



**HAL**  
open science

## L'altération des komatiites

Yann Lahaye

► **To cite this version:**

Yann Lahaye. L'altération des komatiites. Géochimie. Université Rennes 1, 1995. Français. NNT : .  
tel-00655890

**HAL Id: tel-00655890**

**<https://theses.hal.science/tel-00655890>**

Submitted on 3 Jan 2012

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

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

Y. LAHAYE

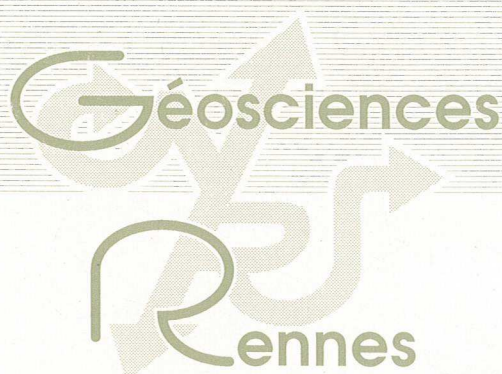
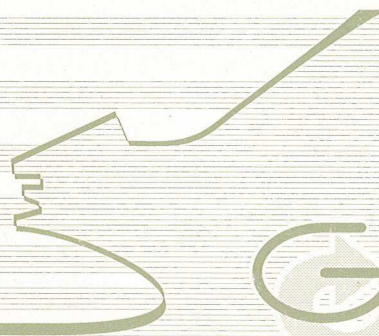
ISSN 1240-1498

ISBN 2-905532-63-7

**l' altération  
des komatiites**

MEMOIRES

1995



n° 64

**MEMOIRES DE GEOSCIENCES - RENNES**

**n° 64**

**Yann LAHAYE**

**L'ALTERATION DES KOMATIITES**

**Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I  
soutenue le 3 Février 1995**

**Géosciences - Rennes  
UPR-CNRS n°4661  
Université de Rennes I  
Campus de Beaulieu  
F - 35042 - RENNES Cédex  
(France)**

**1995**



**ISSN : 1240-1498**

**ISBN : 2-905532-63-7**

**1995**

**GEOSCIENCES-RENNES  
UPR-CNRS n°4661  
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu  
F-35042-RENNES Cédex (France)**

**Yann LAHAYE**

**L'altération des komatiites.**

**Mémoires de Géosciences Rennes, n° 64, 230 p.**



## Remerciements

Ce mémoire est le résultat de trois ans de travail au laboratoire de Pétrologie sous la direction de N.T. Arndt. Je tiens donc à le remercier vivement pour m'avoir fait confiance et pour la qualité de son encadrement.

Ce travail de thèse s'inscrit en continuité des études menées au laboratoire de géochimie de Rennes par Sylvie Tourpin sur les komatiites de la ceinture de Kuhmo en Finlande. Ces travaux ont démontré les effets très importants de l'altération sur les komatiites de Finlande. Afin d'étendre le raisonnement aux komatiites des autres ceintures de roches vertes, plusieurs personnes nous ont apporté leur aide en me fournissant des échantillons. Je remercie donc Gary Byerly et S.J. Barnes de m'avoir fourni certains de ces échantillons.

Mes remerciements s'adressent également aux membres du Jury qui ont accepté de juger ce travail (Serge Fourcade, Francis Albarède, John Ludden, Catherine Chauvel, Gérard Gruau, Sylvain Blais, Nick Arndt).

Je suis particulièrement reconnaissant à Gérard Gruau, Catherine Chauvel, Francis Albarède et Christophe Lécuyer pour les discussions que nous avons eues et qui ont grandement amélioré la qualité du manuscrit.

Ce travail n'aurait pu être réalisé sans l'efficacité de nombreux ingénieurs, techniciens et secrétaires des laboratoires de géochimie isotopique et de Pétrologie cristalline de Géoscience Rennes ainsi que de l'Université de Montréal. Je remercie Nicole Morin et Joël Mace de m'avoir initié aux joies de la spectrométrie de masse ainsi que Jean Cornichet et Odile Henin pour la partie chromatographie. Je remercie Gilles Gauthier et Amira Khoury pour leurs études sur la psychologie capricieuse de l'ICP-MS et LA-ICP-MS. Je remercie M. A. Chassonneau pour ses conseils pour rester "zen" au cours des longues périodes de "hand picking". Je remercie Martine Le Coz-Bounhik et Michel Lemoine pour les analyses par fluorescence X, Suzanna Bouille pour la diffractométrie de RX, Xavier Le Coz pour les lames minces, René Aubry et Jean Bertrand pour le broyage des échantillons ainsi que Arlette Falaise, M.H. Fichet-Delavault et Joanne Tremblay pour leurs nombreux services.

Je dois à François Martineau et Serge Fourcade la possibilité d'avoir réalisé les analyses des compositions isotopiques en oxygène et carbone de certaines komatiites et minéraux.

Je remercie les québécois et autres canadiens d'importation pour leurs accueils chaleureux dans leurs belles provinces. Merci à Shirley Peloquin, Janet Dunphy, Michel Kuntz et Genevieve, Amel Rahmani-Stiquel. Je suis toujours convaincu que vous avez réussi à faire descendre les montréalais dans la rue pour mon arrivée et non pas pour une vague histoire de coupe Stanley.

Je remercie particulièrement Catherine Chauvel pour ses nombreux conseils analytiques et de son soutien logistique (et ludique).

Merci aux amis géologues ou non qui ont du supporter mon caractère, je pense entre-autre à Philippe Boulvais, Olivier Bour, Abder Essaifi, Sylvain Gallet, Alain Kouamelan, Yannick Garcia, Djamel Hallalouche, Alain Potrel, Tristan Euzen, Delphine Rouby, Alain Crave, Erwan et Catherine Hallot, Marilda Santos Pinto, Jean Alix Barrat, Zorano De souza, Aziouz Ouabadi, Mélanie Griselin, Delphine Miau, Christine Riou, Valérie Chavagnac, Alain Belliard, Françoise Belliard.

Je remercie mes parents et Catherine pour le soutien que vous m'avez apporté et la compréhension dont vous avez fait preuve.





## SOMMAIRE

<b>Abstract</b>	<b>5</b>
<b>Introduction</b>	<b>7</b>
<b>Première partie : La ceinture de roches vertes d'ABITIBI</b>	<b>17</b>
Contexte géologique	19
<b>Chapitre I - Alteration of a komatiitic flow: Alexo, Canada. (article)</b>	<b>23</b>
Abstract	24
Introduction	26
Background information	27
Petrology and Mineralogy	29
Chemical data	34
Identification and quantification of element mobility	38
Initial Nd isotopic and trace element composition	55
Tableaux	57
<b>Chapitre II - La carbonatation des komatiites: Texmont, Canada</b>	<b>65</b>
II - 1- Introduction	65
II - 2 - Travaux antérieurs	67
II - 3 - Pétrologie et minéralogie	68
II - 4 - Géochimie	74
II - 4 - 1 Méthodes analytiques	74
II - 4 - 2 Résultats	74
II - 4 - 2 A Géochimie des éléments majeurs et en traces	74
II - 4 - 2 B Compositions isotopiques en Néodyme	83
II - 4 - 2 C Compositions isotopiques en Oxygène et Carbone	85
II - 5 - Discussion	87
II - 5 - 1 Mobilités géochimiques liées à la carbonatation	88
II - 5 - 2 Composition et origine des fluides	96
II - 5 - 3 Chronologie des altérations	102
II - 5 - Conclusions	105
<b>Conclusion de la première partie</b>	<b>107</b>

<b>Deuxième partie : La ceinture de roches vertes de BARBERTON</b>	<b>109</b>
II - 1- Introduction	111
II - 2 - Contexte géologique	113
II - 3 - Pétrologie et minéralogie	118
II - 4 - Géochimie	123
II - 4 - 1 Méthodes analytiques	123
II - 4 - 2 Résultats	123
II - 4 - 2 a Basaltes komatiitiques de la formation de Weltevreden	125
II - 4 - 2 b Basaltes komatiitiques de la formation de Mendon	130
II - 4 - 2 c Komatiites et basaltes komatiitiques de la formation de Komati	132
II - 5 - Discussion	134
II - 5 - 1 Mobilités géochimiques	134
II - 5 - 2 Origine des fluides	139
II - 6 Conclusions	141
<b>Troisième partie : Alteration des compositions géochimiques, isotopiques (Nd, O) et source des komatiites.</b>	<b>143</b>
- The influence of alteration on the trace-element and Nd isotopic compositions of komatiites. (article)	145
Abstract	147
1- Introduction	148
2- Geological background	149
2 - a Abitibi belt, Canada	149
2 - b Barberton belt, South Africa	149
3 - Petrology and Mineralogy	150
4 - Analytical methods	151
5 - Results	153
5 - 1 ~ 2.7 Ga komatiites from the Alexo area	153
5 - 2 ~ 2.7 Ga komatiites from the Texmont area	153
5 - 3 ~ 3.3 Ga komatiitic basalts from the Weltevreden Formation	157
5 - 4 ~ 3.3 Ga komatiitic basalts from the Mendon Formation	157
5 - 5 ~ 3.3 Ga komatiites from the Komati Formation	157
5 - 6 Summary of the main geochemical features	158

6 - Discussion	159
6 - 1 Mobility of HFSE and REE during alteration	159
6 - 2 Which elements are mobile ?	163
6 - 3 Factors influencing trace-element mobility in komatiites	163
6 - 4 Nd isotopes compositions of altered komatiites	166
7 - Primary HFSE compositions of altered komatiites	166
Tableaux	169

- II-2 Nd isotopic and trace element in komatiites: Mantle source compositions and element mobility. (article)	179
-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

<b>CONCLUSION GENERALE</b>	189
----------------------------	-----

<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES</b>	193
------------------------------------	-----

<b>ANNEXES</b>	215
----------------	-----

**Annexe A: Procédures analytiques**

**Annexe B: Résultats analytiques**



## ABSTRACT

### Alteration of komatiites

To test the capacity of komatiites to preserve the geochemical and isotopic (Sr, Nd, O) signatures of their source in the Archean mantle, alteration of komatiitic basalts and komatiites flows from two well studied greenstone belts: Abitibi (Alexo, Texmont) and Barberton (Komati, Mendon and Weltevreden Formation) were studied.

The best preserved komatiites have major and trace element concentrations compatible with olivine fractionation. Only alkali elements (Rb, Sr, K, Na) are mobilized. In more altered komatiites, the ratios of High-Field-Strength-Elements (HFSE) to Rare Earth Elements (REE) are variable, producing variable within-flow anomalies. These are due to mobility of these elements during hydrothermal alteration rather than to fractionation of high-pressure minerals as suggested by other authors. However well preserved komatiites from Barberton have trace element ratios compatible with the fractionation of majorite.

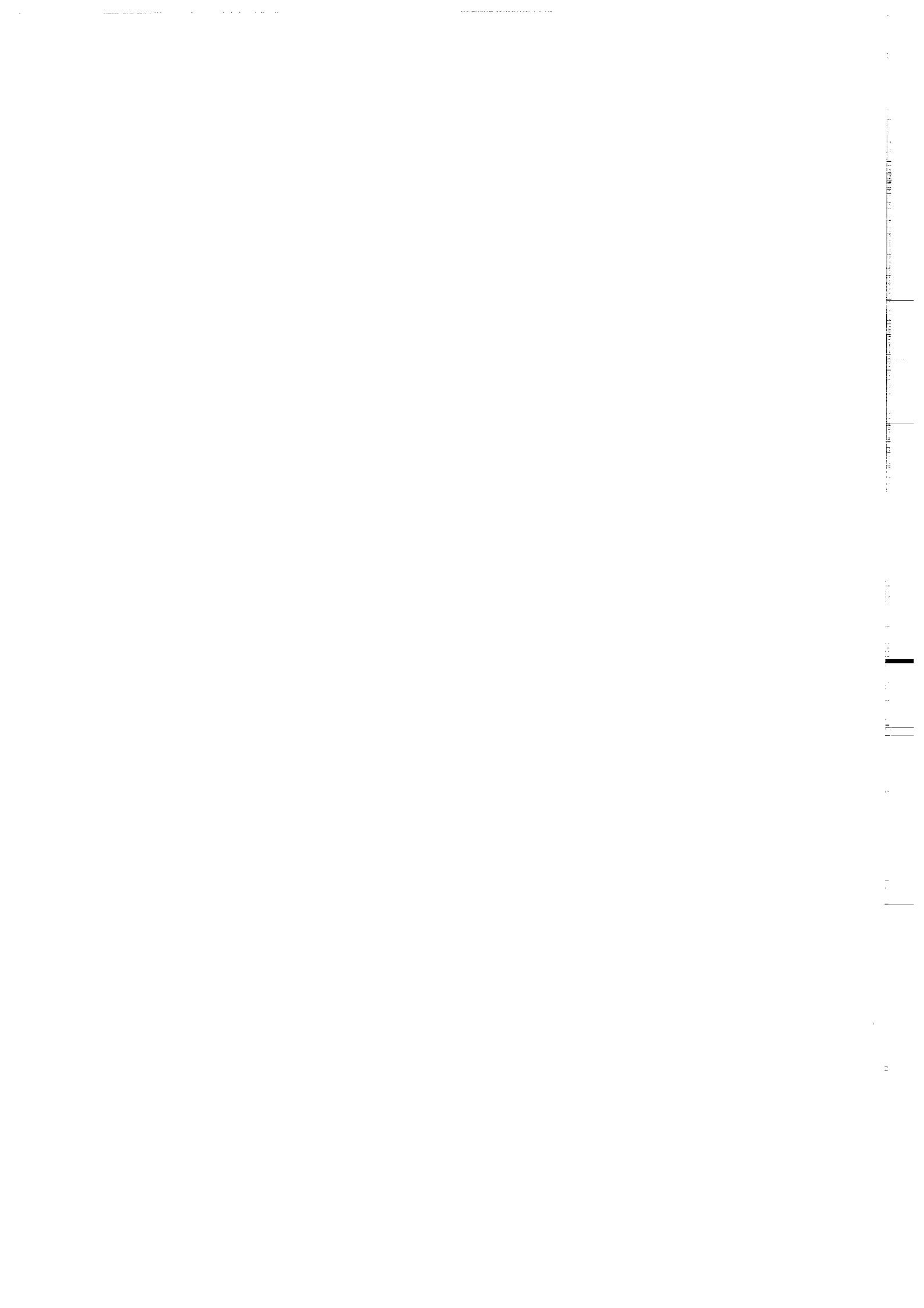
To obtain the original isotopic composition of these komatiitic flows, Nd and oxygen isotopic compositions were measured on primary minerals. From isotopic data on primary pyroxenes it appears that the source of the Alexo komatiites (Abitibi) have an initial Nd isotopic value which is higher than the value obtained on basalts from the same region. These differences are compatible with a plume model for komatiite genesis. Pyroxenes from the Weltevreden Formation in Barberton gave an initial Nd isotopic value higher than other whole rocks from Barberton. Geochemical mobility and later perturbations of isotopic systems such as Nd, Sr, O on a whole rock scale are explained by isotopic exchange and by later trace element fractionation.

The main factors that control syn- to post- geochemical mobility in altered komatiites are (1) the composition of the hydrothermal fluid, (2) the low initial trace element concentrations of komatiites, (3) the nature of the secondary phases which concentrate these trace elements and (4) volcanic textures and structures.

**Key words** : Archean mantle, komatiite, hydrothermal, mobility, isotopical exchange, mantle plume, Sm-Nd, Rb-Sr.



# INTRODUCTION





## Introduction

Le but de ce mémoire est de tester la capacité des komatiites à préserver leur composition minéralogique, géochimique et isotopique primaire, caractéristique du manteau archéen, au cours de l'altération.

Après une brève description des caractéristiques pétrographiques et géochimiques des komatiites, je rappellerai les principaux problèmes liés à l'étude de ces roches volcaniques archéennes ainsi que les méthodes proposées par différents auteurs pour les résoudre.

Afin de quantifier les processus d'altération, une méthodologie propre à l'étude des komatiites a été développée et résumée en fin d'introduction.

### *Que sont les komatiites?*

C'est en 1969 que Viljoen & Viljoen ont pour la première fois décrit la présence des komatiites qui depuis ont été découvertes dans presque toutes les ceintures de roches vertes archéennes (Viljoen & Viljoen, 1969a; Viljoen & Viljoen, 1969b; Arndt & Nisbet, 1982; Auvray et al., 1982; Blais & Auvray, 1990; Arndt, 1995). Selon la définition proposée par Arndt & Nisbet (1982) les komatiites sont des roches volcaniques ultrabasiques ayant plus de 18% de MgO. Les komatiites forment des séries de différenciation depuis des komatiites ultrabasiques (MgO > 18%) jusqu'aux basaltes komatiitiques (MgO > 8%). La paragenèse caractéristique des komatiites est un assemblage de olivine + pyroxène + verre ± chromite, auxquels s'ajoute le plagioclase dans la matrice des basaltes komatiitiques. Les komatiites sont donc reconnaissables par leurs compositions minéralogiques et chimiques ainsi que par leurs textures indiquant une origine extrusive.

### *Quelles sont les caractéristiques des komatiites?*

Les komatiites sont un composant classique des ceintures de roches vertes Archéennes à quelques exceptions telles que les komatiites de Cape Smith (Canada ~ 1.9 Ga) et de l'île Gorgona en Colombie d'âge crétacé-tertiaire (Aitken & Echeverria, 1984; Echeverria & Aitken, 1986).

Les minéraux primaires tels que les olivines, les pyroxènes et les spinelles ont des formes aciculaires, squelettiques, plates ou larges à l'origine d'une grande variété de textures (Donaldson, 1982; Lofgren, 1980;

Arndt, 1983). Ces textures en spinifex sont caractéristiques des komatiites. L'origine de cette texture est liée à la température élevée de mise en place (~1600°C) de ses magmas komatiitiques (Nisbet et al., 1993).

Les coulées komatiitiques montrent aussi des litages à texture et compositions différentes dans leurs parties à spinifex (Arndt, 1995)

L'origine de ce litage est toujours débattue. Les théories les plus récentes (Turner et al., 1986) proposent que les liquides komatiitiques à l'intérieur des coulées convectent de façon turbulente, empêchant ainsi les olivines de se séparer du liquide. Quand la concentration en phénocristaux du liquide turbulent atteint un niveau critique, la convection cesse, un niveau à spinifex se solidifie. Ce modèle de différenciation des coulées komatiitiques implique une croissance du niveau à spinifex depuis le sommet vers la base de la coulée (Turner et al., 1986; Arndt, 1986a).

### *Pourquoi étudier les komatiites?*

Ces roches d'origine mantelliques sont caractéristiques de l'Archéen. Elles constituent donc des témoins privilégiés de la composition géochimique et isotopique du manteau à cette époque. A partir des compositions mesurées sur ces roches et de celles correspondant aux basaltes actuels, de nombreux modèles d'évolution de la composition du manteau ont été proposés (Zindler, 1982; Albarède & Brouxel, 1987; Smith & Ludden, 1989; Galer et al., 1989; Mc Culloch & Bennett, 1994). Ces roches sont donc indispensables pour modéliser l'évolution de la Terre et de son système croûte-manteau.

Cependant les caractéristiques pétrographiques et géochimiques de ces roches basiques et ultrabasiques archéennes diffèrent de celles que l'on observe sur les roches dérivées du manteau supérieur actuel (par exemple les MORB). Ces différences semblent indiquer que les komatiites seraient les témoins d'un magmatisme volcanique Archéen différent de celui que l'on observe actuellement au niveau des rides médio-océaniques.

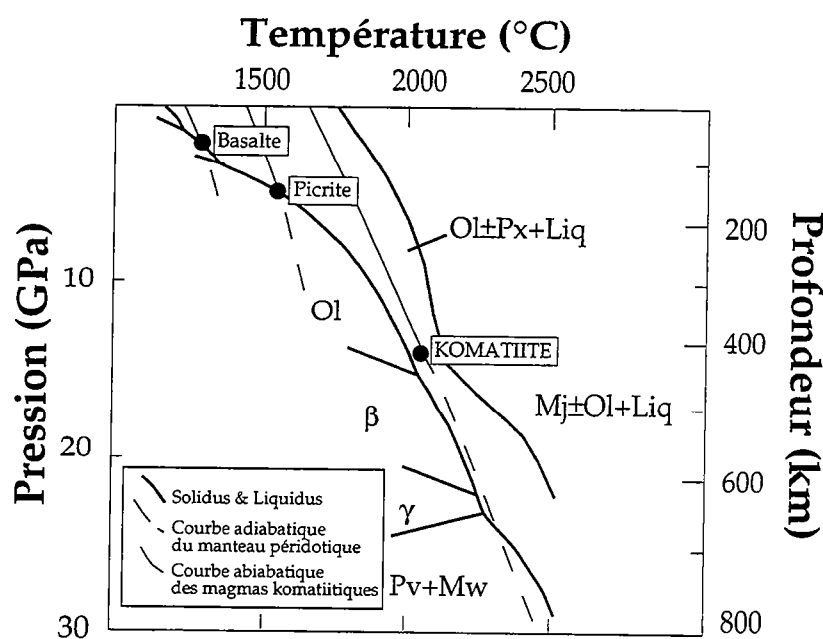
### *Problèmes liés à l'étude des komatiites*

#### *Source des komatiites:*

Des études récentes basées sur les estimations de la température d'émission des komatiites (Nisbet et al., 1993), les coefficients de partage

expérimentaux de phases silicatées à haute pression (Ohtani et al., 1989; Kato et al., 1988), la composition des liquides komatiitiques piégés dans les olivines (McDonough & Ireland, 1993) ainsi que des critères stratigraphiques, pétrographiques, géochimiques et isotopiques tendent à montrer que les komatiites ont une origine beaucoup plus profonde que celle des basaltes des rides médio-océaniques actuelles, et correspondraient à un magmatisme de type plume (Campbell et al., 1989; Storey et al., 1991; Bickle, 1993; Bickle et al., 1994).

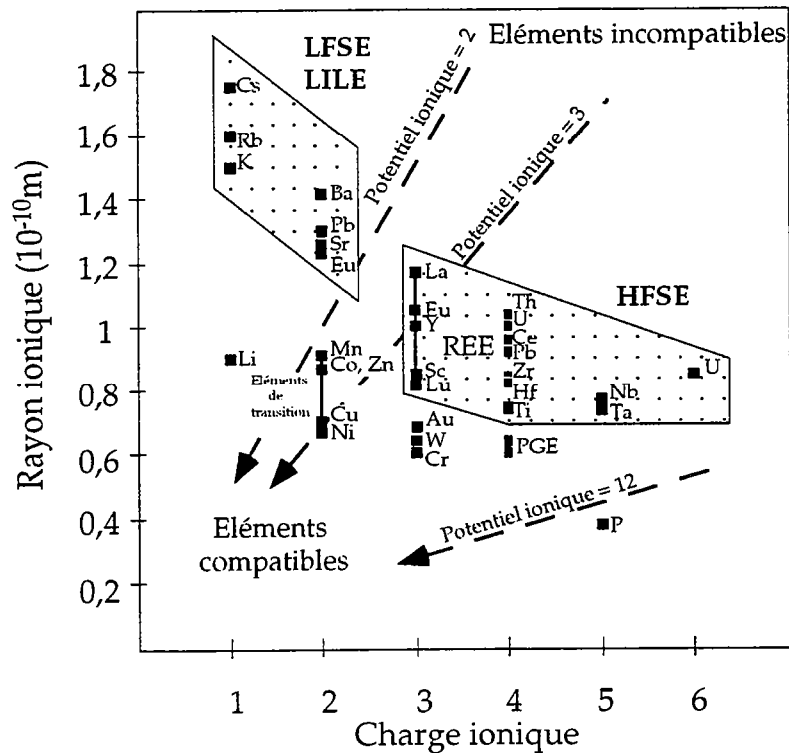
Selon le modèle de Jarvis & Campbell (1983) la source des komatiites serait donc différente et plus profonde que celle des basaltes de type MORB. Le chemin suivi par le plume mantellique intercepterait le solidus à une profondeur de l'ordre de 600 kms (figure 1). La source des komatiites se situerait donc au minimum à l'interface manteau supérieur/manteau inférieur. Elle serait donc différente de celle des MORB mais pourrait être équivalente à celle des basaltes des îles océaniques actuelles. Selon ce modèle les ceintures de roches vertes seraient les équivalents des plateaux océaniques actuels tels que Ontong Java dans le Pacifique (Storey et al., 1991; Tarduno et al., 1991).



**Figure 1:** Diagramme pression-température montrant le liquidus et le solidus d'un manteau péridotitique (Takahashi, 1986), et les chemins suivis par les liquides basaltiques, picritiques et komatiitiques (Miller et al., 1991). Ol = olivine; Px = pyroxène; Liq = liquide; Mj = majorite; Pv, perovskite; Mw, magnésowüstite;  $\beta$ ,  $\gamma$  = polymorphe de haute pression de l'olivine. Cette figure est extraite de Jochum et al. (1990).

*Préservations des compositions initiales:*

Bien que les komatiites soient généralement utilisées pour déterminer la composition du manteau Archéen (Jahn et al., 1982; Sun, 1984; Dupré & Arndt, 1987; Jochum et al., 1990; Herzberg, 1992), ces roches sont le plus souvent hydrothermalisées et métamorphisées (Arndt, 1986b). Ces processus sont à l'origine de la mobilité d'un grand nombre d'éléments. Du fait de leur âge Archéen (>2,5 Ga), les komatiites peuvent être affectées par les orogénèses plus récentes, remobilisant les cratons Archéens. Ces différents épisodes métamorphiques, d'intensité et de durées variables se traduisent par une hétérogénéité des assemblages minéralogiques secondaires. Les effets de ces recristallisations sur la géochimie et les compositions isotopiques sont encore mal compris.



**Figure 2:** Charge ionique des éléments en fonction de leurs rayons ioniques. Un potentiel ionique d'une valeur de 2 sépare les éléments incompatibles à faibles potentiels ioniques (LFSE ou LILE) des éléments à forts potentiels ioniques (HFSE). Les éléments immobiles dans les systèmes aqueux ont des potentiels ioniques compris entre 3 et 12. Cette figure est extraite de Rollinson (1993).

On distingue généralement deux groupes d'éléments selon leurs comportements lors des interactions fluide-roche. Ces deux groupes d'éléments sont distingués selon leur rayon et leur charge ionique (figure 2): (a) les éléments à faible potentiel ionique baptisés Low Field Strength Elements (LFSE) ou Large Ion lithophile Element (LILE) mobiles en milieu hydraté; (b) les éléments à fort potentiel ionique ou High Field Strength Elements (HFSE) , parmi lesquels se trouvent les Terres rares (REE), qui forment des hydroxydes peu solubles en milieu hydraté. Dans la littérature, on distingue les Terres Rares des autres HFSE (Zr, Hf, Nb, Ta). Ces éléments sont généralement utilisés dans les études pétrogénétiques, étant donné leur comportement incompatible et leur immobilité en milieu hydraté. Les rapports entre ces éléments sont généralement regardés comme reflétant ceux de la source.

Cependant, des études récentes sur les komatiites de la région de Crixas (Brésil, Arndt et al., 1989) et de la Finlande (Tourpin, 1991; Tourpin et al., 1991; Gruau et al., 1992) démontrent que les éléments à fort potentiel ionique peuvent être aussi mobiles et ne reflètent donc pas nécessairement les compositions primaires de la source mantellique des komatiites.

Les komatiites des ceintures de roches vertes archéennes subissent généralement plusieurs épisodes d'altération. Ces transformations des paragenèses et des compositions géochimiques et/ou isotopiques initiales des komatiites peuvent avoir des origines très diverses. On distingue plusieurs types d'altération: (1) un hydrothermalisme sous marin contemporain de la mise en place pouvant être identique à celui que l'on observe au niveau des rides médio-océaniques actuelles; (2) une altération liée à l'enfouissement des séries volcaniques; (3) une altération liée à la mise en place de magmas tardifs granitiques et/ou alcalins, recoupant les ceintures de roches vertes lors des processus d'accrétion et induisant une circulation de fluides tardifs à l'intérieur des séries volcaniques antérieures. Au cours de la mise en place de ces magmas tardifs des processus impliquant des équilibres entre les minéraux et les fluides ont été reconnus. On distingue l'altération deutérique qui s'effectue à des températures légèrement inférieures à celle du solidus et l'altération hydrothermale qui s'effectue à des températures nettement plus faibles (Ragland, 1989). Ces processus magmatiques et métamorphiques induisent des métasomatismes qui ont pour conséquence la modification de la composition géochimique initiale de la roche.

### *Comment quantifier ces processus d'altération?*

Les méthodes:

Différentes méthodes ont été proposées pour quantifier les mobilités géochimiques au sein des roches métamorphisées des ceintures Archéennes. Beswick & Soucie (1978) et Beswick (1982) à partir des diagrammes ( $\log X/Z$  en fonction de  $\log Y/Z$ ) de rapports moléculaires développés par Pearce (1970), ont tenté de contraindre les mobilités en éléments majeurs et traces dans les basaltes et komatiites altérées. Ces méthodes graphiques permettraient de discriminer les komatiites altérées des komatiites préservées de l'altération selon leur répartition à l'intérieur de champs déterminés de façon empirique. Cependant, il a été démontré par Rollinson & Roberts (1986) que les corrélations observées sur ces diagrammes était contrôlé par des paramètres purement mathématiques sans signification géologique.

Plus généralement, différentes méthodes sont proposées dans la littérature pour quantifier les mobilités géochimiques lors des interactions fluides/roches. Les équations de Gresens (1967) et de Grant (1986) permettent de quantifier les pertes et les gains ainsi que les variations de volume associées à l'altération. Afin de quantifier les mobilités géochimiques, les compositions initiales et finales des roches totales ainsi que les compositions des principales phases minéralogiques primaires et secondaires qui les composent, doivent être connues. Dans le cas des coulées komatiitiques, l'hétérogénéité des compositions initiales des roches totales liées à la cristallisation fractionnée ainsi que l'hétérogénéité des compositions géochimiques du verre (généralement altéré ou recristallisé) qui les composent rendent hasardeuse l'utilisation des techniques de quantification des mobilités proposées par Gresens (1967) et Grant (1986).

*La démarche:*

Dans le but de quantifier les effets de l'altération par rapport aux effets primaires de la cristallisation fractionnée, cette étude a été restreinte à l'échelle de la coulée dans les différentes régions et formations étudiées. Cette méthode nous permet; (1) de contrôler les processus primaires de différenciation tels que la fusion partielle et la cristallisation fractionnée; (2) de contraindre l'homogénéité isotopique initiale de notre étude. Les variations géochimiques à l'intérieur des coulées sont uniquement

contrôlées par le fractionnement de phases primaires telle que l'olivine. Connaissant la composition chimique des olivines en équilibre avec les liquides komatiitiques et la composition de ce liquide initial, la droite de fractionnement et l'accumulation de l'olivine constituent donc un outil idéal pour quantifier les mobilités géochimiques à l'intérieur des coulées komatiitiques.

Afin de connaître la composition isotopique initiale des komatiites et de connaître les effets du fractionnement des phases primaires sur les éléments en traces, la démarche la plus logique consiste à analyser ces phases primaires. Les techniques récentes de dosage in situ par sonde ionique des éléments en trace sur des bulles de liquides komatiitiques piégées dans des olivines primaires (McDonough & Ireland, 1993) constituent une approche analytique difficile. Une autre approche consiste à séparer les minéraux primaires de la roche totale lorsque ces minéraux sont encore préservés dans les coulées, puis de les analyser par des techniques plus classiques telles que l'ICP-MS et la dilution isotopique. Cependant la taille des minéraux et leurs formes généralement aciculaires ainsi que les faibles concentrations en éléments en traces à l'intérieur de minéraux tels que l'olivine et le pyroxène restent des obstacles analytiques difficiles à surmonter.

Ces problèmes analytiques de dosage des éléments en traces et de séparation des phases minéralogiques primaires, quand elles sont présentes, obligent généralement les chercheurs à travailler à l'échelle de la roche totale. Il est donc important de comprendre les effets de l'hydrothermalisme et du métamorphisme sur la composition pétrographique, géochimique et isotopique des komatiites. Dans le but de vérifier ces effets, une étude pétrologique, géochimique et isotopique a donc été entreprise sur des coulées komatiitiques archéennes provenant des ceintures de roches vertes les mieux décrites à travers le Monde (Abitibi et Barberton), d'âges différents et ayant subi des interactions fluide-roche de nature et d'intensité variables.

Dans le but d'étudier le contrôle textural et minéralogique sur la distribution des éléments en traces au cours de l'altération, les principales phases minéralogiques primaires et secondaires de ces coulées ont donc été séparées puis analysées. Les compositions isotopiques (Nd, Sr, O) de certaines roches totales et minéraux ont aussi été analysées dans le but de déterminer la composition isotopique primaire de la source de ces komatiites, de modéliser et calculer l'âge et les effets des perturbations isotopiques secondaires.

### *Organisation du mémoire*

Cette thèse est constituée de trois chapitres.

Le premier chapitre expose les données et les interprétations concernant les effets de l'altération sur les coulées de la région d'Alexo et de Texmont dans la ceinture de roche verte Abitibi. Les coulées provenant de cette ceinture sont de même âge (2,7 Ga) mais ont subi des altérations différentes. La coulée d'Alexo (Chapitre I) est localement exceptionnellement bien préservée, et constituera le pôle non altéré de cette étude. Par opposition, les komatiites de la région de Texmont, ont subi une intense carbonatation. Ce qui nous permettra d'étudier les effets de ce processus d'altération sur la pétrographie et la géochimie des komatiites. Ce processus est fréquemment rencontré dans les ceintures de roches vertes archéennes.

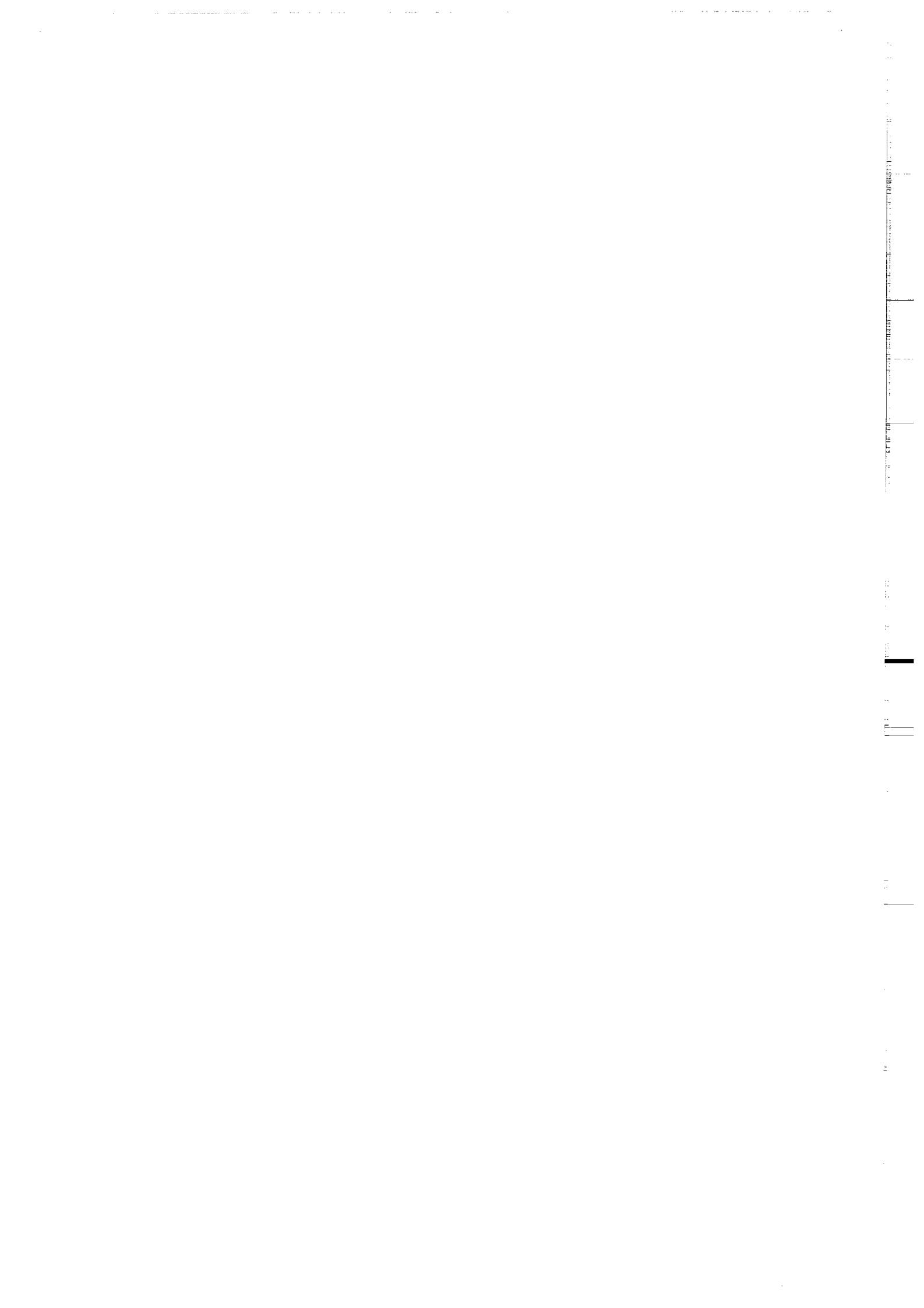
Le deuxième chapitre expose les données et quelques interprétations concernant la pétrographie et les mobilités géochimiques associées à l'altération des komatiites et basaltes komatiitiques de différentes formations plus ou moins bien préservées de la ceinture de roches vertes de Barberton (3,2-3,5 Ga). Ces komatiites ont des caractéristiques originales qui les distinguent des komatiites de la ceinture de roches vertes d'Abitibi étudiées dans le premier chapitre.

Le troisième chapitre rappelle brièvement les résultats des deux premiers chapitres pour une discussion plus approfondie des processus contrôlant les variations géochimiques et isotopiques secondaires de ces roches. Ce chapitre est une synthèse des résultats obtenus sur les komatiites provenant de ces deux ceintures Archéennes. Il est présenté sous forme d'articles traitant (1) du comportement des éléments en traces et des systèmes isotopiques au cours de l'altération (2) des caractéristiques géochimiques et isotopiques des komatiites et de leur source.



# PREMIERE PARTIE

La ceinture de roches vertes d'Abitibi  
(Canada)



## CONTEXTE GEOLOGIQUE

## Les komatiites de la ceinture de l'Abitibi

La ceinture Abitibi représente une sous-province de la province Supérieure. Cette ceinture est bordée à l'ouest par la zone structurale Kapuskasing, à l'Est et au Sud-Est par le front de Grenville et au Nord par les gneiss Archéens de la sous-province d'Opatca. Les fronts de Grenville et de Kapuskasing sont des structures post-archéennes qui juxtaposent des terrains de haut grade avec des roches supracrustales archéennes de bas grade. Ludden & Hubert (1986) ont subdivisé la ceinture de l'Abitibi en quatre domaines (figure 1): les zones volcaniques Nord et Sud ainsi que deux régions centre et sud dominées par des roches granitiques et métasédimentaires.

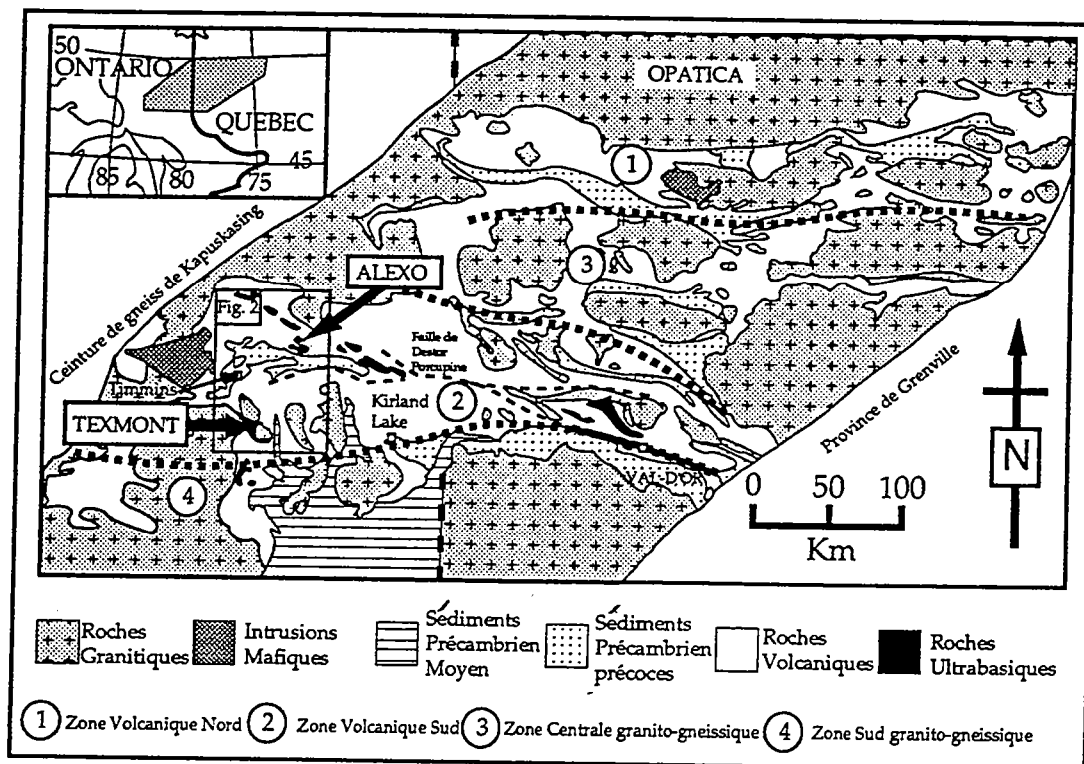


Figure 1: Localisation de la coulée d'Alexo et résumé de la distribution des principales subdivisions lithologiques dans la ceinture de roches vertes d'Abitibi (cette carte est extraite de Barnes et al., 1983).

Les komatiites de cette étude proviennent de la zone volcanique sud qui recouvre la zone granitique du centre et la zone volcanique nord. Une caractéristique importante de cette zone est l'importance des roches supracrustales par rapport aux roches intrusives. Jackson et al. (1994) ont subdivisé le sud de la ceinture de roches vertes de Abitibi, en cinq unités supracrustales majeures; (a) un assemblage de roches tholeiites et komatiitiques; (b) les roches ayant des affinités calco-alcaline; (c) un assemblage caractérisé par des roches riches en fer; (d) des roches métasédimentaires d'origine fluviale et alluviale. Les komatiites de la région de Alexo et Texmont proviennent de la première unité.

Le métamorphisme est généralement de bas grade (faciès prehnite pumpellyite-schiste vert) mais peut localement atteindre le grade de l'amphibolite faciès (Jolly, 1982). Le degré de déformation est très variable, la déformation étant très importante et complexe le long des deux grandes failles lithosphériques que sont les failles Destor-Porcupine et Cadillac-Larder.

Pyke (1982) a subdivisé les roches de l'Abitibi en deux supergroupes. Stratigraphiquement, chacun de ces deux groupes se caractérisent par la présence à la base de komatiites auxquelles succèdent successivement des tholéiites puis des roches volcaniques calco-alcalines à alcalines, auxquelles s'ajoutent des unités métasédimentaires. Les komatiites des régions de Alexo et de Texmont que nous avons étudiées dans cette thèse appartiennent au supergroupe inférieur. A partir d'une compilation des âges U-Pb sur la zone volcanique Sud Corfu (1993) montrent que cette zone volcanique s'est mise en place entre 2720 et 2700 Ma. Néanmoins des âges plus jeunes allant de 2630 à 2580 sur minéraux secondaires suggèrent l'existence de perturbations thermiques au cours du proterozoic vraisemblablement liées à un magmatisme et un métamorphisme de la croûte inférieure.

L'étude de l'altération des komatiites de l'Abitibi sera subdivisée en deux chapitres qui porteront dans un premier temps sur l'étude de l'altération de la coulée komatiitique d'Alexo puis sur l'étude de deux coulées carbonatées de la région de Texmont. Ces différentes coulées sont situées en Ontario (figure 2) à 80 Kms au NE de Timmins pour Alexo et à 50 Kms au Sud de Timmins pour Texmont. Les komatiites d'Alexo sont parmi les komatiites Archéennes les mieux préservées au monde avec les komatiites archéennes du Zimbabwe et les komatiites crétacé-tertiaires de Gorgona, Colombie. Leurs minéralogies primaires ont été presque

intégralement conservées et constitueront le pôle non altéré dans le cadre de l'étude des komatiites carbonatées de Texmont. Afin de contrôler les effets primaires de la cristallisation fractionnée et de la fusion partielle et afin de quantifier les effets de l'altération dans ces deux régions notre étude s'est limitée à des coulées.

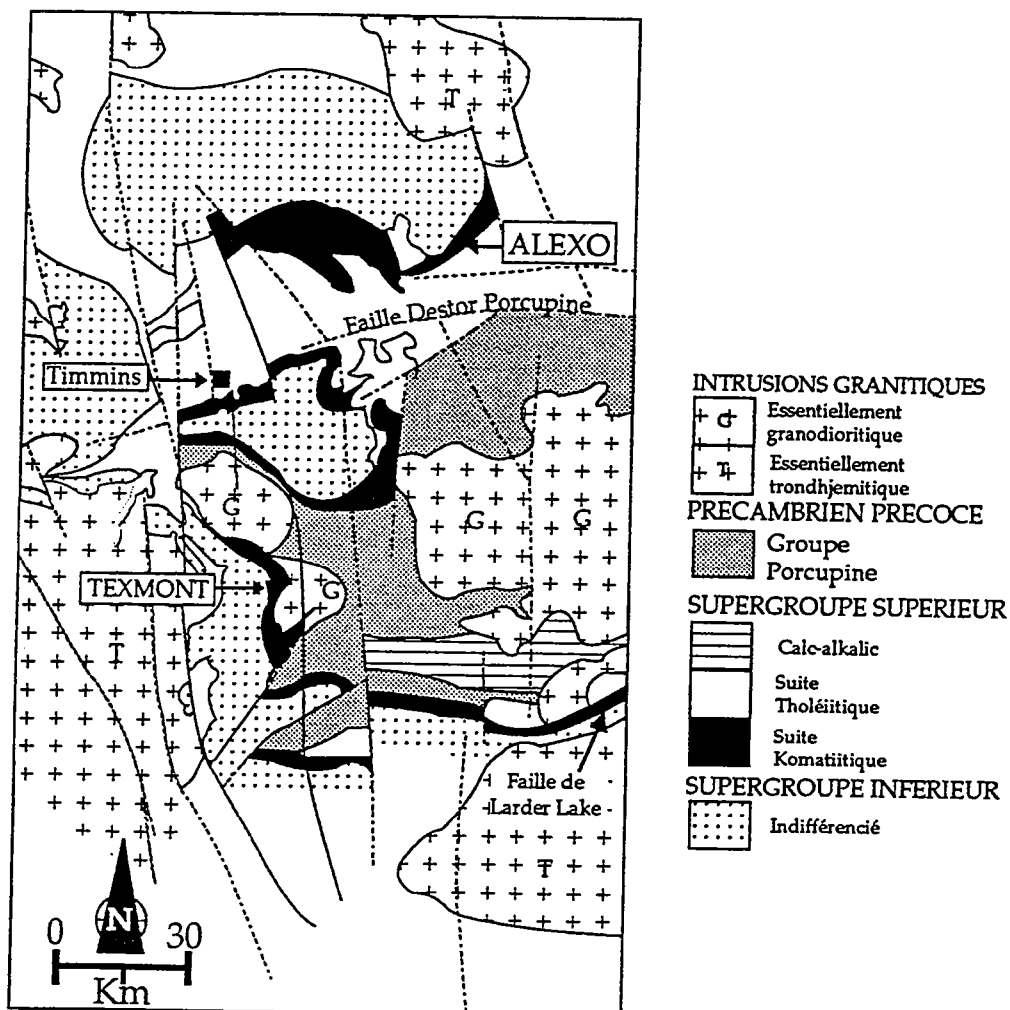


Figure 2: Carte géologique de la région de Timmins dans la ceinture de roches vertes d'Abitibi (cette carte est extraite de Barnes, 1985).

