



HAL
open science

Pétrogenèse des komatiites de Barberton (Afrique du Sud)

Christophe Claude Michel Robin

► **To cite this version:**

Christophe Claude Michel Robin. Pétrogenèse des komatiites de Barberton (Afrique du Sud). Géochimie. Université de Grenoble, 2011. Français. NNT: . tel-00607819v1

HAL Id: tel-00607819

<https://theses.hal.science/tel-00607819v1>

Submitted on 11 Jul 2011 (v1), last revised 4 Apr 2012 (v2)

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Terre Solide**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Christophe ROBIN

Thèse dirigée par **Nicholas ARNDT** et
codirigée par **Catherine CHAUVEL**

préparée au sein de **L'institut des sciences de la Terre**
dans **l'École Doctorale Terre, Univers, Environnement**

Pétrogenèse des komatiites de Barberton (Afrique du Sud)

Thèse soutenue publiquement le **22 juin 2011**,
devant le jury composé de :

M. Claude Herzberg

Professeur à l'Université du New-Jersey (Etats-Unis), Rapporteur

M. Albert Jambon

Professeur à l'Université Paris 6, Rapporteur

Mme Anne-Marie Boullier

Directrice de recherches à l'Université de Grenoble, Examinatrice

M. Alexander Sobolev

Professeur à l'Université de Grenoble, Examineur

M. Ariel Provost

Professeur à l'Université de Clermont-Ferrand, Examineur

M. Nicholas Arndt

Professeur à l'Université de Grenoble, Directeur de thèse



Résumé

Les komatiites sont des roches volcaniques ultrabasiques caractéristiques de l'Archéen et du Protérozoïque. Nous présentons ici une étude de la pétrogenèse des komatiites de la ceinture de Barberton en Afrique du Sud. Celle-ci comprend un modèle de fusion original bâti à partir de la constatation expérimentale qu'à très forte profondeur ($P > 13 \text{ GPa}$), les liquides komatiitiques sont plus denses que la péridotite solide et donc ne peuvent pas s'échapper de leur source. Nous proposons que la fusion des sources des komatiites de Barberton ait commencée à une pression supérieure à 13 GPa dans le manteau mais que les liquides produits soient restés retenus dans les sources jusqu'à ce que celles-ci n'aient dépassé, au cours de leur remontée, la limite de densité à laquelle le liquide devient moins dense que le résidu solide (à $\sim 13 \text{ GPa}$). Alors, les liquides auraient commencé à quitter leur source, d'abord doucement, puis de plus en plus vite alors que la différence de densité entre le liquide et le résidu solide s'accroissait. Les komatiites appauvries en Al, qui sont les plus abondantes à Barberton, auraient été produites par les premiers liquides qui ont quitté la source peu après le franchissement de la limite de densité. Les liquides qui quittèrent ensuite cette même source à moins forte pression, auraient formé les komatiites enrichies en Al. Les komatiites non-appauvries en Al auraient été produites par le même mécanisme mais par des sources de température potentielle plus forte.

Une étude parallèle des trois systèmes isotopiques Sm-Nd, Lu-Hf et Re-Os nous a permis de contraindre l'histoire chimique des sources de komatiites de Barberton. Les systèmes Sm-Nd et Lu-Hf indiquent des sources appauvries et le système Re-Os une source chondritique. Nous proposons que les sources des komatiites aient été appauvries par l'extraction de croûte, mais qu'ensuite, leur composition en Re et Os aient été ramenées à leur valeur chondritique par le dernier épisode massif d'accrétion de la Terre : « le vernis tardif ».

Mots-clefs : Archéen, komatiite, Barberton, pétrogenèse, fusion-continue.

Abstract

Komatiites are ultrabasic volcanic rocks characteristic of the Archean and Proterozoic eras. In this study, we investigate the petrogenesis of the komatiites of the Barberton greenstone belt in South Africa. We present an original melting model developed on the experimental observation that, at great depths ($P > 13\text{GPa}$), komatiitic liquids are denser than solid peridotite, and therefore cannot escape their source. We propose that the fusion of the sources of Barberton komatiites began at pressures greater than 13GPa in the mantle but that the liquids produced were retained in the sources until they crossed, during their ascent, the density limit at which the liquid becomes less dense than the residue (at $\sim 13\text{GPa}$). Then, the liquids would have started to escape their source, slowly at first, and faster and faster as the density contrast between liquid and solid residue increased. Al-depleted komatiites, which are the most common type in the Barberton belt, were produced as the first liquids that escaped the source soon after they crossed the density limit. The liquids that later escaped the same source at shallower depth, formed Al-enriched komatiites. Al-undepleted komatiites were produced by the same mechanism but from hotter sources.

From complementary studies of the three isotopic systems Sm-Nd, Lu-Hf and Re-Os, we constrained the chemical history of the sources of Barberton komatiites. The Sm-Nd and Lu-Hf systems indicate depleted sources whereas the Re-Os system indicates a chondritic source. We propose that the sources of the komatiites had become depleted by the extraction of early crust, and that their compositions in Re and Os were then reset to their chondritic value by contamination by material from the last massive accretion stage of the Earth: “the late veneer”.

Key-words : Archean, komatiite, Barberton, petrogenesis, critical-melting.

Table des matières

Résumé	3
Abstract	4
Table des matières	5
Introduction	11
I. CONTEXTE ET MÉTHODES	15
I.A. GÉOLOGIE DE LA TERRE PRÉCOCE	17
I.A.1) Point de vue physique	19
I.A.1.1) Modèles de refroidissement de la Terre.....	19
I.A.1.2) Régimes géodynamiques.....	20
I.A.2) Témoins géologiques	21
I.A.2.1) Roches magmatiques.....	21
I.A.2.2) Séries métamorphiques anciennes.....	23
I.A.2.3) Indices structuraux.....	23
I.B. LES KOMATIITES	27
I.B.1) Répartition	29
I.B.2) Caractéristiques de terrain	32
I.B.3) Minéralogie	30
I.B.4) Composition chimique	34
I.B.5) Les komatiites de Barberton	36
I.C. TRAVAIL ACCOMPLI ET MÉTHODES ANALYTIQUES	41
I.C.1) Travail accompli	43
I.C.2) Méthodes analytiques	44
I.C.2.1) Analyse des éléments majeurs.....	44
I.C.2.1.a) Propreté du matériel.....	44
I.C.2.1.b) Dissolution des échantillons.....	44
I.C.2.1.c) Analyse.....	45
I.C.2.1.d) Principe de fonctionnement de l'ICP-AES.....	45
I.C.2.1.e) Conversion des rayonnements mesurés en concentrations.....	45
I.C.2.1.f) Validation des données et incertitude.....	46
I.C.2.1.g) Perte au feu.....	49
I.C.2.2) Analyse des éléments traces.....	50

I.C.2.2.a) Dissolution des échantillons	50
I.C.2.2.b) Dilutions, préparation des solutions mères et filles	50
I.C.2.2.c) Propreté du matériel	51
I.C.2.2.d) Analyse par ICP-MS	51
I.C.2.2.e) Principe de fonctionnement de l'ICP-MS quadripolaire	52
I.C.2.2.f) Correction des instabilités temporelles du spectromètre	52
I.C.2.2.g) Correction des interférences isobariques	54
I.C.2.2.h) Conversion des coups/sec en concentrations	55
I.C.2.2.i) Validation des données et incertitude	56
I.C.2.3) Systèmes isotopiques Sm-Nd et Lu-Hf	60
I.C.2.3.1) Principe de la dilution isotopique	61
I.C.2.3.2) Dissolution des échantillons	62
I.C.2.3.3) Elimination du chrome	62
I.C.2.3.4) Séparation et purification de l'Hf	63
<i>I.C.2.3.4.a) Séparation des éléments à fort champ cristallin (HFSE) dont l'Hf, des terres rares et de la matrice</i>	<i>63</i>
<i>I.C.2.3.4.b) Première purification de la fraction d'Hf : par chromatographie sur colonne anionique</i>	<i>63</i>
<i>I.C.2.3.4.c) Evaporation perchlorique de la fraction d'Hf</i>	<i>64</i>
<i>I.C.2.3.4.d) Seconde purification de la fraction d'Hf : par chromatographie sur colonne cationique</i>	<i>64</i>
I.C.2.3.5) Purification de la fraction de terres rares et séparation des Sm, Nd et Lu	64
I.C.2.3.6) Analyse	66
I.C.2.3.7) Principe de fonctionnement du MC-ICP-MS	66
I.C.2.3.8) Correction des fractionnements de masse	66
I.C.2.3.9) Correction des interférences	68
I.C.2.3.10) Validation des données	69
I.C.2.4) Système isotopique Re-Os et autres éléments hautement sidérophiles (HSE)	70
I.C.2.4.1) Broyage	71
I.C.2.4.2) Séparation des olivines et chromites	71
I.C.2.4.3) Dissolution en tubes Carius	72
I.C.2.4.4) Extraction de l'Os	72
I.C.2.4.5) Séparation des autres HSE	74

I.C.2.4.6) Analyse de l'Os par Spectrométrie de Masse à Ionisation Négative Thermique (NTIMS)	75
<i>I.C.2.4.6.a) Mesure</i>	75
<i>I.C.2.4.6.b) Corrections</i>	76
<i>I.C.2.4.6.c) Validation</i>	76
I.C.2.4.7) Analyse des autres HSE par Spectrométrie de Masse Multi-Collecteurs à Induction Couplée par Plasma (MC-ICP-MS)	77
<i>I.C.2.4.7.a) Corrections</i>	78
<i>I.C.2.4.7.b) Validation</i>	78
II. CONDITIONS ET MÉCANISME DE FUSION	79
II.A. INTRODUCTION	81
II.A.1) Contexte tectonique	83
II.A.2) Conditions et mécanisme de fusion	83
II.A.3) Évolution thermique du manteau	88
II.B. LES KOMATIITES DE BARBERTON PRODUITES PAR FUSION CONTINUE PROFONDE, À HAUT TAUX DE RÉTENTION	89
Abstract	92
Introduction	93
II.B.1) Geological background	94
II.B.2) Samples	96
II.B.2.1) Field characteristics	97
II.B.2.1.1) Komati Formation	97
<i>II.B.2.1.1.a) Tjakastad locality</i>	98
<i>II.B.2.1.1.b) Spinifex Stream locality</i>	98
<i>II.B.2.1.1.c) Spinifex horizon 1 sampling site</i>	98
II.B.2.1.2) Hooggenoeg Formation	99
II.B.2.1.3) Weltevreden Formation	99
<i>II.B.2.1.3.a) Pioneer Complex</i>	99
<i>II.B.2.1.3.b) Western Weltevreden locality</i>	100
II.B.2.2) Petrography	101
II.B.3) Analytical techniques	101
II.B.4) Results	104
II.B.4.1) Whole rock chemistry	104
II.B.4.2) Olivine composition	117

II.B.5) Discussion.....	118
II.B.5.1) Preliminary study.....	118
II.B.5.1.a) Effects of secondary processes: alteration and metamorphism.....	118
II.B.5.1.b) Parental magma compositions.....	119
II.B.5.2) Constraints on the petrogenesis of Barberton komatiites.....	122
II.B.5.2.a) Constraints on the sources of Barberton komatiites.....	122
II.B.5.2.b) Constraints on the conditions of melting.....	123
II.B.5.2.c) Comparison of the melting conditions for the different komatiite types.....	125
II.B.5.3) A new melting model.....	127
II.B.5.3.1) Melting mechanism.....	127
II.B.5.3.2) Comparison of the different melting models for trace-elements.....	129
II.B.5.3.3) Melting model.....	130
II.B.5.3.4) Model results.....	135
II.B.5.3.5) Model solutions.....	137
II.B.5.3.6) Refinements to the model.....	139
II.B.5.3.6.a) Garnet segregation during melting.....	139
II.B.5.3.6.b) Contamination by continental crust.....	139
II.B.5.3.6.c) High Field Strength Element anomalies.....	140
II.B.5.4) Worldwide variability of komatiites explained by the model.....	140
II.B.5.4.a) Al ₂ O ₃ /TiO ₂ ratios.....	140
II.B.5.4.b) Examples of komatiites from other greenstone belts.....	141
II.B.5.4.c) Secular evolution of komatiites.....	143
Conclusions.....	144
Acknowledgements.....	144
Appendices.....	145
Appendix 1: Sample locations.....	145
Appendix 2: Petrographic descriptions.....	147
Appendix 3: FeO and Fe ₂ O ₃ recalculation method from measured total Fe ₂ O ₃	149
Appendix 4: Method for normalization of trace elements to parental liquid MgO.....	151
Appendix 5: Major elements, Zr and La against MgO diagrams for Al-depleted komatiites from Komati Fm.....	152
Appendix 6: Major elements, Zr and La against MgO diagrams for Al-enriched komatiites from Weltevreden Fm.....	153

Appendix 7: Major elements, Zr and La against MgO diagrams for Al-undepleted komatiites from Komati Fm.....	154
Appendix 8: Method for calculation of parental magma major-element content and minimum eruption temperature.....	155
Appendix 9: Path of the equilibrium melt of peridotite in O-Gt-Cpx space at 10 GPa from Eutectic to the initial source composition.....	156
Appendix 10: Parameters for the ERF function used to model φ as a function of P.....	157
Appendix 11: Discussion of model parameters and solutions.....	157
Appendix 12: Model best solution for Commondale komatiites.....	158
III. ÉTUDE ISOTOPIQUE ET ÉLÉMENTS HAUTEMENTS SIDÉROPHILES.....	159
III.A. SYSTÈMES ISOTOPIQUES Sm-Nd ET Lu-Hf.....	161
Introduction.....	163
1) Les systèmes isotopiques Sm-Nd et Lu-Hf et l’histoire du manteau.....	163
2) Précédentes études menées sur les komatiites de la ceinture de Barberton.....	167
III.A.1) Échantillons.....	170
III.A.2) Résultats.....	170
III.A.3) Analyse critique de la validité des résultats.....	175
III.A.3.1) Echantillons BD2, BD5 et MC6-4.....	175
III.A.3.2) Biais systématiques entre les séries.....	178
III.B. ÉLÉMENTS HAUTEMENT SIDÉROPHILES ET SYSTÈME ISOTOPIQUE Re-Os.....	183
Introduction.....	185
1) Les éléments hautement sidérophiles et l’histoire de la différenciation terrestre.....	185
2) Précédentes études menées sur les komatiites de la ceinture de Barberton.....	188
III.B.1) Échantillons.....	190
III.B.2) Résultats.....	191
III.B.3) Interprétations.....	195
III.B.3.1) Altération.....	195
III.B.3.2) Eléments Hautement Sidérophiles (HSE).....	197
III.B.3.2.a) Comportement de type « Kostomuksha ».....	197
III.B.3.2.b) Interprétation des spectres de HSE des échantillons de Weltevreden.....	198
III.B.3.3) Système de désintégration Re-Os et histoire des sources.....	199

III.C. DÉCOUPLAGE DES SYSTÈMES ISOTOPIQUES LITHOPHILES ET SIDÉROPHILE ET IMPLICATIONS POUR LE MANTEAU ARCHÉEN.....	201
Introduction.....	203
III.C.1) Samples.....	210
III.C.2) Analytical techniques.....	211
III.C.3) Results.....	211
III.C.4) Discussion.....	216
III.C.4.1) Outliers.....	216
III.C.4.2) Secondary processes: alteration and metamorphism.....	219
III.C.4.3) Isochron ages.....	220
III.C.4.4) Constraints on the mantle sources from Sm-Nd, Lu-Hf and Re-Os systematics.....	222
Conclusions.....	225
Conclusion générale.....	227
Perspectives.....	228
Références bibliographiques.....	230
Annexes.....	257
Annexe 1 : Descriptions des lames minces des échantillons.....	257
Annexe 2 : Carte géologique détaillée du secteur « Stromatolite Valley » en préparation à un forage.....	293
Annexe 3 : Compositions en éléments traces des liquides de fusion calculées par le modèle.....	294
Annexe 4 : Compositions en éléments-traces des sources calculées par le modèle.....	302
Annexe 5 : Compositions en éléments-traces des liquides de fusion calculés par le modèle.....	310
Annexe 6 : HSE systematics of the 3.3 Ga Weltevreden komatiites, South Africa and implications for the early Earth's history.....	318
Annexe 7 : Composante non-dégazée.....	332

INTRODUCTION

La Terre est une planète géologiquement active depuis 4,56 Ga. Au cours de son histoire, les modalités de l'activité géologique ont varié, comme en attestent les reliques de formations géologiques anciennes. De la période reculée de l'Archéen (Figure 0.1), ne subsistent au centre des vieux cratons que des granitoïdes pauvres en potassium appelés TTG (Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite) et de rares ceintures de roches vertes (Figure 0.2) principalement constituées de roches volcaniques mafiques, et ultramafiques. Parmi celles-ci, figurent un type de roches ultramafiques appelées komatiites. Il s'agit de roches volcaniques généralement effusives et dont les coulées sont souvent différenciées en une partie inférieure cumulative à olivine et pyroxène et une zone supérieure à longs cristaux squelettiques d'olivine ou de pyroxène dite « zone spinifex ». Les komatiites sont courantes à l'Archéen et rares aux périodes plus récentes. Elles témoignent donc de conditions géologiques courantes à cette époque et exceptionnelles ensuite. De part leur grand âge et la sensibilité particulière aux processus secondaires des roches ultrabasiques, les komatiites sont généralement très altérées et métamorphisées. La ceinture de roches vertes de Barberton en Afrique du Sud (3,5-3,2 Ga) comprend la succession de komatiites la moins altérée de l'Archéen inférieur et donc la plus propice à l'étude des mécanismes à l'origine de ce type de roche pendant l'histoire précoce de la Terre.

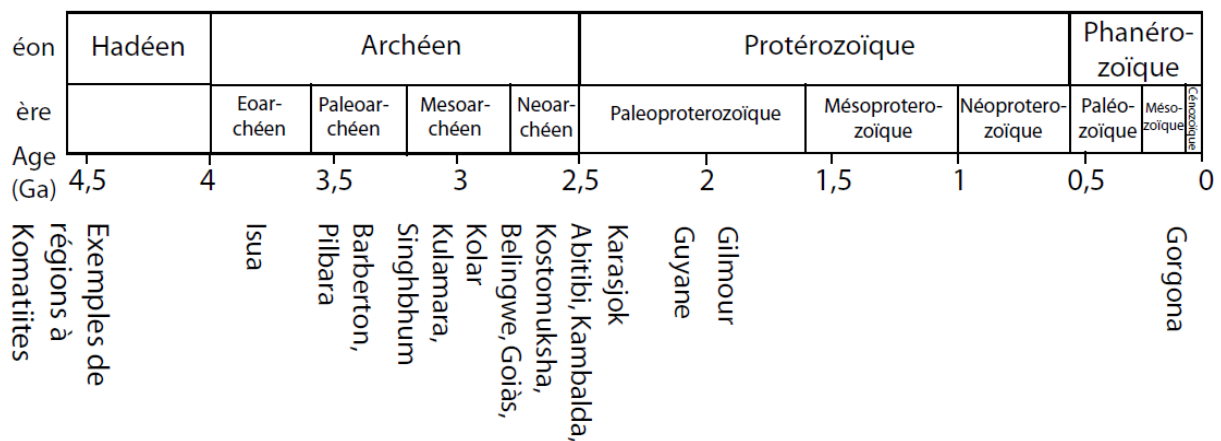


Figure 0.1 : Echelle des temps géologiques.

L'objectif de cette thèse est la compréhension de la pétrogenèse des komatiites de Barberton. Elle fournit des contraintes concernant l'état du manteau, sa dynamique et ses processus de fusion à l'Archéen inférieur. Pour la mener à bien, nous avons effectué une étude

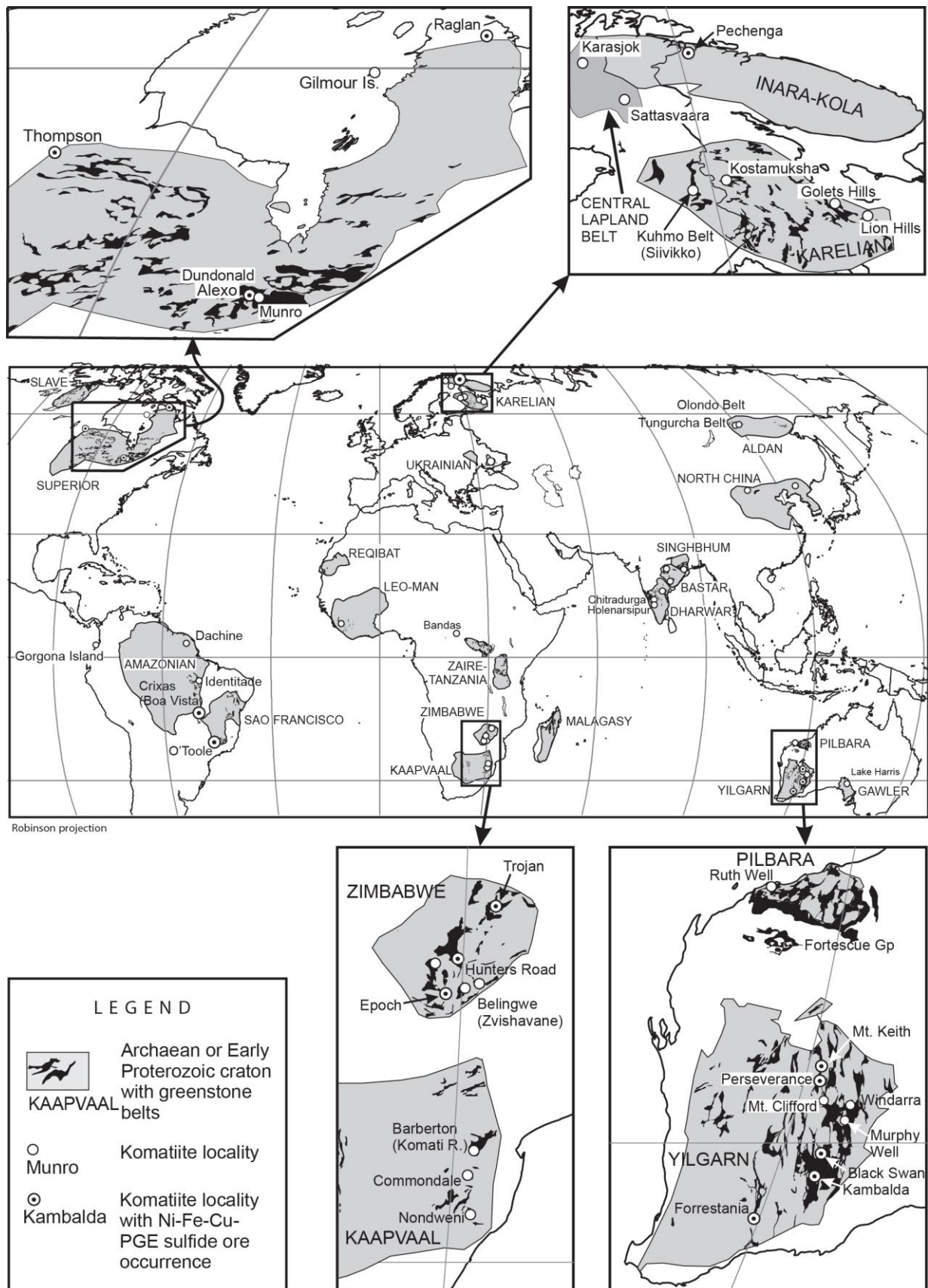


Figure 0.2 : Carte de la répartition mondiale des cratons archéens et protérozoïques supérieurs et des ceintures de roches vertes. D'après Arndt *et al.* (2008).

géologique, pétrologique, géochimique et isotopique exhaustive d'échantillons recouvrant toute l'histoire de la ceinture de Barberton (3,5-3.2 Ga). Les résultats obtenus nous ont permis d'élaborer un modèle original de « fusion profonde à haut taux de rétention » qui peut s'appliquer aussi bien aux komatiites de Barberton qu'à celles d'autres époques et d'autres régions du monde, et de mieux caractériser les sources mantelliques.

La première partie de ce manuscrit fait état des connaissances actuelles sur la géologie de l'Archéen, présente le type de roches « komatiite », détaille le travail effectué au cours de cette thèse et décrit les méthodes analytiques que nous avons employées. La seconde partie propose un nouveau modèle de fusion pour les komatiites de Barberton : « La fusion profonde à haut taux de rétention ». La troisième partie est basée sur une étude des systèmes isotopiques Sm-Nd, Lu-Hf, Re-Os et des éléments hautement sidérophiles à partir desquels je caractérise les sources des komatiites de Barberton. Suivent une conclusion générale et des annexes.

I. Contexte et méthodes

I.A. Géologie de la Terre précoce

I.A.1) POINT DE VUE PHYSIQUE

I.A.1.1) Modèles de refroidissement de la Terre

La Terre est si massive ($5,9736 \times 10^{24}$ kg) que lors de son accréation, il y a 4,56 Ga ; elle a, par les impacts qui l'ont formée, probablement accumulé assez d'énergie pour fondre entièrement (Safronov *et al.*, 1986 ; Cameron & Benz, 1991 ; Rubie *et al.*, 2003). La Figure I.1 montre deux modèles de chemins temps-température possibles pour le refroidissement du manteau jusqu'à aujourd'hui. Le modèle classique (Sharpe & Peltier, 1978 ; Davies, 1980 ; Schubert *et al.*, 1980 ; Turcotte, 1980 ; Spohn & Schubert, 1982 ; Christensen, 1985 ; Honda & Iwase, 1996 ; Davies & Gerald, 2007) est une décroissance monotone de la température (courbe A dans la Figure I.1). Plus récemment, un modèle alternatif a été proposé par Korenaga (2008) (courbe B). Il suppose qu'après une phase de refroidissement rapide (commune aux deux modèles) pendant les premières centaines de millions d'années qui suivirent l'accréation, le manteau soit remonté en température pour atteindre un maximum à l'Archéen puis se soit ensuite refroidi progressivement jusqu'à aujourd'hui.

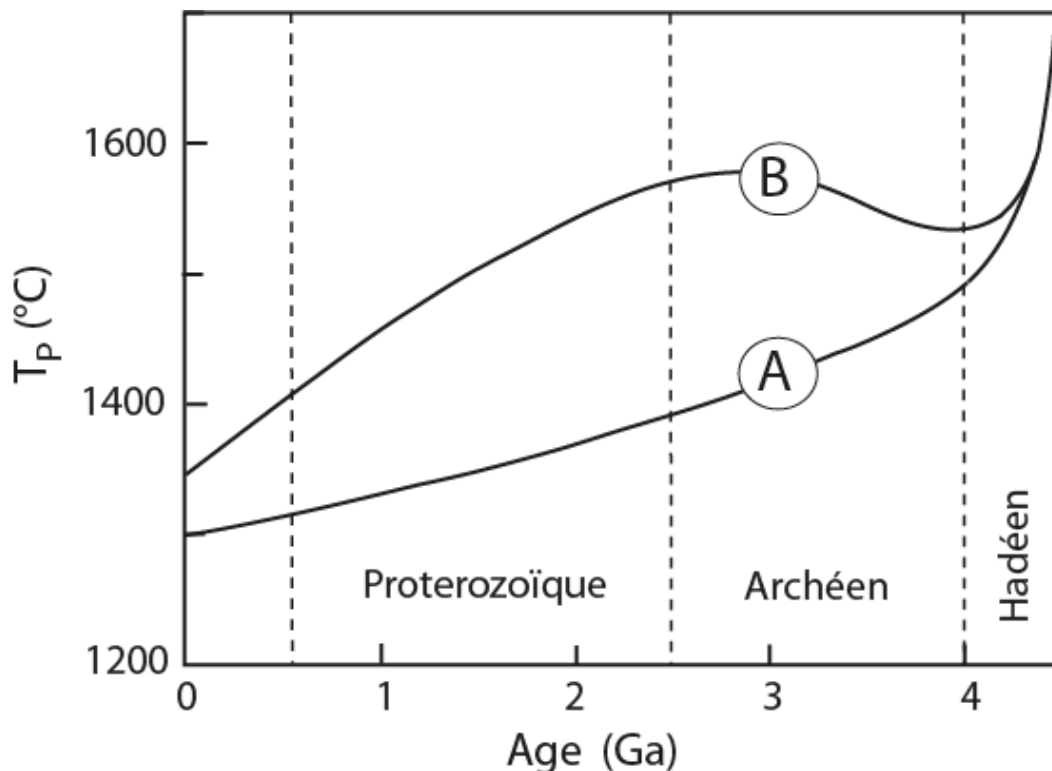


Figure I.1 : Les deux principaux modèles d'histoire thermique de la Terre.

T_p : température potentielle du manteau. Figure modifiée de (Herzberg *et al.*, 2010). A : modèle classique de refroidissement monotone. B : modèle alternatif (Korenaga, 2008).

I.A.1.2) Régimes géodynamiques

Le régime géodynamique que nous connaissons actuellement pour le manteau supérieur est « la tectonique des plaques ». Elle se caractérise par la dérive de plaques lithosphériques rigides, et n'est possible que si la lithosphère océanique créée aux dorsales est recyclée par subduction. Les plaques lithosphériques entrent en subduction parce que le manteau lithosphérique est plus dense que le manteau asthénosphérique sous-jacent et qu'il y coule entraînant avec lui la croûte, bien que cette dernière, moins dense, s'y oppose.

Les deux types de modèle de refroidissement présentés ci-dessus s'accordent sur le fait qu'à l'Hadéen et à l'Archéen, le manteau était plus chaud qu'actuellement. Or, plus le manteau est chaud, moins le manteau lithosphérique est à même de faire couler la lithosphère dans l'asthénosphère et plus la croûte s'y oppose. En effet, plus le manteau est chaud, plus ses taux de fusion sont forts ; et donc plus le manteau lithosphérique résiduel est appauvri en Fe (qui est un élément incompatible) ce qui le rend moins dense ; et plus la croûte est épaisse (Sleep & Windley, 1982 ; Bickle, 1986 ; Abbott *et al.*, 1994 ; Foley *et al.*, 2003 ; Korenaga, 2006 ; Figure I.2). De plus, dans un manteau plus chaud qu'à l'actuel, le manteau lithosphérique est plus fin voire absent car il est limité vers le bas par l'isotherme 1300°C.

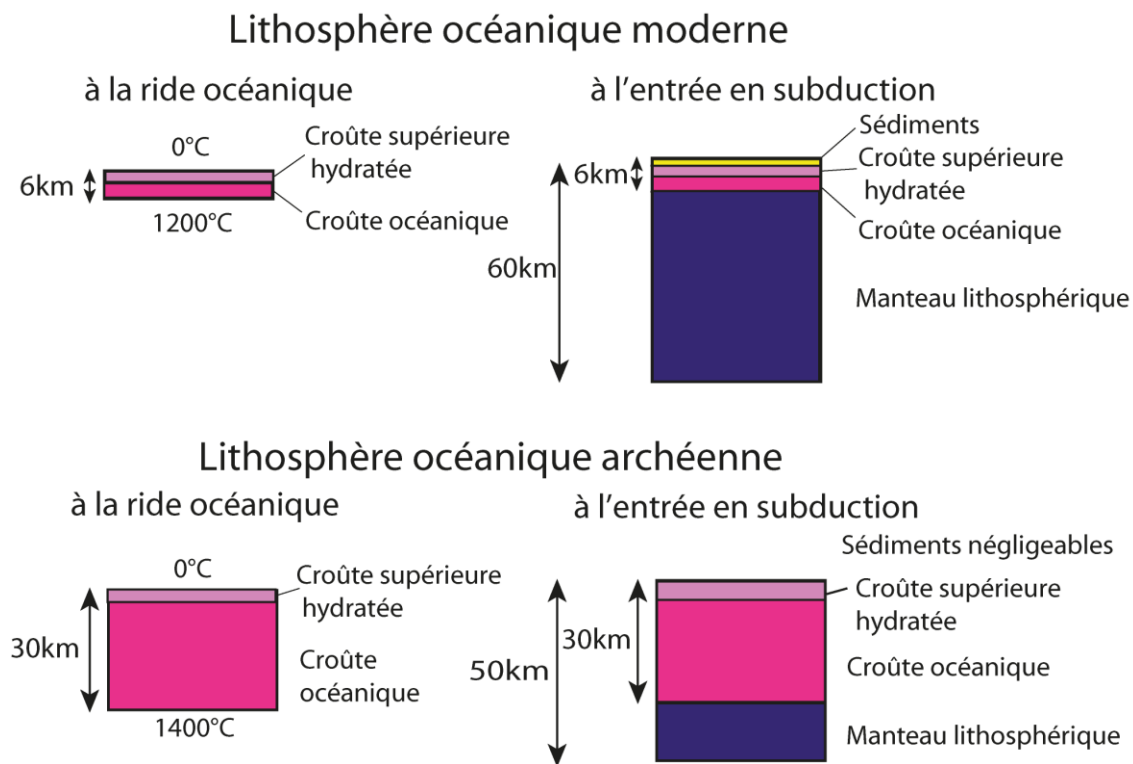


Figure I.2 : Coupes des lithosphères océaniques moderne et archéenne. D'après le cours « A brief history of Earth » de N.Arndt.

Ainsi, dans le cas d'un manteau plus chaud comme à l'Hadéen et à l'Archéen, l'entrée en subduction des plaques est plus difficile qu'aujourd'hui. Il se peut même que cet effet ait empêché toute subduction de se produire à ces époques (Molnar & Gray, 1979 ; Vlaar, 1986 ; Vlaar & Van den Berg, 1991 ; Van Thienen *et al.*, 2004) et que le régime géodynamique du manteau supérieur ait été de nature différente de la tectonique des plaques (qui suppose la subduction) ; comme par exemple avec une plaque unique épaisse recyclée par délamination (Vlaar *et al.*, 1994 ; Van Thienen *et al.*, 2004a). Même, si la tectonique des plaques était bien le régime géodynamique opérant à l'Hadéen et à l'Archéen, elle a dû avoir d'autres modalités que celle d'aujourd'hui car, en plus d'être moins facilement subductables, les plaques lithosphériques étaient moins rigides (Kröner, 1981) car plus chaudes et plus fines, et la croûte était plus découplée du manteau lithosphérique (Rey & Houseman, 2006). Pour ces raisons, les plaques tectoniques auraient été moins bien définies et plus petites, et leur mode de déformation aurait été plus réparti. Dans les zones de collision, les reliefs créés devaient être plus bas, plus étalés comme par exemple dans la région du plateau tibétain aujourd'hui qui est une zone où la croûte est particulièrement chaude, épaisse et à déformation répartie (Clark & Royden, 2000 ; Unsworth *et al.*, 2005).

I.A.2) TÉMOINS GÉOLOGIQUES

I.A.2.1) Roches magmatiques

Les témoins les plus anciens du magmatisme terrestre sont des cristaux de zircon provenant de l'orthoquartzite du Narryer Gneiss Terrane (> 3,3 Ga) dans le craton Yilgarn en Australie. Le plus vieux d'entre eux a été retrouvés dans les collines dénommées Jack Hills et a un âge de 4.4 Ga (Wilde *et al.*, 2001). Son spectre de terres-rares et ses inclusions de silice nous apprennent qu'il a cristallisé en équilibre avec un magma acide (Wilde *et al.*, 2001). Ce zircon est enrichi en $\delta^{18}\text{O}$ ce qui ne peut provenir que d'une interaction avec de l'eau de surface (Wilde *et al.*, 2001). Deux origines peuvent expliquer ces caractéristiques : soit la fusion hydratée en zone de subduction, soit la fusion anatectique de roches altérées par des fluides hydrothermaux ou de l'eau de surface. La première possibilité suppose directement que de la subduction opérait à l'Hadéen. La seconde le suggère indirectement. En effet, à de très rares exceptions (Islande ; Zellmer *et al.*, 2008 ; Martin & Sigmarsson, 2010), l'anatexie telle qu'on la connaît aujourd'hui ne produit des magmas acides que par la refonte de croûte

continentale déjà acide. Ainsi, dans l'immense majorité des cas, elle suppose l'existence préalable de croûte continentale. Or, on ne connaît qu'un seul moyen efficace de générer de la croûte continentale à partir du manteau : la fusion en zone de subduction. Il est, bien sûr, possible d'imaginer que la roche acide mère des zircons de Jack-Hills soit issue de la fusion anatectique d'une croûte océanique mafique de l'Hadéen plus épaisse que l'actuelle et plus chaude, mais de telles productions anatectiques de roches acides sont rares dans les grands plateaux océaniques phanérozoïques. Ainsi, il est peu probable qu'un tel processus soit à l'origine des zircons de Jack-Hills.

La roche terrestre la plus ancienne connue est le gneiss d'Acasta au Canada qui est vieux de 4,03 Ga (Bowring & Williams, 1999). Il s'agit d'un orthogneiss dont le protolithe était une roche intermédiaire à acide de type TTG (Tonalite, Trondhjemite, Granodiorite). A nouveau, cela suggère que de la subduction avait lieu à cette époque car c'est le seul mécanisme que nous connaissions capable de générer en quantité importante des magmas de ce type.

A 3,82 Ga, les gneisses d'Amitsôq (Baadsgaard *et al.*, 1986) au Groenland sont également dérivés de TTG et ont donc probablement été formés en zone de subduction également. Ensuite, on retrouve des TTG jusqu'à la fin de l'Archéen (craton Kaapvaal à 3,7-3 Ga ; Viljoen & Viljoen, 1969d ; Pilbara 3,5-3,3 Ga, Hickman, 1983 ; craton canadien 4-2,5 Ga, Wyman *et al.*, 2010, Feng & Kerrich, 1992 ; craton scandinave ~2,7, Kovalenko *et al.*, 2005, Samsonov *et al.*, 2005) puis ils déclinent au début du Protérozoïque pour être progressivement remplacés par les roches intermédiaires et acides des séries calco-alcalines telles qu'elles sont produites actuellement en zone de subduction.

A partir de 3,8 Ga, on retrouve, sur les vieux cratons, des unités géologiques appelées ceintures de roches vertes (par exemple Isua au Groenland à 3,8 Ga, Myers, 2001 ; Barberton en Afrique du Sud à 3,5 Ga, Viljoen & Viljoen, 1969b ; Pilbara en Australie à 3,5 Ga, Williams & Collins, 1990 ; Abitibi au Canada à 2,7 Ga, Sproule *et al.*, 2002 ; Est de la Baie d'Hudson au Canada à 1,9 Ga, Baragar *et al.*, 1981 etc...) Il s'agit de séquences déformées et métamorphisées de roches principalement volcaniques mafiques et ultramafiques, et sédimentaires. Les ceintures de roches vertes sont courantes à l'Archéen puis disparaissent au début du Protérozoïque. Leurs séquences sont majoritairement constituées de basaltes tholéitiques qui sont chimiquement et minéralogiquement très similaires aux basaltes actuels de plateaux océaniques tels que celui d'Ontong Java (Taylor, 2006) ou des Kerguelen (Frey *et al.*, 2000) avec cependant des concentrations plus fortes en FeO, indiquant une fusion à plus forte pression (Herzberg & O'Hara, 2002) et plus faibles en TiO₂ ainsi qu'en éléments traces

incompatibles, impliquant des taux de fusion plus forts. Ces différences indiquent un manteau plus chaud que l'actuel.

5 à 30% des séquences des ceintures de roches vertes sont constitués de roches volcaniques ultramafiques appelées komatiites. Leurs taux de MgO extrêmement forts (>18% en poids d'oxyde) et leurs très faibles concentrations en éléments-traces incompatibles (~ de une à cinq fois celles du manteau primitif) font d'elles les témoins de la fusion de régions mantelliques particulièrement chaudes (Arndt, 2003).

I.A.2.2) Séries métamorphiques anciennes

On ne retrouve des séquences métamorphiques du type des séquences de subduction actuelles (faciès schiste vert, schiste bleu, amphibolite et éclogite) que jusqu'à il y a 800 Ma et à la subduction Panafricaine (Agbossoumondé *et al.*, 2004). Pour les périodes plus anciennes (Protérozoïque et Archéen), on retrouve par contre des séquences progrades de plus haute température (faciès schiste vert, amphibolite puis granulite sans passer par le faciès éclogite) au Protérozoïque et à l'Archéen, ce qui suggère que de la subduction avait bien lieu mais dans un manteau plus chaud (Moyen *et al.*, 2006 ; Brown, 2008).

I.A.2.3) Indices structuraux

Les cartes géologiques des ceintures de roches vertes archéennes telles que la Figure I.3 montrent que celles-ci forment des réseaux anastomosés de synclinaux pincés entre des plutons de TTG. Les contacts entre les ceintures de roches vertes et ces plutons sont en général des failles sub-verticales. Ceci est habituellement interprété comme une structure gravitaire (Chardon *et al.*, 1998 ; Lin, 2005). Les ceintures de roches vertes plus denses se seraient déformées et fragmentées pour se couler entre les plutons de TTG moins denses (Figure I.4). Ce type de déformation appelé « sagduction » ou tectonique verticale (par opposition avec les mouvements crustaux actuels chevauchant le long de plans plus proches de l'horizontale) était possible à l'Archéen car la croûte, plus chaude, était plus ductile ; mais ne l'a plus été par la suite.

Cependant, des études sismiques qui ont été menées dans les cratons canadien, scandinave, Yilgarn en Australie, et Kaapvaal en Afrique du Sud (Cook *et al.*, 1998 ; Ludden & Hynes, 2000 ; Rondenay *et al.*, 2008 ; Chen *et al.*, 2009) ont mis en évidence des réflecteurs à faible pendage interprétés comme des chevauchements anciens. Ceux-ci

montrent qu'à l'Archéen et au Protérozoïque, il y avait également des mouvements de tectonique horizontale.

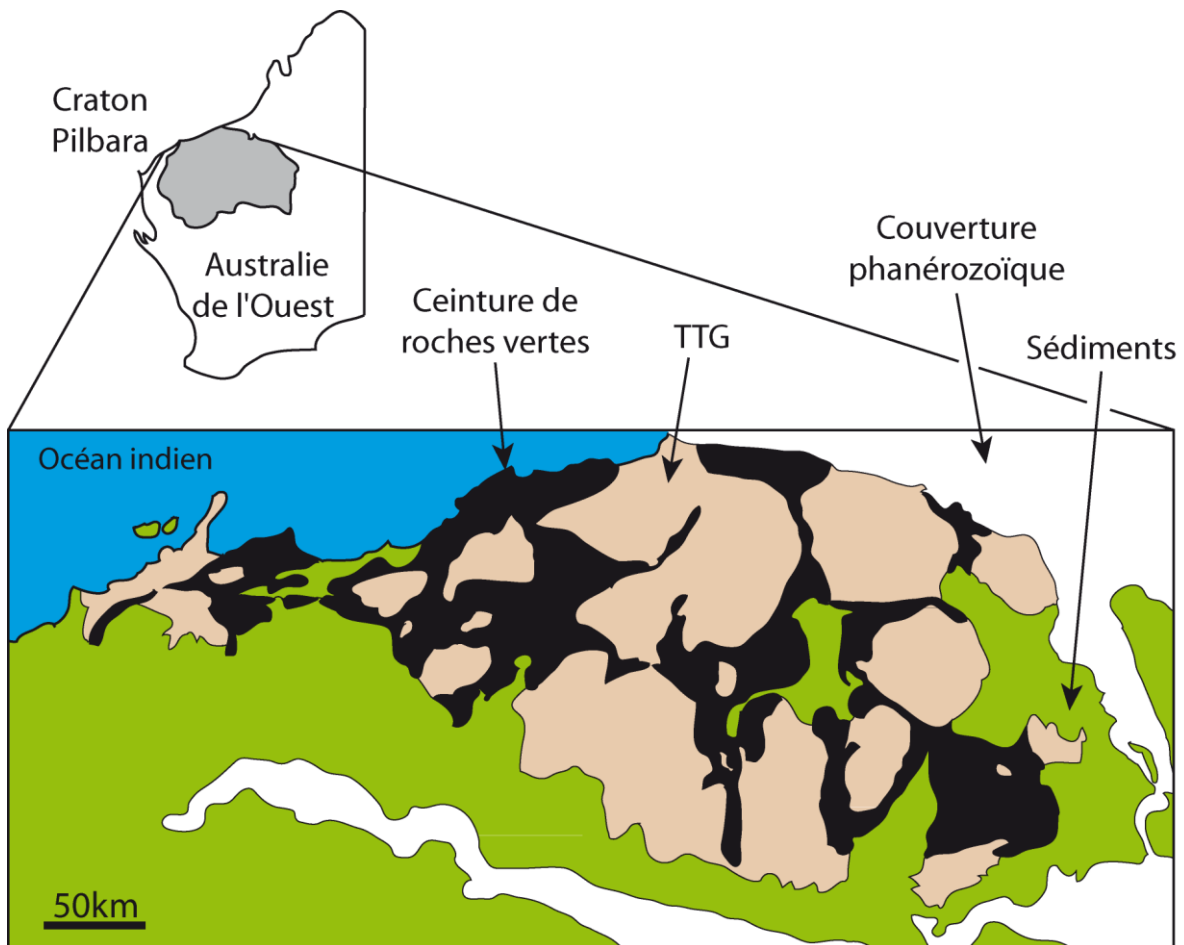


Figure I.3 : Carte géologique du nord du craton Pilbara. Modifiée de Blake (1993).

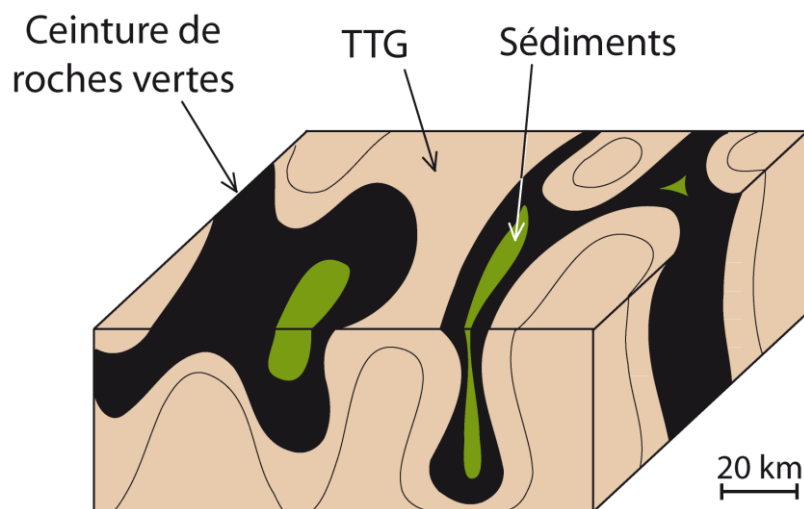


Figure I.4 : Bloc-diagramme montrant la déformation des ceintures de roches vertes archéennes entre les TTG : la « sagduction ». Représentation simplifiée d'une partie du craton Dharwar (Inde) modifiée de Bouhallier *et al.* (1995).

Pour conclure, le manteau était très vraisemblablement plus chaud à l'Archéen ce qui entravait l'entrée des plaques en subduction sans cependant l'empêcher totalement. Les déformations crustales étaient probablement plus réparties, les reliefs moins marqués et les mouvements tectoniques crustaux communément verticaux. Cependant, des mouvements crustaux chevauchant de type tectonique-horizontale étaient également possibles.

I.B. Les komatiites

Les komatiites sont des roches volcaniques ultramafiques. Elles sont définies par deux critères : un taux de MgO supérieur à 18% en poids d'oxydes (Figure I.5) et une texture de cristallisation particulière appelée texture « spinifex » à olivine. Celle-ci se caractérise par un habitus particulier pour les cristaux d'olivine : des plaquettes macroscopiques qui se rassemblent et s'empilent parallèlement les unes aux autres dans une matrice microcristalline ou vitreuse (Figure I.6 ; Arndt & Nesbitt, 1982). On définit les basaltes komatiitiques par un taux de MgO intermédiaire entre celui des basaltes et celui des komatiites, i.e. compris entre 12 et 18% en poids d'oxyde. Ils présentent également une texture « spinifex » mais à pyroxène, i.e. à cristaux de pyroxène aciculaires macroscopiques qui se rassemblent en aiguilles.

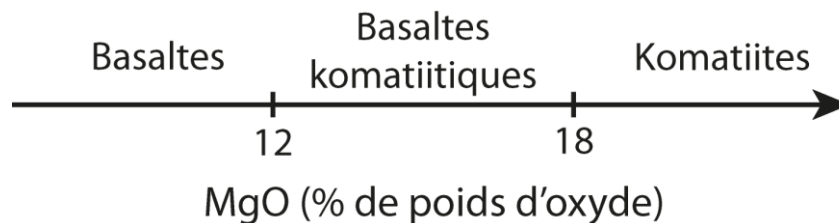


Figure I.5 : Définition des komatiites et basaltes komatiitiques par leur taux de MgO.

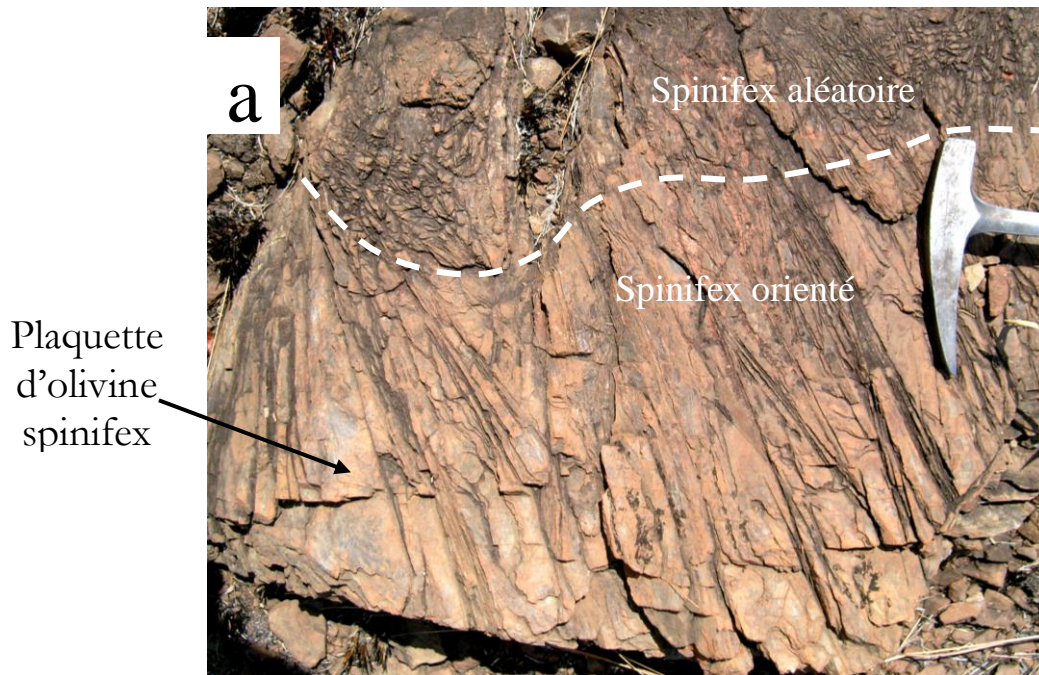
I.B.1) RÉPARTITION

Les Figures 0.1 et 0.2 montrent que l'on trouve des komatiites communément dans les ceintures de roches vertes Archéennes puis, à part quelques exemples recensés au Protérozoïque (Ile Gilmour au Canada, Karasjok en Finlande...) et un exemple au Crétacé (Ile Gorgona), elles disparaissent ensuite. Elles semblent donc être liées à des conditions géologiques caractéristiques de l'Archéen.

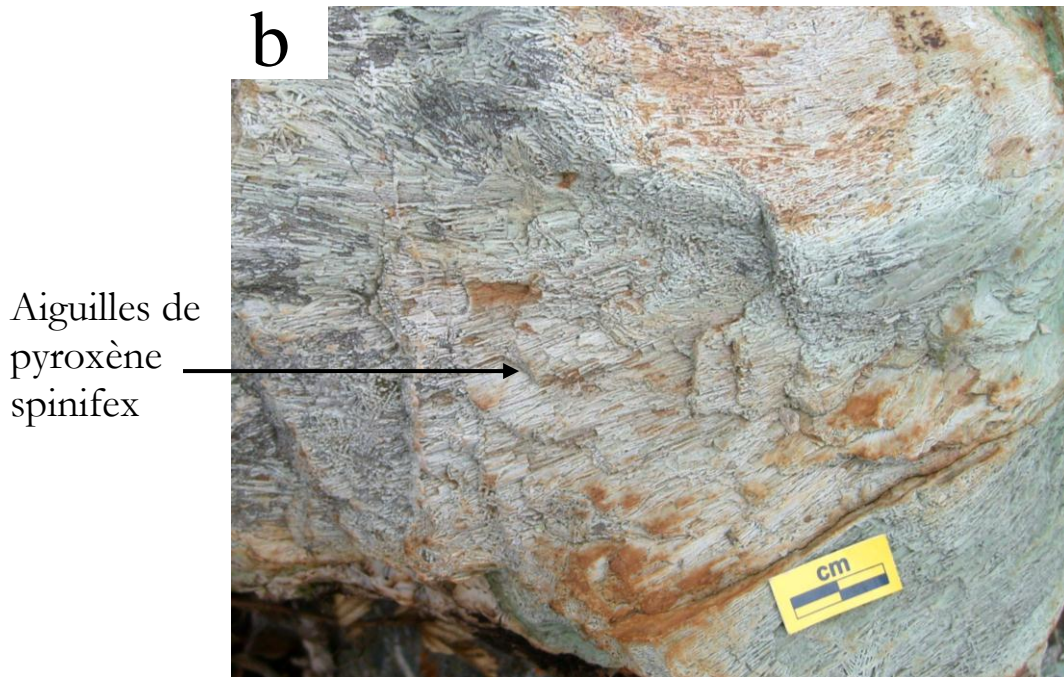
I.B.2) CARACTÉRISTIQUES DE TERRAIN

Les komatiites ne représentent que 5 à 30% (Arndt *et al.*, 2008) de la succession magmatique des ceintures de roches vertes. Elles sont intercalées entre des coulées de basaltes tholéitiques majoritaires et quelques unités intermédiaires à acides. Elles affleurent sous forme de coulées volcaniques ou de sills intercalés dans la pile volcanique. L'épaisseur de ces unités est en général comprise entre 1 et 10 mètres. Elle peut cependant atteindre jusqu'à

plusieurs centaines de mètres dans le cas d'unités à forte accumulation d'olivine interprétées comme des chenaux majeurs d'écoulement des laves.



Spinifex à olivine



Spinifex à pyroxène

Figure I.6 : Spinifex à olivine (a) et spinifex à pyroxène (b). Ceinture de Barberton, formations Komati (a) et Mendon (b).

Leshner *et al.* (1984), Jensen & Langford (1985) et Hill *et al.* (1995) ont montré que certaines de ces coulées ou sills s'étendent latéralement sur une centaine de km environ. Prendergast (2003) a même proposé que des groupes de coulées soient corrélatifs sur près de 700km. Si l'on considère l'absence courante d'affleurements continus ainsi que les déformations marquées et le métamorphisme qui ont généralement affecté les komatiites rendant difficile de suivre les unités sur de longues distances, on peut supposer que des continuités latérales sur des telles distances (et peut-être même sur de plus grandes) étaient courantes et qu'ainsi, les coulées et sills de komatiite couvraient de très vastes surfaces.

Les coulées de komatiite peuvent être massives ou différenciées. Dans le premier cas, elles sont constituées de péridotite uniforme aux grains d'olivine sub-automorphes et de pyroxène prismatiques ou pœcilitiques. Quand elles sont différenciées, elles sont constituées d'une zone supérieure à texture dite « spinifex » (zone A ; Pyke *et al.*, 1973) et d'une zone inférieure cumulative (ou zone B ; Pyke *et al.*, 1973 ; Figure I.7). La zone spinifex se divise en une bordure figée supérieure (A1), sous laquelle on trouve une zone de spinifex

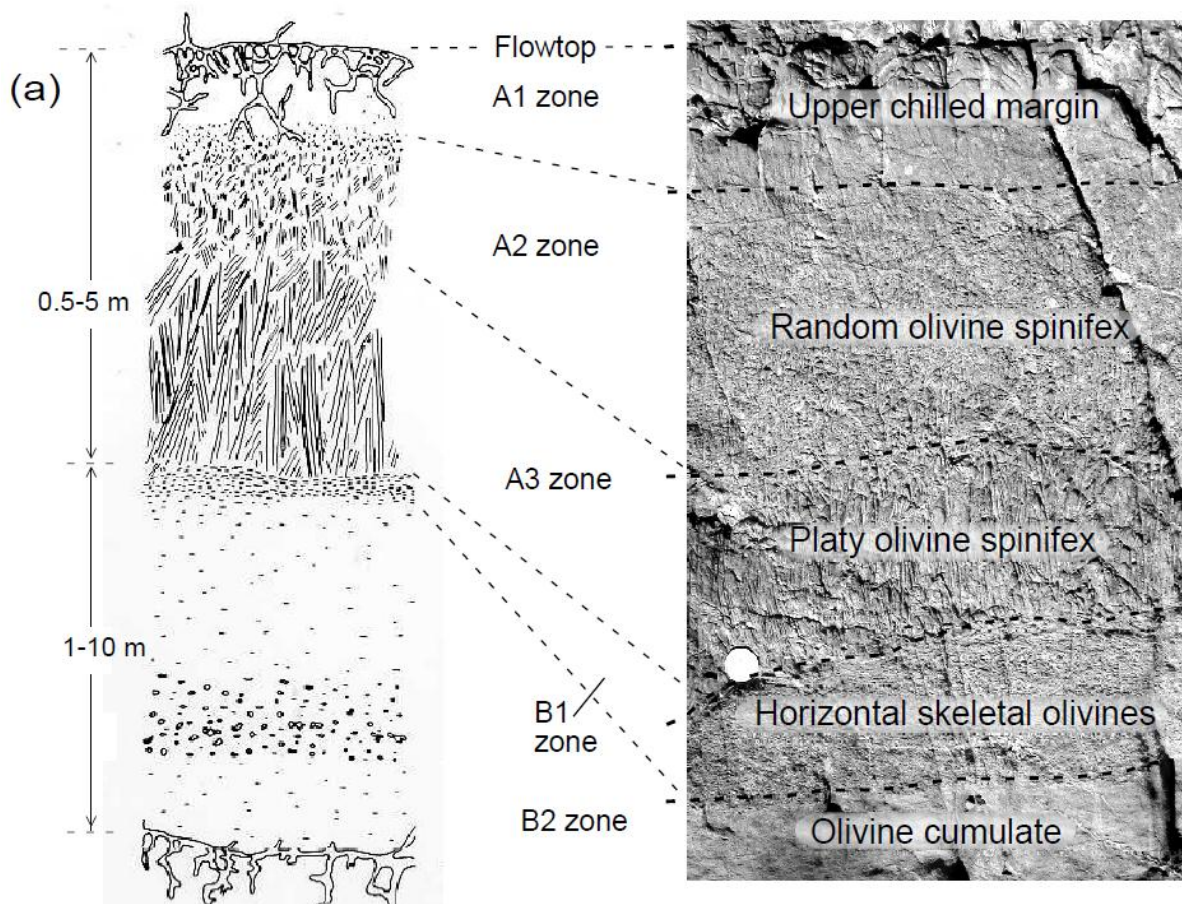


Figure I.7 : Coupe d'une coulée différenciée de komatiite d'après Arndt *et al.* (2008). Voir texte pour les labels des différents niveaux.

isotrope aux cristaux spinifex courts (centimétriques ou inférieurs) sans orientation préférentielle (A2), puis une zone de spinifex orienté (A3) aux cristaux préférentiellement verticaux et plus longs (jusqu'à un mètre). La zone cumulative se divise en un niveau fin (B1) parfois très réduit (ou absent), de cristaux d'olivine squelettiques foliés dans le plan horizontal, sous lequel on trouve un niveau plus épais (B2) de cumulat à olivine sub-automorphe et/ou pyroxène pœcelitique, et enfin une bordure figée inférieure.

Dans de rares cas, on trouve des komatiites sous forme de dépôts pyroclastiques (Barberton, Weltevreden Fm, Stiegler et al., 2008, Stiegler et al., 2010 ; Sattasvaara, Saverikko, 1985).

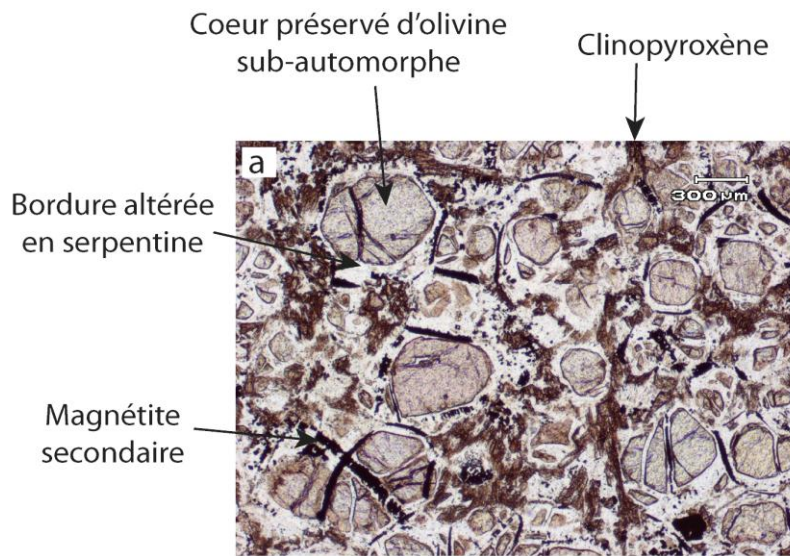
Les komatiites ne présentent pas de « pillow lava » tels qu'on les trouve dans les basaltes et qui sont diagnostiques d'éruptions sous-marines. Cependant, les coulées de komatiite sont toujours intercalées avec des coulées de basaltes tholéitiques présentant des pillow-lava et/ou des niveaux de sédiments sous-marins, ce qui démontre que les komatiites se sont épanchées en milieu sous-marin.

I.B.3) MINÉRALOGIE

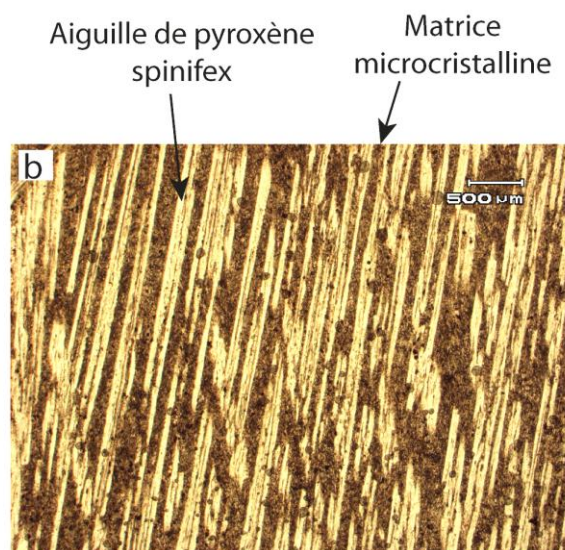
La minéralogie primaire des komatiites est dominée par l'olivine. Celle-ci est présente sous forme de cristaux trapus, sub-automorphes de taille caractéristique 0,2 mm dans les cumulats (Figure I.8.a) ; et sous forme de plaquettes macroscopiques dans la zone spinifex. Le pyroxène est le second minéral le plus abondant (le premier dans les basaltes komatiitiques). Il peut être prismatique ou pœcelitique à inclusions d'olivine dans les cumulats ; est sous forme d'aiguilles macroscopiques dans la zone spinifex (Figure I.8.b) ; et constitue l'essentiel de la matrice microcristalline. Il s'agit essentiellement de clinopyroxène, mais certains types de komatiite présentent également des quantités importantes d'orthopyroxène (Barberton, Weltevreden Fm, Kareem, 2005 ; Comondale, Wilson, 2003...). On trouve de la chromite automorphe de taille caractéristique 0,05mm dans la matrice ou en inclusion dans l'olivine. Enfin, on observe des feldspaths plagioclases que dans de rares cas (Ile Gorgona ; Echeverría, 1980) car le liquide à partir duquel les minéraux cristallisent est habituellement trop mafique pour ce minéral.

Les komatiites sont souvent très altérées, et leurs minéraux primaires sont en grande partie remplacés par des minéraux secondaires. Il arrive cependant assez couramment que les textures primaires soient, quant-à-elles, bien préservées nonobstant le remplacement des

minéraux primaires (Viljoen & Viljoen, 1969a ; Kareem, 2005). L'olivine est le minéral le plus facilement altéré ; il est habituellement totalement altéré en serpentine + magnétite. L'orthopyroxène est également très souvent totalement altéré en bastite. Le clinopyroxène, n'est souvent que partiellement altéré en trémolite et chlorite. La chromite est souvent complètement altérée en magnétite. La matrice microcristalline et vitreuse est totalement altérée en chlorite et trémolite.



Orthocumulat à olivine
(échantillon MC4-2)



Spinifex orienté à pyroxène
(échantillon HOG3)

Figure I.8 : Lames minces de komatiites de la ceinture de Barberton. (a) formation Weltevreden. (b) formation Hooggenoeg.

Dans l'« Appendix 2 » de la partie II.B. de ce manuscrit, la description de la minéralogie des komatiites étudiées au cours de cette thèse est plus amplement développée ; et l'Annexe 1 de ce manuscrit rassemble les descriptions détaillées de la minéralogie de chaque échantillon.

I.B.4) COMPOSITION CHIMIQUE

	Komatiites	N-MORBs (Hofmann, 1988)
SiO ₂	45-50%	~50%
Al ₂ O ₃	~5%	~15%
FeO(total)	~10%	~10%
MgO	25-30%	~8%
CaO	5-10%	~11%
Na ₂ O	<1%	~2,5%
TiO ₂	~0,25%	~1,5%
Terres-rares et HFSE	~1 à 3 fois manteau primitif	~10 fois manteau primitif
NiO	~0,25%	~0,2%
Cr ₂ O ₃	~0,5%	-

Tableau I.1 : Comparaison des compositions chimiques des komatiites et des MORBs. Concentrations en pourcents de poids d'oxydes.

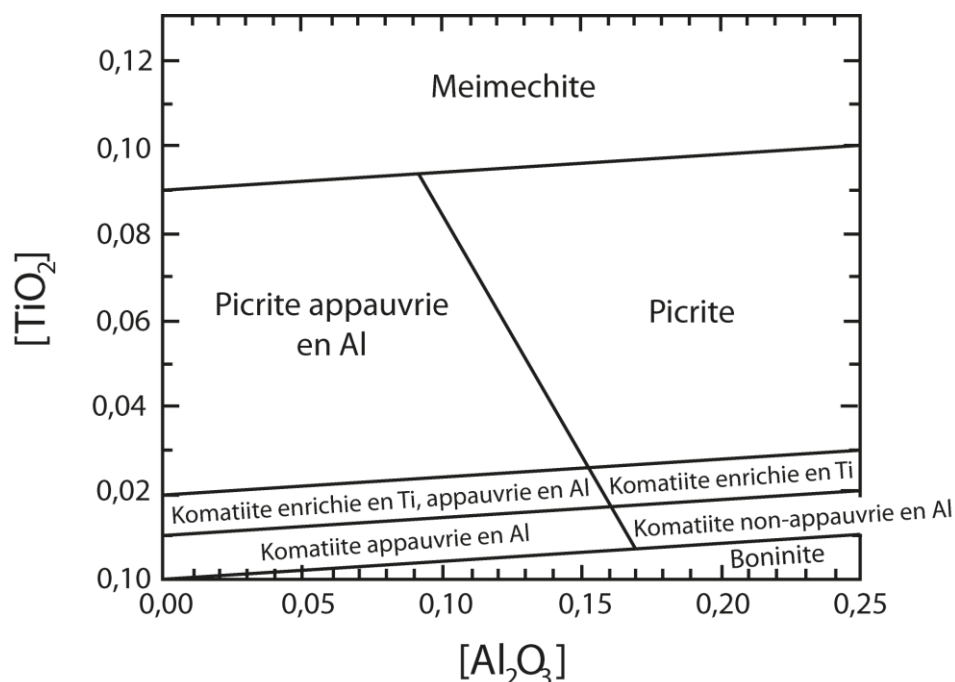


Figure I.9 : Roches volcaniques riches en MgO (Hanski, 1992). Concentrations en TiO₂ et Al₂O₃ en proportions molaires projetées depuis la composition de l'olivine en suivant la procédure décrite dans Hanski (1992)

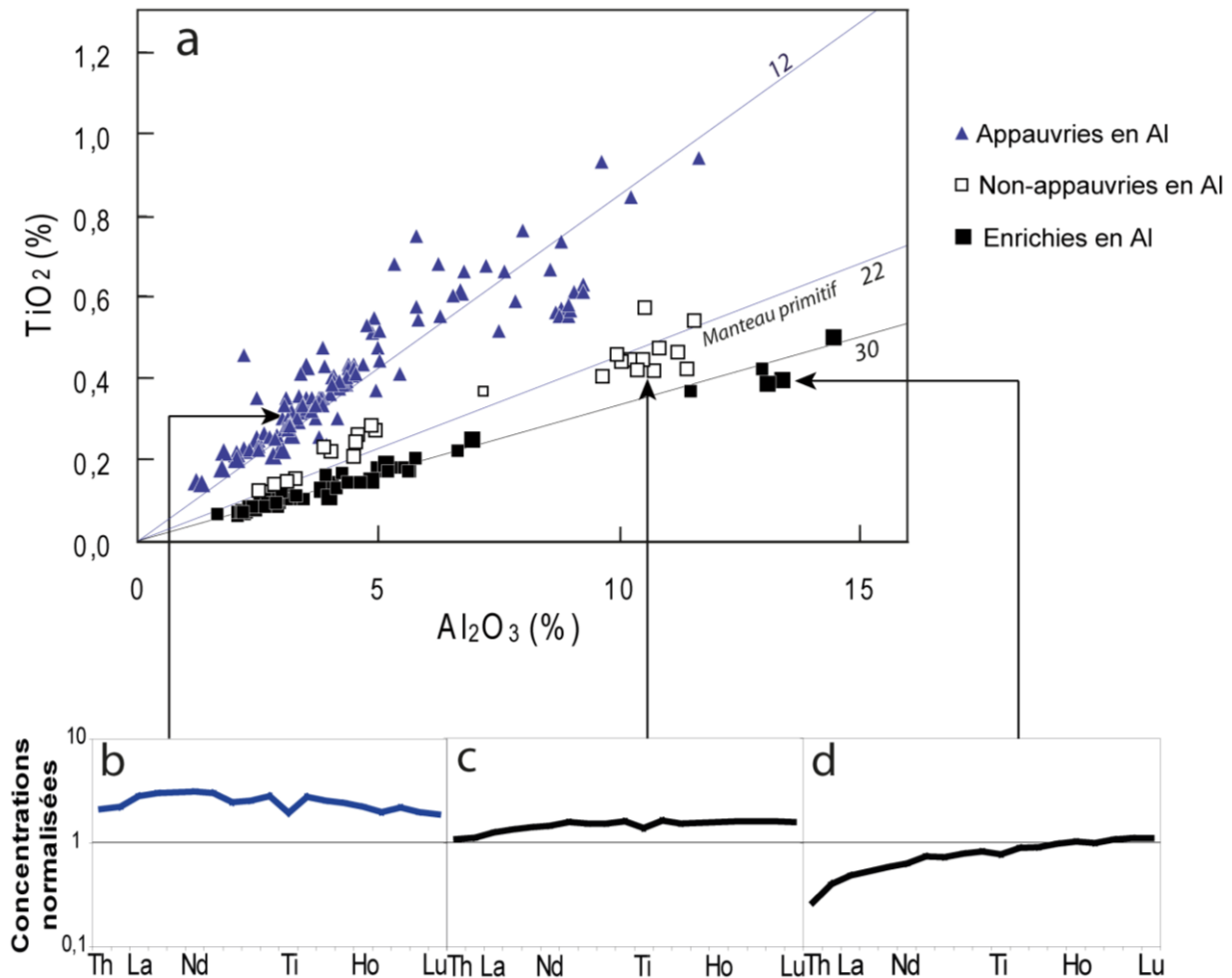


Figure I.10 : Caractéristiques chimiques principales des trois types de komatiites. Les diagrammes b, c et d sont les spectres d'éléments-traces (Th, Nb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Zr, Hf, Eu, Ti, Gd, Tb, Dy, Ho, Y, Er, Yb et Lu) caractéristiques de chaque type. Les valeurs indiquées sont les rapports $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$. Les concentrations sont normalisées à 100% de matière anhydre sans volatils. Les concentrations des éléments traces sont normalisées au manteau primitif (McDonough & Sun, 1995).

Un fort taux de MgO définit les komatiites (>18% en poids d'oxyde). Cette forte concentration en MgO s'accompagne des fortes concentrations des autres éléments compatibles avec les roches du manteau : NiO, Cr_2O_3 ... Symétriquement, en comparaison avec les autres roches magmatiques, les komatiites possèdent de faibles concentrations en éléments incompatibles tels que SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO, Na_2O , K_2O , éléments traces à fort champ cristallin (HFSE) ou terres rares (Tableau I.1). Parmi les éléments incompatibles, seul FeO a des concentrations similaires dans les komatiites et les MORBs.

Les komatiites sont distinguables des autres roches magmatiques ultramafiques par leur taux de TiO_2 . Celui-ci est intermédiaire entre celui des boninites (plus faible) et ceux des picrites et meimechites (plus forts ; Figure I.9)

On classe habituellement les komatiites en trois types distincts : (1) le type appauvri en Al ou « type Barberton » est caractérisé par un rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ sous-chondritique aux alentours de 10 et par un appauvrissement en terres-rares lourdes. ; (2) le type enrichi en Al est caractérisé par un rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ super-chondritique entre 30 et 60 et un enrichissement en terres-rares lourdes. (3) le type Al non-appauvri ou « type Munro » est caractérisé par un rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ proche de celui du manteau primitif (~22) et un spectre de terres-rares lourdes plat (Figure I.10). La Figure I.10 montre que ces termes de « appauvri », « non-appauvri » et « enrichi » en Al sont trompeurs. L'essentiel de la différence dans les rapports $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ est, en fait, due à une différence de concentration en TiO_2 , qui est plus haute pour les komatiites « appauvries » que pour les « enrichies » en Al. Cependant, je continuerai d'utiliser ces termes dans ce manuscrit car ils sont très couramment utilisés dans la littérature et qu'ils attirent l'attention sur les concentrations relatives en Al des différents types. Or, celle-ci, en étant contrôlée par la présence ou l'absence de grenat dans le résidu de fusion, a une importance cruciale pour la compréhension de la pétrogenèse des komatiites.

Les komatiites sont quasiment toujours appauvries en terres-rares légères par rapport aux terres-rares moyennes et lourdes.

I.B.5) LES KOMATIITES DE BARBERTON

La ceinture de roches vertes de Barberton (Figure I.11) est traversée par la rivière « Komati ». C'est à proximité de cette rivière parmi les niveaux de ce que l'on appellera plus tard « Formation Komati » qu'en 1969 (Viljoen & Viljoen, 1969c) ont défini le type de roches « Komatiite ». Depuis, les komatiites de la ceinture de Barberton ont été régulièrement étudiées, si bien que leur séquence stratigraphique est aujourd'hui bien connue et datée (Byerly *et al.*, 1996 ; Lowe & Byerly, 1999 ; Figure I.12), et leurs caractéristiques géologiques et pétrologiques abondamment décrites (Viljoen & Viljoen, 1969b ; Viljoen *et al.*, 1983 ; Byerly, 1999 ; Kareem, 2005). Au cours de ces 40 dernières années, diverses études géochimiques ont été menées. Elles ont fourni d'assez complets jeux de données en éléments majeurs, traces et isotopiques (Viljoen & Viljoen, 1969b ; Williams & Furnell, 1979 ; Smith *et al.*, 1980 ; Arndt & Nesbitt, 1982 ; Jahn *et al.*, 1982 ; Viljoen *et al.*, 1983 ; Lahaye *et al.*, 1995 ; Blichert-Toft & Arndt, 1999 ; Byerly, 1999 ; Parman *et al.*, 2001 ; Maier *et al.*, 2003 ; Blichert-Toft *et al.*, 2004 ; Chavagnac, 2004 ; Kareem, 2005 ; Cooper, 2008).

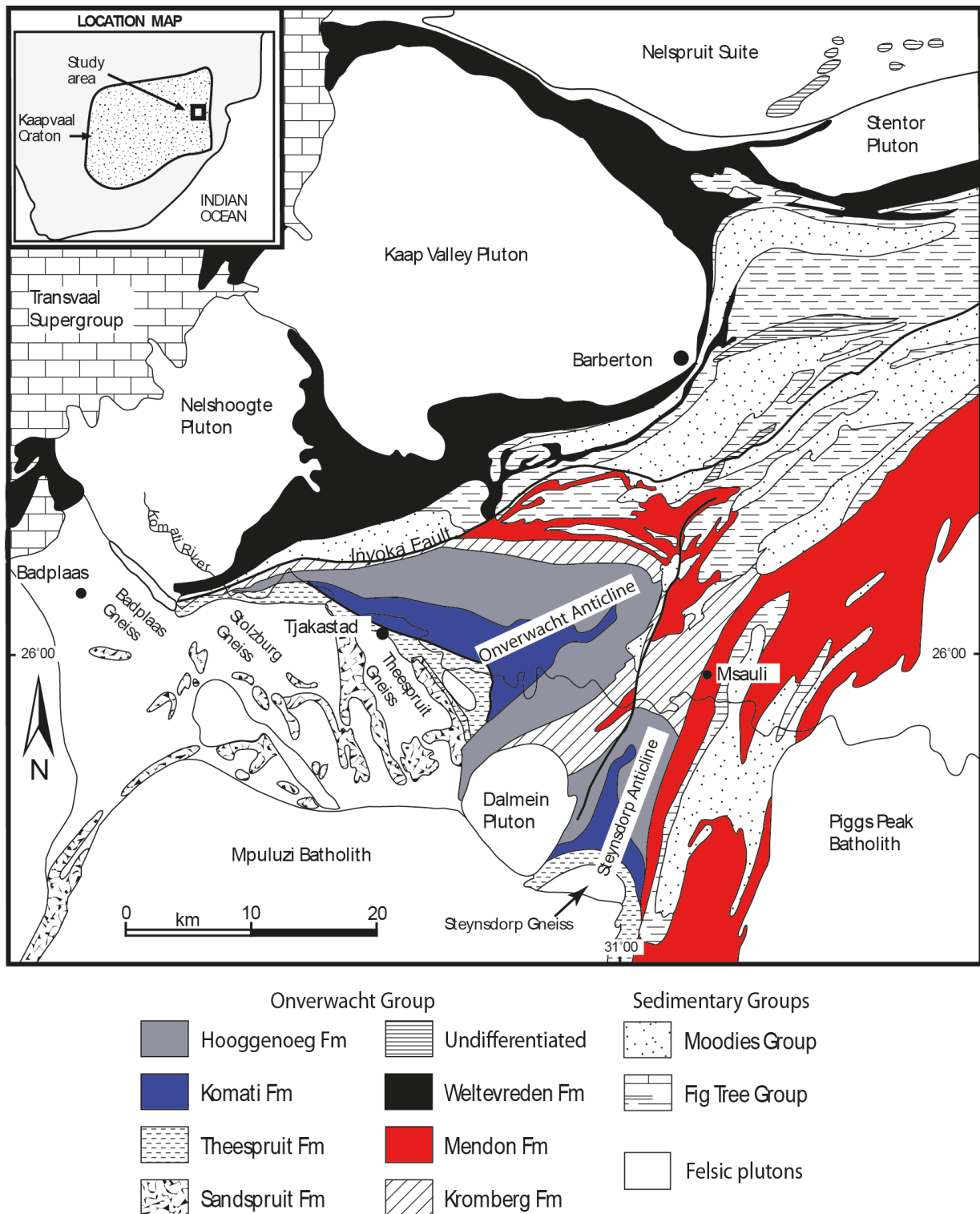


Figure I.11 : Carte géologique de la ceinture de Barberton et de ses environs (modifiée de Hofmann, 2005). Les formations géologiques en couleurs sont celles contenant des komatiites.

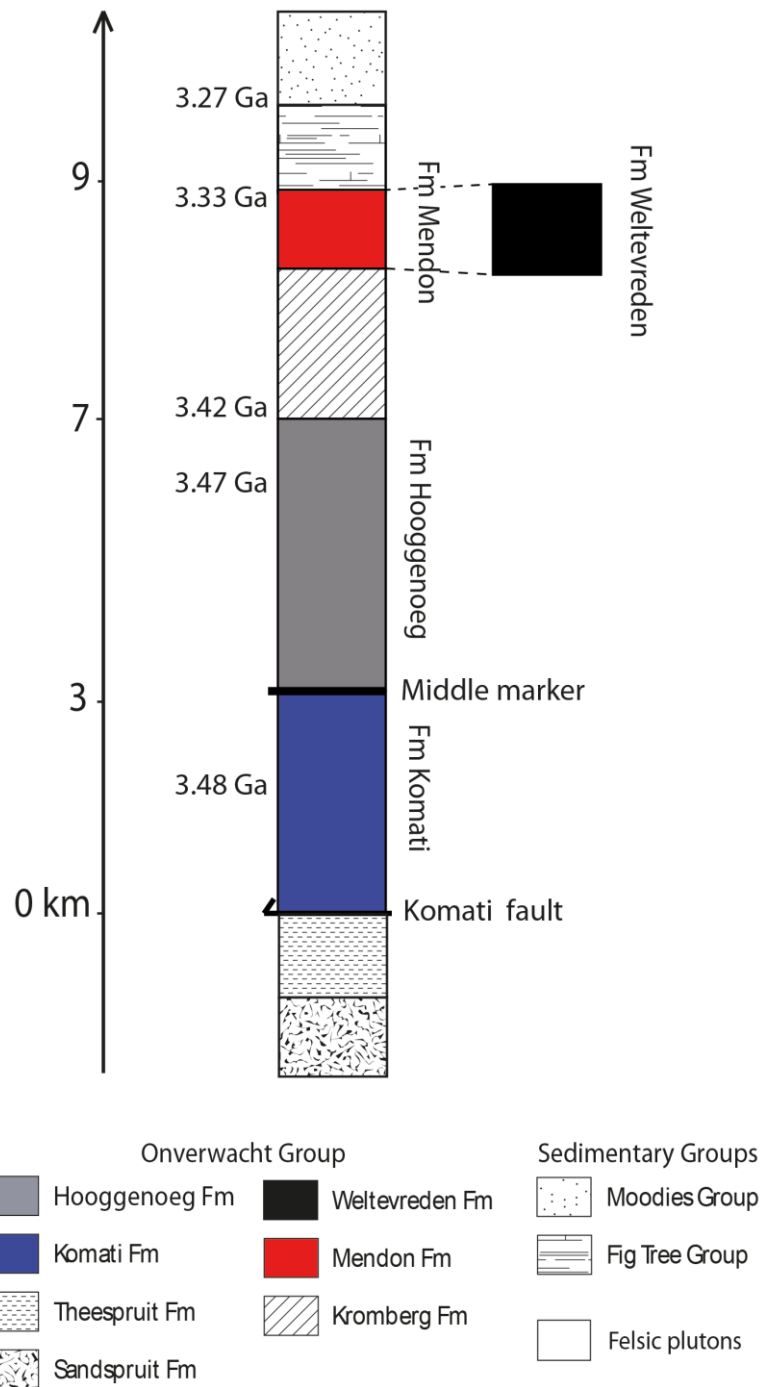


Figure I.12 : Echelle stratigraphique de la ceinture de Barberton. Les formations géologiques en couleurs sont celles contenant des komatiites (âges d'après Armstrong *et al.*, 1990 et Byerly *et al.*, 1996).

La ceinture de Barberton comprend des komatiites de $\sim 3,5$ Ga et d'autres de $\sim 3,3$ Ga. Il s'agit des komatiites les mieux préservées de cet âge. On y trouve la plus importante succession de komatiites appauvries en Al au monde ainsi que les deux autres types. Il s'agit donc d'un terrain particulièrement propice à l'étude de la pétrogenèse de ces roches au début de l'Archéen.

I.C. Travail accompli et méthodes analytiques

I.C.1) TRAVAIL ACCOMPLI

Cette thèse a pour but de répondre à deux des questions principales concernant la pétrogenèse des komatiites : Par quel mécanisme de fusion ont-elles été formées ? Et que nous apprennent-elles sur le manteau à l'Archéen ? Pour y répondre, nous avons utilisé l'exemple des komatiites de la ceinture de Barberton en raison de leur âge ancien (Paléoarchéen) et de leur relativement bon état de préservation. Nous avons réalisé une étude géologique de terrain, et une étude pétrologique et géochimique exhaustive d'échantillons de komatiite recouvrant l'essentiel de l'histoire magmatique de la ceinture de Barberton. Nous avons ensuite modélisé la fusion mantellique et les sources de ces komatiites.

Nous avons mené deux missions de terrain dans la région de Barberton en Afrique du Sud d'une durée d'une semaine (du 20 au 27 septembre 2007) puis d'un mois (juillet 2008) dans le but d'observer par nous-mêmes le contexte des coulées que nous allions étudier, de les échantillonner et de dresser des cartes géologiques détaillées de deux sites en préparation à un forage scientifique (voir Figure II.5 et Annexe 2). Les informations relatives au contexte géologique de nos échantillons et les descriptions de leurs unités sont données dans la partie II.B. Nous avons, au cours de ces missions, prélevé 40 échantillons auxquels nous avons ajouté 33 échantillons fournis par Gary Byerly de l'université de Louisiane à Baton-Rouge (Etats-Unis) et par Alan Wilson de l'université de Witwatersrand à Johannesburg (Afrique du Sud).

Nous avons ensuite décrit des lames minces pour tous ces échantillons (Annexe 1) par microscopie optique à L'Institut des Sciences de la TERRE de Grenoble.

Nous avons analysé les compositions en éléments majeurs et traces de la quasi-totalité de notre collection d'échantillons. Puis, sur la base de ces informations et de nos études pétrologique et de terrain, avons sélectionné 33 échantillons pour en étudier les systèmes isotopiques Sm-Nd et Lu-Hf, et 9 échantillons pour en étudier le système isotopique Re-Os et les compositions en éléments hautement sidérophiles.

Enfin, à l'aide du logiciel Microsoft EXCEL, nous avons développé un modèle de fusion mantellique original pour reproduire les caractéristiques des komatiites de Barberton.

I.C.2) MÉTHODES ANALYTIQUES

I.C.2.1) Analyse des éléments majeurs

Nous avons analysé les compositions en éléments majeurs par spectroscopie optique au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines et suivant le protocole publié dans Chauvel *et al.* (2011).

I.C.2.1.a) Propreté du matériel

L'eau que nous avons utilisée pour nos rinçages et dilutions était de l'eau ultra-pure d'une résistance de 18,2 M Ω . Entre chaque utilisation les béchers utilisés ont été essuyés, rincés à l'eau ultra-pure puis lavés en trois bains successifs de 24h sur plaque chauffante à ~100°C. Les deux premiers bains ont été effectués en acide chlorhydrique (HCl) 7N et HNO₃ 7N. Nous avons utilisé pour le premier bain de l'acide ayant déjà servi une ou deux fois puis pour le second, de l'acide neuf. Le troisième bain était en eau ultra-pure. Entre chaque bain, nous avons rincé les béchers trois fois à l'eau ultra-pure.

I.C.2.1.b) Dissolution des échantillons

Nous avons réduit les échantillons en poudre, au marteau puis en utilisant un broyeur circulaire en agate, et en avons prélevé une aliquote d'entre 50 et 60 mg par échantillon pour l'analyser. Pour la dissolution, nous avons employé 40 gouttes d'acide nitrique (HNO₃) 14N une fois distillé et 15 gouttes d'acide fluorhydrique (HF). HNO₃, qui est un acide fort, acidifiait la solution ce qui attaquait la poudre de roche par réaction entre les ions hydroniums H₃O⁺ acides de la solution et les bases O²⁻ des oxydes de la roche. L'HF avait pour fonction de complexer le silicium en un complexe d'hexafluorosilicate SiF₆²⁻ plus soluble que les oxydes de silicium et ainsi, d'augmenter l'efficacité de l'attaque. Cette étape de dissolution a duré 24h sur plaque chauffée à 80°C. Pendant la dissolution, nous avons gardé fermés les béchers contenant les échantillons pour ne pas perdre une partie du Si qui est volatil sous la forme de complexe SiF₆²⁻. Nous avons ensuite stocké les solutions dans un frigidaire, après y avoir ajouté 20mL d'acide borique (H₃BO₃) concentré à 25mg.L⁻¹ pour empêcher la formation de complexes SiF₆²⁻ susceptibles de s'évaporer et 10 gouttes par litre de HNO₃ pour que tous les composés soient maintenus en solution.

I.C.2.1.c) Analyse

Pour effectuer les mesures, nous avons dilué les solutions en les transvasant dans des bouteilles de 250 mL que nous avons ensuite complétées avec de l'eau ultra-pure.

Les analyses ont été effectuées sur un Spectromètre à Emissions optiques de type ICP-AES (Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry) Perkins-Elmer 3000DV au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA) à Grenoble (France).

Une séquence de mesure type se déroule par les passages successifs de la sous séquence suivante :

- un blanc de calibration (i.e. solution de passage) permet de faire le zéro sur le spectromètre.
- 3 à 5 standards de calibration (roches naturelles ou standards artificiels) permettent d'étalonner la réponse du spectromètre.
- une dizaine d'échantillons.

Dans la dernière sous-séquence, on passe 3 ou 4 bis ; c'est-à-dire que l'on mesure à nouveau 3 ou 4 échantillons ou standards à partir des mêmes solutions de passage pour vérifier la stabilité du spectromètre.

I.C.2.1.d) Principe de fonctionnement de l'ICP-AES

Une pompe introduit la solution contenant l'échantillon dans un nébuliseur qui la pulvérise en un aérosol. Celui-ci est injecté dans une torche à plasma où il est vaporisé et ionisé à des températures de l'ordre de 8000K. En se désexcitant, les éléments ionisés du plasma émettent un rayonnement électromagnétique dans des longueurs d'onde qui les caractérisent. La mesure par le spectromètre optique de ces rayonnements permet de les reconnaître et de les quantifier.

I.C.2.1.e) Conversion des rayonnements mesurés en concentrations

Nous avons utilisé les aires des pics correspondants aux raies d'émission de chaque élément mesuré comme proxy de leur concentration. Nous avons soustrait l'aire du pic d'émission mesuré pour l'échantillon à celle mesurée pour les blancs, et nous l'avons comparé au nombre de coups mesuré pour les standards de calibration (BEN, BR24 et UB-N pour certaines séries et différentes dilutions d'un standard artificiel pour les autres) dont les concentrations sont connues (Govindaraju, 1994 ; Blais et al., 2000).

On a supposé que les aires des pics d'émission étaient proportionnelles aux concentrations des éléments émetteurs. Nous avons calculé ces dernières en faisant une

régression linéaire entre les différents standards de calibration pour certaines séries et entre les différentes dilutions du standard artificiel pour les autres (Figure I.13).

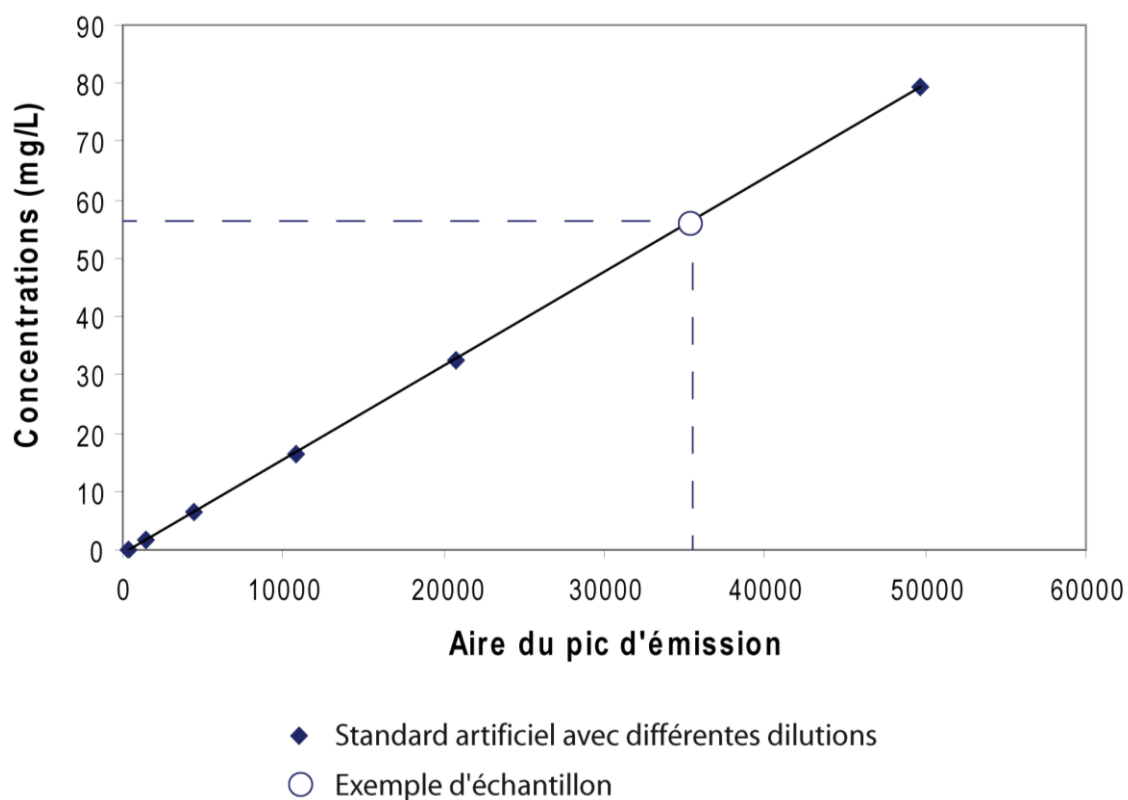


Figure I.13 : Corrélation définie par différentes dilutions du standard artificiel entre l'aire du pic d'émission et la concentration. Exemple de Si mesuré par sa raie d'émission de longueur d'onde 251,611 nm.

Nous nous sommes affranchis des dérives temporelles de l'appareil en mesurant les standards de calibration à chaque début de sous-séquence.

I.C.2.1.f) Validation des données et incertitude

Pour vérifier que nos échantillons n'ont pas été sensiblement contaminés au cours des manipulations, pour chaque série de mesures, un blanc a suivi le même protocole que les échantillons. Les concentrations obtenues sur ces blancs étaient inférieures à 0,1% en poids d'oxyde. Les limites de détection que nous avons considérées sont 3 fois les concentrations mesurées pour les blancs, elles sont de l'ordre de 0,1%.

Standard	BEN (Govindaraju, 1994)	BR24 (Blais et al., 2000)	UB-N (Govindaraju, 1994)	BIR-1 (Govindaraju, 1994)	AGV-1 (Govindaraju, 1994)	BHVO-2 (Plumlee, 1998)	BEN (N=2)	σ BEN	BR24 (N=3)	σ BR24	UB-N (N=4)	σ UB- N	BIR-1 (N=2)	σ BIR-1	AGV1	BHVO-2
SiO ₂ (% poid)	38.20	46.20	39.43	47.70	58.80	49.90	38.4	0.61	46.2	0.28	39.5	0.32	47.3	0.002	58.5	49.4
TiO ₂	2.61	2.96	0.11	0.97	1.05	2.73	2.57	0.04	3.04	0.11	0.10	0.01	0.93	0.03	1.00	2.72
Al ₂ O ₃	10.07	13.60	2.90	15.4	17.2	13.5	10.1	0.14	13.7	0.28	2.40	0.23	15.5	0.07	17.0	13.5
Fe ₂ O ₃ tot	12.84	12.50	8.34	11.3	6.77	12.3	12.8	0.16	12.9	0.35	8.20	0.16	11.3	0.04	7.26	12.2
MnO	0.20	0.16	0.12	0.18	0.10	0.17	0.20	0.003	0.17	0.001	0.12	0.0005	0.17	0.0004	0.10	0.17
MgO	13.15	9.60	35.21	9.70	1.53	7.23	13.3	0.29	9.83	0.06	35.1	0.28	9.57	0.16	1.41	7.14
CaO	13.87	9.40	1.20	13.4	4.94	11.4	14.0	0.24	9.59	0.10	1.17	0.05	13.2	0.01	4.89	11.4
Na ₂ O	3.18	3.06	0.10	1.81	4.26	2.22	3.18	0.02	3.01	0.07	0.11	0.01	1.79	0.01	4.18	2.18
K ₂ O	1.39	0.76	0.02	0.03	2.92	0.52	1.39	0.002	0.75	0.02	-	-	-	-	2.87	0.50
P ₂ O ₅	1.05	0.45	0.04	0.03	0.49	0.27	1.08	0.06	0.46	0.08	-	-	-	-	0.52	0.08
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	0.07	-	0.30	-	-	-	-	-
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	0.05	-	0.25	-	-	-	-	-
LOI	2.45	0.71	-	-	-	-	2.94	-	0.62	-	-	-	-	-	-	-
Total	99.01	99.40	87.47	100.52	98.06	100.24	99.9	-	100.0	-	86.8	-	99.8	-	97.8	99.3

Tableau I.2 : Concentrations moyennes mesurées sur les standards de contrôle. Sont reportées les moyennes sur toutes les séries.

N : nombre de mesures pour chaque standard. BEN, BR24 et UB-N étaient les standards de calibration pour une partie des séries ; pour les autres, nous avons utilisé des standards artificiels à 1000ppm Chem-lab dilué. σ est l'écart type entre les différentes mesures sur le standard, il est exprimé en % de la concentration dans le standard.

Nous avons vérifié l'exactitude des données acquises en dissolvant et mesurant six standards internationaux : BEN, BR24 et UB-N (lorsqu'ils n'étaient pas utilisés comme standards de calibration, c'est à dire pour les séries calibrées à partir de standards artificiels) ainsi que BIR-1, AGV-1 et BHVO-2, dont les concentrations sont connues (Govindaraju, 1994). La précision externe de nos mesures est l'écart-type entre les différentes mesures (de 1 à 4 mesures) effectuées sur chacun de ces standards de contrôle. Elle est en général inférieure à 2% de la concentration mesurée (Tableau I.2).

Pour chaque échantillon et chaque élément, le spectromètre effectue 3 mesures à la suite. La précision interne que nous avons considérée est l'écart type entre ces trois mesures. Elle est en toujours inférieure à 2% de la concentration mesurée (Tableau I.3).

Nous avons considéré comme incertitude analytique la plus mauvaise valeur entre les précisions interne et externe. Elle est généralement inférieure à 2% des concentrations mesurées à part pour Na₂O (~5%), K₂O (~10%) et P₂O₅ (>100%). Nos mesures de Na₂O, K₂O, et surtout de P₂O₅ sont donc peu précises et ne seront pas exploitées dans cette étude.

	SS012	SS018	HOG5	HOG6
Si 251,611	0,3	0,6	0,3	0,4
Ti 334,941	0,2	0,9	0,4	0,6
Al 308,215	0,5	0,6	0,5	0,5
Fe 238,204	0,3	0,6	0,2	0,6
Mn 257,610	0,1	1	0,7	0,7
Mg 279,079	0,4	0,6	0,6	0,6
Ca 396,847	0,3	0,8	0,5	0,7
Na 589,592	2	4	20	0,8
K 766,491	9	10	51	6
P 213,618	111	212	150	3099

Tableau I.3: Précisions internes de nos mesures des concentrations en éléments majeurs. Exemples des 4 échantillons SS012, SS013, HOG5 et HOG6. Les nombres indiqués dans la première colonne sont les longueurs d'onde de mesure en nm. Les précisions internes sont exprimées en % de l'intensité reçue.

Nous avons fait un duplicata dans chaque série d'échantillons analysés, c'est à dire que nous avons prélevé deux aliquotes de poudre d'un même échantillon et leur avons fait suivre tout le protocole d'attaque et de mesure séparément pour vérifier la reproductibilité de la méthode. Les résultats obtenus étaient à chaque fois conformes dans la fourchette de l'incertitude analytique (Tableau I.4).

Echantillon	BD4	BD4dup	Différence (%)	HOG1	HOG1 dup	Différence (%)	MC4-3	MC4-3dup	Différence (%)
SiO ₂ (% poids d'oxyde)	48,1	48,0	0,07	55,8	55,7	0,10	45,2	45,2	0,01
TiO ₂	0,34	0,34	0,00	0,41	0,41	0,00	0,09	0,09	0,00
Al ₂ O ₃	3,7	3,7	0,01	10,2	10,3	0,06	2,9	2,9	0,02
Fe ₂ O ₃ tot	12,2	12,1	0,08	10,1	10,2	0,06	9,0	8,9	0,11
MnO	0,16	0,16	0,00	0,18	0,18	0,00	0,12	0,12	0,00
MgO	29,7	29,8	0,07	10,3	10,4	0,05	39,7	39,8	0,15
CaO	5,0	5,1	0,07	9,4	9,5	0,07	2,0	2,0	0,02
Na ₂ O	0,31	0,31	0,00	2,96	2,97	0,00	0,01	0,01	0,00
K ₂ O	<DL	<DL	-	0,30	0,31	0,01	<DL	<DL	-
P ₂ O ₅	<DL	<DL	-	0,2	<DL	-	<DL	<DL	-
Cr ₂ O ₃	0,29	0,68	0,38	0,12	0,12	0,00	0,74	0,73	0,01
NiO	0,18	0,23	0,05	0,02	0,02	0,00	0,19	0,19	0,00
LOI	8,5	<DL	-	3,7	3,7	-	10,9	10,9	-
Total	100,0	100,4	-	100,0	100,0	-	100,0	100,0	-

Tableau I.4 : Comparaison des duplicata. Différences en % de la roche totale.

I.C.2.1.g) Perte au feu

Les échantillons contiennent une certaine proportion d'éléments volatils (essentiellement de l'eau). Pour les komatiites qui sont des roches altérées, cela représente 5 à 15% en poids d'oxydes. L'eau contenue dans les poudres d'échantillon a deux origines. La plus grande partie est de l'eau de structure ; elle provient des minéraux hydratés de la roche. Le reste est de l'humidité atmosphérique qui se fixe à la poudre et dont la proportion varie avec les conditions atmosphériques et donc peut changer d'un jour à l'autre. La mesure de la perte au feu nous servant essentiellement pour contrôler qu'ajoutée à la somme des oxydes d'éléments majeurs mesurés elle permet de compléter à 100% en poids, et n'ayant pas tenu compte de l'eau provenant de l'humidité atmosphérique lors des pesées pour les mesures des éléments majeurs, nous ne l'avons pas mesurée ici non-plus. Nous supposons ainsi, que les conditions atmosphériques ne sont pas assez variables pour que la proportion d'eau provenant de l'humidité atmosphérique varie de façon importante entre les pesées des poudres pour les mesures d'éléments majeurs et pour les pertes au feu.

Nous avons mesuré les pertes au feu sur des aliquotes de ~1g de poudre d'échantillon en les pesant avant et après les avoir chauffés une heure à 1000°C.

I.C.2.2) Analyse des éléments traces

Nous avons analysé les compositions en éléments traces par spectrométrie de masse au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines et suivant le protocole publié dans Chauvel *et al.* (2011).

I.C.2.2.a) Dissolution des échantillons

Nous avons dissous ~100mg de poudre pour chaque échantillon. Les komatiites contiennent des phases résistantes à la dissolution à ~120°C à pression atmosphérique, comme par exemple le zircon et la baddéléyite qui piègent le Zr et l'Hf (Blichert-Toft *et al.*, 2004). Nous avons donc choisi d'utiliser des bombes avec lesquelles nous pouvons monter à plus hautes température et pression. Les acides utilisés sont :

- l'acide perchlorique (HClO₄ concentré ; 10 gouttes par échantillon) qui est un acide et un oxydant extrêmement fort qui casse la structure des minéraux de la roche en réagissant avec les bases O²⁻ de ses oxydes et en oxydant ses cations.

- l'acide fluorhydrique (5mL par échantillon d'HF 24N) qui, comme indiqué précédemment, facilite le passage en solution du silicium et donc intensifie la destruction de la structure des minéraux.

L'attaque en bombe a duré 5 jours à 140°C. Les standards utilisés se dissolvant efficacement à pression atmosphérique ; ils ont été attaqués simplement en béchers savillex sur plaque à ~120°C et l'utilisation de HClO₄ n'étant pas nécessaire à la bonne dissolution, nous l'avons remplacé par 40 gouttes de HNO₃. Comme pour les analyses d'éléments majeurs, nous avons attaqué et analysé un duplicata par série.

I.C.2.2.b) Dilutions, préparation des solutions mères et filles

La solution attaquée en bombe a été évaporée puis reprise deux fois en 2 à 4 mL de HNO₃ 7N en béchers savillex pendant 24h à ~120°C puis évaporés à nouveau. Ces reprises ont pour but de rompre les précipités de fluorures formés pendant l'attaque en bombe ainsi que les liaisons interatomiques qui auraient pu avoir résisté à cette attaque.

Nous avons ensuite repris les résidus dans ~40mL de HNO₃ 7N pour les standards riches ; et dans seulement ~20mL pour les échantillons (car les komatiites sont pauvres en éléments traces) et les standards pauvres. Pour empêcher toute évaporation qui aurait modifié par la suite cette dilution, les solutions mères ainsi obtenues ont été ensuite stockées au frigidaire.

Nous avons préparé des solutions filles en prélevant ~5g des solutions mères auxquels nous avons ajouté ~300mg de spike qui permettra de corriger des dérives temporelles du spectromètre de masse durant les analyses. Puis nous les avons évaporés. A ce stade nous avons effectué un répliquât dans chaque série, c'est à dire que nous avons fait deux solutions filles pour un des échantillons qui ont ensuite été traitées séparément pour vérifier la reproductibilité de la fin du protocole.

I.C.2.2.c) Propreté du matériel

Tous les acides utilisés ont été préalablement deux fois distillés pour purification, et l'eau utilisée pour les dilutions et les rinçages de matériel était ultra-pure (18,2M Ω de résistance).

Entre chaque utilisation, les seaux de bombes ont été lavés dans les conditions de l'attaque (~140°C en bombe) et avec les mêmes acides (sauf qu'ils n'étaient plus qu'une seule fois distillés), cela pour ne laisser aucun résidu qui pourra être dissous lors de l'attaque en bombe suivante. On suppose en effet, que même si un résidu subsiste dans les seaux de bombes, si il n'est pas mis en solution et éliminé lors d'un lavage dans les même conditions que l'attaque, il ne sera pas non-plus remis en solution lors de l'attaque suivante et ne contaminera donc pas les échantillons. Ce premier lavage a duré ~24h. Nous avons ensuite effectué un second lavage, à mêmes température et pression avec du HCl 6-7N pendant 24h encore. Enfin, nous avons effectué une troisième étape en eau ultra-pure toujours dans les même conditions et pendant 24h, avec cette fois pour but simplement d'extraire tout les dernières traces d'acide des seaux de bombe, pour ne pas qu'ils émanent de vapeurs acides par la suite alors qu'ils seront stockés en attendant d'être réutilisés.

Les béchers utilisés ont été lavés entre chaque utilisation de la même manière que ceux utilisés pour les majeurs.

I.C.2.2.d) Analyse par ICP-MS

Pour l'analyse, nous avons repris les échantillons à ~70°C avec du HNO₃ concentré à 2% et quelques gouttes de HF par litre. Nous avons dilué les échantillons et les standards pauvres à 2000 (i.e. masse de la solution/masse de l'échantillon contenu dans la solution = 2000) et les standards riches à 4000 pour que les solutions de passages aient environ la concentration optimale pour les mesures sur l'ICP-MS.

Les analyses ont été effectuées sur un Spectromètre de Masse quadripolaire à Induction Couplée par Plasma de type ICP-MS Agilent 7500CE au Laboratoire de

Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA) à Grenoble. La séquence de mesures utilisée est la suivante : un lavage (avec de la solution de passage identique à celle utilisée pour les échantillons), trois solutions d'interférences, un lavage, le blanc, le standard de référence, un lavage, les standards de contrôle du plus pauvre au plus riche, le standard de référence, un lavage ; puis une sous-séquence standard (détaillée ci-après) répétée autant de fois que nécessaire pour passer tous les échantillons. La sous-séquence standard se décompose ainsi : blanc, le standard de référence, lavage, puis 4 ou 5 échantillons. Au passage sur le spectromètre, nous avons fait un bis : c'est à dire qu'un échantillon a été chargé deux fois et mesuré pour vérifier la reproductibilité de la mesure par le spectromètre lui-même.

I.C.2.2.e) Principe de fonctionnement de l'ICP-MS quadripolaire

Une pompe introduit la solution contenant l'échantillon dans un nébuliseur qui la pulvérise en un aérosol. Celui-ci est injecté dans une torche à plasma où il est vaporisé et ionisé à des températures de l'ordre de 8000K. Le plasma ainsi obtenu est détendu à environ 2 mbar dans une chambre de pompage différentiel. Il pénètre ensuite dans le spectromètre de masse où le vide est encore meilleur : $2 \cdot 10^{-6}$ mbar et où les différents éléments sont séparés selon leurs rapport masse/charge. Ceux-ci sont projetés sous forme d'ions dans un champ électrique qui infléchit plus ou moins leur trajectoire en fonction de leur rapport masse/charge. Ainsi, les différents éléments sont mesurés un par un, à la suite, grâce à un champ électrique variable qui prend tour à tour la valeur permettant à l'élément mesuré d'être le seul à avoir la trajectoire qui lui permette d'atteindre le collecteur (multiplicateur d'électrons) dans lequel il est mesuré. L'appareil délivre un résultat en nombre de coups mesurés par seconde c'est à dire en intensité électrique qu'il conviendra ensuite de convertir en concentrations.

I.C.2.2.f) Correction des instabilités temporelles du spectromètre

Nous avons corrigé les fluctuations de la sensibilité de l'ICP-MS en utilisant les intensités mesurées pour les masses des éléments du spike précédemment ajouté aux solutions filles. Celui-ci est une solution très concentrée de 5 éléments répartis sur le tableau périodique pour que nous tenions compte de la dépendance à la masse de ces instabilités (Be, Ge, In, Tm et Bi). Le spike est si concentré en ces 5 éléments que lorsque nous l'analysons mélangé aux échantillons ou aux standards, nous considérons que tous les coups comptés proviennent du spike et aucun des échantillons. Pour chaque élément du spike, nous avons calculé un « facteur de dérive instrumentale » (F), qui est le rapport entre l'intensité mesurée pour

Elément	Masse	Correction
Li	7	$(I_{Li})_{corr} = (I_{Li})_{mesurée} * F_{Be}$
Be	9	
Sc	45	
Ti	47	
V	51	
Cr	52	$(I_{Cr})_{corr} = (I_{Cr})_{mesurée} * \left[F_{Be} * \left(1 - \frac{m_{Cr} - m_{Be}}{m_{Ge} - m_{Be}} \right) + F_{Ge} * \left(\frac{m_{Cr} - m_{Be}}{m_{Ge} - m_{Be}} \right) \right]$
Co	59	
Ni	60	
Cu	63	
Zn	66	
Ge	72	
As	75	
Rb	85	
Sr	88	
Y	89	$(I_{Y})_{corr} = (I_{Y})_{mesurée} * \left[F_{Ge} * \left(1 - \frac{m_{Y} - m_{Ge}}{m_{In} - m_{Ge}} \right) + F_{In} * \left(\frac{m_{Y} - m_{Ge}}{m_{In} - m_{Ge}} \right) \right]$
Zr	90	
Nb	93	
Cd	111	
In	115	
Cs	133	
Ba	137	
La	139	
Ce	140	
Pr	141	
Nd	146	
Sm	147	$(I_{Sm})_{corr} = (I_{Sm})_{mesurée} * \left[F_{In} * \left(1 - \frac{m_{Sm} - m_{In}}{m_{Tm} - m_{In}} \right) + F_{Tm} * \left(\frac{m_{Sm} - m_{In}}{m_{Tm} - m_{In}} \right) \right]$
Eu	151	
Gd	157	
Tb	159	
Dy	163	
Ho	165	
Er	167	
Tm	169	
Yb	172	
Lu	175	
Hf	178	$(I_{Hf})_{corr} = (I_{Hf})_{mesurée} * \left[F_{Tm} * \left(1 - \frac{m_{Hf} - m_{Tm}}{m_{Bi} - m_{Tm}} \right) + F_{Bi} * \left(\frac{m_{Hf} - m_{Tm}}{m_{Bi} - m_{Tm}} \right) \right]$
Ta	181	
Tl	205	
Pb	208	
Bi	209	
Th	232	$(I_{Th})_{corr} = (I_{Th})_{mesurée} * F_{Bi}$
U	238	

Tableau I.5 : Correction des instabilités temporelles de l'ICP-MS quadripolaire. $(I_X)_{mesurée}$ est l'intensité mesurée pour l'élément X avant correction. $(I_X)_{corr}$ est cette intensité après correction des dérives temporelles du spectromètre. m_X est la masse molaire de l'élément X.

l'échantillon (I_{ech}) et celle pour le standard de référence BHVO-2 (I_{BHVO-2}) toutes deux normalisées à leur facteur de dilution du spike (D^{spike}). Ce « facteur de dérive instrumentale » quantifie donc la différence de sensibilité de l'appareil pour une masse donnée entre la mesure de l'échantillon et celle de BHVO-2. Par exemple, pour Be :

$$(F_{Be})_{ech1} = \frac{(I_{Be})_{BHVO-2} * D^{spike}_{BHVO-2}}{(I_{Be})_{ech1} * D^{spike}_{ech1}}$$

Pour calculer les corrections nécessaires pour chaque élément de masse intermédiaire entre celles des éléments du spike, nous avons interpolé linéairement entre les 5 éléments du spike les corrections requises pour ceux-ci (Tableau I.5).

I.C.2.2.g) Correction des interférences isobariques

Comme nous l'avons vu, le spectromètre de masse quadripolaire discrimine les éléments selon leur masse. Or, il est fréquent que plusieurs éléments aient des isotopes de même masse, ce qui entraîne des interférences isobariques. Pour éviter que celles-ci faussent nos mesures de concentrations élémentaires, nous avons choisi un isotope libre (c'est-à-dire avec lequel aucun autre élément n'interfère) pour chaque élément mesuré, et nous avons calculé la concentration de cet élément à partir de l'intensité mesurée pour cet isotope libre. Dans certains cas cependant, l'isotope libre utilisé interfère avec l'oxyde ou l'hydroxyde d'un autre élément formé dans la torche à plasma. Nous avons donc corrigé les interférences les plus courantes d'oxydes ou d'hydroxydes (Tableau I.6).

Oxydes/hydroxydes interférents	Éléments interférés
^{135}BaO	^{151}Eu
$^{140}\text{CeOH}$	^{157}Gd
^{141}PrO	^{157}Gd
^{143}NdO	^{159}Tb
$^{146}\text{NdOH}$	^{163}Dy
$^{148}\text{NdOH}$	^{165}Ho

Tableau I.6 : Principales interférences d'oxydes et d'hydroxydes.

Nous avons effectué cette correction en utilisant des « solutions d'interférences ». Ce sont des solutions quasiment pures d'éléments (Pr, Nd, Ce, Ba) pouvant interférer avec

d'autres s'ils sont oxydés ou hydroxydés. Nous avons passé ces solutions en début de séquence sur le spectromètre et avons mesuré le nombre de coups sur la masse de ces éléments et sur les masses correspondantes à leurs oxydes et hydroxydes. Ceci nous a donné la proportion de ces éléments qui se combine avec O ou OH dans la torche à plasma pour donner des ions oxydes ou hydroxydes qui interfèrent avec d'autres éléments. Nous avons considéré cette proportion comme constante au cours de la séquence de mesures et en avons corrigé les intensités mesurées pour les éléments interférés via la formule (exemple de l'interférence entre ^{151}Eu et $^{135}\text{Ba}^{16}\text{O}$) :

$$(I^{151}\text{Eu}_{\text{ech}})_{\text{corr}} = (I^{151}\text{Eu}_{\text{ech}})_{\text{mesurée}} - [(I^{135}\text{Ba}_{\text{ech}})_{\text{mesurée}} - (I^{135}\text{Ba}_{\text{blanc}})_{\text{mesurée}}] * \frac{(I^{135}\text{Ba}^{16}\text{O}_{\text{solBa}} - I^{135}\text{Ba}^{16}\text{O}_{\text{blanc}})}{(I^{135}\text{Ba}_{\text{solBa}} - I^{135}\text{Ba}_{\text{blanc}})}$$

où $(I^{151}\text{Eu}_{\text{ech}})_{\text{corr}}$ est l'intensité reçue sur la masse 151 correspondant à l'Eu après correction de l'interférence. $(I^{151}\text{Eu}_{\text{ech}})_{\text{mesurée}}$ est l'intensité mesurée sur la masse 151 correspondant à la somme de l'Eu et du BaO. $(I^{135}\text{Ba}_{\text{ech}})_{\text{mesurée}}$ est l'intensité mesurée sur la masse 135 du Ba. $(I^{135}\text{Ba}_{\text{blanc}})_{\text{mesurée}}$ est l'intensité mesurée sur la masse 135 pour le blanc. $I^{135}\text{Ba}^{16}\text{O}_{\text{solBa}}$ est l'intensité mesurée sur la masse 151 (celle de l'oxyde de Ba) au cours du passage de la solution d'interférence de Ba. $I^{135}\text{Ba}^{16}\text{O}_{\text{blanc}}$ est l'intensité mesurée sur la masse 151 dans le blanc.

I.C.2.2.h) Conversion des coups/sec en concentrations

Nous avons employé pour cela un étalonnage externe par le standard international BHVO-2 (dont les concentrations sont connues ; Chauvel *et al.*, 2011) en supposant que les concentrations sont proportionnelles aux nombres de coups mesurés. La formule employée est la suivante (exemple du La):

$$(C_{\text{La}})_{\text{ech}} = (C_{\text{La}})_{\text{BHVO-2ref}} * \frac{(I_{\text{La}})_{\text{ech}} - (I_{\text{La}})_{\text{blanc}}}{(I_{\text{La}})_{\text{BHVO-2moy}} - (I_{\text{La}})_{\text{blanc}}} * \frac{(F_{\text{D}})_{\text{ech}}}{(F_{\text{D}})_{\text{BHVO-2}}}$$

où C : concentration ; ech : échantillon ; $(C_{\text{La}})_{\text{BHVO-2ref}}$: concentration en La pour BHVO-2 dans la littérature (Tableau I.7) ; I : intensité mesurée en nombre de coups par seconde ; $(I_{\text{La}})_{\text{BHVO-2moy}}$: intensité moyenne mesurée pour BHVO-2 pour le La ; F_{D} : facteur de dilution (~2000 pour les échantillons et les standards pauvres et ~4000 pour les standards riches comme BHVO-2).

I.C.2.2.i) Validation des données et incertitude

Dans chaque série d'analyse, un blanc a suivi le même protocole que les échantillons. Les intensités mesurées au passage sur l'ICP-MS pour ces blancs étaient de l'ordre de 0,001 fois celles mesurées pour les échantillons (Tableau I.8) ce qui montre qu'il n'y a pas eu de contamination importante au cours du traitement analytique (à part pour Li, As, Rb, Mo, Cd, Tl, Pb). Nous avons considéré que nous étions en dessous de la limite de détection lorsque les concentrations mesurées dans les solutions de passage des échantillons étaient inférieures à trois fois les concentrations de la moyenne des solutions de passage des blancs. En pratique, cette limite de détection correspondait à une valeur de concentration dans les roches toujours inférieure à 0,01 ppm, à part pour Ti, Cu et Zn (~1ppm), et Cr, Ni, Rb, Zr et Ba (~0,1ppm).

La précision interne que nous avons considérée est l'écart type entre les trois mesures effectuées à la suite par le spectromètre (également appelée RSD) pour chaque élément. Il est presque toujours inférieur à 5% (Tableau I.8). Pour vérifier la justesse de nos mesures, dans chaque série, nous avons mesuré 3 à 4 standards de contrôle aux concentrations connues parmi BIR-1, UB-N, PCC1, BR24, DTS2b, BEN et RGM-1. La précision externe de nos mesures est l'écart type entre les différentes mesures effectuées sur ces standards de contrôle. Elle est presque toujours inférieure à 5% (Tableau I.7). De la précision externe et de la précision interne, nous avons retenu comme incertitude analytique la plus grande des deux valeurs. Elle est toujours inférieure à 5% sauf pour Mo, Cd et Ta (10%), As et Cs (15%), Rb, Nb et Tl (20%).

Nous avons analysé 11 duplicata de nos échantillons en leur refaisant suivre tout le protocole de l'attaque à la mesure. Les résultats des duplicata sont reportés dans le Tableau I.9. Ils sont conformes dans la fourchette d'incertitude pour presque tous les éléments. Les seuls éléments pour lesquels la différence entre duplicata excède les 5% d'incertitude sont Cu, Ba et Th (10% de différence), U (25%), et Pb (30%). Ces chiffres sont la meilleure estimation de l'incertitude pour ces 5 éléments.

Standard	BHVO-2	BIR-1 (N=5)	σ BIR-1 (%)	UBN (N=3)	σ UBN (%)	PCC1 (N=2)	σ PCC1 (%)	BR24	DTS2b	BEN	RGM1
Li (ppm)	4,8	3,44	4,2	31,6	15,2	-	-	-	1,91	-	63,1
Sc	32	42,6	2,5	13,7	11,9	-	-	-	3,04	-	4,99
Ti	16300	5510	2,5	606	12,5	-	-	-	46,7	-	1510
V	317	312	2,0	67,2	12,5	-	-	-	21,5	-	10,8
Cr	280	367	4,0	2280	9,6	3550	1,1	-	14300	-	2,52
Co	45	50,5	3,3	102	13,2	152	1,9	52,6	130	59,7	1,96
Ni	119	161	1,6	1930	10,9	-	-	-	3240	-	-
Cu	127	112	1,5	25,1	10,7	-	-	-	3,33	-	10,8
Zn	103	67,3	1,3	90,3	10,6	-	-	-	50,2	-	34,2
As	0,87	0,33	16,7	9,74	9,6	-	-	-	0,307	-	3,01
Rb	9,11	0,304	37,5	2,83	20,5	0,109	9,7	81	0,0379	45,7	160
Sr	396	107	3,1	8,01	14,7	0,598	1,1	622	0,538	1390	115
Y	26	15	2,5	2,69	13,6	0,128	0,6	28,4	0,0353	28,5	24,1
Zr	172	14,2	6,7	3,96	18,0	3,27	0,6	289	0,15	268	232
Nb	18,1	0,569	19,2	0,0516	11,4	0,0411	17,4	38,7	0,019	118	9,1
Cd	0,06	0,0288	3,3	0,0133	1,1	-	-	-	0,00288	-	0,0688
Cs	0,1	0,00584	21,9	11,9	7,2	0,0035	10,5	0,632	0,000948	0,735	9,86
Ba	131	6,51	1,9	28,4	10,1	1,41	2,0	385	11,2	1060	840
La	15,2	0,602	1,7	0,34	10,9	0,0353	2,0	33,4	0,0112	84,7	22,9
Ce	37,5	1,88	1,0	0,846	11,5	0,079	0,5	72,5	0,0237	158	46
Pr	5,35	0,377	1,5	0,126	12,9	0,00912	1,0	9,49	0,00314	17,4	5,34
Nd	24,5	2,38	1,3	0,636	12,2	0,0338	2,5	39,6	0,0153	67,1	19,3
Sm	6,07	1,1	2,0	0,234	13,5	0,00602	13,6	8,25	0,00253	12	3,81
Eu	2,07	0,522	1,4	0,0863	8,2	0,00143	33,6	2,6	0,00113	3,65	0,613
Gd	6,24	1,9	1,9	0,345	10,1	0,00698	0,1	7,45	0,00472	9,91	3,67
Tb	0,92	0,356	1,0	0,0635	14,1	0,00135	31,9	1,07	0,00112	1,32	0,597
Dy	5,31	2,56	1,1	0,455	10,8	0,0115	12,9	5,7	0,00547	6,43	3,62
Ho	0,98	0,574	0,9	0,1	10,2	0,00306	6,7	1,04	0,00115	1,07	0,759
Er	2,54	1,73	1,7	0,308	9,7	0,0131	3,2	2,71	0,0046	2,57	2,32
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	2	1,65	1,7	0,317	8,2	0,0238	0,3	2,12	0,00856	1,85	2,51
Lu	0,274	0,248	1,8	0,0491	10,7	0,00476	7,0	0,296	0,00201	0,239	0,383
Hf	4,36	0,587	4,5	0,141	12,2	0,0609	1,3	6,65	0,00555	5,55	5,77
Ta	1,14	0,0401	4,2	0,0137	19,3	0,000924	17,9	2,35	0,00107	5,59	0,902
Tl	0,03	0,00245	18,9	0,0607	18,5	-	-	-	0,000879	-	1,23
Pb	1,6	3,27	4,3	15,3	12,3	8,63	0,7	3,91	4,04	4,27	24,7
Th	1,22	0,0312	4,6	0,0799	32,0	0,012	3,5	4,79	0,00287	10,7	14,8
U	0,403	0,00987	5,2	0,0638	14,7	0,00548	5,0	1,2	0,0017	2,39	5,34

Tableau I.7 : Concentrations mesurées sur les standards de contrôle. Pour les standards de contrôle que nous avons mesurés plusieurs fois dans les différentes séries d'analyses (BIR-1, UB-N et PCC1), nous avons reportés les moyennes de toutes les mesures. N : nombre de mesures pour chaque standard. BHVO-2 était le standard de calibration (Chauvel *et al.*, 2011). σ est l'écart type entre les différentes mesures sur chaque standard, il est exprimé en % de la concentration dans le standard.

Elément	Masse	Blanc intensité (cps)	BD2 intensité (cps)	Précision interne (%)	$I_{\text{blanc}}/I_{\text{BD2}}$
Li	7	1162	22302	1,3	0,052
Be	9	2	46839	1,5	0,000
Sc	45	21	18953	3,4	0,001
Ti	47	34	218898	2,0	0,000
V	51	27	345403	2,4	0,000
Cr	52	346	14077870	3,2	0,000
Co	59	84	728323	2,0	0,000
Ni	60	121	2359989	2,5	0,000
Cu	63	705	189755	1,4	0,004
Zn	66	239	41874	1,5	0,006
Ga	71	1	6544	1,9	0,000
Ge	72	3	19504	2,4	0,000
As	75	28	769	2,0	0,037
Rb	85	752	15797	6,8	0,048
Sr	88	192	180446	0,5	0,001
Y	89	34	119192	0,3	0,000
Zr	90	1265	226602	0,4	0,006
Nb	93	26	10477	1,5	0,002
Mo	95	11	274	11,1	0,042
Cd	111	2	88	12,0	0,023
In	115	49	411254	0,3	0,000
Cs	133	9	5767	3,9	0,002
Ba	137	112	69437	0,6	0,002
La	139	44	11699	3,3	0,004
Ce	140	73	31903	0,2	0,002
Pr	141	16	6344	2,0	0,002
Nd	146	6	6260	1,0	0,001
Sm	147	3	2118	2,4	0,002
Eu	151	2	2541	3,5	0,001
Gd	157	2	3036	0,5	0,001
Tb	159	2	3216	6,8	0,001
Gd	160	2	4665	0,1	0,000
Dy	163	6	4936	2,5	0,001
Ho	165	3	3824	0,9	0,001
Er	167	1	2387	3,2	0,001
Tm	169	14	394811	0,9	0,000
Yb	172	3	1885	2,4	0,002
Lu	175	3	1174	3,5	0,003
Hf	178	11	2807	1,3	0,004
Ta	181	5	495	1,9	0,010
Tl	205	3	69	4,7	0,049
Pb	208	93	1012	5,2	0,092
Bi	209	16	191601	0,1	0,000
Th	232	10	624	7,2	0,016
U	238	6	622	3,3	0,009

Tableau I.8 : Comparaison des intensités mesurées pour les blancs et pour un échantillon (exemple de l'échantillon BD2) et précisions internes des mesures (en % des concentrations mesurées).

