18		2,25		2,95	
K ₂ O	0,15		0,14		0,18		0,21		0,09		0,85	
P ₂ O ₅	0,11		0,10		0,11		0,11		0,10		0,32	
LOI	-0,04		-0,10		-0,09		0,06		-0,29		0,65	
Total	99,69		99,54		99,79		99,98		99,76		99,90	
Mg# ^g	65,6		67,6		65,9		67,4		64,9		63,8	
Al ^h	0,7		0,7		0,9		0,7		0,6		1,2	
K/Ti	0,2		0,2		0,2		0,3		0,1		0,8	
QZn ⁱ	0,3								0,8			
Ne _N ⁱ												
Hyn ⁱ	19,0		19,4		10,1		17,8		20,0		2,7	
Cs		0,04		0,04		0,09		0,09		0,02		0,34
Rb		2		2		3		4		2		15
Sr	113	116	102	105	125	133	124	129	91	94	310	332
Ba	21	20	23	24	20	19	39	39	16	17	250	248
Sc	38	40	35	39	38	41	35	38	40	42	36	38
V	270	265	245	264	260	262	260	258	290	285	270	272
Cr	325	326	295	331	315	311	350	367	330	333	260	260
Co	40	40	41	41	43	41	40	40	41	41	39	38
Ni	110	104	123	124	113	113	136	136	105	103	99	94
Cu		71		82		80		76		79		70
Zn		60		71		68		60		63		59
Ga		15		15		15		15		15		16
Mo		0,24		0,22		0,14		0,30		0,18		0,93
Y	26	28	22	24	27	29	24	25	27	29	29	31
Zr	65	67	54	59	71	75	64	66	63	65	142	146
Hf		1,7		1,5		1,8		1,7		1,7		3,3
Nb	2,9	3,0	3,0	3,6	2,9	2,9	5,1	5,6	2,6	2,6	28,0	35,3
Ta		0,2		0,3		0,2		0,4		0,2		2,3
La	3,1	2,9	3,3	3,0	3,3	3,1	4,5	4,2	2,6	2,5	22,0	23,0
Ce	8,2	8,1	7,8	7,7	8,8	8,8	10,0	10,1	7,2	7,3	43,0	43,2
Pr		1,3		1,2		1,5		1,5		1,2		5,2
Nd	6,7	7,1	6,0	6,3	7,2	7,8	7,3	7,4	6,5	6,8	20,5	20,7
Sm	2,25	2,44	2,00	2,15	2,50	2,67	2,30	2,37	2,30	2,46	4,40	4,51
Eu	0,86	0,96	0,76	0,83	0,99	1,05	0,90	0,91	0,90	0,94	1,48	1,52
Gd	3,45	3,42	3,30	3,00	4,00	3,64	3,50	3,22	3,80	3,48	5,10	5,09
Tb		0,63		0,55		0,67		0,58		0,65		0,80
Dy	4,10	4,28	3,60	3,79	4,30	4,57	3,70	3,94	4,20	4,45	4,80	5,01
Ho		0,95		0,85		1,01		0,87		1,00		1,07
Er	2,60	2,75	2,30	2,46	2,70	2,93	2,30	2,50	2,70	2,91	2,90	3,02
Yb	2,54	2,67	2,26	2,38	2,67	2,78	2,30	2,41	2,65	2,81	2,70	2,83
Lu		0,39		0,35		0,41		0,35		0,41		0,41
Th	0,30	0,22	0,30	0,27	0,20	0,23	0,55	0,43	0,15	0,19	2,80	2,90
U		0,08		0,10		0,08		0,13		0,05		0,74
Pb		0,37		0,41		0,42		0,44		0,33		1,53
Be	0,34	0,32	0,30	0,28	0,37	0,39	0,34	0,33	0,31	0,28	0,82	0,75
Li		4,75		4,86		5,23		4,93		5,53		5,13
La/Sm _N ^j	0,86	0,75	1,03	0,88		0,83	0,72	1,22	1,12	0,71	0,65	3,13
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr						0,703099±8						
dup ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr												
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd						0,513097±4						

Echantillon :	GNT5-2		GNT5-3		GNT5-4		GNT5-5		GNT5-6		GNT5-7	
Groupe ^d :	Groupe 1		Groupe 1						Groupe 2			
Lat. °S:	-19,3		-19,3		-19,3		-19,3		-19,3		-19,3	
Long. °E:	65,5		65,5		65,5		65,5		65,5		65,5	
Prof. (m):	-2275,7		-2346,6		-2262,7		-2207,7		-2166,0		-2147,2	
Dist. (km) ^e :	-16,14		-17,06		-18,31		-18,44		-18,74		-18,98	
Méthode :	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS
SiO ₂	49,30		50,50		52,00		51,60		51,30		51,40	
TiO ₂	1,49		1,09		1,20		1,17		1,17		1,25	
Al ₂ O ₃	16,60		16,30		15,20		14,80		14,85		15,60	
Fe ₂ O ₃ ^{if}	9,10		8,30		9,80		10,70		10,50		9,80	
MnO	0,15		0,14		0,18		0,18		0,18		0,17	
MgO	7,20		7,75		7,10		7,60		7,45		7,10	
CaO	11,00		11,90		12,00		11,50		11,60		11,10	
Na ₂ O	2,89		2,55		2,57		2,47		2,53		2,75	
K ₂ O	0,99		0,54		0,25		0,15		0,15		0,46	
P ₂ O ₅	0,30		0,17		0,12		0,12		0,11		0,17	
LOI	0,58		0,39		-0,15		-0,28		-0,29		0,00	
Total	99,60		99,63		100,27		100,01		99,55		99,80	
Mg# ^g	64,8		68,5		62,8		62,3		62,3		62,8	
Al ^h	1,3		0,9		0,7		0,6		0,7		0,8	
K/Ti	0,9		0,7		0,3		0,2		0,2		0,5	
QZn ⁱ					1,5		1,4		1,0		0,3	
Ne _N ⁱ												
H _N ⁱ	3,5		13,0		16,9		20,1		19,2		18,5	
Cs		0,37		0,20		0,06		0,03		0,02		0,16
Rb	18	20	10	11	3	3	2	3	2	3	8	9
Sr	314	347	180	206	105	117	99	119	99	107	150	169
Ba	220	249	105	115	29	30	24	29	25	27	78	83
Sc	35	39	38	43	44	50	42	51	42	48	40	45
V	260	282	245	271	310	347	300	371	295	339	285	336
Cr	248	287	348	361	144	148	135	152	130	144	177	188
Co	34	38	40	42	44	47	43	51	41	46	40	44
Ni	95	106	106	111	62	66	64	72	61	65	79	86
Cu		63		102		92		95		91		83
Zn		54		58		79		90		67		73
Ga		17		16		17		18		17		16
Mo		1,27		0,79		0,74		0,33		0,35		0,70
Y	28	32	23	26	30	33	29	37	29	33	28	33
Zr	132	154	77	88	69	78	67	82	67	75	86	99
Hf		3,4		2,0		2,1		2,2		2,0		2,3
Nb	27,0	4,7	10,7	12,9	3,6	4,4	3,5	3,9	3,8	4,1	8,9	10,8
Ta		2,0		0,8		0,3		0,3		0,3		0,6
La	22,0	24,0	7,8	8,4	3,5	3,5	3,5	3,5	3,4	3,3	6,6	6,9
Ce	42,0	48,5	16,5	18,7	8,9	9,4	9,1	10,5	8,7	9,1	15,4	16,3
Pr		5,3		2,3		1,6		1,6		1,5		2,4
Nd	20,0	21,0	9,4	10,5	7,1	8,4	7,5	9,0	7,0	8,1	10,0	10,7
Sm	4,20	4,69	2,70	2,94	2,90	3,08	3,00	3,25	2,70	2,94	2,85	3,25
Eu	1,42	1,36	0,97	0,98	1,03	1,15	1,00	1,30	1,00	1,18	1,12	1,20
Gd	4,70	5,03	3,55	3,50	3,80	4,39	3,70	4,50	3,70	4,16	4,00	4,37
Tb		0,83		0,63		0,74		0,86		0,76		0,79
Dy	4,70	4,95	3,70	3,94	4,90	5,20	4,80	5,58	4,70	5,38	4,70	5,22
Ho		1,07		0,85		1,24		1,26		1,19		1,15
Er	2,70	3,11	2,20	2,56	2,90	3,26	2,80	3,68	2,80	3,26	2,80	3,38
Yb	2,69	2,93	2,23	2,49	2,90	3,30	2,85	3,32	2,82	3,11	2,83	2,98
Lu		0,45		0,37		0,46		0,52		0,45		0,43
Th	3,00	3,09	1,00	0,99	0,35	0,28	0,35	0,33	0,35	0,30	1,00	0,80
U		0,75		0,28		0,15		0,09		0,08		0,22
Pb		1,45		0,66		0,41		0,38		0,40		0,68
Be	0,82	0,77	0,53	0,54	0,42	0,36	0,36	0,41	0,34	0,34	0,53	0,54
Li		3,47		3,46		5,69		7,26		7,15		5,35
La/Sm _N ^j	3,27	3,19	1,81	1,78	0,75	0,72	0,73	0,68	0,79	0,70	1,45	1,32
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,703521±10		0,703246±9						0,703110±10			
dup ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr									0,703067±10			
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,512913±10		0,512976±6						0,513087±2			

Echantillon :	GNT6-1		GNT6-2		GNT6-3		GNT6-4		GNT6-5		GNT6-6	
Groupe ^d :			Groupe 1		Groupe 1				Groupe 2			
Lat. °S:	-19,2		-19,2		-19,2		-19,2		-19,2		-19,2	
Long. °E:	65,6		65,6		65,6		65,6		65,7		65,7	
Prof. (m):	-3176,5		-3133,6		-2827,2		-2752,1		-2738,9		-2675,9	
Dist. (km) ^e :	1,28		1,47		2,41		3,10		3,65		4,40	
Méthode :	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS
SiO ₂	50,40		49,25		50,40		49,50		49,00		50,20	
TiO ₂	1,05		1,38		0,88		1,13		1,09		0,96	
Al ₂ O ₃	16,30		16,75		16,80		15,40		15,60		16,30	
Fe ₂ O ₃ ^{if}	9,00		8,55		8,52		10,50		10,55		9,32	
MnO	0,15		0,14		0,14		0,17		0,16		0,16	
MgO	8,25		8,50		8,50		9,75		10,15		8,07	
CaO	11,70		11,10		12,50		11,20		10,80		12,30	
Na ₂ O	2,50		2,78		2,28		2,39		2,45		2,38	
K ₂ O	0,26		0,88		0,13		0,16		0,13		0,11	
P ₂ O ₅	0,13		0,26		0,10		0,12		0,10		0,10	
LOI	-0,16		0,20		-0,25		-0,25		-0,29		-0,27	
Total	99,58		99,79		100,00		100,07		99,74		99,63	
Mg# ^g	68,1		69,8		69,9		68,4		69,1		66,9	
Al ^h	0,8		1,2		0,7		0,8		0,9		0,7	
K/Ti	0,3		0,9		0,2		0,2		0,2		0,2	
Qz _N ⁱ												
Ne _N ⁱ												
H _N ⁱ	15,9		2,7		15,9		14,3		12,5		15,8	
Cs		0,06		0,27		0,01		0,05		0,02		0,01
Rb	5		16		2		3		2		2	
Sr	142	155	288	302	106	111	112	119	117	123	108	113
Ba	57	59	230	222	20	19	23	22	18	15	39	17
Sc	37	41	33	33	36	35	37	37	35	37	41	46
V	245	273	240	229	225	221	252	238	234	225	250	251
Cr	345	370	300	297	380	374	420	421	465	476	372	364
Co	40	43	41	37	40	40	53	50	51	51	41	43
Ni	131	133	163	153	157	148	263	247	260	276	120	122
Cu		95		65		78		84		86		96
Zn		64		54		54		66		71		60
Ga		15		14		14		15		16		15
Mo		0,40		1,18		0,22		0,28		0,25		0,18
Y	24	26	24	24	22	23	28	29	26	28	26	28
Zr	70	78	117	119	56	58	75	79	69	76	62	67
Hf		1,9		2,6		1,5		2,0		1,9		1,7
Nb	6,7	7,9	22,0	25,5	2,7	2,9	3,3	3,5	2,7	2,4	2,3	2,4
Ta		0,4		1,5		0,2		0,2		0,2		0,1
La	5,2	5,1	15,4	15,6	2,6	2,3	3,3	3,2	2,8	2,7	2,6	2,5
Ce	12,3	12,6	31,0	31,9	6,6	6,9	8,5	9,1	8,0	8,2	7,0	7,4
Pr		1,8		3,8		1,1		1,5		1,4		1,2
Nd	8,2	8,9	15,4	15,5	5,8	6,1	7,4	8,0	6,7	7,5	6,0	6,8
Sm	2,45	2,70	3,50	3,60	2,10	2,12	2,65	2,75	2,60	2,71	2,25	2,43
Eu	0,95	1,02	1,28	1,07	0,81	0,88	0,99	1,09	0,96	1,04	0,89	1,01
Gd	3,30	3,60	4,00	3,98	2,90	2,97	3,60	3,90	3,40	3,63	3,15	3,34
Tb		0,64		0,65		0,56		0,70		0,69		0,65
Dy	3,90	4,31	3,90	4,09	3,30	3,72	4,20	4,56	4,20	4,36	4,00	4,29
Ho		0,98		0,88		0,81		1,07		1,00		0,96
Er	2,40	2,75	2,40	2,46	2,20	2,43	2,70	2,98	2,60	2,90	2,50	2,95
Yb	2,38	2,57	2,23	2,30	2,11	2,21	2,68	2,87	2,60	2,75	2,50	2,83
Lu		0,37		0,34		0,33		0,43		0,42		0,42
Th	0,60	0,59	2,05	2,10	0,10	0,19	0,40	0,26	0,40	0,20	0,25	0,18
U		0,17		0,53		0,06		0,09		0,06		0,06
Pb		0,53		1,22		0,28		0,36		0,33		0,35
Be	0,45	0,45	0,79	0,70	0,33	0,30	0,38	0,38	0,34	0,38	0,32	0,34
Li		5,58		3,75		5,14		6,16		5,38		6,14
La/Sm _N ^j	1,33	1,19	2,75	2,71	0,77	0,69	0,78	0,72	0,67	0,62	0,72	0,63
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr			0,703403±8		0,703014±10				0,703444±10			
dup ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr												
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd			0,512943±6		0,513065±10				0,513007±8			

Echantillon :	GNT6-7		GNT6-8		GNT7-1		GNT7-2		GNT7-3		GNT7-4	
Groupe ^d :	Groupe 1				Groupe 2		Groupe 1		Dyke			
Lat. °S:	-19,2		-19,2		-19,2		-19,2		-19,2		-19,2	
Long. °E:	65,7		65,7		65,7		65,7		65,7		65,7	
Prof. (m):	-2597,8		-2597,8		-2680,5		-2667,2		-2501,5		-2250,5	
Dist. (km) ^e :	5,14		5,14		5,95		6,40		6,95		7,46	
Méthode :	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS
SiO ₂	50,00		50,00		48,50		49,10		49,20		50,60	
TiO ₂	1,22		1,19		0,82		1,47		1,48		1,38	
Al ₂ O ₃	16,45		16,60		16,35		16,20		16,25		15,65	
Fe ₂ O ₃ ^{if}	9,10		8,95		9,52		8,70		9,05		9,46	
MnO	0,15		0,15		0,16		0,14		0,15		0,16	
MgO	8,00		7,92		10,58		7,78		7,28		7,20	
CaO	11,80		11,60		11,55		11,20		11,10		11,60	
Na ₂ O	2,59		2,59		2,19		2,90		3,10		2,82	
K ₂ O	0,50		0,45		0,16		0,86		0,87		0,51	
P ₂ O ₅	0,21		0,20		0,10		0,28		0,28		0,23	
LOI	0,07		0,02		-0,28		1,02		0,84		0,08	
Total	100,09		99,67		99,65		99,65		99,60		99,69	
Mg# ^g	67,2		67,3		72,1		67,6		65,2		63,9	
Al ^h	0,9		0,9		0,9		1,3		1,4		0,9	
K/Ti	0,6		0,5		0,3		0,8		0,8		0,5	
Qz _N ⁱ												
Ne _N ⁱ												
H _N ⁱ	10,3		12,2		9,6		2,2		0,1		12,2	
Cs		0,15		0,13		0,03		0,28		0,27		0,20
Rb	9	11	9	10	3	3	11	11	16	17	9	10
Sr	188	213	186	209	104	113	282	318	300	330	210	225
Ba	127	124	118	120	30	30	245	252	245	259	130	128
Sc	36	40	36	39	36	36	34	37	34	36	39	40
V	260	276	235	257	205	211	260	272	260	260	275	281
Cr	308	328	290	307	500	531	290	301	245	287	280	286
Co	41	45	40	41	50	51	41	42	39	40	38	39
Ni	125	133	123	129	280	297	152	160	136	145	87	89
Cu		76		75		87		68		67		78
Zn		72		65		59		61		65		65
Ga		17		16		14		16		16		17
Mo		0,64		0,67		0,22		1,21		0,57		0,74
Y	27	30	26	28	23	25	28	31	28	31	29	32
Zr	98	112	96	106	52	55	122	135	122	131	118	126
Hf		2,5		2,4		1,4		3,0		2,7		2,7
Nb	13,3	15,8	12,0	14,3	3,3	3,7	24,5	29,3	24,3	19,4	15,4	17,1
Ta		0,9		0,8		0,2		1,7		1,1		1,1
La	10,0	10,6	10,2	10,2	3,2	2,9	18,3	18,1	18,2	18,1	12,4	12,0
Ce	20,5	23,0	20,5	22,7	7,3	7,6	34,5	37,3	34,0	37,2	25,0	27,6
Pr		2,9		2,7		1,1		4,4		4,4		3,3
Nd	11,8	13,1	12,0	12,4	5,4	5,9	17,0	17,9	16,8	18,3	14,0	14,2
Sm	3,30	3,42	3,20	3,32	2,10	1,99	4,20	4,05	4,10	4,01	3,80	3,55
Eu	1,10	1,13	1,10	1,15	0,77	0,84	1,36	1,29	1,37	1,26	1,27	1,33
Gd	3,90	4,31	3,70	4,03	2,80	2,93	4,20	4,75	4,45	4,45	4,30	4,35
Tb		0,74		0,72		0,56		0,79		0,78		0,81
Dy	4,25	4,79	4,15	4,40	3,60	3,75	4,60	4,99	4,70	4,90	4,80	5,20
Ho		1,05		1,00		0,87		1,06		1,03		1,05
Er	2,60	2,96	2,50	2,79	2,30	2,52	2,70	3,01	2,70	2,97	2,80	3,14
Yb	2,45	2,78	2,40	2,63	2,30	2,54	2,58	2,85	2,60	2,74	2,70	2,84
Lu		0,40		0,39		0,38		0,42		0,42		0,44
Th	1,55	1,32	1,25	1,30	0,30	0,29	2,35	2,56	2,40	2,44	1,55	1,60
U		0,30		0,30		0,07		0,66		0,65		0,38
Pb		0,87		0,91		0,30		1,51		1,10		0,94
Be	0,58	0,67	0,58	0,62	0,29	0,29	0,82	0,85	0,82	0,85	0,71	0,73
Li		5,83		5,94		4,92		4,71		12,56		5,32
La/Sm _N ^j	1,89	1,93	1,99	1,92	0,95	0,91	2,72	2,79	2,77	2,81	2,04	2,12
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,703386±8				0,703252±8		0,703441±8					
dup ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr												
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,512951±6				0,513011±10		0,512917±4					

Echantillon :	GNT7-5		GNT7-6		GNT7-7		GNT8-1		GNT8-2		GNT8-3	
Groupe ^d :			Groupe 1				Groupe 1		Groupe 2			
Lat. °S:	-19,1		-19,1		-19,1		-19,1		-19,1		-19,1	
Long. °E:	65,7		65,7		65,7		65,7		65,7		65,7	
Prof. (m):	-2493,5		-2478,8		-2426,7		-2224,3		-2094,1		-2142,2	
Dist. (km) ^e :	9,19		10,84		11,02		11,44		11,95		12,52	
Méthode :	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS
SiO ₂	50,30		50,10		50,60		48,70		49,70		49,40	
TiO ₂	1,12		1,06		1,07		1,44		1,22		1,31	
Al ₂ O ₃	16,46		15,60		15,70		17,00		15,65		16,20	
Fe ₂ O ₃ ^{if}	9,45		9,75		9,20		8,20		9,55		9,25	
MnO	0,16		0,16		0,16		0,14		0,16		0,15	
MgO	7,58		8,25		8,15		8,15		8,80		8,15	
CaO	12,10		12,65		12,35		11,50		11,50		11,40	
Na ₂ O	2,33		2,39		2,38		3,02		2,43		2,70	
K ₂ O	0,17		0,16		0,23		1,06		0,40		0,61	
P ₂ O ₅	0,12		0,10		0,11		0,30		0,16		0,21	
LOI	-0,10		-0,17		-0,16		0,46		0,01		0,18	
Total	99,69		100,05		99,79		99,97		99,58		99,56	
Mg ^{#8}	65,1		66,3		67,4		69,8		68,2		67,2	
Al ^b	0,7		0,8		0,7		1,5		0,9		1,1	
K/Ti	0,2		0,2		0,3		1,0		0,5		0,6	
QZ _N ⁱ												
Ne _N ⁱ							2,3					
Hy _N ⁱ	19,0		12,5		16,1		0,0		13,2		6,8	
Cs		0,03		0,03		0,09		0,42		0,14		0,16
Rb	3	3	3	3	4	4	21	22	8	9	10	12
Sr	123	120	104	108	105	126	322	372	170	199	203	241
Ba	28	28	29	28	31	33	290	303	97	103	124	143
Sc	38	37	40	41	39	45	31	34	35	42	36	42
V	270	261	270	274	280	306	230	238	265	290	265	301
Cr	324	321	360	358	370	400	255	294	370	393	310	351
Co	40	37	41	40	41	45	36	40	40	47	39	46
Ni	120	115	120	119	118	136	147	161	152	182	140	168
Cu		77		85		104		73		84		79
Zn		63		63		73		63		76		70
Ga		15		16		17		16		17		18
Mo		0,28		0,25		0,42		0,98		0,59		0,71
Y	27	27	27	28	28	31	25	27	27	29	28	34
Zr	75	74	66	71	67	78	125	142	87	102	103	124
Hf		1,7		1,7		1,9		3,0		2,4		2,7
Nb	3,7	3,9	3,6	4,0	3,9	4,4	27,0	26,2	9,7	13,0	13,0	17,7
Ta		0,3		0,3		0,3		1,5		0,8		1,1
La	4,0	3,4	3,6	3,4	3,8	3,9	20,5	21,6	8,0	8,8	11,0	11,6
Ce	10,4	10,1	8,7	9,3	9,2	10,2	38,0	41,7	17,0	18,7	22,0	27,5
Pr		1,5		1,4		1,5		4,7		2,4		3,2
Nd	7,8	7,7	7,0	7,3	6,8	8,6	18,0	19,4	10,6	11,7	12,1	14,5
Sm	2,45	2,45	2,65	2,49	2,60	2,85	4,15	4,22	3,10	3,28	3,55	3,83
Eu	1,00	1,05	0,95	1,00	0,96	1,11	1,34	1,11	1,08	1,15	1,20	1,45
Gd	3,70	3,33	3,60	3,51	3,50	3,87	4,60	4,86	3,75	4,31	4,10	4,58
Tb		0,64		0,63		0,76		0,72		0,74		0,83
Dy	4,20	4,45	4,25	4,42	4,25	4,69	4,10	4,31	4,30	4,64	4,50	5,53
Ho		0,90		1,00		1,12		0,97		1,09		1,10
Er	2,60	2,69	2,60	2,84	2,70	3,29	2,40	2,59	2,60	3,08	2,70	3,46
Yb	2,54	2,46	2,62	2,69	2,60	3,12	2,30	2,44	2,50	2,97	2,60	3,02
Lu		0,40		0,40		0,45		0,35		0,44		0,50
Th	0,25	0,32	0,40	0,31	0,40	0,37	2,65	2,93	0,90	1,01	1,40	1,58
U		0,09		0,10		0,12		0,68		0,25		0,33
Pb		0,55		0,38		0,50		1,84		0,73		0,88
Be	0,41	0,39	0,35	0,34	0,35	0,39	0,91	0,95	0,51	0,61	0,63	0,76
Li		6,01		6,15		5,62		6,29		6,26		5,80
La/Sm _N ^j	1,02	0,87	0,85	0,86	0,91	0,84	3,09	3,20	1,61	1,67	1,94	1,89
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr			0,703139±9				0,703448±6		0,703392±9			
dup ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr												
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd			0,513034±7				0,512908±8		0,513013±6			