1. The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions and activities. It emphasizes that this is crucial for ensuring transparency and accountability in the organization's operations.

2. The second part of the document outlines the various methods and tools used to collect and analyze data. It highlights the need for consistent and reliable data collection processes to support effective decision-making.

3. The third part of the document focuses on the role of technology in modern data management. It discusses how advanced software solutions can streamline data collection, storage, and analysis, leading to more efficient and accurate results.

# CHAPITRE I

## ALTERATION OF A KOMATIITE FLOW FROM ALEXO, ONTARIO, CANADA.

Yann LAHAYE and Nicholas ARNDT

Géosciences, UPR 4661, Université de Rennes, 35042 Rennes cédex, France.

Submitted to Journal of Petrology

## ABSTRACT

To investigate the ability of komatiites to record the geochemical and isotopic composition of the Archean mantle, we studied the petrology and geochemistry of a komatiite flow from Alexo in the Abitibi belt of Ontario. Although this flow is well preserved by Archean standards (primary minerals such as olivine, pyroxene, plagioclase and chromite are preserved), three types of alteration are recognized: (a) Increasing hydration from the top and the base to the center of the flow manifested in the serpentinization of the olivine, recrystallization of sphene and chlorite from the glass; (b) Sulfide addition of the top of the flow; (c) Secondary rodingitization characterized by chloritization of olivine and crystallization of secondary pyroxene and garnet. The latter type of alteration is restricted to plate spinifex and the B1 layer in a restricted part of the eastern outcrop.

In this single komatiite flow in which olivine was only major fractionating phase, element mobility is easily recognized by departures from olivine control lines. In samples only slightly affected by hydration, the alteration was isochemical except for some movement of alkalis and the addition of water: where more intense, the hydration was accompanied by the mobility of  $\text{TiO}_2$ , Zr and the light rare-earth elements (LREE). The mobility of these reputedly immobile trace elements seems correlated with the texture - preferred orientation of olivine blades and plates seems to channelize fluid circulation. Rodingitization was accompanied by greater mobility, including that of the major elements  $\text{SiO}_2$ , CaO and MgO as well as the LREE.

A Nd isochron with an age of  $2726 \pm 98$  Ma and  $\epsilon\text{Nd}_{(T)} = +2.5$  is defined by whole-rock samples. The spread of Sm-Nd ratios is far greater than can be explained by magmatic processes, and the age is interpreted as that of the main alteration event. The fact that the age corresponds with U-Pb zircon ages from underlying and overlying volcanic rocks implies that the alteration event occurred during or soon after emplacement. ICP-MS analyses of primary and secondary minerals show the spread of Sm-Nd ratios is due largely to the presence of a LREE rich secondary phase (possibly sphene). Initial Sr isotopic ratio and scattered  $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$  (+3.6 to +0.6) values within the flow provide evidence for several younger events. An event soon after emplacement was responsible for the rodingitization; another event, at around 1 Ga, involved Sr exchange with surrounding rocks.



The  $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$  value of magmatic clinopyroxene separated from a spinifex sample is +3.8. This value is higher than that of (a) pyroxenes from ultramafic-mafic cumulates from the Abitibi belt (Machado et al., 1986); (b) the average composition of whole-rock samples from the Alexo komatiite and (c) the composition of a wide range of mafic to felsic rocks from the Abitibi belt, all of which have  $\epsilon\text{Nd}_{(T)} \sim +2.5$ . This result has two important implications. First, the komatiites probably exchanged Nd with surrounding rocks during water/rock interaction. Second, the isotopic composition of komatiite magmas and their mantle source differed from that of the more common basalts of the Abitibi belt, in accord with the plume model for komatiite genesis.

## INTRODUCTION

Although komatiites are commonly used to infer the chemical and isotopic composition of the Archean mantle (Jahn et al., 1982; Sun, 1984; Jochum et al., 1990; Herzberg, 1992; Nisbet et al., 1993; Xie et al., 1993), these rocks normally are affected by hydrothermal alteration and metamorphism, processes that potentially result in the mobility of a wide range of elements. There is a widespread assumption that the effect on reputedly immobile elements such as the REE and the HFSE is insufficient to destroy the credibility of komatiites as mantle witnesses (Arndt, 1986). However recent studies in Brazil (Arndt et al., 1989) and Finland (Tourpin et al., 1991; Gruau et al., 1992) have demonstrated that in certain cases the altered rocks do not preserve the chemical and isotopic signatures of the original magmas.

Just as with basalts in modern environments, different suites of Archean volcanic rocks are altered in different ways. It would be foolhardy to use the compositions of altered basalt in the upper part of modern oceanic crust to infer the composition of the modern mantle. Such information is best derived from the freshest basaltic glasses (Ito et al., 1987). In Archean suites completely fresh material is unavailable. The closest approach comes in glass inclusions in grains of olivine, but these are rare and difficult to analyze (McDonough & Ireland, 1993). Another possible target is unaltered magmatic minerals, but in most komatiites only olivine is present in sufficient quantities and in sufficiently large grains to separate for analysis, and in olivine the trace elements of interest are present only in very low concentrations. Clinopyroxene is better in this respect, but this mineral typically crystallizes as minute acicular grains in the groundmass of komatiites, and in this form it is impossible to separate from other primary and secondary phases. If komatiites are to be used to infer the composition of their mantle sources, there is little choice but to work with whole-rock samples, a procedure that requires that the effects of secondary hydrothermal and metamorphic processes be evaluated and understood.

To this end we have undertaken a petrological, geochemical and isotopic study of one of the best preserved komatiite flows, a layered, spinifex-textured unit from the Alexo region in Ontario. Two main factors guided the choice of this unit: (a) It is well preserved by Archean standards: textures are virtually unaltered, and magmatic minerals such as olivine, pyroxene, chromite and plagioclase are retained to various extents throughout most of the flow. In some coarse-grained samples it was

possible to separate olivine and pyroxene for chemical and isotopic analysis. (b) The flow has been the subject of several detailed petrological and chemical studies and its magmatic evolution is well understood.

To quantify the effects of alteration, the study was restricted to a single flow. To obtain a better understanding of the textural and mineralogical controls on the mobility of trace elements, we measured the major and trace element concentrations of primary (olivine, pyroxene) and secondary phases (chlorite, serpentine, recrystallized glass) from different parts of the flow. The Nd, Sr and O isotopic composition of whole rocks and primary minerals were also determined in order to establish the isotopic signature of the mantle source of the komatiite, and to estimate the age and the effects on the isotopic compositions of the secondary processes.

## BACKGROUND INFORMATION

### *Geological setting*

The Alexo area is about 50 km east of Timmins, Ontario, in the Abitibi greenstone belt (Fig. 1). The Abitibi belt, a major subprovince of the Archean Superior province, is a typical granite-greenstone terrain comprising basalt-dominated supracrustal sequences intruded by granitic plutons. U-Pb ages compiled by Corfu (1993) show that the southern Abitibi greenstone belt developed between 2750 and 2670 Ma. The regional and local geology of the Alexo area is described by Naldrett & Mason (1968), Muir & Comba (1979) and Naldrett (1979). Rock types in the area include komatiite and basalt flows, minor felsic pillowed and fragmental volcanics, and a large ultramafic-mafic intrusion, the Dundonald Sill. Regional metamorphic grade is lower greenschist facies (Jolly, 1982).

### *Previous work*

The age of the Alexo flow has been determined by Dupré et al. (1984) using Pb-Pb and Sm-Nd methods to be  $2690 \pm 15$  and  $2752 \pm 87$  Ma, respectively. These ages agree with U-Pb zircon ages from underlying and overlying felsic volcanics ( $2725 \pm 2$  and  $2702 \pm 2$  Ma; Nunes & Pyke, 1980).

The petrology of the Alexo komatiite flow and an underlying komatiitic basalt flow were studied by Arndt et al. (1977), Barnes et al. (1983)

and Arndt (1986). Neodymium and Pb isotopic compositions were the subject of a paper by Dupré et al. (1984), platinum group elements were investigated by Brüggman et al. (1987) and the mineralogical and chemical features of pyroxene in the komatiite and underlying basalt flows were discussed by Arndt & Fleet (1979) and Campbell & Arndt (1982).

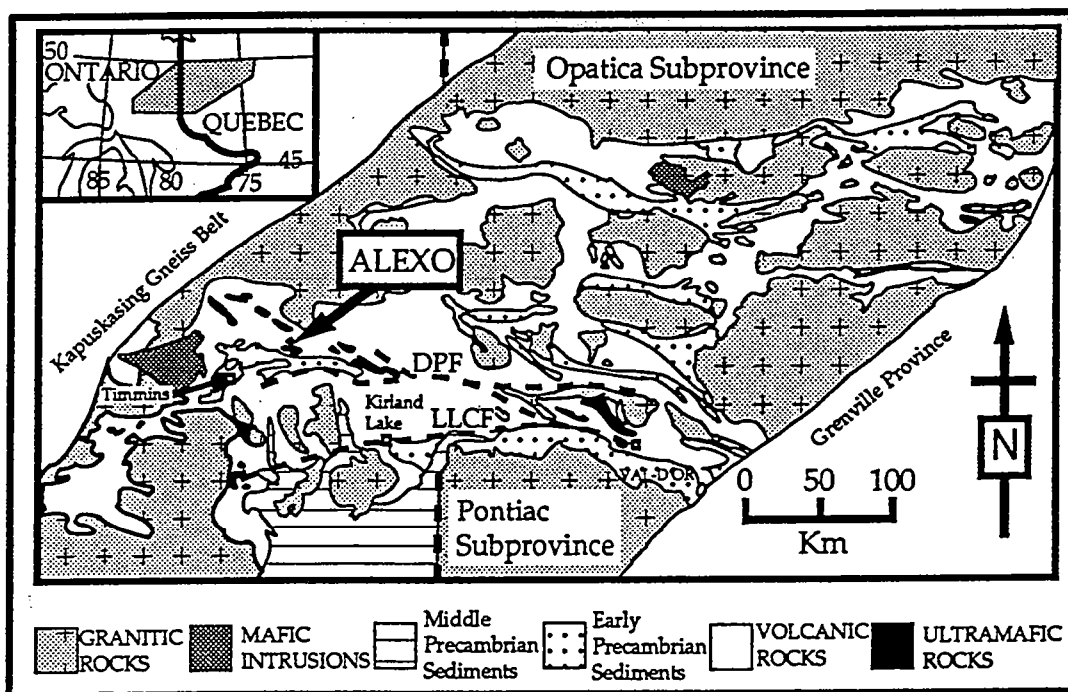


FIG. 1. General geological map of the Abitibi Subprovince showing major fault structures (DPF: Destor Porcupine Fault; LLCF: Larder Lake Cadillac Fault) and the location of the Alexo flow.

## PETROLOGY AND MINERALOGY

As will be shown below, certain types of alteration are restricted to specific parts of the Alexo komatiite flow and appear to be influenced by position within the flow, as well as by flow textures, structures and mineralogy. Although magmatic aspects of the flow have already been discussed by Barnes et al. (1983) and Arndt (1986) it is useful to recount the principal features to aid with the interpretation of the secondary events.

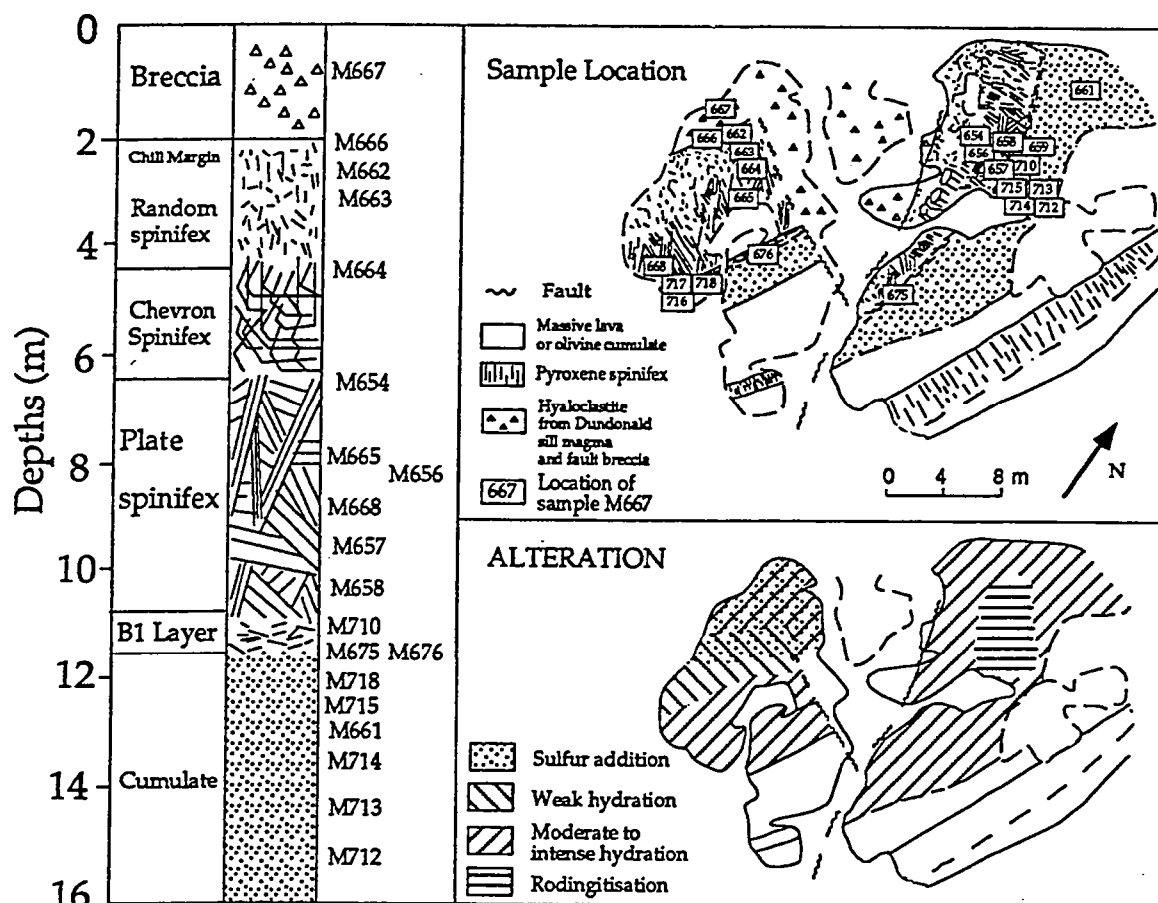


FIG. 2. Sketch map of part of the Alexo area (adapted from Barnes et al (1983) and Arndt (1986)) showing the komatiite flow, sample locations and variations in rock types, textures and location of the three alteration types: hydration; rodingitization; sulfur addition.

*Magmatic aspects*

The flow is about 16 m thick (Fig. 2), with an uppermost ultramafic hyaloclastite breccia (~2 m thick), a thick spinifex layer (~9 m), and an underlying olivine cumulate layer (~5m thick). Immediately below the hyaloclastite there is a thin, discontinuous chill zone. This rock, which is made up of 1-2% small euhedral olivine phenocrysts in a groundmass of very fine skeletal olivine grains and altered glass, was taken by Arndt (1986) and Nisbet et al. (1993) to represent the highly magnesian (28% MgO) initial liquid from which the flow differentiated. The underlying spinifex rocks vary widely in texture and composition as a result of the magmatic evolution in the liquid, augmented in most cases by the accumulation of olivine within the spinifex rocks themselves. The spinifex zone is subdivided in three layers: a random spinifex, a chevron spinifex and a plate spinifex (Fig. 2). In the lower part of the plate spinifex zone, sampled as M668, olivine blades exceed 50 cm in length and lie in a matrix of relatively coarse, zoned, acicular grains of pigeonite-augite and plagioclase. We were able to separate magmatic pyroxene from this sample. The B1 layer, an irregular band rich in originally-horizontal tabular skeletal olivine grains, intervenes between the spinifex and cumulate parts of the flow. The cumulate itself contains up to 80% of close-packed and overgrown, polyhedral to skeletal olivine grains, again in matrix of pyroxene and glass.

*Mineralogical effects of alteration and metamorphism*

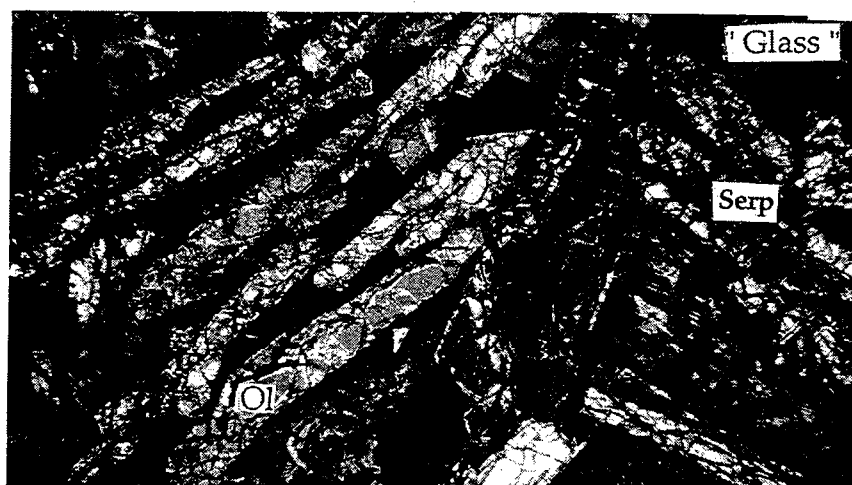
Despite a generally high level of textural and mineralogical preservation, the flow has been affected by various types of alteration which occurred at different times and affected different parts of the flow to different degrees (Fig. 2).

(1) In the flow-top breccia, which initially contained olivine porphyritic to aphanitic clasts in a very fine-grained matrix, all phases are completely chloritized.

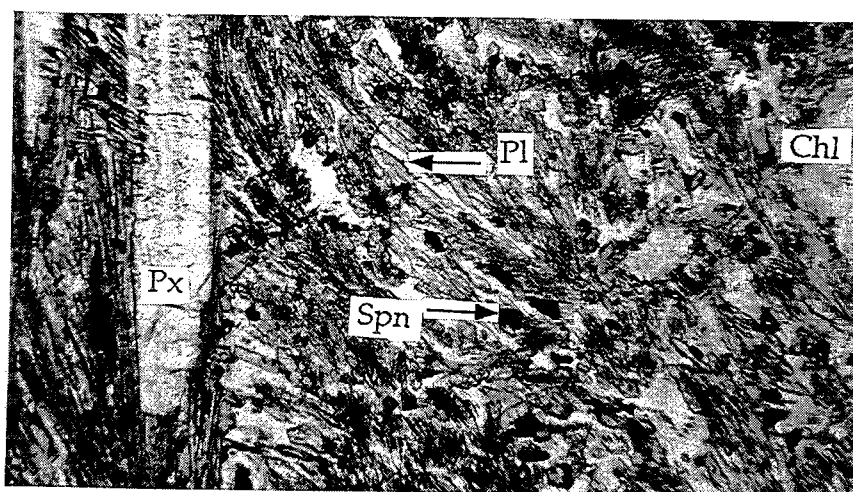
(2) Small amounts of sulfide have been added to samples near the flow top; pyrite and pyrrhotite to the breccia and pentlandite and pyrrhotite to the uppermost spinifex-textured samples.

(3) The entire flow has been hydrated, a process manifested in the alteration of olivine to antigorite serpentine plus magnetite, the alteration of pyroxene to tremolite, and the transformation of glass to an assemblage

A



B



C

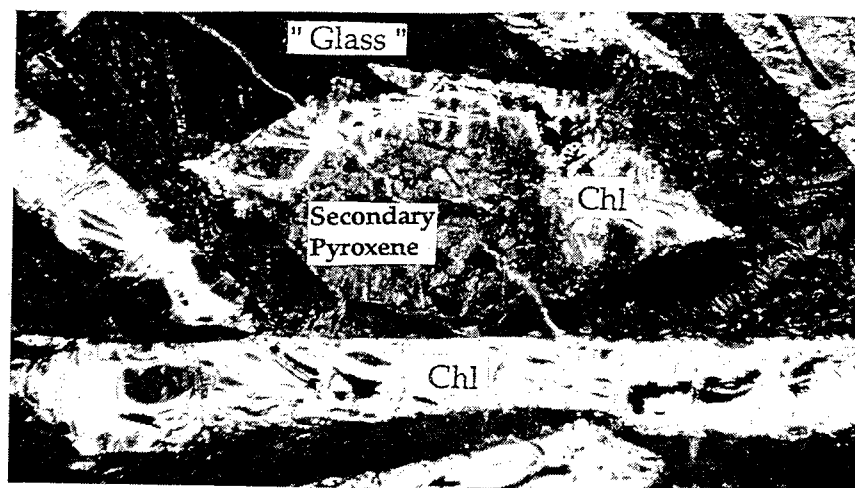


FIG. 3. A: Random spinifex textured sample M663 (X30). Skeletal hopper olivine grains, partially replaced by serpentine and magnetite. The glass is partially hydrated and pyroxenes are well preserved. B: Plate spinifex textured sample M668 (X 125). Sphenes and chlorite recrystallized from the glass between the skeletal primary pyroxenes. C: B1 layer sample M659 (X 30) with large hopper olivine grains. Secondary pyroxenes appear within the chlorite, that replace the olivine.

of fine-grained chlorite and sphene. Compositions of primary and secondary minerals are listed in Tables 1 and 2. The extent of alteration varies greatly, from relatively low in samples from the flow top and the cumulate layer in the western part of the outcrop, where less than 30% of the olivine is affected, to virtually complete in the lower spinifex zone, the B1 layer, and lower cumulates in the eastern part of the outcrop. In the least altered samples, the secondary phases replacing olivine are antigorite plus magnetite (Fig. 3A). In these rocks, the once-glassy matrix has low water contents (<8%). When the compositions of this matrix are recalculated to 100% on an anhydrous basis, they plot on olivine control lines for elements such as MgO, CaO, SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO (e.g. MgO vs. CaO%, Fig. 4). In more intensively hydrated samples, the altered glass contains up to 13.7% H<sub>2</sub>O and consists of chlorite and a small amount (<1-2%), of very fine-grained (20-40  $\mu$ m) sphene plus magnetite (Fig. 3B). The compositions of highly altered glasses do not fall on an olivine fractionation line but are aligned along a separate trend between the compositions of the secondary phases (Fig. 4). Pyroxene is usually well preserved in these rocks but locally is replaced by less than 1% of tremolitic amphibole.

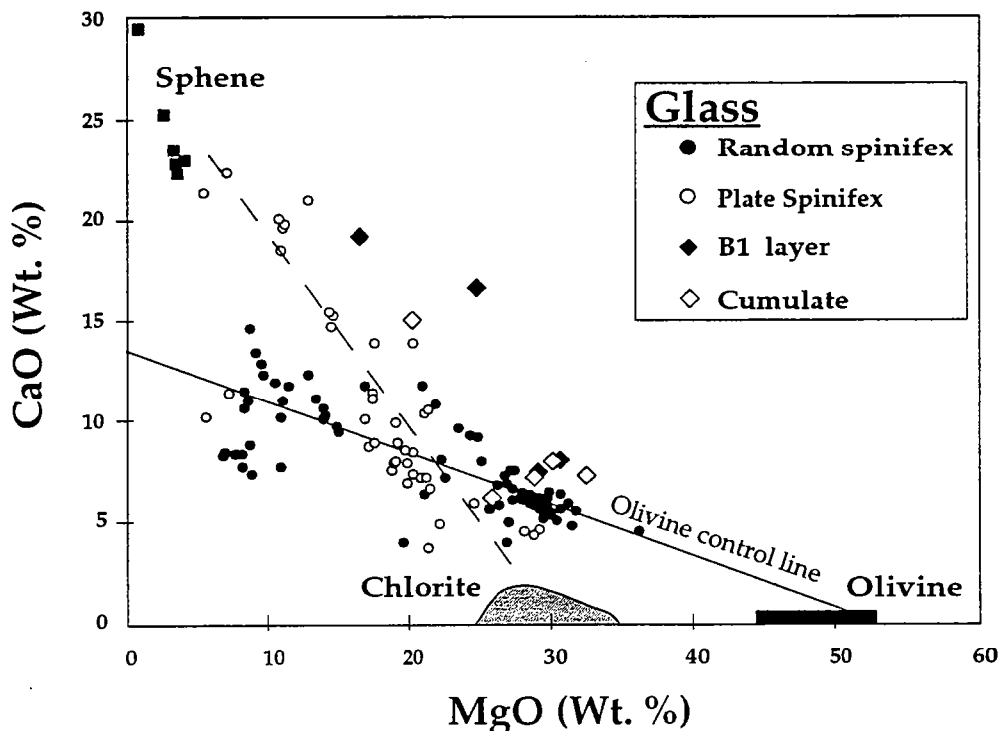


FIG. 4. Plot of weight per cent MgO versus CaO in microprobe analyses of altered glass.



(4) Samples from the lower part of the spinifex layer and the B1 layer in the eastern part of the outcrop (Fig. 2) are rodingitized. This type of alteration is characterized by the complete replacement of olivine by chlorite in spinifex lavas or by an assemblage of chrysotile plus brucite and magnetite in the cumulate layer. The magnesian chlorite has a wide range in Si contents and its compositions varies from penninite to diabantite (Foster, 1962) with a nearly constant Fe/(Fe+Mg) ratio from 0.1 to 0.2. The variations in Fe/(Fe+Mg) and Al/(Al+Si) are consistent with a metasomatic process, according to Zhong et al. (1985) who observed the same patterns in chlorite resulting from metasomatic alteration in Appalachian ultramafic rocks. The chlorite is partially replaced by very fine grained (<50  $\mu\text{m}$ ) secondary pyroxene and minor hydrogarnet (Fig. 3C). The secondary pyroxene is calcic augite, with a composition approaching diopside, but with lower concentrations of  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and FeO and higher concentrations of CaO and  $\text{SiO}_2$  than the magmatic pyroxene (Fig. 5). Garnet occurs as small grains enclosed by chlorite. Its composition is close to a grossular-andradite solid solution with  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Al}) = 0.88$  and is typical of garnet formed during alteration of basaltic rocks (Ferry, 1985). Glass is highly devitrified and enriched in CaO as in the second type of alteration but it does not contain sphene (Fig. 3C). The glass is highly hydrated with up to 20 %  $\text{H}_2\text{O}$ .

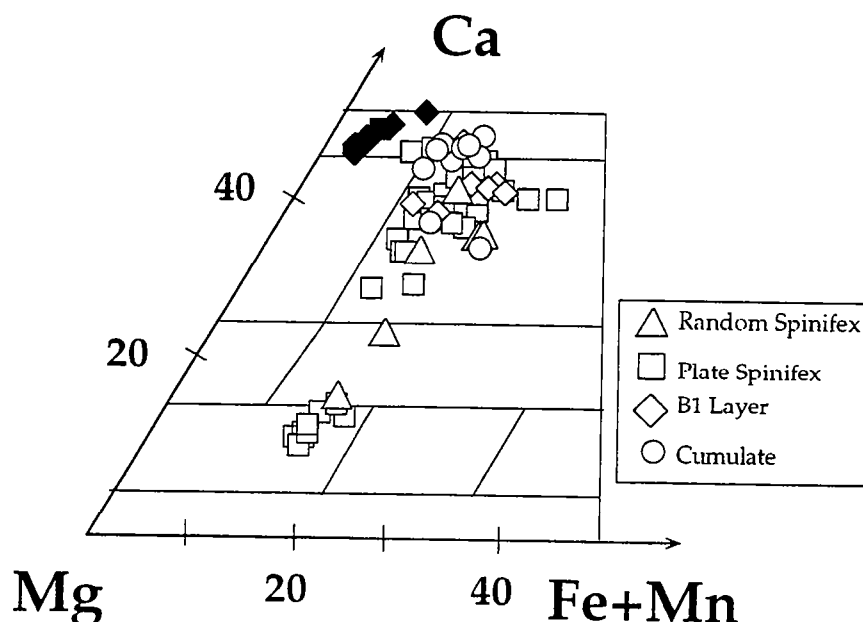


FIG. 5. Clinopyroxene compositions, microprobe data: comparison between primary clinopyroxenes (white symbols) and secondary clinopyroxenes (black symbols).

## CHEMICAL DATA

*Whole-rock and Mineral Compositions*

The samples analyzed in this study are mainly from the collection of Arndt (1977) and Arndt (1986) but were augmented by new samples from the B1 layer and the olivine cumulate. The suite comprises one sample from the flow top breccia, one from the chill margin, nine from the spinifex zones, three from the B1 layer and six from the cumulate zone. Their locations are shown on Fig. 2. Four samples from the underlying basaltic flow (Ax 48, Ax 62, Ax 43, Ax 47; Barnes et al., 1983) were used for a complementary isotopic study.

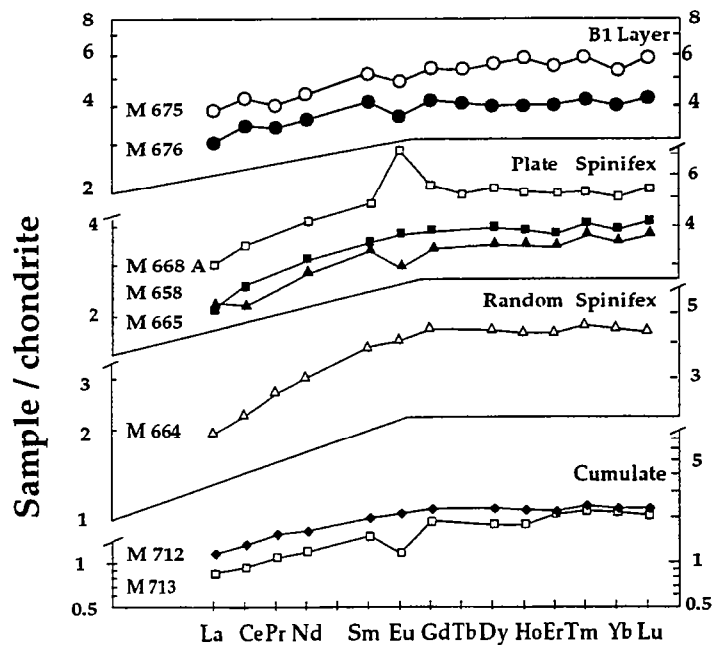


FIG. 6. Whole rock chondrite-normalized REE profiles. Normalized values from Evensen et al. (1978).

Whole rock major- and trace-element concentrations in samples are given in Tables 3 and 4, and those of primary and secondary phases are given in Table 2. Analytical methods are discussed in the appendix. The komatiite samples have wide range of major and trace element contents: MgO varies from 43% in the most olivine-rich cumulate (M713) to ~20% in the most evolved plate spinifex lava. As is evident from the petrography, the major control on chemical compositions in the fractionation or

accumulation of olivine. Most major and trace elements vary along olivine control lines, as discussed by Arndt (1986).

All samples are relatively depleted in LREE (Fig. 6).  $(La/Yb)_N$  ratios vary from 0.34 at the top and base of the flow, to 0.75 in the center. Primary pyroxenes have levels of REE generally similar to those in the spinifex-textured whole rocks (Fig. 7). In the glass-rich matrix REE concentrations are as high or higher than in the whole rocks, and the degree of LREE depletion varies considerably, being greater than that of the whole rocks in sample M665, to almost flat in sample M662. In serpentine, and in chlorite separated from two samples (M667 and M657) the levels of REE are relatively low, but in a third the pattern is quite different. The chlorite from sample M668 has a fractionated pattern, strongly enriched in LREE and depleted in HREE. The enrichment in LREE could be related to impurity in the separation procedure. Spheue usually occurs as small grains (20-40  $\mu\text{m}$ ) in the matrix of this sample (Fig. 3B and Table 1). The chlorite fraction separated from sample M668 contained a small proportion of LREE-enriched spheue.

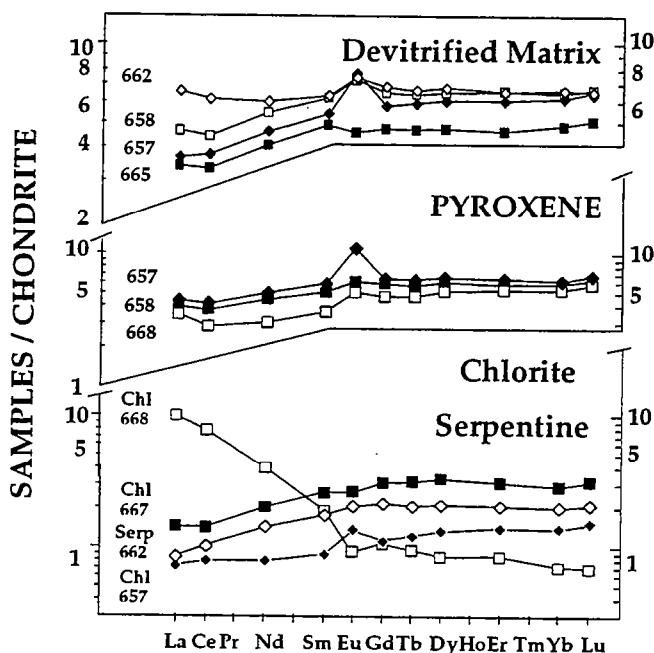


FIG. 7. Chondrite-normalized REE profiles of minerals (ICP-MS analyses of separated fraction). The profile labeled Chl 668 probably corresponds to a mixture of chlorite + spheue (see text). Normalized values from Evensen et al. (1978).

## Isotope data

The Rb/Sr isotope data are reported in Table 5. The wide range of  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios is illustrated in Fig. 8. Whole rock samples from the top of the flow as well as an olivine cumulate plot close to a reference isochron with a slope corresponding to the presumed emplacement age of 2.7 Ga (Corfu, 1993), and passing through Machado et al's. (1986) Sr isotopic composition of pyroxene from Abitibi Belt mafic-ultramafic intrusions. Plate spinifex samples scatter along a line with a shallower slope. Two splits from the plate spinifex samples M668, one rich in altered olivine (M668B), the other rich in matrix (M668A), are also aligned along this younger isochron. The 1 Ga reference corresponds to the age of the Grenville orogeny, which affected rocks some 500 km south-east of Alexo (Fig. 1).

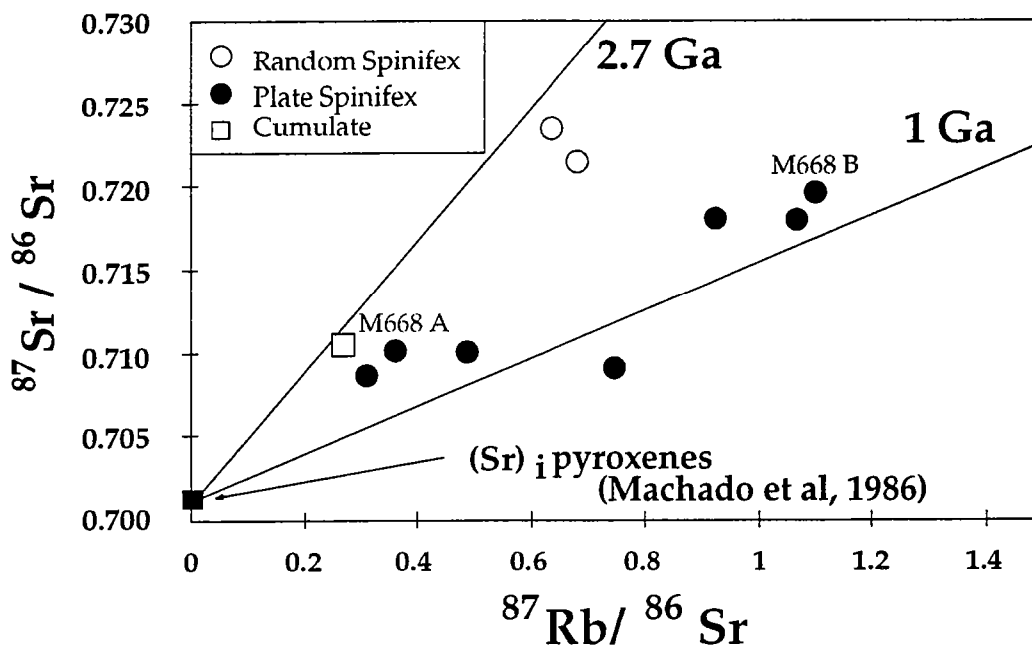


FIG. 8. Rb-Sr isotopic data for komatiites compared to estimated mantle isotopic compositions at 2.7 and 1 Ga calculated from the Sr isotopic composition of primary pyroxenes from Machado et al. (1986). The komatiite Sr isotopic data form two scattered arrays at 2.7 Ga for serpentinized komatiites [random spinifex (white circles) and cumulates (white squares)] and at 1 Ga for chloritized samples from the plate spinifex (black circles).

The Sm-Nd results reported in Table 6 and Fig. 9 include whole rocks and mineral separates from the Alexo komatiites as well as 6 whole-rock samples from the underlying basaltic flow (Barnes et al., 1983; Dupré et al., 1984). The komatiites and basalts define an isochron (Fig. 9) with an age of  $2726 \pm 98$  Ma (MSWD = 10.7) that agrees with U-Pb zircon ages of the underlying and overlying volcanic rocks (Nunes & Pyke, 1980; Corfu, 1993). Hence, the Alexo flow samples show an Sm-Nd spread from  $\sim 0.26$  (random spinifex sample) up to  $\sim 0.21$  (B1 layer samples). This spread can not be explained by primary processes such as olivine fractional crystallization in view of the low REE content of olivine in komatiites (Arndt & Leshner, 1992). The initial  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  value is  $2.6 \pm 0.5$ , consistent with the measured  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratios and typical of LREE-depleted rocks. Calculated  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  values for individual samples range from as low as  $+0.7$  in one of the olivine cumulates to between  $+3.5$  and  $+3.6$  in samples from the B1 layer.

Oxygen isotopic compositions of primary and secondary phases are listed in Table 7. Duplicated analyses of primary olivine and pyroxene were essentially identical,  $\delta^{18}\text{O} = +5.1$  in the olivine and  $+5.2\text{‰}$  in pyroxene. The secondary hydrous silicates chlorite and serpentine have lower values, of  $+3.1\text{‰}$  and  $+3.8\text{‰}$ . Analyses of two fractions of the matrix from the spinifex sample M663 had different values ( $+3.7$  and  $+4.3\text{‰}$ ), probably because of variable hydration, and two whole-rock analyses of the least altered random spinifex sample (M662) also gave slightly different results ( $+5.2$  and  $+5.6\text{‰}$ ).

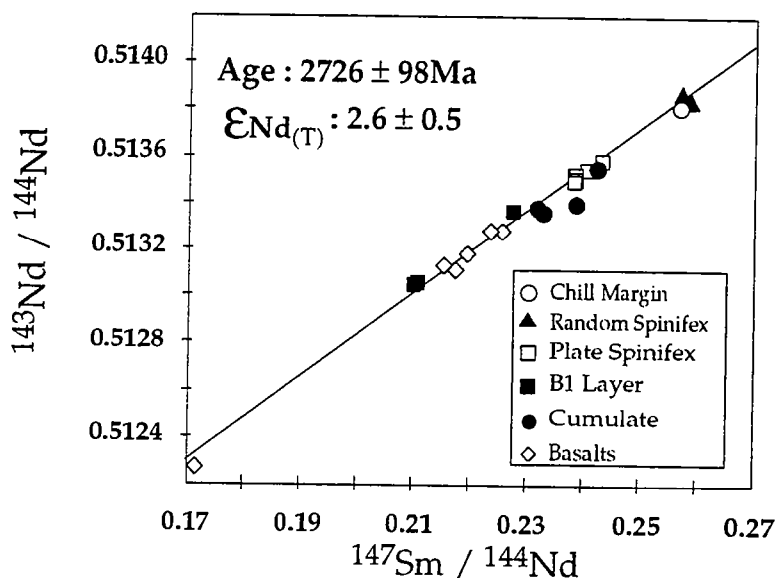


FIG. 9. Nd isochron diagram. All analyzed samples from Alexo fall on the isochron with an age  $T = 2726 \pm 98$  Ma ( $2\sigma_m$ ) (MSWD = 10.7). The initial  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  value is  $2.6 \pm 0.5$ . The white lozenge labeled basalt correspond to data from the underlying komatiitic basalt.

## IDENTIFICATION AND QUANTIFICATION OF ELEMENT MOBILITY

As olivine was the only major phase to crystallize, the mobility of major and trace elements can thus be easily recognized. The olivine control line can be precisely defined using the microprobe analyses of preserved olivine and the least-altered samples from the top of the flow. Figure 10 shows that MgO and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents generally lie on such a line. From this it can be inferred that these two elements were relatively immobile in almost all the samples. The exceptions are the flow top breccia and two samples from the cumulate zone, which plot above or below the line. These samples plot in similar positions when Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> is replaced by elements such as HREE, and on this basis it is inferred that they have gained or lost a small amount of MgO.

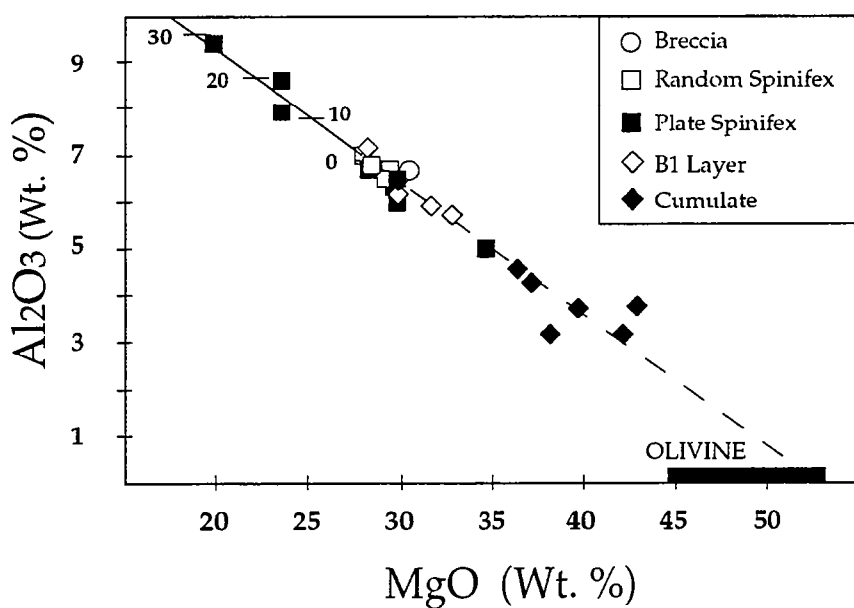


FIG. 10. Plot of whole rock and olivine MgO versus Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Dashed line is a regression line through all the data points. Solid line through the rock analyses is the calculated olivine fractionation trend from the average flow top samples which represent the initial liquid. Tick marks give percentage olivine fractionated.

If we accept that Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> was immobile, it is possible to calculate the gains or losses of other elements for each analyzed sample. For each element we calculated an olivine fractionation/accumulation trend using a composition of an initial liquid based on the average composition of the

least-altered samples from the top of the flow (M662, M663, M664 and M666) and olivine with the composition Fo<sub>93</sub>, the average for the olivine that crystallized in the flow.

For the alkali elements this procedure was not possible because the concentrations of these elements vary widely even in the least altered flow top samples. For these elements the abundances in the initial liquid were estimated by making the corrections necessary to eliminate positive or negative anomalies in spidergrams, as illustrated in Fig. 11. Na concentration was estimated using Lu/Na primitive mantle values from MORB (Hofmann, 1988). The estimated composition of the initial liquid is presented on Table 8.

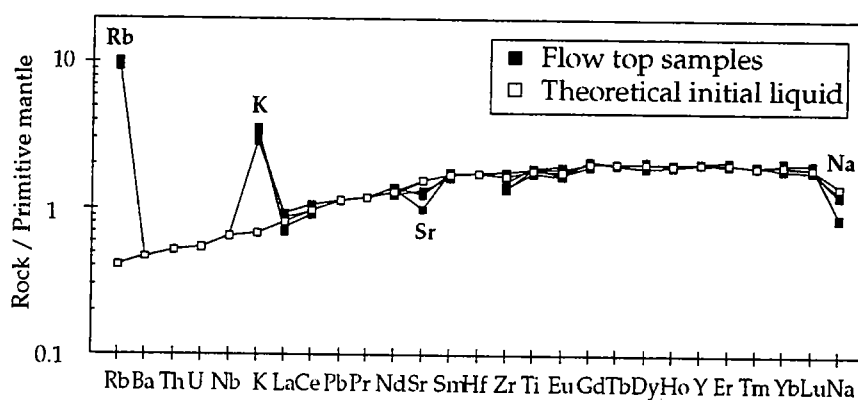


FIG. 11. Spidergram representing the estimated initial liquid and random spinifex whole rocks. Normalizing values from Hofmann (1988).