Echantillon	BD1	BD1 dup	BD2	BD2 dup	SS011	SS011 dup	SS012	SS012 dup	HOG6	HOG6 dup	MC6-4	MC6-4 dup	MC4-3	MC4-3 dup	WP101	WP101 dup	WP101 dup	WP102	WP102 dup	WP105	WP105 dup	Différence entre duplicata (%)
Li (ppm)	7,26	7,26	5,82	5,77	1,35	0,972	1,24	1,30	15,4	16,3	4,23	4,23	8,76	8,78	2,46	2,52	2,55	1,36	1,38	15,2	15,1	4,31
Sc	11,9	11,9	20,7	20,1	11,8	8,61	10,9	10,8	25,1	23,5	12,5	12,4	15,1	15,1	8,30	8,63	7,98	8,53	8,62	17,1	17,6	4,95
Ti	1160	1170	2740	2760	940	678	835	831	2610	2540	530	536	594	602	251	249	245	267	285	656	675	5
V	65,9	66,2	144	144	81,7	58,4	71,9	74,5	166	163	61,5	62,3	76,3	77,2	34,2	35,4	34,3	36,2	36,3	79,6	78,1	4,21
Cr	1590	1620	4700	4730	2530	1820	2210	2550	3770	3740	3180	3220	5250	5160	2300	2370	2330	1880	1940	3780	3790	5
Co	112	112	155	156	118	85,4	121	120	117	113	114	115	149	151	146	150	150	123	119	96,9	101	4,22
Ni	2140	2130	1830	1860	2070	1470	2230	2250	1730	1780	1910	1940	1570	1580	2330	2410	2480	2780	2760	1360	1390	4
Cu	3,29	3,54	52,8	57,1	54,3	39,4	40,9	32,1	100	101	26,0	26,4	20,6	20,8	2,05	2,08	2,30	2,22	1,94	5,69	6,77	11,04
Zn	55,6	56,1	82,3	84,5	64,1	46,4	58,6	63,2	67,5	67,2	49,1	50,3	56,5	57,4	46,6	46,8	47,8	30,6	30,4	57,5	59,0	4,89
As	1,77	1,73	0,466	0,702	-	-	-	0,345	3,23	3,00	0,561	0,609	-	-	0,376	0,294	0,368	0,579	0,463	0,380	0,334	17,98
Rb	1,08	1,07	2,25	1,50	3,03	2,09	2,33	2,28	1,21	1,30	0,162	0,216	1,19	1,21	0,178	0,203	0,172	0,0253	0,0265	0,403	0,322	15,00
Sr	49,4	49,6	14,7	14,2	29,1	20,7	18,2	17,4	14,3	14,1	6,22	6,23	1,04	1,06	2,40	2,49	2,33	1,17	1,14	2,89	3,01	5,37
Y	4,70	4,73	8,28	8,18	3,24	2,30	2,83	2,71	9,40	9,33	2,48	2,54	2,67	2,68	1,15	1,15	1,13	1,22	1,22	3,35	3,35	4,04
Zr	13,9	13,9	30,0	30,0	7,18	5,02	6,06	6,06	24,0	24,2	4,51	4,50	5,37	5,46	1,94	1,99	2,01	2,16	2,29	5,03	5,26	4,44
Nb	0,857	0,859	0,819	0,827	0,431	0,305	0,374	0,346	1,17	1,13	0,143	0,149	0,165	0,197	0,0642	0,0653	0,0585	0,0746	0,0788	0,170	0,174	8,33
Cd	0,00842	0,00873	0,023	0,0228	0,0177	0,0129	0,0133	0,0141	0,0383	0,0462	0,00757	0,00788	-	-	0,00638	0,00578	0,00548	0,0147	0,00848	0,00614	0,00581	12,81
Cs	0,694	0,698	0,51	0,549	0,487	0,354	0,804	0,852	0,875	0,934	0,133	0,135	0,225	0,23	0,384	0,392	0,429	0,00392	0,0031	0,476	0,446	8,86
Ba	15,3	15,3	52,7	54,3	11,5	7,94	6,59	6,51	3,06	3,09	0,586	0,545	0,445	0,574	0,943	0,971	0,900	0,226	0,250	4,56	4,53	9,08
La	1,18	1,16	1,00	0,986	0,523	0,369	0,444	0,447	1,37	1,37	0,195	0,188	0,197	0,192	0,0726	0,0713	0,0708	0,112	0,101	0,407	0,399	5,18
Ce	3,19	3,18	2,84	2,90	1,43	1,01	1,18	1,18	3,62	3,73	0,540	0,509	0,557	0,571	0,199	0,201	0,209	0,270	0,286	0,875	0,823	5,89
Pr	0,474	0,473	0,49	0,490	0,215	0,151	0,18	0,179	0,562	0,562	0,085	0,0847	0,0956	0,0939	0,034	0,0338	0,0345	0,0448	0,044	0,134	0,130	3,95
Nd	2,31	2,34	2,87	2,82	1,06	0,761	0,916	0,902	2,81	2,72	0,455	0,452	0,505	0,474	0,206	0,201	0,187	0,235	0,235	0,687	0,629	5,82
Sm	0,686	0,685	1,15	1,14	0,341	0,241	0,306	0,293	1,01	0,964	0,189	0,169	0,176	0,174	0,0744	0,0757	0,0795	0,0824	0,0892	0,234	0,235	6,46
Eu	0,239	0,242	0,448	0,424	0,132	0,094	0,116	0,112	0,328	0,327	0,0674	0,0793	0,0754	0,076	0,0387	0,0356	0,0311	0,0526	0,0514	0,0942	0,0971	7,56
Gd	0,805	0,803	1,55	1,59	0,477	0,335	0,395	0,388	1,48	1,50	0,283	0,281	0,283	0,285	0,132	0,124	0,122	0,134	0,138	0,380	0,383	4,25
Tb	0,130	0,129	0,263	0,266	0,081	0,0588	0,0709	0,0708	0,263	0,261	0,0546	0,0572	0,0483	0,0492	0,0216	0,0245	0,0229	0,0273	0,0267	0,0682	0,0697	4,78
Dy	0,883	0,881	1,66	1,66	0,57	0,41	0,47	0,489	1,81	1,76	0,380	0,421	0,396	0,379	0,182	0,195	0,177	0,199	0,208	0,500	0,511	6,61
Ho	0,177	0,177	0,324	0,333	0,124	0,0871	0,108	0,108	0,364	0,369	0,0917	0,091	0,0879	0,0843	0,0392	0,0425	0,0418	0,0454	0,0473	0,118	0,123	4,88
Er	0,505	0,507	0,893	0,907	0,371	0,253	0,316	0,321	1,02	0,993	0,296	0,292	0,264	0,266	0,128	0,131	0,131	0,135	0,146	0,390	0,374	5,24
Yb	0,463	0,453	0,748	0,743	0,363	0,251	0,311	0,313	0,888	0,863	0,285	0,299	0,277	0,283	0,142	0,142	0,141	0,150	0,146	0,386	0,378	4,97
Lu	0,0678	0,068	0,105	0,105	0,0535	0,0378	0,0468	0,0474	0,126	0,125	0,0448	0,0456	0,042	0,0429	0,0229	0,0219	0,0225	0,0243	0,0245	0,0596	0,0615	4,24
Hf	0,368	0,371	0,871	0,908	0,213	0,142	0,172	0,183	0,713	0,725	0,138	0,132	0,136	0,144	0,0614	0,0613	0,0618	0,0671	0,0672	0,162	0,157	6,08
Ta	0,0538	0,0529	0,0518	0,049	0,028	0,0198	0,0239	0,0216	0,0737	0,0736	0,011	0,00928	0,00734	0,00825	0,0048	0,00357	0,00343	0,0037	0,00389	0,0102	0,0111	9,20
Tl	0,00594	0,00619	0,0177	0,0182	0,0211	0,0156	0,0194	0,0154	0,166	0,136	0,0028	0,00466	-	-	0,0018	0,00224	0,0012	0,00227	0,00158	0,00307	0,00295	24,33
Pb	0,324	0,325	0,236	0,249	0,184	0,129	0,165	0,102	0,736	0,777	0,044	0,0345	0,0914	0,0847	0,0567	0,0567	0,0031	0,141	0,00574	1,68	1,62	30,24
Th	0,161	0,157	0,103	0,106	0,0354	0,0251	0,0284	0,0273	0,121	0,117	0,0104	0,0134	0,0138	0,0139	0,00471	0,0045	0,00458	0,0057	0,00757	0,0202	0,0204	10,68
U	0,0463	0,0495	0,050	0,111	0,0112	0,00744	0,00899	0,00888	0,0328	0,0306	0,0045	0,00595	0,00516	0,00569	0,00243	0,00371	0,00289	0,00337	0,00399	0,011	0,0105	25,80

Tableau I.9 : Comparaison des duplicata. La différence entre duplicata indiquée pour chaque élément est la moyenne des différences entre duplicata pour chaque échantillon dupliqué. Elle est exprimée en % des concentrations mesurées.

I.C.2.3) Systèmes isotopiques Sm-Nd et Lu-Hf

Nous avons analysé les systèmes de désintégration Sm-Nd et Lu-Hf en suivant le protocole chimique et de mesure décrit dans Blichert-Toft & Albarède (1997) et Blichert-Toft (2001 ; Figure I.14), et celui de traitement des données et d'estimation des erreurs analytiques décrit dans Albarède *et al.* (2004). Nous avons effectué le traitement chimique des échantillons et les mesures spectrométriques au Laboratoire des Sciences de la Terre de l'Ecole Normale Supérieure de Lyon en collaboration avec Janne Blichert-Toft.

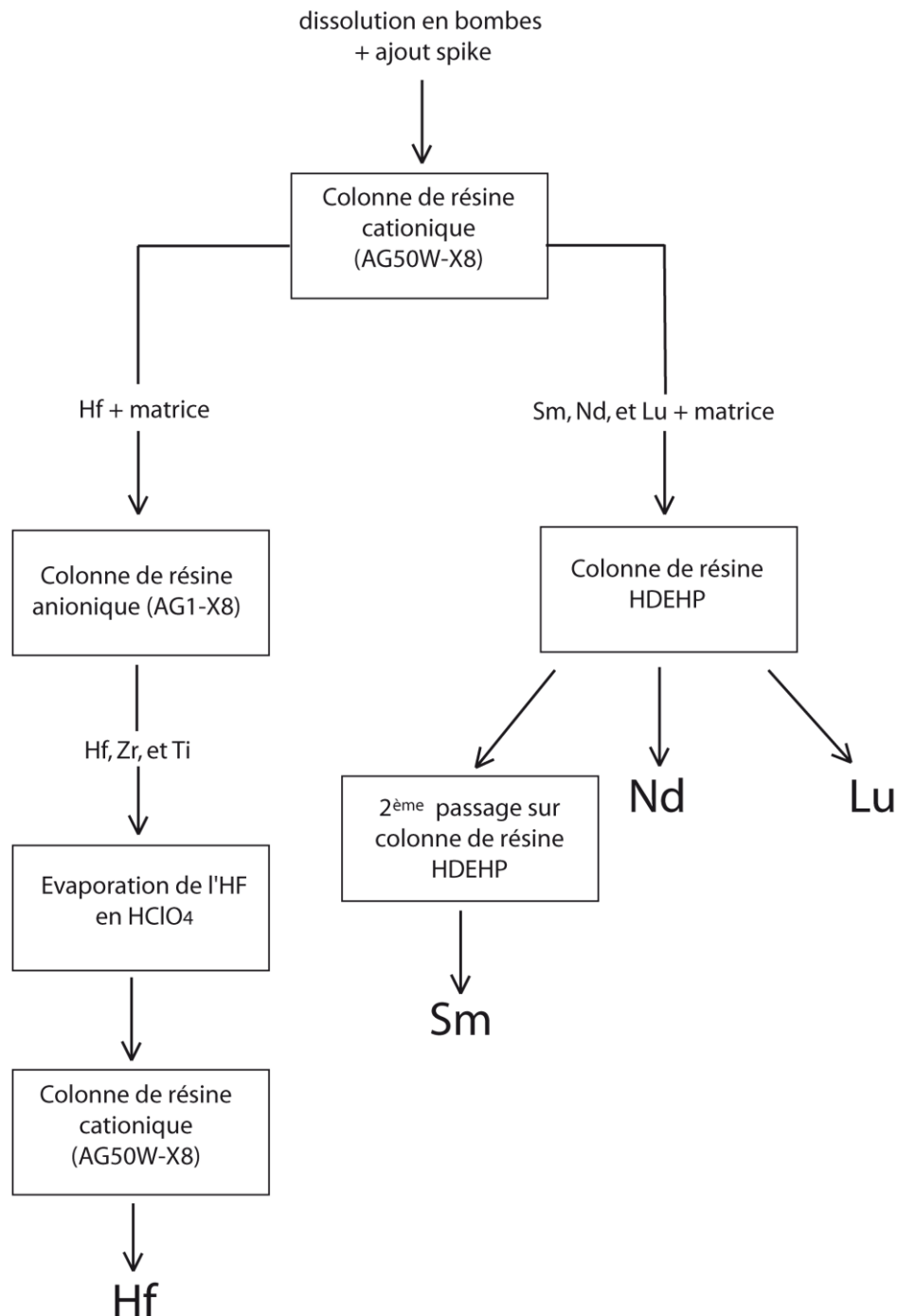


Figure I.14 : Protocole de séparation des fractions de Sm, de Nd, de Lu et d'Hf.

Sm, Nd, Lu et Hf possèdent des isotopes de même masse. Pour éviter qu'ils n'interfèrent lors de leur mesure sur le spectromètre de masse et pour limiter les effets de matrice, nous les avons séparés et purifiés par chromatographie sur des colonnes échangeuses d'ions.

L'étude des systèmes isotopiques Sm-Nd et Lu-Hf requiert la mesure des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (directement mesurable par spectrométrie de masses) et des concentrations précises en Sm, en Nd, en Lu et en Hf qui sont obtenues par la méthode dite de la « dilution isotopique ».

I.C.2.3.1) Principe de la dilution isotopique

La technique de la dilution isotopique avec l'utilisation d'un spectromètre de masse multi-collecteurs permet la détermination très précise (~0,3%) de concentrations élémentaires à partir de mesures de rapports isotopiques. Pour la pratiquer, on ajoute un « spike » à chaque échantillon. Ce spike est très enrichi en un isotope stable, non-radiogénique de l'élément dont on cherche à déterminer la concentration (respectivement ^{176}Lu , ^{180}Hf , ^{149}Sm et ^{150}Nd dans notre cas). On mesure le rapport isotopique de cet isotope et d'un autre isotope stable et non-radiogénique (^{144}Nd , ^{177}Hf , ^{175}Lu , ^{147}Sm) dans le mélange échantillon + spike. Les deux isotopes considérés étant stables et non-radiogéniques, leur rapport dans l'échantillon est connu. Leur rapport dans le spike est connu. La mesure du rapport isotopique dans le mélange échantillon + spike permet donc d'estimer les contributions à celui-ci de l'échantillon et du spike, à savoir, leurs concentrations par l'équation suivante (exemple du Nd):

$$\left(\frac{^{150}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{éch+spike}} = \left(\frac{^{150}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{éch}} * X_{\text{éch}} * C_{\text{Nd éch}} + \left(\frac{^{150}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{spike}} * X_{\text{spike}} * C_{\text{Nd spike}}$$

qui équivaut à :

$$C_{\text{Nd éch}} = \frac{\left(\frac{^{150}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{éch+spike}} - \left(\frac{^{150}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{spike}} * X_{\text{spike}} * C_{\text{Nd spike}}}{\left(\frac{^{150}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{éch}} * X_{\text{éch}}}$$

où ^{150}Nd est l'isotope du spike et ^{144}Nd l'isotope stable utilisé de l'élément ; l'indice « éch » signifie « dans l'échantillon » ; l'indice « spike » signifie « dans le spike » ; l'indice

« éch + spike » signifie « dans le mélange échantillon-spike » ; X désigne les proportions respectivement d'échantillon et de spike dans le mélange échantillon-spike ; C_{Nd} est la concentration en Nd.

L'obtention de rapports de concentrations élémentaires ultra-précises en les éléments pères et fils d'un système de désintégration isotopique (Sm-Nd ou Lu-Hf dans notre cas) permet le calcul des rapports isotopiques initiaux dans les échantillons ce qui serait impossible à partir des rapports de concentrations beaucoup moins précis (connus à plusieurs pourcents près) que l'on peut obtenir à partir de mesures sur le spectromètre de masse quadripolaire (voir la partie consacrée à l'analyse des éléments traces ci-dessus).

I.C.2.3.2) Dissolution des échantillons

Les komatiites sont des roches pauvres en Sm, Nd, Lu et Hf (concentrations de l'ordre du ppm). Or, pour obtenir des mesures de rapports isotopiques de bonne qualité, il est nécessaire d'analyser des fractions purifiées en chacun de ces 4 éléments de concentration assez élevée et en la plus grande quantité possible. Nous avons donc attaqué la quantité maximum de poudre de roche qu'une bombe peut contenir : ~650mg. Dans les seaux de bombes, nous l'avons mélangé à un spike mixte de Sm-Nd-Lu-Hf. Puis nous l'avons attaqué avec une quinzaine de gouttes de HNO₃ 15N et du HF 29N jusqu'en haut des seaux à ~135°C pendant une nuit, seaux de bombes ouverts (dans tout le protocole, l'HF que nous avons utilisé était distillé deux fois ; l'HNO₃ et l'HCl une fois). Ainsi, tout l'acide s'est évaporé avec l'eau apportée par le spike et une grande partie du Si de l'échantillon complexé par F⁻. Nous avons ensuite attaqué les échantillons en bombe à ~155°C pendant au minimum 5 jours avec ~30 gouttes de HNO₃ 15N et de l'HF 29N jusqu'en haut des seaux. Les solutions ont ensuite été évaporées et nous y avons ajouté quelques dizaines de gouttes de HClO₄ 12N ultra-pur pour casser les précipités de fluorures qui se forment pendant l'attaque en bombe et qui piègent les terres-rares. Après évaporation, nous avons effectué une nouvelle attaque en bombe en HCl 6N à ~155°C pour au minimum 24h.

I.C.2.3.3) Elimination du chrome

En tant que roches ultramafiques, les komatiites sont riches en Cr. Il est essentiellement sous la forme Cr⁶⁺ sous laquelle il n'aurait pas pu être séparé de l'Hf par chromatographie au cours des étapes suivantes. Or, si du Cr avait été encore présent dans la solution de passage sur le spectromètre, il l'aurait endommagé en se déposant sur l'orifice du cône d'injection. Pour nous en débarrasser, nous avons abaissé le potentiel redox des

échantillons en y ajoutant ~200 μ L de peroxyde (H_2O_2 ; réducteur en milieu acide) concentré à 30% ultra-pur après les avoir repris en HCl 6N distillé une fois. Ainsi, le Cr^{6+} a été réduit en Cr^{3+} qui serait séparé de l'Hf par les étapes de chromatographie.

I.C.2.3.4) Séparation et purification de l'Hf

I.C.2.3.4.a) Séparation des éléments à fort champ cristallin (HFSE) dont l'Hf, des terres rares et de la matrice

Nous avons séparé les HFSE dont l'Hf des terres rares et de la matrice en utilisant une résine cationique AG50W-X8 de maille 200-400. Les colonnes dont nous disposions pour cela avaient un diamètre de 0,8cm et une hauteur de 13,5cm ce qui leur conférait une capacité maximale de 200mg de roche dissoute. Or, nous avons dissous ~650mg de poudre par échantillon. Nous avons donc dû subdiviser chaque échantillon en trois fractions que nous avons passées à travers cette colonne les unes après les autres. Nous avons repris les échantillons dans une solution mixte d'acides HCl 1N et de HF 0,1M. Le HF permet la formation de complexes fluorés d'Hafnium (HfF_4^{2-}) négatifs qui ne sont donc pas du tout retenus par la colonne qui est cationique, contrairement aux terres rares qui sont sous forme d'ions $3+$. Il doit être ajouté à la solution juste avant le passage dans les colonnes car si l'échantillon restait trop longtemps dans une solution contenant de l'HF, des précipités de fluorures se formeraient et ils piègeraient une partie des terres-rares. Nous avons chargé 10 mL (par tiers d'échantillon) de cette solution mixte d'acides dans les colonnes et recueilli la fraction contenant l'Hf. Nous avons ensuite éliminé la matrice avec 33mL de HCl 2,5N puis nous avons récupéré les terres rares avec 20mL de HCl 6N. Entre les passages de chaque tiers d'échantillons sur les colonnes, nous avons lavé la résine par un backwash en eau ultra-pure, puis en chargeant 40mL de HF 4N et 40mL de HCl 6N avant de faire un second backwash.

I.C.2.3.4.b) Première purification de la fraction d'Hf: par chromatographie sur colonne anionique

Nous avons utilisé pour cette étape une résine anionique de type AG1-X8 de maille 100-200. Dans un milieu de HF dilué, l'Hf est retenu par la résine anionique (car il forme des complexes HfF_4^{2-}) par contre en milieu de HCl concentré il n'est plus retenu. Nous avons donc repris les échantillons dans un mélange d'acide contenant du HF : 0,5NHf+0,5NHCl. Nous avons ensuite chargé 21mL de ce même mélange d'acides dans les colonnes pour éliminer les restes de matrice, puis nous avons recueilli la fraction contenant l'Hf avec 6mL

de HCl 6N. Entre chaque utilisation, la résine est lavée par 10 mL de HF 24N et d'eau puis 3 passages alternatifs de 10mL de HCl 6N et d'eau.

I.C.2.3.4.c) Evaporation perchlorique de la fraction d'Hf

Avant de procéder à l'étape suivante de purification par colonne cationique, nous avons dû nous débarrasser de l'HF contenu dans les solutions contenant les échantillons. En effet, s'il était resté de l'HF, l'Hf aurait formé des complexes HfF_4^- qui n'auraient pas été retenus par la colonne cationique suivante et la purification aurait été inopérante. Pour cela, nous avons effectué 3 évaporations successives en HClO_4 . Cet acide étant très peu volatile avec une température d'ébullition $\sim 200^\circ\text{C}$ bien supérieure à celle de HF ($\sim 110^\circ\text{C}$), l'élimination de ce dernier a été totale.

I.C.2.3.4.d) Seconde purification de la fraction d'Hf : par chromatographie sur colonne cationique

Nous avons utilisé une résine cationique de type AG50W-X8 de maille 200-400. Le but de cette étape est de séparer l'Hf d'un autre HFSE qu'est le Ti. Celui-ci doit absolument être éliminé car, comme le Cr, il pourrait se déposer sur l'orifice du cône d'injection du spectromètre de masse endommageant l'appareil. Hf et Ti forment tous deux des complexes positifs avec H_2O_2 mais le complexe de Ti est beaucoup moins efficacement retenu par la colonne que le complexe d'Hf. Ainsi, nous avons chargé les échantillons sur les colonnes avec 6mL de HCl 2,5N contenant des traces de H_2O_2 distillé deux fois ce qui a éliminé le Ti. Ensuite, nous avons recueilli la fraction purifiée contenant l'Hf avec 5mL de HCl 2,5N + HF 0,3N qui a reformé les complexes HfF_4^- non-retenus par la colonne. Les colonnes ont ensuite été lavées par un backwash en eau ultra-pure, puis des passages de 10mL d'HF 4N, et de 20mL d'HCl 6N suivis d'un autre backwash.

I.C.2.3.5) Purification de la fraction de terres rares et séparation des Sm, Nd et Lu

Nous avons utilisé pour cette étape une colonne remplie de 1,6mL de poudre de téflon et de résine HDEHP. En milieu HCl, les différentes terres rares sont diversement retenues par la résine. Plus elles sont lourdes, plus elles sont retenues et plus l'HCl utilisé pour les faire passer à travers la colonne doit être concentré. Avec 19 mL de HCl 0,25N on récupère la fraction Nd, puis avec 7 mL de HCl 2,5N la fraction Sm et enfin avec 15mL de HCl 6N la fraction Lu. Les lavages se font ensuite avec 120 mL de HCl 6N.

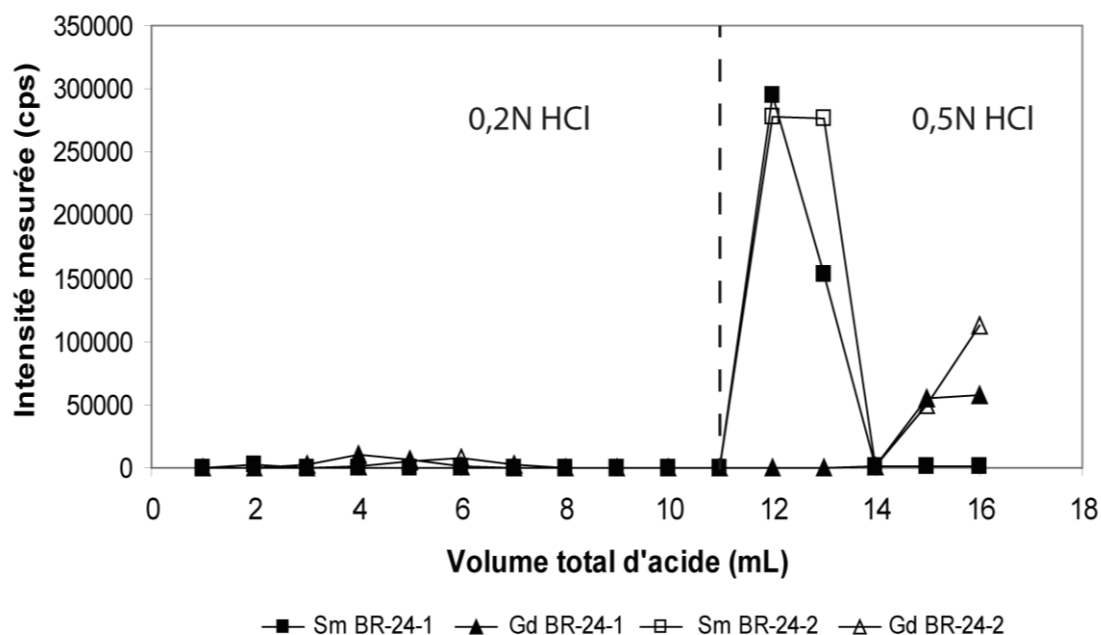


Figure I.15 : Résultats de la calibration des colonnes pour la séparation du Sm et du Gd. En abscisse : volume total d'acide ayant traversé la colonne. En ordonnée, intensités mesurées dans chaque fraction de 1mL recueillie (mesures effectuées sur ICP-MS quadripolaire au LGCA de Grenoble). Les 11 premiers mL d'acide chargés dans les colonnes sont du HCl 0,2N ; les suivants sont du HCl 0,5N. Dans le diagramme, on ne décompte pas les 0,5 mL de HCl 0,2N chargés avec l'échantillon et juste après pour le rincer.

A l'issue de cette étape de chromatographie, les premières mesures effectuées sur les fractions de Sm ont montré que leur purification n'était pas suffisante : elles contenaient une fraction excessive de Gd qui nuisait à la précision des mesures par interférences isobariques. Nous avons donc effectué une dernière étape de chromatographie sur colonne échangeuse d'ions pour achever de séparer le Sm du Gd.

Nous avons effectué cette dernière étape au LGCA de Grenoble en utilisant des colonnes chargées de résine HDEHP. Ces colonnes n'ayant jamais été utilisées auparavant, nous avons d'abord dû les calibrer à l'aide de standards de terres-rares. Nous avons utilisé pour cela deux fractions de terres rares séparées du standard international BR-24 (Figure I.15).

Cette calibration nous a permis d'établir un protocole d'élution des fractions de Sm-Gd pour en séparer le Sm : on charge les échantillons repris en HCl 0,2N. Puis avec 11,5 mL du même acide, on élimine les dernières traces de terres rares légères de La à Nd. Puis avec 3 mL de HCl 0,5N, on élue et collecte la fraction de Sm purifiée. Enfin, avec 5 mL de 7N HCl, on

se débarrasse de la fraction de Gd. Nous avons effectué les lavages ensuite avec 20 mL de 4N HCl puis 10 mL d'eau ultra-pure.

I.C.2.3.6) Analyse

Nous avons effectué les mesures sur un spectromètre de masse multi-collecteur de type MC-ICP-MS NU Plasma 500 HR. Nous avons repris chaque échantillon dans 1,5mL de HNO₃ 0,05N pour les passer sur le spectromètre. Avant toute utilisation et tous les deux ou trois échantillons, la stabilité et le rendement de l'appareil ont été vérifiés par le passage de standards.

Entre chaque échantillon, nous avons effectué 3 lavages : un en HF dilué, un en HNO₃ 2% et un en HNO₃ 0,05N. Nous avons ajusté manuellement (en rajoutant de l'acide ou de la solution d'échantillon plus concentrée) les solutions de passage de chaque échantillon pour obtenir un signal assez fort sur les récepteurs (les cages de Faraday) sans les saturer ce qui arrive si l'on dépasse les 10 Volts de tension sur l'un d'entre eux.

I.C.2.3.7) Principe de fonctionnement du MC-ICP-MS

Les MC-ICP-MS fonctionnent sur un principe proche de celui des ICP-MS quadripolaires précédemment décrits. Les principales différences sont que ce n'est plus un champ électrique mais un champ magnétique qui sépare les atomes de masses différentes et qu'ils ont plusieurs détecteurs (cages de Faraday) ce qui permet de mesurer simultanément plusieurs isotopes et donc d'obtenir des rapports plus précis car non-influencés par les fluctuations temporelles du plasma.

I.C.2.3.8) Correction des fractionnements de masse

Durant l'analyse, les différents isotopes mesurés sont fractionnés les uns par rapport aux autres. Les lourds occupent préférentiellement le centre du faisceau de plasma alors que les isotopes les plus légers migrent vers l'extérieur et sont moins efficacement transmis aux détecteurs (White *et al.*, 2000). Nous avons corrigé de ce fractionnement les mesures brutes des rapports isotopiques d'Hf, de Sm, de Nd et de Lu. Pour les trois premiers, nous avons mesurés simultanément le rapport isotopique d'intérêt géologique et un rapport d'isotopes stables et non-radiogéniques dont la valeur est connue et constante dans tous les échantillons naturels. Pour Hf, nous avons mesuré le rapport $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (théoriquement de valeur 0,7325 ; Tableau I.10) ; pour Sm, $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$ (1,78314) ; et pour Nd, $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,7219). Nous avons supposé que le biais observé entre la valeur théorique de ces rapports et la valeur

mesurée ainsi que le biais sur le rapport d'intérêt géologique, une fois normalisé au rapport de masse entre les deux isotopes, devaient être égaux. Ainsi, nous utilisons les formules (exemple du Sm):

$$\left(\frac{^{152}\text{Sm}}{^{147}\text{Sm}}\right)_{\text{mesuré}} = B * \left(\frac{C_{^{152}\text{Sm}}}{C_{^{147}\text{Sm}}}\right)_{\text{naturel}} = B_0 * \left(\frac{152}{147}\right) * \left(\frac{C_{^{152}\text{Sm}}}{C_{^{147}\text{Sm}}}\right)_{\text{naturel}}$$

et

$$\left(\frac{^{149}\text{Sm}}{^{147}\text{Sm}}\right)_{\text{mesuré}} = B_0 * \left(\frac{149}{147}\right) * \left(\frac{^{149}\text{Sm}}{^{147}\text{Sm}}\right)_{\text{réel}}$$

d'où on déduit:

$$\left(\frac{^{149}\text{Sm}}{^{147}\text{Sm}}\right)_{\text{réel}} = \left(\frac{^{149}\text{Sm}}{^{147}\text{Sm}}\right)_{\text{mesuré}} * \left(\frac{152}{147}\right) * \frac{1}{B} * \frac{147}{149}$$

où $\left(\frac{^{152}\text{Sm}}{^{147}\text{Sm}}\right)_{\text{mesuré}}$ est le rapport d'intensités mesuré entre ces deux isotopes stables et

non-radiogéniques ; B est le biais des mesures sur ce rapport. $\left(\frac{C_{^{152}\text{Sm}}}{C_{^{147}\text{Sm}}}\right)_{\text{naturel}}$ est le rapport

naturel des concentrations de ces deux isotopes stables non-radiogéniques. B_0 est le coefficient de proportionnalité du biais au rapport de masse entre les deux isotopes mesurés.

$\frac{152}{147}$ et $\frac{149}{147}$ sont les rapports de masse des différents isotopes. $\frac{^{149}\text{Sm}}{^{147}\text{Sm}}$ est le rapport d'intensités mesuré entre les isotopes d'intérêt géologique.

Isotopes d'intérêt géologique mesurés	Isotope du spike	Rapport d'isotopes stables ^a	Valeur naturelle de ce rapport	Isotopes interférents	Isotopes libres mesurés pour corriger des interférences ^b
¹⁷⁶ Lu	¹⁷⁶ Lu	-	-	¹⁷⁶ Yb	¹⁷¹ Yb
¹⁷⁶ Hf, ¹⁷⁷ Hf	¹⁸⁰ Hf	¹⁷⁹ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	0,7325	¹⁷⁶ Lu, ¹⁷⁶ Yb, ¹⁸⁰ W, ¹⁸⁰ Ta	¹⁷⁵ Lu, ¹⁷³ Yb, ¹⁸³ W, ¹⁸¹ Ta
¹⁴⁷ Sm	¹⁴⁹ Sm	¹⁵² Sm/ ¹⁴⁷ Sm	1,78314	¹⁵² Gd	-
¹⁴³ Nd, ¹⁴⁴ Nd	¹⁵⁰ Nd	¹⁴⁶ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,7219	¹⁴⁴ Sm, ¹⁵⁰ Sm	¹⁴⁷ Sm

Tableau I.10 : Eléments et isotopes impliqués dans les corrections de fractionnement de masses et d'interférences. (a) utilisé pour correction du fractionnement de masses. (b) isotope stable non-radiogénique de l'interférent.

Le Lu ne possédant que deux isotopes dont un est celui du spike, nous avons effectué la correction du fractionnement de masses à partir de l'intensité mesurée pour les isotopes de l'Yb selon la méthode décrite dans Blichert-Toft *et al.* (2002) et Albarède *et al.* (2004).

I.C.2.3.9) Correction des interférences

Les fractions de Nd, Lu et Hf ont été suffisamment purifiées avant d'être analysées pour que les interférences de masse avec d'autres éléments provenant de la matrice soient très limitées. Cependant, la précision requise pour ces mesures est telle qu'une correction, est tout de même nécessaire.

Pour l'effectuer, on mesure l'intensité reçue sur la masse d'un isotope stable non-radiogénique de l'interfèrent (on prend un isotope « libre », i.e. sur lequel aucun autre élément n'interfère ; Tableau I.10). Ensuite, via le rapport naturel entre l'interfèrent et son isotope stable non-radiogénique, on déduit la part d'intensité reçue due à l'isotope interfèrent. On utilise la formule suivante (exemple de l'interférence de ^{144}Sm sur ^{144}Nd) :

$$I_{^{144}\text{Sm}} = I_{^{147}\text{Sm}} * \left(\frac{C_{^{144}\text{Sm}}}{C_{^{147}\text{Sm}}} \right)_{\text{naturel}}$$

et

$$I_{^{144}\text{Nd}} = I_{\text{totale}144} - I_{^{144}\text{Sm}}$$

donc

$$I_{^{144}\text{Nd}} = I_{\text{totale}144} - I_{^{147}\text{Sm}} * \left(\frac{C_{^{144}\text{Sm}}}{C_{^{147}\text{Sm}}} \right)_{\text{naturel}}$$

où I représente l'intensité mesuré après correction du fractionnement de masses. $I_{^{144}\text{Sm}}$ est l'intensité mesuré sur la masse d'intérêt géologique (144) qui est imputable à l'isotope interférant ^{144}Sm ; $I_{^{147}\text{Sm}}$ est l'intensité mesurée sur l'isotope libre, stable et non-radiogénique de l'élément interférant ; $\left(\frac{C_{^{144}\text{Sm}}}{C_{^{147}\text{Sm}}} \right)_{\text{naturel}}$ est le rapport naturel de concentration entre l'isotope interférant (^{144}Sm) et son isotope stable (^{147}Sm) ; $I_{^{144}\text{Nd}}$ est l'intensité mesurée sur la masse d'intérêt géologique imputable à l'isotope de l'élément d'intérêt géologique (^{144}Nd), c'est l'information recherchée ; $I_{\text{totale}144}$ est l'intensité totale mesurée sur la masse d'intérêt géologique, elle est la somme des intensités mesurées imputables aux isotopes interféré (^{144}Nd) et interférant (^{144}Sm).

L'interférence la plus forte est celle de l' ^{176}Yb sur le ^{176}Lu . Ceci est dû au fait que les colonnes HDEHP ne séparent pas bien le Lu et l'Yb. Ainsi, il reste une proportion importante d'Yb dans la solution de Lu analysée. Pour corriger précisément cette interférence, nous avons utilisé la méthode décrite dans Blichert-Toft *et al.* (2002) et Albarède *et al.* (2004) mesuré trois solutions d'éléments purs tous les 3 échantillons : un de Lu, un d'Yb et un mixte de Lu + Yb.

En ce qui concerne le Sm, une interférence isobarique est possible entre ^{152}Sm et ^{152}Gd . Cependant, le Gd est très efficacement séparé de la fraction de Sm au cours l'étape de chromatographie en résine HDEHP et l'isotope 152 du Gd ne représente une faible proportion du Gd total (~0,2%). Cette interférence est donc négligeable et nous n'en avons pas corrigé les mesures brutes.

Les corrections du fractionnement de masses et des interférences isobariques effectuée nous autorisent à assimiler les rapports d'intensité corrigés aux rapports de concentrations.

Plus de précisions concernant le traitement des données Lu-Hf et Sm-Nd sont disponibles dans Albarède *et al.* (2004).

I.C.2.3.10) Validation des données

La précision interne (2σ) de nos mesures est inférieure à 0,01% sur les rapports $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ et $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, inférieure à 0,005% sur le rapport $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ et inférieure à 0,001% sur le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Albarède *et al.*, 2004).

Rapport mesuré	Standard de contrôle	Rapport de la littérature pour le standard
$^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$	JMC shelf solution	1,78314 ^a
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Rennes in-house	0,511856 ^b
$^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu}$	JMC shelf solution	0,02655 ^c
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	JMC-475	0,282163 ^d

Tableau I.11 : Standards de contrôle externes. Rapports isotopiques d'après (a) Carlson *et al.* (2007) (b) Chauvel & Blichert-Toft (2001) (c) Vervoort *et al.* (2004) (d) Blichert-Toft (2001).

Nous avons mesuré des standards de contrôle tous les 2 ou 3 échantillons pour vérifier la justesse de nos mesures (Tableau I.11) et évaluer leur précision externe qui est de 0,003% sur les rapports $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Pour les rapports $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ et $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, après propagation des erreurs (y compris celles sur le spike), on obtient une incertitude sur les mesures de 0,1 à 0,2%. Pour les rapports $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, l'incertitude sur les mesures, qui est définie par la plus mauvaise précision entre l'interne et l'externe, est inférieure à 0,005%.

Des blancs sont régulièrement analysés au Laboratoire des Sciences de la Terre de l'ENS de Lyon en suivant le même protocole que nos échantillons. Les quantités totales de Sm, de Nd, de Lu et d'Hf dans les blancs sont toujours inférieures à 20pg.

I.C.2.4) Système isotopique Re-Os et autres éléments hautement sidérophiles (HSE)

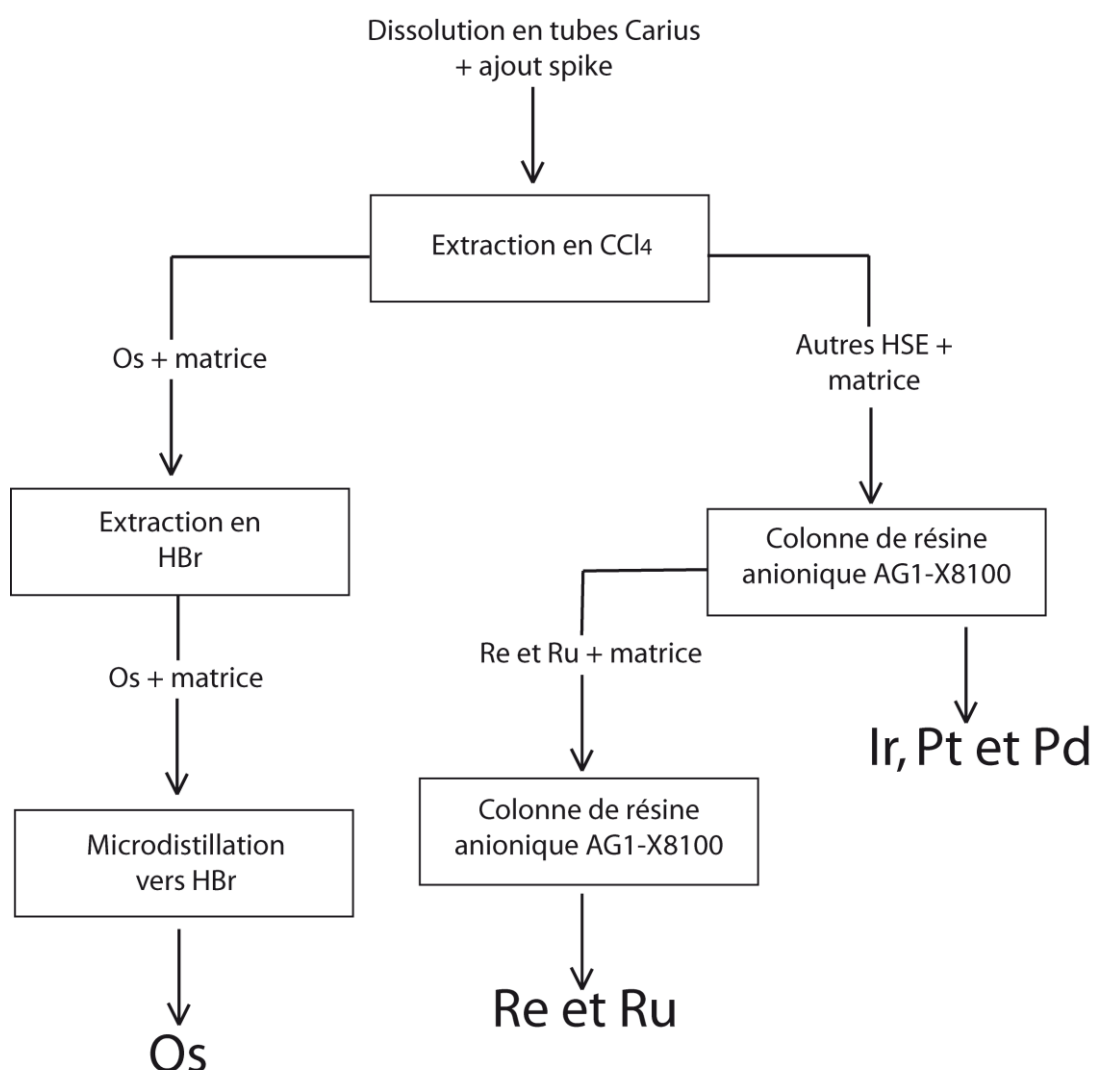


Figure I.16 : Protocole de séparation des éléments hautement sidérophiles.

Le Rhenium (Re), l'Osmium (Os), l'Iridium (Ir), le Ruthenium (Ru), le Platine (Pt) et le Palladium (Pd) appartiennent au groupe des éléments hautement sidérophiles (HSE). Ils

sont principalement concentrés dans le noyau terrestre et il n'en subsiste qu'une très faible proportion dans le manteau (concentrations de l'ordre de la partie par milliard, ppb). Leur analyse requiert donc la dissolution de grandes quantités d'échantillon (~1,6g) et est très sujette aux contaminations par des matériaux métalliques qui en comparaison sont très riches en HSE. Tous les acides utilisés avaient été préalablement distillés 3 fois. Comme précédemment, les concentrations élémentaires ont été mesurées par dilution isotopique.

Le protocole de purification chimique des HSE que nous avons suivi est celui décrit dans Puchtel *et al.* (2009). Il est résumé dans la Figure I.16. Nous avons effectué le traitement chimique des échantillons ainsi que les mesures spectrométriques à l'université du Maryland à College-Park (Etats-Unis) en collaboration avec Igor Puchtel.

I.C.2.4.1) Broyage

Ainsi, avant de broyer les échantillons, nous avons dû abraser avec du papier de verre toutes traces de lame de scie et d'impact de marteau et nous avons remplacé les broyeurs à parties métalliques habituellement utilisés, par des broyeurs en céramique d'aluminium (Al_2O_3). Nous avons d'abord fragmenté les échantillons au marteau à travers des sacs en plastique résistants puis les avons broyés en trois étapes : dans un broyeur à mâchoires, puis circulaire, puis à disque pour obtenir la poudre la plus fine possible et ainsi faciliter l'attaque par les acides.

I.C.2.4.2) Séparation des olivines et chromites

En plus des échantillons de roche totale, nous avons analysé deux fractions de minéraux séparés : une fraction d'olivine et une fraction d'olivine riche en chromite. Nous avons effectué le tri de ces minéraux sur une fraction de roche broyée de calibre 100 à 125 μm . Nous avons effectué une première décantation en CHBr_3 de densité 2,9 en conservant la fraction qui coulait, puis après élimination de la fraction magnétique à l'aide d'un aimant à main, une seconde décantation en CH_2I_2 de densité 3,3 en gardant la fraction qui flottait. Ensuite, nous avons nettoyé les grains d'olivine aux ultrasons dans un bain d'acétone, puis avons achevé de les séparer des autres minéraux avec un séparateur magnétique de type Franz. Pour la fraction riche en chromite, nous avons simplement trié optiquement les grains d'olivine qui en contenaient le plus.

I.C.2.4.3) Dissolution en tubes Carius

Nous avons utilisé le seul acide permettant une dissolution efficace des HSE : l'eau régale (4mL de HCl + 5mL de HNO₃). Celle-ci les oxyde avant de les dissoudre, or l'oxyde d'Osmium (OsO₄) est volatil et se serait évaporé pendant l'attaque si nous n'avions pas utilisé un récipient totalement étanche tel que les tubes Carius (Figure I.17). De plus, ceux-ci, à la différence des bombes, permettent d'atteindre une température d'environ 270°C et une pression de 200 atmosphères nécessaires à la bonne dissolution des HSE. L'attaque a duré au minimum 72h, nous avons dissous ~1,6g de chaque échantillon après les avoir mélangés à un spike mixte (¹⁸⁵Re, ¹⁹⁰Os, ⁹⁹Ru, ¹⁰⁵Pd, ¹⁹¹Ir et ¹⁹⁴Pt) et pour chaque échantillon nous avons effectué un duplicata.

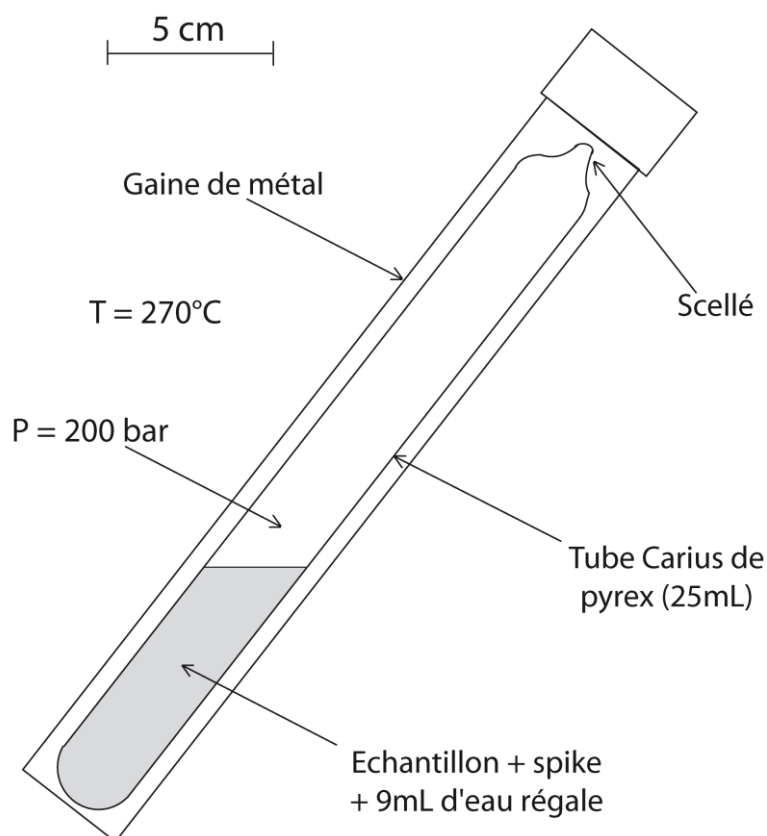


Figure I.17 : Attaque en tube Carius.

I.C.2.4.4) Extraction de l'Os

L'Os (mais pas les autres HSE) a une grande affinité pour le tétrachlorocarbonate (CCl₄) et une encore plus grande pour l'hydrobromure (HBr) ce qui en a permis l'extraction et la réduction. Nous avons d'abord ajouté 2mL de CCl₄ à chaque échantillon et l'avons séparé de l'eau régale par centrifugation (Figure I.18). Nous avons répété cette opération 3 fois extrayant à chaque fois ~60% de l'Os présent.

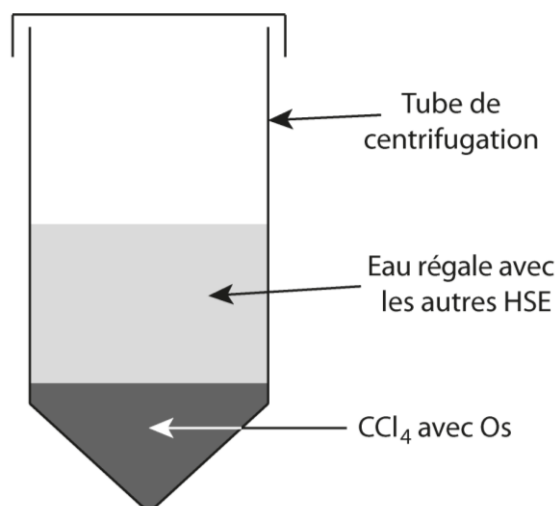


Figure I.18 : Extraction de l'Os en CCl₄.

Nous avons ensuite mélangé les 6mL de CCl₄ contenant l'Os extrait à 4mL de HBr à ~80°C pendant une dizaine d'heures et avons séparé ces deux phases par centrifugation (Figure I.19). Cette étape a extrait l'Os de la phase CCl₄ vers la phase HBr où il a été réduit (et a donc perdu son caractère volatil).

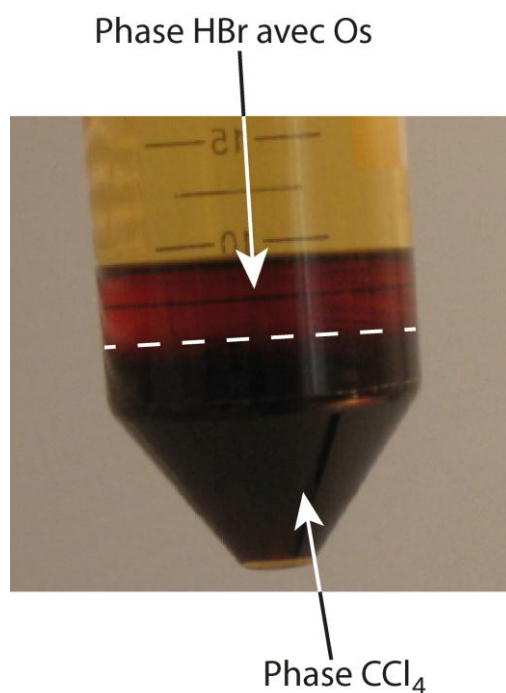


Figure I.19 : Rétro-extraction de l'Os en HBr.

Après évaporation de la fraction d'HBr, on a obtenu un résidu solide d'OsBr₄ que nous avons repris en Cr₂O₃ dissous dans de l'acide sulfurique et avons purifié par micro-distillation vers une phase de HBr (Figure I.20). Le Cr₂O₃ est un oxydant très puissant qui a rendu l'Os

volatil, il s'est donc évaporé pour aller être piégé dans la phase HBr que nous avons ensuite évaporée.

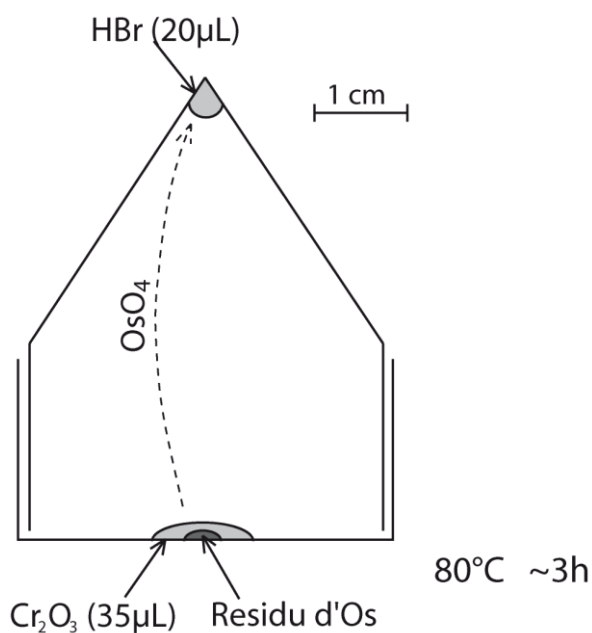


Figure I.20 : Microdistillation du résidu d'Os.

I.C.2.4.5) Séparation des autres HSE

L'extraction de l'Os en CCl_4 a laissé les autres HSE avec la matrice dans la phase d'eau régale (Figure I.18). Après évaporation de cette phase, nous en avons repris le résidu en HCl 6N à $\sim 120^\circ\text{C}$ pendant deux heures pour passer tous les HSE sous forme de chlorures. Le fait qu'ils soient sous forme de chlorure nous a permis, après une nouvelle évaporation, de les reprendre ensuite en HCl moins concentré (1N) pour pouvoir les charger sur les colonnes de chromatographie. Les fractions contenant les autres HSE que l'Os ont été séparées et purifiées en deux étapes de chromatographie sur colonnes échangeuses d'ions. La première colonne a permis de séparer les Re et Ru, des Ir et Pt et du Pd. Les autres HSE : Rhodium (Rh) et Or (Au) n'ont pas été séparés car n'ayant qu'un seul isotope, ils ne sont pas mesurables par dilution isotopique. Cette colonne contenait de la résine anionique de type AG1-X8 de maille 200. Nous avons chargé 2,5mL de solution d'échantillon dissous dans du HCl 1N et nous sommes débarrassé d'une partie de la matrice par les passages de 5mL supplémentaires de HCl 1N et de 4mL de HNO_3 0,8N. Nous avons ensuite ajouté 4mL de HNO_3 6N et 0,5mL de HNO_3 concentré et les avons collectés, ils contenaient le Re et le Ru. Ensuite, nous avons collecté l'Ir et le Pt avec 15mL de HNO_3 concentré supplémentaires, puis le Pd avec 15mL de HCl concentré. Nous avons ensuite purifié la fraction Re-Ru en utilisant une seconde colonne

chargée de la même résine. Pour cela, nous avons dû les convertir à nouveau en chlorures par reprise en HCl 6N, puis les évaporer et les reprendre en HCl 1N pour les charger sur les colonnes. Puis nous nous sommes débarrassés d'une partie de la matrice avec 1mL de HCl 1N et avec un lavage des colonnes avec du HNO₃ 0,8N. Enfin, nous avons collecté la fraction purifiée de Re et Ru avec 1mL de HNO₃ 6N. Nous n'avons utilisé la résine de ces colonnes qu'une seule fois puis nous l'avons jetée. Avant toute utilisation, nous l'avons lavée par rinçages successifs à l'eau ultra-pure, au HNO₃ et au HCl concentrés.

I.C.2.4.6) Analyse de l'Os par Spectrométrie de Masse à Ionisation Négative Thermique (NTIMS)

I.C.2.4.6.a) Mesure

Nous avons mesuré la composition isotopique de l'Os en utilisant un NTIMS (Creaser *et al.*, 1991) de type VG Sector 54 équipé d'un détecteur à multiplication d'électrons secondaires. Le principe de fonctionnement de cet appareil est proche de celui d'un MC-ICP-MS. La principale différence entre les deux techniques est la façon dont sont ionisés les éléments. Dans le cas du NTIMS, les échantillons sont introduits sous forme solide dans l'appareil. Ils sont déposés sur un filament que l'on chauffe par effet joule en y faisant passer un courant électrique. Il atteint une température de l'ordre de 900 à 1500°C suffisante pour émettre les éléments de l'échantillon sous forme d'ions (négatifs) qui sont ensuite accélérés par un champ électrique et discriminés par leurs masses dans un champ magnétique, comme dans le cas d'un MC-ICP-MS, avant d'être mesurés simultanément par plusieurs détecteurs (cages de Faraday). Cet appareil, permet de déterminer la composition isotopique de l'Os avec une très grande précision malgré le caractère d'élément ultra-trace de l'Os (par exemple, l'incertitude sur le rapport ¹⁸⁷O/¹⁸⁸Os n'est que de 0,00025). De plus, l'élément père ¹⁸⁷Re et son fils ¹⁸⁷Os ont la même masse et interfèreraient au cours d'une analyse sur MC-ICP-MS car la fraction d'Os n'est pas complètement pure et contient toujours du Re. Or, sur TIMS, les deux éléments ne s'oxydent pas autant ce qui les discrimine. Nous avons chargé les échantillons en les reprenant en HBr, puis en les déposant et en les séchant sur des filaments de Pt préalablement dégazés par chauffage et lavés par 4 bains alternés de HNO₃ concentré à 10% et d'eau ultra-pure portés à température d'ébullition. Nous avons ensuite déposé sur chaque échantillon 0,3μL de Ba(OH)₂ qui au moment de la mesure a servi à ioniser et à oxyder l'Os en le mettant sous la forme OsO₃²⁻ sous laquelle il est analysé. Nous avons

analysé chaque échantillon pendant deux fois 6 heures mesurant 600 rapports isotopiques que nous avons ensuite moyennés.

I.C.2.4.6.b) Corrections

Comme pour les mesures de Lu, Hf, Sm et Nd sur MC-ICP-MS, nous avons appliqué une correction pour le fractionnement de masse des isotopes de l'Os dans le NTIMS, en nous basant sur la mesure d'un rapport d'isotopes stables non-radiogéniques constant dans les échantillons naturels et connu : $^{192}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 3,083$.

Nous avons corrigé les interférences isobariques de l'Os avec le Re et le W. Les fractions d'Os séparé, étaient cependant toujours assez pures pour que les corrections ne dépassent jamais 0,05%.

Nous avons corrigé le biais instrumental du NTIMS en multipliant les rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ mesurés par un facteur de correction F.

$$\left(\frac{^{187}\text{Os}}{^{188}\text{Os}} \right)_{\text{corrigé}} = \left(\frac{^{187}\text{Os}}{^{188}\text{Os}} \right)_{\text{mesuré}} * F$$

avec

$$F = \frac{\left(\frac{^{187}\text{Os}}{^{188}\text{Os}} \right)_{\text{littérature}}}{\left(\frac{^{187}\text{Os}}{^{188}\text{Os}} \right)_{\text{mesuré}}}$$

Nous avons utilisé pour cela un standard interne Johnson–Matthey. Nous avons recalculé F régulièrement au cours des analyses en remesurant régulièrement le standard pour corriger des dérives temporelles de l'appareil.

I.C.2.4.6.c) Validation

Pour vérifier que nos échantillons n'avaient pas été contaminés au cours de leur traitement, nous avons analysé un blanc. Il comprenait 0,00016 ng d'Os au total ce qui représente moins de 0,02% de la quantité d'Os présente dans n'importe lequel des échantillons (Tableau I.12).

L'écart type des valeurs obtenues en mesurant le standard d'Os interne Johnson–Matthey définit la précision externe de nos mesures. Elle est moins bonne que leur précision

interne. C'est donc elle qui a défini notre incertitude analytique. Elle est de 0,2% (2σ) sur la concentration en Os et de l'ordre de 0,00025 sur le rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$.

Nous avons dupliqué 5 échantillons pour vérifier la reproductibilité de la méthode. Les résultats obtenus sont conformes dans une fourchette de $\sim 0,0025$ pour le rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ($\sim 2\%$) et de $\sim 0,05$ ($\sim 20\%$) pour le rapport $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ (dont le ^{187}Re a été mesuré par MC-ICP-MS). Ces valeurs sont supérieures à l'incertitude de nos mesures ce qui est imputable à l'inhomogénéité des poudres analysées car les duplicata se trouvent tout de même sur l'isochrone (Tableau III.3 et Figure III.17.a).

Echantillon	Masse échantillon (g)	Total Re (ng)	% Re blanc	Total Os (ng)	% Os blanc
Weltevreden, Basalte WP108	1,7	0,10	0,9	1,38	0,009
Weltevreden, Komatiites					
WP102	1,2	0,24	0,2	10,53	0,002
WP104_A	1,7	0,34	0,2	4,46	0,004
WP104_B	1,5	0,32	0,2	4,36	0,004
WP107_A	1,6	0,03	1,8	3,03	0,005
WP107_B	1,5	0,02	2,3	2,94	0,005
WP109_A	1,7	0,31	0,2	3,51	0,005
WP109_B	1,5	0,27	0,2	3,14	0,005
WP109 Chr_A	1,0	0,11	0,5	1,83	0,009
WP109 Chr_B	0,9	0,09	0,6	1,96	0,008
WP109 OI_A	0,6	0,02	2,2	0,80	0,020
WP109 OI_B	0,8	0,03	1,7	1,33	0,012
Komati, Komatiites					
BD4	1,7	0,07	1,2	2,08	0,006
BD5	1,7	0,14	0,7	2,82	0,005
BD6	1,7	0,03	3,4	2,95	0,004
BD11	1,6	0,04	2,3	2,28	0,006

Tableau I.12 : Blancs de Re et d'Os

I.C.2.4.7) Analyse des autres HSE par Spectrométrie de Masse Multi-Collecteurs à Induction Couplée par Plasma (MC-ICP-MS)

Nous avons mesuré les abondances en Re, Ir, Ru, Pt et Pd toujours par dilution isotopique sur un MC-ICP-MS de type Nu plasma équipé d'un triple multiplicateur d'électrons en mode statique à l'université du Maryland à College Park. Pour l'analyse, nous avons repris et dilué les échantillons en 0,8N HNO₃.

I.C.2.4.7.a) Corrections

Nous avons systématiquement corrigé des fractionnements de masse des différents isotopes de chaque HSE au cours de l'analyse, des interférences isobariques. Nous avons également appliqué une correction et du biais de l'appareil et des dérives temporelles en mesurant régulièrement les standards au cours de l'analyse et en multipliant les rapports isotopiques mesurés par un facteur de correction F.

$$\left(\frac{\text{isotope1}}{\text{isotope2}}\right)_{\text{corrigé}} = \left(\frac{\text{isotope1}}{\text{isotope2}}\right)_{\text{mesuré}} * F$$

où

$$F = \frac{\left(\frac{\text{isotope1}}{\text{isotope2}_{\text{standard}}}\right)_{\text{littérature}}}{\left(\frac{\text{isotope1}}{\text{isotope2}_{\text{standard}}}\right)_{\text{mesuré}}}$$

I.C.2.4.7.b) Validation

Pour vérifier que nos échantillons n'avaient pas été contaminés au cours de leur traitement, nous avons analysé un blanc. Les concentrations mesurées sur ce blanc représentaient moins de 0,1% de celles des échantillons pour Ir et Ru, moins de 0,5% pour Pd, et moins de 5% pour Re et Pt.

La comparaison avec la littérature, des valeurs que nous avons obtenues sur les standards UB-N, GP-13 et les météorites de fer South Byron, Dronino, et Sikhote-Alin définit la précision externe de nos mesures. Elle est moins bonne que leur précision interne. C'est donc elle qui a défini notre incertitude analytique. Elle est de 2% sur les concentrations des HSE autres que l'Os.

Nous avons dupliqué 5 échantillons pour vérifier la reproductibilité de la méthode. Les résultats obtenus sont conformes dans une fourchette de ~10% qui est supérieure à l'incertitude analytique ce qui est imputable, comme expliqué précédemment pour les mesures de rapports isotopiques de l'Os, à l'inhomogénéité des poudres analysées.

II. Conditions et mécanisme de fusion

II.A. Introduction

Trois des principales questions toujours débattues concernant les komatiites sont celles de leur contexte tectonique de mise en place, celle de leurs conditions et mécanisme de fusion, et celle de l'évolution thermique et chimique du manteau.

II.A.1) CONTEXTE TECTONIQUE

Le contexte tectonique dans lequel se sont formées les komatiites est un sujet discuté. L'essentiel de la communauté scientifique est aujourd'hui en faveur d'un contexte de panache mantellique profond pour les komatiites (Campbell *et al.*, 1989 ; Ohtani *et al.*, 1989 ; Nisbet *et al.*, 1993 ; Arndt, 2003 ; Kareem, 2005). Cependant, Allègre (1982), Grove *et al.* (1999) et Parman *et al.* (2001, 2004) ont proposé un modèle alternatif : une fusion hydratée à faible profondeur du coin mantellique en zone de subduction. Ce modèle a aujourd'hui relativement peu de défenseurs car il est basé sur une interprétation incorrecte des komatiites de Barberton comme intrusions. De plus, il ne permet pas d'expliquer les caractéristiques géochimiques des trois types de komatiites (Arndt *et al.*, 1998; Arndt *et al.*, 2008), les faibles teneurs en eau mesurées dans des inclusions fluides (McDonough & Ireland, 1993; Shimizu *et al.*, 2001 ; Berry *et al.*, 2008).

Néanmoins, le débat sur la possibilité d'une fusion hydratée en zone de subduction pour les komatiites n'est toujours pas clos et régulièrement, les défenseurs de ce modèle publient de nouveaux articles pour soutenir leur thèse (Parman *et al.*, 1997 ; Parman *et al.*, 2001 ; Parman *et al.*, 2004).

II.A.2) CONDITIONS ET MÉCANISME DE FUSION

La présence ou l'absence de phénocristaux dans les magmas komatiitiques au moment de l'éruption permet de contraindre leur température d'éruption. On évalue la quantité de phénocristaux dans les magmas par l'étude des bordures figées. Dans le cas des komatiites, celles-ci ne contiennent communément que peu ou pas de cristaux d'olivine (Leshner & Groves, 1986). Le maximum reporté dans la littérature est de ~20% de cristaux d'olivine (Renner *et al.*, 1994), mais la plupart des bordures figées de komatiites en contiennent beaucoup moins. De plus, ceux-ci peuvent être des phénocristaux, mais ils peuvent également avoir été formés au sein de la coulée, après l'éruption. La proportion de cristaux d'olivine

dans les bordures figées est donc un maximum de la proportion de phénocristaux dans le magma à l'éruption. Ainsi, dans la plupart des cas, les magmas komatiitiques contenaient peu ou pas de phénocristaux au moment de l'éruption et donc avaient une température d'éruption supérieure ou proche de celle de leur liquidus. Or, si on suppose que les magmas étaient anhydres, la température de leur liquidus peut être calculée à partir de la teneur en MgO du magma (voir l'« Appendix 11 » de la partie II.B. de ce manuscrit) et nous fournit ainsi une assez bonne estimation minimale de la température d'éruption. Les forts taux de magnésium (>18% MgO) des magmas komatiitiques impliquent que les températures de leurs liquidus étaient très hautes : de l'ordre de 1600°C ce qui montre que les températures d'éruption des komatiites étaient également très hautes (~1600°C; Nisbet *et al.*, 1993 ; Herzberg & Azimov, 2008). Même dans le cas le plus extrême de ~20% de phénocristaux dans une bordure figée, le modèle de cristallisation MELT indique que la température d'éruption ne serait que d'une centaine de degrés Celsius inférieure à celle du liquidus (Kareem, 2005).

Si l'on suit sur un diagramme de phase (Figure II.1) le chemin de décompression correspondant à une température d'éruption de ~1600°C, on montre que la fusion a dû commencer à une très grande profondeur (>15 GPa). Ce qui est confirmé par les hauts taux de MgO des komatiites (généralement 25 à 30% en poids d'oxyde) qui ne peuvent être atteints au cours de la fusion mantellique que par la fusion d'une grande proportion d'olivine qui est le minéral mantellique le plus riche en MgO. Or, à pression inférieure à 14 GPa, l'olivine est le minéral le moins fusible de l'assemblage mantellique. Seulement au-dessus de 14 GPa, le grenat la remplace en tant que dernier minéral au liquidus (Herzberg, 1995). Ainsi, les hauts taux de magnésium des komatiites ne peuvent s'expliquer que par de forts taux de fusion (supérieurs à 30% ; Sun & Nesbitt, 1978 ; Herzberg, 1992) et/ou une fusion à très forte pression (de l'ordre de 5 à 15GPa).

Campbell *et al.* (1989), Ohtani *et al.* (1989), Nisbet *et al.* (1993) et Arndt (2003) ont proposé que les komatiites appauvries en Al aient été produites par fusion à l'équilibre de haut degré (~30%) et à forte profondeur (~14GPa ou ~400km). A cette profondeur, le grenat est aussi peu fusible que l'olivine et il en subsiste dans le résidu de fusion. Or, il est la phase alumineuse de l'assemblage et les terres-rares lourdes lui sont compatibles. Ainsi, ils expliquent les appauvrissements couplés en Al et en terres-rares lourdes. Ohtani *et al.* (1989)

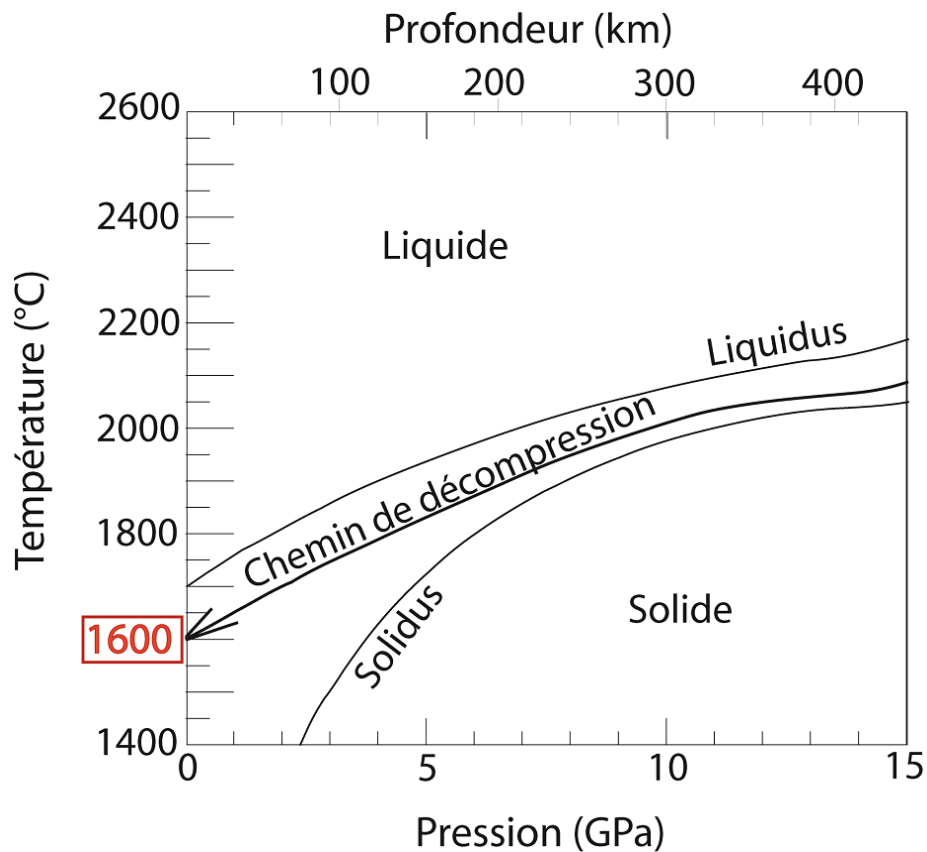


Figure II.1 : Diagramme de phases du manteau avec chemin de décompression de la source de komatiites de 1600°C de température d'éruption (modifié d'après Zhang & Herzberg, 1994).

et Kareem (2005) ont proposé que les komatiites non-appauvries en Al et enrichies en Al aient été produites par fusion moins profonde (probablement inférieure à 10 GPa ou 300km) qui n'aurait pas laissé de grenat dans le résidu.

Des études expérimentales menées par Agee (1998), Suzuki (1998) et Ohtani & Maeda (2001) ont montré qu'à très forte pression (>10-15GPa i.e. 300-450km de profondeur), la densité de liquides komatiitiques était égale ou supérieure à celle de la péridotite (Figure II.2), mais qu'à plus faible pression, le liquide était bien moins dense. Or, c'est cette différence de densité entre le liquide de fusion et le résidu solide qui est le moteur de l'échappement du liquide depuis la source en direction de la surface. Ainsi, à des pressions supérieures à 10-15GPa, le liquide ne peut pas s'échapper de la source ; mais plus celle-ci est décomprimée au cours de sa remontée, plus l'échappement des liquides est favorisé par l'accroissement de la différence de densité entre le liquide et le résidu solide. A des pressions inférieures à 10-15 GPa, la différence de densité entre le liquide et le solide est forte ; et si le taux de fusion est supérieur à quelques pourcents, impliquant une perméabilité de la source suffisante par

laquelle le liquide puisse migrer, le liquide quitte la source (Langmuir *et al.*, 1977 ; McKenzie & Bickle, 1988).

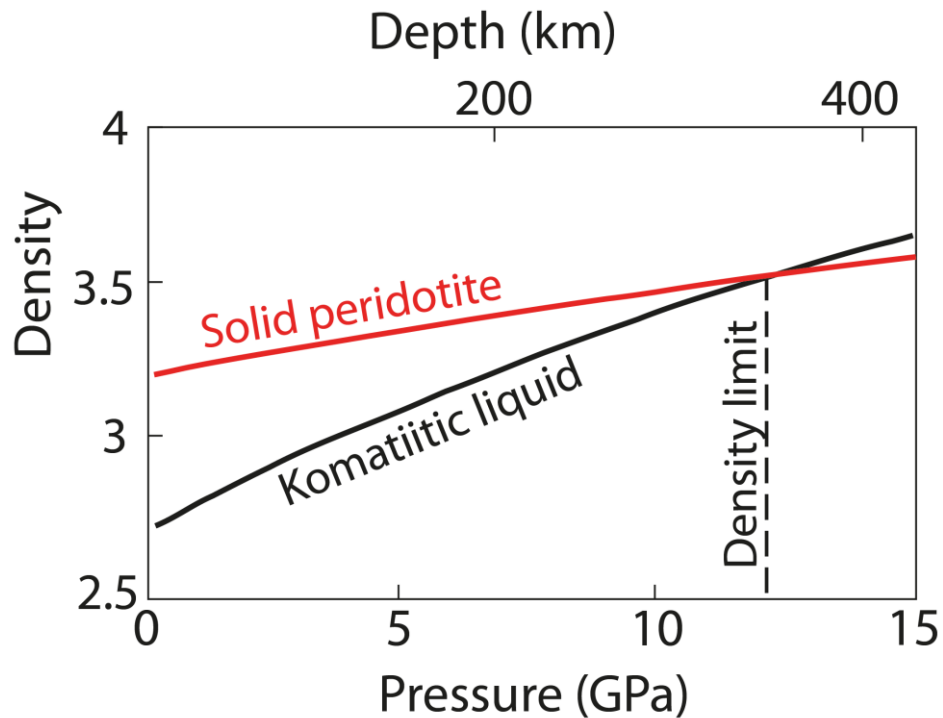


Figure II.2 : Densités de la péridotite et des liquides komatiitiques en fonction de la profondeur sous la surface. Modifié de Agee (1998).

Ainsi, Arndt *et al.* (2008) ont proposé que les komatiites appauvries en Al, pour lesquelles on suppose une fusion profonde (à ~14GPa ou ~400 km) comme expliqué ci-dessus, aient été produites par fusion à l'équilibre avec rétention totale des liquides produits dans la source jusqu'à ce qu'au cours de sa remontée, celle-ci franchisse la limite de densité (à 10-15 GPa, à partir de laquelle le liquide devient moins dense que le résidu solide) et s'échappe alors d'un seul coup (Figure II.3.a). A la différence des komatiites appauvries en Al ; comme expliqué ci-dessus : on suppose que les komatiites non-appauvries et enrichies en Al ont été produites par fusion à pression plus modérée (<10GPa ou 300km), probablement au-dessus de la limite de densité. C'est pourquoi Arndt *et al.* (2008) notent que, considérant les hauts taux de fusion supposés pour les komatiites (~30 à 50% ; Sun & Nesbitt, 1978 ; Herzberg, 1992) qui impliquent une forte perméabilité pour les sources, il est peu réaliste d'imaginer que le mécanisme de fusion ait pu être la fusion à l'équilibre dans laquelle tout le liquide reste piégé dans le résidu au cours de la fusion et s'échappe ensuite d'un seul coup et propose que ces deux types de komatiites aient plutôt été produits par fusion avec échappement continu des liquides produits au cours de la remontée des sources (Figure II.3.b). Le mécanisme qu'il invoque est appelé « fusion continue », il s'agit d'une fusion

fractionnée avec une proportion de liquide restant piégé dans la source. Il propose que les komatiites non-appauvries en Al aient été produites à profondeur modérée (~5-7GPa ou ~150-200km) et les enrichies en Al à profondeur relativement faible (~3-4GPa ou ~100km). Ce mécanisme de fusion continue a, en outre, l'avantage d'expliquer les appauvrissements très forts en éléments incompatibles que l'on trouve dans certaines komatiites (Gorgona, Révillon *et al.*, 2000 ; Comondale, Wilson, 2003 ; Barberton, Weltevreden Fm, Kareem, 2005, Cooper, 2008) par extraction de liquides qui appauvrissent la source au cours de la fusion.

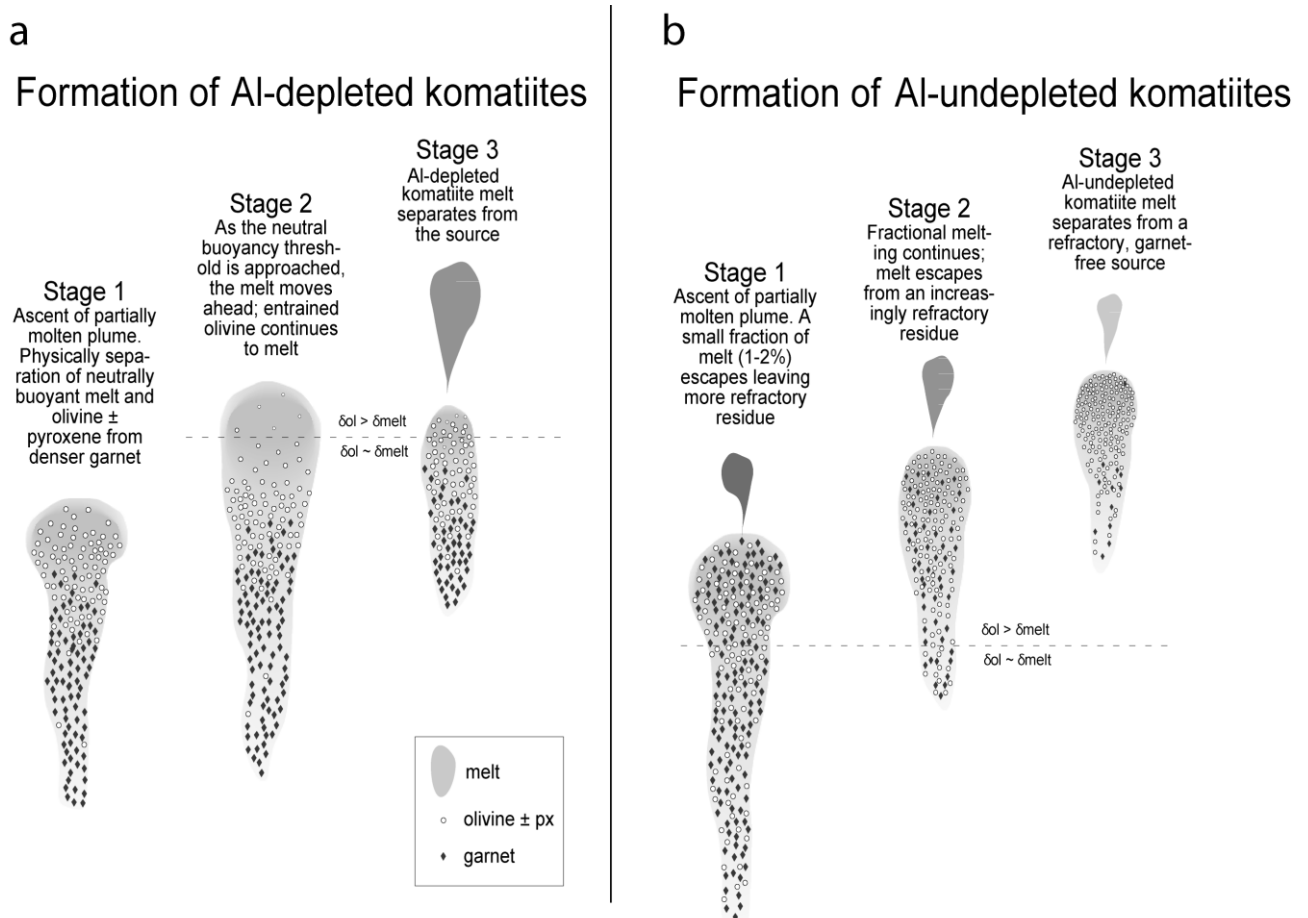


Figure II.3 : Mécanismes de fusion proposés par Arndt et al. (2008) pour les komatiites appauvries et non-appauvries en Al.

Il est fréquent que plusieurs des trois types de komatiites se trouvent interstratifiés dans les ceintures de roches vertes, ce qui suggère qu'ils se forment contemporanément et probablement par un mécanisme de fusion unique. Or celui-ci, n'a pu être déterminé par les précédents investigateurs.

II.A.3) ÉVOLUTION THERMIQUE DU MANTEAU

Les komatiites appauvries en Al, qui sont courantes au début de l'Archéen où elles côtoient les deux autres types, disparaissent progressivement à partir de la fin de l'Archéen. Cette disparition progressive et le déclin de l'abondance globale des komatiites avec lequel elle coïncide, ont depuis longtemps été interprétés comme dus au refroidissement progressif du manteau. En effet, les komatiites appauvries en Al, pour être produites nécessitent que la fusion commence à très grande profondeur ce qui implique des sources très chaudes.

Cette partie a pour objet d'apporter des éléments de réponse aux questions posées ci-dessus. Pour cela, elle fournit un modèle de pétrogenèse pour les komatiites de Barberton. Celui-ci est appuyé sur les données d'une étude pétrologique et géochimique (analyse des éléments majeurs et traces) exhaustive de 73 échantillons de komatiites couvrant toute l'histoire magmatique de la ceinture de Barberton (de 3,5 à 3,3 Ga) et représentant toutes les lithologies ainsi que tous les types de komatiites (appauvries, non-appauvries et enrichies en Al) rencontrés dans la ceinture. Les tableaux de résultats de la modélisation numérique effectuée sont reportés dans les Annexes 3-5.

II.B. Les komatiites de Barberton produites par fusion continue profonde, à haut taux de rétention

Barberton komatiites produced by deep critical melting with high melt retention

Christophe C. M. Robin-Popieul*

Institut des Sciences de la Terre, Université de Grenoble, 38400 Saint-Martin d'Hères, France

Nicholas T. Arndt

Institut des Sciences de la Terre, Université de Grenoble, 38400 Saint-Martin d'Hères, France

Catherine Chauvel

Institut des Sciences de la Terre, Université de Grenoble, 38400 Saint-Martin d'Hères, France

Gary R. Byerly

Department of Geology and Geophysics, Louisiana State University, Baton Rouge, LA
70802, United States of America

Alexander V. Sobolev

Institut des Sciences de la Terre, Université de Grenoble, 38400 Saint-Martin d'Hères, France

Allan Wilson

University of Witwatersrand, 2000 Johannesburg, South Africa

*Corresponding author. Email: christophe.robin@ujf-grenoble.fr; Telephone: +33476514060

Running title: Barberton komatiites produced by critical melting

ABSTRACT

Komatiïtes are highly magnesian volcanic rocks characteristic of the Archean. They are divided into three types: Al-depleted, which have low Al/Ti, relatively high concentrations of incompatible elements and depleted Heavy Rare Earth Elements (HREE); Al-undepleted komatiïtes, with chondritic Al/Ti and flat HREE pattern; and Al-enriched komatiïtes, with high Al/Ti, low concentrations of incompatible elements, enriched HREE and extremely depleted Light Rare Earth Elements. The oldest well-preserved examples are found in the Barberton Greenstone Belt in South Africa (3.5-3.3 Ga). All three komatiïte types are found in the belt, commonly within the same stratigraphic unit. Based on a comprehensive petrological and geochemical study, we propose a new melting model for their formation. The basis of the model is the observation, from published experimental studies, that at great depths (~13GPa), the density of komatiïtic liquid is similar to that of solid peridotite. Under such conditions the komatiïte liquid does not escape from the source. As the source (probably a mantle plume) ascends through the mantle, the pressure decreases and the density difference increases, making the escape possible. We modelled the formation of komatiïte taking into account this decrease of the proportion of liquid retained in the source. The Al-depleted komatiïtes form first at about 13GPa at conditions close to equilibrium melting when a large proportion of liquid (30-40%) was retained in the source and where the residue contained a high proportion of garnet (15%). Al-undepleted and Al-enriched komatiïte forms at intermediate to shallow depth after exhaustion of residual garnet. This model reproduces the chemical characteristics of all komatiïte types in the Barberton belt and can probably be applied to komatiïtes in other parts of the world.

KEY WORDS: Archean; Barberton; komatiïte; critical melting; petrogenesis

INTRODUCTION

Komatiïtes provide evidence of magmatism at extremely high eruption temperatures (~1600°C; Nisbet *et al.*, 1993). They are thought to result from high degrees of mantle melting (over 30%; Sun & Nesbitt, 1978; Herzberg, 1992), at great depths (down to ~400 km; Herzberg, 1992), in conditions which, apart from one exception (the Cretaceous komatiïtes from Gorgona Island; Echeverría, 1980), have not been matched since the Precambrian. They are usually classified in three types: (1) Al-depleted or Barberton-type komatiïtes are characterized by a sub-chondritic $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratio around 10 and depletion of the heavy rare earth elements (HREE); (2) Al-undepleted or Munro-type komatiïtes are characterized by a near primitive-mantle $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratio around 22 and a flat HREE pattern; (3) Al-enriched komatiïtes are characterized by high $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ between 30 and 60 and enrichment of HREE. Herzberg *et al.* (2010) showed that komatiïtes cannot have been produced by fusion of the ambient mantle because it could only produce melts with lower MgO contents. Campbell *et al.* (1989), Ohtani *et al.* (1989), Nisbet *et al.* (1993) and Arndt (2003) proposed that Al-depleted-komatiïtes were produced in mantle plumes by deep (~400km), high-degree (~30%), equilibrium melting at depths where garnet is a stable residual phase. According to Ohtani *et al.* (1989) and Kareem (2005), Al-undepleted and Al-enriched-komatiïtes are also produced in mantle plumes but by shallower melting leaving a garnet-free residue. Allègre (1982), Grove *et al.* (1999) and Parman *et al.* (2001, 2004) have proposed an alternative, wet-melting model that explains the generation of komatiïtes by shallow-level hydrous melting of the mantle-wedge above a subduction-zone. This last model has fallen in disfavour mainly because it is based to a large part on a questionable interpretation of Barberton komatiïtes as intrusive rocks. It also fails to explain the contrasting geochemical characteristics of the three types of komatiïtes (Arndt *et al.*, 1998; Arndt *et al.*, 2008) and the low water contents measured in melt inclusions (McDonough & Ireland, 1993; Shimizu *et al.*, 2001; Berry *et al.*, 2008). Al-depleted-komatiïtes are common in the Early Archean and are progressively replaced by Al-undepleted and Al-enriched komatiïtes in the late Archean, Proterozoic and Phanerozoic.

The komatiïtes from the Barberton greenstone belt are the oldest known, well-preserved examples of this type of rock. Even though they were hydrothermally altered and deformed by several stages of folding and faulting, in many areas they have been metamorphosed only to greenschist facies (Viljoen & Viljoen, 1969a) and volcanic structures, textures and in some cases magmatic minerals are preserved. Moreover, the belt contains the thickest continuous section worldwide of Al-depleted-komatiïtes as well as the two other

types of komatiites. In this regard, it is a crucial locality to study the petrogenesis of the different types of komatiite in the Archean. Here we report a comprehensive petrological and geochemical study of a new set of komatiite samples from formations spanning the 200Ma volcanic history of the belt, our goal being to better constrain the nature of their sources and their melting mechanisms.

II.B.1) GEOLOGICAL BACKGROUND

The 3.5 to 3.2 Ga Barberton Greenstone Belt is located in northeastern South Africa and Swaziland. It is part of the Archean Kaapvaal craton, the central nucleus of the continent which formed and stabilized between ca. 3.5 and 3.0 Ga. The 12 km-thick sequence of metavolcanic and metasedimentary rocks that comprises the Barberton Belt is composed of the lower, mainly volcanic, 9 km-thick Onverwacht Group overlain by the 3 km thick mainly sedimentary Fig Tree and Moodies Groups. The greenstone belt has been deformed into a northeast-trending, cusp-shaped synclinorium complicated by second-order anticlines and synclines (Figure II.4). Almost all layers are sub-vertical but, with the exception of shear zones, there is little penetrative deformation and primary textures and structures are preserved. The belt is surrounded by granitoid plutons.

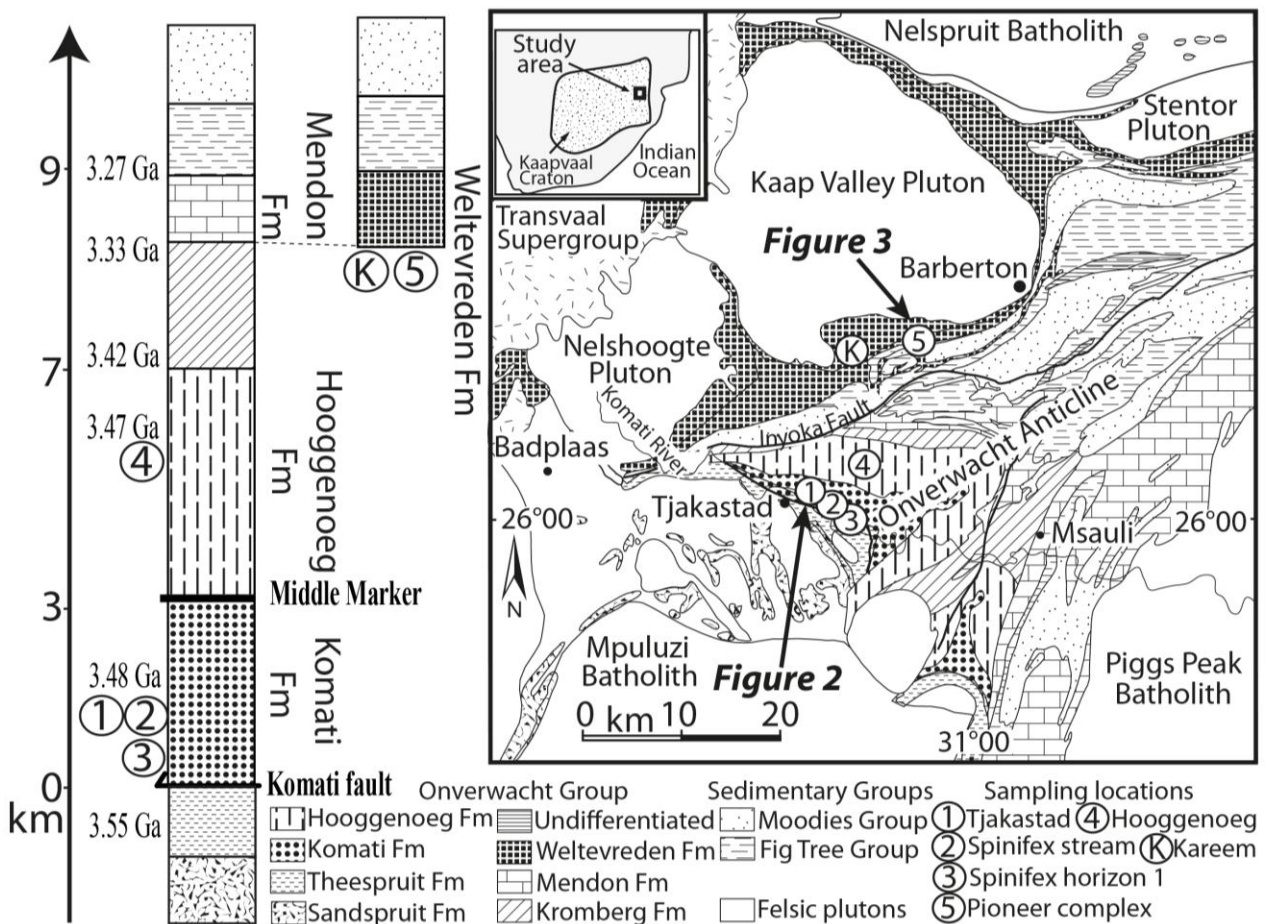
Well-preserved komatiites occur at four distinct levels in the belt (Figure II.4):

- (1) the 3.48 Ga Komati Formation (Viljoen & Viljoen, 1969a, b; Dann, 2001, 2000).
- (2) the 3.47 Ga Hooggenoeg Formation (Viljoen & Viljoen, 1969c; Armstrong *et al.*, 1990; Byerly *et al.*, 1996).
- (3) the 3.3 Ga Mendon Formation (Byerly *et al.*, 1996; Byerly, 1999).
- (4) the 3.3 Ga Weltevreden Formation (Lahaye *et al.* 1995; Kareem, 2005; Cooper, 2008).

Komatiites also occur in the Sandspruit and Theespruit Formations that underlie the Komati Formation, but these komatiites are too highly metamorphosed and deformed for reliable petrographic and geochemical study. The Komati, Hooggenoeg and Mendon Formations occur in a continuous stratigraphic sequence in the main part of the belt whereas the Weltevreden Formation occurs in a different block separated by the Inyoka and Moodies faults.

The Komati Formation is composed of a succession of komatiite, komatiitic basalt and tholeiitic basalt flows without inter-flow sedimentary layers or erosion surfaces; the lack of such features indicates that the flows erupted rapidly without major breaks in the volcanic

activity. The lower Komati Formation is about 1.8 km thick, limited down-section by the Komati fault (Figure II.4) and composed of 50% komatiites and 50% komatiitic basalts. Dann (2000) mapped the unit in detail and identified five spinifex komatiite horizons. Only the lowermost spinifex horizon 1 has been shown to contain Al-undepleted-komatiites (Al_2O_3/TiO_2 from 17 to 23; Williams & Furnell, 1979; Parman *et al.*, 2003, 2004) whereas the rest of the lower Komati Formation, contains only Al-depleted komatiite (Al_2O_3/TiO_2 from 8 to 12; Viljoen & Viljoen, 1969; Smith *et al.*, 1980; Jahn *et al.*, 1982; Smith & Erlank, 1982; Viljoen *et al.*, 1983; Lahaye *et al.*, 1995; Parman *et al.*, 2003, 2004). The 1.27 km thick upper Komati Formation is limited up-section by the Middle Marker (a thin unit of silicified volcanoclastites) and is mainly composed of komatiitic basalts with minor komatiite and tholeiitic basalt. Komatiites and komatiitic basalts from the upper Komati Formation have been so far shown to be exclusively of the Al-depleted type (Al_2O_3/TiO_2 from 10 to 16; Viljoen & Viljoen, 1969b; Jahn *et al.*, 1982; Viljoen *et al.*, 1983; Parman *et al.*, 2003).



The 3.47 to 3.41 Ga Hooggenoeg Formation overlies the Komati Formation. Lowe & Byerly (1999) divided it into 6 members (H1 to H6) each comprising a volcanic sub-unit capped by a thin unit of silicified sediments indicative of breaks in the volcanic activity. The volcanic succession is composed mainly of tholeiitic basalt but members H3 and H4 also contain komatiitic basalts. These lavas had been shown to belong to the Al-depleted and Al-enriched types ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ of ~12 and ~50, respectively; Viljoen & Viljoen, 1969a). The H6 magmatic member is made of felsic rocks. This occurrence, together with the presence of felsic volcanoclastic layers throughout the greenstone belt, shows that the tectonic context was able to produce felsic as well as mafic-ultramafic rocks.

The mainly mafic 3.41 to 3.33 Ga Kromberg Formation overlies the Hooggenoeg Formation. It is made up of basaltic lavas or volcanoclastic rocks and sedimentary units and contains no true komatiite.

South of Inyoka fault, the ~3.3 Ga Mendon Formation overlies the Kromberg Formation. It has been divided in five members (M1 to M5) each composed of a volcanic member capped by a chert layer. Each volcanic member is made of komatiites that include examples of each of the three komatiite types (Al-depleted-komatiites with $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ~10, Al-undepleted-komatiites with $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ~22 and Al-enriched-komatiites with $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ from 40 to 90; Lahaye et al., 1995; Byerly, 1999).

North of Inyoka fault, the ~3.3 Ga Weltevreden Formation is thought to be correlative to the upper cycles of the Mendon Formation (Lowe & Byerly, 1999). Komatiitic flows, sills and tuffs account for ~ 80% of the unit (G. Byerly, pers. com). The remainder is composed of interlayered sediments (Kareem, 2005). Almost all komatiites from Weltevreden Formation are Al-enriched ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ~30; Kareem, 2005; Cooper, 2008) but two flows of Al-undepleted-komatiite ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ~22) have been identified. Komatiitic tuffs, which are abundant compared to the other formations, belong to all three groups of komatiite (Al-depleted, undepleted and enriched; Stiegler *et al.*, 2008; Stiegler *et al.*, 2010) and do not always belong to the same group as their underlying flow.

II.B.2) SAMPLES

We collected 71 samples of komatiite and komatiitic basalt from the five different localities of the belt represented by circled numbers on Figure II.4. Sample locations and brief descriptions are given in Appendix 1. They are from three different formations, Komati,

Hooggenoeg and Weltevreden, spanning the 200 Ma of mafic-ultramafic volcanic activity of the belt.

II.B.2.1) Field characteristics

II.B.2.1.1) Komati Formation

Samples of the Komati Fm are from three different sites referred in the following as “Tjakastad”, “Spinifex stream” and “Spinifex horizon 1” (Figure II.5).

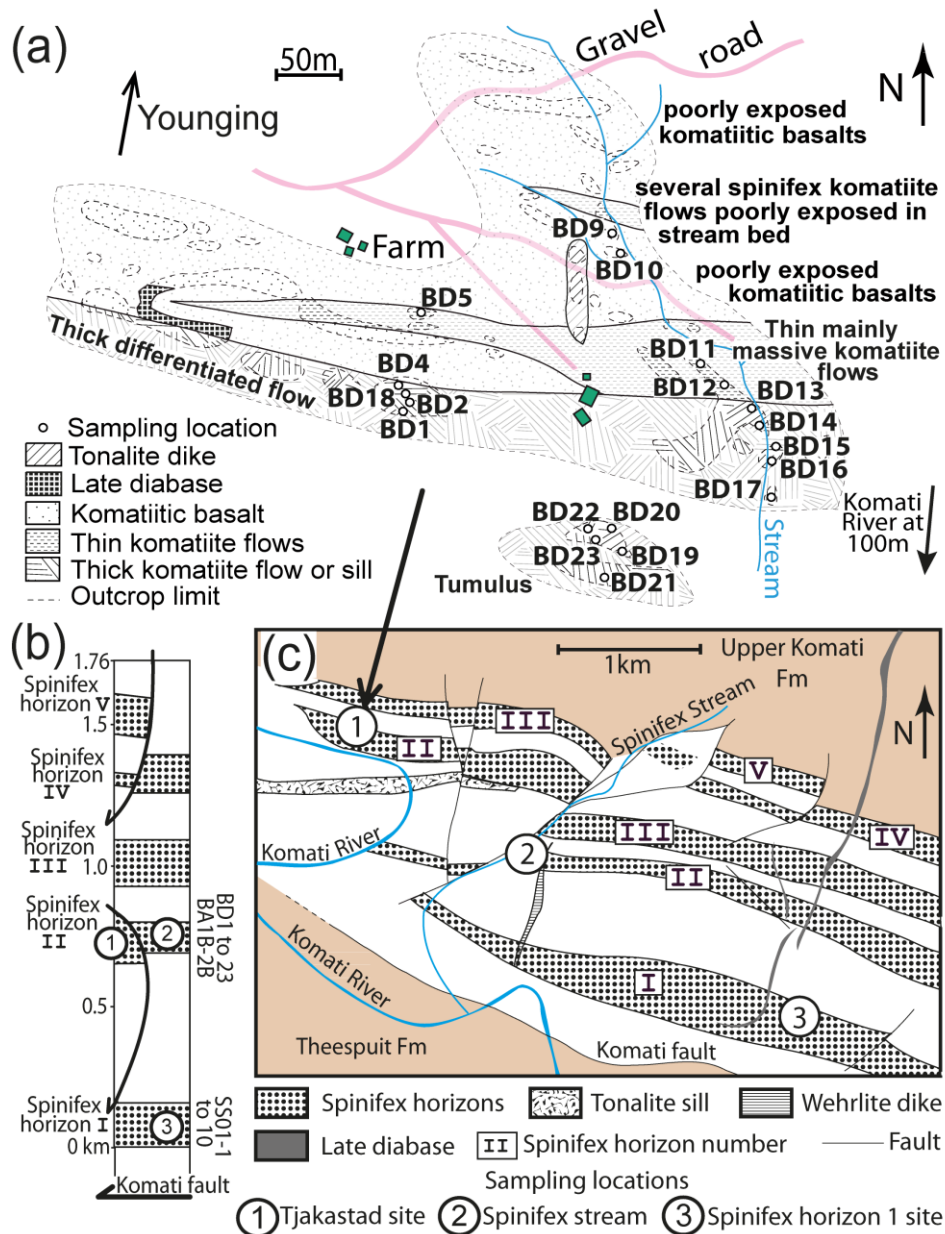


Figure II.5 : Lower Komati Fm map and sampling locations. (a) Detailed outcrop map of sampling location 1 (see Figure II.4 and Figure II.5c) with exact sample positions. (b) Lower Komati Formation simplified stratigraphic column after Dann (2000). (c) Lower Komati Formation geological map adapted from Dann (2000).

II.B.2.1.1.a) Tjakastad locality

Our main sampling site for the Komati Fm is 1 km northeast of Tjakastad townsite and just north of the Komati River (locality 1 in Figures II.4 and II.5c). There, we sampled the 250 m thick sequence of komatiites and komatiitic basalts illustrated in Figure II.5a. The lowest exposed unit (labeled “tumulus” on Figure II.5a) is a thick komatiite unit with very unusual texture and structure. This unit, described as a tumulus structure by Dann (2000; 2001), is composed of a basal adcumulus dunite consisting of tightly packed, euhedral, unusually coarse olivine grains (1-2 mm) overlain by a megacrystic wehrnite layer and in turn by a vesicular layer. All olivine grains are totally serpentinized.

The following unit (labeled “thick differentiated flow” on Figure II.5a) is a 15m-thick differentiated komatiite flow or sill made up of an olivine cumulate layer containing large clinopyroxene oikocrysts, a thick B1 zone (as defined by Pyke *et al.*, 1973) and a well-developed olivine spinifex layer. An unusual feature is pronounced horizontal layering in the upper part of the olivine cumulate. The same unit outcrops in the stream in the east of the map area, and there, pyroxene spinifex takes the place of olivine spinifex.

Next comes a series of thin (1-3 m), mainly massive komatiite flows (labeled “thin mainly massive komatiite flows” on Figure II.5a) followed by a series of thicker (~10 m) komatiitic basalt flows and finally several thin komatiite flows with a well-developed olivine spinifex layers interlayered with the komatiitic basaltic units.

II.B.2.1.1.b) Spinifex Stream locality

At the second of the sampling sites (locality 2 in Figures II.4 and II.5c; Viljoen *et al.*, 1983), we sampled a thick differentiated unit that is possibly correlative with the thick differentiated unit overlying the tumulus unit in the Tjakastad locality. As in the streambed at Tjakastad site, pyroxene spinifex is present at the top of the unit. The texture grades from a thin upper zone of acicular pyroxene down to coarse “string-beef” pyroxene spinifex. The lower part of the flow is made of olivine orthocumulate.

II.B.2.1.1.c) Spinifex horizon 1 sampling site

This site is located about 2km southeast of “Spinifex Stream” in the lowermost spinifex horizon 1 (Dann, 2000) of the Komati Formation (locality 3 in Figures II.4 and II.5c). There we sampled several massive and olivine-spinifex komatiite flows.

II.B.2.1.2) Hooggenoeg Formation

Our samples from Hooggenoeg Fm come from a site about 6 km north of our Komati sampling locations (locality 4 on Figure II.4). These comprise pyroxene spinifex lava, and olivine and pyroxene cumulates from successive flows of komatiitic basalt and komatiite.

II.B.2.1.3) Weltevreden Formation

II.B.2.1.3.a) Pioneer Complex

Our samples from the Weltevreden Formation, come from the “Pioneer Complex” (locality 5 in Figure II.4), which is located about 2 km west of the Pioneer gold mine. From the lower half of the complex, we sampled 4 shallow-level sills or flows which crop out over long distances along strike and are separated by thick (10 to 50m) units of ultramafic tuffs (Cooper, 2008; Stiegler *et al.*, 2010): WP1 and WP4 (Figure II.6) are thick (90 and 25m) massive peridotitic and dunitic komatiite units ; WP2 and WP3 are thick (50 and 100m) komatiite units, highly variable along strike and strongly differentiated from a lower olivine cumulate layer, an intermediate poikilitic to equant pyroxenitic layer, and to an upper layer of oriented to random pyroxene spinifex.

Two additional samples were taken in poorly exposed and less laterally variable flows or sills from the upper Pioneer Complex: WP7l and WP7u (Figure II.6). These two units are separated, overlain and underlain by thin (5-10m), commonly discontinuous, ultramafic tuffs. WP7l is a thick (60m) massive peridotitic komatiite unit whereas WP7u is a thick (25m) pyroxene spinifex-bearing unit.

We sampled in detail WP3, which is one of the lowest units in the sequence. This intrusive unit is 75m thick and is differentiated from a basal 10m thick dunite layer overlain by a thick (50m) olivine orthocumulate layer. The upper 15m of the unit is composed of pyroxene oikocrystic cumulate succeeded by pyroxene spinifex protrusions up in the overlying tuff. These protrusions are ~5m wide and ~10m long and they are perpendicular to the contact between the flow and the overlying tuff. Only their upper part contains pyroxene spinifex, their base being medium-grained pyroxenite. The pyroxene spinifex is coarse with pyroxene needles up to 5cm long. The tuff is uniform, very fine grained and has been indurated along its contact with the sill. The presence of pyroxene spinifex instead of olivine spinifex shows that the parental lava was a low-MgO komatiitic liquid or a komatiitic basalt liquid. However, the olivine cumulate layers are very thick (~60m) indicating extensive olivine accumulation.

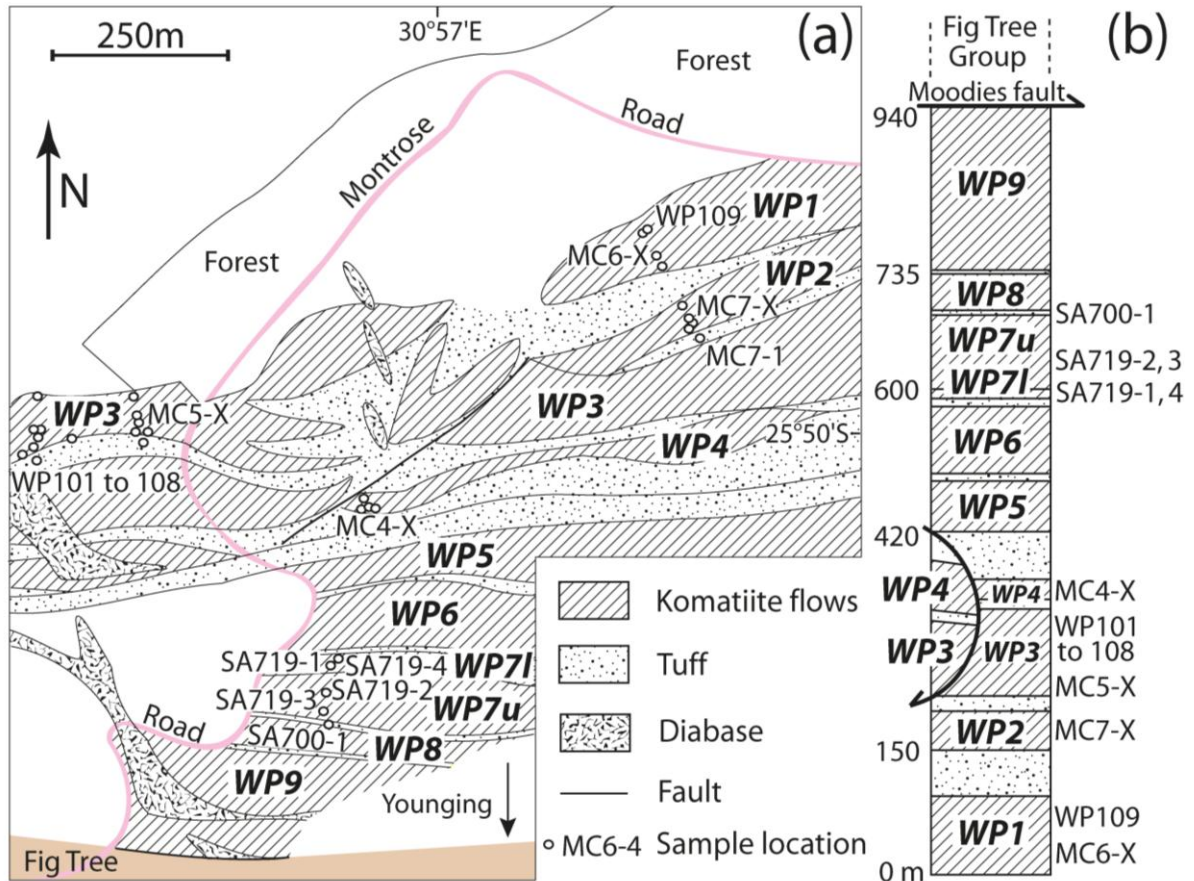


Figure II.6 : Weltevreden Fm Pioneer Complex. (a) Map (adapted from Cooper (2008)) with sampling locations. (b) Stratigraphic column adapted from Cooper (2008). In bold characters: unit labels. In thin characters: sample labels. MC6-X designates all samples the name of which begin by MC6-...

One outcrop of unit WP1 is a small hummock made of unusually hard, brittle, dark blue-grey olivine cumulate. Thin sections of this material shows that it is only slightly altered and contains a high proportion of non-serpentinized magmatic olivine. Samples MC6-4 and WP109 come from this outcrop (Figure II.6).

All these flows were mapped and more extensively described by Cooper (2008).

II.B.2.1.3.b) Western Weltevreden locality

Kareem (2005) sampled and studied rocks from another part of the Weltevreden Fm (locality K on Figure II.4) at the junction between the roads from Barberton to Nelshoogte and Montrose farms at E30°53.1', S25°50.7'. She studied two continuous sequences of ~20m thick flows which are differentiated into upper spinifex and lower cumulate zones. In contrast with the Pioneer Complex, the spinifex is of the olivine variety and the cumulates are

dominated by olivine. In her sampling area, only one tuff layer is present as opposed to the numerous tuffs interlayered between each flow in the Pioneer Complex.

II.B.2.2) Petrography

In all Barberton komatiïtes, the primary magmatic minerals are (in crystallization order) olivine, chromite, in some cases orthopyroxene, pigeonite and augite (Viljoen & Viljoen, 1969c; Parman *et al.*, 1997; Kareem, 2005). Except for samples in shear zones, textures are well preserved but primary minerals have been extensively replaced by secondary phases. Olivine is usually replaced by chlorite or serpentine and magnetite; orthopyroxene is partially to completely altered to bastite; clinopyroxene is partially to completely replaced by tremolite, chlorite and magnetite; chromite is partially altered to magnetite, and glass has been totally altered to chlorite, tremolite and magnetite. Olivine is preserved in some samples notably from the Komati and Weltevreden Formations. Detailed descriptions of the state of preservation and textures are given in the Appendix 2.

II.B.3) ANALYTICAL TECHNIQUES

Concentrations of whole-rock major elements were determined by Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectroscopy (ICP-AES) using a Perkins-Elmer 3000DV in the Institut des Sciences de la Terre (ISTERRE) in Grenoble (France). 50 mg of sample were dissolved in a mixture of 14N distilled HNO₃ and distilled concentrated HF at 80°C for 24 hours in closed savillex beakers. H₃BO₃ was then added to the solutions in order to complex the F⁻ ions. The sample solutions were then diluted in 250mL of mQ water to be run on the ICP-AES. Accuracy for major-elements is within ± 2% except for Na₂O (5%), K₂O (10%) and P₂O₅ (20%). Detection limits are in the order of 0.1 wt%. The concentrations measured for international standards are reported in Table II.1. More detail about this method is available in Chauvel *et al.* (in press).

Concentrations of whole-rock trace elements were determined using an Agilent 7500CE quadrupole ICP-MS in the ISTERRE. 100 mg of sample were dissolved in steel-jacketed Teflon bombs in a mixture of ultrapure concentrated HClO₄ and distilled 24N HF for five days at 140°C. The fluorides formed were broken using distilled 7N HNO₃ and evaporated. After addition of the spike, the samples were dissolved in distilled 2% HNO₃ + distilled HF (a few drops per liter) and run on the quadrupole ICP-MS. Accuracy is better than

Standard	BEN (Govindaraju, 1994)	BR24 (Blais et al., 2000)	UB-N (Govindaraju, 1994)	BIR-1 (Govindaraju, 1994)	AGV-1 (Govindaraju, 1994)	BHVO-2 (Plumlee, 1998)	BEN (N=2)	σ BEN	BR24 (N=3)	σ BR24	UB-N (N=4)	σ UB-N	BIR-1 (N=2)	σ BIR-1	AGV1	BHVO-2
SiO ₂ (wt%)	38.20	46.20	39.43	47.70	58.80	49.90	38.4	0.61	46.2	0.28	39.5	0.32	47.3	0.002	58.5	49.4
TiO ₂	2.61	2.96	0.11	0.97	1.05	2.73	2.57	0.04	3.04	0.11	0.10	0.01	0.93	0.03	1.00	2.72
Al ₂ O ₃	10.07	13.60	2.90	15.4	17.2	13.5	10.1	0.14	13.7	0.28	2.40	0.23	15.5	0.07	17.0	13.5
Fe ₂ O _{3 tot}	12.84	12.50	8.34	11.3	6.77	12.3	12.8	0.16	12.9	0.35	8.20	0.16	11.3	0.04	7.26	12.2
MnO	0.20	0.16	0.12	0.18	0.10	0.17	0.20	0.003	0.17	0.001	0.12	0.0005	0.17	0.0004	0.10	0.17
MgO	13.15	9.60	35.21	9.70	1.53	7.23	13.3	0.29	9.83	0.06	35.1	0.28	9.57	0.16	1.41	7.14
CaO	13.87	9.40	1.20	13.4	4.94	11.4	14.0	0.24	9.59	0.10	1.17	0.05	13.2	0.01	4.89	11.4
Na ₂ O	3.18	3.06	0.10	1.81	4.26	2.22	3.18	0.02	3.01	0.07	0.11	0.01	1.79	0.01	4.18	2.18
K ₂ O	1.39	0.76	0.02	0.03	2.92	0.52	1.39	0.002	0.75	0.02	-	-	-	-	2.87	0.50
P ₂ O ₅	1.05	0.45	0.04	0.03	0.49	0.27	1.08	0.06	0.46	0.08	-	-	-	-	0.52	0.08
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	0.07	-	0.30	-	-	-	-	-
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	0.05	-	0.25	-	-	-	-	-
LOI	2.45	0.71	-	-	-	-	2.94	-	0.62	-	-	-	-	-	-	-
Total	99.01	99.40	87.47	100.52	98.06	100.24	99.9		100.0		86.8		99.8		97.8	99.3

Table II.1: Major element concentrations (wt%) for standards. BEN, BR24, UB-N and a diluted artificial 1000ppm Chem-lab standard were used as calibration standards. When multiple analysis were performed on the same standard, an average is presented here. In this case, N is the number of analysis and δ the standard deviation on the concentrations. Iron is reported as Fe₂O₃ total iron. Measured concentrations for BEN, BR24 and UB-N are given for the series of analysis in which they were not used as calibration standards. “-“: not determined.

Standard	BHVO-2	BIR-1 (N=5)	σ BIR-1	UBN (N=3)	σ UBN	PCC1 (N=2)	σ PCC1	BR24	DTS2b	BEN	RGM1
Li (ppm)	4.80	3.44	0.145	31.6	4.81	-	-	-	1.91	-	63.1
Sc	32.0	42.6	1.07	13.7	1.63	-	-	-	3.04	-	4.99
Ti	16300	5510	135	606	75.7	-	-	-	46.7	-	1510
V	317	312	6.11	67.2	8.41	-	-	-	21.5	-	10.8
Cr	280	367	14.8	2280	220	3550	40.3	-	14300	-	2.52
Co	45.0	50.5	1.68	102	13.5	152	2.83	52.6	130	59.7	1.96
Ni	119	161	2.65	1930	211	-	-	-	3240	-	-
Cu	127	112	1.73	25.1	2.69	-	-	-	3.33	-	10.8
Zn	103	67.3	0.854	90.3	9.55	-	-	-	50.2	-	34.2
As	0.87	0.33	0.0552	9.74	0.933	-	-	-	0.307	-	3.01
Rb	9.11	0.304	0.114	2.83	0.581	0.109	0.0106	81.0	0.0379	45.7	160
Sr	396	107	3.29	8.01	1.18	0.598	0.00636	622	0.538	1390	115
Y	26.0	15.0	0.378	2.69	0.365	0.128	0.000707	28.4	0.0353	28.5	24.1
Zr	172	14.2	0.947	3.96	0.713	3.27	0.0212	289	0.15	268	232
Nb	18.1	0.569	0.109	0.0516	0.00586	0.0411	0.00714	38.7	0.019	118	9.10
Cd	0.06	0.0288	0.000964	0.0133	0.000141	-	-	-	0.00288	-	0.0688
Cs	0.10	0.00584	0.00128	11.9	0.854	0.0035	0.000368	0.632	0.000948	0.735	9.86
Ba	131	6.51	0.121	28.4	2.86	1.41	0.0283	385	11.2	1060	840
La	15.2	0.602	0.0104	0.34	0.0369	0.0353	0.000707	33.4	0.0112	84.7	22.9
Ce	37.5	1.88	0.0182	0.846	0.097	0.079	0.000424	72.5	0.0237	158	46.0
Pr	5.35	0.377	0.00559	0.126	0.0163	0.00912	9.19E-05	9.49	0.00314	17.4	5.34
Nd	24.5	2.38	0.0311	0.636	0.0776	0.0338	0.000849	39.6	0.0153	67.1	19.3
Sm	6.07	1.10	0.0219	0.234	0.0315	0.00602	0.00082	8.25	0.00253	12.0	3.81
Eu	2.07	0.522	0.00709	0.0863	0.00704	0.00143	0.000481	2.60	0.00113	3.65	0.613
Gd	6.24	1.90	0.0365	0.345	0.0348	0.00698	7.07E-06	7.45	0.00472	9.91	3.67
Tb	0.92	0.356	0.00365	0.0635	0.00897	0.00135	0.000431	1.07	0.00112	1.32	0.597
Dy	5.31	2.56	0.0292	0.455	0.0493	0.0115	0.00148	5.70	0.00547	6.43	3.62
Ho	0.98	0.574	0.00488	0.10	0.0102	0.00306	0.000205	1.04	0.00115	1.07	0.759
Er	2.54	1.73	0.0286	0.308	0.03	0.0131	0.000424	2.71	0.0046	2.57	2.32
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	2.00	1.65	0.0286	0.317	0.026	0.0238	7.07E-05	2.12	0.00856	1.85	2.51
Lu	0.274	0.248	0.00456	0.0491	0.00527	0.00476	0.000332	0.296	0.00201	0.239	0.383
Hf	4.36	0.587	0.0267	0.141	0.0172	0.0609	0.000778	6.65	0.00555	5.55	5.77
Ta	1.14	0.0401	0.00167	0.0137	0.00265	0.000924	0.000165	2.35	0.00107	5.59	0.902
Tl	0.03	0.00245	0.000462	0.0607	0.0112	-	-	-	0.000879	-	1.23
Pb	1.60	3.27	0.142	15.3	1.88	8.63	0.0566	3.91	4.04	4.27	24.7
Th	1.22	0.0312	0.00143	0.0799	0.0256	0.012	0.000424	4.79	0.00287	10.7	14.8
U	0.403	0.00987	0.000511	0.0638	0.00935	0.00548	0.000276	1.20	0.0017	2.39	5.34

Table II.2: Trace element concentrations (ppm) for standards. BHVO-2 is the calibration standard using the trace-element composition reported in the first (Chauvel et al., in press). When multiple analysis were performed on the same standard, an average is presented here. In this case, N is the number of analysis and δ the standard deviation on the concentrations. “-“: not determined.

5% and, for most elements including REE, detection limits are below 0.01 ppm. The concentrations measured for international standards are reported in Table II.2. More detail about this protocol are available in Chauvel *et al.* (in press).

Major and trace element concentrations for samples BA1-B and BA2-B were provided by Dr Iain Pitcairn from University of Stockholm. These analyses were performed by Activation Labs (Canada). Major elements were measured using a Fusion ICP-AES Varian Vista 735 ICP model and trace elements using a quadrupole ICP-MS. More detail about the analytical method is available on the Activation Labs website: <http://www.actlabs.com/>.

Olivine compositions were determined using a Jeol Jxa 8200 electron microprobe at Max-Planck Institute of Chemistry. The samples were crushed and the olivine sorted for analysis. Each olivine grain was analyzed in the center of its fresh kernel with a voltage of 20kV and a current of 300nA. We analyzed olivines from seven samples with ~75 analyses per sample. For trace elements (TiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃, NiO, CaO, MnO and CoO), detection limits are around 6 to 15 ppm and 2 σ errors are of 15 to 30 ppm. For Mg#, the 2 σ error is 0.01mol%. More information is provided by Sobolev *et al.* (2007).

II.B.4) RESULTS

II.B.4.1) Whole rock chemistry

All samples have been at least partially altered and now contain ~10% water. To approximate the compositions of the anhydrous parental magmas, we normalized all major and trace element data on a 100% water-free basis. FeO and Fe₂O₃ contents were recalculated from total Fe₂O₃ using the method described in Appendix 3. Results are presented in Tables II.3-4 and in Figures II.7 and II.8. To eliminate the effects of olivine accumulation or fractionation, the trace elements were normalized to the parental magma MgO content on Figure II.8 using the method described in Appendix 4.

As can be seen from Appendices 5-7, the compositions of our samples correspond to those described in earlier publications (Viljoen and Viljoen, 1969; William and Furnell, 1979; Smith *et al.*, 1980; Smith and Erlank, 1982; Viljoen *et al.*, 1983; Lahaye *et al.*, 1995; Parman *et al.*, 2003; Kareem, 2005; Cooper, 2008). In our komatiites, MgO contents range from high values, up to 45 wt%, in the olivine cumulates, to about 10% in the most evolved spinifex lavas.

Komatiites of the different types and formations are distinguished by their Al₂O₃, TiO₂, FeO and trace-element contents at a given MgO (Figures II.7). Figure II.9 shows that the commonly used terms Al-depleted and Al-enriched are somewhat misleading. Most of the

difference in the $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratios are in fact due to differences in TiO_2 contents, which are significantly higher in “Al-depleted” komatiites than in “Al-enriched” komatiite. We take into account these differences in our treatment of the data, but believe it is difficult to change these terms which are well entrenched in the literature and which call attention to the relative Al content of the komatiites. The latter is controlled by the presence or absence of garnet during the melting process and plays a crucial role in our petrogenetic models. Each formation contains samples of at least two of the three main types of komatiite.

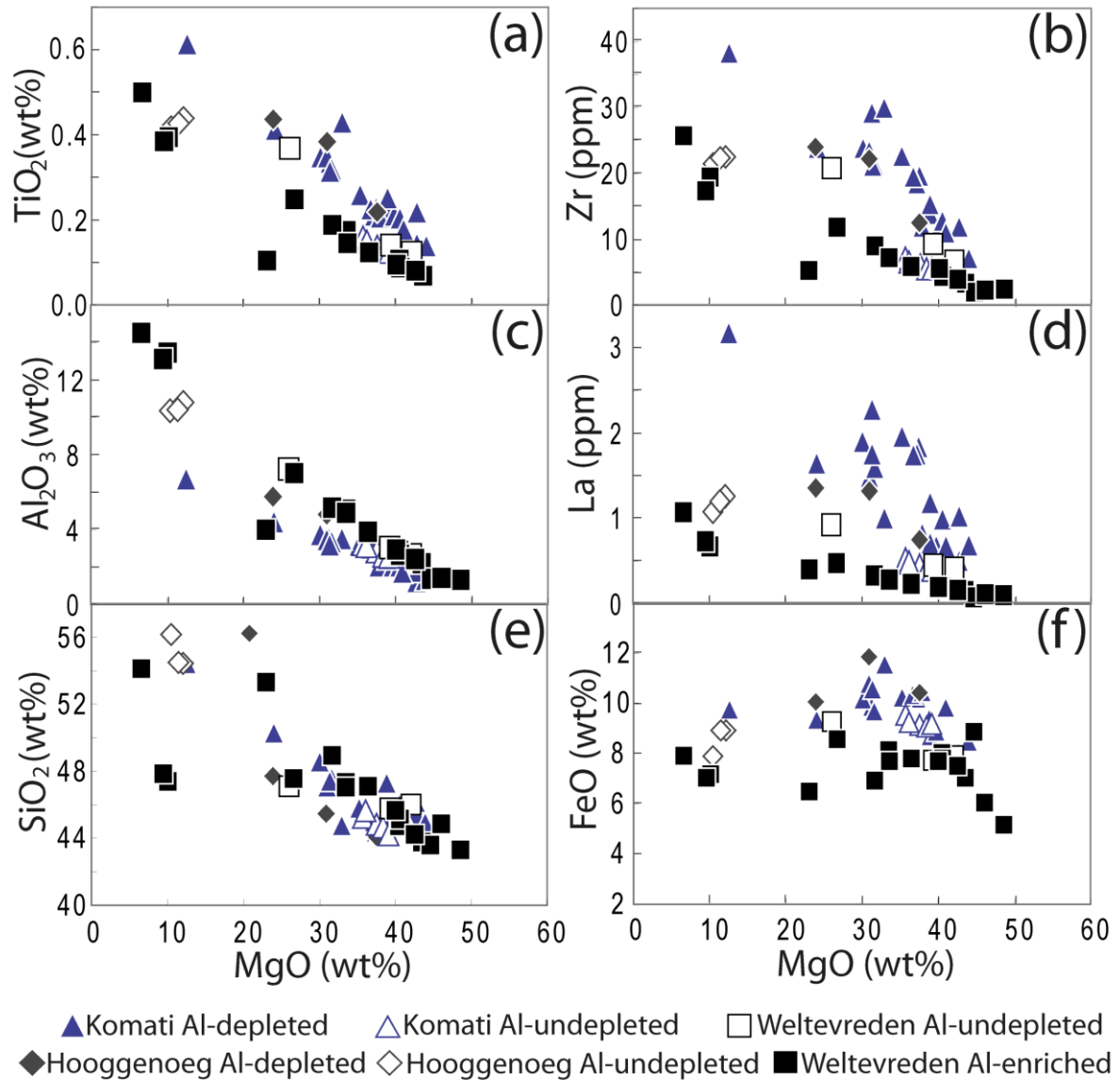


Figure II.7 : Major elements, Zr and La against MgO diagrams for all analyzed samples. Major elements concentrations (wt %) and Zr and La concentrations (ppm) are normalized to 100% on a volatile-free basis. See Appendices 3 and 4 for FeO calculation method.