Echantillon :	GNT8-4		GNT8-5		GNT8-6		GNT8-7		GNT9-1		GNT9-2	
Groupe ^d :	Groupe 2										Groupe 1	
Lat. °S:	-19,1		-19,1		-19,1		-19,1		-19,1		-19,1	
Long. °E:	65,7		65,7		65,7		65,7		65,8		65,8	
Prof. (m):	-2141,7		-2233,4		-1881,3		-2044,1		-2094,6		-2037,6	
Dist. (km) ^e :	12,68		13,73		14,97		15,62		16,16		16,27	
Méthode :	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS
SiO ₂	50,50		50,20		50,00		49,80		49,80		50,50	
TiO ₂	1,14		1,14		1,09		1,38		1,27		1,31	
Al ₂ O ₃	15,40		16,30		16,00		15,50		15,70		16,30	
Fe ₂ O ₃ ^{if}	9,95		8,85		9,02		10,25		9,75		8,35	
MnO	0,17		0,15		0,15		0,17		0,16		0,14	
MgO	8,04		7,75		8,25		7,80		8,70		7,35	
CaO	11,60		12,30		12,00		11,45		11,00		12,00	
Na ₂ O	2,42		2,47		2,48		2,70		2,67		2,86	
K ₂ O	0,20		0,31		0,25		0,35		0,34		0,63	
P ₂ O ₅	0,13		0,14		0,12		0,18		0,18		0,21	
LOI	-0,14		-0,08		0,29		0,09		-0,02		0,16	
Total	99,41		99,53		99,65		99,67		99,55		99,81	
Mg# ^g	65,3		67,1		68,1		63,9		67,5		67,2	
Al ^h	0,7		0,8		0,8		1,0		0,9		1,0	
K/Ti	0,2		0,4		0,3		0,4		0,4		0,7	
Qz _N ⁱ												
Ne _N ⁱ												
H _N ⁱ	19,9		13,4		13,5		11,8		12,8		6,9	
Cs		0,05		0,08		0,11		0,09		0,11		0,20
Rb	4	4	5	6	4	4	6	6	6	7	10	11
Sr	113	108	133	163	128	141	153	170	162	181	222	233
Ba	48	52	62	69	38	39	65	70	72	78	143	154
Sc	39	40	39	45	39	43	38	42	35	41	38	41
V	290	289	270	315	260	294	280	304	260	288	262	266
Cr	320	307	350	380	350	396	300	319	372	403	310	295
Co	40	41	40	45	45	49	39	44	41	48	40	43
Ni	124	127	125	140	200	213	123	131	186	201	114	120
Cu		78		100		91		78		77		85
Zn		80		80		69		79		71		61
Ga		15		18		16		18		17		16
Mo		0,38		0,62		0,34		0,49		0,58		1,07
Y	28	29	28	33	27	32	31	35	28	34	27	29
Zr	74	75	74	89	73	81	106	120	100	117	105	114
Hf		1,9		2,1		2,0		2,7		2,7		2,5
Nb	5,2	6,1	6,8	8,6	4,8	6,0	7,5	7,8	8,6	11,3	15,0	18,3
Ta		0,4		0,5		0,4		0,5		0,7		1,2
La	4,7	4,3	5,8	6,2	4,6	4,5	7,2	7,5	7,5	8,2	11,5	11,6
Ce	10,7	11,4	12,8	16,0	10,2	13,0	16,8	18,6	17,2	20,3	23,3	25,1
Pr		1,7		2,0		1,7		2,4		2,4		3,0
Nd	8,0	8,2	8,7	10,4	8,0	9,2	11,0	12,5	11,2	12,6	13,0	13,7
Sm	3,00	2,66	2,90	3,17	2,80	2,88	3,20	3,66	3,10	3,57	3,45	3,48
Eu	1,00	1,12	1,01	1,23	0,98	1,15	1,18	1,33	1,10	1,33	1,15	1,20
Gd	3,50	3,71	3,80	4,26	3,40	3,70	4,25	4,62	4,00	4,09	3,95	3,93
Tb		0,65		0,82		0,77		0,89		0,83		0,72
Dy	4,50	4,79	4,40	4,95	4,35	4,73	5,10	5,38	4,50	5,02	4,40	4,66
Ho		1,00		1,13		1,03		1,23		1,09		0,96
Er	2,80	2,98	2,70	3,24	2,60	3,26	3,10	3,59	2,75	3,50	2,60	2,89
Yb	2,74	2,63	2,65	3,09	2,60	2,89	3,00	3,43	2,73	3,16	2,50	2,67
Lu		0,43		0,46		0,45		0,49		0,47		0,40
Th	0,60	0,45	0,70	0,70	0,55	0,49	0,85	0,80	0,90	0,99	1,60	1,48
U		0,12		0,21		0,26		0,19		0,23		0,51
Pb		0,41		0,62		0,43		0,66		0,69		0,88
Be	0,40	0,38	0,43	0,50	0,38	0,41	0,58	0,66	0,60	0,69	0,67	0,70
Li		6,61		4,88		5,56		6,70		6,34		3,85
La/Sm _N ^j	0,98	1,02	1,25	1,23	1,03	0,98	1,41	1,28	1,51	1,44	2,08	2,08
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,703231±10										0,703286±8	
dup ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr												
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,513036±6										0,512950±5	

Echantillon :	GNT9-3		GNT9-4		GNT9-5		GNT9-6		GNT9-7	
Groupe ^d :							Groupe 2		Groupe 1	
Lat. °S:	-19,1		-19,1		-19,1		-19,1		-19,1	
Long. °E:	65,8		65,8		65,8		65,8		65,8	
Prof. (m):	-2060,4		-2269,0		-2167,4		-2193,3		-2345,9	
Dist. (km) ^e :	16,83		18,48		18,68		19,35		20,71	
Méthode :	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS	AES	MS
SiO ₂	50,20		50,40		50,80		49,50		49,70	
TiO ₂	1,24		1,08		1,09		0,98		0,97	
Al ₂ O ₃	16,20		15,50		15,75		16,65		16,90	
Fe ₂ O ₃ ^{if}	8,45		9,70		9,08		9,30		8,85	
MnO	0,15		0,16		0,16		0,15		0,15	
MgO	7,50		8,00		7,78		8,25		8,03	
CaO	12,10		12,20		12,20		12,40		12,60	
Na ₂ O	2,73		2,40		2,46		2,24		2,10	
K ₂ O	0,50		0,16		0,23		0,08		0,15	
P ₂ O ₅	0,19		0,12		0,12		0,09		0,11	
LOI	0,20		-0,09		-0,16		-0,22		-0,12	
Total	99,46		99,63		99,51		99,42		99,44	
Mg# ^g	67,4		65,8		66,6		67,4		67,9	
Al ^h	1,0		0,7		0,7		0,8		0,7	
K/Ti	0,6		0,2		0,3		0,1		0,2	
QZ _N ⁱ										
Ne _N ⁱ										
Hy _N ⁱ	8,8		17,1		17,4		14,8		17,1	
Cs		0,13		0,03		0,04		0,01		0,03
Rb	8		3		3		1		3	
Sr	202	209	121	123	122	126	100	104	112	116
Ba	116	111	32	32	36	36	9	9	33	34
Sc	40	40	41	42	42	43	38	40	37	38
V	265	245	280	267	285	276	250	254	254	257
Cr	330	312	350	331	350	332	365	389	355	351
Co	38	37	41	41	40	41	40	41	37	38
Ni	107	102	103	98	108	104	145	143	130	129
Cu		76		82		83		80		76
Zn		75		73		79		88		71
Ga		15		15		15		15		14
Mo										
Y	26	28	27	28	27	29	26	27	24	25
Zr	94	99	73	74	74	75	62	65	65	67
Hf		2,3		1,9		1,9		1,7		1,7
Nb	12,0	12,3	3,9	4,0	4,1	4,2	1,8	1,5	4,1	4,5
Ta		0,8		0,3		0,3		0,1		0,3
La	9,4	9,3	3,9	3,7	3,9	3,8	2,2	2,1	4,0	3,9
Ce	20,0	19,9	9,5	9,7	9,8	9,9	6,7	6,5	9,3	9,5
Pr		2,6		1,5		1,6		1,2		1,4
Nd	11,7	11,6	7,5	7,8	8,0	8,1	5,6	6,4	6,8	7,3
Sm	3,00	3,14	2,80	2,59	2,70	2,69	2,30	2,32	2,25	2,35
Eu	1,10	1,15	0,97	1,00	0,99	1,03	0,88	0,92	0,85	0,89
Gd	3,75	4,00	3,30	3,52	3,60	3,61	3,10	3,23	2,95	3,13
Tb		0,70		0,65		0,67		0,61		0,58
Dy	4,35	4,49	4,20	4,43	4,50	4,57	4,00	4,23	3,70	3,94
Ho		0,97		0,97		1,00		0,94		0,87
Er	2,60	2,77	2,60	2,81	2,70	2,90	2,50	2,73	2,30	2,53
Yb	2,50	2,56	2,55	2,63	2,61	2,71	2,48	2,59	2,25	2,40
Lu		0,37		0,39		0,40		0,38		0,35
Th	1,20	1,13	0,40	0,34	0,40	0,35	0,25	0,12	0,45	0,38
U		0,33		0,09		0,11		0,04		0,10
Pb		0,86		0,46		0,44		0,35		0,39
Be	0,59	0,56	0,37	0,35	0,37	0,35	0,31	0,29	0,32	0,31
Li		3,67		5,18		4,23		5,29		5,29
La/Sm _N	1,96	1,86	0,87	0,90	0,90	0,89	0,60	0,56	1,11	1,03
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr							0,703256±10		0,703182±10	
dup ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr										
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd							0,513032±6		0,513001±7	

Annexes D : Publications complémentaires réalisées au cours de la thèse.

"A new geochemical approach to model periodically replenished magma chambers: application to the EPR axis at 17-19°S." (2005) **Cordier C.**, Rannou E., and Caroff M., *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, sup. 1, A101.

"Petrogenesis of coarse grained intrusives from Tahiti Nui and Raiatea (Society Islands, French Polynesia)." (2005) **Cordier C.**, Clément J. P., Caroff M., Hémond C., Blais S., Cotten J., Bollinger C., Launeau P., Guille G., *Journal of Petrology*, 46, 11, 2281-2312.

"A new geochemical approach to model periodically replenished magma chambers: application to the EPR axis at 17-19°S." (2005) Cordier C., Rannou E., and Caroff M., *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, sup. 1, A101.

A new geochemical approach to model periodically replenished magma chambers: Application to the EPR axis at 17-19°S.

C. CORDIER¹, E. RANNOU² AND M. CAROFF³

Université de Bretagne Occidentale, Brest, France

¹(carole.cordier@sdt.univ-brest.fr)

²(Eric.Rannou@univ-brest.fr)

³(Martial.Caroff@univ-brest.fr)

A new theoretical approach

This model reproduces the geochemical evolution of steady-state magma chambers, continuously replenished and tapped. To traduce cyclic magma supplies, the injection is modelled through a sinusoidal function independent of the reservoir size, contrary to the expulsion and crystallization rates. The resolution of the model is based on the knowledge of several geological and geochemical parameters. In a first step, the range of REE contents in the lavas and the ratio between expulsion and crystallization rates are used to constrain the REE composition of the injected magma. By introducing the mean rate of injection and the range of the reservoir size variations, the period of the cycle and the crystallizing/expelling magma volumes can be calculated.

Application to the EPR 17-19°S

Lagabrielle and Cormier (1999) have connected magma supply with ridge axial morphology of EPR. The spatial evolution of the morphology between segments traduces the time-related reservoir size and so the cyclic temporal variation of the magma budget. Geochemistry is also variable along axis: lavas sampled from incised domes displaying greater variability and higher REE contents. So, chemical data could be used to constrain the reservoir evolution. Among the results, three of them deserve a particular attention: the REE composition of replenishment liquid, corresponding to a N-MORB with MgO=9.4 wt%, the cycle period, equal to ca. 800 years, and the residence time, close to 300 years.

Reference

Lagabrielle Y. and Cormier M.-H. (1999). *J. Geophys. Res.* **104**, 12971-12988.

Petrogenesis of Coarse-grained Intrusives from Tahiti Nui and Raiatea (Society Islands, French Polynesia)

CAROLE CORDIER^{1*}, JEAN-PHILIPPE CLÉMENT^{1†},
MARTIAL CAROFF¹, CHRISTOPHE HÉMOND¹, SYLVAIN BLAIS²,
JOSEPH COTTEN¹, CLAIRE BOLLINGER¹, PATRICK LAUNEAU³
AND GÉRARD GUILLE⁴

¹UMR6538 «DOMAINES OCÉANIQUES», IUEM, UFR DES SCIENCES ET TECHNIQUES, UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE, 6 AVENUE LE GORGEU, C.S. 93837, 29238 BREST CEDEX, FRANCE

²LABORATOIRE DE PÉTROLOGIE CRISTALLINE, GÉOSCIENCES RENNES, CNRS UMR 6118, UNIVERSITÉ DE RENNES I, 35042 RENNES CEDEX, FRANCE

³UMR 6112 «PLANÉTOLOGIE ET GÉODYNAMIQUE», UFR DES SCIENCES ET TECHNIQUES, UNIVERSITÉ DE NANTES, 2 RUE DE LA HOUSSINIÈRE, 44072 NANTES, FRANCE

⁴CEA/LDG LABORATOIRE DE DÉTECTION ET DE GÉOPHYSIQUE, BP 12, 91680 BRUYÈRES-LE-CHÂTEL, FRANCE

RECEIVED JANUARY 6, 2004; ACCEPTED APRIL 20, 2005
ADVANCE ACCESS PUBLICATION JULY 8, 2005

This study is based on a set of coarse-grained igneous rocks collected from two zoned plutons located in the central part of Tahiti Nui and Raiatea. The Ahititera pluton (central depression of Tahiti Nui) comprises a great diversity of rocks, ranging from ultrabasic to felsic in composition. It shows a concentric zonation with nepheline-free rocks in its periphery and nepheline-bearing rocks in its central part. The Faaroa pluton (central depression of Raiatea) is entirely mafic and includes only gabbros and theralites. The two plutons have variable Nd–Sr isotopic signatures, especially the Ahititera rocks, which are subdivided into three groups based on their mineralogy, geochemistry and isotope composition. The isotopic variability probably reflects local heterogeneities in the Society mantle plume. Petrographic and isotopic data have been used to define two magmatic suites in Ahititera, identifiable from their degree of Si undersaturation. The evolution of the mildly Si-undersaturated suite is controlled by simple fractional crystallization, whereas the strongly Si-undersaturated suite requires additional H₂O influx. The third isotopic group includes only theralites. The rare earth element (REE) compositions of the mafic rocks from both plutons do not correlate with their isotopic signature. The REE patterns of the most Si-undersaturated rocks are systematically characterized by steeper slopes. Such features are also observed in lavas from seamounts

located within the present-day hotspot area. It appears that REE concentrations in Society lavas and intrusives are probably mainly governed by variable degrees of partial melting of a garnet-free mantle source and are independent of their isotopic signature.

KEY WORDS: cumulates; fractional crystallization; partial melting; French Polynesia; plutonic rocks; Society Islands; Tahiti; Raiatea

INTRODUCTION

Most studies of ocean island magmatism have focused on the petrology and geochemistry of lavas. These data have allowed discussion of the chemical characteristics of the mantle source (e.g. Gautier *et al.*, 1990; Späth *et al.*, 1996), the influence of crustal assimilation (e.g. Bohron & Reid, 1995) and the characteristics of the petrogenetic processes (e.g. Nekvasil *et al.*, 2000; Thompson *et al.*, 2001). Over the last 20 years, many such studies have focused on French Polynesia; the most interesting results have highlighted trace element variabilities and isotopic

*Corresponding author: Telephone: 02-98-01-72-89. Fax: 02-98-01-66-20. E-mail: carole.cordier@sdt.univ-brest.fr

†Present address: UMR 5025 'Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines', Université Grenoble 1—Joseph Fourier, Maison des Géosciences, 1381 rue de la Piscine, BP 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France.

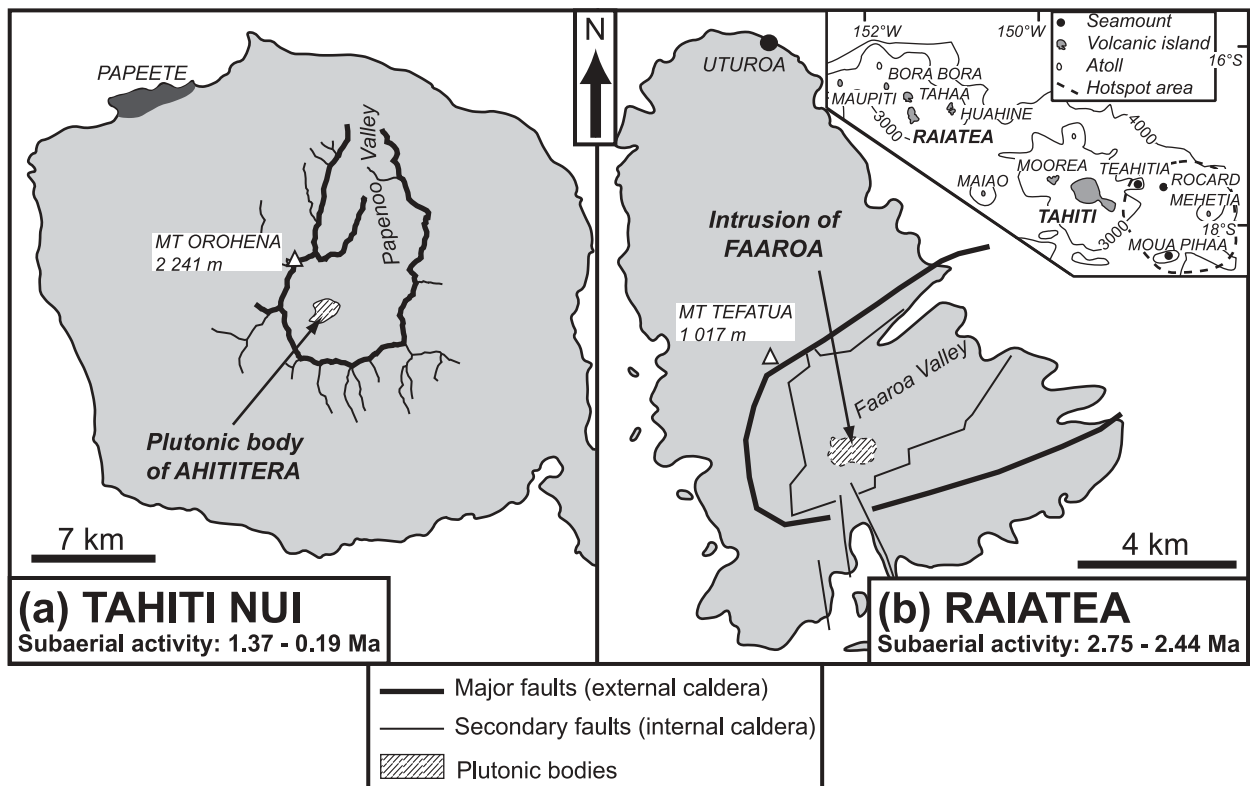


Fig. 1. Sketch maps of Tahiti Nui (a) and Raiatea (b) showing the position of the plutonic bodies of Ahititera and Faaroa, respectively, within horseshoe-shaped calderas. Inset: location of Tahiti and Raiatea in the Society Archipelago.

heterogeneities at various scales: between archipelagoes (e.g. Hémond *et al.*, 1994), individual edifices (e.g. Cheng *et al.*, 1993) or between different volcanic units within a single island (e.g. Ielsch *et al.*, 1998).

Coarse-grained plutonic rocks are relatively uncommon in oceanic intraplate volcanic domains, except as xenoliths (Fodor *et al.*, 1993; Hoover & Fodor, 1997) or as fragments within pyroclastic breccias (e.g. Freundt-Malecha *et al.*, 2001). When intrusive rocks crop out in such contexts, they are generally small bodies, 10–100 m in diameter (Staudigel & Schmincke, 1984), or ‘coherent intrusion complexes’, formed by networks of dykes and/or sheets (Walker, 1992; Schirnick *et al.*, 1999). Exposures of large zoned plutonic bodies such as those occurring in continental settings (e.g. stocks, ring complexes, large sills) are especially rare in ocean islands (Kerguelen: Giret *et al.*, 1988). Such intrusions are generally accessible only through drill holes (La Réunion: Rançon *et al.*, 1989). In addition, although the petrographic types recognized within the plutonic rocks are highly variable, there are only few trace element and isotope data available in literature.

Coarse-grained rocks have been sampled in most of the Society Islands, either as xenolithic blocks (Moorea: Le Dez *et al.*, 1998; Huahine: Legendre *et al.*, 2003),

or *in situ*. Two types of intrusions can be recognized. Small bodies less than 500 m in diameter occur at the periphery of the islands of Bora Bora, Maupiti, and Tahiti (heterogeneous complex of Tairapu Peninsula). Large petrographically zoned plutons, 1–2 km² in surface area, are exposed in the central part of the calderas of Tahiti Nui and Raiatea (Fig. 1). Each of them is made up of more or less strongly silica-undersaturated alkaline intrusives.

The purpose of this paper is to document the petrogenesis of the two large plutons of the Society Archipelago. We have recognized a wide spectrum of petrographic types in the Raiatea and Tahiti Nui plutonic bodies. Detailed textural study allows identification of cumulus and intercumulus phases and these data are used to correct the bulk-rock chemical compositions. Late- and post-magmatic phases are used to analyse the end of the crystallization process. Based on the large set of major and trace element data available for Tahiti Nui, fractionating assemblages have been modelled for each evolutionary stage of both magmatic suites, and the consequences of fluid input during magmatic differentiation examined. The results highlight the role of high-temperature fluids in the evolution of ocean island magmas. Finally, the strongly contrasted isotopic

signatures in the Tahitian plutonic rocks are used to discuss their petrogenesis by variable degrees of partial melting of a heterogeneous mantle source, by a comparison with Society mafic lavas.

GEOLOGICAL CONTEXT

Tahiti and Raiatea in the Society Archipelago

The Society Islands, one of the five linear volcanic chains of French Polynesia, consist of nine major volcanic islands and several atolls and seamounts (Fig. 1 inset). The average ages of the exposed lavas decrease from NW (Maupiti) to SE (Mehetia) (Duncan & McDougall, 1976; Cheng *et al.*, 1993; Blais *et al.*, 2002). The current hotspot zone is located around Mehetia, 50 km SE of Tahiti, as shown by the occurrence of several very young seamounts and by volcano-seismic activity (Binard *et al.*, 1991).

Tahiti (17°30'S, 149°30'W), the largest island of the Society Archipelago, is built on *c.* 3500 m deep ocean crust. Tahiti is made up of two coalescent eroded volcanoes: Tahiti Nui, 2241 m high and 35 km in diameter, and Tairapu (Fig. 1a). The subaerial products of Tahiti Nui, dated between 1367 ± 16 ka and 187 ± 3 ka (Le Roy, 1994; Hildenbrand *et al.*, 2004), are mainly mafic and intermediate lavas which become increasingly silica undersaturated with time (basalts, basanites, foidites and tephrites: McBirney & Aoki, 1968; Cheng *et al.*, 1993; Duncan & Fisk, 1994). Differentiated lavas (trachytes and phonolites) are very sparse. The plutonic body crops out inside a 'horseshoe-shaped' depression which opens towards the NNE. Debris avalanche deposits led Clément *et al.* (2002) to interpret this caldera as the scar of a huge gravity landslide. This event may have been caused by a local edifice destabilization as a consequence of the pluton emplacement between 570 and 390 ka.

Raiatea (16°49'S, 151°15'W), the second largest island of the Society chain, lies 220 km NE of Tahiti and reaches 1017 m above sea level. The shield volcano, made up of picrites, basalts, hawaiites and trachytes, was dated between 2.75 and 2.44 Ma (Blais *et al.*, 1997; Guillou *et al.*, 1998). A late fissural trachytic event has generated the post-shield plateau of Temehani. In the southern part of the island, plutonic rocks crop out inside the 'horseshoe-shaped' Faaroa depression which opens towards the NE (Fig. 1b). The age of the caldera formation has been estimated at about 2.53 Ma and its origin is ascribed either to a mega-landslide or to a collapse (Blais *et al.*, 1997; Dauteuil *et al.*, 1998; Guillou *et al.*, 1998). The age of the Raiatea pluton is unknown.

This study is based on a set of 35 fresh or very slightly altered rocks, sampled during a field trip to Tahiti and Raiatea (October 1999) supported by CEA

(Commissariat à l'Énergie Atomique) and BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières), complemented with five additional samples previously collected.

Geological setting of the two studied plutons

Tahiti Nui

The Ahititera pluton, discovered by J. D. Dana in 1849, was first sampled by R. Brousse and G. Guille in 1971 (Nitecki-Novotny, 1975), a sample set completed by J.-M. Bardintzeff in 1981 (Bardintzeff *et al.*, 1988). It is exposed over an area of 2.1 km² in the central part of a depression 8 km in diameter, 759 m at its highest point (Ahititera Mount, Fig. 2a). It has an 2.6 km east–west elongated shape. The plutonic body is circled by three rivers: Maroto, in the north, Vaituoru in the east and Ieifatautau in the south (Fig. 2a). It is partially covered by epiclastic volcanic breccias bearing a few coarse-grained clasts (Clément *et al.*, 2002; Clément & Caroff, 2004). Deterioration of the outcrops between 1971 and 1999, as a result of the proliferation of *Miconia calvescens*, required us to collect all the samples from the periphery of the pluton, along the river beds. From the 46 samples collected in (or close to) the Ahititera plutonic body during the 1999 field investigations, 26 were selected for this study. We have complemented our sample set with two previously studied rocks (37H and TP6: Nitecki-Novotny, 1975; Bardintzeff *et al.*, 1988). The total sample set (28 samples) includes nine petrographic types. The rocks are found either in place, or as large boulders, or as clasts in the debris avalanche deposits (Table 1, Fig. 2a). A large hydrothermally altered intrusion near the Vaituoru river dam is crosscut by numerous small altered basanitic and tephritic dykes. Two large east–west-trending dykes cut the pluton near the Vaituoru river dam and north of Maroto river, respectively (Fig. 2a).

Raiatea

The plutonic rocks of the Faaroa depression in Raiatea island, first observed by Deneufbourg (1965), were sampled by R. Brousse and E. Berger in the 1970s (Brousse & Berger, 1985) and by S. Blais and co-workers from 1994 to 1996 (Blais *et al.*, 1997). The plutonic rocks are exposed in place within a *c.* 1 km² east–west-trending area (Fig. 2b). The dense vegetation has only allowed sampling of two petrographic types (Table 1). Among the 14 coarse-grained mafic samples we collected in 1999, nine have been analysed for major and trace elements. They have been complemented with three rocks (RI-28, RI-85, and RI-86) sampled by S. Blais in 1994 (Blais *et al.*, 1997), resulting in a total of 12 samples.