The olivine fractionation/accumulation trend was then used to quantify the differences between the expected magmatic values and measured concentrations. In Fig. 12A, it is seen that the concentrations of Sr, a mobile element, plot generally below the magmatic trend. The extent of mobility can be expressed as a delta value ( $\Delta Sr$ ) which is defined as the difference between the measured and estimated magmatic concentrations, expressed as a percentage.

$$\Delta Sr = \frac{(Sr_{measured} - Sr_{magmatic})}{Sr_{magmatic}} * 100$$

The  $\Delta Sr$  values are large and negative for almost all samples indicating that large amounts of Sr were leached from the rocks. The concentrations of  $TiO_2$ , a relatively immobile element, generally plot close to the fractionation/accumulation trend but some samples have small positive  $\Delta Ti$  values (Fig. 12B).

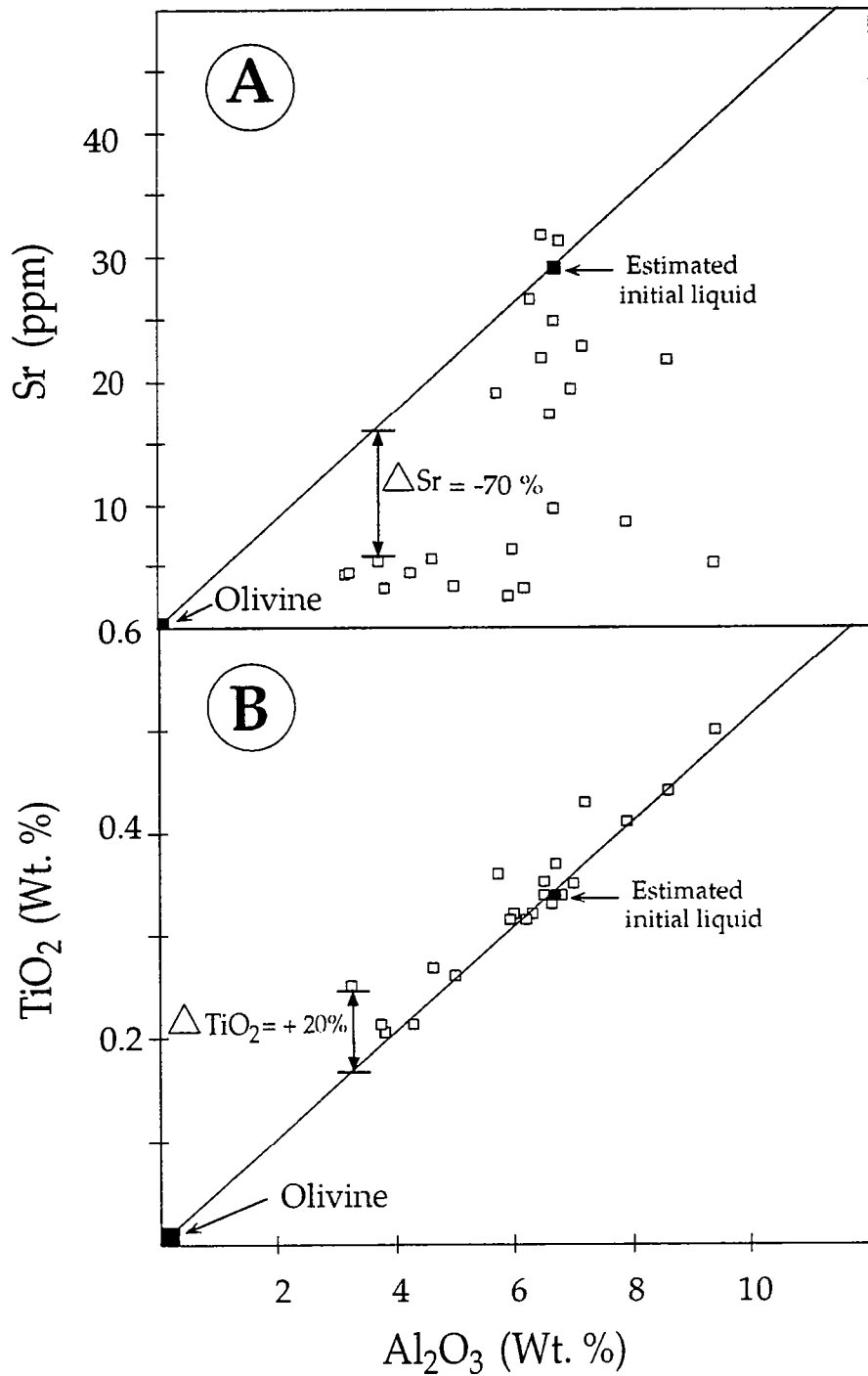


FIG. 12. Variations of  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs. Sr and  $\text{TiO}_2$ . The fractional/accumulation line of olivine fractional crystallization are shown in solid line. The delta values indicate gain or loss of the element during alteration (see text for explanation).



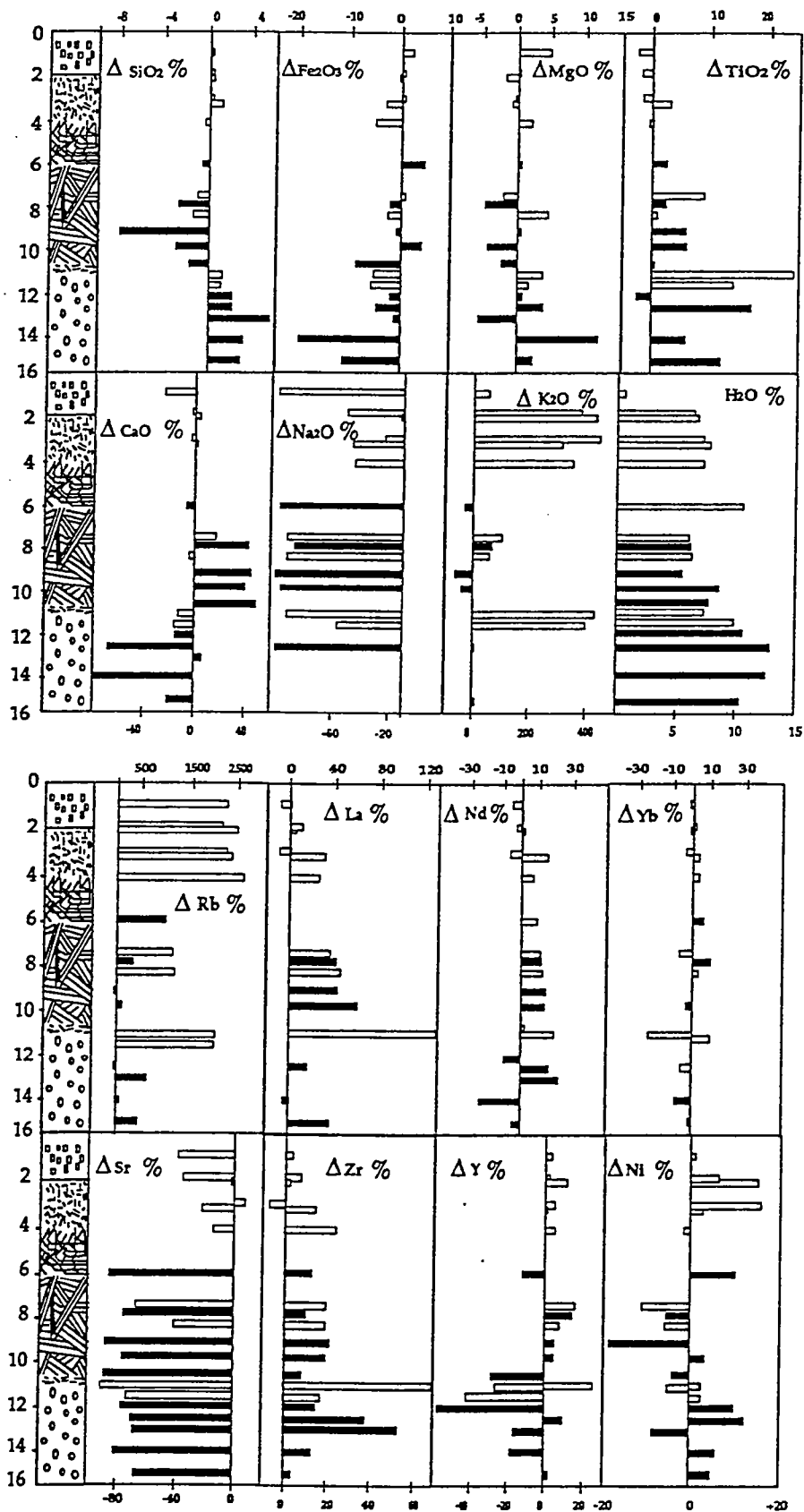


FIG. 13. Gain and losses in percentage for some major and trace elements within the flow, calculated from an olivine control line assuming an immobile behavior of  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and using the initial liquid composition shown on Table 8. Samples from the western section are in white bars and rodingitized samples from the eastern section are in black bars.

Figures 13 give the percentage gains or losses ( $\Delta$  values) for a selection of major and trace elements. Some general trends are immediately apparent. There has been a gain of Rb and K in almost all samples, and a loss of Sr and Na. Although the loss of Na might be questioned because this result depends largely on the normalization procedure shown in Fig. 11, the interpretation receives some support from the high levels of Na measured in the glass inclusions in olivine from the Zimbabwe komatiites (Nisbet et al., 1987). Of the other elements, some appear to have been added to almost all samples (e.g. La, Nd, Zr, Ti) but for most others gains are matched by losses.

The overall extent of element mobility depends on depth in the flow and thus on the texture and mineralogy of the sample. The flow top breccia shows a gain in MgO and moderate to large losses of Ca, Na and Sr. The same pattern is seen in the olivine cumulates, but here there are also gains of Si, Ti, Zr and the light REE.

The rodingitized samples from the eastern part (Figs. 2 and 13) are characterized by large gains of Ca accompanied by substantial losses of Si and gains or losses of Mg. These samples show little net gain or loss of Rb and K: the large gains in these elements that have affected all other samples appears to have been counteracted by a second episode of alkali loss. Particularly large changes characterize samples from the B1 layer.

## CRUSTAL CONTAMINATION

It is possible that at least part of the differences between predicted magmatic trends and the observed concentrations of major and trace elements is due to crustal contamination. Dupré et al. (1984), who obtained a Sm-Nd isochron on rocks from the Alexo flow, attributed a spread of Sm-Nd ratios to contamination of the komatiite through thermal erosion and assimilation of basaltic floor rocks. With our new and more complete chemical and isotopic data we can demonstrate that this process is rather unlikely. (a) The Sm-Nd ratios in two samples from the B1 layer are lower than in the majority of basalt samples (Table 6 and Fig. 9): contamination by these rocks could not be responsible for all of the Sm/Nd spread along the 2.7 Ga isochron (Fig. 9). (b) The two B1 samples could be dismissed as unrepresentative, but it is also impossible to explain the difference between the ratios in random spinifex samples ( $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.256$ ) and plate spinifex samples ( $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.238-0.243$ ) by assimilation of basalt (mean

$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \sim 0.22$ ). To do this requires the assimilation of more than 50% basalt, and this would destroy the komatiite character of the lavas. (c) Contamination with granitoid or sedimentary material richer in REE and with lower Sm/Nd can be ruled out by considering trace element ratios such as Nb/La. (d) Finally, it can be argued on theoretical grounds that the thermal erosion process should not produce large vertical variations in trace-element ratios. Komatiites are low viscosity lavas which flow turbulently and they should become thoroughly mixed and homogenized during emplacement (Huppert et al., 1984).

## TWO MAJOR ALTERATION EVENTS

If we ignore the minor sulfide addition, which affected only a small part of the flow, two major types of alteration can be recognized. From the petrographic observations, we can infer that the most important process was the hydration of the flow. The intensity of this process varied, but the entire flow was affected to a greater or lesser extent. This first type of alteration was then overprinted by rodingitization which affected only a restricted region in the eastern part of the outcrop.

### *Element mobility during the main alteration event*

The hydration resulted from interaction between hydrothermal or metamorphic fluids and the flow rocks. This process was responsible for the replacement of olivine by serpentine, for the partial replacement of pyroxene by amphibole, and for the crystallization of the assemblage chlorite  $\pm$  sphene in the glassy matrix.

As discussed above and illustrated in Fig. 13, certain trace elements were mobile during the hydration. A key to this mobility may be the nature of the secondary minerals. Certain mineral separates have anomalous REE patterns, particularly the chlorite from the plate spinifex sample M668. The anomalous LREE enrichment is attributed to the presence of a small amount of sphene in the separated fraction. Abundant small grains of sphene are seen in thin section (Fig. 3B) and geochemical evidence for the presence of sphene in plate spinifex samples is presented in Fig. 4. A possible explanation for the Sm/Nd fractionation may be the introduction

of LREE during water/rock interaction, followed by the crystallization of LREE-rich secondary minerals such as sphene during or soon after eruption.

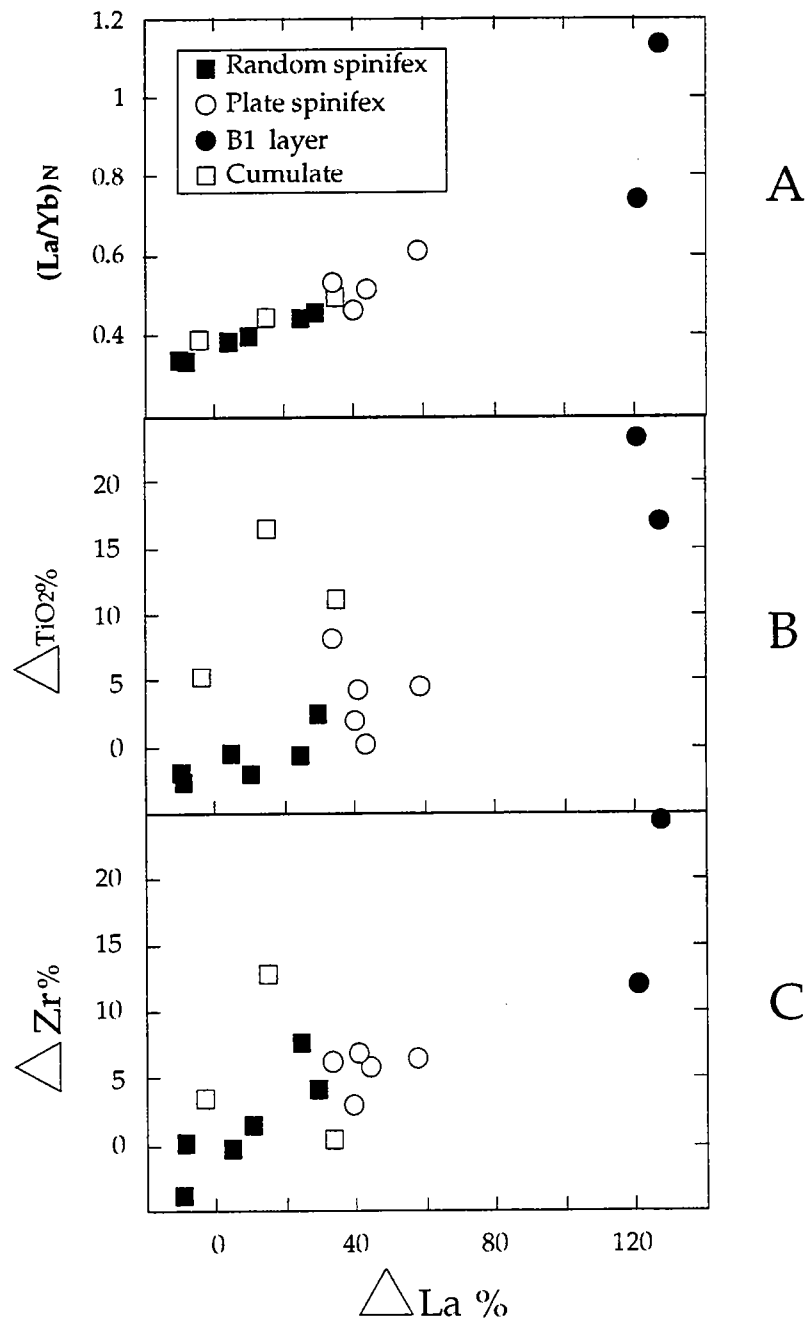


FIG. 14. (A)  $\Delta \text{La} \%$  versus  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  normalized to chondritic values of Evensen et al (1978); (B)  $\Delta \text{TiO}_2 \%$  versus  $\Delta \text{La} \%$ ; (C)  $\Delta \text{Zr} \%$  versus  $\Delta \text{La} \%$ .

The degree of element mobility associated with fluid-rock interaction appears to be related to position in the flow and volcanic texture. The olivine cumulates are particularly susceptible, as shown by the complete hydration of certain samples and the mobility in them of major elements

such as Si, Ti and Ca (Fig. 13). Other vulnerable parts of the flow are the plate spinifex sections and the B1 layer. It is in these sections that the greatest fractionation of REE and HFSE is observed. Figure 14a illustrates how the fractionation of La/Yb correlates with the introduction of more than 100 % La to certain samples from the B1 layer, and Fig. 14 b, c shows how these changes also correlate with fractionation of TiO<sub>2</sub> and Zr. A possible explanation for these textural controls is a tendency of the olivine blade or plates to channelize the circulation of the fluids that transported the LREE and HFSE and precipitated trace-element enriched secondary phases.

#### *Origin and composition of the fluids.*

Further information about the nature of fluids is provided by the oxygen isotopic compositions of the secondary phases. Results on secondary minerals and whole-rocks (Table 7) are similar to those obtained by Beatty & Taylor (1982) during their study of komatiites and serpentinite from Munro Township. By assuming a water-rock ratio >1 and a temperature between 100 and 300°C, these authors calculated a  $\delta^{18}\text{O}$  for the fluid between -2 and +2, and suggested that the fluid was sea water.

New studies of fluid inclusions in komatiites from Munro Township (~60 km from Alexo) (Schandl & Wicks, 1991; Schandl & Naldrett, 1992) indicate that the temperature of the fluids in this region was close to 300°C. If the fluid at Alexo was at the same temperature, and if water-rock ratio was greater than 1, the  $\delta^{18}\text{O}$  composition of the fluid would be close to +3‰. A lower temperature, which might be consistent with the good preservation of the upper part of the Alexo flow, would imply a lower  $\delta^{18}\text{O}$ . In view of these uncertainties, the oxygen isotopic composition of the altered komatiites does not provide firm constraints on the nature of the fluid: both sea water ( $\delta^{18}\text{O} \sim 0\text{‰}$ ) and metamorphic fluids with higher  $\delta^{18}\text{O}$  values remain possible.

The preservation of volcanic textures, the persistence of anhydrous magmatic minerals and the secondary assemblages including sphene, tremolite and albite are indications that the fluid-rock ratio was relatively low during alteration of the komatiites. The B1 layer sample M675, for

example, has the assemblage comprising the secondary phases antigorite (43%) and altered glass (23%), and also the primary phases olivine (12%), augite (20%) and chromite (~1%). Yet this sample shows evidence of major mobility of trace elements including the REE and HFSE (Fig. 14). The combination of the preservation of primary assemblages with mobility of trace elements also is found in the plate spinifex samples. As will now be explained, this combination places strong constraints on the nature of the fluids responsible for the alteration.

A simple mass-balance equation can be used to model closed-system fluid-rock interaction and to estimate the W-R ratio during interaction between fluid and komatiite.

$$\frac{W}{R} = \frac{C_R - C_{0R}}{C_{0W} - C_W}$$

W/ R = water-rock ratio  
 $C_R$  = final whole rock concentration  
 $C_{0R}$  = initial whole rock concentration  
 $C_W$  = final fluid concentration  
 $C_{0W}$  = initial fluid concentration

In the extreme case of B1 layer sample M675, the measured concentration of Nd ( $C_R$ ) is 2.66 ppm (Table 4) and the initial concentration ( $C_{0R}$ ), calculated using the procedure illustrated in Figs. 12 and 13 is 1.6 ppm. If the alteration took place in an ocean ridge environment, the concentrations of trace elements in the fluids can be estimated using analytical data from fluids escaping from modern hydrothermal systems. The fluids expelled at hydrothermal vents, which might be taken to represent the final fluid composition ( $C_W$ ), generally have REE concentrations at a ppb level (Michard et al., 1983; Michard & Albarède, 1986; Michard et al., 1993; Klinkhammer et al., 1994; Fig. 15) except in some very unusual low pH hydrothermal solution with higher Nd concentrations (~0.1 ppm; Michard, 1989). Because the majority of komatiite samples appear to have gained REE and HSFE (Fig. 13), the initial fluid must have contained higher concentrations of these elements. However, in a modern ridge environment the initial fluid was seawater, and it is most unlikely that concentrations of REE were greater than those illustrated in Fig. 15. If  $C_{0W}$  is around  $10^{-3}$  ppm and  $C_W$  is at a similar but slightly lower level, then the minimum value calculated for the water-rock ratio is 1000.

This ratio is far higher than those estimated in modern mid-ocean ridge systems and ophiolites, where values range from less than 1 to about 40 (Edmond et al., 1979; Albarède et al., 1981; McCulloch et al., 1981; Merlivat et al., 1987; Kawahata et al., 1987; Lécuyer et al., 1990; Lécuyer & Gruau, 1995) and also is in contradiction with the low values inferred from the mineralogy and textures of the komatiites. This result leads to the important conclusion that the mobility of trace elements recorded in the Alexo komatiite was not caused by the action of hydrothermal fluids in a tectonic setting equivalent to that of a modern mid-ocean ridge.

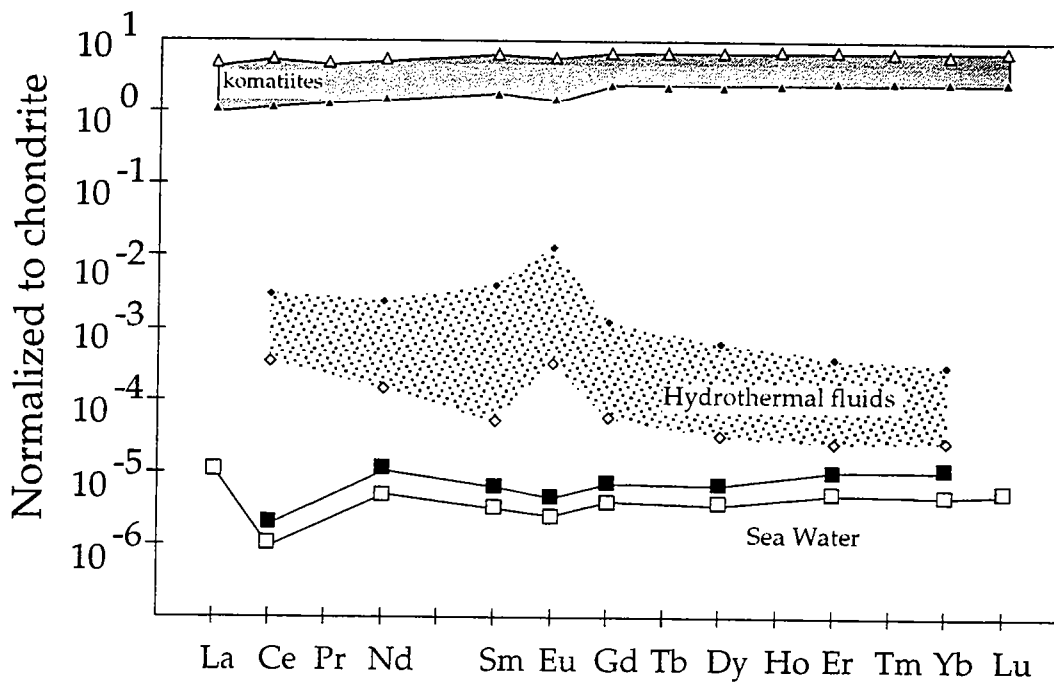


FIG. 15: Chondrite-normalized REE profiles for sea water (Greaves et al, 1991), hydrothermal fluids (Michard & Albarède, 1986; Michard, 1989) and Alexo komatiites.

More specific information about the trace element levels and the nature of the fluid responsible for the transport of REE can be obtained using the equation for an open system of Nabelek (1987).

$$\frac{W}{R} = \frac{2}{(D^f + D^i)} \ln \left[ \frac{2C_w - C_{oR}(D^f + D^i)}{2C_w - C_R(D^f + D^i)} \right]$$

The major unknowns in this equation are the fluid-rock distribution coefficients ( $D^i$  for the fluid entering the system, and  $D^f$  for the fluid leaving the system). Some information is available for fluid-rock interaction in the

subduction environment (Tatsumi et al., 1986; Tatsumi, 1989; McCulloch & Gamble, 1991; Hawkesworth et al., 1993; Hawkesworth et al., 1994). McCulloch & Gamble (1991) estimate  $D^{Nd} = C_W/C_R = 0.15$  but it is not evident that this value can be applied to the interaction between fluid and komatiite. Experimental partitioning between olivine and aqueous fluids at high temperature indicate that distribution coefficients varies between 1 and 0.01 for LREE (Brenan & Watson, 1991). However the global distribution coefficients depend also on the nature of the dissolved salts in the aqueous fluids and the residual mineralogy. We have therefore assumed that  $D_{Nd}^i \sim D_{Nd}^f$  and have made the calculations for a wide range of values, from  $D = 0.001$  to  $D = 1.5$ . It can be seen from Fig. 16 that if the fluid-rock ratio is low (between 1 and 10), the Nd concentration of the fluid is calculated to vary between 0.1 to about 3 ppm. If a partition coefficient of 0.1 is adopted, the Nd concentrations vary between 0.2 and 1 ppm. These concentrations are far higher than in typical hydrothermal fluids and reinforce the conclusion that the alteration did not take place in a mid-ocean ridge setting.

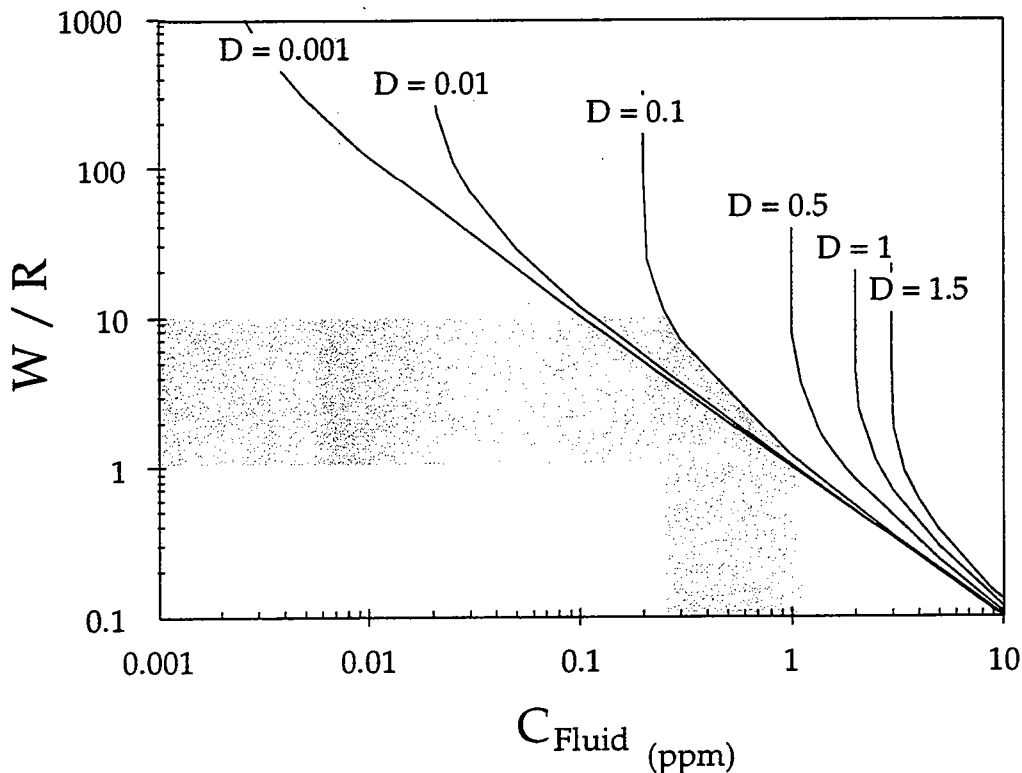


FIG. 16: Relationship between water-rock ratio and the trace element content of the final fluid, calculated using the Nd content of sample M675. See text for further explanation.



The question then is what type of fluid could have contained these relatively high concentrations of trace elements. According to Bau (1991), the REE concentrations in metamorphic fluids might be higher because of higher temperatures and pressures and a greater availability of complexing agents such as F<sup>-</sup> or CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>. Another possibility is magmatic fluid associated either with the emplacement of granitic rocks or with later alkaline magmatism. The mobility of Zr, TiO<sub>2</sub> and LREE has been documented in other parts of the Abitibi belt, particularly in regions close to major faults and shear zones. Various authors (King & Kerrich, 1987; Rubin et al., 1988; Rubin et al., 1993) have argued that the mobility is an indication that the fluids were rich in F or CO<sub>2</sub>, and suggested that they were related to alkaline magmatism. The mobility of the HSFE in CO<sub>2</sub>-rich fluids has also been documented by Hynes (1980) and Murphy & Hynes (1986) in other regions. Ludden et al. (1984) attribute alteration adjacent to major strike-slip faults of the Abitibi belt to the action of CO<sub>2</sub> or P-rich fluids. However, a new experimental study by Keppler (1994) of the partitioning of phosphorus between melt and fluid indicates that at pressures less than 1 kbar only very small amounts of phosphorus enter the fluid phase. Only when the pressure is greater than 4 kbar does phosphorus prefer the aqueous fluid.

If a fluid is rich in F<sup>-</sup>, OH<sup>-</sup> and /or CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, the fluid will become depleted in LREE because, according to Wood (1990); Bau (1991); Bau & Knittel (1993), the stability constants of REE complexes are negatively correlated with ionic radius. The authors have argued that LREE mobility relative to HREE, as in the Alexo flow, implies that the complex-forming capacity of the fluid is extremely low. Mobility of REE in the flow could be controlled by a sorption process, which implies that the strength of sorption is negatively correlated with the REE ionic radius. This would lead to a fluid enriched in LREE relative to HREE. During fluid-rock interaction between such a fluid and komatiites, secondary Mg-rich minerals such as serpentine and chlorite crystallize from olivine and glass. The differences in ionic radius between the substituting ions Mg<sup>2+</sup> and REE may cause what Morgan & Wandless (1980) termed a "crystallographic control". The smaller HREE can be accommodated in the crystal lattice whereas the larger LREE may be preferentially distributed along grain boundaries where they will be more susceptible to fluid-rock interaction and fluid transport.

In komatiites REE are concentrated initially in the glass. During fluid-rock interaction, the glass is transformed mainly to Mg-chlorite which can

accommodate the HREE but not the LREE which may be mobilized unless LREE-rich secondary phases such as epidote or sphene are also formed.

In summary, the exact nature of the fluid and process responsible for the mobility of HFSE and REE remains unknown at this stage. The major possibilities are (a) fluids of diverse origin that circulated through the volcanic pile during the structural, metamorphic and magmatic events accompanying accretion of the volcanic rocks and their transformation into continental crust (Desrochers et al., 1993; Kimura et al., 1993); (b) the more restricted fluid associated with alkaline magmatism (Cameron, 1993; Kerrich & Wyman, 1994).

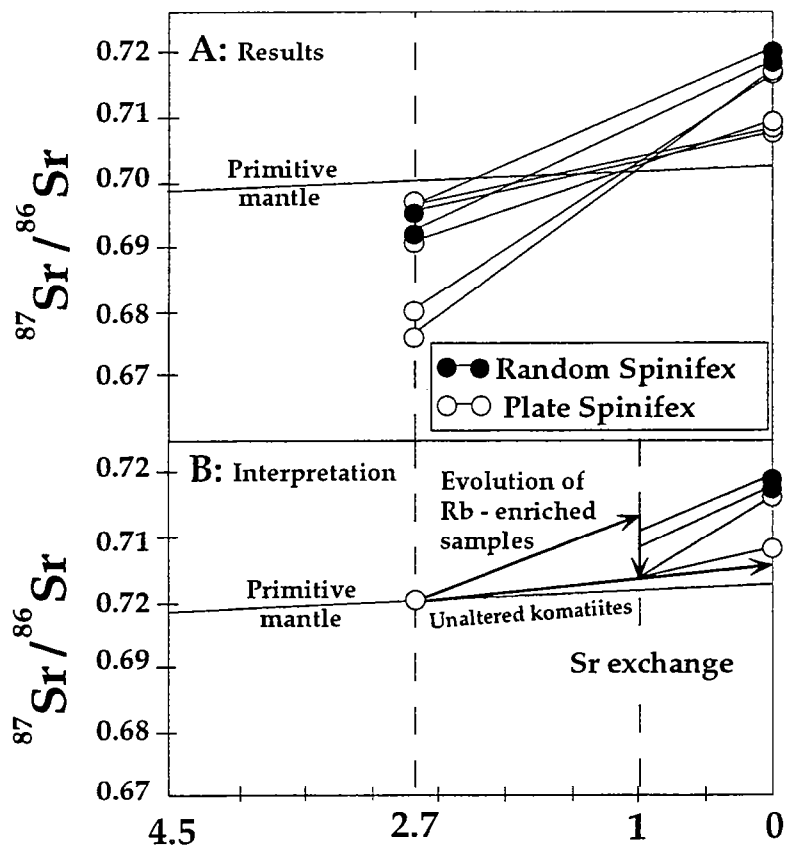


FIG. 17.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotopic data versus time.

### *Isotopic effects of the main alteration event*

The effects of the various alteration events on the Rb-Sr system are illustrated in Fig. 17. The Rb/Sr of the original komatiite magmas can be inferred from the flat to depleted incompatible element patterns (Fig. 11) to have been close to the primitive mantle value. The evolution of the

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotopic composition evolution through time should therefore be parallel to that of the primitive mantle. Figure 17A shows, however, that measured  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios are much higher ( $\sim 0.705$  to  $\sim 0.720$ ) than the actual primitive mantle composition ( $\sim 0.7025$ ) which implies mobility of Rb or Sr. The high Rb/Sr ratio of the least-altered spinifex samples (M662, M663) are attributed to the effects of an early alteration event that increased the concentration of Rb or leached Sr from the rocks (Fig. 11). The effects of later events are discussed below.

If we accept that the spread of Sm-Nd ratios within the Alexo komatiite flow is due to secondary processes, the timing of the early alteration is given by the Sm-Nd isochron age. This age ( $2726 \pm 98$  Ma) agrees within error with the U-Pb zircon age of underlying felsic volcanics ( $2725 \pm 2$  Ma; Nunes & Pyke, 1980). It also coincides, within error, with (1) Dupré et al.'s (1984) Pb-Pb age of the Alexo komatiite, which was attributed to the time of sea floor alteration, and (2) with the age of  $\sim 2.700$ - $2680$  Ma which corresponds to the major period of deformation, metamorphism and granitoid intrusion in the Abitibi belt (Jackson & Fyon, 1991; Corfu, 1993; Jackson et al., 1994), and (3) to the period of fluid circulation through major faults that led to the formation of the gold deposits (Kerrich & Kyser, 1994).

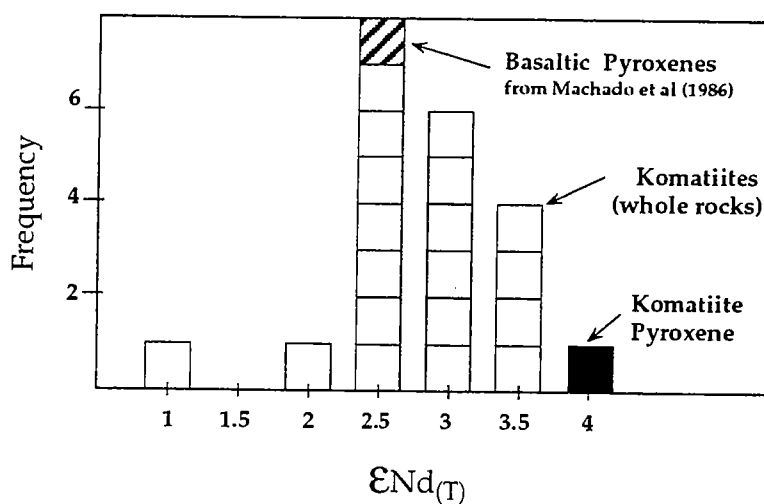


FIG. 18. Frequency of initial  $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$  values of whole-rocks, clinopyroxenes from the komatiitic flow of Alexo and of pyroxenes from layered mafic-ultramafic units (Machado et al, 1986)

The  $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$  values of komatiite whole rocks and magmatic pyroxenes are summarized in Fig. 18. The  $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$  value of the pyroxene from the komatiite, at +3.8, is one of the highest in the Abitibi belt. The only

comparable result is from komatiites from Newton Township, which have  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  values between  $\sim +2.5$  and  $+4.0$  (Cattell et al., 1984; C. Chauvel, unpublished data). It thus appears that the original komatiite magmas had an  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  slightly higher than the value of  $\sim +2.5$  that characterizes both most of the komatiite whole rocks, and pyroxenes from basaltic magmas of the Abitibi belt (Machado et al, 1986). We attribute the difference in  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  between pyroxene and whole-rock samples or secondary minerals to isotopic exchange during fluid-rock interaction. The fluids that affected the flow apparently inherited the Nd isotopic composition of surrounding largely basaltic volcanic pile and transmitted this composition to the komatiites. The scatter of  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  values in the komatiites (Fig. 18) may be due to incomplete interaction, or to later perturbation of the Sm-Nd system, evidence of which is found in the Rb-Sr isotopic data.

### *Later fluid/rock interaction*

Rodingitization affects only a small part of the Alexo flow. This type of alteration is confined mainly to plate spinifex lavas and the B1 layer, and appears spatially associated with a section of olivine cumulate that is particularly strongly serpentinized. The chemical changes associated with rodingitization and serpentinization are complementary and it is tempting to link the two. The rodingitized spinifex samples have gained CaO and lost SiO<sub>2</sub>; the opposite is seen in the serpentinized olivine cumulates (Fig. 13). The cumulates are also variously depleted or enriched in MgO.

A possible explanation for this exchange is as follows. The extreme serpentinization of the olivine cumulate resulted in the assemblage chrysotile plus brucite. If this transformation took place at constant volume, a certain quantity of MgO and SiO<sub>2</sub> could have been mobilized by the fluid phase (O'Hanley, 1992). At the same time, alteration of the matrix phases resulted in the liberation of CaO which was transported by the fluid into surrounding rocks; i.e. into the base of the spinifex layer. It is therefore possible that the rodingitization was limited to movement of elements within the flow itself and did not involve chemical exchange with the surrounding rocks.

Although the rodingitization appears to post-date the main alteration event (the secondary pyroxene and garnet replace earlier-formed hydrous

minerals), the fact that the rodingitized samples plot on the same isochron as the others indicates that the time difference was not great.

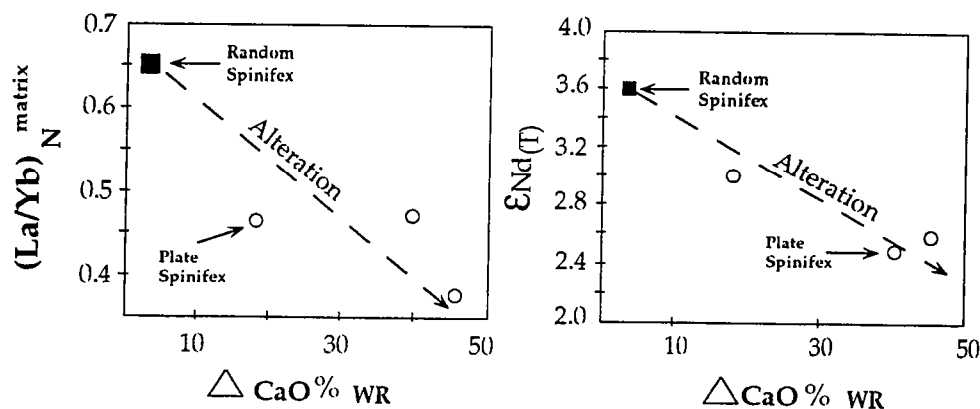


FIG. 19.  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$  ratios in the matrix (Table 2) and  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  ( $T=2.7$  Ga) versus percentage of CaO added to the whole rock. White circles represent the plate spinifex samples and black squares the random spinifex samples.

Variations in  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  values of rodingitized samples (from +3.6 to +0.7) show that this secondary alteration event also affected the REE. In Fig. 19 we see that the fractionation of LREE in the matrix of rodingitized samples correlates with the quantity of CaO added to the whole rocks and with  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ .

### *Isotopic effects of later events*

The Rb/Sr isotopic system is sensitive to fluid-rock interaction because of the great mobility of alkaline trace elements. As shown in Fig. 17A calculated initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios vary from  $\sim 0.70$  to  $\sim 0.68$  at 2.7 Ga. These values cannot be the real initial values because they are lower than the Sr isotopic composition of the primitive mantle at 2.7 Ga and lower than initial bulk earth. To explain the lower initial isotopic compositions of the plate spinifex samples, a second alteration event is invoked. It is seen in Fig. 17A that the calculated evolution lines for the plate spinifex samples intersect at an age close to 1 Ga and this may reflect the time of a later event. Two splits from the plate spinifex sample M668, one rich in altered olivine (M668B), the other rich in matrix (M668A, Table 5), align along an isochron with about the same age. This event is not correlated to an alteration type described above and appears to affect only the plate spinifex samples from the eastern and western section of the outcrop. If the plate spinifex samples

had acquired the same high Rb/Sr of the flow top samples after the initial alteration, the event at 1 Ga must have involved exchange with fluids with low Sr isotopic compositions, as shown in Fig. 17B.

An event at around 1 Ga was also recognized by Walker et al. (1988) from their Rb/Sr studies of Pyke Hill komatiites, and they related it to crustal uplift during the 1 Ga Grenville orogeny. Krogh & Davis (1974) noted disturbance of the U-Pb system at around  $1250 \pm 250$  which they correlated with chemical alteration of the zircons. Corfu (1993), in his compilation of lower intercept ages of zircons in the southern Abitibi attributed the ages around 1250 and 750 Ma to faulting and enhanced fluid activity in response to orogenic activity in the Grenville Province and possibly to the intrusion of Sudbury and Abitibi mafic dikes.

### *Factors controlling element mobility in Alexo komatiites*

The basic factors that influence the syn- or post-magmatic mobility of major and trace elements are: (1) the initial compositions of the rocks, (2) the types of secondary minerals that host the trace elements, (3) the composition of the fluid that interacted with the rock, and (4) textures.

(1) Komatiites have low concentrations of trace elements incompatible with olivine. During fluid interaction the komatiites will therefore be more susceptible to alteration than basalts or other rocks with higher trace element abundances.

(2) Glass is the only primary phase in komatiites that concentrates the incompatible elements. Devitrification during initial hydration, and recrystallization at higher metamorphic grades, may produce secondary phases capable of accommodating the trace elements. In komatiites secondary sphene or epidote may play a similar role. If this is not the case, these elements are likely to be removed from the rock during fluid-rock interaction.

(3) The abundances of trace elements in hydrothermal fluids depend on physico-chemical parameters such as the temperature, the redox characteristics and the composition of the fluid (Von Damm et al., 1985 a, b; Michard, 1989) as discuss earlier (origin and composition of the fluids).

(4) Volcanic textures also seem to influence the intensity of alteration. In the Alexo flow, two types of textural control have been observed; (a) The extent of Sm-Nd fractionation depends on the depth of the sample within

the flow. In Fig. 14, we see that the gain in La correlates with the La/Yb ratio, and that both values increase during the transition from the margin to the center of the flow; i.e. from the random spinifex or cumulate samples to the B1 layer; (b) the perturbations of the Rb-Sr system, which is interpreted to have happened at 1 Ga, appears to have preferentially affected the plate spinifex samples. It appears that the fabric of samples in the center of the flow permitted enhanced circulation of the fluids responsible for the mobility of trace elements.

### *INITIAL Nd, O ISOTOPIC AND TRACE ELEMENT COMPOSITION OF THE KOMATIITE MAGMA*

The initial trace-element characteristics of the komatiite magma can be deduced from the compositions of well preserved samples from the flow top (Table 8, Fig. 11). The chill zone sample M666 and the random spinifex samples from the western part of the outcrop have LREE depleted patterns with flat HREE. They do not show HFSE anomalies like those reported by Xie et al. (1993) and Xie & Kerrich (1994) in komatiites from other parts of the Abitibi belt. Although these anomalies were attributed by these authors to the fractionation of high pressure phase such as perovskite during partial melting process, we argue in another paper (Lahaye et al., in prep) that they result mainly from within flow mobility of HFSE and REE during fluid/rock interaction.

The initial oxygen isotopic composition is given by the analyses of primary olivine and pyroxene. The  $\delta^{18}\text{O}$  value of the pyroxene (+5.1‰) is identical within error to that of the olivine (+5.2‰) and to values found on primary minerals in 2.7 Ga komatiites from Zimbabwe (+5.3‰; Hegner et al., 1987) and Australia (+4.5 to +5.5‰; Hoefs & Binns, 1978). The fact that we obtain identical results for pyroxene and olivine has some implications for our understanding of the crystal-liquid fractionation of oxygen isotopes. In basaltic systems pyroxene-liquid and olivine-liquid fractionation coefficients are assumed to be -0.8 and -0.4, respectively (Garlick, 1966; Anderson et al., 1971; Muehlenbachs & Kushiro, 1974). The identical oxygen isotopic compositions of these two minerals in the komatiite may indicate that the fractionation coefficients are lower in the high-temperature komatiitic liquid.

Magmatic pyroxene from Alexo komatiitic flow give an  $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$  value of +3.8 and 3.1 (Table 6). As explained earlier, this value is higher than other whole rocks in the Abitibi belt, even higher than the  $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$  value attributed to the depleted mantle at 2.7 Ga from basaltic clinopyroxenes ( $\epsilon\text{Nd}_{(T)} = 2.49 \pm 0.27$ ; Machado et al., 1986). This  $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$  difference is interpreted in terms of source differences during the melting in an Archean plume according to the model of Campbell et al. (1989). In this model, the source of komatiites is deeper and differs in composition from that of the shallower source of the tholeiitic basalts. This model is consistent with new results on the potential temperature of the Archean mantle based on komatiite geochemistry (Nisbet et al., 1993) and with inferences from the trace element contents of glass inclusions in olivines in komatiites (McDonough & Ireland, 1993).

### ACKNOWLEDGEMENTS

This project was supported by the French CNRS and by the France-Quebec cooperative program. We thank Catherine Chauvel, Francis Albarède, John Ludden, Gerard Gruau, Christophe Lécuyer and Serge Fourcade for the constructive comments; S.J. Barnes for the basaltic samples; C.M. Lesher for help with sample collection; Gilles Gauthier and John Ludden for providing ICP-MS facilities and assistance at the University of Montreal; L. Savoyant and C. Dupuy for ICP-MS facilities at the University of Montpellier; and Catherine Chauvel, François Martineau, Nicole Morin, Jean Cornichet, Odile Henin and Martine Le Cox-Bounhik for helping with the analyses at Rennes.