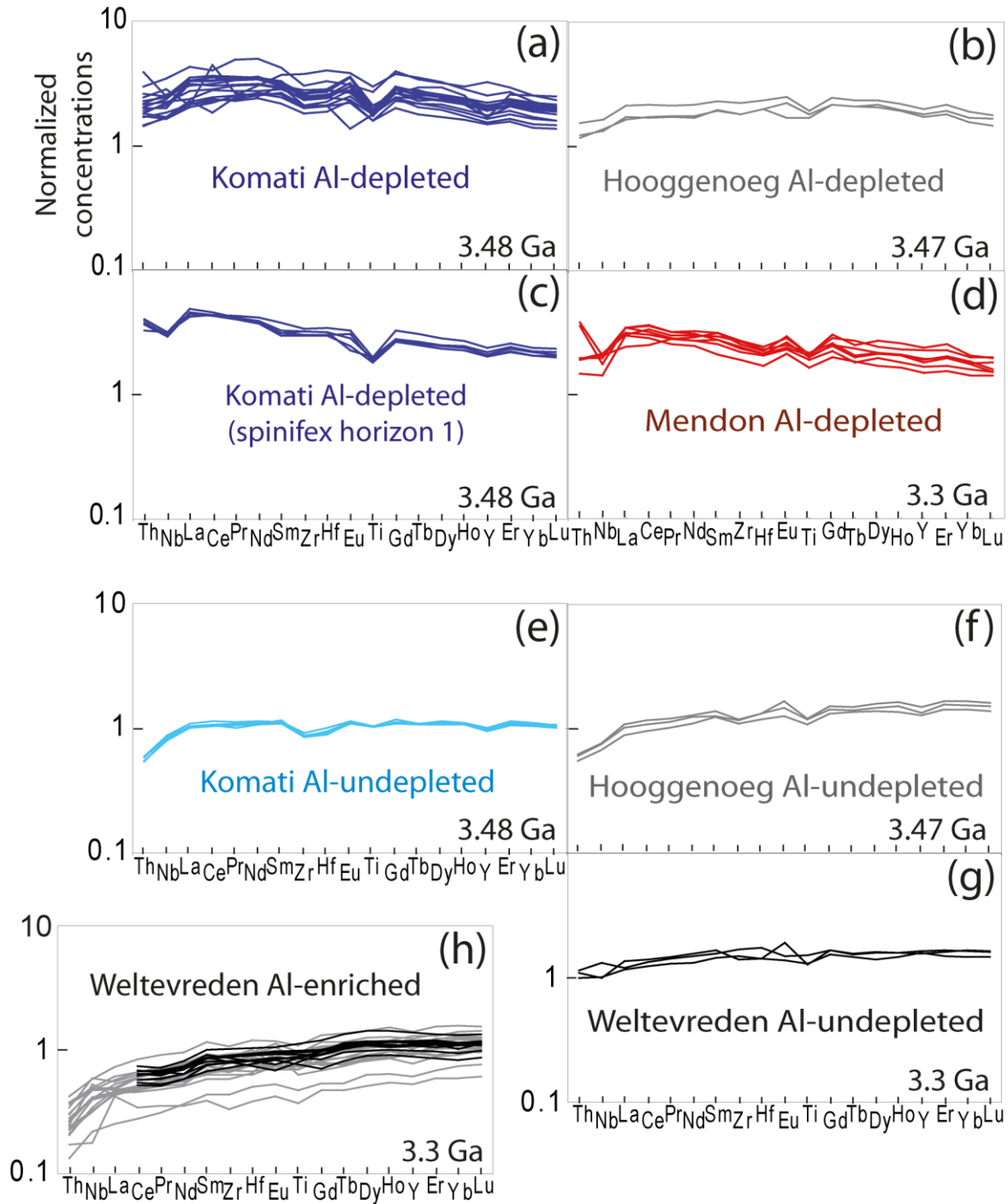


Figure II.8 : Selected-trace-element spectra. Concentrations are normalized to 100% on a volatile-free basis and to the primitive mantle values (McDonough and Sun, 1995.) They are also normalized to the parental magmatic MgO content (Appendices 5 and 6) which was calculated for Komati Al-depleted Komatiïtes, Komati Al-undepleted komatiïtes and Weltevreden Al-enriched komatiïtes and estimated to 30% MgO with 94% Fo olivine for Hooggenoeg, Weltevreden Al-undepleted and Mendon Al-depleted komatiïtes. Mendon Al-depleted komatiïte spectra are from Lahaye *et al.* (1995). On Figure II.8h, light colored spectra are data from this study from Pioneer complex and dark colored are Kareem's (2005) from her different study area.

Table II.3

Formation	Komati													
Sample	BD1	BD2	BD4	BD4dup	BD5	BD6	BD7	BD11	BD12	BD18	BD19	BD20	BD21	
Type	Al-depleted													
SiO ₂ (Wt%)	45.0	44.2	48.1	48.0	46.5	43.9	53.9	49.8	44.3	45.7	45.1	46.8	44.5	
TiO ₂	0.22	0.42	0.34	0.34	0.34	0.20	0.61	0.41	0.21	0.20	0.14	0.25	0.14	
Al ₂ O ₃	2.2	3.5	3.7	3.7	3.4	2.0	6.6	4.4	2.0	2.0	1.2	2.5	1.3	
Fe ₂ O _{3 tot}	10.2	13.7	12.2	12.1	12.8	12.2	12.4	11.5	10.3	9.3	9.3	11.0	9.7	
MnO	0.13	0.17	0.16	0.16	0.18	0.17	0.21	0.20	0.13	0.10	0.09	0.15	0.07	
MgO	38.6	32.5	29.7	29.8	30.6	37.4	12.4	23.8	39.3	40.2	42.3	38.5	43.5	
CaO	3.2	4.4	5.0	5.1	5.4	3.6	10.6	9.3	3.2	2.0	1.3	0.2	0.1	
Na ₂ O	0.04	0.12	0.31	0.31	0.18	0.03	2.84	0.19	0.04	0.02	<DL	<DL	<DL	
K ₂ O	<DL	0.06	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	
P ₂ O ₅	<DL	0.1	<DL	<DL	<DL	<DL	0.2	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	
Cr ₂ O ₃	0.23	0.68	0.29	0.68	0.20	0.20	0.15	0.32	0.23	0.22	0.18	0.26	0.20	
NiO	0.27	0.23	0.18	0.23	0.23	0.28	0.04	0.12	0.26	0.29	0.38	0.46	0.36	
Total	100.0	100.0	100.0	100.4	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	
LOI	13.2	8.2	8.5	-	7.3	8.1	1.1	7.2	10.3	13.0	14.0	13.1	13.2	
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	9.8	8.2	10.9	10.9	10.0	10.0	10.9	10.7	9.7	10.1	8.4	9.8	9.4	

Formation	Komati										Komati			
Sample	BD22	BD23	BA1-B	BA2-B	SS016	SS017	SS018	SS019	SS0110	SS011	SS012	SS013	SS014	SS015
Type	Al-depleted									Al-undepleted				
SiO ₂	45.8	45.1	47.1	46.9	43.9	44.5	45.3	44.8	46.8	44.8	44.4	45.2	44.2	43.8
TiO ₂	0.22	0.17	0.32	0.31	0.23	0.21	0.26	0.22	0.33	0.16	0.14	0.15	0.13	0.12
Al ₂ O ₃	1.8	1.7	3.3	3.2	2.9	2.8	3.2	3.0	3.5	3.2	2.8	3.1	2.6	2.5
Fe ₂ O _{3 tot}	8.7	11.4	11.5	12.5	11.9	12.0	12.1	12.1	11.8	11.2	10.7	10.8	10.5	10.6
MnO	0.14	0.14	0.18	0.16	0.19	0.18	0.17	0.16	0.17	0.17	0.16	0.15	0.16	0.16
MgO	42.4	40.5	31.3	31.0	37.0	36.8	34.9	36.3	30.9	35.3	37.2	35.8	38.0	38.7
CaO	0.2	0.1	5.4	5.2	2.9	2.6	3.4	2.6	5.7	4.2	3.8	4.0	3.6	3.3
Na ₂ O	<DL	<DL	0.22	0.13	<DL	<DL	<DL	<DL	0.27	0.12	0.09	0.10	0.06	0.04
K ₂ O	<DL	<DL	0.04	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	0.06	0.15	0.13	0.09	0.08	0.07
P ₂ O ₅	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	0.2	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL
Cr ₂ O ₃	0.21	0.45	0.33	0.33	0.65	0.63	0.60	0.63	0.28	0.37	0.34	0.34	0.33	0.32
NiO	0.53	0.40	0.27	0.33	0.24	0.24	0.22	0.24	0.20	0.26	0.28	0.26	0.28	0.29
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
LOI	13.1	11.8	8.4	8.5	10.2	10.5	9.5	9.8	7.5	8.6	7.6	8.9	7.9	8.0
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	8.3	9.9	10.5	10.2	13.1	13.4	12.4	13.3	10.4	20.5	20.8	20.9	20.8	20.4

Les komatiites de Barberton produites par fusion continue profonde, à haut taux de rétention

Formation Sample Type	Weltevredden											Formation Sample Type	Weltevredden										
	MC6-1	MC6-4	MC7-6	MC5-1	MC5-3	MC5-5	MC5-6	MC5-7	MC4-3	MC4-3dup	MC4-4		SA700-1	SA700-1	SA700-1	SA700-1	SA700-1	SA700-1	SA700-1	SA700-1	SA700-1	SA700-1	
	Al-enriched												Al-depleted										
SiO ₂	41.9	44.3	46.9	43.0	43.4	47.1	47.0	48.5	45.2	45.2	43.9	50.5	50.5	50.5	50.5	50.5	50.5	50.5	50.5	50.5	50.5	50.5	50.5
TiO ₂	0.29	0.10	0.17	<DL	0.07	0.24	0.39	0.19	0.09	0.09	0.08	0.26	0.26	0.26	0.26	0.26	0.26	0.26	0.26	0.26	0.26	0.26	0.26
Al ₂ O ₃	12.3	2.8	5.0	1.3	2.2	6.9	13.3	5.1	2.9	2.9	2.4	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9
Fe ₂ O _{3 tot}	11.4	9.2	9.6	5.9	8.1	10.4	9.3	8.2	9.0	8.9	8.6	10.6	10.6	10.6	10.6	10.6	10.6	10.6	10.6	10.6	10.6	10.6	10.6
MnO	0.19	0.13	0.15	0.20	0.15	0.14	0.18	0.15	0.12	0.12	0.12	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
MgO	24.2	40.2	33.3	48.4	43.2	26.5	10.1	31.5	39.7	39.8	42.3	28.5	28.5	28.5	28.5	28.5	28.5	28.5	28.5	28.5	28.5	28.5	28.5
CaO	9.2	2.6	4.2	0.6	1.6	7.8	19.6	5.3	2.0	2.0	1.8	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2	6.2
Na ₂ O	0.09	0.03	0.05	<DL	<DL	0.25	0.10	0.41	0.01	0.01	<DL	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
K ₂ O	0.05	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL
P ₂ O ₅	<DL	0.2	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL
Cr ₂ O ₃	0.34	0.14	0.41	0.29	0.94	0.55	0.06	0.43	0.74	0.73	0.60	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36
NiO	0.09	0.27	0.20	0.39	0.35	0.16	0.02	0.19	0.19	0.19	0.33	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
LOI	7.8	9.3	9.7	18.3	14.7	7.5	3.9	8.9	10.9	10.9	9.6	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	42.7	26.9	29.2	-	33.0	28.3	34.2	27.7	31.8	31.2	30.4	11.3	11.3	11.3	11.3	11.3	11.3	11.3	11.3	11.3	11.3	11.3	11.3

Formation Sample Type	Weltevredden			Weltevredden									Formation Sample Type	Weltevredden									
	SA719-1	SA719-2	SA719-4	WP101	WP102	WP103	WP104	WP105	WP106	WP107	WP108	WP109		WP101	WP102	WP103	WP104	WP105	WP106	WP107	WP108	WP109	
	Al-undepleted			Al-enriched																			
SiO ₂	45.4	46.6	45.6	43.2	44.5	43.8	46.7	52.9	53.6	46.6	47.5	44.7	44.7	44.7	44.7	44.7	44.7	44.7	44.7	44.7	44.7	44.7	44.7
TiO ₂	0.14	0.36	0.12	<DL	<DL	0.30	0.12	0.10	0.49	0.14	0.38	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09
Al ₂ O ₃	3.0	7.1	2.6	1.3	1.4	9.6	3.8	4.0	14.4	4.8	13.0	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6
Fe ₂ O _{3 tot}	9.0	11.2	9.1	10.2	6.9	4.7	9.2	8.0	10.4	9.1	9.1	9.0	9.0	9.0	9.0	9.0	9.0	9.0	9.0	9.0	9.0	9.0	9.0
MnO	0.10	0.16	0.13	0.11	0.11	0.23	0.15	0.10	0.17	0.13	0.17	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14
MgO	39.0	25.8	41.8	44.3	45.8	15.2	36.2	22.9	6.6	33.3	9.5	40.3	40.3	40.3	40.3	40.3	40.3	40.3	40.3	40.3	40.3	40.3	40.3
CaO	2.7	8.2	<DL	0.2	0.4	26.0	3.3	11.2	9.3	4.7	20.1	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5
Na ₂ O	0.02	0.10	<DL	<DL	<DL	<DL	0.05	0.10	4.84	0.29	0.12	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
K ₂ O	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	0.21	<DL	0.04	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL
P ₂ O ₅	<DL	<DL	<DL	<DL	0.2	<DL	<DL	<DL	<DL	0.2	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL
Cr ₂ O ₃	0.36	0.31	0.33	0.34	0.28	0.17	0.35	0.55	0.01	0.41	0.06	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42
NiO	0.32	0.08	0.35	0.30	0.35	0.05	0.23	0.17	0.01	0.21	0.02	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
LOI	10.9	7.7	13.4	17.5	15.7	4.5	11.0	4.5	2.3	9.2	3.5	8.4	8.4	8.4	8.4	8.4	8.4	8.4	8.4	8.4	8.4	8.4	8.4
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	21.7	19.7	21.6	-	-	31.5	31.2	38.5	29.0	33.6	34.1	30.1	30.1	30.1	30.1	30.1	30.1	30.1	30.1	30.1	30.1	30.1	30.1

Formation Sample Type	Hooggenoeg				Hooggenoeg		
	HOG1	HOG1 dup	HOG2	HOG3	HOG4	HOG5	HOG6
	Al-undepleted				Al-depleted		
SiO ₂	55.8	55.7	53.9	54.0	44.9	43.6	47.2
TiO ₂	0.41	0.41	0.43	0.42	0.38	0.22	0.43
Al ₂ O ₃	10.2	10.3	10.7	10.3	4.8	3.0	5.7
Fe ₂ O _{3 tot}	10.1	10.2	11.4	11.5	14.1	12.2	12.3
MnO	0.18	0.18	0.17	0.20	0.18	0.14	0.13
MgO	10.3	10.4	12.0	11.3	30.5	37.1	23.6
CaO	9.4	9.5	8.6	8.7	4.1	2.4	9.7
Na ₂ O	2.96	2.97	2.64	3.44	0.09	<DL	0.18
K ₂ O	0.30	0.31	<DL	0.07	0.09	0.07	<DL
P ₂ O ₅	0.2	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL	<DL
Cr ₂ O ₃	0.12	0.12	0.13	0.12	0.61	0.94	0.54
NiO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.25	0.33	0.22
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
LOI	3.7	3.7	3.4	2.9	9.8	12.3	6.0
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	24.8	24.8	24.7	24.5	12.6	13.9	13.2

Table II.3 : Major element concentrations (wt%) normalized to 100% on a volatile-free basis. Iron is reported as Fe₂O₃ total iron. dup: duplicate. “-“: not determined. “<DL””: below detection limit. The total value reported is after normalization, the LOI value is only reported for information.

Table II.4

Formation	Komati																	
Sample	BD1	BD1dup	BD2	BD2dup	BD4	BD5	BD6	BD7	BD11	BD12	BD18	BD19	BD20	BD21	BD22	BD23	BA1-B	BA2-B
Type	Al-depleted																	
Li (ppm)	7.26	7.26	5.82	5.77	6.08	3.66	1.68	2.97	25.2	3.85	8.42	3.9	7.18	0.331	1.35	4.87	3.83	3.51
Sc	11.9	11.9	20.7	20.1	18.5	16.8	11.5	31.9	22.4	12.3	11.4	7.75	13.5	8.17	10.7	10.8	17.8	17.2
Ti	1160	1170	2740	2760	1960	1900	1080	3510	2390	1090	1080	708	1340	670	1200	956	1880	1840
V	65.9	66.2	144	144	110	104	67.0	194	133	64.5	60.7	36.4	68.5	45.4	53.7	55.6	80.6	85.9
Cr	1590	1620	4700	4730	2040	3370	2420	1060	2200	1600	1530	1250	1780	1400	1410	3130	2250	2250
Co	112	112	155	156	105	112	132	63.1	92.9	116	110	127	119	125	122	128	120	120
Ni	2140	2130	1830	1860	1430	1420	1770	352	948	2060	2280	3020	3690	2840	4210	3190	2120	2590
Cu	3.29	3.54	52.8	57.1	15.9	31.2	29.4	114	58.5	26.0	3.00	1.46	5.52	1.90	3.42	9.46	23.6	47.8
Zn	55.6	56.1	82.3	84.5	73.5	78.9	68.0	71.5	73.9	49.9	54.8	46.9	81.3	43.9	48.0	69.2	78.2	73.0
As	1.77	1.73	0.466	0.702	0.963	0.839	0.592	0.463	0.431	0.207	2.86	2.02	0.83	1.28	1.43	1.72	-	-
Rb	1.08	1.07	2.25	1.50	0.991	0.996	0.367	0.563	0.175	0.605	0.686	0.158	0.266	0.294	0.175	0.469	0.491	0.546
Sr	49.4	49.6	14.7	14.2	20.2	21.9	9.00	45.1	55.2	3.45	36.4	22.0	3.45	1.04	4.94	3.88	29.2	34.7
Y	4.70	4.73	8.28	8.18	7.87	7.47	3.98	12.9	7.32	3.70	4.40	2.36	3.74	2.84	5.21	3.24	6.82	6.96
Zr	13.9	13.9	30.0	30.0	23.8	23.3	11.8	38.3	23.9	10.9	12.8	7.04	15.4	7.14	11.9	11.1	21.2	21.2
Nb	0.857	0.859	0.819	0.827	1.41	1.21	0.632	2.05	1.23	0.54	0.751	0.453	0.976	0.444	0.846	0.658	1.37	1.27
Cd	0.00842	0.00873	0.023	0.0228	0.0207	0.0202	0.017	0.0291	0.0259	0.00886	0.00651	0.0071	0.0216	0.00384	0.00883	0.00953	-	-
Cs	0.694	0.698	0.51	0.549	0.761	0.524	0.142	0.034	0.0698	0.229	0.442	0.027	0.166	0.0202	0.0369	0.134	0.0957	0.0887
Ba	15.3	15.3	52.7	54.3	7.84	13.7	0.691	9.25	2.92	2.37	16.7	5.08	13.9	8.23	5.80	31.2	4.44	5.34
La	1.18	1.16	1.00	0.986	1.90	1.49	0.818	3.17	1.65	0.677	0.988	0.513	0.713	0.687	1.03	0.675	1.60	1.76
Ce	3.19	3.18	2.84	2.90	5.14	3.96	2.29	7.94	3.45	1.88	2.58	1.46	3.92	1.79	2.48	2.06	4.24	4.54
Pr	0.474	0.473	0.49	0.490	0.775	0.644	0.360	1.23	0.695	0.297	0.404	0.217	0.354	0.285	0.463	0.308	0.689	0.75
Nd	2.31	2.34	2.87	2.82	3.78	3.23	1.84	6.12	3.67	1.55	2.06	1.12	1.62	1.40	2.30	1.51	3.44	3.65
Sm	0.686	0.685	1.15	1.14	1.16	0.985	0.558	1.86	1.17	0.528	0.582	0.327	0.642	0.39	0.634	0.509	0.993	1.10
Eu	0.239	0.242	0.448	0.424	0.476	0.344	0.192	0.72	0.232	0.189	0.249	0.131	0.291	0.139	0.177	0.159	0.351	0.402
Gd	0.805	0.803	1.55	1.59	1.36	1.27	0.708	2.28	1.45	0.641	0.737	0.408	0.749	0.469	0.804	0.59	1.25	1.34
Tb	0.130	0.129	0.263	0.266	0.242	0.217	0.122	0.382	0.224	0.106	0.125	0.0651	0.151	0.0728	0.124	0.105	0.206	0.22
Dy	0.883	0.881	1.66	1.66	1.46	1.42	0.770	2.45	1.45	0.709	0.789	0.424	1.03	0.512	0.796	0.676	1.34	1.41
Ho	0.177	0.177	0.324	0.333	0.304	0.300	0.156	0.504	0.284	0.143	0.163	0.0893	0.196	0.105	0.166	0.142	0.27	0.289
Er	0.505	0.507	0.893	0.907	0.868	0.837	0.438	1.42	0.796	0.412	0.478	0.255	0.592	0.297	0.472	0.397	0.765	0.855
Yb	0.463	0.453	0.748	0.743	0.808	0.786	0.407	1.29	0.726	0.369	0.418	0.228	0.586	0.277	0.416	0.403	0.705	0.806
Lu	0.0678	0.068	0.105	0.105	0.117	0.113	0.0601	0.19	0.109	0.0522	0.0646	0.0344	0.0825	0.0408	0.0625	0.0571	0.102	0.12
Hf	0.368	0.371	0.871	0.908	0.664	0.657	0.332	1.07	0.657	0.293	0.349	0.198	0.424	0.205	0.347	0.303	0.588	0.592
Ta	0.0538	0.0529	0.0518	0.049	0.0961	0.0785	0.0414	0.137	0.079	0.0354	0.0499	0.0301	0.0616	0.0291	0.0537	0.0434	0.0833	0.0798
Tl	0.00594	0.00619	0.0177	0.0182	0.00649	0.0158	0.00192	0.00437	0.00331	0.00234	0.00661	0.00405	0.0143	0.00528	0.0105	0.0101	-	-
Pb	0.324	0.325	0.236	0.249	0.385	0.274	0.107	0.221	0.165	0.174	0.279	0.588	0.826	0.199	0.583	0.796	0.436	0.562
Th	0.161	0.157	0.103	0.106	0.159	0.120	0.0806	0.248	0.127	0.0569	0.0946	0.0498	0.102	0.0487	0.0881	0.0746	0.139	0.133
U	0.0463	0.0495	0.050	0.111	0.0832	0.0285	0.020	0.116	0.0213	0.0236	0.0539	0.0193	0.0329	0.0221	0.025	0.0336	0.0245	0.0178

Les komatiïtes de Barberton produites par fusion continue profonde, à haut taux de rétention

Formation Sample Type	Komati												Hooggenoeg			
	SS011	SS011dup	SS012	SS012dup	SS013	SS014	SS015	SS016	SS017	SS018	SS019	SS0110	HOG1	HOG2	HOG3	HOG4
	Al-undepleted							Al-depleted					Al-undepleted		Al-depleted	
Li	1.35	0.972	1.24	1.30	1.56	1.09	1.2	0.938	1.24	1.93	1.66	2.55	17.8	15.2	13.2	10.2
Sc	11.8	8.61	10.9	10.8	11.2	10.0	10.0	12.7	11.6	13.0	12.0	17.6	38.6	39.0	40.4	22.0
Ti	940	678	835	831	887	771	748	1390	1300	1550	1370	1990	2430	2590	2600	2220
V	81.7	58.4	71.9	74.5	76.3	67.2	65.5	78.2	72.3	79.2	76.7	103	205	224	217	141
Cr	2530	1820	2210	2550	2340	2270	2230	4510	4330	4150	4380	1940	861	905	797	4200
Co	118	85.4	121	120	115	118	124	135	133	129	133	107	57.1	53.1	55.0	127
Ni	2070	1470	2230	2250	2080	2240	2330	1920	1920	1720	1910	1570	164	148	125	2020
Cu	54.3	39.4	40.9	32.1	81.7	46.5	2.72	2.18	10.5	6.05	19.9	41.2	60.7	63.3	72.2	12.8
Zn	64.1	46.4	58.6	63.2	59.4	59.1	57.8	80.3	75.3	77.2	74.8	74.8	64.1	61.7	69.5	74.5
As	-	-	-	0.345	-	-	-	-	-	-	-	-	10.6	1.24	1.25	0.859
Rb	3.03	2.09	2.33	2.28	2.72	3.05	1.26	0.195	0.329	0.124	0.324	2.24	4.74	0.76	0.764	3.48
Sr	29.1	20.7	18.2	17.4	16.7	25.2	12.1	9.87	12.2	10.1	20.4	48.8	90.6	78.9	69.3	12.9
Y	3.24	2.30	2.83	2.71	2.99	2.59	2.54	5.46	5.17	6.06	5.33	8.48	10.3	11.5	10.5	8.23
Zr	7.18	5.02	6.06	6.06	6.47	5.56	5.47	19.7	18.5	22.6	19.6	29.2	21.4	22.5	22.4	22.2
Nb	0.431	0.305	0.374	0.346	0.400	0.331	0.332	1.22	1.15	1.40	1.22	1.72	0.83	0.902	0.895	1.03
Cd	0.0177	0.0129	0.0133	0.0141	0.0157	0.015	0.00968	0.0072	0.0085	0.00897	0.012	0.0237	0.0265	0.0314	0.028	0.0155
Cs	0.487	0.354	0.804	0.852	0.899	1.02	0.47	0.24	0.298	0.25	0.36	0.69	0.145	0.166	0.11	1.90
Ba	11.5	7.94	6.59	6.51	13.5	7.52	3.01	3.37	3.70	3.65	4.08	12.6	238	9.49	14.9	3.96
La	0.523	0.369	0.444	0.447	0.483	0.408	0.398	1.85	1.75	1.96	1.75	2.27	1.08	1.27	1.20	1.31
Ce	1.43	1.01	1.18	1.18	1.28	1.09	1.07	4.48	4.34	4.86	4.43	6.03	2.99	3.50	3.28	3.45
Pr	0.215	0.151	0.18	0.179	0.186	0.166	0.164	0.611	0.616	0.701	0.631	0.906	0.482	0.552	0.526	0.52
Nd	1.06	0.761	0.916	0.902	0.958	0.846	0.82	2.82	2.77	3.14	2.85	4.28	2.58	2.86	2.81	2.56
Sm	0.341	0.241	0.306	0.293	0.329	0.294	0.271	0.778	0.716	0.852	0.771	1.26	0.934	1.01	0.937	0.899
Eu	0.132	0.094	0.116	0.112	0.121	0.107	0.104	0.203	0.223	0.292	0.290	0.416	0.362	0.456	0.414	0.369
Gd	0.477	0.335	0.395	0.388	0.432	0.372	0.362	0.876	0.860	1.01	0.914	1.48	1.33	1.48	1.41	1.28
Tb	0.081	0.0588	0.0709	0.0708	0.0776	0.0661	0.0638	0.153	0.147	0.174	0.153	0.25	0.251	0.267	0.254	0.223
Dy	0.57	0.41	0.47	0.489	0.552	0.454	0.440	0.977	0.938	1.11	0.962	1.59	1.75	1.93	1.80	1.51
Ho	0.124	0.0871	0.108	0.108	0.116	0.0995	0.0963	0.211	0.200	0.235	0.206	0.332	0.382	0.435	0.41	0.315
Er	0.371	0.253	0.316	0.321	0.345	0.299	0.287	0.612	0.569	0.684	0.597	0.932	1.17	1.31	1.24	0.898
Yb	0.363	0.251	0.311	0.313	0.339	0.289	0.277	0.568	0.538	0.646	0.556	0.863	1.17	1.31	1.24	0.796
Lu	0.0535	0.0378	0.0468	0.0474	0.0511	0.0432	0.0428	0.0856	0.0795	0.094	0.0849	0.131	0.175	0.194	0.186	0.114
Hf	0.213	0.142	0.172	0.183	0.185	0.158	0.156	0.520	0.496	0.602	0.522	0.809	0.629	0.672	0.681	0.638
Ta	0.028	0.0198	0.0239	0.0216	0.0253	0.0228	0.0213	0.0833	0.0756	0.094	0.0812	0.112	0.0524	0.0589	0.0613	0.0677
Tl	0.0211	0.0156	0.0194	0.0154	0.0234	0.0224	0.013	0.00231	0.0024	0.00168	0.00228	0.0241	0.0496	0.00579	0.00744	0.138
Pb	0.184	0.129	0.165	0.102	0.164	0.262	0.144	0.291	0.296	0.334	0.388	0.388	0.260	0.323	0.242	0.841
Th	0.0354	0.0251	0.0284	0.0273	0.0312	0.0274	0.0278	0.186	0.173	0.212	0.184	0.215	0.0811	0.0882	0.0876	0.117
U	0.0112	0.00744	0.00899	0.00888	0.00807	0.00833	0.00839	0.0416	0.0414	0.046	0.0442	0.0476	0.0202	0.0235	0.0211	0.0275

Les komatiïtes de Barberton produites par fusion continue profonde, à haut taux de rétention

Formation Sample Type	Hooggenoeg			Weltevreden										
	HOG5	HOG6	HOG6dup	MC6-1	MC6-4	MC6-4dup	MC7-6	MC5-1	MC5-1	MC5-1	MC5-1	MC5-3	MC5-5	MC5-6
	Al-depleted			Al-enriched										
Li	6.52	15.4	16.3	18.4	4.23	4.23	9.97	1.82	1.86	1.82	1.77	2.98	47.8	17.3
Sc	16.9	25.1	23.5	34.3	12.5	12.4	19.8	7.89	10.1	7.86	8.06	5.71	32.7	38.2
Ti	1440	2610	2540	1670	530	536	953	264	342	262	276	504	1480	2380
V	109	166	163	145	61.5	62.3	108	31.0	41.0	30.6	30.4	65.9	158	241
Cr	6480	3770	3740	2370	3180	3220	2860	2070	2690	2020	1950	6490	3800	422
Co	147	117	113	75.1	114	115	103	117	161	116	121	165	105	46.4
Ni	2580	1730	1780	713	1910	1940	1560	2730	3810	2720	2790	2760	1280	189
Cu	49.6	100	101	33.9	26.0	26.4	20.3	10.2	13.9	10.0	10.3	8.48	7.92	6.19
Zn	70.5	67.5	67.2	53.3	49.1	50.3	58.9	37.2	52.4	37.2	40.6	86.9	51.5	35.4
As	1.35	3.23	3.00	-	0.561	0.609	-	-	-	-	1.64	-	-	-
Rb	1.13	1.21	1.30	4.38	0.162	0.216	3.00	0.165	0.260	0.182	0.199	0.238	0.979	0.448
Sr	8.32	14.3	14.1	5.59	6.22	6.23	6.98	3.10	4.06	3.12	3.43	3.78	4.90	11.4
Y	5.19	9.40	9.33	13.9	2.48	2.54	4.36	1.23	1.61	1.22	1.26	1.98	6.55	11.1
Zr	12.6	24.0	24.2	43.1	4.51	4.50	6.98	2.09	2.92	2.16	2.10	3.23	11.8	19.3
Nb	0.582	1.17	1.13	2.83	0.143	0.149	0.339	0.0698	0.0857	0.0747	0.0652	0.127	0.502	0.667
Cd	0.015	0.0383	0.0462	-	0.00757	0.00788	-	-	-	-	0.0092	-	-	-
Cs	0.756	0.875	0.934	2.05	0.133	0.135	1.48	0.0685	0.072	0.0715	0.0735	0.153	0.832	0.414
Ba	8.53	3.06	3.09	5.04	0.586	0.545	2.50	0.398	0.333	0.394	14.6	0.395	11.5	4.66
La	0.746	1.37	1.37	7.66	0.195	0.188	0.269	0.0968	0.0956	0.0946	0.101	0.141	0.469	0.661
Ce	1.90	3.62	3.73	15.5	0.540	0.509	0.797	0.275	0.271	0.271	0.281	0.395	1.38	2.09
Pr	0.291	0.562	0.562	1.78	0.085	0.0847	0.137	0.0448	0.0477	0.0446	0.0463	0.0652	0.231	0.365
Nd	1.41	2.81	2.72	6.70	0.455	0.452	0.75	0.244	0.245	0.238	0.236	0.348	1.24	2.05
Sm	0.525	1.01	0.964	1.38	0.189	0.169	0.292	0.0922	0.0916	0.0833	0.0894	0.126	0.446	0.77
Eu	0.229	0.328	0.327	0.307	0.0674	0.0793	0.129	0.0433	0.0393	0.0422	0.0472	0.056	0.199	0.247
Gd	0.775	1.48	1.50	1.70	0.283	0.281	0.497	0.145	0.142	0.140	0.137	0.199	0.741	1.31
Tb	0.138	0.263	0.261	0.296	0.0546	0.0572	0.0916	0.0272	0.026	0.0265	0.0278	0.0375	0.128	0.239
Dy	0.968	1.81	1.76	2.10	0.380	0.421	0.679	0.198	0.184	0.188	0.208	0.267	0.972	1.76
Ho	0.194	0.364	0.369	0.491	0.0917	0.091	0.155	0.045	0.0448	0.0416	0.0446	0.0624	0.227	0.401
Er	0.562	1.02	0.993	1.59	0.296	0.292	0.483	0.138	0.140	0.135	0.146	0.192	0.688	1.23
Yb	0.493	0.888	0.863	1.71	0.285	0.299	0.492	0.150	0.150	0.153	0.150	0.209	0.740	1.25
Lu	0.0747	0.126	0.125	0.263	0.0448	0.0456	0.0754	0.0233	0.0237	0.0239	0.0221	0.0330	0.112	0.190
Hf	0.377	0.713	0.725	1.19	0.138	0.132	0.212	0.0673	0.0685	0.0647	0.0659	0.0867	0.343	0.592
Ta	0.0377	0.0737	0.0736	0.14	0.011	0.00928	0.0156	0.00487	0.00352	0.00425	0.00408	0.0147	0.0235	0.0421
Tl	0.0191	0.166	0.136	-	0.0028	0.00466	-	-	-	-	0.00197	-	-	-
Pb	0.638	0.736	0.777	0.699	0.044	0.0345	4.18	0.0458	0.0304	0.0320	<DL	0.0568	0.159	1.19
Th	0.0648	0.121	0.117	1.42	0.0104	0.0134	0.0194	0.00668	0.0076	0.00831	0.00612	0.00893	0.0357	0.0499
U	0.0166	0.0328	0.0306	0.323	0.0045	0.00595	0.00682	0.00354	0.00363	0.00375	0.0038	0.00381	0.00858	0.0153

Les komatiïtes de Barberton produites par fusion continue profonde, à haut taux de rétention

Formation	Wetvevreden													
Sample	MC5-7	MC5-7	MC4-3	MC4-3dup	MC4-4	SA700-1	SA719-1	SA719-2	SA719-4	WP101	WP101dup	WP101dup	WP102	WP102dup
Type	Al-enriched					Al-depleted	Al-undepleted			Al-enriched				
Li	10.1	10.0	8.76	8.78	5.21	8.94	4.96	4.67	4.78	2.46	2.52	2.55	1.36	1.38
Sc	21.1	22.0	15.1	15.1	12.9	17.8	15.4	27.8	12.6	8.30	8.63	7.98	8.53	8.62
Ti	1100	1110	594	602	478	1670	914	2180	711	251	249	245	267	285
V	115	119	76.3	77.2	61.4	97.8	81.1	175	62.0	34.2	35.4	34.3	36.2	36.3
Cr	2920	3060	5250	5160	4120	2520	2480	2170	2260	2300	2370	2330	1880	1940
Co	86.1	89.8	149	151	136	85.6	126	83.3	143	146	150	150	123	119
Ni	1440	1540	1570	1580	2620	2540	2550	608	2760	2330	2410	2480	2780	2760
Cu	104	112	20.6	20.8	11.9	586	12.7	139	5.01	2.05	2.08	2.30	2.22	1.94
Zn	42.6	45.3	56.5	57.4	55.2	78.0	50.8	61.2	56.6	46.6	46.8	47.8	30.6	30.4
As	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.376	0.294	0.368	0.579	0.463
Rb	0.857	0.935	1.19	1.21	0.776	0.754	2.15	1.15	2.12	0.178	0.203	0.172	0.0253	0.0265
Sr	7.16	7.44	1.04	1.06	2.58	5.65	2.72	9.74	4.70	2.40	2.49	2.33	1.17	1.14
Y	4.66	4.88	2.67	2.68	2.20	12.2	4.00	7.91	3.24	1.15	1.15	1.13	1.22	1.22
Zr	8.64	9.24	5.37	5.46	3.84	17.2	9.20	20.8	6.77	1.94	1.99	2.01	2.16	2.29
Nb	0.305	0.359	0.165	0.197	0.144	0.909	0.390	1.07	0.301	0.0642	0.0653	0.0585	0.0746	0.0788
Cd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00638	0.00578	0.00548	0.0147	0.00848
Cs	0.642	0.674	0.225	0.23	0.103	0.690	0.522	0.666	2.35	0.384	0.392	0.429	0.00392	0.0031
Ba	11.2	11.5	0.445	0.574	0.573	9.24	1.85	2.45	11.9	0.943	0.971	0.900	0.226	0.250
La	0.33	0.331	0.197	0.192	0.158	3.20	0.443	0.917	0.407	0.0726	0.0713	0.0708	0.112	0.101
Ce	1.07	1.05	0.557	0.571	0.445	3.45	1.21	2.64	1.09	0.199	0.201	0.209	0.270	0.286
Pr	0.18	0.183	0.0956	0.0939	0.0734	0.856	0.193	0.424	0.174	0.034	0.0338	0.0345	0.0448	0.044
Nd	0.982	0.967	0.505	0.474	0.369	3.99	0.963	2.19	0.899	0.206	0.201	0.187	0.235	0.235
Sm	0.359	0.367	0.176	0.174	0.141	1.08	0.345	0.744	0.310	0.0744	0.0757	0.0795	0.0824	0.0892
Eu	0.134	0.135	0.0754	0.076	0.0584	0.239	0.126	0.27	0.136	0.0387	0.0356	0.0311	0.0526	0.0514
Gd	0.567	0.570	0.283	0.285	0.225	1.47	0.487	1.070	0.420	0.132	0.124	0.122	0.134	0.138
Tb	0.106	0.0981	0.0483	0.0492	0.042	0.223	0.0848	0.180	0.0705	0.0216	0.0245	0.0229	0.0273	0.0267
Dy	0.74	0.756	0.396	0.379	0.306	1.41	0.557	1.29	0.492	0.182	0.195	0.177	0.199	0.208
Ho	0.166	0.166	0.0879	0.0843	0.0707	0.296	0.128	0.281	0.110	0.0392	0.0425	0.0418	0.0454	0.0473
Er	0.509	0.509	0.264	0.266	0.213	0.798	0.382	0.842	0.334	0.128	0.131	0.131	0.135	0.146
Yb	0.523	0.531	0.277	0.283	0.229	0.645	0.379	0.860	0.333	0.142	0.142	0.141	0.150	0.146
Lu	0.0788	0.0811	0.042	0.0429	0.0344	0.0971	0.0583	0.131	0.0503	0.0229	0.0219	0.0225	0.0243	0.0245
Hf	0.255	0.263	0.136	0.144	0.102	0.436	0.235	0.577	0.185	0.0614	0.0613	0.0618	0.0671	0.0672
Ta	0.019	0.0168	0.00734	0.00825	0.00586	0.0433	0.0173	0.0493	0.0156	0.0048	0.00357	0.00343	0.0037	0.00389
Tl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0018	0.00224	0.0012	0.00227	0.00158
Pb	0.0926	0.109	0.0914	0.0847	0.0874	0.225	0.525	0.771	1.54	0.0567	0.0567	0.0031	0.141	0.00574
Th	0.0268	0.0245	0.0138	0.0139	0.0112	0.120	0.0467	0.107	0.0401	0.00471	0.0045	0.00458	0.0057	0.00757
U	0.00753	0.00891	0.00516	0.00569	0.00544	0.0418	0.0145	0.0411	0.0122	0.00243	0.00371	0.00289	0.00337	0.00399

Formation	Weltevreden							
Sample	WP103	WP104	WP105	WP105dup	WP106	WP107	WP108	WP109
Type	Al-enriched							
Li	12.6	14.8	15.2	15.1	16.5	58.5	16.5	5.79
Sc	25.1	17.0	17.1	17.6	40.2	20.6	37.8	13.3
Ti	1890	724	656	675	2910	866	2340	542
V	187	81.3	79.6	78.1	292	104	235	60.7
Cr	1200	2420	3780	3790	39.9	2840	416	2880
Co	34.8	106	96.9	101	46.1	99.0	44.4	117
Ni	374	1850	1360	1390	87.3	1630	178	1940
Cu	15.0	56.8	5.69	6.77	7.75	25.8	6.64	25.4
Zn	35.0	48.9	57.5	59.0	47.9	75.9	36.2	54.7
As	0.612	0.311	0.380	0.334	0.509	0.283	0.514	0.322
Rb	0.135	1.94	0.403	0.322	1.39	0.689	0.343	1.53
Sr	5.51	3.08	2.89	3.01	69.3	45.1	13.3	30.8
Y	9.03	3.28	3.35	3.35	13.9	4.25	9.95	2.43
Zr	17.2	5.83	5.03	5.26	26.3	7.17	17.3	4.32
Nb	0.575	0.179	0.170	0.174	0.866	0.206	0.564	0.134
Cd	0.0139	0.0109	0.00614	0.00581	0.0138	0.0101	0.0126	0.00732
Cs	0.0915	1.28	0.476	0.446	0.416	0.927	0.164	0.109
Ba	3.00	2.80	4.56	4.53	42.1	6.24	9.95	1.74
La	0.689	0.234	0.407	0.399	1.06	0.279	0.727	0.181
Ce	2.04	0.674	0.875	0.823	3.17	0.807	2.15	0.511
Pr	0.333	0.111	0.134	0.130	0.535	0.140	0.364	0.0808
Nd	1.79	0.584	0.687	0.629	2.77	0.759	1.90	0.422
Sm	0.665	0.230	0.234	0.235	1.08	0.29	0.707	0.192
Eu	0.298	0.118	0.0942	0.0971	0.397	0.111	0.297	0.073
Gd	1.03	0.369	0.380	0.383	1.59	0.478	1.21	0.295
Tb	0.200	0.0709	0.0682	0.0697	0.297	0.0936	0.227	0.0551
Dy	1.36	0.539	0.500	0.511	2.21	0.679	1.64	0.389
Ho	0.329	0.124	0.118	0.123	0.499	0.163	0.376	0.0915
Er	0.954	0.394	0.390	0.374	1.53	0.495	1.15	0.278
Yb	0.951	0.398	0.386	0.378	1.54	0.521	1.18	0.290
Lu	0.141	0.0622	0.0596	0.0615	0.235	0.0786	0.177	0.0433
Hf	0.482	0.178	0.162	0.157	0.762	0.232	0.543	0.135
Ta	0.0355	0.0113	0.0102	0.0111	0.054	0.0151	0.0381	0.00799
Tl	0.00248	0.00129	0.00307	0.00295	0.00531	0.00252	0.00231	0.00438
Pb	<DL	0.390	1.68	1.62	0.136	0.536	0.226	<DL
Th	0.0542	0.0140	0.0202	0.0204	0.0769	0.0186	0.0478	0.0108
U	0.0161	0.00396	0.011	0.0105	0.0222	0.00596	0.0159	0.00454

Table II.4 : Trace element concentrations (ppm) normalized to 100% on a volatile-free basis
 “dup“ : duplicate. “-“: not determined. “<DL” : below detection limit.

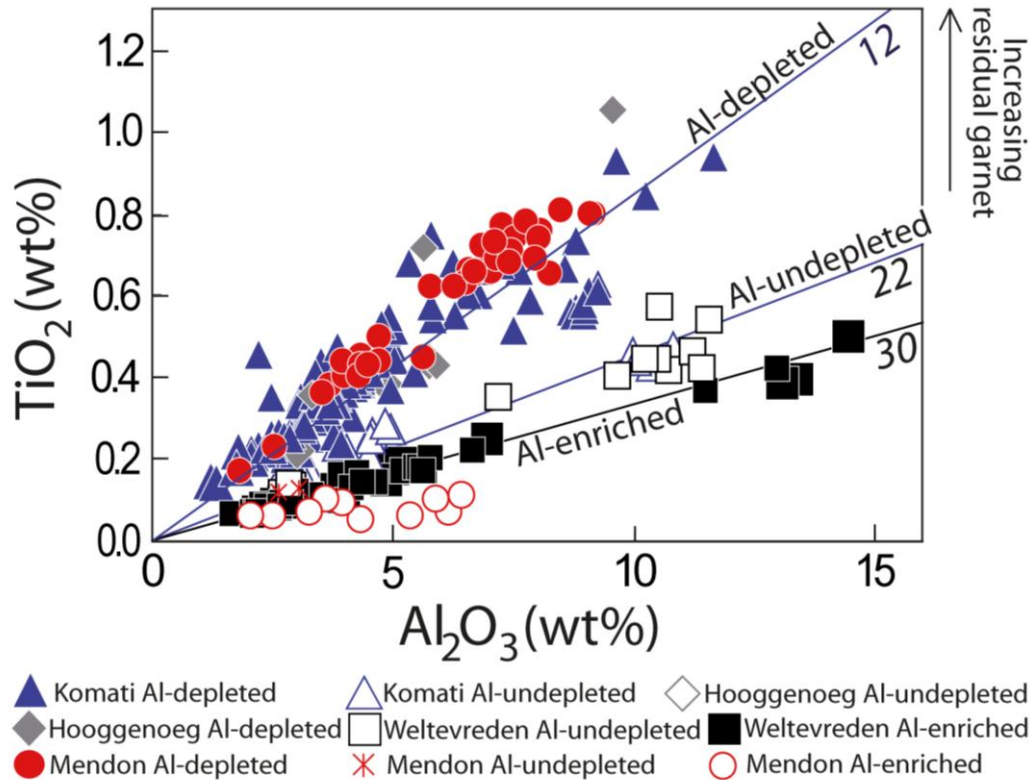


Figure II.9 : TiO₂ vs Al₂O₃ diagram for Barberton komatiïtes including literature data. Oxide weight percentages are normalized to 100% on a volatile-free basis. Bigger symbols are data from this study and smaller symbols are data from the literature: Viljoen and Viljoen (1969), Smith et al. (1980), Viljoen et al. (1983), Lahaye et al. (1995), Parman et al. (2003), Smith and Erlank (1982), William and Furnell (1979), Cooper (2008) and Kareem (2005). Numerical values are Al₂O₃/TiO₂ ratios.

Al-depleted komatiïtes have low Al₂O₃/TiO₂ ratios of about 12 (Figure II.9) and depleted HREE patterns (Figures II.8a, c, d and h). Their MgO-normalized trace element concentrations are higher than those of other types, at around 3 times primitive mantle values, and they have relatively high TiO₂ and FeO and low Al₂O₃ at a given MgO content (Figures II.7a, c and f). This type dominates the Komati Fm and is also found in the Hooggenoeg Fm. According to Byerly (1999) and Lahaye *et al.* (1995), they also occur in the Mendon Fm. They are all slightly depleted in Light Rare Earth Elements (LREE) except for 5 samples from our spinifex horizon 1 sampling site (number 3 on Figures II.4 and II.5).

Al-undepleted komatiïtes have Al₂O₃/TiO₂ ratios close to primitive mantle value of about 22 (Figure II.9) and flat HREE patterns (Figures II.8b, e and g). Except for modest LREE depletion, their trace-element spectra are straight and close to horizontal. Their overall MgO-normalized trace element concentrations are intermediate between the two other types and close to primitive mantle values. They also have intermediate TiO₂, FeO and Al₂O₃

concentrations at given MgO (Figures II.7a, c and f). We found samples of this type in several flows of the Komati, Hooggenoeg, and Weltevreden Formations and Byerly (1999) indicates a few occurrences in the Mendon Fm.

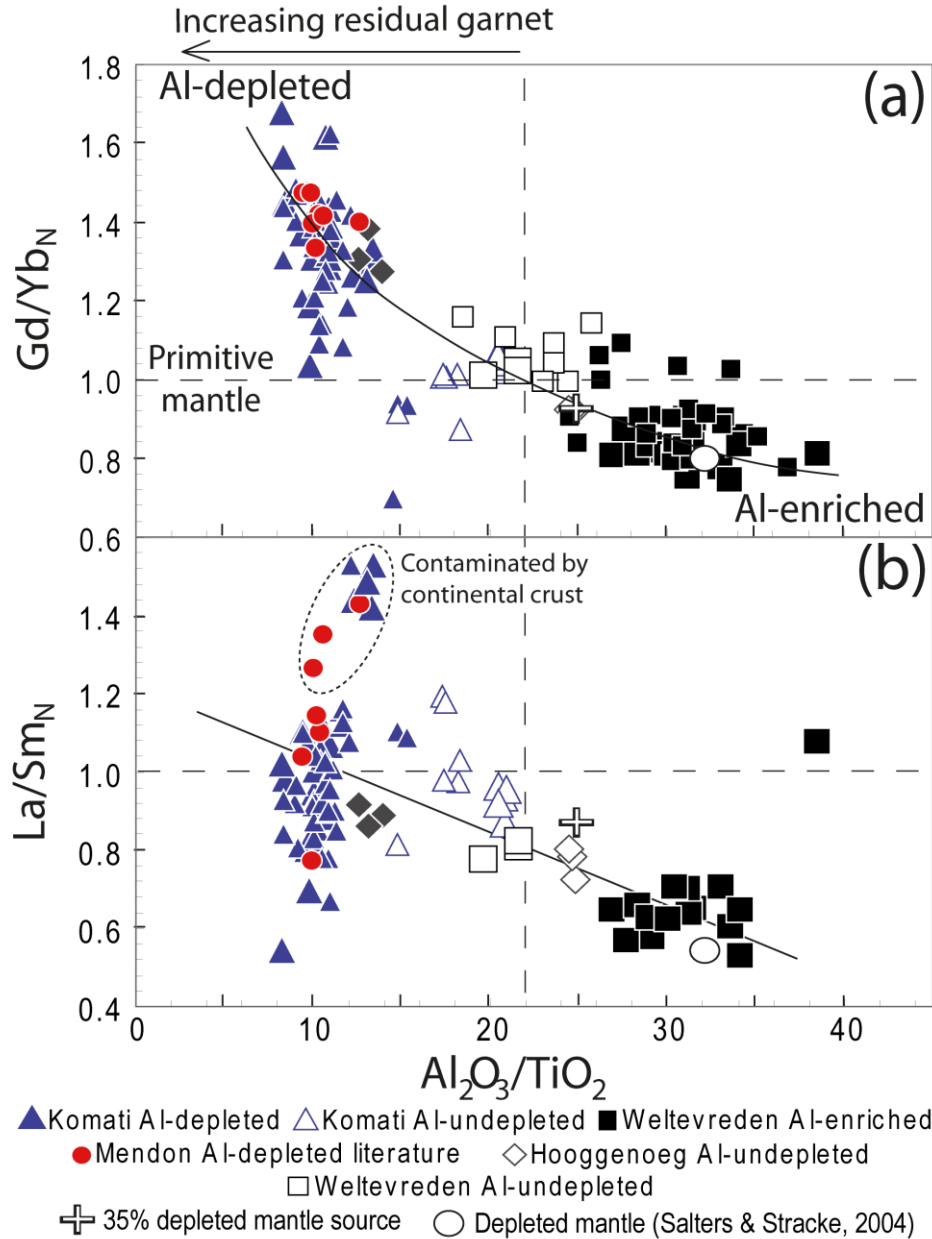


Figure II.10 : La/Sm_N and Gd/Yb_N vs Al_2O_3/TiO_2 diagram for Barberton komatiïtes including literature data. La, Sm, Gd and Yb concentrations are normalized to the inferred magmatic MgO content of the considered flows and to the primitive mantle values (McDonough and Sun, 1995.) Bigger symbols are data from this study and smaller symbols are data from the literature: Viljoen and Viljoen (1969), Smith et al. (1980), Viljoen et al. (1983), Lahaye et al. (1995), Parman et al. (2003), Smith and Erlank (1982), William and Furnell (1979), Cooper (2008) and Kareem (2005).

Al-enriched-komatiites have greater than chondritic $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratios around 30 and are HREE enriched (Figure II.8f). Their MgO-normalized trace element concentrations are lower than the other types, being close to or lower than those of the primitive mantle. They also have lower TiO_2 and FeO and higher Al_2O_3 at given MgO. This type of komatiite dominates the Weltevreden Fm and also occurs in the Mendon Fm (Byerly, 1999).

In Figure II.10b, Gd/Yb_N is used as an indicator of HREE depletion or enrichment. This figure shows that the three types define an array between an Al-depleted end-member with low $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ and depleted HREE and an Al-enriched end-member with high $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ and enriched HREE.

II.B.4.2) Olivine composition

Olivine compositions were measured (Table II.5) in two samples from the Komati Fm (BD6 and BD12) and five from the Weltevreden Fm (MC6-4, MC4-2, MC4-4, WP109 and SA719-1). Komati Fm sample BD6, which was collected in a thick, massive unit with a pyroxene spinifex-textured top, contains olivine with distinctly lower Mg# than in the other samples, from 86.8 to 89.4 (Sobolev *et al.*, in preparation; Table II.5). The other Komati Fm sample BD12 has slightly lower Mg# (90.8 to 92.3) than samples from the Weltevreden Fm (91.5 to 93.7). The olivine analyzed by Kareem (2005) from the Weltevreden Fm has a still higher Mg# of 95.6.

	Mg#	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	MnO/FeO	NiO*FeO/MgO	Total
BD6	89.36	40.55	0.005	0.02	10.29	0.17	48.48	0.23	0.36	0.02	0.10	0.016	0.08	100.22
BD12	92.33	40.68	0.006	0.04	7.42	0.12	50.09	0.24	0.44	0.02	0.17	0.017	0.06	99.22
SA719-1	93.68	40.77	0.005	0.06	6.15	0.10	51.12	0.17	0.43	0.01	0.21	0.016	0.05	99.02
MC6-4	92.51	41.31	0.005	0.05	7.37	0.12	51.09	0.16	0.38	0.02	0.14	0.016	0.05	100.64
WP109	92.53	40.71	0.005	0.05	7.31	0.12	50.75	0.15	0.37	0.02	0.16	0.016	0.05	99.64
MC4-2	93.14	40.79	0.004	0.06	6.71	0.11	51.06	0.13	0.41	0.02	0.24	0.016	0.05	99.52
MC4-4	93.11	40.58	0.003	0.04	6.68	0.10	50.63	0.13	0.40	0.01	0.23	0.015	0.05	98.81

Table II.5: Composition (in wt%) of the olivine measured with highest Mg# in each sample. Mg# is in %.

II.B.5) DISCUSSION

II.B.5.1) Preliminary study

II.B.5.1.a) Effects of secondary processes: alteration and metamorphism

Submarine hydrothermal alteration and several stages of deformation and metamorphism have affected all the volcanic rocks of the Barberton belt. All underwent serpentinisation and metamorphism to at least greenschist facies. These secondary events in some cases resulted in element mobility in komatiïtes (Viljoen & Viljoen, 1969b; Arndt *et al.*, 2008). In order to investigate the alteration of our komatiïte samples and to calculate the compositions of their parental magmas, we used a typical feature of komatiïte rocks: their olivine differentiation lines. These olivine differentiation lines are a consequence of the high eruption temperatures and ultramafic compositions of komatiïtic lavas which resulted in very low viscosities. Because of this low viscosity, crystallizing minerals were able to settle rapidly and accumulate in the lower part of the flows. At surface pressure, olivine is the liquidus mineral (Arndt, 1976), and apart from a negligible amount of chromite, it is the only mineral to crystallize for most of the crystallization range (Arndt, 1977; Kinzler & Grove, 1985; Kareem, 2005). The subtraction or accumulation of olivine resulted in the olivine controlled differentiation trends in MgO variation diagrams (Appendices 5-7). These lines contain a composition representing the parental liquid (i.e. the composition of the lava before it differentiated into olivine enriched cumulates and olivine depleted spinifex lavas) and project to the average composition of the accumulated olivine, which is found at the intercept with the x-axis in the case of an incompatible-element vs MgO diagram (e.g. Appendix 5a).

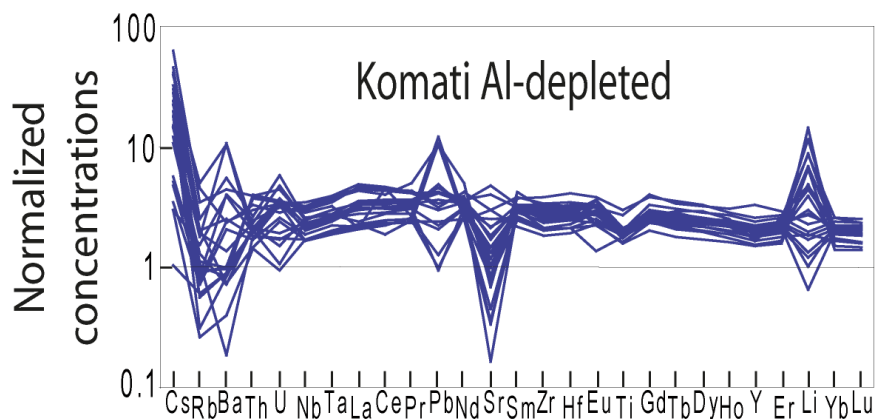


Figure II.11 : Trace-element spectra for Komati Al-depleted komatiïtes including mobile elements. Concentrations are normalized as for Figure II.8.

To investigate the possible secondary mobility of the chemical elements in our samples, we evaluated the disturbances in their olivine control-lines. On Appendices 5-7, our data, combined with literature data, show no scatter for TiO_2 , Al_2O_3 , Zr and La which shows that these elements as well as MgO have not been mobilized. The other REE and the high field strength elements (HFSE; Nb, Th, Hf and Y; not shown) have not been mobilized either. On the other hand, SiO_2 , FeO, CaO, MnO, Na_2O and large ion lithophile elements (LILE ; Cs, Rb, Ba and Sr) scatter widely, which shows that they were extensively mobilized. Another approach to investigate element mobilizations is to consider the relative abundances of trace elements in mantle-normalized diagram such as Figure II.11. In komatiïtes from the Komati Fm, for example, the concentrations of LILE, as well as Li, to a lesser extent Eu, and U vary widely and irregularly from one sample another and can be assumed to have been mobile. The REE and HFSE show far less scatter and presumably were not mobilized by secondary processes.

II.B.5.1.b) Parental magma compositions

Major-element compositions and minimum eruption temperatures of parental magmas were estimated using the method presented in detail in Appendix 8. Briefly, for each formation we used the intercepts of olivine control lines to estimate the average composition of the olivine that accumulated in the flows. The MgO content of this average olivine was taken as a minimum value for the first olivine that crystallized. When possible, this composition was compared with that of fresh olivine analyzed by the electron microprobe. Then, using Mg-Fe partitioning coefficient, we estimated the liquid composition. Most of the uncertainty on the liquid composition comes from the secondary mobility of FeO that was used to calculate the parental liquid concentrations of the other major-elements. Minimum eruption temperatures were estimated using the methods of Nisbet (1982) and Herzberg & Asimow (2008) which yielded similar results.

Three intercepts were calculated from TiO_2 , Al_2O_3 and Zr data for Al-depleted komatiïtes from Komati Fm. They yield a Mg# of ~93.5% for the olivine which (considering the uncertainty) is consistent with the maximum Mg# we measured on fresh olivine kernels by electron microprobe (92.3%) and with those previously measured by Parman *et al.* (1997) (93%). Using the intercept value, we calculated that the parental magma contained 26% MgO (Figure II.12a) which is close to the average MgO of 27% of the chilled margins analyzed by Viljoen *et al.* (1983) and Parman *et al.* (2004) that we will keep as our estimation of the MgO

content of the parental liquid. This MgO corresponds to a minimum eruption temperature of $\sim 1550^{\circ}\text{C}$.

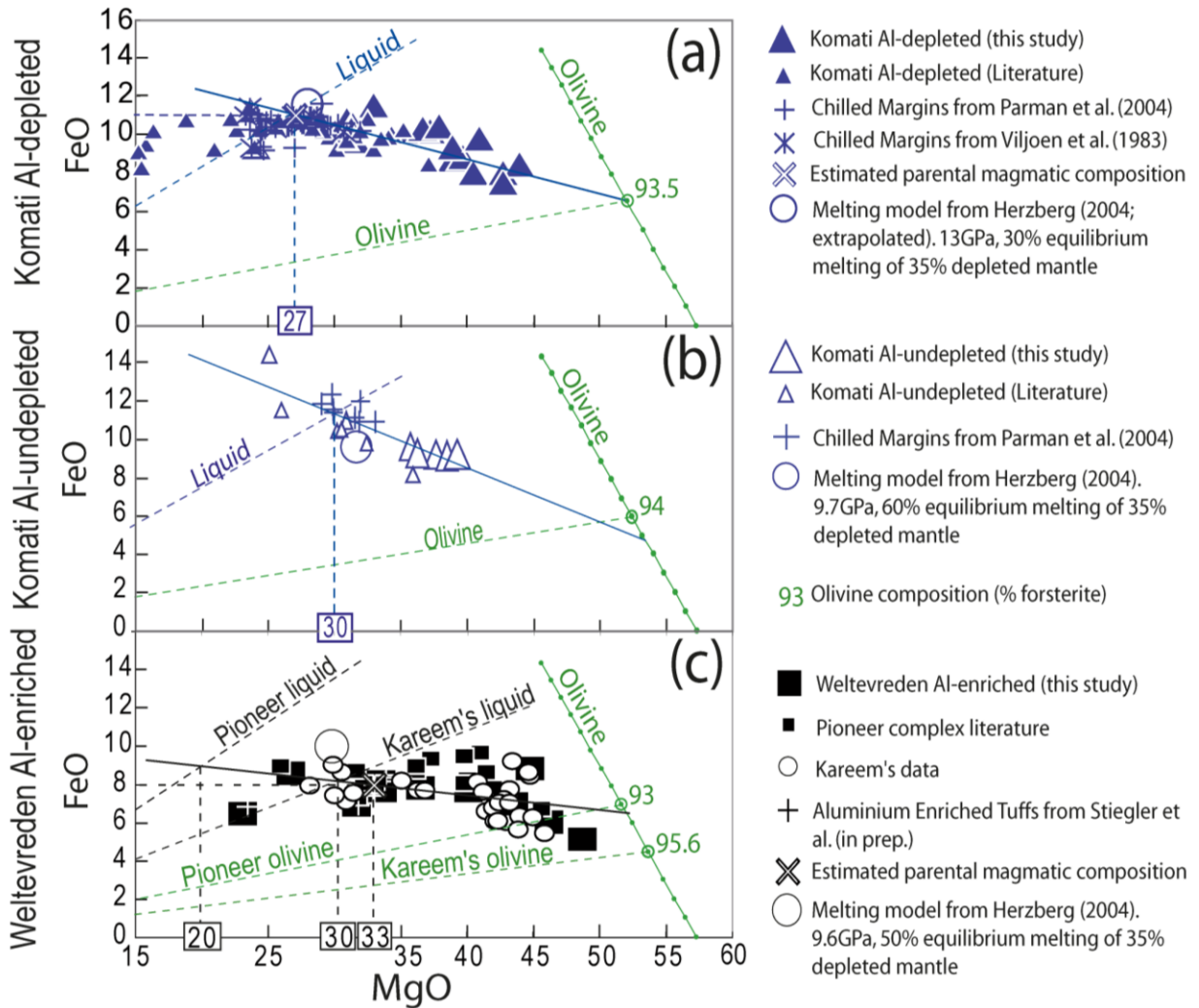


Figure II.12 : FeO against MgO diagrams. Concentrations (wt %) are normalized to 100% on a volatile-free basis. See Appendices 3 and 4 for FeO concentrations calculation method. Continuous lines are least square regressions on this study and literature data. They approximate the olivine differentiation lines. Dotted lines labeled “Olivine” represent the FeO/MgO ratio of the considered olivines. Dotted lines labeled “Liquid” represent the FeO/MgO ratio of the liquids in equilibrium with these considered olivines. The framed MgO values are the estimated liquid MgO contents. Literature data is from Viljoen and Viljoen (1969), Smith et al. (1980), Viljoen et al. (1983), Lahaye et al. (1995), Parman et al. (2003), Smith and Erlank (1982), William and Furnell (1979), Cooper (2008) and Kareem (2005).

Data from Al-undepleted komatiites from Komati Fm are too sparse to provide reliable olivine differentiation lines and MgO-intercepts. Instead, we used chilled margins compositions from Parman *et al.* (2004; plotted on Figure II.12b) to estimate the composition

of the parental magma. Our estimation is $\text{MgO}_{\text{liquid}} \sim 30\%$ which corresponds to $\sim 1600^\circ\text{C}$ of minimum eruption temperature.

For Al-enriched komatiites from the Pioneer Complex, Weltevreden Fm, four intercepts were calculated using TiO_2 , Al_2O_3 , Zr and La data. They yield a Mg# of $\sim 93\%$ for the olivine which is similar to the maximum Mg# that we measured by electron microprobe (93.1%) and to the one measured by Cooper (2008) (92.9%). From this value, we calculated $\sim 20\%$ MgO in the liquid (Figure II.12c).

However, other observations show that the parental liquids of Al-enriched komatiites from the Pioneer Complex had a higher MgO content. The fine-grained tuffs interlayered with the sills (plotted on Figure II.12c) should have a composition close to their parental liquid. However, even though they plot on the same olivine differentiation lines as the other samples from the Pioneer Complex, they are far more magnesian, with an average MgO content of $\sim 33\%$ (our data and data from Stiegler *et al.*, 2010). Moreover, the komatiites from another area of the Weltevreden Fm studied by Kareem (2005) and those from the Pioneer Complex seem to come from similar parental liquids: they have similar trace element spectra (Figure II.8) when normalized to the same MgO content and they plot on the same olivine differentiation lines (Figure II.12c and Appendix 6). However, Kareem (2005) measured extremely magnesian olivine grains containing up to 95.6% forsterite and, using this value with the procedure in Appendix 8, we estimated a MgO content of about 30% in the parental liquid (Figure II.12c). Furthermore, from the compositions of glass inclusions in these olivines, Thompson *et al.* (2003) estimated that the parental liquid contained 34.8 % MgO; and Connolly *et al.* (in preparation) measured 30.9% MgO in a chilled margin sample from Kareem's collection.

All these arguments provide permissive evidence that all three types of rocks of the Weltevreden Formation - the Pioneer Complex komatiites, the tuffs and the komatiites from Kareem's study area - are comagmatic and related to one another by olivine fractional crystallization of a $\sim 33\%$ MgO parental liquid which is represented by the tuffs. The crystallization could have occurred as the magma rose through the crust, or at shallower level within sills or flows. Simulations using Danyushevsky's (2001) Petrolog program indicate that about 40% olivine crystallization are required to produce the relatively evolved komatiites of the Pioneer Complex from a 33% MgO liquid. This MgO content of the parental liquid corresponds to $\sim 1650^\circ\text{C}$ of minimum eruption temperature.

There are too few data from this study and from the literature to calculate reliable olivine differentiation lines and olivine Mg# for Hoogenoeg Fm and for Al-undepleted

komatiites from Weltevreden Fm. Therefore, we were unable to estimate parental magmatic compositions and assumed 30% MgO for the parental liquid with Mg# ~ 94% for the olivine, similarly to the other formations. This assumed olivine composition is close to the maximum Mg# = 93.7% that we measured by electron microprobe on fresh olivine kernels in Al-undepleted komatiites for the Weltevreden Fm.

All calculated parental magma and liquidus olivine compositions, together with minimum eruption temperatures, are summarized in Table II.6. Calculated parental liquid MgO contents are all around 30%.

	Parental magmas		
	Komati Al-depleted	Komati Al-undepleted	Weltevreden Al-enriched
SiO ₂ (wt%)	48±1	46±0.5	48±1
TiO ₂	0.4±0.05	0.2±0.025	0.2±0.05
Al ₂ O ₃	4±0.5	3.5±0.5	5±1
FeO	11±0.5	12±1	8±1
MgO	27±3	30±2	33±2
CaO	8±1.5	6±1	5±2
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	10	18	25
Estimated Mg# of the first olivine crystallizing	0.935	0.94	0.956
Minimum eruption temperature (°C)	1550±60	1600±40	1650±40

Table II.6 : Estimated parental magmatic compositions. Concentrations in weight %. We supposed that the volatile content is negligible.

II.B.5.2) Constraints on the petrogenesis of Barberton komatiites

II.B.5.2.a) Constraints on the sources of Barberton komatiites

In the mantle, subducted oceanic crust melts and reacts with peridotite to produce olivine-free pyroxenite (Sobolev *et al.*, 2005). Therefore, mantle regions into which subducted oceanic crust was recycled contain a proportion of pyroxenite together with normal peridotite. Sobolev *et al.* (2007) developed a method, based on the analysis of olivine primocrysts in mantle magmas, to evaluate the respective proportions of peridotite and pyroxenite in magma mantle sources. Table II.5 and Sobolev *et al.* (in preparation) show that olivine from Barberton komatiites have high MnO/FeO (0.015-0.018) and low Ni*Fe/Mg (0.05-0.08) ratios. According to Sobolev *et al.* (2007), this corresponds to a low proportion of

pyroxenite in the mantle source. Therefore, based on this method, we can assume that the source of Barberton komatiites was essentially normal peridotite.

Figure II.10b shows that almost all Barberton komatiites are LREE depleted (with La/Sm_N ratios lower than 1). These LREE depletions are coupled with positive initial ϵ_{Nd} and ϵ_{Hf} (Gruau *et al.*, 1990; Lahaye *et al.*, 1995; Blichert-Toft & Arndt, 1999; Chavagnac, 2004; Robin-Popieul *et al.*, in preparation) which shows that their mantle sources were depleted. However, according to their relatively high La/Sm_N ratios (in most cases above 0.8 against ~0.67 for normal MORBs), their mantle sources were probably less depleted than today's depleted mantle. This would be consistent with previous estimates of the degree of depletion of Archean komatiite sources from Sm-Nd and Lu-Hf systematics on well-characterized Archean komatiites (Blichert-Toft & Puchtel, 2010).

II.B.5.2.b) Constraints on the conditions of melting

The high MgO contents (~30%) in calculated parental liquids show that the degrees of melting (F) and/or the pressures of fusion (P) were high. The most magnesian mineral in the mantle is olivine and, only when it extensively melts, does the liquid reach high MgO contents. Olivine is the least fusible mineral of the assemblage at low and moderate P (Figure II.13 modified from Zhang & Herzberg, 1994). However, as P increases, it becomes increasingly fusible compared to the other minerals; and at 14 GPa, it is replaced by garnet as the liquidus mineral of peridotite. Therefore, for olivine to extensively melt, and so, for the liquid to reach high MgO contents either F or P (or both) have to be high (Herzberg, 1995).

We assume adiabatic ascent of the solid source before it crosses the solidus, for the partially molten source between solidus and liquidus, and for the liquid after it escapes the source (Figure II.14). From McKenzie & Bickle (1988), Richter (1988), Herzberg & Zhang (1996), and Herzberg & O'Hara (2002), we assume that the adiabatic temperature gradient along the ascent paths is ~ -0.4 °C.km⁻¹ for the totally solid source (e.g. between point "a" and point "b" on Figure II.14), ~-1 °C.km⁻¹ for the liquid (e.g. between point "b" and point "c" on Figure II.14), and ~ -1.4 °C.km⁻¹ for the partially molten source (e.g. between point "b" and point "d" on Figure II.14). The latter gradient is higher because of the latent heat of fusion of peridotite. The differences in adiabatic gradients are expressed by breaks in the slopes of the ascent paths when the solid sources reach the solidus (e.g. point "b", bold line, on Figure II.14) and when the magmas escape the sources (e.g. point "b", dotted line, on Figure II.14).

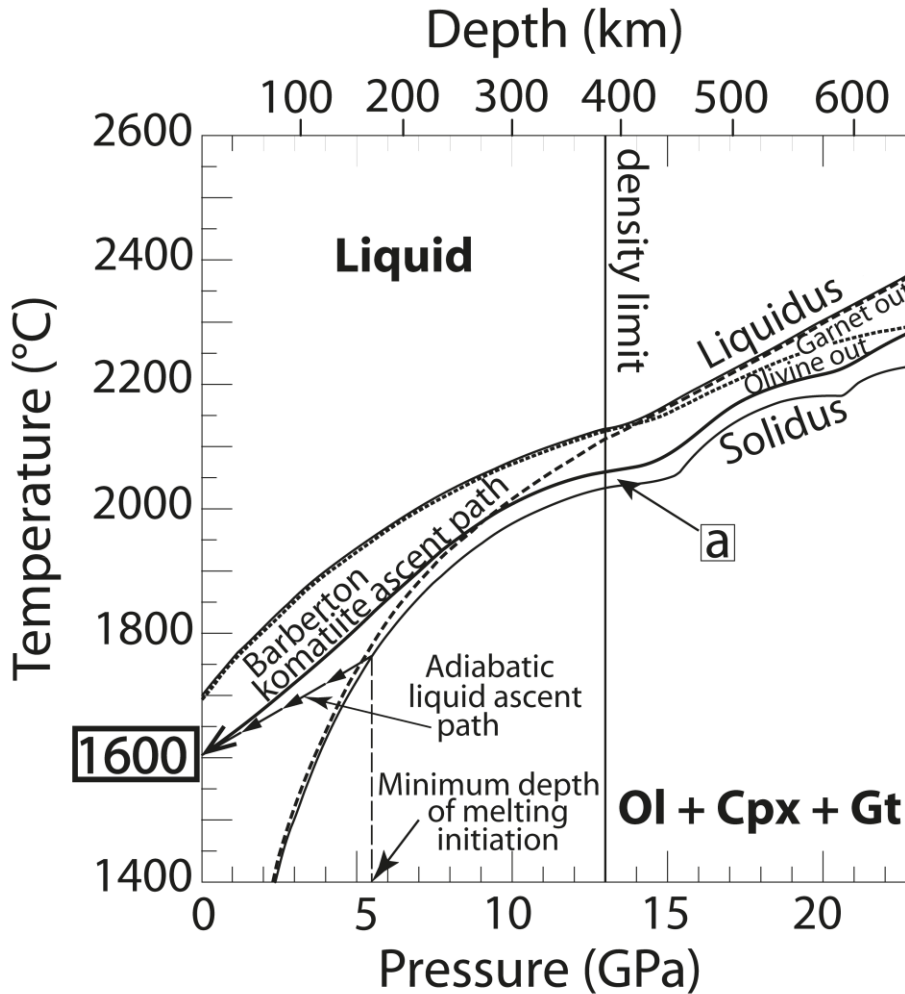


Figure II.13 : Mantle phase diagram modified from Zhang and Herzberg (1994). Bold line is the approximate path of most Barberton komatiites. Dotted ellipses are the zones in which they escaped their sources. Ol: Olivine. Cpx: Clinopyroxene. Gt: Garnet.

Tracing a theoretical adiabatic liquid ascent path, from the eruption temperature on surface down to the point at which it intersects the solidus, gives the minimum depth at which the source traversed the solidus and began to melt. If we accept that Barberton komatiitic magmas were anhydrous, not subduction related, we calculate high eruption temperatures (~1600°C). Hence, reference to Figure II.13 shows that the sources traversed the solidus at a pressure of at least ~5GPa corresponding to a depth of about 150km. However, considering that the ascent of the liquid was probably not perfectly adiabatic and the curvature of the solidus, the source probably began to melt deeper. The bold curved-line on Figure II.13 shows a more realistic ascent path for the Barberton komatiites with a source beginning to melt deeper in agreement with Miller et al. (1991) and Herzberg (1995) who proposed that with such high eruption temperatures, the fusion of the rising mantle sources of Barberton komatiites must have started in the lower mantle at pressures greater than 20 GPa.

The low concentrations in TiO_2 (<0.5%) and in incompatible trace-element (~0.3 to 3 times primitive mantle) in parental liquids shows that their degree of melting (F) was high (e.g. if we use the batch melting equation and partition coefficients of 0 for highly incompatible elements, we calculate that F would be between 30 and 60%).

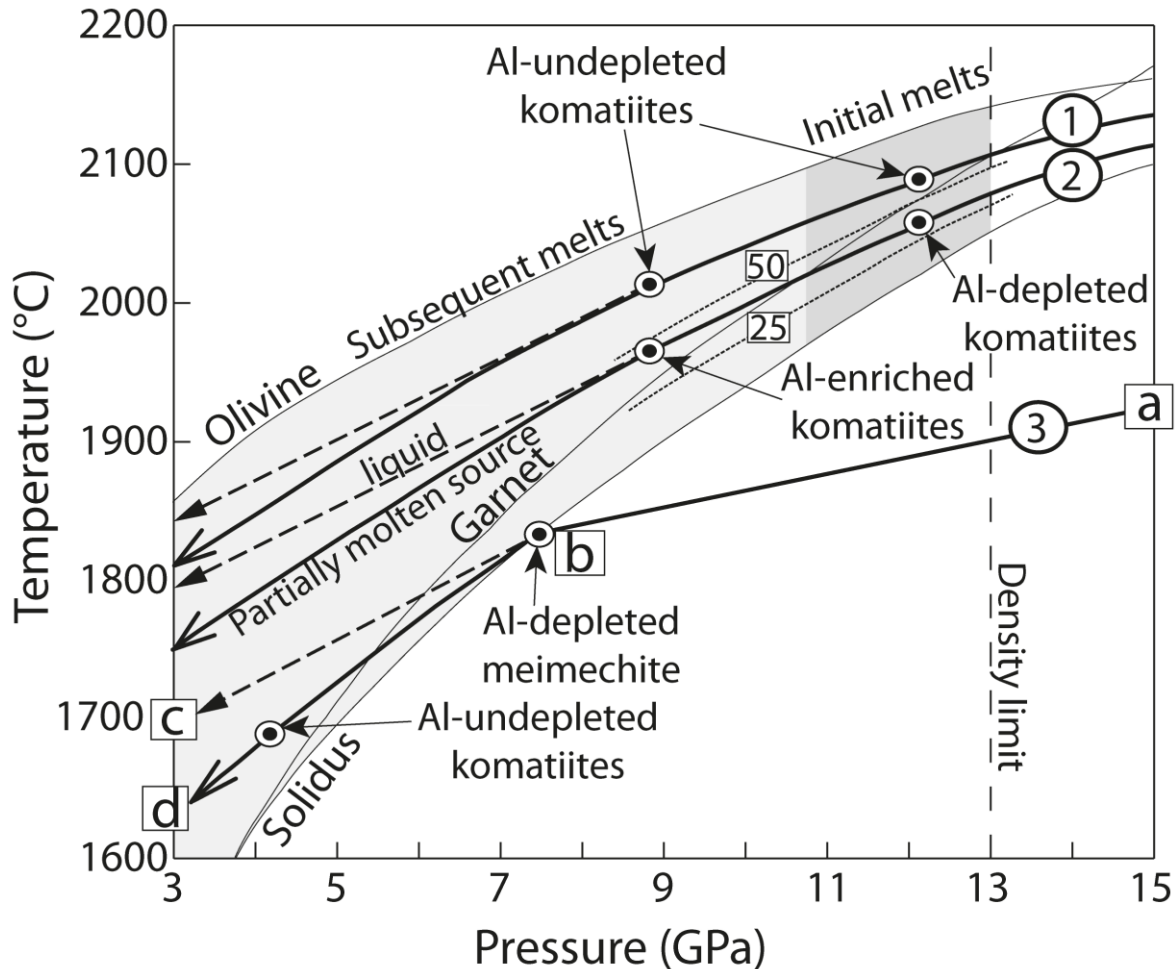


Figure II.14 : P-T paths of komatiite sources and types of komatiite produced for a primitive to slightly depleted mantle like the Barberton komatiite source. Dotted-lines labeled “25” and “50” are melting contours respectively corresponding to 25 and 50% of melting.

II.B.5.2.c) Comparison of the melting conditions for the different komatiite types

From the main chemical characteristics of the calculated parental magmas of the Barberton komatiites, as summarized in Figure II.15, we can infer that the degrees of melting (F) were lower and the pressures of melting (P) greater for Al-depleted komatiites than for Al-undepleted and enriched komatiites. This is supported by the following arguments. The parental magma of Al-depleted komatiites has a lower Al_2O_3 content than the parental magma of Al-enriched komatiites (Figure II.15d), and their HREE are relatively depleted (Figure

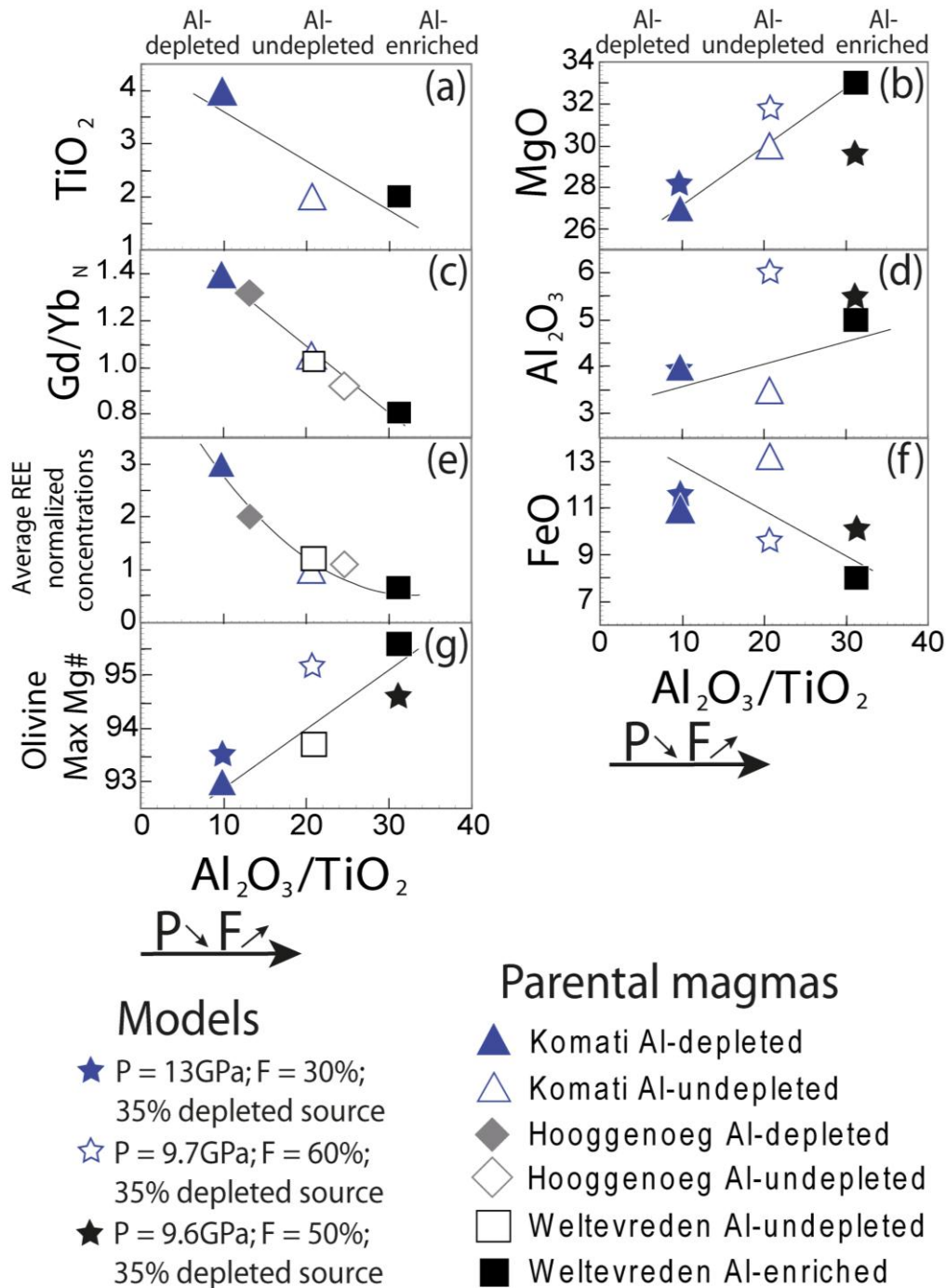


Figure II.15 : Trends in parental magma chemical main features from Al-depleted, through Al-undepleted, to Al-enriched komatiïtes. Are represented the concentrations calculated for each parental magma. Major element concentrations are expressed in wt% of oxides. P: pressure of fusion. F: degree of fusion. Regressions are on the data only, not on the model values. Model values are extrapolated from Herzberg (2004). Were represented the model solutions that approximate the most the melting conditions that we determined for each komatiïte type with our model (see “Model solutions” part below). However, Herzberg (2004) models are equilibrium melting models whereas our model is critical melting. Therefore, a bias is expected and they were reported only to check for qualitative consistency. Herzberg (2004) did not model TiO_2 , so in diagrams b, d, f and g, only the y-axis values (MgO, Al_2O_3 , FeO and olivine Mg#) are model values. The x-axis values have arbitrarily been taken equals to the komatiïte they are supposed

to model. Model Mg# values have been calculated from model FeO and MgO contents of the liquid and the distribution coefficient $(\text{FeO/MgO})_{\text{olivine}}/(\text{FeO/MgO})_{\text{liquid}} = 0.3$ from Roeder & Emslie (1970). The diagrams c and e referring to trace-element data display 6 plots corresponding to each komatiïte type and Formation. In contrast, the diagrams a, b, d, f and g referring to major elements only display 3 plots corresponding to the only 3 parental magma compositions we were able to calculate for only three groups.

II.15c), features that Green & Kröner (1981), Ohtani et al. (1989) and Zhang & Herzberg (1994) have attributed to the retention of garnet in the residue of melting. For garnet to be stable under conditions that generate melt of ultramafic composition, either the pressure must have been high so as to stabilize garnet relative to olivine, and/or the degree of melting must have been relatively low. A relatively low degree of melting for Al-depleted komatiïtes (compared with the other types of komatiïte) is also indicated by the relatively high contents in the calculated parental magmas of elements that are incompatible during moderate to high-degree melting such as TiO_2 and of the mid to light REE (Hofmann, 1988; Figures II.15a and e). In addition, parental magma of Al-depleted komatiïtes have higher FeO contents than parental magma of Al-enriched komatiïtes (Figure II.7f), which also indicates higher P and/or lower F (Walter, 1998; Herzberg, 2004).

II.B.5.3) A new melting model

II.B.5.3.1) Melting mechanism

As we saw above, for Barberton komatiïtes, fusion of the rising mantle source started very deep: probably either at the base of upper mantle or even in the lower mantle at more than 20 GPa (Herzberg, 1995). High-pressure compressibility experiments (Rigden *et al.*, 1988; Agee, 1998; Suzuki *et al.* 1998; Ohtani & Maeda, 2001) have shown that between 10 and 15GPa, komatiïtic liquid density is similar to that of solid peridotite. At higher pressure, komatiïtic liquid is denser; at lower pressure, it is less dense. In the case of melting at low pressure (the conditions that produce basaltic magma), the liquid is far less dense than the solid and it escapes as soon as the degree of melting (and the porosity) exceeds 1-2% (Langmuir et al., 1977; McKenzie & Bickle, 1988). We propose that the melting mechanism is different at the great depths where komatiïte forms (Figure II.16). When the pressure or depth are greater than those corresponding to the density limit, the melt does not escape and accumulates as it is produced. Only when the rising source has crossed the density limit (at ~13GPa), such that the liquid has become less dense than the residue, does it start to escape.

From the trace element composition of the Barberton komatiïtes, we infer that the proportion of liquid retained in the source at the density limit was high: around 30 to 50% (see “Model solutions” part below). This is consistent with the source ascent paths proposed by Miller et al. (1991) and Herzberg (1995) for a komatiïtic liquid erupting at ~1600°C (see the Barberton komatiïte ascent path on Figure II.13). Under these conditions, the source consisted of a matrix of olivine and garnet crystals retaining a large proportion of inter-pore silicate liquid. As the density contrast started to become significant, liquid and solid would have begun to separate. It is difficult to model quantitatively this process because the rate of separation will depend on a large number of parameters – crystal size, the rate of change of the densities of the two phases, changes in the melt productivity of the source, and constraints imposed by the surrounding mantle – all of which are poorly known. However, as is shown on

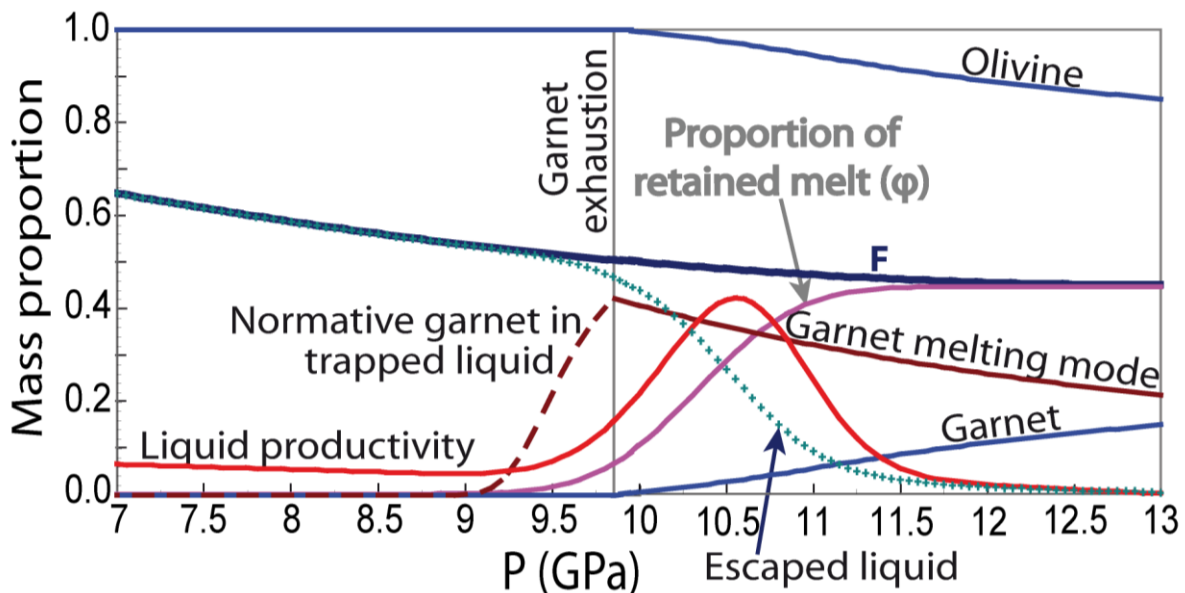


Figure II.16 : Melting model. Example of a source of a potential temperature corresponding to 45% of melting at 13GPa. Curves labeled “Olivine” and “Garnet” represent the proportion of these two minerals in the solid residue. They are expressed in proportion of the solid residue. The curve labeled “Garnet melting mode” before garnet exhaustion and “Normative garnet in trapped liquid” after garnet exhaustion is expressed in proportion of the retained liquid. The curves labeled “F” (degree of melting) and “Escaped liquid” are expressed in proportion of the total initial source. The curve labeled “Proportion of retained melt (ϕ)” is expressed in proportion of the evolving mass of the total source including solid residue and trapped liquid. The curve labeled “Liquid productivity” represents the intensity of the liquid extractions from the source as a function of P. It is expressed in proportion of the total initial source per GPa of ascent. Detail of the calculation of these curves is given in the “Melting model” section of this article.

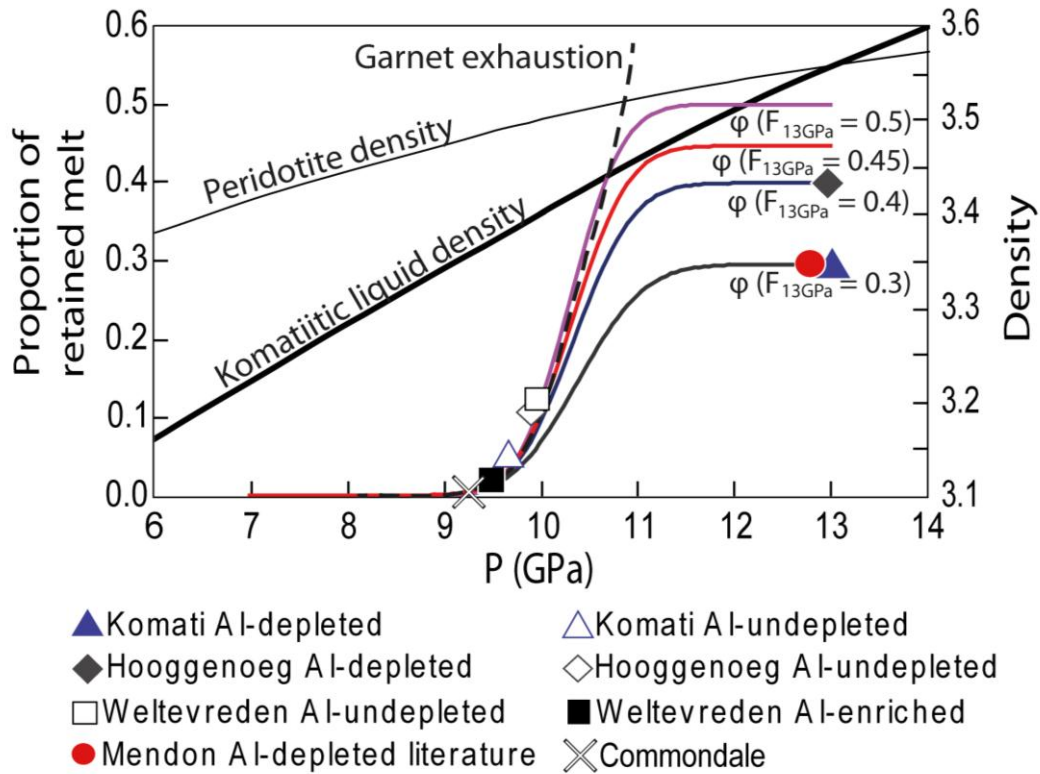


Figure II.17 : Proportion of retained melt (ϕ) vs pressure for the four modeled P-T ascent paths respectively corresponding to 30, 40, 45 and 50% of melting at 13GPa. The symbols corresponding to each komatiite type represent the loci at which their parental magma escaped the sources. The density curves are based on Agee (1998).

Figure II.17, we can reasonably infer that the segregation would have started slowly and then accelerated rapidly, as the density contrast increased, to leave a solid residue that retained very little melt (probably less than 1% because of the low (melt produced / melt escaped) ratio of the now-refractory source). The melting situation thereby evolves from an early stage that is similar to batch melting, as the first melt separates from the source, to a late stage resembling advanced critical melting (i.e. fractional melting with a proportion of melt retained in the source; Langmuir *et al.*, 1977).

II.B.5.3.2) Comparison of the different melting models for trace-elements

Figure II.18 shows that such high-melt retention critical melting produces liquids with trace-element patterns that are intermediate between fractional and low-retention critical melting on one hand, and batch melting on another hand. At the same degree of melting, they are less fractionated with higher absolute concentrations than the formers, and a little more fractionated with lower absolute concentrations than the last.

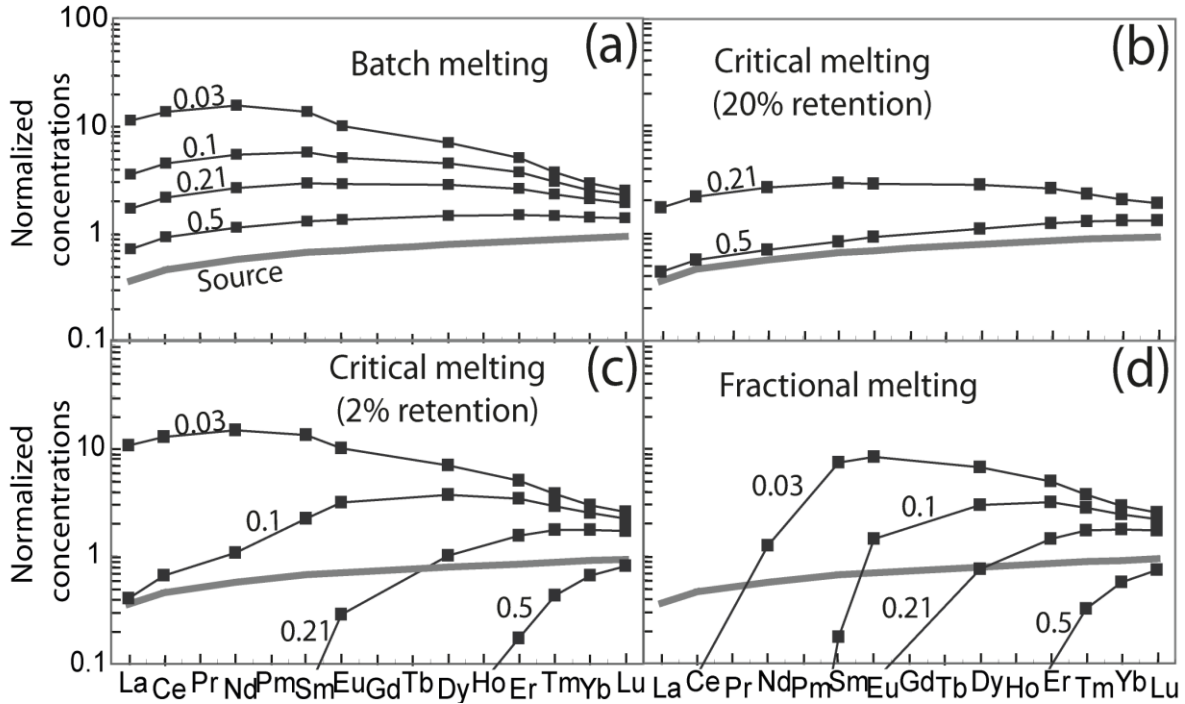


Figure II.18 : Models of batch, fractional and critical melting in presence of garnet. Numbers on the curves are degrees of melting. In this Figure, for the purpose of an example, calculations were performed using the depleted mantle by Salters and Stracke (2004; Table II.8) as the source, and the partition coefficients by Borg and Draper (2003; Table II.7). The equations of melting we used are $C_1 = C_0/[D_0 + F*(1-P)]$ (Shaw, 1970) for batch melting; $C_1 = C_0 * A * (1-H*X)^G$ for critical melting (Zou, 2007); and $C_1 = C_0/D_0 * (1-P*F/D_0)^{(1/P-1)}$ (Shaw, 1970) for fractional melting. C_1 : concentration in the liquid; C_0 : initial concentration in the source; $D_0 = \sum X_i * K_{Di}$ where X_i is the proportion of the phase i in the source and K_{Di} is the partition coefficient of the considered element between the phase i and the liquid; F : degree of melting; $P = \sum Y_i * K_{Di}$ where Y_i is the melting mode of phase i ; $A = 1/(D_0 + \phi*(1-P))$; $H = ((P + \phi*(1-P))/(D_0 + \phi*(1-P)))$; $G = (1/(\phi + (1-\phi)*P)) - 1$; X : proportion of extracted melt; ϕ : proportion of retained melt.

II.B.5.3.3) Melting model

We modelled the evolution of the mineralogy of the source of komatiites during its ascent from depths near the transition zone where melting is presumed to have started (Figure II.16). Using the 14GPa experiments of Takahashi (1986) and Ita & Stixrude (1992), we estimated that the starting mineralogy of the peridotite source was 64% olivine, 18% clinopyroxene and 18% majoritic garnet. Our modelling begins at 13GPa, which is taken as the density threshold where the first liquids start to escape the source. For the Barberton komatiites, melting started at the base of the upper mantle or in the lower mantle and probably reached 30–50% by the density threshold (Miller *et al.*, 1991; Herzberg, 1995; see on the ascent path on Figure II.13 the point labeled “a” which corresponds to ~30% of fusion at the

density limit). Clinopyroxene had totally entered the melt at this stage and the solid residue contained about 85% olivine and 15% majoritic garnet.

We calculated the degree of melting (F) as a function of P through an equation similar to the one used by Miller *et al.* (1991) but modified to fit better the more accurate mantle phase diagram of Zhang & Herzberg (1994). First, based on Zhang & Herzberg (1994), we assumed an approximate P-T ascent path (Figure II.13). Then, we made the approximation that, at constant P, F was as a linear function of T between the solidus and the liquidus. This approximation does not take into account the decrease of melt productivity as the fusion proceeds which is due to the fact that the most fusible end-members of the solid-solutions of garnet and olivine melt first and to the exhaustion of garnet. McKenzie & Bickle (1988) had proposed a polynomial expression of F as a function of T between the solidus and the liquidus which takes into account this decrease of melt productivity as it fits better the experimental data between 0 and 5 GPa; but Iwamori *et al.* (1995) showed that their expression is not valid at greater pressure, and that any proposed expression of F vs T would have to be variable with P to fit the experimental data up to 9GPa. Moreover, no experimental constraints are available on F vs T between the liquidus and the solidus deeper than 9GPa. Thus, we used a linear approximation that is close to Iwamori *et al.*'s (1995) polynomial solutions and is easier to handle in the model. From this linear approximation and the P-T ascent path assumed on Figure II.13, we obtained for F the expression:

$$F = 0.0055 * P^2 - 0.1431 * P + F_{13\text{GPa}} + 0.931 \quad (1)$$

where $F_{13\text{GPa}}$ is the degree of melting at 13GPa.

We estimated the garnet melting mode (Y_{Gt}) by dividing the proportion of garnet in the peridotite source (X_{Gt}) by the degree of melting at which the phase is exhausted ($F_{\text{Gt-out}}$) during isobaric equilibrium melting (Figure II.13; assuming a linear increase of F with T between solidus and liquidus).

$$Y_{\text{Gt}} = X_{\text{Gt}} / F_{\text{Gt-out}} \quad (2)$$

This is only an approximation because of the presence of three phases – olivine, majoritic garnet and clinopyroxene - in the source peridotite (Electronic Appendix 9), but it takes into account the progressive shrinkage of garnet stability field due to the pressure decrease as the source rises. This expression calculates Y_{Gt} as in batch melting, which is an acceptable

approximation for our high melt retention critical melting model because the olivine + garnet + liquid cotectic position does not change much in the olivine-garnet-clinopyroxene normative space (Electronic Appendix 9) as the bulk system (source + liquid) composition changes as the source is progressively depleted by liquid extraction. From the phase diagram of Zhang & Herzberg (1994; Figure II.13):

$$F_{\text{Gt-out}} = 0.0082 * P^2 - 0.0563 * P + 0.1797 \quad (3)$$

Therefore, for the garnet melting mode, we propose the expression:

$$Y_{\text{Gt}} = X_{\text{Gt}} / (0.0082 * P^2 - 0.0563 * P + 0.1797) \quad (4)$$

where P is the pressure in GPa.

Parameters that would allow calculation of the weight-proportion of retained melt (φ) of the source have been constrained neither experimentally nor by theoretical models applied to the case of mantle melting, so we had to infer the variation of φ with depth and pressure. Our approach was to chose a φ (P) function that would respect first-order physical constraints and that would allow the best reproduction of the trace-element spectra of Barberton komatiïtes. As can be seen on Figure II.17, we choose an error-function expression that gives a “S”-shape to the curve. This shape meets the requirements that, between ~13 and 10 GPa, the progressive increase of the density difference between the solid and liquid results in accelerated segregation of liquid from solid while at lower pressure it stabilizes at a lower value because of reduced permeability. We propose that φ stabilizes at a low value (<1%) at low pressure because of the decrease of the liquid production rate due to the increasingly refractory character of the source. We therefore propose the expression:

$$\varphi = \left(\frac{2}{g * \sqrt{\pi}} * \int_0^{P/(j-h)} e^{-t^2} * dt \right) + i \quad \text{or} \quad \varphi = [\text{ERF}(P/j - h)/g] + i \quad (5)$$

where g, h, i and j are numerical values chosen to set the shape of the curve. Their values are reported in Electronic Appendix 10.

We modelled the evolution of the source mineralogy by successive steps of 0.05GPa of decompression which correspond to 0.002% to 0.2% of melting, depending on the

pressure. At each increment, depending on the F increase and the ϕ decrease, we calculated the quantity of liquid extracted from the source (X) and the incremental depletion in the source for each mineral via their melting modes. All calculations were performed with values in mass proportion of the initial source, and then, they were normalized to the evolving solid source mass so that they could be represented on Figure II.16. We neglected the proportion of garnet which is lost during the decompression through the solid-solid reaction: garnet \rightarrow clinopyroxene + olivine. This proportion should be low, given the fact that garnet is totally exhausted between 13 and ~ 9 GPa of pressure in our model, and given the roughly constant proportion of garnet present in peridotite as determined by Ita & Stixrude (1992) in this range of pressure.

We based the trace-element composition of the source on the primitive-mantle-normalized ratios of $\text{Lu/Hf}_N = 1.06 \pm 2$ and $\text{Sm/Nd}_N = 1.05 \pm 1$ proposed by Blichert-Toft & Puchtel (2010) for the depleted mantle source of Archean komatiïtes. To reproduce such a source, we used the weighted average of 35% depleted mantle of Salters & Stracke (2004) and 65% primitive mantle of McDonough & Sun (1995) (Table II.8).

We modeled trace-elements concentrations assuming equilibrium between the melt retained in the source and the residue. To do it, we used batch melting equation from Shaw (1970):

$$C_{\text{liq}} = \frac{C_0}{D_0 + F*(1-P)} \quad (6)$$

where C_{liq} : concentration in the liquid; C_0 : initial concentration in the source; $D_0 = \sum X_i * K_{D_i}$ where X_i is the proportion of the phase i in the source and K_{D_i} is the partition coefficient of the considered element between the phase i and the liquid; Partition coefficients used are from Borg & Draper (2003; Table II.7).

The sources of komatiïtes can be variably hot because some plumes are hotter than others and each plume has a hotter center and a cooler periphery. For this reason, we modeled melting along several different source ascent paths respectively corresponding to different potential temperatures (prior to the beginning of the fusion) of the sources. To express the potential temperature (T_p) of the sources, we used the temperature at the density limit at 13GPa. This temperature reflects T_p and controls the degree of melting at the density limit (that we will refer in the following as “ $F_{13\text{GPa}}$ “, see point labeled “a” on the ascent path of Figure II.13 which corresponds to $F_{13\text{GPa}} \sim 0.3$) as shown by the melting contours on Figure II.14. The higher T_p is, the higher $F_{13\text{GPa}}$ is.

Further discussion of the model parameters and solutions can be found in Electronic Appendix 11.

	D_{Gt}	D_{Oj}
Th	0.0001	0.0001
Nb	0.0051	0.0003
La	0.0100	0.0004
Ce	0.0210	0.0005
Nd	0.0360	0.0010
Sm	0.1030	0.0013
Eu	0.2200	0.0016
Gd	0.4300	0.0015
Tb	0.3350	0.0015
Dy	0.4700	0.0017
Y	1.0100	0.0016
Er	0.7900	0.0015
Tm	1.1800	0.0015
Yb	1.5900	0.0015
Lu	1.9300	0.0015

Table II.7 : Partition coefficients between minerals and liquid used in the model (Borg and Draper, 2003) Partition coefficient for Nb has been taken as the average of Th and La.

	Source used in our model	Primitive mantle (McDonough and Sun, 1995)	Depleted mantle (Salters and Stracke, 2004)	Contaminating continental crust (Drummond <i>et al.</i> , 2000)
Th (ppm)	0.06	0.08	0.01	6
Nb	0.50	0.66	0.21	5.4
La	0.50	0.65	0.23	29.8
Ce	1.36	1.68	0.77	51.6
Nd	1.06	1.25	0.71	19.9
Sm	0.36	0.41	0.27	2.7
Zr	9.60	10.5	7.94	-
Hf	0.25	0.28	0.20	-
Eu	0.14	0.15	0.11	0.91
Ti	1063	1205	798	1978
Gd	0.49	0.54	0.40	2.04
Tb	0.09	0.10	0.08	0.25
Dy	0.62	0.67	0.53	1.16
Y	4.22	4.30	4.07	6.8
Er	0.41	0.44	0.37	-
Tm	0.07	0.07	0.06	-
Yb	0.43	0.44	0.40	0.46
Lu	0.07	0.07	0.06	0.09

Table II.8 : Trace element compositions of the source used in our model, of the primitive mantle and of the depleted mantle used to calculate it, and of the continental crust used as contaminant.

II.B.5.3.4) Model results

Figure II.19 shows the evolution during the fusion of the trace-element pattern of the total source (i.e. solid residue + retained liquid; Figure II.19a) and of the liquid that is extracted from the source (Figure II.19a). Spreadsheets of the trace-element concentrations calculated by the model are available from the author.

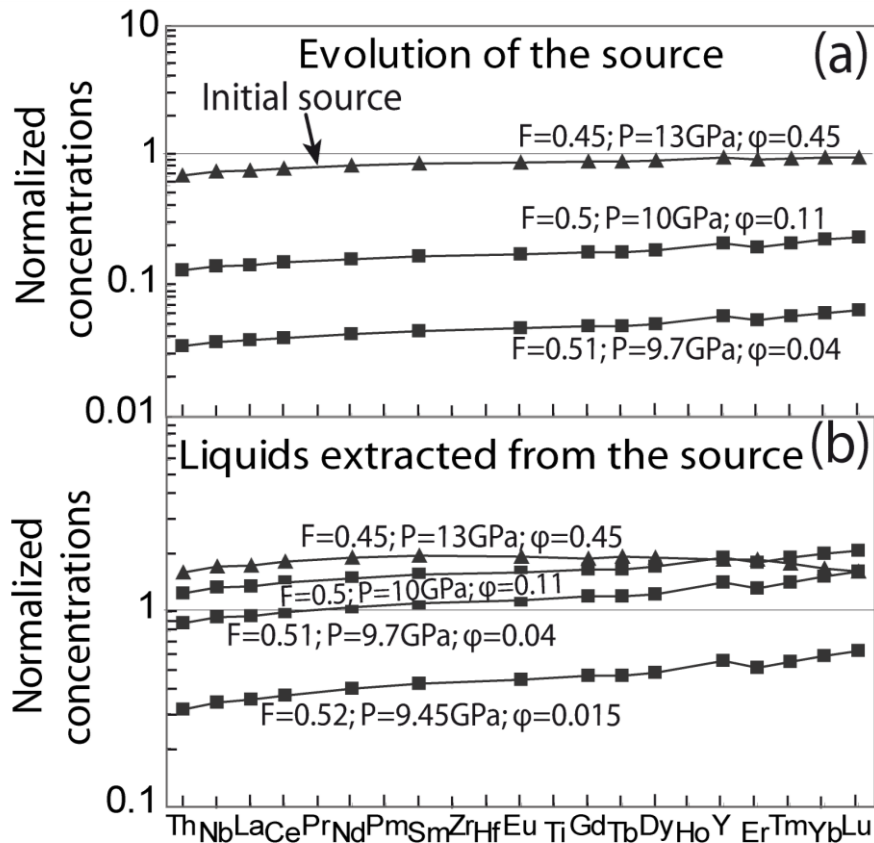


Figure II.19 : Model trace-element spectra for source (solid residue + retained liquid) and extracted liquids. Example of a source of such a potential temperature that $F=0.45$ at 13GPa. On diagram (b), the open circle bearing spectrum represents the dominant spectrum among the liquids produced. It is the spectrum of the liquid that is produced from the source at the liquid productivity peak (Figure II.16). In this case, it corresponds to $F=0.48$; $P=10.55$ GPa; $\phi=0.31$.

The first liquids extracted at the greatest depths are in equilibrium with a source in which residual garnet is abundant (e.g. liquids extracted in the colored “initial melt” zone for path 2 on Figure II.14). In consequence, they are HREE depleted as shown in Figure II.19b. As the source rises and the melting proceeds, garnet is progressively depleted in the residue, and the extracted liquids become less and less HREE depleted until $F \sim 0.5$ (value from our model), when garnet is exhausted from the source and the melts are no longer HREE depleted. From then on (e.g. for path 2 in the colored zone labeled “subsequent melts” in Figure II.14), only olivine enters the melt and the absolute trace element concentrations of the

liquid decrease because of continued extraction of liquids which progressively depletes the source. Figure II.20 shows the evolution of critical trace-element ratios during the fusion for four paths corresponding to sources with differing potential temperatures for which F at 13GPa is respectively 0.3, 0.4, 0.45 and 0.5.

At first, due to progressive extraction of garnet from the source, the Gd/Yb_N ratio of the liquid decreases strongly but with little decrease of La/Sm_N and little change in the overall absolute trace-element concentrations (represented by normalized Gd concentrations on Figure II.20b), because ϕ is high and buffers the source depletion. As the source ascends, ϕ decreases (Figures II.16 and II.18) and the buffering effect of the retained melt diminishes, and the La/Sm_N ratio (Figure II.20a) and absolute trace-element concentrations (Figure II.20b) decrease ever faster. After garnet exhaustion, as shown for the $F_{13GPa}=0.45$ and $F_{13GPa}=0.5$ curves on Figure II.20, the Gd/Yb_N ratio no longer changes, and only La/Sm_N and absolute trace-element concentrations keep decreasing. On Figure II.20, the $F_{13GPa}=0.3$ and $F_{13GPa}=0.4$ curves do not display the sharp angle characteristic of the garnet exhaustion point because, in this two cases, we terminated our modelling before reaching garnet exhaustion.

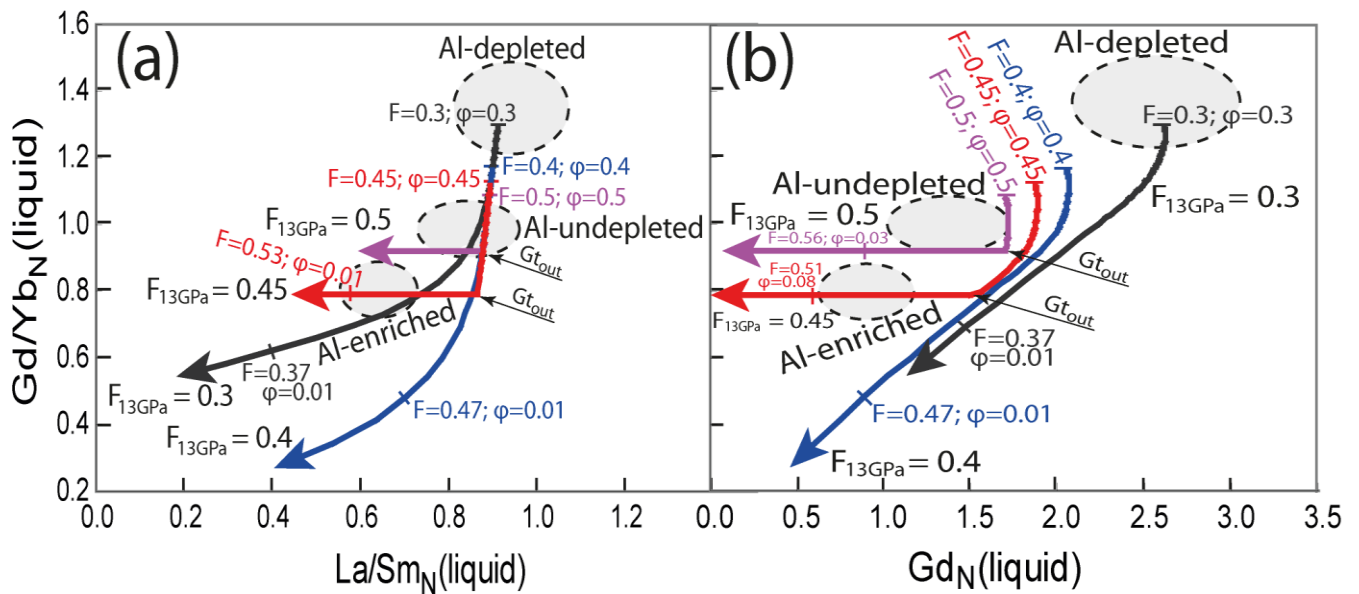


Figure II.20 : Evolution of the liquid composition through the fusion for the four modeled P-T ascent paths respectively corresponding to 30, 40, 45 and 50% of melting at 13GPa. Along the melting paths, curves are labeled with the degrees of melting (F) and their corresponding proportions of retained melt (ϕ). Points labeled “Gt_{out}” are garnet exhaustion point. Along the $F_{13GPa}=0.5$ path, it corresponds to $F=0.53$ and $\phi=0.39$. Along the $F_{13GPa}=0.45$ path, it corresponds to $F=0.48$ and $\phi=0.34$.

II.B.5.3.5) Model solutions

As discussed in an earlier section, Al-depleted komatiïtes form at higher pressure and at a lower degree of melting than Al-undepleted and Al-enriched komatiïtes. To explain these differences we propose that the former are produced at the early deep stages of melting (e.g. for path 2, in the colored “initial melt” zone in Figure II.14), and the latter during the subsequent melting at shallower levels (for paths 1 and 2, in the colored “subsequent melts” zone in Figure II.14). The justification for this model is given in Figure II.21, which shows the best fits between measured and model trace element spectra. Spreadsheets of the numerical results are available from the author. On each diagram, the spectrum representing the measured data is the average concentrations of all samples, normalized to the MgO content of the parental magma. It approximates the parental magma trace-element spectrum within ~15% (taking into account uncertainties such as the analytical error, the error on the MgO content of the parental liquid, on the Mg# of the accumulated olivine etc...). The estimated uncertainty on the model spectra (taking into account the errors on the different parameters of the model) is ~10% for the LREE and a little higher (15 to 20%) at great depth for HREE because of the uncertainty on garnet partition coefficients and abundance in the residue. Figure II.14 show the loci of melting for each komatiïte type in P-T space. Figure II.20 shows that, to reproduce the diversity of the Barberton komatiïtes, we had to model four different source potential temperatures respectively corresponding to 30, 40, 45 and 50% of melting at 13GPa. For each different komatiïte type and Formation, the source potential temperature can be discriminated as only one of the four source potential temperatures that we modelled allows reproducing their trace element characteristics.

Figures II.21a, b, c, and d show that the trace-element spectra of Al-depleted komatiïtes, with their strong HREE depletion, are best matched by the first liquids to escape at ~13GPa from sources with a moderately high potential temperature that correspond to 30 to 40% of melting at 13GPa. Under these conditions, garnet was preserved in the residue and caused the HREE depletion (Figure II.20).

For Al-undepleted and Al-enriched komatiïtes, the best fits of the model are for shallower depths and higher degrees of melting corresponding to the continued fusion of sources that had been depleted by the extraction of early-formed melts. Figures II.21e, f and g show that the trace-element spectra of Al-undepleted komatiïtes, with their flat HREE and their slightly depleted LREE patterns, are best reproduced with an extremely high source potential temperature for which $F = 0.5$ at 13GPa. According to our model, little garnet

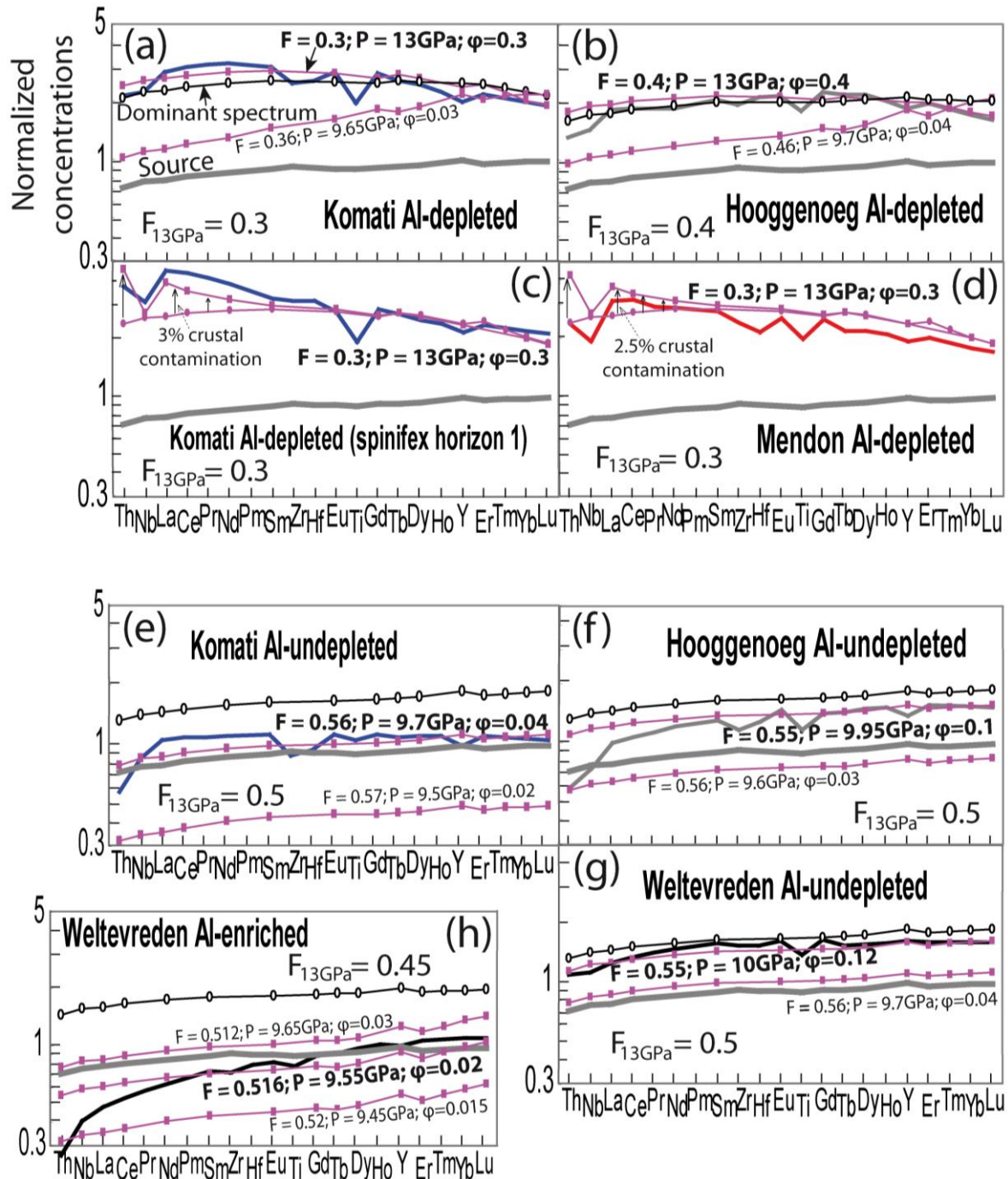


Figure II.21 : Model best solution for each komatiïte type. Unlabelled bold spectra is average measured concentrations. Open circle bearing spectra represent, in each case, the dominant spectrum among the liquids produced. It is the spectrum of the liquid that is produced from the source at the liquid productivity peak (Figure II.16). Concentrations are normalized to primitive mantle from McDonough and Sun (1995).

remains under these conditions and it is soon exhausted, and the high proportion of retained melt mitigates the fractionation of HREE between liquid and residue while there is still some garnet in the residue. Therefore, the melts which are extracted while some garnet remains in the residue are only very slightly depleted with respect to the residue, and soon garnet is

exhausted and the extracted liquids have the same HREE pattern as the residue. In consequence, the residues they leave are not HREE enriched. As a result, all melts produced by such an extremely hot source have flat HREE patterns. The P-T conditions of melting are above the garnet-out curve (Figure II.14) and correspond to depths at which the proportion of retained melt has fallen down to 4 to 12% (Figures II.18 and II.21).

Figure II.21h shows that the trace-element spectra of Al-enriched komatiites, with their enriched HREE, are best reproduced with an intermediate source potential temperature (corresponding to ~45% of melting at 13GPa). In this case, the proportion of retained melt was lower, and garnet was preserved longer and in higher proportion in the residue. In consequence, the HREE in the extracted liquids were more strongly depleted with respect to the residue and the depletion persisted to higher degrees of melting. Therefore, they left a residue with a HREE enriched pattern that was transmitted to the subsequently extracted liquids. The locus of melting is past the garnet-out curve and corresponds to the stage when the proportion of retained melt has fallen down around 2%.

Comparison of major-element compositions of parental komatiitic magmas with Herzberg's (2004) extrapolated melting model produces an acceptable match (Figures II.15b, d, f and h) which supports these conditions of melting.

II.B.5.3.6) Refinements to the model

II.B.5.3.6.a) Garnet segregation during melting

Green (1975) and Arndt *et al.* (2008) had proposed that partially molten sources containing a high proportion of retained liquid at great depth may have undergone some internal differentiation as denser garnet partially separated and lagged behind the rest of the source. This extraction of garnet might have contributed to the Al₂O₃ and HREE depletion of the Al-depleted komatiites. Conversely, we can propose that the enrichment in garnet in deeper parts of the source could have contributed to the Al₂O₃ and HREE enriched signature of the Al-enriched type of komatiites. This effect has not been taken into account in our model.

II.B.5.3.6.b) Contamination by continental crust

Two groups of komatiites display trace-element evidence of contamination by continental crust. The Al-depleted komatiites from spinifex horizon 1 and from the Mendon Fm have enriched LREE patterns and large Nb negative anomalies, the features of magmas

that assimilated crustal rock (Figures II.21c and d). To model this contamination, we used the average Archean granitoid of Drummond et al. (1996) to represent the contaminant (Table II.8). For simplicity we assumed that the liquid was superheated and that the contamination was not accompanied by crystallization. Figures II.21c and d show that the LREE patterns of the liquid are consistent with 2.5-3% of contamination.

II.B.5.3.6.c) High Field Strength Element anomalies

Figures II.8 and II.21 show that most Barberton komatiïtes have negative high field strength element (HFSE: Th, Nb, Zr, Hf and Ti) anomalies. In the case of Nb, when contamination by continental crust occurred, this anomaly is superimposed on the negative anomaly due to the contamination (Figure II.21 c and d). We considered three possible explanations: (a) The anomalies are due to garnet subtraction from the sources or from the liquids. These elements have been proposed to be compatible with garnet by some authors (Dasgupta et al., 2009) but it is not unanimously accepted (Green et al., 1989; Borg & Draper, 2003; Corgne & Wood, 2004). We reject this explanation because these anomalies are not coupled with HREE depletion, as would be expected from a garnet-depleted source or magma. For example, they are most pronounced in Al-undepleted samples from the Komati Fm, which have flat HREE patterns. (b) They result from alteration. As discussed in an earlier section, both the REE and the HFSE are relatively immobile and there is no obvious correlation between the size of the anomaly and the degree of alteration, as inferred from petrography or from the scatter of more mobile trace elements such as the LILE. (c) They are a source feature which is not related to garnet. Unlike other trace-elements, Th, Nb, Zr, Hf and Ti are compatible with Mg-perovskite (Kato et al., 1988; Kato et al., 1996; Taura et al., 2001; Corgne et al., 2005) and negative Zr, Hf and Ti anomalies could have been caused by earlier segregation of this mineral (Jochum et al., 1991; Xie et al., 1993).

II.B.5.4) Worldwide variability of komatiïtes explained by the model

II.B.5.4.a) Al_2O_3/TiO_2 ratios

The Al_2O_3/TiO_2 ratio, which forms the basis of the nomenclature of komatiïtes, is controlled by three factors: (1) the Al_2O_3/TiO_2 ratio of the source. Because Al is more compatible than Ti, depleted mantle has higher Al_2O_3/TiO_2 (~32; Salters & Stracke, 2004) than primitive mantle (~22; McDonough & Sun, 1995). For a moderately depleted mantle

source, as we used in the model, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \sim 25$. (2) the source potential temperatures prior to the beginning of the fusion (T_p). (3) the degree of melting (F).