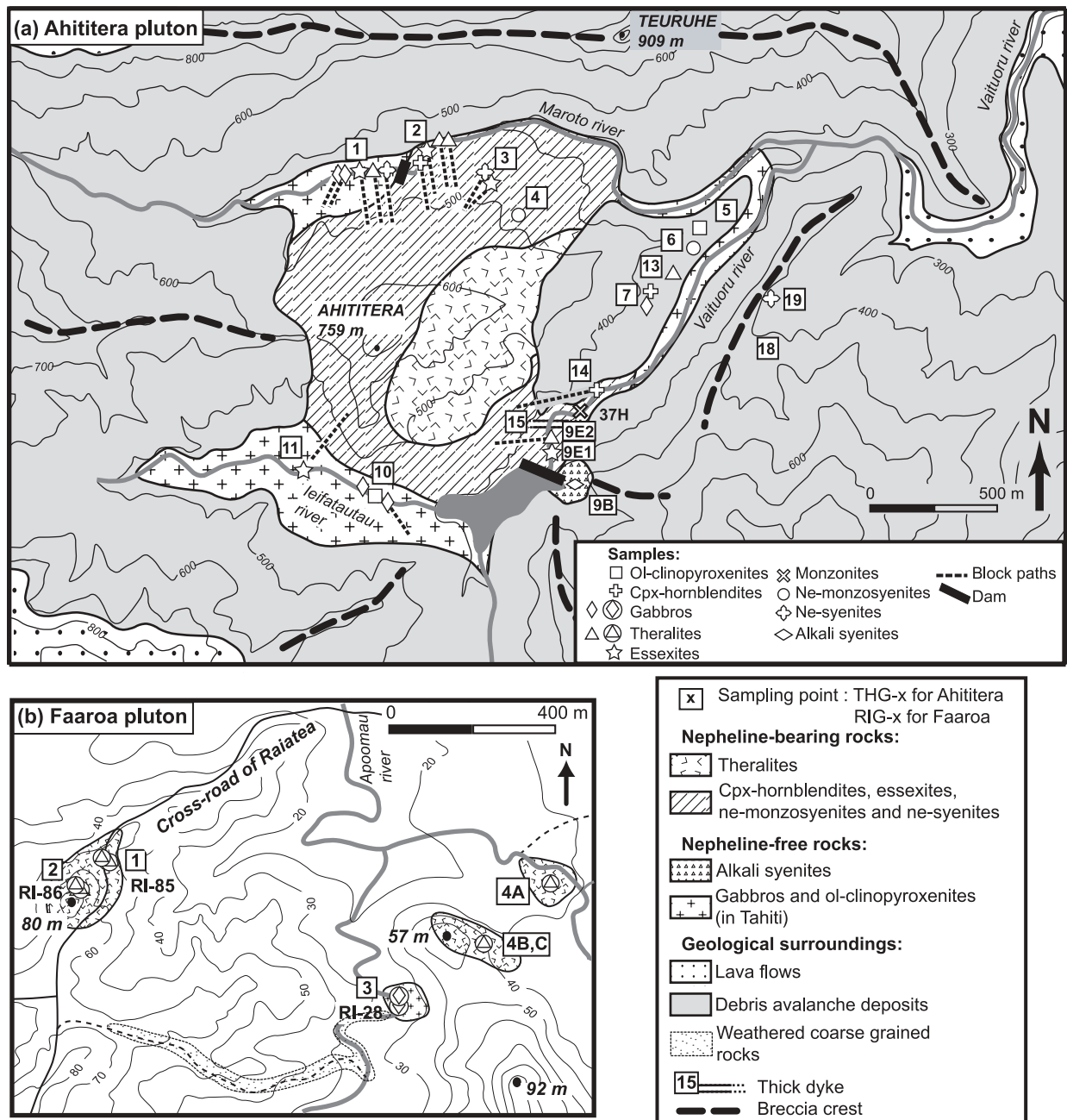


Fig. 2. Location of the studied samples. Four samples were collected during previous field trips [the Ahititera monzonite 37H: Bardintzeff *et al.* (1988) and the Faaroa gabbro RI-28, and theralites RI-85 and RI-86: Blais *et al.* (1997)]. Geological sketch maps of (a) the Ahititera plutonic body (Tahiti Nui) and its surroundings and (b) the Faaroa depression (Raitea). Circled symbols are Raitea samples.

PETROLOGY AND MINERALOGY

The nomenclature of the coarse-grained rocks is based on Streckeisen's (1974) classification, modified by Le Bas & Streckeisen (1991). The modal (volumetric) proportions of minerals have been determined by point-counting on representative thin sections. The sample set can be divided into three main groups on the basis of

petrographic criteria: an ultrabasic group and two others, which can be discriminated using the APF (alkali feldspar–plagioclase–feldspathoid) triangle of Fig. 3—a modal nepheline-free group and a modal nepheline-bearing group. Mineral compositions have been determined using a Cameca SX 50 automated electron microprobe (Microsonde Ouest, Brest, France).

Table 1: Set of coarse-grained rocks sampled in Ahititera pluton (Tahiti Nui) and in Faaroa pluton (Raiatea)

Petrographic types	Samples	Outcropping	Location	Textural types	Distinctive features
Ahititera pluton					
<i>Ultrabasic rocks</i>					
Olivine-clinopyroxenite	THG-5C	Clast	East of the pluton	Cumulate	
	THG-10B	In place	leifatautau	Cumulate	Lobate contact with THG-10C
Clinopyroxene-hornblendite	THG-2D	Block	Maroto	Cumulate	
	THG-14	Block	Vaituoru	Cumulate	
	THG-7A	Clast	East of the pluton	Cumulate	
<i>Nepheline-free rocks = mildly Si-undersaturated rocks</i>					
Gabbro	THG-1B	Block	Maroto	Non-cumulative	
	THG-1 Da	Block	Maroto	Non-cumulative	Contains THG-1Db as a small dyke
	THG-7B	Clast	East of the pluton	Non-cumulative	
	THG-10C	In place	leifatautau	Non-cumulative	Lobate contact with THG-10B
	THG-10E	Block	leifatautau	Moderately cumulative	Layered
Monzonite	37H	Block	Vaituoru	Non-cumulative	Sampled by R. Brousse and G. Guille in 1971
	TP6	Block	Papenoo	Non-cumulative	Sampled by J.-M. Bardintzeff in 1981
Alkali syenite	THG-9B	In place	Near the Vaituoru dam	Non-cumulative	Hydrothermalized sample
<i>Nepheline-bearing rocks = strongly Si-undersaturated rocks</i>					
Theralite	THG-1A	Block	Maroto	Moderately cumulative	
	THG-2A	Block	Maroto	Moderately cumulative	
	THG-2B	Block	Maroto	Non-cumulative	
	THG-9E2	Block	Vaituoru	Non-cumulative	Layered
	THG-13A	Clast	East of the pluton	Non-cumulative	
Essexite	THG-1E	Block	Maroto	Non-cumulative	
	THG-2C	Block	Maroto	Non-cumulative	
	THG-3A	Block	South of Maroto	Moderately cumulative	Contains THG-3B as a lobate vein
	THG-9E1	In place	Near the Vaituoru dam	Non-cumulative	
	THG-11A	Block	leifatautau	Moderately cumulative	
Nepheline-monzosyenite	THG-4	In place	South of Maroto	Non-cumulative	
	THG-6A	Clast	East of the pluton	Non-cumulative	
Nepheline-syenite	THG-1Db	Block	Maroto	Non-cumulative	Small dyke in THG-1 Da
	THG-3B	Block	South of Maroto	Non-cumulative	Lobate vein in THG-3A
	THG-19	Clast	East of the pluton	Non-cumulative	
Faaroa pluton					
<i>Nepheline-free rocks = mildly Si-undersaturated rocks</i>					
Gabbro	RIG-3B	In place	Apoomau: southern tributary	Non-cumulative	
	RI-28	In place	Apoomau: southern tributary	Non-cumulative	Sampled by S. Blais in 1994
<i>Nepheline-bearing rocks = strongly Si-undersaturated rocks</i>					
Theralite	RIG-1B	In place	East of the crossroad	Non-cumulative	
	RIG-1E	In place	East of the crossroad	Non-cumulative	
	RIG-2A	In place	West of the crossroad	Non-cumulative	
	RIG-2C	In place	West of the crossroad	Non-cumulative	
	RIG-2D	In place	West of the crossroad	Non-cumulative	
	RIG-4A	In place	Apoomau: northern tributary	Non-cumulative	
	RIG-4B	Block	Between the two tributaries	Non-cumulative	
	RIG-4C	Block	Between the two tributaries	Non-cumulative	
	RI-85	In place	East of the crossroad	Non-cumulative	Sampled by S. Blais in 1994
	RI-86	In place	West of the crossroad	Non-cumulative	Sampled by S. Blais in 1994

The clasts have been collected within the debris avalanche deposits partially covering the Ahititera pluton.

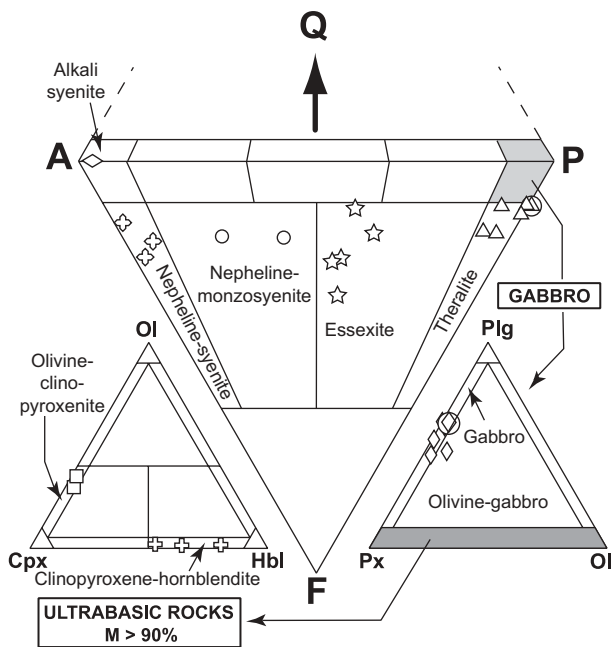


Fig. 3. Classification of the coarse-grained rocks of Ahitiera and Faaroa according to their modal mineral contents (volume proportions). Triangle APF for plutonic rocks bearing felsic minerals (Streckeisen, 1974; Le Bas & Streckeisen, 1991): Q, quartz; A, alkali feldspar; P, plagioclase; F, feldspathoid. Triangle Plg–Ol–Cpx for gabbroic rocks (Streckeisen, 1976; Le Bas & Streckeisen, 1991): Plg, plagioclase; Ol, olivine; Cpx, pyroxene. Triangle Ol–Hbl–Cpx for ultrabasic rocks (Streckeisen, 1973; Le Bas & Streckeisen, 1991): M, mafic (non-QAPF) minerals; Hbl, hornblende. Circled symbols are Raiatea samples.

Analytical conditions were 15 kV, 15–20 nA, counting time 6 s, and correction by the ZAF method. Concentrations lower than 0.3 wt % are not considered representative. Modal proportions (transformed into weight percent) are shown in Table 2 and mineral compositions in Table 3 and Fig. 4.

Ultrabasic rocks

Fe–Mg-rich minerals represent more than 90% by volume in five samples, which are, therefore, ultrabasic in composition (Fig. 3). Samples THG-5C and -10B are mainly composed of a framework of sub-euhedral zoned diopside, with a grain size reaching 5 mm (Fig. 5a). Olivine crystals (≤ 3 mm) are euhedral. Fe–Mg K_D values suggest that the olivines crystallized from a gabbroic liquid [equilibrium values of K_D from Roeder & Emslie (1970)]. Their rims and cracks show secondary bowlingite alteration including titanomagnetite and chlorite (Fig. 5a). Inclusions of Cr-spinel have also been found. The other primary minerals present as interstitial phases are anhedral plagioclase (bytownite and labradorite, Fig. 6) with a length less than 2 mm, apatite, and Fe–Ti oxides (≤ 1 mm) displaying exsolution features and occasionally mantled by brown biotite. In the

olivine–clinopyroxene–hornblende ternary diagram of Fig. 3, they plot in the olivine–clinopyroxenite field.

The hornblendes of samples THG-2D, -14, and -7A are brown kaersutites (> 1 cm, Fig. 5b). They include rare olivine, destabilized clinopyroxene, Fe–Ti oxides, and apatite. The amphibole crystals are usually euhedral (THG-14 and -7A), but occasionally subhedral and poikilitic (THG-2D). The rims of diopsidic clinopyroxenes are often partially replaced by brown kaersutite or hastingsite (Fig. 7a). Among the interstitial crystals, plagioclase (andesine, Fig. 6) is the most abundant phase. Others are sparse diopside, Fe–Ti oxides, large apatite (several hundreds of micrometres), nepheline, titanite, and K-feldspar. In the ternary diagram of Fig. 3, these samples plot in the clinopyroxene–hornblendite field.

Nepheline-free rocks

In samples RIG-3B (Fig. 5c) and RI-28 from Raiatea, and THG-1B, -1 Da, -7B, -10C, and -10E from Tahiti, the most abundant minerals are sub-euhedral unzoned diopside (≤ 2 mm) and small plagioclase laths (from bytownite to K-bearing oligoclase in composition, Fig. 6). Large, hopper titanomagnetite and haemoilmenite crystals (< 2 mm) are commonly bordered by brown or red biotite. Olivines are subordinate and their rims are usually mantled by radial green biotite plus oxides. The rest of the matrix is made up of primary biotite and apatite. In the layered rock THG-10E, the hydrous phase is amphibole instead of mica. Lack of K-feldspar, quartz, and foids in these rocks leads us to use the pyroxene–olivine–plagioclase diagram of Fig. 3 for classification, where they plot in the gabbro field.

Monzonites 37H and TP6, described by Bardintzeff *et al.* (1988), belong to the only petrographic type that was not recognized during our 1999 field sampling programme. They are made up mainly of Carlsbad-twinning alkali feldspar and plagioclase (Table 2). Giant amphiboles up to a few centimetres long, biotite, Fe–Ti oxides and titanite are their other mineral phases (Bardintzeff *et al.*, 1988).

THG-9B, sampled in the hydrothermalized intrusion near the Vaituoru river dam (Fig. 2a), is an almost monomineralic rock formed of *c.* 83 wt % feldspar (albite and sparser orthoclase, Figs 4 and 6), accompanied by destabilized clinopyroxene, biotite, apatite, titanomagnetite, and especially abundant pyrite ($\geq 1\%$). This mineral association is almost entirely secondary and evidences the occurrence of a hydrothermal process that affected the whole intrusion. THG-9B plots in the alkali syenite field in the APF diagram (Fig. 3).

Nepheline-bearing rocks

Samples RIG-1B, -1E, -2A, -2C, -2D, -4A, 4B, 4C, and RI-85, -86 (Raiatea), THG-1A, -2A, -2B, -9E2, and -13A

Table 2: Modal proportions (recalculated in weight percentages) for each petrographic type of the Tahiti-Nui samples

	Nepheline-free rocks			Nepheline-bearing rocks					
	Ol-Cpxite UB Range (<i>n</i> = 2)	Gab Range (<i>n</i> = 6)	Alk-Sye THG-9B	Cpx-Hblite UB Range (<i>n</i> = 3)	The Range (<i>n</i> = 4)	THG-2A	THG-2A'	THG-1A	THG-1A'
Olivine	25.4–28.2	0–7.3		Sparse	0–3.5	12.5	13.7	27.6	23.5
Clinopyroxene	57.8–58.4	33.9–41.8	6.0	14.7–32.4	11.3–24.3	42.7	14.0	23.3	14.6
Fe–Ti oxides	4.4	9.7–22.3	8.7	10.3–14.5	5.0–17.4	10.6		10.8	
Plagioclase	7.1–10.4	33.0–49.7		6.2–11.8	46.3–63.6	22.1		33.4	
K–Na feldspars		Sparse	83.0	0–0.8	0–1.7	1.6			
Nepheline				0.8–5.6	4.3–8.6	4.1			
Hornblende	0–1.5	0–8.3		36.5–59.9	0.5–4.5	0.5			
Biotite	0.5–1.8	0–3.0	1.1	0.9	1.1–5.2	3.8		3.8	
Apatite		0–2.1	1.2	3.8–5.8	1.1–4.4	2.0		1.0	
Titanite					Sparse				
Liquid							71.8		62.3
ΣR^2							0.4		0.1

	Nepheline-bearing rocks						
	Ess Range (<i>n</i> = 3)	THG-3A	THG-3A'	THG-11A	THG-11A'	Ne-Msye Range (<i>n</i> = 2)	Ne-Sye Range (<i>n</i> = 3)
Olivine	Sparse	1.1	1.5	1.1	1.5		
Clinopyroxene	3.4–15.2	9.7	24.6	29.0	19.4	4.6–7.0	3.6–4.7
Fe–Ti oxides	5.0–11.0	6.3	4.7	9.4	4.1	6.7–8.5	3.5–8.5
Plagioclase	16.2–26.8	19.6		16.1		14.6–22.0	0.9–3.8
K–Na feldspars	12.8–18.8	11.1		12.7		32.1–40.1	54.4–63.1
Nepheline	11.1–14.5	6.8		9.3		10.9–12.9	17.2–17.5
Hornblende	21.7–35.7	41.1		19.3		14.0–19.6	2.4–9.4
Biotite							
Apatite	3.1–4.2	3.1		2.1		2.2–2.3	2.4–3.4
Titanite	2.3–3.5	1.1		1.1		1.2	1.2–3.9
Liquid			69.4		74.2		
ΣR^2			0.5		0.3		

Ol-Cpxite, olivine-clinopyroxenite; Gab, gabbro; Alk-Sye, alkali-syenite; Cpx-Hblite, clinopyroxene-hornblendite; The, theralite; Ess, essexite; Ne-Msye, nepheline-monzosyenite; Ne-Sye, nepheline-syenite. *n*, number of samples. UB, ultrabasic rocks. The 'prime' symbol attached to the name of moderately cumulative theralites and essexites indicates theoretical modal compositions, including a liquid phase together with cumulus minerals, reconstructed using the MONA program (see text for explanation). ΣR^2 , sum of the squared residuals.

(Tahiti), display a mineralogical association comparable with that of the gabbros, except for the presence of nepheline, more or less altered to cancrinite and analcite, rare titanite crystals, calcite, and, infrequently, late amphibole replacing clinopyroxene (Table 2 and Fig. 4). The two samples THG-1A and -2A are cumulative in olivine and/or zoned diopside (Table 2). These samples plot in the theralite field in the APF diagram of Fig. 3.

In samples THG-1E, -2C, -3A, -9E1, and -11A, the main Fe–Mg-rich crystals are brown amphibole (a few millimetres in diameter). They are either apatite-rich zoned euhedral kaersutites or late amphiboles, kaersutitic or hastingsitic in composition, replacing clinopyroxene rims (Table 3, Figs 5d and 7). The large clinopyroxene crystals (1–2 mm) are zoned: their chemical composition ranges from brown diopsidic cores to green

Table 3: Selected clinopyroxene, amphibole and plagioclase analyses from Ahititera pluton (Tahiti-Nui)

Mineral:	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Hbl	Plg	Plg	Plg
	Di	Di	Heden	Heden	Kaer	Fe-Parg	Kaer	Kaer	Mg-Hast	Fe-Kaer	Labrad	Andes	Bytow
	core	core	rim	rim	core	rim	replacing	core	rim	replacing	core	rim	core
Rock:	The	Ess	Ess	Ess	Ess	Ess	Ess	Ne-Msye	Ne-Msye	Ne-Msye	The	The	Ess
Sample:	THG-13A	THG-9E1	THG-9E1	THG-9E1	THG-3A	THG-3A	THG-3A	THG-19	THG-19	THG-19	THG-13A	THG-13A	THG-11A
SiO ₂	51.48	45.45	49.23	48.43	39.30	38.84	39.19	38.94	39.72	38.73	53.15	57.09	50.57
TiO ₂	0.49	3.52	1.20	0.69	7.06	3.08	4.63	6.28	1.29	4.66	0.15	0.15	0.03
Al ₂ O ₃	2.95	7.92	3.04	2.43	12.72	11.73	11.82	12.94	10.10	12.42	29.20	26.67	30.69
FeO	10.03	7.58	15.48	18.93	10.46	19.15	15.88	14.55	21.68	15.62	0.25	0.13	0.49
MnO	0.33	0.19	0.60	1.18	0.24	0.54	0.48	0.39	2.13	0.91	0.01	0.00	0.00
MgO	11.80	11.68	7.95	5.48	11.68	7.93	9.76	10.34	7.04	8.70	0.00	0.02	0.02
CaO	21.94	23.52	21.52	21.00	11.78	11.10	11.66	12.10	10.59	11.43	12.35	9.56	4.66
Na ₂ O	1.17	0.56	1.51	1.63	2.72	2.68	2.68	2.63	2.89	2.67	4.49	6.14	3.37
K ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.00	1.33	1.94	1.91	1.57	1.77	1.90	0.03	0.18	0.13
P ₂ O ₅	0.00	0.03	0.02	0.10	0.02	0.03	0.00	0.00	0.07	0.00	0.05	0.00	0.04
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.10	0.00	0.03
NiO	0.00	0.00	0.00	0.17	0.04	0.01	0.06	0.00	0.11	0.00	0.06	0.03	0.00
Total	100.19	100.45	100.55	100.03	97.35	97.06	98.07	99.73	97.41	97.02	99.82	99.96	100.02
Fe ³⁺	0.091	0.118	0.155	0.190	0.000	0.083	0.000	0.000	0.612	0.000	0.009	0.005	0.019
Fe ²⁺	0.22	0.12	0.34	0.43	1.31	2.42	2.03	1.81	2.23	2.01			
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.74	0.84	0.56	0.41	0.67	0.43	0.52	0.56	0.42	0.50			
Wo	47.24	51.31	47.67	47.37									
En	35.34	35.46	24.50	17.19									
Fs	17.42	13.24	27.83	35.43									
An											60.22	45.78	70.11

Fe³⁺ and Fe²⁺ are expressed as cations per formula unit. All the iron of plagioclase is reported as Fe³⁺. For amphibole, the term 'replacing' denotes partial replacement of clinopyroxene rim by late hornblende. Abbreviations as in Table 1 and as follows: Cpx, clinopyroxene; Hbl, hornblende; Plg, plagioclase; Di, diopside; Heden, hedenbergite; Kaer, kaersutite; Fe-Parg, ferroan pargasite; Mg-Hast, magnesian hastingsite; Fe-Kaer, ferro-kaersutite; Labrad, labradorite; Andes, andesine; Bytow, bytownite.

ferro-diopsidic–hedenbergitic rims (Table 3). This latter composition is also recorded by small interstitial green clinopyroxenes. Olivines are sparse and altered, with the most magnesian composition of the entire set of olivine analyses (Fo 78–83, Fig. 4). This feature suggests they may be xenocrysts crystallized at the expense of a more mafic liquid. Plagioclase is still the main felsic phase, but its proportion is counterbalanced by that of K-feldspar plus nepheline (Table 2, Fig. 4). These three minerals are relatively altered: plagioclase and alkali feldspar are partially albitized, as shown in Fig. 6, and nepheline is partially transformed into albite plus analcite. Titanite is present as large euhedral crystals, up to 3 mm in length. Carbonates (ankerite and calcite) occur either in an interstitial position or as fillings of dictytaxitic voids. THG-3A and -11A are cumulative samples, mainly in clinopyroxene (Table 2). These samples plot in the essexite field (Fig. 3).

From essexites to samples THG-4, -6A, -1Db, -3B, and -19, the modal proportions of felsic minerals increase gradually, in contrast to those of Fe–Mg (plus Fe–Ti) minerals; alkali feldspar becomes progressively more abundant with respect to plagioclase (Table 2, Fig. 4). These samples are also characterized by the presence of destabilized titanite crystals and carbonates (calcite and ankerite). Nepheline and feldspars show alteration features similar to those observed in the essexites. Samples THG-4 and -6A are nepheline-monzosyenites whereas samples THG-1Db, -3B, and -19 plot in the nepheline-syenite field (Fig. 3).

Spatial distribution of the petrographic types

Tahiti Nui

Among the ultrabasic rocks, olivine-clinopyroxenites were collected from two distinct sites (Fig. 2a). The

Minerals	Nepheline-free rocks				Nepheline-bearing rocks				
	UB.				UB.				
	OI-Cpxite	Gab	Monz	Alk-Sye	Cpx-Hblite	The	Ess	Ne-MSye	Ne-Sye
Olivine	Fo 74-78	Fo 57-70				Fo 64-70	Fo 78-83		
Clinopyroxene	Mg# 81-89	Mg# 76-87			Mg# 77-89	Mg# 74-90	Mg# 40-88	Mg# 54-92	Mg# 61-80
Fe-Ti oxides	Ilm + Tmt	Ilm + Tmt	Ilm + Tmt	Tmt	Ilm + Tmt	Ilm + Tmt	Ilm + Tmt	Tmt	Tmt
Plagioclase	An 55-80	An 10-78		An 2-8	An 30-55	An 10-66	An 48-74 + An 2-16	An 66-70 + An 3-7	An 0-3
K Feldspars				Or 83-88		Or 30-96	Or 40-92	Or 51-72	Or 21-93
Nepheline									
Hornblende									
Apatite									
Titanite									
Biotite									
Carbonate									
Sulfide									
Analcime									

Fig. 4. Summary of petrographic data for Tahiti Nui and Raiatea samples: mineral occurrences (continuous lines, main minerals, generally euhedral; dashed lines, accessory minerals; dotted lines, late or secondary minerals) and their compositional range. Mg-number = $100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$, where Mg and Fe^{2+} are expressed in number of cations per formula unit. Abbreviations as in Table 1, and Ilm, ilmenite; Tmt, titanomagnetite. UB., ultrabasic rocks.

clinopyroxene-hornblende group, not recognized prior to this study, does not exhibit clear field relationships with any other type of rock.