# TABLEAUX

Table 1  
Major element compositions of primary and secondary minerals

Minerals Number of Analyses	Chlorite 50	Garnet 9	Serpentine 58	Tremolite 5	Augite 10	Glass 140	Sphene 6
SiO <sub>2</sub>	36.5	35.5	42.2	55.3	54.3	41.6	31.3
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.01	0.00	0.01	0.06	0.36	25.4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.2	2.58	1.93	1.56	0.44	11.0	4.48
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.22	0.16	0.15	0.05	0.15	0.06	0.05
FeO	8.82	26.3	4.24	7.79	4.59	10.9	5.67
NiO	0.10	0.00	0.22	0.07	0.03	0.05	0.00
MnO	0.11	0.04	0.03	0.09	0.15	0.27	0.03
MgO	29.8	0.23	36.4	20.5	16.6	19.1	2.80
CaO	0.34	33.9	0.23	10.9	24.2	8.25	24.3
K <sub>2</sub> O	0.07	0.03	0.01	0.05	0.00	0.16	0.05
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.01	0.02	0.16	0.05	0.51	0.03
<b>Total</b>	<b>87.3</b>	<b>98.8</b>	<b>85.5</b>	<b>96.5</b>	<b>100.6</b>	<b>92.3</b>	<b>94.1</b>

Total iron as FeO. Oxide in weight per cent.

Table 2  
Major and trace elements compositions of separated minerals

Mineral Sample	Chl M667	Chl M668	Chl M657	Srp M662	Cpx M658	Cpx M668	Cpx M657	Glass M665	Glass M658	Glass M657	Glass M662
SiO <sub>2</sub>	37.3	35.7	32.7	43.0	49.0	52.7	50.4	43.0	40.6	38.2	44.8
TiO <sub>2</sub>	0.32	0.00	0.00	0.00	0.57	0.09	0.45	0.53	0.37	0.40	0.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.03	12.5	13.7	1.15	6.75	3.43	5.49	7.67	12.9	11.2	13.6
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.51	0.31	0.23	0.17	0.28	1.12	0.56	0.00	0.00	0.03	0.02
FeO	11.1	10.3	11.4	2.90	8.90	9.86	8.76	13.14	11.99	11.47	12.62
NiO	0.06	0.17	0.16	0.22	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02
MnO	0.23	0.12	0.05	0.03	0.23	0.18	0.20	0.17	0.48	0.18	0.27
MgO	29.1	28.5	27.2	38.0	14.4	22.7	16.4	19.7	12.8	19.4	11.3
CaO	0.42	0.22	0.21	0.08	19.5	9.86	17.9	8.23	15.2	9.77	10.4
K <sub>2</sub> O	0.04	0.10	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.14	0.07	0.02	0.25
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.02	0.01	0.01	0.17	0.02	0.12	0.02	0.39	0.03	1.34
Total	88.1	87.9	85.8	85.7	99.8	99.9	100.3	92.7	94.9	90.7	95.2
Rb	3.87	0.47	2.41	4.29	1.33	2.02	1.50	3.11	1.31	1.22	9.13
Sr	11.4	2.4	5.0	14.2	12.8	26.3	13.3	12.0	16.1	8.1	55.6
Cs	2.13	0.11	1.15	0.84	0.18	0.27	0.22	0.65	0.15	0.62	0.31
Ba	5.3	1.1	4.7	8.1	10.0	17.6	16.4	6.3	10.2	7.4	39.0
La	0.45	3.14	0.23	0.27	1.28	1.11	1.42	1.08	1.47	1.17	2.1
Ce	1.14	6.34	0.65	0.83	3.09	2.32	3.51	2.73	3.63	3.07	5.05
Nd	1.20	2.38	0.48	0.86	2.75	1.84	3.07	2.46	3.27	2.79	3.62
Sm	0.5	0.36	0.17	0.34	0.99	0.71	1.15	0.95	1.21	1.05	1.23
Eu	0.19	0.07	0.1	0.15	0.45	0.37	0.8	0.33	0.53	0.56	0.54
Gd	0.89	0.28	0.29	0.56	1.57	1.24	1.72	1.24	1.7	1.52	1.79
Tb	0.16	0.05	0.06	0.10	0.28	0.24	0.32	0.23	0.32	0.29	0.33
Dy	1.09	0.28	0.44	0.69	1.99	1.73	2.23	1.55	2.14	1.98	2.22
Er	0.66	0.18	0.3	0.44	1.25	1.15	1.4	0.99	1.42	1.3	1.41
Yb	0.61	0.15	0.29	0.42	1.19	1.12	1.33	1.01	1.36	1.3	1.4
Lu	0.10	0.02	0.05	0.07	0.19	0.19	0.23	0.16	0.22	0.21	0.21
Rb/Sr	0.34	0.20	0.48	0.30	0.10	0.08	0.11	0.26	0.08	0.15	0.16
(La/Sm) <sub>N</sub>	0.57	5.49	0.85	0.50	0.81	0.98	0.78	0.72	0.76	0.70	1.07
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1.08	1.54	0.81	1.07	1.07	0.89	1.05	0.99	1.01	0.94	1.03

Total iron as FeO. Oxides in wt. per cent; trace elements in ppm; For sample descriptions and locations see Figure 2 and 3. (La/Sm)<sub>N</sub> and (Gd/Yb)<sub>N</sub> are normalized to chondritic values of Evensen et al. (1978). Chl, chlorite; Srp, serpentine; Cpx, augite; Ol, olivine; Glass, devitrified and altered glass.

Table 3  
Major and trace element data

Sample	M 710	M 675	M 676	M 717	M 716	M 718	M 715	M 714	M 713	M 712
Depth (m)	11.0	11.5	11.5	11.5	12.0	12.0	12.5	13.5	14.5	15.5
Layer	B1	B1	B1	B1	B1	Cum	Cum	Cum	Cum	Cum
SiO <sub>2</sub>	44.05	46.03	45.02	44.83	45.20	44.18	44.44	45.25	44.57	44.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.19	7.20	5.72	5.92	6.50	4.63	4.29	3.24	3.84	3.74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.47	11.47	11.07	10.84	11.00	10.08	10.04	9.45	7.94	8.78
MnO	0.20	0.17	0.16	0.16	0.17	0.14	0.15	0.17	0.14	0.16
MgO	29.75	28.18	32.75	31.56	29.80	36.36	37.13	38.10	42.86	39.58
CaO	8.68	6.08	4.74	5.58	6.31	3.70	3.46	3.23	0.16	2.82
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.30	0.05	0.09	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.10	0.09	0.09	0.10	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01
TiO <sub>2</sub>	0.32	0.43	0.36	0.31	0.35	0.27	0.21	0.25	0.21	0.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.04	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02
Total	100.2	100.6	100.6	99.95	100.2	99.9	100.3	100.2	100.3	100.3
H <sub>2</sub> O	7.72	6.16	7.37	7.26	5.87	9.88	10.54	10.79	12.59	10.15
Rb	<1	3	3	4	4	3	<1	<1	<1	1
Sr	3	23	19	2	32	6	4	4	4	5
Y	5	10	8	5	6	3	2	3	3	5
Zr	15	27	17	14	17	12	11	11	11	10
V	99	130	107	96	105	78	71	82	74	65
Cr	2329	2964	2837	2432	2328	2110	1903	2091	1963	1948
Co	91	96	100	104	86	105	98	97	107	97
Ni	1715	1436	1815	1908	1741	2286	2557	2390	2605	2506

Analyses are recalculated to 100 per cent on volatile-free basis. Total iron as Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Oxides in wt. per cent; trace elements in ppm. For sample descriptions and locations see Fig. 2.

Table 4  
Rare earth element data

Sample	M 664	M 665	M 668A	M 658	M 675	M 676	M 661	M 713	M 712
Depth (m)	4.3	7.8	8.7	10.2	11.5	11.5	13.0	14.5	15.5
Layer	Random	Plate	Plate	Plate	B1	B1	Cumulate	Cumulate	Cumulate
La	0.62	0.67	0.94	0.71	1.22	0.95	0.27	0.27	0.38
Ce	1.85	2.07	2.76	1.81	3.47	2.77	1.04	0.77	1.13
Pr	0.32	-	-	-	0.47	0.39	0.16	0.13	0.19
Nd	1.81	1.90	2.52	1.73	2.66	2.17	0.94	0.73	1.02
Sm	0.74	0.69	0.92	0.66	0.99	0.80	0.33	0.29	0.40
Eu	0.29	0.28	0.53	0.22	0.35	0.27	0.11	0.09	0.16
Gd	1.15	1.01	1.44	0.91	1.41	1.09	0.51	0.50	0.62
Tb	0.21	0.19	0.25	0.17	0.26	0.20	0.09	0.09	0.11
Dy	1.43	1.30	1.75	1.17	1.81	1.30	0.63	0.61	0.77
Ho	0.31	0.29	0.38	0.26	0.43	0.29	0.14	0.14	0.17
Er	0.92	0.82	1.11	0.75	1.20	0.86	0.40	0.47	0.48
Tm	0.14	0.12	0.16	0.18	0.18	0.13	0.06	0.07	0.07
Yb	0.92	0.83	1.05	0.76	1.11	0.84	0.40	0.46	0.50
Lu	0.14	0.14	0.17	0.13	0.19	0.14	0.06	0.07	0.08
(La/Sm) <sub>N</sub>	0.53	0.61	0.64	0.68	0.78	0.75	0.52	0.59	0.59
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1.01	0.98	1.11	0.96	1.02	1.05	1.04	0.87	1.01

(La/Sm)<sub>N</sub> and (Gd/Yb)<sub>N</sub> has been calculated using chondritic values of Evensen et al. (1978).

Table 5  
Rb-Sr isotopic data for Alexo whole rocks

Sample	Texture	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 $\sigma$ m	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{2.7\text{Ga}}$
M 667	Spinifex	3.92	15.19	0.7468	0.709068	11	0.6799
M 662	Spinifex	4.95	22.56	0.6364	0.723493	13	0.6986
M 663	Spinifex	6.10	26.19	0.6764	0.721533	9	0.6951
M 654	Spinifex	1.40	3.82	1.0560	0.717964	12	0.6763
M 665	Spinifex	2.58	8.09	0.9234	0.718156	11	0.6821
M 658	Spinifex	0.88	5.24	0.4840	0.710155	12	0.6912
M 668 B	Spinifex	2.77	7.29	1.1011	0.719577	11	0.6765
M 668 A	Spinifex	5.83	46.97	0.3591	0.710321	9	0.6963
M 657	Spinifex	0.59	5.74	0.2974	0.708587	13	0.6855
M 661	Cumulate	0.34	3.72	0.2650	0.710462	13	0.7073

Samples M668A and M668B come from the same sample M668 but are respectively enriched in matrix (pyroxene plus plagioclase) and in olivine. All these data are fractionation-corrected to an  $^{86}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of  $0.710211 \pm 25$  (2 $\sigma$ ) for the NBS 987 Sr standard.

Table 6  
Nd isotopic results on Alexo komatiites and minerals

Sample		Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 $\sigma$ m	$\epsilon\text{Nd(T)}$
<b>Minerals</b>							
Px M668 A		0.677	1.561	0.2624	0.514000	6	+3.8
Px M668 A		0.903	2.230	0.2448	0.513655	5	+3.1
Chl M667		0.516	1.207	0.2584	0.513900	6	+3.2
<b>Random Spinifex and upper chill margin</b>							
M 662	Hyd	0.541	1.275	0.2565	0.513887	6	+3.6
M 662*	Hyd	0.567	1.336	0.2568	0.513867	30	+3.1
M 663*	Hyd	0.585	1.376	0.2569	0.513866	43	+3.0
M 666*	Hyd	0.626	1.477	0.2563	0.513842	32	+2.7
<b>Plate Spinifex</b>							
M 654*	R	0.391	0.978	0.2427	0.513586	23	+2.5
M 665	Hyd	0.647	1.646	0.2378	0.513525	5	+3.0
M656*	R	0.783	1.972	0.2402	0.513548	19	+2.6
M 668	Hyd	0.838	2.121	0.2387	0.513512	5	+2.9
M 668*	Hyd	0.840	2.135	0.2380	0.513522	36	+2.9
M 657*	R	1.074	2.728	0.2381	0.513511	17	+2.6
M 658	R	0.609	1.550	0.2377	0.513495	5	+2.5
<b>B1 Layer</b>							
M 710	R	0.594	1.584	0.2269	0.513364	6	+3.6
M 675	Hyd	0.682	1.967	0.2096	0.513048	6	+3.5
M 676	Hyd	0.934	2.685	0.2103	0.513057	6	+3.5
<b>Cumulate</b>							
M 715	R	0.372	0.974	0.2312	0.513389	6	+2.7
M 661	Hyd	0.267	0.694	0.2321	0.513368	5	+1.9
M 714	R	0.399	0.998	0.2415	0.513556	4	+2.3
M 713	R	0.236	0.601	0.2380	0.513407	9	+0.7
M 712	Hyd	0.357	0.932	0.2320	0.513418	5	+2.9
<b>Basalts</b>							
AX 14*		1.322	3.553	0.2250	0.513280	21	+2.6
AX 25*		0.689	1.904	0.2189	0.513174	21	+2.7
AX 47		2.354	8.327	0.1707	0.512284	7	+2.1
AX 48		0.410	1.144	0.2166	0.513125	5	+2.6
AX 62		1.049	2.792	0.2273	0.513328	6	+2.8
AX 43		1.181	3.222	0.2228	0.513285	7	+3.6

\*: samples from Dupré et al. (1984); Hyd : hydrated samples; R : rodingitized samples.

Table 7  
Oxygen isotopic composition of primary, secondary minerals and whole rocks

Minerals	Sample	$\delta^{18}\text{O}_{\text{‰}}$
clinopyroxene	M668*	+5.1
Olivine	M712*	+5.2
Serpentine	M662*	+3.8
Chlorite	M667*	+3.1
"Glass"	M663	+3.7
"Glass"	M663	+4.3
Whole rock	M662	+5.6
Whole rock	M662	+5.2

(\*): all the samples have been duplicated. Duplications for the glass and the whole rock M662 was impossible because of the variable hydration of these samples. Oxygen isotopic composition are normalized to NBS28 = +9.6 ‰.

Table 8  
Composition of ideal initial liquid

Sample	M666	M662	M663	M664	Initial Liquid
SiO <sub>2</sub>	45.4	45.0	45.3	45.0	45.20
TiO <sub>2</sub>	0.35	0.32	0.34	0.34	0.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.0	6.30	6.80	6.70	6.70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.0	11.5	11.9	11.2	11.65
MnO	0.17	0.16	0.16	0.17	0.17
MgO	27.9	29.6	28.4	29.4	28.83
CaO	6.50	6.10	6.20	6.30	6.28
Na <sub>2</sub> O	0.29	0.44	0.42	0.30	0.51
K <sub>2</sub> O	0.10	0.10	0.11	0.09	0.02
Rb	5	5	5	5	0.2
Ba	-	-	-	12.7	12.7
Th	-	-	-	0.039	0.039
U	-	-	-	0.012	0.012
Sr	19	26	31	25	29
Zr	17	15	14	19	15
Y	8.8	8.7	8.8	8.7	8.7
Nb	-	-	-	0.40	0.40
La	0.54	0.46	0.43	0.58	0.50
Ce	1.54	1.47	-	1.72	1.58
Pb	-	-	-	0.20	0.20
Nd	1.62	1.50	1.48	1.68	1.57
Sm	0.70	0.63	0.66	0.69	0.67
Hf	-	-	-	0.47	0.47
Eu	0.29	0.25	0.25	0.27	0.26
Gd	-	1.10	1.02	1.07	1.06
Tb	-	0.19	-	0.20	0.19
Yb	0.89	0.78	0.82	0.86	0.84
Lu	-	0.12	0.12	0.13	0.12
(La/Yb) <sub>N</sub>	0,41	0,40	0,35	0,45	0,40

Ideal initial liquid corresponds to an average of four random spinifex samples (Arndt, 1986; Jochum et al, 1990).

Table 9  
Compilation of concentrations for two international standards and blanks

Sample name	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma$
BHVO-1	6.164	24.848	0.1500	0.512992	30
BHVO-1*	6.160	24.750	0.1505	0.512981	19
BHVO-1**	6.170	24.930	0.1497	0.512974	18
BCR1	6.611	28.850	0.1385	0.512643	30
BCR1*	6.610	28.820	0.1387	0.512643	16
Blanks	0.00012	0.00015			

(\* : Rautenschlein et al., 1985; \*\* : Hergt et al., 1989).

Table 10  
Instrumental configuration

INDUCTIVELY COUPLED PLASMA	UNITS	VALUE
Incident power at 27 Mhz	kW	1350
Reflected power	W	<3
Coolant gas-flow	SLPM	14
Auxiliary	SLPM	0.9
Nebulizer gas-flow (MFC)	SLPM	0.8
SAMPLING INTERFACE	UNITS	VALUE
Sample solution uptake		
(Peristaltic pump 30 RPM)	ml Min <sup>-1</sup>	0.9
Nebulizer type		Meinhard
Spray Chamber type		Scott double-pass
Spray Chamber Temperature	°C	10
Washout-time	s	180
Sampling depth		
(Aperture - load coil)	mm	1.0
Nickel Sample cone		
Aperture diameter	mm	1.0
Nickel Skimmer cone		
Aperture diameter	mm	0.76
LENS SETTINGS	UNITS	VALUE
Extraction	V	-190
Collector	V	0
L1	V	0
L2	V	-30
L3	V	0
L4	V	-50

MASS ANALYSER	UNITS	VALUE
Quadrupole type		VGQ SX300
Mass Resolution at 10% peak height	amu	0.8
Pole Bias	V	5
DETECTION SYSTEM		
Detector type		Galileo channeltron 4870 V
Detector mode		pulse counting
DATA ACQUISITION	UNITS	VALUE
Mode		peak jumping
Points per peak		3
DAC steps		1
Dwell time per point	ms	10.24
Isotopes in element menu		35
Acquisition time	s	30
Sweeps per acquisition		21
Number of acquisitions		10

°C = degree Celcius

s = second

SLPM = standard liter per minute

V = volt

W = watt

amu = atomic mass unit

°C = degree Celcius

kW = kilowatt

min = minute

ml = milliliter

ms = millisecond



## CHAPITRE II

### La carbonatation des komatiites (Texmont, Ontario, Canada)

#### II-1- Introduction

Les komatiites de Texmont ont été échantillonnées pour évaluer les effets de la carbonatation sur les komatiites. La carbonatation est un processus d'altération fréquent dans la ceinture de roches vertes d'Abitibi ainsi que dans les autres ceintures archéennes (Brooks et al., 1969; Veizer et al., 1989 b; a). Veizer et al. (1989 b), à partir d'une étude effectuée sur les ceintures de roches vertes des provinces Slave et Superior au Canada, du craton de Kaapvaal en Afrique du Sud et du craton de Pilbara en Australie, ont distingué deux générations de carbonates associées à deux épisodes d'altération. Une génération d'origine vraisemblablement mantellique qui se localise essentiellement le long de grandes failles lithosphériques. La seconde génération est beaucoup plus diffuse et proviendrait de l'interaction des basaltes avec l'eau de mer. Ces deux événements seraient distincts du métamorphisme régional. Toutefois, Groves et al. (1988) ont montré qu'à Kambalda (Australie) les deux générations de carbonates pouvaient être liées d'une part au dégazage du manteau entraînant la carbonatation le long des failles, suivie par une remobilisation de ce premier événement de carbonatation durant le métamorphisme régional. Des processus de carbonatation ont aussi été décrits dans les ceintures de roches vertes de Finlande (Tourpin, 1991; Gruau et al., 1992) et du Brésil (Arndt et al., 1989).

En Abitibi plus précisément, l'essentiel des roches carbonatées est concentré le long des grands accidents lithosphériques tels que les failles Destor-Porcupine et Larder-Lake (figure 2 en introduction de la première partie). Les principaux gisements d'or sont aussi liés à ces grands accidents, ce qui explique une abondante littérature sur ces altérations (Fyon et al., 1984; Kerrich, 1987; Schandl & Wicks, 1991; Schandl & Naldrett, 1992;

Cameron, 1993). Dans la région de Timmins, Schandl & Wicks (1991) ont démontré l'existence de deux épisodes de carbonatation à l'aide de l'étude des inclusions fluides.

Cependant la chronologie de ces épisodes, la nature et l'origine des fluides, les mobilités géochimiques associées à ces altérations sont encore mal connues. Nous avons restreint notre étude à deux coulées komatiitiques, dans le but de contraindre les processus primaires (cristallisation fractionnée et fusion partielle) et de quantifier les effets de la carbonatation sur les komatiites.

Après un bref résumé des travaux antérieurs sur les komatiites de la région de Texmont, nous exposerons les principales caractéristiques pétrographiques, minéralogiques, géochimiques puis isotopiques. La discussion portera sur les effets de l'interaction entre les fluides riches en CO<sub>2</sub> et les komatiites en terme de mobilité géochimique. Enfin nous discuterons l'origine de ces fluides et leur chronologie relative.

**Tableau II-1 :** Pourcentages des différentes phases minéralogiques secondaires des échantillons de Texmont représentés sur la figure 1.

Ech.	Texture	Cal + Dol	Chl	Tlc	Pl	Act	Mag	Ilm	Bt	Ap
T1	Spinifex	4	30	16	-	44	7	-	-	-
T2	Spinifex	7	24	20	-	48	2	-	-	-
T3	Spinifex	4	38	42	-	11	6	-	-	-
T4	Spinifex	6	38	36	-	16	4	-	-	-
T5	Spinifex	6	48	18	-	20	8	-	-	-
T6	Cumulat	6	26	58	-	<1	11	-	-	-
T7	Cumulat	13	4	78	-	<1	6	-	-	-
T8	Cumulat	11	32	51	-	<1	6	-	-	-
T9	Cumulat	16	37	43	-	<1	4	-	-	-
T10	Cumulat	28	8	60	-	<1	4	-	-	-
A1	Basalte	6	12	-	22	30	<1	-	31	<1
A2	Spinifex	4	36	23	-	36	1	-	-	-
A3	Spinifex	2	36	36	-	27	<1	-	-	-
A4	Spinifex	8	42	14	-	33	2	-	-	-
A5	Spinifex	8	48	33	-	10	1	-	-	-
A6	Spinifex	9	30	51	-	8	2	-	-	-
A7	Cumulat	5	13	76	-	<1	6	-	-	-
A8	Cumulat	28	5	62	-	<1	4	-	-	-
A9	z. de cis.	16	82	<1	-	<1		2	-	<1
A10	Basalte	2	11	<1	38	34	<1	-	15	<1

Abréviations: Cal, calcite; Dol, dolomite; Chl, chlorite; Tlc, talc; Pl, plagioclase; Act, actinote; Mag, magnétite; Ilm, ilménite; Bt, biotite; Ap, apatite.

## II-2- Travaux antérieurs

Les komatiites de la région de Texmont ont fait l'objet d'une étude pétrographique et géochimique par Barnes (1985). Les changements minéralogiques observés dans ces komatiites tels que les transformations de l'olivine en serpentine, du pyroxène en amphibole et du verre en un assemblage à amphibole et chlorite, sont le résultat d'un métamorphisme régional en faciès schiste vert (Jolly, 1982). Les variations géochimiques primaires à l'intérieur des coulées sont attribuées à la cristallisation fractionnée et à l'accumulation d'olivine et de sulfure. Barnes (1985) montre qu'il est possible de produire ces liquides komatiitiques grâce à des taux de fusion partielle de l'ordre de 26 à 34% en partant d'une source mantellique primitive. Néanmoins ces résultats ont été obtenus sur des échantillons peu altérés ou simplement hydratés. La mobilité des alcalins et alcalino-terreux tels que  $K_2O$ , Rb,  $Na_2O$ , Sr observé dans ces échantillons non carbonatés a été interprétée par Barnes (1985) comme le résultat d'une interaction avec l'eau de mer lors de la mise en place.

Dans notre étude, les komatiites proviennent d'un nouvel échantillonnage ayant subi un ou plusieurs épisodes intenses de carbonatation.

**Tableau II-2 :** Compositions chimiques moyennes des principales phases minéralogiques. Le Fer est exprimé sous forme de FeO total. n, nombre d'analyses; -, inférieur à la limite de détection.

Minéraux	Chl	Act	Cal	Dol	Tlc	Mag	Ilm	Chr	Ap
n	19	15	17	8	10	4	2	2	1
SiO <sub>2</sub>	31.9	57.7	0.06	0.02	62.3	0.32	0.09	1.12	0.08
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	51.6	0.13	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.1	0.55	0.04	0.04	0.41	0.27	0.11	6.55	0.03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.33	0.06	0.05	0.06	0.02	2.31	0.05	37.9	0.05
FeO	11.4	5.17	0.35	2.48	3.40	90.2	42.7	47.4	0.41
MnO	0.13	0.15	0.63	0.38	0.03	0.04	4.54	1.45	0.02
MgO	27.5	21.6	0.44	21.6	28.9	0.33	0.22	1.26	0.01
CaO	0.05	12.0	56.1	31.3	0.04	0.09	0.03	0.12	54.8
NiO	0.14	0.05	0.03	0.02	0.22	0.04	0.02	0.19	0.08
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.08	0.01	0.01	0.02	0.01	-	0.03	0.01
K <sub>2</sub> O	0.04	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	-	0.10	0.00
F	-	-	0.01	-	-	-	-	-	3.41
SO <sub>3</sub>	0.04	0.02	0.03	0.01	0.03	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	-	-	38.8
Total	86.7	97.4	57.8	55.9	95.4	93.6	99.3	96.1	97.7
XMg	0.71	0.81	0.56	0.90	0.89	0.00	0.01	0.03	0.02

Abréviations: Chl, chlorite; Act, actinote; Cal, calcite; Dol, dolomite; Tlc, talc; Mag, magnétite; Ilm, ilménite, Chr, chromite; Ap, apatite.

### II-3- Pétrologie & Minéralogie

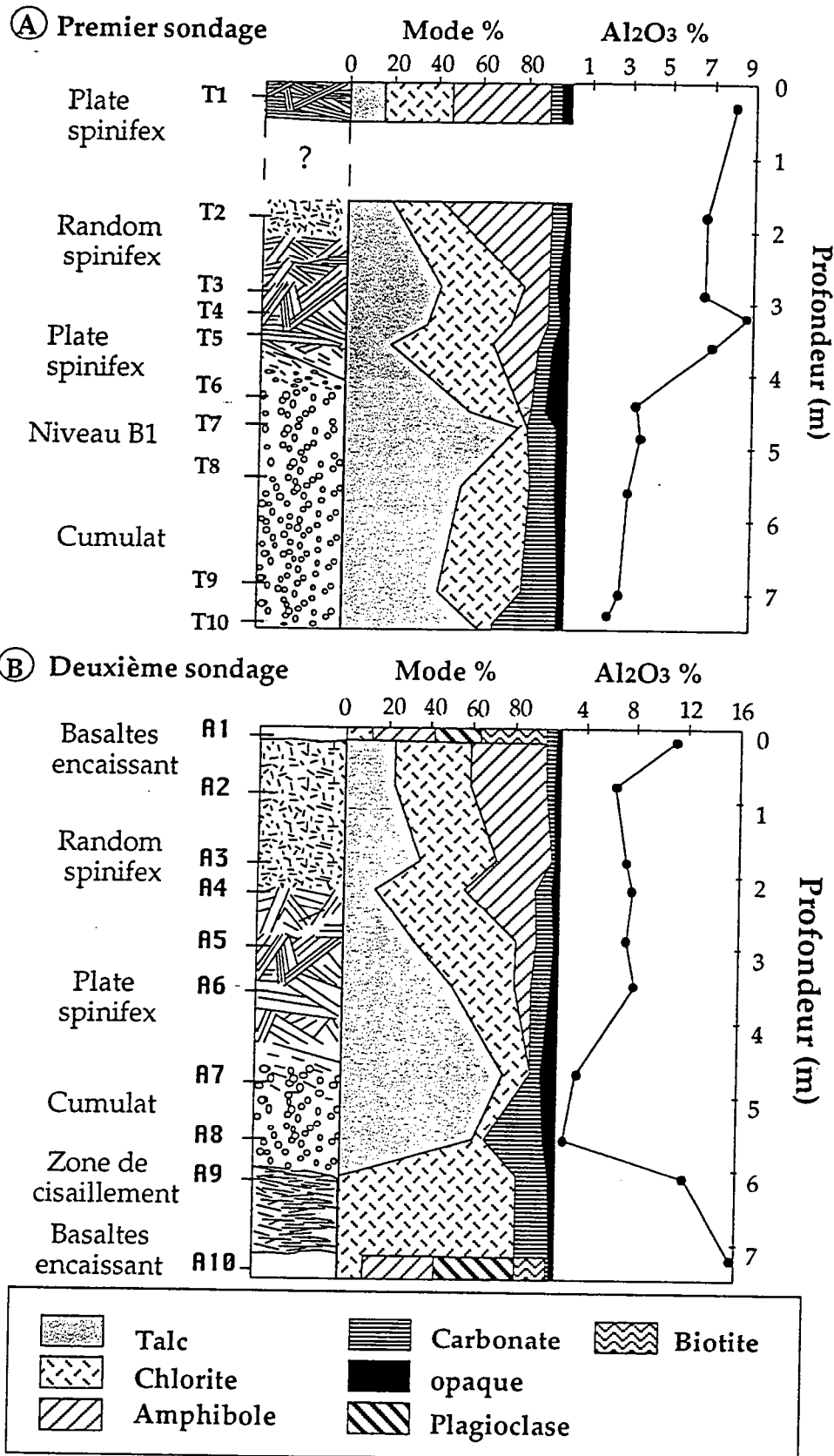
Les deux coulées étudiées ont été échantillonnées par deux sondages de 7 mètres de profondeur. L'épaisseur totale de ces deux coulées est inconnue mais doit être au minimum de 7 m pour la première (échantillons de T1 à T10) et de 4 m pour la seconde (échantillons A2 à A8). Bien que les textures soient intactes, aucun des minéraux primaires n'est préservé. Les variations texturales et minéralogiques à l'intérieur des deux coulées sont illustrées dans la figure II-1 a et b. Les pourcentages modaux des différents minéraux sont reportés sur le tableau II-1 et la figure II-1. Les compositions chimiques des principales phases minéralogiques sont reportées dans le tableau II-2.

On distingue quatre grands types d'unités lithologiques au sein des deux sondages; (a) des komatiites à textures spinifex; (b) des komatiites à textures cumulées; (c) une zone de cisaillement; (d) des basaltes encaissants des deux coulées komatiitiques.

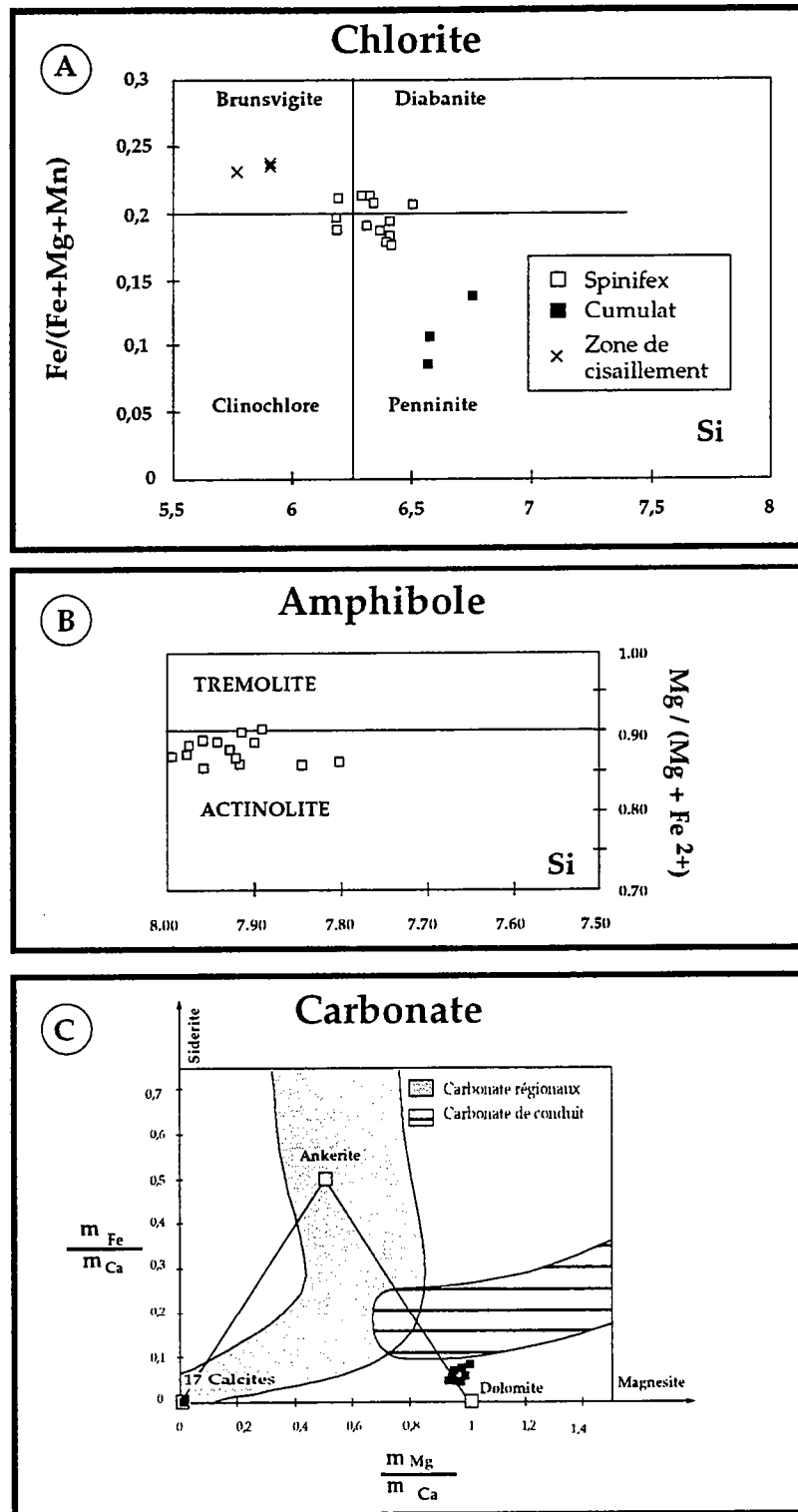
#### (a) *Les komatiites à textures spinifex:*

Les komatiites à texture spinifex (échantillons T1 à T5 et A2 à A6) sont situées au sommet des deux coulées et représentent une épaisseur d'environ 3 mètres. Les spinifex sont équants au sommet (random spinifex) alors qu'ils sont orientés vers la base (plate spinifex).

L'assemblage minéralogique secondaire caractéristique de cet horizon à texture spinifex est une association à chlorite (12 à 48%), talc (14 à 42%), amphibole (10 à 48%), magnétite (<1 à 8%) et calcite (4 à 9%). Les textures sont dessinées par les fantômes d'olivine en baguettes de 150µm d'épaisseur entièrement chloritisés. Ces chlorites ont une composition intermédiaire entre la clinocllore, la penninite, la brunsvigite et la diabanite selon la classification de Foster (1962; Figure II-2a). Leurs compositions chimiques sont très homogènes en SiO<sub>2</sub>, FeO et MgO (figure II-2a). Les baguettes de pyroxènes sont entièrement déstabilisées en un assemblage de talc et magnétite tandis que le verre a recristallisé sous forme d'un assemblage à chlorite - amphibole. Les amphiboles ont des compositions d'actinolite très magnésiennes (XMg= 0,8), leurs teneurs en SiO<sub>2</sub> étant relativement constantes (entre 7,8 et 8%, figure II-2B). Les komatiites à texture spinifex contiennent un pourcentage important de calcite. La calcite a une composition chimique en éléments majeurs très homogène (figure II-2c). Dans ces échantillons, la calcite peut apparaître sous deux formes: (1) soit des



**Figure II-1:** Variation des textures et des modes en fonction de la profondeur des deux sondages. Ces résultats ont été obtenus par comptage de points. Les pourcentages en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sont indiqués comme indice de différenciation.



**Figure II-2:** Classification des principales phases minéralogiques. A: Composition des chlorites dans le diagramme de classification  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn})$  en fonction de Si (Foster, 1962): carrés blancs, spinifex; carrés noirs, cumulats; croix, zone de cisaillement. B: Composition des amphiboles (carrés blancs) des spinifex dans le diagramme  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$  en fonction de Si (Leake, 1978). C: Minéralogie et chimie des carbonates des deux coulées komatiitiques dans un diagramme de rapports moléculaires  $m_{\text{Fe}}/m_{\text{Ca}}$  en fonction de  $m_{\text{Mg}}/m_{\text{Ca}}$ . Le champ grisé représente les carbonates du métamorphisme régional et le champ hachuré représente les carbonates des zones de cisaillement selon Veizer et al. (1989 b). Les carrés noirs représentent les carbonates.

carbonates interstitiels disséminés dans la matrice; (2) soit elle recoupe les textures sous forme de veines dont l'épaisseur peut atteindre 200 $\mu$ m (figure II-3). La mise en place de cette calcite semble s'accompagner d'une déformation fragile étant donné qu'elle se situe le long de micro-cisaillements découpant les baguettes d'olivine de la partie spinifex (figure II-3).

**(b) Les komatiites à textures cumulées:**

Les cumulats de la coulée "T" (échantillons T6 à T10) ont une épaisseur de 2,5 m au minimum tandis que les cumulats de la coulée "A" (échantillons A7 et A8) ont une épaisseur minimale de 1,5 m. Les textures des cumulats ne sont presque plus préservées vers la base des coulées.

L'assemblage minéralogique de ces cumulats est constitué de chlorite (4 à 37%), talc (43 à 78%) et dolomite  $\pm$  calcite en veine et interstitielle (5 à 28%). Les fantômes d'olivine cumulés sont entièrement chloritisés. Ces chlorites ont des compositions plus riches en SiO<sub>2</sub> et MgO (XMg= 0,8) que les chlorites de la zone à spinifex (XMg= 0,9) et correspondent à des penninites (figure II-2). Les pourcentages de talc peuvent être très importants (43 et 78%) de même que ceux en carbonates (5 à 28%). Les carbonates sont essentiellement des dolomites légèrement ferrifères. Lorsque la dolomite se présente sous forme de veines, l'épaisseur de celle-ci peut atteindre 1mm (figure II-3). Les teneurs non négligeables en Fe (~2,5 %) de ces dolomites peuvent être le résultat de la déstabilisation de la magnétite au cours de l'altération carbonatée (Yang, 1987). On observe localement la présence de veines de calcite recoupant les veines de dolomite plus précoces dans les parties cumulées du sommet des coulées (figure II-3).

**(c) La zone de cisaillement:**

La zone de cisaillement à la base de la deuxième coulée (échantillon A9) est constituée à 82% de chlorite et à 16% de calcite, auxquels s'ajoutent de l'ilménite (2%) et de la fluorapatite (<1%). Les chlorites ont des compositions chimiques moins riches en MgO et SiO<sub>2</sub> que les chlorites des komatiites des cumulats sous-jacents (XMg = ~0,75; figure II-2). La calcite se présente sous forme interstitielle ou sous forme de veines pouvant atteindre 1mm d'épaisseur. Les ilménites se caractérisent par un pourcentage en MnO (4,5 %) supérieur aux teneurs généralement mesurées en MnO dans les ilménites (de l'ordre de 1%). Cette richesse anormale a déjà été observée par Cassidy et al. (1988) dans les roches basiques et ultrabasiques métamorphisées des ceintures de roches vertes d'Australie. Selon ces

auteurs, cet enrichissement en Mn pourrait s'expliquer par une diffusion depuis les silicates ferromagnésiens environnants vers l'ilménite dans un contexte réducteur, au cours d'un hydrothermalisme.

**(d) Les basaltes encaissants:**

Le sommet et la base du sondage "A" sont constitués de volcanites à texture intergranulaire avec un assemblage minéralogique constitué de biotite (15-31%) partiellement chloritisé (11-12%), pyroxènes ouralitisés (30-34%), plagioclase séricitisé (22-38%), calcite (2-6%), épidote (~1%), sphène (<1%), minéraux opaques (<1%) et fluorapatite (<1%).

**Résumé des principales caractéristiques pétrographiques:**

Les calcites sont essentiellement localisées dans les parties spinifex tandis que les dolomites sont essentiellement localisées dans les cumulats. Les calcites recoupent sous forme de veines les cumulats dolomités.

Pétrographiquement ces échantillons ont donc subi deux épisodes de carbonatation. Le premier épisode de carbonatation affecte la partie cumulée de ces coulées et se traduit par la présence de dolomite en veines et interstitielles. Le deuxième épisode de carbonatation se traduit par la présence de calcites interstitielles et en veines. Les veines de calcite, et la fracturation qui leur est associée, suggèrent donc que leur mise en place est nettement tardive par rapport à l'épisode de carbonatation responsable de la dolomitisation des cumulats et à la mise en place de la coulée. Étant donné les pourcentages modaux en dolomite (5% à 28%) et calcite (4% à 9%), l'intensité du premier épisode de carbonatation semble nettement plus importante que celle du second épisode.



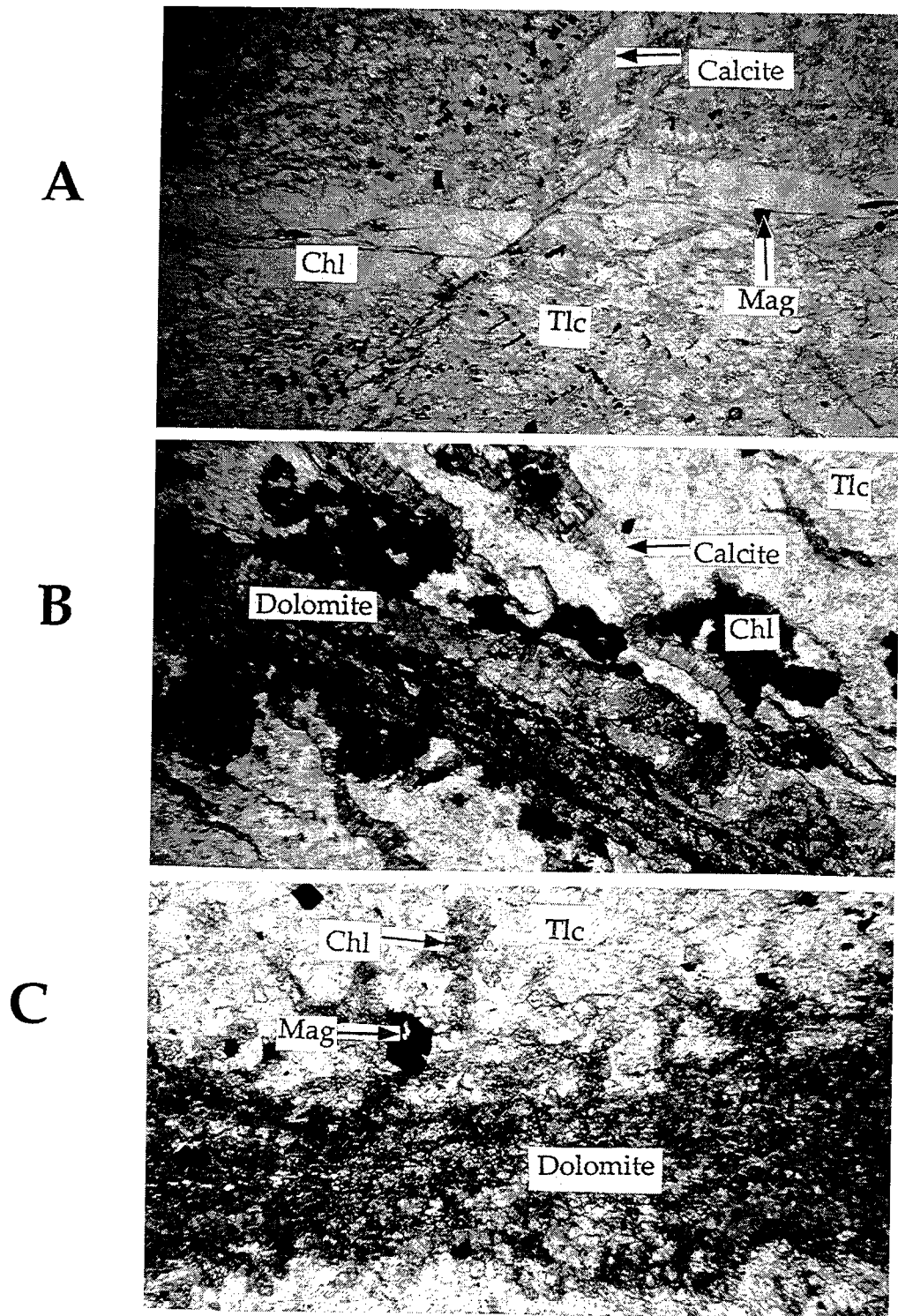


Figure II - 3 A: Echantillon A4 à texture "Plate spinifex" (X 30). Les veines de calcite recoupent les baguettes d'olivine entièrement chloritisées dans une matrice constitué d'un assemblage de talc, trémolite et magnétite. B: Echantillon T6 à texture cumulé (X 125). Les veines de calcite recoupent les veines de dolomites dans les cumulats à olivine entièrement chloritisées dans une matrice constitué d'un assemblage de talc, chlorite et magnétite. C: Echantillon T10 à "texture cumulé" (X 30) Veine de dolomite recoupant une matrice constitué d'un assemblage de talc, chlorite et magnétite.

## II-4-Géochimie

### II-4-1- Méthodes analytiques

Les concentrations en éléments majeurs et en Co, V, Ni, Cr, Ga, Cu et Zn ont été effectuées par fluorescence X à l'université de Rennes I. Le dosage du CO<sub>2</sub> sur roche totale a été déterminé par dosage coulométrique au C.R.P.G. de Nancy. Les abondances des autres éléments en traces sur roches totales ont été effectuées par ICP-MS à l'université de Montréal. Les concentrations en éléments en traces des carbonates ont été obtenues par ICP-MS en mode solution (dolomite) et en mode laser (T5, T9, A9). Les analyses en éléments majeurs des différentes phases minéralogiques ont été effectuées à la microsonde électronique de l'Ifremer à Brest. Les analyses isotopiques des éléments radiogéniques (Nd) et stables (C) ont été effectuées à Rennes. Le détail des techniques analytiques est présenté en annexe.