Sources with very high potential temperature (e.g. path 1 on Figure II.14) do not produce Al-depleted komatiites because, by the time the source reaches the neutral density threshold at $\sim 13\text{GPa}$, garnet is already close to exhaustion in the residue and the large proportion of retained melt limits the fractionation of Al_2O_3 relative to TiO_2 between the liquid and the residue. Therefore, komatiites produced by such very hot sources have roughly the same $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratio as their sources. If their sources are primitive or little depleted (as it is the case for Barberton komatiites) $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratios will be around the primitive mantle value (~ 22): the komatiites will be Al-undepleted. If the sources are more depleted, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ will be higher: the komatiites will be Al-enriched (for a source as depleted as nowadays depleted mantle, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratios will be around 30).

Cooler sources (e.g. path 2 on Figure II.14) but still hot enough for the fusion to have already begun at depths at which garnet is retained in the residue (roughly $> 7\text{GPa}$) produce Al-depleted komatiites. The escape of these liquids, which have low $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, leave a residue with high $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$; therefore, subsequent melting of the residue produces Al-enriched komatiites.

Still cooler sources (e.g. path 3 on Figure II.14) do not begin to melt until they reach shallower depths where garnet is stable only close to the solidus (roughly $P < 7\text{GPa}$). During a short interval of melting, under conditions near the solidus, they first produce Al-depleted meimechite (an ultramafic liquid that is highly enriched in incompatible elements with a strongly fractionated REE pattern; Arndt *et al.*, 1998; Elkins-Tanton *et al.*, 2007), and then Al-undepleted to slightly Al-enriched komatiites.

II.B.5.4.b) Examples of komatiites from other greenstone belts

The most common type of komatiite is the ~ 2.7 Ga Al-undepleted variety. Characteristic examples can be found in Munro Township in the Abitibi greenstone belt (Canada; Pyke *et al.*, 1973; Arndt, 1986). Their near-chondritic $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratios and flat HREE pattern show that they could only have been produced either from very hot sources like path A on Figure II.22, or by relatively cool sources, close-to or after garnet exhaustion, like path C on Figure II.22. Though, their depleted LREE pattern together with their relatively high MREE and HREE concentrations cannot be reproduced from a very hot source (path A on Figure II.22), because the REE concentrations in extracted liquids fall to too low values

before the LREE become significantly fractionated (Figure II.20). Therefore, Munro-type komatiïtes were probably produced from relatively cool sources (like path C on Figure II.22).

The Comondale Greenstone Belt, located ~30 km south-west of the Barberton Greenstone Belt, contains komatiïtes with extremely depleted and fractionated REE patterns and extremely high $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratios (from 60 to 74; Wilson, 2003). These characteristics are reproduced by our model using a relatively cool source (path B on Figure II.22) and a degree of melting of ~40% (Electronic Appendix 12).

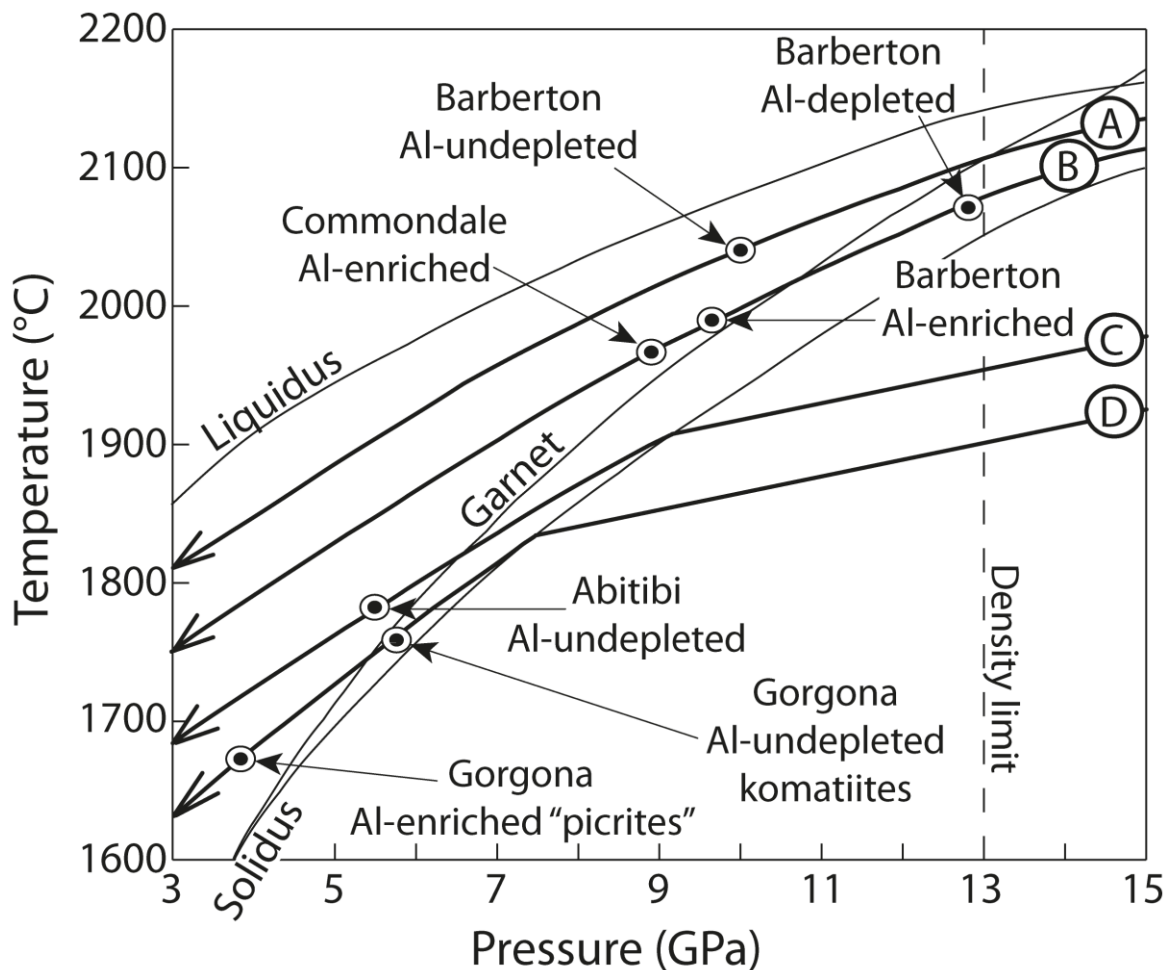


Figure II.22 : P-T loci at which the different types of komatiïtes left their sources.

The only Phanerozoic komatiïte occurrence is found on Gorgona Island 30 km off the Colombian Pacific coast (Echeverría, 1980). It contains komatiïtes which are very similar to Munro Al-undepleted komatiïtes. They have flat to slightly depleted HREE, strongly LREE depleted patterns and chondritic to slightly subchondritic $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratios. It also contains so-called “picrites”, which actually also match the geochemical definition of komatiïtes. They

have a stronger LREE depletion, enriched HREE and $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \sim 30$ (Révillon *et al.*, 2000). Their calculated parental magmas have slightly lower MgO contents (18 to 25%; Révillon *et al.*, 2000) than Munro komatiïtes (20 to 28%; Arndt, 1977) which shows that, either they had a lower degree of melting, or they were produced by a slightly cooler source (~path D on Figure II.22). However, their stronger depletion in very incompatible elements (such as LREE and Ti %; Révillon *et al.*, 2000) favors the later. The first liquids produced would have been Al-depleted meimechites which were not found on the surface, because they were produced in low quantity. Then, were produced the komatiïtes, close to the garnet exhaustion point, and finally the so-called “picrites” from the residue already depleted by the extraction of meimechites and komatiïtes.

II.B.5.4.c) Secular evolution of komatiïtes

Through Earth history, the proportion of Al-depleted komatiïtes progressively declined. They were relatively abundant in the early Archean together with Al-undepleted and Al-enriched types, but became rare in the late Archean, and progressively disappeared, leaving only Al-undepleted and Al-enriched types in the Proterozoic and in the single Phanerozoic komatiïte occurrence (Gorgona Island). This decline, which coincided with a decrease in the overall abundance of komatiïte, has long been attributed to mantle cooling (Herzberg, 1992, 1995; Nisbet *et al.*, 1993). It agrees well with the results of our model which show that Al-depleted komatiïtes require rather high source T_P which could only exist early in Earth history, before the mantle cooled down too much. Only Al-undepleted and Al-enriched types kept on being produced in the Proterozoic when the mantle was cooler, and in the Phanerozoic the mantle became too cool to produce komatiïtes anymore apart from some rare exceptions.

If we accept that the amount of continental crust grew through the Earth history and that, consequently, the degree of depletion of the upper mantle increased with time as has been proposed by (Taylor *et al.*, 1981; Veizer, 1988) but is contested by (Fyfe, 1978; Armstrong, 1981); it also participated to the decline of the Al-depleted type from the Archean on. The reason is, as we saw above; that the more depleted the mantle sources were, the higher were their $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratios. This would have contributed to the decline of Al-depleted komatiïtes through time relatively to the Al-undepleted and Al-enriched types.

CONCLUSIONS

The Barberton Greenstone Belt contains three types of komatiite distinguished by different $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratios and REE profiles. These different types are commonly found in the same formation which indicates that they formed synchronously. Their REE patterns, together with their ultramafic compositions, requires that the komatiites formed at great depth (>9GPa). To explain the formation of the three types of komatiite we developed a new model that depends on two critical factors: (1) at pressure greater than 13GPa, the densities of melt and residual solid is similar; (2) as pressure decreases in a rising mantle source, the melt progressively escapes the source after the neutral density threshold is reached. The various types of komatiite represent liquids that escape the source at different stages of the melting process.

Al-depleted komatiites, the most common and characteristic of Barberton ultramafic lavas, formed under conditions of near-neutral buoyancy when a large proportion of melt (30-40%) was retained in the source in equilibrium with residual garnet. Al-undepleted komatiites from Barberton formed from a hotter source that released melt only after garnet was eliminated by high-degree melting. Al-enriched komatiite formed through melting of the refractory residue left after extraction of earlier melts in the presence of residual garnet. The model is valid not only for Barberton komatiites but can also explain the characteristics of komatiites from Abitibi and Gorgona (with a cooler source), Comondale and other regions.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors are grateful the Sappi forestry company for providing us accommodation in our field area, to Axel Hofmann for his help on the field, to Claude Herzberg for constructive conversations, to Iain Pitcairn for his samples and data, to Sarah Bureau and Christèle Poggi for their analytical expertise, and to Catherine Robin for the use of her facilities. This work was supported by CNRS-INSU « BEGDY » ANR program, « ArchEnviron » European Science Foundation Program, Université de Grenoble (France), French Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche.

APPENDICES

Appendix 1: Sample locations

Sample	GPS position	Rock type	Sample	GPS position	Rock type
Komati Fm			Komati Fm		
Spinifex horizon 2			Spinifex horizon 1		
<i>Tjakastad locality</i>			SS013	-	Massive komatiite
BD1	58' 82.2" 50' 64.3"	Olivine orthocumulate	SS014	-	Massive komatiite
BD2	58' 82.2" 50' 64.3"	Poikilitic pyroxene cumulate	SS015	-	Massive komatiite
BD4	58' 82.2" 50' 64.3"	Coarse olivine spinifex	SS016	-	Olivine spinifex komatiite
BD4dup	58' 82.2" 50' 64.3"	Coarse olivine spinifex	SS017	-	Olivine spinifex komatiite
BD5	-	Olivine orthocumulate	SS018	-	Olivine spinifex komatiite
BD9	58' 39.1" 50' 45.2"	Pyroxenite	SS019	-	Olivine spinifex komatiite
BD10	58' 40.3" 50' 45.3"	Komatiitic basalt	SS0110	-	Olivine spinifex komatiite
BD11	58' 41.6" 50' 45.3"	Olivine spinifex	Hoogenoeg Fm		
BD12	58' 41.6" 50' 45.3"	Olivine orthocumulate	H4v		
BD13	58' 41.6" 50' 45.3"	Acicular pyroxene pyroxenite	HOG1	56.533' 53.004'	Fine pyroxene random spinifex
BD14	58' 41.6" 50' 45.3"	Pyroxene spinifex	HOG1 dup	56.533' 53.004'	Fine pyroxene random spinifex
BD15	58' 41.6" 50' 45.3"	Gabbro	HOG2	56.520' 53.015'	Random coarse pyroxene spinifex
BD16	58' 41.6" 50' 45.3"	Olivine orthocumulate	HOG3	56.523' 53.024'	Coarse oriented pyroxene spinifex
BD17	58' 41.6" 50' 45.3"	Poikilitic pyroxene cumulate	HOG4	56.495' 53.010'	Olivine cumulate
BD18	58' 82.2" 50' 64.3"	B1 olivine cumulate layer	HOG5	56.580' 53.019'	Poikilitic pyroxene cumulate
BD19	58' 82.2" 50' 64.3"	Vesicular dunite	HOG6	56.482' 53.031'	Massive peridotite
BD20	58' 82.2" 50' 64.3"	Vesicular komatiite			
BD21	58' 82.2" 50' 64.3"	Cumulative dunite			
BD22	58' 82.2" 50' 64.3"	Vesicular komatiite			
BD23	58' 82.2" 50' 64.3"	Olivine harrisitic komatiite			
<i>Spinifex Stream</i>					
BD6	59' 16.2" 51' 48.1"	Olivine orthocumulate			
BD7	-	Pyroxene spinifex			
BA1-B	-	Olivine orthocumulate			
BA2-B	-	Olivine orthocumulate			
Spinifex horizon 1					
SS011	-	Massive komatiite			
SS012	-	Massive komatiite			

Les komatiïtes de Barberton produites par fusion continue profonde, à haut taux de rétention

Sample	GPS position	Rock type	Sample	GPS position	Rock type
Weltevreden Fm			Weltevreden Fm		
Pionner Complex			Pionner Complex		
<i>WP1</i>			<i>WP7</i>		
MC6-1	-	Late alkaline intrusion	SA700-1	-	Tuff
MC6-3	-	Olivine orthocumulate	SA719-1	-	Olivine orthocumulate
MC6-4	-	Olivine orthocumulate	SA719-2	-	Oriented pyroxene spinifex
<i>WP1 (exceptionnally-well preserved outcrop)</i>			SA719-3	-	Pyroxene spinifex
WP109	49.817' 57.223'	Olivine orthocumulate	SA719-4	-	Flow base
<i>WP2</i>					
MC7-3	-	Olivine orthocumulate			
MC7-4	-	Pyroxene poikilitic peridotite			
MC7-5	-	Pyroxene poikilitic peridotite			
MC7-6	-	Pyroxene poikilitic peridotite			
MC7-2	-	Tuff			
<i>WP3</i>					
MC5-1	-	Dunite			
MC5-3	-	Olivine orthocumulate			
MC5-4	-	Orthopyroxene cumulate			
MC5-5	-	Random spinifex			
MC5-6	-	Pyroxene oriented spinifex			
MC5-7	-	Tuff			
WP101	49.965 56.663	Olivine orthocumulate			
WP102	49.981 56.658	Olivine adcumulate			
WP103	49.990 56.671	Rodingite			
WP104	49.991 56.680	Olivine orthocumulate			
WP105	49.990' 56.689'	Poikilitic pyroxene cumulate			
WP106	49.994' 56.692'	Gabbro			
WP107	49.989' 56.694'	Tuff			
WP108	49.986' 56.727'	Pyroxene spinifex			
<i>WP4</i>					
MC4-3	-	Olivine orthocumulate			
MC4-3dup	-	Olivine orthocumulate			
MC4-4	-	Olivine orthocumulate			

For GPS positions, only minutes and seconds are given; all samples are S25° E30°. First number given is latitude, second is longitude.

Appendix 2: Petrographic descriptions

Most komatiite flows are massive olivine cumulates or pyroxenite. Some of them, though, are differentiated. The typical primary structure of such flows is a lower olivine or pyroxene cumulate portion (B layer in Arndt (1986)) overlain by an olivine or pyroxene spinifex zone (A layer in Arndt (1986)). In case of olivine spinifex, the upper part of the spinifex zone is composed of randomly oriented small platy olivine crystals and the lower part of larger downward oriented platy olivine. In pyroxene spinifex, pyroxene needle replace olivine plates in both random and oriented spinifex (for more detail, see Arndt (2008), Dann (2000), Dann (2001)).

The petrography of rocks from Komati Formation has been described in detail by Viljoen & Viljoen (1969), Viljoen & Viljoen (1969a), Smith & Erlank (1982), Parman *et al.*(1997) and Dann (2000). In cumulates, the dominant olivine is subhedral with a characteristic size of 0.2mm. The chromite is often found in inclusions in olivine or pyroxene grains. It represents, at maximum, a few percent of the rock. It is euhedral with a characteristic size of 0.05mm. Pyroxene is interstitial between the olivine grains. It is anhedral or poikilitic with a 5mm maximum size in the latter case. In most cases it is clinopyroxene but 3 samples contain orthopyroxene. In overlying olivine spinifex zones, platy olivine crystals are ~0.2mm thick and up to ~10cm long in oriented spinifex. In pyroxene spinifex zones, pyroxene needles are usually zoned with (usually altered) pigeonite cores and augite rims. Their diameter is commonly up to 1mm for up to a few cm of length. The matrix is composed of fine acicular pyroxene, glass and euhedral chromite.

Rocks from the tumulus unit in Tjakastad locality are totally altered. Both the rock and vesicles are 100% serpentinized. Primary textures are erased in most samples from the upper part of the unit but in lower layers, serpentine pseudomorphically replaces the original olivine grains and the cumulus texture is faithfully preserved. Veins and patches of carbonate and asbestos cut through the rock. Samples from the overlying thick differentiated unit at this locality are less altered. Their texture is well preserved and part of the clinopyroxene is fresh. A carbonation event affected 10 to 20% of the rock subsequent to the serpentinization. Rocks from the overlying series of thin komatiite flows and from the Spinifex Stream locality are texturally and mineralogically better preserved: in samples BD2, BD6 and BD12, 10-50% of the olivine has escaped alteration. Orthopyroxene was identified interstitial to olivine in

samples BD2 and BD12. The overlying series of komatiitic basalt flows are less well preserved and their primary minerals and textures are largely erased.

In samples from Hooggenoeg Formation, there is no olivine spinifex, but only pyroxene spinifex. Its texture is well preserved even though the primary minerals are completely replaced. Pyroxene needles are zoned with altered pigeonite cores and augite margins. The texture of the olivine cumulates is extensively erased and the primary minerals completely replaced apart from clinopyroxene. Some unaltered orthopyroxene is present in cumulate sample HOG5. Minor carbonation affected some samples.

The petrography of the Weltevreden Formation has been described by Kareem (2005) and Cooper (2008). No olivine spinifex has been found in Pioneer Complex. Only pyroxene spinifex occurs in differentiated flows. Classical upper random spinifex zone overlying coarser oriented spinifex is observed. Pyroxene needles are commonly zoned with orthopyroxene cores and clinopyroxene rims or pigeonite cores and augite rims. Their diameter is up to 0.8mm in oriented spinifex and they are gathered in bundles which are ~0.8cm in diameter. The matrix is composed of fine acicular pyroxene, glass and euhedral chromite. Cumulate parts and massive flows are mainly olivine orthocumulates which, in the case of differentiated flows, grade upward through poikilitic pyroxene cumulates, prismatic pyroxene cumulates, gabbros and then to spinifex. Olivine is subhedral with a characteristic size of 0.5mm. The chromite, commonly representing 5% of the rock, is often found in inclusions in olivine or pyroxene grains. It is euhedral with a characteristic size of 0.05mm. Cumulus orthopyroxene, usually poikilitic and larger (~0.5cm) than clinopyroxene (~0.25cm) is far more common than in the Komati Fm.

In cumulates or massive units from Pioneer Complex, fresh olivine kernels are common. Rocks from the WP1, WP4 and lower WP7 massive units are only moderately altered and commonly bear fresh olivine kernels and primary textures. Clinopyroxene and orthopyroxene are usually preserved as well as some primary chromite. The little altered outcrop sampled as WP1 is composed of olivine orthocumulate in which the texture as well as most of the olivine and all of the pyroxene crystals are well preserved. Rocks from the WP2 differentiated unit are well preserved as well. They contain some fresh olivine kernels and retain most of their clinopyroxene and orthopyroxene. Rocks from the WP3 differentiated sill contain no fresh olivine and their pyroxene has been extensively altered. The lower section of the olivine cumulate part of the sill underwent a carbonation event and some rodingitization.

Rocks from upper WP7 unit are texturally badly preserved and the only clinopyroxene is unaltered. We also sampled 4 ultramafic tuffs: MC7-2 from the tuff overlying WP2 unit, MC5-7 and WP107 from the tuff overlying WP3 sill and SA700-1 from the tuff overlying upper WP7 unit. They are 100% serpentinized and primary textures are largely obliterated.

From the western Weltevreden location, Kareem (2005) describes extremely fresh rocks with well-preserved igneous textures and minerals. In coarse olivine spinifex zones, olivines reach maximum lengths of 90mm. Chromites are equant cruciform or skeletal up to 0.45mm. Acicular pyroxenes contain orthopyroxene cores with clinopyroxene rims, reaching up to 13.5mm in length. The matrix is composed of finer pyroxene crystals and glass. In the cumulate zones, olivines are ~0.8mm subhedral grains. Chromites are similar to those in spinifex layers. Fine orthopyroxene needles are rimmed by pigeonite and augite and finer orthopyroxene crystals occur in the matrix. None of the spinifex olivine is preserved, but the majority of cumulate samples contain fresh olivine kernels. Neither the carbonation nor the rodingitization observed in Pioneer Complex affected this locality.

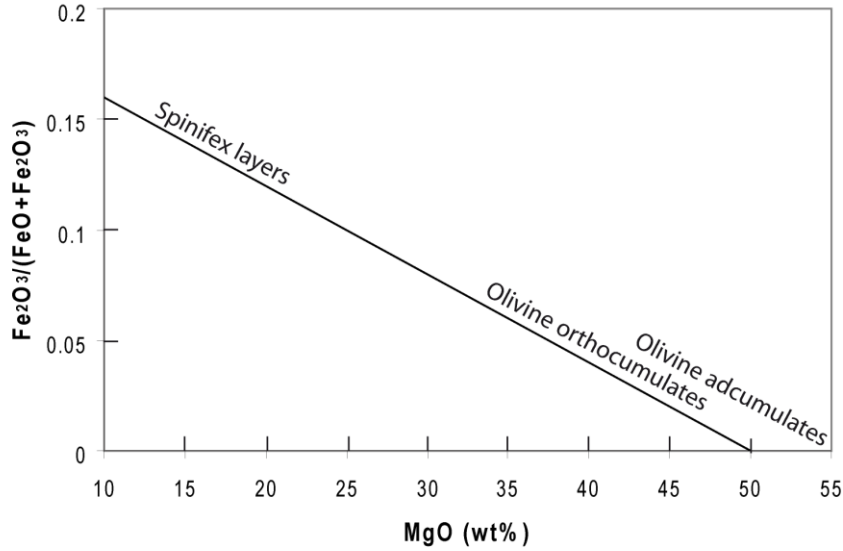
Appendix 3: FeO and Fe₂O₃ recalculation method from measured total Fe₂O₃

Olivine crystals only contain FeO and no Fe₂O₃ which is concentrated in oxides and glass. So, because of olivine accumulation, komatiite flows have a vertically variable Fe₂O₃/(FeO+Fe₂O₃) ratio. It is higher in the olivine depleted-spinifex zones and lower in the olivine cumulate zones. Therefore, because the ICP-AES only provides Fe atomic abundances, FeO and Fe₂O₃ concentrations have to be recalculated in each sample. They are recalculated from Fe₂O₃ total iron (Fe₂O_{3tot}), using a modified version of the method of Barnes (in preparation).

In a Fe₂O₃/(FeO+Fe₂O₃) against MgO diagram (see Figure below), we drew an olivine differentiation line including the two points: (MgO = 50%; Fe₂O₃/(FeO+Fe₂O₃) = 0) representing the approximate olivine accumulating and (MgO = 25%; Fe₂O₃/(FeO+Fe₂O₃) = 0.1) representing the approximate parental liquid. The equation of this olivine differentiation line is:

$$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)} = \frac{0.1}{(25 - 50)} * \text{MgO} + 25 * \frac{0.1}{(50 - 25)} + 0.1 \quad (7)$$

To abide by the conservation of the redox potential of the global lava flow, this equation 7 must be applied to all samples.



Theoretical olivine differentiation line for $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ ratio we used for iron oxide recalculations

The second equation we used only transcribes the conservation of the Fe atomic abundance at the flow scale during olivine accumulation:

$$\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} * \frac{m_{\text{Fe}} + \frac{3}{2} * m_{\text{O}}}{m_{\text{FeO}}} \quad (8)$$

where m_x is the atomic or molecular mass of the constituent x.

Solving this system we obtained the two equations that we used to recalculate FeO and Fe_2O_3 for each sample:

$$\text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}} - 1.11 * \frac{\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}} * (0.8 + 0.004 * \text{MgO})}{-0.004 * \text{MgO} + 0.2 * (-0.11) + 1.11} \quad (9)$$

and

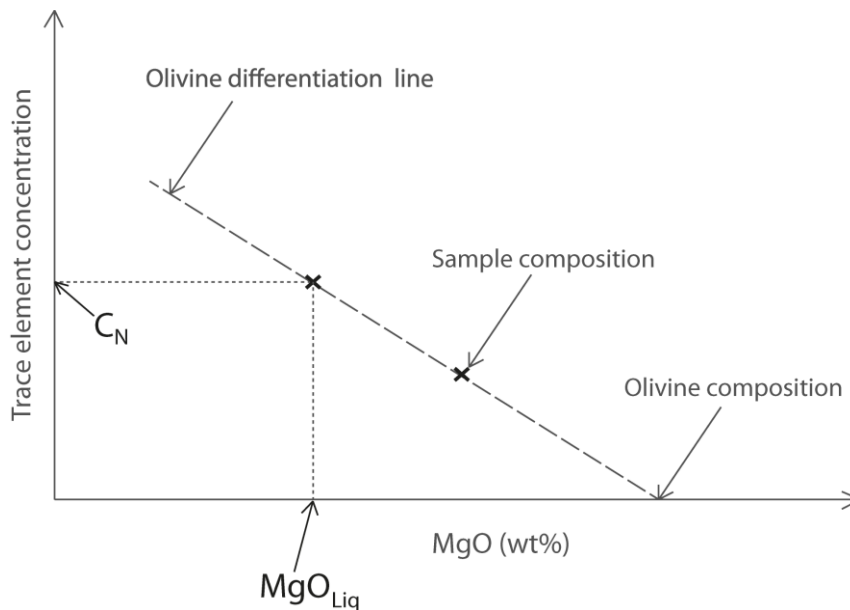
$$\text{FeO} = \text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}} * \frac{(0.8 + 0.004 * \text{MgO})}{((-0.004 * \text{MgO} + 0.2) * (-0.11) + 1.11)} \quad (10)$$

Appendix 4: Method for normalization of trace elements to parental liquid MgO

Trace-element concentrations were normalized to the parental magma MgO content using a linear approximation of the olivine differentiation line (see Figure below) with the olivine composition that we calculated or inferred. The equation used is:

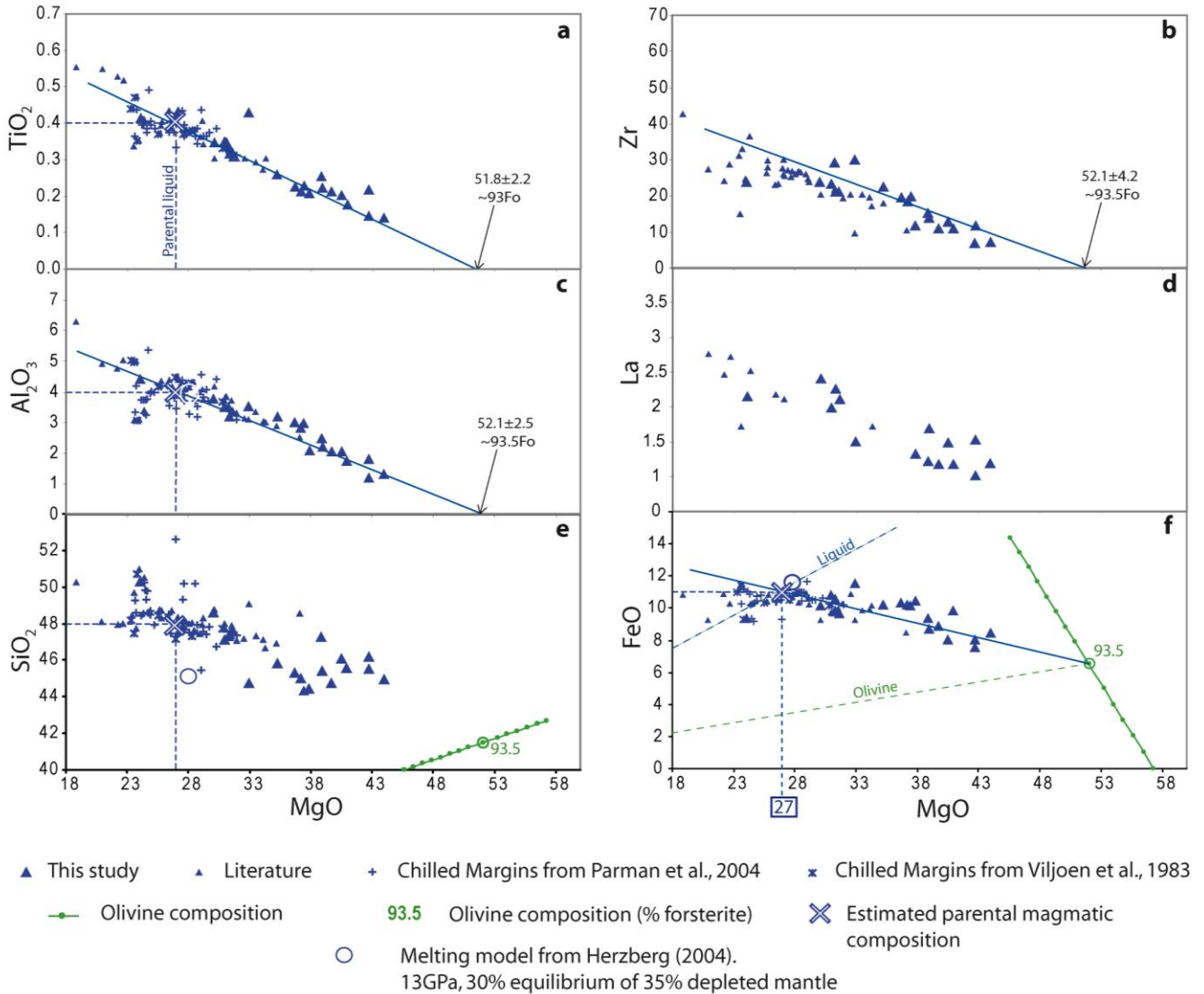
$$C_N = C * \frac{(\text{MgO}_{\text{Ol}} - \text{MgO}_{\text{Liq}})}{(\text{MgO}_{\text{Ol}} - \text{MgO}_{\text{Sam}})} \quad (11)$$

where C_N = normalized trace-element concentration, C = trace-element concentration before normalization, MgO_{Ol} = inferred MgO content of the olivine crystallizing in the considered flows, MgO_{Liq} = inferred MgO content of the parental liquids, MgO_{Sam} = normalized MgO content of the considered sample.



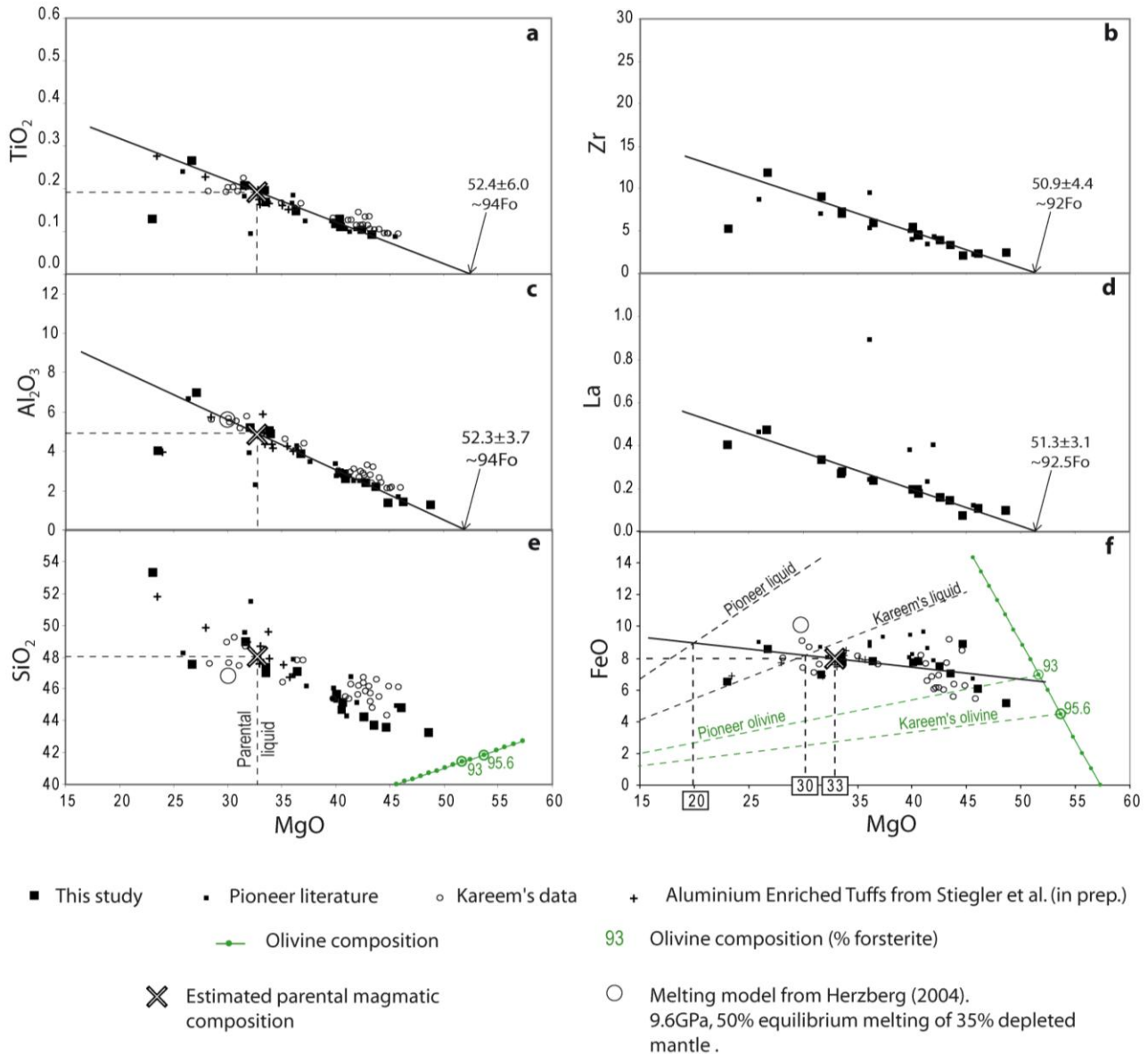
Calculation of trace-element concentrations (C_N) normalized to the parental liquid MgO content (MgO_{Liq})

Appendix 5: Major elements, Zr and La against MgO diagrams for Al-depleted komatiïtes from Komati Fm



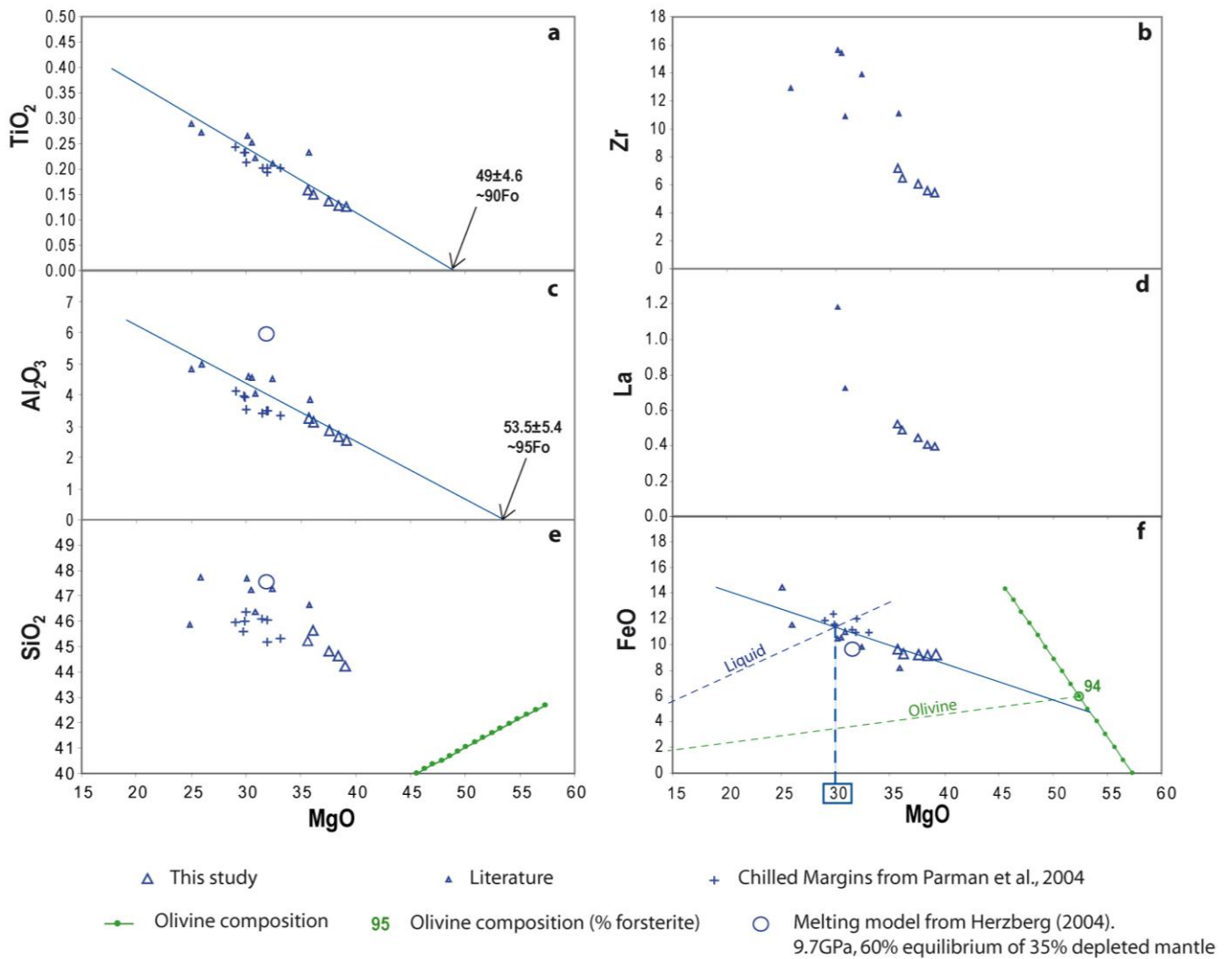
Appendix 5: Major elements, Zr and La against MgO diagrams for Al-depleted komatiïtes from Komati Fm. Major elements concentrations (wt %) and Zr and La concentrations (ppm) are normalized to 100% on a volatile-free basis. See Electronic Appendices 3 and 4 for FeO concentrations calculation method. Continuous lines are least square regressions on this study and literature data from horizon spinifex 2 (as our samples). They approximate the olivine differentiation lines. Arrows indicate the composition of the olivine crystallizing in the flows. Dotted line labeled "Olivine" represents the FeO/MgO ratio of the considered olivine. Dotted line labeled "Liquid" represents the FeO/MgO ratio of the liquid in equilibrium with this considered olivine. The framed MgO value on diagram f is the estimated liquid MgO content. Literature data is from spinifex horizon 2, from Viljoen and Viljoen (1969), Smith et al. (1980), Viljoen et al. (1983), Lahaye et al. (1995), Parman et al. (2003).

Appendix 6: Major elements, Zr and La against MgO diagrams for Al-enriched komatiites from Weltevreden Fm



Appendix 6: Major elements, Zr and La against MgO diagrams for Al-enriched komatiites from Weltevreden Fm. Major elements concentrations (wt %) and Zr and La concentrations (ppm) are normalized to 100% on a volatile-free basis. Continuous lines are least square regressions on this study and literature data which approximate the olivine differentiation lines. Arrows indicate the composition of the olivine crystallizing in the flows. Dotted lines labeled "Olivine" represents the FeO/MgO ratio of the considered olivine. Dotted lines labeled "Liquid" represents the FeO/MgO ratio of the liquid in equilibrium with this considered olivine. The framed MgO values on diagram f are the estimated MgO contents for Pioneer liquid and for parental magma. Literature data is from the same locality as our sampling in Pioneer complex, from Cooper (2008) and from another Weltevreden locality (Kareem, 2005).

Appendix 7: Major elements, Zr and La against MgO diagrams for Al-undepleted komatiites from Komati Fm



Appendix 7: Major elements, Zr and La against MgO diagrams for Al-undepleted komatiites from Komati Fm. Major elements concentrations (wt %) and Zr and La concentrations (ppm) are normalized to 100% on a volatile-free basis. Continuous lines are least square regressions on this study and literature data which approximate the olivine differentiation lines. Arrows indicate the composition of the olivine crystallizing in the flows. Dotted line labeled "Olivine" represents the FeO/MgO ratio of the considered olivine. Dotted line labeled "Liquid" represents the FeO/MgO ratio of the liquid in equilibrium with this considered olivine. The framed MgO value on diagram f is the estimated liquid MgO content. Literature data is from Parman et al. (2003) with samples from spinifex horizon 1, and Smith and Erlank (1982) and William and Furnell (1979) with sampling locations not specified.

Appendix 8: Method for calculation of parental magma major-element content and minimum eruption temperature

We used the intercepts of olivine control lines (Electronic Appendix 7-9) to estimate the average composition of the olivine that accumulated in the flows. The MgO content of this average olivine was taken as a minimum value for the first olivine that crystallized (the most magnesian). When possible, this composition was compared with that of fresh olivine analyzed by the electron microprobe. Then, approximating the olivine differentiation line in FeO vs MgO diagrams (which is curved because the olivine that crystallizes is less and less magnesian as the liquid differentiates) by a straight line (Figure 9), and using a partition coefficient $\frac{(\text{FeO/MgO})_{\text{olivine}}}{(\text{FeO/MgO})_{\text{liquid}}} = 0.3$ (Roeder & Emslie, 1970), we calculated approximate

parental liquid MgO contents (further referred as $\text{MgO}_{\text{liquid}}$) with a 2 to 3% uncertainty (see Figure 9). Herzberg & O'Hara (2002) 0.35 value instead of 0.3, gives a systematical 2 or 3 wt% higher $\text{MgO}_{\text{liquid}}$ value. This difference is not significative because it is about our uncertainty. Finally, using the olivine differentiation lines for other immobile major elements, we estimated parental magmatic concentrations for other elements, normalizing them to $\text{MgO}_{\text{liquid}}$ (see the normalization method in Electronic Appendix 5 and 6, its application in Electronic Appendix 7-9, and its results in Table 6).

From $\text{MgO}_{\text{liquid}}$, we also calculated liquidus temperatures for parental liquids through the equation:

$$T_{\text{liquidus}} (\text{°C}) = \text{MgO}_{\text{liquid}} * 20 + 1000 \quad (12) \quad (\text{Nisbet, 1982})$$

supposing that the magmas were anhydrous. Komatiïtes were very low viscosity magmas as shown by the important olivine accumulation and the thinness of most flows (on the order of one meter). Therefore, they cannot have erupted as viscous phenocryst-rich lavas; there was little or no olivine phenocrysts in the erupting magmas. Thus, eruption temperatures were superior or close to T_{liquidus} of the erupting magmas. Moreover, because of olivine accumulation, when advancing, a komatiïte lava flow differentiates on its way. Thus, the rock-suites we sampled are necessarily differentiated in comparison with the actual erupting lavas at the volcanic vents which are, in turn, possibly already differentiated compared to actual parental magmas because olivine fractionation can have occurred as it rose through the

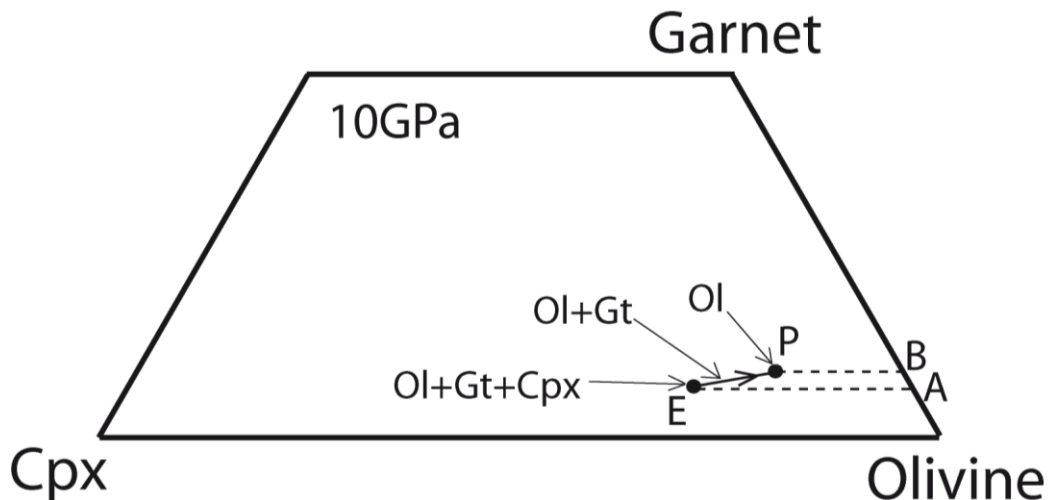
crust. Therefore, the T_{liquidus} we calculated is actually the T_{liquidus} of an already differentiated lava. Thus, the T_{liquidus} of the parental liquid is superior or equal to this T_{liquidus} we calculated and the actual eruption temperatures are even superior or equal to this T_{liquidus} of the parental liquid. Therefore, the T_{liquidus} we calculated is a minimum value for the actual eruption temperature.

Minimum eruption temperatures were recalculated using an equation from another worker (Herzberg & Azimow, 2008) for comparison:

$$T_{\text{liquidus}}(^{\circ}\text{C}) = 54 * \frac{P}{10000} - 2 * \left(\frac{P}{10000} \right)^2 + 935 + 33 * \text{MgO}_{\text{liquid}} - 0.37 * \text{MgO}_{\text{liquid}}^2 \quad (13)$$

where P is the pressure in bars. In our case $P = 1$ bar. It yielded consistent values which are within 40°C of the first equation results, the uncertainty being on the order of 50°C .

Appendix 9: Path of the equilibrium melt of peridotite in Ol-Gt-Cpx space at 10 GPa from Eutectic to the initial source composition.



Appendix 9: Path of the isobaric equilibrium melt of peridotite in Ol-Gt-Cpx space at 10 GPa from the Eutectic (E) to the initial source composition (P) from Herzberg (1992). A and B are the minimum and maximum contributions of garnet to the melt during the fusion. A is close to B, therefore, in the model, garnet contribution was taken as constant all through the fusion.

Appendix 10: Parameters for the ERF function used to model ϕ as a function of P

$F_{13\text{GPa}}$	g	h	i	j
0.3	6.75	13.5	0.14815	0.77
0.4	5	15	0.2	0.69
0.45	4.5	15.9	0.225	0.65
0.5	4	16.9	0.25	0.61

Appendix 11: Discussion of model parameters and solutions

Several sets of partition coefficients have been tested: from Borg & Draper (2003), Green *et al.* (1989), Corgne & Wood (2004) and Dasgupta *et al.* (2009). Changes in olivine partition coefficients have no effect on the model because all modeled trace-elements are extremely incompatible with olivine. Changes in LREE and MREE partition coefficients between melt and garnet have no effect either because they are very low, moreover, they are similar from one set another. However, changes in HREE partition coefficients between melt and garnet have an effect on Al-depleted and Al-enriched komatiites because they are respectively HREE depleted and enriched due to residual garnet. Garnet-melt partition coefficients for HREE are higher in Gurenko & Chaussidon (1995) and Dasgupta *et al.* (2009) and lower in Corgne & Wood (2004). Borg & Draper (2003) propose intermediate values which we used.

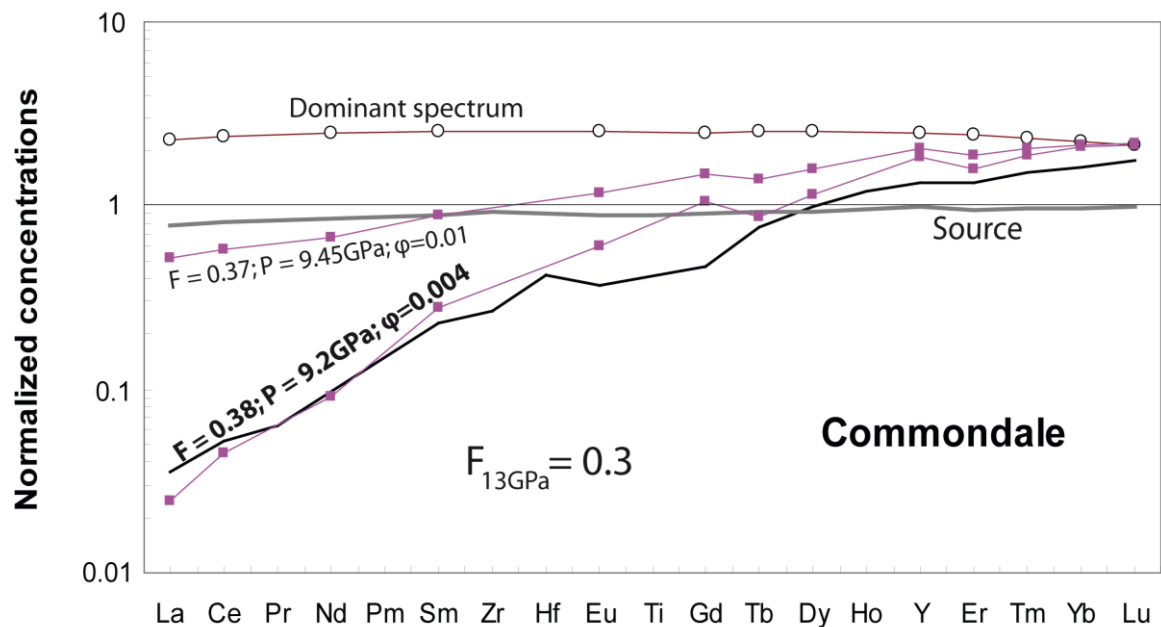
Parameters allowing calculation of the proportion of retained melt ϕ as a function of P have never been constrained neither experimentally, nor by theoretical models. The error function expression for ϕ that we used was chosen to reproduce at best the measured trace-element spectra. ϕ is strongly constrained at the density limit because the first liquids to escape the source (Al-depleted komatiite liquids) are actually similar to batch-melting liquids as no liquid has been able to escape the source before. Therefore, their trace element pattern and absolute trace-element concentrations are uniquely determined by the degree of fusion F at the density limit ($F_{13\text{GPa}}$) which is equal to ϕ at the density limit. At lower pressure, ϕ is less well constrained, as a range of values depending on the other parameters of the model allow reproducing the trace-element spectra of Al-undepleted and Al-enriched komatiites.

The P at which the different parental liquids of the Barberton komatiites escaped their sources are not precisely known as they are strongly dependant on ϕ which is not precisely

constrained above the density limit (see previous paragraph), and also on the pressure at the density limit and on Y_{Gt} as a function of P which are not precisely known either. Indeed, P at the density limit is not precisely constrained; experimental data from Suzuki *et al.* (1998), Agee (1998), Ohtani & Maeda (2001) only show that the density of komatiitic liquids meets the density of olivine at ~ 8 GPa and the density of garnet at ~ 20 GPa. Another source of uncertainty on the P at which the different parental liquids escaped their sources is the uncertainty on the mineralogical composition of mantle peridotite in this range of pressure, which is not precisely known and also depends on Y_{Ol} , Y_{Gt} and Y_{Cpx} (since it is already partially molten) which are not precisely known either.

Y_{Gt} as a function of P has been so far best constrained by F_{Gtout} as a function of P determined by Zhang & Herzberg (1994). As explained in the “melting model” part of this article, since there are three minerals in the system: olivine, garnet and clinopyroxene, we had to make several approximations to calculate Y_{Gt} at P from F_{Gtout} at P . These approximations, on the top of the uncertainties of Zhang and Herzberg’s phase diagram introduce some uncertainty in our expression of Y_{Gt} .

Appendix 12: Model best solution for Comondale komatiites



Appendix 12: Model best solution for Comondale komatiites. Unlabelled bold spectra is chilled margin measured concentrations (Wilson, 2003). Open circle bearing spectra represent the dominant spectrum among the liquids produced. It is the spectrum of the liquid that is produced from the source at the liquid productivity peak (Figure 13). Concentrations are normalized to primitive mantle from McDonough and Sun (1995).

III. Etude isotopique et éléments hautement sidérophiles

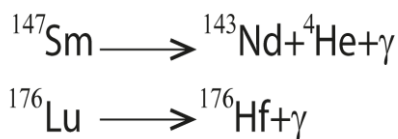
III.A. Systèmes isotopiques Sm-Nd et Lu-Hf

Nous avons mené une étude des systèmes isotopiques Sm-Nd et Lu-Hf dans le but de contraindre les sources des komatiites de Barberton (et notamment leur appauvrissement en éléments incompatibles) et d'en déduire des contraintes sur l'histoire chimique du manteau. Dans cette partie, je présente les données que nous avons obtenues et discute leur validité. Elles seront ensuite interprétées dans la partie III.C, dans un article de recherche en préparation.

INTRODUCTION

1) Les systèmes isotopiques Sm-Nd et Lu-Hf et l'histoire du manteau

Le ^{147}Sm se désintègre en ^{143}Nd par radioactivité α , et le ^{176}Lu en ^{176}Hf par radioactivité β^- . Leurs constantes de désintégration sont respectivement : $\lambda_{\text{Sm}} = 6,539 \cdot 10^{-12}$ (Begemann *et al.*, 2001) et $\lambda_{\text{Lu}} = 1,867 \cdot 10^{-11}$ (Scherer *et al.*, 2001 ; Söderlund *et al.*, 2004). L'étude de ces deux systèmes isotopiques dans les komatiites permet de caractériser leurs sources mantelliques ce qui apporte des contraintes sur l'histoire chimique du manteau.



où « γ » symbolise une l'émission d'un photon γ .

Une partie du manteau (probablement le manteau supérieur ; Hofmann, 1988) est aujourd'hui appauvrie en éléments incompatibles. On reconstitue l'histoire de la progression de cet appauvrissement jusqu'à aujourd'hui (âge d'initiation, rapidité de l'appauvrissement...) en caractérisant les degrés d'appauvrissement des sources des magmas mantelliques produits au cours de l'histoire de la Terre. Pour cela, on mesure les compositions isotopiques d'éléments possédant un isotope radiogénique (Nd et Hf dans notre cas) dans des roches magmatiques et on les corrige de la décroissance radioactive depuis la solidification de la roche en utilisant les formules suivantes :

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_T = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_m - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right) * (e^{\lambda T} - 1)$$

et

$$\left(\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}}\right)_T = \left(\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}}\right)_m - \left(\frac{{}^{176}\text{Lu}}{{}^{177}\text{Hf}}\right) * (e^{\lambda T} - 1)$$

où « T » est l'âge de la roche, « m » signifie « mesuré aujourd'hui », et « λ » est les constantes de désintégrations du ${}^{147}\text{Sm}$ et du ${}^{176}\text{Lu}$ en an^{-1} .

Ainsi, on retrouve la composition isotopique de la roche au moment de sa formation qui est égale à celle de la source (car les isotopes des éléments lourds considérés ne sont pas fractionné par la fusion). Pour pouvoir aisément la comparer à celle des chondrites, la composition isotopique de la source est exprimée en notation « ε ». Pour le Nd par exemple :

$$\varepsilon_{Nd} = \left[\frac{\left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{éch}T}}{\left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{chondrite}T}} - 1 \right] * 10000$$

où ${}^{143}\text{Nd}$ est l'isotope radiogénique ; ${}^{144}\text{Nd}$ le non-radiogénique ; « éch » signifie « dans l'échantillon » ; et l'indice « T » signifie « au moment de la solidification de la roche ».

Les éléments père (Sm et Lu) sont respectivement moins incompatibles que leurs éléments fils (Nd et Hf). Ainsi, plus une source est appauvrie, plus les rapports Sm/Nd et Lu/Hf sont forts, et plus le Nd et l'Hf évolueront vers des compositions radiogéniques. Le rapport de concentration entre l'isotope radiogénique (${}^{143}\text{Nd}$ et ${}^{176}\text{Hf}$) et un autre isotope non-radiogénique de l'élément fils (${}^{144}\text{Nd}$ et ${}^{177}\text{Hf}$), exprimé par rapport à la référence chondritique dans les $\varepsilon_{\text{Nd-Hf}}$, nous renseigne donc sur le degré d'appauvrissement intégré temporellement de la source. Ainsi, des $\varepsilon_{\text{Nd-Hf}}$ positifs indiquent une source appauvrie par rapport aux chondrites et ils augmentent avec son degré d'appauvrissement.

La Figure III.1 montre que les roches issues de la fusion du manteau à l'Archéen (dont les komatiites), possèdent des ε_{Nd} et ε_{Hf} initiaux (i.e. au moment de la solidification de la roche) positifs, leurs sources étaient donc appauvries. Bennett *et al.* (1993 ; 2003) ont utilisé les ε_{Nd} et ε_{Hf} initiaux de ces roches pour proposer un chemin d'évolution du manteau appauvri (Figure III.1). Les $\varepsilon_{\text{Nd-Hf}}$ des sources mantelliques ont été positifs et croissant depuis très tôt dans l'histoire de la Terre (au moins depuis 4 Ga). Ils ont rapidement augmenté de ~4 à 3,8 Ga, avant de se stabiliser voir de décroître jusqu'à ~2,5 Ga, puis de reprendre une croissance plus modérée et constante jusqu'à aujourd'hui (Bennett *et al.*, 2003).

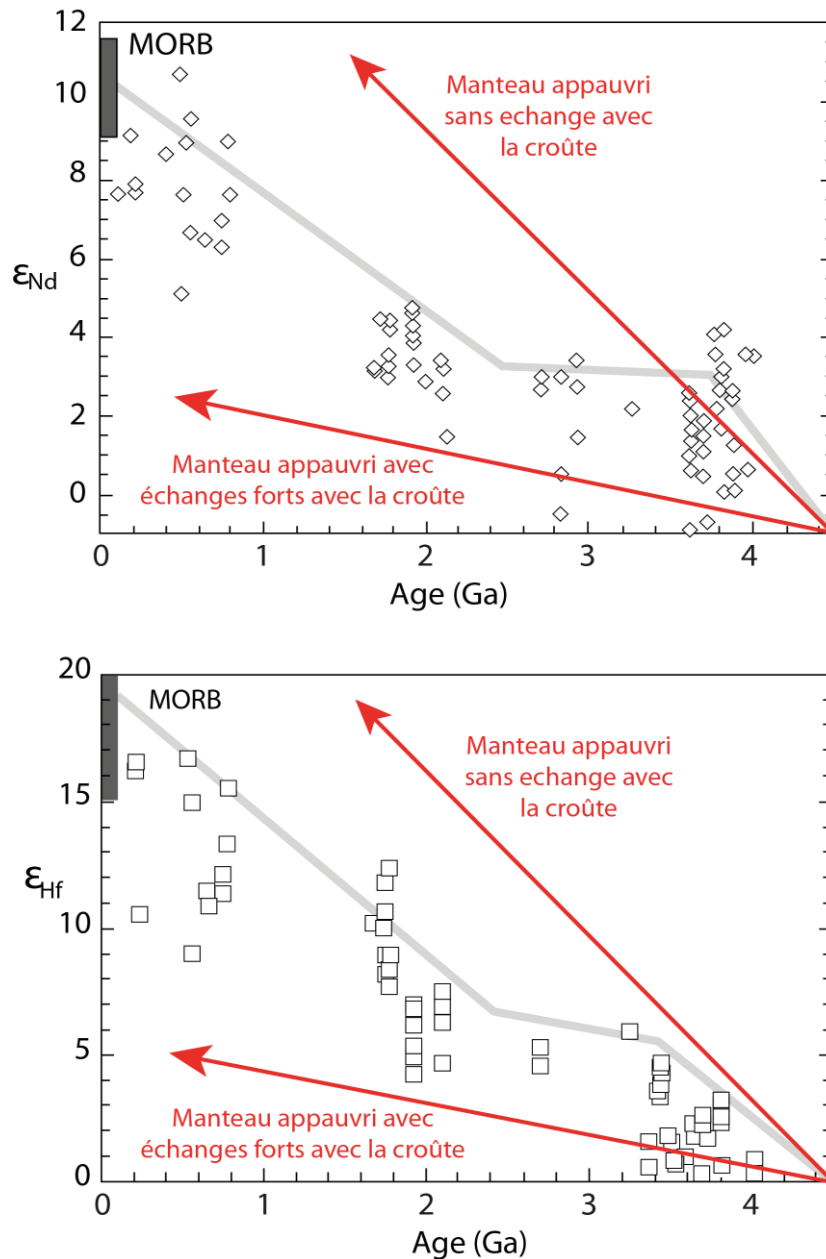


Figure III.1 : ϵ_{Nd} et ϵ_{Hf} des sources des magmas mantelliques au cours de l'histoire de la Terre et modèles d'évolution calculés du manteau appauvri. Modifiée de Bennett *et al.* (2003). Modification apportée à figure de Bennett *et al.* (2003) : nous avons utilisé la nouvelle constante de désintégration du Lu proposée par Scherer *et al.* (2001) et Söderlund *et al.* (2004). Les flèches rouges représentent l'évolution du manteau appauvri (Salters & Stracke, 2004) de rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,22902$ et $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,04492$ avec deux hypothèses différentes : sans échange et avec forts échanges avec la croûte continentale.

La vitesse de croissance des ϵ_{Nd-Hf} du manteau appauvri en fonction du temps est contrôlée par deux paramètres : ses rapports Sm/Nd et Lu/Hf qui sont définis par son degré d'appauvrissement, et l'intensité de ses échanges avec son réservoir complémentaire enrichi

(i.e. la croûte) ou avec un réservoir non-appauvri comme le manteau inférieur primitif (DePaolo, 1983 ; Patchett & Chauvel, 1984). L'influence du premier de ces deux paramètres est, comme expliqué plus tôt, due au fait que plus la source est appauvrie, plus l'élément père (Sm ou Lu) (moins incompatible) et l'élément fils (Nd ou Hf) (plus incompatible) sont fractionnés par rapport au manteau primitif. L'influence du second de ces paramètres est mise en évidence dans la Figure III.1 : plus les échanges sont forts (i.e. plus le recyclage de la croûte continentale ou l'intégration de manteau primitif est rapide) moins la croissance au cours du temps des ϵ_{Nd-Hf} du manteau appauvri est rapide car la croûte continentale et le manteau primitif possèdent des ϵ_{Nd-Hf} respectivement négatifs et nuls ; en se mélangeant au manteau appauvri d' ϵ_{Nd-Hf} positifs, ils baissent donc sa valeur. On voit sur la Figure III.1 que sans échanges avec la croûte ou le manteau primitif, le manteau appauvri évolue vers des plus haut ϵ_{Nd-Hf} avec une pente forte, plus forte même que celle enregistrée par les roches magmatiques au long de l'histoire de la Terre. Au contraire, avec un recyclage rapide de la croûte ou du manteau primitif dans le manteau appauvri les ϵ_{Nd-Hf} augmentent moins vite.

Ainsi, les fluctuations de la vitesse de croissance des ϵ_{Nd-Hf} du manteau appauvri enregistrées par les roches magmatiques au cours de l'histoire de la Terre (Figure III.1) peuvent s'expliquer par des fluctuations du degré d'appauvrissement des sources mantelliques (plus fort entre 4,2 et 3,8 Ga, plus faible après). Mais, ils peuvent aussi être expliqués par des fluctuations du taux d'échange entre le manteau source appauvri et la croûte ou le manteau inférieur primitif (échanges plus faibles entre 4,2 et 3,8 Ga et plus forts après).

Un enjeu important de l'étude de l'histoire de l'appauvrissement du manteau est de contraindre l'histoire de la croissance continentale. L'extraction de la croûte continentale est la cause essentielle de l'appauvrissement du manteau (Hofmann, 1988). Ainsi, une meilleure connaissance de l'histoire de l'appauvrissement du manteau permet de mieux contraindre l'histoire de la croissance continentale, et réciproquement. Plusieurs modèles de croissance continentale sont en compétition (Figure III.2). Certains auteurs ont proposé une croissance très rapide de la masse de croûte continentale très tôt dans l'histoire de la Terre (Fyfe, 1978 ; Armstrong, 1981) et d'autres des croissances plus continues jusqu'à aujourd'hui (Taylor *et al.*, 1981 ; Veizer, 1988). Une bonne connaissance de l'histoire d'appauvrissement du manteau pourrait nous aider à choisir entre ces modèles.

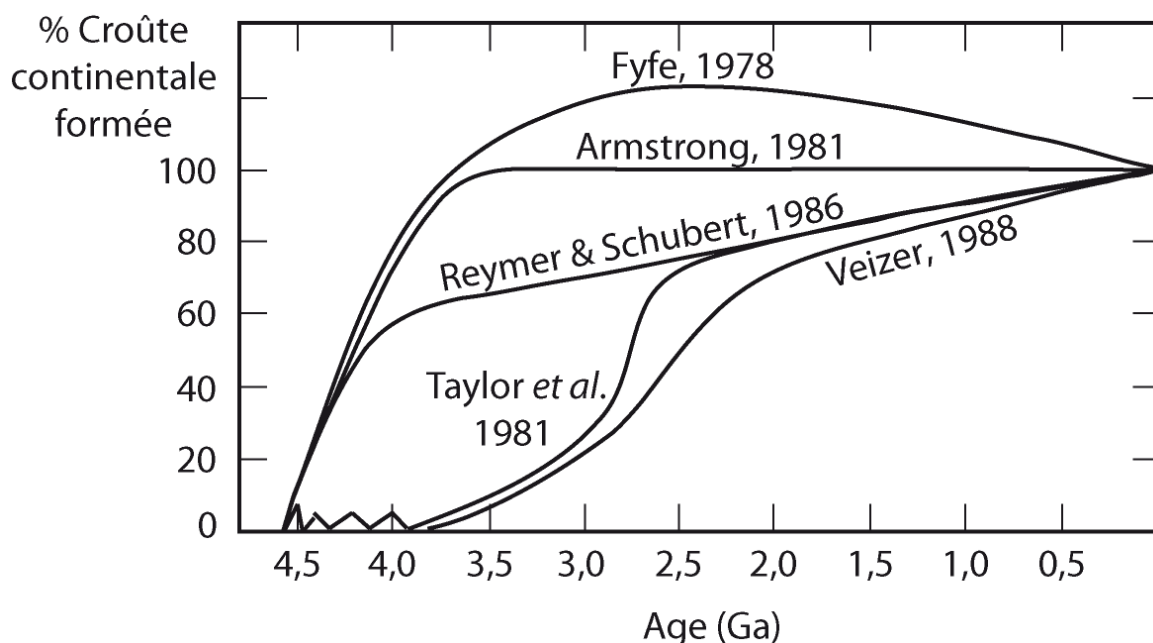


Figure III.2 : Différents modèles d'histoire de la croissance de la croûte continentale. En ordonnée, 100% représente la quantité actuelle de croûte continentale.

2) Précédentes études menées sur les komatiites de la ceinture de Barberton

Hamilton *et al.* (1979) et Jahn *et al.* (1982) menèrent les premières études du système isotopique Sm-Nd sur les komatiites de Barberton. Ils obtinrent un $\epsilon_{Nd}(T)$ positif mais imprécis de $+1,9 \pm 4,5$ pour des échantillons de la formations Komati et des formations sous-jacentes moins bien préservées Theespruit et Sandspruit (Figure III.3.a). Pour des échantillons des mêmes formations, Gruau *et al.* (1990b) obtinrent une large gamme d' $\epsilon_{Nd}(T)$ allant de $-3,4$ à $+1,8$ (Figure III.3.a) qu'ils imputèrent à une diversité de sources : certaines étant primitives, d'autres étant appauvries. Lahaye *et al.* (1995) étudièrent les effets de l'altération sur les $\epsilon_{Nd}(T)$ des komatiites, notamment en comparant les $\epsilon_{Nd}(T)$ mesurés sur roche totale (partiellement altérées) avec ceux mesurés sur des cristaux primaires de clinopyroxène (Figure III.3). Ils conclurent que l'effet de l'altération est en général de diminuer les $\epsilon_{Nd}(T)$ des roches totales d'une à deux unités pour des échantillons d'âge archéen. Ils estimèrent les $\epsilon_{Nd}(T)$ avant altération entre $+0,6$ et $+2$ pour la formation Komati, $\sim +0,5$ pour la formation Mendon, et $+2,2 \pm 0,2$ pour la formation Weltevreden. Chavagnac (2004) obtint un $\epsilon_{Nd}(T)$ similaire de $+1,9 \pm 0,7$ d'après une isochrone d'échantillons de la formation Komati. Elle remarqua également que les différents types de komatiites (appauvri et non-appauvri en Al) ont les mêmes $\epsilon_{Nd}(T)$. Pour résumer, les précédentes études sur les komatiites de Barberton montrèrent que leurs $\epsilon_{Nd}(T)$ sont dispersés sur une assez large gamme (~ 10 unités pour la formation Komati par exemple, ou ~ 4 unités pour la formation Mendon ; Figure III.3). Gruau

et al. (1990b) ont proposé d'expliquer cette dispersion par une hétérogénéité des sources, alors que Lahaye *et al.* (1995) et Chavagnac (2004) invoquèrent plutôt des processus secondaires tels que le métamorphisme et l'altération. Ces derniers proposèrent que les $\epsilon_{Nd}(T)$ primaires aient été légèrement positifs : aux alentours de +2.

A la différence des ϵ_{Nd} qui sont uniquement déterminés par l'appauvrissement des sources, les ϵ_{Hf} sont également déterminés par d'éventuels ajouts ou soustractions anciens de grenat aux sources. Ainsi, une croissance radioactive des ϵ_{Hf} au cours du temps peut être provoquée par l'un ou l'autre de ces facteurs ou une combinaison des deux. Gruau *et al.* (1990a) publièrent la première étude du système Lu-Hf sur les komatiites de Barberton. Ils comparèrent deux techniques de dissolution des échantillons : en béchers ouverts, et en bombes Teflon. Ils conclurent que les deux techniques donnent des résultats cohérents dans leur intervalle d'incertitude. Ils proposèrent des $\epsilon_{Hf}(T)$ légèrement positifs (allant de +0,4 à +1,7) pour des échantillons des formations Komati et Theespruit (Figure III.3.b), qu'ils interprétèrent comme une preuve de l'absence d'enrichissement ou d'appauvrissement anciens en grenat des sources. Au contraire, en utilisant la technique de dissolution en bombes Teflon, Blichert-Toft & Arndt (1999) obtinrent des $\epsilon_{Hf}(T)$ positifs plus forts sur des échantillons de la formation Komati (entre +2,5 et +7,2 si on les recalcule en utilisant la constante de désintégration du ^{176}Lu proposée par Scherer *et al.* (2001) et Söderlund *et al.* (2004) et la composition chondritique de Bouvier *et al.* (2008)) qu'ils interprétèrent comme dus à ~1% d'enrichissement ancien en grenat des sources. Ils proposèrent que cet enrichissement soit une relique de la stratification primordiale du manteau héritée de la cristallisation de l'océan magmatique terrestre primordial. Blichert-Toft *et al.* (2004) proposèrent la même interprétation pour les $\epsilon_{Hf}(T)$ forts, compris entre +4.3 et +6.3 qu'ils mesurèrent dans les komatiites de Schapenburg (3,5 Ga, 30 km au sud-ouest de la ceinture de Barberton). Ils comparèrent également les deux techniques de dissolution des échantillons : en béchers ouverts et en bombes Teflon. Ils conclurent que la première est probablement moins fiable que la seconde parce qu'elle s'avère inefficace à dissoudre une phase résistante riche en Hf telle que le zircon ou la baddeleyite. Pour résumer, les précédents auteurs ont proposé des $\epsilon_{Hf}(T)$ positifs pour les komatiites de Barberton. Certains proposèrent des valeurs fortement positives et les interprétèrent comme la marque d'un enrichissement ancien en grenat des sources. D'autres proposèrent des valeurs plus proches de 0 et rejetèrent ce modèle.

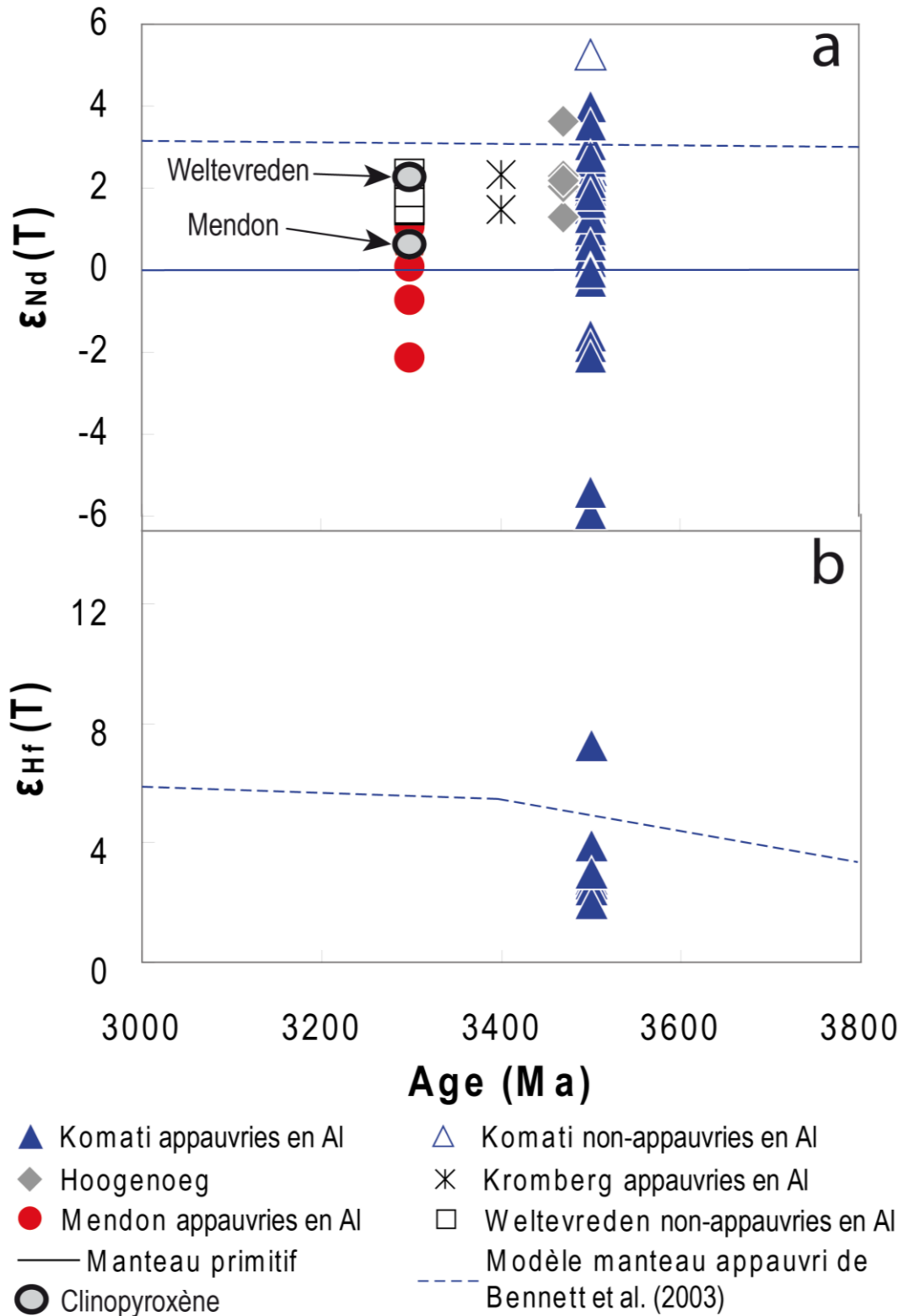


Figure III.3 : Données de la littérature sur les komatiites de Barberton. $\epsilon_{Nd-Hf}(T)$ en fonction de l'âge. Valeurs recalculées en utilisant la nouvelle constante de désintégration du Lu proposée par Scherer *et al.* (2001) et Söderlund *et al.* (2004) et la composition chondritique proposée par Bouvier *et al.* (2008). Données sur clinopyroxènes d'après Lahaye *et al.* (1995). L'évolution du manteau appauvri proposée par Bennett *et al.* (2003) est celle représentée dans la Figure III.1.

III.A.1) ÉCHANTILLONS

Nous avons analysé 33 échantillons parmi ceux déjà décrits et étudiés dans la partie II.B. de ce manuscrit. Ceux-ci ont été sélectionnés parce qu'étant parmi les moins altérés de notre collection et parce qu'ils représentent l'essentiel de la gamme de types de komatiites et de lithologies rencontrée à Barberton. Ainsi, ils proviennent des trois différentes formations : Komati (3,48Ga), Hooggenoeg (3,47Ga) et Weltevreden (3,3Ga), appartiennent aux trois différents types de komatiites (appauvries, non-appauvrie et enrichie en Al), et représentent toutes les lithologies caractéristiques des komatiites (cumulats et spinifex aléatoires et orientés à olivine et à pyroxène, et tuffs).

III.A.2) RÉSULTATS

Nous avons reporté les résultats de nos mesures dans le Tableau III.1 et dans les Figures III.4, III.5 et III.6. Nous avons calculé les $\epsilon_{\text{Nd-Hf}}$ initiaux ($\epsilon_{\text{Nd-Hf}}(\text{T})$) en utilisant les formules présentées dans l'introduction, les rapports isotopiques chondritiques proposée par Bouvier *et al.* (2008). La Figure III.6 montre que les $\epsilon_{\text{Nd-Hf}}(\text{T})$ obtenus sont essentiellement positifs et dans la gamme de ceux de la littérature portant sur les komatiites de Barberton (Figure III.3 ; Jahn *et al.* 1982 ; Gruau *et al.* 1990 ; Lahaye *et al.* 1995 ; Blichert-Toft & Arndt 1999 ; Chavagnac 2004).

La Figure III.4 montre que les komatiites de Barberton se trouvent à proximité d'isochrones théoriques d'âges 3,5 à 3,2 Ga, ce qui correspond à leur période de mise en place (Armstrong *et al.*, 1990 ; Byerly *et al.*, 1996). Sur la Figure III.5, on voit que les échantillons (même ceux appartenant à une même formation et d'un même type de komatiite) sont dispersés autour de leur droite de régression. Cette dispersion se retrouve dans les $\epsilon_{\text{Nd-Hf}}(\text{T})$ (Figure III.6) où elle est de l'ordre de 3 unités pour les ϵ_{Nd} et de 10 unités pour les ϵ_{Hf} . La Figure III.6 montre également que la dispersion des données empêche de distinguer s'il existe une différence dans les $\epsilon_{\text{Nd-Hf}}(\text{T})$ des différentes formations et des différents types de komatiite (appauvries, non-appauvries et enrichies en Al), mis à part les $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ de la formation Weltevreden qui semblent globalement être plus haut que ceux des formations Komati et Hooggenoeg.

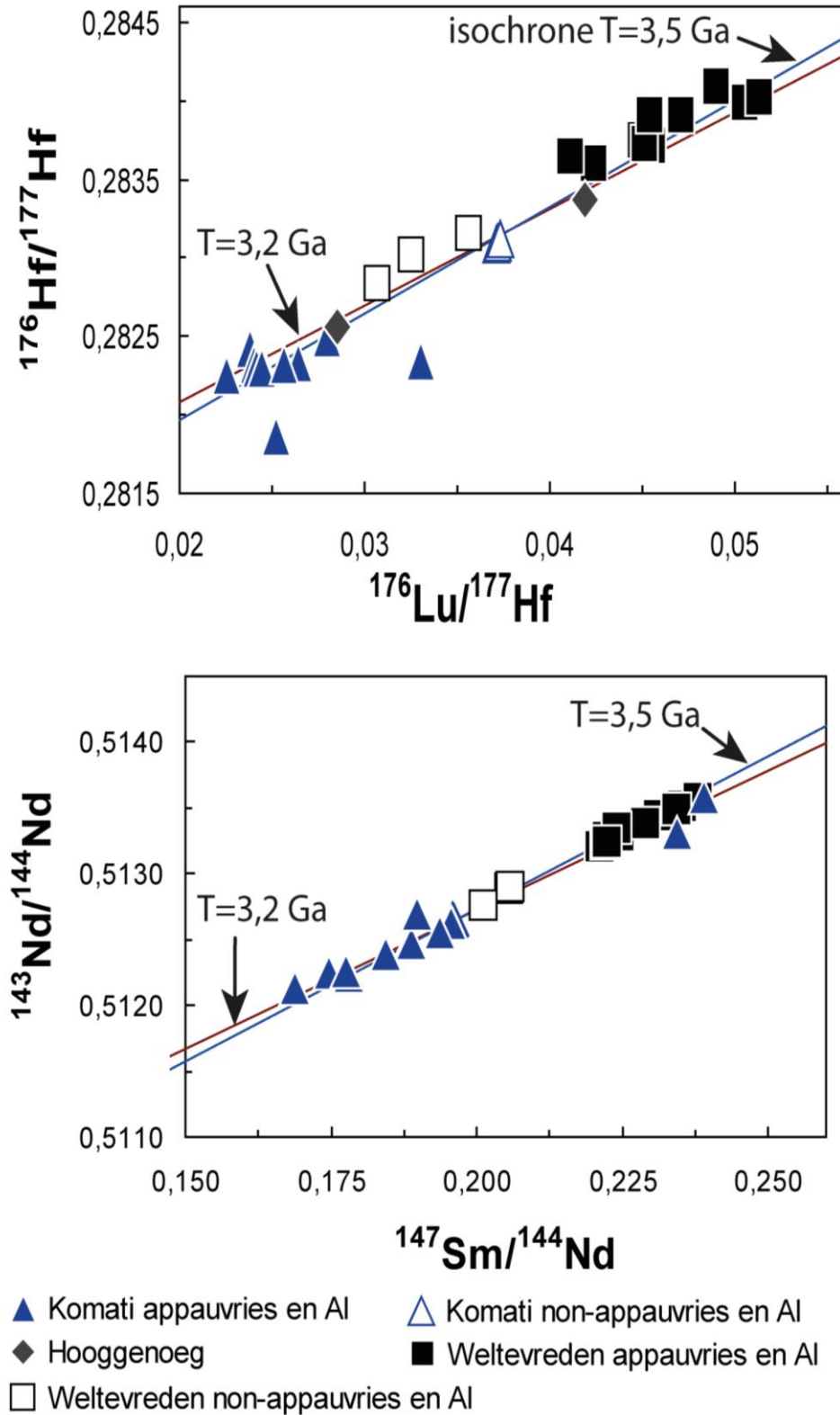


Figure III.4 : Compositions isotopiques Sm-Nd et Lu-Hf des komatiïtes de Barberton avec meilleurs ajustements par des isochrones théoriques d'âges T=3,5 et 3,2 Ga.

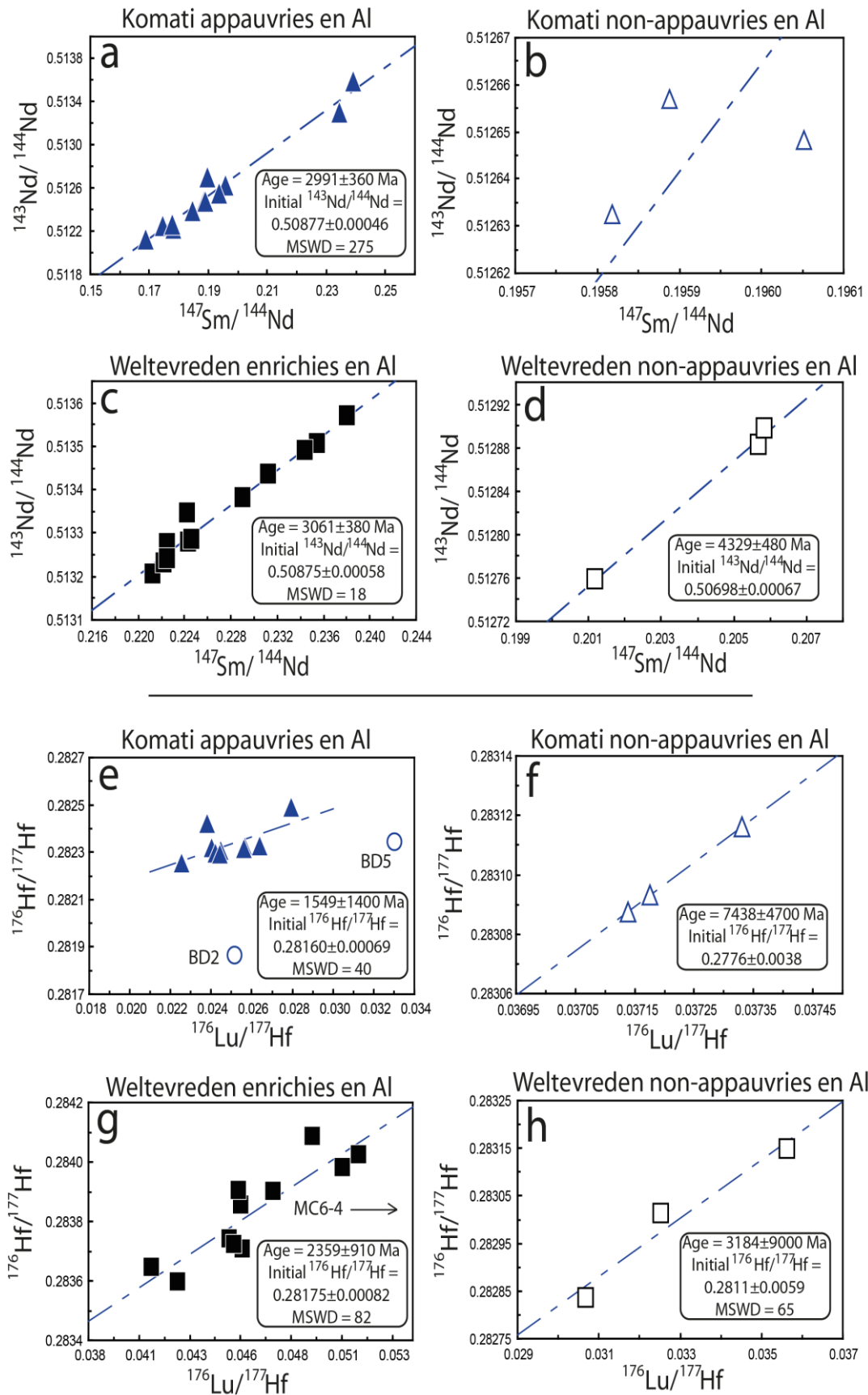


Figure III.5 : Compositions isotopiques Sm-Nd et Lu-Hf avec régressions linéaires. Les âges et rapports isotopiques initiaux calculés à partir de ces régressions sont trop imprécis pour avoir une signification.

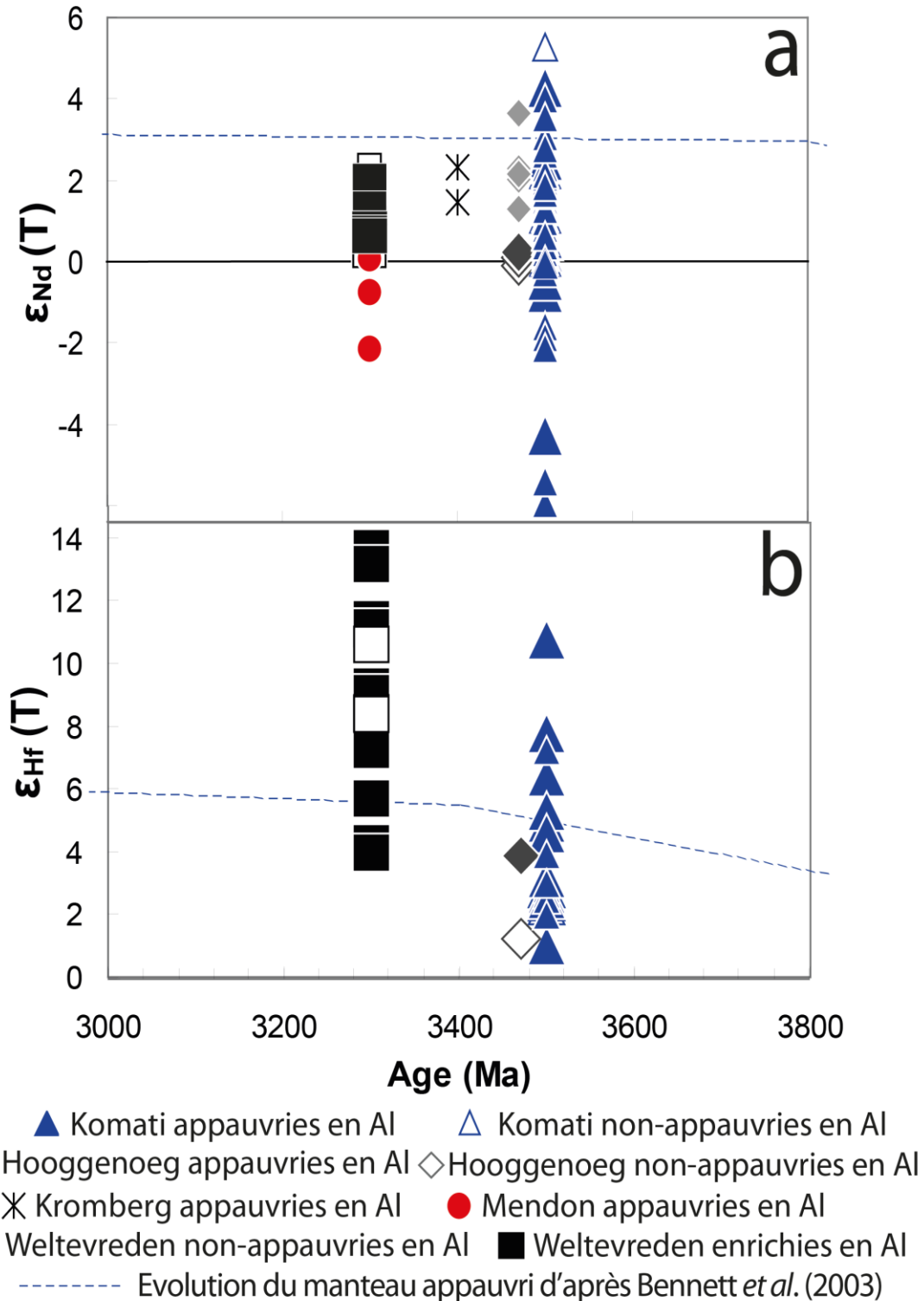


Figure III.6 : $\epsilon_{Nd-Hf} (T)$ en fonction de l'âge. L'évolution du manteau appauvri proposée par Bennett *et al.* (2003) est celle représentée dans la Figure III.1. Nous l'avons modifiée d'après Bennett *et al.* (2003) en utilisant la nouvelle constante de désintégration du Lu proposée par Scherer *et al.* (2001) et Söderlund *et al.* (2004). La composition chondritique utilisée est celle proposée par Bouvier *et al.* (2008). Les gros symboles représentent les données de cette étude, les petits symboles celles de la littérature.

	Coulée	Age (Ma)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	erreur (2 σ)	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	Hf (ppm)	Lu (ppm)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	erreur (2 σ)	$\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$	Al ₂ O ₃ /TiO ₂
Komati non-appauvries en Al															
SS011		3500	0,929	0,301	0,1958	0,512632	6	0,1	0,183	0,048	0,03714	0,28309	1	2,3	20,5
SS013		3500	0,880	0,285	0,1961	0,512648	5	0,3	0,173	0,045	0,03718	0,28309	1	2,4	20,9
SS015		3500	0,727	0,236	0,1959	0,512657	5	0,6	0,143	0,038	0,03733	0,28312	1	2,8	20,4
Komati appauvries en Al															
BD1	A	3500	2,012	0,581	0,1746	0,512250	5	2,3	0,337	0,058	0,02448	0,28231	1	4,9	9,8
BD2	A	3500	2,500	0,988	0,2389	0,513585	4	-0,8	0,763	0,135	0,02518	0,28186	1	-12,6	8,2
BD4	A	3500	3,386	0,998	0,1781	0,512229	5	0,3	0,603	0,101	0,02379	0,28242	5	10,7	10,9
BD5	B	3500	2,987	0,932	0,1886	0,512487	4	0,5	0,608	0,142	0,03306	0,28234	1	-14,4	10,0
BD6	C	3500	1,670	0,522	0,1888	0,512476	6	0,2	0,303	0,055	0,02566	0,28232	1	2,6	10,0
BD7	C	3500	5,875	1,793	0,1845	0,512392	4	0,6	1,066	0,181	0,02403	0,28232	3	6,4	10,9
BD11	D	3500	3,229	1,013	0,1897	0,512701	5	4,3	0,604	0,096	0,02256	0,28226	1	7,8	10,7
BD12	E	3500	1,362	0,441	0,1956	0,512626	6	0,1	0,275	0,047	0,02419	0,28230	1	5,3	9,7
BD18	A	3500	1,738	0,511	0,1776	0,512264	5	1,2	0,310	0,053	0,02444	0,28230	1	4,6	10,1
BD20	F	3500	1,449	0,562	0,2345	0,513304	5	-4,3	0,384	0,071	0,02640	0,28233	1	1,0	9,8
BD21	F	3500	1,200	0,335	0,1689	0,512129	5	2,5	0,182	0,036	0,02793	0,28249	1	3,1	9,4
BD23	F	3500	1,301	0,417	0,1937	0,512553	4	-0,5	0,265	0,048	0,02561	0,28232	1	2,5	9,9
Hooggenoeg non-appauvries en Al															
HOG1	G	3470	2,450	0,869	0,2145	0,513050	5	-0,1							24,8
HOG2	H	3470	2,665	0,941	0,2134	0,513035	4	0,1	0,652	0,192	0,04190	0,28337	1	1,2	24,7
Hooggenoeg appauvries en Al															
HOG5	I	3470	1,259	0,450	0,2160	0,513101	5	0,2	0,328	0,066	0,02854	0,28255	1	3,9	13,9
Weltevreden enrichies en Al															
MC6-4	WP1	3300	0,402	0,157	0,2355	0,513506	5	0,3	0,125	0,104	0,1181	0,28389	2	-152	26,9
MC7-6	WP2	3300	0,671	0,264	0,2381	0,513569	6	0,4	0,204	0,068	0,04711	0,28390	1	9,2	29,2
MC5-1	WP3	3300	0,197	0,072	0,2225	0,513275	9	1,3	0,054	0,019	0,0491	0,28409	6	11,4	
MC5-3	WP3	3300	0,289	0,106	0,2213	0,513205	6	0,5	0,084	0,027	0,04553	0,28386	2	11,1	33,0
MC5-5	WP3	3300	1,141	0,424	0,2244	0,513278	4	0,6	0,327	0,104	0,04495	0,28374	1	8,4	28,3
MC5-7	Tuff	3300	0,868	0,323	0,2246	0,513287	4	0,6	0,239	0,071	0,04241	0,28360	2	9,0	27,7
WP104	WP3	3300	0,540	0,206	0,2312	0,513436	5	0,7	0,160	0,057	0,0505	0,28398	1	4,2	31,2
WP107	Tuff	3300	0,694	0,269	0,2344	0,513491	7	0,5	0,205	0,074	0,0513	0,28402	1	4,0	33,6
WP108	WP3	3300	2,052	0,777	0,2290	0,513382	5	0,6	0,578	0,186	0,04560	0,28371	1	5,7	34,1
WP109	WP1	3300	0,479	0,178	0,2243	0,513346	5	2,0	0,141	0,045	0,04518	0,28372	1	7,2	30,1
MC4-3	WP4	3300	0,433	0,159	0,2222	0,513232	5	0,6	0,128	0,037	0,04111	0,28365	1	13,7	31,2
MC4-4	WP4	3300	0,352	0,130	0,2225	0,513242	5	0,7	0,096	0,031	0,04540	0,28390	2	13,2	30,4
Weltevreden non-appauvries en Al															
SA719-1	WP7 _i	3300	0,859	0,292	0,2057	0,512882	5	0,8	0,215	0,049	0,03252	0,28301	1	10,6	21,7
SA719-2	WP7 _v	3300	2,001	0,681	0,2059	0,512897	5	1,0	0,540	0,117	0,03069	0,28284	1	8,4	19,7
SA719-4	WP7 _i	3300	0,750	0,250	0,2012	0,512759	4	0,3	0,165	0,041	0,03564	0,28315	2	8,4	21,6

Tableau III.1 : Compositions isotopiques Sm-Nd et Lu-Hf. Les erreurs 2 σ sur les rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ et $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ sont estimées à 0,2%. Les âges des formations reportés sont contraints par Armstrong *et al.* (1990) et Byerly *et al.* (1996). La composition des chondrites utilisée pour les normalisations est celle proposée par Bouvier *et al.* (2008).

III.A.3) ANALYSE CRITIQUE DE LA VALIDITÉ DES RÉSULTATS

III.A.3.1) Echantillons BD2, BD5 et MC6-4

La Figure III.7a, b, c et d montre que les concentrations en Lu, Hf, Sm et Nd se placent sur des lignes de contrôle de l'olivine. Seulement trois échantillons se tiennent à l'écart de ces lignes : BD2 (cumulat à pyroxene poecilitique), BD5 (orthocumulat à olivine) et MC6-4 (orthocumulat à olivine) (Figure III.7a et c). Les concentrations en Lu de ces trois échantillons se trouvent au-dessus de ces lignes. Les $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ de ces trois échantillons qui sont respectivement de -12.6, -14.4 et -152 sont également à l'écart des autres de leur type. Les concentrations de Lu reportées sur la Figure III.7 sont celles utilisées pour calculer les $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ et ont été mesurées par dilution isotopique. Lorsqu'on les compare aux concentrations obtenues par ICP-MS quadripolaire pour les mêmes échantillons dans la partie II.B, on trouve un bon accord entre les deux méthodes dans l'incertitude analytique (Figure III.8), à part pour ces trois échantillons (Figure III.8c). Les concentrations en Lu obtenues par ICP-MS quadripolaire (respectivement 0,09 ; 0,10 ; et 0,04 ppm pour BD2, BD5 et MC6-4) sont sur les lignes de contrôle de l'olivine, et si on les utilise pour recalculer les $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ de ces trois échantillons, on obtient des valeurs qui sont dans la tendance définie par les autres échantillons. Ceci suggère que les concentrations en Lu mesurées par dilution isotopique sont incorrectes pour ces trois échantillons. Ces trois échantillons ne s'écartent pas des lignes de contrôle de l'olivine du Sm et du Nd (Figure III.7e, f, g et h) et ont des $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ dans la tendance définie par les autres échantillons de leur type (Tableau III.1). La Figure III.7a montre que la concentration en Hf de BD2 est également à l'écart de la ligne de contrôle de l'olivine. Dans ce cas, on ne peut pas incriminer la méthode de la dilution isotopique parce que les mesures par ICP-MS quadripolaire donnent le même résultat. Le Tableau III.1 montre qu'en plus d'avoir une concentration anormalement haute en Hf, BD2 a également un rapport $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ anormalement bas. Ces décalages peuvent être expliqués de deux manières : soit BD2 provient d'un magma parental différent des autres échantillons, soit son Hf a été perturbé par une mobilisation secondaire due à l'altération ou au métamorphisme. On peut écarter la première explication car BD2 provient de la même coulée que trois autres échantillons qui sont sur la ligne de contrôle de l'olivine. Ainsi, l'Hf de BD2 a probablement été affecté par une mobilité secondaire qui aurait aussi contribué à ce que son $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ soit anormal. Cette conclusion est étonnante cependant, parce que BD2 est un échantillon relativement bien

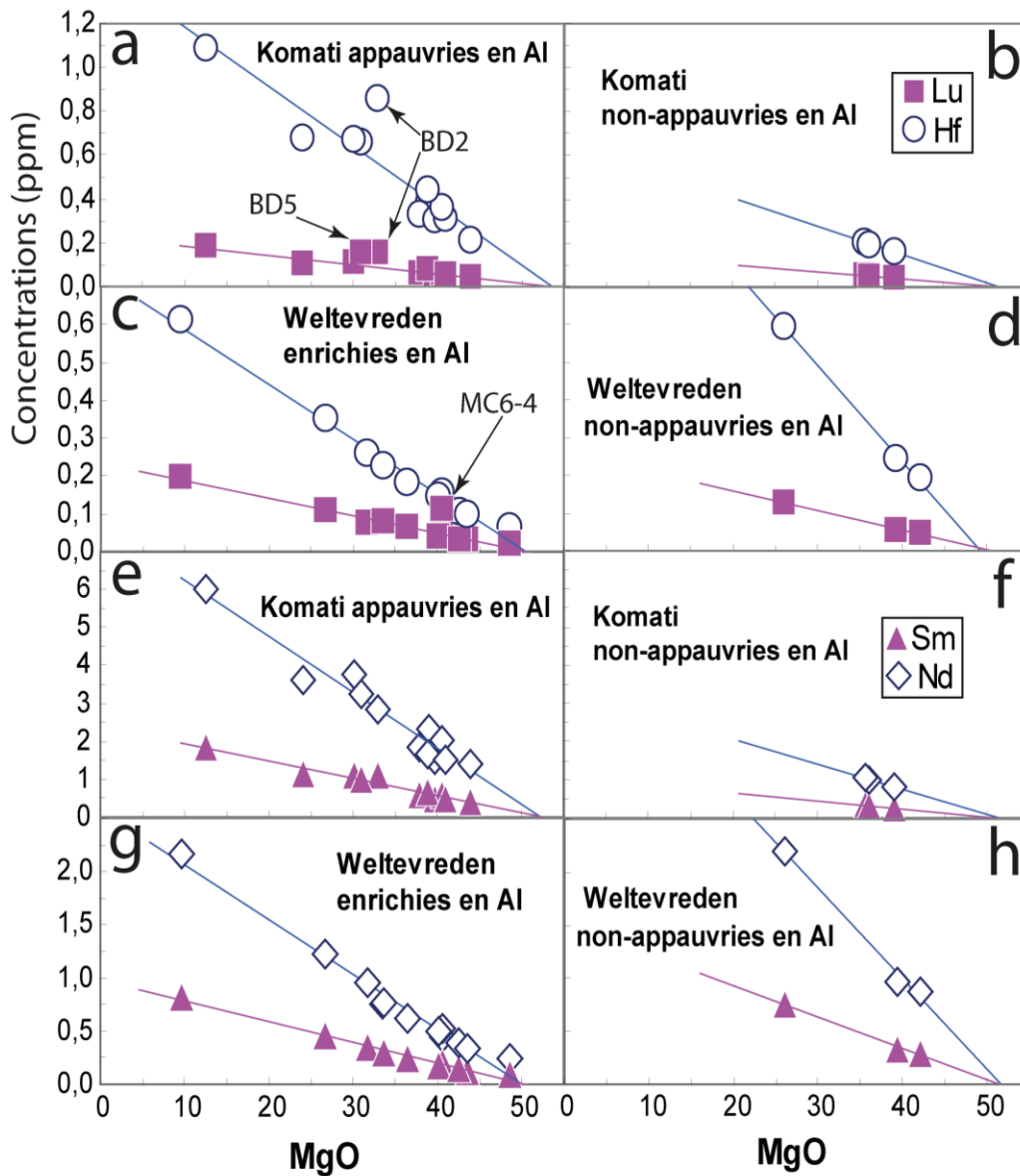


Figure III.7 : Lignes de contrôle de l'olivine pour Sm, Nd, Lu et Hf. Les concentrations de ces quatre éléments ont été déterminées par dilution isotopique. Les concentrations en MgO sont celles de la partie II.B et ont été déterminées par ICP-AES. Elles sont exprimées en pourcentages de poids d'oxydes.

préservé qui contient quelques cœurs d'olivine primaire et dont le pyroxène est simplement légèrement altéré. Ce problème analytique n'affecte que trois des 33 échantillons analysés, il est donc très certainement dû à une erreur ponctuelle qui serait survenue trois fois au cours du traitement chimique ou de la mesure sur spectromètre. Les mesures sur spectromètre peuvent être mises hors de cause car, en plus de nous être assurés que l'intensité du signal était suffisante à chaque mesure et d'avoir passé les standards de calibration tous les 3 échantillons, nous avons mesuré une deuxième fois les solutions de passage sur MC-ICP-MS des échantillons BD2, BD5 et MC6-4, et celles-ci donnaient les mêmes résultats. L'erreur n'a

affecté que la fraction de Lu et pas celles de Sm, Nd et Hf. Il peut donc s'agir, d'une contamination de la fraction de Lu après son isolement des autres éléments c'est à dire après le passage sur colonne HDEHP (voir partie I.C.), d'une contamination en Lu pur avant l'isolement de la fraction de Lu, ou d'une mauvaise homogénéisation entre de ces trois échantillons et le Lu du spike alors qu'elle était bonne pour le Sm, le Nd et l'Hf. Cette dernière possibilité semble peu vraisemblable car habituellement le Lu ne s'homogénéise pas plus mal entre le spike et les échantillons que le Sm, le Nd et l'Hf (Blichert-Toft, 2001 ; Blichert-Toft & Albarède, 1997). L'explication la plus vraisemblable est donc une contamination en Lu. Celle-ci a probablement eu lieu d'un échantillon à l'autre entre le passage sur colonne HDEHP et la mesure sur MC-ICP-MS : soit à l'évaporation des fractions sorties des colonnes, soit au moment de la préparation des solutions de passage sur MC-ICP-MS.

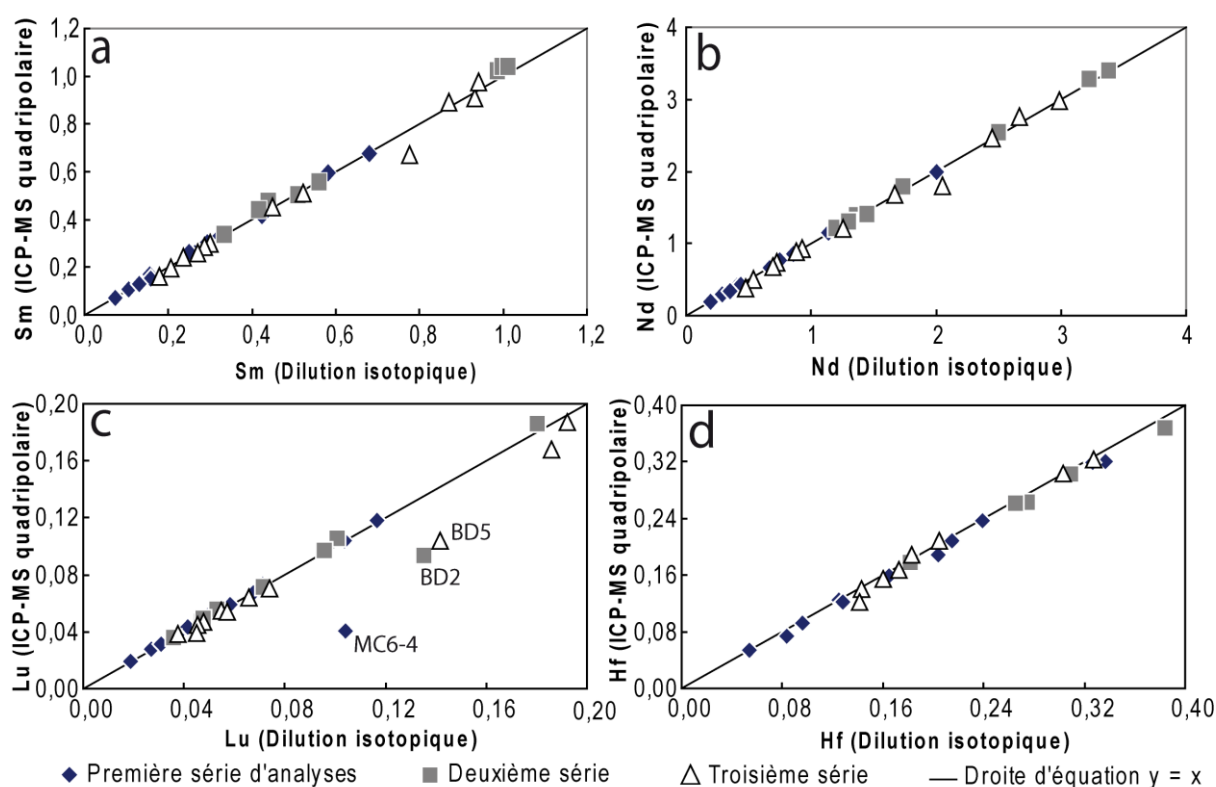


Figure III.8 : Comparaison des concentrations en Sm, Nd, Lu et Hf mesurées par ICP-MS quadrupolaire et par dilution isotopique.

III.A.3.2) Biais systématiques entre les séries

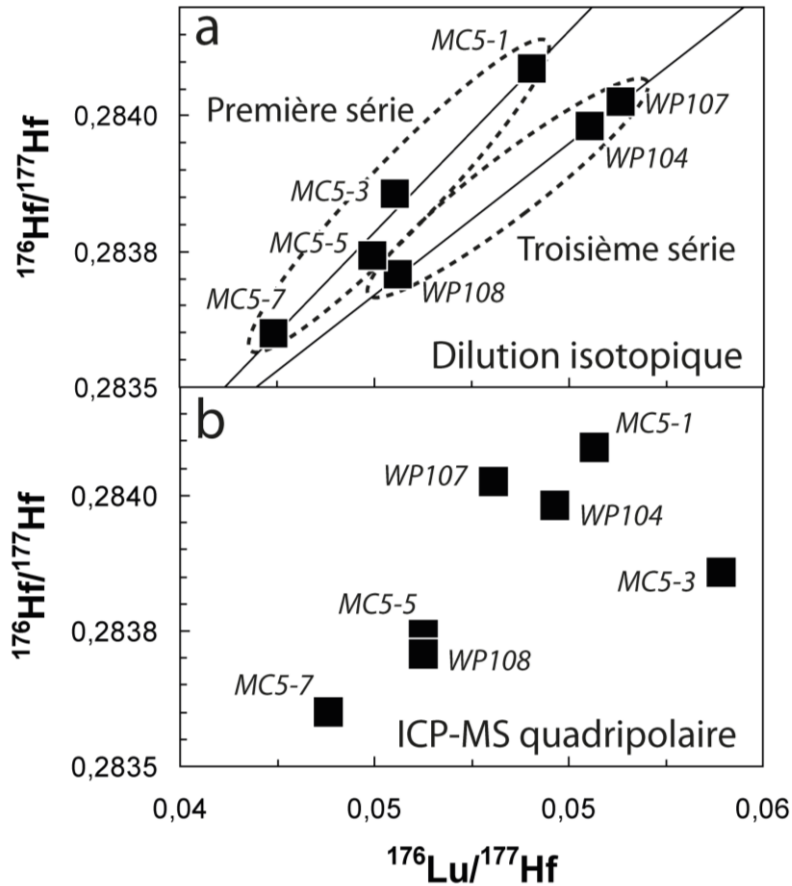


Figure III.9 : Compositions isotopiques des échantillons du sill WP3 de la formation Weltevreden.

Pour nos analyses isotopiques, nous avons pesé, traité et analysé nos échantillons en trois séries. Les Figures III.21.a et III.7.a montrent les compositions en Lu-Hf et les ϵ_{Hf} (T) de sept échantillons pris dans le même sill de la formation Weltevreden : WP3 et son tuff sus-jacents (Figure II.6). Quatre de ces échantillons ont été traités dans la première série, et les trois autres dans la troisième. Les mêmes lithologies : cumulat, spinifex et tuff sont représentées dans les deux séries d'analyses. On observe que les échantillons de la première série d'analyses, bien que provenant de la même coulée et ayant les mêmes lithologies que ceux de la troisième, ont des rapports $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ inférieurs (Figure III.9.a) qui se traduisent par des ϵ_{Hf} (T) systématiquement plus hauts d'en moyenne 5 unités (Figure III.10.a ; l'incertitude sur les ϵ_{Hf} (T) étant d'environ une unité, voir partie I.C. de ce manuscrit). De plus, les Figures III.8.a, b et c montrent qu'il existe des biais entre les rapports Lu/Hf mesurés par ICP-MS quadripolaire et par dilution isotopique. La dispersion des résultats dans la Figure

III.11 s'explique par l'imprécision des mesures par ICP-MS quadripolaire. Par contre, les biais systématiques, que l'on observe sur les Figures III.21.a, III.7.a et III.8.a-c, sont probablement imputables à la méthode de mesure des rapports Lu/Hf par dilution isotopique car le décalage systématique entre les deux séries des Figures III.21.a et III.7.a disparaît lorsque l'on calcule les $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ en utilisant les rapports Lu/Hf mesurées par ICP-MS quadripolaire (Figures III.21.b et III.7.b).

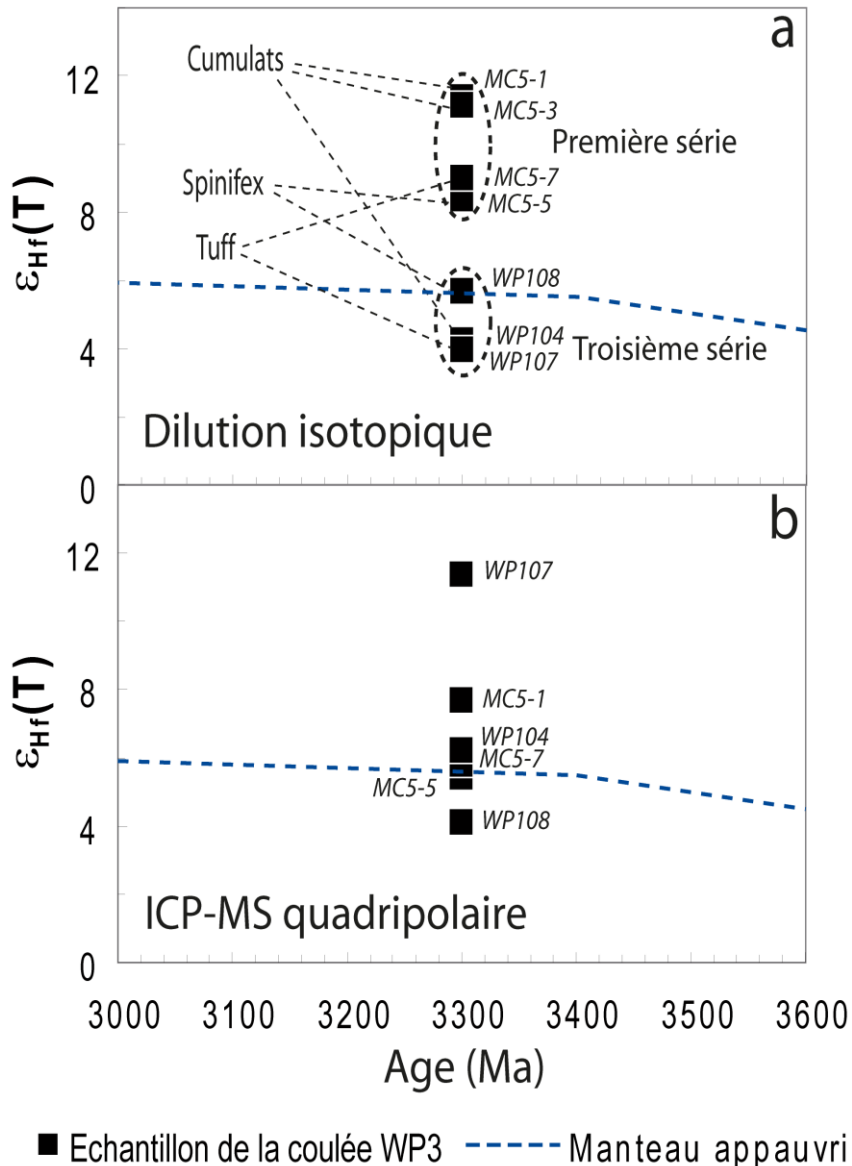


Figure III.10 : $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ des échantillons du sill WP3 de la formation Weltevreden calculés en utilisant les rapports Lu/Hf mesurés par dilution isotopique (a) et par ICP-MS quadripolaire (b). Evolution du manteau appauvri d'après Bennett *et al.* (2003) modifié en utilisant la nouvelle constante de désintégration du Lu proposée par Scherer *et al.* (2001) et Söderlund *et al.* (2004).

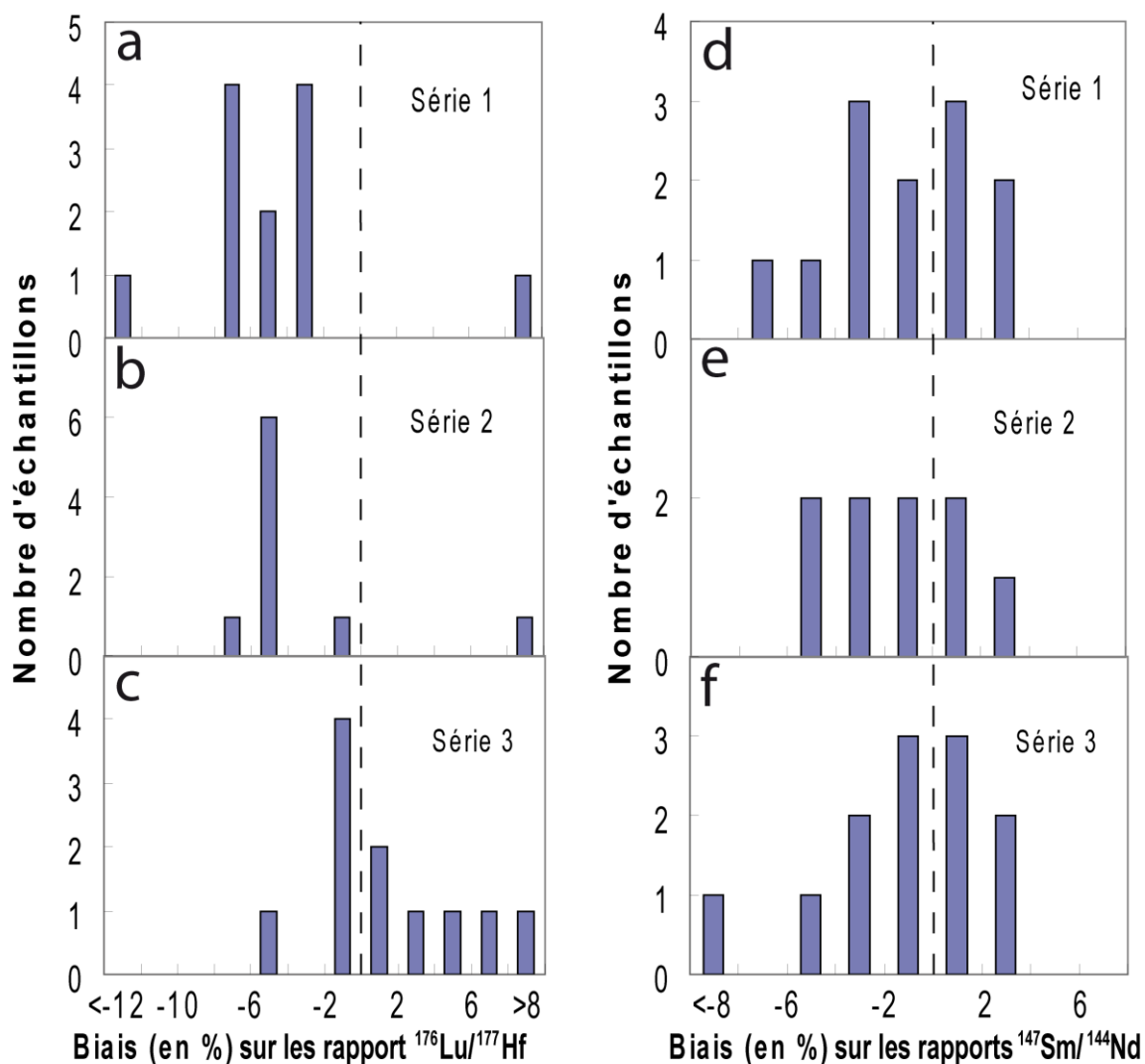


Figure III.11 : Histogrammes des biais sur les rapports $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ et $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ entre les deux méthodes de mesure employées. Les biais représentés sont la différence : $(\text{Rapport}_{\text{ICP-MS quadripolaire}} - \text{Rapport}_{\text{dilution isotopique}})$, normalisés au $\text{Rapport}_{\text{ICP-MS quadripolaire}}$ et exprimés en %. Le découpage des échantillons en séries 1, 2 et 3 est celui des analyses par dilution isotopique. La droite tiretée marque la valeur « 0 » qui correspond à un biais nul entre les deux méthodes.

Les biais analytiques sur les rapports $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ des séries 1 et 2 sont assez proches (environ -5%), mais ils sont très différents de celui de la série 3 (très légèrement positif : $\sim +1\%$). Ils se traduisent respectivement par des biais d'environ +4,5 et -0,9 unités sur les ε_{Hf} (T), ce qui peut donc expliquer le décalage systématique entre les échantillons des séries 1 et 3 dans la Figure III.10.a. Ainsi, la méthode de mesure des rapports Lu/Hf par dilution isotopique que nous avons employée semble légèrement biaisée. Dans nos séries d'analyses, ces biais sont compris entre -5 et +1% sur les rapports Lu/Hf ce qui correspond à -0,9 à +4,5

unités sur les ϵ_{Hf} (T) ce qui sort de l'intervalle d'erreur que nous avons reporté dans la partie I.C. de ce manuscrit et que nous avons évalué en suivant la méthode décrite dans Albarède *et al.* (2004). Celui-ci était d'environ une unité sur les ϵ_{Hf} (T). Nous devons donc réévaluer l'incertitude de nos mesures à la hausse : à $\pm 4,5$ unités sur les ϵ_{Hf} (T).

La Figure III.12, sur laquelle on ne peut pas différencier les différentes séries de mesures ; et les Figures III.8.d, e et f montrent, qu'à la différence des données de rapports Lu/Hf, les données de rapports Sm/Nd ne présentent pas de biais systématique entre les différentes séries d'analyses.

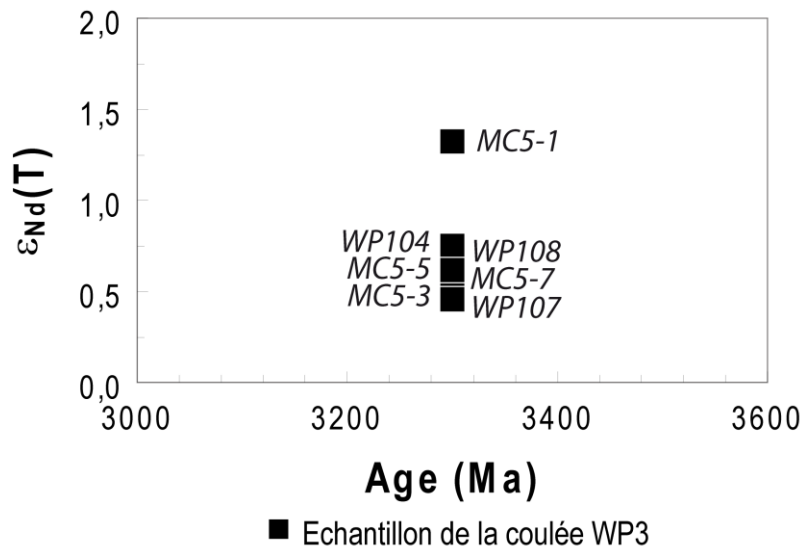


Figure III.12 : ϵ_{Nd} (T) des échantillons du sill WP3 de la formation Weltevreden.

Ainsi, nos données Sm-Nd semblent fiables et interprétables dans leur intervalle d'erreur précisé dans la partie I.C. de ce manuscrit et qui correspond à $\sim 0,5$ unités d' ϵ_{Nd} (T). Nos données Lu-Hf ont, comme nous l'avons montré ci-dessus, un intervalle d'erreur plus fort correspondant à $\pm 4,5$ unités sur les ϵ_{Hf} (T). Cet intervalle d'erreur est si grand qu'ils n'apporteront que peu de contraintes l'interprétation.

Nous n'avons pas encore effectué de duplicata pour les analyses isotopiques Lu-Hf. Il serait très profitable d'en effectuer pour confirmer l'existence d'un biais analytique variable d'une série d'analyses à l'autre et pour confirmer la valeur de l'incertitude qui en découle. A l'avenir, il serait également préférable de faire systématiquement des duplicata d'une série à l'autre pour faciliter la reconnaissance de biais analytiques entre les séries. S'il en survient régulièrement, il sera alors nécessaire de modifier le protocole pour les éliminer.

III.B. Éléments hautement sidérophiles et système isotopique Re-Os

Eléments hautement sidérophiles et système isotopique Re-Os

L'objet de cette partie, est de mieux caractériser les sources des komatiites de Barberton par l'étude des éléments hautement sidérophiles (Ru, Rh, Pd, Re, Os et Ir) et particulièrement du système de désintégration radioactive Re-Os. Les contraintes sur les sources apportées par les systèmes Re-Os et Sm-Nd (voir partie III.B.) seront ensuite prises en compte simultanément dans la partie III.C.

INTRODUCTION

1) Les éléments hautement sidérophiles et l'histoire de la différenciation terrestre

Le groupe des éléments hautement sidérophiles (HSE ; Figure III.13) est constitué principalement des éléments Ag, Re et Au ainsi que des platinoïdes (PGE). Ces derniers se divisent en deux sous-familles : le groupe de l'Ir (IPGE), et celui du Pt (PPGE) qui sont caractérisés par des affinités chimiques légèrement différentes.

Le diagramme illustre la classification périodique des éléments, se concentrant sur les éléments hautement sidérophiles (HSE). Les éléments sont présentés dans un tableau à deux lignes. Les numéros atomiques sont indiqués au-dessus de chaque élément. Les groupes sont définis par des couleurs et des flèches :

N° atomique	44	45	46	47	
	Ru	Rh	Pd	Ag	
	76	77	78	79	
	Re	Os	Ir	Pt	Au

Les groupes sont définis par des couleurs et des flèches :

- IPGE (Inert High Platinum Group Elements) : Ru (jaune), Rh (bleu), Pd (bleu)
- PPGE (Platinum Group Elements) : Pt (bleu)
- PGE (Platinum Group Elements) : Ir (jaune)

Figure III.13 : Les principaux HSE. Extrait de la classification périodique des éléments.

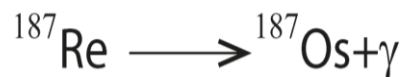
Les HSE ont une très forte affinité pour les phases métalliques (Fleet & Stone, 1991 ; Fleet *et al.*, 1999). Ils sont concentrés dans le noyau terrestre et n'ont que de très faibles abondances dans le manteau et dans la croûte (de l'ordre du ppb ; McDonough & Sun, 1995). Ils sont plus compatibles avec le manteau qu'avec les liquides silicatés. Leurs coefficients de partage entre la péridotite et les magmas silicatés sont de 4,93 pour l'Os, 3,34 pour l'Ir, 3,51 pour le Ru, 1,73 pour le Pt et 1,33 pour le Pd d'après Maier *et al.* (2003), et pourtant, ils sont incompatibles avec l'olivine et les autres minéraux silicatés principaux du manteau (Watson *et al.*, 1987 ; McKenzie & O'Nions, 1991 ; Brenan *et al.*, 2003). Ceci implique qu'ils sont

Eléments hautement sidérophiles et système isotopique Re-Os

compatibles avec une phase mineure du manteau : probablement un sulfure ou un alliage métallique.