The nepheline-free group includes five gabbros, two monzonites, and one alkali syenite (Table 1, Figs 2a and 4). These nepheline-free rocks occur exclusively in the outer part of the outcropping area of the plutonic body, which is consistent with the results of the 1971 sampling reported by Bardintzeff *et al.* (1988).

The third petrographic group, constituted by nepheline-bearing rocks, is mainly found as large boulders coming from the at present unreachable central part of the pluton (Fig. 2a). It is composed of five theralites, five essexites, two nepheline-monzosyenites (not previously recognized), and three nepheline-syenites (Table 1; Fig. 3).

From a petrographic point of view, most of the Ahititera coarse-grained rocks can be regarded as the plutonic equivalents of the neighbouring lavas (ankaramites, alkali basalts, basanites and some intermediate lavas: Bonin & Bardintzeff, 1989; Clément *et al.*, 2002).

Lobate contacts have been observed between olivine-clinopyroxenite THG-10B and gabbro THG-10C, and between essexite THG-3A and nepheline-syenite THG-3B (Table 1). Such associations demonstrate that both magmas were emplaced contemporaneously and they strongly suggest a petrogenetic link between them.

The schematic map of Fig. 2a summarizes our field observations and petrographic determinations, together with those made by Nitecki-Novotny (1975) and Bardintzeff *et al.* (1988). Our map displays some major

differences compared with that of Bardintzeff *et al.* (1988). Both of them are in good agreement regarding the concentric zonation of the pluton (nepheline-bearing rocks in its central part and nepheline-free rocks at its periphery). However, we did not find evidence for vertical layering at the pluton scale: some petrographic types such as essexites and ol-clinopyroxenites crop out at equivalent heights above sea level. The Ahititera pluton seems to be mostly made up of two nested intrusions. The very slow crystallization of the plutonic body and its local alteration preclude any dating on coarse-grained samples. However, the presence of nepheline-bearing rocks in the inner part of the body, together with the additional geochemical arguments developed by Clément *et al.* (2002), suggest a late emplacement of these rocks with respect to the nepheline-free ones. Finally, as previously shown by Clément *et al.* (2002), a large area of the plutonic massif is sealed by a thick epiclastic formation.

Raiatea

Only two petrographic types have been identified and are located on the Fig. 2b map: two nepheline-free gabbros and 10 nepheline-bearing theralites (Table 1, Fig. 3). The gabbros were sampled in the bed of the southern tributary of Apoomau river. The theralites are exposed in three areas: the northern tributary of Apoomau river, on the flank of a 57 m high hill located between the two Apoomau tributaries, and on a 30 m high hill located near the crossroad of the island. The poor outcrop conditions in the Faaroa depression have prevented more precise mapping of the pluton.

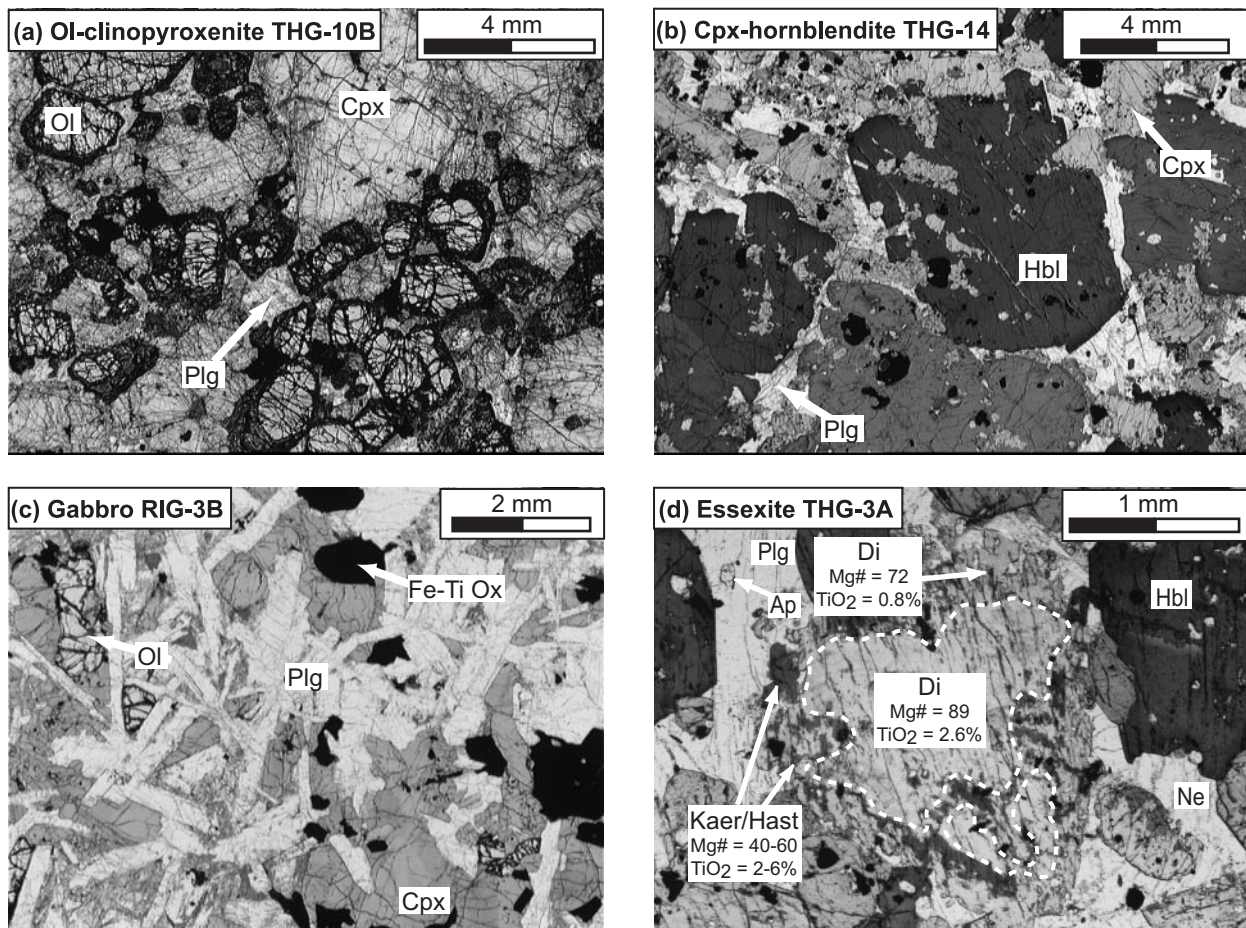


Fig. 5. Photomicrographs of representative samples from Ahititera and Faaroa (plane-polarized light). (a) Olivine-clinopyroxenite THG-10B (Tahiti Nui). Mesocumulate. (Note the partial transformation of cumulus olivines into bowlingite.) (b) Clinopyroxene-hornblende THG-14 (Tahiti Nui). Orthocumulate. The cumulus amphiboles contain various mineral inclusions. (c) Gabbro RIG-3B (Raiatea). Granular texture, close to the oikocrystic end-member. (d) Essexite THG-3A (Tahiti Nui). Intergranular texture, cumulus clinopyroxene and amphibole (these latter may result from cpx replacement). In the early stage of cpx transformation, the secondary hornblende (hastingsite or kaersuite in composition) occurs in the Fe-rich diopsidic margin, either as flakes associated with magnetite grains or as inclusion-free rims. Ap, apatite; Cpx, clinopyroxene; Hbl, hornblende; Ne, nepheline; Ol, olivine; Fe-Ti Ox, Fe-Ti oxides; Plg, plagioclase; Di, diopside; Kaer/Hast, kaersuite/hastingsite.

GEOCHEMISTRY

Inductively coupled plasma atomic emission spectrometry (ICP-AES) analyses of 40 samples from Tahiti and Raiatea are presented in Table 4. The analytical method has been described by Cotten *et al.* (1995). Relative standard deviations are <2% for major elements, Rb and Sr, and <5% for other trace elements. Sr and Nd isotopic analyses have been performed following the procedure described by Dosso *et al.* (1991). To remove alteration effects, the whole-rock powders were leached with 2.5N HCl for 10 min in an ultrasonic bath and rinsed three times in ultrapure water. Sr isotope ratios were measured with a Finnigan MAT 261 mass spectrometer (IFREMER, Brest) in dynamic mode. Sr isotope compositions are corrected for mass fractionation to $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.375209$ and referenced to NBS SRM987 = 0.710247 ± 0.00012 ($n = 30$). Nd ratios have been measured with a

ThermoFinnigan Triton T1 mass spectrometer (IUEM, Brest) in static mode. Nd isotope compositions are corrected for mass fractionation to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.721903$ and referenced to La Jolla-Nd = 0.511850 ± 0.000007 ($n = 65$) and to JNd1 = 0.512107 ± 0.000008 ($n = 35$).

Loss on ignition and major element variations

All samples have loss on ignition (LOI) values lower than 2.5 wt %, except the three coarse-grained rocks THG-3B, -10B, and -19 (Table 4). These latter rocks display obvious alteration features: bowlingitization of olivine and damouritization of plagioclase in clinopyroxenite THG-10B, cancrinization of nepheline and/or kaolinization of K-feldspar in ne-syenites THG-3B and -19.

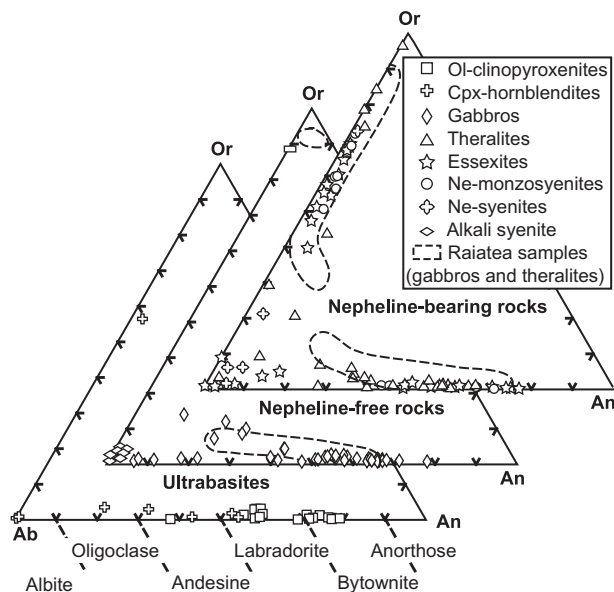


Fig. 6. Classification of feldspars in the orthoclase–albite–anorthite ternary diagram.

The presence or the lack of nepheline in the coarse-grained rocks (including ultrabasites) finds expression in their normative foid contents ($ne + lc$), calculated following the CIPW procedure, with Fe^{3+}/Fe^{2+} ratios assumed to be dependent on the degree of differentiation (Middlemost, 1989). The nepheline-free rocks, together with ol-clinopyroxenites, are mildly silica-undersaturated rocks ($ne + lc < 6.5$ wt %), except the two monzonites that contain normative hypersthene (Table 4). The other rocks, including cpx-hornblendites, are strongly silica undersaturated, even if theralite THG-1A is less rich in normative nepheline ($ne = 3.5$ wt %), as a result of its cumulative characteristics.

Both groups defined on the basis of normative compositions can be also distinguished using the TAS diagram (Fig. 8). For instance, among the ultrabasites, the cpx-hornblendites are shifted towards the low- SiO_2 side, whereas the slightly more siliceous ol-clinopyroxenites are less alkaline. For the whole sample set, alkalinity is strongly coupled with the degree of Si undersaturation.

Selected major element concentrations are presented vs MgO in Fig. 9 for the Ahititera rocks. All samples having MgO concentrations ≥ 10 wt % are either ultrabasites (clinopyroxenites) or moderately cumulative rocks (theralites). The latter samples have SiO_2 , CaO and TiO_2 concentrations fairly similar to those of their non-cumulative theralitic equivalents, but they are shifted towards high MgO values as a result of their abundant accumulated olivine and clinopyroxene. With decreasing MgO (from 10 wt %), concentrations of SiO_2 and Al_2O_3 increase roughly whereas those of CaO and TiO_2 decrease, irrespective of the level of silica undersaturation.

Concentrations of P_2O_5 are more scattered. However, the lowest values correspond to those of the mildly Si-undersaturated rocks, with the exception of the monzonite TP6. Noteworthy features are the particularly high P_2O_5 content of the apatite-rich hornblendite THG-2D (1.90 wt %) and the low value for gabbro THG-10E, also characterized by a high TiO_2 concentration.

Trace element and isotopic variations

Representative REE patterns normalized to C1 chondrites (Sun & McDonough, 1989) are shown in Fig. 10. All the coarse-grained rocks from Tahiti Nui and Raiatea are enriched in light rare earth elements (LREE) with respect to heavy rare earth elements (HREE), a feature characteristic of alkaline ocean island magmas. Ol-clinopyroxenite THG-10B has the lowest REE concentrations and shows the flattest pattern. The other ultrabasite, cpx-hornblendite THG-2D, has high middle REE (MREE) values. Theralites and gabbros from the two islands display comparable HREE concentrations but contrasted LREE concentrations; LREE are more enriched in the most Si-undersaturated rocks (theralites). The syenites have concave-up REE patterns, broadly symmetrical with the hornblendite pattern.

For the Ahititera plutonic samples, Ni, Sr, Nb, La, and Yb are plotted vs Th, regarded as the most incompatible element (Fig. 9). With increasing Th, Ni concentrations display a hyperbolic decreasing trend, except for the two moderately cumulative theralites THG-1A and -2A. Sr and Yb concentrations are very scattered, contrasting with those of Nb and La, which show good positive correlations with Th.

Clément *et al.* (2002) presented the first Sr and Nd isotopic data ever published on Society Islands coarse-grained rocks (three Ahititera plutonic rocks: THG-9E1, -10C, -13A). For this study, 13 additional coarse-grained rocks from Tahiti Nui and Raiatea have been analysed for the same isotopes (Table 4). The data are shown in the $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ diagram of Fig. 11, together with fields for Society seamounts and Raiatea and Tahiti Nui volcanoes. Our new data from Raiatea and Tahiti Nui plot within the previously defined fields for both islands. As for other ocean island suites, lavas from the Society Archipelago define an array with negative slope in the $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ diagram (e.g. White, 1985). This array, extending between the Depleted MORB-Mantle (DMM) and Enriched Mantle II (EMII) end-members, is almost identical to that of the Society seamounts shown in Fig. 11.

Isotope compositions of the Ahititera pluton split into three groups. The first (nine strongly Si-undersaturated samples) plots close to the most depleted edge of the Tahitian trend. The two theralites THG-1A and -2B (Group 3) plot near the most enriched end of the trend. Group 2 is composed of three mildly Si-undersaturated

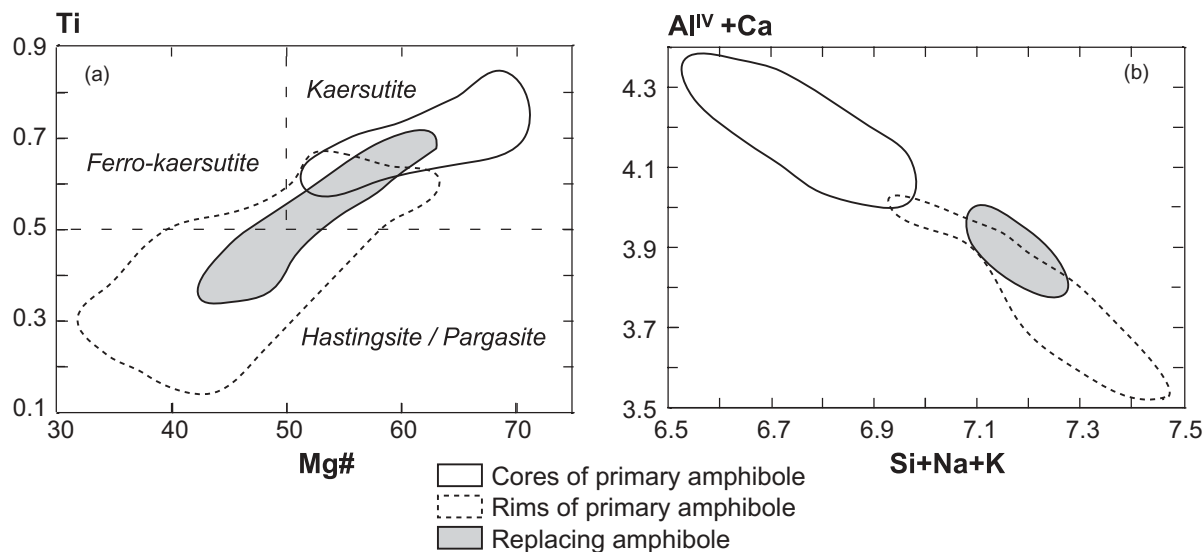


Fig. 7. Classification of Ahititera amphiboles. (a) Ti vs Mg-number (cations per formula unit) classification diagram (Leake *et al.*, 1997). The cores of primary amphiboles plot within the kaersutite quadrant, whereas their rims and the replacement hornblendes extend towards the hastingsite–pargasite quadrant. (b) $(Al^{IV} + Ca)$ vs $(Si + Na + K)$ variation diagram (expressed as cations per formula unit). There is a clear distinction between the early cores and the late amphiboles (rims and replacement minerals).

rocks having intermediate Nd–Sr isotope compositions. Among the lavas analysed by Clément *et al.* (2002), a tephritic clast is related to Group 1 whereas a trachy-basaltic dyke plots near Group 2. Both gabbros and one theralite from Raiatea have similar Nd–Sr isotope compositions, intermediate between those of Groups 1 and 2 of Ahititera, whereas theralite RIG-4C is slightly shifted towards the depleted end of the Raiatea field.

A TEXTURAL CLASSIFICATION

A first textural distinction we can make concerns the presence or lack of cumulus crystals, despite the fact that they are often difficult to identify. Coarse-grained rocks sampled by drilling, or as xenoliths in lavas, are often regarded as cumulates by petrologists (e.g. Augé *et al.*, 1989; Rançon *et al.*, 1989; Hoover & Fodor, 1997). Such a generalization does not apply to our sample set, which can be divided into three groups: cumulates (>50% cumulus phases), moderately cumulative rocks (between 20 and 50% cumulus phases), and non-cumulative rocks.

Cumulates

These rocks are generally made up a framework of ‘cumulus crystals’, also called ‘primocrysts’, which are typically subhedral to euhedral. They are cemented together by a texturally later generation of ‘intercumulus’ crystals (Wager & Brown, 1968). Although the formation of cumulate rocks is complex and follows various mechanisms, none of them can be considered to be the result of simple *in situ* crystallization of a magmatic liquid. Their

nomenclature is based on the crystallization modalities and on the textural relations between cumulus and intercumulus phases (Wager *et al.*, 1960; Irvine, 1982). Among our set of coarse-grained rocks from Tahiti Nui, only the ultrabasic rocks are cumulates. Ol-clinopyroxenites contain more than 75 vol. % cumulus phases (diopside and olivine), and cpx-hornblendites more than 60 vol. % cumulus phases (mainly kaersutite and diopside). Following the classification of Irvine (1982), the first group displays a mesocumulative texture. The second group has an orthocumulate texture, with, locally, heterad-cumulate patches (i.e. cumulus crystals are included within larger intercumulus minerals).

Non-cumulative and moderately cumulative rocks

The rocks free of accumulated crystals represent the most abundant textural type. They may be classified in terms of equigranular, intergranular and oikocrystic textural end-members. We propose in Fig. 12 two simple quantitative parameters, the relative values of which can be used to make distinction between these textural types. Parameter L_i (in mm) is defined as the maximum length measured in the analysed area for the mineral species i . The crystal density D_i (number of crystals per mm^2) is equal to N_i/s_i , where N_i is the number of grains of phase i in the analysed area and s_i (in mm^2) the area covered by mineral phase i . The phases i considered are the main minerals of the rocks: clinopyroxene, feldspars and/or nepheline.

An equigranular texture consists of crystals in contact with each other, through a side-by-side relationship

Table 4: Major and trace elements, and Nd–Sr isotopes from Ahititera (Tahiti Nui) and Faaroa (Raiatea) samples

Island:	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti
Sample:	THG-10B	THG-5C	THG-10C	THG-10E	THG-1B	THG-1 Da	THG-7B	TP6	37H	THG-9B	THG-2D	THG-14
Type:	Ol-Cpxite	Ol-Cpxite	Gab	Gab	Gab	Gab	Monz	Monz	Alk-Sye		Cpx-Hblite	Cpx-Hblite
Group:	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	1	1
Reference:	a	a	b	a	a	a	a	c	d	a	a	a
SiO ₂	41.40	43.80	45.30	40.40	44.00	42.80	43.00	46.30	49.23	61.00	36.00	38.60
TiO ₂	1.90	2.52	3.36	6.60	5.35	4.10	4.52	4.27	3.33	0.65	5.45	4.59
Al ₂ O ₃	6.08	9.65	13.90	13.70	15.00	16.10	13.72	17.97	17.24	18.40	14.35	11.70
Fe ₂ O _{3t}	14.70	12.45	14.00	13.45	13.70	14.20	15.60	11.95	10.30	4.90	15.60	15.60
MnO	0.20	0.19	0.15	0.16	0.17	0.17	0.18	0.19	0.16	0.03	0.21	0.22
MgO	20.30	13.20	6.47	8.04	6.02	5.60	6.55	2.77	4.26	0.47	7.95	9.50
CaO	10.50	14.65	11.35	14.55	10.50	11.90	12.25	7.62	7.13	0.37	14.40	13.85
Na ₂ O	0.52	1.06	3.12	1.76	3.00	2.70	2.32	3.03	4.41	7.30	2.43	2.35
K ₂ O	0.53	0.41	1.13	0.56	1.78	1.08	0.90	2.41	1.88	4.90	1.22	1.45
P ₂ O ₅	0.20	0.15	0.46	0.17	0.40	0.32	0.42	0.96	n.d.	0.13	1.90	0.83
LOI	3.25	1.68	0.79	0.42	0.44	0.15	0.45	1.81	1.99	1.51	0.35	0.91
Total	99.58	99.76	100.03	99.81	100.36	99.12	99.91	99.28	99.93	99.66	99.86	99.60
Q							0.5					
Hy							9.8	1.7				
Ne + Lc	0.3	2.3	5.2	6.5	6.2	6.4	3.8	0.0	0.0	1.4	16.8	17.5
Rb	12.0	8.2	26.0	18.0	40.5	22.5	19.0	75	61.7	104.0	20.5	40.0
Sr	166	424	700	750	795	910	810	1134	858	270	1390	720
Ba	75	185	360	142	360	33	320	692	868	1130	650	540
Sc	34.0	45.0	28.0	35.5	24.0	21.0	26.0	n.d.	722.0	0.6	14.0	26.0
V	240	310	420	425	419	480	560	n.d.	254	8	440	460
Cr	1260	900	80	175	78	46	85	12	127	4	41	209
Co	86	59	51	47	46	51	52	44	18	2	41	54
Ni	660	300	165	130	92	110	115	54	7	4	50	145
Y	14.0	19.3	28.0	20.8	24.0	22.0	27.5	n.d.	n.d.	21.5	49.0	38.5
Zr	68	137	175	223	270	215	258	n.d.	n.d.	420	235	300
Nb	11.6	11.0	37.0	30.5	47.0	34.0	32.0	n.d.	n.d.	83.0	55.0	57.0
La	11.0	12.6	31.0	18.0	33.5	25.0	29.5	n.d.	85.3	78.0	60.0	46.0
Ce	27.0	34.0	70.0	42.5	74.0	57.0	70.0	n.d.	130.0	148.0	142.0	106.0
Nd	18.0	24.0	42.0	29.5	42.0	34.0	44.0	n.d.	n.d.	58.0	92.0	62.0
Sm	4.60	6.05	8.90	6.90	8.40	7.15	9.05	n.d.	10.70	9.10	17.60	12.90
Eu	1.30	1.95	2.62	2.07	2.48	2.45	2.89	n.d.	5.00	2.54	5.37	3.73
Gd	3.75	5.80	7.90	6.35	7.50	6.20	8.00	n.d.	n.d.	6.60	16.00	11.00
Dy	3.10	4.30	5.90	4.50	5.20	4.60	6.00	n.d.	7.10	3.90	10.40	8.00
Er	1.40	1.70	2.60	1.80	2.10	1.90	2.50	n.d.	n.d.	1.80	4.10	3.40
Yb	1.02	1.20	1.90	1.34	1.58	1.25	1.71	n.d.	1.12	1.75	2.72	2.36
Th	0.80	0.85	3.30	2.30	4.30	2.90	3.05	n.d.	7.44	11.20	2.80	3.05
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.704566 ± 10		0.704659 ± 9							0.704532 ± 9		0.703964 ± 10
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512774 ± 1		0.512769 ± 7							0.512782 ± 3		0.512893 ± 2

(Hibbard, 1995). The main constitutive minerals are characterized by nearly similar lengths. The grain interfaces can be simply planar or more complex. Inclusions are generally lacking. Within our sample set, this

end-member is represented by the texture of gabbro THG-10C ($L_{\text{cpx}}/L_{\text{plg}} = 1.1$ and $D_{\text{cpx}}/D_{\text{plg}} = 2.4$).