### II-4-2- Résultats

#### II 4-2-a- géochimie des éléments majeurs et en traces

Les résultats des analyses en éléments majeurs et traces sur roches totales sont présentés dans les tableaux II-3 et II-4. Les spectres de Terres Rares normés aux chondrites (Evensen et al., 1978) ainsi que les diagrammes multi-éléments normés au manteau primitif (Hofmann, 1988) de ces komatiites sont reportés sur les figures II-5 et II-6. Les compositions des carbonates sont reportées dans le tableau II-5 et représentées sur le diagramme multi-éléments (figure II-7).

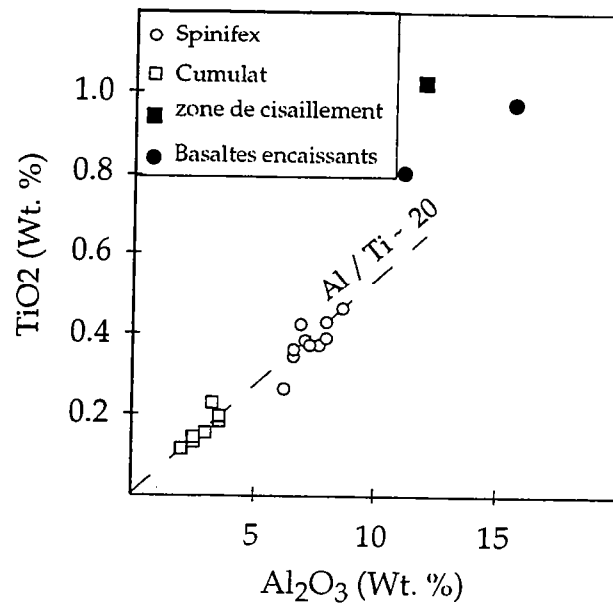
Les concentrations en éléments majeurs réputés immobiles tels que Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et TiO<sub>2</sub> sont reportés sur la figure II-4. Les rapports Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> proches de 20 ainsi que les spectres de terre rares plats au niveau des Terres Rares lourdes ((Gd/Yb)<sub>N</sub> ~1, Figure II-5, Tableau II-4) sont similaires à ceux de Barnes (1985) et démontrent que les échantillons komatiitiques de la région de Texmont appartiennent au groupe des komatiites non appauvries en alumine. Les autres caractéristiques géochimiques de ces komatiites sont leurs faibles teneurs en Na<sub>2</sub>O(%) ainsi que leurs fortes teneurs en CaO, K<sub>2</sub>O, Rb, Sr, Pb et pertes au feu (essentiellement dues à la phase CO<sub>2</sub>; figure II-6; tableaux II-3 et II-4).

**Tableau II-3:** Compositions chimiques des roches totales. Les analyses sont recalculées en base anhydre. Le fer est exprimé sous forme Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Les oxydes sont en pourcentage.

Ech.	Texture	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	(H <sub>2</sub> O)	(CO <sub>2</sub> )	CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>
<b>Coulée "T"</b>															
T1	Spinifex	40.7	7.94	12.2	0.18	24.6	5.16	0.00	0.03	0.43	0.03	6.69	1.97	0.65	18.8
T2	Spinifex	42.7	6.62	10.3	0.17	25.1	5.63	0.00	0.03	0.34	0.03	6.27	2.83	0.85	19.2
T3	Spinifex	42.7	6.62	12.6	0.12	26.8	2.13	0.00	0.00	0.36	0.02	6.62	2.01	0.32	18.1
T4	Spinifex	38.2	8.67	13.4	0.18	24.8	4.23	0.00	0.01	0.46	0.03	7.23	2.71	0.49	18.5
T5	Spinifex	41.8	6.98	12.3	0.16	25.7	3.57	0.00	0.01	0.42	0.03	6.64	2.41	0.51	16.7
T6	Cumulat	49.3	3.34	8.6	0.09	27.1	3.11	0.00	0.00	0.23	0.02	5.37	2.87	0.93	14.2
T7	Cumulat	44.9	3.57	8.7	0.09	26.4	5.43	0.00	0.00	0.18	0.01	5.33	5.35	1.55	20.4
T8	Cumulat	40.0	2.98	8.2	0.10	30.7	4.83	0.00	0.00	0.15	0.01	8.10	4.92	1.66	19.1
T9	Cumulat	39.3	2.54	7.0	0.13	28.8	7.52	0.00	0.00	0.13	0.01	7.27	7.27	3.00	18.9
T10	Cumulat	37.2	2.06	6.2	0.14	25.9	10.38	0.00	0.00	0.11	0.01	4.00	13.99	5.17	17.9
<b>Coulée "A"</b>															
A2	Spinifex	45.1	6.31	10.2	0.15	25.0	4.85	0.00	0.02	0.26	0.02	6.33	1.75	0.77	23.8
A3	Spinifex	44.5	7.17	11.3	0.14	26.0	2.68	0.00	0.01	0.38	0.03	6.85	0.89	0.38	18.4
A4	Spinifex	40.7	7.70	11.5	0.17	24.3	5.56	0.00	0.01	0.37	0.02	6.77	2.89	0.72	20.4
A5	Spinifex	39.9	7.30	11.4	0.17	23.3	6.83	0.00	0.01	0.37	0.03	6.55	4.07	0.94	19.4
A6	Spinifex	39.8	7.99	12.0	0.17	23.6	6.34	0.00	0.01	0.39	0.02	6.58	3.09	0.79	20.7
A7	Cumulat	49.3	3.58	8.2	0.07	27.6	2.74	0.00	0.00	0.19	0.02	5.55	2.75	0.77	19.4
A8	Cumulat	40.4	2.58	7.2	0.11	26.7	7.47	0.00	0.00	0.14	0.01	4.30	11.1	2.89	18.2
<b>Zone de Cisaillement</b>															
A9		24.6	12.0	13.17	0.29	19.7	12.5	0.00	0.00	1.02	0.54	6.99	9.26	1.05	11.7
<b>Basaltes encaissants</b>															
A1		44.3	11.1	10.93	0.16	13.3	7.89	2.13	3.43	0.80	0.35	2.59	3.11	0.71	13.9
A10		52.5	15.7	7.97	0.09	8.4	3.37	5.33	2.35	0.97	0.44	2.28	0.67	0.22	16.8

Tableau JI-4: Teneurs en éléments en traces en ppm. Les rapports sont normalisés au manteau primitif de Hofmann et al (1988). Les anomalies en Zr et Hf sont calculées par rapport aux terres rares adjacentes selon l'ordre d'incompatibilité défini pour les MORB.

Ech.	T1	T2	T3	T4	T5	T6	T7	T8	T9	T10	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	A10
Texture	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Cumulat	Cumulat	Cumulat	Cumulat	Basalte	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Cumulat	Cumulat	z. decis	Basalte
Co	110	87	111	115	112	85	90	87	85	68	50	100	110	106	103	102	91	83	77	36
V	165	142	135	181	157	89	87	64	59	52	245	137	153	163	160	164	75	65	289	165
Ni	1100	1320	1480	1150	1210	1530	2110	1960	2010	1780	160	1250	1330	1150	1030	1250	1940	1900	710	150
Cr	3000	2570	3460	3410	3490	2260	2240	1670	1750	1390	930	2450	2810	2810	2710	2950	1710	1670	1150	370
Ga	9	8	8	9	8	4	6	3	3	2	15	8	8	9	8	9	5	3	16	19
Cu	12	29	85	48	48	85	45	11	10	12	63	17	66	41	11	26	24	13	583	13
Zn	63	69	74	82	82	59	54	40	57	34	77	73	72	72	69	70	48	39	91	90
Rb	-	1.41	0.57	0.88	-	0.22	-	0.67	0.65	0.3	183	1.17	2	1.11	1	0.89	0.55	0.24	1	84
Sr	117	138	46	120	101	69	148	193	316	755	332	90	45	143	170	122	81	431	304	498
Y	9	6.43	5.78	8.44	8	3.06	3	3.01	3.72	3.67	32	4.69	6	5.51	7	6.67	3.97	3.36	35	23
Zr	20	7.66	8.5	13.36	20	5.82	7	0.73	1.24	0.43	97	9.25	16	6.71	17	5.93	0.78	0.27	175	165
Nb	-	0.41	0.36	0.52	-	0.26	-	0.20	0.24	0.20	4	0.32	-	0.46	-	0.45	0.25	0.21	6	6
Cs	-	0.51	0.34	0.48	-	0.15	-	0.48	0.52	0.24	-	0.64	-	0.69	-	0.54	0.40	0.15	-	-
Ba	17	5.41	1.44	3.93	19	1.36	7	3.65	5.76	3.27	939	2.30	17	2.29	14	2.14	1.09	1.62	28	2258
Hf	-	0.24	0.28	0.45	-	0.20	-	0.04	0.05	0.03	-	0.29	-	0.27	-	0.26	0.03	0.01	-	-
Ta	-	0.011	0.011	0.014	-	0.008	-	0.006	0.010	0.006	-	0.008	-	0.010	-	0.011	0.005	0.005	-	-
Pb	-	1.59	1.91	0.85	-	0.88	-	3.13	6.95	4.88	3	1.24	-	0.92	-	0.69	0.93	1.24	6	9
Th	-	0.03	0.04	0.05	-	0.02	-	0.02	0.02	0.01	5	0.02	-	0.03	-	0.04	0.02	0.01	8	9
U	-	0.009	0.01	0.011	-	0.006	-	0.006	0.004	0.003	-	0.007	-	0.01	-	0.01	0.006	0.003	-	-
La	-	0.42	0.36	0.60	-	0.36	-	0.19	0.40	0.97	-	0.64	-	0.39	-	0.46	0.31	0.24	-	-
Ce	-	1.23	1.12	1.77	-	0.98	-	0.52	0.74	1.58	-	1.58	-	1.12	-	1.48	0.88	0.49	-	-
Pr	-	0.21	0.18	0.28	-	0.16	-	0.09	0.12	0.22	-	0.24	-	0.20	-	0.27	0.16	0.08	-	-
Nd	-	1.17	1.07	1.61	-	0.92	-	0.58	0.70	1.12	-	1.25	-	1.11	-	1.51	0.98	0.48	-	-
Sm	-	0.48	0.44	0.6	-	0.33	-	0.24	0.28	0.34	-	0.48	-	0.48	-	0.66	0.45	0.22	-	-
Eu	-	0.13	0.11	0.16	-	0.10	-	0.07	0.14	0.38	-	0.09	-	0.13	-	0.14	0.11	0.22	-	-
Gd	-	0.76	0.74	1.00	-	0.45	-	0.38	0.45	0.50	-	0.66	-	0.69	-	0.90	0.59	0.39	-	-
Tb	-	0.15	0.14	0.18	-	0.08	-	0.07	0.08	0.09	-	0.12	-	0.13	-	0.18	0.11	0.07	-	-
Dy	-	1.07	1.01	1.40	-	0.52	-	0.51	0.59	0.59	-	0.86	-	0.98	-	1.27	0.71	0.53	-	-
Ho	-	0.23	0.22	0.31	-	0.11	-	0.11	0.13	0.12	-	0.18	-	0.21	-	0.26	0.14	0.12	-	-
Er	-	0.73	0.65	0.97	-	0.35	-	0.35	0.41	0.38	-	0.56	-	0.68	-	0.82	0.41	0.37	-	-
Tm	-	0.12	0.09	0.15	-	0.05	-	0.05	0.06	0.05	-	0.08	-	0.11	-	0.13	0.06	0.06	-	-
Yb	-	0.75	0.62	0.99	-	0.34	-	0.37	0.42	0.34	-	0.58	-	0.77	-	0.85	0.39	0.37	-	-
Lu	-	0.12	0.10	0.16	-	0.06	-	0.06	0.06	0.05	-	0.09	-	0.13	-	0.15	0.06	0.06	-	-
(La/Sm)N	-	0.56	0.52	0.63	-	0.69	-	0.51	0.89	1.77	-	0.84	-	0.51	-	0.44	0.43	0.70	-	-
(Gd/Yb)N	-	0.92	1.10	0.92	-	1.19	-	0.92	0.98	1.33	-	1.03	-	0.82	-	0.97	1.38	0.95	-	-
Eu/Eu*	-	0.76	0.74	0.73	-	0.83	-	0.82	1.39	2.72	-	0.53	-	0.83	-	0.62	0.73	3.02	-	-
(Nb/La)N	-	0.97	0.99	0.86	-	0.72	-	1.05	0.60	0.20	-	0.50	-	1.17	-	0.97	0.80	0.87	-	-
(Nb/Th)N	-	1.80	1.18	1.37	-	1.71	-	1.32	1.58	2.63	-	2.11	-	2.02	-	1.48	1.65	2.76	-	-
Zr/Zr*	-	0.71	0.86	0.95	-	0.73	-	0.14	0.19	0.05	-	0.83	-	0.64	-	0.41	0.08	0.06	-	-
Hf/Hf*	-	0.84	1.05	1.17	-	0.94	-	0.28	0.27	0.12	-	0.97	-	0.96	-	0.68	0.13	0.11	-	-



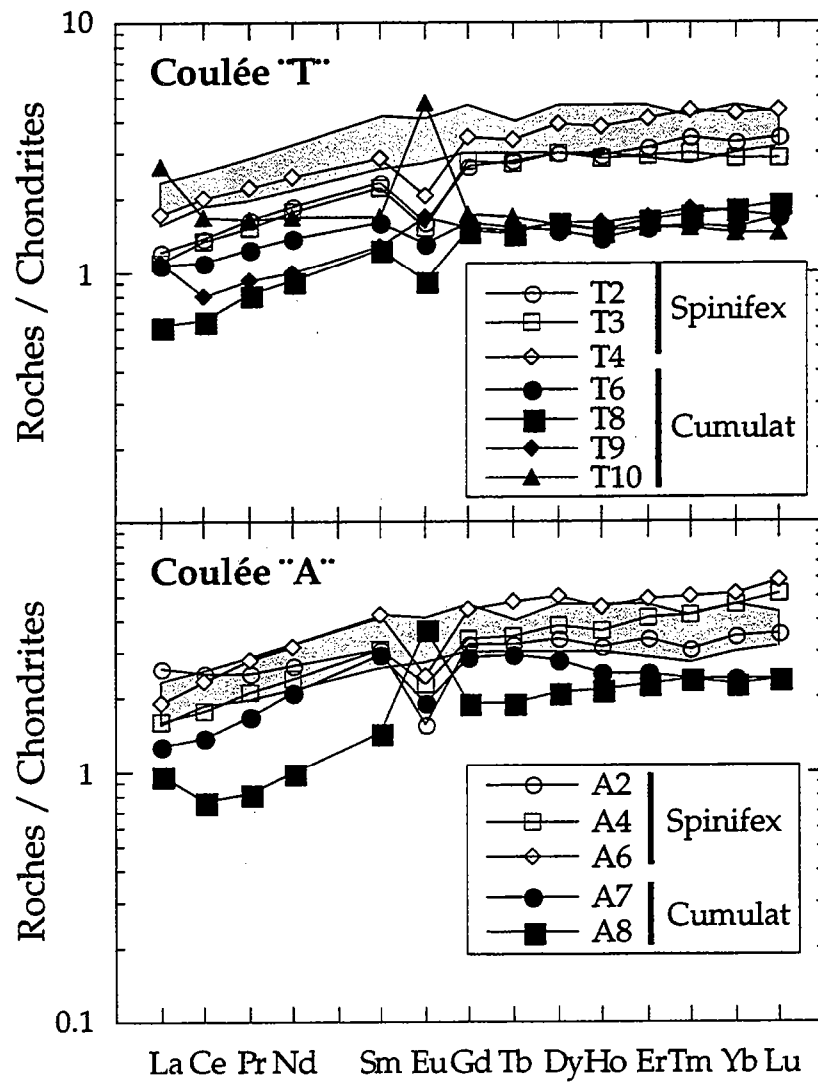
**Figure II-4:** Variations des compositions en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et TiO<sub>2</sub>.

Les observations pétrographiques et minéralogiques ont distingué quatre textures et paragenèses associées, au sein des basaltes et komatiites de Texmont. Les caractéristiques géochimiques de ces différents groupes (les parties à textures spinifex, les parties cumulées, la zone de cisaillement et les volcanites encaissantes sont discutées plus bas.

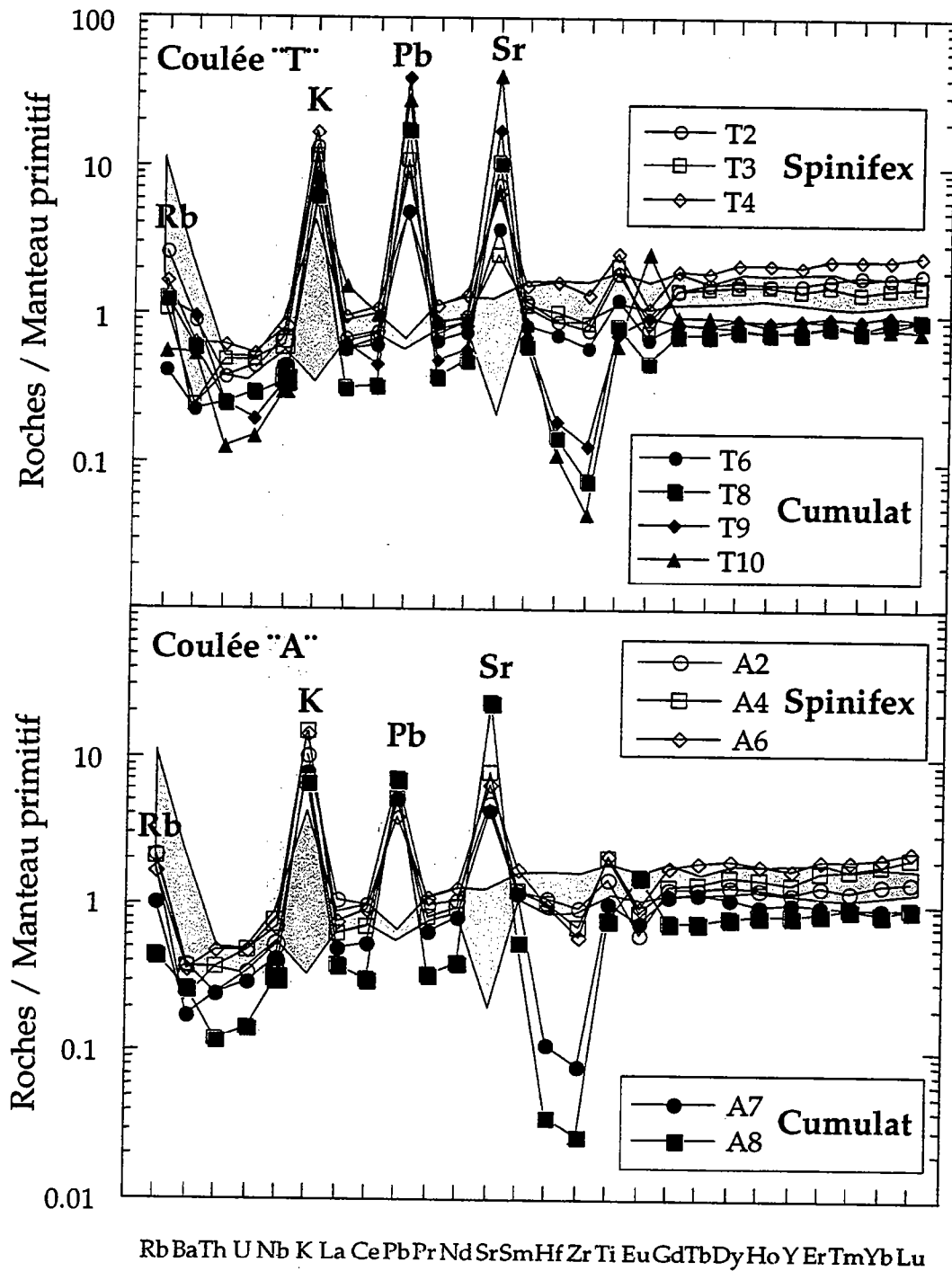
#### *Komatiites à textures spinifex*

Les échantillons à textures spinifex étudiés (échantillons T2, T3, T4, A2 et A6) sont appauvris en CaO ((CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) de 0.3 à 1), Eu (Eu/Eu\* de 0.5 à 0.8) alors que ces rapports sont proches de l'unité dans les komatiites non carbonatées de la même région analysées par Barnes (1985). Ces dernières montrent peu ou pas d'anomalies en HFSE tels que Nb, Zr et Hf. Les spectres de Terres Rares des spinifex (Figure II-5) montrent un appauvrissement général en LREE caractéristique des komatiites non appauvries en alumine avec des rapports (La/Sm)<sub>N</sub> variant de 0,44 à 0,84 (tableau II-3).

Reportée dans un diagramme multi-éléments (figure II-7) la veine de calcite recoupant les textures spinifex de l'échantillon T5 montre des appauvrissements en Terres Rares légères ((La/Sm)<sub>N</sub> = 0.25) plus importantes que ceux des komatiites à textures spinifex ((La/Sm)<sub>N</sub> ~ 0.5 à 0.8), ainsi que des anomalies négatives en Zr, Hf, Ti, Eu et des enrichissements en Ba, Sr, et Th.



**Figure II-5:** Spectres de Terres Rares normalisés aux chondrites (Evensen et al., 1978) représentant les roches totales des komatiites des deux coulées. Les motifs noirs représentent les cumulats tandis que les komatiites à textures spinifex sont représentées par des motifs blancs. Les spectres de Terres Rares des échantillons peu altérés de la coulée d'Alexo sont également représentés par le champ grisé.



**Figure II-6:** Diagrammes multi-éléments normés au manteau primitif (Hofmann, 1988) représentant les compositions chimiques des komatiites des deux coulées. Les motifs noirs représentent les cumulats tandis que les motifs blancs représentent les spinifex. Les diagrammes multi-éléments des échantillons peu altérés de la coulée d'Alexo sont également représentés par le champ grisé.

Les variations des concentrations des éléments incompatibles majeurs et en traces sont très importantes et ces concentrations diffèrent de celles observées dans les parties cumulées.

**Tableau II-5:** Compositions en éléments en traces des carbonates; -, inférieures à la limite de détection. Les rapports sont normalisés au manteau primitif de Hofmann (1988). Les anomalies en Zr et Hf sont calculées par rapport aux Terres Rares adjacentes selon l'ordre d'incompatibilité défini pour les MORB.

Minéral	Dol	Dol	Cal	Cal	Minéral	Dol	Dol	Cal	Cal
Ech.	veine	T9	T5	A9	Ech.	veine	T9	T5	A9
Rb	0.04	0.10	0.18	0.06	La	1.04	0.39	0.14	1.85
Sr	495	477	232	169	Ce	2.37	1.09	0.57	3.29
Y	4.85	2.52	4.03	2.35	Pr	0.37	0.17	0.11	0.42
Zr	1.30	0.01	2.95	0.98	Nd	1.59	0.95	0.69	1.65
Hf	0.04	0.03	0.09	0.02	Sm	0.47	0.39	0.36	0.35
Th	0.01	-	0.003	0.06	Eu	0.90	0.25	0.08	0.07
Nb	0.07	-	-	-	Tb	0.11	0.08	0.10	0.05
Ba	3.22	1.95	2.13	1.87	Gd	0.63	0.51	0.56	0.41
Cs	0.01	-	-	-	Dy	0.72	0.54	0.76	0.38
Pb	1.35	-	-	-	Ho	0.15	0.10	0.18	0.07
U	0.00	-	-	-	Er	0.47	0.27	0.60	0.23
(Nb/La) <sub>N</sub>	0.07				Tm	0.08	0.03	0.10	0.02
(Nb/Th) <sub>N</sub>	0.92				Yb	0.43	0.15	0.68	0.19
Zr/Zr*	0.1	0.001	0.41	0.09	Lu	0.06	0.02	0.13	0.03
Hf/Hf*	0.11	0.011	0.47	0.07	(La/Sm) <sub>N</sub>	1.38	0.62	0.25	3.18
					(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1.33	2.64	0.66	1.75
					Eu/Eu*	4.67	1.91	0.79	0.42

Abréviations: Dol, dolomite; Cal, calcite.

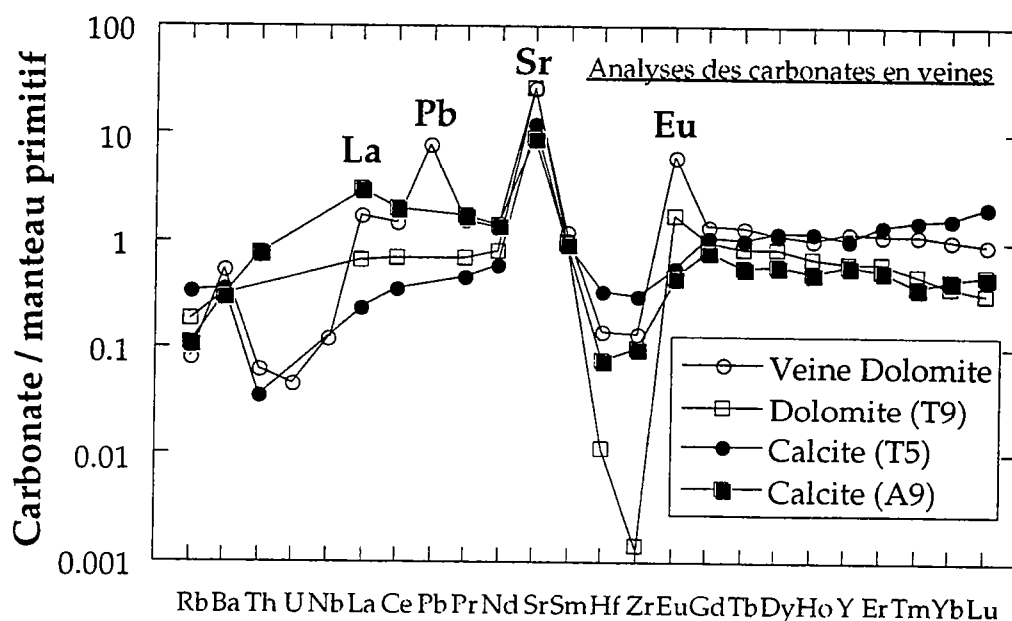
### *Komatiite à textures Cumulées*

Les parties cumulées (échantillons T6, T7, T8, T9, T10, A7 et A8) se caractérisent par des spectres en LREE (La/Sm)<sub>N</sub> de pente 0,4 à 1,8, des enrichissements en CaO (CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 1.5 et 5.2), des anomalies positives en Eu (Eu/Eu\* entre 0.9 et 1.4) et des appauvrissements en Zr et Hf (figure II-6).

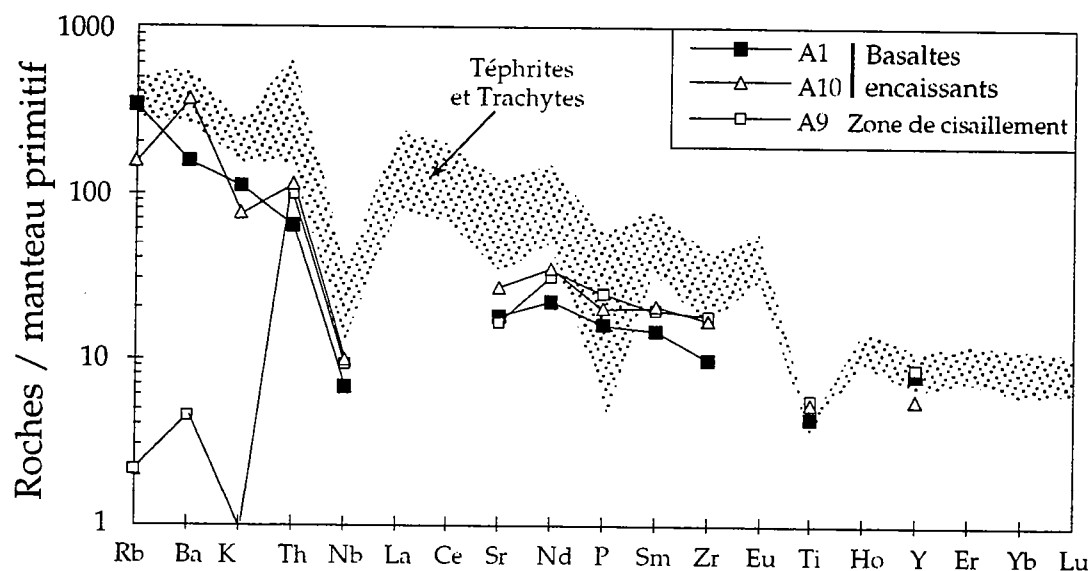
Reportées dans un diagramme multi-éléments (figure II-7) les dolomites de ces cumulats (veine de dolomite et dolomite de l'échantillon T9) montrent des enrichissements variables en Terres Rares légères, Pb, Sr, Eu et Ba ainsi que des appauvrissements variables en Hf, Zr, Na<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>,



Nb. Les variations des teneurs en éléments majeurs et traces sont très importantes.



**Figure II-7:** Diagramme multi-éléments normés au manteau primitif (Hofmann, 1988) représentant les compositions chimiques des veines de carbonates. Ronds noirs, calcites de l'échantillon T5; carrés noirs, calcites de l'échantillon A9; carrés blancs, dolomites de l'échantillon T9; ronds blancs, veine de dolomite.



**Figure II-8:** Diagramme multi-éléments normés au manteau primitif (Hofmann, 1988) comparant les compositions des basaltes encaissants (carrés noirs et triangles blancs) ainsi que de la zone de cisaillement (carrés blancs) avec les téphrites et trachytes du volcanisme alcalin de Timiskaming (Ben Othman et al., 1990).

Les échantillons situés au sommet des niveaux cumulés (échantillons A7 et T6) présentent des caractéristiques géochimiques atypiques par rapport aux caractéristiques géochimiques des autres unités lithostratigraphiques. Ceci est probablement lié aux effets du deuxième épisode de carbonatation que l'on observe dans les komatiites à textures spinifex et qui se superpose au premier épisode de carbonatation dans ces échantillons.

### *Zone de cisaillement*

La zone de cisaillement se caractérise par des teneurs élevées en  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  et témoigne du lessivage des alcalins  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$  (tableau II-3). Les teneurs en éléments en traces de l'échantillon A9 de la zone de cisaillement sont reportées sur la figure II-8 normé au manteau primitif et comparé par rapport aux teneurs mesurées dans les téphrites et trachytes du volcanisme alcalin de la région de Timiskaming, situé 50 km à l'est de Texmont (Ben Ohtman et al, 1990). Cependant, la zone de cisaillement se distingue de ces séries alcalines par des teneurs très faibles en alcalins et alcalino-terreux (Rb, Ba, K; figure II-8).

### *Basaltes encaissants*

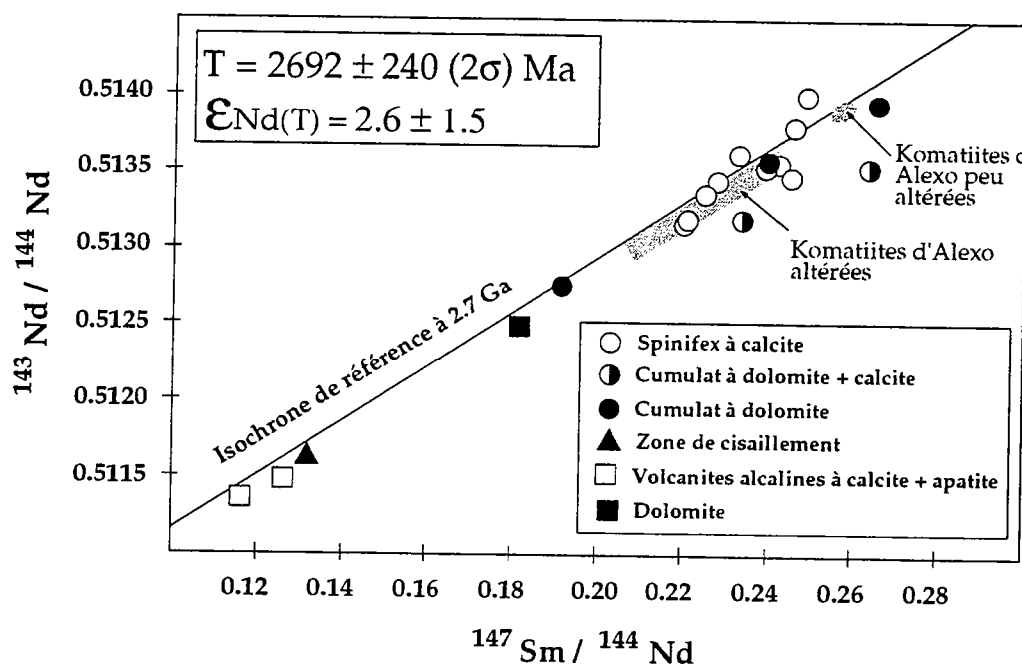
Les volcanites encaissantes ont des teneurs en  $\text{CO}_2$  variables (0,7 et 3%) et très importantes en  $\text{Na}_2\text{O}$  (2 à 5%),  $\text{K}_2\text{O}$  (2.5 à 3.5%) et  $\text{MgO}$  (8 et 13%). L'assemblage minéralogique secondaire et la carbonatation subie par ces roches (% carbonate: 2 et 6%) supposent que les compositions en éléments majeurs ne reflètent pas les compositions initiales.

Les compositions en éléments en traces sont représentées sous forme de diagramme multi-éléments sur la figure II-8, et comparées avec les compositions des roches volcaniques alcalines de Timiskaming dans la région de Kirkland lake, à 50 km à l'Est de la région de Texmont (Ben Othman et al., 1990). Les volcanites encaissantes des komatiites montrent des teneurs en éléments en traces et des anomalies en Nb et  $\text{TiO}_2$  similaires à celles des téphrites et trachytes des séries alcalines de Timiskaming (figure II-8). L'appauvrissement en Nb et  $\text{TiO}_2$  est aussi une caractéristique des lamprophyres Archéens de la province supérieure du Canada (Wyman & Kerrich, 1989) et plus précisément de la région de Matheson à ~50 km à l'Est de Timmins (McNeil & Kerrich, 1986).

L'encaissant des komatiites de Texmont présente des caractères identiques à ceux des volcanites alcalines magnésiennes généralement observés le long des grands cisaillements lithosphériques en Abitibi.

#### II 4-2-b- Compositions isotopiques en Néodyme

Les compositions isotopiques en Nd sont là encore très différentes selon les textures et les compositions géochimiques des roches totales. Les résultats sont reportés sur le tableau II-6 et la figure II-9.



**Figure II-9:** Isochrone Sm-Nd sur roche totale (cumulats dolomités, ronds noirs; cumulats à dolomite plus calcite, ronds noirs et blancs; spinfex à calcite, ronds blancs; zone de cisaillement, triangles noirs; volcanites alcalines encaissantes, carrés blancs) et carbonate (dolomite, carré noir). L'isochrone de référence à 2,7 Ga est calculée à partir des données sur pyroxènes magmatiques de la coulée komatiitique d'Alexo (Chapitre I-1). Les données obtenues sur roches totales à Alexo sont aussi représentées comme référence.

Les données définissent une corrélation linéaire dont la pente correspond à un âge de  $2740 \pm 178$  Ma avec un  $\epsilon_{\text{Nd}(T)} = +2,62 \pm 1,3$  (figure II-9). L'isochrone de référence à 2,7 Ga correspond à l'âge de mise en place des komatiites de la coulée d'Alexo (Chapitre I). Cette isochrone de référence a été calculée à partir des données obtenues sur les pyroxènes primaires de la coulées d'Alexo. Les échantillons de Texmont se répartissent de part et d'autres de cette isochrone de référence. Cependant les échantillons se répartissent de façon différente selon leur assemblage minéralogique. On

doit donc distinguer; (1) les cumulats dolomités; (2) les komatiites à textures spinifex contenant de la calcite; (3) les cumulats contenant à la fois de la calcite et de la dolomite; (4) les roches alcalines encaissantes et la zone de cisaillement.

**Tableau II-6:** Composition isotopique en Nd des komatiites, de la zone de cisaillement, des basaltes encaissants et veine de dolomite. Les valeurs initiales sont recalculées à l'âge de mise en place à 2,7 Ga.

Ech.	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 $\sigma$ m	$\epsilon\text{Nd(T)}$
<b>Komatiites à textures spinifex</b>						
T2	0.447	1.128	0.2396	0.513530	9	+2.5
T3	0.406	1.116	0.2199	0.513170	8	+2.3
T4	0.489	1.296	0.2283	0.513444	5	+4.7
T5	0.487	1.201	0.2454	0.513466	5	-0.8
A2	0.430	1.154	0.2253	0.513363	7	+4.2
A3	0.433	1.185	0.2211	0.513196	5	+2.4
A4	0.429	1.043	0.2486	0.514012	5	+8.8
A5	0.650	1.687	0.2331	0.513617	5	+6.4
A6	0.613	1.508	0.2456	0.513794	5	+5.5
<b>Komatiites à textures cumulées</b>						
T6	0.318	0.824	0.2335	0.513180	5	-2.2
A7	0.356	0.816	0.2641	0.513520	5	-6.2
<b>Komatiites à textures cumulées</b>						
T7	0.396	0.988	0.2426	0.513556	6	+1.9
T8	0.228	0.520	0.2658	0.513947	6	+1.5
T9	0.229	0.579	0.2397	0.513583	5	+3.5
T10	0.287	0.908	0.1913	0.512766	5	+4.4
<b>Zone de cisaillement</b>						
A9	7.674	36.759	0.1262	0.511511	5	+2.5
<b>Volcanites alcalines encaissantes</b>						
A1	5.745	26.398	0.1315	0.511561	5	+1.6
A10	8.068	42.061	0.1159	0.511347	4	+2.9
<b>Carbonate</b>						
Dolomite	0.446	1.488	0.1812	0.512488	5	+2.5

(1) Les komatiites à textures cumulées contenant de la dolomite (appauvries en Terres Rares légères) et les volcanites alcalines encaissantes (enrichies en Terres rares légères) contenant de la calcite et fluorapatite, s'alignent parallèlement à l'isochrone de référence à 2,7 Ga. L'âge calculé est d'ailleurs essentiellement contrôlé par ces échantillons.

Les komatiites à textures cumulées montrent un étalement important des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ( $\sim 0,19$  à  $\sim 0,26$ ). Les gammes de variation en  $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$  sont par contre relativement faibles ( $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$  de  $+4$  à  $+1,5$ ).

Une veine de dolomite a aussi été analysée afin de connaître la composition isotopique du fluide. La composition isotopique initiale en Nd de ce carbonate ( $\epsilon\text{Nd}_{(T)} = \sim +2,5$ ) est identique à celle des roches basaltiques de la ceinture de roches vertes d'Abitibi à 2.7 Ga ( $\epsilon\text{Nd}_{(T)} = +2,49 \pm 0,27$ ) selon Machado et al. (1986).

(2) Les komatiites à textures spinifex, contenant de la calcite se situent généralement au dessus de l'isochrone de référence. Ces komatiites se caractérisent par des variations des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  faibles (de  $\sim 0,25$  à  $\sim 0,22$ ). La gamme de variation en  $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$  est très importante, de 7 unités ( $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$  de  $\sim +9$  à  $+2,3$ )

(3) Les komatiites à textures cumulées contenant à la fois de la dolomite ainsi que de la calcite se situent au dessous de l'isochrone de référence. Les échantillons à calcite + dolomite ont donc des valeurs initiales en Nd beaucoup plus basses que les autres roches ( $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$  de  $-2,2$  et  $-6,6$ ).

(4) L'encaissant et la zone de cisaillement ont des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  faibles et des teneurs en Terres Rares élevées. Les compositions isotopiques initiales sont homogènes ( $\epsilon\text{Nd}_{(T)} = \sim +2,5$ ). Ces résultats sont en accord avec les compositions initiales en Nd de Ben Othman et al. (1990) ( $\epsilon\text{Nd}_{(T)} = +2,5 \pm 2$ ) et de Basu et al. (1984) ( $\epsilon\text{Nd}_{(T)} = +1,9 \pm 1,6$ ) obtenues sur les séries alcalines de Timiskaming.

#### II 4-2-c- Composition isotopique en oxygène et carbone

Afin de déterminer l'origine des fluides responsables de la carbonatation des coulées de Texmont, les compositions isotopiques en oxygène et carbone ont été mesurées sur les deux générations de carbonates (carbonates en veine et fraction carbonatée de la roche totale). Les résultats sont résumés dans le tableau II-7.

Les compositions isotopiques en oxygène ( $\delta^{18}\text{O} \sim +10\text{‰}$ ) et carbone ( $\delta^{13}\text{C} \sim -3$  à  $-4,5\text{‰}$ ) des cumulats dolomités, spinifex à calcites et des carbonates en veines (dolomites et calcite) sont identiques. Les carbonates de la région de Timmins, proche de celle de Texmont (figure I-2 en

introduction de ce chapitre), ont été étudiés par de nombreux auteurs. Sur le tableau II-7 on observe que nos données sont aussi identiques à celles extraites de la littérature.

En conclusion, les compositions isotopiques des carbonates en oxygène et carbone sont donc relativement homogènes quelle que soit la composition du carbonate; (a) en oxygène:  $\delta^{18}\text{O}$  +7 à +12‰ (Kerrich et al., 1987; cette étude); (b) en carbone:  $\delta^{13}\text{C}$  de -3 à -5‰ (Schandl & Wicks, 1991; Kerrich et al., 1987; cette étude)

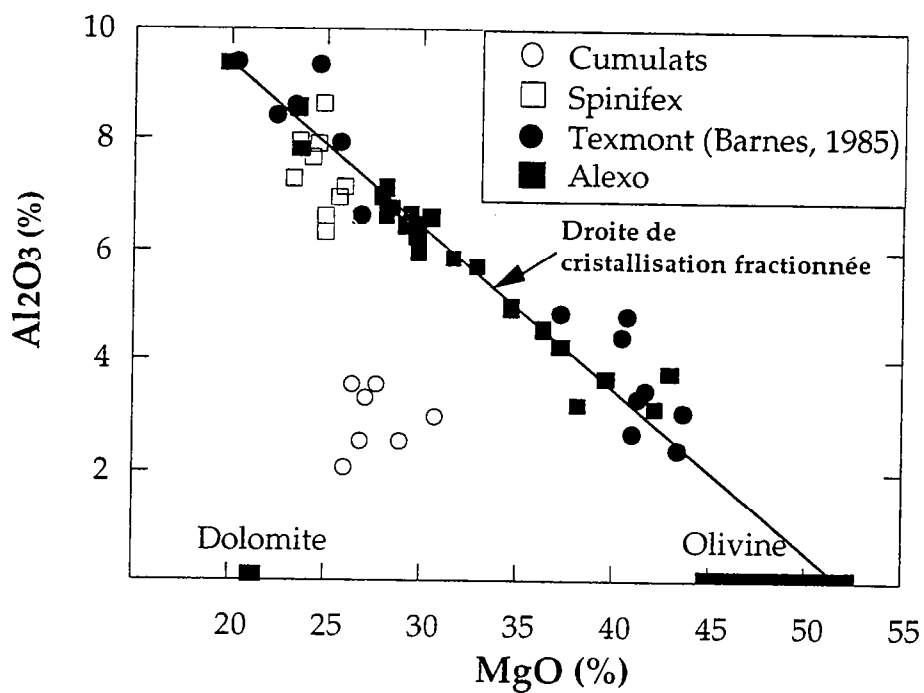
**Tableau II-7:** Résultats isotopiques en oxygène et carbone sur les carbonates et roches totales des komatiites de Texmont. Les données obtenues par Kerrich et al. (1987), Fyon et al. (1984) et Schandl & Wicks (1991) dans la région de Timmins et Munro sont également reportées.

Échantillon	Texture	Carbonate	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
<b>Première carbonatation</b>				
<b>Veine Dolomite</b>	-	Dolomite	-4.5	+9.8
<b>T9</b>	-	Dolomite	-2.5	+10.1
<b>T10</b>	Cumulat	Dolomite	-2.8	+11.1
		<b>Moyenne</b>	<b>-3.3 ± 1.0</b>	<b>+10.3 ± 0.7</b>
<b>Timmins</b> Kerrich et al. (1987)		Dolomite	-3.1 ± 0.7	+12.0 ± 1.0
<b>Timmins</b> Fyon et al. (1984)		Dolomite	-4.2 ± 0.7	
<b>Deuxième carbonatation</b>				
<b>A6</b>		Calcite	-3.5	+9.1
<b>T2</b>	Spinifex	Calcite	-2.9	+9.4
<b>A2</b>	Spinifex	Calcite	-3.3	+11.3
<b>T4</b>	Spinifex	Calcite	-3.0	+9.6
		<b>Moyenne</b>	<b>-3.2 ± 0.3</b>	<b>+9.8 ± 1.0</b>
<b>Timmins</b> Kerrich et al. (1987)		Calcite (n=16)	-3.2 ± 0.9	+12.1 ± 1.1
<b>Munro</b> Schandl & Wicks (1991)		Calcite	-3 à -5	+7.5

## II-5- Discussion

Les observations pétrographiques et minéralogiques montrent l'existence d'au moins deux épisodes de carbonatation. Le premier épisode de carbonatation se traduit par la précipitation de dolomites interstitielles et en veines dans les parties cumulées. Ces veines de dolomites sont recoupées par des veines de calcite lors du deuxième épisode de carbonatation essentiellement localisé dans les roches à texture spinifex, à l'intérieur des deux coulées. Ces carbonatations sont interprétées comme le résultat de la circulation de fluides riches en  $\text{CO}_2$ .

Après avoir caractérisé les mobilités géochimiques liées à la carbonatation des komatiites, nous essaierons; (1) de caractériser l'origine de ces fluides riches en  $\text{CO}_2$ ; (2) de dater ces altérations à partir des données isotopiques en Nd de cette étude, et des données géochronologiques précédemment acquises dans la région.



**Figure II-10:** Variations des teneurs en MgO et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  des komatiites carbonatées de Texmont. Les compositions des olivines et des komatiites de la région d'Alexo (Arndt, 1986 a), des komatiites peu altérées de Texmont (ronds noirs, Barnes, 1985) ainsi que des dolomites sont aussi représentées. La droite représente une droite de cristallisation fractionnée et accumulation d'olivine.