Le spectre de HSE (normalisés aux chondrites) du manteau primitif est plat (McDonough & Sun, 1995) alors que leurs coefficients de partage entre la péridotite et les phases métalliques constitutives du noyau sont très différents (Figure III.14). Ceci montre que, après l'équilibration du manteau avec la phase métallique lors de la ségrégation du noyau, les rapports d'abondance des HSE du manteau ont été rééquilibrés à ceux des chondrites. Puchtel *et al.* (2004a) et Maier *et al.* (2003) ont proposé que cette rééquilibration soit due à un apport tardif de matériel météoritique (également appelé « vernis tardif ») à la dernière étape de l'accrétion terrestre. Ce vernis tardif aurait été intégré au manteau, sans que ce dernier ne se soit ensuite rééquilibré avec le noyau.

Le ^{187}Re se désintègre en ^{187}Os par radioactivité β^- . La constante de désintégration du ^{187}Re est de $1,666 \cdot 10^{-11}$ (Shirey & Walker, 1998 ; Smoliar *et al.*, 1996).



où « γ » symbolise une l'émission d'un photon γ .

L'étude de ce système de désintégration isotopique apporte des contraintes sur les hétérogénéités chimiques du manteau, le recyclage de croûte (Walker *et al.*, 1991 ; Hauri & Hart, 1993) et les processus de fusion mantellique (Walker *et al.*, 1989). Pour aisément comparer les compositions isotopiques en Os à celles des chondrites, on les exprime en γ_{Os} :

$$\gamma_{\text{Os}} = \left[\frac{\left(\frac{^{187}\text{Os}}{^{188}\text{Os}} \right)_{T \text{ éch}}}{\left(\frac{^{187}\text{Os}}{^{188}\text{Os}} \right)_{T \text{ CHUR}}} - 1 \right] * 100$$

où l'indice « T » signifie « au moment de la solidification de la roche », « éch » signifie dans l'échantillon considéré, et « CHUR » signifie « Réservoir CHondritique Uniforme » ; l'isotope ^{188}Os est stable et non-radiogénique.

Le Re étant moins compatible que l'Os, un γ_{Os} initial négatif indiquera une source appauvrie par rapport aux chondrites, alors qu'un γ_{Os} initial positif indiquera une source enrichie.

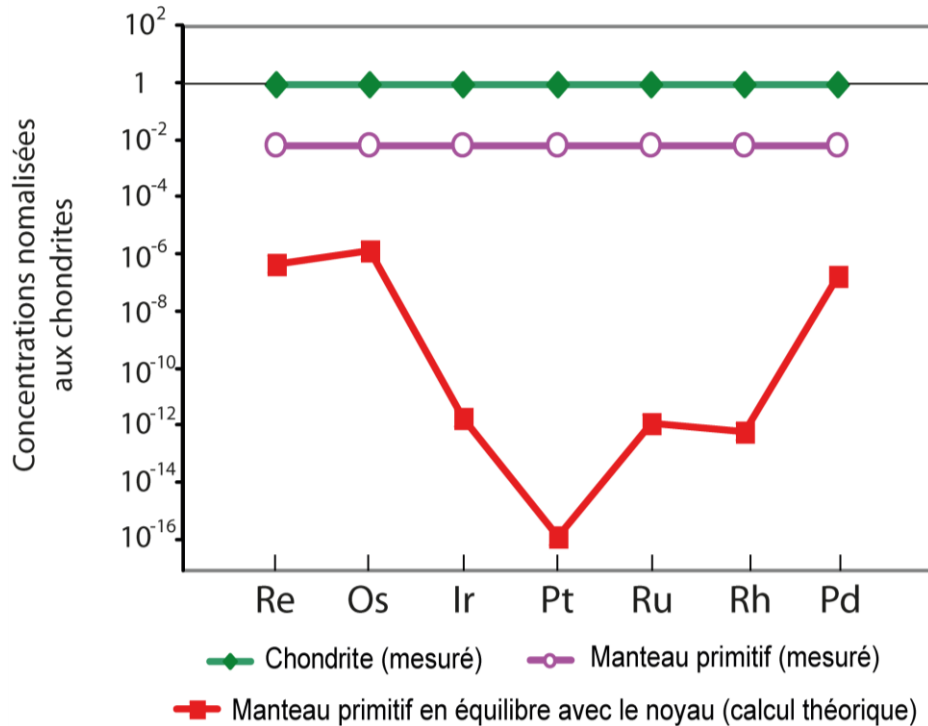


Figure III.14 : Spectres d'éléments hautement sidérophiles du manteau équilibré et non-équilibré avec le noyau. D'après le cours « Chronology : from dust to planets » de K. Mezger.

La Figure III.15 montre que quasiment toutes les komatiites et autres roches magmatiques présumées issues de la fusion de sources mantelliques profondes (telles que les basaltes d'îles océaniques ou OIB) possèdent un γ_{Os} initial nul voir positif ce qui semble indiquer que leurs sources étaient primitives voire enrichies, ce qui semble être en contradiction avec les ϵ_{Nd-Hf} initiaux positifs de ces mêmes komatiites. Seule, les komatiites de composition très particulière (riche en Fe, en Ti et en eau magmatique) de Boston creek au Canada possèdent un γ_{Os} initial négatif diagnostique d'une source appauvrie. La grande majorité des komatiites possèdent des γ_{Os} initiaux proches de 0. Cependant, certaines d'entre elles présentent des γ_{Os} initiaux positif, et d'autant plus positifs qu'elles sont jeunes avec au maximum de +4 à l'Archéen, Schapenburg (Puchtel *et al.*, 2009), Kostomuksha (Puchtel *et al.*, 2001b) and Belingwe (Walker & Nisbet, 2002) ; +10 au Proterozoïque, Keweenowan (Shirey, 1997) ; +12.4 au Crétacé, île Gorgona (Walker *et al.*, 1999) ; jusqu'à +25 dans les OIB actuels (Walker & Nisbet, 2002). Brandon & Walker (2005) ont fourni une explication à cette tendance. Ils ont proposé que les sources de panaches profonds dont l'origine se situe près de la limite manteau-noyau puisse subir une rééquilibration isotopique avec le noyau externe. Or, le Re étant moins compatible que l'Os avec l'alliage Fe-Ni solide de la graine, le noyau externe a un signal isotopique enrichi en Os radiogénique et qui croît au cours du

temps. Ainsi, certaines sources de panaches mantelliques profonds auraient pu subir un enrichissement en Os radiogénique (qui aurait été de plus en plus fort au cours du temps à cause de la croissance de l'Os radiogénique dans le noyau externe), à partir du moment où la cristallisation du noyau interne fut assez avancée. Ceci pourrait expliquer que l'on trouve des sources de γ_{Os} (T) de plus en plus fortement positives au cours du temps comme on le voit sur la Figure III.15.

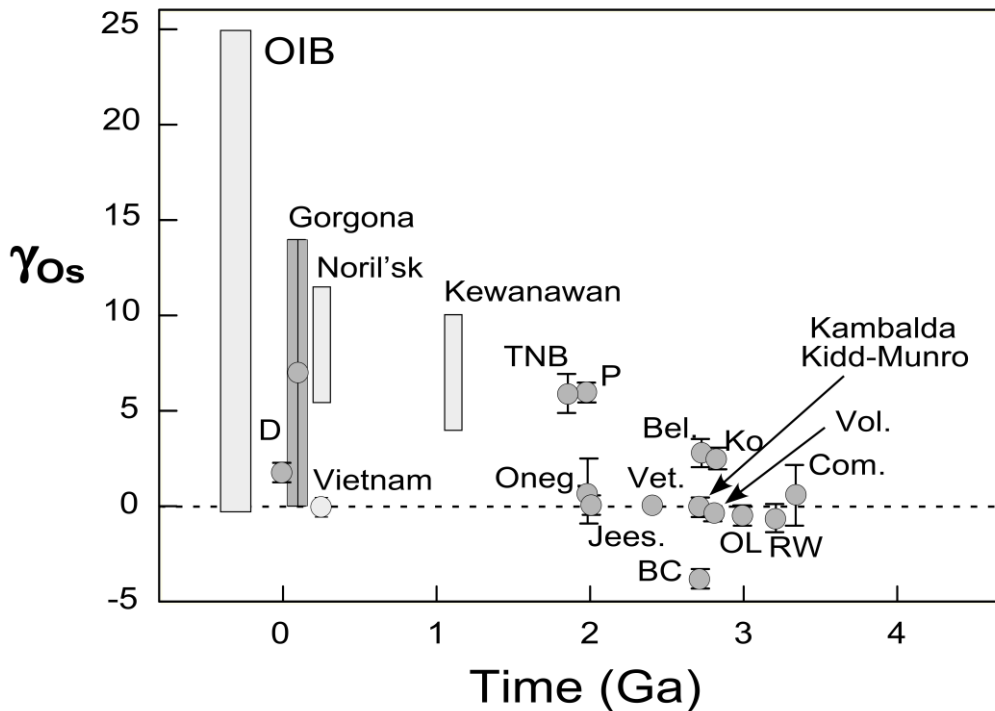


Figure III.15 : γ_{Os} initiaux des komatiïtes en fonction de leur âge. Figure d'après Arndt *et al.* (2008). Données principalement d'après Walker *et al.* (1988 ; 1991 ; 1995 ; 1999), Puchtel *et al.*, (2001a, 2004a, 2001b, 2004b), Brandon *et al.* (2003) et Gangopadhyay *et al.* (2005) OIB : basaltes d'îles océaniques ; D : Deccan (Inde); Ile Gorgona (Colombie) ; Song La (Vietnam) ; Noril'sk, trapps de Sibérie ; basaltes de Kewanawan (Canada) ; TNB : Thompson Nickel Belt (Canada) ; P : Pechenga (Russie) ; Oneg : Onega (Russie) ; Jees : Jeesiörova (Finland) ; Vet : Vetreny (Russie) ; Bel : Belingwe (Zimbabwe) ; Kambalda (Australie) ; Kidd-Munro ceinture Abitibi (Canada) ; BC : Boston Creek (Canada) ; Ko : Kostomuksha (Russie) ; Ruth Well (Australie) ; Com : Comondale (Afrique du sud).

2) Précédentes études menées sur les komatiïtes de la ceinture de Barberton

En rassemblant les données des précédents auteurs, Maier *et al.* (2009) ont mis en évidence que les concentrations en PGE des komatiïtes (de la ceinture de Barberton et d'ailleurs) augmentent du début à la fin de l'Archéen (entre ~3,5 Ga et 2,9 Ga) puis se

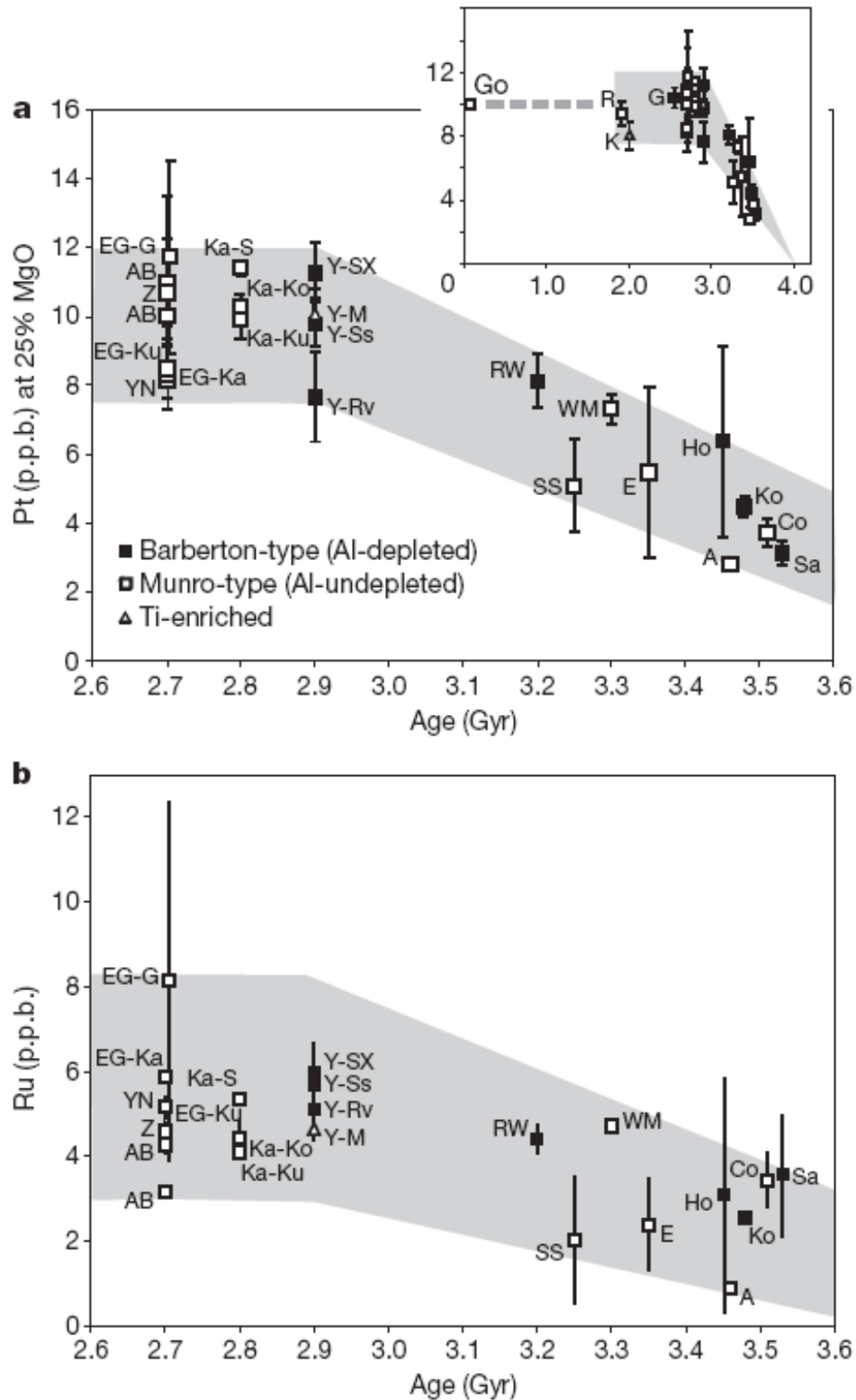


Figure III.16 : Pt et Ru en fonction de l'âge des komatiïtes. Figure par Maier et al. (2009). a, Pt en fonction de l'âge des komatiïtes. Données normalisées à 25% de MgO. Sont représentées les données de Maier et al. (2009) celles compilées par Barnes & Fiorentini (2008). b, Ru en fonction de l'âge des komatiïtes. Données normalisées à 100% de matière anhydre, mais non-normalisées à 25% de MgO car une telle normalisation requièrerait de connaître le coefficient de partage du Ru entre le manteau et les liquides silicatés. Cependant, However, parce que cette valeur est probablement

proche de 0,5-1 (Barnes & Fiorentini, 2008), la correction serait légère. EG, Eastern Goldfields superterrane (EG-G, Gindalbie terrane; EG-Ka, Kalgoorlie terrane; EG-Ku, Kurnalpi terrane). YN, Yilgarn North (Plutonic-Marymia belt). Ka, Karelian terrane (Ka-Ko, Kostamuksha belt; Ka-Ku, Kuhmo belt; Ka-S, Sumozero-Kenozero belt). Y, Youanmi terrane (Y-M, Murchison domain; Y-Ss, Sandstone belt; Y-Rv, Ravensthorpe belt). RW, Ruth Well formation. SS, Sulphur Springs formation. WM, Weltevreden-Mendon formation. E, Euro basalt unit. A, Apex basalt unit. Ho, Hooggenoeg formation. Ko, Komati formation. Co, Coonterunah subgroup. Sa, Sandspruit formation. L'encadré dans la diagramme (a) montre des données supplémentaires de komatiites proterozoïques et phanérozoïques (Go, Gorgona island; R, Raglan belt; K, Karasjok belt; G, Gawler craton). Les barres d'erreur représente une fois l'écart-type de la moyenne de chaque formation, à part pour les formations contenant moins de 5 échantillons, pour lesquelles elles représentent l'incertitude analytique.

stabilisent jusqu'à aujourd'hui (Figure III.16). Pour l'expliquer, ils ont proposé que les komatiites proviennent de la fusion de sources mantelliques profondes qui n'auraient pas encore été atteintes au début de l'Archéen par le verni tardif (les matériaux apportés par la dernière période d'accrétion massive de la Terre qui se serait achevée il y a ~3,8 Ga; Tera et al., 1974; Schoenberg et al., 2002) qui percolerait lentement depuis la surface de la Terre vers le manteau profond. Ce verni tardif est supposé être chondritique, et donc, plus riche en HSE de plusieurs ordres de grandeur que le manteau en équilibre avec le noyau issu de la différenciation initiale de la Terre (McDonough & Sun, 1995). Ceci expliquerait que les komatiites plus jeunes que 3,5 Ga ont des plus hautes concentrations (e.g. à 2,7 Ga, les komatiites possèdent en moyenne 10-12 ppb de Pd lorsque normalisées à 25% de MgO ; Maier *et al.*, 2009). Connolly *et al.* (en préparation) et Puchtel *et al.* (en préparation) obtinrent un γ_{Os} (T) chondritique de -0.14 ± 0.05 pour les komatiites de la formation Weltevreden ce qu'ils expliquent également par l'introduction dans leurs sources du verni tardif.

III.B.1) ÉCHANTILLONS

Nous avons analysé 4 échantillons provenant de coulées successives de la formation Komati (échantillons BD4, 5, 6 et 11 ; voir partie II.B. de ce manuscrit), et 5 échantillons de la formation Weltevreden provenant des unités successives WP1 (échantillon WP109), du sill différencié WP3 (échantillons WP102, 104 et 108) et du tuff qui lui est sus-jacent (échantillon WP107). Pour l'échantillon WP109, qui est particulièrement bien préservé, nous avons également analysé deux fractions de minéraux séparés d'olivine et d'olivine riche en chromite.

III.B.2) RÉSULTATS

Echantillon	Re	Os	Ir	Ru	Pt	Pd	Re/Ir	Os/Ir	Ru/Ir	Pt/Ir	Pd/Ir	Re/Os	Pt/Os	MgO (%)
Weltevreden														
WP108	0,06	0,86	0,55	1,00	13,82	12,16	0,11	1,57	1,82	25,27	22,24	0,07	16,13	9,58
WP104	0,23	3,02	3,01	6,15	5,98	3,09	0,08	1,00	2,04	1,99	1,03	0,08	1,98	35,40
WP107	0,02	2,08	2,00	6,13	7,45	5,51	0,01	1,04	3,06	3,72	2,75	0,01	3,58	33,45
WP109	0,20	2,20	2,08	6,87	4,23	3,14	0,09	1,06	3,31	2,04	1,51	0,09	1,93	40,30
WP109 Chr	0,12	2,02	1,88	6,34	3,62	2,52	0,06	1,07	3,37	1,93	1,34	0,06	1,80	39,84
WP109 OI	0,04	1,38	1,35	5,28	1,13	0,71	0,03	1,03	3,93	0,84	0,53	0,03	0,82	46,81
Komati														
BD4	0,05	1,39	1,44	3,43	4,64	4,75	0,03	0,96	2,38	3,22	3,30	0,04	3,35	30,07
BD5	0,09	1,81	1,84	6,51	4,33	4,32	0,05	0,99	3,54	2,36	2,35	0,05	2,39	30,97
BD6	0,02	1,91	1,62	5,63	2,10	3,88	0,01	1,18	3,49	1,30	2,40	0,01	1,10	37,86
BD11	0,03	1,61	1,61	4,18	5,80	3,30	0,02	1,00	2,59	3,59	2,05	0,02	3,60	24,07

Tableau III.2 : Concentrations en éléments hautement sidérophiles. Données en ppb et normalisées à 100% de matière anhydre sans volatils.

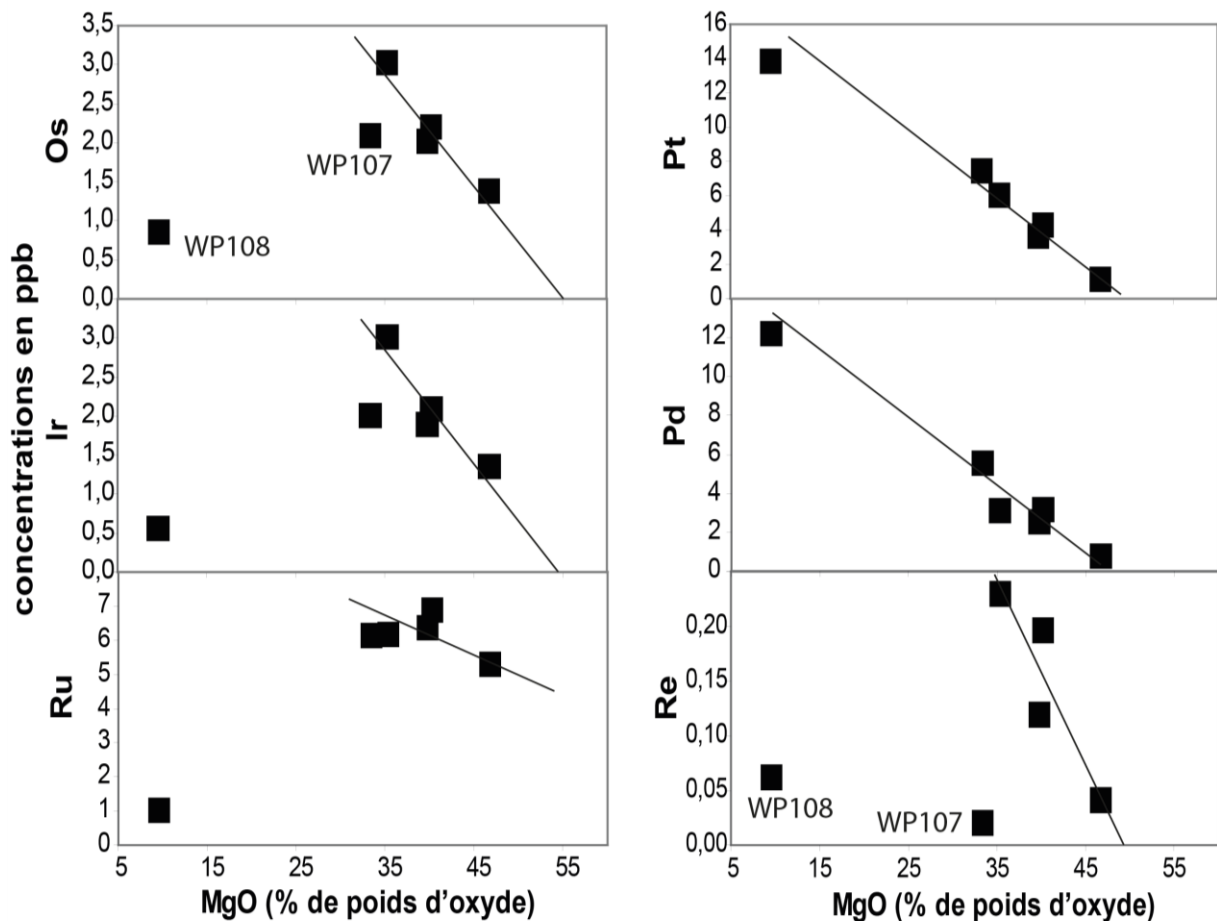


Figure III.17 : Concentrations en éléments hautement sidérophiles en fonction des concentrations en MgO pour les échantillons de la formation Weltevreden. Concentrations normalisées à 100% de matière anhydre sans volatils.

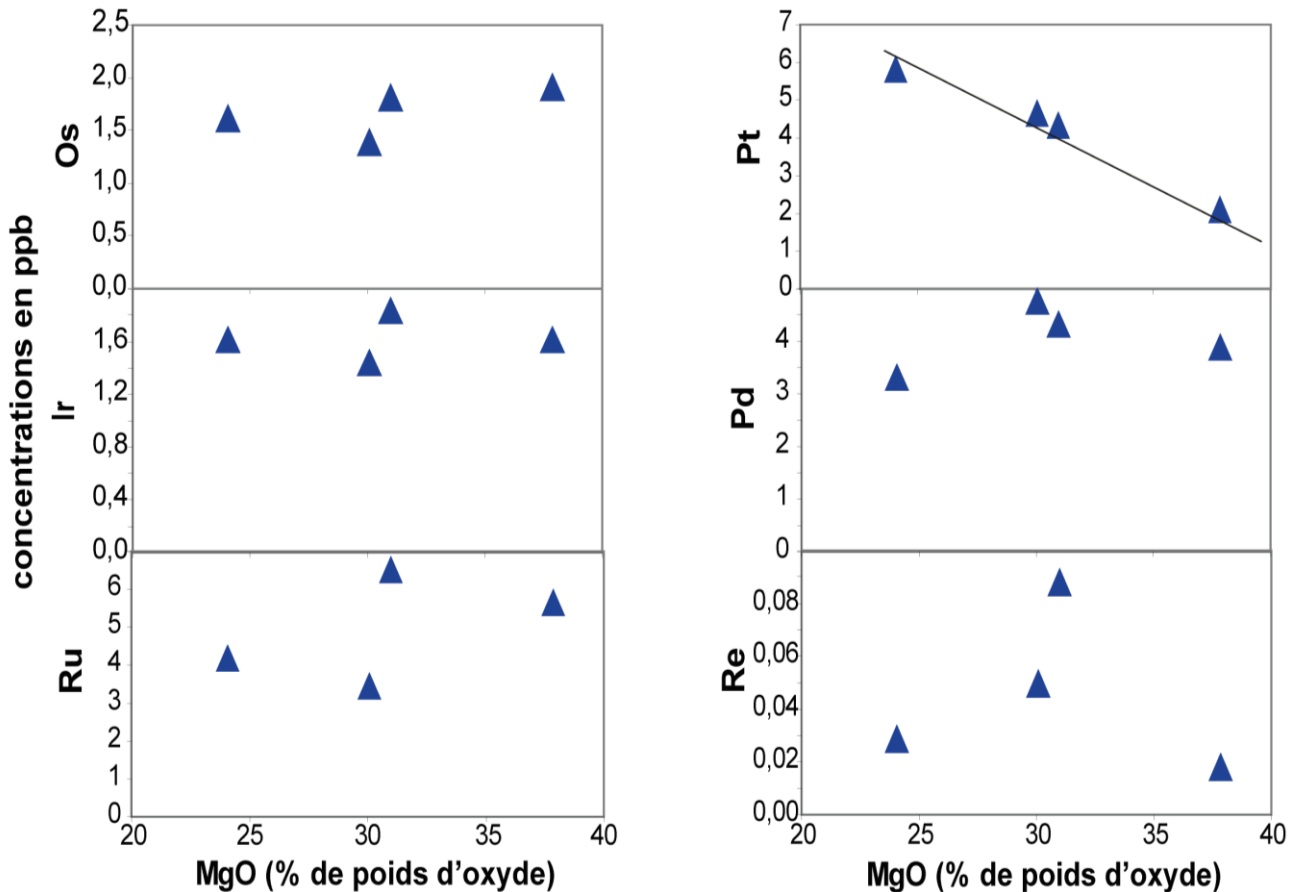


Figure III.18 : Concentrations en éléments hautement sidérophiles en fonction des concentrations en MgO pour les échantillons de la formation Komati. Concentrations normalisées à 100% de matière anhydre sans volatils.

Les concentrations en HSE des échantillons analysés sont très faibles : entre 0,002 et 7,5 ppb (Tableau III.2). Pour la formation Weltevreden, la Figure III.17 montre que tous les HSE sont négativement corrélés avec le MgO mis à part le Ru qui est presque constant en fonction du MgO. L'échantillon WP108 se tient systématiquement à l'écart des tendances. Pour la formation Komati, la Figure III.18 montre qu'il y a peu de corrélation entre les HSE et le MgO (comme l'avait déjà observé Maier *et al.*, 2003) à part pour Pt.

La Figure III.19 montre que les spectres de HSE des échantillons de la formation Weltevreden, sont en majorité plats mis à part un enrichissement en Ru dont les concentrations convergent autour de la même valeur pour presque tous les échantillons. Dans l'échantillon d'olivines séparées de WP109, les IPGE (Os, Ir et Ru) sont enrichis par rapport aux PPGE (Pt et Pd) et au Re. Dans l'échantillon de tuff WP107 et dans l'échantillon WP108, ce sont les IPGE qui sont appauvris par rapport aux PPGE, et le Re est appauvri par rapport aux PGE.

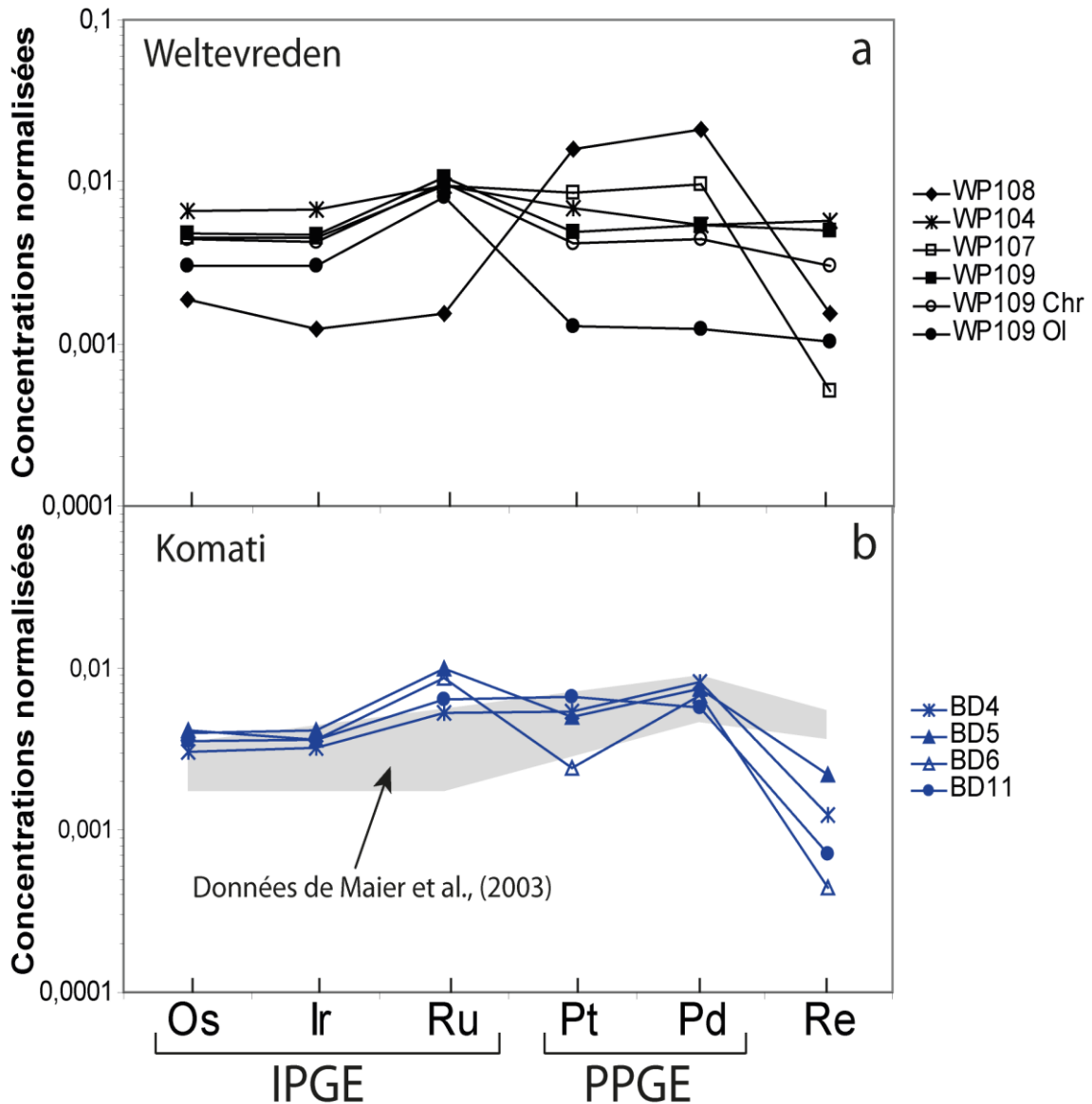


Figure III.19 : Spectres d'éléments hautement sidérophiles. Concentrations normalisées à la chondrite Orgueil Horan *et al.* (2003).

Les échantillons de la formation Komati ont des spectres de HSE globalement plats (similaires à ceux mesurés par Maier *et al.*, 2003) mis à part un appauvrissement systématique en Re. BD5 et surtout BD6 présentent également un enrichissement en Ru et un appauvrissement en Pt par rapport aux autres PGE.

Le Tableau III.3 et la Figure III.20 montrent les résultats de nos mesures de compositions isotopiques en Os. Sur la Figure III.20.a on voit que tous les échantillons de la formation Weltevreden à l'exception de WP108 dessinent une isochrone correspondant à un âge de 3280 ± 66 Ma et un $\gamma^{187}\text{Os}$ initial de $-0,42 \pm 0,3$. La Figure III.20.b montre que les échantillons de la formation Komati ne dessinent pas une isochrone. Cependant, comme le

Eléments hautement sidérophiles et système isotopique Re-Os

montre la Figure III.20.b, trois de nos quatre échantillons se trouvent à proximité d'une isochrone modèle de même rapport initial $\gamma^{187}\text{Os}$ initial que les komatiites de Weltevreden et d'âge 3,48 Ga (i.e. leur âge). Ceci suggère que ces trois échantillons (BD4, 5 et 6) ont été moins perturbés par l'altération que le quatrième (BD11). Cependant, même si on calcule une isochrone en ne tenant compte que de ces trois échantillons, on obtient un âge très imprécis qui n'a pas de signification : 3832 ± 5400 Ma. Ceci s'explique par le faible nombre de points pris en compte et par leur légère dispersion autour de l'isochrone.

Echantillon	Re (ppb)	Os (ppb)	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	$\pm 2\sigma$	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	$\pm 2\sigma$	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}(i)$	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}(i)$ Chondrite	$\gamma^{187}\text{Os}(T)$	Age (Ga)
Weltevreden, Outlier										
WP108	0,058	0,812	0,3461	0,0016	0,1378	0,00028	0,1182	0,10430	13,4	3,3
Weltevreden										
WP102	0,198	8,660	0,1101	0,0006	0,1102	0,00022	0,1040	0,10444	-0,38	3,3
WP104_A	0,205	2,698	0,3658	0,0018	0,1244	0,00025	0,1039	0,10444	-0,54	3,3
WP104_B	0,213	2,875	0,3573	0,0018	0,1239	0,00025	0,1039	0,10444	-0,57	3,3
WP107_A	0,018	1,872	0,0473	0,0004	0,1066	0,00021	0,1039	0,10444	-0,52	3,3
WP107_B	0,016	2,013	0,0392	0,0004	0,1065	0,00021	0,1043	0,10444	-0,15	3,3
WP109_A	0,180	2,013	0,4313	0,0022	0,1283	0,00026	0,1041	0,10444	-0,31	3,3
WP109_B	0,180	2,120	0,4101	0,0021	0,1274	0,00025	0,1044	0,10444	-0,05	3,3
WP109 Chr_A	0,113	1,900	0,2852	0,0014	0,1197	0,00024	0,1037	0,10444	-0,72	3,3
WP109 Chr_B	0,110	2,282	0,2314	0,0012	0,1171	0,00023	0,1041	0,10444	-0,35	3,3
WP109 OI_A	0,041	1,376	0,1444	0,0016	0,1118	0,00022	0,1037	0,10444	-0,70	3,3
WP109 OI_B	0,038	1,572	0,1178	0,0010	0,1108	0,00022	0,1042	0,10444	-0,26	3,3
Moyenne Weltevreden							0,1040	0,10444	-0,41	
$\pm 2\sigma$							0,0001		0,13	
Weltevreden isochrone							0,1040	0,10444	-0,42	
$\pm 2\sigma$							0,0003		0,30	
Komati										
BD4	0,044	1,244	0,1709	0,0011	0,1153	0,00023	0,1052	0,10324	1,88	3,5
BD5	0,081	1,667	0,2336	0,0012	0,1180	0,00024	0,1042	0,10324	0,96	3,5
BD6	0,016	1,737	0,0445	0,0008	0,1059	0,00021	0,1032	0,10324	-0,01	3,5
BD11	0,025	1,435	0,0851	0,0010	0,1649	0,00033	0,1599	0,10324	54,85	3,5

Tableau III.3 : Compositions isotopiques Re-Os. A et B sont des duplicata du même échantillon.

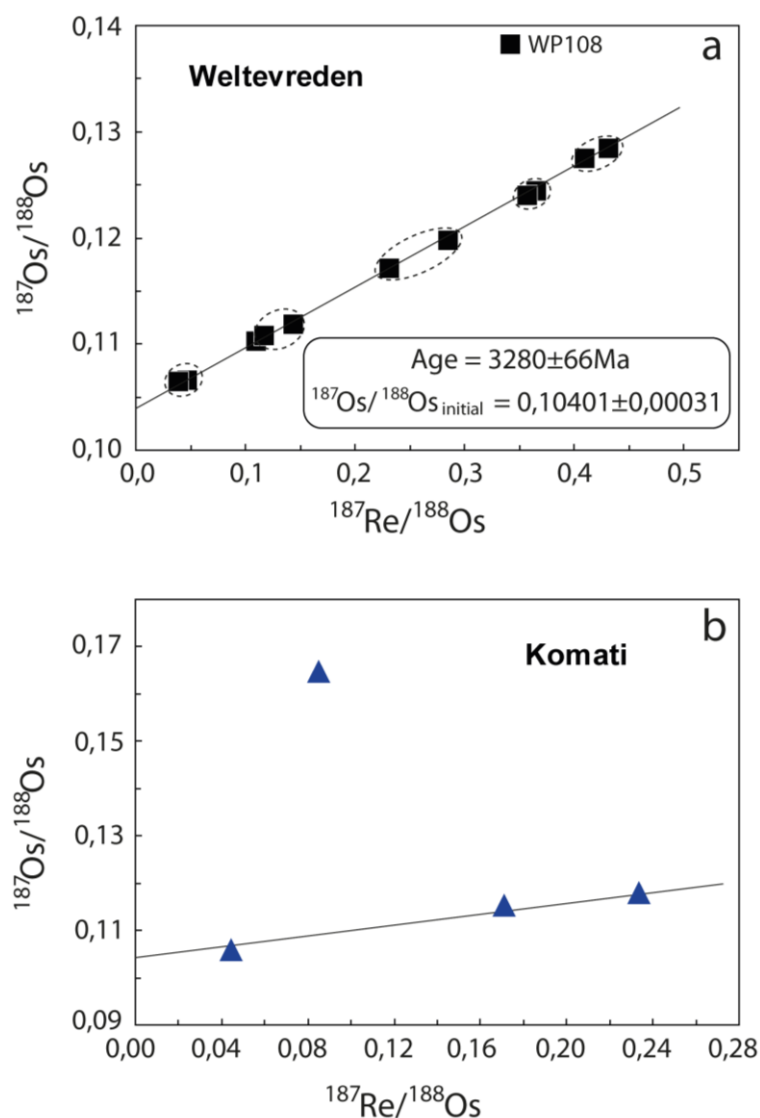


Figure III.20 : Isochrones Re-Os. (a) formation Weltevreden. Les échantillons sont entourés avec leurs duplicata. (b) formation Komati. L'isochrone dessinée est une isochrone modèle de même rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ initial que les komatiïtes de la formation Weltevreden mais d'âge 3,48 Ga (celui de la formation Komati).

III.B.3) INTERPRÉTATIONS

III.B.3.1) Altération

L'étude pétrographique et géochimique de la partie II.B. de ce manuscrit a montré que nos échantillons sont partiellement altérés, et que ceux de la formation Komati le sont généralement plus que ceux de la formation Weltevreden.

Les 5 échantillons de la formation Weltevreden dont nous avons mesuré les HSE appartiennent à des unités successives dont les compositions en éléments majeurs et traces-

Eléments hautement sidérophiles et système isotopique Re-Os

lithophiles sont sur les mêmes lignes de contrôle de l'olivine et qui ont des spectres d'éléments-traces lithophiles semblables. Ceci indique que les unités échantillonnées sont co-magmatiques, ce qui est confirmé par les Figures III.17 et III.20.a qui montrent que les échantillons de Weltevreden dessinent des lignes de contrôle de l'olivine lorsque les différents HSE sont reporté en fonction de MgO, et dessinent une isochrone dans un diagramme $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ en fonction de $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$. Ceci montre également que leurs HSE ont été globalement peu mobilisés par l'altération. Seuls les échantillons WP108 (un spinifex à pyroxène) et en moindre mesure WP107 (un tuff) se tiennent à l'écart des lignes de contrôle de l'olivine et de l'isochrone. De plus, la Figure III.19.a montre que WP108 et en moindre mesure WP107 ont des spectres de HSE différents des autres échantillons : appauvris en IPGE et en Re. Or, WP108 et WP107 sont, d'après nos observations pétrographiques, les échantillons les plus altérés parmi ceux dont nous avons analysé les HSE (Annexe 1). Le tuff WP107 a été particulièrement sujet à l'altération et se compose essentiellement d'une matrice uniforme de serpentine avec seulement une dizaine de pourcents d'éléments identifiables : des cristaux de clinopyroxène aux bordures altérées. L'échantillon WP108 provient d'une protrusion de quelques mètres du sommet du sill WP3 (voir partie II.B) dans le tuff qui lui est sus-jacent et qui, de-par sa texture, est plus sujet aux circulations de fluides. Cette position a probablement favorisé l'altération de cet échantillon qui, même si sa texture a été partiellement préservée, ne contient aujourd'hui plus aucun minéral primaire. Je propose donc que la forte altération de ces deux échantillons se soit accompagnée d'une mobilisation secondaire des HSE (forte pour WP108 et plus modérée pour WP107) qui les aurait écartés des lignes de contrôle de l'olivine et de l'isochrone et aurait provoqué leur appauvrissement en IPGE et en Re.

Les 4 échantillons de la formation Komati dont nous avons mesuré les HSE appartiennent à des coulées successives. Leurs compositions en éléments majeurs et traces-lithophiles appartiennent aux mêmes lignes de contrôle de l'olivine, et qui ont des spectres d'éléments-traces lithophiles semblables. Les unités échantillonnées sont donc très probablement co-magmatiques et devraient dessiner des lignes de contrôle de l'olivine dans les diagrammes des HSE en fonction de MgO et une isochrone dans le diagramme $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ en fonction de $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$. Or, les Figures III.18 et III.20.b montrent que les lignes de contrôle de l'olivine ont été effacées pour tous les HSE à l'exception du Pt et que les 4 échantillons ne dessinent pas une isochrone. Bien que la Figure III.20.b montre que 3 des 4 échantillons se trouvent près d'une isochrone modèle de même rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ initial que les komatiites de la formation Weltevreden et d'âge 3,48 Ga (leur âge ; ce qui montre que ces

Eléments hautement sidérophiles et système isotopique Re-Os

trois échantillons ont été moins perturbés que le quatrième) une régression faite sur ces trois points donne un âge trop imprécis pour avoir une signification. De plus la Figure III.19.b montre que les spectres de HSE des 4 échantillons de Komati sont variables en Ru et Pt, et appauvris en Re comme le sont les échantillons les plus altérés de la formation Weltevreden. Ces indices montrent que les échantillons de la formation Komati ont vu leurs HSE partiellement mobilisés par l'altération.

III.B.3.2) Eléments Hautement Sidérophiles (HSE)

III.B.3.2.a) Comportement de type « Kostomuksha »

On voit sur la Figure III.17, que les lignes de contrôle de l'olivine pour tous les HSE sont décroissantes. Ceci montre que, dans les unités échantillonnées de la formation Weltevreden, tous les HSE ont un comportement incompatible pendant la cristallisation ce qui les rattache aux komatiites de type « Kostomuksha » (Puchtel *et al.*, 2005). Les pentes des lignes de contrôle de l'olivine sont fortes pour quasiment tous les HSE, ce qui montre que ceux-ci sont très incompatibles à la cristallisation. La seule exception est le Ru qui a une ligne de contrôle de l'olivine de pente relativement faible, ce qui montre que cet élément était plus faiblement incompatible. Le comportement de type « Kostomuksha » à la cristallisation n'avait auparavant été observé que pour trois autres komatiites : celles de Kostomuksha (2,8 Ga, Finlande ; Puchtel *et al.*, 2001b), celles de Schapenburg (3,5 Ga, 30 km au sud-ouest de la ceinture de Barberton ; Puchtel *et al.*, 2009), et celles de la formation Komati de la ceinture de Barberton (Maier *et al.*, 2003). Toutes les autres komatiites étudiées présentaient un comportement de type « Munro », c'est à dire qu'au cours de la cristallisation, seuls les PPGE (Pt et Pd) avaient un comportement incompatible alors que les IPGE (Os, Ir et Ru) avaient au contraire un comportement compatible (Figure III.21). Les trois autres exemples connus de comportement de type « Kostomuksha » concernaient des komatiites appauvries en Al. Nous montrons ici, qu'il existe également des komatiites enrichies en Al ayant ce comportement. Cette distinction entre les deux types « Kostomuksha » et « Munro » sera utilisée pour le calcul des compositions en HSE des sources de komatiites dans l'Annexe 6.

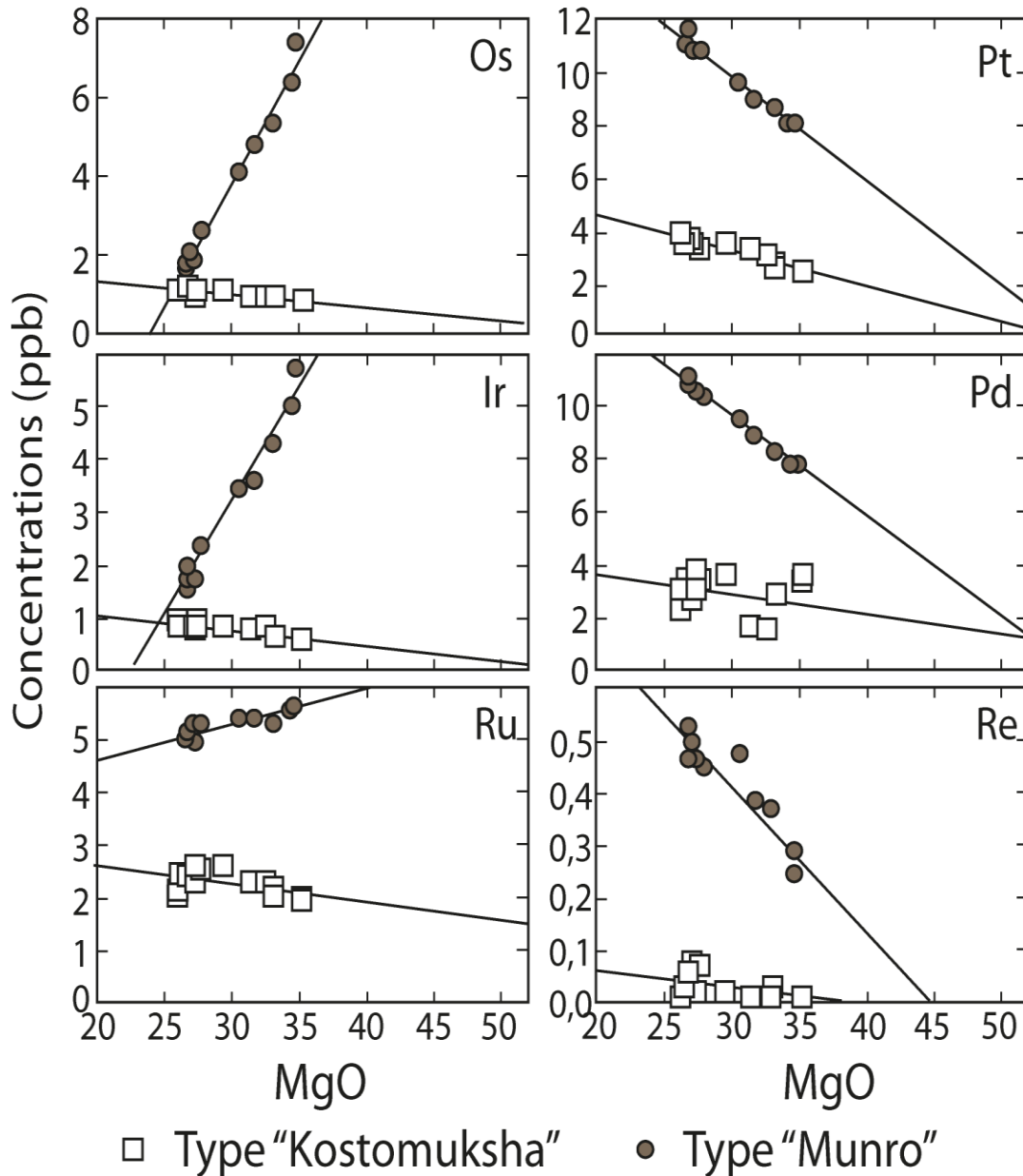


Figure III.21 : Lignes de contrôle de l'olivines pour un exemple de komatiite de type « Kostomuksha » : les komatiites de Schapenburg (Puchtel *et al.*, 2009), et pour un exemple de komatiite de type « Munro » : les komatiites de Pyke Hill (Canada ; Puchtel *et al.*, 2004a, b). Figure modifiée de Puchtel *et al.* (2009). Les concentrations en MgO sont exprimées en pourcentage de poids d'oxyde.

III.B.3.2.b) Interprétation des spectres de HSE des échantillons de Weltevreden

Les PGE (Os, Ir, Ru, Pt et Pd) sont compatibles avec le manteau. Leurs coefficients de partage sont de 4,93 pour l'Os, 3,34 pour l'Ir, 3,51 pour le Ru, 1,73 pour le Pt et 1,33 pour le Pd d'après (Maier *et al.*, 2003). Les IPGE (Os, Ir et Ru) sont plus compatibles que les PPGE (Pt et Pd). Sur la Figure III.19, ils sont rangés de gauche à droite par compatibilité décroissante. Du fait de leur compatibilité avec la péridotite mantellique, à sa fusion, les PGE sont très peu fractionnés les uns par rapports aux autres dans le résidu. Un manteau appauvri a

Eléments hautement sidérophiles et système isotopique Re-Os

donc un spectre à peu près plat ainsi que les spectres de PGE des liquides produits par fusion des sources mantelliques. Il y a tout de même un léger fractionnement des PGE à la fusion du manteau, mais il est si faible qu'il n'est décelable qu'en étudiant le système de désintégration isotopique Re-Os (voir paragraphe suivant). A la cristallisation, tous les PGE mis à part le Ru avaient, dans le cas des komatiites de Weltevreden, un comportement très incompatible (comme le montrent les lignes de contrôle de l'olivine à pente décroissante de la Figure III.17) ce qui explique que les PGE (mis à part le Ru) n'ont pas été fractionnés à la cristallisation non-plus et que les spectres mesurés dans les komatiites soient globalement plats (Figure III.20.a). Le Ru, quant à lui, avait une incompatibilité moins marquée d'après sa ligne de contrôle de l'olivine moins pentée, ce qui est corroboré par un enrichissement en cet élément dans les fractions de minéraux séparés d'olivine enrichie en chromite et surtout d'olivine si on suppose que c'est avec l'olivine ou avec un minéral inclus dans l'olivine qu'il était plus compatible à la cristallisation. Ceci expliquerait que, dans les échantillons de cumulats à olivine que nous avons analysés (WP104 et 109), on observe un enrichissement prononcé en Ru que l'on ne retrouve pas dans le tuff (WP107) qui est, a priori, non-différencié par rapport au liquide parental, ni dans l'échantillon spinifex (WP108). L'incompatibilité peu marquée du Ru permet également d'expliquer que ses concentrations sont très proches dans presque tous les échantillons alors qu'elles diffèrent pour les autres PGE (Figure III.19). En effet, le Ru, peu incompatible, est peu fractionné entre le liquide et le solide qui cristallise et ses concentrations restent donc à peu près constantes au cours de la différenciation du magma. Dans les échantillons WP108 et WP107, le fractionnement de PPGE part rapport aux IPGE et au Re peut être attribué à l'altération car ce sont les deux échantillons pour lesquels les HSE ont été les plus mobilisés (voir, plus tôt, le paragraphe « Altération »). Le spectre de la fraction séparée d'olivine montre que les IPGE (surtout le Ru) étaient moins incompatibles avec ce minéral que les PPGE et le Re.

III.B.3.3) Système de désintégration Re-Os et histoire des sources

L'isochrone représentée sur la Figure III.20.a nous donne un âge de 3280 ± 66 Ma pour la formation Weltevreden ce qui est cohérent avec les datations de la littérature ($\sim 3,3$ Ga) et un $\gamma^{187}\text{Os}$ initial approximativement chondritique de $-0,42 \pm 0,3$ (Figure III.22).

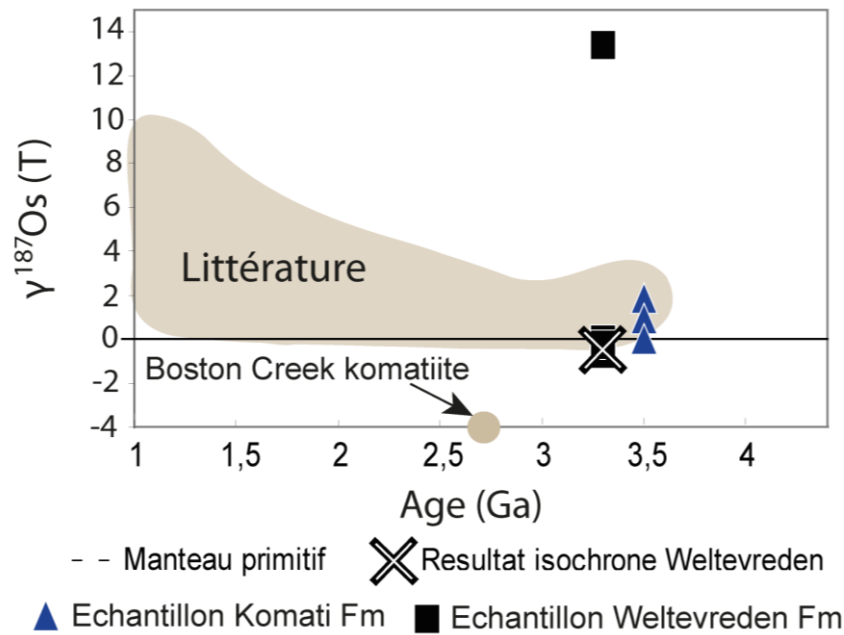


Figure III.22 : Modèle d'évolution du $\gamma^{187}\text{Os}$ du manteau appauvri. Pour le calcul des $\gamma^{187}\text{Os}$ initiaux, nous avons utilisé le rapport $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ actuel des chondrites proposé par Smoliar *et al.* (1996) et Shirey & Walker (1998). Les points correspondant à chaque échantillon sont les $\gamma^{187}\text{Os}$ initiaux recalculés à partir de leurs compositions respectives. La croix représente le résultat obtenu à partir de l'isochrone incluant tous les échantillons de Weltevredden analysés.

Une étude plus approfondie des HSE et du système de désintégration Re-Os des komatiites de la formation Weltevredden par Connolly *et al.* (in prep) est rapportée dans l'annexe 6. Elle précise notamment leur âge : 3266 ± 8 Ma et leur $\gamma^{187}\text{Os}$ initial : -0.14 ± 0.05 . On a donc la confirmation que la composition isotopique en Os de la source des komatiites de Weltevredden était proche de celle des chondrites comme cela est le cas pour la plupart des komatiites analysées dans la littérature (Figure III.22).

III.C. Découplage des systèmes isotopiques lithophiles et sidérophile et implications pour le manteau archéen

Decoupling of lithophile and siderophile isotopic systems in the Barberton komatiites and implications for the Archean mantle

INTRODUCTION

The 3.5 to 3.2 Ga Barberton greenstone belt is located in northeastern South Africa and Swaziland in the Archean Kaapvaal craton. It contains the oldest well-preserved examples of komatiites. Even though they were hydrothermally altered and deformed by several stages of folding and faulting, in many areas they have been metamorphosed only up to greenschist facies (Viljoen & Viljoen, 1969a) and have preserved their main chemical characteristics. This makes them a unique source of information on geologic activity in the Early-Archean. Barberton komatiites were probably produced by deep and high-degree melting in mantle plumes (Sun & Nesbitt, 1978; Herzberg, 1992; Nisbet *et al.*, 1993). Their sources were depleted as shown by their depleted light rare earth element patterns (LREE; Lahaye *et al.*, 1995; Parman *et al.* 2003; Chavagnac, 2004; Cooper, 2008; Kareem, 2005) and by isotopic data from previous workers (Jahn *et al.*, 1982; Gruau *et al.*, 1990a, 1990b; Lahaye *et al.*, 1995; Blichert-Toft & Arndt, 1999; Chavagnac, 2004). Well-preserved komatiites occur at four distinct levels in the belt (Figure III.23): The 3.48 Ga Komati Formation, the 3.47 Ga Hooggenoeg Formation, the 3.3 Ga Mendon Formation and the 3.3 Ga Weltevreden Formation. The Komati, Hooggenoeg and Mendon Formations occur in a continuous stratigraphic sequence in the main part of the belt whereas the Weltevreden Formation occurs in a different block separated by the Inyoka and Moodies faults.

Komatiite rocks are almost exclusively restricted to the Archean and Early Proterozoic. They are usually classified in three types: Al-depleted komatiites (with lower than primitive mantle Al_2O_3/TiO_2 ratios ~ 10), Al-undepleted (with primitive-mantle-like Al_2O_3/TiO_2 ratios ~ 22) and Al-enriched (with over primitive mantle Al_2O_3/TiO_2 ratios). Al-depleted type is produced by melting at great depths where garnet is a residual phase (Campbell *et al.*, 1989 ; Ohtani *et al.*, 1989 ; Nisbet *et al.*, 1993 ; Arndt, 2003) whereas Al-

Découplage des systèmes isotopiques lithophiles et sidérophile et implications pour le manteau archéen

undepleted and enriched types are derived from less deep, residual-garnet-free melts (Ohtani *et al.* 1989 ; Kareem, 2005). All three types occur in the Barberton greenstone belt.

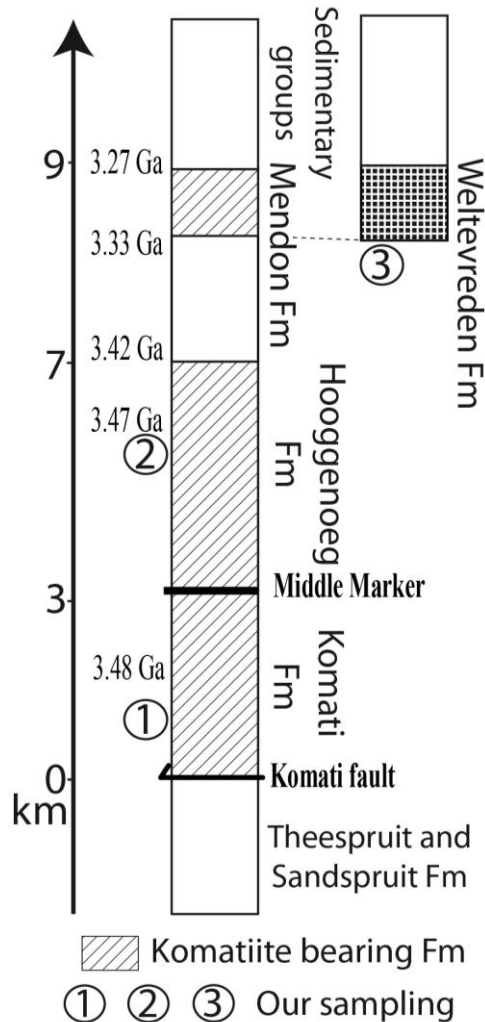


Figure III23: Barberton Greenstone Belt stratigraphic column. Mendon and Weltevreden Formations are correlative across Inyoka and Moodies faults. Ages from Armstrong *et al.* (1990) and Byerly *et al.* (1996).

For the last three decades, many isotopic studies have been conducted on komatiites, with the goal of determining their ages and constraining the isotopic compositions of their sources. The isotopic systems that, so far, have yielded the best results are Sm-Nd, Lu-Hf and Re-Os. Despite numerous attempts (Hamilton *et al.*, 1979; DePaolo & Wasserburg, 1979; Jahn *et al.*, 1982; Zindler, 1982; McCulloch & Compston, 1981; Claoue-Long *et al.*, 1984; Cattell *et al.*, 1984; Hegner *et al.*, 1984; Gruau *et al.*, 1990b; Lécuyer *et al.*, 1994), the Sm-Nd system has been shown as of little reliability for dating komatiites. Previous workers, invoked three reasons:

Découplage des systèmes isotopiques lithophiles et sidérophile et implications pour le manteau archéen

- the crystallization of mafic or ultramafic magmas only produces a narrow range of Sm/Nd ratios which is not sufficient to define precise isochrons (Whitford & Arndt, 1978; Zindler, 1982; Cattell *et al.*, 1984; Claoue-Long *et al.*, 1984; Chauvel *et al.*, 1985).
- very hot magmas (Nisbet *et al.*, 1993) like komatiites can easily digest any crust they encounter, and since they have very low trace-element concentrations, their Sm/Nd and Nd isotopic compositions are easily disturbed even by a very low proportion of contamination (Zindler, 1982; Arndt & Nesbitt, 1984; Cattell *et al.*, 1984; Dupré *et al.*, 1984; Hegner *et al.*, 1984; Arndt & Jenner, 1985; Chauvel *et al.*, 1985; Kinzler & Grove, 1985; Lesher & Arndt, 1995; Polat *et al.*, 2006).
- komatiites are usually extensively altered, which has been shown to affect Sm-Nd systematics (Blais *et al.*, 1987; Arndt *et al.*, 1989; Tourpin *et al.*, 1991; Gruau *et al.*, 1992; Gruau *et al.*, 1996; Vervoort & Blichert-Toft, 1999; Frei *et al.*, 2002; Frei & Jensen, 2003).

However, Sm-Nd systematics in komatiites have provided useful initial isotopic data ($\epsilon_{Nd}(T)$) which yielded constraints on their sources. The first observation made by previous workers was that komatiites had positive $\epsilon_{Nd}(T)$, which showed that they originated from depleted portions of the mantle. Bennett *et al.* (1993, 2003) and Arndt *et al.* (2008) showed, from compilations of data from previous publications, that the $\epsilon_{Nd}(T)$ of the depleted mantle increase with time. At 4 Ga they are slightly positive, and increase very fast until ~3.8 Ga when they reach a plateau that they follow until ~2.5 Ga. Then they start increasing again, roughly linearly, until they reach today's value (Bennett *et al.*, 2003). The first Sm-Nd studies on Barberton komatiites were by Hamilton *et al.* (1979) and Jahn *et al.* (1982). They obtained positive but imprecise $\epsilon_{Nd}(T) = +1.9 \pm 4.5$ on samples from the Komati Fm and from the underlying and less well preserved Theespruit and Sandspruit Fm. From samples from the same formations, Gruau *et al.* (1990b) obtained a large range of $\epsilon_{Nd}(T)$, from -3.4 to +1.8 which they interpreted as representing a diversity of the sources, with some being primitive and others depleted. Lahaye *et al.* (1995) studied the effects of alteration on the $\epsilon_{Nd}(T)$ of komatiites in particular by comparing whole rock $\epsilon_{Nd}(T)$ with those found on fresh clinopyroxene (Figure III.24). They concluded that alteration usually lowers whole rock $\epsilon_{Nd}(T)$

Découplage des systèmes isotopiques lithophiles et sidérophile et implications pour le manteau archéen

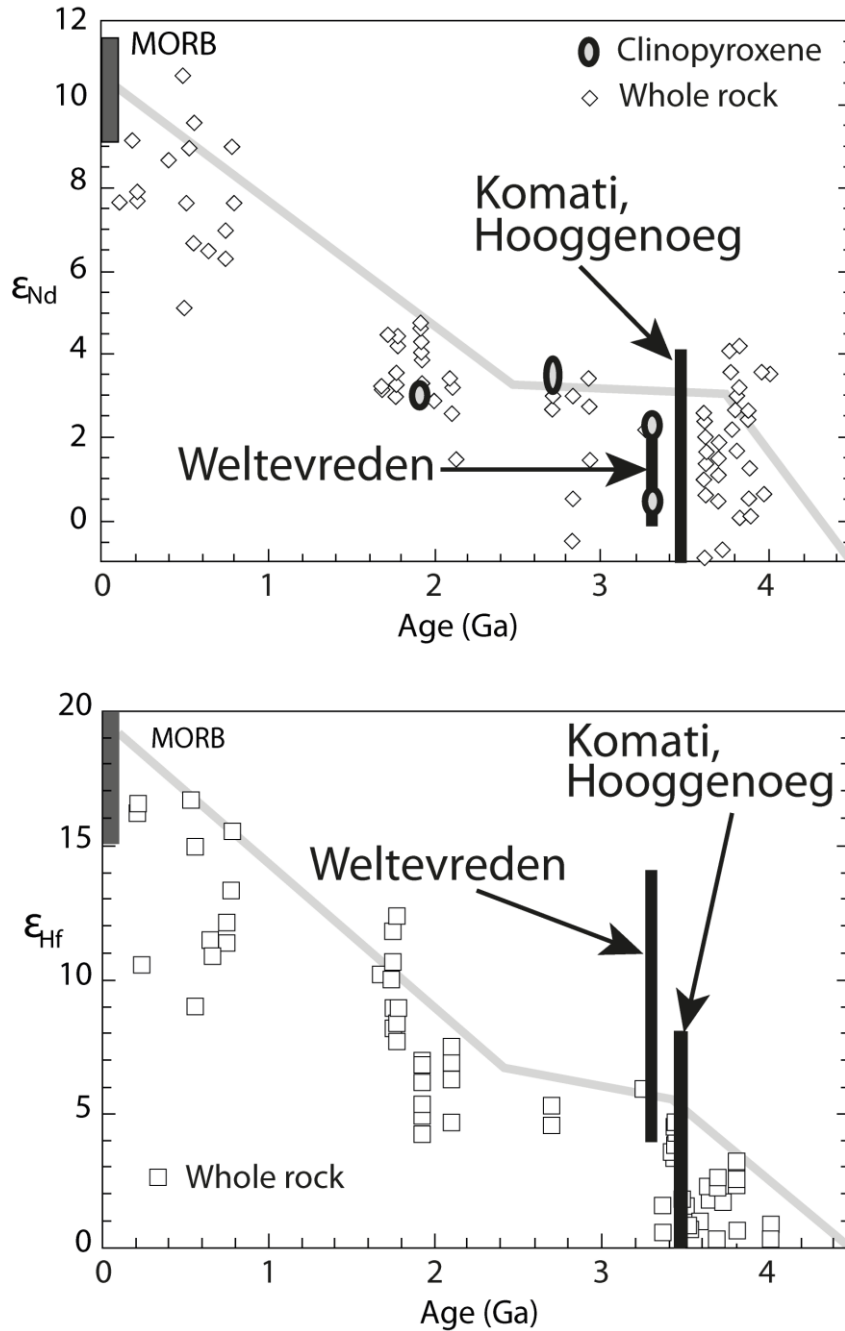


Figure III.24: ϵ_{Nd} (T) and ϵ_{Hf} (t) vs age of komatiites. Figure modified from Bennett *et al.* (2003) using the more recent ^{176}Lu decay constant preconised by Scherer *et al.* (2001) and Söderlund *et al.* (2004). Pyroxene data are from Lahaye *et al.* (1995) and Arndt *et al.* (2008). Bold lines represent the range of the results from this study. Broken line represent the depleted mantle array proposed by Bennett *et al.* (2003), it is the same as the one represented on Figures III.28 and III.30.

by 1 to 2 units in Archean samples. Their best estimates for the ϵ_{Nd} (T) prior to alteration were between +0.6 and +2 for the Komati Fm, $\sim +0.5$ for the Mendon Fm and $+2.2 \pm 0.2$ for the Weltevreden Fm. Chavagnac (2004) obtained similar ϵ_{Nd} (T) = $+1.9 \pm 0.7$ from an isochron on

Découplage des systèmes isotopiques lithophiles et sidérophile et implications pour le manteau archéen

Komati Fm samples. She found that Al-depleted and Al-undepleted have undistinguishable $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$. To sum up, previous workers mostly obtained often imprecise slightly positive $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) \sim +2$ for the Barberton komatiites.

Lu-Hf systematics suffer the same problems as Sm-Nd: they cannot be used to precisely date komatiites, because the range of Lu/Hf ratios produced at the crystallization of the flows is too narrow, because of crustal contamination, and because of alteration that has often mobilized Lu (Blichert-Toft *et al.*, 2004). However, recent development of the analytical techniques (Blichert-Toft & Arndt, 1999; Blichert-Toft *et al.*, 2004) allowed the use of the Lu-Hf system to constrain the sources of komatiites and the history of the depleted mantle. The compilation of initial $\epsilon^{176}\text{Hf}$ ($\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$) data from the literature by Bennett *et al.* (2003) shows for the depleted mantle evolution a similar trend to that drawn by the $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$: slightly positive at 4 Ga, increasing fast until ~ 3.8 Ga when they follow a plateau until ~ 2.5 Ga, and then a roughly linear increase to today's value. Unlike ϵ_{Nd} , which are only determined by the long-term depletion of the source, ϵ_{Hf} values are also affected by possible long-term addition or subtraction of garnet from the source. Therefore, an increase of the ϵ_{Hf} with time can be due either to source depletion resulting from extraction of melt, or to garnet addition. Gruau *et al.* (1990a) first studied the Lu-Hf system in Barberton komatiites. They compared two sample dissolution techniques: in open beakers and in Teflon bombs, and found both to give consistent results within analytical uncertainty. They obtained near-chondritic positive $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ (from +0.4 to +1.7) on samples from the Komati and Theespruit Fm, which they interpreted as an evidence for the absence of long-term garnet enrichment or depletion in the sources. Conversely, using the Teflon bomb dissolution technique, Blichert-Toft & Arndt (1999) obtained more strongly positive $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ on samples from the Komati Fm (between +2.5 and +7.2, if we recalculate them using the ^{176}Lu decay constant preconised by Scherer *et al.* (2001) and Söderlund *et al.* (2004) and the chondritic composition by Bouvier *et al.* (2008)) that they interpreted as due to $\sim 1\%$ garnet enrichment of the sources that they proposed to be a relict of the primordial magma ocean stratification. Blichert-Toft *et al.* (2004) reiterated this conclusion for the Schapenburg komatiites (3.5 Ga, 30 km south-west of the Barberton greenstone belt) as they obtained $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T}) = +4.3$ to +6.3 for these komatiites. They also compared the open-beaker and the Teflon bomb dissolution techniques and concluded that the former is less reliable as it is probably unable to dissolve a Hf-rich resistant phase such as zircon or baddeleyite. To sum up, previous workers proposed variably positive $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ for the

Découplage des systèmes isotopiques lithophiles et sidérophile et implications pour le manteau archéen

komatiites from Barberton. Those who proposed the highest values interpreted them as the imprint of long-term garnet enrichment of the sources, whereas those who proposed the lowest values rejected this model.

Despite the low abundances of Re and Os in komatiites (on the order of 1 ppb), the Re-Os system has proven to be more reliable for dating komatiites because of the large range of Re/Os ratios produced in the flows. Moreover, since the introduction of the Carius-tube digestion method by Shirey & Walker (1995), and the development of negative-ion mass spectrometry for this isotopic system (Creaser *et al.*, 1991), Re-Os studies can constrain precisely the initial Os isotopic compositions of the sources of komatiites and other magmatic rocks presumed to come from deep mantle sources such as oceanic island basalts (OIB) (Walker *et al.*, 1988,1991,1995,1999); Puchtel *et al.*, 2001a,b; Brandon *et al.*, 2003; Puchtel *et al.*, 2004a,b; Gangopadhyay *et al.*, 2005). Walker *et al.* (1988,1991) and Puchtel *et al.* (2001a; 2004a,b) compiled these data and showed that the γ_{Os} (T) of most komatiites are near-chondritic, but that some have positive γ_{Os} (T) which increases as their age decreases. Maximum γ_{Os} (T) are about +4 in the Archean Schapenburg (Puchtel *et al.*, 2009a), Kostomuksha (Puchtel *et al.*, 2001b) and Belingwe (Walker & Nisbet, 2002) komatiites; +10 in the Proterozoic Keweenaw basalts (Shirey, 1997); +12.4 in Cretaceous Gorgona island komatiites (Walker *et al.*, 1999); +25 in modern OIB (Walker & Nisbet, 2002). This shows that the Re-Os system, which has a long-term chondritic or enriched signature, is decoupled from the Sm-Nd and Lu-Hf systems which have a long-term depleted signature.

To explain the positive γ_{Os} (T) of some komatiites, Brandon & Walker (2005) proposed that their sources originated near the core mantle boundary and might have undergone Os isotopic reequilibration with the outer core. Re being less compatible with the solid Fe-Ni alloy of the inner core than Os, the Os of the outer core is enriched in its radiogenic isotope (^{187}Os), and this enrichment increases with time. Thus, according to Brandon & Walker (2005), mantle-sources at the base of deep plumes could have undergone an enrichment in radiogenic Os.

From a compilation of HSE concentrations in komatiites, Maier *et al.* (2009) observed an increase from the Early Archean (~3.5 Ga) to 2.9 Ga when they reached a stable level that persisted to the Cretaceous (the age of the youngest komatiites) (Figure III.25). To explain this, they proposed that the sources of komatiites in the lower mantle were progressively contaminated by material from the late veneer (the last massive stage of accretion

Découplage des systèmes isotopiques lithophiles et sidérophile et implications pour le manteau archéen

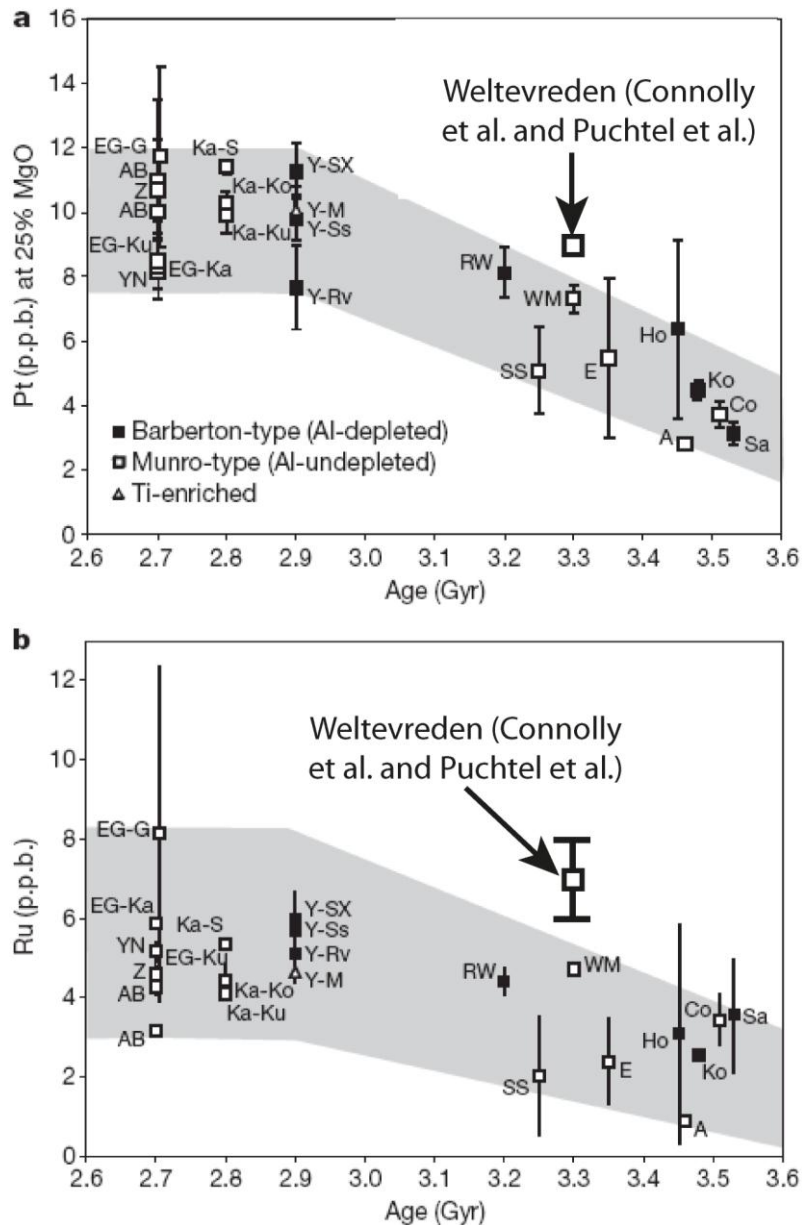


Figure III.25 : Diagram of Pt and Ru versus age of komatiites. Figure from Maier *et al.* (2009). a, Pt versus age of komatiites. Data are normalized to 25% MgO. Data include those from Maier *et al.* (2009), and those compiled by Barnes & Fiorentini (2008). b, Ru versus age of komatiite. Data are anhydrous, but not normalized to 25% MgO because the normalization would require knowledge of the average D value with regard to the mantle. However, as the D value is likely to be around 0.5 to 1 (Barnes & Fiorentini, 2008), the correction would be small. Thick squares represent Weltevreden data from Connolly *et al.* (in preparation) and Puchtel *et al.* (in preparation). EG, Eastern Goldfields superterrane (EG-G, Gindalbie terrane; EG-Ka, Kalgoorlie terrane; EG-Ku, Kurnalpi terrane). YN, Yilgarn North (Plutonic-Marymia belt). Ka, Karelian terrane (Ka-Ko, Kostamuksha belt; Ka-Ku, Kuhmo belt; Ka-S, Sumozero-Kenozero belt). Y, Youanmi terrane (Y-M, Murchison domain; Y-Ss, Sandstone belt; Y-Rv, Ravensthorpe belt). RW, Ruth Well formation. SS, Sulphur Springs formation. WM, Weltevreden-Mendon formation. E, Euro basalt unit. A, Apex basalt unit. Ho, Hooggenoeg formation. Ko, Komati formation. Co, Coonterunah subgroup. Sa, Sandspruit formation. Error

Découplage des systèmes isotopiques lithophiles et sidérophile et implications pour le manteau archéen

bars represent one standard error of the mean for each belt, except for suites with fewer than five samples, in which error bars represent standard deviation.

of the Earth that supposedly ended at ~3.8 Ga; Tera *et al.*, 1974; Schoenberg *et al.*, 2002) which slowly percolated down from the surface toward the deep mantle. The late veneer was composed of meteoritic or cometary material that was much richer in HSE than the mantle in equilibrium with the core (McDonough & Sun, 1995). Maier *et al.* (2009) explain the relatively low HSE concentrations (e.g. 3-5 ppb of Pd when normalized to 25% MgO) of the Early Archean komatiites by derivation from sources not yet contaminated by material from the late veneer. They propose that during the Archean, the late veneer progressively contaminated the deep sources of komatiites, progressively increasing their HSE content until the Late Archean (~2.9 Ga) when they reached modern values. This would explain why komatiites younger than 3.5 Ga have higher HSE concentrations (e.g. at 2.7 Ga, komatiites have on average 10-12 ppb of Pd when normalized to 25% MgO Maier *et al.*, 2009). Connolly *et al.* (in preparation) and Puchtel *et al.* (in preparation) obtained near-chondritic $\gamma_{Os}(T) = -0.14 \pm 0.05$ for komatiites from the Weltevreden Fm of the Barberton Belt, which they also explain by contamination of the source by the late veneer which is supposed to have chondritic Os isotopic composition.

Here we report Sm-Nd and Lu-Hf isotopic data on samples chosen among those studied for petrology, major and trace elements in Robin-Popieul *et al.* (in preparation). We also use Re-Os data from the literature on Barberton komatiites. Our goal is to better constrain the nature and evolution of the sources of these komatiites.

III.C.1) SAMPLES

We analysed 33 samples that were selected among the least altered of Robin-Popieul *et al.*'s (in preparation) collection and represent most of the diversity of the komatiites present in the Barberton Greenstone Belt. They are from the three main komatiite types (Al-depleted, undepleted and enriched) and from the Komati, Hoogenoeg and Weltevreden Formations. They were chosen to represent all the main lithologies that are found in the Barberton Greenstone Belt (random and oriented olivine and pyroxene spinifex, and olivine and pyroxene cumulates). Their field, petrologic, major and trace element characteristics and their petrogenesis are extensively described by Robin-Popieul *et al.* (in preparation).

III.C.2) ANALYTICAL TECHNIQUES

Sm, Nd, Lu and Hf concentrations were determined by the isotopic dilution method. Isotopic ratios were measured on a MC-ICP-MS NU Plasma 500 HR at the Ecole Normale Supérieure in Lyon (France). ~650mg aliquots of powdered samples were dissolved in distilled concentrated nitric and hydrofluoric acids first under ambient pressure at ~130°C, and then in bombs at 155°C for one week. Fluorides were then broken with ultrapure concentrated HClO₄ and evaporated. Then, the samples were redissolved in 6N distilled hydrochloric acid in bombs for 24 hours. Cr was reduced in its Cr³⁺ form by addition of H₂O₂ and eliminated by evaporation. Hf and other high field strength elements (HFSE) were then separated from rare earth elements (REE) and from most of the matrix by exchange chromatography on column using a cationic AG50W-X8, 200-400 mesh resin. The Hf fraction was then purified on an anionic column using a AG1-X8, 100-200 mesh resin. All HF was then removed from the sample by addition of HClO₄ and evaporation, and a third column was used to further purify the Hf fraction using a cationic AG50W-X8 200-400 mesh resin. The REE fraction was purified and Sm, Nd and Lu were separated from one another using a 1.6ml teflon powder column with HDEHP resin. For ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf ratios, analytical uncertainty is ±5% and for ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf, it is about ±0.004%. For ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd ratio, analytical uncertainty is ±0.2% and for ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, it is about ±0.001%. More detail about the analytical procedures is available in Blichert-Toft & Albarède (1997), Blichert-Toft (2001) and Albarède *et al.* (2004).

III.C.3) RESULTS

Figure III.26 presents the results obtained in ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd vs ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd and ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf vs ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf diagrams. Figure III.27 plots the same data for each komatiite type and formation. Regressions were performed using ISOPLOT 3.00 (Ludwig, 2003). Figure III.28 gives initial ε_{Nd} and ε_{Hf} (ε_{Nd} (T) and ε_{Hf} (T)) for each sample calculated using the following values: the ¹⁴⁷Sm decay constant of Begemann *et al.* (2001), λ_{Sm} = 6.539*10⁻¹²; the ¹⁷⁶Lu decay constant of Scherer *et al.* (2001) and Söderlund *et al.* (2004), λ_{Lu} = 1.867*10⁻¹¹;

Découplage des systèmes isotopiques lithophiles et sidérophile et implications pour le manteau archéen

and the present chondritic uniform reservoir (CHUR) composition of Bouvier et al. (2008), $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} = 0.196$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} = 0.51263$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}} = 0.0336$, and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}} = 0.282785$. Measured isotopic ratios and recalculated $\epsilon_{\text{Nd-Hf}}(T)$ are presented in Table III.4.

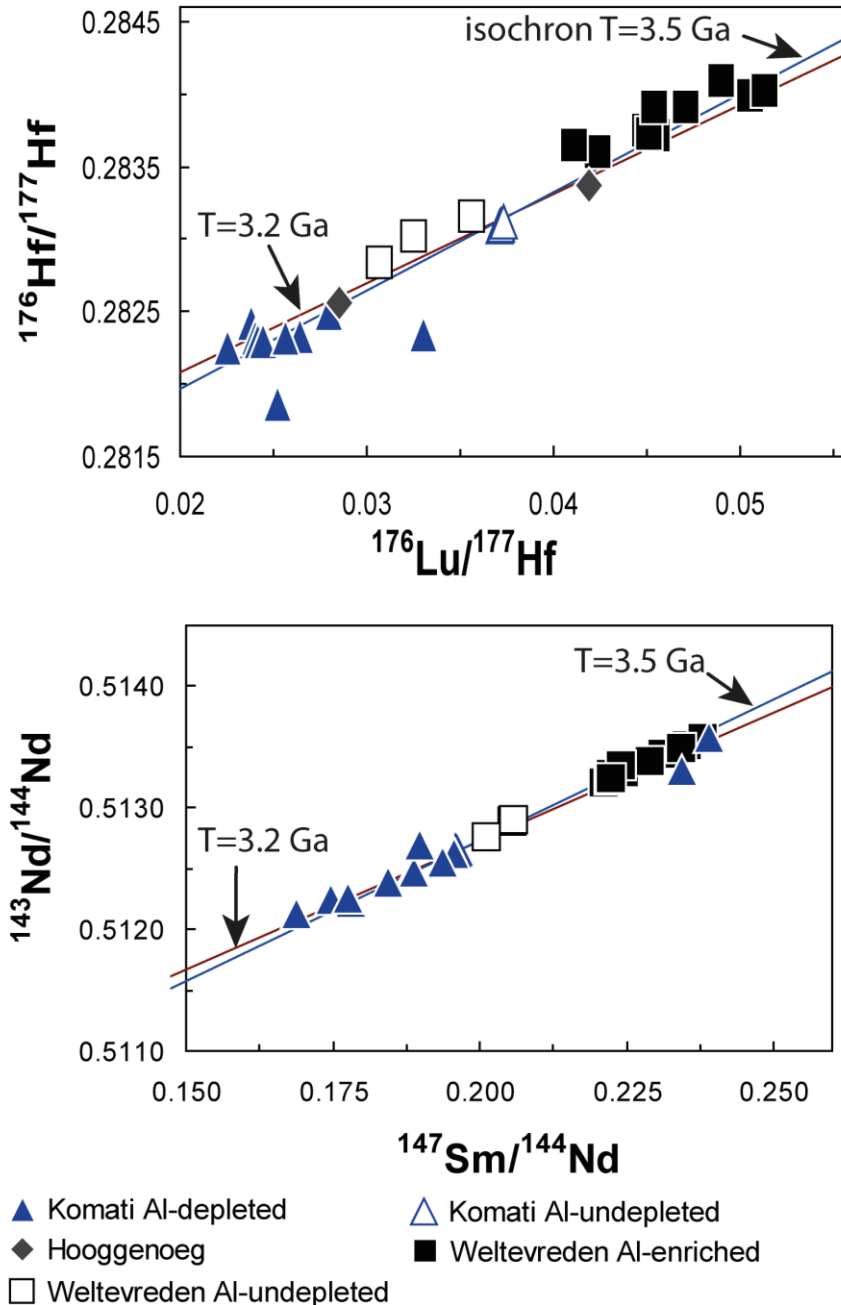


Figure III.26 : Sm-Nd and Lu-Hf isotopic compositions of Barberton komatiites with best fits by a 3.5 and a 3.2 Ga isochrons.

Découplage des systèmes isotopiques lithophiles et sidérophile et implications pour le manteau archéen

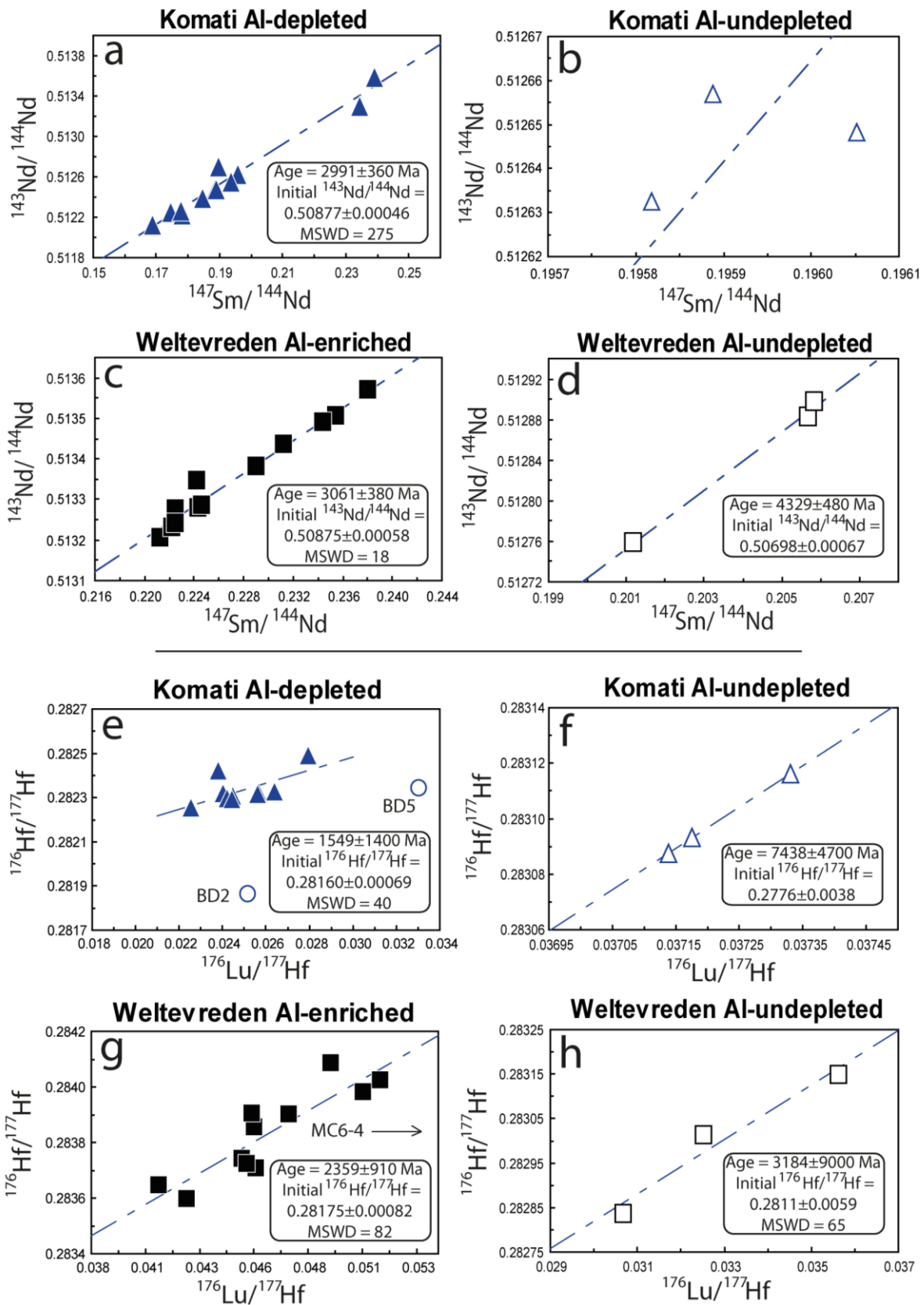


Figure III.27: Sm-Nd and Lu-Hf isotopic compositions with linear regressions. On diagrams e and g, BD2, BD5 and MC6-4 are outlier samples.

Découplage des systèmes isotopiques lithophiles et sidérophile et implications pour le manteau archéen

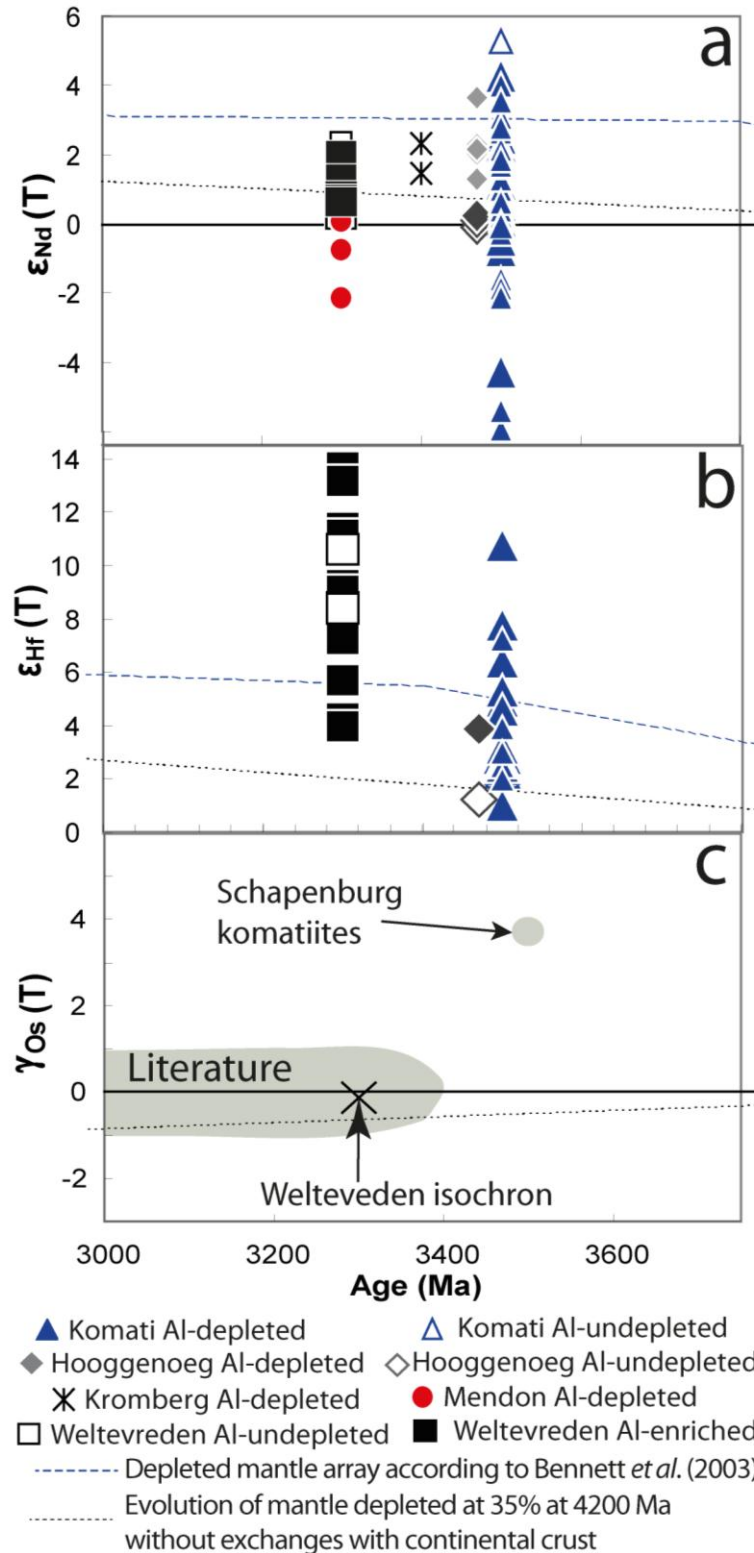


Figure III.28: $\epsilon_{Nd-Hf}(T)$ vs Age. “T” means at the time of crystallization of the rock. Bigger symbols are data from this study, smaller symbols are data from literature. Data from the literature are from Jahn *et al.* (1982), Gruau *et al.* (1990a), Lahaye *et al.* (1995), Blichert-Toft & Arndt (1999) and Chavagnac (2004). Depleted mantle array from Bennett *et al.* (2003) is modified using the more recent ^{176}Lu decay constant preconised by Scherer *et al.* (2001) and Söderlund *et al.* (2004).

Découplage des systèmes isotopiques lithophiles et sidérophile et implications pour le manteau archéen

	Flow	Age (Ma)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ error	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	Hf (ppm)	Lu (ppm)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ error	$\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$	$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$
Komati Al-undepleted															
SS011		3500	0.929	0.301	0.1958	0.512632	6	0.1	0.183	0.048	0.03714	0.28309	1	2.3	20.5
SS013		3500	0.880	0.285	0.1961	0.512648	5	0.3	0.173	0.045	0.03718	0.28309	1	2.4	20.9
SS015		3500	0.727	0.236	0.1959	0.512657	5	0.6	0.143	0.038	0.03733	0.28312	1	2.8	20.4
Komati Al-depleted															
BD1	A	3500	2.012	0.581	0.1746	0.512250	5	2.3	0.337	0.058	0.02448	0.28231	1	4.9	9.8
BD2	A	3500	2.500	0.988	0.2389	0.513585	4	-0.8	0.763	0.135	0.02518	0.28186	1	-12.6	8.2
BD4	A	3500	3.386	0.998	0.1781	0.512229	5	0.3	0.603	0.101	0.02379	0.28242	5	10.7	10.9
BD5	B	3500	2.987	0.932	0.1886	0.512487	4	0.5	0.608	0.142	0.03306	0.28234	1	-14.4	10.0
BD6	C	3500	1.670	0.522	0.1888	0.512476	6	0.2	0.303	0.055	0.02566	0.28232	1	2.6	10.0
BD7	C	3500	5.875	1.793	0.1845	0.512392	4	0.6	1.066	0.181	0.02403	0.28232	3	6.4	10.9
BD11	D	3500	3.229	1.013	0.1897	0.512701	5	4.3	0.604	0.096	0.02256	0.28226	1	7.8	10.7
BD12	E	3500	1.362	0.441	0.1956	0.512626	6	0.1	0.275	0.047	0.02419	0.28230	1	5.3	9.7
BD18	A	3500	1.738	0.511	0.1776	0.512264	5	1.2	0.310	0.053	0.02444	0.28230	1	4.6	10.1
BD20	F	3500	1.449	0.562	0.2345	0.513304	5	-4.3	0.384	0.071	0.02640	0.28233	1	1.0	9.8
BD21	F	3500	1.200	0.335	0.1689	0.512129	5	2.5	0.182	0.036	0.02793	0.28249	1	3.1	9.4
BD23	F	3500	1.301	0.417	0.1937	0.512553	4	-0.5	0.265	0.048	0.02561	0.28232	1	2.5	9.9
Hooggenoeg Al-undepleted															
HOG1	G	3470	2.450	0.869	0.2145	0.513050	5	-0.1							24.8
HOG2	H	3470	2.665	0.941	0.2134	0.513035	4	0.1	0.652	0.192	0.04190	0.28337	1	1.2	24.7
Hooggenoeg Al-depleted															
HOG5	I	3470	1.259	0.450	0.2160	0.513101	5	0.2	0.328	0.066	0.02854	0.28255	1	3.9	13.9
Weltevreden Al-enriched															
MC6-4	WP1	3300	0.402	0.157	0.2355	0.513506	5	0.3	0.125	0.104	0.1181	0.28389	2	-152	26.9
MC7-6	WP2	3300	0.671	0.264	0.2381	0.513569	6	0.4	0.204	0.068	0.04711	0.28390	1	9.2	29.2
MC5-1	WP3	3300	0.197	0.072	0.2225	0.513275	9	1.3	0.054	0.019	0.0491	0.28409	6	11.4	
MC5-3	WP3	3300	0.289	0.106	0.2213	0.513205	6	0.5	0.084	0.027	0.04553	0.28386	2	11.1	33.0
MC5-5	WP3	3300	1.141	0.424	0.2244	0.513278	4	0.6	0.327	0.104	0.04495	0.28374	1	8.4	28.3
MC5-7	Tuff	3300	0.868	0.323	0.2246	0.513287	4	0.6	0.239	0.071	0.04241	0.28360	2	9.0	27.7
WP104	WP3	3300	0.540	0.206	0.2312	0.513436	5	0.7	0.160	0.057	0.0505	0.28398	1	4.2	31.2
WP107	Tuff	3300	0.694	0.269	0.2344	0.513491	7	0.5	0.205	0.074	0.0513	0.28402	1	4.0	33.6
WP108	WP3	3300	2.052	0.777	0.2290	0.513382	5	0.6	0.578	0.186	0.04560	0.28371	1	5.7	34.1
WP109	WP1	3300	0.479	0.178	0.2243	0.513346	5	2.0	0.141	0.045	0.04518	0.28372	1	7.2	30.1
MC4-3	WP4	3300	0.433	0.159	0.2222	0.513232	5	0.6	0.128	0.037	0.04111	0.28365	1	13.7	31.2
MC4-4	WP4	3300	0.352	0.130	0.2225	0.513242	5	0.7	0.096	0.031	0.04540	0.28390	2	13.2	30.4
Weltevreden Al-undepleted															
SA719-1	WP7 _i	3300	0.859	0.292	0.2057	0.512882	5	0.8	0.215	0.049	0.03252	0.28301	1	10.6	21.7
SA719-2	WP7 _u	3300	2.001	0.681	0.2059	0.512897	5	1.0	0.540	0.117	0.03069	0.28284	1	8.4	19.7
SA719-4	WP7 _i	3300	0.750	0.250	0.2012	0.512759	4	0.3	0.165	0.041	0.03564	0.28315	2	8.4	21.6

Table III.4: Sm-Nd and Lu-Hf Data. 2σ errors on $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ and $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ratios are respectively estimated to 0.2% and 5%. The corresponding analytical uncertainties on $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ and $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ are respectively of 0.5 and 4.5 units. Age of the formations are constrained by Armstrong *et al.* (1990) and Byerly *et al.* (1996). Chondritic composition used for normalisations is from (Bouvier *et al.*, 2008).

Découplage des systèmes isotopiques lithophiles et sidérophile et implications pour le manteau archéen

Figure III.28 shows that $\epsilon_{Nd}(T)$ data from the literature on the Komati Fm scatter widely from ~ -2 to $\sim +4$ with an average around 1.5 (Jahn *et al.*, 1982; Gruau *et al.*, 1990a; Lahaye *et al.*, 1995; Blichert-Toft & Arndt, 1999 ; Chavagnac, 2004). Our data on Komati Al-depleted komatiites reproduces these average and scatter but not our data on Komati Al-undepleted which seem lower ($\sim +0.3$). Though, considering the range of scatter, it is probably not meaningful. The same comment can be made about the Hooggenoeg and Weltevreden Al-undepleted data the $\epsilon_{Nd}(T)$ of which are $\sim +2$ with 1 unit of scatter in the literature (Chavagnac, 2004; Lahaye *et al.*, 1995) and between 0 and +1 in the results from this study. There is no $\epsilon_{Nd}(T)$ data on the Weltevreden Al-enriched komatiites in the literature. However, Weltevreden Al-enriched data from this study can be compared to Weltevreden Al-undepleted, and Mendon Al-depleted komatiites (Lahaye *et al.*, 1995) which are supposed to be correlative (Lowe & Byerly, 1999). They are found to fall in the same range between 0 and $\sim +2$. There are very few $\epsilon_{Hf}(T)$ data on the Barberton komatiites in the literature, and only on the most abundant type: Al-depleted from the Komati Fm (Blichert-Toft & Arndt, 1999, Gruau *et al.*, 1990a). These authors reported $\epsilon_{Hf}(T)$ around +3.5 with ~ 3.5 units of scatter, which is similar to our data.

III.C.4) DISCUSSION

III.C.4.1) Outliers

Figure III.29a, b, c and d show that our data plot along olivine differentiation lines. These lines are a consequence of the high eruption temperatures and ultramafic compositions of komatiitic lavas which resulted in low-viscosity liquids in which crystallizing minerals were able to settle rapidly and accumulate in the lower part of the flows. At surface pressure, olivine is the liquidus mineral (Arndt, 1976), and apart from a negligible amount of chromite, it is the only mineral to crystallize for most of the crystallization range (Arndt, 1977; Kinzler & Grove, 1985; Kareem, 2005). The subtraction or accumulation of olivine resulted in the olivine controlled differentiation trends in MgO variation diagrams (Arndt *et al.*, 2008). These lines contain a composition representing the parental liquid (i.e. the composition of the lava before it differentiated into olivine enriched cumulates and olivine depleted spinifex lavas) and project to the average composition of the accumulated olivine, which is found at the intercept with the x-axis in the case of an incompatible-element vs MgO diagram as in Figure III.29. Among all analyzed samples, only three lie out of these olivine differentiation lines:

Découplage des systèmes isotopiques lithophiles et sidérophile et implications pour le manteau archéen

BD2 (poikilitic pyroxene cumulate), BD5 (olivine orthocumulate) and MC6-4 (olivine orthocumulate) (Figure III.29a and c). The Lu concentrations of these three samples plot above these lines. These three samples are also outliers in the $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ vs age diagrams with their respective $\epsilon_{\text{Hf}}(T) = -12.6, -14.4$ and -15.2 . The Lu concentrations presented on Figure

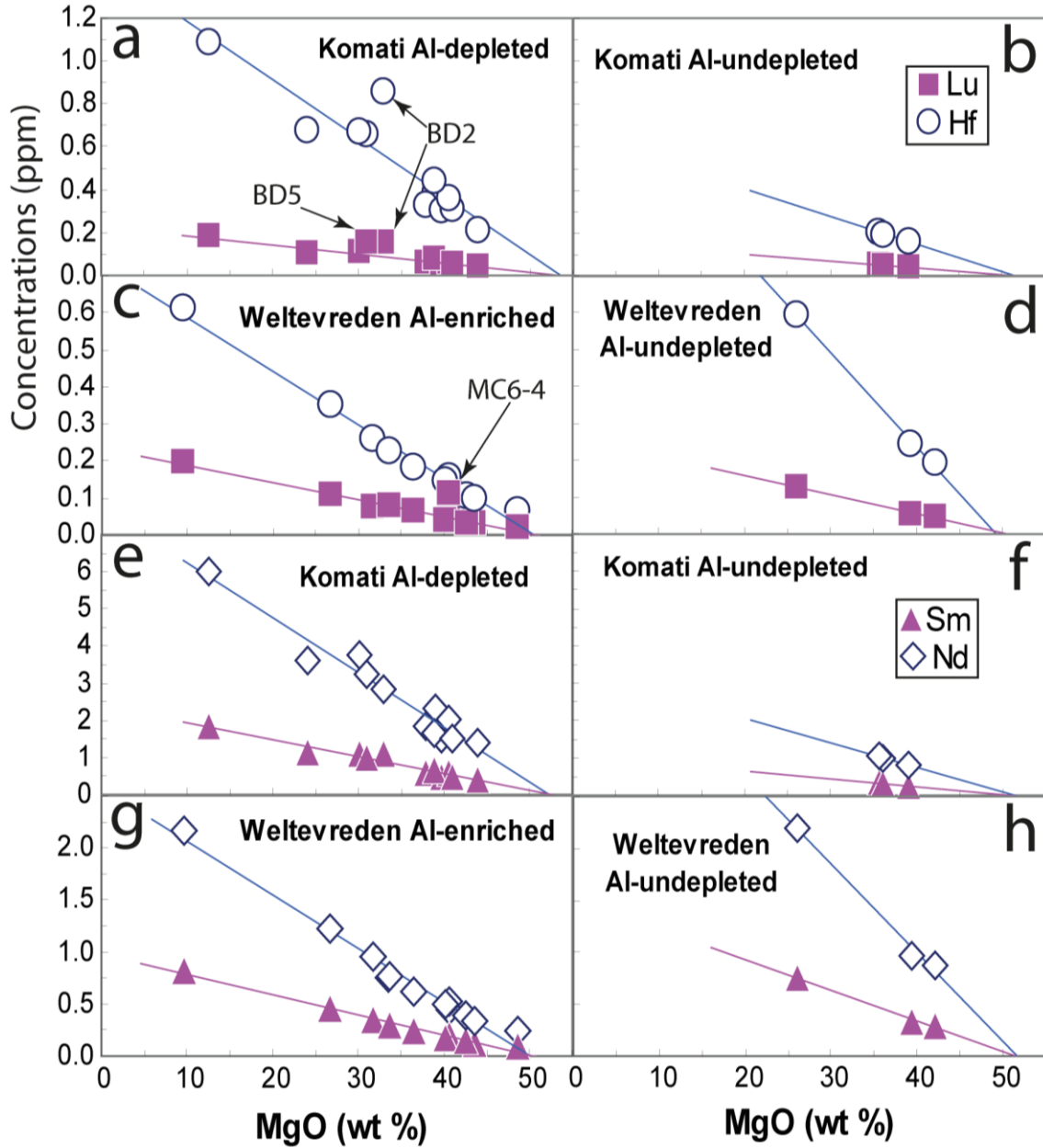


Figure III.29: Sm, Nd, Lu and Hf olivine differentiation lines. The concentrations of these four elements were determined by isotope dilution and MC-ICP-MS, MgO contents (wt%) are from Robin-Popieul *et al.* (in prep) and were determined by Inductively Coupled-Plasma Atomic-Emission-Spectrometry.

Découplage des systèmes isotopiques lithophiles et sidérophile et implications pour le manteau archéen

III.29 are the ones used to calculate the $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ and were measured by the isotopic dilution method. When comparing them with those obtained for the same samples by quadrupole ICP-MS in Robin-Popieul *et al.* (in preparation), there is good agreement within analytical uncertainties for all samples except for these three outliers. The Lu concentrations measured by quadrupole ICP-MS (respectively 0.09, 0.10 and 0.04 ppm for BD2, BD5 and MC6-4) plot on the olivine differentiation lines, and if they are used to recalculate the $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ of the three outliers, they yield values which are back on the main trend of the other samples. This, suggests that the Lu concentrations measured by isotopic dilution are incorrect for these three samples. These three samples do not lie out the Sm and Nd olivine differentiation lines (Figure III.29e, f, g, h) and have $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ similar to the other samples of their type (Table III.4). Figure III.29a shows that the Hf concentration of BD2 also lies out of the olivine differentiation line. In this case, it cannot be attributed to the isotope dilution method because the quadrupole ICP-MS method concurs. Table III.4 shows that, on the top of having an abnormally high Hf concentration, BD2 has an abnormally low measured $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratio. These discrepancies could be explained in two ways: either BD2 is from a different parental magma than the other samples, or its Hf has been disturbed by secondary mobilization due to alteration or metamorphism. The first explanation can be ruled out because BD2 comes from the same flow as three other samples that plot on the olivine differentiation line. Therefore, Hf in BD2 has probably been affected by secondary mobility which would also have contributed to its abnormal $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$. This conclusion is surprising, though, because BD2 is a rather well preserved sample which still contains some fresh olivine and the pyroxene of which is only slightly altered.

Because it only affects 3 samples out of 33, the incorrect Lu concentrations measured for BD2, BD5 and MC6-4 can be attributed to isolated manipulation errors during the chemistry process or the mass-spectrometer analysis. During the mass-spectrometer analysis, we verified that the signal was strong enough for each measurement and we re-measured the calibration standards every three samples. Moreover, we analysed twice the three outliers (BD2, BD5 and MC6-4) and found the same results. Therefore, the problem is probably not related to the mass-spectrometer analysis. Given that this problem only affects Lu and not Sm, Nd and Hf, it could be due to contamination of the Lu fraction after its separation from the other elements i.e. after its passage through the HDEHP columns, to contamination by pure Lu before the isolation of the Lu fraction, or to incomplete homogenisation of Lu but not Sm, Nd and Hf in the sample-spike mixture. The latter seems unlikely because Lu is not known to

Découplage des systèmes isotopiques lithophiles et sidérophile et implications pour le manteau archéen

homogenise less easily than Sm, Nd and Hf (Blichert-Toft, 2001; Blichert-Toft & Albarède, 1997). Therefore, the most reasonable explanation is a contamination in Lu. It probably occurred between one sample another, between the HDEHP column step and the spectrometer analysis: either during the evaporation of the Lu fractions, or while they were prepared for the spectrometer analysis. It could have been due, for example, to the use by mistake of the same pipette tip for several samples.

Note: the bias between the results of the different series of analysis, discussed in the introduction section to this article in French, is not included here. We anticipate that this problem will be resolved by re-analyzing these samples before submission of this article.

III.C.4.2) Secondary processes: alteration and metamorphism

Barberton komatiites all underwent hydrothermal alteration and metamorphism (Viljoen & Viljoen, 1969; Byerly, 1999; Kareem, 2005), processes that have been shown to result in element mobility (Viljoen & Viljoen, 1969; Arndt, 2008). Element mobility can be assessed using the olivine differentiation lines and isochron lines of the komatiites. Scatter about these lines reveals element mobility during secondary processes.

Figure III.29 shows that, Sm, Nd, Lu and Hf plot broadly on olivine differentiation lines. Nevertheless, these olivine differentiation lines are slightly disturbed. Similarly, the isochrons shown on Figure III.27 are disturbed too, and Figure III.30 shows the corresponding scatter in terms of $\epsilon_{\text{Nd-Hf}}(\text{T})$. This scatter is stronger than the analytical uncertainty (~5 units against 0.5 units for $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ and 10 units against 4.5 units for $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$), and therefore, cannot be explained by the analytical uncertainty alone. Two other reasons can have contributed to the scatter : (1) the samples could have come from different magmas with different initial isotopic compositions, even within each formation and komatiite type, as has been proposed by Gruau *et al.* (1990b); (2) Sm, Nd, Lu and Hf could have undergone secondary mobility due to alteration or metamorphism. The colored area on Figure III.30 shows, as an example, the dispersion of the Al-depleted komatiite samples from one single flow of the Komati Fm. It is of the same order as the total dispersion of all data from Al-depleted komatiites from the Komati Fm. This shows that the range of scatter in $\epsilon_{\text{Nd-Hf}}(\text{T})$ between samples from the same flow is of the same order as between rocks from the same formation and komatiite type but different flows. Thus, we conclude that most of the scatter within each formation and komatiite type, is not due to source heterogeneity as proposed by Gruau *et al.* (1990b), but

Découplage des systèmes isotopiques lithophiles et sidérophile et implications pour le manteau archéen

rather to a combination of analytical uncertainty (for 0.5 units in the case of $\epsilon_{Nd}(T)$ and for 4.5 units in the case of $\epsilon_{Hf}(T)$) and secondary mobility (for the rest of the scatter).

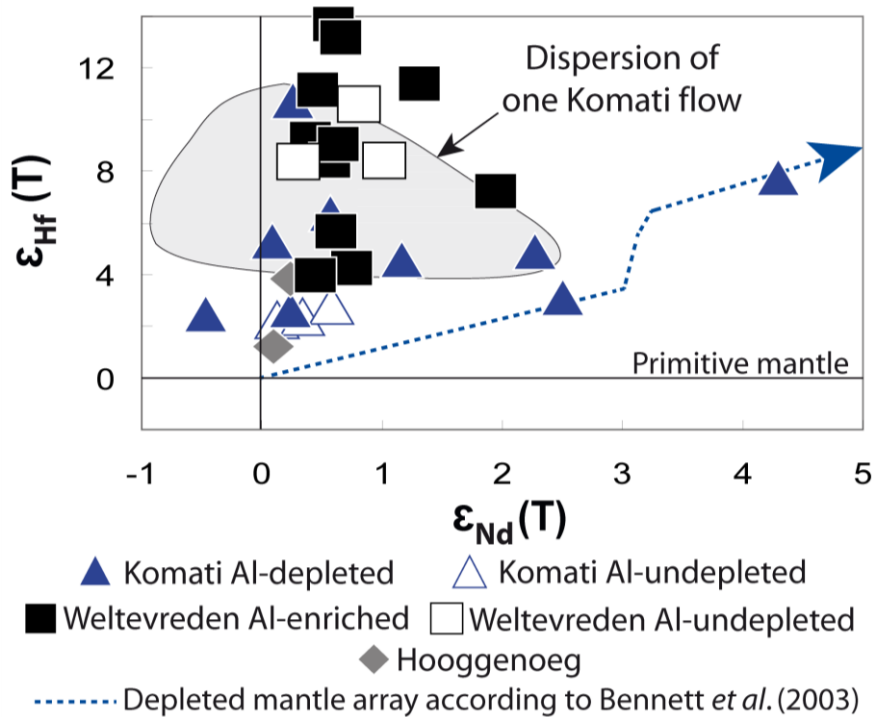


Figure III.30: $\epsilon_{Nd}(T)$ vs $\epsilon_{Hf}(T)$. Are represented only the data from this study. Depleted mantle array from Bennett *et al.* (2003) is modified using the more recent ^{176}Lu decay constant preconised by Scherer *et al.* (2001) and Söderlund *et al.* (2004).

III.C.4.3) Isochron ages

Figure III.27 shows that most isochrons, because they are disturbed, do not yield meaningful ages. Only Figures III.27a and c give ages of 2991 ± 360 Ma for the Komati Fm and 3061 ± 380 Ma for the Weltevreden Fm. This latter age is consistent with the literature on the Weltevreden Fm (3334 ± 3 Ma; Byerly *et al.*, 1996). Moreover, if we plot on the same $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ vs $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ diagrams all the samples of the two types of komatiites (Al-undepleted and Al-enriched) present in the Weltevreden Formation (Figure III.31c and d), we observe that they plot along one single isochron. The ages given by these isochrons (3259 ± 180 Ma and 3096 ± 400 Ma) are ~2 times more precise than those given by isochron regressions on each komatiite types separately and are also consistent with the literature. The fact that they fall on the same isochrons on Figure III.31 shows that the two types of komatiites had approximately the same age and initial isotopic composition within the uncertainty due to the scatter of the data. This is in good agreement with the petrogenetic

Découplage des systèmes isotopiques lithophile et sidérophile et implications pour le manteau archéen

model proposed by Robin-Popieul *et al.* (in preparation) for Barberton komatiites because in this model, Robin-Popieul *et al.* (in preparation) propose that the same source, as it rises, produces the different types of komatiites.

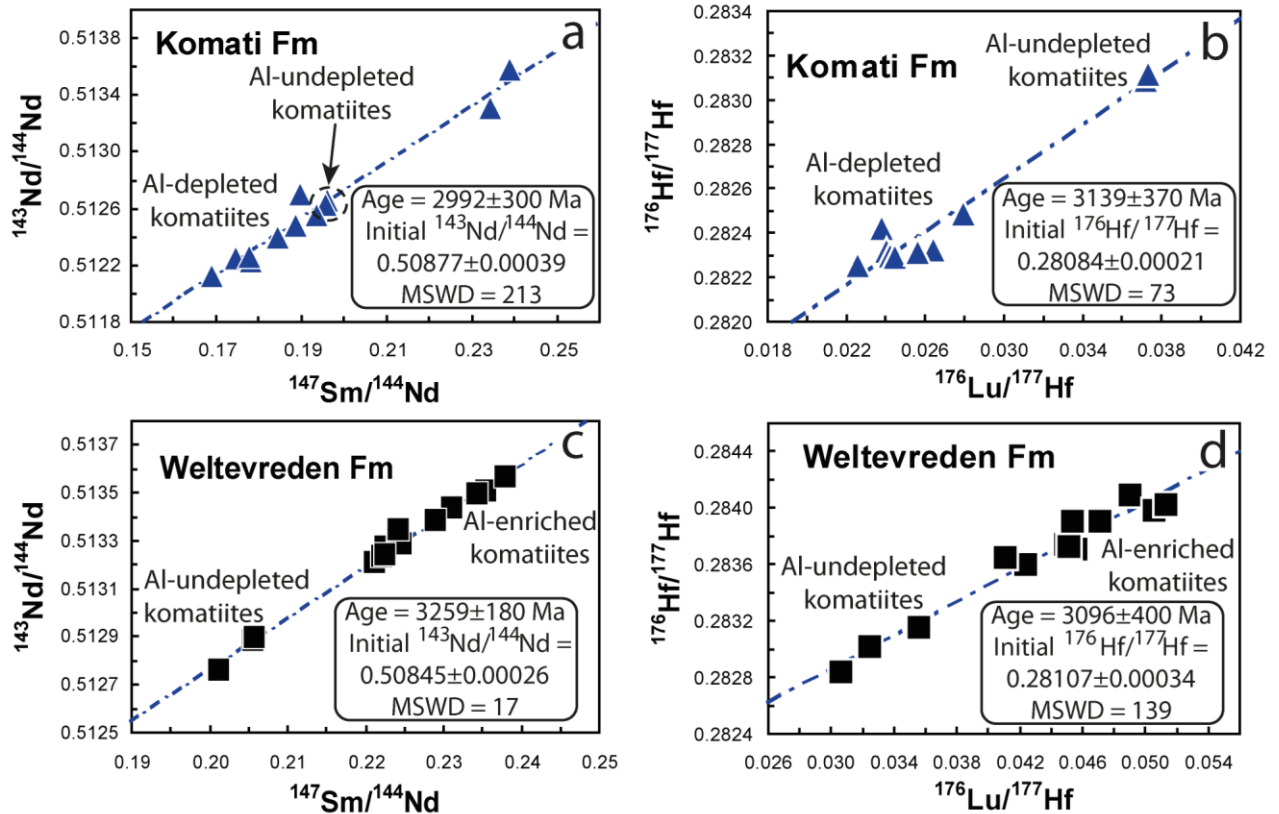


Figure III.31: Isochrones including all types of komatiites from the same formation.

Conversely, in the case of the Komati Fm the age given by the isochron regressions on the Al-depleted type alone (2991 ± 360 Ma, Figure III.27a), or on the Al-depleted and undepleted types together (2992 ± 300 Ma for Sm-Nd and 3139 ± 370 Ma for Lu-Hf, Figure III.31a and b) are younger than those given in the literature that were obtained by more accurate methods such as single zircon ion microprobe dating on felsic layers: 3482 ± 5 Ma (Armstrong *et al.*, 1990). This advocates for a mobility event between 3300 and 3000 Ma which could correspond to metamorphic events related to the convergent processes that dominated the Barberton Belt during this period (de Ronde & de Wit, 1994).

III.C.4.4) Constraints on the mantle sources from Sm-Nd, Lu-Hf and Re-Os systematics

On Figure III.30, Barberton komatiites have positive $\epsilon_{\text{Nd-Hf}}(\text{T})$ which shows that they had long-term depleted sources. Like Chavagnac (2004), and because of the analytical uncertainty and secondary mobility, we cannot establish if there are differences in $\epsilon_{\text{Nd-Hf}}(\text{T})$ between the different formations or komatiite types. The only exception is the Komati and Hooggenoeg Fm which seem to have lower $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ than the Weltevreden Fm.

Because of their large analytical uncertainty, the $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ can be used neither to constrain the timing and degree of depletion of the sources, nor to resolve whether or not the sources of Barberton komatiites are characterized by long-term garnet enrichment (Gruau *et al.*, 1990a; Blichert-Toft & Arndt, 1999). All we can conclude is that the sources underwent an event that increased their Lu/Hf well before the formation of the komatiites. On the other hand, the $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ are more accurate and provide stronger constraints on the timing and degree of depletion of the sources. As explained above, most of the scatter of the $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ within each komatiite type and formation (Figure III.28a) is due a combination of analytical uncertainty and secondary mobility. Though, the analytical uncertainty on $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ is of only 0.5 units showing that most of the scatter on Figure III.28a is, in fact, due to secondary mobility. This scatter is larger for the Komati and Hooggenoeg Fm than for the Weltevreden Fm which is consistent with the relatively better state of preservation of the latter (Kareem, 2005; Cooper, 2008). The scatter is so large for the Komati and Hooggenoeg Fm that $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ cannot be used to constrain the timing and degree of depletion of the sources. Only do they show that they were depleted. On the other hand, the smaller scatter of the $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ of the Weltevreden Fm allows concluding that they are only slightly positive (approximately +1), which is rather low compared to the depleted mantle array proposed by Bennett *et al.* (2003) (Figure III.24). However, Bennett *et al.* (2003) drew their array to fit the most depleted mantle sources of their compilation which also contains sources with $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ of the same order than Weltevreden komatiites. Therefore, the Weltevreden komatiites provide a new example of Archean “low” $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ that confirms the variability in terms of $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ of the Archean mantle magma sources which ranges from 0 to ~4 (Bennett *et al.*, 2003).

Many authors (Cattell *et al.*, 1984; Hegner *et al.*, 1984; Chauvel *et al.*, 1985; Arndt *et al.*, 2001; Polat *et al.*, 2006) have attributed low $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ in komatiites to contamination by continental crust. This explanation can be precluded for the Weltevreden komatiites which are

Découplage des systèmes isotopiques lithophiles et sidérophile et implications pour le manteau archéen

highly magnesian and whose trace-element patterns show no evidence of a crustal component (Robin-Popieul *et al.*, in preparation). Therefore, the low ϵ_{Nd} (T) for the source of the Weltevreden Fm komatiites have to be explained considering the three factors that determine the evolution of the ϵ_{Nd} of the sources: the degree of depletion of the sources, the timing of their depletion, and the intensity of their exchanges with their complementary enriched reservoir (continental crust) or with an undepleted reservoir like the primitive lower mantle (DePaolo, 1983; Patchett & Chauvel, 1984).

Robin-Popieul *et al.* (in preparation) modelled mantle melting to reproduce Barberton komatiite trace-element spectra using a slightly depleted mantle source with $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.20410$ similar to the one proposed by Blichert-Toft & Puchtel (2010). This source corresponds to a 35% depleted mantle (which means that its trace-element content was calculated as a weighted average of 35% of the depleted mantle of Salters & Stracke (2004) and 65% of the primitive mantle of McDonough & Sun (1995)). As a first approximation, let us assume that the source of the Weltevreden komatiites was depleted to 35% through a single instantaneous depletion event, and that it subsequently evolved in a closed-system until it melted to produce the Weltevreden komatiites. With these assumptions, and using the $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratio supposed above, on Figure III.28 we can calculate the age of the depletion event : ~ 4.2 Ga. This simplistic calculation do not take into account the exchanges of material that occurred between the depleted source on one hand, and the continental crust and primitive mantle on the other hand. However, incorporation into the depleted mantle source (which has a positive ϵ_{Nd}) of material with negative ϵ_{Nd} from the continental crust or $\epsilon_{\text{Nd}} = 0$ from the primitive mantle, would lower its ϵ_{Nd} . Consequently, with such exchanges, a source of a given $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratio will take a longer time to reach a given value of ϵ_{Nd} . Therefore, if this type of exchanges occurred to the source of the Weltevreden komatiites, the depletion event actually happened before ~ 4.2 Ga. Thus, ~ 4.2 Ga is a minimum age for the depletion event of the source of the Weltevreden komatiites, and it will be referred to as “ T_{min} ”. In this calculation, our assumption that the source was depleted to 35% through one instantaneous depletion event is a simplification of a continuous process beginning with the first extraction of enriched material (continental crust) and probably extending over tens to hundreds of Ma.

Connolly *et al.* (in preparation, see Annexe 6 of this manuscript) report close to chondritic γ_{Os} (T) for the Weltevreden komatiite source (γ_{Os} (T) = -0.14 ± 0.05). This, shows that the Re-Os system was decoupled from the Sm-Nd and Lu-Hf systems that both indicate a depleted source. As explained in the introduction, Maier *et al.* (2009) observed that the PGE

Découplage des systèmes isotopiques lithophiles et sidérophile et implications pour le manteau archéen

concentrations of komatiites increased from Early Archean (~3.5 Ga) to 2.9 Ga when they stabilized until today (Figure III.25). To explain it, they proposed that during the Archean, the late veneer progressively contaminated the sources of komatiites, increasing their PGE content until the late Archean (~2.9 Ga) when they reached modern values. In Figure III.25, Pt and Ru concentrations from Connolly *et al.* (in preparation) and Puchtel *et al.* (in preparation) for the Weltevreden Fm (~6-8 ppb for Ru and 9 ppb for Pt when normalized to 25% MgO) plot ~2ppb above those measured by Maier *et al.* (2009). This suggests that Maier's (2009) komatiites, and Connolly *et al.*'s (in preparation) or Puchtel *et al.*'s (in preparation), come from different portions of the mantle that were heterogeneously contaminated by the late veneer. Data from Connolly *et al.* (in preparation) and Puchtel *et al.* (in preparation) plot above the array defined by Maier *et al.* (2009) and are similar to those of 2.7 Ga komatiites (Figure III.25), which suggests (if the model is correct) that their sources were more rapidly contaminated by the late veneer than in Maier *et al.*'s (2009) model.

Puchtel *et al.* (2009b) noticed that some 2.7 Ga komatiites (from the Abitibi belt in Canada and the Belingwe belt in Zimbabwe) have a chondritic initial $\gamma^{187}\text{Os}$ ($\gamma_{\text{Os}}(\text{T})$) while having a rather high positive $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$: $+2.9 \pm 0.2$. To explain it, they proposed that the two isotopic systems were decoupled by the addition of the HSE-rich late veneer to komatiite sources. According to them, the positive $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ was due to source depletion by the extraction of crust or by the differentiation of the primordial magma ocean, and the fact that the $\gamma_{\text{Os}}(\text{T})$ do not keep track of this depletion would be due to the subsequent addition to the sources of the late veneer (which is supposed to have chondritic γ_{Os} and to be ~300 times richer in HSE than the mantle in equilibrium with the core resulting from the initial Earth differentiation).