Non-cumulative magmatic rocks exhibit an intergranular texture when a part of the rock-forming minerals fills

Table 4: continued

Island:	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti
Sample:	THG-7A	THG-13A	THG-9E2	THG-2B	THG-2A	THG-2A*	THG-1A	THG-1A*	THG-2C	THG-9E1	THG-1E
Type:	Cpx-Hblite The		The	The	The	The	The	The	Ess	Ess	Ess
Group:	1	1	1	3	3	3	3	3	1	1	1
Reference:	a	b	a	b	a	a	a	a	a	b	a
SiO ₂	37.30	44.70	43.40	46.50	45.30	46.06	45.00	46.95	44.70	45.50	44.50
TiO ₂	5.35	3.88	3.33	3.85	3.30	4.21	2.70	3.93	2.85	2.75	3.23
Al ₂ O ₃	12.45	15.85	19.80	17.35	13.05	17.40	11.30	17.49	18.45	18.00	17.20
Fe ₂ O _{3t}	17.15	12.60	12.05	11.30	12.64	11.28	13.60	11.34	9.75	9.60	10.63
MnO	0.22	0.20	0.19	0.14	0.16	0.13	0.17	0.13	0.20	0.20	0.20
MgO	8.90	4.92	3.60	3.50	9.70	3.57	13.35	3.47	3.94	3.95	4.15
CaO	12.60	9.20	9.48	9.20	9.80	9.31	8.86	9.14	8.38	8.20	8.80
Na ₂ O	2.28	4.30	4.47	4.40	2.93	3.90	2.53	3.91	5.30	5.25	5.80
K ₂ O	1.46	1.85	2.02	2.40	2.10	2.91	1.39	2.25	3.46	3.70	3.50
P ₂ O ₅	0.92	0.80	0.87	0.66	0.46	0.63	0.46	0.74	0.95	0.92	0.78
LOI	1.04	1.53	0.48	0.39	0.48	0.48	0.23	0.23	2.24	1.94	1.13
Total	99.67	99.83	99.69	99.69	99.92	99.92	99.59	99.59	100.22	100.01	99.92
Q											
Hy											
Ne + Lc	17.2	10.0	13.9	9.9	7.2	9.5	3.5	5.4	19.3	18.6	23.8
Rb	37.5	49.0	51.0	56.0	44.5	60.6	27.5	42.5	115.0	102.0	103.0
Sr	850	1000	1590	1080	750	1013	560	866	1470	1380	1030
Ba	660	730	760	680	515	706	380	595	1070	1200	915
Sc	23.0	17.0	6.5	11.0	22.0		22.5		2.7	4.0	10.0
V	500	310	282	242	270		230		215	195	262
Cr	170	59	12	10	480		580		1	1	6
Co	55	36	31	29	50		64		17	21	24
Ni	120	72	21	50	238		407		1	2	17
Y	38.0	36.0	28.0	34.0	26.5	32.5	22.0	30.3	39.0	34.0	37.5
Zr	270	330	255	365	278		215		382	296	405
Nb	57.0	75.0	61.0	60.0	44.0	60.7	34.0	53.9	93.0	81.0	93.0
La	42.0	57.0	54.0	64.0	45.0	61.3	34.5	53.7	78.0	70.0	69.5
Ce	100.0	120.0	109.0	128.0	96.0	128.7	74.0	113.5	165.0	142.0	140.0
Nd	66.0	60.5	53.0	65.0	50.0	62.4	41.0	57.7	79.0	67.0	70.0
Sm	13.00	11.80	9.75	11.80	9.60	11.98	8.20	11.54	13.80	11.60	12.20
Eu	3.95	3.53	3.21	3.67	2.83	3.53	2.35	3.29	3.95	3.38	3.60
Gd	11.40	10.20	8.10	10.20	8.20	10.05	7.00	9.65	11.00	9.75	10.50
Dy	8.30	7.50	5.80	7.00	5.70	6.99	4.90	6.69	8.00	6.80	7.60
Er	3.40	3.20	2.55	2.90	2.40	2.94	2.00	2.76	3.40	3.10	3.30
Yb	2.25	2.44	2.03	2.03	1.67	2.05	1.38	1.90	2.67	2.35	2.61
Th	3.15	7.45	6.10	8.80	5.90	8.11	4.45	6.99	10.40	6.80	9.15
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr		0.704147 ± 10		0.705257 ± 9			0.705143 ± 8		0.703963 ± 6	0.703971 ± 9	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd		0.512884 ± 8		0.512718 ± 2			0.512729 ± 2		0.512883 ± 2	0.512892 ± 10	

isolated spaces between the coarser touching grains that form the framework of the rock. If some of these voids are filled with glassy patches, the texture is then termed intersertal. The corresponding texture for foid-bearing

intermediate or differentiated rocks is named foyaitic (Sørensen, 1974), and is represented in our set by ne-syenite THG-3B. This sample is characterized by contrasted L_i and D_i values: feldspar laths are longer

Island:	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Tahiti	Raiatea	Raiatea	Raiatea
Sample:	THG-11A	THG-11A*	THG-3A	THG-3A*	THG-4	THG-6A	THG-3B	THG-19	THG-1Db	RIG-3B	RI-28	RIG-1B
Type:	Ess	Ess	Ess	Ess	Ne-Msyse	Ne-Msyse	Ne-Sye	Ne-Sye	Ne-Sye	Gab	Gab	The
Group:	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1		
Reference:	a		a		a		a	a	a	a	a, e	a
SiO ₂	42-40	44-43	42-30	44-74	49-00	48-00	50-70	52-30	54-00	44-30	44-50	47-20
TiO ₂	3-59	2-79	3-65	2-81	2-01	2-29	1-55	1-15	1-42	6-30	6-05	3-04
Al ₂ O ₃	15-35	18-52	15-00	18-99	19-05	18-60	20-45	20-30	18-60	15-00	14-43	18-50
Fe ₂ O _{3t}	12-70	9-74	13-10	9-81	7-42	8-85	5-42	4-48	6-90	12-40	12-77	10-45
MnO	0-20	0-11	0-22	0-12	0-16	0-19	0-13	0-16	0-12	0-15	0-15	0-15
MgO	5-88	4-15	6-25	4-19	2-78	3-05	1-22	0-89	1-21	12-00	11-50	8-10
CaO	10-70	8-54	11-30	8-49	6-13	6-45	4-95	3-70	3-12	12-00	11-50	8-10
Na ₂ O	4-45	5-81	3-90	5-46	6-40	6-20	5-95	7-00	6-52	2-80	2-82	5-00
K ₂ O	2-63	3-52	1-84	2-67	3-88	3-95	4-88	6-10	6-70	1-05	1-18	3-10
P ₂ O ₅	0-85	1-14	0-64	0-93	0-56	0-53	0-28	0-21	0-34	0-38	0-40	1-00
LOI	1-08	1-08	1-20	1-20	2-37	1-80	4-34	3-63	1-09	0-25	0-32	0-44
Total	99-83	99-83	99-40	99-40	99-76	99-91	99-87	99-92	100-02	100-23	99-86	100-03
Q												
Hy												
Ne + Lc	18-8	23-1	14-1	17-6	18-6	19-8	14-7	21-5	17-3	3-2	2-8	12-9
Rb	75-5	99-3	44-0	61-5	121-0	123-0	152-0	205-0	155-0	20-5	26-0	73-0
Sr	905	1157	1035	1391	1020	1010	1465	890	495	870	800	1230
Ba	740	979	720	1013	1140	1050	1350	1270	1050	285	302	740
Sc	17-8		21-0		5-8	6-8	0-8	0-4	2-5	25-0	25-5	6-0
V	333		320		145	158	82	55	28	425	430	140
Cr	63		102		30	26	1	3	2	54	65	7
Co	39		40		17	21	6	4	9	40	42	25
Ni	55		61		17	22	2	2	4	95	97	25
Y	34-8	38-6	34-0	38-1	28-5	30-0	32-0	26-0	46-0	22-5	25-0	36-5
Zr	350		315		280	270	335	495	770	235	250	380
Nb	70-0	86-0	73-0	94-0	89-0	95-0	103-0	120-0	134-0	37-0	36-0	66-0
La	56-0	71-5	57-0	76-7	65-0	69-0	85-0	73-0	106-0	25-0	27-0	62-0
Ce	118-0	146-8	117-0	152-1	124-0	132-0	148-0	133-0	210-0	58-0	63-0	130-0
Nd	60-5	68-7	58-0	66-9	50-0	55-0	62-0	45-0	86-0	34-0	41-0	69-0
Sm	11-50	13-05	11-20	12-91	8-90	9-50	10-00	7-10	14-70	7-50	10-80	13-20
Eu	3-30	3-84	3-20	3-80	2-63	2-75	2-96	2-00	3-17	2-50	2-55	4-02
Gd	9-90	10-99	9-75	10-93	7-00	7-60	7-80	5-60	10-80	6-85	7-70	11-10
Dy	7-30	8-11	7-10	7-96	5-50	5-70	5-90	4-50	8-70	4-80	5-20	7-80
Er	3-20	3-55	3-20	3-58	2-35	3-00	2-90	2-40	4-00	1-90	2-00	3-10
Yb	2-38	2-62	2-59	2-87	2-10	2-39	2-23	2-23	3-40	1-40	1-50	2-24
Th	6-15	7-99	5-41	7-45	9-60	8-80	9-90	14-00	19-40	2-55	2-70	7-60
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr			0-703965 ± 9		0-703937 ± 8		0-703958 ± 9			0-704433 ± 10	0-704434 ± 6	0-704367 ± 10
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd			0-512880 ± 2		0-512886 ± 5		0-512887 ± 1			0-512819 ± 10	0-512823 ± 3	0-512823 ± 9

than interstitial nepheline crystals; nepheline crystal density is higher than D_{feld} ($D_{\text{neph}}/D_{\text{feld}} = 3.5$).

The oikocrystic texture is mainly characterized by the systematic occurrence of including grain interrelations. It

consists of grains or laths included or partially included in larger and typically anhedral crystals (Hibbard, 1995). This texture is named 'ophitic' if crystals of pyroxene or amphibole include plagioclase laths. It is represented by

Table 4: continued

Island:	Raiatea	Raiatea	Raiatea	Raiatea	Raiatea	Raiatea	Raiatea	Raiatea	Raiatea
Sample:	RIG-1E	RIG-2A	RIG-2C	RIG-2D	RIG-4A	RIG-4B	RIG-4C	RI-85	RI-86
Type:	The	The	The	The	The	The	The	The	The
Group:									
Reference:	a	a	a	a	a	a	a	a, e	a, e
SiO ₂	44.60	47.60	47.00	46.80	46.40	47.30	42.00	45.80	46.60
TiO ₂	4.24	2.94	3.18	3.30	4.19	3.30	5.34	3.62	3.34
Al ₂ O ₃	17.45	18.60	17.80	17.90	16.60	16.80	13.70	17.08	18.35
Fe ₂ O _{3t}	12.30	10.00	10.20	10.85	11.90	11.25	15.30	11.18	10.75
MnO	0.15	0.14	0.15	0.15	0.15	0.16	0.19	0.16	0.14
MgO	9.90	8.50	8.70	8.60	3.58	4.08	6.40	3.33	3.17
CaO	9.90	8.50	8.70	8.60	9.55	8.10	10.00	10.00	9.72
Na ₂ O	4.30	5.15	5.00	4.58	4.50	4.80	3.70	4.09	4.25
K ₂ O	1.95	2.60	2.75	3.20	2.20	2.48	1.58	2.35	2.23
P ₂ O ₅	1.05	1.00	1.15	0.99	0.80	0.83	0.80	1.12	0.82
LOI	0.21	0.52	0.84	0.44	0.04	0.76	0.70	1.14	0.91
Total	100.03	99.93	99.92	99.96	99.91	99.86	99.71	99.87	100.28
Q									
Hy									
Ne + Lc	10.6	11.9	12.2	12.0	10.0	9.9	10.6	8.8	8.8
Rb	37.5	53.0	60.0	85.5	47.0	65.0	31.5	52.0	50.0
Sr	1160	1250	1220	1170	970	1100	1020	1165	1190
Ba	560	730	715	690	530	700	430	642	585
Sc	10.8	6.0	7.5	7.3	11.2	9.5	13.0	10.0	8.8
V	255	135	138	155	285	225	365	154	175
Cr	10	6	5	30	2	38	95	7	10
Co	34	22	22	24	27	30	49	25	26
Ni	38	20	20	23	38	50	127	18	23
Y	33.0	36.5	37.0	38.0	39.5	34.0	31.0	40.0	34.0
Zr	335	370	376	370	386	420	365	363	340
Nb	55.0	64.0	64.0	66.0	60.0	79.0	66.0	67.0	58.0
La	52.0	62.5	62.0	60.0	54.0	65.0	52.0	61.0	52.5
Ce	115.0	132.0	133.0	130.0	119.0	136.0	111.0	133.0	110.0
Nd	62.0	67.5	69.0	67.0	66.0	65.0	62.5	76.0	63.0
Sm	12.4	13.10	13.80	13.20	13.60	12.30	12.20	17.10	13.10
Eu	3.72	3.93	4.12	3.92	4.00	3.70	3.67	4.25	3.50
Gd	10.75	11.10	11.90	11.20	11.50	10.30	10.10	12.80	10.60
Dy	7.40	7.60	7.80	7.80	8.20	7.05	7.10	8.30	6.90
Er	2.80	3.00	3.10	3.00	3.20	2.90	2.80	3.50	2.80
Yb	2.03	2.25	2.27	2.29	2.44	2.18	1.76	2.35	2.10
Th	6.00	7.95	7.65	7.80	6.10	8.70	6.50	6.80	6.70
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr							0.704085 ± 5		
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd							0.512853 ± 2		

*Accumulation-free chemical compositions estimated by using the MONA program (see text for explanations). Abbreviations as in Table 1. Q, Hy, Ne, and Lc are CIPW normative mineral proportions calculated with Fe₂O₃/FeO varying with the petrographic type (Middlemost, 1989). Group 1 corresponds to the strongly Si-undersaturated suite, Group 2 to the mildly Si-undersaturated suite, and Group 3 includes strongly Si-undersaturated rocks with low ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr and high ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd. References: a, this work; b, Clément *et al.* (2002); c, Bardintzeff *et al.* (1988); d, Nitecki-Novotni (1975); e, Blais *et al.* (1997) (major elements).

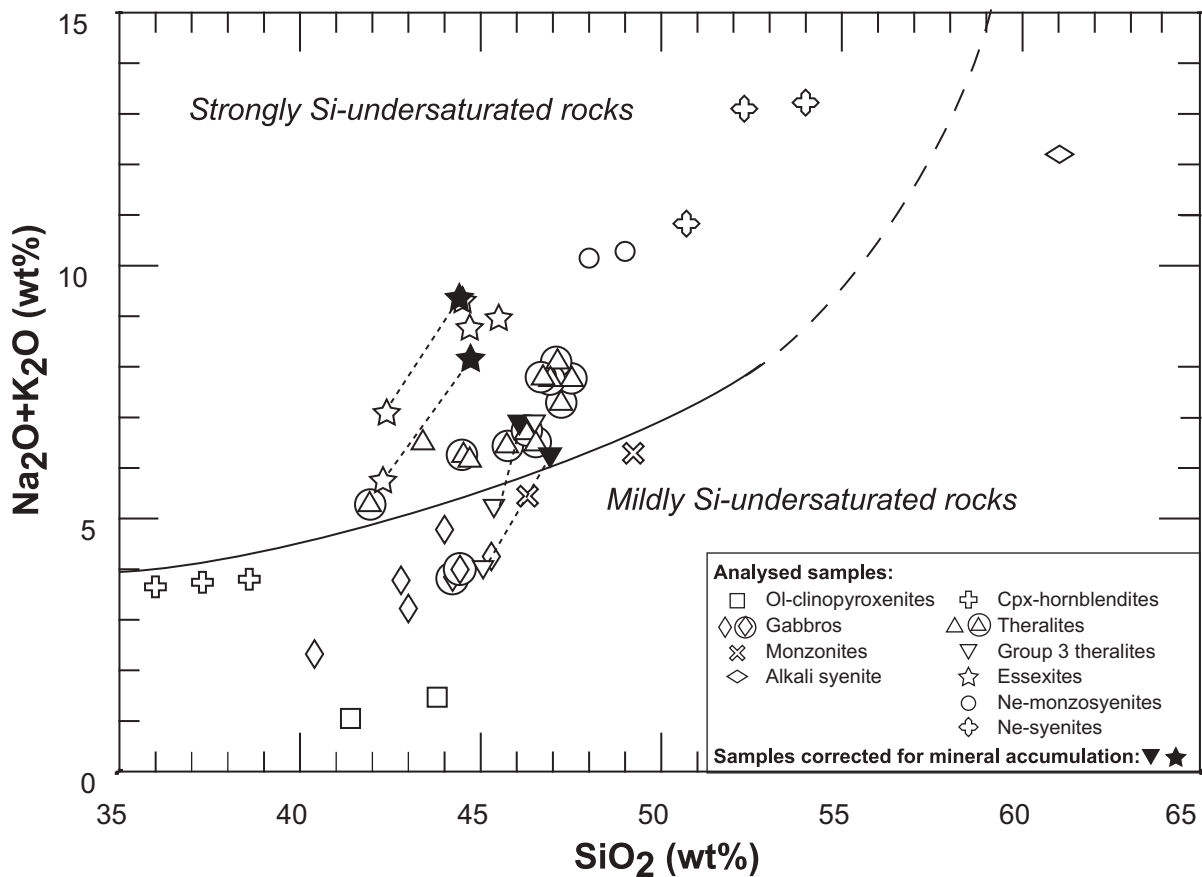


Fig. 8. Total alkalis–silica (TAS) discrimination diagram for coarse-grained rocks from the Ahititera and Faaroa depressions. The dotted lines indicate the effects of corrections to the bulk-rock compositions of the moderately cumulative rocks to take account of the cumulus phases (Table 4). The curve divides the strongly Si-undersaturated rocks from the mildly Si-undersaturated rocks. Circled symbols are Raiatea samples.

theralite RIG-2A. In terms of parameters, this sample also shows contrasted L_i and D_i values, but here the included feldspars are smaller and have a higher crystal density than the host clinopyroxenes ($D_{\text{cpx}}/D_{\text{plg}} = 0.2$).

These textural end-members represent the three apices of the triangle in Fig. 12, which can be used to classify all non-cumulative (and non-pegmatoid) coarse-grained rocks. Transitions between intergranular and equigranular textures, mainly characterized by the lack of including grain relations, are named ‘heterogranular textures’. Textures intermediate between equigranular and oikocrystic end-members are named ‘granular textures with including relations’. Finally, the ‘doleritic textures’ correspond to the transition between intergranular and oikocrystic end-members.

Textural features of non-cumulative rocks are related to their petrography: gabbros and theralites show granular textures with (or without) including relations, whereas all the nepheline-bearing intermediate and differentiated rocks plot near the intergranular–foiyaitic end-member, even if there are, in some essexites, patches where crystals show incipient pegmatoid characteristics (high

elongation, acicular and skeletal shapes). Monzonites exhibit unequivocal pegmatoid features (Bardintzeff *et al.*, 1988), and alkali syenites are characterized by an isogranular secondary texture, as a result of a recrystallization process.

In the moderately cumulative rocks, similar distinctions can be made from the coarse-grained groundmass, the cumulative fraction being considered as a simple textural overprint.

CRYSTALLIZATION AND FLUID TRANSFER IN AHITITERA PLUTON

Late and post-magmatic processes

Replacement of clinopyroxene

Partial replacement of clinopyroxene by hornblende occurs only in the strongly Si-undersaturated rocks, especially in essexites and ne-monzosyenites. These late amphiboles appear either as peripheral brown flakes associated with small magnetite grains (Fig. 5d) or as more or less thick, inclusion-free, rims. In some essexites,

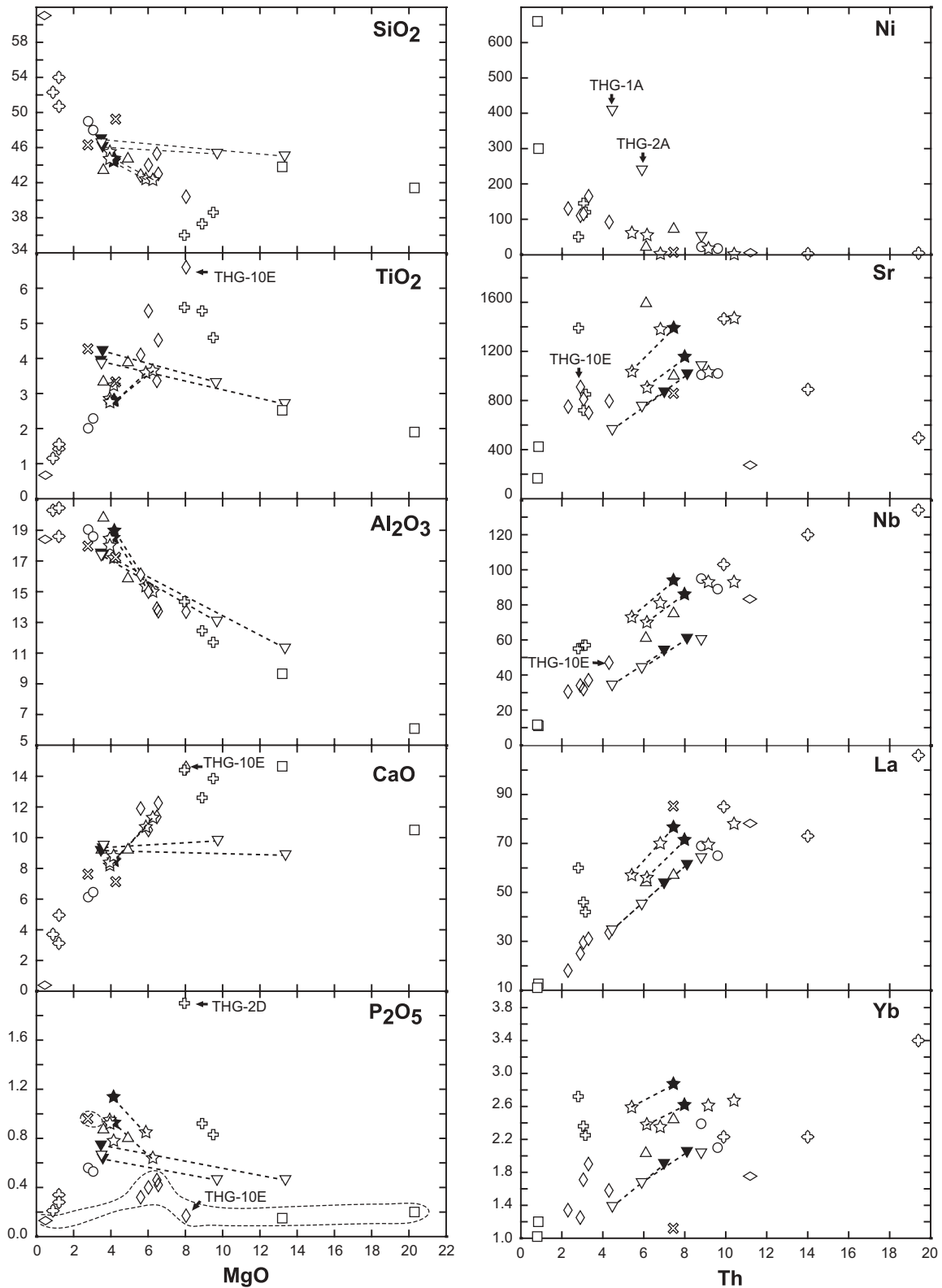


Fig. 9. Selected major oxides (wt %) and trace elements (ppm) vs MgO and Th, respectively, for the Ahititerra samples. The dashed field delineates the bulk-rock compositions of the nepheline-free rocks in the P₂O₅ vs MgO diagram. The dotted lines connect the bulk-rock compositions of the moderately cumulated rocks to their corresponding corrected values (Table 4). No accumulation correction for Ni. Symbols as in Fig. 8.

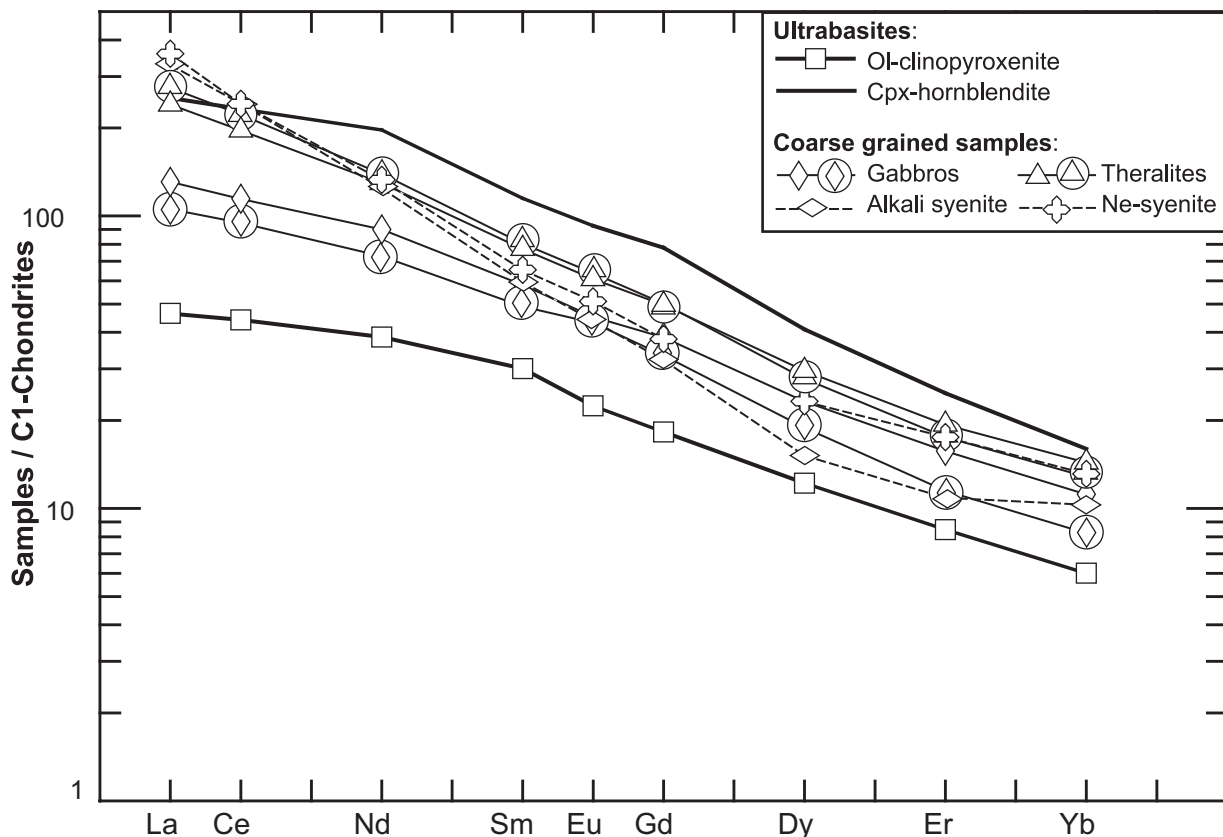


Fig. 10. C1 chondrite-normalized REE patterns of representative samples from Ahititera and Faaroa [normalization values from Sun & McDonough (1989)]. Circled symbols are Raiatea samples.

the presence of scarce clinopyroxene relicts in the central part of euhedral hornblendes might indicate the almost total replacement of primary clinopyroxenes by amphiboles. Generally, such secondary amphiboles, poor in Ti and rich in alkali elements, are pargasitic or hastingsitic in composition (Giret *et al.*, 1980; Gillis & Meyer, 2001). In the Ahititera samples, most of the replacement amphiboles are kaersutite, like the cores of the primary hornblendes (Table 3, Fig. 7a). Their late crystallization is only suggested by their position in the $(Al^{IV} + Ca)$ vs $(Si + Na + K)$ diagram of Fig. 7b. These sub-solidus transformations denote either a hydrothermal alteration (400–800°C: Agemar *et al.*, 1999) or a deuteric process (800–900°C: Tribuzio *et al.*, 2000).