### II-5-1- Mobilités géochimiques liées à la carbonatation

La figure II-10 représente les variations en MgO en fonction de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> des komatiites peu altérées de Texmont (Barnes, 1985) ainsi que les analyses des échantillons carbonatés de cette étude. Les komatiites de la région d'Alexo et les compositions des olivines sont également représentées comme références (Arndt, 1986 a; Barnes et al., 1983; Chap. I). Les compositions des dolomites des cumulats sont aussi figurées sur ce diagramme. Les échantillons peu altérés des coulées d'Alexo et les échantillons hydratés de la région de Texmont (Barnes, 1985) s'alignent le long d'une droite de cristallisation fractionnée d'olivine. Les cumulats carbonatés de Texmont ne suivent pas une droite de cristallisation fractionnée d'olivine mais montrent une dispersion des analyses qui indique une mobilité du MgO et/ou Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Les processus de carbonatation induisent donc des mobilités géochimiques.

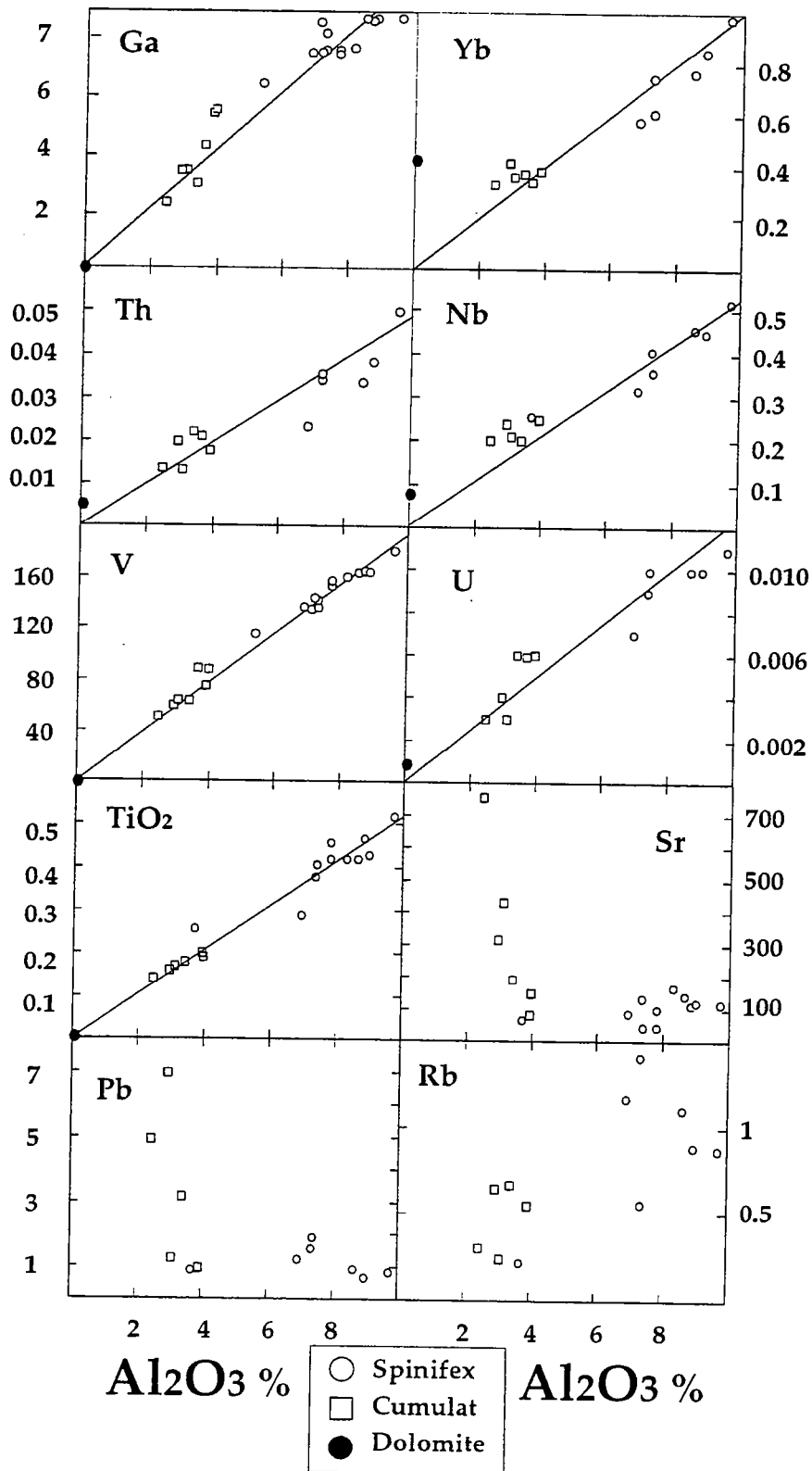
En théorie, on doit donc distinguer trois groupes d'éléments en fonction de leurs susceptibilités lors des processus de carbonatation:

(1) *les éléments immobiles au cours de l'altération*; Les variations géochimiques seront compatibles avec le fractionnement de l'olivine. Dans ce cas, ces éléments pourront tout de même être appauvris par bilan de masse. En effet, si le carbonate a de faible teneur en un élément par rapport aux teneurs des komatiites, l'introduction de carbonate dans la komatiite induira une diminution des teneurs en cet élément à l'échelle de la roche totale par dilution;

(2) *les éléments complexés par les fluides, et compatibles avec la structure des carbonates*; Lors de la précipitation de ces carbonates à partir des fluides riches en CO<sub>2</sub>, les komatiites carbonatées montreront des teneurs anormalement élevées en ces éléments;

(3) *les éléments complexés par les fluides incompatibles avec la structure des carbonates*; Les teneurs en ces éléments seront donc généralement faibles dans les komatiites carbonatées étant donné que ces éléments quitteront le système de la roche totale.





**Figure II-11:** Pourcentages en  $Al_2O_3$  en fonction des teneurs en  $TiO_2$ , Ga, Yb, Th, Nb, V, Rb, Sr, Pb et U (ppm) des spinifex (ronds blancs), des cumulats (carrés blancs) et de la veine de dolomite (ronds noirs). Les teneurs en Ga et V de la veine de dolomite (ronds noirs) n'ont pas été mesurées mais sont supposées être infimes par rapport aux teneurs des mesurées dans ces komatiites.

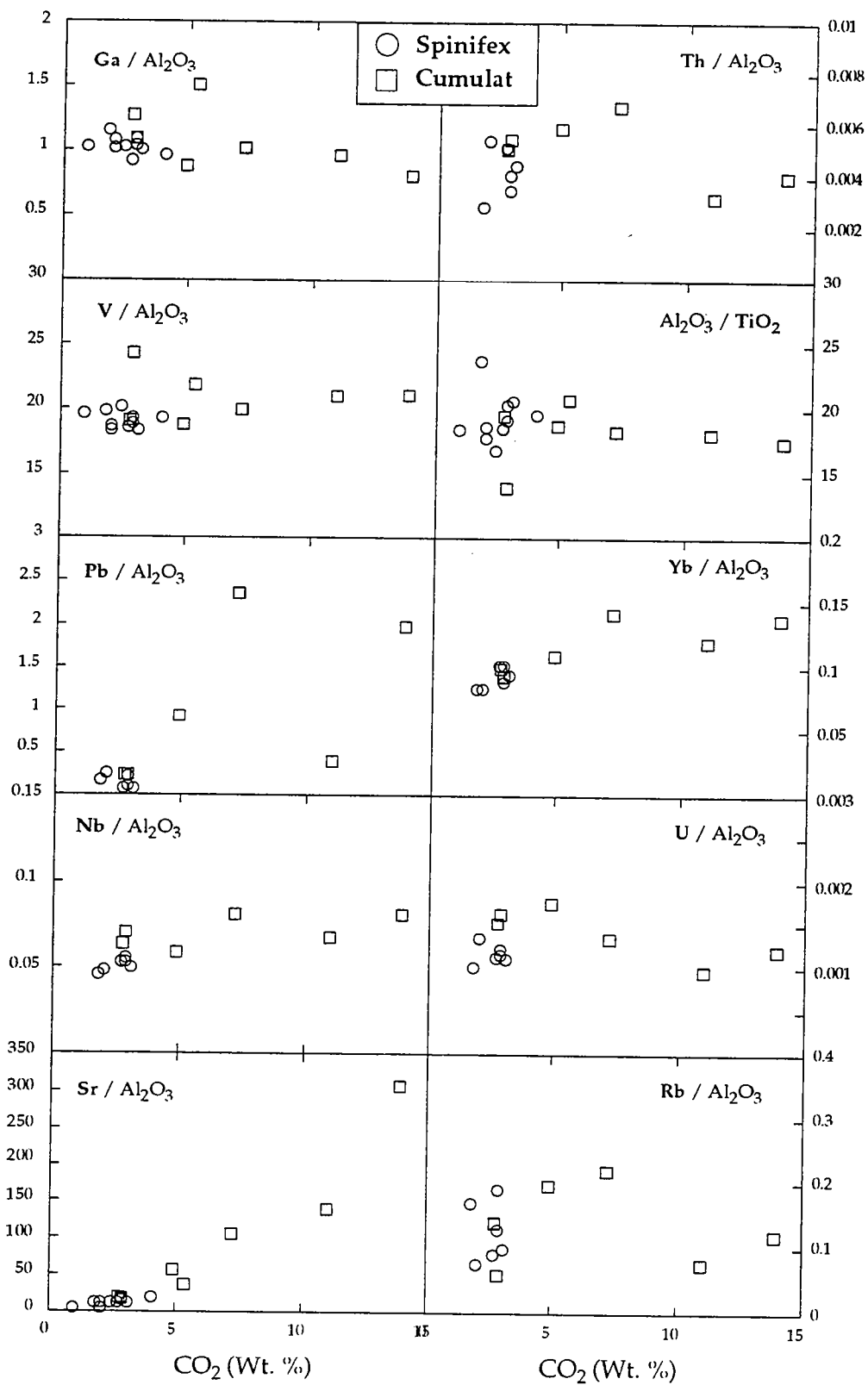
(1) *Éléments immobiles au cours de la carbonatation*

La conservation des rapports  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  proche de 20 ainsi que les faibles teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{TiO}_2$  des carbonates impliquent que ces éléments sont insensibles à l'altération. Ils peuvent donc être utilisés en tant que référence dans l'évaluation de la mobilité des autres éléments.

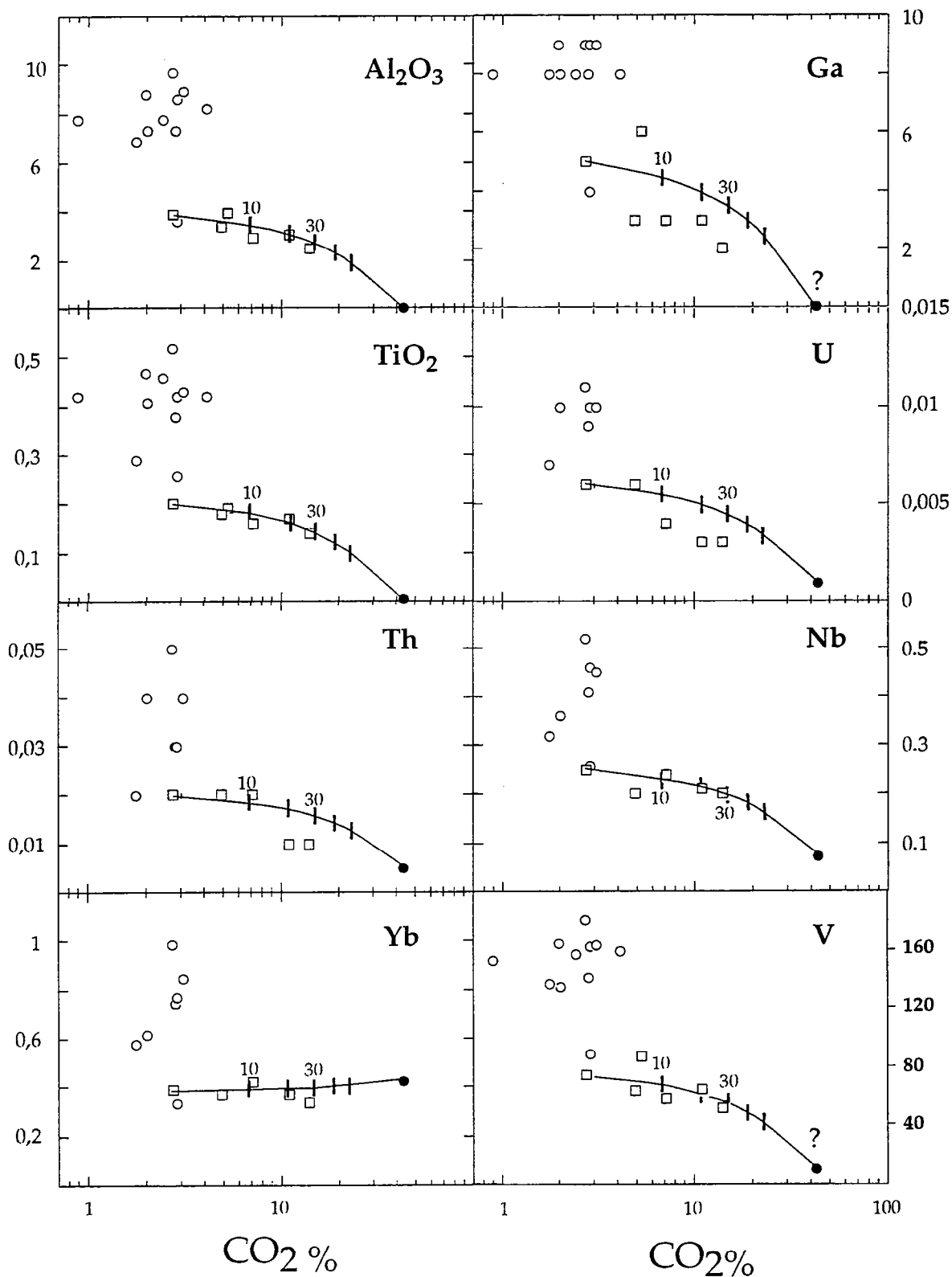
Sur la figure II-11 sont représentées les variations de certains éléments en fonction des teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ainsi que les droites de cristallisation fractionnée de l'olivine. Les teneurs en Ga, Terres Rares lourdes (eg. Yb), Th, Nb,  $\text{TiO}_2$ , V et U en fonction du pourcentage en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  s'alignent le long d'une droite de cristallisation fractionnée d'olivine. De plus, le rapport de ces éléments sur les teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  reste constant à l'intérieur de la coulée quelle que soit l'intensité de la carbonatation (pourcentage en  $\text{CO}_2$  de la roche totale; figure II-12). Les corrélations observées sur la figure II-11, le long d'une droite de cristallisation fractionnée d'olivine et la conservation des rapports en ces éléments à l'intérieur de la coulée (figure II-12), montrent que ces éléments ne sont pas transportés par les fluides responsables de la carbonatation.

A l'inverse les éléments tels que le Pb, Rb, et Sr ne s'alignent pas sur cette droite de cristallisation fractionnée (figure II-11). Le rapport de ces éléments sur les teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  sont très hétérogènes notamment dans les parties cumulées (figure II-12). Ces éléments ne sont donc pas immobiles au cours de la carbonatation.

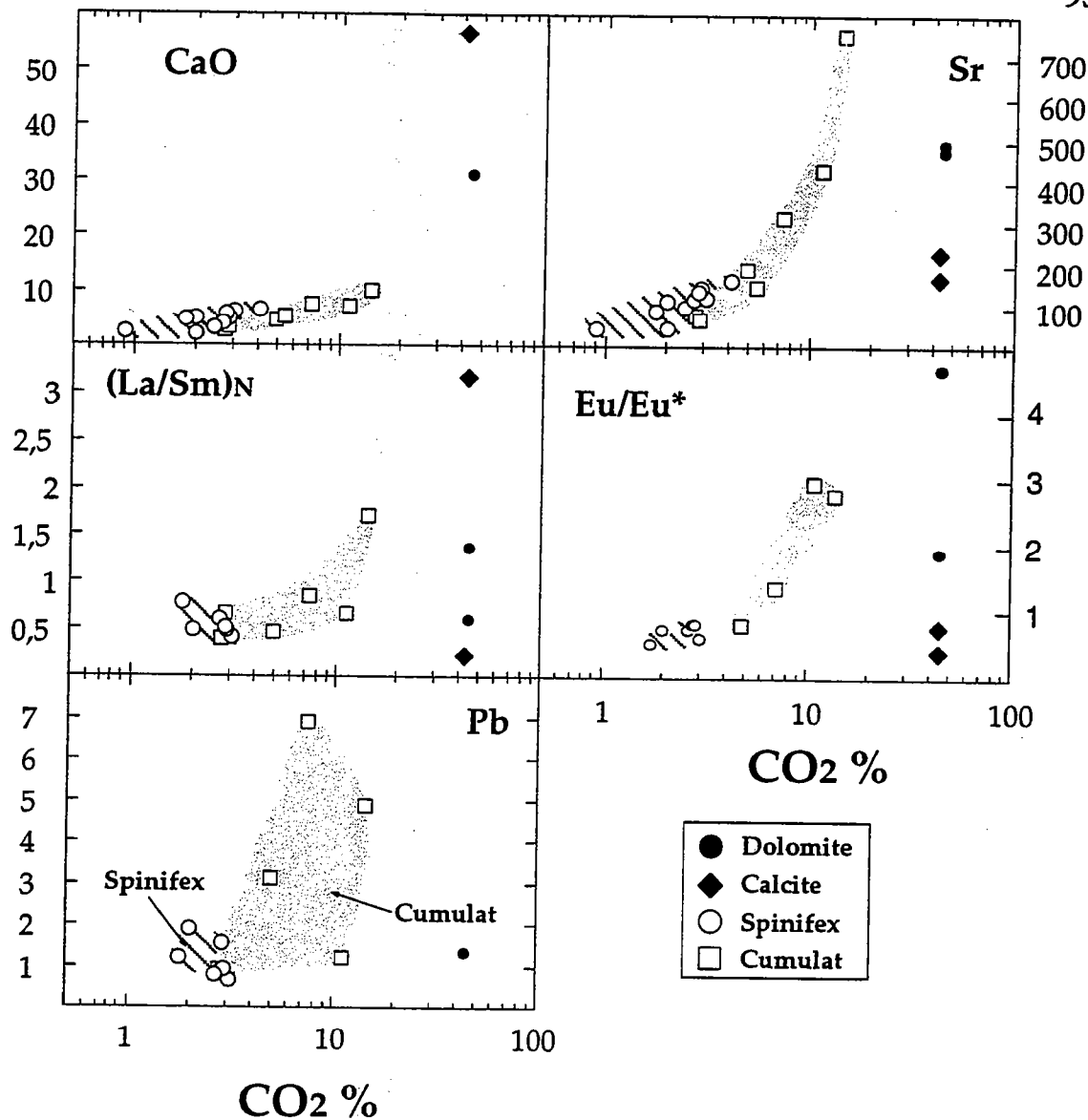
L'introduction de carbonate peut être responsable d'une diminution des teneurs en ces éléments immobiles (Al, Ti, Ga, Yb, Th, Nb, U, V) à l'échelle de la roche totale par dilution, étant donné que les carbonates sont pauvres en ces éléments par rapport aux komatiites. Si on représente ces mêmes éléments en fonction des teneurs en  $\text{CO}_2$  (figure II-13), les parties cumulées se distinguent des parties à texture spinifex. Les compositions des cumulats s'alignent aussi le long d'une courbe de mélange entre les cumulats non altérés pauvre en  $\text{CO}_2$  et la dolomite. Ces alignements ne remettent donc pas en cause l'immobilité de ces éléments vis à vis de la phase fluide riche en  $\text{CO}_2$ . Ils démontrent que les concentrations en ces éléments à l'échelle de la roche totale sont contrôlées par des variations de masse liées à l'introduction de dolomite sous forme de veine. Par bilan de masse (dilution), les concentrations en éléments en trace des komatiites contenant des veines de dolomite ont des teneurs qui tendent vers la composition de la dolomite pure suivant ainsi une courbe de mélange (figure II-13).



**Figure II-12:** Pourcentages en CO<sub>2</sub> en fonction des teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub>, Ga/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Yb/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Th/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Nb/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, V/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Rb/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Sr/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Pb/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et U/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Les spinifex sont représentés par des ronds blancs tandis que les cumulats sont représentés par des carrés blancs.



**Figure II-13:** Pourcentages en  $\text{CO}_2$  en fonction des teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  (%), et Th, Yb, Ga, U, Nb et V (ppm) des spinifex (ronds blancs) et des cumulats (carrés blancs) et de la veine de dolomite (ronds noirs). Les teneurs en Ga et V de la veine de dolomite (ronds noirs) n'ont pas été mesurées mais sont supposées être infimes par rapport aux teneurs mesurées sur les roches totales. Les figurés sont identiques à la figure II-11. Les courbes de mélanges entre les cumulats les moins altérés (pauvre en  $\text{CO}_2$ ) et la dolomite sont représentées en trait plein.



**Figure II-14:** Variations des teneurs en  $\text{CO}_2$  en fonction des teneurs en CaO, ppm de Sr, Pb (ppm) et des rapports  $(\text{La}/\text{Sm})_N$ ,  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  normalisés aux chondrites (Evensen et al., 1978).

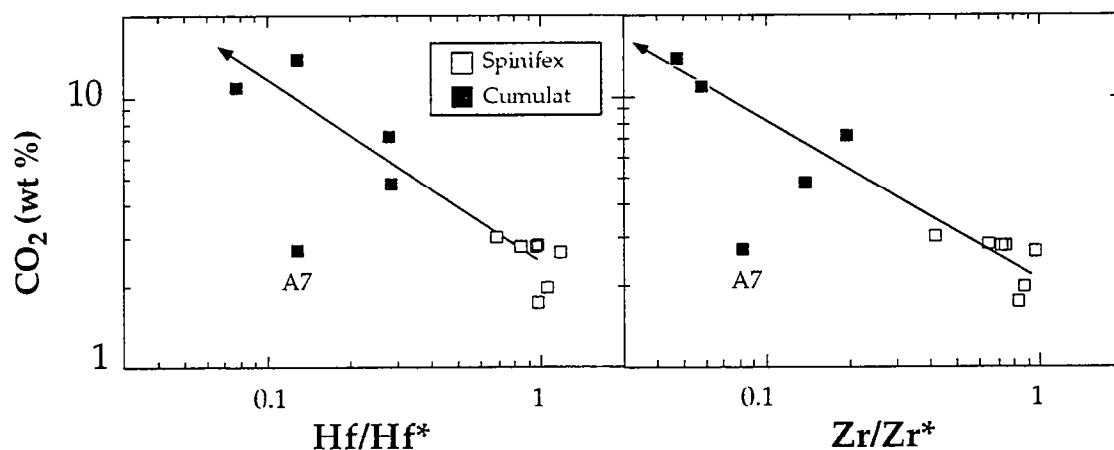
(2) *Éléments compatibles avec la structure des carbonates*

Représentées sous forme de diagramme d'incompatibilité (figure II-7), les compositions des carbonates analysés montrent des teneurs relativement importantes en LREE, Pb, Sr et Eu. Ces éléments ont donc été véhiculés par le fluide lors des interactions fluides/roches. Sur la figure II-14 sont reportées les teneurs en  $\text{CO}_2$  des roches totales en fonction de ces éléments. Les corrélations observées montrent que les teneurs en CaO, Sr, Eu, Pb sont fonction du pourcentage en  $\text{CO}_2$ . L'intensité de la carbonatation a donc été plus importante au cours du premier épisode de carbonatation responsable de la dolomitisation des cumulats.

Les concentrations en ces éléments des roches totales ne s'alignent pas le long d'une droite de mélange entre les compositions des komatiites les plus pauvres en carbonates et les compositions des carbonates. Les carbonates ont des teneurs très hétérogènes en ces éléments dans les différentes roches totales. Ces carbonates ont précipité au cours d'un processus d'échange entre la roche et le fluide. L'enrichissement en ces éléments de la roche totale dépend donc des coefficients de partage et du rapport fluide/roche qui devait être très important mais variable selon les éléments et selon la composition initiale de la roche.

### (3) *Éléments transportés par les fluides*

Sur le diagramme multi-éléments (figure II-6) on a vu que les éléments tel que Zr et Hf montrent des appauvrissements importants dans les parties cumulées. Ces éléments sont généralement utilisés comme éléments de référence dans les études pétrogénétiques. Ils ne sont pas mobiles dans les systèmes hydrothermaux essentiellement aqueux de basses à moyennes températures (Meschede, 1986). Étant donné que; (1) les concentrations en éléments en traces sont contrôlées par le fractionnement de l'olivine dont les concentrations en Zr et Hf sont insignifiantes; (2) les concentrations en Zr et Hf des cumulats sont inférieures à 0,1 fois le manteau primitif: ces éléments sont lessivés dans les parties cumulées (figure II-6). Sur la figure II-15, les anomalies en Zr et Hf ( $Zr/Zr^*$  et  $Hf/Hf^*$ ) corrélaient avec les teneurs en  $CO_2$  des roches totales à l'exception de l'échantillon A7 qui a subi les deux épisodes de carbonatation.



**Figure II-15:** Variations des teneurs en  $CO_2$  en fonction des anomalies en Hf et Zr. Les spinifex à calcite sont représentées par des carrés blancs tandis que les cumulats à dolomite sont représentés par des carrés noirs. Les anomalies en Zr et Hf sont calculées à partir des teneurs normées au manteau primitif (Hofmann, 1988) du Nd et Sm selon l'ordre d'incompatibilité défini pour les MORB.

Les fluides riches en CO<sub>2</sub> semblent donc être capables de complexer et lessiver ces éléments. Ce lessivage du Zr et Hf est essentiellement localisé dans la partie cumulée des komatiites. Ce lessivage préférentiel de ces éléments dans les parties cumulées semble indiquer que (1) l'intensité de l'altération est fonction de la texture et/ou de la minéralogie lors des interactions fluides roches. Les textures cumulées semblent être capables de canaliser les fluides traversant la coulée; (2) Les fluides correspondant à la première carbonatation seraient donc capables de mobiliser les HFSE à l'inverse des fluides responsables du deuxième épisode de carbonatation.

La fiabilité des HFSE en tant que marqueurs de la géodynamique des roches ignées riches en or (Hall & Plant, 1992) ou en tant que traceurs pétrogénétiques (Pearce & Cann, 1973) semble compromise dans les roches ayant subi une importante carbonatation.

### Résumé des principales mobilités géochimiques

Quel que soit l'épisode de carbonatation, les éléments mobilisés sont CaO, Sr, Na<sub>2</sub>O, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> et MgO.

Certains éléments ne semblent pas pouvoir se complexer avec les fluides riches en CO<sub>2</sub> et ne participent donc pas à cet échange géochimique tels que Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, V, U, TiO<sub>2</sub>, Nb, Th, Ga et les Terres Rares lourdes. Les teneurs en ces éléments sont généralement appauvries par dilution.

Les compositions géochimiques des carbonates sont fonction de la composition initiale de la roche. La mobilité des éléments complexés par les fluides et précipitée par les carbonates ne peut s'interpréter en terme de bilan de masse. Il est nécessaire de faire appel à des processus d'échanges géochimiques entre la roche totale et le fluide pour expliquer ces gains et pertes, selon des coefficients de partage et des rapports fluide/roche qui restent à déterminer.

Les éléments mobilisés par les fluides et incompatibles avec la structure des carbonates tels que Zr et Hf sont lessivés dans les parties cumulées.

A partir des données pétrographiques et de l'étude des mobilités géochimiques, deux épisodes de carbonatation ont été reconnus:

(1) Le premier fluide n'affecte que la partie cumulée de ces komatiites et s'accompagne d'une mobilité importante des éléments réputés

insensibles à l'altération tels que les Terres Rares, P, Zr et Hf (Finlow-Bates & Stumpfl, 1981). Ce métasomatisme est responsable de la dolomitisation des cumulats ainsi que du fractionnement de fluorapatites dans la zone de cisaillement et les volcanites alcalines encaissantes.

(2) Le deuxième métasomatisme n'affecte que la partie spinifex de ces komatiites et mobilise les Terres Rares légères.

Les deux épisodes de carbonatation affectent différemment les parties cumulées des parties spinifex. Les processus métasomatiques semblent donc être très sensibles aux paramètres texturaux et à la composition géochimique de la roche. Les paramètres physico-chimiques (pH, Eh, concentration du fluide, etc., voir chapitre III) et physiques (porosité, viscosité du fluide) de l'altération doivent donc aussi être pris en compte bien que dans cette étude nous ne disposons pas des moyens pour les contraindre.

L'origine de ces deux générations de fluide peut cependant être approchée par l'intermédiaire des données isotopiques en Nd, oxygène ainsi que par l'intermédiaire de l'abondante littérature consacrée aux phénomènes de carbonatation étant données ses intimes relations avec les gisements en or.

#### *II-5-2 Composition et origine des fluides:*

L'étude géochimique et isotopique des carbonates des systèmes hydrothermaux Archéens par Veizer et al (1989a, b) et Groves et al. (1988) distinguent deux types de carbonates. Une première population aurait une distribution régionale et serait en partie liée à l'interaction entre les séries volcaniques et l'eau de mer (hydrothermalisme sous-marin). La seconde population de carbonate serait d'origine profonde, vraisemblablement mantellique, et se localise essentiellement le long des zones de cisaillements.

Bien que la carbonatation soit un processus d'altération fréquent de la croûte océanique (e.g. Staudigel et al., 1981), les fluides hydrothermaux issus des rides médio-océaniques (Michard et al., 1983; Von Damm et al., 1985a; Von Damm et al., 1985b; Philpotts et al., 1987; Michard, 1989; Michard et al., 1993; Klinkhammer et al., sous presse) ne peuvent cependant pas être



responsables des épisodes de carbonatations observés dans les komatiites de Texmont car:

(1) Les fluides hydrothermaux sous-marins ont des concentrations en Ca inférieures à 80 mmol/Kg (Von Damm et al., 1985a; Philpotts et al., 1987; Michard, 1989). Il semble difficile d'expliquer la précipitation des carbonates à partir de ces fluides étant donné que les gains en Ca enregistrés par les komatiites carbonatées impliqueraient des rapports eau/roche supérieurs à 100.

(2) Les concentrations en Terres Rares des fluides hydrothermaux sont de l'ordre du ppb tandis que les carbonates de Texmont ont des teneurs de l'ordre du ppm. Par bilan de masse, les rapports eau/roche théoriques devraient être supérieurs à 1000. Il n'existe pas de données dans la littérature sur les teneurs en HFSE des fluides hydrothermaux, nous permettant de calculer les bilans de masse et les rapports eau/roche associés au lessivage des HFSE par hydrothermalisme. Les teneurs en ces éléments sont certainement inférieures aux teneurs en Terres Rares et impliquent donc des rapports eau/roche supérieurs à ceux estimés pour les Terres Rares. De tels rapports eau/roche et de tels épisodes de carbonatation associés à l'hydrothermalisme marins n'ont jamais été décrits (e.g. Albarède et al., 1981).

La source des fluides responsables de ces épisodes d'altération devait être différente. Les teneurs de ces fluides en éléments réputés immobiles tels que les Terres Rares et les HFSE devaient être supérieures aux teneurs mesurées dans les fluides hydrothermaux actuels. Selon la littérature il semble que la mobilité de ces éléments soit associée à des fluides riches; (1) en CO<sub>2</sub> (Hynes, 1980; Murphy & Hynes, 1986); (2) et en fluor (Rubin et al., 1993; King & Kerrich, 1987).

(1) Les relations intimes entre les processus de carbonatation, les gisements en or et le magmatisme alcalin ont amené différents auteurs à proposer que la source des fluides riches en CO<sub>2</sub> pourrait avoir une origine profonde vraisemblablement mantellique (Kerrich et al., 1987; Kerrich, 1990; Cameron, 1993; Wickham et al., 1994). Selon Cameron (1993), le magmatisme alcalin et la carbonatation sont liés à la fusion partielle et la perte de gaz carbonique libéré du manteau lors d'une période d'extension localisée le long des failles majeures telles que Porcupine-Destor et Lader-Lake-Cadillac (figure 1 et 2 en introduction de cette partie).

(2) Des fluides riches en fluor ont été décrits en Abitibi lors du métamorphisme de contact par des intrusions lités tardives (Stone et al., 1994), lors de processus de fénétisation associés à la mise en place de magmas alcalins le long de grands cisaillements (précipitation de fluorapatite, King & Kerrich, 1987). Les mobilités en Zr, Hf et Terres Rares légères observées à Texmont ainsi que la nature alcaline des volcanites encaissantes des komatiites indiquent que ces mêmes fluides responsables du lessivage de ces éléments devaient être de même nature.

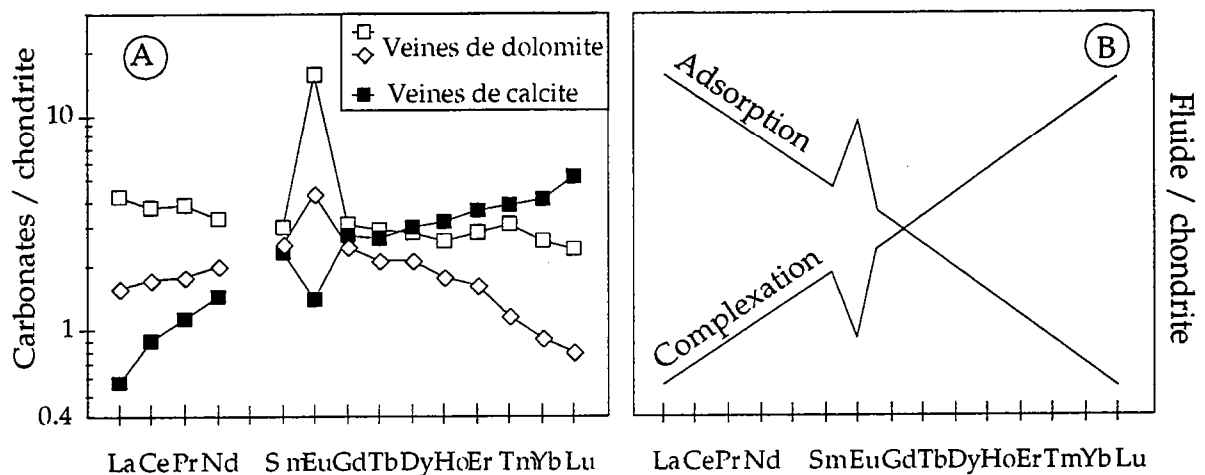


Figure II-16: (a) Spectres de Terres rares normalisés aux chondrites (Evensen et al., 1978) des veines de carbonates; (b) spectres de Terres Rares hypothétiques des fluides lors des processus de complexation et adsorption, d'après Bau (1991).

Les spectres de Terres Rares des dolomites et calcites diffèrent par leur enrichissement variables en LREE et présence d'anomalies en Eu. Sur la figure II-16a les spectres de REE des dolomites sont caractérisés par un enrichissement en LREE, des rapports  $(Gd/Yb)_N > 1$  et une anomalie positive en Eu tandis que les spectres de REE des calcites sont caractérisés par des appauvrissements en LREE, des rapports  $(Gd/Yb)_N < 1$  et des anomalies négatives en Eu. L'étude de la mobilité des REE au cours des interactions fluide-roche montre l'existence de deux processus gouvernant le fractionnement des REE dans les fluides (Bau, 1991; Bau & Möller, 1992): les processus de complexation (a) et d'adsorption (b).

(a) Dans les environnements basiques (Ph élevé), les teneurs en REE des fluides sont contrôlés par des processus de complexation (figure II-16b). Les constantes de stabilité sont généralement plus stables pour les HREE que pour les LREE (Cantrell & Byrn, 1987; Brookins, 1989; Wood, 1990a). Le

spectre du fluide dans ces conditions serait donc proche de celui des veines de calcites (figure II-16b) des zones à spinifex.

(b) Dans les environnements plus acides (Ph faible), les teneurs en REE des fluides sont contrôlées par des processus d'adsorption (figure II-16b). Le spectre résultant du fluide serait proche de ceux des veines de dolomites (figure II-16a) des parties cumulées.

Si les teneurs en Terres Rares des carbonates sont équivalentes à celles des fluides à partir desquels ils ont précipité. Si on considère donc que les carbonates qui précipitent à partir des fluides sont les reflets des processus responsables du transport des Terres Rares dans les fluides, il semble donc que ces deux générations de carbonates soient liées à des processus de transports différents. Cependant, d'autres processus tels que le transports des Terres Rares sous forme de particules et de colloïdes (Sholkoviz, 1992) ainsi que la précipitation des Terres Rares sous forme d'oxydes et hydroxydes de Fer (Olivarez & Owen, 1989) observés dans certains environnements, doivent être pris en compte.

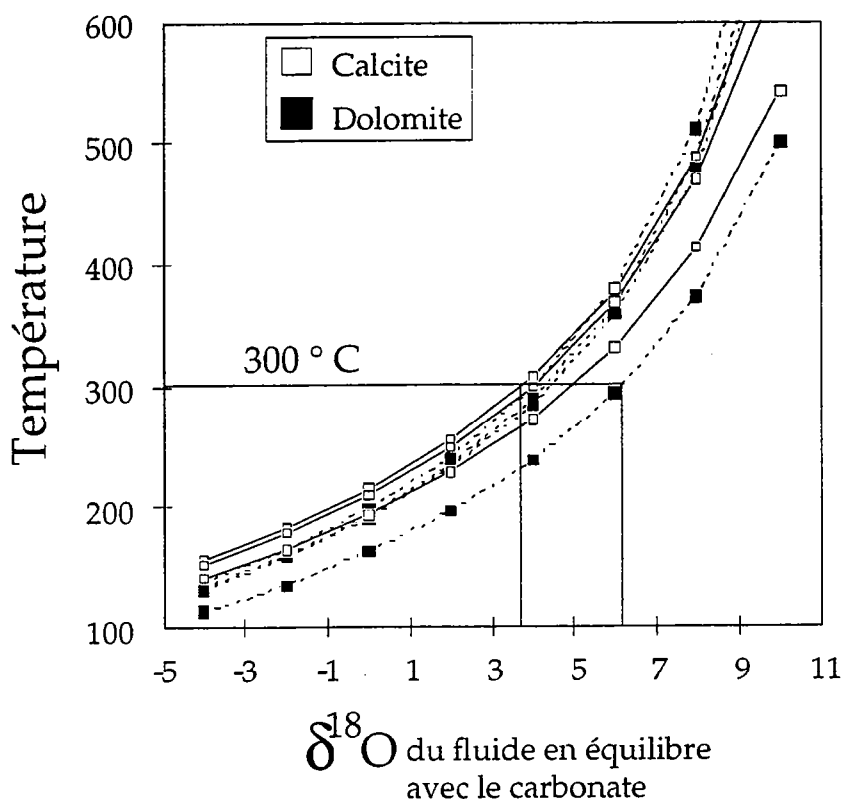
En conclusion, une étude beaucoup plus détaillée des isotopes du Sr et de la géochimie de ces carbonates, aurait peut-être permis de remonter aux mécanismes de transport des Terres Rares ainsi qu'à la source de ces fluides. En terme de bilan de masse, les teneurs des fluides hydrothermaux sous-marins actuels ne peuvent être responsables des épisodes de carbonatation des komatiites de Texmont. Les épisodes de carbonatation sont généralement associés en Abitibi au fonctionnement des zones de cisaillement et à la mise en place des magmas alcalins qui constituent l'encaissant de ces komatiites.

#### - *Isotope de l'oxygène*

En terme d'isotopes stables, les compositions des fluides à l'origine des altérations métasomatiques le long des discontinuités structurales majeures de l'Abitibi que sont les failles de Destor-Porcupine et Kirkland Lake-Cadillac, sont biens connues (chapitre II-4-2, Kerrich & Fryer, 1979; Kerrich, 1986; Kerrich et al., 1987).

La composition isotopique en oxygène des carbonates ( $\delta^{18}\text{O} = \sim +10\%$ ) nous permet d'estimer la nature du fluide à partir duquel ces carbonates ont précipité. A partir des analyses isotopiques des carbonates de Texmont, connaissant les équations régissant le fractionnement des carbonates en équilibre avec le fluide par rapport à la température, il est possible de

recalculer la courbe d'évolution des compositions isotopiques du fluide en équilibre avec ces carbonates en fonction de la température (figure II-17).



**Figure II-17:** Diagramme montrant les compositions en  $\delta^{18}\text{O}$  du fluide en équilibre avec les calcites (carrés blancs) et dolomites (carrés noirs) de Texmont.

Les équations permettant de calculer le fractionnement isotopique en oxygène entre la calcite ( $\Delta_{\text{Cal-H}_2\text{O}}$ , équation 1), la dolomite ( $\Delta_{\text{Dol-H}_2\text{O}}$ , équation 3) et le fluide en équilibre avec ces carbonates ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ ), en fonction de la température (T) sont présentées plus bas:

$$\Delta_{\text{Cal-H}_2\text{O}} = (2.78 * 10^6 / T^2) - 3.39 \text{ (O'Neil et al., 1969)} \quad (1)$$

$$\Delta_{\text{Dol-Cal}} = (0.45 * 10^6 / T^2) - 0.40 \text{ (Sheppard & Schwarcz, 1970)} \quad (2)$$

$$\Delta_{\text{Dol-H}_2\text{O}} = (3.23 * 10^6 / T^2) - 3.79 \quad (3)$$

Cependant, nos données ne nous permettent pas de déterminer la température (T) de formation de ces carbonates. Il est indispensable de connaître cette température pour déterminer la composition isotopique du fluide en équilibre avec les carbonates comme le montre la figure II-17.

Les compositions isotopiques identiques entre les deux générations de carbonates à Texmont ainsi que dans les autres régions le long de grands cisaillements nous permettent d'utiliser les données de la littérature (tableau II-7) afin de déterminer cette température. En Abitibi, la température des fluides a pu être déterminée grâce aux inclusions qu'elles forment à l'intérieur des carbonates du sud de la région de Timmins proche de la région de Texmont (Schandl & Naldrett, 1992). L'étude de ces inclusions fluides indique une température de formation des carbonates vers 300°C.

A partir de cette température de 300°C, les valeurs  $\delta^{18}\text{O}$  des carbonates de Texmont nous donnent une composition isotopique du fluide en oxygène entre +3,5‰ et +6‰ (figure II-17). Ces valeurs correspondent aux valeurs mesurées sur les roches mantelliques fraîches ( $\delta^{18}\text{O} \sim +6‰$ ) et hydratées (serpentine:  $\delta^{18}\text{O} \sim +3,5‰$ ). Au cours du métamorphisme, la déshydratation de ces roches mantelliques peut être une source potentielle de fluides d'origine métamorphique responsables de l'altération des komatiites de Texmont.

#### - *Isotopes du carbone*

Les valeurs isotopiques en carbone obtenues sur les calcites et dolomites sont identiques ( $\delta^{13}\text{C} = -3$  à  $-4‰$ ) aux valeurs obtenues par Kerrich et al. (1987), à partir de l'analyse systématique des carbonates le long des grands cisaillements lithosphériques de Destor-Porcupine et Larder Lake. Ces auteurs ont démontré l'existence d'hétérogénéité entre les différentes régions étudiées. Ces hétérogénéités sont le plus souvent interprétées comme étant le résultat du changement des paramètres physico-chimiques tels que le potentiel d'oxydo-réduction (Kerrich et al., 1987). L'origine de ce carbone est sujet à de nombreux débats que ces seules données ne peuvent résoudre. Cependant il faut noter que les compositions isotopiques en carbone des carbonates de Texmont ( $\delta^{13}\text{C} = -3$  à  $-4‰$ ) (1) sont proches des compositions mantelliques ( $\delta^{13}\text{C} = -7‰$ ) et (2) que ces compositions isotopiques sont fréquemment rencontrées à travers le monde dans les processus de carbonatation des ceintures de roches vertes Archéennes (Burrows et al., 1986; Kerrich et al., 1987; Groves et al., 1988; Tourpin et al., 1991).

- *Isotope du néodyme*

La valeur isotopique initiale en Nd ( $\epsilon_{Nd(T)} = +2,5$ ) obtenue sur la veine de dolomite est identique à la valeur connue pour un grand nombre de roches telles que des tholéiites, granitoïdes et métasédiments de l'Abitibi (Shirey & Hanson, 1986; Barrie & Shirey, 1991; Walker et al., 1988). Cette valeur est caractéristique des basaltes archéens à 2.7 Ga ( $\epsilon_{Nd(T)} = +2,49 \pm 0,27$  sur pyroxène basaltiques; Machado et al., 1986). Les résultats obtenus sur la veine de dolomite montrent que le fluide avait une composition isotopique en Nd identique à celle des roches magmatiques juvéniles environnantes correspondant à celle du manteau appauvri Archéen à 2,7 Ga. Le fluide responsable de la carbonatation devait donc être d'origine métamorphique ou mantellique.

En conclusion, les compositions isotopiques en oxygène et Nd des carbonates des deux épisodes de carbonatations montrent que les fluides à l'origine de ces épisodes d'altération seraient d'origine métamorphique et/ou magmatique.

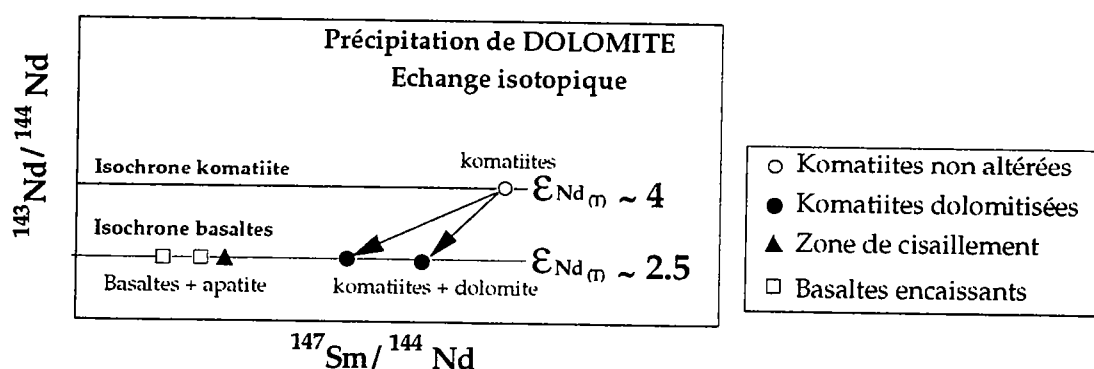
A partir des données isotopiques en Nd, nous tenterons de déterminer l'âge de ces altérations par rapport aux données géochronologiques précédemment acquises en Abitibi.