Puchtel *et al.*'s (2009b) explanation for the decoupling of the Sm-Nd and Re-Os systems is in good agreement with Maier *et al.*'s (2009) model. As explained above, the late veneer would not have reached yet the deep sources of komatiites at 3.5 Ga. Until this date, their HSE content would have remained low and the Sm-Nd and Re-Os systems coupled. The late veneer would have then progressively reached komatiite sources throughout the Archean by downward percolation through the mantle. This would explain why the 3.3 Ga Weltevreden and the 2.7 Ga Abitibi and Belingwe komatiites had higher HSE contents than the 3.5 Ga komatiites and a chondritic $\gamma_{\text{Os}}(\text{T})$ while still having positive $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$.

The model of isotopic equilibration between the base of the mantle and the outer core proposed by Brandon & Walker (2005), and presented in the introduction, is an alternative to Puchtel *et al.*'s (2009b) explanation for the decoupling of the Sm-Nd and Re-Os systems in

Découplage des systèmes isotopiques lithophiles et sidérophile et implications pour le manteau archéen

the Weltevreden, Abitibi and Belingwe komatiites. Nevertheless, this explanation is less convincing than the contamination by the late veneer, because it would require that, in these three cases (and probably also in the many other examples of komatiites which have a chondritic γ_{Os} (T) like komatiites from Comondale, Ruth Well, Kambalda, Kidd-Munro, Onega etc... Arndt *et al.*, 2008), the rise of the radiogenic Os in the sources due to interaction with the outer core had, by chance, compensated exactly the effect of depletion by crust extraction to bring their γ_{Os} (T) back to the chondritic value.

To conclude, we can reasonably explain the positive ϵ_{Nd} (T) and the chondritic γ_{Os} (T) of the Weltevreden komatiites if we suppose that their source was moderately depleted (~35% depleted as proposed by Robin-Popieul *et al.*, in preparation) at ~4.2 Ga, and their Os isotopic composition reset to its chondritic value by the accretion of the late veneer as proposed by (Maier *et al.*, 2009; Puchtel *et al.*, 2009b).

CONCLUSIONS

- Sm-Nd and Lu-Hf systematics indicate long term depletion for the sources of the Barberton greenstone belt komatiites.
- For the Weltevreden Fm komatiites, the Sm-Nd and Lu-Hf systems are decoupled from the Re-Os system which indicates a chondritic source. This can be explained by an early depletion of their source by melt extraction, followed by contamination by the late veneer that reset the Re-Os system to its chondritic value.
- The ϵ_{Nd} (T) of the Weltevreden komatiites (~+1) are rather low when compared to other Archean komatiites. From this value, using a source composition inferred from trace-elements, we can estimate that the depletion event probably took place before ~4.2 Ga.

Découplage des systèmes isotopiques lithophiles et sidérophile et implications pour le manteau archéen

CONCLUSION GÉNÉRALE

Nous avons proposé un modèle de fusion original qui nous permet de reproduire les spectres d'éléments traces des komatiites de Barberton tout en respectant les contraintes posées par leurs compositions en éléments majeurs, leurs caractéristiques pétrologiques et les caractéristiques physiques de la fusion à très forte profondeur (>9GPa). Nous proposons que les sources des komatiites de Barberton aient eu des températures potentielles si hautes qu'elles auraient commencé à fondre à très forte profondeur (>400 km) mais qu'aucun liquide n'ait pu s'échapper de leurs sources avant que celles-ci n'aient dépassé, au cours de leur remontée, la limite de densité à laquelle le liquide produit devient moins dense que le résidu solide (à ~ 400km de profondeur). D'après notre modèle, dans le cas des komatiites de Barberton, les proportions de liquide dans les sources auraient été comprises entre 30 et 50% au moment où elles ont franchi cette limite de densité. Ensuite, le liquide aurait commencé à quitter la source, d'abord doucement, puis de plus en plus vite alors que la différence de densité entre le liquide et le résidu solide s'accroissait. Les komatiites appauvries en Al, qui sont les plus abondantes à Barberton, auraient été produites par les premiers liquides qui ont quitté la source peu après le franchissement de la limite de densité. La pression était alors assez forte (~13GPa) pour que le grenat soit assez stable pour constituer une phase résiduelle appauvrissant ainsi les liquides produits en Al et en HREE. Les liquides qui quittèrent ensuite ces mêmes sources à moins forte pression, alors qu'il restait peu ou pas de grenat résiduel, auraient formé les komatiites enrichies en Al. Les komatiites non-appauvries en Al de Barberton auraient été produites par le même mécanisme mais par des sources de température potentielle plus forte. Ce modèle de fusion permet également de reproduire les compositions de komatiites provenant d'autres ceintures de roches vertes comme celles d'Abitibi au Canada (2,7 Ga), de Gorgona en Colombie (0,09 Ga), de Comondale en Afrique du sud (3,33 Ga), et peut probablement être appliqué à d'autres komatiites encore.

Une étude parallèle des trois systèmes isotopiques Sm-Nd, Lu-Hf et Re-Os nous a fourni des contraintes sur l'histoire chimique des sources des komatiites de Barberton. Les systèmes Sm-Nd et Lu-Hf indiquent des sources appauvries et le système Re-Os une source chondritique. Nous avons résolu ce paradoxe en proposant que les sources des komatiites aient été appauvries par l'extraction de croûte, mais qu'ensuite, leur composition isotopique en Os ait été ramenée à sa valeur chondritique par le dernier épisode massif d'accrétion de la Terre : « le vernis tardif ». Celui-ci aurait apporté à ces sources une quantité d'Os de

composition isotopique chondritique plus de deux ordres de grandeur supérieure à celle qu'elles contenaient déjà, ce qui aurait effacé les traces de l'appauvrissement antérieur. Les ϵ_{Nd} (T) des komatiites de Weltevreden ($\sim+1$) sont relativement bas par rapport aux autres komatiites archéennes. En utilisant cette valeur et la composition de leur source estimée à partir des spectres des éléments-traces, nous pouvons estimer que l'épisode d'appauvrissement s'est probablement produit avant $\sim 4,2$ Ga.

PERSPECTIVES

Le modèle de fusion proposé dans ce manuscrit peut être amélioré et sa validité éprouvée en contraignant les paramètres utilisés, soit expérimentalement, soit par des modèles théoriques, soit empiriquement par l'application du modèle à plus d'exemples de komatiites. Les paramètres qui nécessitent le plus d'être contraints sont la composition minéralogique et le diagramme de phases de la péridotite à très forte pression (>9 GPa), la dynamique de l'échappement d'un liquide depuis sa source solide à ces très fortes pressions en fonction de la différence de densité entre le liquide et le résidu solide, et le chemin de décompression dans l'espace Pression-Température des sources.

Ce modèle décrit une fusion à de très fortes pressions, c'est à dire de sources mantelliques particulièrement chaudes. Sur Terre, il n'est pertinent que pour les komatiites qui sont les roches magmatiques issues des sources les plus chaudes. Cependant, sur d'autres planètes telluriques au manteau plus chaud (comme Venus), il est peut-être valable de façon plus systématique.

Les travaux des précédents auteurs ainsi que les nôtres sur les systèmes isotopiques Sm-Nd et Lu-Hf sur roche totale n'ont, dans la majorité des cas, pu fournir que peu de contraintes aux sources des komatiites du début de l'Archéen comme celles de Barberton. Seul dans le cas de formations exceptionnellement bien préservées (comme la formation Weltevreden), des ϵ_{Nd} (T) significatifs ont pu être obtenus. Une approche probablement plus efficace serait l'analyse de ces systèmes isotopiques dans les clinopyroxènes préservés de l'altération que l'on trouve couramment dans les komatiites. Il est également possible d'obtenir des résultats plus significatifs, comme cela a déjà été fait dans la littérature, sur des komatiites plus jeunes et mieux préservées ou sur des roches aussi anciennes mais de nature plus résistante à l'altération et au métamorphisme comme les TTG. Le système Re-Os, quant

à lui, est très prometteur lorsque appliqué à des formations bien préservées comme ici la formation Weltevreden, et il devrait à l'avenir permettre de mieux caractériser l'histoire des sources des komatiites mais aussi indirectement celles du « verni tardif » et du noyau.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abbott, D., Drury, R. & Smith, W. H. F. (1994). Flat to steep transition in subduction style. *Geology* 22, 937-940.
- Agbossoumondé, Y., Guillot, S. & Ménot, R. P. (2004). Pan-African subduction-collision event evidenced by high-P coronas in metanorites from the Agou massif (southern Togo). *Precambrian Research* 135, 1-21.
- Agee, C. B. (1998). Crystal-liquid density inversions in terrestrial and lunar magmas. *Physics of The Earth and Planetary Interiors* 107, 63-74.
- Albarède, F., Telouk, P., Blichert-Toft, J., Boyet, M., Agranier, A. & Nelson, B. (2004). Precise and accurate isotopic measurements using multiple-collector ICPMS. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 2725-2744.
- Allègre, C. J. (1982). Genesis of Archaean komatiites in a wet ultramafic subducted plate. In: Arndt, N. T. & Nisbet, E. G. (eds.) *Komatiites*. London: George Allen and Unwin, 495-500.
- Armstrong, R. A., Compston, W., de Wit, M. J. & Williams, I. S. (1990). The stratigraphy of the 3.5-3.2 Ga Barberton Greenstone Belt revisited: A single zircon ion microprobe study. *Earth and Planetary Science Letters* 101, 90-106.
- Armstrong, R. L. (1981). Comment on "Crustal growth and mantle evolution: inferences from models of element transport and Nd and Sr isotopes". *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45, 1251-1251.
- Arndt, N. (2003). Komatiites, kimberlites, and boninites. *J. Geophys. Res.* 108, 2293.
- Arndt, N., Bruzak, G. & Reischmann, T. (2001). The oldest continental and oceanic plateaus: Geochemistry of basalts and komatiites of the Pilbara Craton, Australia. *Geological Society of America Special Papers* 352, 359-387.

- Arndt, N., Ginibre, C., Chauvel, C., Albarède, F., Cheadle, M., Herzberg, C., Jenner, G. & Lahaye, Y. (1998). Were komatiites wet? *Geology* 26, 739-742.
- Arndt, N., Teixeira, N. & White, W. (1989). Bizarre geochemistry of komatiites from the Crixás greenstone belt, Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 101, 187-197.
- Arndt, N. T. (1976). Melting relations of ultramafic lavas (komatiites) at 1 atm and high pressure. *Carnegie Institution Washington Yearbook* 75, 555-562.
- Arndt, N. T. (1977). Thick, layered peridotite–gabbro lava flows in Munro Township, Ontario. *Can. J. Earth Sci.* 14, 2620–2637.
- Arndt, N. T. (1986). Differentiation of Komatiite Flows. *J. Petrology* 27, 279-301.
- Arndt, N. T. & Jenner, G. A. (1985). Kambalda komatiites and basalts: evidence for subduction of sediments in the Archaean mantle. *Terra Cognita* 5, 206.
- Arndt, N. T., Leshner, C. M. & Barnes, S. J. (2008). *Komatiite*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Arndt, N. T. & Nesbitt, R. W. (1982). In: Arndt, N. T. & Nisbet, E. G. (eds.) *Komatiites*. London: George Allen and Unwin, 309-330.
- Arndt, N. T. & Nesbitt, R. W. (1984). Magma mixing in komatiitic lavas from Munro Township, Ontario. In: Kröner, A., Hanson, G. N. & Goodwin, A. M. (eds.) *Archaean Geochemistry*. Berlin: Springer-Verlag, 99-114.
- Baadsgaard, H., Nutman, A. P. & Bridgwater, D. (1986). Geochronology and isotopic variation of the early Archaean Amitsoq gneisses of the Isukasia area, southern West Greenland. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, 2173-2183.

- Baragar, W. R. A., Scoates, R. F. J. & Kröner, A. (1981). Chapter 12 The Circum-Superior Belt: A Proterozoic Plate Margin? *Developments in Precambrian Geology*: Elsevier, 297-330.
- Barnes, S. J. & Fiorentini, M. L. (2008). Iridium, ruthenium and rhodium in komatiites: Evidence for iridium alloy saturation. *Chemical Geology* 257, 44-58.
- Begemann, F., Ludwig, K. R., Lugmair, G. W., Min, K., Nyquist, L. E., Patchett, P. J., Renne, P. R., Shih, C. Y., Villa, I. M. & Walker, R. J. (2001). Call for an improved set of decay constants for geochronological use. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 111-121.
- Bennett, V. C., Heinrich, D. H. & Karl, K. T. (2003). Compositional Evolution of the Mantle. *Treatise on Geochemistry*. Oxford: Pergamon, 493-519.
- Bennett, V. C., Nutman, A. P. & McCulloch, M. T. (1993). Nd isotopic evidence for transient, highly depleted mantle reservoirs in the early history of the Earth. *Earth and Planetary Science Letters* 119, 299-317.
- Berry, A. J., Danyushevsky, L. V., St C. O'Neill, H., Newville, M. & Sutton, S. R. (2008). Oxidation state of iron in komatiitic melt inclusions indicates hot Archaean mantle. *Nature* 455, 960-963.
- Bickle, M. J. (1986). Implications of melting for stabilisation of the lithosphere and heat loss in the Archaean. *Earth and Planetary Science Letters* 80, 314-324.
- Blais, S., Auvray, B., Jahn, B.-m. & Taipale, K. (1987). Processus de fractionnement dans les coulées komatiitiques archéennes: cas des laves à spinifex de la ceinture de roches vertes de Tipasjärvi (Finlande orientale). *Canadian Journal of Earth Sciences* 24, 953-966.
- Blais, S., Guille, G., Guillou, H., Chauvel, C., Maury, R. C. & Caroff, M. (2000). Géologie, Géochimie et géochronologie de l'île de Bora Bora (Société, Polynésie française). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 331, 579-585.

- Blake, T. S. (1993). Late Archaean crustal extension, sedimentary basin formation, flood basalt volcanism and continental rifting: the Nullagine and Mount Jope Supersequences, Western Australia. *Precambrian Research* 60, 185-241.
- Blichert-Toft, J. (2001). On the Lu-Hf isotope geochemistry of silicate rocks. *Geostandards and geoanalytical research* 25, 41-56.
- Blichert-Toft, J. & Albarède, F. (1997). The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth and Planetary Science Letters* 148, 243-258.
- Blichert-Toft, J. & Arndt, N. T. (1999). Hf isotope compositions of komatiites. *Earth and Planetary Science Letters* 171, 439-451.
- Blichert-Toft, J., Arndt, N. T. & Gruau, G. (2004). Hf isotopic measurements on Barberton komatiites: effects of incomplete sample dissolution and importance for primary and secondary magmatic signatures. *Chemical Geology* 207, 261-275.
- Blichert-Toft, J., Boyet, M., Télouk, P. & Albarède, F. (2002). ^{147}Sm - ^{143}Nd and ^{176}Lu - ^{176}Hf in eucrites and the differentiation of the HED parent body. *Earth and Planetary Science Letters* 204, 167-181.
- Blichert-Toft, J. & Puchtel, I. S. (2010). Depleted mantle sources through time: Evidence from Lu-Hf and Sm-Nd isotope systematics of Archean komatiites. *Earth and Planetary Science Letters* 297, 598-606.
- Borg, L. E. & Draper, D. S. (2003). A petrogenetic model for the origin and compositional variation of the martian basaltic meteorites. *Meteoritics & Planetary Science* 38, 1713-1731.
- Bouhallier, H., Chardon, D. & Choukroune, P. (1995). Strain patterns in Archaean dome-and-basin structures: The Dharwar craton (Karnataka, South India). *Earth and Planetary Science Letters* 135, 57-75.

- Bouvier, A., Vervoort, J. D. & Patchett, P. J. (2008). The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters* 273, 48-57.
- Bowring, S. A. & Williams, I. S. (1999). Priscoan (4.00–4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134, 3-16.
- Brandon, A. D. & Walker, R. J. (2005). The debate over core-mantle interaction. *Earth and Planetary Science Letters* 232, 211-225.
- Brandon, A. D., Walker, R. J., Puchtel, I. S., Becker, H., Humayun, M. & Revillon, S. (2003). 186Os-187Os systematics of Gorgona Island komatiites: implications for early growth of the inner core. *Earth and Planetary Science Letters* 206, 411-426.
- Brenan, J. M., McDonough, W. F. & Dalpé, C. (2003). Experimental constraints on the partitioning of rhenium and some platinum-group elements between olivine and silicate melt. *Earth and Planetary Science Letters* 212, 135-150.
- Brown, M. (2008). Characteristic thermal regimes of plate tectonics and their metamorphic imprint throughout Earth history: When did Earth first adopt a plate tectonics mode of behavior. *Geological Society of America Special Papers* 440, 97-128.
- Byerly, G. R. (1999). Komatiites of the Mendon Formation: late-stage ultramafic volcanism in the Barberton greenstone belt. In: Byerly, D. R. L. & G. R. (ed.) *Geological Evolution of the Barberton Greenstone Belt*. Boulder: Geological Society of America, 189-212.
- Byerly, G. R., Kröner, A., Lowe, D. R., Todt, W. & Walsh, M. M. (1996). Prolonged magmatism and time constraints for sediment deposition in the early Archean Barberton greenstone belt: evidence from the Upper Onverwacht and Fig Tree groups. *Precambrian Research* 78, 125-138.

- Cameron, A. G. W. & Benz, W. (1991). The origin of the moon and the single impact hypothesis IV. *Icarus* 92, 204-216.
- Campbell, I. H., Griffiths, R. W. & Hill, R. I. (1989). Melting in an Archaean mantle plume: heads it's basalts, tails it's komatiites. *Nature* 339, 697-699.
- Carlson, R. W., Boyet, M. & Horan, M. (2007). Chondrite Barium, Neodymium, and Samarium Isotopic Heterogeneity and Early Earth Differentiation. *Science* 316, 1175-1178.
- Cattell, A., Krogh, T. E. & Arndt, N. T. (1984). Conflicting Sm-Nd whole rock and U-Pb zircon ages for Archean lavas from Newton Township, Abitibi Belt, Ontario. *Earth and Planetary Science Letters* 70, 280-290.
- Chardon, D., Choukroune, P. & Jayananda, M. (1998). Sinking of the Dharwar Basin (South India): implications for Archaean tectonics. *Precambrian Research* 91, 15-39.
- Chauvel, C. & Blichert-Toft, J. (2001). A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 190, 137-151.
- Chauvel, C., Bureau, S. & Poggi, C. (2011). Comprehensive chemical and isotopic analyses of basalt and sediment standards. *Geostandards and goeanalytical research* In press.
- Chauvel, C., Dupré, B. & Jenner, G. A. (1985). The Sm-Nd age of Kambalda volcanics is 500 Ma too old! *Earth and Planetary Science Letters* 74, 315-324.
- Chavagnac, V. (2004). A geochemical and Nd isotopic study of Barberton komatiites (South Africa): implication for the Archaean mantle. *Lithos* 75, 253-281.
- Chen, C.-W., Rondenay, S., Evans, R. L. & Snyder, D. B. (2009). Geophysical Detection of Relict Metasomatism from an Archaean (~3.5 Ga) Subduction Zone. *Science* 326, 1089-1091.

- Christensen, U. R. (1985). Thermal evolution models for the earth. *J. Geophys. Res.* 90, 2995-3007.
- Claoue-Long, J. C., Thirlwall, M. F. & Nesbitt, R. W. (1984). Revised Sm-Nd systematics of Kambalda greenstones, Western Australia. *Nature* 307, 697-701.
- Clark, M. K. & Royden, L. H. (2000). Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology* 28, 703-706.
- Cook, F. A., van der Velden, A. J., Hall, K. W. & Roberts, B. J. (1998). Tectonic delamination and subcrustal imbrication of the Precambrian lithosphere in northwestern Canada mapped by LITHOPROBE. *Geology* 26, 839-842.
- Cooper, M. R. (2008). Komatiitic flows of the Pionner ultramafic complex of the 3.3Ga Weltevreden Formation, Barberton greenstone belt, South Africa: stratigraphy, petrology, and geochemistry. Baton Rouge: Louisiana State University, 160.
- Creaser, R. A., Papanastassiou, D. A. & Wasserburg, G. J. (1991a). Isotopic analysis of Os and Re with negative thermal ion mass spectrometry and application to the age and evolution of iron meteorites. *Meteoritics* 27, 212.
- Creaser, R. A., Papanastassiou, D. A. & Wasserburg, G. J. (1991b). Negative thermal ion massspectrometry of osmium, rhenium, and iridium. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 397-401.
- Dann, J. C. (2000). The 3.5 Ga Komati Formation, Barberton Greenstone Belt, South Africa, Part I: New maps and magmatic architecture. *South African Journal of Geology* 103, 47-68.
- Danyushevsky, L. V. (2001). The effect of small amounts of H₂O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 110, 265-280.

- Dasgupta, R., Hirschmann, M. M., McDonough, W. F., Spiegelman, M. & Withers, A. C. (2009). Trace element partitioning between garnet lherzolite and carbonatite at 6.6 and 8.6 GPa with applications to the geochemistry of the mantle and of mantle-derived melts. *Chemical Geology* 262, 57-77.
- Davies, G. (1980). Thermal histories of convective earth models and constraints on radiogenic heat production in the Earth. *J. Geophys. Res.* 85, 2517-2530.
- Davies, G. F. & Gerald, S. (2007). Thermal Evolution of the Mantle. *Treatise on Geophysics*. Amsterdam: Elsevier, 197-216.
- de Ronde, C. E. J. & de Wit, M. J. (1994). Tectonic history of the Barberton greenstone belt, South Africa: 490 million years of Archean crustal evolution. *Tectonics* 13, 983-1005.
- DePaolo, D. J. (1983). The mean life of continents: estimates of continent recycling rates from Nd and Hf isotopic data and implications for the mantle structure. *Geophys. Res. Lett.* 10, 705-708.
- DePaolo, D. J. & Wasserburg, G. J. (1979). Sm-Nd age of the Stillwater complex and the mantle evolution curve for neodymium. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43, 999-1008.
- Drummond, M. S., Defant, M. J. & Kepezhinskis, P. K. (1996). Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. *Geological Society of America Special Papers* 315, 205-215.
- Dupré, B., Chauvel, C. & Arndt, N. T. (1984). Pb and Nd isotopic study of two archaic komatiitic flows from Alexo, Ontario. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 1965-1972.
- Echeverría, L. M. (1980). Tertiary or Mesozoic komatiites from Gorgona Island, Colombia: Field relations and geochemistry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73, 253-266.

- Elkins-Tanton, L., Draper, D., Agee, C., Jewell, J., Thorpe, A. & Hess, P. (2007). The last lavas erupted during the main phase of the Siberian flood volcanic province: results from experimental petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 153, 191-209.
- Feng, R. & Kerrich, R. (1992). Geochemical evolution of granitoids from the Archean Abitibi Southern Volcanic Zone and the Pontiac subprovince, Superior Province, Canada: Implications for tectonic history and source regions. *Chemical Geology* 98, 23-70.
- Fleet, M. E., Liu, M. & Crocket, J. H. (1999). Partitioning of trace amounts of highly siderophile elements in the Fe-Ni-S system and their fractionation in nature. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 2611-2622.
- Fleet, M. E. & Stone, W. E. (1991). Partitioning of platinum-group elements in the Fe-Ni-S system and their fractionation in nature. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 245-253.
- Foley, S. F., Buhre, S. & Jacob, D. E. (2003). Evolution of the Archaean crust by delamination and shallow subduction. *Nature* 421, 249-252.
- Frei, R. & Jensen, B. K. (2003). Re-Os, Sm-Nd isotope- and REE systematics on ultramafic rocks and pillow basalts from the Earth's oldest oceanic crustal fragments (Isua Supracrustal Belt and Ujaragssuit nunât area, W Greenland). *Chemical Geology* 196, 163-191.
- Frei, R., Rosing, M. T., Waight, T. E. & Ulfbeck, D. G. (2002). Hydrothermal-metasomatic and tectono-metamorphic processes in the Isua supracrustal belt (West Greenland): a multi-isotopic investigation of their effects on the earth's oldest oceanic crustal sequence. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 467-486.
- Frey, F. A., Coffin, M. F., Wallace, P. J., Weis, D., Zhao, X., Wise Jr, S. W., Wähnert, V., Teagle, D. A. H., Saccocia, P. J., Reusch, D. N., Pringle, M. S., Nicolaysen, K. E., Neal, C. R., Müller, R. D., Moore, C. L., Mahoney, J. J., Keszthelyi, L., Inokuchi, H., Duncan, R. A., Delius, H., Damuth, J. E., Damasceno, D., Coxall, H. K., Borre, M. K.,

- Boehm, F., Barling, J., Arndt, N. T. & Antretter, M. (2000). Origin and evolution of a submarine large igneous province: the Kerguelen Plateau and Broken Ridge, southern Indian Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 176, 73-89.
- Fyfe, W. S. (1978). The evolution of the earth's crust: Modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics? *Chemical Geology* 23, 89-114.
- Gangopadhyay, A., Sproule, R. A., Walker, R. J. & Lesher, C. M. (2005). Re-Os systematics of komatiites and komatiitic basalts at Dundonald Beach, Ontario, Canada: Evidence for a complex alteration history and implications of a late-Archean chondritic mantle source. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69, 5087-5098.
- Govindaraju, K. (1994). Compilation of working values and sample description for 383 geostandards. *Geostandards Newsletters* 18, 1-158.
- Green, D. H. (1975). Genesis of Archean Peridotitic Magmas and Constraints on Archean Geothermal Gradients and Tectonics. *Geology* 3, 15-18.
- Grove, T. L., Parman, S. W. & Dann, J. C. (1999). Conditions of magma generation for Archean komatiites from Barberton mountainland, South Africa. In: Frei, Y., Bertka, C. M. & Mysen, B. O. (eds.) *Mantle petrology: Field Observations and High-pressure Experimentation*. Houston: The Geochemical Society 155-167.
- Gruau, G., Chauvel, C., Arndt, N. T. & Cornichet, J. (1990a). Aluminum depletion in komatiites and garnet fractionation in the early Archean mantle: Hafnium isotopic constraints. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 3095-3101.
- Gruau, G., Chauvel, C. & Jahn, B. M. (1990b). Anomalous Sm-Nd ages for the early Archean Onverwacht Group Volcanics. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104, 27-34.
- Gruau, G., Rosing, M., Bridgwater, D. & Gill, R. C. O. (1996). Resetting of Sm-Nd systematics during metamorphism of > 3.7-Ga rocks: implications for isotopic models of early Earth differentiation. *Chemical Geology* 133, 225-240.

- Gruau, G., Tourpin, S., Fourcade, S. & Blais, S. (1992). Loss of isotopic (Nd, O) and chemical (REE) memory during metamorphism of komatiites: new evidence from eastern Finland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 112, 66-82.
- Hamilton, P. J., Evensen, N. M., O'Nions, R. K., Smith, H. S. & Erlank, A. J. (1979). Sm-Nd dating of Onverwacht Group Volcanics, southern Africa. *Nature* 279, 298-300.
- Hanski, E. J. (1992). Petrology, of the Pechenga ferropicrites and cogenetic, Ni-bearing gabbro-wehrlite intrusions, Kola Peninsula, Russia. *Bulletin of the Geological Survey of Finland* 367.
- Hauri, E. H. & Hart, S. R. (1993). ReOs isotope systematics of HIMU and EMII oceanic island basalts from the south Pacific Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 114, 353-371.
- Hegner, E., Kröner, A. & Hofmann, A. W. (1984). Age and isotope geochemistry of the Archaean Pongola and Usushwana suites in Swaziland, southern Africa: a case for crustal contamination of mantle-derived magma. *Earth and Planetary Science Letters* 70, 267-279.
- Herzberg, C. (1992). Depth and Degree of Melting of Komatiites. *J. Geophys. Res.* 97, 4521-4540.
- Herzberg, C. (1995). Generation of plume magmas through time: An experimental perspective. *Chemical Geology* 126, 1-16.
- Herzberg, C. (2004). Geodynamic Information in Peridotite Petrology. *J. Petrology* 45, 2507-2530.
- Herzberg, C. & Asimow, P. D. (2008). Petrology of some oceanic island basalts: PRIMELT2.XLS software for primary magma calculation. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9, Q09001.

- Herzberg, C., Condie, K. & Korenaga, J. (2010). Thermal history of the Earth and its petrological expression. *Earth and Planetary Science Letters* 292, 79-88.
- Herzberg, C. & O'Hara, M. J. (2002). Plume-Associated Ultramafic Magmas of Phanerozoic Age. *J. Petrology* 43, 1857-1883.
- Herzberg, C. & Zhang, J. (1996). Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: Compositions of magmas in the upper mantle and transition zone. *J. Geophys. Res.* 101, 8271-8295.
- Hickman, A. (1983). Geology of the Pilbara Block and its environs. *Geological Survey of Western Australia Bulletin* 127, 268.
- Hill, R. E. T., Barnes, S. J., Gole, M. J. & Dowling, S. E. (1995). The volcanology of komatiites as deduced from field relationships in the Norseman-Wiluna greenstone belt, Western Australia. *Lithos* 34, 159-188.
- Hofmann, A. (2005). The geochemistry of sedimentary rocks from the Fig Tree Group, Barberton greenstone belt: Implications for tectonic, hydrothermal and surface processes during mid-Archaean times. *Precambrian Research* 143, 23-49.
- Hofmann, A. W. (1988). Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90, 297-314.
- Honda, S. & Iwase, Y. (1996). Comparison of the dynamic and parameterized models of mantle convection including core cooling. *Earth and Planetary Science Letters* 139, 133-145.
- Horan, M. F., Walker, R. J., Morgan, J. W., Grossman, J. N. & Rubin, A. E. (2003). Highly siderophile elements in chondrites. *Chemical Geology* 196, 27-42.
- Ita, J. & Stixrude, L. (1992). Petrology, Elasticity, and Composition of the Mantle Transition Zone. *J. Geophys. Res.* 97, 6849-6866.

- Iwamori, H., McKenzie, D. & Takahashi, E. (1995). Melt generation by isentropic mantle upwelling. *Earth and Planetary Science Letters* 134, 253-266.
- Jahn, B.-m., Gruau, G. & Glikson, A. Y. (1982). Komatiites of the Onverwacht Group, S. Africa: REE geochemistry, Sm/Nd age and mantle evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80, 25-40.
- Jensen, L. S. & Langford, F. F. (1985). Geology and petrogenesis of the Archean Abitibi belt in the Kirkland Lake area, Ontario. *Ontario Geological Survey*.
- Jochum, K. P., Arndt, N. T. & Hofmann, A. W. (1991). Nb-Th-La in komatiites and basalts: constraints on komatiite petrogenesis and mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 107, 272-289.
- Kareem, K. (2005). Komatiites of the Weltevreden Formation, Barberton greenstone belt, South Africa: implications for the chemistry and temperature of the Archean mantle. Baton Rouge: Louisiana State University, 204.
- Kinzler, R. J. & Grove, T. L. (1985). Crystallization and differentiation of Archean komatiite lavas from northeast Ontario: phase equilibrium and kinetic studies. *American Mineralogist* 70, 40-51.
- Korenaga, J. (2006). Archean Geodynamics and the thermal evolution of Earth.: K. Benn, J-C. Maraschel, and K.C. Condie, Editors. Pp. 320. AGU Geophysical Monograph 164, American Geophysical Union, Washington D.C. 2005. ISBN 0-87590-429-7. Price US\$89. *Economic Geology* 101.
- Korenaga, J. (2008). Urey ratio and the structure and evolution of Earth's mantle. *Rev. Geophys.* 46, RG2007.
- Kovalenko, A., Clemens, J. D. & Savatkov, V. (2005). Petrogenetic constraints for the genesis of Archaean sanukitoid suites: geochemistry and isotopic evidence from Karelia, Baltic Shield. *Lithos* 79, 147-160.

- Kröner, A. (1981). Chapter 3 Precambrian Plate Tectonics. *Developments in Precambrian Geology*: Elsevier, 57-90.
- Lahaye, Y., Arndt, N., Byerly, G., Chauvel, C., Fourcade, S. & Gruau, G. (1995). The influence of alteration on the trace-element and Nd isotopic compositions of komatiites. *Chemical Geology* 126, 43-64.
- Langmuir, C. H., Bender, J. F., Bence, A. E., Hanson, G. N. & Taylor, S. R. (1977). Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: Mid-Atlantic Ridge. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 133-156.
- Lécuyer, C., gruau, G., Anhaeusser, C. R. & Fourcade, S. (1994). The origin of fluids and the effects of metamorphism on the primary chemical compositions of Barberton komatiites: New evidence from geochemical (REE) and isotopic (Nd, O, H,) data. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 969-984.
- Leshner, C. M. & Arndt, N. T. (1995). REE and Nd isotope geochemistry, petrogenesis and volcanic evolution of contaminated komatiites at Kambalda, Western Australia. *Lithos* 34, 127-157.
- Leshner, C. M., Arndt, N. T. & Groves, D. I. (1984). Genesis of komatiite-associated nickel sulphide deposits at Kambalda Western Australia : a distal volcanic model. In: Buchanan, D. L. & Jones, M. J. (eds.) *Sulphide deposits in mafic and ultramafic rocks*: London: Institute of Mining and Metallurgy.
- Leshner, C. M. & Groves, D. I. (1986). Controls on the formation of komatiite-associated nickel-copper sulfide deposits. In: G.H., F. (ed.) *Geology and Metallogeny of Copper Deposits*. Berlin: Springer Verlag.
- Lin, S. (2005). Synchronous vertical and horizontal tectonism in the Neoproterozoic: Kinematic evidence from a synclinal keel in the northwestern Superior craton, Canada. *Precambrian Research* 139, 181-194.

- Lowe, D. R. & Byerly, G. R. (1999). Stratigraphy of the west-central part of the Barberton Greenstone Belt, South Africa. In: Lowe, D. R. & Byerly, G. R. (eds.) *Geological Evolution of the Barberton Greenstone Belt*. Boulder: Geological Society of America, 1-36.
- Ludden, J. & Hynes, A. (2000). The Lithoprobe Abitibi–Grenville transect: two billion years of crust formation and recycling in the Precambrian Shield of Canada¹. *Can. J. Earth Sci.* 37, 115–116.
- Ludwig, K. R. (2003). ISOPLOT 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Spec. Publ.* 4, 70.
- Maier, W. D., Barnes, S. J., Campbell, I. H., Fiorentini, M. L., Peltonen, P., Barnes, S.-J. & Smithies, R. H. (2009). Progressive mixing of meteoritic veneer into the early Earth's deep mantle. *Nature* 460, 620-623.
- Maier, W. D., Roelofse, F. & Barnes, S.-J. (2003). The Concentration of the Platinum-Group Elements in South African Komatiites: Implications for Mantle Sources, Melting Regime and PGE Fractionation during Crystallization. *Journal of petrology* 44, 1787-1804.
- Martin, E. & Sigmarsson, O. (2010). Thirteen million years of silicic magma production in Iceland: Links between petrogenesis and tectonic settings. *Lithos* 116, 129-144.
- McCulloch, M. T. & Compston, W. (1981). Sm-Nd age of Kambalda and Kanowna greenstones and heterogeneity in the Archaean mantle. *Nature* 294, 322-327.
- McDonough, W. F. & Ireland, T. R. (1993). Intraplate origin of komatiites inferred from trace elements in glass inclusions. *Nature* 365, 432-434.
- McDonough, W. F. & Sun, S. s. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223-253.

- McKenzie, D. & Bickle, M. J. (1988). The Volume and Composition of Melt Generated by Extension of the Lithosphere. *J. Petrology* 29, 625-679.
- McKenzie, D. A. N. & O'Nions, R. K. (1991). Partial Melt Distributions from Inversion of Rare Earth Element Concentrations. *Journal of petrology* 32, 1021-1091.
- Miller, G. H., Stolper, E. M. & Ahrens, T. J. (1991). The Equation of State of a Molten Komatiite 2. Application to Komatiite Petrogenesis and the Hadean Mantle. *J. Geophys. Res.* 96, 11849-11864.
- Molnar, P. & Gray, D. (1979). Subduction of continental lithosphere: Some constraints and uncertainties. *Geology* 7, 58-62.
- Moyen, J.-F. o., Stevens, G. & Kisters, A. (2006). Record of mid-Archaean subduction from metamorphism in the Barberton terrain, South Africa. *Nature* 442, 559-562.
- Myers, J. S. (2001). Protoliths of the 3.8-3.7 Ga Isua greenstone belt, West Greenland. *Precambrian Research* 105, 129-141.
- Nisbet, E. G. (1982). The tectonic setting and petrogenesis of komatiites. In: Arndt, N. T. & Nisbet, E. G. (eds.) *Komatiites*. London: George Allen & Unwin, 501-520.
- Nisbet, E. G., Cheadle, M. J., Arndt, N. T. & Bickle, M. J. (1993). Constraining the potential temperature of the Archaean mantle: A review of the evidence from komatiites. *Lithos* 30, 291-307.
- Ohtani, E., Kawabe, I., Moriyama, J. & Nagata, Y. (1989). Partitioning of elements between majorite garnet and melt and implications for petrogenesis of komatiite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 103, 263-269.
- Ohtani, E. & Maeda, M. (2001). Density of basaltic melt at high pressure and stability of the melt at the base of the lower mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 193, 69-75.

- Parman, S. W., Dann, J. C., Grove, T. L. & de Wit, M. J. (1997). Emplacement conditions of komatiite magmas from the 3.49 Ga Komati Formation, Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Earth and Planetary Science Letters* 150, 303-323.
- Parman, S. W., Grove, T. L. & Dann, J. C. (2001). The production of Barberton komatiites in an Archean Subduction Zone. *Geophys. Res. Lett.* 28, 2513-2516.
- Parman, S. W., Grove, T. L., Dann, J. C. & de Wit, M. J. (2004). A subduction origin for komatiites and cratonic lithospheric mantle. *South African Journal of Geology* 107, 107-118.
- Parman, S. W., Shimizu, N., Grove, T. & Dann, J. (2003). Constraints on the pre-metamorphic trace element composition of Barberton komatiites from ion probe analyses of preserved clinopyroxene. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144, 383-396.
- Patchett, P. J. & Chauvel, C. (1984). The mean life of continents is not constrained by Nd and Hf isotopes. *Geophys. Res. Lett.* 11, 151-153.
- Polat, A., Li, J., Fryer, B., Kusky, T., Gagnon, J. & Zhang, S. (2006). Geochemical characteristics of the Neoproterozoic (2800-2700 Ma) Taishan greenstone belt, North China Craton: Evidence for plume-craton interaction. *Chemical Geology* 230, 60-87.
- Prendergast, M. D. (2003). The Nickeliferous Late Archean Reliance Komatiitic Event in the Zimbabwe Craton--Magmatic Architecture, Physical Volcanology, and Ore Genesis. *Economic Geology* 98, 865-891.
- Puchtel, Brüggemann, Hofmann, Kulikov & Kulikova. (2001a). Os isotope systematics of komatiitic basalts from the Vetreny belt, Baltic Shield: evidence for a chondritic source of the 2.45 Ga plume. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140, 588-599.

- Puchtel, I. S., Brandon, A. D. & Humayun, M. (2004a). Precise Pt-Re-Os isotope systematics of the mantle from 2.7-Ga komatiites. *Earth and Planetary Science Letters* 224, 157-174.
- Puchtel, I. S., Brandon, A. D., Humayun, M. & Walker, R. J. (2005). Evidence for the early differentiation of the core from Pt-Re-Os isotope systematics of 2.8-Ga komatiites. *Earth and Planetary Science Letters* 237, 118-134.
- Puchtel, I. S., Brüggemann, G. E. & Hofmann, A. W. (2001b). ¹⁸⁷Os-enriched domain in an Archean mantle plume: evidence from 2.8 Ga komatiites of the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield. *Earth and Planetary Science Letters* 186, 513-526.
- Puchtel, I. S., Humayun, M., Campbell, A. J., Sproule, R. A. & Lesher, C. M. (2004b). Platinum group element geochemistry of komatiites from the Alexo and Pyke Hill areas, Ontario, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 1361-1383.
- Puchtel, I. S., Walker, R. J., Anhaeusser, C. R. & Gruau, G. (2009a). Re-Os isotope systematics and HSE abundances of the 3.5 Ga Schapenburg komatiites, South Africa: Hydrous melting or prolonged survival of primordial heterogeneities in the mantle? *Chemical Geology* 262, 355-369.
- Puchtel, I. S., Walker, R. J., Brandon, A. D. & Nisbet, E. G. (2009b). Pt-Re-Os and Sm-Nd isotope and HSE and REE systematics of the 2.7 Ga Belingwe and Abitibi komatiites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, 6367-6389.
- Pyke, D. R., Naldrett, A. J. & Eckstrand, O. R. (1973). Archean Ultramafic Flows in Munro Township, Ontario. *Geological Society of America Bulletin* 84, 955-978.
- Renner, R., Nisbet, E. G., Cheadle, M. J., Arndt, N. T., Bickle, M. J. & Cameron, W. E. (1994). Komatiite Flows from the Reliance Formation, Belingwe Belt, Zimbabwe: I. Petrography and Mineralogy. *Journal of petrology* 35, 361-400.

- Réyillon, S., Arndt, N. T., Chauvel, C. & Hallot, E. (2000). Geochemical Study of Ultramafic Volcanic and Plutonic Rocks from Gorgona Island, Colombia: the Plumbing System of an Oceanic Plateau. *Journal of petrology* 41, 1127-1153.
- Rey, P. & Houseman, G. (2006). Lithospheric Scale Gravitational Flow: The Impact of Body Forces on Orogenic Processes from Archaean to Phanerozoic. In: Buiter, S. & Schreurs, G. (eds.) *Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes*: Geological Society Special Publication, 153-167.
- Reymer, A. & Schubert, G. (1986). Rapid growth of some major segments of continental crust. *Geology* 14, 299-302.
- Richter, F. M. (1988). A Major Change in the Thermal State of the Earth at the Archaean-Proterozoic Boundary: Consequences for the Nature and Preservation of Continental Lithosphere. *Journal of petrology* Special_Volume, 39-52.
- Rigden, S. M., Ahrens, T. J. & Stolper, E. M. (1988). Shock Compression of Molten Silicate: Results for a Model Basaltic Composition. *J. Geophys. Res.* 93, 367-382.
- Rondenay, S. p., Abers, G. A. & van Keken, P. E. (2008). Seismic imaging of subduction zone metamorphism. *Geology* 36, 275-278.
- Rubie, D. C., Melosh, H. J., Reid, J. E., Liebske, C. & Richter, K. (2003). Mechanisms of metal-silicate equilibration in the terrestrial magma ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 205, 239-255.
- Safronov, V. S., Ruskol, E. L. & Ziglina, I. N. (1986). Accumulation of the earth and its initial state. *Precambrian Research* 33, 1-10.
- Salters, V. J. M. & Stracke, A. (2004). Composition of the depleted mantle. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5, Q05B07.
- Samsonov, A. V., Bogina, M. M., Bibikova, E. V., Petrova, A. Y. & Shchipansky, A. A. (2005). The relationship between adakitic, calc-alkaline volcanic rocks and TTGs:

- implications for the tectonic setting of the Karelian greenstone belts, Baltic Shield. *Lithos* 79, 83-106.
- Saverikko, M. (1985). The pyroclastic komatiite complex at Sattasvaara in northern Finland *Bulletin of the Geological Society of Finland* 57, 55-87.
- Scherer, E., Munker, C. & Mezger, K. (2001). Calibration of the Lutetium-Hafnium Clock. *Science* 293, 683-687.
- Schoenberg, R., Kamber, B. S., Collerson, K. D. & Moorbath, S. (2002). Tungsten isotope evidence from [sim]3.8-Gyr metamorphosed sediments for early meteorite bombardment of the Earth. *Nature* 418, 403-405.
- Schubert, G., Stevenson, D. & Cassen, P. (1980). Whole planet cooling and the radiogenic heat source contents of the Earth and Moon. *J. Geophys. Res.* 85, 2531-2538.
- Sharpe, H. & Peltier, W. R. (1978). Parameterized mantle convection and the Earth's thermal history. *Geophys. Res. Lett.* 5, 737-740.
- Shaw, D. M. (1970). Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34, 237-243.
- Shimizu, K., Komiya, T., Hirose, K., Shimizu, N. & Maruyama, S. (2001). Cr-spinel, an excellent micro-container for retaining primitive melts - implications for a hydrous plume origin for komatiites. *Earth and Planetary Science Letters* 189, 177-188.
- Shirey, S. B. (1997). Re-Os isotopic compositions of mid-continent rift system picrites: Implications for plume-lithosphere interaction and enriched mantle sources. *Can. J. Earth Sci.* 34, 489-503.
- Shirey, S. B. & Walker, R. J. (1995). Carius Tube Digestion for Low-Blank Rhenium-Osmium Analysis. *Analytical Chemistry* 67, 2136-2141.

- Shirey, S. B. & Walker, R. J. (1998). The Re–Os isotope system in cosmochemistry and hightemperature geochemistry. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* 26, 423–500.
- Sleep, N. H. & Windley, B. F. (1982). Archean Plate Tectonics: Constraints and Inferences. *The Journal of Geology* 90, 363-379.
- Smith, H. S. & Erlank, A. J. (1982). Geochemistry and petrogenesis of komatiites from the Barberton greenstone belt, South Africa. In: Arndt, N. T. & Nisbet, E. G. (eds.) *Komatiites*. London: George Allen & Unwin, 347-398.
- Smith, H. S., Erlank, A. J. & Duncan, A. R. (1980). Geochemistry of some ultramafic komatiite lava flows from the Barberton Mountain Land, South Africa. *Precambrian Research* 11, 399-415.
- Smoliar, M. I., Walker, R. J. & Morgan, J. W. (1996). Re-Os Ages of Group IIA, IIIA, IVA, and IVB Iron Meteorites. *Science* 271, 1099-1102.
- Sobolev, A. V., Hofmann, A. W., Kuzmin, D. V., Yaxley, G. M., Arndt, N. T., Chung, S.-L., Danyushevsky, L. V., Elliott, T., Frey, F. A., Garcia, M. O., Gurenko, A. A., Kamenetsky, V. S., Kerr, A. C., Krivolutsкая, N. A., Matvienkov, V. V., Nikogosian, I. K., Rocholl, A., Sigurdsson, I. A., Sushchevskaya, N. M. & Teklay, M. (2007). The Amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-Derived Melts. *Science* 316, 412-417.
- Sobolev, A. V., Hofmann, A. W., Sobolev, S. V. & Nikogosian, I. K. (2005). An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature* 434, 590-597.
- Söderlund, U., Patchett, P. J., Vervoort, J. D. & Isachsen, C. E. (2004). The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letters* 219, 311-324.
- Spohn, T. & Schubert, G. (1982). Modes of mantle convection and the removal of heat from the Earth's interior. *J. Geophys. Res.* 87, 4682-4696.

- Sproule, R. A., Leshner, C. M., Ayer, J. A., Thurston, P. C. & Herzberg, C. T. (2002). Spatial and temporal variations in the geochemistry of komatiites and komatiitic basalts in the Abitibi greenstone belt. *Precambrian Research* 115, 153-186.
- Stiegler, M. T., Lowe, D. R. & Byerly, G. R. (2008). Abundant pyroclastic komatiitic volcanism in the 3.5 to 3.2 Ga Barberton greenstone belt, South Africa. *Geology* 36, 779-782.
- Stiegler, M. T., Lowe, D. R. & Byerly, G. R. (2010). The Petrogenesis of Volcaniclastic Komatiites in the Barberton Greenstone Belt, South Africa: a Textural and Geochemical Study. *J. Petrology* 51, 947-972.
- Sun, S. S. & Nesbitt, R. W. (1978). Petrogenesis of Archaean ultrabasic and basic volcanics: Evidence from rare earth elements. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 65, 301-325.
- Suzuki, A., Ohtani, E. & Kato, T. (1998). Density and thermal expansion of a peridotite melt at high pressure. *Physics of The Earth and Planetary Interiors* 107, 53-61.
- Takahashi., E. (1986). Melting of a dry Peridotite KLB-1 up to 14 GPa: Implications on the origin of Peridotitic Upper Mantle. *J. Geophys. Res.* 91, 9367-9382.
- Taylor, B. (2006). The single largest oceanic plateau: Ontong Java-Manihiki-Hikurangi. *Earth and Planetary Science Letters* 241, 372-380.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M. & Kröner, A. (1981). Chapter 21 The Rare Earth Element Evidence in Precambrian Sedimentary Rocks: Implications for Crustal Evolution. *Developments in Precambrian Geology*: Elsevier, 527-548.
- Thompson, M. E., Kareem, K. M., Xie, X. & Byerly, G. R. (2003). Fresh melt inclusions in 3.3 Ga komatiitic olivines from the Barberton greenstone belt, South Africa. *Lunar and Planetary Science XXXIV*.

- Tourpin, S., Gruau, G., Blais, S. & Fourcade, S. (1991). Resetting of REE, and Nd and Sr isotopes during carbonitization of a komatiite flow from Finland. *Chemical Geology* 90, 15-29.
- Turcotte, D. L. (1980). On the thermal evolution of the earth. *Earth and Planetary Science Letters* 48, 53-58.
- Unsworth, M. J., Jones, A. G., Wei, W., Marquis, G., Gokarn, S. G. & Spratt, J. E. (2005). Crustal rheology of the Himalaya and Southern Tibet inferred from magnetotelluric data. *Nature* 438, 78-81.
- van Thienen, P., van den Berg, A. P. & Vlaar, N. J. (2004a). Production and recycling of oceanic crust in the early Earth. *Tectonophysics* 386, 41-65.
- van Thienen, P., Vlaar, N. J. & van den Berg, A. P. (2004b). Plate tectonics on the terrestrial planets. *Physics of The Earth and Planetary Interiors* 142, 61-74.
- Veizer, J. (1988). Continental growth: Comments on "The Archean-Proterozoic transition: Evidence from Guyana and Montana" by A. K. Gibbs, C. W. Montgomery, P. A. O'Day and E. A. Erslev. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 789-792.
- Vervoort, J. D. & Blichert-Toft, J. (1999). Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 533-556.
- Vervoort, J. D., Patchett, P. J., Söderlund, U. & Baker, M. (2004). Isotopic composition of Yb and the determination of Lu concentrations and Lu/Hf ratios by isotope dilution using MC-ICPMS. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5, Q11002.
- Viljoen, M. J. & Viljoen, R. P. (1969b). The geology and geochemistry of the Lower Ultramafic Unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rock. *Upper mantle project*. Pretoria: Geological Society of South Africa, 55-86.

- Viljoen, M. J. & Viljoen, R. P. (1969c). Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from the Komati Formation of the Onverwacht Group. *Upper mantle project*. Pretoria: Geological Society of South Africa, 87-112.
- Viljoen, M. J. & Viljoen, R. P. (1969d). A proposed new classification of the granitic rocks of the Barberton region. *Upper mantle project*. Pretoria: Geological Society of South Africa, 153-188.
- Viljoen, M. J., Viljoen, R. P., Smith, H. S. & Erlank, A. J. (1983). Geological, textural and geochemical features of komatiitic flows from the Komati Formation. *Geological Society of South Africa Special publication 9*, 1-20.
- Viljoen, R. P. & Viljoen, M. J. (1969a). The effects of metamorphism and serpentinisation on the volcanic and associated rocks of the Barberton region. *Upper mantle project*. Pretoria: Geological Society of South Africa, 29-54.
- Vlaar, N. J. (1986). Archaean global dynamics. *Geologie en Mijnbouw* 65, 91–101.
- Vlaar, N. J. & Van den Berg, A. P. (1991). Continental evolution and archeo-sea-levels. In: Sabadini, R., Lambeck, K., Boschi, (ed.) *Glacial Isostasy, Sea-Level and Mantle Rheology*. Kluwer, Dordrecht The Netherlands.
- Vlaar, N. J., van Keken, P. E. & van den Berg, A. P. (1994). Cooling of the earth in the Archaean: Consequences of pressure-release melting in a hotter mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 121, 1-18.
- Walker, R. J., Morgan, J. W., Horan & M, F. (1995). *Osmium-187 enrichment in some plumes: evidence for core-mantle interaction ?* Washington, DC, ETATS-UNIS: American Association for the Advancement of Science.
- Walker, R. J., Carlson, R. W., Shirey, S. B. & F.R, B. (1989). Os, Sr, Nd, and Pb isotope systematics of southern African peridotite xenoliths: Implications for the chemical evolution of subcontinental mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 1583-1595.

- Walker, R. J., Echeverria, L. M., Shirey, S. B. & Horan, M. F. (1991). Re — Os isotopic constraints on the origin of volcanic rocks, Gorgona Island, Colombia: Os isotopic evidence for ancient heterogeneities in the mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107, 150-162.
- Walker, R. J. & Nisbet, E. (2002). 187Os isotopic constraints on Archean mantle dynamics. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 3317-3325.
- Walker, R. J., Shirey, S. B. & Stecher, O. (1988). Comparative ReOs, SmNd and RbSr isotope and trace element systematics for Archean komatiite flows from Munro Township, Abitibi Belt, Ontario. *Earth and Planetary Science Letters* 87, 1-12.
- Walker, R. J., Storey, M., Kerr, A. C., Tarney, J. & Arndt, N. T. (1999). Implications of 187Os isotopic heterogeneities in a mantle plume: evidence from Gorgona Island and Curaçao. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 713-728.
- Walter, M. J. (1998). Melting of Garnet Peridotite and the Origin of Komatiite and Depleted Lithosphere. *J. Petrology* 39, 29-60.
- Watson, E. B., Othman, D. B., Luck, J.-M. & Hofmann, A. W. (1987). Partitioning of U, Pb, Cs, Yb, Hf, Re and Os between chromian diopsidic pyroxene and haplobasaltic liquid. *Chemical Geology* 62, 191-208.
- White, W. M., Albarède, F. & Télouk, P. (2000). High-precision analysis of Pb isotope ratios by multi-collector ICP-MS. *Chemical Geology* 167, 257-270.
- Wilde, S. A., Valley, J. W., Peck, W. H. & Graham, C. M. (2001). Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4[thinsp]Gyr ago. *Nature* 409, 175-178.
- Williams, D. A. C. & Furnell, R. G. (1979). Reassessment of part of the Barberton type area, South Africa. *Precambrian Research* 9, 325-347.

- Williams, I. S. & Collins, W. J. (1990). Granite-greenstone terranes in the Pilbara Block, Australia, as coeval volcano-plutonic complexes; Evidence from U-Pb zircon dating of the Mount Edgar Batholith. *Earth and Planetary Science Letters* 97, 41-53.
- Wilson, A. H. (2003). A new class of silica enriched, highly depleted komatiites in the southern Kaapvaal Craton, South Africa. *Precambrian Research* 127, 125-141.
- Wyman, D. A., Hollings, P. & Biczok, J. (2010). Crustal evolution in a cratonic nucleus: Granitoids and felsic volcanic rocks of the North Caribou Terrane, Superior Province Canada. *Lithos* In Press, Corrected Proof.
- Xie, Q., Kerrich, R. & Fan, J. (1993). HFSE/REE fractionations recorded in three komatiite-basalt sequences, Archean Abitibi greenstone belt: Implications for multiple plume sources and depths. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 4111-4118.
- Zellmer, G. F., Rubin, K. H., Grönvold, K. & Jurado-Chichay, Z. (2008). On the recent bimodal magmatic processes and their rates in the Torfajökull-Veidivötn area, Iceland. *Earth and Planetary Science Letters* 269, 388-398.
- Zhang, J. & Herzberg, C. (1994). Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1 from 5.0 to 22.5 GPa. *J. Geophys. Res.* 99, 17729-17742.
- Zindler, A. (1982). Nd and Sr isotopic studies of komatiites and related rocks. In: Arndt, N. T. & Nisbet, E. G. (eds.) *Komatiites*. London: George Allen & Unwin, 399-420.

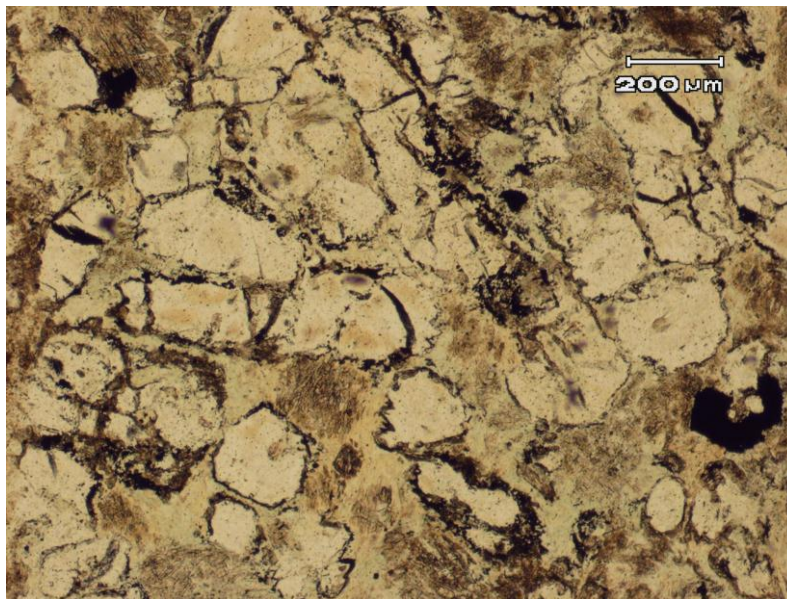
ANNEXE 1 : DESCRIPTIONS DES LAMES MINCES DES ÉCHANTILLONS

Formation Komati

► BD1 : Orthocumulat à olivine.

Minéraux magmatiques : L'olivine (80%) est sub-automorphe, a pour taille caractéristique 0,2mm, certains cristaux sont fortement allongés. La chromite (1%) est automorphe et a pour taille caractéristique 0,1mm.

Altération : L'olivine est totalement altérée en serpentine et magnétite avec préservation des formes. La chromite est totalement altérée en magnétite avec altération de ses formes. Il y a également de la trémolite secondaire. La roche est calcifiée à 35%.

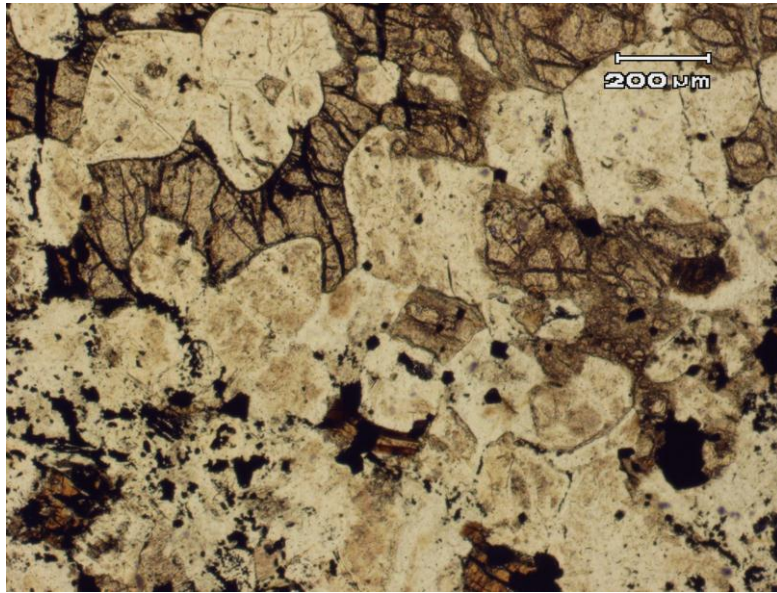


BD1, lumière polarisée non-analysée

► BD2 : Cumulat à pyroxènes pœcilitiques.

Minéraux magmatiques : L'olivine (45%) est sub-automorphe, de taille caractéristique 0,3mm. Le clinopyroxène (entre 30 et 35%) est pœcilitique, a 9mm de taille caractéristique et contient des inclusions de chromite. Il y a des orthopyroxènes pœcilitique (entre 15 et 20%), de 6mm de taille caractéristique et contenant des inclusions de chromite. Il y a quelques pourcents de chromite automorphe de taille caractéristique 0.05mm. Il y a entre 5 et 10% de matrice fine.

Altération : La texture est préservée. Les olivines sont presque totalement altérées en serpentine et magnétite. Quelques cœurs d'olivine sont cependant préservés pour les olivines incluses dans les pyroxènes pœcilitiques. Les clinopyroxènes sont altérés à 5% en trémolite avec préservation de leurs formes. Les orthopyroxènes sont altérés à 25% en bastite avec préservation de leurs formes. La chromite est totalement altérée en magnétite avec préservation partielle de ses formes. La matrice est totalement altérée en chlorite microcristalline et magnétite.



BD2, lumière polarisée non-analysée

► **BD4** : Spinifex grossier à olivine.

Minéraux magmatiques : L'olivine spinifex (entre 75 et 80%) est en plaquettes de 0,2mm d'épaisseur. Elle comprend des inclusions de chromite. Les plaquettes se regroupent en plaques de 4mm d'épaisseur caractéristique. Il y a entre les plaques et plaquettes d'olivine du pyroxène aciculaire de 0,03mm de diamètre caractéristique. Ces cristaux de pyroxène se regroupent en structures ressemblant à des plumes. Il y a moins de 5% de chromite, elle a pour taille caractéristique 0,05mm.

Altération : Les olivines spinifex sont totalement altérée en serpentine et magnétite, leurs formes sont altérées. Le pyroxène est totalement altéré en trémolite, chlorite et magnétite avec bonne préservation de ses formes. La chromite est totalement altérée en magnétite avec altération de ses formes. La roche a subit un épisode de calcification postérieur, elle est calcifiée à 30%.

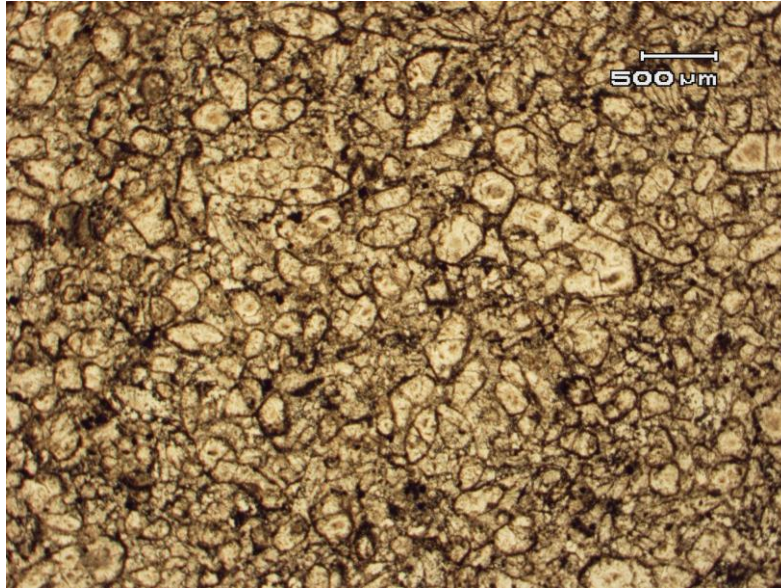


BD4, lumière polarisée non-analysée

► **BD5** : Orthocumulat à olivine.

Minéraux magmatiques : L'olivine (entre 60 et 65%) est sub-automorphe, à inclusions de chromite, de taille caractéristique 0,2mm. Le pyroxène (30%) a 0,23mm de longueur caractéristique. La chromite (entre 0 et 5%), en inclusion dans les olivines, dans les pyroxènes ou entre les grains, est automorphe et de taille caractéristique 0,05mm. Il y a 5% de matrice fine.

Altération : L'olivine est altérée à 100% en serpentine et magnétite avec préservation des formes. Le pyroxène est totalement altéré en trémolite sans préservation des formes. La matrice est totalement altérée en chlorite et magnétite. La chromite est totalement altérée en magnétite avec préservation moyenne de ses formes.

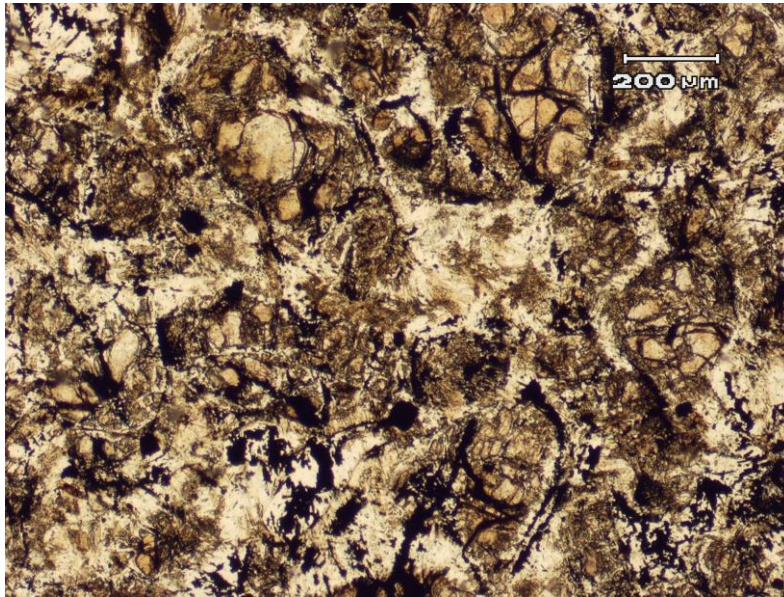


BD5, lumière polarisée non-analysée

► **BD6** : Orthocumulat à olivine.

Minéraux magmatiques : L'olivine (50%) est sub-automorphe et de taille caractéristique 0,5mm. Le clinopyroxène (40%) remplit les espaces laissés entre les grains d'olivine. La chromite (entre 0 et 5%) est automorphe et a pour taille caractéristique 0,08mm. Il y a environ 5% de matrice fine.

Altération : La texture est mal préservée. Il y a des cœurs d'olivine fraîche. En effet, les olivines ne sont altérées qu'à 55% en serpentine et magnétite. Il y a peut-être eu un peu d'exsolution de chromite dans les cœurs d'olivines ce qui leur donne une teinte légèrement jaune. Le clinopyroxène est totalement altéré en trémolite et magnétite. La chromite est totalement altérée en magnétite avec une assez bonne préservation des formes.



BD6, lumière polarisée non-analysée

► **BD7** : Spinifex à pyroxène.

Minéraux magmatiques : Les pyroxènes spinifex (65% de la roche) ont 1,2mm de diamètre caractéristique. Entre ces gros pyroxènes spinifex, il y a des pyroxènes petits (0,5mm de longueur caractéristique) et fins composant des formes similaires à des plumes (35% de la roche).

Altération : La texture très bien préservée. Les petits pyroxènes sont altérés en trémolite. Les gros pyroxènes spinifex ont été altérés en trémolite en deux phases : une pour les cœurs et une pour les bordures. Leurs formes sont parfaitement préservées.



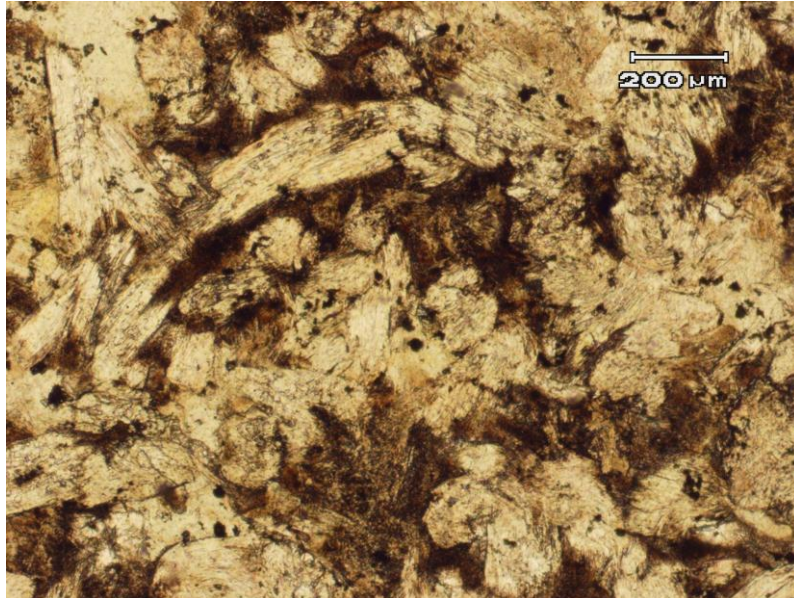
BD7, lumière polarisée non-analysée

► **BD9** : Pyroxénite.

Minéraux magmatiques : Les pyroxènes (75%) sont probablement des clinopyroxènes car ils sont de relativement petite taille et prismatiques plutôt que plus grands et pœcilitiques comme le seraient orthopyroxènes. Ils ont pour largeur caractéristique : 0,25mm et pour

longueur caractéristique 1mm. La chromite (entre 0 et 5%) est automorphe, de taille caractéristique 0,04mm. La matrice fine représente entre 20 et 25% de la roche.

Altération : Le pyroxène est totalement altéré en trémolite, ses formes sont toujours discernables mais partiellement effacées. La chromite est totalement altérée en magnétite mais ses formes sont préservées. La matrice fine est totalement altérée en chlorite microcristalline.



BD9, lumière polarisée non-analysée

► **BD10** : Basalte komatiitique.

La texture n'est pas préservée. La roche est totalement altérée en trémolite, magnétite et chlorite. Il y a des boules plus claires, de 1mm de diamètre caractéristique altérée en serpentine et chlorite. Il s'agit peut-être de varioles.



BD10, lumière polarisée non-analysée

► **BD11** : Spinifex à olivine.

Minéraux magmatiques : L'olivine (entre 35 et 40%) est en grandes plaquettes spinifex de 1mm d'épaisseur caractéristique. Le pyroxène (entre 45 et 50%) et la matrice fine (15%) remplissent les espaces laissés entre les plaquettes d'olivine.

Altération : L'olivine est totalement altérée en serpentine, magnétite et trémolite. La forme des plaquettes est conservée. Le pyroxène est totalement altéré en trémolite et magnétite, ses formes sont effacées. La matrice fine est totalement altérée en chlorite microcristalline et magnétite.

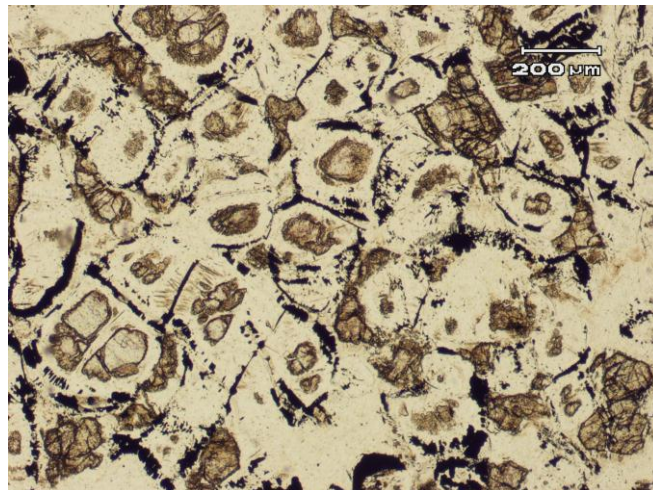


BD11, lumière polarisée non-analysée

► **BD12** : Orthocumulat à olivine.

Minéraux magmatiques : L'olivine (entre 70 et 75%) est sub-automorphe. Elle a 0,3mm de taille caractéristique. Les clinopyroxènes (entre 10 et 15%), se trouvent entre les grains d'olivine dont ils épousent les contours. Ils ont 0,4mm de taille caractéristique. Les chromites (entre 0 et 5%) sont automorphes et ont pour taille caractéristique 0,1mm. De la matrice fine représente entre 10 et 15% de la roche.

Altération : La texture est bien préservée. Des cœurs d'olivine non-altérée ont été préservés. L'olivine n'est altérée qu'à 50% en serpentine et magnétite. Les clinopyroxènes sont préservés. La chromite est totalement altérée en magnétite mais ses formes ont été préservées. La matrice fine est totalement altérée en chlorite et magnétite.

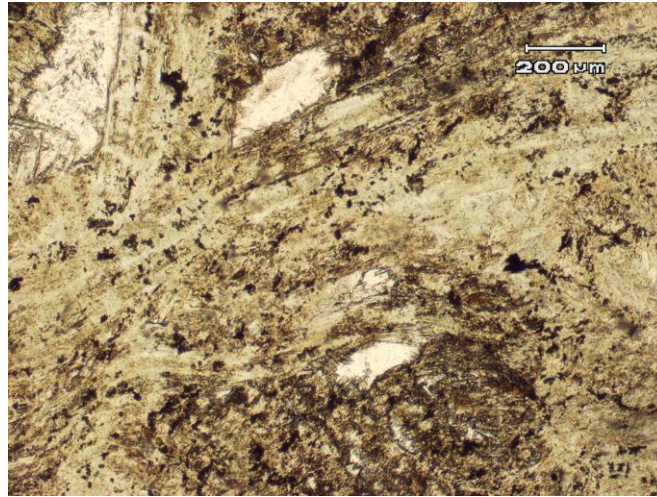


BD12, lumière polarisée non-analysée

► **BD13** : Pyroxénite à pyroxènes aciculaires.

Minéraux magmatiques : Les pyroxènes (60%) sont aciculaires, forment des bouquets de 5mm de longueur caractéristique. Il y a une phase blanche, xénomorphe formant des volumes de 0,3mm de diamètre (entre 15 et 20%). De la matrice fine représente entre 20 et 25% de la roche.

Altération : Le pyroxène a été complètement altéré en trémolite, chlorite et magnétite. La matrice fine est complètement altérée en trémolite, chlorite et magnétite.

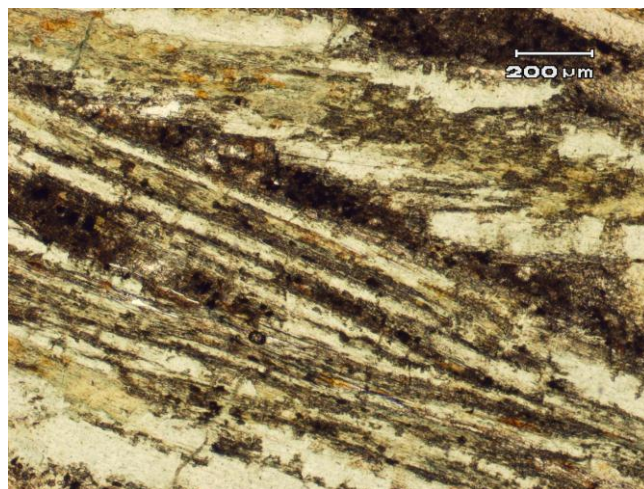


BD13, lumière polarisée non-analysée

► **BD14** : Spinifex à pyroxène.

Minéraux magmatiques : Les pyroxènes spinifex (65%) sont zonés, ont 0,55mm de diamètre caractéristique et plusieurs centimètres de longueur. Les plagioclases (5%) sont trapus et ont 0,35mm de taille caractéristique. Il y a environ 1% de chromite, automorphe, de taille caractéristique 0,045mm, en inclusions dans les cœurs des baguettes de pyroxène spinifex. De la matrice fine compose 30% de la roche.

Altération : Les pyroxènes spinifex sont totalement altérés en trémolite avec conservation de leurs formes. La chromite est totalement altérée en magnétite avec préservation de ses formes. La matrice fine est totalement altérée en chlorite et magnétite.

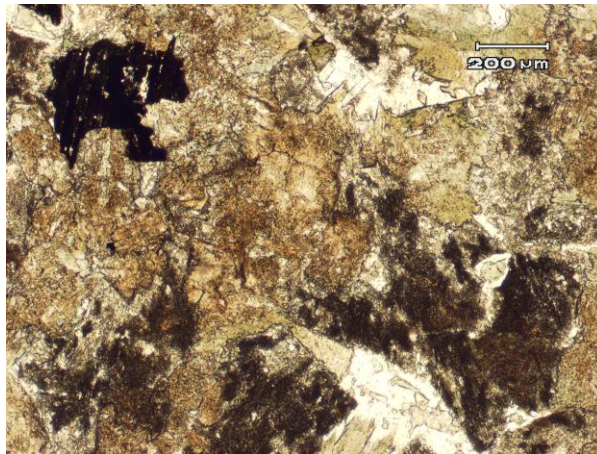


BD14, lumière polarisée non-analysée

► **BD15** : Gabbro.

Minéraux magmatiques : Il y a des oxydes squelettiques (10%) de taille caractéristique 2mm. Il y a des orthopyroxènes (30%). Il y a des clinopyroxènes (45 à 50%). Il y a des plagioclases (10%).

Altération : La texture est altérée. La forme des oxydes est bien préservée. Les orthopyroxènes sont totalement altérés en serpentine et magnétite, leur forme est mal préservée. Les clinopyroxènes sont totalement altérés en trémolite principalement et en chlorite.

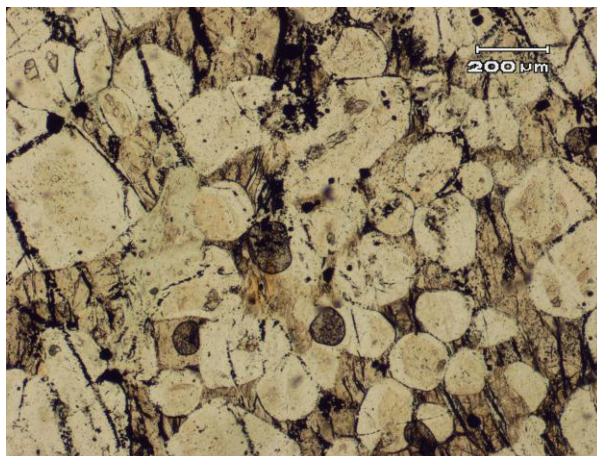


BD15, lumière polarisée non-analysée

► **BD16** : Orthocumulat à olivine.

Minéraux magmatiques : L'olivine (60%) est sub-automorphe, a pour taille caractéristique 0,25mm, contient des inclusions de chromite. Le clinopyroxène (35%) épouse les contours des grains d'olivine (parfois inclus des olivines), contient également des inclusions de chromite et a pour taille caractéristique 1,5mm. La chromite (5%) est automorphe, en inclusions dans les olivines, les pyroxènes ou entre les grains. Elle a pour taille caractéristique 0,04mm. La matrice fine représente environ 1% de la roche.

Altération : L'olivine est complètement altérée en serpentine et magnétite avec une parfaite préservation de ses formes. Les pyroxènes sont altérés à 90% en trémolite avec une très bonne préservation des formes. La chromite est complètement altérée en magnétite avec préservation de ses formes. La matrice est totalement altérée en chlorite et magnétite. La roche a subi un épisode de calcification postérieur. Elle est calcifiée à 10% environ.



BD16, lumière polarisée non-analysée

► **BD17** : Cumulat à pyroxène pœcilitique.

Minéraux magmatiques : Les pyroxènes pœcilitiques à inclusions d'olivine ont 5mm de taille caractéristique. L'olivine (entre 20 et 25%) est sub-automorphe en inclusions dans les pyroxènes pœcilitiques, a 0,5mm de taille caractéristique et contient des inclusions de chromite automorphe.

Altération : Les pyroxènes sont totalement altérés en trémolite et magnétite avec préservation des formes. Les olivines sont totalement altérées en serpentine, trémolite et magnétite avec préservation de leurs formes. Entre ces pyroxènes pœcilitiques, ce qui devait être une matrice à grains plus fins est totalement altérée en serpentine, chlorite, trémolite et magnétite sans préservation de texture. Cette roche contient une grande quantité de magnétite secondaire en particulier le long des clivages des pyroxènes. Enfin, cette roche a subi une importante calcification secondaire.



BD17, lumière polarisée non-analysée

► **BD18** : Couche B1, orthocumulat à olivine.

Minéraux magmatiques : L'olivine (entre 80 et 85%) est sub-automorphe et a 1,2mm de taille caractéristique. Le pyroxène (10%) a pour taille caractéristique 0,5mm. La chromite (entre 0 et 5%) est automorphe, a 0,04mm de taille caractéristique et se trouve en inclusion dans les olivines, dans les pyroxènes ou entre les grains. La matrice fine représente 5% de la roche.

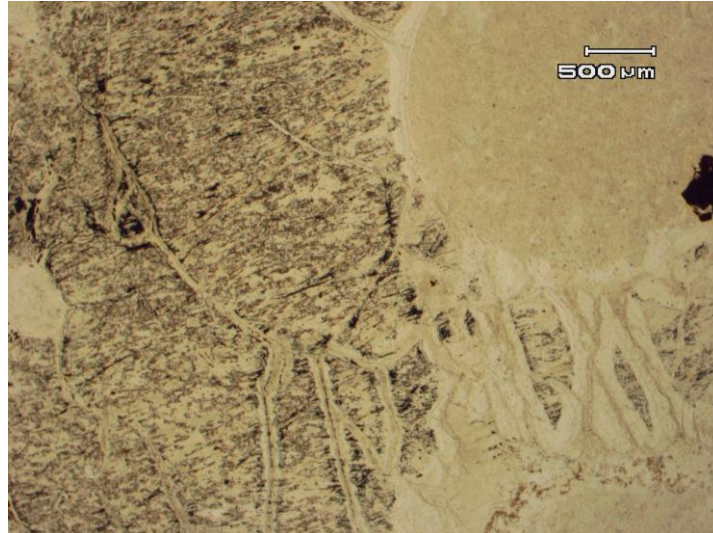
Altération : L'olivine est totalement altérée en serpentine et magnétite avec effacement partiel des formes. Le pyroxène est totalement altéré en trémolite, ses formes sont légèrement brouillées par l'altération. La chromite est altérée à 100% en magnétite avec préservation de ses formes. La matrice est totalement altérée en chlorite, serpentine et magnétite.



BD18, lumière polarisée non-analysée

► **BD19** : Dunite à vésicules.

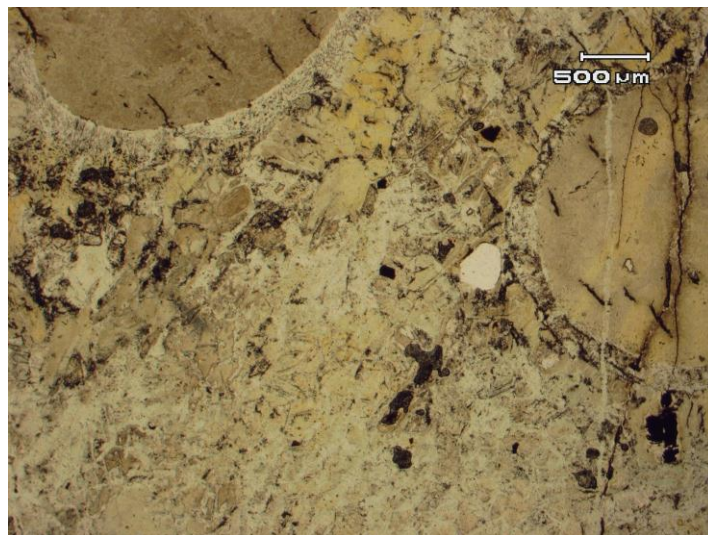
Les vésicules (25%) sont totalement serpentinisées. Le reste de la roche est presque totalement constitué d'olivine altérée en serpentine et magnétite avec effacement de ses formes. La chromite est automorphe, a pour taille caractéristique 0,35mm et est partiellement altérée en magnétite. La roche est calcifiée à 15%. Les vésicules ne sont pas du tout calcifiées.



BD19, lumière polarisée non-analysée

► **BD20** : Komatiite à vésicules.

Il y a entre 30 et 35% de vésicules ayant pour taille caractéristique 2mm. La roche est totalement altérée en serpentine, magnétite et un peu de trémolite.

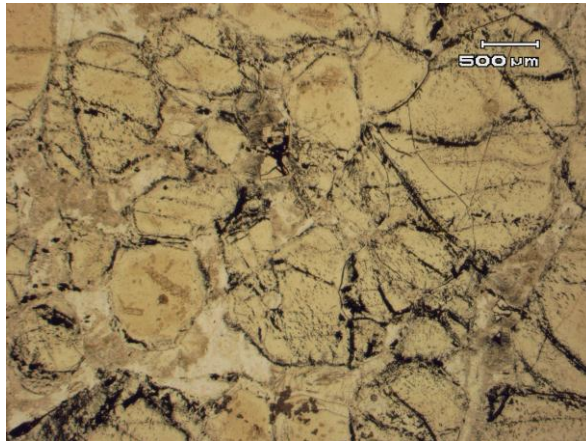


BD20, lumière polarisée non-analysée

► **BD21** : Dunite, cumulat à olivine.

Minéraux magmatiques : L'olivine (85%) est sub-automorphe, a pour taille caractéristique 1,5mm. Il y a environ 15% de matrice.

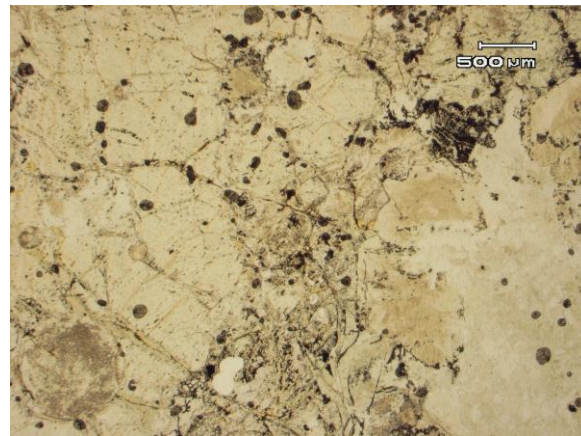
Altération : La roche est totalement altérée en serpentine et magnétite avec bonne préservation des formes.



BD21, lumière polarisée non-analysée

► **BD22** : Komatiite à vésicules.

Il y a environ 15% de vésicules dont les diamètres sont compris entre 2 et 8 mm. Il y a quelques chromites automorphes de taille caractéristique 0,2mm. La roche est totalement altérée en serpentine et magnétite à l'exception des chromites qui sont préservées.



BD22, lumière polarisée non-analysée

► **BD23** : Komatiite harrisitique à olivine à vésicules.

Il y a des vésicules de taille caractéristique 3mm, quelques chromites automorphes de taille caractéristique 0.5mm. La roche est totalement altérée en serpentine, magnétite et chlorite.



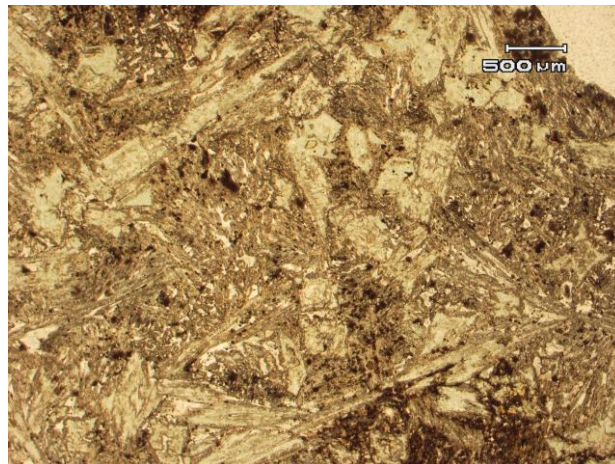
BD23, lumière polarisée non-analysée

Formation Hooggenoeg

► HOG1 : Spinifex, fin, aléatoire, à pyroxène.

Minéraux magmatiques : Les pyroxènes spinifex (80%) sont zonés. Ils contiennent parfois quelques inclusions de chromite, leur diamètre maximal est de 0,6mm. Il y a quelques chromites en inclusion dans les aiguilles de pyroxène ou entre ces aiguilles. Elles ont pour taille caractéristique 0,05mm et sont automorphes. Il y a 20% de matrice environ.

Altération : Le pyroxène est totalement altéré en chlorite, trémolite et magnétite avec altération de ses formes. Les chromites sont fortement altérées en magnétite avec préservation des formes. La matrice est totalement altérée en chlorite et magnétite.



HOG1, lumière polarisée non-analysée

► HOG2 : Spinifex, grossier, aléatoire, à pyroxène.

Minéraux magmatiques : Le pyroxène spinifex (entre 65 et 70%) est zoné, en baguettes de 0,05mm à 1,4mm. Il y a entre 30 et 35% de matrice.

Altération : Le pyroxène est totalement altéré en trémolite (pour les bordures), chlorite (pour les cœurs) et magnétite avec préservation des formes. La matrice est totalement altérée en chlorite et magnétite.

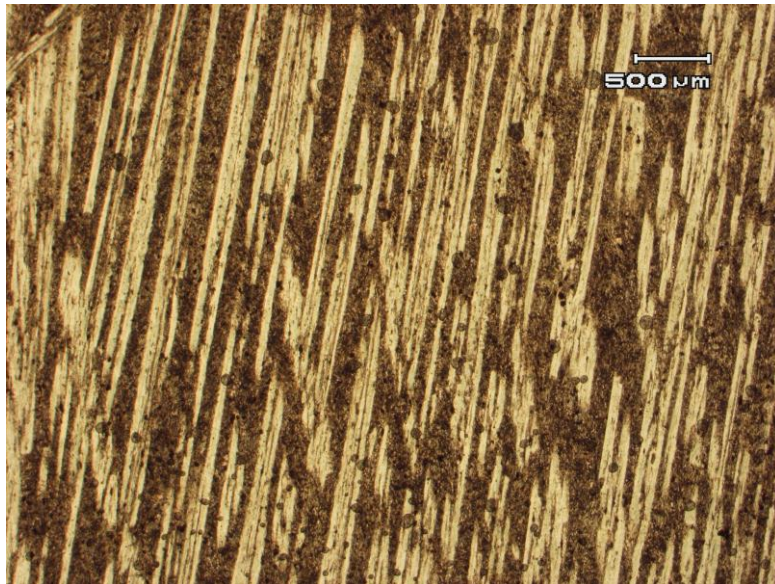


HOG2, lumière polarisée non-analysée

► HOG3 : Spinifex orienté à pyroxène.

Minéraux magmatiques : Le pyroxène spinifex (entre 55 et 60%) est zoné, le diamètre des aiguilles est très uniforme : environ 0,15mm. La matrice (entre 40 et 45%) comprend principalement des microcristaux de pyroxène se rassemblant en formes similaires à des plumes.

Altération : Les pyroxènes spinifex sont totalement altérés en trémolite, chlorite et magnétite avec bonne préservation de leurs formes. La matrice est totalement altérée en chlorite et magnétite. Des veines de calcite secondaire recourent la roche.

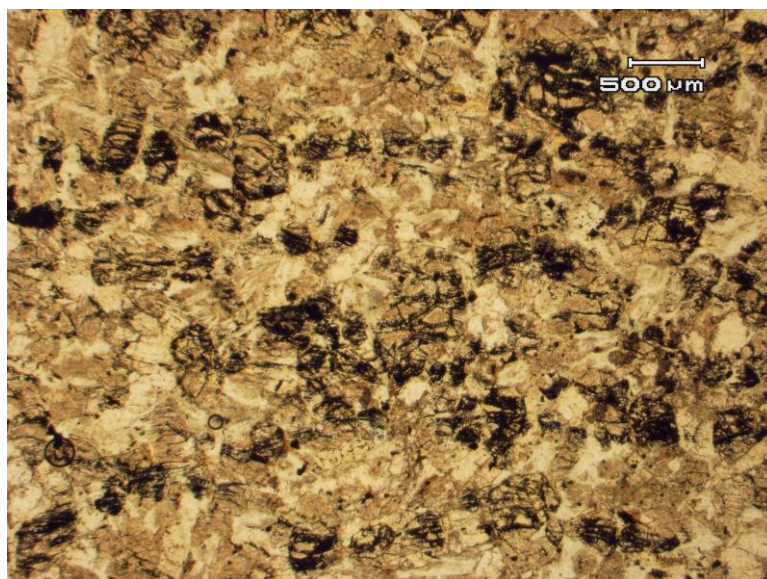


HOG3, lumière polarisée non-analysée

► HOG4 : Cumulat à olivine.

Minéraux magmatiques : L'olivine est dominante et il y a quelques pourcents de chromite automorphe.

Altération : La texture est mal préservée. La roche est totalement altérée en trémolite, serpentine, magnétite et chlorite.

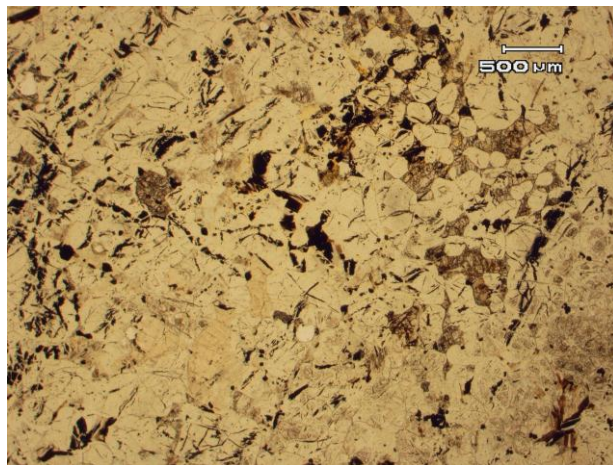


HOG4, lumière polarisée non-analysée

► **HOG5** : Cumulat à pyroxène pœcilitique.

Minéraux magmatiques : L'olivine est dominante, il y a entre 10 et 15% de clinopyroxènes pœcilitiques de 0,5cm de taille caractéristique, contenant des inclusions d'olivine et de chromite. Il y a 2% d'orthopyroxènes pœcilitiques, de taille caractéristique 2mm, contenant des inclusions d'olivine et de chromite. Il y a quelques pourcents de chromite automorphe en inclusion ou entre les grains. La matrice représente quelques pourcents de la roche.

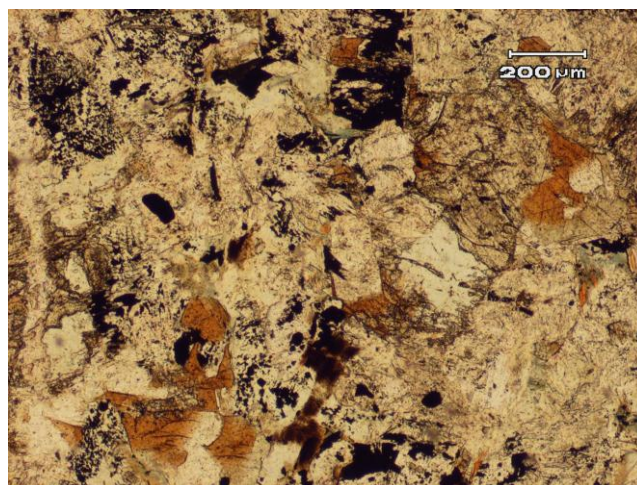
Altération : L'olivine est totalement altérée en serpentine et magnétite avec mauvaise préservation de ses formes. Le clinopyroxène est altéré à 30% en trémolite et serpentine avec préservation de ses formes. L'orthopyroxène est totalement serpentinisé avec préservation de ses formes. La chromite est totalement altérée en magnétite avec altération de ses formes. La matrice fine est totalement altérée en serpentine, magnétite et chlorite. Enfin, les olivines et la matrice ont également subi un épisode de calcification postérieur. La calcite représente quelques pourcents de la roche.



HOG5, lumière polarisée non-analysée

► **HOG6** : Peridotite massive.

La texture est mal préservée. La roche est totalement altérée en trémolite, serpentine et magnétite. Il y a des fantômes d'olivine sub-automorphe de taille caractéristique 0,1mm. Il y a du clinopyroxène (originellement entre 20 et 25% de la roche) mais dont une grande partie a été altérée.



HOG6, lumière polarisée non-analysée

Formation Weltevreden

► MC 6-1 : Veine intrusive alcaline postérieure aux komatiites.

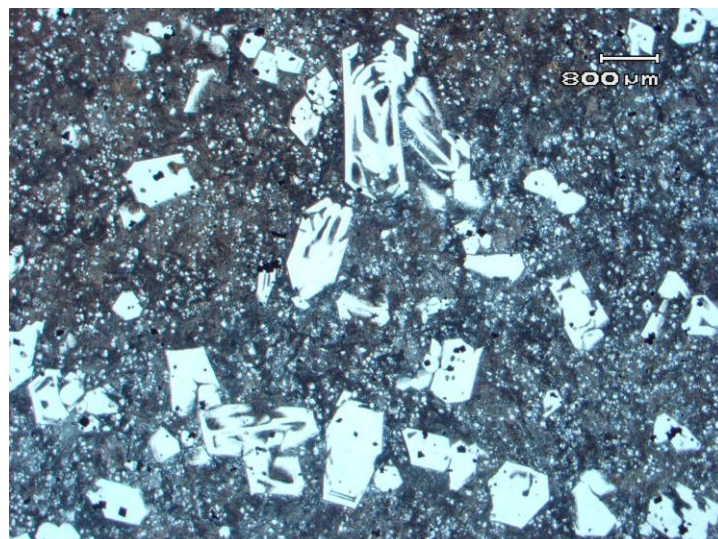
Minéraux magmatiques : Il y a deux populations d'olivine (35% de la roche). Les plus grosses (entre 15 et 20%) ont pour taille caractéristique 0,5mm, sont automorphes, squelettiques, et contiennent des inclusions de chromite. Les plus petites (entre 15 et 20%) ont pour taille caractéristique 20µm, sont automorphes et réparties dans la matrice. La matrice est constituée de cristaux de pyroxène en baguettes (entre 60 et 65%) de longueur caractéristique 100µm. Il y a des chromites (moins de 5%) en inclusions dans les olivines ou dans la matrice. Elles sont automorphes, de taille caractéristique 25µm.

Interprétation : Le fait que l'on trouve dans la matrice des fantômes d'olivines de petite taille aux formes parfaitement préservées montre que cette roche appartient à une série alcaline et non-pas à une série komatiitique comme le reste de la formation. En effet, pour un magma komatiitique, pendant la cristallisation une réaction péritectique a lieu au cours de laquelle les olivines réagissent avec le liquide pour donner de la pigeonite. Les petites olivines sont alors totalement consommées.

L'absence d'épidote et d'actinote du faciès schiste vert montrent que cette roche est issue d'un liquide tardif par rapport au reste de la série car n'ayant pas subi l'épisode de métamorphisme en faciès schiste vert.

Cette veine correspondrait donc à une injection de liquide alcalin tardif non-relié à l'histoire des komatiites de la série. Ceci est confirmé par les analyses chimiques de roche totale qui montrent que cet échantillon est à l'écart des tendances de la série komatiitique.

Altération : Les olivines sont totalement altérées en chlorite mais leurs formes sont parfaitement bien préservées. Les pyroxènes de la matrice sont totalement serpentinisés mais leur texture en baguettes est assez bien préservée. Les chromites sont totalement ou partiellement altérées en magnétite : dans les plus gros cristaux, un cœur de chromite représentant 20 à 80% du cristal est souvent préservé. La forme des chromites est bien préservée surtout pour les cristaux inclus dans les olivines.

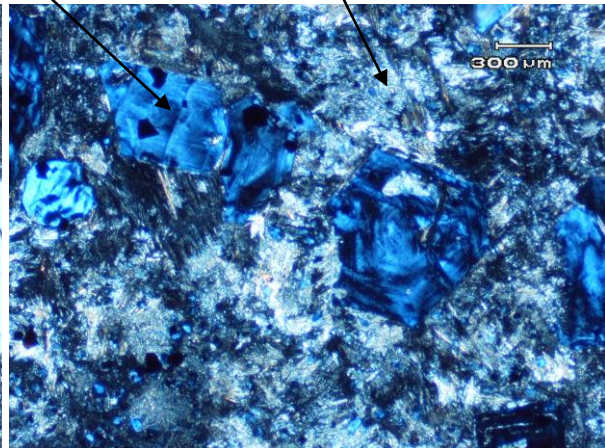
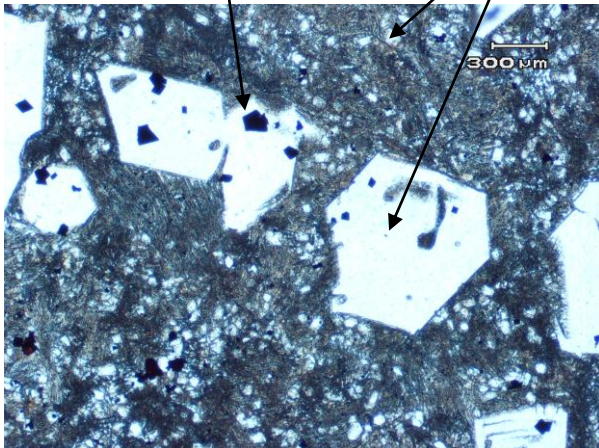


MC 6-1, lumière polarisée non-analysée

Chromite altérée en magnétite

Fantômes d'olivines

Serpentine



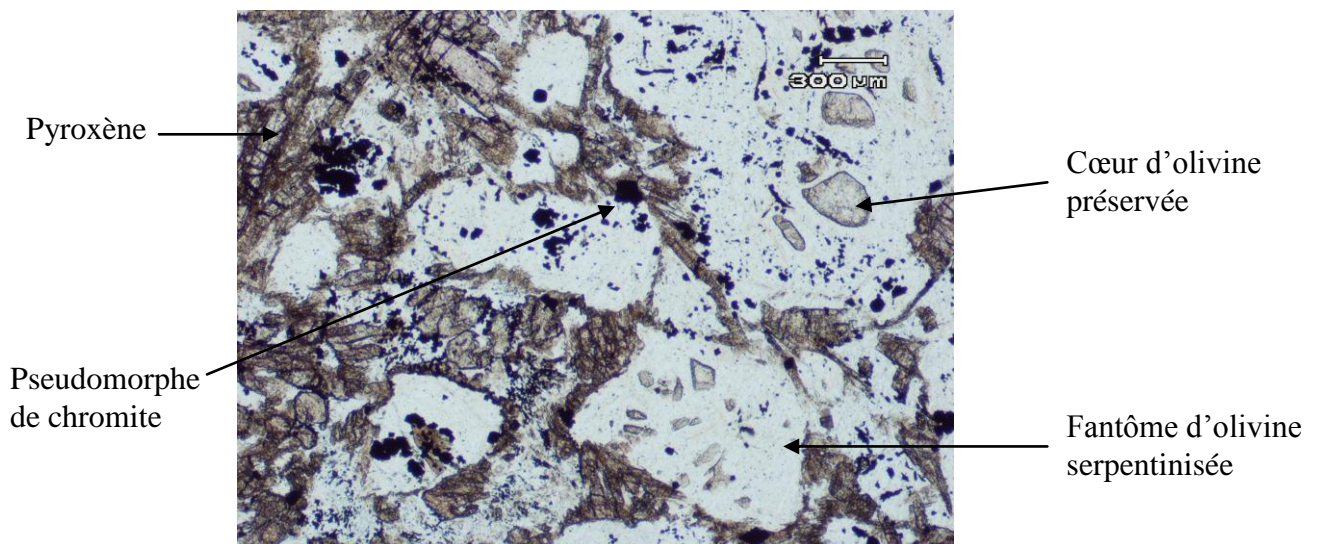
MC 6-1, lumière polarisée non-analysée

MC 6-1, lumière polarisée analysée

► MC 6-3 : Orthocumulat à olivine.

Minéraux magmatiques : Les olivines (entre 70 et 75%) sont sub-automorphes, de taille caractéristique 0,55mm. Elles contiennent des inclusions de chromite. Les pyroxènes (10%) sont prismatiques allongés et ont de 150µm à 0.5mm de longueur en général. Il s'agit de clinopyroxènes (entre 5 et 10%) et d'orthopyroxènes (~1%). Il y a de la chromite automorphe (entre 5 et 10%) dont la taille va de 50 à 150µm en général, en inclusion dans les olivines, dans les pyroxènes ou entre les grains. De la matrice représente 10% de la roche.

Altération : Les olivines sont considérablement altérées (à 85% environ) en serpentine plus magnétite. Leurs formes sont préservées. Les clinopyroxènes sont préservés alors que les orthopyroxènes sont partiellement altérés en bastite. Les chromites sont presque totalement altérées en magnétite avec préservation de leurs formes. La matrice est totalement altérée en chlorite microcristalline plus magnétite.



Pyroxène

Cœur d'olivine
préservée

Pseudomorphe
de chromite

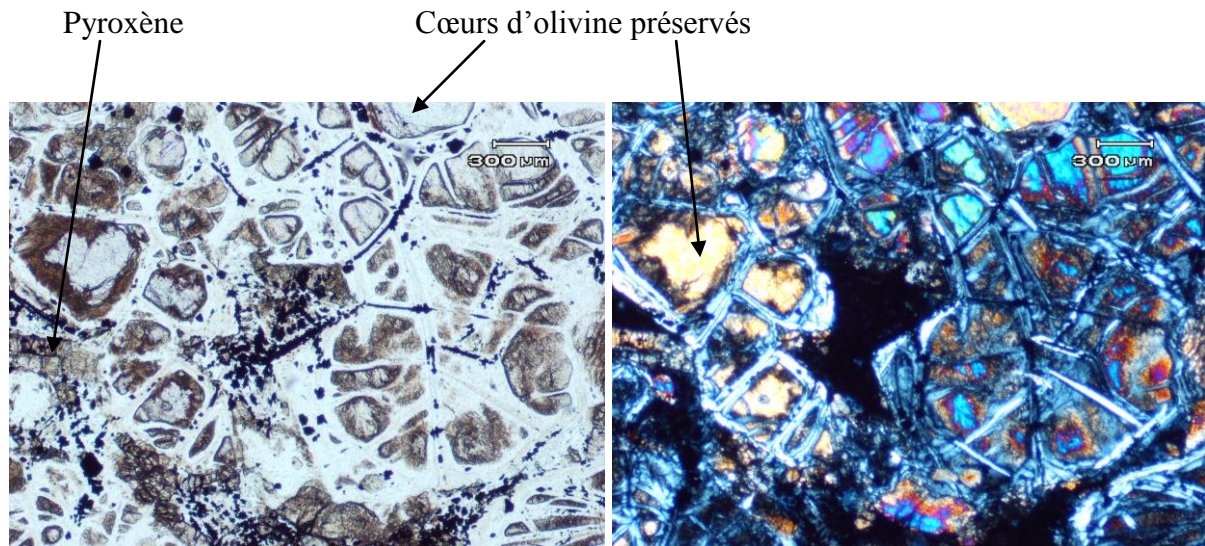
Fantôme d'olivine
serpentinisée

MC 6-3, lumière polarisée non-analysée

► **MC 6-4** : Orthocumulat à olivine.

Minéraux magmatiques : Les olivines (75%) sont sub-automorphes, de taille caractéristique 0,45mm. Elles contiennent des inclusions de chromite. Des clinopyroxènes (10%) sont prismatiques allongés de longueur caractéristique 0,55mm, parfois épousant les contours des grains d'olivine. Ils contiennent des inclusions de chromite. Environ un tiers des cristaux de pyroxène : ceux de plus grande taille sont zonés. La chromite (Moins de 5%) est automorphe, de taille caractéristique de 50 µm en inclusion dans les olivines, dans les pyroxènes ou entre les grains. 10 à 15% de la roche sont constitués de matrice fine.

Altération : Les olivines sont partiellement altérées (à environ 50%) en serpentine plus magnétite, les cœurs ayant été préservés. Leurs formes sont bien préservées. Les clinopyroxènes sont bien préservés n'ayant subi qu'une altération partielle en trémolite plus chlorite. Les chromites ont été totalement altérées en magnétite mais leurs formes ont été bien préservées. La matrice a été totalement altérée en chlorite microcristalline plus magnétite. La proportion de magnétite dans les zones de matrice altérée est grande (environ 50%).

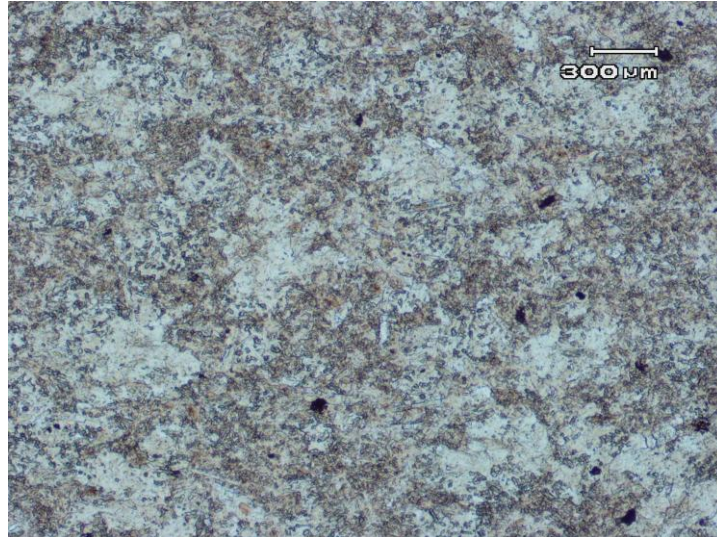


MC 6-4, lumière polarisée non-analysée

MC 6-4, lumière polarisée analysée

► MC 7-2 : Tuff.

La lame est totalement altérée en plus de 95% de serpentine et de la magnétite. 40% d'éléments plus clairs sont discernables d'une matrice. Ils sont plus riches en serpentine et moins riches en amphibole et en chlorite. Il s'agit probablement d'anciens clastes (phénocristaux d'olivine) de taille caractéristique de 220 μ m sur 165 μ m. On observe, un léger allongement de ces clastes probablement le long des strates de dépôt. La forme des clastes est peu préservée.

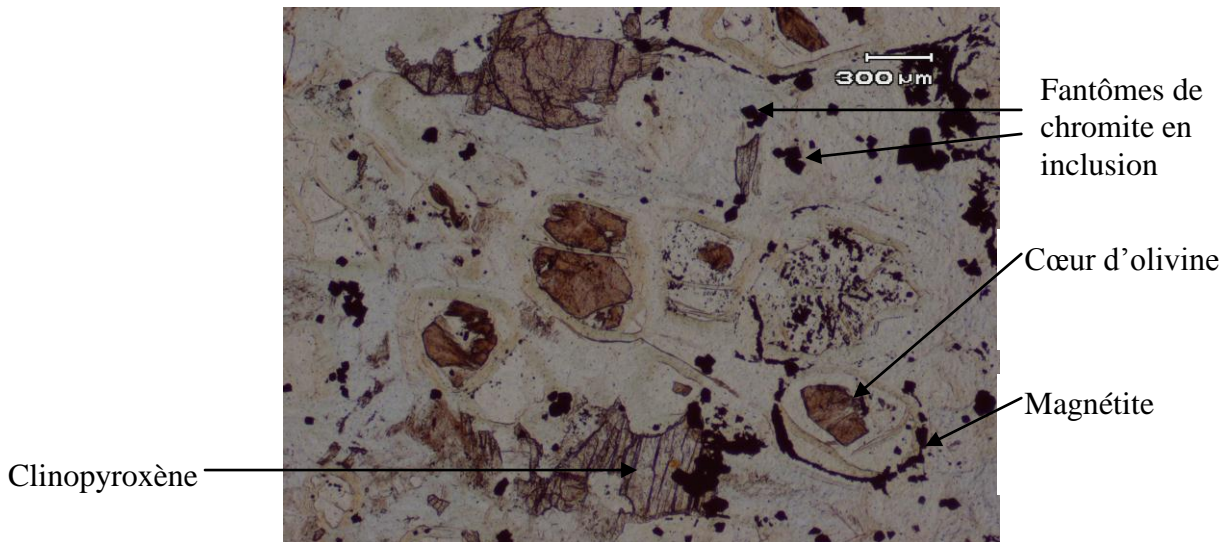


MC 7-2, lumière polarisée non-analysée

► MC 7-3 : Orthocumulat à olivine.

Minéraux magmatiques : Les olivines (80 à 85%) sont sub-automorphes, de taille caractéristique 0,5mm. Elles contiennent des inclusions de chromite. Des clinopyroxènes (5 à 10%) épousent les contours des grains d'olivine et parfois les englobent. Leurs tailles sont comprises entre 0,25 et 1mm en général et ils contiennent des inclusions de chromite. La chromite (5%) est automorphe, de taille caractéristique 50 μ m. Elle est en inclusion dans les olivines, dans les pyroxènes ou entre les grains. 5% de la roche sont constitués de matrice fine.

Altération : Olivines considérablement altérées en serpentine plus magnétite (environ 3% de la roche reste constituée d'olivine préservée). Certains grains d'olivine semblent avoir subi deux phases d'altération : une serpentinisation pour les bordures et une chloritisation pour les cœurs. Leurs formes ont été bien préservées. Les clinopyroxènes sont bien préservés n'ayant subi qu'une altération partielle en trémolite plus chlorite. Les chromites sont totalement altérées en magnétite mais leurs formes ont été préservées. La matrice fine a été totalement altérée en chlorite plus magnétite.

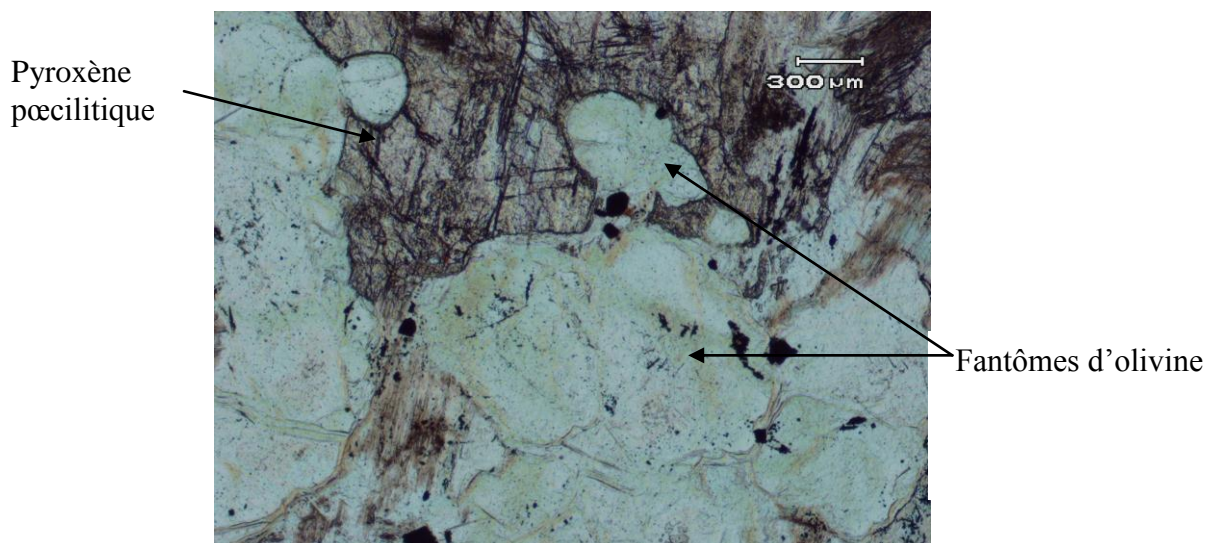


MC 7-3, lumière polarisée non-analysée

► **MC 7-4** : Péridotite pœcilitique.

Minéraux magmatiques : Les olivines (70 à 75%) sont sub-automorphes, de taille caractéristique 0,5mm. Elles contiennent des inclusions de chromite. Les clinopyroxène (15 à 20%) sont pœcilitiques à inclusions d'olivine et de taille caractéristique 0,7cm pour les deux tiers ou plus petits de taille caractéristique 0,5mm entre les grains d'olivine pour un tiers. Ils contiennent également des inclusions de chromite. La chromite (moins de 5%) se trouve en inclusion dans les olivines, les pyroxènes ou entre les grains. Elle a pour taille caractéristique 80μm. 5% de la roche sont constitués de matrice fine.

Altération : Les olivines sont totalement altérées en serpentine plus magnétite. Certains grains semblent avoir subi deux phases d'altération : une serpentinisation pour les bords et une chloritisation pour les cœurs. La forme des grains est préservée. Les clinopyroxènes sont bien préservés n'ayant subi qu'une altération partielle en trémolite plus chlorite. Les chromites sont totalement altérées en magnétite. Les fantômes de chromite sont légèrement déformés. Les plages de matrice fine sont totalement altérées en chlorite plus serpentine (en moindre mesure).

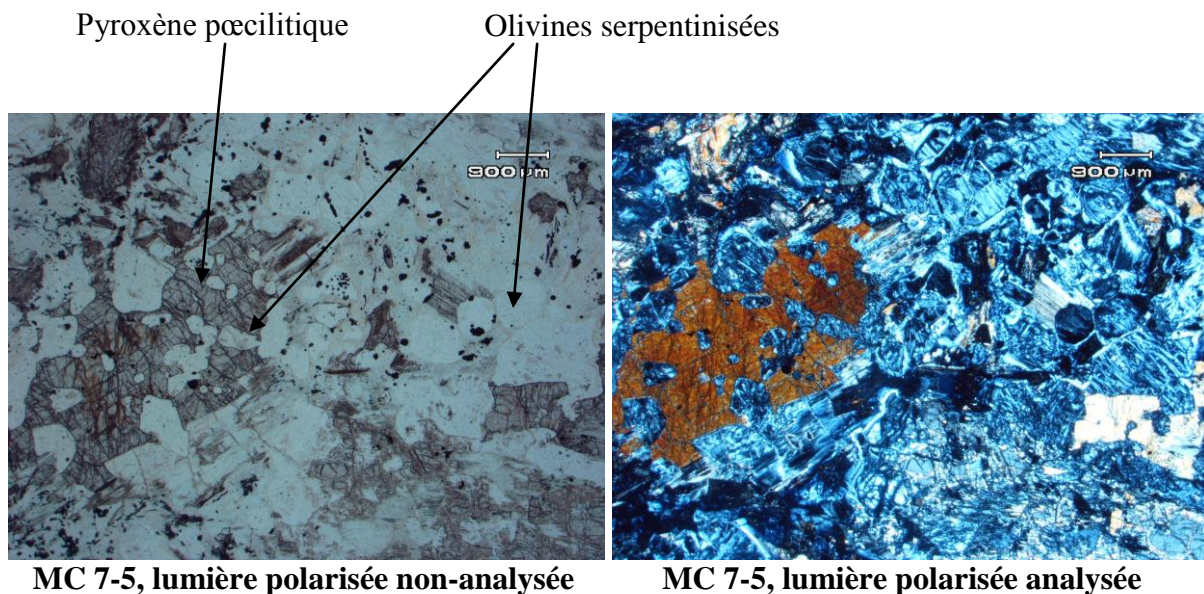


MC 7-4, lumière polarisée non-analysée

► MC 7-5 : Péridotite pœcilitique.

Minéraux magmatiques : Les olivines (55 à 60%) sont sub-automorphes, de taille caractéristique 0,5mm. Elles contiennent des inclusions de chromite. Il y a des orthopyroxènes (20%). Ce sont des cristaux pœcilitiques, trapus, de taille caractéristique 0,3cm, à inclusions d'olivine. Les clinopyroxènes (15%) sont des cristaux pœcilitiques, de taille caractéristique 1,65mm, à inclusions d'olivine et de plus petits cristaux entre les grains d'olivine (de taille caractéristique 0,5mm). Clino et orthopyroxènes contiennent des inclusions de chromite. On trouve de la chromite (moins de 5%) plutôt en inclusions dans les grains d'olivine ou entre les grains d'olivine mais aussi, en moins grande proportion, en inclusion dans les pyroxènes. Elle a pour taille caractéristique 25µm. 5% de la roche sont constitués de matrice fine.

Altération : L'olivine est totalement altérée en serpentine plus magnétite mais la forme des grains est préservée. Les clinopyroxènes sont bien préservés n'ayant subi qu'une altération partielle en trémolite plus chlorite. Les orthopyroxènes sont altérés à 35% en serpentine plus trémolite. Les chromites sont totalement altérées en magnétite mais leurs formes sont assez bien préservées. La matrice fine est totalement altérée en chlorite.



► MC 7-6 : Péridotite pœcilitique.

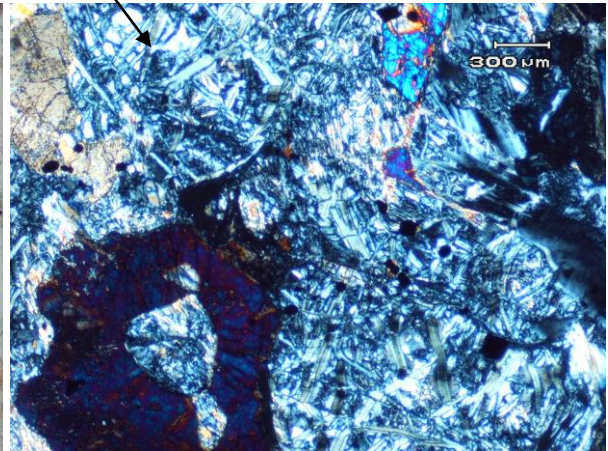
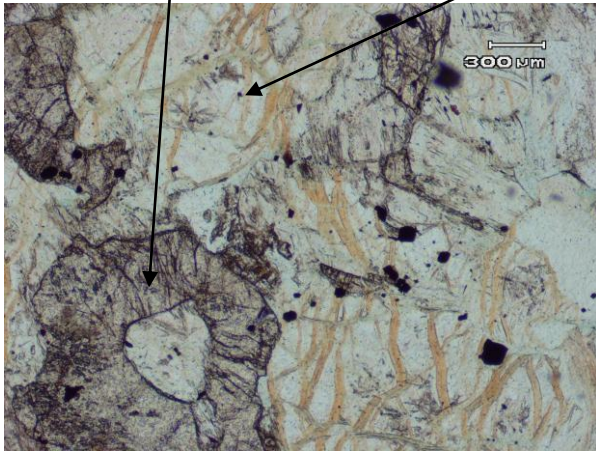
Minéraux magmatiques : Les olivines (30 à 35%) sont sub-automorphes de taille caractéristique 0,5mm. Quelques plus gros cristaux d'olivine atteignent cependant une taille caractéristique de 2,5mm. Ils contiennent des inclusions de chromite. Il y a des cristaux pœcilitiques d'orthopyroxène (45%) allongés, de taille caractéristique 1 cm sur 0,4 cm, à inclusions d'olivine. On trouve également des clinopyroxènes (10%) plus petits entre les grains d'olivine (taille caractéristique 0,5mm). Les pyroxènes contiennent des inclusions de chromite. Il y a 10 à 15% de matrice fine et ~1% de chromite entre les grains, en inclusions dans les grains d'olivine ou dans les grains de pyroxène.

Altération : Texture moyennement bien préservée. Toute l'olivine est serpentinisée. Les grains d'olivine sont remplacés par des pseudomorphes de serpentine traversés par des fractures remplies de serpentine différente provenant probablement d'une seconde phase de serpentinitisation. Les clinopyroxènes sont bien préservés n'ayant subi en général que moins de 5% d'altération en trémolite surtout et en moindre mesure en chlorite. Les orthopyroxènes sont altérés à 90% en chlorite surtout et en moindre mesure en trémolite. Leurs formes sont

peu préservées. La matrice est totalement altérée en chlorite microcristalline. La chromite est totalement altérée en magnétite avec préservation de ses formes.

Pyroxène pœcilitique

Olivine serpentinisée



MC 7-6, lumière polarisée non-anlysée

MC 7-6, lumière polarisée analysée

► MC 5-1 : Dunite.

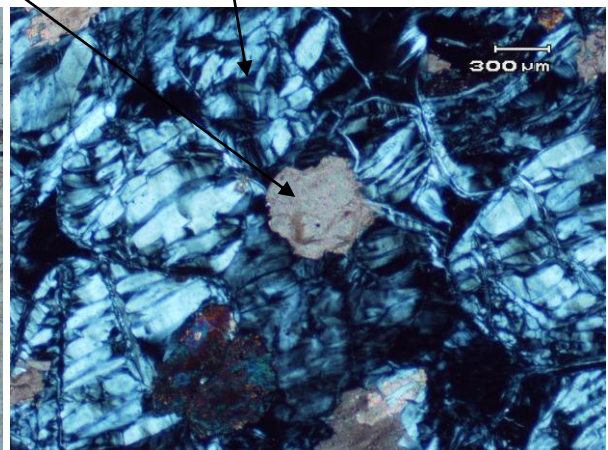
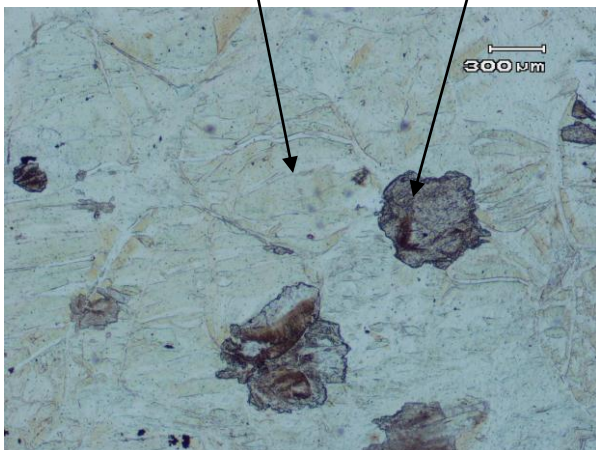
Minéraux magmatiques : L'olivine (90%) est sub-automorphe. Elle a une taille caractéristique de 0,5 mm. La lame contient un gros cristal automorphe d'olivine de 0,7 cm de longueur sur 0,25cm de largeur. Les olivines contiennent des inclusions de chromite. On trouve 5% de chromite automorphe à xénomorphe en inclusion dans les grains d'olivine (taille caractéristique 80μm) ou entre les grains (taille caractéristique 0,5mm). Il y a également 5% de matrice.

Altération : Les olivines ont été totalement altérées en deux phases : une serpentinisation et une calcification. Les plages de calcite sont trapues, de taille caractéristique 0,25mm, disposées sans correspondance avec les formes des grains d'olivine, c'est-à-dire indifféremment dans un grain ou à cheval entre deux grains. La matrice est totalement altérée en serpentine plus chlorite.

Olivine serpentinisée

Calcite

Olivine serpentinisée



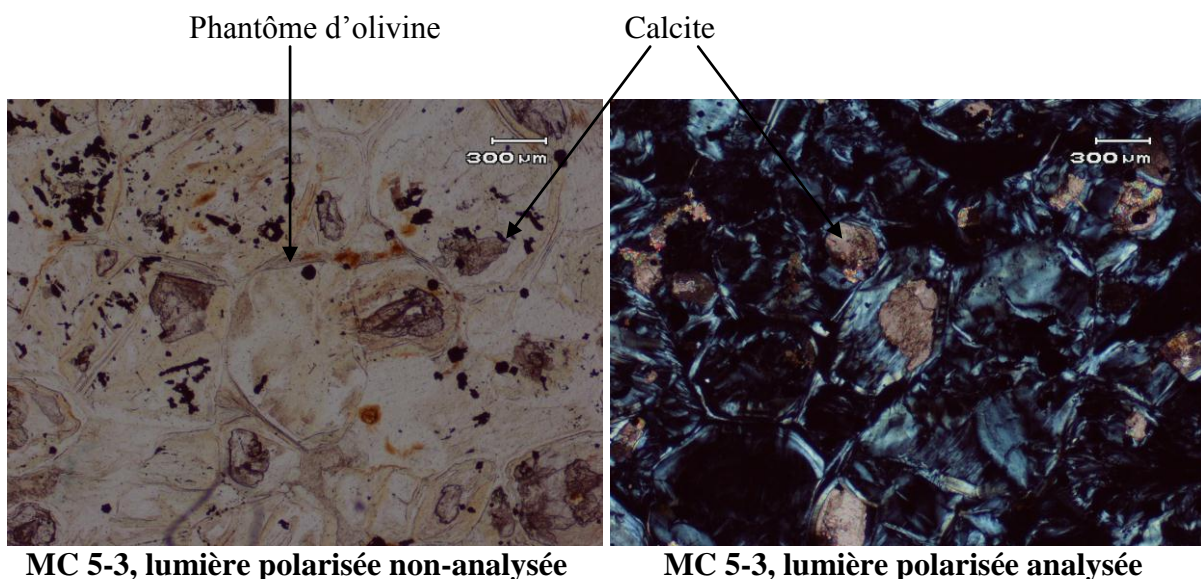
MC 5-1, lumière polarisée non-anlysée

MC 5-1, lumière polarisée analysée

► MC 5-3 : Orthocumulat à olivine.