CO₂-related alteration

Calcite and ankerite have been observed only in the strongly Si-undersaturated rocks and are especially abundant in the ne-monzosyenites. They fill diktytaxitic voids or occur as interstitial phases. In the carbonate-rich rocks, nepheline crystals are commonly partially converted into cancrinite. This feature can be interpreted

as the result of reaction between early nepheline crystals and CO₂-bearing residual liquids (Deer *et al.*, 1992).

Such late or post-magmatic features provide evidence for release of CO₂-saturated fluids at the end of the crystallization course of the strongly Si-undersaturated rocks.

Fe–Ti oxides

In the mafic rocks (ol-clinopyroxenites, gabbros, and theralites), Fe–Ti oxides are generally mantled by biotite, more rarely by kaersutite, as the result of their reaction with alkali-rich residual liquids. Red biotite in contact with haemoilmenite is richer in titanium ($TiO_2 > 8.5$ wt %) than the brown biotite that rims titanomagnetite ($TiO_2 < 9.5$ wt %).

Titanomagnetite contains, almost systematically, lamellae of haemoilmenite, indicative of exsolution-oxidation phenomena. Such processes are generally interpreted as resulting from high-temperature, sub-solidus reorganization (>600°C) in slow cooling conditions further to a P_{H_2O} increase (Mathison, 1975).

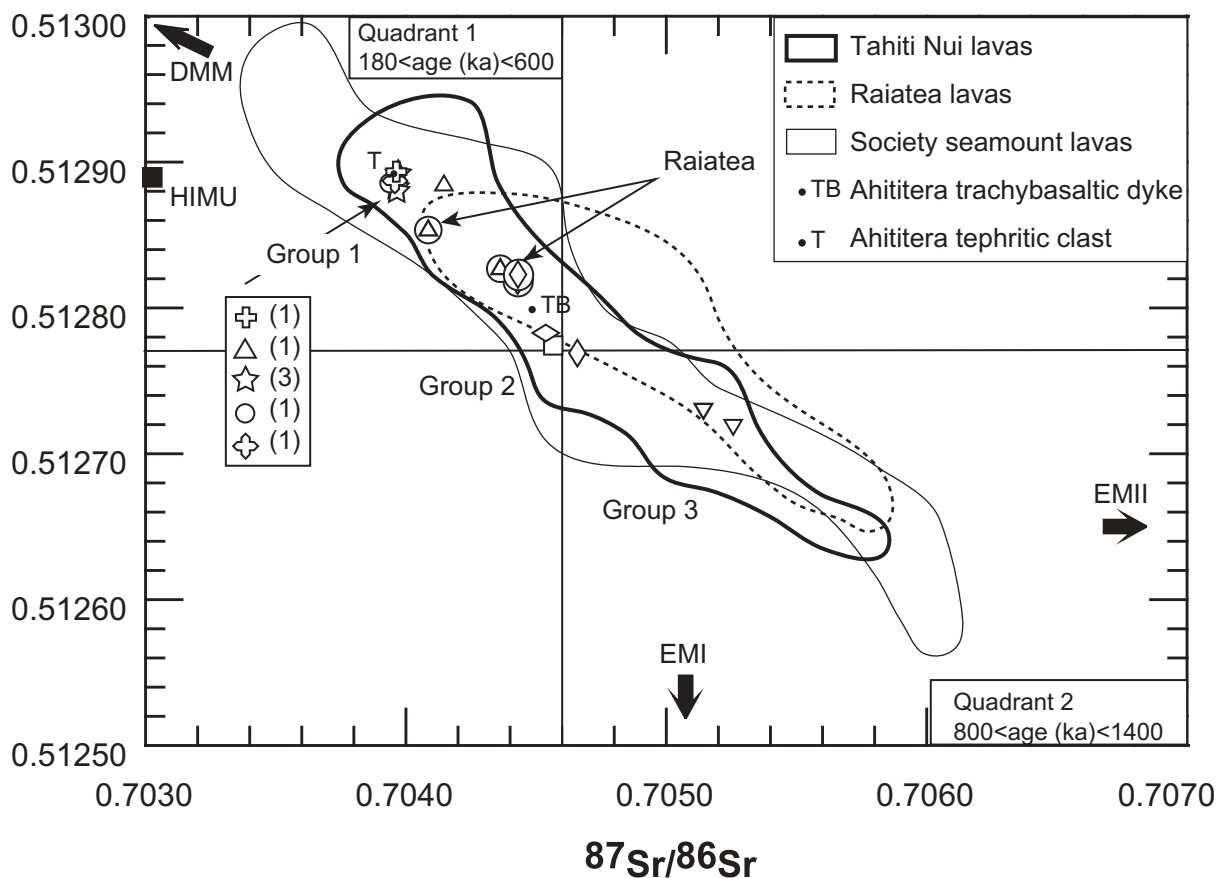
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 

Fig. 11. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram showing data for Ahititera and Faaroa rocks, compared with lavas of the Society Archipelago (Tahiti Nui field: White & Hofmann, 1982; Cheng *et al.*, 1993; Hémond *et al.*, 1994; Le Roy, 1994; White & Duncan, 1996; Raiatea field: C. Chauvel, personal communication, 2003; Society seamounts: Devey *et al.*, 1990; Hémond *et al.*, 1994). The isotope compositions of a clast and a dyke collected from Ahititera are also shown (Clément *et al.*, 2002). The mantle end-members HIMU, DMM, EMI, and EMII are from Hart & Zindler (1989). Chronological quadrants defined for Tahitian lavas by Le Roy (1994): the least radiogenic lavas (plotting into quadrant 1) are dated between 600 and 180 ka, whereas the most radiogenic lavas (quadrant 2) have ages ranging from 1400 to 800 ka. The number of samples within each petrographic type is indicated in parentheses for Group 1. Symbols as in Fig. 8.

Secondary Fe–Ti oxides are also observed in association with chlorite and clay minerals (bowlingite-type alteration), fringing olivine and filling fractures within olivine. This association results from a low-temperature alteration process (*c.* 200°C, Schandl *et al.*, 1990).

Mineral accumulation

Cumulates

The textural study has shown that cumulates sampled from the Ahititera pluton consist of a framework of cumulus crystals cemented with intercumulus phases, the composition of which probably reflects that of interstitial liquids. If this assumption is justified for the orthocumulative cpx-hornblende, it is only an approximation for the mesocumulative ol-clinopyroxenite. Each

cumulate type has been included into a group having equivalent Si undersaturation, as a function of its modal and normative nepheline contents (Figs 4 and 8). These links are confirmed by the position of cumulates in the Nd–Sr isotopic diagram of Fig. 11. Thus, the composition of interstitial liquids might be approximated by that of non-cumulative rocks having comparable Si undersaturation.

We have reconstructed the modal composition of clinopyroxenite THG-10B by introducing in a least-squares mass balance program (MOde Near Analysis MONA program: Metzner & Grimmeisen, 1990) the major element concentrations of the corresponding whole-rock (Table 4), its cumulus clinopyroxene and olivine (electron microprobe analyses), and a non-cumulative rock regarded as representative of the

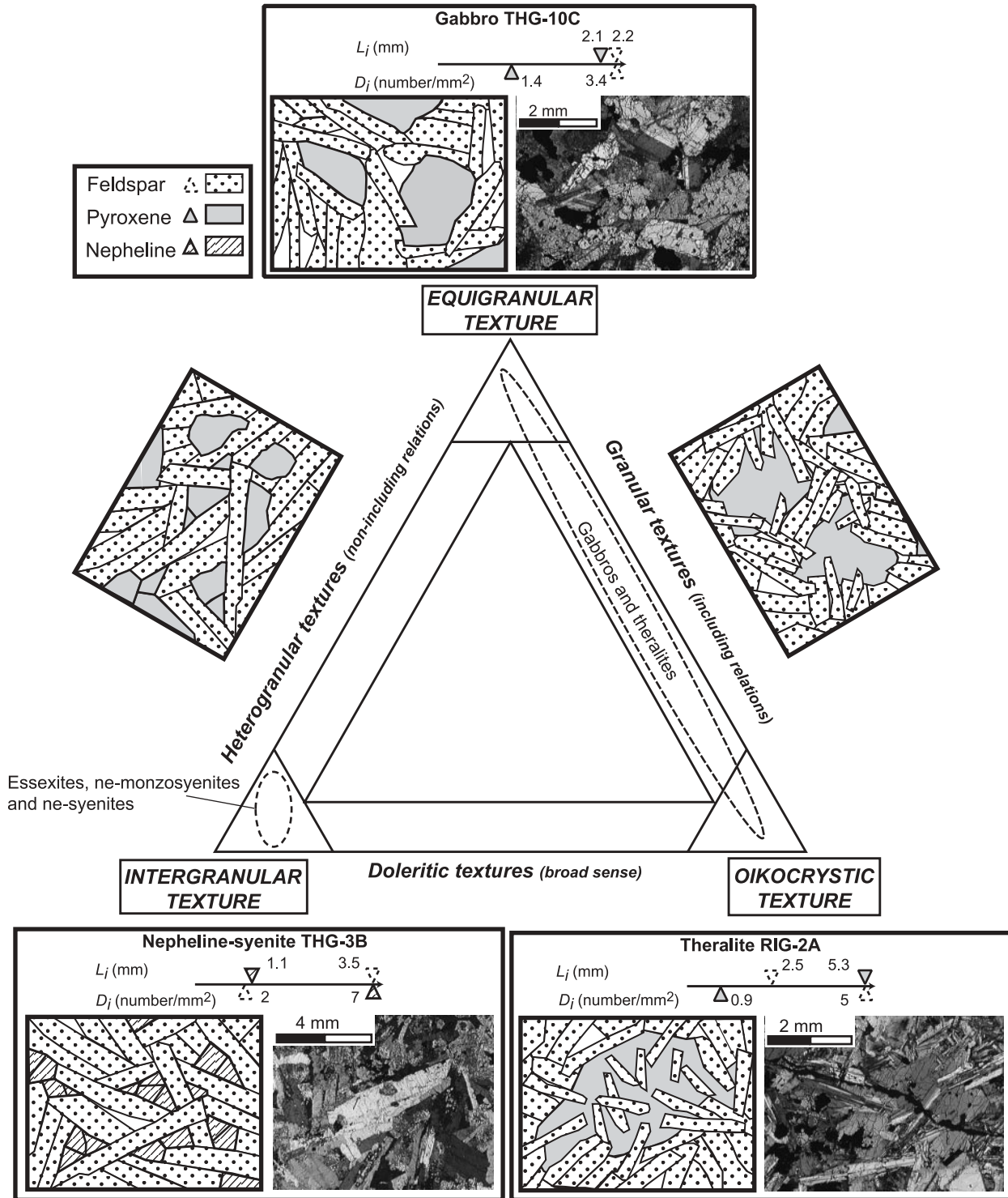


Fig. 12. Triangular textural classification for non-cumulative, coarse-grained rocks. Each textural end-member is characterized by specific relative values of two parameters measured on a phase *i*: crystal density (D_i) and maximum crystal length (L_i). The D and L triangular cursors are plotted on an arbitrary axis having a length proportional to the highest values measured for the corresponding parameters. For instance, for an axis length corresponding to $L_i = 2.2$ mm (feldspar), the L_i triangular cursor of pyroxene (value of 2.1 mm) is adjusted between 0 and 2.2 mm. The typical textures are illustrated by sketches, together with photomicrographs (crossed nicols) for the end-members. The dotted fields include the textures observed in the different petrographic groups defined in the Ahititera and Faaroa plutons.

Table 5: MONA (MOde Near Analysis) models for the Ahiitiera cumulates

Cumulate	L	<i>f</i>	Weight percentages of cumulus phases	ΣR^2
Ol-Cpxite	Gab THG-10C	30.3	36.6 Ol + 32.4 Cpx	0.79
Cpx-Hblite	Ess THG-2C	25.5	36.2 Hbl + 29.8 Cpx + 7.6 Fe–Ti Ox + 1.2 Ap	0.72
	Ne-Msyse THG-4	20.6	40.8 Hbl + 28.8 Cpx + 8.2 Fe–Ti Ox + 1.9 Ap	0.92

f, weight percentage of intercumulus material, the composition of which is approached by the rock L, inferred to represent a liquid. ΣR^2 , sum of the squared residuals. For cpx-hornblende, our preferred model is that implying the ne-monzosyenite THG-4. Abbreviations as in Table 1 and as follows: Ol, olivine; Cpx, clinopyroxene; Hbl, hornblende; Fe–Ti Ox, Fe–Ti oxides, Ap, apatite.

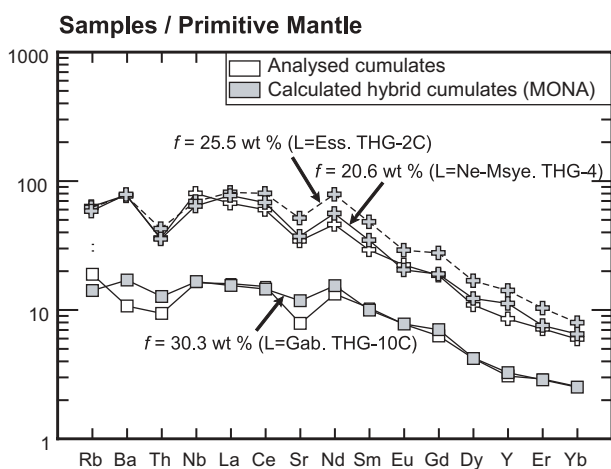


Fig. 13. Trace element patterns normalized to Primitive Mantle (from Sun & McDonough, 1989) for analysed and reconstructed Ahiitiera cumulates (using the distribution coefficients in the Appendix). Symbols as in Fig. 8. (See text for details.)

interstitial liquid. The latter rock was selected from the gabbros, based on the primary mineralogy of the intercumulus material of THG-10B (clinopyroxene, olivine, plagioclase, Fe–Ti oxides and apatite). The result is presented in Table 5 (using THG-10C as a proxy for the interstitial liquid: 30.3 wt %). This provides a statistically good fit, as the sum of the squares of the residuals (ΣR^2) equals 0.79. Contrary to the modal proportions (wt %), which show that clinopyroxene is the principal mafic phase in the bulk-rock (Table 2), the calculated percentages of cumulus phases indicate olivine and clinopyroxene in sub-equal proportions (Table 5). We then reconstructed the trace element composition of the modelled cumulate. The result is shown as a Primitive Mantle-normalized trace element variation diagram in Fig. 13. The calculated and measured patterns are nearly identical, except for Rb, Ba, and Sr; this is probably due to the set of distribution coefficients used (see Appendix).

A similar procedure was carried out for the cpx-hornblende THG-14. In this rock, accumulation of amphibole, a mineral displaying high MREE distribution

coefficients (Caroff *et al.*, 1999), might explain the high MREE contents observed for this group in Fig. 10. The other cumulus phases are diopside, Fe–Ti oxides, and apatite. The composition of the interstitial liquid could be either essexitic or ne-monzosyenitic, given the mineralogy of the intercumulus material (in order of decreasing abundance: plagioclase, clinopyroxene, Fe–Ti oxides, apatite, nepheline, titanite, and K-feldspar). Two model calculations were carried out, with essexite THG-2C and ne-monzosyenite THG-4 as interstitial liquids. The relative mineral percentages in the cumulus assemblages are similar in the two cases, but the proportions of interstitial liquid are slightly different (25.5 wt % for essexite and 20.6 wt % for ne-monzosyenite, Table 5). Both models reproduce adequately the major element composition of THG-14 ($\Sigma R^2 < 1$, Table 5); however, the trace element data lead us clearly to prefer the model based on the ne-monzosyenite composition (Fig. 13).

Correction of bulk-rock compositions for crystal accumulation in the moderately cumulative rocks

Among our set of non-ultrabasic samples, five display some petrographic and geochemical evidence for mineral accumulation (Tables 2 and 4, Fig. 9): gabbro THG-10E (high CaO, TiO₂, Sr, and Nb values; low P₂O₅ values); theralites THG-1A and -2A, and essexites THG-3A and -11A (high MgO and compatible trace elements).

The petrographic characteristics of gabbro THG-10E suggest that its chemical peculiarities can be explained by accumulation of amphibole ± Fe–Ti oxides (high TiO₂ and Nb) and plagioclase (high CaO and Sr), coupled with apatite fractionation (low P₂O₅). The concomitant intervention of two opposite processes (accumulation and fractionation) involving several minerals makes any correction impossible for this rock.

Theralite THG-1A belongs to Group 3 defined in the Nd–Sr isotope diagram of Fig. 11. Group 3, characterized by high Th/Nb values, also includes THG-2A, a sample not analysed for isotopes. Petrographic study of THG-1A and -2A has revealed the presence of numerous

large, euhedral crystals of clinopyroxene and olivine (Table 2). Accumulation of these minerals might account for high MgO, Sc, Cr, Co, and Ni contents in both theralites. The bulk-rock compositions of these samples have been corrected assuming that the moderately cumulative rocks are a combination of minerals accumulated within a theralitic liquid. The calculation method is based on a MONA modal reconstruction involving three phases (liquid + accumulated olivine + accumulated clinopyroxene). The liquid composition (major elements) has been approximated in both cases by that of a Group 3 non-cumulative theralite (THG-2B). Once the phase proportions have been determined (Table 2: THG-1A' and -2A'), a simple mass balance calculation is used to remove the chemical contribution of accumulated minerals in THG-1A and -2A. The results are shown in Table 4 (corrected compositions: THG-1A* and -2A*). The correction shifts the two samples towards the theralitic group in the TAS diagram of Fig. 8, and within the main evolutionary trends in the variation diagrams of Fig. 9.

A similar procedure has been followed for essexites THG-3A and -11A, using the major element composition of non-cumulative essexite THG-2C as the liquid phase. Here, the accumulated minerals are barely identifiable from textural criteria alone, except for the presence of zoned euhedral crystals of clinopyroxene in THG-11A and xenocrystic olivine (Table 2). In addition, the two cumulative rocks, although chemically very similar (high MgO, Sc, Cr, Co, and Ni contents: Table 4), are clearly distinguishable by their total proportions of clinopyroxene (9.7 wt % and 29.0 wt % for THG-3A and -11A, respectively, Table 2) and amphibole (41.1 wt % and 19.3 wt %). However, textural relationships suggest that most of the observed amphiboles in THG-3A correspond to transformed accumulated clinopyroxenes. This is corroborated by the bulk-rock REE contents; these are similar in both the amphibole-rich sample (THG-3A) and the amphibole-poor sample (THG-11A), in which clinopyroxene is clearly the main cumulus phase. Such similarity is not consistent with the accumulation of magmatic amphibole, a mineral containing large amounts of MREE. Thus, we have calculated theoretical modes for both rocks, including a liquid phase, accumulated olivine, clinopyroxene and Fe–Ti oxides, but devoid of cumulus amphibole (Table 2: THG-3A' and -11A'). The accumulation-free chemical compositions are shown in Table 4 (THG-3A* and -11A*). As for the theralites, this correction reduces the scatter observed within the essexitic group in Figs 8 and 9.

Evolution of the two magmatic suites

A number of geological, mineralogical and geochemical features suggest the occurrence of two isotopically

contrasted suites of magmatic rocks (plus the isolated theralitic Group 3), which are mildly and strongly Si undersaturated, respectively. Each suite includes a range of petrographic types from basic to felsic and is isotopically homogeneous. The strongly Si-undersaturated suite (Group 1) includes three clinopyroxene-hornblendites, two theralites, five essexites, two nepheline-monzosyenites and three nepheline-syenites; the mildly Si-undersaturated suite (Group 2) includes two olivine-clinopyroxenites, five gabbros, two monzonites and one alkali syenite (Table 4).

To constrain the nature and the proportions of the fractionating phases within each suite, we have combined the major element concentrations of representative non-cumulative samples together with microprobe analyses of their main euhedral minerals into a least-squares fractionation (LSF) program (Bryan *et al.*, 1969; Wright & Doherty, 1970). This method is used here to determine the most 'reasonable' proportions of minerals separating from the liquid at each stage. Then, these data are combined with individual mineral–melt distribution coefficients (see Appendix) to estimate the trace element composition of the daughter liquid, based on the trace element concentrations in the parental magma, the fraction of residual liquid, and the bulk distribution coefficients, for a Rayleigh fractionation model.

The mildly Si-undersaturated suite

The mildly Si-undersaturated suite is not well documented as only four petrographic types have been collected. In addition, the gabbros are chemically heterogeneous (e.g. Fig. 9), the monzonites are known only through previous studies (Nitecki-Novotny, 1975; Bardintzeff *et al.*, 1988), and the alkali syenite is hydrothermally altered.

From gabbros to monzonites. The chosen parental liquid is gabbro THG-10C, which has been analysed for Nd–Sr isotopes. The daughter is monzonite 37H (Nitecki-Novotny, 1975; Bardintzeff *et al.*, 1988). The proportions of fractionating minerals and residual liquid are shown in Table 6 together with the sum of the squares of the residuals (ΣR^2). The fractionating assemblage is mainly composed of clinopyroxene, plagioclase and hornblende (in decreasing order). The percentage of residual liquid is 38.8 wt %. In the alkali–silica diagram of Fig. 14a, the compositions of the analysed parental and daughter samples are plotted together with the calculated daughter liquid, which plots close to the analysed sample, and the calculated fractionating assemblage (LSF: least-squares fractionation). The calculated trace element composition of the daughter liquid, shown as a normalized pattern in Fig. 15a, is similar to that of monzonite 37H, except for Eu (minor plagioclase accumulation?) and Yb.

Role of the ol-clinopyroxenites in the fractional crystallization model. We have reported in Fig. 14a the analysed

Table 6: LSF (least-squares fractionation) models for the two Ahititera suites

Parental magmas	Fractionated magmas	<i>F</i>	Weight percentages of fractionating assemblages	ΣR^2
<i>Mildly Si-undersaturated suite</i>				
Gab THG-10C	Monz 37H	38.8	40.7 Cpx + 23.3 Plg + 23.3 Hbl + 7.6 Fe–Ti Ox + 4.6 Ol + 0.5 Ap	0.44
Monz 37H	Alk-Sye THG-9B	46.4	39.8 Hbl + 32.7 Plg + 12.7 Fe–Ti Ox + 12.1 Cpx + 2.8 Ap	4.53
<i>Strongly Si-undersaturated suite</i>				
Ess THG-2C	Ne-Msye THG-4	67.4	53.3 Hbl + 24.1 Plg + 8.9 Fe–Ti Ox + 8.2 Ne + 5.5 Ap	0.77
Ne-Msye THG-4	Ne-Sye THG-3B	66.6	34.5 Cpx + 27.0 Plg + 26.9 Ne + 11.0 Fe–Ti Ox + 0.6 Ap	1.02

F, calculated weight percentage of residual liquid. ΣR^2 , sum of the squared residuals. Abbreviations as in Tables 1 and 5, plus Ne, nepheline.

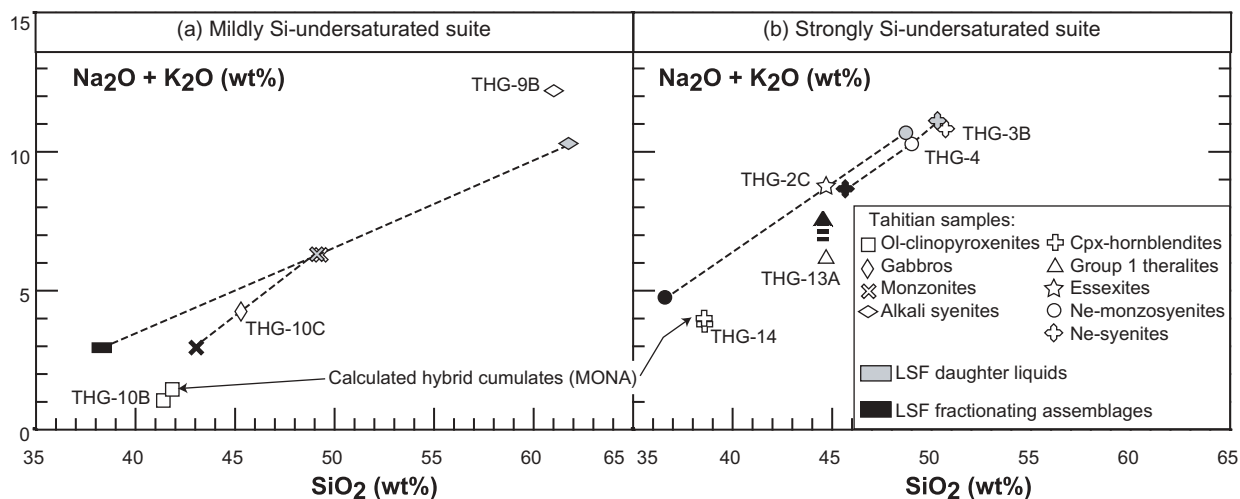


Fig. 14. TAS diagrams showing the results of the fractionation/accumulation models for the mildly Si-undersaturated (a) and strongly Si-undersaturated (b) suites from Ahititera. LSF-derived liquids and fractionating assemblages are theoretical compositions calculated by a least-squares fractionation method (see text for details). The arrow from THG-13A to THG-2C denotes a fractionation stage under hydrous conditions, which induces alkali enrichment from theralites to essexites (see text for further explanation).

ol-clinopyroxenite THG-10B, the calculated cumulate (MONA), and the LSF fractionating assemblage. The latter plots between the ol-clinopyroxenites (THG-10B and its MONA reconstruction) and the gabbro THG-10C. We have shown that the ol-clinopyroxenite THG-10B is a hybrid cumulate comprising *c.* 30 wt % crystallized gabbroic liquid. Its low alkali content can be explained by its mafic cumulus mineralogy (Table 5), which might reflect a fractionating assemblage formed before the gabbro–monzonite stage. These results are not consistent with the model of Bardintzeff *et al.* (1988), who interpreted the ol-clinopyroxenites as an equivalent of the assemblage fractionated during the gabbro–monzonite transition.