### *II-5-3- Chronologies des altérations*

Sur un diagramme isochrone les rapports Sm/Nd des roches affectées par la première carbonatation (cumulats, zone de cisaillement, basaltes encaissants, et veine de dolomite) s'alignent le long d'une isochrone à 2.7 Ga (figure II-9). La dolomitisation des cumulats et la précipitation de fluorapatite dans la zone de cisaillement et les volcanites alcalines encaissantes doivent donc être sub-contemporaines de la mise en place de ces komatiites (2,7 Ga). Ce premier épisode de carbonatation, et les mobilités géochimiques qui lui sont associées, ont fait l'objet de nombreuses datations par différentes méthodes géochronologiques. Les datations sur "zircon hydrothermaux" par la méthode U-Pb permettent de dater l'âge de mise en place de la minéralisation primaire à 2680 Ma (Claoué-Long et al., 1990; Claoué-Long et al., 1992; Kerrich & King, 1993; Kerrich, 1994). L'altération théoriquement induite par la mise en place de lamprophyre le long de grands cisaillements lithosphériques serait responsable des mobilités

géochimiques et des minéralisations associées (Cameron, 1993; Kerrich & Wyman, 1994) .

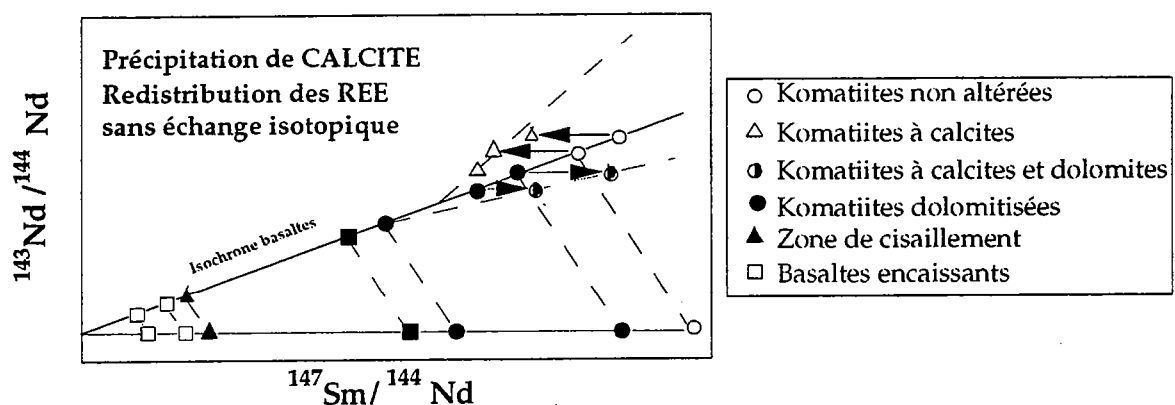
Les compositions isotopiques initiales mesurées sur les komatiites dolomités et les basaltes encaissants, s'alignent parallèlement à l'isochrone de référence définie par les komatiites d'Alexo. Cependant ces komatiites dolomités et les basaltes encaissants ont le plus souvent une valeur  $\epsilon_{Nd(T)}$  proche de +2.5. Cette valeur diffère de celle obtenue sur les pyroxènes primaires de la région d'Alexo ( $\epsilon_{Nd(T)} \sim +4$ , Chapitre I) qui pourraient représenter la composition initiale du magma komatiitique primaire des komatiites de Texmont. Un processus d'échange isotopique doit être nécessairement évoqué pour expliquer cette diminution de la composition isotopique initiale en Nd sur les komatiites carbonatées à 2.7 Ga. Les komatiites de Texmont auront donc recristallisé en équilibre avec un fluide riche en  $CO_2$  ayant une composition caractéristique des fluides d'origine mantellique à 2.7 Ga ( $\epsilon_{Nd(T)} = +2.5$ ). Cet échange isotopique entre les komatiites non altérées ( $\epsilon_{Nd(T)} = +4$ ) et le fluide ( $\epsilon_{Nd(T)} = +2.5$ ) s'accompagne du fractionnement du rapport Sm/Nd, ce qui explique l'étalement des données le long d'une isochrone à 2.7 Ga (figure II-18)



**Figure II-18:** Diagramme Sm/Nd théorique représentant les effets de la dolomitisation par échange isotopique des cumulats, entre les komatiites non altérées ( $\epsilon_{Nd(T)} = +4$ ) et les komatiites en équilibre isotopique avec le fluide ( $\epsilon_{Nd(T)} = +2.5$ ).

Le deuxième épisode de carbonatation est caractérisé par la précipitation de calcite interstitielle ou sous forme de veines dans les échantillons à textures spinifex, ou recoupe les veines de dolomite visibles à la transition spinifex-cumulat (échantillons A7 et T6; figure II-3). Les roches totales à texture spinifex riches en calcite ont des gammes de valeurs initiales en Nd plus importantes ( $\epsilon_{Nd(T)}$  de +9 à +2,3). Rosing (1990) a démontré théoriquement que les mobilités secondaires des LREE produisaient un étalement des valeurs initiales en Nd, proportionnel à la

différence de temps entre l'âge de mise en place et l'âge de la perturbation secondaire. L'importante gamme de compositions isotopiques initiales en Nd des spinifex à calcite semble démontrer que cette deuxième carbonatation a été nettement postérieure à la mise en place. Sur le diagramme isochrone théorique de la figure II-19, les komatiites à textures spinifex (triangles blancs) contenant de la calcite et les komatiites à textures cumulées à dolomite et calcite semble s'aligner séparément le long de deux droites de corrélations. Ces alignements pourraient indiquer une redistribution des Terres Rares sans échange isotopique à l'intérieure de la coulée au cours du second épisode de carbonatation.



**Figure II-19:** Diagramme Sm/Nd théorique représentant les effets de la redistribution des Terres rares légères lors de la précipitation des calcites dans les zones à spinifex (triangles blancs) et dans certains cumulats (ronds noirs et blancs).

Si on se réfère aux données bibliographiques, de nombreuses datations sur minéraux secondaires par des systèmes isotopiques sensibles aux interactions fluide/roche telles que les systèmes Rb-Sr, Sm-Nd et Ar-Ar ont donné des âges variant entre 2680 et 2400 Ma. Dans la région de Timmins les âges Ar/Ar donnent  $2633 \pm 6$  et  $2617 \pm 8$  Ma (Masliewec et al., 1986; Layer et al., 1987) et Rb/Sr donnent  $2441 \pm 24$  Ma (Kerrick et al., 1987). Un âge de  $2404 \pm 29$  Ma (Sm/Nd; Bell et al., 1989) a aussi été obtenu sur scheelite dans la région de Timmins. Ce dernier âge sur minéraux secondaires associés aux gisements en or démontre l'existence d'une perturbation importante à  $\sim 2,4$  Ga lors de la mise en place des filons du Matachawan. Cependant des perturbations isotopiques secondaires plus jeunes que 2,4 Ga ont aussi été décelées et pourraient être liées à la mise en place des dykes de l'Abitibi ou de l'orogénèse Grenvillienne vers 1 Ga (Krogh & Davis, 1974; Brévar et al., 1986; Walker et al., 1988; Corfu, 1993; cette étude chapitre I).



En conclusion de nombreux auteurs attribuent l'altération "maximal" responsable du premier épisode de carbonatation, et les mobilités géochimiques qui lui sont associées, à la fin de l'activité magmatique ou au pic du métamorphisme vers 2680 Ma. Cette altération serait responsable de la dolomitisation des cumulats des komatiites de Texmont et serait donc sub-contemporain de la mise en place des magmas alcalins.

Les âges les plus jeunes obtenus sur des minéraux ayant des températures de blocage de plus basses températures seraient le résultat de perturbations isotopiques jusqu'à 2.4 Ga (âge de mise en place des essaims de dyke de la région de Matachewan) ou plus jeunes (orogénèse Grenvillienne, vers 1 Ga). Ces altérations tardives seraient responsables du deuxième épisode de carbonatation à savoir la précipitation de calcite dans les zones à spinifex.

## II-6- Conclusions

Les observations pétrographiques et minéralogiques montrent l'existence d'au moins deux épisodes de carbonatation.

Le premier épisode de carbonatation se traduit par la précipitation de dolomites interstitielles et en veines dans les parties cumulées et de fluorapatites dans la zone de cisaillement et les volcanites alcalines encaissantes. Ce premier fluide s'accompagne d'une mobilité importante des éléments réputés insensibles à l'altération tels que les Terres Rares, P, Zr et Hf (Finlow-Bates & Stumpfl, 1981). La fiabilité des HFSE en tant que marqueurs de la tectonique des roches ignées riches en or (Hall & Plant, 1992) ou en tant que traceurs pétrogénétiques (Pearce & Cann, 1973) semble compromise dans les environnements riches en CO<sub>2</sub>. Ce type de métasomatose est généralement associé aux minéralisations en or (e.g. Ludden et al., 1984). L'âge de cette première carbonatation, étant donné l'étalement des données isotopiques en Nd le long d'une isochrone vers ~ 2.7 Ga et les données de la littérature, devrait correspondre à la fin de l'activité magmatique ou au pic du métamorphisme en Abitibi vers 2680 Ma.

Les échantillons dolomitisés sont recoupés par des veines de calcite lors du deuxième épisode de carbonatation. Ce second épisode d'altération

de moindre intensité est essentiellement localisé dans les roches à texture spinifex. L'âge de cette seconde carbonatation, nettement postérieur au premier épisode de carbonatation, reste incertain mais devrait correspondre aux perturbations isotopiques décelées en Abitibi vers 2.4 et 1 Ga.

Étant données les compositions isotopiques en oxygène et Nd des carbonates, l'origine de ces fluides serait métamorphique et/ou magmatique.

# CONCLUSION

## PREMIERE PARTIE

Les komatiites de la région d'Alexo et de Texmont dans la ceinture de roches vertes d'Abitibi ont subi plusieurs épisodes d'altération.

L'hydrothermalisme marin ne peut être responsable des mobilités géochimiques associés à ces épisodes d'altération. Les compositions isotopiques des minéraux secondaires semblent indiquer que les fluides responsables de l'altération des komatiites en Abitibi sont essentiellement d'origines métamorphiques et/ou mantelliques.

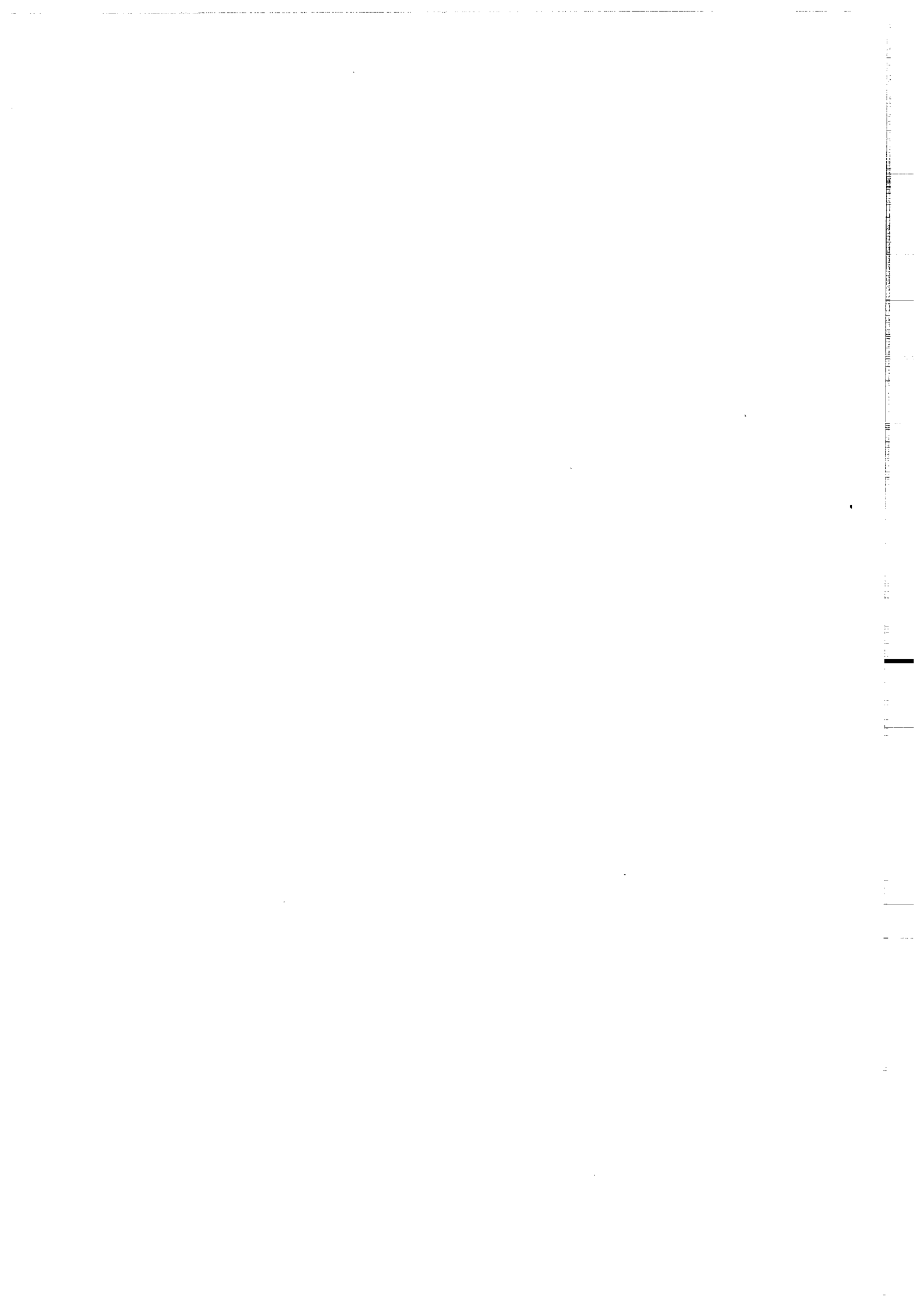
Étant donné l'étalement des compositions isotopiques en Nd le long d'une isochrone de référence à 2.7 Ga, l'événement d'altération majeur se déroule peu de temps après la mise en place des komatiites (2730 - 2700 Ma). Les interactions fluid-roche se traduisent par la recristallisation de phases secondaires calciques telles que le sphène à Alexo et certains carbonates de Texmont. Les mobilités géochimiques des Terres Rares (REE) et High Field Strength Element (HFSE) sont caractéristiques de cette période d'altération majeure. La mobilité de ces éléments en traces et la carbonatation de la ceinture de roches vertes d'Abitibi sont des phénomènes localisés le long de grands cisaillements lithosphériques recoupant la ceinture, généralement associées à la mise en place de magmas alcalins et aux minéralisations en or vers 2.68 Ga. Les fluides drainés par ces cisaillements semblent donc responsables des mobilités géochimiques importantes enregistrées par les komatiites à travers la ceinture.

D'autres épisodes d'altération de moindre intensité se superposent à ce premier épisode d'altération majeur. La rodingitisation locale de la coulée d'Alexo et un second épisode de carbonatation à Texmont induisent des hétérogénéités isotopiques à l'intérieur des coulées (fractionnement des rapports Sm/Nd). L'âge de ces altérations devrait correspondre aux perturbations isotopiques décelées en Abitibi vers 2.4 Ga (mise en place des filons de Matachewan) et 1 Ga (orogénèse Grenvillienne).



## DEUXIEME PARTIE

La ceinture de roches vertes de Barberton  
(Afrique du Sud)



## ÉTUDE DE L'ALTÉRATION DES KOMATIITES ET BASALTES KOMATIITIQUES DE BARBERTON (3.5-3.2 Ga, Afrique du Sud)

### 1 Introduction

La ceinture de roches vertes de Barberton est une région clef pour l'étude des komatiites. C'est dans cette ceinture que Viljoen & Viljoen (1969a) ont pour la première fois décrit la présence de komatiites qui depuis ont été découvertes dans presque toutes les ceintures de roches vertes archéennes (Viljoen & Viljoen, 1969 a, b). Les komatiites de Barberton présentent trois caractéristiques originales:

(1) Elles sont les plus anciennes komatiites reconnaissables par leurs textures spinifex;

(2) Elles appartiennent aux groupes des komatiites appauvries en alumine ( $Al_2O_3/TiO_2 \sim 10$ ;  $CaO/Al_2O_3 > 1$  et  $(Gd/Yb)_N > 1$ ) par opposition aux komatiites non appauvries en alumine qui constituent la plus grande partie des komatiites à 2,7 Ga (e.g. Abitibi, chapitre I). Ces différences ont été récemment interprétées en terme de différence de profondeur de fusion partielle (Gruau et al., 1990b; Herzberg, 1992);

(3) Leur composition isotopique en Nd est considérée comme étant chondritique ( $\epsilon_{Nd(T)} \sim 0$ ; Hamilton et al., 1979; Hamilton et al., 1983; Gruau et al., 1990b). Dans cette étude consacrée à l'altération des compositions géochimiques et isotopiques du Nd des komatiites, l'étude des komatiites de Barberton nous permettra de déterminer si les processus hydrothermaux mis en évidence en Abitibi sont similaires dans la ceinture de roches vertes de Barberton.

La région de Barberton a été le siège de nombreux événements métamorphiques d'origine divers sur une période allant de 3,65 Ga à 2,5 Ga (Kamo & Davis, 1991; Kamo & Davis, 1994; Lécuyer et al., 1994).

Trois types de métamorphisme ont été distingués:

(A) Un métamorphisme lié à l'hydrothermalisme marin selon un modèle à deux convections; une convection hydrothermale peu profonde de basse température (Lowe & Byerly, 1986; De Ronde et al., 1991) qui se caractérise notamment par la silicification de sédiments et de roches volcaniques (De Wit et al., 1982; Duchac & Hanor, 1987); Un hydrothermalisme plus profond et de plus haute température mis en

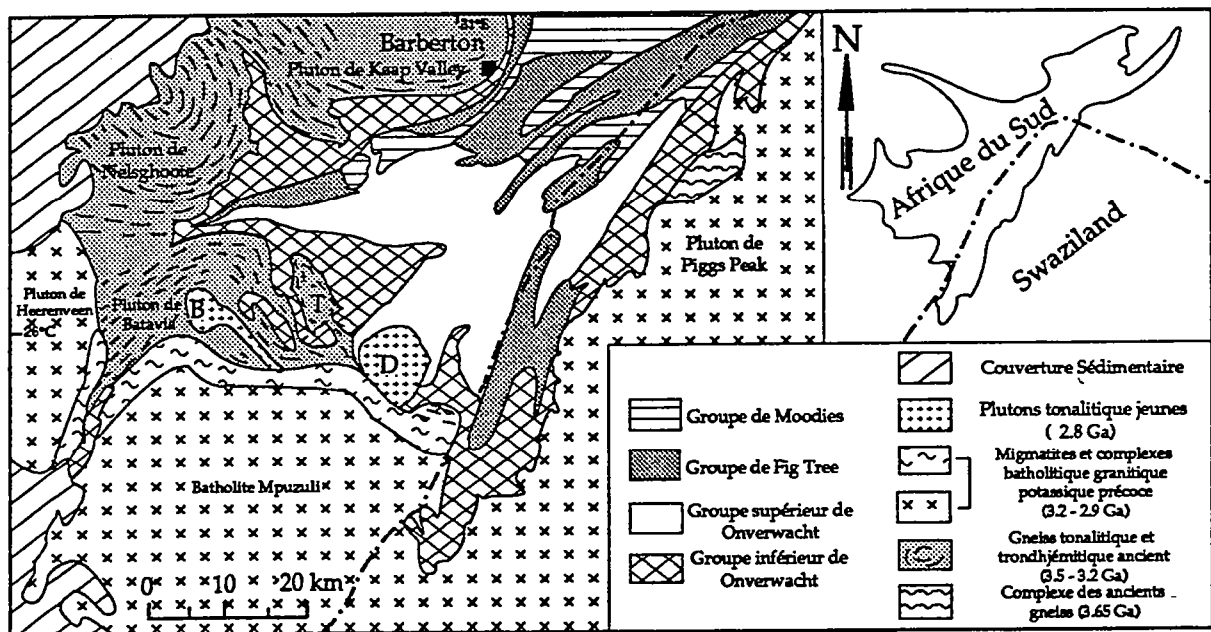
évidence à travers l'étude comparative entre la ceinture de Barberton et les ophiolites modernes (De Wit et al., 1987; Hoffman et al., 1986);

(B) Un métamorphisme d'enfouissement (Cloete, 1991; Cloete, 1994) par l'intermédiaire de l'étude des chemins P-T-tps.

(C) Un métamorphisme de contact lié à la mise en place de nombreux granitoïdes;

Les sources des fluides à l'origine de ces différents épisodes métamorphiques peuvent donc être très diverses dans l'espace et dans le temps.

Ce chapitre est consacré à la présentation des données pétrographiques, minéralogiques, géochimiques et isotopiques de ces komatiites. La discussion en fin de chapitre portera sur les variations géochimiques primaires au sein des différentes formations étudiées ainsi que sur les mobilités des éléments majeurs et de certains éléments en traces.



**Figure 1:** Carte géologique simplifiée de la partie Sud de la ceinture de roches vertes du craton de Kaapvaal, Afrique du Sud. D: pluton de Dalmein; T: pluton de Theespruit; S: pluton de Soltzburg; B: pluton de Boesmusshop.



## 2- Contexte géologique

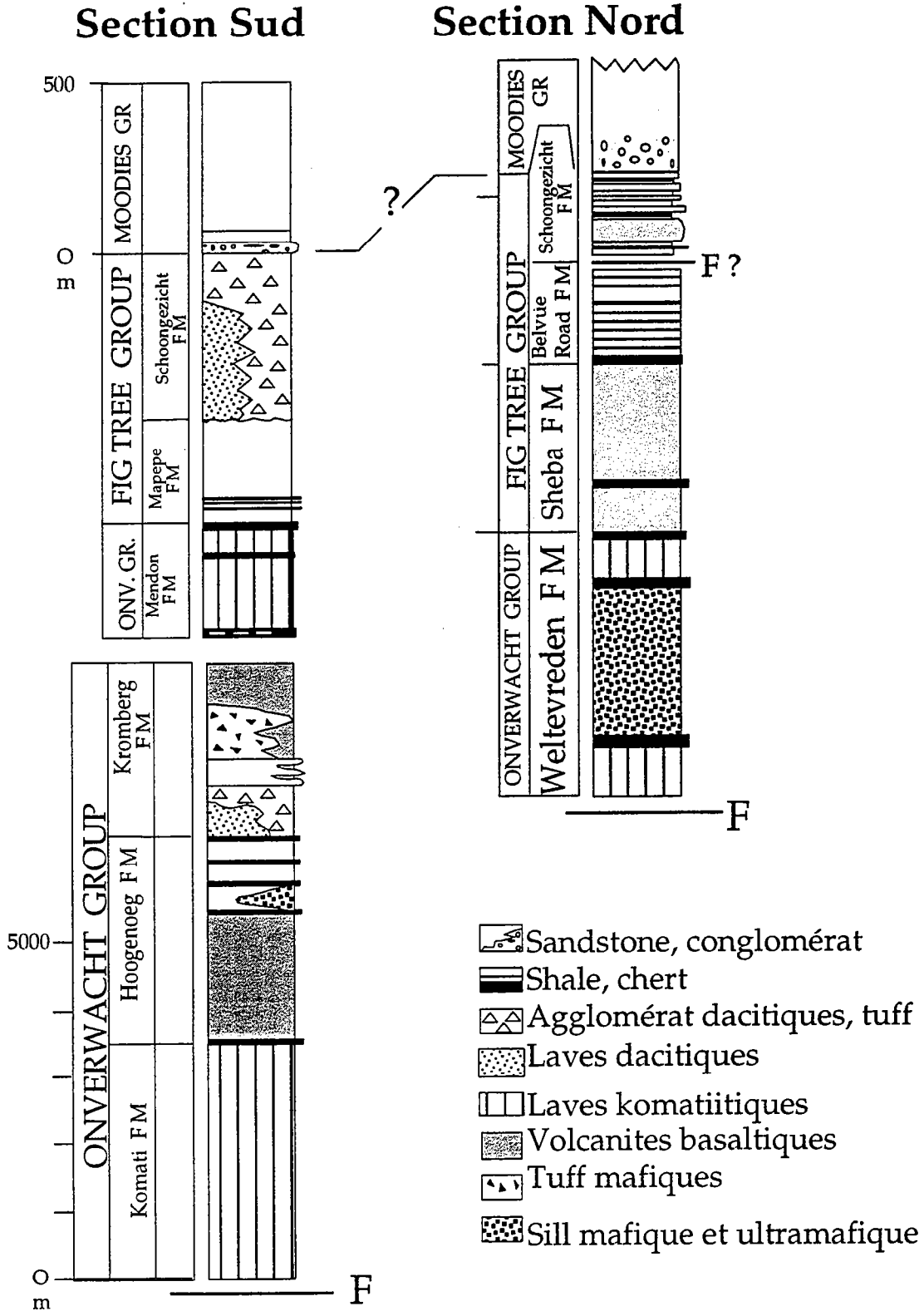
La ceinture de roches vertes de Barberton (Afrique du Sud) est située dans le craton de Kaapvaal. Elle forme un triangle de 120 sur 50 kms et représente la succession stratigraphique type de la séquence de Swaziland qui s'est mise en place au milieu de la période Archéenne (3.5 à 3.2 Ga). Cette ceinture est l'une des mieux décrites et des mieux préservées, parmi les autres ceintures de roches vertes de même âge (le groupe de Warrawoona à Pilbara en Australie et la ceinture de Sebakwean au Zimbabwe (e.g. Windley, 1984). La ceinture de roches vertes de Barberton est constituée de trois unités lithostratigraphiques intrudées par de nombreux granitoïdes (figure 1);

(a) le groupe de Onverwacht constitué essentiellement de roches basiques et ultrabasiques avec quelques roches felsiques, volcanoclastiques et sédimentaires;

(b) le groupe de Fig Tree constitué d'une succession compliquée de greywacke, shale, cherts, coulées dacitiques et de fragments de roches volcaniques;

(c) le groupe de Moodies constitué essentiellement de sandstone quartzique à feldspathiques, de conglomérats ainsi que de quelques shales et siltstones.

Les basaltes komatiitiques et komatiites étudiés dans cette thèse proviennent du groupe d'Onverwacht. Ce groupe est subdivisé en cinq formations primaires: les formations de Komati, Hooggenoeg, Kronberg, Mendon et Weltevreden (figure 2; Lowe & Byerly, 1991; Lowe & Byerly, sous presse). En raison des complexités structurales, seules les quatre formations supérieures ont été considérées récemment comme représentant une séquence de 10 kms d'épaisseur (e.g. Lowe et al., 1985; Lowe & Byerly, 1991). La formation de Komati recouvre la formation de Theespruit par l'intermédiaire d'une faille majeure qui suppose que la succession stratigraphique originelle devait être plus importante. Dans ce mémoire, les komatiites et basaltes komatiitiques de Barberton ont été étudiés dans trois des formations du groupe d'Onverwacht; (a) la formation de Weltevreden; (b) la formation de Mendon; (c) la formation de Komati.



**Figure 2:** Colonnes stratigraphiques des faciès Sud et Nord de la séquence de Swaziland dans la ceinture de roches vertes de Barberton (Lowe & Byerly, sous presse), montrant les variations lithologiques et les formations étudiées. Les âges U-Pb obtenus sur ces formations sont notés à droite. La base de la section est notée par une faille: F.

(a) *La formation de Weltevreden*

Cette formation n'a été que nouvellement intégrée à la stratigraphie de la ceinture (Lowe & Byerly, in press). Cette formation n'affleure qu'au nord de la ceinture. Les basaltes komatiitiques de la formation de Weltevreden n'ont pas été datés directement. Néanmoins les corrélations stratigraphiques montrent que ces basaltes komatiitiques sont plus jeunes ou contemporains de la formation de Mendon mais plus anciens que le groupe de Fig Tree (figure 2) dont l'âge maximum est de ~3245 Ma (Kröner et al., 1991). Les trois échantillons de Weltevreden proviennent d'une seule et même coulée.

(b) *La formation de Mendon*

La formation de Mendon exposée au centre de la ceinture de roches vertes de Barberton est composée d'une succession de laves komatiitiques et de roches sédimentaires (essentiellement des cherts). Cette formation a été récemment située au sommet du groupe Onverwacht ( Byerly, 1989; Lowe & Byerly, sous presse). Des zircons provenant d'un niveau de cendres volcaniques à l'intérieur de sédiments stromatolitiques de la formation de Mendon ont été datés à  $3298 \pm 6$  Ma par évaporation directe sur mono-zircon.

Selon Byerly (1989) et Lowe & Byerly (sous presse) cette formation a une épaisseur de 1200 m. Les basaltes komatiitiques de la formation de Mendon proviennent d'une séquence de 25 m d'épaisseur composée de plusieurs coulées, peu épaisses et discontinues latéralement. L'échantillon SA107-1 provient des 5 mètres supérieurs, l'échantillon SA107-3 provient de la dizaine de mètres au milieu de la série tandis que les autres échantillons proviennent des 10 mètres inférieurs de cette section.

(c) *La formation de Komati*

La formation de komati initialement décrite par Viljoen & Viljoen (1969 a, b) est constituée essentiellement de komatiites et basaltes komatiitiques métamorphisés ainsi que de quelques tholéiites et porphyres sodiques. Cette formation se caractérise par la présence de sédiments chimiques, détritiques ou pyroclastiques intercalés entre les coulées de

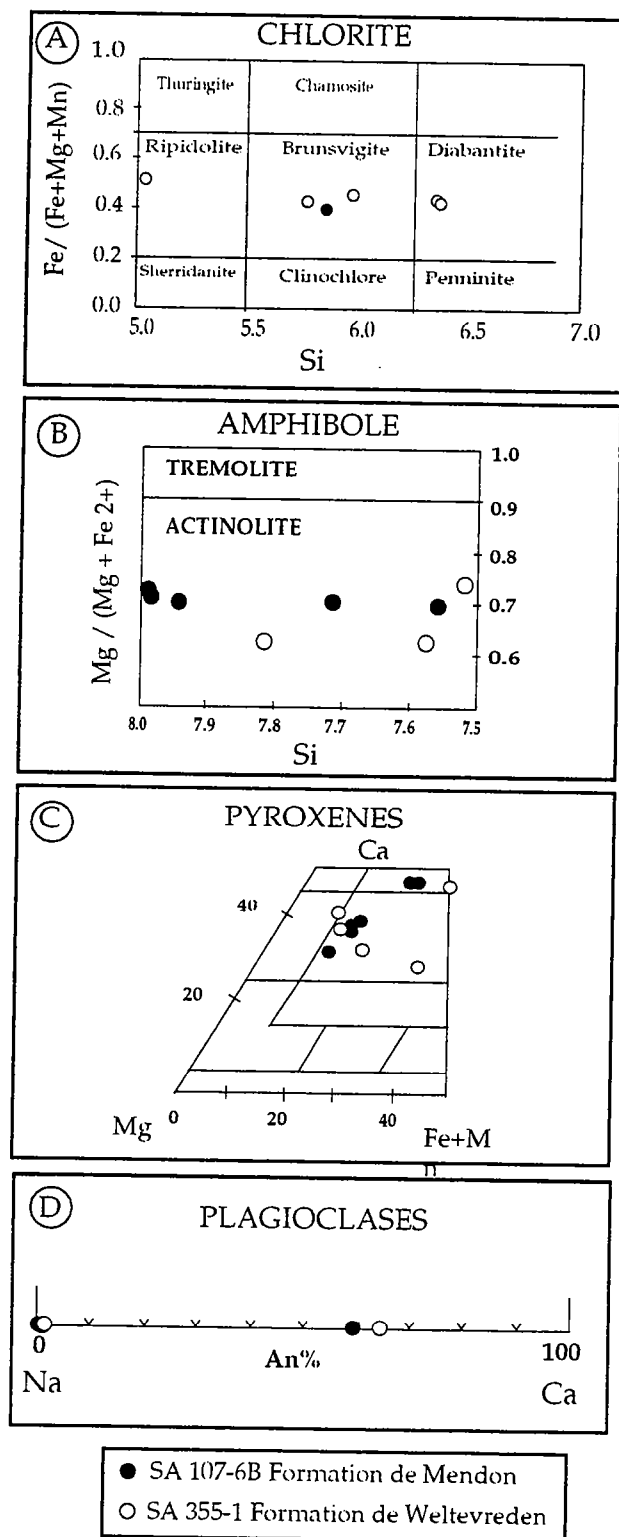
laves. Les komatiites de cette formation ont été abondamment décrites par de nombreux auteurs (Hamilton et al., 1979; Smith et al., 1980; Smith & Erlank, 1982; Jahn et al., 1982; Viljoen et al., 1983; De Wit et al., 1987; Gruau et al., 1990 b; De Wit & Hart, 1993). L'épaisseur minimale de cette formation est de 3,5 kms et présente un contact faillé à sa base.

Les âges  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  sur la formation de Komati varient entre 3450 et 3490 Ma (Lopez-Martinez et al., 1984). Cet âge est en accord avec les âges U-Pb sur zircon de cette formation ( $3472 \pm 5$  Ma; Armstrong et al., 1990) et démontre clairement que le groupe inférieur de Onverwacht est distinct et plus ancien que le groupe supérieur de Onverwacht auquel appartiennent les formations de Mendon et Weltevreden décrites plus haut.

Les komatiites de la formation de Komati proviennent pour l'essentiel de deux coulées. Les échantillons B12, B13, B14, B15 et B21 proviennent de la coulée komatiitique de Stuart's dont l'épaisseur est de 3,1m; les échantillons B8 et B20 appartiennent à d'autres coulées. Les échantillons SA166-1, SA229-2, SA229-3 et SA229-5 proviennent d'une autre coulée komatiitique de 1,5 m d'épaisseur, baptisée coulée SA, issue du sommet de la séquence komatiitique exposée plus au Nord dans la région de "Onverwacht".

**Tableau 1 :** Composition chimique moyenne des principales phases minéralogiques des basaltes komatiitiques de la formation de Weltevreden (échantillon SA355-1) et de la formation de Mendon (échantillon SA107-6B). n: nombre d'analyses.

Minéraux n	MENDON (SA107-6B)					WELTEVREDEN (SA355-1)			
	Px 6	Plg 3	Act 5	Chl 1	Spn 3	Px 5	Plg 4	Act 3	Chl 5
SiO <sub>2</sub>	53.8	64.1	54.2	28.4	30.7	52.8	63.1	53.4	29.4
TiO <sub>2</sub>	0.79	16.8	1.00	0.01	1.76	1.86	17.1	2.99	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.12	1.61	0.63	17.4	36.2	0.11	0.01	0.02	20.8
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.3	4.74	12.6	0.99	27.0	17.6	2.66	14.0	0.21
FeO	0.44	0.06	0.08	22.6	0.09	0.21	0.00	0.10	23.0
MgO	8.16	2.36	11.8	18.4	1.22	10.5	4.71	12.9	15.6
NiO	0.21	9.54	0.14	0.23	0.05	0.22	8.56	0.19	0.00
MnO	0.30	0.08	0.26	0.33	0.04	0.26	0.02	0.24	0.19
CaO	16.6	1.24	16.0	0.19	0.29	16.2	3.55	14.5	0.79
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.07	0.03	0.05
K <sub>2</sub> O	0.02	0.00	0.06	0.11	0.06	0.05	0.03	0.02	0.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.04	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.04	0.02
SO <sub>3</sub>	0.01	0.02	0.01	0.10	0.04	0.00	0.04	0.01	0.03
Cl	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.07
F	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01
<b>Total</b>	<b>99.8</b>	<b>100.6</b>	<b>96.9</b>	<b>88.9</b>	<b>97.5</b>	<b>99.9</b>	<b>99.85</b>	<b>98.5</b>	<b>90.2</b>
XMg	0.95	0.98	0.99	0.45	0.93	0.98	1.00	0.99	0.40



**Figure 3:** A: Diagrammes de classification des chlorites, Si en fonction de  $Fe / (Fe + Mg + Mn)$  selon Foster (1962); (B): Diagramme de classification des amphiboles, Si en fonction de  $Mg / (Mg + Fe^{2+})$  selon Leake (1978); (C): Diagramme de classification des pyroxènes dans le triangle Mg-Fe+Mn-Ca, selon Polderwaard and Hess (1951), (D): Classification des plagioclases selon les pourcentages en Na et Ca.

### 3- Pétrologie & Minéralogie

Ce paragraphe expose les principales caractéristiques pétrologiques et minéralogiques des échantillons komatiitiques des trois formations étudiées. Les compositions des principales phases secondaires sont représentées sur le tableau 1. Les diagrammes de classification des minéraux sont présentés sur la figure 3. Les textures et assemblages minéralogiques caractéristiques de ces komatiites et basaltes komatiitiques sont représentés sur la figure 4.

#### *(a) La formation de Weltevreden*

Les basaltes komatiitiques de la formation de Weltevreden proviennent d'une coulée de 10 mètres d'épaisseur. L'échantillon SA355-1 présente une texture non orientée de spinifex à pyroxènes (150  $\mu\text{m}$ ) provenant du sommet de la coulée. Les échantillons SA412-9 et SA412-8 sont situés respectivement à 1 et 5 m plus bas dans la coulée. Leurs textures ne sont pas orientées et le grain est plus grossier (200-300  $\mu\text{m}$ ).

L'assemblage minéralogique caractéristique de ces échantillons (Figure 4) est une association de pyroxènes (essentiellement augitique, figure 3) très partiellement (~ 20%) transformés en actinote ( $\text{XMg} = 0,7$ ; tableau 1 et figure 3) dans une matrice constituée de plagioclases albitisés ( $\text{An}_{0-60}$ ), chlorites ( $\text{XMg} = 0,4$ ; Brunsvigite) et magnétites.

#### *(b) La formation de Mendon*

Les basaltes komatiitiques de la formation de Mendon ont tous des spinifex à pyroxènes (figure 4). Les spinifex ne montrent pas d'orientations préférentielles et sont dessinés par des baguettes de pyroxènes de 100  $\mu\text{m}$  d'épaisseur (SA107-1, SA107-3, SA107-7, SA107-8) ou orientées (au grain plus grossier: 200  $\mu\text{m}$ ; SA107-6B, SA107-10).

L'assemblage minéralogique caractéristique est une association de clinopyroxènes (augites) partiellement ou totalement transformés en actinotes ( $\text{XMg} \sim 0,7$ , figure 3) avec une matrice constituée de plagioclases albitisés ( $\text{An}_{0-65}$ ), chlorites, sphènes et magnétites. Les compositions des chlorites sont très hétérogènes en Si (5 à 0,3) et leurs teneurs en MgO sont constantes ( $\text{XMg} = 0,45$ ; figure 3).

(c) *La formation de Komati*

Les basaltes komatiitiques et komatiites de la formation de Komati sont caractérisés par une très bonne préservation des textures primaires par rapport aux komatiites provenant des coulées stratigraphiquement plus anciennes ainsi que par l'absence de fabrique liée à la déformation. La minéralogie est essentiellement secondaire à l'exception de la chromite, de quelques reliques de clinopyroxènes ainsi que de très rares olivines. Tous les échantillons appartiennent à la partie supérieure de la "section type de Komati" (figure 2).

Les échantillons de cette formation ont été décrits par de nombreux auteurs (Viljoen et al., 1969 a; Green et al., 1975; Smith, 1980; Viljoen et al., 1983). Peu d'entre eux se sont intéressés à l'altération de ces roches. L'étude du métamorphisme de ces komatiites ( Smith & Erlank, 1982; Smith et al., 1984; De Wit et al., 1987; Cloete, 1991, 1994) a montré que l'intensité du métamorphisme était la plus faible dans cette région et correspondait au faciès schiste vert.

L'assemblage minéralogique caractéristique est une association à albite, actinote, chlorite et épidote. Les lattes de pyroxènes (100 $\mu$ m) ont recristallisé partiellement ou le plus souvent totalement en actinote sous forme de fibres très fines et entrecroisées. Les baguettes d'olivines dont la composition initiale était Fo<sub>(90-92)</sub> ( Green et al., 1975; Smith, 1980) pour la coulée de Stuart's, sont le plus souvent transformées en un assemblage de serpentine ou chlorite et magnétite. Les basaltes komatiitiques tels que l'échantillon B8 sont constitués d'un assemblage de baguettes de pyroxènes transformées en actinotes au sein d'une matrice constituée de plagioclase albitisé, chlorite et magnétite.

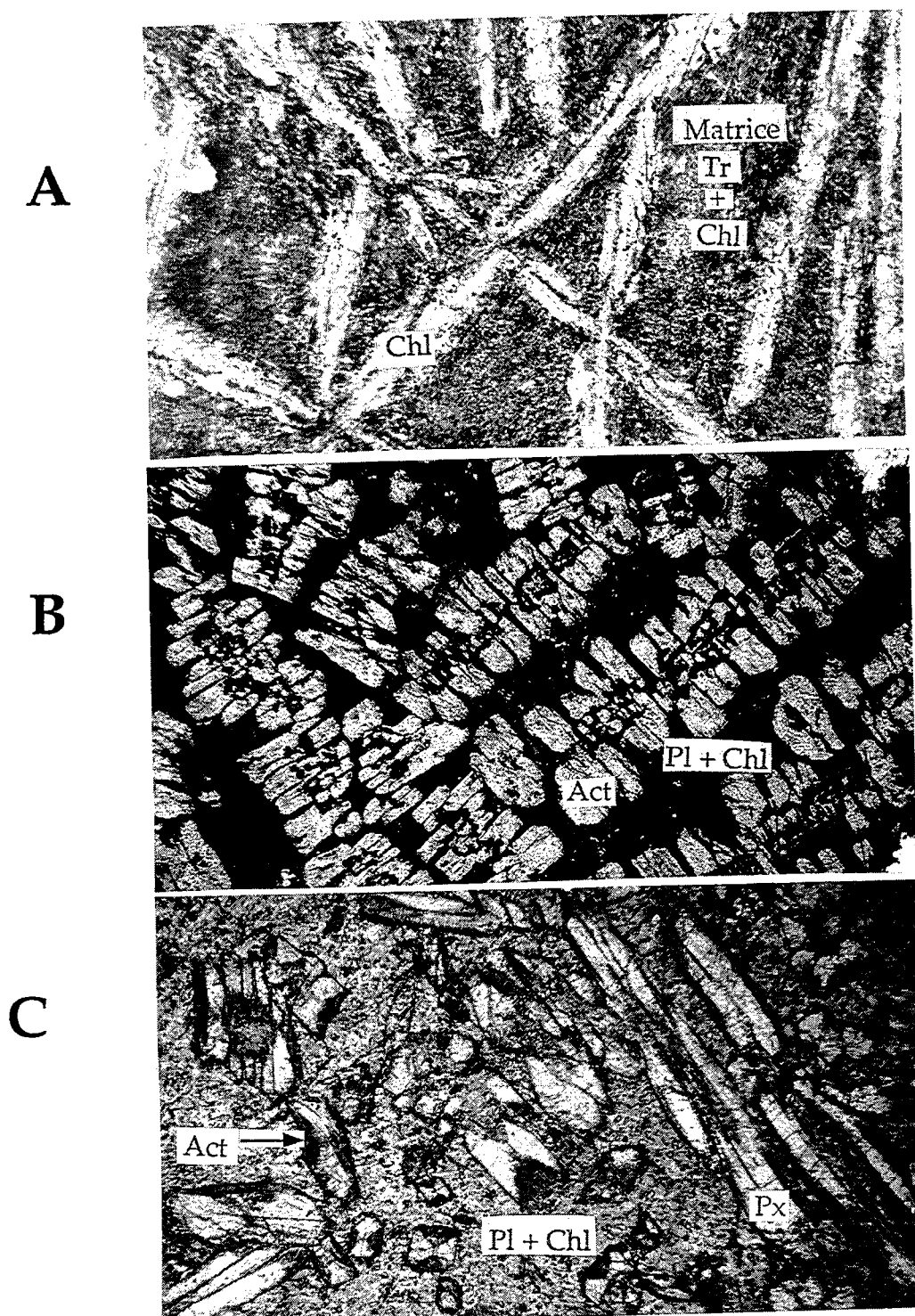


Figure II - 4 A: Echantillon B12, provenant du sommet de la coulée de Stuart's flow, à texture non orienté de spinifex à olivine entièrement chloritisé dans une matrice constitué d'un assemblage de chlorite, trémolite, magnétite  $\pm$  épidote (X 30). B: Echantillon B8 de basaltes komatiitiques à texture "string beef". Les pyroxènes sont entièrement transformé en actinote, dans une matrice constitué de plagioclases albitisé, sphène, épidote et magnétite (X 30). C: Echantillon SA355-1 à texture non orienté de spinifex à pyroxènes partiellement transformés en actinote (X 30). La matrice est constitué d'un assemblage de plagioclase albitisé, chlorite  $\pm$  sphène.