Minéraux magmatiques : L'olivine (80%) est sub-automorphe. Elle comprend des inclusions de chromite et a pour taille caractéristique 0,45mm. De la chromite (de 10 à 15%) est automorphe en inclusion dans les olivines ou entre les grains. Sa taille caractéristique est de 30µm. Les 5 à 10% restants sont occupés par de la matrice.

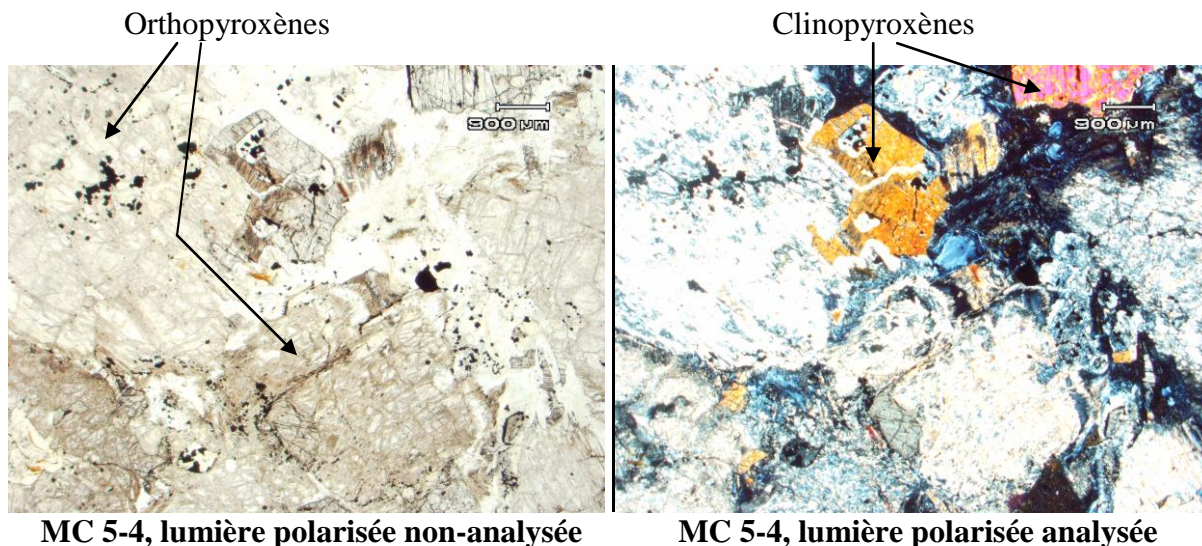
Altération : L'olivine est totalement altérée en serpentine, magnétite et calcite. Les plages de calcite (de taille caractéristique 0,2mm) sont disposées indifféremment aux limites des grains. La chromite est altérée en magnétite à 100%. Ses grains ont souvent été légèrement déformés par l'altération. La matrice a été altérée à 100% en chlorite ce qui a effacé sa texture.



► MC 5-4 : Cumulat à orthopyroxène.

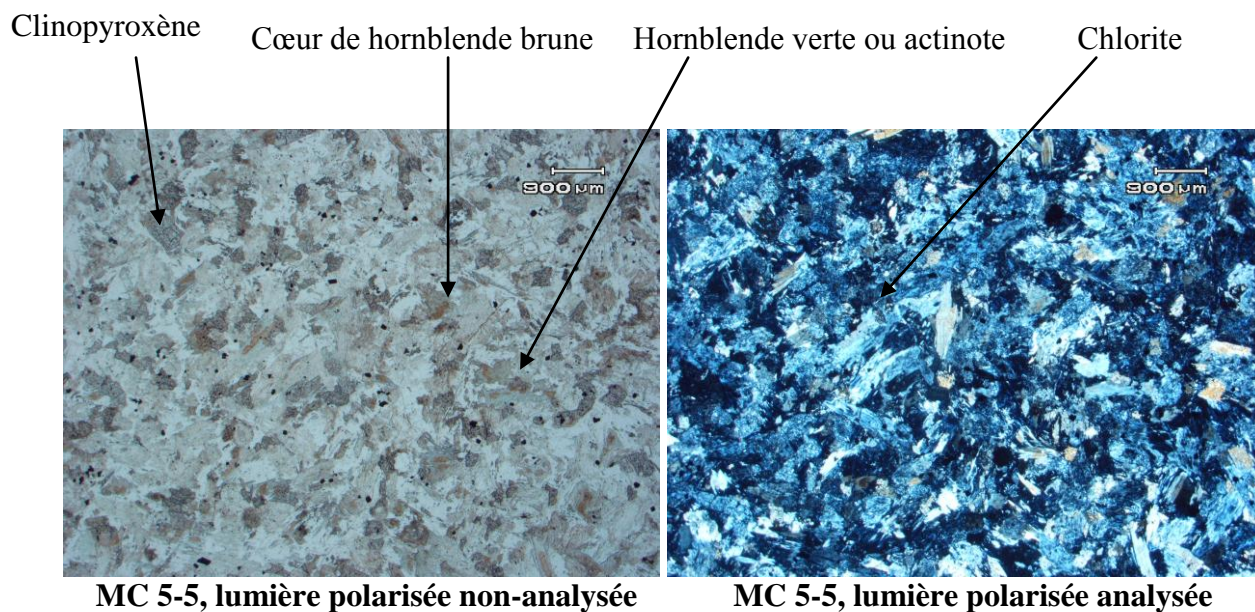
Minéraux magmatiques : Les olivines (15%) sont sub-automorphes, de taille caractéristique 0,3mm. Elles contiennent des inclusions de chromite. Des orthopyroxènes (65%) sont trapus de taille caractéristique 0,5cm à inclusions de chromite. Des clinopyroxènes trapus (10%) contiennent quelques inclusions de chromite et parfois des inclusions d'olivine. Leurs tailles varient entre 0,25mm et 2mm. De la chromite automorphe (moins de 5%) est en inclusion dans les olivines pour la majorité ou dans les clino et orthopyroxènes. Leur taille caractéristique est de 50µm. Il y a pour finir 5 à 10% de matrice fine.

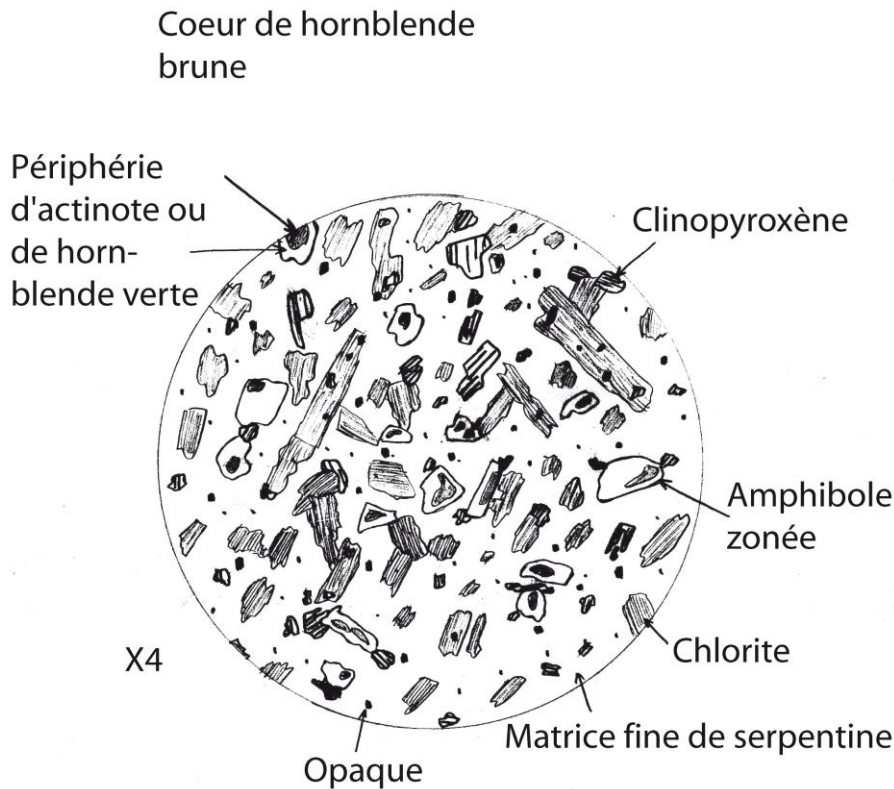
Altération : Les olivines sont totalement altérées en serpentine plus magnétite avec préservation de leurs formes. Les clinopyroxènes sont bien préservés n'ayant subi qu'une altération partielle en trémolite plus chlorite. Les orthopyroxènes sont altérés à 85% en bastite (surtout chlorite et en moindre mesure trémolite). Les chromites sont totalement altérées en magnétite avec préservation de leurs formes. La matrice est totalement altérée en chlorite microcristalline ; on ne distingue plus sa texture.



► MC 5-5 : Random spinifex.

Cette roche comprend 30 à 35% de serpentine, 20 à 25% de clinopyroxènes altérés à 10% en chlorite, 30 à 35% de chlorite, 10% d'amphibole et 5% de chromite presque totalement altérée en magnétite. La lame est homogène ; il n'y a pas de texture spinifex reconnaissable. Les amphiboles sont parfois zonées : le cœur étant de hornblende brune et la périphérie d'actinote ou de hornblende verte. Quand elles ne sont pas zonées il s'agit d'actinote ou de hornblende verte.

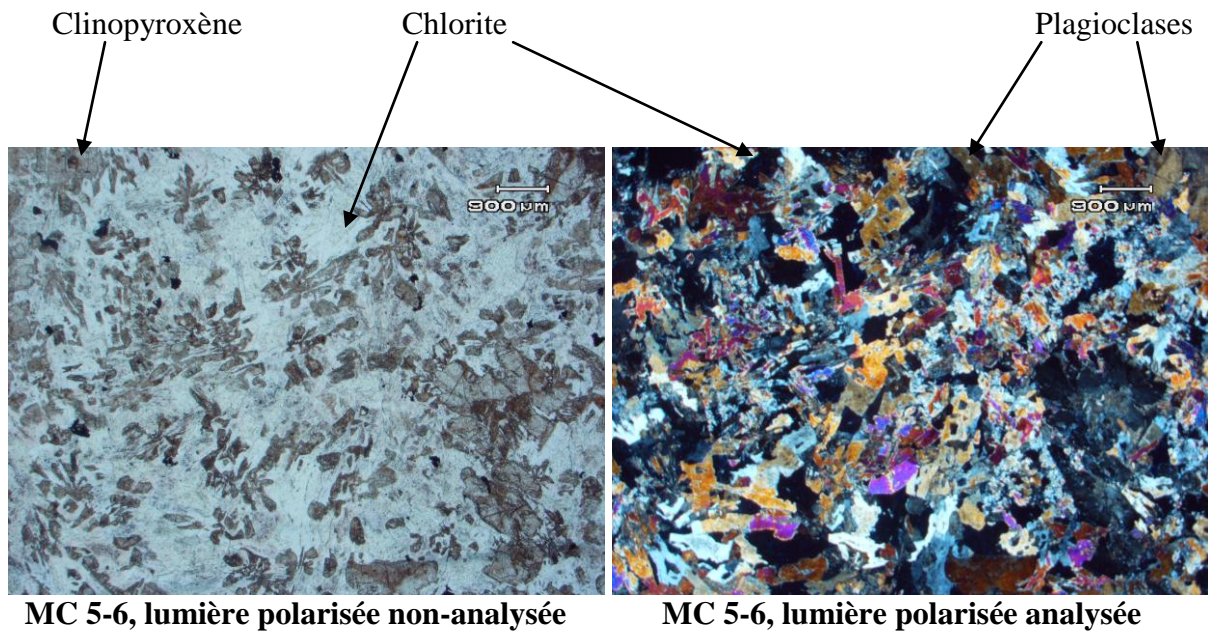




Dessin d'observation de MC5-5

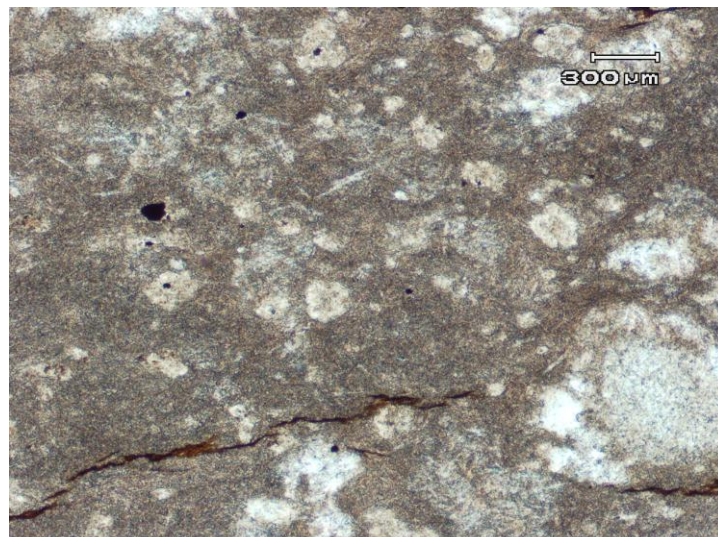
► **MC 5-6** : Spinifex orienté à pyroxène.

Les aiguilles de pyroxène spinifex (30%) sont bien visibles par la tranche avec une zonation entre les cœurs et les bordures. Il s'agit soit d'une zonation opx-augite soit d'une zonation pigeonite-augite. Les bordures de clinopyroxène sont préservés alors que les cœurs sont altérés en bastite. Le diamètre caractéristique des aiguilles est de 0.8mm et leurs formes sont bien préservées. Entre ces grosses aiguilles il y a d'autres aiguilles de clinopyroxène plus petites (15%) : de diamètre caractéristique 0.25mm, non zonées. Elles sont partiellement altérées en chlorite plus trémolite mais leurs formes sont bien préservées. De la chromite (5%) est totalement altérée en magnétite et ses formes n'ont pas été préservées. 10% de la roche est constituée de chlorite microcristalline remplaçant de la matrice fine. Enfin, entre 35 et 40% de la roche sont constitués d'un minéral blanc, au relief faible, aux teintes de biréfringence allant du blanc-gris du 1^o ordre au jaune-orange-bleu du second ordre. Parfois il comporte une macule simple. Il est légèrement altéré en chlorite par endroits.



► MC 5-7 : Tuff.

Cette roche est constituée de 95% de serpentine et de 5% d'opacques. Dans la matrice très fine serpentinisée on trouve deux types d'éléments : des petits clastes de taille caractéristique 60µm, pseudo-sphériques, serpentinisés, aux formes préservées et des plus gros clastes également serpentinisés, allongés, de dimensions caractéristiques 0,5mm sur 1,2mm, aux formes peu préservées. Il y a au total ~45% de clastes. On observe dans la lame un granoclassement des clastes en strates et une schistosité oblique par rapport aux strates marquée par l'allongement des gros clastes.

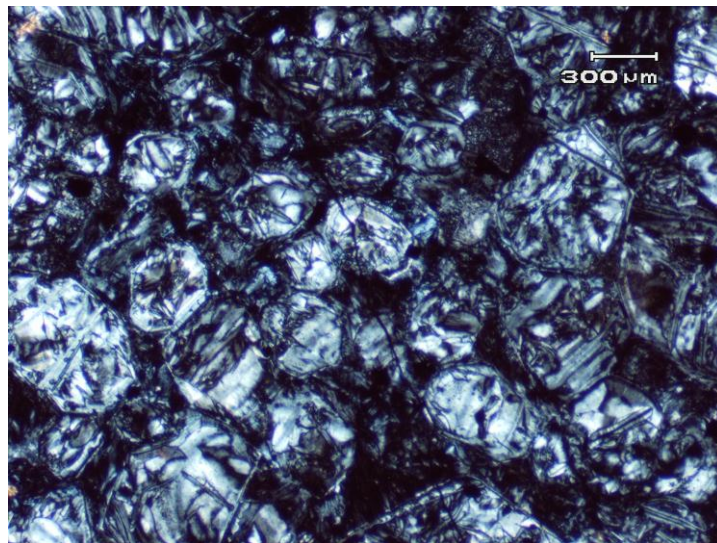


MC 5-7, lumière polarisée non-analysée

► **MC 4-1** : Orthocumulat à olivine.

Minéraux magmatiques : L'olivine (85%) est sub-automorphe, de taille caractéristique 0,25mm contenant des inclusions de chromite. 10% de la roche est constituée de matrice fine et 5% de chromite automorphe, de taille caractéristique 30µm, en inclusion dans les grains d'olivine ou entre les grains.

Altération : Les olivines sont totalement altérées en serpentine plus magnétite mais avec préservation de leurs formes. Les chromites sont partiellement altérées en magnétite. Les cristaux de chromite les plus gros (ceux d'environ 50µm) ne sont altérés en magnétite qu'à 30% en moyenne. La matrice fine est totalement altérée en serpentine.

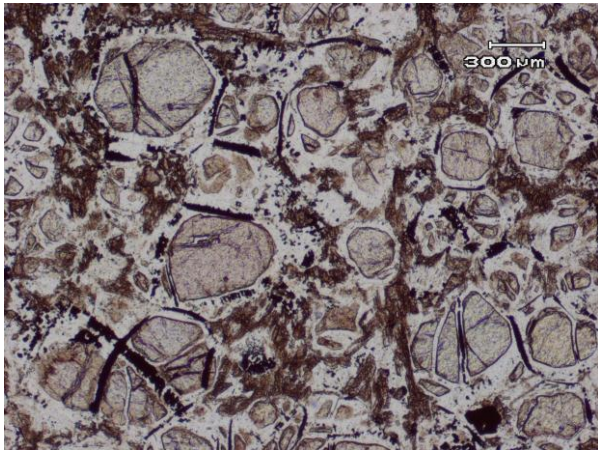


MC 4-1, lumière polarisée analysée

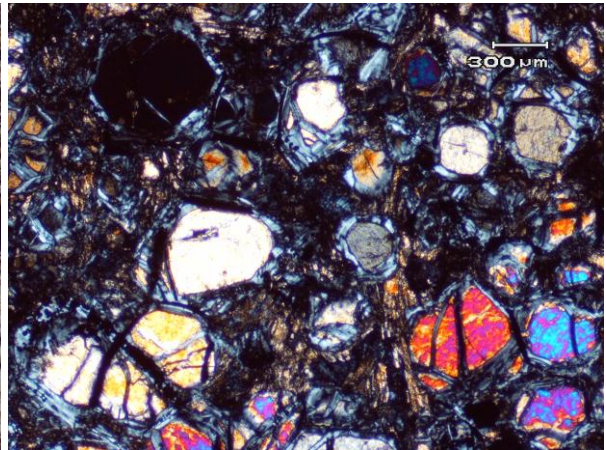
► **MC 4-2** : Orthocumulat à olivine.

Minéraux magmatiques : Les olivines (80%) sont sub-automorphes, de taille caractéristique 0,3mm. Les clinopyroxènes (5 à 10%) sont en baguettes de longueur caractéristique 0,3mm et les orthopyroxènes (~1%) sont en baguette de longueur caractéristique 0,3mm. On trouve également 10% de matrice fine et 1% de chromite automorphe, de taille caractéristique 100µm disposée entre les grains.

Altération : Les olivines sont serpentinisées à 40%, presque toutes présentent un cœur préservé. On observe beaucoup de magnétite (5% de la lame) issue de l'altération de la matrice et des olivines. Les clinopyroxènes sont relativement bien préservés n'ayant subi qu'une altération partielle en trémolite plus chlorite. Les orthopyroxènes sont partiellement altérés en bastite. Le matrice est totalement altéré à parts égales en chlorite plus magnétite. La chromite est altérée à 10% environ en magnétite.



MC 4-2, lumière polarisée non-anlysée

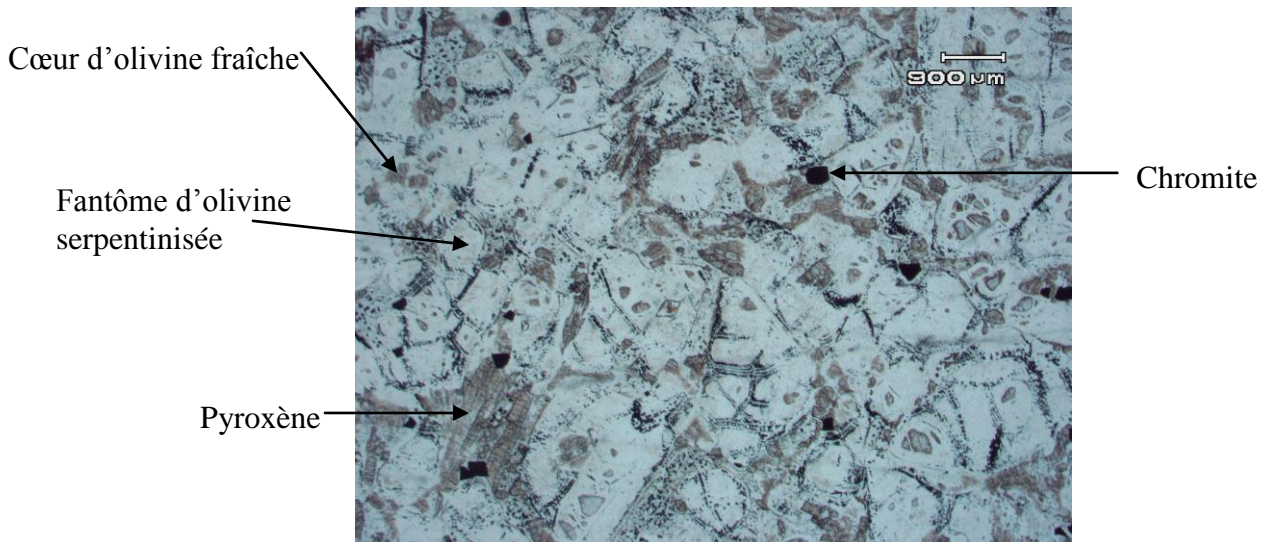


MC 4-2, lumière polarisée analysée

► MC 4-3 : Orthocumulat à olivine.

Minéraux magmatiques : Les olivines (65%) sont sub-automorphes. Leur taille caractéristique est de 0,75 mm. Elles contiennent des inclusions de chromite. Des orthopyroxènes (10 à 15%) se répartissent en deux groupes. Dans le premier (10% de la roche), ils ont une forme en baguettes, constituant des éventails, leur longueur caractéristique est de 0,8mm. Dans environ ¼ des éventails, les baguettes sont zonées avec de l'orthopyroxène au centre et du clinopyroxène en bordures. Dans le second groupe (moins de 5% de la roche), ils sont prismatiques allongés, de longueur caractéristique 0,6mm. Des clinopyroxènes (5 à 10%) contiennent des inclusions de chromite. Ils sont prismatiques allongés ou forment les bordures des cristaux d'orthopyroxènes. Leur longueur caractéristique est de 0,55mm. De la chromite (moins de 5%) est automorphe, en inclusion dans les olivines, dans les pyroxènes ou entre les grains. Elle a 130μm de taille caractéristique. Les 10% restants sont occupés par de la matrice fine.

Altération : Les olivines sont altérées à 80% en serpentine plus magnétite avec préservation des formes. La matrice fine est totalement altérée en chlorite plus magnétite. La magnétite issue de l'altération des olivines et de la matrice est assez abondante, elle représente 6% de la lame. La chromite est bien préservée : elle ne présente que moins de 5% d'altération en magnétite. Les clinopyroxènes sont bien préservés ainsi que les orthopyroxènes prismatiques. Ils n'ont subi qu'une altération partielle en trémolite plus chlorite pour les clinopyroxènes et en serpentine plus trémolite pour les orthopyroxènes. Les orthopyroxènes en baguettes sont serpentinisés à 70%.

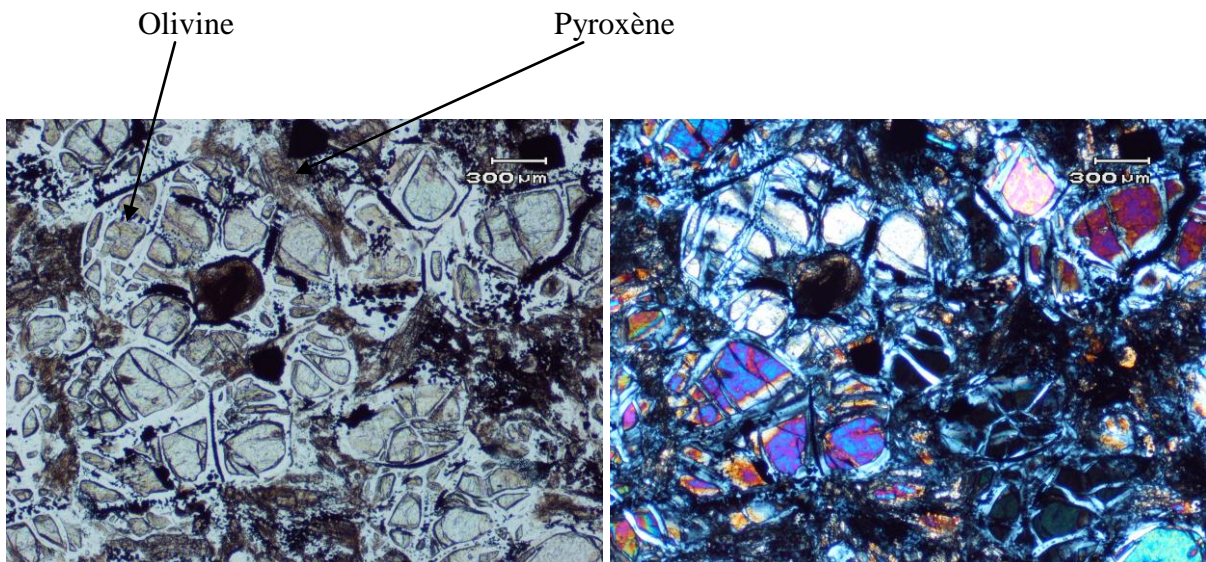


MC 4-3, lumière polarisée non-analysée

► **MC 4-4 : Orthocumulat à olivine.**

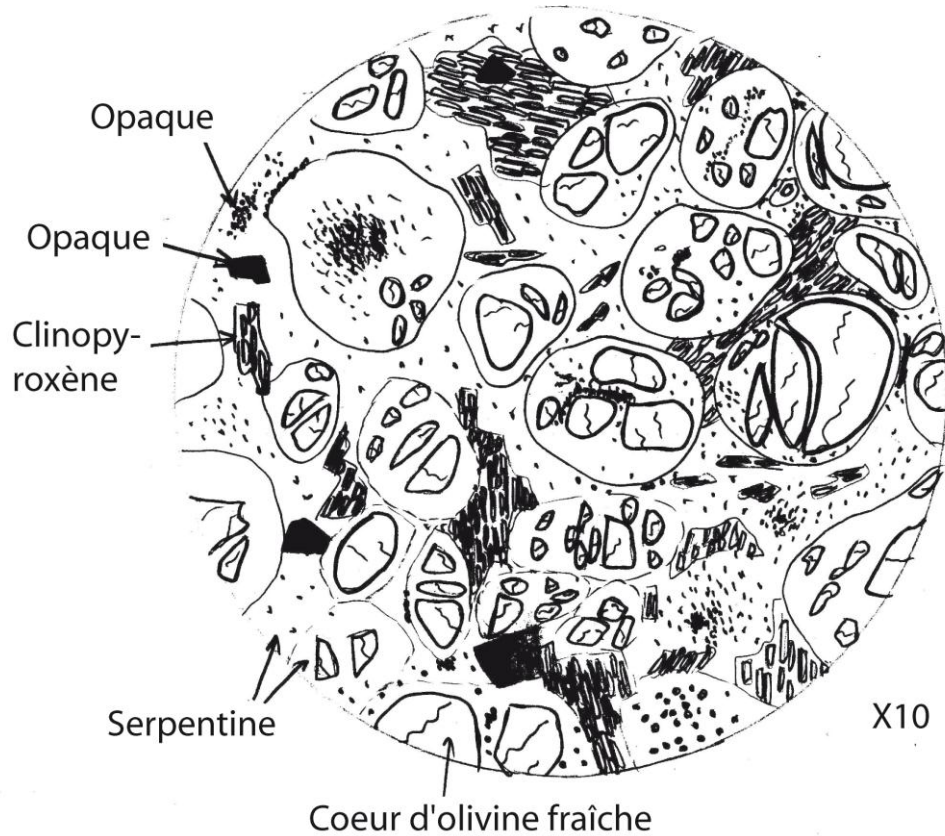
Minéraux magmatiques : L'olivine (60 à 65%) est sub-automorphe. Elle a pour taille caractéristique 350μm. Les clinopyroxènes (25%) sont en baguettes de longueur caractéristique 350μm formant des éventails ou prismatiques isolés de longueur caractéristique 350μm. De la chromite (moins de 5%) est automorphe et a pour taille caractéristique 150μm. Enfin, il y a 10% de matrice fine.

Altération : Les olivines sont altérées à 30% en serpentine plus magnétite avec préservation de leurs formes. Les chromites ont été totalement altérées en magnétite avec préservations de leurs formes. Les clinopyroxènes en baguettes sont altérés à plus de 50% en amphiboles plus chlorite alors que les clinopyroxènes prismatiques sont en général mieux préservés. La matrice est totalement altérée en chlorite plus magnétite.



MC 4-4, lumière polarisée non-analysée

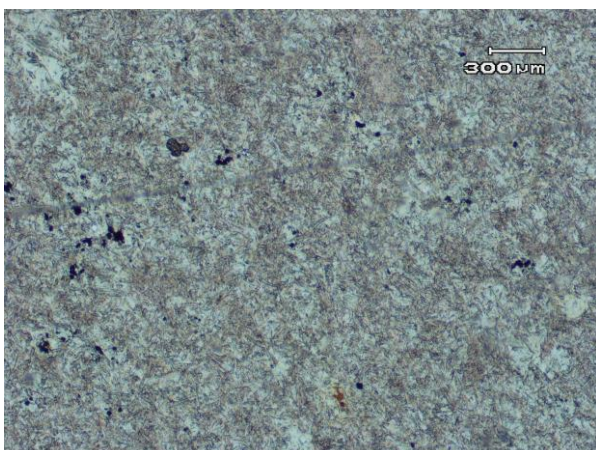
MC 4-4, lumière polarisée analysée



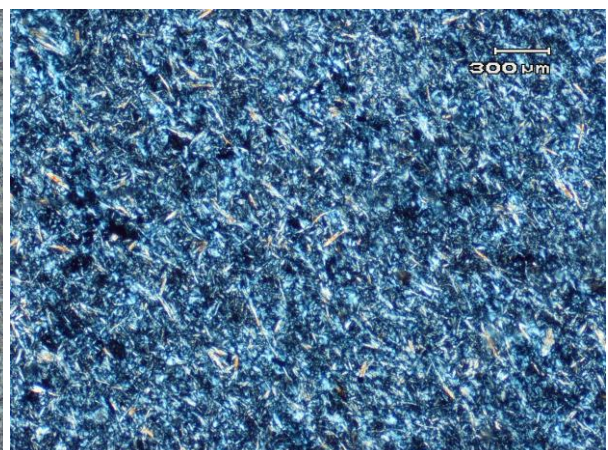
Dessin d'observation de MC 4-4

► SA 700-1 : Tuff.

Fine matrice totalement serpentinisée. Sans structure. 95% serpentine, 5% opaques.



SA 700-1, lumière polarisée non-analysée



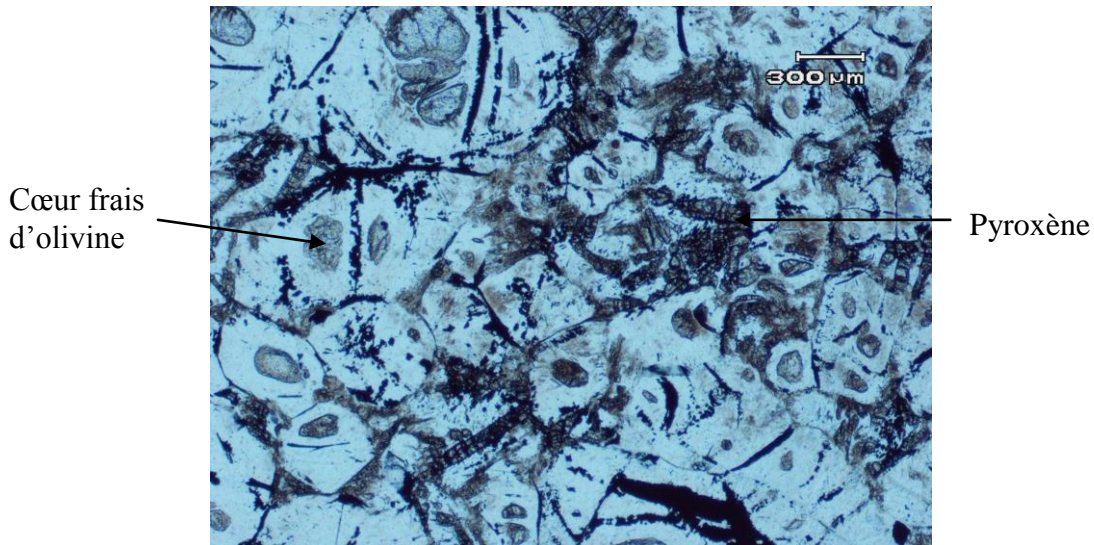
SA 700-1, lumière polarisée analysée

D'après sa composition chimique très différente (spectres de Terres-rares enrichis, ne se place pas sur les lignes de contrôle de l'olivine) ce tuff semble ne pas être issu du même magma que le reste de la coulée WP7.

► SA 719-1 : Orthocumulat à olivine.

Minéraux magmatiques : L'olivine (80%) est sub-automorphe. Elle a pour taille caractéristique 250µm. Des clinopyroxènes en baguettes (10%) sont de longueur caractéristique 250µm. De la chromite automorphe (~1%) a pour de taille caractéristique 150µm. De la matrice fine représente ~10% de la roche.

Altération : Les textures sont bien préservées. Les olivines sont altérées à 80% en serpentine plus magnétite. La matrice fine est totalement altérée en chlorite plus magnétite. La chromite est altérée à 80% en magnétite. Enfin, les clinopyroxènes sont assez bien préservés même si ils ont en général subit une légère altération partielle en trémolite sur leurs bordures.

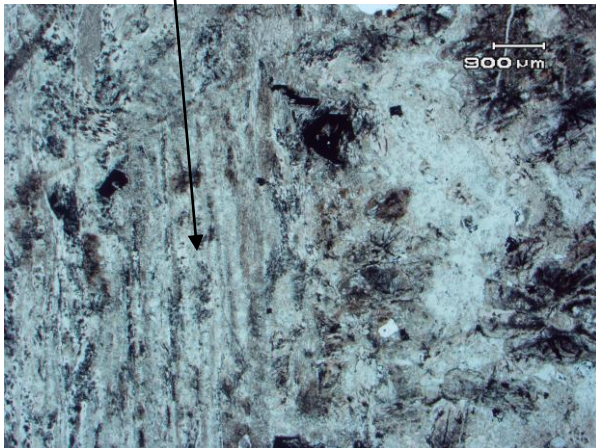


SA 719-1, lumière polarisée non-analysée

► SA 719-2 : Spinifex orienté à pyroxène.

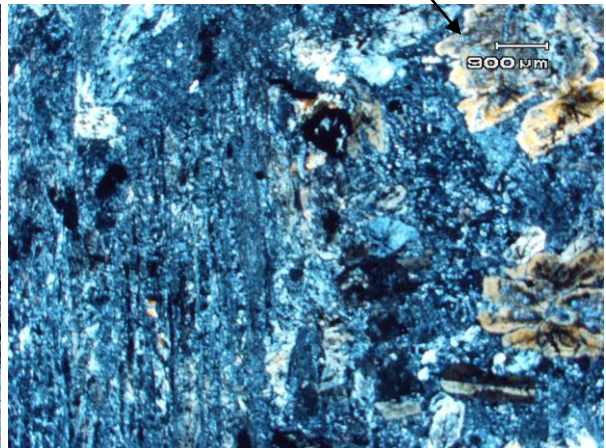
On observe des faisceaux d'aiguilles de pyroxène spinifex (55%). Ils ont des diamètres caractéristiques de 0.8cm. Les aiguilles ont un diamètre caractéristique de 0,45mm. Le pyroxène de ces faisceaux est totalement altéré en bastite mais ses formes sont préservées. Dans les faisceaux, entre les aiguilles de pyroxène il y a des cristaux automorphes de chromite aux formes bien préservées mais altérés en magnétite. On trouve également des cristaux de chromite (moins de 5%) altérés en magnétite dans la matrice, ses formes sont alors moins bien préservées. Entre les faisceaux il y a également des aiguilles individuelles (15%). Leur diamètre caractéristique est de 2mm et leurs formes sont préservées. Elles sont zonées du cœur aux bordures. Les cœurs sont totalement altérés en bastite et les bordures partiellement altérées en chlorite. Les 30 derniers pourcents de roche sont constitués de matrice plus fine. Elle est totalement altérée en magnétite, serpentine, chlorite et calcite.

Faisceau d'aiguilles de pyroxène en coupe longitudinale



SA 719-2, lumière polarisée non-analysée

Aiguille de pyroxène vue par la tranche



SA 719-2, lumière polarisée analysée

► SA 719-3 : Spinifex à pyroxène.

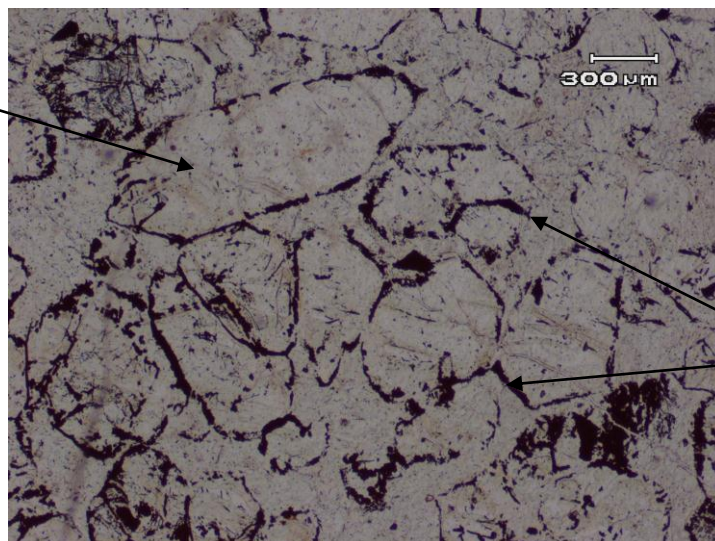
90% de la roche est constituée d'une matrice fine de serpentine-chlorite-trémolite sans texture. On observe sur la lame quelques aiguilles de pyroxène de diamètre caractéristique 0.2mm avec une zonation entre les cœurs et les bordures parfois visible. Les cœurs sont complètement altérés en bastite et les bordures de clinopyroxène partiellement altérés en chlorite. Moins de 5% de la roche est constitué de chromite automorphe totalement altérée en magnétite avec une bonne préservation des formes. La texture est globalement peu préservée.

► SA 719-4 : Base de coulée.

Minéraux magmatiques : Les olivines (80%) sont automorphes, de taille caractéristique 280μm. Il y a des chromites automorphes (~1%). Elles sont de taille caractéristique 60μm. De la matrice fine représente ~20% de la roche.

Altération : Les olivines sont totalement altérées en serpentine plus magnétite avec préservation de leurs formes. La matrice est totalement altérée en serpentine. La chromite est altérée à 10% en magnétite.

Phantôme
d'olivine
automorphe



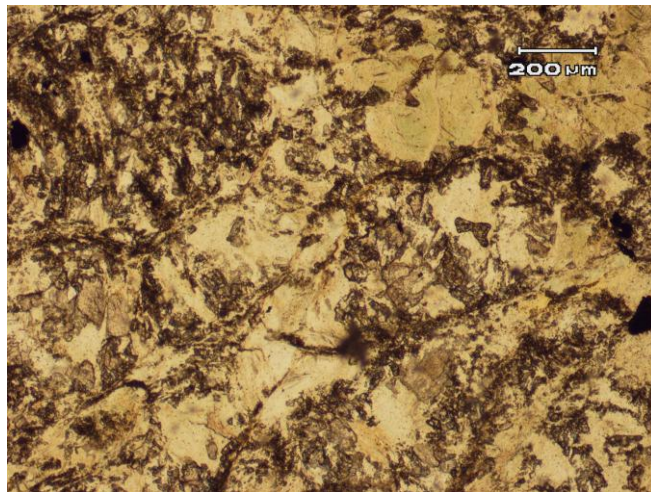
Bordures de
magnétite

SA 719-4, lumière polarisée non-analysée

► **WP101** : Orthocumulat à olivine.

Minéraux magmatiques : Les olivines sont dominantes (entre 75 et 80% de la roche). Elles sont sub-automorphes, de taille caractéristique 0,4mm, contiennent des inclusions de chromite. Des pyroxènes (15% de la roche) épousent les contours des olivines, parfois les englobent, contiennent des inclusions de chromite et ont pour taille caractéristique 0,9mm. Il y a de la chromite (entre 0 et 5%) entre les cristaux d'olivine ou de pyroxènes ou en inclusions. Elles ont 0.1mm de taille caractéristique et sont automorphes. De la matrice fine représente 5% de la roche.

Altération : La roche est altérée à 30% en carbonate. Les olivines sont totalement serpentinisées et leurs formes sont mal préservées. Les pyroxènes sont totalement altérés en trémolite et leurs formes sont mal préservées. Les chromites sont totalement altérées en magnétite sauf les cristaux de grande taille (dépassant les 0,5mm) qui sont quasiment intacts. La matrice fine est totalement altérée en chlorite et magnétite.

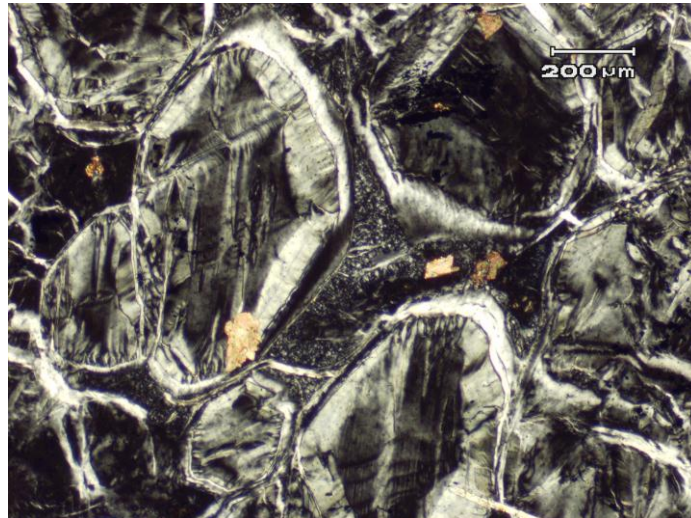


WP101, lumière polarisée non-analysée

► **WP102** : Dunite, adcumulat à olivine.

Minéraux magmatiques : Il y a 90% d'olivine sub-automorphe, de taille caractéristique de 0,5mm, contenant des inclusions de chromite. Il y a entre 0 et 5% de pyroxènes épousant les contours des cristaux d'olivine, de taille caractéristique 1mm. Il y a environ 5% de chromite en inclusion ou entre les grains d'olivine, de taille caractéristique 0,4mm. Il y a entre 0 et 5% de matrice fine.

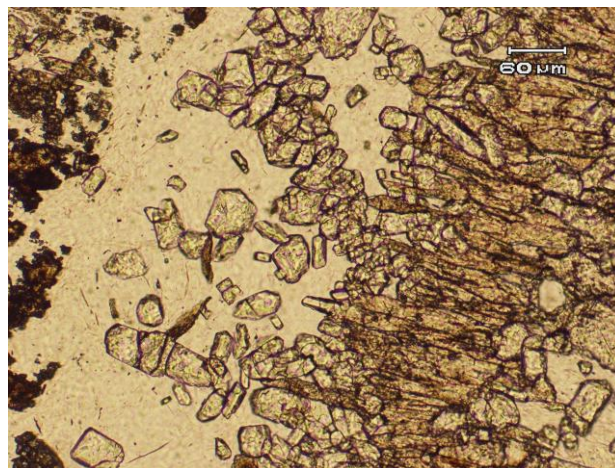
Altération : Les olivines sont totalement altérées en serpentine et magnétite mais leurs formes sont préservées. Les pyroxènes sont serpentinisés, leurs formes sont également préservées. La matrice est totalement serpentinisée. La chromite est altérée à 50% en magnétite avec préservation de ses formes. La roche a subi un épisode de calcification plus tardif. La calcite, qui compose environ 5% de la roche, se répartit en amas de 0,2mm de taille caractéristique.



WP102, lumière polarisée-analysée

► **WP103 : Rodingite.**

Le clinopyroxène (40%) est prismatique, a pour taille caractéristique 1mm et est partiellement altéré en trémolite. Le grenat (entre 40 et 45%) est sub-automorphe et a pour taille caractéristique 0,03mm. Il y a 10 à 15% de verre. Il y a 5% de magnétite secondaire. Il y a aurait du sphène.

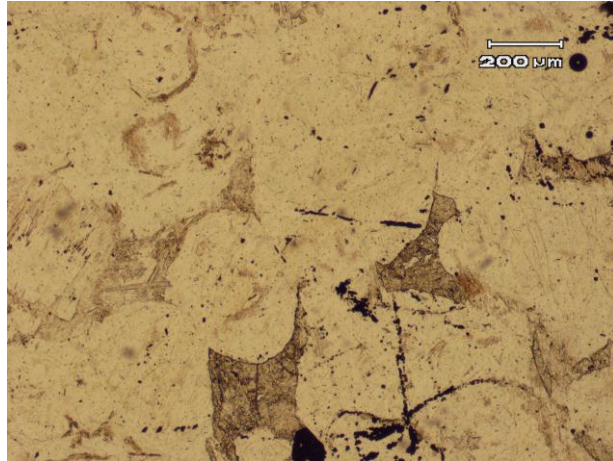


WP103, lumière polarisée non-analysée

► **WP104 : Orthocumulat à olivine.**

Minéraux magmatiques : Les olivines (60% de la roche) sont sub-automorphes, contiennent des inclusions de chromite et ont 0,4mm de taille caractéristique. Les clinopyroxènes (25% de la roche) épousent les contours des grains d'olivine et parfois en englobent, contiennent des inclusions de chromite, ont pour taille caractéristique 0.5mm. Les orthopyroxènes (10%) épousent les contours des grains d'olivine et ont pour taille caractéristique 0.65mm. La chromite (moins de 5%) est automorphe, en inclusion dans les olivines ou les clinopyroxènes ou entre les grains. Il y a environ 5% de matrice fine.

Altération : Les olivines sont totalement altérées en serpentine et magnétite mais leurs formes sont préservées. Il y a eu deux phases de serpentinisation : une première qui a affecté les grains entiers puis une seconde qui n'a repris que les bordures. Les clinopyroxènes sont altérés à 50% en trémolite avec préservation des formes. Les orthopyroxènes sont altérés à 95% en bastite, leurs formes sont mal préservées. La chromite est altérée à 40% en magnétite, ses formes sont préservées. La matrice est totalement altérée en serpentine et magnétite.

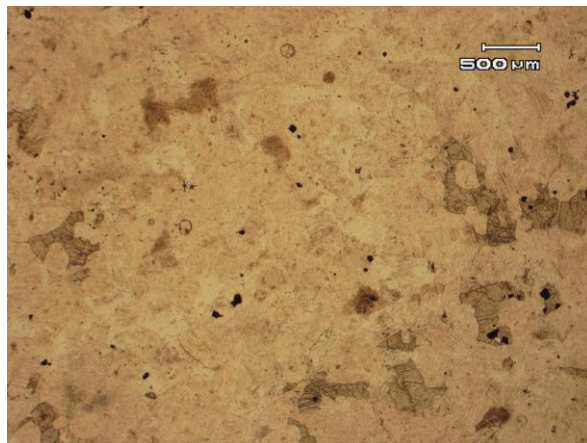


WP104, lumière polarisée non-analysée

► **WP105** : Cumulat à pyroxène pœcilitique.

Minéraux magmatiques : L'olivine (50%) est sub-automorphe, contient des inclusions de chromite, a pour taille caractéristique 0,45mm. Il y a 45% de pyroxènes : des clinopyroxènes et orthopyroxènes pœcilitiques. Ils ont 1,5mm de taille caractéristique et contiennent des inclusions de chromite. La chromite est automorphe, en inclusion dans les olivines mais surtout dans les pyroxènes ou entre les grains. Il y a 5% de matrice fine.

Altération : L'olivine est totalement serpentinisée avec préservation de ses formes. L'orthopyroxène est totalement altéré en bastite avec préservation des formes. Le clinopyroxène est partiellement altéré en trémolite avec préservation des formes. La chromite est totalement altérée en magnétite avec assez bonne préservation des ses formes. La matrice fine est totalement altérée en chlorite microcristalline.



WP105, lumière polarisée non-analysée

► **WP106** : Gabbro.

Minéraux magmatiques : Les clinopyroxènes (40%) sont sub-automorphes, prismatiques, de dimensions caractéristiques : 0,1mm de large sur 0,4mm de long. Les plagioclases (entre 40 et 45%) remplissent les espaces entre les clinopyroxènes, ont pour dimensions maximales : 1,5mm de longueur pour 0,45mm de largeur. Il y a entre 0 et 5% de magnétite magmatique. La matrice fine compose environ 15% de la roche.

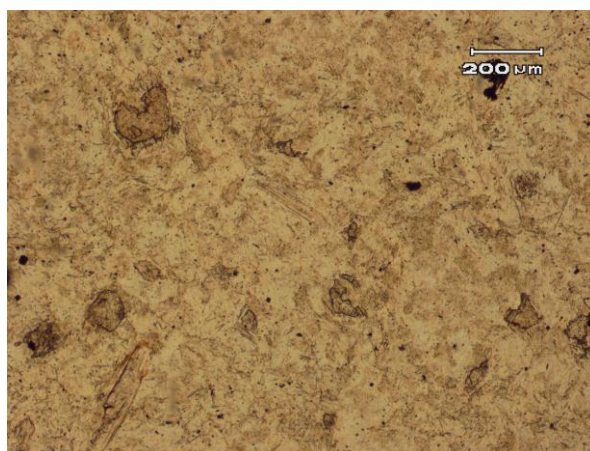
Altération : Les clinopyroxènes sont globalement préservés mais sont légèrement altérés en trémolite le long de leurs bordures et craquelures. Les plagioclases sont préservés. La matrice fine est totalement altérée en chlorite microcristalline et trémolite.



WP106, lumière polarisée non-analysée

► WP107 : Tuff.

Cette roche est composée à 85 à 90% d'une matrice microcristalline serpentinisée. Une partie de cette matrice (entre 25% et 30% de la roche totale) est plus fine, plus sombre, forme des zones elliptiques de taille caractéristique 0,35mm. Il semble s'agir d'éléments (olivines probablement) déposés dans le tuff et serpentinisés différemment du reste de la matrice. D'autres éléments sont préservés : des clinopyroxènes prismatiques, de dimensions caractéristiques : 0,1mm de large sur 0,5mm de long dont les bordures sont altérées en trémolite.

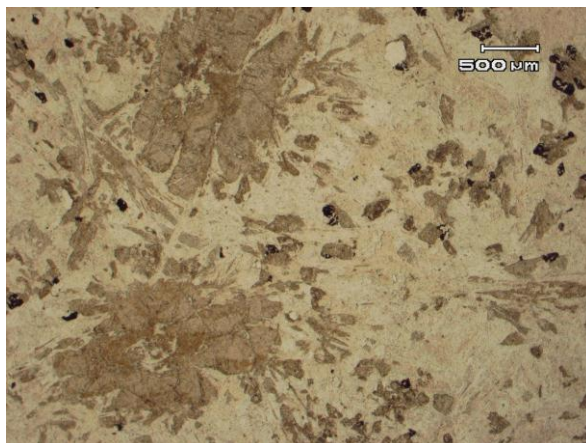


WP107, lumière polarisée non-analysée

► WP108 : Spinifex à pyroxènes.

Minéraux magmatiques : Le pyroxène spinifex (45%) est sous forme de baguettes de 2mm de diamètre maximal. La chromite (entre 0 et 5%) est automorphe et a pour taille caractéristique 0,1mm. Le plagioclase (40%) est xénomorphe. Il y a de la matrice fine serpentinisée (10%).

Altération : Le pyroxène est totalement altéré en trémolite avec bonne préservation des formes. La chromite est totalement altérée en magnétite avec forte altération de ses formes.

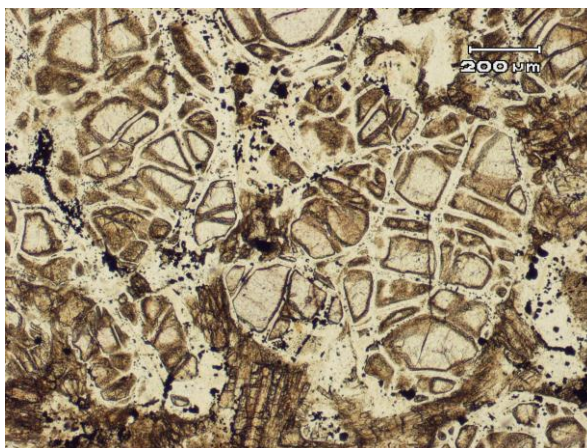


WP108, lumière polarisée non-analysée

► **WP109** : Orthocumulat à olivine.

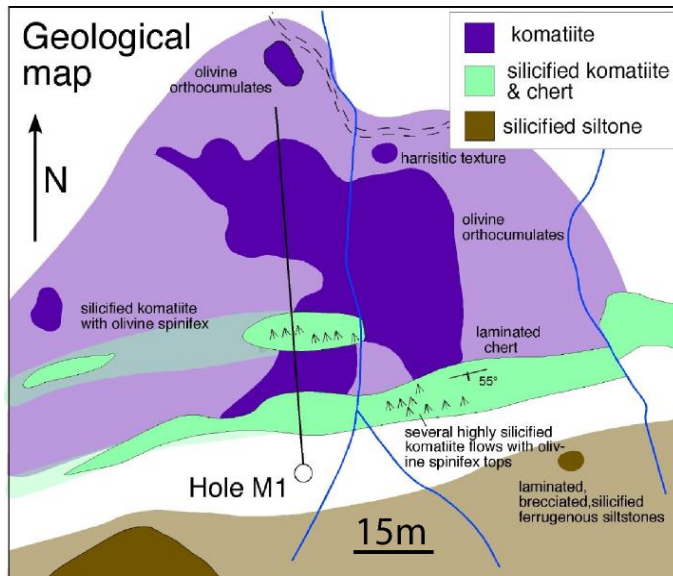
Minéraux magmatiques : L'olivine (70%) est sub-automorphe, à inclusions de chromite, de taille caractéristique 0,6mm. Les clinopyroxène (10%) sont prismatiques, de longueur caractéristique 0,5mm et sont disposés entre les grains d'olivine. La chromite (5%) est automorphe, en inclusion dans les olivines, les pyroxènes ou entre les grains. Elle a pour taille caractéristique 0,04mm. Il y a environ 15% de matrice fine.

Altération : De l'olivine est préservée. Elle n'est altérée qu'à 25% en serpentine et magnétite le long des craquelures et des bordures de grains, ses formes sont préservées. Les clinopyroxènes sont préservés, leurs bordures ne sont que superficiellement altérées en trémolite. Les chromites sont totalement altérées en magnétite avec préservation des formes. La matrice est totalement altérée en chlorite et magnétite.



WP109, lumière polarisée non-analysée

ANNEXE 2: CARTE GÉOLOGIQUE DÉTAILLÉE DU SECTEUR « STROMATOLITE VALLEY » EN PRÉPARATION À UN FORAGE



ANNEXE 3 : COMPOSITIONS EN ÉLÉMENTS TRACES DES LIQUIDES DE FUSION CALCULÉS PAR LE MODÈLE

F_{13GPa} = 0,3

P (Gpa)	F	X	Th	Nb	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Er	Tm	Yb	Lu	La/Sm _N	Gd/Yb _N
13.00	0.300	0.004	2.40	2.56	2.61	2.71	2.82	2.86	2.77	2.61	2.73	2.64	2.38	2.44	2.22	2.02	1.89	0.91	1.29
12.95	0.300	0.005	2.40	2.56	2.61	2.71	2.82	2.86	2.77	2.61	2.73	2.64	2.38	2.45	2.22	2.03	1.89	0.91	1.29
12.90	0.300	0.005	2.40	2.56	2.61	2.71	2.82	2.86	2.77	2.61	2.73	2.64	2.38	2.45	2.23	2.03	1.89	0.91	1.29
12.85	0.300	0.006	2.40	2.56	2.61	2.71	2.82	2.86	2.77	2.62	2.73	2.64	2.39	2.45	2.23	2.03	1.90	0.91	1.29
12.80	0.300	0.006	2.39	2.56	2.61	2.71	2.82	2.86	2.77	2.62	2.73	2.64	2.39	2.45	2.23	2.04	1.90	0.91	1.28
12.75	0.301	0.006	2.39	2.56	2.61	2.71	2.82	2.86	2.77	2.62	2.73	2.65	2.39	2.46	2.24	2.04	1.91	0.91	1.28
12.70	0.301	0.006	2.39	2.56	2.60	2.71	2.82	2.86	2.77	2.62	2.73	2.65	2.40	2.46	2.24	2.05	1.91	0.91	1.28
12.65	0.301	0.006	2.39	2.56	2.60	2.71	2.82	2.86	2.77	2.62	2.73	2.65	2.40	2.46	2.24	2.05	1.92	0.91	1.28
12.60	0.301	0.007	2.39	2.56	2.60	2.71	2.82	2.85	2.77	2.62	2.73	2.65	2.40	2.46	2.25	2.05	1.92	0.91	1.28
12.55	0.301	0.007	2.39	2.55	2.60	2.70	2.81	2.85	2.77	2.62	2.73	2.65	2.41	2.46	2.25	2.06	1.92	0.91	1.27
12.50	0.302	0.007	2.39	2.55	2.60	2.70	2.81	2.85	2.77	2.62	2.73	2.65	2.41	2.47	2.25	2.06	1.93	0.91	1.27
12.45	0.302	0.008	2.38	2.55	2.59	2.70	2.81	2.85	2.77	2.62	2.73	2.65	2.41	2.47	2.26	2.06	1.93	0.91	1.27
12.40	0.302	0.008	2.38	2.55	2.59	2.70	2.81	2.85	2.77	2.62	2.73	2.65	2.41	2.47	2.26	2.07	1.94	0.91	1.27
12.35	0.303	0.009	2.38	2.54	2.59	2.69	2.80	2.84	2.77	2.62	2.73	2.65	2.42	2.47	2.26	2.07	1.94	0.91	1.26
12.30	0.303	0.009	2.37	2.54	2.58	2.69	2.80	2.84	2.76	2.62	2.73	2.65	2.42	2.47	2.26	2.08	1.95	0.91	1.26
12.25	0.303	0.010	2.37	2.54	2.58	2.69	2.80	2.84	2.76	2.62	2.73	2.65	2.42	2.48	2.27	2.08	1.95	0.91	1.26
12.20	0.304	0.011	2.37	2.53	2.58	2.68	2.79	2.84	2.76	2.62	2.73	2.65	2.42	2.48	2.27	2.09	1.96	0.91	1.26
12.15	0.304	0.011	2.36	2.53	2.57	2.68	2.79	2.83	2.76	2.62	2.73	2.65	2.43	2.48	2.27	2.09	1.96	0.91	1.25
12.10	0.305	0.012	2.36	2.53	2.57	2.67	2.78	2.83	2.76	2.62	2.73	2.65	2.43	2.48	2.28	2.09	1.97	0.91	1.25
12.05	0.305	0.013	2.36	2.52	2.56	2.67	2.78	2.82	2.75	2.62	2.72	2.65	2.43	2.48	2.28	2.10	1.97	0.91	1.25
12.00	0.306	0.014	2.35	2.52	2.56	2.67	2.77	2.82	2.75	2.62	2.72	2.65	2.43	2.48	2.28	2.10	1.98	0.91	1.24
11.95	0.306	0.015	2.35	2.51	2.56	2.66	2.77	2.82	2.75	2.61	2.72	2.65	2.44	2.48	2.29	2.11	1.98	0.91	1.24
11.90	0.307	0.016	2.34	2.51	2.55	2.65	2.76	2.81	2.74	2.61	2.72	2.65	2.44	2.48	2.29	2.11	1.99	0.91	1.24
11.85	0.308	0.017	2.34	2.50	2.54	2.65	2.76	2.81	2.74	2.61	2.72	2.64	2.44	2.49	2.29	2.11	1.99	0.91	1.24
11.80	0.308	0.018	2.33	2.50	2.54	2.64	2.75	2.80	2.74	2.61	2.71	2.64	2.44	2.49	2.29	2.12	2.00	0.91	1.23
11.75	0.309	0.020	2.33	2.49	2.53	2.64	2.75	2.80	2.73	2.61	2.71	2.64	2.44	2.49	2.30	2.12	2.00	0.91	1.23
11.70	0.310	0.022	2.32	2.48	2.53	2.63	2.74	2.79	2.73	2.61	2.71	2.64	2.45	2.49	2.30	2.13	2.01	0.91	1.22
11.65	0.310	0.024	2.31	2.48	2.52	2.62	2.73	2.78	2.72	2.60	2.70	2.64	2.45	2.49	2.30	2.13	2.01	0.91	1.22
11.60	0.311	0.026	2.31	2.47	2.51	2.62	2.73	2.78	2.72	2.60	2.70	2.63	2.45	2.49	2.31	2.14	2.02	0.91	1.22
11.55	0.312	0.028	2.30	2.46	2.51	2.61	2.72	2.77	2.71	2.60	2.70	2.63	2.45	2.49	2.31	2.14	2.02	0.90	1.21
11.50	0.313	0.031	2.29	2.46	2.50	2.60	2.71	2.76	2.71	2.60	2.69	2.63	2.45	2.49	2.31	2.15	2.03	0.90	1.21
11.45	0.314	0.034	2.29	2.45	2.49	2.60	2.70	2.76	2.70	2.59	2.69	2.63	2.46	2.49	2.31	2.15	2.03	0.90	1.21
11.40	0.314	0.037	2.28	2.44	2.48	2.59	2.70	2.75	2.70	2.59	2.68	2.62	2.46	2.49	2.32	2.16	2.04	0.90	1.20
11.35	0.315	0.041	2.27	2.43	2.48	2.58	2.69	2.74	2.69	2.59	2.68	2.62	2.46	2.49	2.32	2.16	2.05	0.90	1.20
11.30	0.316	0.046	2.27	2.43	2.47	2.57	2.68	2.73	2.68	2.58	2.67	2.62	2.46	2.49	2.32	2.16	2.05	0.90	1.19
11.25	0.317	0.051	2.26	2.42	2.46	2.56	2.67	2.73	2.68	2.58	2.67	2.61	2.46	2.49	2.32	2.17	2.06	0.90	1.19
11.20	0.318	0.057	2.25	2.41	2.45	2.55	2.66	2.72	2.67	2.57	2.66	2.61	2.46	2.49	2.33	2.17	2.06	0.90	1.18
11.15	0.319	0.063	2.24	2.40	2.44	2.54	2.65	2.71	2.66	2.57	2.66	2.61	2.47	2.49	2.33	2.18	2.07	0.90	1.18
11.10	0.320	0.070	2.23	2.39	2.43	2.53	2.64	2.70	2.66	2.56	2.65	2.60	2.47	2.49	2.33	2.18	2.08	0.90	1.17
11.05	0.321	0.077	2.22	2.38	2.42	2.52	2.63	2.69	2.65	2.56	2.64	2.60	2.47	2.49	2.33	2.19	2.08	0.90	1.17
11.00	0.322	0.085	2.21	2.37	2.41	2.51	2.62	2.68	2.64	2.55	2.64	2.59	2.47	2.48	2.34	2.19	2.09	0.90	1.16
10.95	0.324	0.094	2.20	2.35	2.40	2.50	2.60	2.67	2.63	2.55	2.63	2.59	2.47	2.48	2.34	2.20	2.10	0.90	1.16
10.90	0.325	0.104	2.19	2.34	2.38	2.48	2.59	2.65	2.62	2.54	2.62	2.58	2.47	2.48	2.34	2.20	2.10	0.90	1.15

P (Gpa)	F	X	Th	Nb	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Er	Tm	Yb	Lu	La/SmN	Gd/YbN
10.85	0.326	0.114	2.17	2.33	2.37	2.47	2.58	2.64	2.61	2.53	2.61	2.57	2.47	2.48	2.34	2.21	2.11	0.90	1.15
10.80	0.327	0.124	2.16	2.31	2.36	2.46	2.56	2.63	2.60	2.53	2.60	2.57	2.47	2.47	2.34	2.21	2.12	0.90	1.14
10.75	0.328	0.136	2.15	2.30	2.34	2.44	2.55	2.61	2.58	2.52	2.59	2.56	2.47	2.47	2.34	2.22	2.12	0.90	1.14
10.70	0.330	0.147	2.13	2.28	2.32	2.42	2.53	2.59	2.57	2.51	2.58	2.55	2.47	2.47	2.34	2.22	2.13	0.90	1.13
10.65	0.331	0.159	2.11	2.27	2.31	2.41	2.51	2.58	2.56	2.50	2.57	2.54	2.46	2.46	2.34	2.22	2.13	0.89	1.12
10.60	0.332	0.171	2.10	2.25	2.29	2.39	2.49	2.56	2.54	2.49	2.55	2.53	2.46	2.46	2.34	2.23	2.14	0.89	1.12
10.55	0.333	0.183	2.08	2.23	2.27	2.36	2.47	2.54	2.52	2.47	2.54	2.52	2.46	2.45	2.34	2.23	2.15	0.89	1.11
10.50	0.335	0.195	2.06	2.20	2.24	2.34	2.44	2.52	2.50	2.46	2.52	2.50	2.45	2.44	2.34	2.23	2.15	0.89	1.10
10.45	0.336	0.207	2.03	2.18	2.22	2.32	2.42	2.49	2.48	2.44	2.50	2.49	2.45	2.44	2.34	2.24	2.16	0.89	1.09
10.40	0.338	0.219	2.01	2.15	2.19	2.29	2.39	2.46	2.46	2.43	2.48	2.47	2.44	2.43	2.34	2.24	2.16	0.89	1.08
10.35	0.339	0.231	1.98	2.12	2.16	2.26	2.36	2.43	2.43	2.41	2.46	2.45	2.44	2.42	2.33	2.24	2.16	0.89	1.08
10.30	0.341	0.242	1.95	2.09	2.13	2.22	2.32	2.40	2.40	2.39	2.44	2.43	2.43	2.40	2.33	2.24	2.17	0.89	1.07
10.25	0.342	0.253	1.92	2.05	2.09	2.18	2.29	2.36	2.37	2.36	2.41	2.41	2.42	2.39	2.32	2.24	2.17	0.88	1.06
10.20	0.344	0.264	1.88	2.01	2.05	2.14	2.24	2.32	2.34	2.34	2.38	2.39	2.41	2.37	2.32	2.24	2.18	0.88	1.04
10.15	0.345	0.274	1.84	1.97	2.01	2.10	2.19	2.28	2.30	2.31	2.35	2.36	2.40	2.36	2.31	2.24	2.18	0.88	1.03
10.10	0.347	0.284	1.79	1.92	1.96	2.04	2.14	2.23	2.26	2.28	2.31	2.33	2.38	2.34	2.30	2.23	2.18	0.88	1.02
10.05	0.348	0.292	1.74	1.86	1.90	1.99	2.08	2.17	2.21	2.24	2.27	2.29	2.37	2.32	2.29	2.23	2.18	0.87	1.00
10.00	0.350	0.301	1.68	1.80	1.83	1.92	2.02	2.11	2.16	2.20	2.22	2.26	2.35	2.29	2.28	2.23	2.18	0.87	0.99
9.95	0.352	0.309	1.61	1.73	1.76	1.85	1.94	2.04	2.10	2.16	2.17	2.21	2.33	2.27	2.26	2.22	2.18	0.86	0.97
9.90	0.353	0.316	1.53	1.65	1.68	1.76	1.86	1.97	2.04	2.11	2.12	2.17	2.31	2.24	2.25	2.22	2.18	0.86	0.95
9.85	0.355	0.323	1.45	1.56	1.59	1.67	1.77	1.88	1.96	2.06	2.06	2.12	2.29	2.21	2.23	2.21	2.18	0.85	0.93
9.80	0.357	0.329	1.36	1.46	1.49	1.57	1.66	1.79	1.89	2.00	1.99	2.06	2.27	2.17	2.21	2.20	2.18	0.84	0.91
9.75	0.359	0.335	1.25	1.35	1.38	1.46	1.55	1.68	1.80	1.94	1.92	2.01	2.24	2.14	2.19	2.20	2.18	0.82	0.88
9.70	0.360	0.341	1.14	1.23	1.26	1.33	1.42	1.57	1.71	1.88	1.84	1.94	2.21	2.10	2.17	2.19	2.18	0.80	0.86
9.65	0.362	0.346	1.01	1.09	1.13	1.20	1.29	1.45	1.61	1.81	1.76	1.88	2.18	2.05	2.15	2.18	2.17	0.78	0.83
9.60	0.364	0.350	0.87	0.95	0.98	1.05	1.14	1.32	1.51	1.73	1.67	1.80	2.15	2.01	2.12	2.17	2.17	0.75	0.80
9.55	0.366	0.354	0.73	0.80	0.83	0.90	0.99	1.18	1.39	1.65	1.58	1.73	2.11	1.96	2.10	2.16	2.17	0.71	0.77
9.50	0.368	0.358	0.58	0.64	0.67	0.74	0.83	1.04	1.28	1.57	1.48	1.65	2.08	1.91	2.07	2.14	2.17	0.65	0.73
9.45	0.370	0.362	0.44	0.49	0.52	0.58	0.67	0.89	1.16	1.49	1.38	1.57	2.04	1.86	2.05	2.13	2.16	0.58	0.70
9.40	0.372	0.365	0.30	0.35	0.37	0.43	0.52	0.75	1.04	1.40	1.28	1.48	2.00	1.81	2.02	2.12	2.16	0.50	0.66
9.35	0.374	0.369	0.19	0.22	0.25	0.30	0.38	0.61	0.92	1.31	1.17	1.40	1.96	1.76	1.99	2.11	2.16	0.40	0.62
9.30	0.376	0.372	0.10	0.12	0.14	0.18	0.26	0.49	0.81	1.22	1.07	1.31	1.92	1.70	1.96	2.09	2.15	0.29	0.58
9.25	0.378	0.375	0.04	0.05	0.07	0.10	0.16	0.37	0.70	1.13	0.97	1.23	1.88	1.64	1.93	2.08	2.15	0.18	0.54
9.20	0.380	0.377			0.02	0.05	0.09	0.28	0.60	1.04	0.87	1.14	1.83	1.59	1.89	2.07	2.15	0.09	0.51
9.15	0.382	0.380			0.01	0.02	0.04	0.20	0.50	0.96	0.78	1.06	1.79	1.53	1.86	2.05	2.15	0.03	0.47

Melting model for $F_{13\text{GPa}} = 0.3$. Primitive mantle normalized trace element concentrations of the liquids as they are extracted from the source. F: degree of fusion. X: proportion of extracted liquid.

F_{13GPa} = 0,4

P (Gpa)	F	X	Th	Nb	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Er	Tm	Yb	Lu	La/Sm _N	Gd/Yb _N
13.00	0.400	0.000	1.78	1.90	1.94	2.02	2.10	2.15	2.12	2.05	2.12	2.08	1.99	2.00	1.88	1.77	1.69	0.90	1.16
12.95	0.400	0.000	1.78	1.90	1.94	2.02	2.10	2.15	2.12	2.05	2.12	2.09	1.99	2.00	1.88	1.77	1.69	0.90	1.16
12.90	0.400	0.000	1.78	1.90	1.94	2.02	2.10	2.15	2.12	2.06	2.12	2.09	1.99	2.00	1.89	1.78	1.70	0.90	1.16
12.85	0.400	0.000	1.77	1.90	1.93	2.02	2.10	2.15	2.12	2.06	2.12	2.09	2.00	2.01	1.89	1.78	1.70	0.90	1.16
12.80	0.400	0.001	1.77	1.90	1.93	2.02	2.10	2.15	2.12	2.06	2.12	2.09	2.00	2.01	1.90	1.79	1.71	0.90	1.15
12.75	0.401	0.001	1.77	1.90	1.93	2.02	2.10	2.15	2.12	2.06	2.13	2.09	2.00	2.01	1.90	1.79	1.71	0.90	1.15
12.70	0.401	0.001	1.77	1.90	1.93	2.02	2.10	2.15	2.12	2.06	2.13	2.09	2.01	2.01	1.90	1.79	1.71	0.90	1.15
12.65	0.401	0.001	1.77	1.90	1.93	2.01	2.10	2.15	2.12	2.06	2.13	2.09	2.01	2.02	1.91	1.80	1.72	0.90	1.15
12.60	0.401	0.002	1.77	1.90	1.93	2.01	2.10	2.15	2.12	2.06	2.13	2.09	2.01	2.02	1.91	1.80	1.72	0.90	1.14
12.55	0.401	0.002	1.77	1.90	1.93	2.01	2.10	2.15	2.12	2.06	2.13	2.10	2.01	2.02	1.91	1.81	1.73	0.90	1.14
12.50	0.402	0.002	1.77	1.89	1.93	2.01	2.10	2.15	2.12	2.06	2.13	2.10	2.02	2.02	1.92	1.81	1.73	0.90	1.14
12.45	0.402	0.003	1.77	1.89	1.93	2.01	2.10	2.15	2.12	2.06	2.13	2.10	2.02	2.02	1.92	1.82	1.74	0.90	1.14
12.40	0.402	0.003	1.77	1.89	1.93	2.01	2.10	2.15	2.12	2.07	2.13	2.10	2.02	2.03	1.92	1.82	1.74	0.90	1.14
12.35	0.403	0.004	1.76	1.89	1.92	2.01	2.09	2.15	2.12	2.07	2.13	2.10	2.03	2.03	1.93	1.82	1.75	0.90	1.13
12.30	0.403	0.005	1.76	1.89	1.92	2.00	2.09	2.14	2.12	2.07	2.13	2.10	2.03	2.03	1.93	1.83	1.76	0.90	1.13
12.25	0.403	0.005	1.76	1.89	1.92	2.00	2.09	2.14	2.12	2.07	2.13	2.10	2.03	2.03	1.93	1.83	1.76	0.90	1.13
12.20	0.404	0.006	1.76	1.88	1.92	2.00	2.09	2.14	2.12	2.07	2.13	2.10	2.03	2.03	1.94	1.84	1.77	0.90	1.12
12.15	0.404	0.007	1.76	1.88	1.92	2.00	2.09	2.14	2.12	2.07	2.13	2.10	2.04	2.04	1.94	1.84	1.77	0.90	1.12
12.10	0.405	0.007	1.76	1.88	1.91	2.00	2.08	2.14	2.12	2.07	2.13	2.10	2.04	2.04	1.94	1.85	1.78	0.90	1.12
12.05	0.405	0.008	1.75	1.88	1.91	1.99	2.08	2.14	2.12	2.07	2.13	2.10	2.04	2.04	1.95	1.85	1.78	0.90	1.12
12.00	0.406	0.009	1.75	1.88	1.91	1.99	2.08	2.13	2.11	2.07	2.12	2.10	2.05	2.04	1.95	1.86	1.79	0.90	1.11
11.95	0.406	0.010	1.75	1.87	1.91	1.99	2.08	2.13	2.11	2.07	2.12	2.10	2.05	2.04	1.95	1.86	1.79	0.89	1.11
11.90	0.407	0.011	1.75	1.87	1.90	1.99	2.07	2.13	2.11	2.07	2.12	2.10	2.05	2.04	1.96	1.87	1.80	0.89	1.11
11.85	0.408	0.013	1.74	1.87	1.90	1.98	2.07	2.13	2.11	2.07	2.12	2.10	2.05	2.05	1.96	1.87	1.81	0.89	1.10
11.80	0.408	0.014	1.74	1.86	1.90	1.98	2.07	2.12	2.11	2.06	2.12	2.10	2.06	2.05	1.96	1.88	1.81	0.89	1.10
11.75	0.409	0.015	1.74	1.86	1.89	1.98	2.06	2.12	2.11	2.06	2.12	2.10	2.06	2.05	1.97	1.88	1.82	0.89	1.10
11.70	0.410	0.017	1.73	1.86	1.89	1.97	2.06	2.12	2.10	2.06	2.12	2.10	2.06	2.05	1.97	1.89	1.83	0.89	1.09
11.65	0.410	0.019	1.73	1.85	1.89	1.97	2.06	2.11	2.10	2.06	2.12	2.10	2.07	2.05	1.97	1.89	1.83	0.89	1.09
11.60	0.411	0.021	1.73	1.85	1.88	1.97	2.05	2.11	2.10	2.06	2.12	2.10	2.07	2.05	1.98	1.90	1.84	0.89	1.09
11.55	0.412	0.023	1.72	1.85	1.88	1.96	2.05	2.11	2.10	2.06	2.11	2.10	2.07	2.06	1.98	1.90	1.85	0.89	1.08
11.50	0.413	0.025	1.72	1.84	1.88	1.96	2.04	2.10	2.09	2.06	2.11	2.10	2.07	2.06	1.99	1.91	1.85	0.89	1.08
11.45	0.414	0.028	1.72	1.84	1.87	1.95	2.04	2.10	2.09	2.06	2.11	2.10	2.08	2.06	1.99	1.92	1.86	0.89	1.08
11.40	0.414	0.032	1.71	1.83	1.87	1.95	2.04	2.10	2.09	2.06	2.11	2.10	2.08	2.06	1.99	1.92	1.87	0.89	1.07
11.35	0.415	0.036	1.71	1.83	1.86	1.94	2.03	2.09	2.08	2.06	2.11	2.09	2.08	2.06	2.00	1.93	1.87	0.89	1.07
11.30	0.416	0.041	1.70	1.83	1.86	1.94	2.03	2.09	2.08	2.05	2.10	2.09	2.09	2.06	2.00	1.93	1.88	0.89	1.06
11.25	0.417	0.046	1.70	1.82	1.85	1.94	2.02	2.08	2.08	2.05	2.10	2.09	2.09	2.06	2.00	1.94	1.89	0.89	1.06
11.20	0.418	0.052	1.70	1.82	1.85	1.93	2.02	2.08	2.07	2.05	2.10	2.09	2.09	2.07	2.01	1.95	1.90	0.89	1.05
11.15	0.419	0.059	1.69	1.81	1.84	1.93	2.01	2.07	2.07	2.05	2.10	2.09	2.09	2.07	2.01	1.95	1.91	0.89	1.05
11.10	0.420	0.067	1.69	1.81	1.84	1.92	2.01	2.07	2.07	2.05	2.09	2.09	2.10	2.07	2.02	1.96	1.91	0.89	1.05
11.05	0.421	0.076	1.68	1.80	1.83	1.91	2.00	2.06	2.06	2.05	2.09	2.09	2.10	2.07	2.02	1.96	1.92	0.89	1.04
11.00	0.422	0.087	1.67	1.79	1.83	1.91	1.99	2.06	2.06	2.04	2.09	2.08	2.10	2.07	2.02	1.97	1.93	0.89	1.04
10.95	0.424	0.098	1.67	1.79	1.82	1.90	1.99	2.05	2.05	2.04	2.08	2.08	2.10	2.07	2.03	1.98	1.94	0.89	1.03
10.90	0.425	0.111	1.66	1.78	1.82	1.90	1.98	2.05	2.05	2.04	2.08	2.08	2.11	2.07	2.03	1.98	1.95	0.89	1.03
10.85	0.426	0.124	1.66	1.78	1.81	1.89	1.97	2.04	2.04	2.03	2.07	2.08	2.11	2.07	2.03	1.99	1.96	0.89	1.02
10.80	0.427	0.139	1.65	1.77	1.80	1.88	1.97	2.03	2.04	2.03	2.07	2.07	2.11	2.07	2.04	2.00	1.97	0.89	1.02
10.75	0.428	0.155	1.64	1.76	1.79	1.87	1.96	2.02	2.03	2.03	2.06	2.07	2.11	2.07	2.04	2.00	1.98	0.89	1.01
10.70	0.430	0.171	1.63	1.75	1.78	1.86	1.95	2.01	2.02	2.02	2.06	2.06	2.11	2.07	2.04	2.01	1.99	0.89	1.00

P (Gpa)	F	X	Th	Nb	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Er	Tm	Yb	Lu	La/SmN	Gd/YbN
10.65	0.431	0.189	1.63	1.74	1.77	1.85	1.94	2.01	2.02	2.02	2.05	2.06	2.12	2.07	2.05	2.02	2.00	0.89	1.00
10.60	0.432	0.206	1.62	1.73	1.76	1.84	1.93	2.00	2.01	2.01	2.04	2.05	2.12	2.06	2.05	2.02	2.00	0.88	0.99
10.55	0.433	0.224	1.61	1.72	1.75	1.83	1.92	1.98	2.00	2.00	2.04	2.05	2.12	2.06	2.05	2.03	2.01	0.88	0.99
10.50	0.435	0.242	1.59	1.71	1.74	1.82	1.90	1.97	1.99	1.99	2.03	2.04	2.12	2.06	2.05	2.04	2.02	0.88	0.98
10.45	0.436	0.260	1.58	1.70	1.73	1.80	1.89	1.96	1.97	1.99	2.02	2.03	2.11	2.05	2.05	2.04	2.03	0.88	0.97
10.40	0.438	0.278	1.57	1.68	1.71	1.79	1.87	1.94	1.96	1.98	2.00	2.02	2.11	2.05	2.05	2.05	2.04	0.88	0.97
10.35	0.439	0.295	1.55	1.66	1.70	1.77	1.85	1.92	1.94	1.96	1.99	2.01	2.11	2.04	2.05	2.05	2.05	0.88	0.96
10.30	0.441	0.311	1.53	1.64	1.68	1.75	1.83	1.90	1.93	1.95	1.97	2.00	2.10	2.04	2.05	2.06	2.06	0.88	0.95
10.25	0.442	0.327	1.51	1.62	1.65	1.73	1.81	1.88	1.91	1.93	1.96	1.98	2.10	2.03	2.05	2.06	2.06	0.88	0.94
10.20	0.444	0.341	1.49	1.60	1.63	1.70	1.78	1.86	1.88	1.92	1.94	1.96	2.09	2.01	2.04	2.06	2.07	0.88	0.93
10.15	0.445	0.355	1.47	1.57	1.60	1.67	1.75	1.83	1.86	1.89	1.91	1.94	2.08	2.00	2.04	2.06	2.08	0.88	0.92
10.10	0.447	0.368	1.44	1.54	1.57	1.64	1.72	1.79	1.83	1.87	1.88	1.92	2.07	1.98	2.03	2.06	2.08	0.87	0.91
10.05	0.448	0.380	1.40	1.50	1.53	1.60	1.68	1.76	1.79	1.84	1.85	1.89	2.05	1.96	2.02	2.06	2.09	0.87	0.89
10.00	0.450	0.391	1.36	1.46	1.49	1.56	1.64	1.71	1.75	1.81	1.81	1.86	2.04	1.94	2.01	2.06	2.09	0.87	0.88
9.95	0.452	0.401	1.32	1.41	1.44	1.51	1.58	1.66	1.71	1.77	1.77	1.82	2.01	1.91	1.99	2.05	2.10	0.87	0.86
9.90	0.453	0.411	1.26	1.36	1.39	1.45	1.52	1.60	1.65	1.72	1.72	1.77	1.99	1.88	1.97	2.05	2.10	0.86	0.84
9.85	0.455	0.419	1.20	1.29	1.32	1.38	1.45	1.53	1.59	1.67	1.66	1.72	1.96	1.84	1.95	2.04	2.10	0.86	0.82
9.80	0.457	0.427	1.13	1.22	1.24	1.30	1.37	1.45	1.52	1.61	1.60	1.66	1.92	1.80	1.92	2.02	2.10	0.86	0.79
9.75	0.459	0.434	1.05	1.13	1.16	1.22	1.28	1.36	1.43	1.54	1.52	1.59	1.88	1.74	1.89	2.01	2.10	0.85	0.77
9.70	0.460	0.440	0.96	1.04	1.06	1.11	1.18	1.26	1.34	1.46	1.43	1.51	1.83	1.69	1.85	1.99	2.09	0.84	0.73
9.65	0.462	0.445	0.86	0.92	0.95	1.00	1.06	1.15	1.23	1.37	1.33	1.42	1.78	1.62	1.81	1.97	2.09	0.83	0.69
9.60	0.464	0.450	0.74	0.80	0.82	0.87	0.93	1.02	1.11	1.26	1.22	1.32	1.71	1.54	1.76	1.94	2.08	0.81	0.65
9.55	0.466	0.455	0.62	0.67	0.69	0.73	0.78	0.88	0.98	1.15	1.09	1.21	1.64	1.45	1.70	1.92	2.07	0.79	0.60
9.50	0.468	0.459	0.48	0.53	0.54	0.58	0.63	0.72	0.84	1.03	0.96	1.08	1.56	1.35	1.63	1.88	2.06	0.75	0.54
9.45	0.470	0.463	0.35	0.39	0.40	0.43	0.48	0.57	0.69	0.89	0.81	0.95	1.47	1.24	1.56	1.84	2.05	0.70	0.48
9.40	0.472	0.466	0.23	0.25	0.27	0.29	0.33	0.42	0.54	0.75	0.67	0.81	1.37	1.12	1.47	1.80	2.04	0.64	0.42
9.35	0.474	0.470	0.12	0.14	0.15	0.17	0.20	0.28	0.40	0.60	0.52	0.66	1.25	0.99	1.38	1.75	2.03	0.54	0.34
9.30	0.476	0.473	0.05	0.06	0.07	0.08	0.10	0.16	0.27	0.46	0.37	0.52	1.13	0.86	1.28	1.69	2.01	0.41	0.27

Melting model for $F_{13\text{GPa}} = 0.4$. Primitive mantle normalized trace element concentrations of the liquids as they are extracted from the source. F: degree of fusion. X: proportion of extracted liquid.

F_{13GPa} = 0,45

P (Gpa)	F	X	Th	Nb	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Er	Tm	Yb	Lu	La/Sm _N	Gd/Yb _N
13.00	0.450	0.003	1.59	1.70	1.73	1.81	1.89	1.93	1.92	1.87	1.92	1.90	1.85	1.85	1.76	1.67	1.61	0.90	1.12
12.95	0.450	0.004	1.59	1.70	1.73	1.81	1.89	1.93	1.92	1.87	1.93	1.90	1.85	1.85	1.76	1.68	1.61	0.90	1.12
12.90	0.450	0.005	1.59	1.70	1.73	1.81	1.89	1.94	1.92	1.87	1.93	1.91	1.85	1.85	1.77	1.68	1.62	0.90	1.11
12.85	0.450	0.005	1.59	1.70	1.73	1.81	1.89	1.94	1.92	1.87	1.93	1.91	1.86	1.85	1.77	1.69	1.62	0.89	1.11
12.80	0.450	0.006	1.59	1.70	1.73	1.81	1.88	1.94	1.92	1.88	1.93	1.91	1.86	1.86	1.77	1.69	1.63	0.89	1.11
12.75	0.451	0.006	1.59	1.70	1.73	1.81	1.88	1.94	1.92	1.88	1.93	1.91	1.86	1.86	1.78	1.69	1.63	0.89	1.11
12.70	0.451	0.006	1.59	1.70	1.73	1.80	1.88	1.93	1.92	1.88	1.93	1.91	1.87	1.86	1.78	1.70	1.64	0.89	1.11
12.65	0.451	0.006	1.59	1.70	1.73	1.80	1.88	1.93	1.92	1.88	1.93	1.91	1.87	1.86	1.78	1.70	1.64	0.89	1.10
12.60	0.451	0.007	1.58	1.70	1.73	1.80	1.88	1.93	1.92	1.88	1.93	1.91	1.87	1.86	1.79	1.71	1.65	0.89	1.10
12.55	0.451	0.007	1.58	1.70	1.73	1.80	1.88	1.93	1.92	1.88	1.93	1.91	1.88	1.87	1.79	1.71	1.65	0.89	1.10
12.50	0.452	0.008	1.58	1.70	1.73	1.80	1.88	1.93	1.92	1.88	1.93	1.91	1.88	1.87	1.79	1.72	1.66	0.89	1.10
12.45	0.452	0.008	1.58	1.69	1.73	1.80	1.88	1.93	1.92	1.88	1.93	1.92	1.88	1.87	1.80	1.72	1.66	0.89	1.09
12.40	0.452	0.009	1.58	1.69	1.72	1.80	1.88	1.93	1.92	1.88	1.93	1.92	1.88	1.87	1.80	1.72	1.67	0.89	1.09
12.35	0.453	0.009	1.58	1.69	1.72	1.80	1.88	1.93	1.92	1.88	1.93	1.92	1.89	1.87	1.80	1.73	1.67	0.89	1.09
12.30	0.453	0.010	1.58	1.69	1.72	1.80	1.88	1.93	1.92	1.88	1.93	1.92	1.89	1.88	1.81	1.73	1.68	0.89	1.09
12.25	0.453	0.011	1.58	1.69	1.72	1.79	1.87	1.93	1.92	1.88	1.93	1.92	1.89	1.88	1.81	1.74	1.69	0.89	1.08
12.20	0.454	0.011	1.58	1.69	1.72	1.79	1.87	1.93	1.92	1.88	1.93	1.92	1.90	1.88	1.81	1.74	1.69	0.89	1.08
12.15	0.454	0.012	1.57	1.69	1.72	1.79	1.87	1.93	1.92	1.89	1.93	1.92	1.90	1.88	1.82	1.75	1.70	0.89	1.08
12.10	0.455	0.013	1.57	1.68	1.72	1.79	1.87	1.92	1.91	1.89	1.93	1.92	1.90	1.88	1.82	1.75	1.70	0.89	1.08
12.05	0.455	0.014	1.57	1.68	1.71	1.79	1.87	1.92	1.91	1.89	1.93	1.92	1.90	1.89	1.82	1.76	1.71	0.89	1.07
12.00	0.456	0.015	1.57	1.68	1.71	1.79	1.86	1.92	1.91	1.89	1.93	1.92	1.91	1.89	1.83	1.76	1.71	0.89	1.07
11.95	0.456	0.016	1.57	1.68	1.71	1.78	1.86	1.92	1.91	1.89	1.93	1.92	1.91	1.89	1.83	1.77	1.72	0.89	1.07
11.90	0.457	0.017	1.56	1.68	1.71	1.78	1.86	1.92	1.91	1.89	1.93	1.92	1.91	1.89	1.83	1.77	1.73	0.89	1.06
11.85	0.458	0.018	1.56	1.67	1.70	1.78	1.86	1.91	1.91	1.89	1.93	1.92	1.92	1.89	1.84	1.78	1.73	0.89	1.06
11.80	0.458	0.019	1.56	1.67	1.70	1.78	1.86	1.91	1.91	1.89	1.93	1.92	1.92	1.90	1.84	1.78	1.74	0.89	1.06
11.75	0.459	0.021	1.56	1.67	1.70	1.77	1.85	1.91	1.91	1.88	1.93	1.92	1.92	1.90	1.85	1.79	1.75	0.89	1.05
11.70	0.460	0.022	1.55	1.67	1.70	1.77	1.85	1.91	1.90	1.88	1.93	1.92	1.93	1.90	1.85	1.79	1.75	0.89	1.05
11.65	0.460	0.024	1.55	1.66	1.69	1.77	1.85	1.90	1.90	1.88	1.93	1.92	1.93	1.90	1.85	1.80	1.76	0.89	1.05
11.60	0.461	0.026	1.55	1.66	1.69	1.76	1.84	1.90	1.90	1.88	1.92	1.92	1.93	1.90	1.86	1.81	1.77	0.89	1.04
11.55	0.462	0.028	1.55	1.66	1.69	1.76	1.84	1.90	1.90	1.88	1.92	1.92	1.93	1.90	1.86	1.81	1.77	0.89	1.04
11.50	0.463	0.030	1.54	1.65	1.68	1.76	1.84	1.90	1.90	1.88	1.92	1.92	1.94	1.91	1.86	1.82	1.78	0.89	1.04
11.45	0.464	0.033	1.54	1.65	1.68	1.76	1.83	1.89	1.89	1.88	1.92	1.92	1.94	1.91	1.87	1.82	1.79	0.89	1.03
11.40	0.464	0.036	1.54	1.65	1.68	1.75	1.83	1.89	1.89	1.88	1.92	1.92	1.94	1.91	1.87	1.83	1.80	0.89	1.03
11.35	0.465	0.040	1.53	1.64	1.67	1.75	1.83	1.89	1.89	1.88	1.92	1.92	1.95	1.91	1.88	1.84	1.80	0.89	1.02
11.30	0.466	0.045	1.53	1.64	1.67	1.74	1.82	1.88	1.89	1.88	1.92	1.92	1.95	1.91	1.88	1.84	1.81	0.89	1.02
11.25	0.467	0.050	1.53	1.64	1.67	1.74	1.82	1.88	1.88	1.88	1.91	1.92	1.95	1.91	1.88	1.85	1.82	0.89	1.02
11.20	0.468	0.056	1.52	1.63	1.66	1.74	1.82	1.88	1.88	1.88	1.91	1.92	1.96	1.92	1.89	1.86	1.83	0.89	1.01
11.15	0.469	0.063	1.52	1.63	1.66	1.73	1.81	1.87	1.88	1.88	1.91	1.91	1.96	1.92	1.89	1.86	1.84	0.89	1.01
11.10	0.470	0.071	1.52	1.62	1.65	1.73	1.81	1.87	1.88	1.87	1.91	1.91	1.96	1.92	1.90	1.87	1.85	0.89	1.00
11.05	0.471	0.081	1.51	1.62	1.65	1.72	1.80	1.86	1.87	1.87	1.91	1.91	1.96	1.92	1.90	1.88	1.86	0.89	1.00
11.00	0.472	0.091	1.51	1.62	1.65	1.72	1.80	1.86	1.87	1.87	1.90	1.91	1.97	1.92	1.91	1.88	1.87	0.88	0.99
10.95	0.474	0.104	1.50	1.61	1.64	1.71	1.79	1.85	1.87	1.87	1.90	1.91	1.97	1.92	1.91	1.89	1.88	0.88	0.99
10.90	0.475	0.117	1.50	1.60	1.64	1.71	1.79	1.85	1.86	1.87	1.90	1.91	1.97	1.92	1.91	1.90	1.88	0.88	0.98
10.85	0.476	0.133	1.49	1.60	1.63	1.70	1.78	1.84	1.86	1.86	1.89	1.90	1.98	1.92	1.92	1.90	1.89	0.88	0.98
10.80	0.477	0.149	1.49	1.59	1.62	1.70	1.77	1.84	1.85	1.86	1.89	1.90	1.98	1.92	1.92	1.91	1.90	0.88	0.97
10.75	0.478	0.167	1.48	1.59	1.62	1.69	1.77	1.83	1.85	1.86	1.89	1.90	1.98	1.92	1.93	1.92	1.91	0.88	0.97
10.70	0.480	0.186	1.47	1.58	1.61	1.68	1.76	1.82	1.84	1.85	1.88	1.90	1.98	1.92	1.93	1.93	1.92	0.88	0.96

P (Gpa)	F	X	Th	Nb	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Er	Tm	Yb	Lu	La/Sm _N	Gd/Yb _N
10.65	0.481	0.206	1.47	1.57	1.60	1.67	1.75	1.82	1.83	1.85	1.88	1.89	1.98	1.92	1.93	1.93	1.94	0.88	0.96
10.60	0.482	0.227	1.46	1.56	1.59	1.67	1.74	1.81	1.83	1.84	1.87	1.89	1.98	1.92	1.93	1.94	1.95	0.88	0.95
10.55	0.483	0.248	1.45	1.55	1.58	1.66	1.73	1.80	1.82	1.84	1.86	1.88	1.99	1.92	1.94	1.95	1.96	0.88	0.94
10.50	0.485	0.269	1.44	1.54	1.57	1.64	1.72	1.79	1.81	1.83	1.85	1.88	1.99	1.92	1.94	1.95	1.97	0.88	0.94
10.45	0.486	0.290	1.43	1.53	1.56	1.63	1.71	1.78	1.80	1.82	1.84	1.87	1.98	1.91	1.94	1.96	1.98	0.88	0.93
10.40	0.488	0.310	1.42	1.52	1.55	1.62	1.70	1.76	1.79	1.81	1.83	1.86	1.98	1.91	1.94	1.97	1.99	0.88	0.92
10.35	0.489	0.330	1.40	1.51	1.54	1.60	1.68	1.75	1.77	1.80	1.82	1.85	1.98	1.90	1.94	1.97	2.00	0.88	0.92
10.30	0.491	0.349	1.39	1.49	1.52	1.59	1.66	1.73	1.76	1.79	1.81	1.84	1.97	1.89	1.94	1.97	2.01	0.88	0.91
10.25	0.492	0.367	1.37	1.47	1.50	1.57	1.64	1.71	1.74	1.78	1.79	1.82	1.97	1.88	1.93	1.98	2.01	0.88	0.90
10.20	0.494	0.384	1.35	1.45	1.48	1.55	1.62	1.69	1.72	1.76	1.77	1.80	1.96	1.87	1.93	1.98	2.02	0.88	0.89
10.15	0.495	0.399	1.33	1.43	1.45	1.52	1.59	1.66	1.69	1.74	1.75	1.78	1.95	1.86	1.92	1.98	2.03	0.87	0.88
10.10	0.497	0.414	1.30	1.40	1.42	1.49	1.56	1.63	1.67	1.71	1.72	1.76	1.94	1.84	1.91	1.98	2.04	0.87	0.86
10.05	0.498	0.427	1.27	1.36	1.39	1.46	1.53	1.60	1.63	1.68	1.69	1.73	1.92	1.82	1.90	1.98	2.04	0.87	0.85
10.00	0.500	0.439	1.24	1.33	1.35	1.42	1.49	1.55	1.59	1.65	1.65	1.70	1.90	1.79	1.88	1.97	2.05	0.87	0.84
9.95	0.502	0.450	1.20	1.28	1.31	1.37	1.44	1.51	1.55	1.61	1.61	1.66	1.87	1.76	1.86	1.97	2.05	0.87	0.82
9.90	0.503	0.460	1.15	1.23	1.26	1.32	1.38	1.45	1.49	1.56	1.56	1.61	1.84	1.72	1.84	1.95	2.05	0.87	0.80
9.85	0.505	0.469	1.09	1.17	1.20	1.25	1.32	1.38	1.43	1.49	1.49	1.54	1.77	1.65	1.77	1.89	2.00	0.87	0.79
9.80	0.507	0.477	1.03	1.10	1.13	1.18	1.24	1.30	1.35	1.41	1.40	1.45	1.67	1.56	1.67	1.78	1.88	0.86	0.79
9.75	0.509	0.484	0.95	1.02	1.05	1.10	1.15	1.21	1.25	1.31	1.31	1.35	1.55	1.45	1.55	1.66	1.75	0.86	0.79
9.70	0.510	0.490	0.87	0.93	0.95	1.00	1.05	1.11	1.14	1.20	1.19	1.23	1.42	1.32	1.42	1.52	1.60	0.86	0.79
9.65	0.512	0.495	0.77	0.83	0.85	0.89	0.94	0.99	1.02	1.07	1.07	1.10	1.27	1.18	1.27	1.36	1.43	0.86	0.79
9.60	0.514	0.500	0.67	0.72	0.73	0.77	0.81	0.86	0.89	0.93	0.93	0.96	1.10	1.03	1.10	1.18	1.24	0.85	0.79
9.55	0.516	0.505	0.55	0.59	0.61	0.64	0.68	0.72	0.75	0.78	0.78	0.81	0.92	0.86	0.92	0.99	1.04	0.85	0.79
9.50	0.518	0.509	0.43	0.47	0.48	0.50	0.54	0.57	0.60	0.62	0.62	0.65	0.74	0.69	0.74	0.79	0.83	0.84	0.79
9.45	0.520	0.513	0.32	0.34	0.35	0.37	0.40	0.43	0.45	0.47	0.47	0.49	0.56	0.52	0.56	0.59	0.63	0.82	0.79
9.40	0.522	0.516	0.21	0.23	0.24	0.25	0.28	0.30	0.32	0.33	0.33	0.34	0.39	0.36	0.39	0.41	0.44	0.79	0.79
9.35	0.524	0.519	0.12	0.13	0.14	0.15	0.17	0.19	0.20	0.21	0.21	0.22	0.25	0.23	0.25	0.26	0.28	0.75	0.79
9.30	0.526	0.522	0.06	0.07	0.07	0.08	0.09	0.10	0.11	0.12	0.12	0.12	0.14	0.13	0.14	0.15	0.15	0.69	0.79
9.25	0.528	0.525	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07	0.07	0.07	0.59	0.79
9.20	0.530	0.527	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.44	0.79

Melting model for $F_{13\text{GPa}} = 0.45$. Primitive mantle normalized trace element concentrations of the liquids as they are extracted from the source. F: degree of fusion. X: proportion of extracted liquid. Double horizontal lines show garnet exhaustion in the source.

F_{13GPa} = 0,5

P (Gpa)	F	X	Th	Nb	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Er	Tm	Yb	Lu	La/Sm _N	Gd/Yb _N
13.00	0.500	0.000	1.42	1.52	1.55	1.62	1.69	1.74	1.73	1.70	1.75	1.73	1.71	1.70	1.64	1.58	1.53	0.89	1.08
12.95	0.500	0.000	1.42	1.52	1.55	1.62	1.69	1.74	1.73	1.70	1.75	1.73	1.72	1.70	1.64	1.58	1.54	0.89	1.08
12.90	0.500	0.000	1.42	1.52	1.55	1.62	1.69	1.74	1.73	1.70	1.75	1.74	1.72	1.70	1.65	1.59	1.54	0.89	1.07
12.85	0.500	0.001	1.42	1.52	1.55	1.62	1.69	1.74	1.73	1.71	1.75	1.74	1.72	1.71	1.65	1.59	1.55	0.89	1.07
12.80	0.500	0.001	1.42	1.52	1.55	1.62	1.69	1.74	1.73	1.71	1.75	1.74	1.73	1.71	1.65	1.59	1.55	0.89	1.07
12.75	0.501	0.001	1.42	1.52	1.55	1.62	1.69	1.74	1.73	1.71	1.75	1.74	1.73	1.71	1.66	1.60	1.56	0.89	1.07
12.70	0.501	0.001	1.42	1.52	1.55	1.62	1.69	1.74	1.73	1.71	1.75	1.74	1.73	1.71	1.66	1.60	1.56	0.89	1.07
12.65	0.501	0.002	1.42	1.52	1.55	1.62	1.69	1.74	1.73	1.71	1.75	1.74	1.74	1.72	1.66	1.61	1.57	0.89	1.06
12.60	0.501	0.002	1.42	1.52	1.55	1.61	1.69	1.74	1.73	1.71	1.75	1.74	1.74	1.72	1.67	1.61	1.57	0.89	1.06
12.55	0.501	0.002	1.42	1.52	1.55	1.61	1.69	1.74	1.73	1.71	1.75	1.74	1.74	1.72	1.67	1.62	1.58	0.89	1.06
12.50	0.502	0.003	1.42	1.52	1.55	1.61	1.69	1.74	1.73	1.71	1.75	1.75	1.74	1.72	1.67	1.62	1.58	0.89	1.06
12.45	0.502	0.003	1.42	1.52	1.55	1.61	1.68	1.74	1.73	1.71	1.75	1.75	1.75	1.72	1.68	1.63	1.59	0.89	1.05
12.40	0.502	0.004	1.41	1.52	1.54	1.61	1.68	1.74	1.73	1.71	1.75	1.75	1.75	1.73	1.68	1.63	1.59	0.89	1.05
12.35	0.503	0.005	1.41	1.51	1.54	1.61	1.68	1.74	1.73	1.71	1.75	1.75	1.75	1.73	1.68	1.63	1.60	0.89	1.05
12.30	0.503	0.005	1.41	1.51	1.54	1.61	1.68	1.73	1.73	1.72	1.75	1.75	1.76	1.73	1.69	1.64	1.60	0.89	1.05
12.25	0.503	0.006	1.41	1.51	1.54	1.61	1.68	1.73	1.73	1.72	1.75	1.75	1.76	1.73	1.69	1.64	1.61	0.89	1.04
12.20	0.504	0.007	1.41	1.51	1.54	1.61	1.68	1.73	1.73	1.72	1.75	1.75	1.76	1.74	1.69	1.65	1.61	0.89	1.04
12.15	0.504	0.008	1.41	1.51	1.54	1.61	1.68	1.73	1.73	1.72	1.75	1.75	1.76	1.74	1.70	1.65	1.62	0.89	1.04
12.10	0.505	0.009	1.41	1.51	1.54	1.60	1.68	1.73	1.73	1.72	1.75	1.75	1.77	1.74	1.70	1.66	1.63	0.89	1.04
12.05	0.505	0.010	1.41	1.51	1.54	1.60	1.67	1.73	1.73	1.72	1.75	1.75	1.77	1.74	1.71	1.66	1.63	0.89	1.03
12.00	0.506	0.011	1.40	1.51	1.53	1.60	1.67	1.73	1.73	1.72	1.75	1.75	1.77	1.74	1.71	1.67	1.64	0.89	1.03
11.95	0.506	0.012	1.40	1.50	1.53	1.60	1.67	1.73	1.73	1.72	1.75	1.75	1.78	1.74	1.71	1.67	1.65	0.89	1.03
11.90	0.507	0.013	1.40	1.50	1.53	1.60	1.67	1.72	1.73	1.72	1.75	1.75	1.78	1.75	1.72	1.68	1.65	0.89	1.02
11.85	0.508	0.014	1.40	1.50	1.53	1.60	1.67	1.72	1.73	1.72	1.75	1.75	1.78	1.75	1.72	1.68	1.66	0.89	1.02
11.80	0.508	0.015	1.40	1.50	1.53	1.59	1.67	1.72	1.73	1.72	1.75	1.75	1.79	1.75	1.72	1.69	1.67	0.89	1.02
11.75	0.509	0.017	1.40	1.50	1.52	1.59	1.66	1.72	1.72	1.72	1.75	1.75	1.79	1.75	1.73	1.70	1.67	0.89	1.01
11.70	0.510	0.018	1.39	1.49	1.52	1.59	1.66	1.72	1.72	1.72	1.75	1.75	1.79	1.75	1.73	1.70	1.68	0.89	1.01
11.65	0.510	0.020	1.39	1.49	1.52	1.59	1.66	1.72	1.72	1.72	1.75	1.75	1.79	1.76	1.73	1.71	1.69	0.89	1.01
11.60	0.511	0.022	1.39	1.49	1.52	1.58	1.66	1.71	1.72	1.72	1.75	1.75	1.80	1.76	1.74	1.71	1.69	0.89	1.00
11.55	0.512	0.024	1.39	1.49	1.51	1.58	1.65	1.71	1.72	1.72	1.75	1.75	1.80	1.76	1.74	1.72	1.70	0.89	1.00
11.50	0.513	0.026	1.38	1.48	1.51	1.58	1.65	1.71	1.72	1.72	1.75	1.75	1.80	1.76	1.75	1.73	1.71	0.88	1.00
11.45	0.514	0.029	1.38	1.48	1.51	1.58	1.65	1.71	1.72	1.72	1.75	1.75	1.81	1.76	1.75	1.73	1.72	0.88	0.99
11.40	0.514	0.031	1.38	1.48	1.51	1.57	1.65	1.70	1.71	1.72	1.75	1.75	1.81	1.77	1.76	1.74	1.73	0.88	0.99
11.35	0.515	0.035	1.38	1.48	1.50	1.57	1.64	1.70	1.71	1.72	1.75	1.75	1.81	1.77	1.76	1.74	1.73	0.88	0.98
11.30	0.516	0.039	1.37	1.47	1.50	1.57	1.64	1.70	1.71	1.72	1.74	1.75	1.82	1.77	1.76	1.75	1.74	0.88	0.98
11.25	0.517	0.044	1.37	1.47	1.50	1.57	1.64	1.70	1.71	1.72	1.74	1.75	1.82	1.77	1.77	1.76	1.75	0.88	0.98
11.20	0.518	0.049	1.37	1.47	1.50	1.56	1.63	1.69	1.71	1.71	1.74	1.75	1.82	1.77	1.77	1.77	1.76	0.88	0.97
11.15	0.519	0.056	1.37	1.46	1.49	1.56	1.63	1.69	1.70	1.71	1.74	1.75	1.83	1.77	1.78	1.77	1.77	0.88	0.97
11.10	0.520	0.064	1.36	1.46	1.49	1.56	1.63	1.69	1.70	1.71	1.74	1.75	1.83	1.78	1.78	1.78	1.78	0.88	0.96
11.05	0.521	0.073	1.36	1.46	1.49	1.55	1.62	1.68	1.70	1.71	1.74	1.75	1.83	1.78	1.79	1.79	1.79	0.88	0.96
11.00	0.522	0.084	1.36	1.45	1.48	1.55	1.62	1.68	1.70	1.71	1.74	1.75	1.84	1.78	1.79	1.79	1.80	0.88	0.95
10.95	0.524	0.097	1.35	1.45	1.48	1.54	1.62	1.68	1.69	1.71	1.73	1.75	1.84	1.78	1.80	1.80	1.81	0.88	0.95
10.90	0.525	0.112	1.35	1.45	1.47	1.54	1.61	1.67	1.69	1.71	1.73	1.75	1.84	1.78	1.80	1.81	1.82	0.88	0.94
10.85	0.526	0.128	1.35	1.44	1.47	1.54	1.61	1.67	1.69	1.71	1.73	1.75	1.85	1.78	1.80	1.82	1.83	0.88	0.94
10.80	0.527	0.147	1.34	1.44	1.47	1.53	1.60	1.66	1.68	1.71	1.73	1.75	1.85	1.79	1.81	1.83	1.84	0.88	0.93
10.75	0.528	0.167	1.34	1.43	1.46	1.53	1.60	1.66	1.68	1.70	1.72	1.74	1.85	1.79	1.81	1.83	1.85	0.88	0.93

P (Gpa)	F	X	Th	Nb	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Er	Tm	Yb	Lu	La/Sm _N	Gd/Yb _N
10.70	0.530	0.189	1.33	1.43	1.45	1.52	1.59	1.65	1.68	1.70	1.72	1.74	1.86	1.79	1.82	1.84	1.86	0.88	0.92
10.65	0.531	0.212	1.33	1.42	1.45	1.52	1.59	1.65	1.67	1.70	1.72	1.74	1.86	1.79	1.82	1.85	1.87	0.88	0.92
10.60	0.532	0.237	1.32	1.42	1.44	1.51	1.58	1.64	1.66	1.69	1.71	1.73	1.85	1.78	1.81	1.84	1.86	0.88	0.92
10.55	0.533	0.262	1.31	1.41	1.44	1.50	1.57	1.63	1.66	1.68	1.70	1.72	1.84	1.77	1.80	1.83	1.85	0.88	0.92
10.50	0.535	0.287	1.31	1.40	1.43	1.49	1.56	1.63	1.65	1.67	1.69	1.71	1.83	1.76	1.79	1.82	1.84	0.88	0.92
10.45	0.536	0.312	1.30	1.39	1.42	1.48	1.55	1.62	1.64	1.66	1.68	1.70	1.82	1.75	1.78	1.81	1.83	0.88	0.92
10.40	0.538	0.337	1.29	1.38	1.41	1.47	1.54	1.60	1.63	1.65	1.67	1.69	1.81	1.74	1.77	1.80	1.82	0.88	0.92
10.35	0.539	0.361	1.28	1.37	1.40	1.46	1.53	1.59	1.61	1.64	1.65	1.68	1.79	1.72	1.75	1.78	1.80	0.88	0.92
10.30	0.541	0.383	1.27	1.36	1.38	1.45	1.52	1.58	1.60	1.62	1.64	1.66	1.77	1.71	1.74	1.76	1.79	0.88	0.92
10.25	0.542	0.405	1.25	1.34	1.37	1.43	1.50	1.56	1.58	1.60	1.62	1.64	1.75	1.69	1.72	1.74	1.77	0.88	0.92
10.20	0.544	0.424	1.24	1.33	1.35	1.41	1.48	1.54	1.56	1.58	1.60	1.62	1.73	1.67	1.70	1.72	1.74	0.88	0.92
10.15	0.545	0.443	1.22	1.31	1.33	1.39	1.46	1.51	1.54	1.56	1.58	1.60	1.71	1.64	1.67	1.70	1.72	0.88	0.92
10.10	0.547	0.459	1.20	1.28	1.31	1.37	1.43	1.49	1.51	1.53	1.55	1.57	1.67	1.61	1.64	1.66	1.69	0.88	0.92
10.05	0.548	0.474	1.17	1.25	1.28	1.34	1.40	1.45	1.47	1.50	1.51	1.53	1.64	1.57	1.60	1.63	1.65	0.88	0.92
10.00	0.550	0.488	1.14	1.22	1.24	1.30	1.36	1.42	1.44	1.46	1.47	1.49	1.59	1.53	1.56	1.59	1.61	0.88	0.92
9.95	0.552	0.500	1.10	1.18	1.20	1.26	1.32	1.37	1.39	1.41	1.43	1.45	1.54	1.48	1.51	1.53	1.55	0.88	0.92
9.90	0.553	0.510	1.06	1.13	1.16	1.21	1.27	1.32	1.33	1.35	1.37	1.39	1.48	1.43	1.45	1.47	1.49	0.88	0.92
9.85	0.555	0.520	1.00	1.08	1.10	1.15	1.20	1.25	1.27	1.29	1.30	1.32	1.41	1.36	1.38	1.40	1.42	0.88	0.92
9.80	0.557	0.528	0.94	1.01	1.03	1.08	1.13	1.18	1.19	1.21	1.22	1.24	1.32	1.27	1.30	1.32	1.33	0.88	0.92
9.75	0.559	0.536	0.87	0.93	0.95	0.99	1.04	1.09	1.10	1.12	1.13	1.15	1.22	1.18	1.20	1.22	1.23	0.87	0.92
9.70	0.560	0.542	0.78	0.84	0.86	0.90	0.94	0.98	1.00	1.01	1.02	1.04	1.11	1.06	1.08	1.10	1.11	0.87	0.92
9.65	0.562	0.548	0.68	0.73	0.75	0.78	0.82	0.86	0.87	0.89	0.90	0.91	0.97	0.93	0.95	0.96	0.98	0.87	0.92
9.60	0.564	0.553	0.57	0.61	0.63	0.65	0.69	0.72	0.74	0.75	0.76	0.77	0.82	0.79	0.80	0.81	0.82	0.86	0.92
9.55	0.566	0.557	0.45	0.48	0.49	0.52	0.55	0.58	0.59	0.60	0.60	0.61	0.65	0.63	0.64	0.65	0.66	0.85	0.92
9.50	0.568	0.561	0.32	0.34	0.35	0.37	0.40	0.42	0.44	0.44	0.44	0.46	0.48	0.46	0.47	0.48	0.48	0.84	0.92
9.45	0.570	0.565	0.20	0.21	0.22	0.23	0.26	0.28	0.29	0.29	0.29	0.30	0.32	0.30	0.31	0.31	0.32	0.80	0.92
9.40	0.572	0.568	0.09	0.11	0.11	0.12	0.14	0.15	0.16	0.16	0.16	0.17	0.18	0.17	0.17	0.17	0.18	0.74	0.92
9.35	0.574	0.571	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.60	0.92

Melting model for $F_{13\text{GPa}} = 0.5$. Primitive mantle normalized trace element concentrations of the liquids as they are extracted from the source. F: degree of fusion. X: proportion of extracted liquid. Double horizontal lines show garnet exhaustion in the source.

ANNEXE 4 : COMPOSITIONS EN ÉLÉMENTS TRACES DES SOURCES CALCULÉES PAR LE MODÈLE

$F_{13GPa} = 0,3$

P (Gpa)	F	X	Th	Nb	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Er	Tm	Yb	Lu
13.00	0.300	0.004	0.71	0.76	0.78	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.92	0.93	0.98	0.95	0.96	0.97	0.98
12.95	0.300	0.005	0.71	0.76	0.77	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.97	0.98
12.90	0.300	0.005	0.71	0.76	0.77	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.97	0.98
12.85	0.300	0.006	0.71	0.76	0.77	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.97	0.98
12.80	0.300	0.006	0.71	0.76	0.77	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.97	0.97
12.75	0.301	0.006	0.71	0.76	0.77	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.97	0.97
12.70	0.301	0.006	0.71	0.76	0.77	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.97	0.97
12.65	0.301	0.006	0.71	0.76	0.77	0.81	0.84	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.97	0.97
12.60	0.301	0.007	0.71	0.76	0.77	0.81	0.84	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.97	0.97
12.55	0.301	0.007	0.70	0.76	0.77	0.81	0.84	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.95	0.96	0.97
12.50	0.302	0.007	0.70	0.76	0.77	0.80	0.84	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.95	0.96	0.97
12.45	0.302	0.008	0.70	0.75	0.77	0.80	0.84	0.87	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.95	0.96	0.97
12.40	0.302	0.008	0.70	0.75	0.77	0.80	0.84	0.87	0.88	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.95	0.96	0.97
12.35	0.303	0.009	0.70	0.75	0.77	0.80	0.84	0.87	0.88	0.90	0.91	0.92	0.97	0.94	0.95	0.96	0.97
12.30	0.303	0.009	0.70	0.75	0.77	0.80	0.84	0.87	0.88	0.89	0.91	0.92	0.97	0.94	0.95	0.96	0.97
12.25	0.303	0.010	0.70	0.75	0.77	0.80	0.84	0.87	0.88	0.89	0.90	0.92	0.97	0.94	0.95	0.96	0.97
12.20	0.304	0.011	0.70	0.75	0.76	0.80	0.84	0.87	0.88	0.89	0.90	0.91	0.97	0.94	0.95	0.96	0.97
12.15	0.304	0.011	0.70	0.75	0.76	0.80	0.84	0.87	0.88	0.89	0.90	0.91	0.97	0.94	0.95	0.96	0.97
12.10	0.305	0.012	0.70	0.75	0.76	0.80	0.83	0.87	0.88	0.89	0.90	0.91	0.97	0.93	0.95	0.96	0.97
12.05	0.305	0.013	0.70	0.75	0.76	0.79	0.83	0.86	0.88	0.89	0.90	0.91	0.97	0.93	0.95	0.96	0.97
12.00	0.306	0.014	0.69	0.74	0.76	0.79	0.83	0.86	0.87	0.89	0.90	0.91	0.97	0.93	0.95	0.96	0.97
11.95	0.306	0.015	0.69	0.74	0.76	0.79	0.83	0.86	0.87	0.89	0.90	0.91	0.97	0.93	0.94	0.96	0.97
11.90	0.307	0.016	0.69	0.74	0.75	0.79	0.83	0.86	0.87	0.88	0.89	0.90	0.96	0.93	0.94	0.95	0.96
11.85	0.308	0.017	0.69	0.74	0.75	0.79	0.82	0.86	0.87	0.88	0.89	0.90	0.96	0.93	0.94	0.95	0.96
11.80	0.308	0.018	0.69	0.74	0.75	0.78	0.82	0.85	0.87	0.88	0.89	0.90	0.96	0.92	0.94	0.95	0.96
11.75	0.309	0.020	0.68	0.73	0.75	0.78	0.82	0.85	0.86	0.88	0.89	0.90	0.96	0.92	0.94	0.95	0.96
11.70	0.310	0.022	0.68	0.73	0.74	0.78	0.81	0.85	0.86	0.87	0.88	0.89	0.96	0.92	0.94	0.95	0.96
11.65	0.310	0.024	0.68	0.73	0.74	0.77	0.81	0.84	0.86	0.87	0.88	0.89	0.95	0.92	0.93	0.95	0.96
11.60	0.311	0.026	0.67	0.72	0.74	0.77	0.81	0.84	0.85	0.87	0.87	0.89	0.95	0.91	0.93	0.94	0.95
11.55	0.312	0.028	0.67	0.72	0.73	0.77	0.80	0.83	0.85	0.86	0.87	0.88	0.95	0.91	0.93	0.94	0.95
11.50	0.313	0.031	0.66	0.71	0.73	0.76	0.80	0.83	0.84	0.86	0.87	0.88	0.94	0.90	0.92	0.94	0.95
11.45	0.314	0.034	0.66	0.71	0.72	0.75	0.79	0.82	0.84	0.85	0.86	0.87	0.94	0.90	0.92	0.93	0.95
11.40	0.314	0.037	0.65	0.70	0.71	0.75	0.78	0.82	0.83	0.84	0.85	0.87	0.93	0.89	0.91	0.93	0.94
11.35	0.315	0.041	0.65	0.69	0.71	0.74	0.78	0.81	0.82	0.84	0.84	0.86	0.92	0.89	0.91	0.92	0.94
11.30	0.316	0.046	0.64	0.69	0.70	0.73	0.77	0.80	0.81	0.83	0.84	0.85	0.92	0.88	0.90	0.92	0.93
11.25	0.317	0.051	0.63	0.68	0.69	0.72	0.76	0.79	0.80	0.82	0.83	0.84	0.91	0.87	0.89	0.91	0.93
11.20	0.318	0.057	0.62	0.67	0.68	0.71	0.74	0.78	0.79	0.81	0.82	0.83	0.90	0.86	0.88	0.90	0.92
11.15	0.319	0.063	0.61	0.65	0.67	0.70	0.73	0.76	0.78	0.80	0.80	0.82	0.89	0.85	0.87	0.89	0.91
11.10	0.320	0.070	0.60	0.64	0.65	0.68	0.72	0.75	0.76	0.78	0.79	0.81	0.88	0.84	0.86	0.89	0.90
11.05	0.321	0.077	0.58	0.63	0.64	0.67	0.70	0.73	0.75	0.77	0.77	0.79	0.86	0.82	0.85	0.87	0.89
11.00	0.322	0.085	0.57	0.61	0.62	0.65	0.68	0.72	0.73	0.75	0.76	0.77	0.85	0.81	0.84	0.86	0.88
10.95	0.324	0.094	0.55	0.59	0.61	0.63	0.67	0.70	0.71	0.74	0.74	0.76	0.83	0.79	0.82	0.85	0.87
10.90	0.325	0.104	0.54	0.58	0.59	0.61	0.65	0.68	0.69	0.72	0.72	0.74	0.82	0.78	0.81	0.84	0.86
10.85	0.326	0.114	0.52	0.56	0.57	0.59	0.62	0.65	0.67	0.70	0.70	0.72	0.80	0.76	0.79	0.82	0.84
10.80	0.327	0.124	0.50	0.53	0.55	0.57	0.60	0.63	0.65	0.67	0.67	0.69	0.78	0.73	0.77	0.80	0.83
10.75	0.328	0.136	0.48	0.51	0.52	0.55	0.57	0.60	0.62	0.65	0.65	0.67	0.76	0.71	0.75	0.79	0.81
10.70	0.330	0.147	0.45	0.49	0.50	0.52	0.55	0.58	0.60	0.63	0.62	0.64	0.73	0.69	0.73	0.77	0.79
10.65	0.331	0.159	0.43	0.46	0.47	0.49	0.52	0.55	0.57	0.60	0.60	0.62	0.71	0.66	0.71	0.75	0.78

P (Gpa)	F	X	Th	Nb	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Er	Tm	Yb	Lu
10.60	0.332	0.171	0.41	0.44	0.45	0.47	0.49	0.52	0.54	0.57	0.57	0.59	0.68	0.64	0.68	0.72	0.76
10.55	0.333	0.183	0.38	0.41	0.42	0.44	0.46	0.49	0.51	0.54	0.54	0.56	0.66	0.61	0.66	0.70	0.73
10.50	0.335	0.195	0.36	0.38	0.39	0.41	0.43	0.46	0.48	0.51	0.51	0.53	0.63	0.58	0.63	0.68	0.71
10.45	0.336	0.207	0.33	0.35	0.36	0.38	0.40	0.43	0.45	0.48	0.48	0.50	0.60	0.55	0.61	0.65	0.69
10.40	0.338	0.219	0.30	0.33	0.33	0.35	0.37	0.39	0.42	0.45	0.45	0.47	0.57	0.53	0.58	0.63	0.67
10.35	0.339	0.231	0.28	0.30	0.30	0.32	0.34	0.36	0.39	0.42	0.41	0.44	0.54	0.50	0.55	0.61	0.65
10.30	0.341	0.242	0.25	0.27	0.28	0.29	0.31	0.33	0.36	0.39	0.38	0.41	0.52	0.47	0.53	0.58	0.62
10.25	0.342	0.253	0.23	0.24	0.25	0.26	0.28	0.30	0.33	0.36	0.35	0.38	0.49	0.44	0.50	0.56	0.60
10.20	0.344	0.264	0.20	0.22	0.22	0.24	0.25	0.27	0.30	0.34	0.32	0.35	0.46	0.41	0.47	0.53	0.58
10.15	0.345	0.274	0.18	0.19	0.20	0.21	0.22	0.24	0.27	0.31	0.30	0.32	0.43	0.38	0.45	0.51	0.56
10.10	0.347	0.284	0.16	0.17	0.17	0.18	0.20	0.22	0.24	0.28	0.27	0.30	0.41	0.36	0.42	0.49	0.53
10.05	0.348	0.292	0.14	0.15	0.15	0.16	0.17	0.19	0.22	0.26	0.24	0.27	0.38	0.33	0.40	0.46	0.51
10.00	0.350	0.301	0.12	0.13	0.13	0.14	0.15	0.17	0.19	0.23	0.22	0.25	0.36	0.31	0.38	0.44	0.49
9.95	0.352	0.309	0.10	0.11	0.11	0.12	0.13	0.15	0.17	0.21	0.20	0.22	0.34	0.29	0.36	0.42	0.47
9.90	0.353	0.316	0.08	0.09	0.09	0.10	0.11	0.12	0.15	0.19	0.17	0.20	0.31	0.26	0.34	0.40	0.46
9.85	0.355	0.323	0.07	0.07	0.08	0.08	0.09	0.11	0.13	0.17	0.15	0.18	0.29	0.24	0.32	0.39	0.44
9.80	0.357	0.329	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07	0.09	0.11	0.15	0.14	0.16	0.28	0.23	0.30	0.37	0.42
9.75	0.359	0.335	0.04	0.05	0.05	0.05	0.06	0.07	0.10	0.14	0.12	0.15	0.26	0.21	0.28	0.35	0.41
9.70	0.360	0.341	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	0.06	0.08	0.12	0.11	0.13	0.24	0.19	0.27	0.34	0.39
9.65	0.362	0.346	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05	0.07	0.11	0.09	0.12	0.23	0.18	0.25	0.32	0.38
9.60	0.364	0.350	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.06	0.10	0.08	0.11	0.21	0.17	0.24	0.31	0.37
9.55	0.366	0.354	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.05	0.08	0.07	0.09	0.20	0.15	0.23	0.30	0.35
9.50	0.368	0.358	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.04	0.08	0.06	0.08	0.19	0.14	0.21	0.29	0.34
9.45	0.370	0.362	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.07	0.05	0.08	0.18	0.13	0.20	0.28	0.33
9.40	0.372	0.365	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.06	0.05	0.07	0.17	0.12	0.19	0.27	0.32
9.35	0.374	0.369	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.05	0.04	0.06	0.16	0.11	0.18	0.26	0.31
9.30	0.376	0.372	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.05	0.03	0.05	0.15	0.11	0.18	0.25	0.30
9.25	0.378	0.375	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.04	0.03	0.05	0.14	0.10	0.17	0.24	0.30
9.20	0.380	0.377	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.02	0.04	0.13	0.09	0.16	0.23	0.29
9.15	0.382	0.380	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.04	0.13	0.09	0.15	0.22	0.28
9.10	0.384	0.383	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.03	0.12	0.08	0.14	0.21	0.27

Melting model for $F_{13\text{GPa}} = 0.3$. Primitive mantle normalized trace element concentrations of the total source (i.e. residue + retained melt).