From monzonites to alkali syenites. This stage of magmatic evolution is difficult to model because: (1) the monzonite composition is known only from previous studies; (2) the alkali syenite is hydrothermally altered; (3) there is a significant chemical gap between these two rocks. Given

the restricted trace element analyses for the monzonites, the parental liquid has been taken to be equal to the calculated residual liquid of the previous fractionation stage (from gabbro to monzonite, Fig. 15a). The LSF model of Table 6, if not well constrained from a statistical point of view ($\Sigma R^2 = 4.5$), reproduces correctly the trace element composition of the postulated derived liquid (Fig. 15b). The high alkali contents in the analysed sample (with reference to the calculated liquid) might reflect an alkali enrichment in the alkali syenite as a result of alteration. The position of the corresponding LSF fractionating assemblage is shifted towards low alkali and silica values, as a result of the excessive magnitude of the differentiation step.

The strongly Si-undersaturated suite

From Group 1 theralites to essexites. Fractionating assemblages resulting from LSF calculations (not shown) require fractionation of Fe–Ti oxides in amounts (>18 wt %) larger

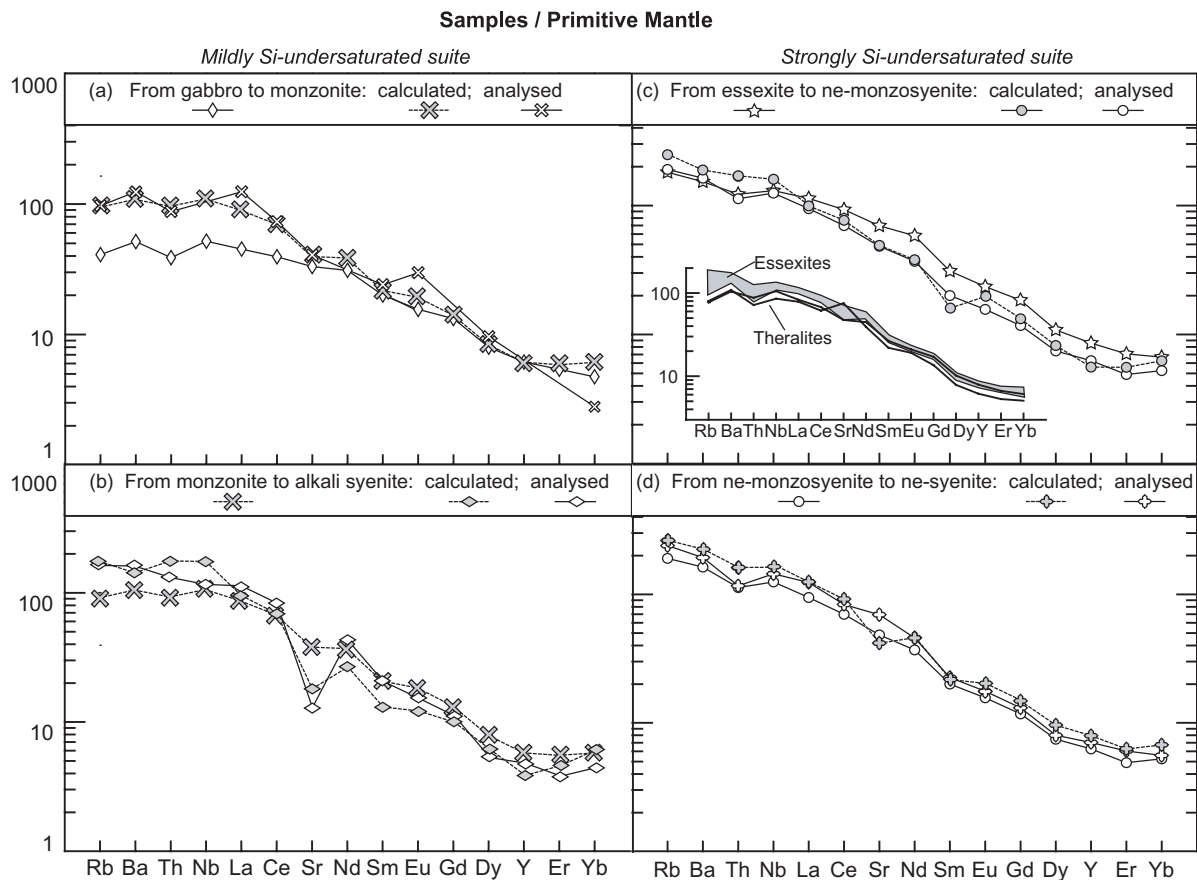


Fig. 15. Ahititera trace element patterns normalized to Primitive Mantle (from Sun & McDonough, 1989) for inferred parental and daughter melts (analysed and/or modelled). The trace element compositions of theoretical liquids have been calculated by using the LSF parameters and the Rayleigh equation. All the parent magma compositions correspond to analytical data, except that of the monzonite (see text). The calculated daughter liquids are illustrated and compared with the analysed samples. Inset: comparison between (analysed) Group 1 theralites and non-cumulative (plus corrected) essexites.

than those usually considered in closed-system fractional crystallization models. In addition, the alkali increase from theralites to essexites is not coupled with any MgO decrease (Fig. 16a). In addition, Rb increases abruptly from *c.* 50 ppm in theralites to *c.* 100 ppm in essexites, whereas the other incompatible trace elements increase moderately (Table 4). Thus, the essexites cannot be derived from theralites through a simple process. The resemblance of the REE patterns of both groups (Fig. 15c inset), together with their similar isotope compositions, suggests, however, that there is a link between them. In addition to the alkali enrichment, any evolutionary mechanism must also account for the chemical and mineralogical features listed below.

(1) In the AFM (alkali–FeOt–MgO) diagram of Fig. 16b, the transition from theralites to essexites is marked by an abrupt FeOt decrease, which might be related to significant fractionation of Fe–Ti oxides, as already suggested by LSF calculations. Such a hypothesis has already been proposed by Brandriss & Bird

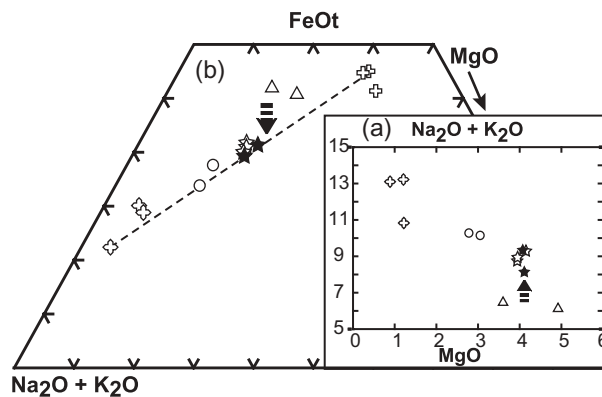


Fig. 16. Chemical evidence for differentiation under hydrous conditions from Group 1 theralites to essexites (Ahititera). (a) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs MgO (wt %) diagram showing the alkali increase from theralites to essexites at constant MgO. (b) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ –FeOt–MgO (AFM) diagram for the strongly Si-undersaturated suite. The dashed line represents the ‘normal’ evolution trend. The transition from theralites to essexites is marked by an abrupt FeOt decrease, probably related to significant fractionation of Fe–Ti oxides under high f_{O_2} conditions. Symbols as in Fig. 8.

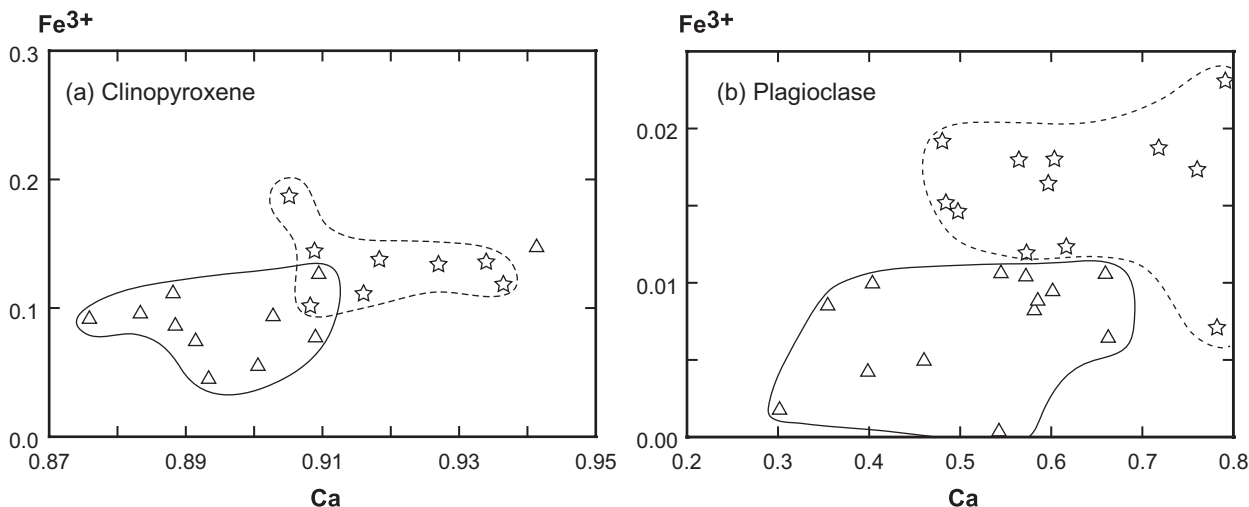


Fig. 17. Mineral chemical evidence for differentiation under hydrous conditions from Group 1 theralites to essexites (Ahititera). (a) Fe³⁺ vs Ca (cations per formula unit) in cores of clinopyroxene for theralites (triangles) and essexites (stars). (b) Fe³⁺ vs Ca (cations per formula unit) in plagioclase (Ab < 90; Or < 3).

(1999) to explain a similar shift in composition of evolved rocks from the Kap Edvard Holm Gabbroic Complex, Greenland. Following Brandriss & Bird, fractionation of abundant Fe–Ti oxides reflects crystallization under more hydrous and/or more oxidizing conditions than those typical of alkali magmas (see also Sisson & Grove, 1993; Ghiorso, 1997).

(2) The essexites THG-2C and THG-11B (not analysed) contain pegmatoid patches. Such features, also observed by Brandriss & Bird (1999) in their FeO-depleted rocks, are generally interpreted as indicators of crystallization under hydrous conditions (Larsen & Brooks, 1994; Mitchell *et al.*, 1997).

(3) All the essexites are characterized by the presence of abundant early euhedral hornblende crystals (Table 2, Fig. 4), a mineral crystallizing under high water pressures.

(4) Clinopyroxene and plagioclase display Ca and Fe³⁺ enrichment from theralites to essexites (Table 3, Fig. 17). Increase of Ca in plagioclase is generally interpreted as the result of a rise of the water pressure in the magma (Yoder *et al.*, 1957; Tepley *et al.*, 2000). The Fe³⁺ content is a marker of the f_{O_2} ; oxidizing conditions favour its incorporation within plagioclase and clinopyroxene structures (Marcelot *et al.*, 1988; Phinney, 1992).

All these features strongly suggest that the transition from theralites to essexites was accompanied by an increase of P_{H_2O} and f_{O_2} , implying an opening of the magmatic system, with influx of H₂O and alkali elements. This inference prevents any quantitative modelling of the transition between theralites to essexites.

From essexites to ne-syenites through to ne-monzosyenites. These three petrographic groups are isotopically homogeneous (Fig. 11). Two LSF stages have been modelled with low ΣR^2 values (Table 6, Fig. 14b). The trace element

reconstructions are good (except for the slightly high Rb, Ba and Th values in both theoretical liquids and under-estimation of Sr in the calculated ne-syenite, Fig. 15c and d). The essexite–ne-monzosyenite transition implies mostly the separation of hornblende and plagioclase. During the following stage, the main fractionating minerals were clinopyroxene, plagioclase, and nepheline. The percentage of residual liquid is *c.* 67 wt % in the two cases (Table 6).

Place of the cpx-hornblendites in the fractional crystallization model. Although cpx-hornblendite THG-14 is a hybrid cumulate (20.6 wt % liquid in the preferred MONA calculation, Table 5), it plots close to the essexite–ne-monzosyenite LSF fractionating assemblage in the TAS diagram of Fig. 14b. The main cumulus mineral of both cpx-hornblendites and essexite–ne-monzosyenite LSF assemblage is kaersutite (Tables 5 and 6). The latter assemblage is devoid of clinopyroxene, but contains plagioclase, a phase observed only in the intercumulus part of the cpx-hornblendites. Thus, the cumulus fraction of the cpx-hornblendites should reflect to some extent the assemblage formed during the essexite–ne-monzosyenite stage.

PARTIAL MELTING OF A CHEMICALLY HETEROGENEOUS MANTLE SOURCE

Mantle source composition

Several volcanoes from the Society Islands, especially Tahiti Nui (Cheng *et al.*, 1993; White & Duncan, 1996), are characterized by a shield stage more radiogenic in Sr and less radiogenic in Nd than the subsequent, more

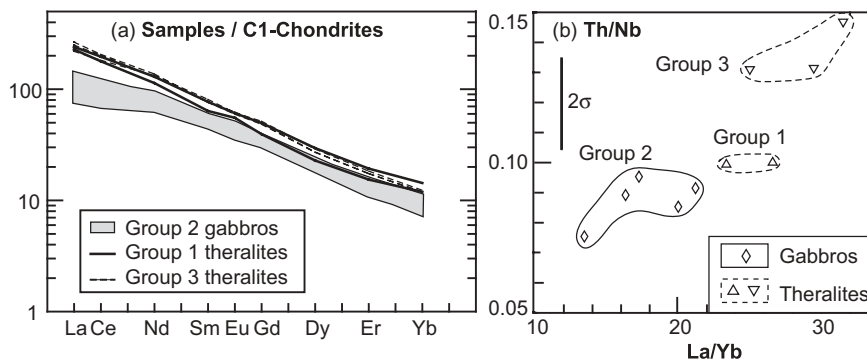


Fig. 18. Comparison between gabbros and theralites from the Ahititera pluton. Two of the Group 3 theralites are corrected to take account of mineral accumulation. (a) C1 chondrite-normalized REE patterns [normalization values from Sun & McDonough (1989)]. (b) Plot of Th/Nb vs La/Yb for Ahititera mafic samples.

alkaline stage. This isotopic evolution is opposite to that observed in the Marquesas (e.g. Caroff *et al.*, 1995; Le Dez *et al.*, 1996), but identical to that in Hawaii (Chen & Frey, 1985). It is consistent with the zoned mantle plume model proposed, for example, by White & Duncan (1996). First, the EMII-carrying hot central part of the plume produces, through high degrees of melting, the shield lavas. Then, magma is derived by smaller extents of melting of the cooler, isotopically depleted, sheath to the plume to generate the post-shield alkaline lavas.

This model may account for the chemistry of the Tahiti Nui lavas, as the systematic K–Ar dating of Le Roy (1994) has been used to establish a strong intercorrelation between ages, isotope compositions and Si undersaturation of the subaerial lavas: the most recent lavas are both the most Si undersaturated and the most isotopically depleted (Clément *et al.*, 2002; see also Fig. 11). We use our data to extend to the Ahititera pluton, at least for Groups 1 and 2, the correlation between Si undersaturation and Nd–Sr isotope ratios as defined for the Tahitian lavas. Thus, despite the restricted dimensions of the Ahititera pluton, its main geochemical features are in agreement with the zoned plume model proposed to account for chemistry of the Tahitian lavas.

The Group 3 theralites do not follow the same trend. Indeed, despite their high Si-undersaturation index (Table 4) and their REE patterns close to that of other theralites (Fig. 18a), Group 3 theralites plot towards the enriched end of the Tahiti isotopic field. They can also be distinguished from mafic rocks of Groups 1 and 2 by their higher Th/Nb ratios (Fig. 18b). We use this feature to relate another theralitic sample to this group, not analysed for isotopes (THG-2A).

Th/Nb and Nd–Sr isotope ratios of mafic rocks can be fractionated either by mantle-related processes or by oceanic crustal contamination (Wedepohl, 1995). The latter process is implausible because an isotopic shift from Group 1 to Group 3 would have required

incorporation of material rich in incompatible trace elements (e.g. leucocratic rocks). Such assimilation would have modified the shape of the REE patterns, which is not observed in Fig. 18a. In other respects, the Th/Nb ratio is known to be particularly sensitive to the presence in the mantle source of a continental component, supposed to be part of the EMII end-member (White & Hofmann, 1982; White, 1985; Wedepohl, 1995). Derivation of Group 3 theralites from such a mantle, including recycled terrigenous sediments, would account for their shift towards the EMII end-member, as observed in Fig. 11.

The distinctive chemical characteristics of the Group 3 theralites (strong Si undersaturation, steep REE patterns and enriched isotope compositions) have never been observed elsewhere in Tahiti (Cheng *et al.*, 1993; Le Roy, 1994; White & Duncan, 1996). However, such features have already been described in lavas collected from seamounts located SE of Tahiti, in the present-day hotspot area. Indeed, some basanites from Teahitia and Yves Rocard volcanoes plot very close to Group 3 in a Nd–Sr isotopic diagram, whereas other basalts and basanites from the Society seamounts display more depleted isotope compositions (see field in Fig. 11). These data suggest that the Society mantle source is isotopically heterogeneous at various scales. In addition to the large chemical concentric zonation of the plume, expressed during the prolonged build-up of the subaerial lava pile (White & Duncan, 1996), partial melting of local EMII-enriched zones of mantle might explain the chemical characteristics of both Group 3 theralites and the equivalent Teahitia–Rocard basanites.

In Raiatea, the gabbroic and theralitic samples analysed for Nd–Sr isotopes plot within the most depleted part of the Raiatea lava field. Although less scattered than the Tahiti Nui data, the isotope compositions of the Raiatea samples are not consistent with the hypothesis of a homogeneous mantle source. However, the small number of outcrops does not allow us to propose

an overall isotopic characterization of the Faaroa pluton.

Partial melting characteristics

Contrasted major element and REE compositions between gabbros and theralites from Tahiti Nui and Raiatea may reflect source heterogeneity, variable degrees of partial melting, and/or differences in the fractional crystallization paths, more or less coupled with contamination. Given the scarcity of REE-bearing primocrysts in the Raiatea and Tahiti Nui gabbros and theralites (Fig. 4), it would be difficult to invoke fractional crystallization to account for the different REE compositions observed between the two mafic rock types (Fig. 19a). The lack of xenoliths and evidence for mineralogical disequilibrium do not provide evidence for a contamination process. Mantle heterogeneities are usually invoked to account for correlations between incompatible trace element and isotope ratios. Alternatively, isotopically homogeneous mafic rocks with variable REE ratios are thought to reflect different degree of partial melting.

The REE compositions of the mafic coarse-grained rocks from Tahiti Nui and Raiatea are strongly connected to the petrographic types. Although less marked, such a link also exists among the alkali basalts and basanites from both islands (Fig. 19b inset). Isotope ratios display more complex relationships (Fig. 11). First, between Group 1 and 2 from Tahiti Nui, they differ as a function of the petrographic type, together with the REE compositions. Some gabbros and theralites from Raiatea are isotopically homogeneous. Additionally, a few theralites from Raiatea (RIG-4C) and Tahiti Nui (Group 3 samples), although displaying REE compositions similar to those of the other theralites, are isotopically distinct. Mantle heterogeneities, highlighted by such isotopic diversity, cannot readily account for the contrasted REE patterns of the gabbros and theralites. Variable degrees of partial melting of a heterogeneous mantle source are, therefore, required to explain both the Nd–Sr isotope and REE characteristics.

Mantle source heterogeneity beneath both Tahiti Nui and Raiatea prevents quantitative partial melting modelling. However, several studies have shown that basanites result from lower partial melting degrees than alkali basalts (e.g. Edgar, 1987; Caroff *et al.*, 1997). If we extend this assumption to theralites and gabbros, it is possible to discuss the mineralogical characteristics of the melting source by using HREE ratios. Figure 20a and b shows variations of Eu/Dy and Dy/Yb ratios against La in the Raiatea and Tahiti Nui mafic samples. These ratios are rather sensitive indices of garnet- vs clinopyroxene-controlled element fractionation. Indeed, only garnet is able to fractionate HREE during partial melting (Fig. 20b inset). Decreasing degrees of partial

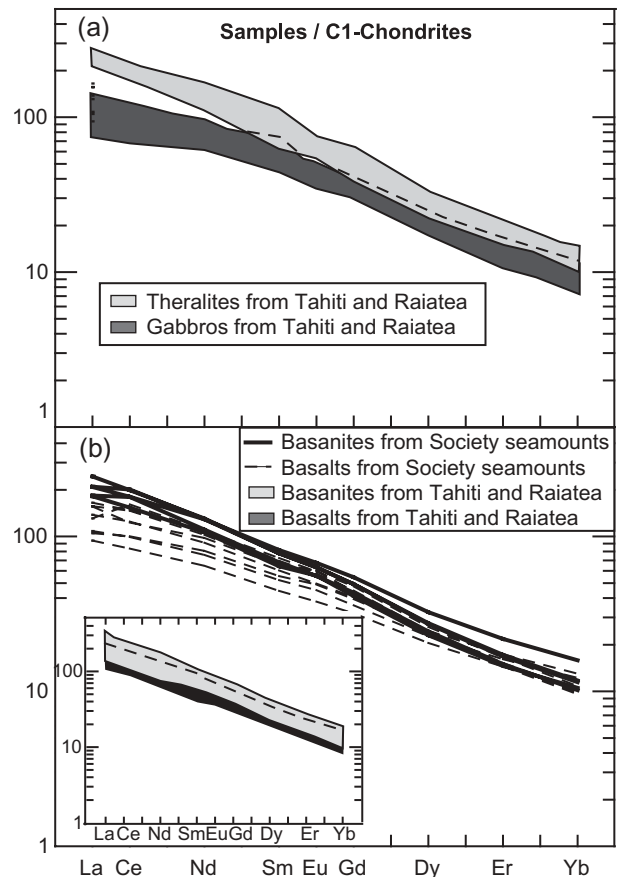


Fig. 19. Comparison between REE patterns of strongly and mildly Si-undersaturated mafic rocks from the Society Islands [normalization values from Sun & McDonough (1989)]. (a) Fields of mafic coarse-grained rocks (theralites and gabbros) from Tahiti Nui and Raiatea plutons. Theralites THG-1A and -2A from Tahiti Nui are corrected to take account of mineral accumulation. (b) REE patterns of mafic lavas (3 wt % < MgO < 11 wt %: basanites and basalts) from Moua Pihaa, Teahitia, and Yves Rocard seamounts (Dupuy *et al.*, 1989; Hémond *et al.*, 1994). Inset: fields of basanites ($n = 22$) and basalts ($n = 39$) from Tahiti Nui and Raiatea islands (for Raiatea: unpublished data, Blais *et al.*, 1997; for Tahiti Nui: unpublished data, Dostal *et al.*, 1982; Hémond *et al.*, 1994; Le Roy, 1994; Clément *et al.*, 2002).

melting of a garnet-bearing lherzolite source should result in an increase of Eu/Dy and Dy/Yb ratios (Caroff *et al.*, 1997). As these ratios remain constant from gabbros to theralites, we propose that melting occurred within the spinel-lherzolite facies in both cases.

Gabbros and (accumulation-corrected) theralites from the Ahititerra and Raiatea plutons can be compared with equivalent lavas (basalts and basanites) collected from hotspot-related seamounts (Figs 19 and 20). Their Nd–Sr isotope compositions span the entire Society field (Fig. 11). It appears that: (1) in each Si-saturation group of samples (gabbro–basalt and theralite–basanite), the REE spectra are broadly sub-parallel, independent of rock texture, Nd–Sr isotope composition, and the island or seamount they come from; (2) the REE patterns

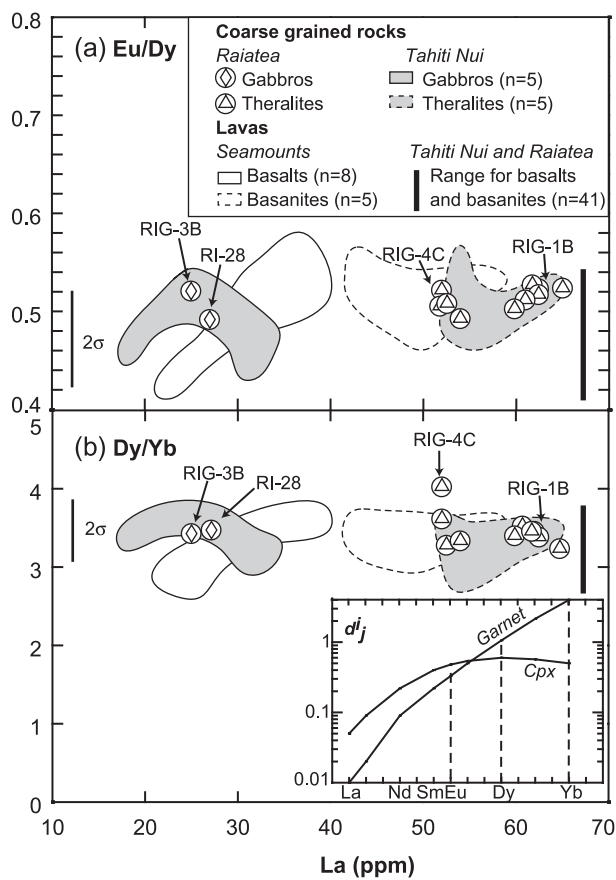


Fig. 20. REE ratios in mafic rocks from Tahiti Nui, Raiatea, and hotspot seamounts from Society. The four Raiatea samples analysed for Nd–Sr isotopes are arrowed. Ranges for basalts and basanites from Moua Pihaa, Teahitia, and Yves Rocard seamounts and from Tahiti Nui and Raiatea are also shown (see references in Fig. 19). (a) Eu/Dy vs La (ppm). (b) Dy/Yb vs La. Inset: distribution coefficient patterns of clinopyroxene and garnet in mantle lherzolites (from Feigenson *et al.*, 1983).

of the most Si-undersaturated rocks are systematically steeper (Fig. 19); (3) Eu/Dy and Dy/Yb ratios are broadly constant (Fig. 20). Therefore, REE concentrations in Society mafic rocks are probably mainly governed by the modalities of the partial melting process, irrespective of the isotope signature of the mantle source.

CONCLUSIONS

(1) Most petrological studies of ocean islands rocks deal with lavas, which are generally regarded as crystallized melts. This study is distinct in that we develop a detailed procedure to answer petrogenetic questions using coarse-grained rocks. First, a preliminary textural study must be carried out to quantify the cumulus fraction (often difficult to recognize) in order to focus on the geochemical characteristics of the melt phase. Second, any

mineralogical re-equilibration and replacement, together with other late-stage magmatic processes, must be taken into consideration before any modelling.

(2) The two plutons of Faaroa (Raiatea) and Ahititera (Tahiti Nui) are located in the central part of the islands, within horseshoe-shaped calderas. They display a great variety of textural and petrographic types, classified into mildly and strongly Si-undersaturated groups. Clément *et al.* (2002) have proposed for the Ahititera pluton an emplacement model in which the strongly Si-undersaturated rocks intrude the central part of an older (mildly Si-undersaturated) complex.

(3) The Ahititera samples comprise three isotopic groups. One of them (Group 3), devoid of differentiated members, is atypical (for Tahiti), as it consists of strongly Si-undersaturated rocks with radiogenic Sr isotope ratios. These features appear to reflect local isotopic heterogeneities of the Society mantle plume. In the two other groups, increasing Si undersaturation is clearly correlated with decreasing $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, as already documented for Tahitian lavas. These features suggest the probable existence of a large zoned plume. Each of these two groups includes mafic rocks, related cumulates, and their differentiation products. The evolution of the mildly Si-undersaturated suite can be modelled through simple fractional crystallization, whereas the differentiation of the strongly Si-undersaturated suite requires further H_2O influx between theralitic and essexitic stages. This influx has been responsible for selective enrichment in alkalis and massive fractionation of Fe–Ti oxides plus amphibole. The strongly Si-undersaturated suite is also characterized by the existence of CO_2 -saturated fluids at the end of the crystallization.

(4) The REE compositions of the mafic rocks from both the Faaroa and the Ahititera plutons are little dependent on the mantle source composition. REE patterns of the most Si-undersaturated rocks exhibit the steepest slopes. Such features are also observed in lavas from both islands and from hotspot seamounts. Thus, it appears that REE concentrations in Society mafic rocks are probably mainly governed by the modalities of partial melting, irrespective of the isotopic signature of the mantle source. The mantle partially melting underneath both Raiatea and Tahiti is garnet free and partial melting degrees required to produce theralitic melts are lower than those leading to gabbroic ones.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank C. Chauvel for the unpublished isotopic data from Raiatea lavas. Microprobe studies were performed with the help of M. Bohn. Detailed and constructive comments by Dr W. A. Bohron helped us to improve the manuscript. We also thank Dr R. C. Maury for his judicious suggestions and Drs M. Wilson and

R. J. Arculus for their editorial assistance. Field studies were conducted in 1999 with the financial support of DIRCEN, CEA, and BRGM.

REFERENCES

- Agemar, T., Wörner, G. & Heumann, A. (1999). Stable isotopes and amphibole chemistry on hydrothermally altered granitoids in the North Chilean Precordillera: a limited role for meteoric water. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **136**, 331–344.
- Augé, T., Lerebour, P. & Raçon, J.-P. (1989). The Grand Brulé exploration drilling: new data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 3: mineral chemistry of the cumulate rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **36**, 139–151.
- Bardintzeff, J.-M., Bellon, H., Bonin, B., Brousse, R. & McBirney, A. R. (1988). Plutonic rocks from Tahiti-Nui caldera (Society Archipelago, French Polynesia): a petrological, geochemical and mineralogical study. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **35**, 31–53.
- Binard, N., Hékinian, R., Cheminée, J. L., Searle, R. C. & Stoffers, P. (1991). Morphological and structural studies of the Society and Austral hotspot regions in the South Pacific. *Tectonophysics* **186**, 293–312.
- Blais, S., Guille, G., Maury, R. C., Guillou, H., Miau, D. & Cotten, J. (1997). Géologie et pétrologie de l'île de Raiatea (Société, Polynésie française). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **324**, 435–442.
- Blais, S., Guille, G., Guillou, H., Chauvel, C., Maury, R. C., Pernet, G. & Cotten, J. (2002). The island of Maupiti: the oldest emergent volcano in the Society hot spot chain (French Polynesia). *Bulletin de la Société Géologique de France* **173**, 45–55.
- Bohrson, W. A. & Reid, M. R. (1995). Petrogenesis of alkaline basalts from Socorro Island, Mexico: trace element evidence for contamination of ocean island basalt in the shallow ocean crust. *Journal of Geophysical Research* **100**, 24555–24576.
- Bonin, B. & Bardintzeff, J.-M. (1989). Plutonic rocks from Tahiti-Nui caldera (French Polynesia) II.—Evolution of thermodynamical parameters during magma differentiation and emplacement. Applications to other alkaline magmatic provinces. *Bulletin de la Société Géologique de France* **8**, 1091–1099.
- Brandriss, M. E. & Bird, D. K. (1999). Effects of H₂O on phase relations during crystallization of gabbros in the Kap Edvard Holm Complex, East Greenland. *Journal of Petrology* **40**, 1037–1061.
- Brousse, R. & Berger, E. T. (1985). Raiatea dans l'archipel de la Société (Polynésie française). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **301**, 115–118.
- Bryan, W. B., Finger, L. A. & Chayes, F. (1969). Estimating proportions in petrologic mixing equations by least square approximation. *Science* **163**, 645–657.
- Caroff, M., Maury, R. C., Leterrier, J., Joron, J.-L., Cotton, J. & Guille, G. (1993). Trace element behavior in the alkali basalt-comenditic trachyte series from Mururoa Atoll, French Polynesia. *Lithos* **30**, 1–22.
- Caroff, M., Maury, R. C., Vidal, P., Guille, G., Dupuy, C., Cotten, J., Guillou, H. & Gillot, P.-Y. (1995). Rapid temporal changes in ocean island basalt composition: evidence from an 800 m deep drill hole in Eiao shield (Marquesas). *Journal of Petrology* **36**, 1333–1365.
- Caroff, M., Maury, R. C., Guille, G. & Cotten, J. (1997). Partial melting below Tubuai (Austral Islands, French Polynesia). *Contributions to Mineralogy and Petrology* **127**, 369–382.
- Caroff, M., Guillou, H., Lamiaux, M., Maury, M. C., Guille, G. & Cotten, J. (1999). Assimilation of ocean crust by hawaiitic and mugearitic magmas: an example from Eiao (Marquesas). *Lithos* **46**, 235–258.
- 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.
- Chen, C.-Y. & Frey, F. A. (1985). Trace element and isotopic geochemistry of lavas from Haleakala volcano, East Maui, Hawaii: implications for the origin of Hawaiian basalts. *Journal of Geophysical Research* **90**, 8743–8768.
- Cheng, Q. C., Macdougall, J. D. & Lugmair, G. W. (1993). Geochemical studies of Tahiti, Teahitia and Mehetia, Society Island Chain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **55**, 155–184.
- Clément, J.-P. & Caroff, M. (2004). Reply to ‘Comments on “Epiclastic deposits and ‘horseshoe-shaped’ calderas in Tahiti (Society Islands) and Ua Huka (Marquesas archipelago), French Polynesia”, by Gillot et al. (2004)’. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **136**, 165–168.
- Clément, J.-P., Legendre, C., Caroff, M., Guillou, H., Cotten, J., Bollinger, C. & Guille, G. (2002). Epiclastic deposits and ‘horseshoe-shaped’ calderas in Tahiti (Society Islands) and Ua Huka (Marquesas Archipelago), French Polynesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **120**, 87–101.
- Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Maury, R. C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M. & Brousse, R. (1995). Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: evidence from French Polynesia. *Chemical Geology* **119**, 115–138.
- Dauteuil, O., Blais, S., Miau, D., Caroff, M., Maury, R. C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M. & Brousse, R. (1998). Apports et limites de l'imagerie SPOT et du modèle numérique de terrain pour l'étude du volcanisme intra-océanique: exemple des îles de Raiatea et de Tahaa (archipel de la Société, Polynésie française). *Géologie de la France* **3**, 37–50.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J. (1992). *An Introduction to the Rock-forming Minerals*, 2nd edn. Harlow: Longman, 696 pp.
- Deneufbourg, G. (1965). Carte géologique de Raiatea, notice explicative. Orléans: Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 19 pp.
- Deve, C. W., Albarède, F., Cheminée, J.-L., Michard, A., Mühe, R. & Stoffers, P. (1990). Active submarine volcanism on the Society hotspot swell (West Pacific): a geochemical study. *Journal of Geophysical Research* **95**, 5049–5067.
- Dozzo, L., Hanan, B. B. & Bougault, H. (1991). Sr–Nd–Pb geochemical morphology between 10 degree and 17 degree N on the Mid-Atlantic Ridge: a new MORB isotope signature. *Earth and Planetary Science Letters* **106**, 29–43.
- Dostal, J., Dupuy, C. & Liotard, J.-M. (1982). Geochemistry and origin of basaltic lavas from Society Islands, French Polynesia, South Central Pacific Ocean. *Bulletin of Volcanology* **45**, 51–62.
- Duncan, R. A. & Fisk, M. R. (1994). Tahiti: geochemical evolution of a French Polynesian volcano. *Journal of Geophysical Research* **99**, 24341–24357.
- Duncan, R. A. & McDougall, I. (1976). Linear volcanism in French Polynesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **1**, 197–227.
- Dupuy, C., Barszczus, H. G., Dostal, J., Vidal, P. & Liotard, J.-M. (1989). Subducted and recycled lithosphere as the mantle source of ocean island basalts from southern Polynesia, Central Pacific. *Chemical Geology* **77**, 1–18.
- Edgar, A. D. (1987). The genesis of alkaline magmas with emphasis on their source regions: inferences from experimental studies. In: Fitton, J. G. & Upton, B. G. J. (eds) *Alkaline Igneous Rocks. Geological Society, London, Special Publications* **30**, 29–52.
- Feigenson, M. D., Hofmann, A. W. & Spera, F. J. (1983). Case studies on the origin of basalt. II—The transition from tholeiitic to alkalic

- volcanism on Kohala volcano, Hawaii. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **84**, 390–405.
- Fodor, R. V., Rudek, E. A. & Bauer, G. R. (1993). Hawaiian magma-reservoir processes as inferred from the petrology of gabbro xenoliths in basalt, Kahoolawe Island. *Bulletin of Volcanology* **55**, 204–218.
- Freundt-Malecha, B., Schmincke, H.-U. & Freundt, A. (2001). Plutonic rocks of intermediate composition on Gran Canaria: the missing link of the bimodal volcanic rock suite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **141**, 430–445.
- Gautier, I., Weis, D., Mennessier, J.-P., Vidal, P., Giret, A. & Loubet, M. (1990). Petrology and geochemistry of the Kerguelen Archipelago basalts (South India Ocean): evolution of the mantle sources from ridge to intraplate position. *Earth and Planetary Science Letters* **100**, 59–76.
- Ghiorso, M. S. (1997). Thermodynamic models of igneous processes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **25**, 221–241.
- Gillis, K. M. & Meyer, P. S. (2001). Metasomatism of oceanic gabbros by late stage melts and hydrothermal fluids: evidence from the rare earth element composition of amphiboles. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **2**, paper number 2000GC000087.
- Giret, A., Bonin, B. & Léger, J.-M. (1980). Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-complexes. *Canadian Mineralogist* **18**, 481–495.
- Giret, A., Chotin, P. & Verdier, O. (1988). Des laves aux roches plutoniques. L'exemple du mont Ross, îles Kerguelen. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **306**, 381–386.
- Guillou, H., Blais, S., Guille, G., Maury, R. C., Le Dez, A. & Cotten, J. (1998). Ages (K–Ar) et durées d'édification subaérienne des îles de Moorea, Raiatea et Maupiti (Société, Polynésie française). *Géologie de la France* **3**, 29–36.
- Hart, S. R. & Zindler, A. (1989). Constraints on the nature and development of chemical heterogeneities in the mantle. In: Peltier, W. R. (ed.) *Mantle Convection*. New York: Gordon and Breach, pp. 261–387.
- Hémond, C., Devey, C. W. & Chauvel, C. (1994). Source compositions and melting processes in the Society and Austral plumes (South Pacific Ocean): element and isotope (Sr, Nd, Pb, Th) geochemistry. *Chemical Geology* **115**, 7–45.
- Hibbard, M. J. (1995). *Petrography to Petrogenesis*. Englewood Cliffs, NJ: Prentice Hall, 587 pp.
- Hildenbrand, A., Gillot, P.-Y. & Le Roy, I. (2004). Volcano-tectonic and geochemical evolution of an oceanic intra-plate volcano: Tahiti-Nui (French Polynesia). *Earth and Planetary Science Letters* **217**, 349–365.
- Hoover, S. R. & Fodor, R. V. (1997). Magma reservoir crystallization processes: small scale dikes in cumulate gabbros, Mauna Kea volcano, Hawaii. *Bulletin of Volcanology* **59**, 186–197.
- Ielsh, G., Caroff, M., Barszczus, H., Maury, R. C., Guillou, H., Guille, G. & Cotton, J. (1998). Géochimie des basaltes de Ua Huka (Archipel des Marquises): variation du taux de fusion partielle et hétérogénéité de la source mantellique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **326**, 413–420.
- Irvine, T. N. (1982). Terminology for layered intrusions. *Journal of Petrology* **23**, 127–162.
- Klein, M., Stosch, H.-G. & Seck, H. A. (1997). Partitioning of high field-strength and rare-earth elements between amphibole and quartz-dioritic to tonalitic melts: an experimental study. *Chemical Geology* **138**, 257–271.
- Larsen, L. M. (1979). Distribution of REE and other trace elements between phenocrysts and peralkaline undersaturated magmas, exemplified by rocks from the Gardar igneous province, South Greenland. *Lithos* **12**, 303–315.
- Larsen, R. B. & Brooks, C. K. (1994). Origin and evolution of gabbroic pegmatites in the Skaergaard Intrusion, East Greenland. *Journal of Petrology* **35**, 1651–1679.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., *et al.* (1997). Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical Magazine* **61**, 295–321.
- Le Bas, M. J. & Streckeisen, A. L. (1991). The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society, London* **148**, 825–833.
- Le Dez, A., Maury, R. C., Guillou, H., Cotten, J. & Brousse, R. (1996). Geology and geochemistry of Nuku Hiva, Marquesas: temporal trends in a large Polynesian shield volcano. *Bulletin de la Société Géologique de France* **167**, 197–209.
- Le Dez, A., Maury, R. C., Guillou, H., Cotten, J., Blais, S. & Guille, G. (1998). L'île de Moorea (Société): édification d'un volcan-bouclier polynésien. *Géologie de la France* **3**, 51–64.
- Legendre, C., Maury, R. C., Guillou, H., Cotten, J., Caroff, M., Blais, S. & Guille, G. (2003). Evolution géologique et pétrologique de l'île de Huahine (archipel de la Société, polynésie française): un volcan-bouclier intraocéanique original. *Bulletin de la Société Géologique de France* **174**, 115–124.
- Lemarchand, F., Villemant, B. & Calas, G. (1987). Trace element distribution coefficients in alkaline series. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **51**, 1071–1081.
- Le Roy, I. (1994). Evolution des volcans en système de points chauds: île de Tahiti, archipel de la Société (Polynésie française). Thesis, University Paris XI, Orsay, 233 pp.
- Marcelot, G., Bardintzeff, J.-M., Maury, R. C. & Rançon, J.-P. (1988). Chemical trends of early-formed clinopyroxene phenocrysts from some alkaline and orogenic basic lavas. *Bulletin de la Société Géologique de France* **5**, 851–859.
- Mathison, C. I. (1975). Magnetites and ilmenites in the Somerset Dam layered basic intrusion, south-eastern Queensland. *Lithos* **8**, 93–111.
- McBirney, A. R. & Aoki, K. J. (1968). Petrology of the island of Tahiti. In: Coats, R. R., Hay, R. L. & Anderson, C. A. (eds) *Studies in Volcanology: a Memoir in Honour of Howell Williams*. Geological Society of America, *Memoirs* **116**, 523–556.
- Metzner, C. & Grimmeisen, W. (1990). MONA: a user-friendly computer-program for calculating the modal mineralogy of rocks from chemical analyses. *European Journal of Mineralogy* **2**, 735–738.
- Middlemost, E. A. K. (1989). Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology* **70**, 19–29.
- Mitchell, A. A., Naicker, S. B., Marsh, J. S. & Dunlevey, J. N. (1997). The petrology and significance of a stratiform mafic segregation pegmatite in a Karoo-aged dolerite sheet. *South African Journal of Geology* **100**, 251–260.
- Nekvasil, H., Simon, A. & Lindsley, D. H. (2000). Crystal fractionation and the evolution of intra-plate *hy*-normative igneous suite: insights from their feldspars. *Journal of Petrology* **41**, 1743–1757.
- Nitecki-Novotny, S. (1975). Pétrographie et géochimie des roches plutoniques basiques de la caldeira de Tahiti Nui, Pacifique. Thesis, University Paris XI, Orsay, 253 pp.
- Phinney, W. C. (1992). Partition coefficients for iron between plagioclase and basalt as a function of oxygen fugacity: implications for Archean and lunar anorthosites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **56**, 185–195.
- Rançon, J.-P., Lerebour, P. & Augé, T. (1989). The Grand Brulé exploration drilling: new data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 1: lithostratigraphic units and volcano-structural implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **36**, 113–127.

- Roeder, P. L. & Emslie, R. F. (1970). Olivine–liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **29**, 275–289.
- Schandl, E. S., Gorton, M. P. & Wicks, F. J. (1990). Mineralogy and geochemistry of alkali basalts from Maud Rise, Weddell Sea, Antarctica. In: Barker, P. F. & Kennett, J. P. (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 113*. College Station, TX: Ocean Drilling Program, pp. 5–14.
- Schirnack, C., Van den Bogaard, P. & Schmincke, H. U. (1999). Cone sheet formation and intrusive growth of an oceanic-island—the Miocene Tejeda complex of Gran Canaria (Canary Islands). *Geology* **27**, 207–210.
- Sisson, T. W. & Grove, T. L. (1993). Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **113**, 143–166.
- Sørensen, H. (1974). Alkali syenites, feldspathoidal syenites and related lavas. In: Sørensen, H. (ed.) *The Alkaline Rocks*. Chichester: John Wiley, pp. 22–52.
- Späth, A., Le Roex, A. P. & Duncan, A. R. (1996). The geochemistry of lavas from the Comores Archipelago, Western Indian Ocean: petrogenesis and mantle source region characteristics. *Journal of Petrology* **37**, 961–991.
- Staudigel, H. & Schmincke, H. U. (1984). The Pliocene seamount series of La Palma (Canary Islands). *Journal of Geophysical Research* **89**, 11195–11215.
- Streckeisen, A. L. (1973). Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes* **18**, 26–30.
- Streckeisen, A. L. (1974). Classification and nomenclature of plutonic rocks. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau* **63**, 773–785.
- Streckeisen, A. L. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews* **12**, 1–33.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. & Norry, M. J. (eds) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, *Special Publications* **42**, 313–345.
- Tepley, F. J., III, Davidson, J. P., Tilling, R. I. & Arth, J. G. (2000). Magma mixing, recharge and eruption histories recorded in plagioclase phenocrysts from El Chichón Volcano, Mexico. *Journal of Petrology* **41**, 1397–1411.
- Thompson, G. M., Smith, I. E. M. & Malpas, J. G. (2001). Origin of oceanic phonolites by crystal fractionation and the problem of the Daly gap: an example from Rarotonga. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **142**, 336–346.
- Tribuzio, R., Tiepolo, M. & Thirlwall, M. F. (2000). Origin of titanian pargasite in gabbroic rocks from the Northern Apennine ophiolite (Italy): insights into the late-magmatic evolution of a MOR-type intrusive sequence. *Earth and Planetary Science Letters* **176**, 281–293.
- Villemant, B., Jaffrezic, H., Joron, J.-L. & Treuil, M. (1981). Distribution coefficients of major and trace elements: fractional crystallization in the alkali basalts series of Chaîne des Puys (Massif Central, France). *Geochimica et Cosmochimica Acta* **45**, 1997–2016.
- Wager, L. R. & Brown, G. M. (1968). *Layered Igneous Rocks*. Edinburgh: Oliver & Boyd, 588 pp.
- Wager, L. R., Brown, G. M. & Wadsworth, W. J. (1960). Types of igneous cumulates. *Journal of Petrology* **1**, 73–85.
- Walker, G. P. L. (1992). ‘Coherent intrusion complexes’ in large basaltic volcanoes—a new structural model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **50**, 41–54.
- Wedepohl, K. H. (1995). The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59**, 1217–1232.
- White, W. M. (1985). Sources of ocean island basalts: radiogenic isotopic evidence. *Geology* **13**, 115–118.
- White, W. M. & Duncan, R. A. (1996). Geochemistry and geochronology of the Society Islands: new evidence for deep mantle recycling. In: Basu, A. & Hart, S. R. (eds) *Earth Processes: Reading the Isotopic Code*. American Geophysical Union, *Geophysical Monograph* **95**, 183–206.
- White, W. M. & Hofmann, A. W. (1982). Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. *Nature* **296**, 821–825.
- Wright, T. L. & Doherty, P. C. (1970). A linear programming and least square computer method for solving petrologic mixing problems. *Geological Society of America Bulletin* **81**, 1995–2008.
- Yoder, H. S., Stewart, D. B. & Smith, J. R. (1957). Ternary feldspars. *Carnegie Institution of Washington Yearbook* **56**, 206–214.

APPENDIX

Mineral–liquid distribution coefficients

Mineral:	Ol	Cpx	Fe–Ti Ox	Ne	Plg	Ap	Fe–Ti Ox	Plg	Hbl
Host rock:	B-HW	B-HW	B-HW	B-HW	HW	MG	MG	BM	BM
Reference:	1	1	1	2	3	4	3	3	3
Rb	0.08	0.04	0.08	0.44	0.30	0.4	0.23	0.20	0.15
Sr	0.00	0.16	0.16	0.24	2.12	4.4	0.23	4.41	1.01
Y	0.00	<i>0.70</i>	<i>0.19</i>	0.011	0.05	8	0.55	0.24	<i>2.88</i>
Nb	0.00	0.05	1.50	0.01	0.00	0.4	1.5	0.00	0.39
Ba	0.04	0.04	0.14	0.09	0.24	0.1	0.14	1.08	0.61
La	0.02	0.10	0.20	0.01	0.12	16	0.53	0.46	0.56
Ce	0.00	<i>0.20</i>	<i>0.20</i>	0.011	0.14	16	0.56	0.36	0.87
Nd	0.00	<i>0.60</i>	<i>0.20</i>	0.013	0.07	18	0.55	0.31	1.82
Sm	0.00	<i>0.60</i>	<i>0.20</i>	0.012	0.12	17	0.55	0.27	2.4
Eu	0.03	0.57	0.06	0.043	0.22	3.5	0.15	1.78	2.08
Gd	0.00	<i>0.70</i>	<i>0.20</i>	0.013	0.17	7	0.55	0.30	<i>2.5</i>
Dy	0.00	<i>0.70</i>	<i>0.20</i>	<i>0.013</i>	0.03	2	0.55	0.23	<i>2.8</i>
Er	0.00	<i>0.70</i>	<i>0.20</i>	0.014	0.15	3	0.6	0.23	<i>2.5</i>
Yb	0.00	<i>0.70</i>	<i>0.20</i>	0.016	0.11	2	0.75	0.18	1.77
Th	0.04	0.03	0.18	0.014	0.02	0.95	0.53	0.16	0.09

Ol, olivine; Cpx, clinopyroxene; Fe–Ti Ox, Fe–Ti oxides; Ne, nepheline, Plg, plagioclase, Hbl, hornblende; B, basanite; HW, hawaiite; MG, mugearite; BM, benmoreite. 1, From Villemant *et al.* (1981) and Lemarchand *et al.* (1987); 2, from Larsen (1979); 3, from Caroff *et al.* (1993) except Nb in amphibole (Klein *et al.*, 1997); 4, from Chazot *et al.* (1996) except Th (Caroff *et al.*, 1993). Values in italics are distribution coefficients extrapolated from those of neighbouring REE.