F_{13GPa} = 0,4

P (Gpa)	F	X	Th	Nb	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Er	Tm	Yb	Lu
13.00	0.400	0.000	0.71	0.76	0.78	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.92	0.93	0.98	0.95	0.96	0.97	0.98
12.95	0.400	0.000	0.71	0.76	0.78	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.92	0.93	0.98	0.95	0.96	0.97	0.98
12.90	0.400	0.000	0.71	0.76	0.78	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.93	0.98	0.95	0.96	0.97	0.98
12.85	0.400	0.000	0.71	0.76	0.78	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.93	0.98	0.95	0.96	0.97	0.98
12.80	0.400	0.001	0.71	0.76	0.78	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.93	0.98	0.95	0.96	0.97	0.98
12.75	0.401	0.001	0.71	0.76	0.78	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.93	0.98	0.95	0.96	0.97	0.98
12.70	0.401	0.001	0.71	0.76	0.78	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.95	0.96	0.97	0.98
12.65	0.401	0.001	0.71	0.76	0.78	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.95	0.96	0.97	0.98
12.60	0.401	0.002	0.71	0.76	0.77	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.97	0.98
12.55	0.401	0.002	0.71	0.76	0.77	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.97	0.98
12.50	0.402	0.002	0.71	0.76	0.77	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.97	0.98
12.45	0.402	0.003	0.71	0.76	0.77	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.97	0.97
12.40	0.402	0.003	0.71	0.76	0.77	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.97	0.97
12.35	0.403	0.004	0.71	0.76	0.77	0.81	0.84	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.97	0.97
12.30	0.403	0.005	0.71	0.76	0.77	0.81	0.84	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.95	0.96	0.97
12.25	0.403	0.005	0.70	0.76	0.77	0.81	0.84	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.95	0.96	0.97
12.20	0.404	0.006	0.70	0.76	0.77	0.80	0.84	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.95	0.96	0.97
12.15	0.404	0.007	0.70	0.75	0.77	0.80	0.84	0.87	0.89	0.90	0.91	0.92	0.97	0.94	0.95	0.96	0.97
12.10	0.405	0.007	0.70	0.75	0.77	0.80	0.84	0.87	0.88	0.90	0.91	0.92	0.97	0.94	0.95	0.96	0.97
12.05	0.405	0.008	0.70	0.75	0.77	0.80	0.84	0.87	0.88	0.89	0.91	0.92	0.97	0.94	0.95	0.96	0.97
12.00	0.406	0.009	0.70	0.75	0.77	0.80	0.84	0.87	0.88	0.89	0.90	0.91	0.97	0.94	0.95	0.96	0.97
11.95	0.406	0.010	0.70	0.75	0.76	0.80	0.84	0.87	0.88	0.89	0.90	0.91	0.97	0.94	0.95	0.96	0.97
11.90	0.407	0.011	0.70	0.75	0.76	0.80	0.84	0.87	0.88	0.89	0.90	0.91	0.97	0.93	0.95	0.96	0.97
11.85	0.408	0.013	0.70	0.75	0.76	0.80	0.83	0.87	0.88	0.89	0.90	0.91	0.97	0.93	0.95	0.96	0.97
11.80	0.408	0.014	0.70	0.75	0.76	0.79	0.83	0.87	0.88	0.89	0.90	0.91	0.97	0.93	0.95	0.96	0.97
11.75	0.409	0.015	0.69	0.74	0.76	0.79	0.83	0.86	0.87	0.89	0.90	0.91	0.97	0.93	0.94	0.95	0.96
11.70	0.410	0.017	0.69	0.74	0.76	0.79	0.83	0.86	0.87	0.88	0.89	0.91	0.96	0.93	0.94	0.95	0.96
11.65	0.410	0.019	0.69	0.74	0.76	0.79	0.83	0.86	0.87	0.88	0.89	0.90	0.96	0.93	0.94	0.95	0.96
11.60	0.411	0.021	0.69	0.74	0.75	0.79	0.82	0.86	0.87	0.88	0.89	0.90	0.96	0.92	0.94	0.95	0.96
11.55	0.412	0.023	0.69	0.74	0.75	0.78	0.82	0.85	0.86	0.88	0.89	0.90	0.96	0.92	0.94	0.95	0.96
11.50	0.413	0.025	0.68	0.73	0.75	0.78	0.82	0.85	0.86	0.87	0.88	0.90	0.95	0.92	0.93	0.95	0.96
11.45	0.414	0.028	0.68	0.73	0.74	0.78	0.81	0.85	0.86	0.87	0.88	0.89	0.95	0.91	0.93	0.94	0.95
11.40	0.414	0.032	0.68	0.73	0.74	0.77	0.81	0.84	0.85	0.87	0.88	0.89	0.95	0.91	0.93	0.94	0.95
11.35	0.415	0.036	0.67	0.72	0.73	0.77	0.80	0.84	0.85	0.86	0.87	0.88	0.94	0.91	0.92	0.93	0.95
11.30	0.416	0.041	0.67	0.72	0.73	0.76	0.80	0.83	0.84	0.86	0.86	0.88	0.94	0.90	0.92	0.93	0.94
11.25	0.417	0.046	0.66	0.71	0.72	0.76	0.79	0.82	0.84	0.85	0.86	0.87	0.93	0.89	0.91	0.92	0.94
11.20	0.418	0.052	0.65	0.70	0.72	0.75	0.78	0.82	0.83	0.84	0.85	0.86	0.92	0.89	0.90	0.92	0.93
11.15	0.419	0.059	0.65	0.69	0.71	0.74	0.77	0.81	0.82	0.83	0.84	0.85	0.91	0.88	0.89	0.91	0.92
11.10	0.420	0.067	0.64	0.68	0.70	0.73	0.76	0.80	0.81	0.82	0.83	0.84	0.90	0.87	0.89	0.90	0.91
11.05	0.421	0.076	0.63	0.67	0.69	0.72	0.75	0.78	0.79	0.81	0.82	0.83	0.89	0.85	0.87	0.89	0.90
11.00	0.422	0.087	0.62	0.66	0.67	0.70	0.74	0.77	0.78	0.80	0.80	0.82	0.88	0.84	0.86	0.88	0.89
10.95	0.424	0.098	0.60	0.65	0.66	0.69	0.72	0.75	0.76	0.78	0.79	0.80	0.86	0.83	0.85	0.86	0.88
10.90	0.425	0.111	0.59	0.63	0.64	0.67	0.70	0.73	0.75	0.76	0.77	0.78	0.84	0.81	0.83	0.85	0.86
10.85	0.426	0.124	0.57	0.61	0.62	0.65	0.68	0.71	0.73	0.74	0.75	0.76	0.82	0.79	0.81	0.83	0.85
10.80	0.427	0.139	0.55	0.59	0.60	0.63	0.66	0.69	0.70	0.72	0.72	0.74	0.80	0.77	0.79	0.81	0.83
10.75	0.428	0.155	0.53	0.57	0.58	0.61	0.64	0.67	0.68	0.69	0.70	0.71	0.78	0.74	0.77	0.79	0.81
10.70	0.430	0.171	0.51	0.55	0.56	0.58	0.61	0.64	0.65	0.67	0.67	0.69	0.75	0.72	0.74	0.76	0.78
10.65	0.431	0.189	0.49	0.52	0.53	0.56	0.58	0.61	0.62	0.64	0.64	0.66	0.72	0.69	0.71	0.74	0.76
10.60	0.432	0.206	0.46	0.49	0.50	0.53	0.55	0.58	0.59	0.61	0.61	0.63	0.69	0.66	0.68	0.71	0.73
10.55	0.433	0.224	0.43	0.46	0.47	0.50	0.52	0.54	0.56	0.58	0.58	0.59	0.66	0.62	0.65	0.68	0.70
10.50	0.435	0.242	0.41	0.43	0.44	0.46	0.49	0.51	0.52	0.54	0.54	0.56	0.62	0.59	0.62	0.65	0.67
10.45	0.436	0.260	0.38	0.40	0.41	0.43	0.45	0.48	0.49	0.51	0.51	0.52	0.59	0.55	0.58	0.61	0.64
10.40	0.438	0.278	0.35	0.37	0.38	0.40	0.42	0.44	0.45	0.47	0.47	0.49	0.55	0.52	0.55	0.58	0.60

P (Gpa)	F	X	Th	Nb	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Er	Tm	Yb	Lu
10.35	0.439	0.295	0.32	0.34	0.35	0.36	0.38	0.40	0.42	0.44	0.43	0.45	0.51	0.48	0.51	0.54	0.57
10.30	0.441	0.311	0.29	0.31	0.32	0.33	0.35	0.37	0.38	0.40	0.40	0.41	0.48	0.44	0.48	0.51	0.53
10.25	0.442	0.327	0.26	0.28	0.28	0.30	0.31	0.33	0.34	0.36	0.36	0.38	0.44	0.41	0.44	0.47	0.50
10.20	0.444	0.341	0.23	0.25	0.25	0.27	0.28	0.30	0.31	0.33	0.33	0.34	0.40	0.37	0.40	0.44	0.46
10.15	0.445	0.355	0.20	0.22	0.22	0.24	0.25	0.26	0.28	0.29	0.29	0.30	0.36	0.33	0.37	0.40	0.43
10.10	0.447	0.368	0.18	0.19	0.20	0.21	0.22	0.23	0.24	0.26	0.26	0.27	0.33	0.30	0.33	0.37	0.39
10.05	0.448	0.380	0.15	0.17	0.17	0.18	0.19	0.20	0.21	0.23	0.23	0.24	0.30	0.27	0.30	0.33	0.36
10.00	0.450	0.391	0.13	0.14	0.14	0.15	0.16	0.17	0.18	0.20	0.20	0.21	0.26	0.24	0.27	0.30	0.33
9.95	0.452	0.401	0.11	0.12	0.12	0.13	0.14	0.15	0.16	0.17	0.17	0.18	0.23	0.21	0.24	0.27	0.30
9.90	0.453	0.411	0.09	0.10	0.10	0.11	0.11	0.12	0.13	0.15	0.14	0.16	0.21	0.18	0.21	0.25	0.27
9.85	0.455	0.419	0.07	0.08	0.08	0.09	0.09	0.10	0.11	0.13	0.12	0.13	0.18	0.16	0.19	0.22	0.25
9.80	0.457	0.427	0.06	0.06	0.07	0.07	0.07	0.08	0.09	0.11	0.10	0.11	0.16	0.13	0.16	0.20	0.22
9.75	0.459	0.434	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.07	0.07	0.09	0.08	0.09	0.13	0.11	0.14	0.17	0.20
9.70	0.460	0.440	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.06	0.07	0.07	0.08	0.12	0.10	0.12	0.15	0.18
9.65	0.462	0.445	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05	0.06	0.05	0.06	0.10	0.08	0.11	0.13	0.16
9.60	0.464	0.450	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.05	0.04	0.05	0.08	0.07	0.09	0.12	0.14
9.55	0.466	0.455	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.07	0.05	0.08	0.10	0.12
9.50	0.468	0.459	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.06	0.04	0.06	0.09	0.11
9.45	0.470	0.463	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.05	0.03	0.05	0.08	0.10
9.40	0.472	0.466	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04	0.03	0.04	0.06	0.08
9.35	0.474	0.470	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.03	0.05	0.07
9.30	0.476	0.473	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.03	0.04	0.06
9.25	0.478	0.475	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.04	0.05

Melting models for $F_{13\text{GPa}} = 0.4$. Primitive mantle normalized trace element concentrations of the total source (i.e. residue + retained melt).

F_{13GPa} = 0,45

P (Gpa)	F	X	Th	Nb	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Er	Tm	Yb	Lu
13.00	0.450	0.003	0.71	0.76	0.78	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.92	0.93	0.98	0.95	0.96	0.97	0.98
12.95	0.450	0.004	0.71	0.76	0.78	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.95	0.96	0.97	0.98
12.90	0.450	0.005	0.71	0.76	0.77	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.97	0.98
12.85	0.450	0.005	0.71	0.76	0.77	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.97	0.98
12.80	0.450	0.006	0.71	0.76	0.77	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.97	0.97
12.75	0.451	0.006	0.71	0.76	0.77	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.97	0.97
12.70	0.451	0.006	0.71	0.76	0.77	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.97	0.97
12.65	0.451	0.006	0.71	0.76	0.77	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.97	0.97
12.60	0.451	0.007	0.71	0.76	0.77	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.97	0.97
12.55	0.451	0.007	0.71	0.76	0.77	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.97	0.97
12.50	0.452	0.008	0.71	0.76	0.77	0.81	0.84	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.96	0.97
12.45	0.452	0.008	0.71	0.76	0.77	0.81	0.84	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.95	0.96	0.97
12.40	0.452	0.009	0.71	0.76	0.77	0.81	0.84	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.95	0.96	0.97
12.35	0.453	0.009	0.70	0.76	0.77	0.81	0.84	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.95	0.96	0.97
12.30	0.453	0.010	0.70	0.76	0.77	0.80	0.84	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.95	0.96	0.97
12.25	0.453	0.011	0.70	0.75	0.77	0.80	0.84	0.87	0.89	0.90	0.91	0.92	0.97	0.94	0.95	0.96	0.97
12.20	0.454	0.011	0.70	0.75	0.77	0.80	0.84	0.87	0.88	0.90	0.91	0.92	0.97	0.94	0.95	0.96	0.97
12.15	0.454	0.012	0.70	0.75	0.77	0.80	0.84	0.87	0.88	0.90	0.91	0.92	0.97	0.94	0.95	0.96	0.97
12.10	0.455	0.013	0.70	0.75	0.77	0.80	0.84	0.87	0.88	0.89	0.90	0.92	0.97	0.94	0.95	0.96	0.97
12.05	0.455	0.014	0.70	0.75	0.77	0.80	0.84	0.87	0.88	0.89	0.90	0.91	0.97	0.94	0.95	0.96	0.97
12.00	0.456	0.015	0.70	0.75	0.76	0.80	0.84	0.87	0.88	0.89	0.90	0.91	0.97	0.94	0.95	0.96	0.97
11.95	0.456	0.016	0.70	0.75	0.76	0.80	0.84	0.87	0.88	0.89	0.90	0.91	0.97	0.93	0.95	0.96	0.97
11.90	0.457	0.017	0.70	0.75	0.76	0.80	0.84	0.87	0.88	0.89	0.90	0.91	0.97	0.93	0.95	0.96	0.97
11.85	0.458	0.018	0.70	0.75	0.76	0.80	0.83	0.87	0.88	0.89	0.90	0.91	0.97	0.93	0.95	0.96	0.97
11.80	0.458	0.019	0.70	0.75	0.76	0.79	0.83	0.87	0.88	0.89	0.90	0.91	0.97	0.93	0.94	0.96	0.96
11.75	0.459	0.021	0.69	0.74	0.76	0.79	0.83	0.86	0.87	0.89	0.90	0.91	0.96	0.93	0.94	0.95	0.96
11.70	0.460	0.022	0.69	0.74	0.76	0.79	0.83	0.86	0.87	0.88	0.90	0.91	0.96	0.93	0.94	0.95	0.96
11.65	0.460	0.024	0.69	0.74	0.76	0.79	0.83	0.86	0.87	0.88	0.89	0.90	0.96	0.93	0.94	0.95	0.96
11.60	0.461	0.026	0.69	0.74	0.75	0.79	0.83	0.86	0.87	0.88	0.89	0.90	0.96	0.92	0.94	0.95	0.96
11.55	0.462	0.028	0.69	0.74	0.75	0.79	0.82	0.86	0.87	0.88	0.89	0.90	0.96	0.92	0.94	0.95	0.96
11.50	0.463	0.030	0.69	0.74	0.75	0.78	0.82	0.85	0.86	0.88	0.89	0.90	0.96	0.92	0.93	0.95	0.96
11.45	0.464	0.033	0.68	0.73	0.75	0.78	0.82	0.85	0.86	0.87	0.88	0.89	0.95	0.92	0.93	0.94	0.95
11.40	0.464	0.036	0.68	0.73	0.74	0.78	0.81	0.85	0.86	0.87	0.88	0.89	0.95	0.91	0.93	0.94	0.95
11.35	0.465	0.040	0.68	0.73	0.74	0.77	0.81	0.84	0.85	0.87	0.88	0.89	0.95	0.91	0.92	0.94	0.95
11.30	0.466	0.045	0.67	0.72	0.74	0.77	0.81	0.84	0.85	0.86	0.87	0.88	0.94	0.91	0.92	0.93	0.94
11.25	0.467	0.050	0.67	0.72	0.73	0.76	0.80	0.83	0.84	0.86	0.87	0.88	0.93	0.90	0.92	0.93	0.94
11.20	0.468	0.056	0.66	0.71	0.73	0.76	0.79	0.83	0.84	0.85	0.86	0.87	0.93	0.89	0.91	0.92	0.93
11.15	0.469	0.063	0.66	0.70	0.72	0.75	0.79	0.82	0.83	0.84	0.85	0.86	0.92	0.89	0.90	0.91	0.93
11.10	0.470	0.071	0.65	0.70	0.71	0.74	0.78	0.81	0.82	0.83	0.84	0.85	0.91	0.88	0.89	0.91	0.92
11.05	0.471	0.081	0.64	0.69	0.70	0.73	0.77	0.80	0.81	0.82	0.83	0.84	0.90	0.87	0.88	0.90	0.91
11.00	0.472	0.091	0.63	0.68	0.69	0.72	0.75	0.78	0.80	0.81	0.82	0.83	0.89	0.85	0.87	0.88	0.90
10.95	0.474	0.104	0.62	0.66	0.68	0.71	0.74	0.77	0.78	0.79	0.80	0.81	0.87	0.84	0.86	0.87	0.88
10.90	0.475	0.117	0.60	0.65	0.66	0.69	0.72	0.75	0.76	0.78	0.79	0.80	0.86	0.82	0.84	0.86	0.87
10.85	0.476	0.133	0.59	0.63	0.64	0.67	0.70	0.73	0.75	0.76	0.77	0.78	0.84	0.80	0.82	0.84	0.85
10.80	0.477	0.149	0.57	0.61	0.62	0.65	0.68	0.71	0.72	0.74	0.74	0.76	0.81	0.78	0.80	0.82	0.83
10.75	0.478	0.167	0.55	0.59	0.60	0.63	0.66	0.69	0.70	0.71	0.72	0.73	0.79	0.76	0.78	0.79	0.81
10.70	0.480	0.186	0.53	0.57	0.58	0.61	0.63	0.66	0.67	0.69	0.69	0.70	0.76	0.73	0.75	0.77	0.78
10.65	0.481	0.206	0.51	0.54	0.55	0.58	0.61	0.63	0.64	0.66	0.66	0.67	0.73	0.70	0.72	0.74	0.75
10.60	0.482	0.227	0.48	0.52	0.53	0.55	0.58	0.60	0.61	0.63	0.63	0.64	0.70	0.67	0.69	0.71	0.72
10.55	0.483	0.248	0.45	0.49	0.50	0.52	0.54	0.57	0.58	0.59	0.60	0.61	0.66	0.63	0.65	0.67	0.69
10.50	0.485	0.269	0.42	0.46	0.46	0.49	0.51	0.53	0.54	0.56	0.56	0.57	0.62	0.59	0.61	0.63	0.65
10.45	0.486	0.290	0.39	0.42	0.43	0.45	0.47	0.49	0.50	0.52	0.52	0.53	0.58	0.56	0.58	0.60	0.61
10.40	0.488	0.310	0.36	0.39	0.40	0.42	0.44	0.46	0.47	0.48	0.48	0.49	0.54	0.51	0.54	0.56	0.57

P (Gpa)	F	X	Th	Nb	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Er	Tm	Yb	Lu
10.35	0.489	0.330	0.33	0.36	0.36	0.38	0.40	0.42	0.43	0.44	0.44	0.45	0.50	0.47	0.49	0.51	0.53
10.30	0.491	0.349	0.30	0.32	0.33	0.34	0.36	0.38	0.39	0.40	0.40	0.41	0.46	0.43	0.45	0.47	0.49
10.25	0.492	0.367	0.27	0.29	0.30	0.31	0.33	0.34	0.35	0.36	0.36	0.37	0.41	0.39	0.41	0.43	0.44
10.20	0.494	0.384	0.24	0.26	0.26	0.28	0.29	0.30	0.31	0.32	0.32	0.33	0.37	0.35	0.37	0.39	0.40
10.15	0.495	0.399	0.21	0.23	0.23	0.24	0.25	0.27	0.27	0.28	0.28	0.29	0.33	0.31	0.33	0.34	0.36
10.10	0.497	0.414	0.18	0.20	0.20	0.21	0.22	0.23	0.24	0.25	0.25	0.26	0.29	0.27	0.29	0.30	0.32
10.05	0.498	0.427	0.16	0.17	0.17	0.18	0.19	0.20	0.21	0.21	0.21	0.22	0.25	0.24	0.25	0.27	0.28
10.00	0.500	0.439	0.13	0.14	0.15	0.15	0.16	0.17	0.18	0.18	0.18	0.19	0.22	0.20	0.21	0.23	0.24
9.95	0.502	0.450	0.11	0.12	0.12	0.13	0.14	0.14	0.15	0.15	0.15	0.16	0.18	0.17	0.18	0.19	0.20
9.90	0.503	0.460	0.09	0.10	0.10	0.11	0.11	0.12	0.12	0.13	0.13	0.13	0.15	0.14	0.15	0.16	0.17
9.85	0.505	0.469	0.07	0.08	0.08	0.09	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10	0.11	0.12	0.11	0.12	0.13	0.14
9.80	0.507	0.477	0.06	0.06	0.07	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.10	0.09	0.10	0.11	0.11
9.75	0.509	0.484	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.08	0.07	0.08	0.08	0.09
9.70	0.510	0.490	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.06	0.07
9.65	0.512	0.495	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05
9.60	0.514	0.500	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04
9.55	0.516	0.505	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
9.50	0.518	0.509	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
9.45	0.520	0.513	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
9.40	0.522	0.516	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
9.35	0.524	0.519	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9.30	0.526	0.522	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9.25	0.528	0.525	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9.20	0.530	0.527	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9.15	0.532	0.530	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Melting model for $F_{13\text{GPa}} = 0.45$. Primitive mantle normalized trace element concentrations of the total source (i.e. residue + retained melt).

F_{13GPa} = 0,5

P (Gpa)	F	X	Th	Nb	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Er	Tm	Yb	Lu
13.00	0.500	0.000	0.71	0.76	0.78	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.92	0.93	0.98	0.95	0.96	0.97	0.98
12.95	0.500	0.000	0.71	0.76	0.78	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.92	0.93	0.98	0.95	0.96	0.97	0.98
12.90	0.500	0.000	0.71	0.76	0.78	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.93	0.98	0.95	0.96	0.97	0.98
12.85	0.500	0.001	0.71	0.76	0.78	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.93	0.98	0.95	0.96	0.97	0.98
12.80	0.500	0.001	0.71	0.76	0.78	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.93	0.98	0.95	0.96	0.97	0.98
12.75	0.501	0.001	0.71	0.76	0.78	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.93	0.98	0.95	0.96	0.97	0.98
12.70	0.501	0.001	0.71	0.76	0.78	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.95	0.96	0.97	0.98
12.65	0.501	0.002	0.71	0.76	0.78	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.95	0.96	0.97	0.98
12.60	0.501	0.002	0.71	0.76	0.78	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.95	0.96	0.97	0.98
12.55	0.501	0.002	0.71	0.76	0.77	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.97	0.98
12.50	0.502	0.003	0.71	0.76	0.77	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.97	0.98
12.45	0.502	0.003	0.71	0.76	0.77	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.97	0.97
12.40	0.502	0.004	0.71	0.76	0.77	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.97	0.97
12.35	0.503	0.005	0.71	0.76	0.77	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.97	0.97
12.30	0.503	0.005	0.71	0.76	0.77	0.81	0.85	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.96	0.96	0.97
12.25	0.503	0.006	0.71	0.76	0.77	0.81	0.84	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.95	0.96	0.97
12.20	0.504	0.007	0.71	0.76	0.77	0.81	0.84	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.95	0.96	0.97
12.15	0.504	0.008	0.71	0.76	0.77	0.81	0.84	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.98	0.94	0.95	0.96	0.97
12.10	0.505	0.009	0.70	0.76	0.77	0.80	0.84	0.88	0.89	0.90	0.91	0.92	0.97	0.94	0.95	0.96	0.97
12.05	0.505	0.010	0.70	0.75	0.77	0.80	0.84	0.87	0.89	0.90	0.91	0.92	0.97	0.94	0.95	0.96	0.97
12.00	0.506	0.011	0.70	0.75	0.77	0.80	0.84	0.87	0.88	0.90	0.91	0.92	0.97	0.94	0.95	0.96	0.97
11.95	0.506	0.012	0.70	0.75	0.77	0.80	0.84	0.87	0.88	0.89	0.91	0.92	0.97	0.94	0.95	0.96	0.97
11.90	0.507	0.013	0.70	0.75	0.77	0.80	0.84	0.87	0.88	0.89	0.90	0.92	0.97	0.94	0.95	0.96	0.97
11.85	0.508	0.014	0.70	0.75	0.77	0.80	0.84	0.87	0.88	0.89	0.90	0.91	0.97	0.94	0.95	0.96	0.97
11.80	0.508	0.015	0.70	0.75	0.76	0.80	0.84	0.87	0.88	0.89	0.90	0.91	0.97	0.93	0.95	0.96	0.97
11.75	0.509	0.017	0.70	0.75	0.76	0.80	0.84	0.87	0.88	0.89	0.90	0.91	0.97	0.93	0.95	0.96	0.97
11.70	0.510	0.018	0.70	0.75	0.76	0.80	0.83	0.87	0.88	0.89	0.90	0.91	0.97	0.93	0.95	0.96	0.96
11.65	0.510	0.020	0.70	0.75	0.76	0.80	0.83	0.87	0.88	0.89	0.90	0.91	0.97	0.93	0.94	0.95	0.96
11.60	0.511	0.022	0.69	0.75	0.76	0.79	0.83	0.86	0.87	0.89	0.90	0.91	0.96	0.93	0.94	0.95	0.96
11.55	0.512	0.024	0.69	0.74	0.76	0.79	0.83	0.86	0.87	0.88	0.89	0.91	0.96	0.93	0.94	0.95	0.96
11.50	0.513	0.026	0.69	0.74	0.76	0.79	0.83	0.86	0.87	0.88	0.89	0.90	0.96	0.93	0.94	0.95	0.96
11.45	0.514	0.029	0.69	0.74	0.75	0.79	0.83	0.86	0.87	0.88	0.89	0.90	0.96	0.92	0.94	0.95	0.96
11.40	0.514	0.031	0.69	0.74	0.75	0.79	0.82	0.86	0.87	0.88	0.89	0.90	0.96	0.92	0.93	0.95	0.95
11.35	0.515	0.035	0.69	0.74	0.75	0.78	0.82	0.85	0.86	0.87	0.89	0.90	0.95	0.92	0.93	0.94	0.95
11.30	0.516	0.039	0.68	0.73	0.75	0.78	0.82	0.85	0.86	0.87	0.88	0.89	0.95	0.91	0.93	0.94	0.95
11.25	0.517	0.044	0.68	0.73	0.74	0.78	0.81	0.84	0.86	0.87	0.88	0.89	0.94	0.91	0.92	0.93	0.94
11.20	0.518	0.049	0.68	0.72	0.74	0.77	0.81	0.84	0.85	0.86	0.87	0.88	0.94	0.90	0.92	0.93	0.94
11.15	0.519	0.056	0.67	0.72	0.73	0.77	0.80	0.83	0.84	0.86	0.87	0.88	0.93	0.90	0.91	0.92	0.93
11.10	0.520	0.064	0.66	0.71	0.73	0.76	0.79	0.83	0.84	0.85	0.86	0.87	0.93	0.89	0.91	0.92	0.93
11.05	0.521	0.073	0.66	0.70	0.72	0.75	0.79	0.82	0.83	0.84	0.85	0.86	0.92	0.88	0.90	0.91	0.92
11.00	0.522	0.084	0.65	0.70	0.71	0.74	0.78	0.81	0.82	0.83	0.84	0.85	0.91	0.87	0.89	0.90	0.91
10.95	0.524	0.097	0.64	0.69	0.70	0.73	0.76	0.79	0.81	0.82	0.83	0.84	0.89	0.86	0.87	0.89	0.90
10.90	0.525	0.112	0.63	0.67	0.69	0.72	0.75	0.78	0.79	0.80	0.81	0.82	0.88	0.84	0.86	0.87	0.88
10.85	0.526	0.128	0.61	0.66	0.67	0.70	0.73	0.76	0.77	0.79	0.79	0.80	0.86	0.83	0.84	0.85	0.86
10.80	0.527	0.147	0.60	0.64	0.65	0.68	0.72	0.74	0.75	0.77	0.77	0.78	0.84	0.80	0.82	0.83	0.84
10.75	0.528	0.167	0.58	0.62	0.63	0.66	0.69	0.72	0.73	0.74	0.75	0.76	0.81	0.78	0.80	0.81	0.82
10.70	0.530	0.189	0.56	0.60	0.61	0.64	0.67	0.70	0.71	0.72	0.72	0.73	0.78	0.75	0.77	0.78	0.79
10.65	0.531	0.212	0.54	0.57	0.59	0.61	0.64	0.67	0.68	0.69	0.69	0.70	0.75	0.72	0.74	0.75	0.76
10.60	0.532	0.237	0.51	0.55	0.56	0.58	0.61	0.64	0.65	0.65	0.66	0.67	0.72	0.69	0.70	0.71	0.72
10.55	0.533	0.262	0.48	0.52	0.53	0.55	0.58	0.60	0.61	0.62	0.63	0.64	0.68	0.65	0.66	0.67	0.68
10.50	0.535	0.287	0.45	0.49	0.50	0.52	0.54	0.57	0.57	0.58	0.59	0.60	0.64	0.61	0.62	0.63	0.64
10.45	0.536	0.312	0.42	0.45	0.46	0.48	0.51	0.53	0.53	0.54	0.55	0.56	0.59	0.57	0.58	0.59	0.60
10.40	0.538	0.337	0.39	0.42	0.43	0.45	0.47	0.49	0.49	0.50	0.51	0.51	0.55	0.53	0.54	0.54	0.55

P (Gpa)	F	X	Th	Nb	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Er	Tm	Yb	Lu
10.35	0.539	0.361	0.36	0.38	0.39	0.41	0.43	0.44	0.45	0.46	0.46	0.47	0.50	0.48	0.49	0.50	0.50
10.30	0.541	0.383	0.32	0.35	0.35	0.37	0.39	0.40	0.41	0.41	0.42	0.42	0.45	0.44	0.44	0.45	0.46
10.25	0.542	0.405	0.29	0.31	0.32	0.33	0.35	0.36	0.37	0.37	0.38	0.38	0.41	0.39	0.40	0.40	0.41
10.20	0.544	0.424	0.26	0.27	0.28	0.29	0.31	0.32	0.32	0.33	0.33	0.34	0.36	0.35	0.35	0.36	0.36
10.15	0.545	0.443	0.22	0.24	0.24	0.26	0.27	0.28	0.28	0.29	0.29	0.30	0.32	0.30	0.31	0.31	0.32
10.10	0.547	0.459	0.19	0.21	0.21	0.22	0.23	0.24	0.25	0.25	0.25	0.26	0.27	0.26	0.27	0.27	0.27
10.05	0.548	0.474	0.16	0.18	0.18	0.19	0.20	0.21	0.21	0.21	0.21	0.22	0.23	0.22	0.23	0.23	0.23
10.00	0.550	0.488	0.14	0.15	0.15	0.16	0.17	0.17	0.18	0.18	0.18	0.18	0.20	0.19	0.19	0.19	0.20
9.95	0.552	0.500	0.11	0.12	0.12	0.13	0.14	0.14	0.15	0.15	0.15	0.15	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16
9.90	0.553	0.510	0.09	0.10	0.10	0.11	0.11	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13
9.85	0.555	0.520	0.07	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.11
9.80	0.557	0.528	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08
9.75	0.559	0.536	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
9.70	0.560	0.542	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05
9.65	0.562	0.548	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
9.60	0.564	0.553	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
9.55	0.566	0.557	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
9.50	0.568	0.561	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
9.45	0.570	0.565	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9.40	0.572	0.568	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9.35	0.574	0.571	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9.30	0.576	0.574	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Melting models for $F_{13\text{GPa}} = 0.5$. Primitive mantle normalized trace element concentrations of the total source (i.e. residue + retained melt). Double horizontal lines show garnet exhaustion in the source.

ANNEXE 5 : COMPOSITIONS EN ÉLÉMENTS TRACES DES LIQUIDES DE FUSION CALCULÉS PAR LE MODÈLE

F_{13GPa} = 0,3

In proportions of P (GPa)	the initial source										the liquid		the solid source			the total source	
	F	X	Q	φ	Gt ¹	Ol+Cpx ¹	total	Gt ²	Ol+Cpx ²	total	Gt ³	Ol + Cpx ³	φ	Gt ²	Ol ²	Gt ¹	Ol+Cpx ¹
13.00	0.300	0.004	0.024	0.296	0.177	0.823	1.000	0.114	0.589	0.704	0.213	0.787	0.296	0.162	0.838	0.177	0.823
12.95	0.300	0.005	0.008	0.295	0.177	0.822	0.999	0.114	0.590	0.704	0.215	0.785	0.296	0.162	0.838	0.177	0.823
12.90	0.300	0.005	0.004	0.295	0.177	0.821	0.998	0.113	0.591	0.704	0.217	0.783	0.296	0.161	0.839	0.177	0.823
12.85	0.300	0.006	0.003	0.295	0.177	0.821	0.998	0.113	0.591	0.704	0.219	0.781	0.296	0.160	0.840	0.177	0.823
12.80	0.300	0.006	0.004	0.295	0.177	0.821	0.998	0.112	0.592	0.703	0.221	0.779	0.296	0.159	0.841	0.177	0.823
12.75	0.301	0.006	0.004	0.295	0.177	0.821	0.998	0.111	0.592	0.703	0.223	0.777	0.296	0.158	0.842	0.177	0.823
12.70	0.301	0.006	0.005	0.295	0.177	0.821	0.998	0.111	0.593	0.703	0.225	0.775	0.296	0.157	0.843	0.177	0.823
12.65	0.301	0.006	0.006	0.294	0.177	0.821	0.997	0.110	0.593	0.703	0.228	0.772	0.296	0.156	0.844	0.177	0.823
12.60	0.301	0.007	0.007	0.294	0.177	0.820	0.997	0.109	0.594	0.703	0.230	0.770	0.296	0.155	0.845	0.177	0.823
12.55	0.301	0.007	0.007	0.294	0.177	0.820	0.997	0.108	0.594	0.703	0.232	0.768	0.296	0.154	0.846	0.177	0.823
12.50	0.302	0.007	0.008	0.294	0.177	0.820	0.996	0.108	0.595	0.702	0.234	0.766	0.296	0.153	0.847	0.177	0.823
12.45	0.302	0.008	0.009	0.294	0.177	0.820	0.996	0.107	0.595	0.702	0.237	0.763	0.296	0.152	0.848	0.177	0.823
12.40	0.302	0.008	0.010	0.294	0.176	0.819	0.996	0.106	0.595	0.702	0.239	0.761	0.296	0.151	0.849	0.177	0.823
12.35	0.303	0.009	0.011	0.294	0.176	0.819	0.995	0.105	0.596	0.701	0.241	0.759	0.296	0.150	0.850	0.177	0.823
12.30	0.303	0.009	0.012	0.294	0.176	0.818	0.995	0.105	0.596	0.701	0.244	0.756	0.296	0.149	0.851	0.177	0.823
12.25	0.303	0.010	0.013	0.293	0.176	0.818	0.994	0.104	0.597	0.701	0.246	0.754	0.296	0.148	0.852	0.177	0.823
12.20	0.304	0.011	0.014	0.293	0.176	0.817	0.993	0.103	0.597	0.700	0.249	0.751	0.296	0.147	0.853	0.177	0.823
12.15	0.304	0.011	0.015	0.293	0.176	0.817	0.993	0.102	0.598	0.700	0.251	0.749	0.296	0.146	0.854	0.177	0.823
12.10	0.305	0.012	0.017	0.293	0.175	0.816	0.992	0.101	0.598	0.699	0.254	0.746	0.296	0.145	0.855	0.177	0.823
12.05	0.305	0.013	0.018	0.292	0.175	0.816	0.991	0.100	0.598	0.699	0.256	0.744	0.296	0.144	0.856	0.177	0.823
12.00	0.306	0.014	0.020	0.292	0.175	0.815	0.990	0.099	0.599	0.698	0.259	0.741	0.296	0.142	0.858	0.177	0.823
11.95	0.306	0.015	0.022	0.292	0.175	0.814	0.989	0.098	0.599	0.698	0.262	0.738	0.296	0.141	0.859	0.177	0.823
11.90	0.307	0.016	0.024	0.291	0.175	0.814	0.988	0.098	0.599	0.697	0.264	0.736	0.295	0.140	0.860	0.177	0.823
11.85	0.308	0.017	0.027	0.290	0.174	0.813	0.987	0.097	0.600	0.696	0.267	0.733	0.295	0.139	0.861	0.177	0.823
11.80	0.308	0.018	0.030	0.290	0.174	0.812	0.985	0.096	0.600	0.696	0.270	0.730	0.295	0.137	0.863	0.176	0.824
11.75	0.309	0.020	0.034	0.289	0.173	0.811	0.984	0.095	0.600	0.695	0.273	0.727	0.294	0.136	0.864	0.176	0.824
11.70	0.310	0.022	0.038	0.288	0.173	0.809	0.982	0.094	0.601	0.694	0.276	0.724	0.294	0.135	0.865	0.176	0.824
11.65	0.310	0.024	0.043	0.287	0.172	0.808	0.980	0.093	0.601	0.694	0.279	0.721	0.293	0.133	0.867	0.176	0.824
11.60	0.311	0.026	0.049	0.285	0.172	0.806	0.978	0.091	0.601	0.693	0.282	0.718	0.292	0.132	0.868	0.176	0.824
11.55	0.312	0.028	0.055	0.284	0.171	0.805	0.976	0.090	0.602	0.692	0.285	0.715	0.291	0.131	0.869	0.175	0.825
11.50	0.313	0.031	0.062	0.282	0.170	0.803	0.973	0.089	0.602	0.691	0.288	0.712	0.290	0.129	0.871	0.175	0.825
11.45	0.314	0.034	0.070	0.280	0.169	0.800	0.970	0.088	0.602	0.690	0.291	0.709	0.288	0.128	0.872	0.175	0.825
11.40	0.314	0.037	0.080	0.277	0.168	0.798	0.966	0.087	0.602	0.689	0.294	0.706	0.287	0.126	0.874	0.174	0.826
11.35	0.315	0.041	0.090	0.274	0.167	0.795	0.962	0.086	0.603	0.689	0.297	0.703	0.285	0.125	0.875	0.174	0.826
11.30	0.316	0.046	0.100	0.270	0.166	0.792	0.958	0.085	0.603	0.688	0.300	0.700	0.282	0.123	0.877	0.173	0.827
11.25	0.317	0.051	0.112	0.266	0.164	0.788	0.953	0.084	0.603	0.687	0.304	0.696	0.279	0.122	0.878	0.173	0.827
11.20	0.318	0.057	0.125	0.262	0.163	0.785	0.947	0.082	0.603	0.686	0.307	0.693	0.276	0.120	0.880	0.172	0.828
11.15	0.319	0.063	0.137	0.256	0.161	0.780	0.941	0.081	0.603	0.685	0.310	0.690	0.272	0.119	0.881	0.171	0.829
11.10	0.320	0.070	0.151	0.251	0.159	0.776	0.934	0.080	0.604	0.684	0.314	0.686	0.267	0.117	0.883	0.170	0.830
11.05	0.321	0.077	0.164	0.244	0.156	0.770	0.927	0.079	0.604	0.683	0.317	0.683	0.262	0.116	0.884	0.169	0.831
11.00	0.322	0.085	0.177	0.237	0.154	0.765	0.918	0.078	0.604	0.682	0.321	0.679	0.257	0.114	0.886	0.167	0.833
10.95	0.324	0.094	0.190	0.229	0.151	0.759	0.910	0.076	0.604	0.680	0.325	0.675	0.251	0.112	0.888	0.166	0.834
10.90	0.325	0.104	0.202	0.221	0.148	0.752	0.900	0.075	0.604	0.679	0.328	0.672	0.244	0.111	0.889	0.164	0.836
10.85	0.326	0.114	0.213	0.212	0.144	0.746	0.890	0.074	0.604	0.678	0.332	0.668	0.237	0.109	0.891	0.162	0.838
10.80	0.327	0.124	0.222	0.203	0.141	0.738	0.879	0.073	0.604	0.677	0.336	0.664	0.229	0.108	0.892	0.160	0.840
10.75	0.328	0.136	0.230	0.193	0.137	0.731	0.868	0.072	0.604	0.676	0.340	0.660	0.220	0.106	0.894	0.158	0.842

In proportions of P (GPa)	the initial source										the liquid		the solid source			the total source	
	F	X	Q	ϕ	Gt ¹	Ol+Cpx ¹	total	Gt ²	Ol+Cpx ²	total	Gt ³	Ol + Cpx ³	ϕ	Gt ²	Ol ²	Gt ¹	Ol+Cpx ¹
10.70	0.330	0.147	0.236	0.182	0.133	0.723	0.857	0.071	0.604	0.674	0.344	0.656	0.211	0.105	0.895	0.156	0.844
10.65	0.331	0.159	0.241	0.172	0.129	0.716	0.845	0.069	0.604	0.673	0.348	0.652	0.202	0.103	0.897	0.153	0.847
10.60	0.332	0.171	0.243	0.161	0.125	0.708	0.833	0.068	0.603	0.672	0.352	0.648	0.192	0.102	0.898	0.150	0.850
10.55	0.333	0.183	0.244	0.150	0.121	0.700	0.821	0.067	0.603	0.670	0.356	0.644	0.181	0.100	0.900	0.147	0.853
10.50	0.335	0.195	0.242	0.140	0.116	0.692	0.809	0.066	0.603	0.669	0.360	0.640	0.171	0.099	0.901	0.144	0.856
10.45	0.336	0.207	0.239	0.129	0.112	0.684	0.796	0.065	0.603	0.668	0.364	0.636	0.160	0.098	0.902	0.141	0.859
10.40	0.338	0.219	0.234	0.118	0.108	0.677	0.785	0.064	0.602	0.666	0.369	0.631	0.149	0.096	0.904	0.137	0.863
10.35	0.339	0.231	0.227	0.108	0.103	0.669	0.773	0.063	0.602	0.665	0.373	0.627	0.138	0.095	0.905	0.134	0.866
10.30	0.341	0.242	0.220	0.098	0.099	0.662	0.761	0.062	0.601	0.663	0.378	0.622	0.128	0.094	0.906	0.130	0.870
10.25	0.342	0.253	0.211	0.089	0.095	0.655	0.750	0.061	0.601	0.662	0.382	0.618	0.117	0.092	0.908	0.127	0.873
10.20	0.344	0.264	0.201	0.080	0.091	0.649	0.740	0.060	0.600	0.660	0.387	0.613	0.107	0.091	0.909	0.123	0.877
10.15	0.345	0.274	0.190	0.071	0.087	0.643	0.730	0.059	0.599	0.659	0.392	0.608	0.097	0.090	0.910	0.119	0.881
10.10	0.347	0.284	0.180	0.063	0.083	0.637	0.720	0.058	0.599	0.657	0.396	0.604	0.087	0.089	0.911	0.116	0.884
10.05	0.348	0.292	0.169	0.056	0.080	0.632	0.711	0.057	0.598	0.656	0.401	0.599	0.078	0.088	0.912	0.112	0.888
10.00	0.350	0.301	0.158	0.049	0.076	0.627	0.703	0.057	0.597	0.654	0.406	0.594	0.069	0.086	0.914	0.109	0.891
9.95	0.352	0.309	0.147	0.043	0.073	0.622	0.695	0.056	0.597	0.652	0.411	0.589	0.061	0.085	0.915	0.105	0.895
9.90	0.353	0.316	0.136	0.037	0.070	0.618	0.688	0.055	0.596	0.651	0.416	0.584	0.054	0.084	0.916	0.102	0.898
9.85	0.355	0.323	0.126	0.032	0.067	0.614	0.681	0.054	0.595	0.649	0.422	0.578	0.047	0.083	0.917	0.099	0.901
9.80	0.357	0.329	0.117	0.028	0.065	0.610	0.675	0.053	0.594	0.647	0.427	0.573	0.041	0.082	0.918	0.096	0.904
9.75	0.359	0.335	0.108	0.023	0.062	0.607	0.669	0.052	0.593	0.645	0.432	0.568	0.035	0.081	0.919	0.093	0.907
9.70	0.360	0.341	0.100	0.020	0.060	0.603	0.663	0.051	0.592	0.643	0.438	0.562	0.030	0.080	0.920	0.090	0.910
9.65	0.362	0.346	0.092	0.017	0.058	0.601	0.658	0.050	0.591	0.642	0.443	0.557	0.025	0.078	0.922	0.088	0.912
9.60	0.364	0.350	0.085	0.014	0.056	0.598	0.654	0.049	0.590	0.640	0.449	0.551	0.021	0.077	0.923	0.085	0.915
9.55	0.366	0.354	0.079	0.012	0.054	0.596	0.650	0.048	0.589	0.638	0.455	0.545	0.018	0.076	0.924	0.083	0.917
9.50	0.368	0.358	0.073	0.010	0.052	0.594	0.646	0.048	0.588	0.636	0.461	0.539	0.015	0.075	0.925	0.080	0.920
9.45	0.370	0.362	0.069	0.008	0.050	0.592	0.642	0.047	0.587	0.634	0.467	0.533	0.012	0.073	0.927	0.078	0.922
9.40	0.372	0.365	0.065	0.006	0.049	0.590	0.638	0.046	0.586	0.632	0.473	0.527	0.010	0.072	0.928	0.076	0.924
9.35	0.374	0.369	0.061	0.005	0.047	0.588	0.635	0.045	0.585	0.630	0.479	0.521	0.008	0.071	0.929	0.074	0.926
9.30	0.376	0.372	0.058	0.004	0.046	0.587	0.632	0.044	0.584	0.628	0.486	0.514	0.007	0.070	0.930	0.072	0.928
9.25	0.378	0.375	0.055	0.003	0.044	0.585	0.629	0.043	0.583	0.626	0.492	0.508	0.005	0.068	0.932	0.070	0.930
9.20	0.380	0.377	0.053	0.003	0.043	0.584	0.627	0.042	0.582	0.624	0.499	0.501	0.004	0.067	0.933	0.068	0.932
9.15	0.382	0.380	0.052	0.002	0.042	0.582	0.624	0.041	0.581	0.622	0.505	0.495	0.003	0.065	0.935	0.067	0.933

Melting models for $F_{13\text{GPa}} = 0.3$. F: degree of melting. X: proportion of extracted melt. Q: melt productivity of the source per GPa (i.e. proportion of escaped liquid per GPa). ϕ : proportion of retained melt in the source. Gt: Garnet. Ol : Olivine. Cpx: Clinopyroxene. (¹): in total source (solid source + retained liquid). (²): in solid source. (³) in liquid.

F_{13GPa} = 0,4

In proportions of P (GPa)	the initial source										the liquid		the solid source			the total source	
	F	X	Q	φ	Gt ¹	Ol+Cpx ¹	total	Gt ²	Ol+Cpx ²	total	Gt ³	Ol + Cpx ³	φ	Gt ²	Ol ²	Gt ¹	Ol+Cpx ¹
13.00	0.400	0.000	0.002	0.400	0.177	0.823	1.000	0.092	0.508	0.600	0.213	0.787	0.400	0.154	0.846	0.177	0.823
12.95	0.400	0.000	0.002	0.400	0.177	0.823	1.000	0.091	0.509	0.600	0.215	0.785	0.400	0.152	0.848	0.177	0.823
12.90	0.400	0.000	0.002	0.400	0.177	0.822	1.000	0.091	0.509	0.600	0.217	0.783	0.400	0.151	0.849	0.177	0.823
12.85	0.400	0.000	0.003	0.400	0.177	0.822	1.000	0.090	0.510	0.600	0.219	0.781	0.400	0.150	0.850	0.177	0.823
12.80	0.400	0.001	0.004	0.400	0.177	0.822	1.000	0.089	0.511	0.600	0.221	0.779	0.400	0.148	0.852	0.177	0.823
12.75	0.401	0.001	0.005	0.400	0.177	0.822	0.999	0.088	0.512	0.600	0.223	0.777	0.400	0.147	0.853	0.177	0.823
12.70	0.401	0.001	0.006	0.400	0.177	0.822	0.999	0.087	0.512	0.599	0.225	0.775	0.400	0.145	0.855	0.177	0.823
12.65	0.401	0.001	0.006	0.400	0.177	0.822	0.999	0.086	0.513	0.599	0.228	0.772	0.400	0.144	0.856	0.177	0.823
12.60	0.401	0.002	0.007	0.399	0.177	0.821	0.999	0.085	0.514	0.599	0.230	0.770	0.400	0.142	0.858	0.177	0.823
12.55	0.401	0.002	0.008	0.399	0.177	0.821	0.998	0.084	0.514	0.599	0.232	0.768	0.400	0.141	0.859	0.177	0.823
12.50	0.402	0.002	0.009	0.399	0.177	0.821	0.998	0.083	0.515	0.599	0.234	0.766	0.400	0.139	0.861	0.177	0.823
12.45	0.402	0.003	0.010	0.399	0.177	0.821	0.997	0.082	0.516	0.598	0.237	0.763	0.400	0.138	0.862	0.177	0.823
12.40	0.402	0.003	0.011	0.399	0.177	0.820	0.997	0.081	0.517	0.598	0.239	0.761	0.400	0.136	0.864	0.177	0.823
12.35	0.403	0.004	0.012	0.399	0.177	0.820	0.996	0.080	0.517	0.598	0.241	0.759	0.400	0.134	0.866	0.177	0.823
12.30	0.403	0.005	0.013	0.398	0.176	0.819	0.996	0.079	0.518	0.597	0.244	0.756	0.400	0.133	0.867	0.177	0.823
12.25	0.403	0.005	0.014	0.398	0.176	0.819	0.995	0.078	0.519	0.597	0.246	0.754	0.400	0.131	0.869	0.177	0.823
12.20	0.404	0.006	0.015	0.398	0.176	0.818	0.994	0.077	0.519	0.596	0.249	0.751	0.400	0.129	0.871	0.177	0.823
12.15	0.404	0.007	0.016	0.398	0.176	0.818	0.994	0.076	0.520	0.596	0.251	0.749	0.400	0.128	0.872	0.177	0.823
12.10	0.405	0.007	0.017	0.397	0.176	0.817	0.993	0.075	0.521	0.595	0.254	0.746	0.400	0.126	0.874	0.177	0.823
12.05	0.405	0.008	0.019	0.397	0.175	0.816	0.992	0.074	0.521	0.595	0.256	0.744	0.400	0.124	0.876	0.177	0.823
12.00	0.406	0.009	0.020	0.397	0.175	0.816	0.991	0.073	0.522	0.594	0.259	0.741	0.400	0.122	0.878	0.177	0.823
11.95	0.406	0.010	0.022	0.396	0.175	0.815	0.990	0.071	0.523	0.594	0.262	0.738	0.400	0.120	0.880	0.177	0.823
11.90	0.407	0.011	0.024	0.396	0.175	0.814	0.989	0.070	0.523	0.593	0.264	0.736	0.400	0.118	0.882	0.177	0.823
11.85	0.408	0.013	0.026	0.395	0.174	0.813	0.988	0.069	0.524	0.593	0.267	0.733	0.400	0.116	0.884	0.177	0.823
11.80	0.408	0.014	0.028	0.394	0.174	0.812	0.986	0.068	0.524	0.592	0.270	0.730	0.399	0.114	0.886	0.176	0.824
11.75	0.409	0.015	0.032	0.394	0.174	0.811	0.985	0.066	0.525	0.591	0.273	0.727	0.399	0.112	0.888	0.176	0.824
11.70	0.410	0.017	0.035	0.393	0.173	0.810	0.983	0.065	0.526	0.591	0.276	0.724	0.399	0.110	0.890	0.176	0.824
11.65	0.410	0.019	0.040	0.392	0.173	0.809	0.982	0.064	0.526	0.590	0.279	0.721	0.398	0.108	0.892	0.176	0.824
11.60	0.411	0.021	0.045	0.391	0.172	0.807	0.980	0.062	0.527	0.589	0.282	0.718	0.398	0.106	0.894	0.176	0.824
11.55	0.412	0.023	0.052	0.389	0.172	0.806	0.977	0.061	0.527	0.588	0.285	0.715	0.397	0.103	0.897	0.175	0.825
11.50	0.413	0.025	0.060	0.387	0.171	0.804	0.975	0.059	0.528	0.587	0.288	0.712	0.396	0.101	0.899	0.175	0.825
11.45	0.414	0.028	0.069	0.385	0.170	0.802	0.972	0.058	0.529	0.587	0.291	0.709	0.395	0.099	0.901	0.175	0.825
11.40	0.414	0.032	0.080	0.383	0.169	0.799	0.968	0.056	0.529	0.586	0.294	0.706	0.394	0.096	0.904	0.174	0.826
11.35	0.415	0.036	0.093	0.379	0.168	0.797	0.964	0.055	0.530	0.585	0.297	0.703	0.392	0.094	0.906	0.174	0.826
11.30	0.416	0.041	0.107	0.376	0.166	0.793	0.960	0.053	0.530	0.584	0.300	0.700	0.390	0.092	0.908	0.173	0.827
11.25	0.417	0.046	0.124	0.371	0.165	0.790	0.954	0.052	0.531	0.583	0.304	0.696	0.387	0.089	0.911	0.173	0.827
11.20	0.418	0.052	0.142	0.366	0.163	0.785	0.948	0.050	0.532	0.582	0.307	0.693	0.384	0.087	0.913	0.172	0.828
11.15	0.419	0.059	0.162	0.360	0.161	0.780	0.941	0.049	0.532	0.581	0.310	0.690	0.380	0.084	0.916	0.171	0.829
11.10	0.420	0.067	0.183	0.353	0.158	0.775	0.933	0.047	0.533	0.580	0.314	0.686	0.375	0.082	0.918	0.170	0.830
11.05	0.421	0.076	0.206	0.345	0.155	0.768	0.924	0.046	0.533	0.579	0.317	0.683	0.370	0.079	0.921	0.168	0.832
11.00	0.422	0.087	0.229	0.336	0.152	0.761	0.913	0.044	0.534	0.578	0.321	0.679	0.363	0.077	0.923	0.166	0.834
10.95	0.424	0.098	0.252	0.325	0.148	0.754	0.902	0.043	0.534	0.577	0.325	0.675	0.356	0.074	0.926	0.164	0.836
10.90	0.425	0.111	0.274	0.314	0.144	0.745	0.889	0.041	0.534	0.576	0.328	0.672	0.348	0.072	0.928	0.162	0.838
10.85	0.426	0.124	0.295	0.301	0.140	0.736	0.876	0.040	0.535	0.574	0.332	0.668	0.339	0.069	0.931	0.160	0.840
10.80	0.427	0.139	0.314	0.288	0.135	0.726	0.861	0.038	0.535	0.573	0.336	0.664	0.329	0.067	0.933	0.157	0.843
10.75	0.428	0.155	0.331	0.273	0.130	0.716	0.845	0.037	0.535	0.572	0.340	0.660	0.318	0.064	0.936	0.153	0.847
10.70	0.430	0.171	0.344	0.258	0.124	0.705	0.829	0.035	0.535	0.571	0.344	0.656	0.305	0.062	0.938	0.150	0.850
10.65	0.431	0.189	0.353	0.242	0.118	0.693	0.812	0.034	0.536	0.569	0.348	0.652	0.292	0.059	0.941	0.145	0.855
10.60	0.432	0.206	0.358	0.226	0.112	0.682	0.794	0.032	0.536	0.568	0.352	0.648	0.278	0.057	0.943	0.141	0.859
10.55	0.433	0.224	0.360	0.209	0.106	0.670	0.776	0.031	0.536	0.567	0.356	0.644	0.264	0.055	0.945	0.136	0.864
10.50	0.435	0.242	0.357	0.193	0.099	0.659	0.758	0.030	0.536	0.565	0.360	0.640	0.248	0.053	0.947	0.131	0.869

In proportions of	the initial source										the liquid		the solid source			the total source	
	P (GPa)	F	X	Q	ϕ	Gt ¹	Ol+Cpx ¹	total	Gt ²	Ol+Cpx ²	total	Gt ³	Ol + Cpx ³	ϕ	Gt ²	Ol ²	Gt ¹
10.45	0.436	0.260	0.350	0.176	0.093	0.647	0.740	0.029	0.535	0.564	0.364	0.636	0.232	0.051	0.949	0.125	0.875
10.40	0.438	0.278	0.341	0.160	0.086	0.636	0.723	0.027	0.535	0.563	0.369	0.631	0.216	0.049	0.951	0.120	0.880
10.35	0.439	0.295	0.328	0.144	0.080	0.625	0.706	0.026	0.535	0.561	0.373	0.627	0.200	0.047	0.953	0.114	0.886
10.30	0.441	0.311	0.313	0.130	0.074	0.615	0.689	0.025	0.535	0.560	0.378	0.622	0.184	0.045	0.955	0.107	0.893
10.25	0.442	0.327	0.296	0.115	0.068	0.605	0.674	0.024	0.534	0.558	0.382	0.618	0.168	0.043	0.957	0.101	0.899
10.20	0.444	0.341	0.278	0.102	0.062	0.596	0.659	0.023	0.534	0.557	0.387	0.613	0.152	0.041	0.959	0.095	0.905
10.15	0.445	0.355	0.259	0.090	0.057	0.588	0.645	0.022	0.533	0.555	0.392	0.608	0.136	0.039	0.961	0.089	0.911
10.10	0.447	0.368	0.240	0.078	0.052	0.580	0.632	0.021	0.533	0.553	0.396	0.604	0.122	0.038	0.962	0.082	0.918
10.05	0.448	0.380	0.221	0.068	0.047	0.573	0.620	0.020	0.532	0.552	0.401	0.599	0.108	0.036	0.964	0.076	0.924
10.00	0.450	0.391	0.202	0.059	0.043	0.566	0.609	0.019	0.531	0.550	0.406	0.594	0.095	0.035	0.965	0.070	0.930
9.95	0.452	0.401	0.185	0.050	0.039	0.560	0.599	0.018	0.530	0.549	0.411	0.589	0.082	0.033	0.967	0.065	0.935
9.90	0.453	0.411	0.168	0.043	0.035	0.555	0.589	0.017	0.530	0.547	0.416	0.584	0.071	0.031	0.969	0.059	0.941
9.85	0.455	0.419	0.152	0.036	0.031	0.550	0.581	0.016	0.529	0.545	0.422	0.578	0.061	0.030	0.970	0.054	0.946
9.80	0.457	0.427	0.137	0.030	0.028	0.545	0.574	0.015	0.528	0.543	0.427	0.573	0.052	0.028	0.972	0.049	0.951
9.75	0.459	0.434	0.124	0.025	0.025	0.541	0.567	0.014	0.527	0.542	0.432	0.568	0.044	0.027	0.973	0.045	0.955
9.70	0.460	0.440	0.112	0.021	0.023	0.538	0.560	0.014	0.526	0.540	0.438	0.562	0.037	0.025	0.975	0.040	0.960
9.65	0.462	0.445	0.101	0.017	0.020	0.535	0.555	0.013	0.525	0.538	0.443	0.557	0.030	0.024	0.976	0.036	0.964
9.60	0.464	0.450	0.091	0.014	0.018	0.532	0.550	0.012	0.524	0.536	0.449	0.551	0.025	0.022	0.978	0.033	0.967
9.55	0.466	0.455	0.083	0.011	0.016	0.529	0.545	0.011	0.523	0.534	0.455	0.545	0.020	0.020	0.980	0.029	0.971
9.50	0.468	0.459	0.076	0.009	0.014	0.527	0.541	0.010	0.522	0.532	0.461	0.539	0.016	0.019	0.981	0.026	0.974
9.45	0.470	0.463	0.070	0.007	0.012	0.525	0.537	0.009	0.521	0.530	0.467	0.533	0.013	0.017	0.983	0.023	0.977
9.40	0.472	0.466	0.064	0.006	0.011	0.523	0.534	0.008	0.520	0.528	0.473	0.527	0.010	0.015	0.985	0.020	0.980
9.35	0.474	0.470	0.060	0.004	0.009	0.522	0.531	0.007	0.519	0.526	0.479	0.521	0.008	0.013	0.987	0.017	0.983
9.30	0.476	0.473	0.057	0.003	0.008	0.520	0.528	0.006	0.518	0.524	0.486	0.514	0.006	0.012	0.988	0.015	0.985

Melting models for $F_{13\text{GPa}} = 0.4$. F: degree of melting. X: proportion of extracted melt. Q: melt productivity of the source per GPa (i.e. proportion of escaped liquid per GPa). ϕ : proportion of retained melt in the source. Gt: Garnet. Ol : Olivine. Cpx: Clinopyroxene. (¹): in total source (solid source + retained liquid). (²): in solid source. (³) in liquid.

F_{13GPa} = 0,45

In proportions of P (GPa)	the initial source										the liquid		the solid source			the total source	
	F	X	Q	φ	Gt ¹	Ol+Cpx ¹	total	Gt ²	Ol+Cpx ²	total	Gt ³	Ol + Cpx ³	φ	Gt ²	Ol ²	Gt ¹	Ol+Cpx ¹
13.00	0.450	0.003	0.027	0.447	0.177	0.823	1.000	0.082	0.471	0.553	0.213	0.787	0.447	0.149	0.851	0.177	0.823
12.95	0.450	0.004	0.013	0.446	0.177	0.822	0.999	0.081	0.471	0.553	0.215	0.785	0.447	0.147	0.853	0.177	0.823
12.90	0.450	0.005	0.007	0.445	0.177	0.821	0.998	0.080	0.472	0.553	0.217	0.783	0.447	0.145	0.855	0.177	0.823
12.85	0.450	0.005	0.005	0.445	0.177	0.821	0.998	0.079	0.473	0.553	0.219	0.781	0.447	0.144	0.856	0.177	0.823
12.80	0.450	0.006	0.005	0.445	0.177	0.821	0.997	0.079	0.474	0.553	0.221	0.779	0.447	0.142	0.858	0.177	0.823
12.75	0.451	0.006	0.005	0.445	0.177	0.820	0.997	0.078	0.475	0.552	0.223	0.777	0.447	0.140	0.860	0.177	0.823
12.70	0.451	0.006	0.006	0.445	0.177	0.820	0.997	0.077	0.476	0.552	0.225	0.775	0.447	0.139	0.861	0.177	0.823
12.65	0.451	0.006	0.007	0.444	0.177	0.820	0.997	0.076	0.477	0.552	0.228	0.772	0.447	0.137	0.863	0.177	0.823
12.60	0.451	0.007	0.008	0.444	0.177	0.820	0.996	0.074	0.477	0.552	0.230	0.770	0.447	0.135	0.865	0.177	0.823
12.55	0.451	0.007	0.009	0.444	0.176	0.819	0.996	0.073	0.478	0.552	0.232	0.768	0.447	0.133	0.867	0.177	0.823
12.50	0.452	0.008	0.010	0.444	0.176	0.819	0.995	0.072	0.479	0.551	0.234	0.766	0.447	0.131	0.869	0.177	0.823
12.45	0.452	0.008	0.011	0.444	0.176	0.819	0.995	0.071	0.480	0.551	0.237	0.763	0.447	0.129	0.871	0.177	0.823
12.40	0.452	0.009	0.012	0.444	0.176	0.818	0.994	0.070	0.481	0.551	0.239	0.761	0.447	0.127	0.873	0.177	0.823
12.35	0.453	0.009	0.013	0.443	0.176	0.818	0.994	0.069	0.481	0.550	0.241	0.759	0.447	0.125	0.875	0.177	0.823
12.30	0.453	0.010	0.014	0.443	0.176	0.817	0.993	0.068	0.482	0.550	0.244	0.756	0.447	0.123	0.877	0.177	0.823
12.25	0.453	0.011	0.015	0.443	0.176	0.817	0.992	0.067	0.483	0.550	0.246	0.754	0.447	0.121	0.879	0.177	0.823
12.20	0.454	0.011	0.016	0.442	0.175	0.816	0.992	0.065	0.484	0.549	0.249	0.751	0.447	0.119	0.881	0.177	0.823
12.15	0.454	0.012	0.017	0.442	0.175	0.816	0.991	0.064	0.485	0.549	0.251	0.749	0.447	0.117	0.883	0.177	0.823
12.10	0.455	0.013	0.018	0.442	0.175	0.815	0.990	0.063	0.485	0.548	0.254	0.746	0.447	0.115	0.885	0.177	0.823
12.05	0.455	0.014	0.019	0.441	0.175	0.814	0.989	0.062	0.486	0.548	0.256	0.744	0.447	0.113	0.887	0.177	0.823
12.00	0.456	0.015	0.021	0.441	0.175	0.814	0.988	0.060	0.487	0.547	0.259	0.741	0.447	0.110	0.890	0.177	0.823
11.95	0.456	0.016	0.022	0.440	0.174	0.813	0.987	0.059	0.488	0.547	0.262	0.738	0.447	0.108	0.892	0.177	0.823
11.90	0.457	0.017	0.024	0.440	0.174	0.812	0.986	0.058	0.488	0.546	0.264	0.736	0.447	0.106	0.894	0.177	0.823
11.85	0.458	0.018	0.026	0.439	0.174	0.811	0.985	0.056	0.489	0.545	0.267	0.733	0.447	0.103	0.897	0.176	0.824
11.80	0.458	0.019	0.028	0.439	0.173	0.810	0.984	0.055	0.490	0.545	0.270	0.730	0.447	0.101	0.899	0.176	0.824
11.75	0.459	0.021	0.030	0.438	0.173	0.809	0.982	0.054	0.491	0.544	0.273	0.727	0.447	0.098	0.902	0.176	0.824
11.70	0.460	0.022	0.034	0.437	0.173	0.808	0.981	0.052	0.491	0.543	0.276	0.724	0.447	0.096	0.904	0.176	0.824
11.65	0.460	0.024	0.038	0.436	0.172	0.807	0.979	0.051	0.492	0.543	0.279	0.721	0.446	0.093	0.907	0.176	0.824
11.60	0.461	0.026	0.042	0.435	0.172	0.805	0.977	0.049	0.493	0.542	0.282	0.718	0.446	0.091	0.909	0.176	0.824
11.55	0.462	0.028	0.048	0.434	0.171	0.804	0.975	0.048	0.494	0.541	0.285	0.715	0.445	0.088	0.912	0.175	0.825
11.50	0.463	0.030	0.056	0.432	0.170	0.802	0.972	0.046	0.494	0.540	0.288	0.712	0.445	0.085	0.915	0.175	0.825
11.45	0.464	0.033	0.065	0.430	0.170	0.800	0.970	0.044	0.495	0.539	0.291	0.709	0.444	0.082	0.918	0.175	0.825
11.40	0.464	0.036	0.075	0.428	0.169	0.798	0.966	0.043	0.496	0.539	0.294	0.706	0.443	0.079	0.921	0.174	0.826
11.35	0.465	0.040	0.088	0.425	0.167	0.795	0.963	0.041	0.496	0.538	0.297	0.703	0.441	0.077	0.923	0.174	0.826
11.30	0.466	0.045	0.103	0.422	0.166	0.792	0.958	0.040	0.497	0.537	0.300	0.700	0.439	0.074	0.926	0.173	0.827
11.25	0.467	0.050	0.121	0.417	0.165	0.789	0.953	0.038	0.498	0.536	0.304	0.696	0.437	0.071	0.929	0.173	0.827
11.20	0.468	0.056	0.141	0.412	0.163	0.784	0.947	0.036	0.499	0.535	0.307	0.693	0.434	0.068	0.932	0.172	0.828
11.15	0.469	0.063	0.164	0.406	0.161	0.779	0.940	0.034	0.499	0.534	0.310	0.690	0.430	0.065	0.935	0.171	0.829
11.10	0.470	0.071	0.189	0.399	0.158	0.774	0.932	0.033	0.500	0.533	0.314	0.686	0.426	0.062	0.938	0.170	0.830
11.05	0.471	0.081	0.216	0.391	0.155	0.767	0.922	0.031	0.501	0.532	0.317	0.683	0.421	0.058	0.942	0.168	0.832
11.00	0.472	0.091	0.245	0.381	0.152	0.760	0.912	0.029	0.501	0.531	0.321	0.679	0.414	0.055	0.945	0.166	0.834
10.95	0.474	0.104	0.274	0.370	0.148	0.752	0.899	0.028	0.502	0.529	0.325	0.675	0.407	0.052	0.948	0.164	0.836
10.90	0.475	0.117	0.304	0.357	0.143	0.742	0.886	0.026	0.502	0.528	0.328	0.672	0.399	0.049	0.951	0.162	0.838
10.85	0.476	0.133	0.332	0.343	0.138	0.732	0.870	0.024	0.503	0.527	0.332	0.668	0.389	0.046	0.954	0.159	0.841
10.80	0.477	0.149	0.357	0.328	0.133	0.721	0.854	0.023	0.503	0.526	0.336	0.664	0.378	0.043	0.957	0.155	0.845
10.75	0.478	0.167	0.380	0.311	0.127	0.709	0.836	0.021	0.504	0.525	0.340	0.660	0.366	0.040	0.960	0.152	0.848
10.70	0.480	0.186	0.398	0.293	0.120	0.697	0.817	0.019	0.504	0.523	0.344	0.656	0.352	0.037	0.963	0.147	0.853
10.65	0.481	0.206	0.412	0.275	0.113	0.684	0.797	0.018	0.504	0.522	0.348	0.652	0.338	0.034	0.966	0.142	0.858
10.60	0.482	0.227	0.420	0.256	0.106	0.670	0.776	0.016	0.504	0.521	0.352	0.648	0.322	0.031	0.969	0.137	0.863
10.55	0.483	0.248	0.422	0.236	0.099	0.657	0.755	0.015	0.505	0.520	0.356	0.644	0.305	0.029	0.971	0.131	0.869
10.50	0.485	0.269	0.418	0.216	0.091	0.643	0.734	0.014	0.505	0.518	0.360	0.640	0.287	0.026	0.974	0.124	0.876

In proportions of	the initial source										the liquid		the solid source			the total source	
	P (GPa)	F	X	Q	ϕ	Gt ¹	Ol+Cpx ¹	total	Gt ²	Ol+Cpx ²	total	Gt ³	Ol + Cpx ³	ϕ	Gt ²	Ol ²	Gt ¹
10.45	0.486	0.290	0.410	0.197	0.084	0.630	0.713	0.012	0.505	0.517	0.364	0.636	0.269	0.024	0.976	0.118	0.882
10.40	0.488	0.310	0.396	0.178	0.076	0.617	0.693	0.011	0.504	0.515	0.369	0.631	0.250	0.021	0.979	0.110	0.890
10.35	0.489	0.330	0.379	0.159	0.069	0.604	0.673	0.010	0.504	0.514	0.373	0.627	0.231	0.019	0.981	0.103	0.897
10.30	0.491	0.349	0.359	0.142	0.062	0.592	0.654	0.009	0.504	0.512	0.378	0.622	0.212	0.017	0.983	0.095	0.905
10.25	0.492	0.367	0.337	0.125	0.055	0.581	0.636	0.007	0.504	0.511	0.382	0.618	0.192	0.014	0.986	0.087	0.913
10.20	0.494	0.384	0.313	0.110	0.049	0.571	0.619	0.006	0.503	0.509	0.387	0.613	0.174	0.012	0.988	0.079	0.921
10.15	0.495	0.399	0.289	0.096	0.043	0.561	0.604	0.005	0.503	0.508	0.392	0.608	0.156	0.010	0.990	0.071	0.929
10.10	0.497	0.414	0.265	0.083	0.037	0.552	0.589	0.004	0.502	0.506	0.396	0.604	0.138	0.008	0.992	0.063	0.937
10.05	0.498	0.427	0.241	0.071	0.032	0.544	0.576	0.003	0.501	0.505	0.401	0.599	0.122	0.006	0.994	0.055	0.945
10.00	0.500	0.439	0.218	0.061	0.027	0.537	0.564	0.002	0.501	0.503	0.406	0.594	0.106	0.004	0.996	0.048	0.952
9.95	0.502	0.450	0.197	0.052	0.023	0.530	0.553	0.001	0.500	0.501	0.411	0.589	0.092	0.003	0.997	0.041	0.959
9.90	0.503	0.460	0.176	0.044	0.019	0.525	0.543	0.000	0.499	0.500	0.416	0.584	0.079	0.001	0.999	0.034	0.966
9.85	0.505	0.469	0.158	0.036	0.015	0.520	0.535	0.000	0.498	0.498	0.422	0.578	0.068	0.000	1.000	0.029	0.971
9.80	0.507	0.477	0.141	0.030	0.012	0.515	0.527	0.000	0.497	0.497	0.402	0.598	0.057	0.000	1.000	0.023	0.977
9.75	0.509	0.484	0.125	0.025	0.010	0.511	0.520	0.000	0.495	0.495	0.380	0.620	0.048	0.000	1.000	0.018	0.982
9.70	0.510	0.490	0.112	0.021	0.007	0.507	0.514	0.000	0.494	0.494	0.355	0.645	0.040	0.000	1.000	0.014	0.986
9.65	0.512	0.495	0.100	0.017	0.005	0.503	0.509	0.000	0.492	0.492	0.326	0.674	0.033	0.000	1.000	0.011	0.989
9.60	0.514	0.500	0.090	0.014	0.004	0.500	0.504	0.000	0.490	0.490	0.293	0.707	0.027	0.000	1.000	0.008	0.992
9.55	0.516	0.505	0.081	0.011	0.003	0.497	0.500	0.000	0.488	0.488	0.258	0.742	0.022	0.000	1.000	0.006	0.994
9.50	0.518	0.509	0.073	0.009	0.002	0.494	0.496	0.000	0.487	0.487	0.220	0.780	0.018	0.000	1.000	0.004	0.996
9.45	0.520	0.513	0.067	0.007	0.001	0.491	0.492	0.000	0.485	0.485	0.181	0.819	0.015	0.000	1.000	0.003	0.997
9.40	0.522	0.516	0.062	0.006	0.001	0.488	0.489	0.000	0.483	0.483	0.142	0.858	0.012	0.000	1.000	0.002	0.998
9.35	0.524	0.519	0.058	0.005	0.001	0.485	0.486	0.000	0.481	0.481	0.106	0.894	0.010	0.000	1.000	0.001	0.999
9.30	0.526	0.522	0.054	0.004	0.000	0.483	0.483	0.000	0.479	0.479	0.075	0.925	0.008	0.000	1.000	0.001	0.999
9.25	0.528	0.525	0.052	0.003	0.000	0.480	0.481	0.000	0.477	0.477	0.049	0.951	0.007	0.000	1.000	0.000	1.000
9.20	0.530	0.527	0.050	0.003	0.000	0.478	0.478	0.000	0.475	0.475	0.030	0.970	0.006	0.000	1.000	0.000	1.000

Melting models for $F_{13\text{GPa}} = 0.45$. F: degree of melting. X: proportion of extracted melt. Q: melt productivity of the source per GPa (i.e. proportion of escaped liquid per GPa). ϕ : proportion of retained melt in the source. Gt: Garnet. Ol : Olivine. Cpx: Clinopyroxene. (¹): in total source (solid source + retained liquid). (²): in solid source. (³) in liquid. Double horizontal line in the table indicates solid garnet exhaustion from the source.

F_{13GPa} = 0,5

In proportions of P (GPa)	the initial source										the liquid		the solid source			the total source	
	F	X	Q	φ	Gt ¹	Ol+Cpx ¹	total	Gt ²	Ol+Cpx ²	total	Gt ³	Ol + Cpx ³	φ	Gt ²	Ol ²	Gt ¹	Ol+Cpx ¹
13.00	0.500	0.000	0.002	0.500	0.177	0.823	1.000	0.071	0.429	0.500	0.213	0.787	0.500	0.142	0.858	0.177	0.823
12.95	0.500	0.000	0.002	0.500	0.177	0.823	1.000	0.070	0.430	0.500	0.215	0.785	0.500	0.140	0.860	0.177	0.823
12.90	0.500	0.000	0.003	0.500	0.177	0.822	1.000	0.069	0.431	0.500	0.217	0.783	0.500	0.138	0.862	0.177	0.823
12.85	0.500	0.001	0.003	0.500	0.177	0.822	1.000	0.068	0.432	0.500	0.219	0.781	0.500	0.136	0.864	0.177	0.823
12.80	0.500	0.001	0.004	0.500	0.177	0.822	0.999	0.067	0.433	0.500	0.221	0.779	0.500	0.134	0.866	0.177	0.823
12.75	0.501	0.001	0.005	0.500	0.177	0.822	0.999	0.066	0.434	0.500	0.223	0.777	0.500	0.132	0.868	0.177	0.823
12.70	0.501	0.001	0.006	0.500	0.177	0.822	0.999	0.065	0.435	0.499	0.225	0.775	0.500	0.129	0.871	0.177	0.823
12.65	0.501	0.002	0.007	0.499	0.177	0.822	0.999	0.063	0.436	0.499	0.228	0.772	0.500	0.127	0.873	0.177	0.823
12.60	0.501	0.002	0.008	0.499	0.177	0.821	0.998	0.062	0.437	0.499	0.230	0.770	0.500	0.125	0.875	0.177	0.823
12.55	0.501	0.002	0.010	0.499	0.177	0.821	0.998	0.061	0.438	0.499	0.232	0.768	0.500	0.123	0.877	0.177	0.823
12.50	0.502	0.003	0.011	0.499	0.177	0.821	0.997	0.060	0.439	0.499	0.234	0.766	0.500	0.120	0.880	0.177	0.823
12.45	0.502	0.003	0.012	0.499	0.177	0.820	0.997	0.059	0.440	0.498	0.237	0.763	0.500	0.118	0.882	0.177	0.823
12.40	0.502	0.004	0.013	0.498	0.177	0.820	0.996	0.057	0.440	0.498	0.239	0.761	0.500	0.115	0.885	0.177	0.823
12.35	0.503	0.005	0.014	0.498	0.176	0.819	0.996	0.056	0.441	0.498	0.241	0.759	0.500	0.113	0.887	0.177	0.823
12.30	0.503	0.005	0.015	0.498	0.176	0.819	0.995	0.055	0.442	0.497	0.244	0.756	0.500	0.110	0.890	0.177	0.823
12.25	0.503	0.006	0.016	0.497	0.176	0.818	0.994	0.054	0.443	0.497	0.246	0.754	0.500	0.108	0.892	0.177	0.823
12.20	0.504	0.007	0.017	0.497	0.176	0.818	0.993	0.052	0.444	0.496	0.249	0.751	0.500	0.105	0.895	0.177	0.823
12.15	0.504	0.008	0.018	0.497	0.176	0.817	0.993	0.051	0.445	0.496	0.251	0.749	0.500	0.103	0.897	0.177	0.823
12.10	0.505	0.009	0.020	0.496	0.175	0.816	0.992	0.049	0.446	0.495	0.254	0.746	0.500	0.100	0.900	0.177	0.823
12.05	0.505	0.010	0.021	0.496	0.175	0.815	0.991	0.048	0.447	0.495	0.256	0.744	0.500	0.097	0.903	0.177	0.823
12.00	0.506	0.011	0.022	0.495	0.175	0.815	0.990	0.047	0.448	0.494	0.259	0.741	0.500	0.094	0.906	0.177	0.823
11.95	0.506	0.012	0.023	0.495	0.175	0.814	0.988	0.045	0.449	0.494	0.262	0.738	0.500	0.091	0.909	0.177	0.823
11.90	0.507	0.013	0.025	0.494	0.174	0.813	0.987	0.044	0.450	0.493	0.264	0.736	0.500	0.089	0.911	0.177	0.823
11.85	0.508	0.014	0.026	0.493	0.174	0.812	0.986	0.042	0.450	0.493	0.267	0.733	0.500	0.086	0.914	0.176	0.824
11.80	0.508	0.015	0.028	0.493	0.174	0.811	0.985	0.041	0.451	0.492	0.270	0.730	0.500	0.082	0.918	0.176	0.824
11.75	0.509	0.017	0.030	0.492	0.173	0.810	0.983	0.039	0.452	0.491	0.273	0.727	0.500	0.079	0.921	0.176	0.824
11.70	0.510	0.018	0.033	0.491	0.173	0.809	0.982	0.037	0.453	0.491	0.276	0.724	0.500	0.076	0.924	0.176	0.824
11.65	0.510	0.020	0.036	0.490	0.172	0.808	0.980	0.036	0.454	0.490	0.279	0.721	0.500	0.073	0.927	0.176	0.824
11.60	0.511	0.022	0.040	0.489	0.172	0.807	0.978	0.034	0.455	0.489	0.282	0.718	0.499	0.070	0.930	0.176	0.824
11.55	0.512	0.024	0.045	0.488	0.171	0.805	0.976	0.032	0.456	0.488	0.285	0.715	0.499	0.066	0.934	0.175	0.825
11.50	0.513	0.026	0.051	0.487	0.171	0.804	0.974	0.031	0.457	0.487	0.288	0.712	0.499	0.063	0.937	0.175	0.825
11.45	0.514	0.029	0.059	0.485	0.170	0.802	0.972	0.029	0.458	0.487	0.291	0.709	0.498	0.059	0.941	0.175	0.825
11.40	0.514	0.031	0.068	0.483	0.169	0.800	0.969	0.027	0.459	0.486	0.294	0.706	0.497	0.056	0.944	0.175	0.825
11.35	0.515	0.035	0.080	0.480	0.168	0.797	0.965	0.025	0.460	0.485	0.297	0.703	0.496	0.052	0.948	0.174	0.826
11.30	0.516	0.039	0.095	0.477	0.167	0.794	0.961	0.024	0.460	0.484	0.300	0.700	0.495	0.049	0.951	0.174	0.826
11.25	0.517	0.044	0.113	0.474	0.165	0.791	0.957	0.022	0.461	0.483	0.304	0.696	0.493	0.045	0.955	0.173	0.827
11.20	0.518	0.049	0.134	0.469	0.164	0.787	0.951	0.020	0.462	0.482	0.307	0.693	0.490	0.041	0.959	0.172	0.828
11.15	0.519	0.056	0.159	0.463	0.162	0.782	0.944	0.018	0.463	0.481	0.310	0.690	0.487	0.037	0.963	0.171	0.829
11.10	0.520	0.064	0.188	0.456	0.159	0.777	0.936	0.016	0.464	0.480	0.314	0.686	0.483	0.033	0.967	0.170	0.830
11.05	0.521	0.073	0.220	0.448	0.156	0.771	0.927	0.014	0.465	0.479	0.317	0.683	0.479	0.029	0.971	0.169	0.831
11.00	0.522	0.084	0.255	0.438	0.153	0.763	0.916	0.012	0.466	0.478	0.321	0.679	0.473	0.025	0.975	0.167	0.833
10.95	0.524	0.097	0.292	0.426	0.149	0.754	0.903	0.010	0.466	0.477	0.325	0.675	0.466	0.022	0.978	0.165	0.835
10.90	0.525	0.112	0.331	0.413	0.144	0.745	0.888	0.008	0.467	0.476	0.328	0.672	0.457	0.018	0.982	0.162	0.838
10.85	0.526	0.128	0.369	0.398	0.139	0.733	0.872	0.006	0.468	0.474	0.332	0.668	0.448	0.014	0.986	0.159	0.841
10.80	0.527	0.147	0.406	0.380	0.132	0.721	0.853	0.005	0.469	0.473	0.336	0.664	0.436	0.010	0.990	0.155	0.845
10.75	0.528	0.167	0.439	0.361	0.126	0.708	0.833	0.003	0.469	0.472	0.340	0.660	0.423	0.006	0.994	0.151	0.849
10.70	0.530	0.189	0.467	0.341	0.118	0.693	0.811	0.001	0.470	0.471	0.344	0.656	0.409	0.002	0.998	0.146	0.854
10.65	0.531	0.212	0.488	0.318	0.111	0.678	0.789	0.000	0.470	0.470	0.348	0.652	0.393	0.000	1.000	0.140	0.860
10.60	0.532	0.237	0.502	0.295	0.102	0.662	0.764	0.000	0.469	0.469	0.346	0.654	0.375	0.000	1.000	0.134	0.866
10.55	0.533	0.262	0.507	0.272	0.094	0.645	0.739	0.000	0.467	0.467	0.345	0.655	0.356	0.000	1.000	0.127	0.873
10.50	0.535	0.287	0.504	0.248	0.085	0.629	0.714	0.000	0.466	0.466	0.343	0.657	0.336	0.000	1.000	0.119	0.881

In proportions of	the initial source										the liquid		the solid source			the total source	
	P (GPa)	F	X	Q	ϕ	Gt ¹	Ol+Cpx ¹	total	Gt ²	Ol+Cpx ²	total	Gt ³	Ol + Cpx ³	ϕ	Gt ²	Ol ²	Gt ¹
10.45	0.536	0.312	0.493	0.224	0.076	0.612	0.689	0.000	0.465	0.465	0.341	0.659	0.314	0.000	1.000	0.111	0.889
10.40	0.538	0.337	0.476	0.201	0.068	0.596	0.664	0.000	0.463	0.463	0.339	0.661	0.292	0.000	1.000	0.102	0.898
10.35	0.539	0.361	0.453	0.178	0.060	0.580	0.640	0.000	0.462	0.462	0.337	0.663	0.269	0.000	1.000	0.094	0.906
10.30	0.541	0.383	0.425	0.157	0.052	0.565	0.618	0.000	0.461	0.461	0.334	0.666	0.246	0.000	1.000	0.085	0.915
10.25	0.542	0.405	0.395	0.137	0.045	0.551	0.597	0.000	0.459	0.459	0.331	0.669	0.223	0.000	1.000	0.076	0.924
10.20	0.544	0.424	0.364	0.119	0.039	0.538	0.577	0.000	0.458	0.458	0.327	0.673	0.200	0.000	1.000	0.068	0.932
10.15	0.545	0.443	0.332	0.103	0.033	0.526	0.559	0.000	0.456	0.456	0.323	0.677	0.178	0.000	1.000	0.059	0.941
10.10	0.547	0.459	0.300	0.088	0.028	0.514	0.542	0.000	0.455	0.455	0.318	0.682	0.157	0.000	1.000	0.051	0.949
10.05	0.548	0.474	0.270	0.074	0.023	0.504	0.527	0.000	0.453	0.453	0.312	0.688	0.137	0.000	1.000	0.044	0.956
10.00	0.550	0.488	0.241	0.062	0.019	0.495	0.514	0.000	0.452	0.452	0.305	0.695	0.118	0.000	1.000	0.037	0.963
9.95	0.552	0.500	0.214	0.052	0.015	0.487	0.502	0.000	0.450	0.450	0.297	0.703	0.101	0.000	1.000	0.031	0.969
9.90	0.553	0.510	0.189	0.043	0.012	0.479	0.491	0.000	0.449	0.449	0.288	0.712	0.086	0.000	1.000	0.025	0.975
9.85	0.555	0.520	0.167	0.035	0.010	0.472	0.482	0.000	0.447	0.447	0.277	0.723	0.072	0.000	1.000	0.020	0.980
9.80	0.557	0.528	0.147	0.029	0.008	0.466	0.474	0.000	0.445	0.445	0.264	0.736	0.059	0.000	1.000	0.016	0.984
9.75	0.559	0.536	0.129	0.023	0.006	0.461	0.467	0.000	0.444	0.444	0.248	0.752	0.049	0.000	1.000	0.012	0.988
9.70	0.560	0.542	0.114	0.018	0.004	0.456	0.460	0.000	0.442	0.442	0.230	0.770	0.039	0.000	1.000	0.009	0.991
9.65	0.562	0.548	0.100	0.014	0.003	0.452	0.455	0.000	0.440	0.440	0.209	0.791	0.032	0.000	1.000	0.007	0.993
9.60	0.564	0.553	0.089	0.011	0.002	0.448	0.450	0.000	0.438	0.438	0.185	0.815	0.025	0.000	1.000	0.005	0.995
9.55	0.566	0.557	0.079	0.009	0.001	0.444	0.445	0.000	0.437	0.437	0.159	0.841	0.020	0.000	1.000	0.003	0.997
9.50	0.568	0.561	0.071	0.007	0.001	0.441	0.442	0.000	0.435	0.435	0.130	0.870	0.015	0.000	1.000	0.002	0.998
9.45	0.570	0.565	0.065	0.005	0.001	0.438	0.438	0.000	0.433	0.433	0.101	0.899	0.012	0.000	1.000	0.001	0.999
9.40	0.572	0.568	0.060	0.004	0.000	0.435	0.435	0.000	0.431	0.431	0.073	0.927	0.009	0.000	1.000	0.001	0.999
9.35	0.574	0.571	0.056	0.003	0.000	0.432	0.432	0.000	0.429	0.429	0.048	0.952	0.007	0.000	1.000	0.000	1.000

Melting models for $F_{13\text{GPa}} = 0.5$. F: degree of melting. X: proportion of extracted melt. Q: melt productivity of the source per GPa (i.e. proportion of escaped liquid per GPa). ϕ : proportion of retained melt in the source. Gt: Garnet. Ol : Olivine. Cpx: Clinopyroxene. (¹): in total source (solid source + retained liquid). (²): in solid source. (³) in liquid. Double horizontal line in the table indicates solid garnet exhaustion from the source.

ANNEXE 6: HSE SYSTEMATICS OF THE 3.3 GA WELTEVREDEN KOMATIITES, SOUTH AFRICA AND IMPLICATIONS FOR THE EARLY EARTH'S HISTORY

Brian D. Connolly¹, Igor S. Puchtel¹, Richard J. Walker¹, Philip M. Piccoli¹,
Gary Byerly², Christophe Robin³, and Nick Arndt³

¹Department of Geology, University of Maryland, College Park, MD 20742, USA

²Louisiana State University, Baton Rouge, LA 70803, USA

³LGCA, Universite de Grenoble, Grenoble 38400, France

Geology

Version 2011/03/21

Abstract

High-precision highly siderophile element (HSE: Os, Ir, Ru, Pt, Pd, Re) abundances, Re-Os isotopic systematics, as well as major, minor, and trace lithophile element abundances are determined for a suite of remarkably fresh komatiite samples from the Weltevreden Formation of the Barberton Greenstone Belt, South Africa. The komatiite lava is calculated to have contained ca. 31% MgO upon emplacement. This is one of the most MgO-rich lavas currently known to have erupted on the Earth's surface. Based on the partitioning behaviour of V, and the highly incompatible element depleted nature of the lava, anhydrous melting for the Weltevreden Fm. komatiites is inferred. The high calculated liquidus temperatures of the emplaced komatiite magmas of ca. 1600°C require an unusually hot (>1800°C) mantle source for the lavas, >200°C hotter for the ambient contemporaneous mantle. These observations are consistent with formation of the Weltevreden komatiites in a deep mantle plume. A precise Re-Os isochron age of 3266 ± 8 Ma ($2\sigma_m$), as well as HSE abundances for a set of whole-rock komatiite samples and an olivine separate are obtained. These data are used to estimate the HSE content of the early Archean mantle. The latter is shown to be similar to that in the sources of the late Archean komatiites, and ca. 80% of that in the modern primitive upper mantle.

Keywords: Re-Os Isotope Systematics, Highly Siderophile Elements, early Archean Komatiites, Late Accretion, Weltevreden Formation, Barberton Greenstone Belt, Mantle Plumes.

1. Introduction

Komatiites are high-MgO (>18%) lavas that form via high degrees of partial melting of the mantle. Komatiites once ruled the Earth in the Archean, then became scarce in the Proterozoic, and almost non-existent in the Phanerozoic. Ever since komatiites were first described some 40 years ago (Viljoen and Viljoen, 1969b), these rocks have been extensively used as probes of the terrestrial mantle due to their unique ability to fairly represent compositions of their respective melting source regions (e.g., see review in (Arndt et al., 2008). The early Archean geochemical record, however, remains fragmentary at best due to the scarcity of well preserved contemporary komatiites and also to analytical challenges that these studies have posed.

In this paper, we report major and lithophile trace element data, as well as high-precision HSE abundance and Re-Os isotopic data, for a set of uniquely fresh komatiites from the ca. 3.3 Ga Weltevreden Formation of the Barberton Greenstone Belt (BGB), South Africa. We use these data to infer the composition of the early Archean mantle beneath the BGB and discuss implications for the thermal evolution of the terrestrial mantle and Earth's early accretionary history.

2. Geological background and samples

The Barberton Greenstone Belt (BGB) in South Africa consists of a succession of supracrustal rocks comprising the so-called Swaziland Supergroup, which ranges in age from *ca.* 3550 to *ca.* 3220 Ma. The Swaziland Supergroup is made up of three main lithostratigraphic units, ~15 km in total thickness: the lower, mostly volcanic, Onverwacht Group and the upper, predominantly sedimentary, Fig Tree and Moodies Groups (Lowe, 1994, , 1999; Lowe and Byerly, 1999, , 2007). A major fault zone, the Inyoka Fault, is believed to represent a tectono-stratigraphic boundary between the northern and southern parts of the BGB. Komatiites, as a new class of rocks, were discovered and first described here (Viljoen and Viljoen, 1969a, 1969b; Viljoen et al., 1983).

Throughout the BGB, the Onverwacht Group includes three lower Formations (Fms.), the Sandspruit, Theespruit, and Komati, which constitute the Tjakastad Subgroup. There are four upper Formations, the Hooggenoeg, Kromberg, Mendon, and Weltevreden, which constitute the Geluk Subgroup (Lowe and Byerly, 1999). Metamorphic grade is mainly greenschist facies, but reaches amphibolite facies near the contact with tonalite domes. The age of the supracrustal rocks is well constrained by U-Pb zircon dating. Felsic volcanic rocks from the

Theespruit Fm. have Pb-Pb and U-Pb zircon ages of 3544 ± 3 to 3547 ± 3 Ma (Kröner et al., 1996). Felsic volcanoclastic sediments within the Komati Fm. have a zircon U-Pb age of 3482 ± 5 Ma (Armstrong et al., 1990). A tuff in the basal part of the Kromberg Fm. has a mean U-Pb zircon age of 3416 ± 5 Ma, whereas zircons from thin felsic ash layers within the Mendon Fm. have a mean age of 3298 ± 3 Ma (Byerly et al., 1996). The Weltevreden Fm. has not yet been dated directly, but it is older than the overlying Fig Tree Group, which has a minimum age of 3259 ± 5 Ma (Byerly et al., 1996), and is correlated with the Mendon Fm.

Within the Tjakastad Subgroup, komatiites and komatiitic basalts dominate the Sandspruit and Komati Fms., whereas the Theespruit Fm. consists mainly of interlayered komatiite flows and felsic tuffs together with thin bands of chert, metapelite, and sandstone (Viljoen and Viljoen, 1969a; Viljoen et al., 1983). The Mendon Fm. of the Geluk Subgroup is also dominated by komatiites and komatiitic basalts, but is distinct from the Komati Fm. in that it contains abundant shallow-water interflow sediments (Lowe and Byerly, 1999). The Weltevreden Fm., although also dominated by komatiites and komatiitic basalts, is composed largely of thick layered flows and sills.

Samples for this study came from three differentiated komatiite lava flows, namely SA501, KBA12, and SA564, approximately 65 m-, 25 m-, and 23 m-thick, respectively. The latter has a well-preserved upper chilled margin and is separated by a fault from the SA501 and KBA12 series flows. The SA501 and KBA12 flows are stacked, with the latter directly overlying SA501. The chilled contacts for these latter two flows were not found. The details of petrography and mineralogy of the studied komatiites are given in (Kareem and Byerly, 2003; Thompson et al., 2003; Kareem, 2005).

3. Analytical methods

Major and minor element analyses in whole-rock samples were carried out at Franklin & Marshall College on fused glass discs following the protocol of (Mertzman, 2000). Major and minor element data for the olivines were obtained via electron probe microanalysis at the University of Maryland (UMD). Lithophile trace element and transition metal data for the chilled margin sample SA564-6 and the olivine separate SA501-1 were obtained via solution ICP MS analysis at UMD.

The procedures for sample preparation and HSE analysis closely followed those described in detail by (Puchtel et al., 2009b), with some modifications. Osmium isotopic measurements

were accomplished via negative thermal ionization mass-spectrometry (NTIMS: (Creaser et al., 1991). All samples were analyzed using a secondary electron multiplier (SEM) detector of a *Thermo-Electron Triton* mass spectrometer at UMD. The measurements of Ru, Pd, Re, Ir, and Pt were performed via inductively-coupled plasma mass-spectrometry (ICP-MS) on a *Nu Plasma* instrument with a triple electron multiplier configuration in a static mode at UMD.

4. Results and discussion

4.1. Major, minor, and lithophile trace element data

The average forsterite contents of the most MgO-rich olivine grains in the three lava flows are 95.1 ± 0.8 (SA501), which is similar to the data of (Kareem and Byerly, 2003) and confirms the notion that the olivines found in Weltevreden komatiites are among the most MgO-rich magmatic olivines ever found in terrestrial lavas. The MgO abundances in whole-rock samples vary in a narrow range within the analyzed parts of both the spinifex (28.8 and 31.3%) and the cumulate zones (40.7-42.7) of the lava flows, and the only available chilled margin sample (SA564-6) contains 30.9% MgO. The major and minor element abundances vary in a regular fashion as a function of MgO content, consistent with immobile behaviour of these elements during alteration; the data plot on tight linear trends that, for the incompatible elements Al_2O_3 , TiO_2 , and V (Fig. 1), give an average intercept at $54.1 \pm 1.0\%$ MgO ($2\sigma_{\text{mean}}$). The chilled margin sample (Fig. 2) is depleted in LREE ($\text{La}/\text{Sm}_N = 0.66$) and is slightly enriched in HREE ($\text{Gd}/\text{Yb}_N = 0.88$), which, together with the average elevated PM-normalized $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2)_N = 1.24 \pm 0.05$, could have these lavas classified as Al-enriched (Nesbitt and Sun, 1976). This apparent Al-enrichment, however, is due to a substantial depletion in Ti, as the Weltevreden komatiites contain much lower Ti abundances compared to the typical Al-undepleted komatiites at nearly the same Al content (Fig. 1). We, thus, classify the Weltevreden komatiites as belonging to the Al-undepleted, or Munro-type.

4.2. Composition of the emplaced komatiite lava

We used two independent approaches outlined in (Arndt, 1986; Puchtel et al., 1996) to calculate the MgO contents of the emplaced komatiite lava. (1) The composition of the upper chilled margin is usually a good proxy for the liquid composition. The upper chilled margin of one of the flows is represented by sample 564-6, which contains $30.9 \pm 0.4\%$ MgO. (2) There is a well-established relationship between the composition of olivine and that of the liquid it crystallized from ((Roeder and Emslie, 1970; Beattie et al., 1991). The average maximum

MgO and minimum FeO contents of the cores of olivine cumulate grains in the Weltevreden flows are $52.6 \pm 0.1\%$ and $4.94 \pm 0.11\%$ ($N=40$, $2\sigma_{mean}$). These olivine compositions can be shown to be in equilibrium with a komatiite liquid containing $31.8 \pm 0.7\%$ MgO. The two independent methods give consistent results that are identical within the uncertainty; the average MgO contents in the emplaced lava is, thus, calculated to be $31.4 \pm 0.9\%$ MgO ($2\sigma_{mean}$). These results indicate that the Weltevreden komatiites are amongst the most magnesian komatiite lavas currently known to have erupted on the Earth's surface.

4.3 Re-Os isotopic and HSE abundance data

The Re-Os isotopic data for the Weltevreden komatiites are plotted on the Re-Os isochron diagram in Fig. 3. The Re-Os data for twelve whole-rock samples and an olivine separate define a precise isochron with an age of 3266 ± 8 Ma and a near-chondritic initial $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.10440 \pm 5$ ($\gamma^{187}\text{Os} = -0.14 \pm 0.05$). This value represents our best estimate of the initial $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ in the source of the Weltevreden komatiites. Using an early solar system initial $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.09531$ (Shirey and Walker, 1998) and the ^{187}Re decay constant $\lambda = 1.666 \times 10^{-11} \text{ year}^{-1}$ (Smoliar et al., 1996), it is calculated that the source of the Weltevreden komatiites would have evolved from $T = 4558$ Ma to its initial $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.10440$ at 3266 Ma with a time-integrated $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} = 0.396 \pm 2$. This value is only slightly lower than the time-integrated $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ in an average late Archean komatiite source of 0.411 ± 9 (Puchtel et al., 2009b) and is identical, within the uncertainty, to the $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} = 0.402$ in the chondritic reference of (Shirey and Walker, 1998). One sample collected from the B₁ subzone plots well below the regression line; its high Re/Os is not supported by the respective ingrowth of ^{187}Os and is likely due to late enrichment in Re. This sample was not included into regression calculations.

The CI chondrite-normalized HSE abundances in the Weltevreden komatiites are plotted in Fig. 4. The Os and Ir abundances in the lava flows vary in a wide range between 1.0 and 12 ppb and were controlled by fractionation of olivine and an Os-Ir rich phase, similarly to their younger counterparts (e.g., (Puchtel and Humayun, 2001; Puchtel et al., 2004b; Puchtel et al., 2009b). Ruthenium shows minimal variations (except for samples with somewhat elevated Cr content, where a small amount of cumulate chromite is likely present) in abundance across the lava flows, indicating that the bulk partition coefficient for Ru, similarly to other Archean komatiites (e.g., (Puchtel and Humayun, 2005; Puchtel et al., 2007; Puchtel et al., 2009b), was close to unity. Rhenium, Pt, and Pd data show strong negative correlations with the MgO

contents and form tight trends that coincide with olivine control lines, which is evidence for their typical incompatible behaviour during komatiite lava differentiation and immobility during lava alteration. In order to calculate the absolute abundances of the HSE in the Weltevreden komatiite source, we used a projection technique that has been previously applied and described in detail in (Puchtel et al., 2004a; Puchtel et al., 2004b; Puchtel and Humayun, 2005; Puchtel et al., 2007; Puchtel et al., 2009a; Puchtel et al., 2009b). The HSE concentrations in the Weltevreden komatiite source calculated using this protocol are presented in Fig. 5. The abundances are similar to those in an average late Archean komatiite source and the total calculated abundances are 80% of those in the modern PM-estimate of (Becker et al., 2006). If the HSE budget of the terrestrial mantle has been established via accretion of large planetesimals after the last major interaction between the core and the mantle (see most recent review in (Walker, 2009), our data indicate that by 3.3 Ga, these materials were largely homogenized within the mantle on the scale of mantle domains sampled by Weltevreden komatiites.

4.4 Origin of the Weltevreden komatiites: wet or dry melts?

We use several lines of evidence to constrain the mode of origin for the Weltevreden komatiites magma. (1) Water is highly incompatible during mantle melting, with the degree of incompatibility similar to that of Ce; the H₂O/Ce ratio is relatively constant in the modern upper mantle, and averages 207±22 (Michael, 1995). The calculated Ce abundance in the Weltevreden source is 0.80±0.05 ppm (Fig. 2), which translates into the H₂O content in the source of 166 ppm, or ca. 0.017 wt%. This indicates extremely dry conditions of the Weltevreden komatiite magma formation. (2) Vanadium partitioning behaviour in silicate magmas can be used as a redox indicator (Canil, 1997, , 1999; Canil and Fedortchouk, 2001; Canil, 2002). It has been shown by these authors that during mafic magma differentiation, the major variable controlling $D_V^{ol/liq}$ is fO_2 , with more oxidized, water-rich arc systems (higher fO_2) having $D_V^{ol/liq} < 0.01$, whereas in the less oxidized, essentially anhydrous, mantle plume and MORB-systems, $D_V^{ol/liq}$ ranges between 0.025 and 0.10. Regression of the V data for the Weltevreden whole-rock samples and the olivine separate (Fig. 1) indicates a bulk differentiation solid-liquid $D_V = 0.10 \pm 0.01$. This value is at the upper end of the range established for the anhydrous systems, and, together with the trace element argument presented above, is strong evidence for high-temperature, anhydrous origin of the Weltevreden komatiite magma.

4.5 Weltevreden komatiites and the temperatures in the Archean mantle

Taking into account that the Weltevreden magmas likely formed via anhydrous melting and using the calculated emplaced lava composition and the protocol of (Nisbet et al., 1993) and (Abbott et al., 1994), we estimate liquidus temperature of the emplaced komatiite lava to be $1596^{\circ}\text{C}\pm 8^{\circ}\text{C}$. This liquidus temperature, using the protocol of (McKenzie and Bickle, 1988; Abbott et al., 1994), is translated into the potential mantle temperature of $1828\pm 24^{\circ}\text{C}$, with the depths of melting initiation of ~ 530 km. This source was, thus, $\sim 230^{\circ}\text{C}$ hotter than the contemporary ambient mantle predicted by secular cooling models (*ca.* 1600°C : (Richter, 1988). Such conditions, whereby the ascending material is $>200^{\circ}\text{C}$ hotter than the ambient mantle, are consistent with those projected for mantle plumes (e.g., (Herzberg et al., 2007). The data are, therefore, most consistent with a mantle plume origin for the Weltevreden komatiites.

6. Concluding Remarks

(1). High-precision Re-Os isotopic and HSE abundance data obtained for a set of remarkably fresh komatiites from the Weltevreden Formation of the Barberton Greenstone Belt define an isochron with an age of 3266 ± 8 Ma and an initial $\gamma^{187}\text{Os} = -0.14\pm 0.05$. The Weltevreden komatiite source is calculated to have contained absolute and relative HSE abundances similar to those in an average late Archean komatiite source of (Puchtel et al., 2009b) and the total abundances that were 80% of those present in the modern PUM estimate of (Becker et al., 2006). If the HSE budget of the terrestrial mantle has been established via accretion of large planetesimals after the last major interaction between the core and the mantle, our data indicate that by 3.3 Ga, these materials were largely homogenized within the mantle on the scale of mantle domains sampled by Weltevreden komatiites.

(2). The source of the Weltevreden komatiites was strongly depleted in highly incompatible lithophile trace elements and is calculated to have contained only *ca.* 0.02% H_2O . This piece of evidence together with the bulk differentiation solid-liquid $D_V = 0.10\pm 0.01$ for the Weltevreden system indicate rather reduced conditions of the komatiite magma formation, similar to those present in modern plume systems.

(3). The Weltevreden komatiite lava contained 31% MgO upon emplacement, is calculated to have had liquidus temperatures of *ca.* 1600°C , and represents one of the hottest lavas ever emplaced on the Earth's surface. The calculated potential mantle temperature of *ca.*

1830°C was ca. 230°C higher than that of the contemporary ambient mantle, which provide additional support to the plume origin model for the Weltevreden komatiites.

Acknowledgments

This work was made possible through the support by the NSF grant EAR-0946629 to ISP; this support is gratefully acknowledged.

Figure Captions

Fig. 1. Variations of TiO₂, Al₂O₃, and V vs. MgO abundances in whole rock komatiites samples and the olivine separate from the Weltevreden Formation.

Fig. 2. Primitive mantle-normalized (Hofmann, 1988) incompatible lithophile element abundances in the Weltevreden emplaced komatiite lava and calculated mantle source.

Fig. 3. Re-Os isochron diagram for the whole-rock komatiite samples and the olivine separate from the Weltevreden Formation.

Fig. 4. CI chondrite-normalized (Horan et al., 2003) HSE abundances in whole-rock samples and the olivine separate from the Weltevreden Formation.

Fig. 5. CI chondrite-normalized (Horan et al., 2003) HSE abundances in the calculated Weltevreden komatiite source compared to an average late Archean komatiite source of (Puchtel et al., 2009b) and a PUM estimate of (Becker et al., 2006).

References

- Abbott, D.H., Burgess, L., Longhi, J., Smith, W.H.F., 1994. An empirical thermal history of the Earth's upper mantle. *J. Geophys. Res.* 99, 13835-13850.
- Armstrong, R.A., Compston, W., DeWit, M.J., Williams, I.S., 1990. The stratigraphy of the 3.5-3.2 Ga Barberton greenstone belt revisited: A single zircon ion microprobe study. *Earth and Planetary Science Letters* 101 (1), 90-106.
- Arndt, N.T., 1986. Differentiation of komatiite flows. *Journal of Petrology* 27 (2), 279-301.
- Arndt, N.T., Leshner, C.M., Barnes, S.J., 2008. *Komatiite*. Cambridge, UK, Cambridge University Press.
- Beattie, P., Ford, C., Russell, D., 1991. Partition coefficients for olivine-melt and orthopyroxene-melt systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 109 (2), 212-224.
- Becker, H., Horan, M.F., Walker, R.J., Gao, S., Lorand, J.-P., Rudnick, R.L., 2006. Highly siderophile element composition of the Earth's primitive upper mantle: Constraints from new data on peridotite massifs and xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70 (17), 4528-4550.
- Byerly, G.R., Kröner, A., Lowe, D.R., Todt, W., Walsh, M.M., 1996. Prolonged magmatism and time constraints for sediment deposition in the Early Archean Barberton

- greenstone belt - evidence from the Upper Onverwacht and Fig Tree Groups. *Precambrian Research* 78 (1-3), 125-138.
- Canil, D., 1997. Vanadium partitioning and the oxidation state of Archean komatiite magmas. *Nature* 389 (6653), 842-845.
- Canil, D., 1999. Vanadium partitioning between orthopyroxene, spinel and silicate melt and the redox states of mantle source regions for primary magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63 (3-4), 557-572.
- Canil, D., Fedortchouk, Y., 2001. Olivine-liquid partitioning of vanadium and other trace elements, with applications to modern and ancient picrites. *Canadian Mineralogist* 39, 319-330.
- Canil, D., 2002. Vanadium in peridotites, mantle redox and tectonic environments: Archean to present. *Earth and Planetary Science Letters* 195 (1-2), 75-90.
- Creaser, R.A., Papanastassiou, D.A., Wasserburg, G.J., 1991. Negative Thermal Ion Mass-Spectrometry of Osmium, Rhenium, and Iridium. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55 (1), 397-401.
- Herzberg, C., Asimow, P.D., Arndt, N., Niu, Y.L., Leshner, C.M., Fitton, J.G., Cheadle, M.J., Saunders, A.D., 2007. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 8, Article Q02006.
- Hofmann, A.W., 1988. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90 (3), 297-314.
- Horan, M.F., Walker, R.J., Morgan, J.W., Grossman, J.N., Rubin, A.E., 2003. Highly siderophile elements in chondrites. *Chemical Geology* 196 (1-4), 5-20.
- Kareem, K. (2005). Komatiites of the Weltevreden Formation, Barberton Greenstone Belt, South Africa: Implications for the chemistry and temperature of the Archean mantle. Department of Geology and Geophysics. Baton Rouge, Louisiana State University. Doctor of Philosophy: 233.
- Kareem, K.M., Byerly, G.R., 2003. Petrology and geochemistry of 3.3 Ga komatiites - Weltevreden Formation, Barberton Greenstone Belt. LPSC XXXIV, Houston, TX.
- Kröner, A., Hegner, E., Wendt, J.I., Byerly, G.R., 1996. The oldest part of the Barberton granitoid-greenstone terrain, South Africa: evidence for crust formation between 3.5 and 3.7 Ga. *Precambrian Research* 78 (1-3), 105-124.
- Lowe, D.R., 1994. Accretionary history of the Archean Barberton Greenstone Belt (3.55-3.22 Ga), southern Africa. *Geology* 22 (12), 1099-1102.
- Lowe, D.R., 1999. Geologic evolution of the Barberton Greenstone Belt and vicinity. In: R., L.D. and Byerly, G.R. (Ed.), *Geological Evolution of the Barberton Greenstone Belt*. Geological Society of America, Special Paper 329, Boulder, 287-312.
- Lowe, D.R., Byerly, G.R., 1999. Stratigraphy of the west-central part of the Barberton Greenstone Belt, South Africa. In: R., L.D. and Byerly, G.R. (Ed.), *Geological Evolution of the Barberton Greenstone Belt*. Geological Society of America, Special Paper 329, Boulder, 1-36.
- Lowe, D.R., Byerly, G.R., 2007. An overview of the geology of the Barberton Greenstone Belt and vicinity: Implications for early crustal development. In: Van Kranendonk, M.J., Smithies, R.H., and Bennett, V.C. (Ed.), *Earth's Oldest Rocks*. Elsevier, Amsterdam, 15, 481-526.
- McKenzie, D., Bickle, M.J., 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology* 29 (3), 625-679.
- Mertzman, S.A., 2000. K-Ar results from the southern Oregon - northern California Cascade range. *Oregon Geology* 62 (4), 99-122.

- Michael, P., 1995. Regionally Distinctive Sources of Depleted MORB - Evidence from Trace-Elements and H₂O. *Earth and Planetary Science Letters* 131 (3-4), 301-320.
- Nesbitt, R.W., Sun, S.S., 1976. Geochemistry of Archaean spinifex-textured peridotites and magnesian and low-magnesian tholeiites. *Earth and Planetary Science Letters* 31 (3), 433-453.
- Nisbet, E.G., Cheadle, M.J., Arndt, N.T., Bickle, M.J., 1993. Constraining the potential temperature of the Archaean mantle: A review of the evidence from komatiites. *Lithos* 30 (3-4), 291-307.
- Puchtel, I.S., Hofmann, A.W., Mezger, K., Shchipansky, A.A., Kulikov, V.S., Kulikova, V.V., 1996. Petrology of a 2.41 Ga remarkably fresh komatiitic basalt lava lake in Lion Hills, central Vetryny Belt, Baltic Shield. *Contrib. Mineral. Petrol.* 124, 273-290.
- Puchtel, I.S., Humayun, M., 2001. Platinum group element fractionation in a komatiitic basalt lava lake. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 17 (65), 2979-2993.
- Puchtel, I.S., Brandon, A.D., Humayun, M., 2004a. Precise Pt-Re-Os isotope systematics of the mantle from 2.7-Ga komatiites. *Earth and Planetary Science Letters* 224 (1-2), 157-174.
- Puchtel, I.S., Humayun, M., Campbell, A., Sproule, R., Leshner, C.M., 2004b. Platinum group element geochemistry of komatiites from the Alexo and Pyke Hill areas, Ontario, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68 (6), 1361-1383.
- Puchtel, I.S., Humayun, M., 2005. Highly siderophile element geochemistry of ¹⁸⁷Os-enriched 2.8-Ga Kostomuksha komatiites, Baltic Shield. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69 (6), 1607-1618.
- Puchtel, I.S., Humayun, M., Walker, R.J., 2007. Os-Pb-Nd isotope and highly siderophile and lithophile trace element systematics of komatiitic rocks from the Volotsk suite, SE Baltic Shield. *Precambrian Research* 158 (1-2), 119-137.
- Puchtel, I.S., Walker, R.J., Anhaeusser, C.R., Gruau, G., 2009a. Re-Os isotope systematics and HSE abundances of the 3.5 Ga Schapenburg komatiites, South Africa: Hydrous melting or prolonged survival of primordial heterogeneities in the mantle? *Chemical Geology* 262 (3-4), 391-405.
- Puchtel, I.S., Walker, R.J., Brandon, A.D., Nisbet, E.G., 2009b. Pt-Re-Os and Sm-Nd isotope and HSE and REE systematics of the 2.7 Ga Belingwe and Abitibi komatiites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73 (20), 6367-6389.
- Richter, F.M., 1988. A major change in the thermal state of the Earth at the Archean-Proterozoic boundary: Consequences for the nature and preservation of continental lithosphere. *Journal of Petrology Spec. Lithosphere Issue*, 39-52.
- Roeder, P.L., Emslie, R.F., 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 29 (4), 275-282.
- Shirey, S.B., Walker, R.J., 1998. The Re-Os isotope system in cosmochemistry and high-temperature geochemistry. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* 26, 423-500.
- Smoliar, M.I., Walker, R.J., Morgan, J.W., 1996. Re-Os ages of Group IIA, IIIA, IVA, and IVB iron meteorites. *Science* 271 (5762), 1099-1102.
- Thompson, M.E., Kareem, K.M., Xie, X., Byerly, G.R., 2003. Fresh melt inclusions in 3.3 Ga komatiitic olivines from the Barberton Greenstone Belt, South Africa. *LPSC XXXIV*, Houston, TX.
- Viljoen, M.J., Viljoen, R.P., 1969a. The geology and geochemistry of the Lower Ultramafic Unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rock. *Geological Society of South Africa Special Publication* 2, 55-86.

- Viljoen, M.J., Viljoen, R.P., 1969b. Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from the Komati formation of the Onverwacht Group. Geological Society of South Africa Special Publication 2, 87-112.
- Viljoen, M.J., Viljoen, R.P., Smith, H.S., Erlank, A.J., 1983. Geological, textural and geochemical features of komatiitic flows from the Komati Formation. Geol. Soc. South Africa Spec. Publ. 9, 1-20.
- Walker, R.J., 2009. Highly siderophile elements in the Earth, Moon and Mars: Update and implications for planetary accretion and differentiation. *Chemie der Erde - Geochemistry* 69 (2), 101-125.

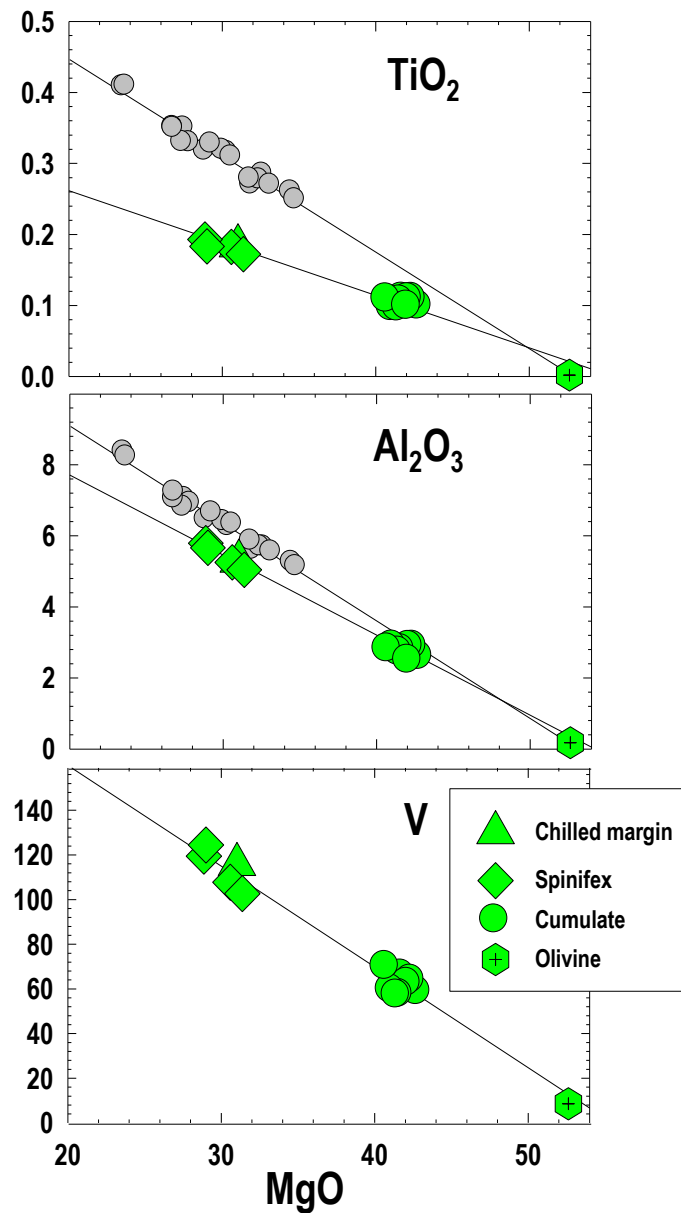


Fig. 1.

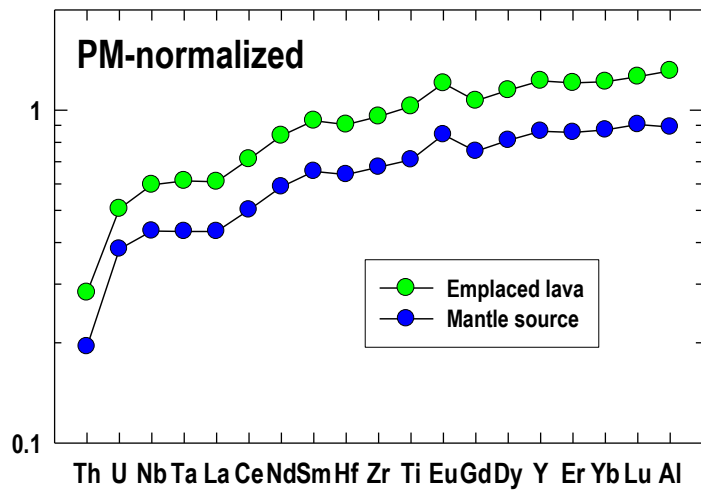


Fig. 2.

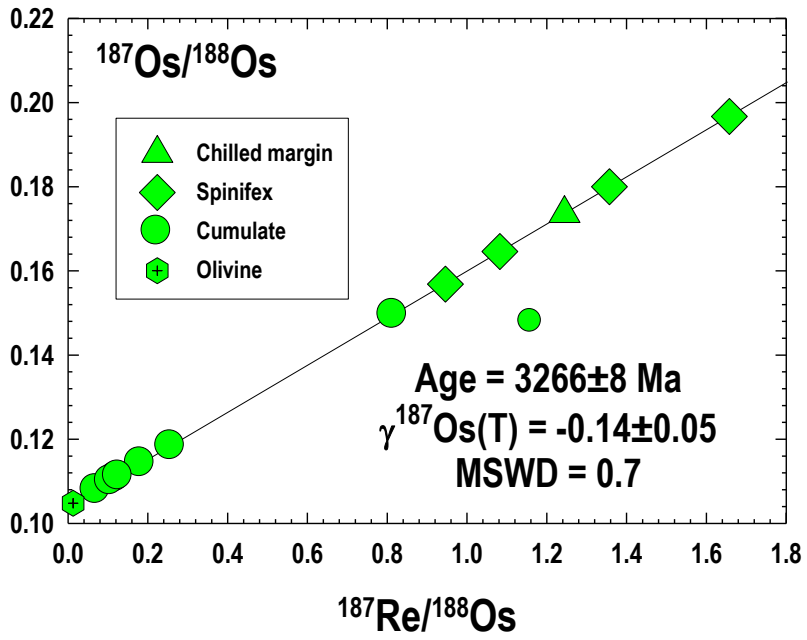


Fig. 3

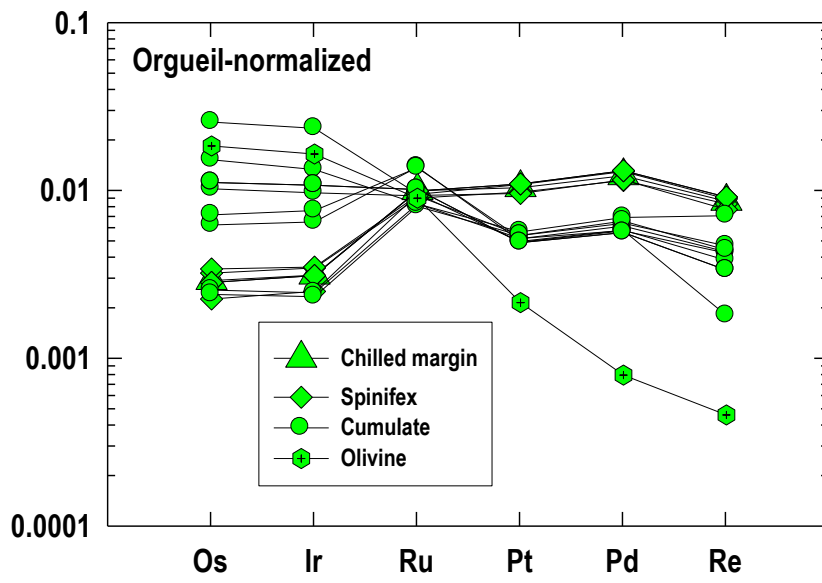


Fig. 4

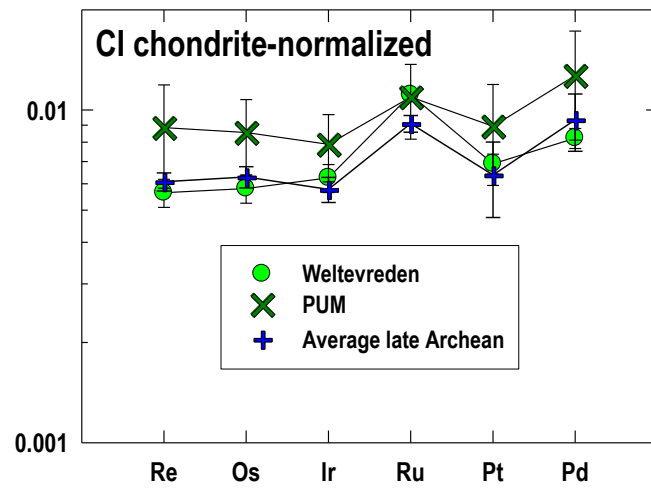


Fig. 5

ANNEXE 7 : COMPOSANTE NON-DEGAZÉE

Localisation	Roche	Echantillon	$^3\text{He}/^4\text{He}$ (R/Ra)	Référence
Alexo, Ceinture Abitibi	Komatiite	M712	26 à 39	Richard et al. (1996)
Zvishavane, Zimbabwe	Komatiite	Z11	0,05	
Ile Gilmour, Canada	Basalte komatiitique	G21	0,14 à 0,17	
Munro, Ceinture Abitibi	Komatiite	MT-02	1,6	Matsumoto et al. (2002)
	Komatiite	MT-03	0,65	
	Komatiite	MT-04	29,2	
	Komatiite	MT-05	12,4 à 30,7	
Ile Gorgona, Colombie	Dunite	GOR503	7,8 à 9,3	Révillon et al. (2002)
	Wehrlite	GOR507	12,4 à 13,1	
	Gabbro	GOR509	13,6 à 18,2	

Compositions isotopiques en He des komatiites d'après Arndt et al. (2008). R/Ra : rapport isotopique de la roche / rapport isotopique atmosphérique.

Le rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ du manteau primitif actuel est fort (> 30 fois le rapport atmosphérique (Hilton *et al.*, 1999)). ^4He est un isotope radiogénique continûment produit dans le manteau par les chaînes de désintégration γ . ^3He , au contraire, n'est pas radiogénique et sa fraction que l'on retrouve dans le manteau est primordiale. Ainsi, quand il est dégazé lors d'un épisode de fusion, le manteau perd l'essentiel de son He de rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ fort qui est ensuite lentement remplacé par production radioactive par du ^4He seul. Ainsi, les roches à fort rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ indiquent des sources qui ont peu ou pas dégazé leur ^3He primordial et les roches à faible rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ (i.e. plus proche du rapport atmosphérique) ont soit été rééquilibrées durant l'altération, soit proviennent de sources fortement dégazées.

Quelques études de la composition isotopique en He des komatiites ont été menées (Tableau 2). Elles montrent qu'au moins une partie des komatiites (d'Abitibi et de Gorgona) ont un rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ fort, c'est à dire avec une forte composante primordiale. Ceci indique que les sources comprenaient au moins une partie de manteau non-dégazé (provenant probablement manteau inférieur).

Cette thèse est dédiée à ceux qui ont rendu ma route meilleure
et qui m'ont fait grandir.

Iain, Nick, Gary, Maud, Kate, Maman, Papa, le doc palois, Anne, les Lombards,
Jennifer, Susan, Varghese, Ludo, Fernand, Daphné, Dr Pion, Juliette, Julie,
Xavier, Marion, Dr Ciavaldini, Mapi, Dédé, Igor, Yvan, Ghislain, Martin,
Romain, Martina, Thibault, Alvaro, la familia Saez, Julien, Anne-Sophie (D),
Elodie, Elsa, Camille, Karim, Alexandre, Anne-Sophie (R), Maxime, L'équipe
de foot du LGCA, Estelle...

Et à mes grands-parents qui seraient fiers de moi.
Anita, Bon-papa, Mamie, Papi.