Tableau 2 : Compositions chimiques en éléments majeurs et traces des roches totales des formations de Weltevreden et Mendon

Localité Ech.	Weltevreden Formation			Mendon Formation						
	SA355-1	SA412-8	SA412-9	SA107-1	SA107-3	SA107-6B	SA107-7	SA107-8	SA107-10	SA107-11
SiO <sub>2</sub>	54.05	55.15	53.86	52.46	59.56	49.73	53.72	48.96	53.15	55.91
TiO <sub>2</sub>	0.44	0.44	0.44	0.69	0.65	0.65	0.76	0.69	0.73	0.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.14	10.40	10.15	7.17	8.22	6.51	7.19	6.87	7.45	7.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.48	10.44	12.00	13.80	7.35	15.06	13.09	15.70	13.07	10.40
MnO	0.17	0.18	0.19	0.23	0.20	0.25	0.19	0.25	0.23	0.19
MgO	10.71	13.09	10.66	16.36	8.44	15.80	13.12	15.38	12.92	11.11
CaO	9.12	7.18	8.95	9.39	11.10	10.93	9.43	11.09	9.95	10.88
Na <sub>2</sub> O	3.77	2.91	3.61	1.11	4.84	0.86	2.16	0.86	2.10	3.22
K <sub>2</sub> O	0.06	0.06	0.06	0.08	0.14	0.07	0.23	0.04	0.30	0.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.05	0.04	0.08	0.12	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07
P.F.	1.63	3.19	1.87	2.98	0.54	2.77	2.12	2.97	2.20	1.07
Rb	2.30	0.92	0.76	1.78	0.97	2.49	1.61	1.16	3.37	2.25
Sr	18.12	41.33	25.35	27.34	49.30	17.09	55.11	18.11	63.23	32.96
Y	10.35	12.73	8.74	15.83	12.68	13.61	13.71	16.92	14.38	13.27
Zr	21.08	32.36	19.81	46.55	39.59	40.40	49.03	43.77	44.81	42.56
Nb	0.81	1.32	0.94	2.21	1.84	1.89	2.44	2.25	2.47	2.39
Cs	0.77	1.02	0.34	0.85	0.04	0.66	0.37	0.56	0.28	0.17
Ba	8.15	22.48	12.01	15.93	45.45	16.46	217.70	22.83	246.79	57.90
Cr	620	935	567	1486	-	1726	991	1909	939	889
Hf	0.55	0.79	0.49	1.12	0.95	0.99	1.15	1.05	1.07	1.07
Ta	0.018	0.030	0.010	0.048	0.037	0.040	0.040	0.030	0.040	0.030
Pb	0.25	0.56	0.38	0.28	2.13	0.34	0.09	0.14	0.12	0.82
Th	0.084	0.320	0.070	0.488	0.232	0.455	0.270	0.250	0.270	0.290
U	0.013	0.062	0.020	0.090	0.042	0.081	0.040	0.050	0.060	0.040
La	0.99	2.59	0.84	3.63	3.81	3.67	3.44	2.58	3.59	4.11
Ce	2.86	6.49	2.52	9.81	9.36	9.95	9.77	6.97	8.96	9.79
Pr	0.47	0.88	0.40	1.32	1.27	1.33	1.32	1.17	1.25	1.33
Nd	2.37	4.14	2.14	6.61	6.05	6.30	6.56	6.01	5.95	6.24
Sm	0.89	1.21	0.83	2.07	1.67	1.82	2.08	2.10	1.97	1.91
Eu	0.39	0.45	0.33	0.71	0.65	0.66	0.67	0.75	0.65	0.66
Gd	1.37	1.58	1.19	2.52	2.12	2.22	2.45	2.71	2.37	2.25
Tb	0.24	0.28	0.19	0.44	0.36	0.38	0.36	0.41	0.35	0.33
Dy	1.78	1.89	1.54	2.68	2.26	2.39	2.56	3.03	2.54	2.45
Ho	0.38	0.43	0.33	0.56	0.48	0.51	0.54	0.64	0.54	0.50
Er	1.15	1.24	1.04	1.61	1.33	1.41	1.50	1.85	1.57	1.38
Tm	0.18	0.18	0.15	0.23	0.18	0.20	0.20	0.24	0.21	0.19
Yb	1.12	1.23	0.97	1.44	1.23	1.29	1.35	1.49	1.44	1.29
Lu	0.17	0.20	0.14	0.22	0.19	0.20	0.18	0.22	0.19	0.19
CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.90	0.69	0.88	1.31	1.35	1.68	1.31	1.62	1.34	1.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	23.19	23.90	23.14	10.39	12.65	10.00	9.47	9.90	10.21	10.58
(La/Sm) <sub>N</sub>	0.68	1.31	0.62	1.07	1.39	1.23	1.01	0.75	1.11	1.31
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	0.98	1.03	0.99	1.41	1.39	1.38	1.46	1.46	1.32	1.40
Eu/Eu*	1.15	0.90	1.15	0.87	0.92	0.87	0.84	0.99	0.88	0.88

Tableau 2 (suite): Compositions chimiques en éléments majeurs et traces des roches totales de la formation de Komati.

Localité	Komati		Formation													
	SA166-1	SA229-2	SA229-3	SA229-5	B12	D14	T8	B15	B20	B13	B21	B14	B15	B20	B13	B21
SiO <sub>2</sub>	47.25	47.53	47.24	48.96	46.95	47.69	56.67	46.11	47.74	48.13	47.38	47.69	46.11	47.74	48.13	47.38
TiO <sub>2</sub>	0.51	0.54	0.52	0.33	0.43	0.52	0.57	0.43	0.42	0.38	0.40	0.52	0.43	0.42	0.38	0.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.94	4.86	4.69	3.02	4.43	4.32	5.75	2.98	4.33	4.12	4.02	4.32	2.98	4.33	4.12	4.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.45	11.37	13.26	13.83	13.21	12.86	11.96	11.78	12.96	12.61	12.53	12.86	11.78	12.96	12.61	12.53
MnO	0.20	0.22	0.19	0.15	0.20	0.19	0.19	0.20	0.21	0.19	0.19	0.19	0.20	0.21	0.19	0.19
MgO	22.35	20.69	21.90	23.21	26.79	26.13	12.17	33.92	26.82	26.33	28.77	26.13	33.92	26.82	26.33	28.77
CaO	11.88	14.56	11.93	10.27	7.89	8.24	10.14	4.70	7.35	8.14	6.63	8.24	4.70	7.35	8.14	6.63
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.10	0.02	0.00	0.10	0.05	0.04	0.10	0.00	0.10	0.05	0.04
K <sub>2</sub> O	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.05	0.05	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03
P.F.	6.06	3.95	4.60	4.51	5.69	5.09	0.98	8.76	5.66	5.36	6.47	5.09	8.76	5.66	5.36	6.47
Rb	0.24	1.87	0.94	0.41	0.52	1.16	0.27	0.29	1.06	-	-	1.16	0.29	1.06	-	-
Sr	30.40	10.70	11.12	14.32	36.87	34.26	38.68	20.13	27.67	35.03	25.79	34.26	20.13	27.67	35.03	25.79
Y	9.68	9.92	8.54	6.57	8.92	8.71	10.74	5.93	7.45	7.43	6.45	8.71	5.93	7.45	7.43	6.45
Zr	28.56	27.30	24.18	14.95	26.05	23.11	34.48	17.18	25.54	23.35	24.72	23.11	17.18	25.54	23.35	24.72
Nb	1.47	1.84	1.73	0.89	1.43	1.48	1.38	0.83	2.13	2.12	1.07	1.48	0.83	2.13	2.12	1.07
Ca	0.47	0.64	0.54	0.26	0.40	0.49	0.03	0.15	0.00	-	-	0.49	0.15	0.00	-	-
Ba	5.27	4.10	18.42	4.07	5.52	7.03	12.47	13.26	17.03	59.44	32.24	7.03	13.26	17.03	59.44	32.24
Cr	21.46	19.60	22.37	23.21	23.64	24.27	13.56	19.42	24.51	23.73	23.46	24.27	19.42	24.51	23.73	23.46
Hf	0.73	0.68	0.63	0.43	0.63	0.62	0.93	0.46	-	-	-	0.62	0.46	-	-	-
Ta	0.034	0.030	0.030	0.019	0.030	0.033	0.032	0.021	-	-	-	0.033	0.021	-	-	-
Ib	0.34	0.29	0.09	0.32	0.15	0.18	-	-	-	-	-	0.18	-	-	-	-
Th	0.160	0.160	0.150	0.088	0.160	0.149	0.196	0.076	2.129	0.000	-	0.149	0.076	2.129	0.000	-
U	0.025	0.030	0.030	0.017	0.026	0.026	-0.002	-0.001	-	-	-	0.026	-0.002	-	-	-
La	2.21	2.26	1.96	1.21	1.61	1.67	2.23	1.21	-	-	-	1.67	1.21	-	-	-
Ce	5.99	6.76	5.73	3.62	5.06	5.22	6.59	3.62	-	-	-	5.22	3.62	-	-	-
Pr	0.88	0.94	0.78	0.53	0.76	0.75	0.88	0.46	-	-	-	0.75	0.46	-	-	-
Nd	4.22	4.80	4.00	2.82	3.87	4.02	4.68	2.56	-	-	-	4.02	2.56	-	-	-
Sm	1.29	1.54	1.27	0.94	1.19	1.26	1.60	0.83	-	-	-	1.26	0.83	-	-	-
Eu	0.55	0.56	0.46	0.29	0.39	0.35	0.56	0.31	-	-	-	0.35	0.31	-	-	-
Gd	1.77	1.78	1.49	1.16	1.45	1.42	1.91	1.07	-	-	-	1.42	1.07	-	-	-
Tb	0.29	0.26	0.22	0.20	0.25	0.25	0.35	0.19	-	-	-	0.25	0.19	-	-	-
Dy	1.80	1.85	1.63	1.21	1.51	1.55	2.27	1.18	-	-	-	1.55	1.18	-	-	-
Ho	0.37	0.39	0.34	0.26	0.33	0.33	0.48	0.25	-	-	-	0.33	0.25	-	-	-
Er	1.03	1.08	0.93	0.66	0.93	0.92	1.22	0.68	-	-	-	0.92	0.68	-	-	-
Tm	0.14	0.14	0.13	0.10	0.13	0.13	0.18	0.10	-	-	-	0.13	0.10	-	-	-
Yb	0.97	0.97	0.86	0.64	0.86	0.83	1.15	0.61	-	-	-	0.83	0.61	-	-	-
Lu	0.14	0.13	0.12	0.10	0.13	0.13	0.19	0.11	-	-	-	0.13	0.11	-	-	-
CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.40	3.00	2.54	3.41	1.78	1.91	1.76	1.58	1.70	1.98	1.65	1.91	1.58	1.70	1.98	1.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	9.67	8.96	9.10	9.23	10.40	9.95	10.14	10.04	10.44	10.78	10.11	9.95	10.04	10.44	10.78	10.11
(La/Sm)N	1.05	0.89	0.94	0.79	0.82	0.81	0.85	0.88	-	-	-	0.81	0.85	-	-	-
(Gd/Yb)N	1.46	1.47	1.39	1.46	1.36	1.37	1.34	1.37	-	-	-	1.37	1.34	-	-	-
Eu/Eu*	1.05	0.96	0.94	0.78	0.82	0.72	0.89	0.93	-	-	-	0.72	0.89	-	-	-

## 4- Géochimie

### 4-1- Méthodes analytiques

Les analyses des concentrations en éléments majeurs et en Co, V, Ni, Cr, Ga, Cu et Zn ont été effectuées par fluorescence X à l'université de Rennes I. Les abondances des autres éléments en traces sur roches totales ont été effectuées par ICP-MS à l'université de Montréal. Les analyses en éléments majeurs des différentes phases minéralogiques ont été effectuées à la microsonde électronique de l'Ifremer à Brest. Les concentrations en éléments en traces des minéraux ont été obtenues par ICP-MS à Montpellier. Les analyses isotopiques des éléments radiogéniques (Nd) et stables (O) ont été effectuées à Rennes. Le détail des techniques analytiques est présenté en annexe.

### 4-2- Résultats

Les résultats sont reportés dans les tableaux suivants: Analyses en éléments majeurs et en traces sur roches totales: Tableaux 2; Concentrations en éléments en traces des minéraux séparés: Tableaux 3; Compositions isotopiques en Nd des roches totales: Tableau 4; Compositions en Nd et Oxygène des minéraux: Tableau 5.

**Tableau 3:** Composition en éléments en traces des pyroxènes de la formation de Weltevreden (échantillon SA355-1) et des amphiboles de la formation de Komati (échantillon B8).

Minéraux Échantillon formation	Pyroxène SA355-1	Amphibole B8	Pyroxène SA355-1		Amphibole B8	
	Weltevreden	Komati	Weltevreden	Komati		
Rb	2.31	0.50	La	1.06	1.39	
Sr	7.3	25.1	Ce	2.62	3.89	
Zr	16.9	22.9	Pr	0.38	0.57	
Nb	0.21	0.93	Nd	2.13	3.28	
Cs	0.64	0.06	Sm	0.78	1.07	
Ba	5.9	21.6	Eu	0.364	0.43	
Hf	0.63	0.77	Gd	1.39	1.57	
Ta	0.0072	0.05	Tb	0.27	0.28	
Pb	4.18	0.91	Dy	1.94	1.84	
Th	0.073	0.12	Ho	0.46	0.40	
U	0.02	0.04	Er	1.46	1.16	
			Tm	0.24	0.17	
(La/Sm) <sub>N</sub>	0.85	0.82	Yb	1.71	1.16	
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	0.66	1.09	Lu	0.31	0.19	

**Tableau 4:** Composition isotopique en Nd des roches totales des komatiites et basaltes komatiitiques de Barberton. Les compositions initiales sont calculées à T = 3.3 Ga pour les basaltes komatiitiques des formations de Weltevreden et Mendon, et à T = 3.45 Ga pour les komatiites et basaltes komatiitiques de la formation de Komati.

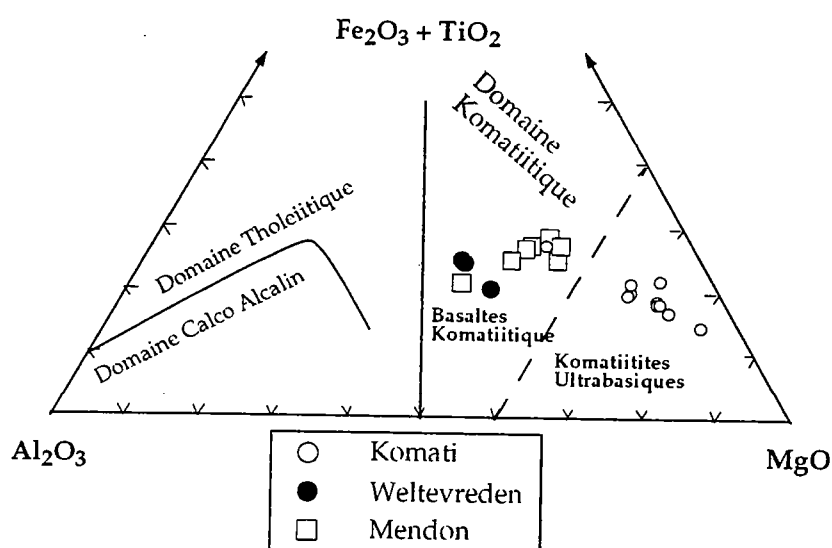
Ech.	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma_m$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$
<b>Weltevreden formation</b>						
SA355-1	0.824	2.258	0.2205	0.513238	5	+1.7
SA412-8	1.243	4.358	0.1724	0.512194	8	+1.6
SA412-9	0.947	2.509	0.2282	0.513407	5	+1.7
<b>Mendon formation</b>						
SA 107-1	2.049	7.011	0.1767	0.512272	6	+1.4
SA 107-6	2.081	6.604	0.1905	0.512472	7	-0.6
SA107-6b	1.886	6.566	0.1737	0.512166	6	+0.6
SA107-7	2.206	7.227	0.1846	0.512434	5	+1.8
SA107-8	2.107	6.442	0.1978	0.512560	5	-2.0
SA107-10	2.026	6.495	0.1885	0.512564	4	+2.0
SA107-11	2.040	6.859	0.1798	0.512365	6	+1.8
<b>Komati formation</b>						
SA166-1	1.392	4.532	0.1857	0.512412	5	+0.7
SA229-2	1.606	5.259	0.1846	0.512453	6	+1.8
SA229-3	1.329	4.290	0.1873	0.512508	5	+1.7
SA229-5	0.947	2.956	0.1936	0.512630	6	+1.2
B8	1.537	4.879	0.1904	0.512521	5	+0.5
B8	1.557	4.897	0.1923	0.512560	5	+0.5
B13	1.083	3.654	0.1792	0.512263	4	+0.5
B14	1.241	4.169	0.1800	0.512287	5	+0.6
B15	0.741	2.467	0.1817	0.512376	5	+1.6
B21	1.060	3.577	0.1792	0.512265	6	+0.6
B20	3.147	10.873	0.1750	0.512249	6	+2.1

**Tableau 5:** Composition isotopique en Nd des minéraux des komatiites et basaltes komatiitiques de Barberton. Les analyses en oxygène sur pyroxènes ont été dupliquées. L'erreur présentée dans le tableau correspond à la différence sur les duplicatas.

Ech.	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma_m$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$
<b>Formation de Weltevreden</b>							
Px 355-1 (A)	0.730	1.895	0.2330	0.513533	5	+2.0	+4.7
Px 355-1 (B)	0.725	1.878	0.2334	0.513564	6	+2.5	
<b>Formation de Mendon</b>							
Px 107-6B(A)	0.910	2.290	0.2404	0.513624	5	+0.7	+6.3
Px 107-6B (B)	0.989	2.970	0.2013	0.512749	5	+0.2	
<b>Formation de Komati</b>							
B8 Amphibole	1.031	2.962	0.2105	0.513009	5	+1.1	
B8 Matrice	1.647	5.378	0.1851	0.512379	6	+0.2	

Reportés dans un diagramme  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  et  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$  (Figure 5), les échantillons de la formation de Komati correspondent bien à des komatiites ultrabasiques à l'exception de l'échantillon B8 qui est un basalte komatiitique. Les échantillons provenant des coulées des formations de Mendon et Weltevreden se situent dans le champ des basaltes komatiitiques.

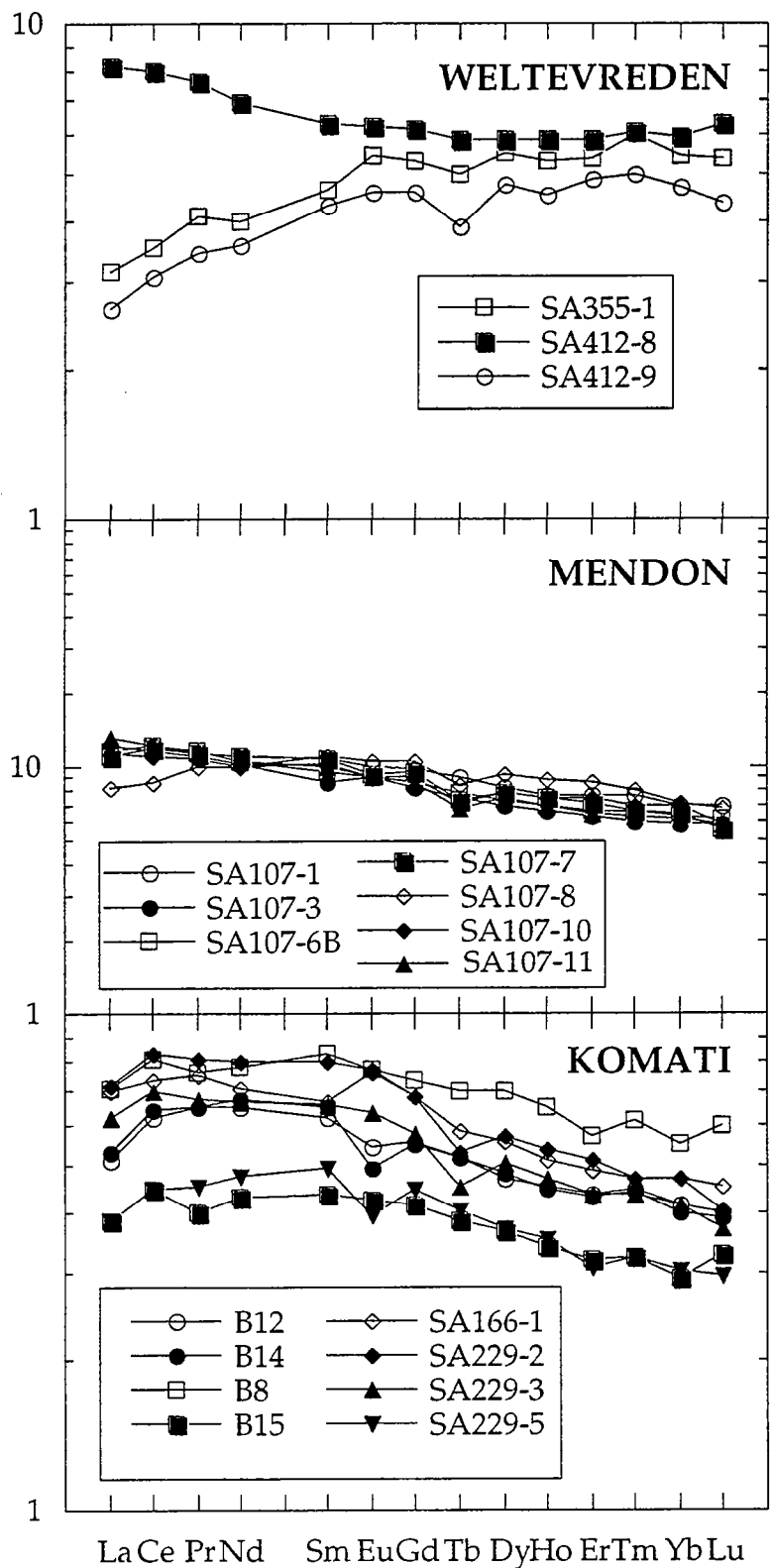
Sur la figure 6 sont présentés les spectres de Terres Rares des komatiites des trois formations étudiées.



**Figure 5:** Variations des compositions en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  et  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$  Komatiites et basaltes komatiitiques de la formation de Komati, ronds blancs; basaltes komatiitiques des formations de Mendon, carrés blancs; basaltes komatiitiques de la formation de Weltevreden, ronds noirs.

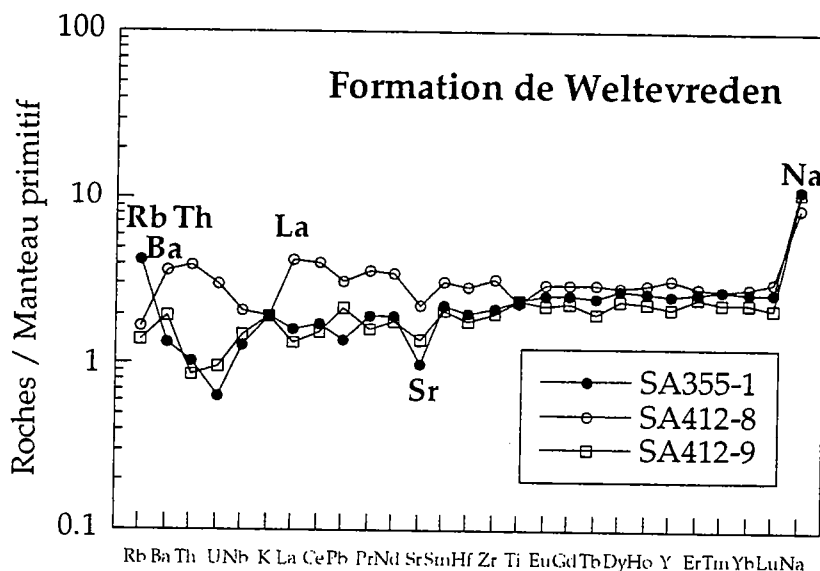
#### 4-2-a Basaltes komatiitiques de la formation de Weltevreden

Les komatiites de Weltevreden ont des rapports  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  de 23,4 et un spectre de Terres Rares lourdes plat ( $(\text{Gd}/\text{Yb})_N \sim 1$ ) en accord avec un caractère non-appauvri en alumine. Ce caractère est assez inhabituel dans la ceinture de roches vertes de Barberton. Cependant, la présence de ce type de komatiites a déjà été décrite par Smith & Erlank (1982). Les données en éléments majeurs sont très homogènes à l'exception du  $\text{Na}_2\text{O}$  dont les teneurs anormalement élevées peuvent atteindre 3,8%. Les teneurs en perte au feu sont faibles, inférieures à 3%.



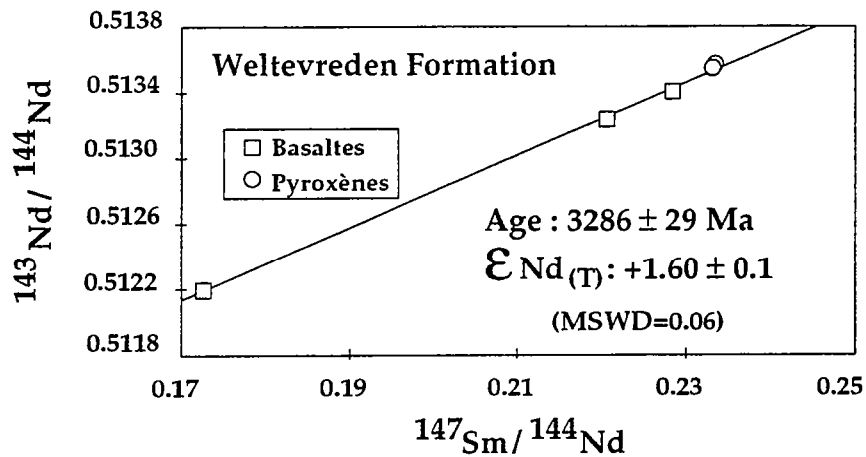
**Figure 6:** Spectres de Terres Rares normalisées aux chondrites (Evensen et al., 1978) représentant les roches totales des komatiites des trois formations.

Sur les diagrammes multi-éléments (figure 7) ces basaltes komatiitiques montrent des teneurs importantes en Rb et Ba, faibles en Sr et très hétérogènes en U et Th. Les éléments à fort potentiels ioniques tels que les HFSE (Th, Zr et Hf) ne montrent pas d'anomalie. Le fractionnement des Terres Rares légères  $(La/Sm)_N$  est important à l'intérieur de cette coulée (0,7 à 1,3) et s'accompagne de la présence d'anomalies en Nb pour l'échantillon SA 412-8 ( $(Nb/La)_N$  varie de 0,6 à 1).

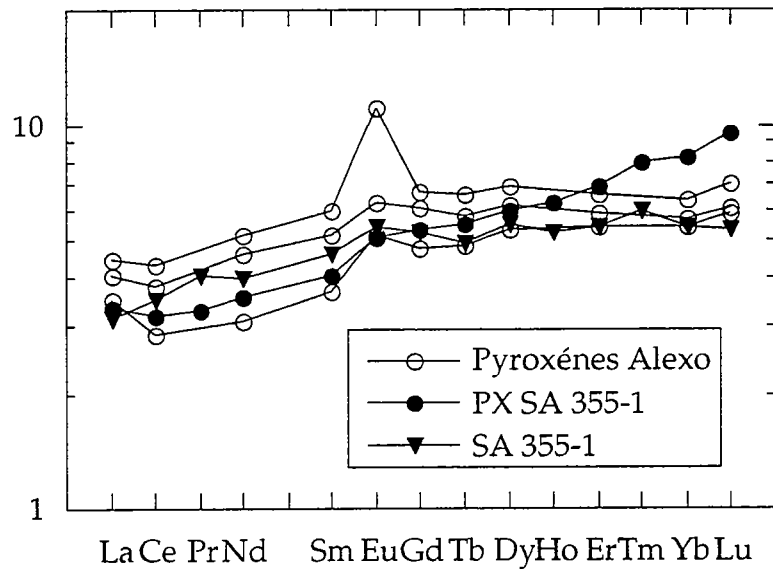


**Figure 7:** Diagramme multi-éléments normés au manteau primitif (Hofmann, 1988) représentant les compositions chimiques des komatiites de la formation de Weltevreden.

Les basaltes komatiitiques de la formation de Weltevreden montrent un étalement très important des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , qui varient de  $\sim 0,17$  à  $\sim 0,23$  le long d'une isochrone (figure 8) donnant un âge de  $3286 \pm 29$  Ma et une valeur initiale  $\epsilon_{\text{Nd}(T)} = 1,60 \pm 0,1$  calculé (MSWD = 0,06). Cet âge est en accord avec les données U-Pb et les corrélations stratigraphiques qui situent cette formation entre le groupe de Mendon ( $3298 \pm 6$  Ma; Byerly et al., in press) et le groupe de Fig Tree (Figure 2) dont l'âge maximal est de  $\sim 3245$  Ma (Kröner et al., 1991). Les valeurs initiales en Nd sur roches totales recalculées à cet âge sont très homogènes ( $\epsilon_{\text{Nd}(T)} \sim +1,6$ ). Les valeurs initiales calculées, à partir de l'âge obtenu sur roche totale, sur les pyroxènes primaires de ces roches totales ont des valeurs similaires à l'erreur près  $\epsilon_{\text{Nd}(T)} = +2,3 \pm 0,2$ . Ce pyroxène a aussi été analysé et dupliqué en oxygène, une valeur  $\delta^{18}\text{O}$  de  $+4,7$  ‰ a été obtenue. Cette valeur est significativement plus basse que la seule valeur publiée ( $\delta^{18}\text{O} = +6,2$  ‰) obtenue sur orthopyroxènes magmatiques provenant de l'intrusion ultrabasique de Stolzburg recoupant la formation de Komati (Smith et al., 1984).



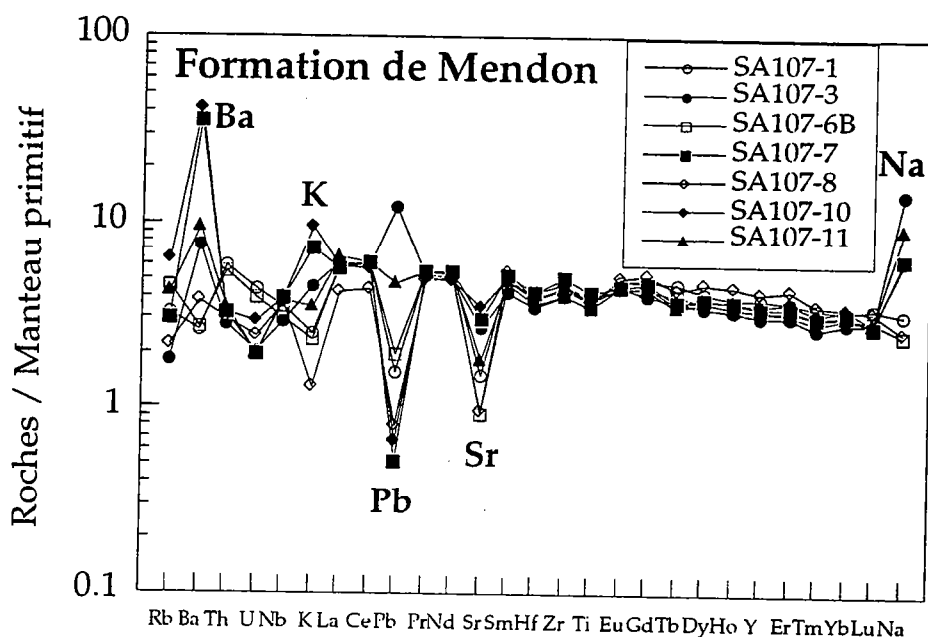
**Figure 8:** Isochrone Sm-Nd sur roche totale des basaltes komatiitiques de la formation de Weltevreden.



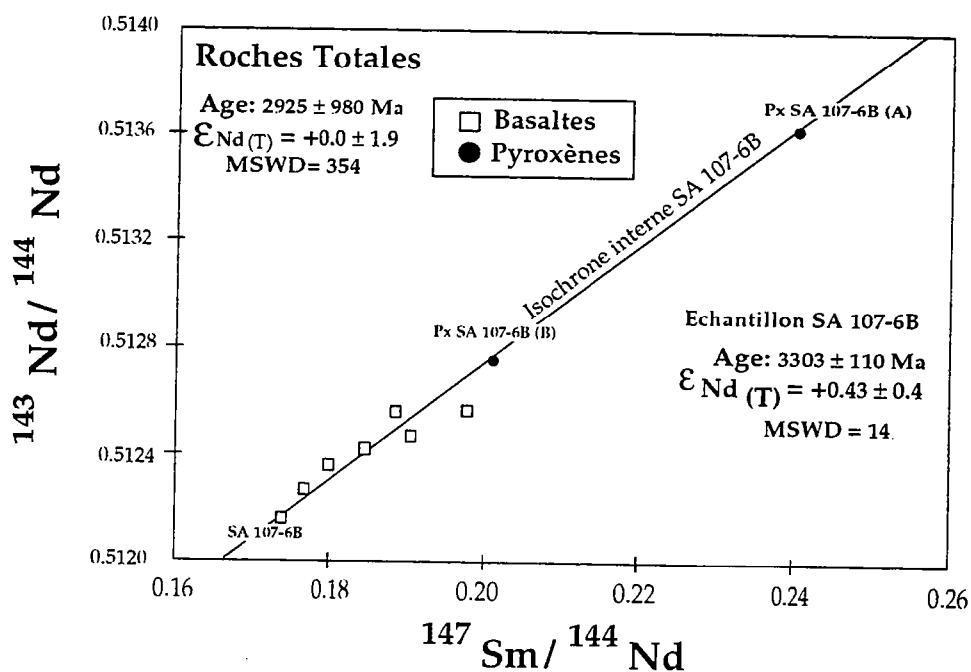
**Figure 9:** Spectres de Terres Rares normés aux chondrites (Evensen et al., 1978) représentant les pyroxènes des komatiites de la coulée de Alexo (chapitre I) (ronds blancs), l'échantillon SA355-1 (triangles noirs) et le pyroxène provenant de cet échantillon (PxSA355-1, ronds noirs).

Les pyroxènes de l'échantillon SA355-1 ont été séparés puis analysés par ICP-MS. Les données sont présentées dans le tableau 3. Ces pyroxènes montrent des appauvrissements en Terres Rares légères similaires à ceux de la roche totale ( $(La/Sm)_N \sim 0,8$ ; figure 9) et à ceux des pyroxènes de la coulée d'Alexo (chapitre I, première partie). Il se distingue de ces derniers par un fractionnement des Terres Rares lourdes plus important ( $(Gd/Yb)_N = 0,7$ ).





**Figure 10:** Diagramme multi-éléments normés au manteau primitif (Hofmann, 1988) représentant les compositions chimiques des komatiites de la formation de Mendon.



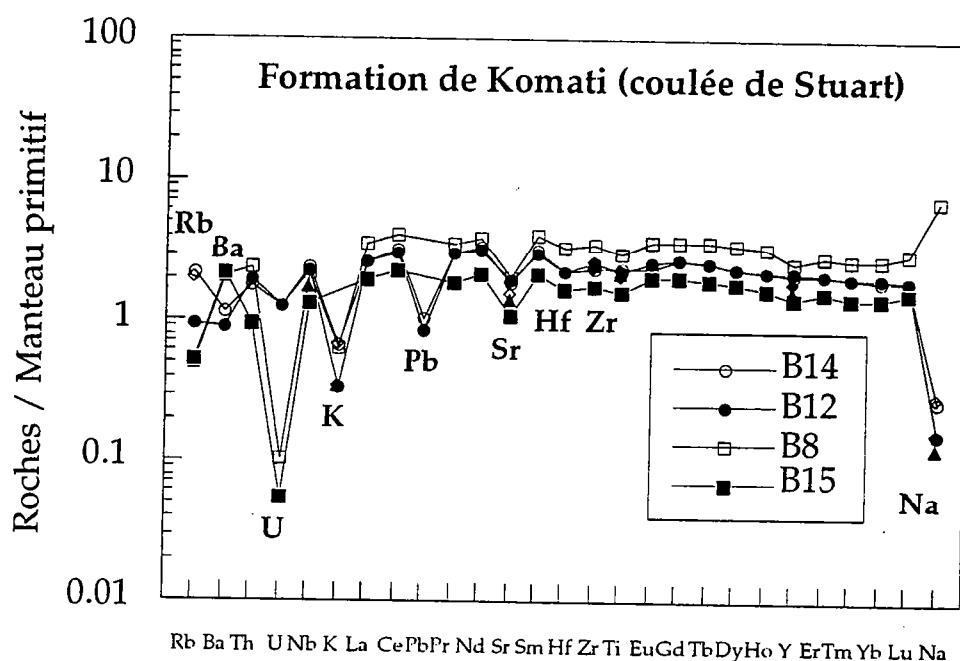
**Figure 11:** Isochrone Sm-Nd sur roche totale des komatiites de la formation de Mendon (carrés blancs). Sur cette figure est représentée l'isochrone obtenue sur l'échantillon SA107-6B, les ronds noirs représentent les pyroxènes.

#### 4-2-b Basaltes komatiitiques de la formation de Mendon

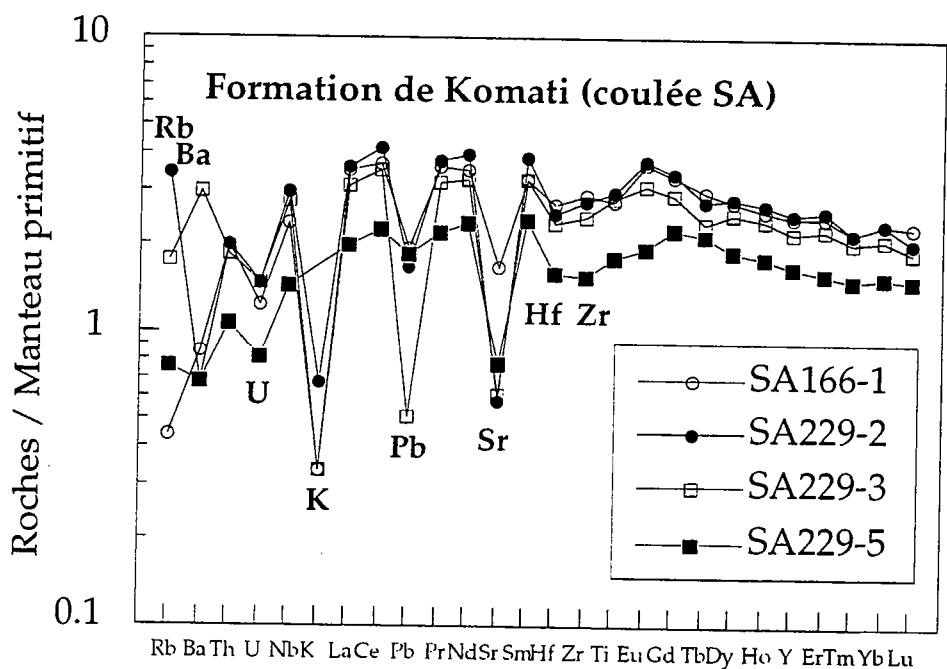
Les basaltes komatiitiques de la formation de Mendon ont des rapports  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  de l'ordre de 10, des rapports  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  de 1,3 à 1,7 et des rapports  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N \sim 1,4$  constants, en accord avec un appauvrissement en alumine caractéristique des komatiites de Barberton. Les variations géochimiques les plus importantes s'observent sur les éléments majeurs tels que  $\text{SiO}_2$  (49 à 60%) et le  $\text{Na}_2\text{O}$  (1 à 5%). Les teneurs en perte au feu sont inférieures à 3%.

Sur le diagramme multi-éléments (figure 10), ces basaltes montrent des teneurs importantes en Ba, des teneurs très hétérogènes en Rb, Th, Na, K, Pb et sont appauvris en Sr à faiblement appauvris en Zr et Ti. Les rapports  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  (tableau 2; figure 6) sont très homogènes (1,4 à 1) à l'exception de l'échantillon SA107-8 qui montre un appauvrissement en Terres Rares légères  $((\text{La}/\text{Sm})_N = 0,75)$ .

Les basaltes komatiitiques de la formation de Mendon ont des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  variant peu, de  $\sim 0,17$  à  $\sim 0,19$ . Cependant la gamme de valeurs initiales en Nd recalculées à  $3298 \pm 6$  Ma (U-Pb sur mono-zircon, Byerly et al., sous presse) est très importante ( $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  de -2 à +2). Les échantillons définissent une erreurchrone donnant un âge de  $2925 \pm 980$  Ma (figure 11) avec un  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  de  $0,0 \pm 2,0$  (MSWD  $\sim 354$ ). Les valeurs obtenues sur les pyroxènes n'ont pu être dupliquées en raison des impuretés dans les séparations (les duplicatas ont été mesurés sur deux séparations effectuées à des périodes différentes). Cependant, étant donné l'appauvrissement en Terres Rares légères des pyroxènes primaires, la valeur obtenue sur la première séparation ( $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  PxSA107-6B (A) = +0,7) doit être plus proche de la composition du pyroxène primaire et donc de la composition isotopique initiale de l'échantillon SA107-6B. L'isochrone obtenue entre la roche totale et les pyroxènes (figure 11) donne un âge de  $3303 \pm 110$  Ma, en accord avec les données U-Pb sur zircon (Byerly et al., sous presse) et un  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  de  $+0,4 \pm 0,4$  (MSWD = 14). Ces pyroxènes ont été analysés en oxygène, une valeur  $\delta^{18}\text{O}$  de +6,2 ‰ a été obtenue, en accord avec les données sur orthopyroxènes magmatiques provenant de l'intrusion ultrabasique de Stolzburg de la formation de Komati ( $\delta^{18}\text{O} = +6,2$  ‰ ; Smith et al., 1984).



**Figure 12:** Diagramme multi-éléments normés au manteau primitif (Hofmann, 1988) représentant les compositions chimiques des komatiites de la coulée de Stuart's de la formation de Komati à l'exception des échantillons B8.

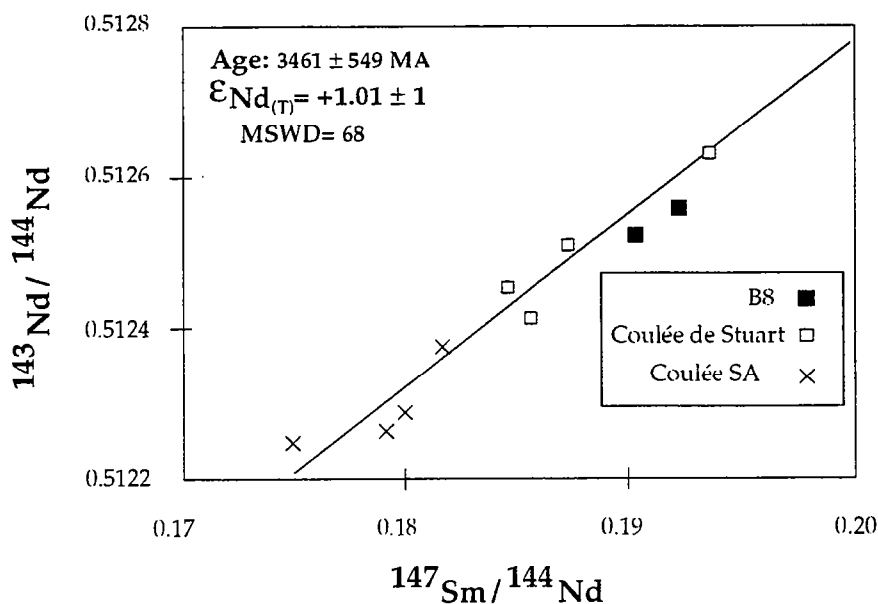


**Figure 13:** Diagramme multi-éléments normés au manteau primitif (Hofmann, 1988) représentant les compositions chimiques des komatiites de la deuxième coulée de la formation de Komati.

## 4-2-c Komatiites et basaltes komatiitiques de la formation de Komati

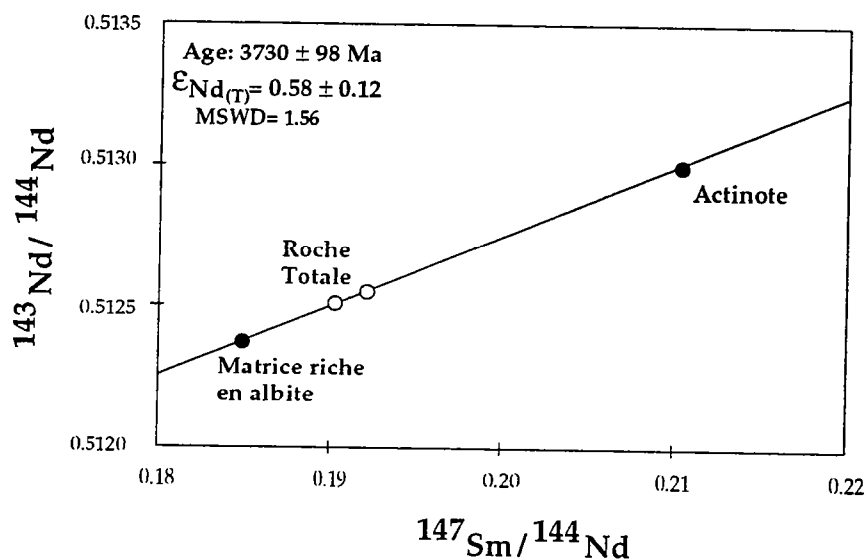
Les basaltes komatiitiques de la formation de Komati ont des rapports  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \sim 10$ , des rapports  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  supérieurs à 1 et des rapports  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$  de l'ordre de 1.4, en accord avec leurs caractères appauvris en alumine. Leurs spectres de Terres Rares sont plats à légèrement appauvris en Terres Rares légères ( $(\text{La}/\text{Sm})_N$  de 0,8 à 1; tableau 4, figure 6). Sur le diagramme multi-éléments (figure 12 et 13) ces komatiites ont des teneurs trop élevées en Rb et Ba et trop faibles en U, K, Pb, Sr, Hf, Zr et Na.

Les komatiites de la formation de Komati ont des rapports  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  variant peu ( $\sim 0,18$  à  $\sim 0,19$ ). L'âge obtenu sur ces roches totales (figure 14) est de  $3461 \pm 549$  Ma avec une valeur initiale de  $\epsilon_{\text{Nd}(T)} = +1,0 \pm 0,1$  (MSWD = 68). Les valeurs initiales en Nd sur roches totales varient de  $\epsilon_{\text{Nd}(T)} = +2,1$  à  $+0,5$ . Les pyroxènes de la formation de Komati étant trop rares pour être séparés, les principales phases secondaires de l'échantillon B8 à savoir l'actinote et la matrice plagioclasiques, ont été séparés. L'âge obtenu (figure 15) sur isochrone interne de cet échantillon est de  $3730 \pm 98$  Ma avec une valeur initiale  $+0,58 \pm 0,12$  (MSWD = 1,6). Cet âge est antérieur à l'âge de mise en place de la formation datée par U-Pb sur zircon à  $3472 \pm 5$  (Armstrong et al., 1990).

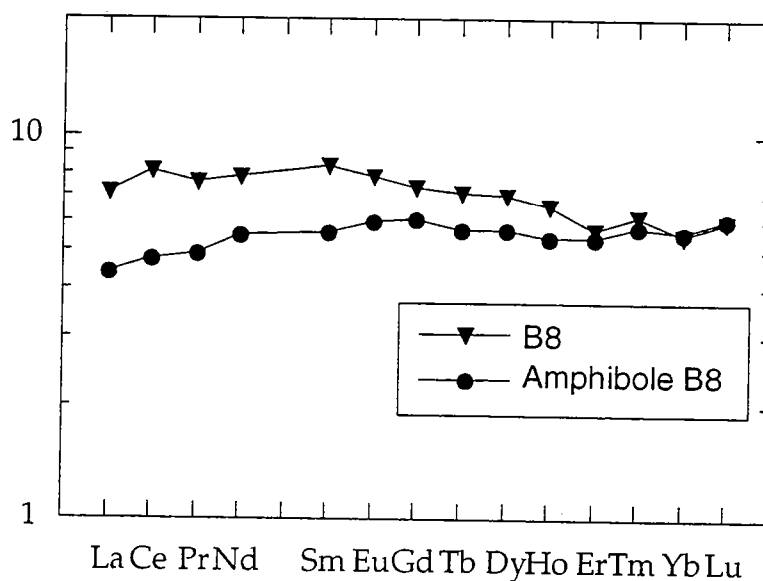


**Figure 14:** Isochrone Sm-Nd sur roche totale des komatiites de la formation de Komati. Les komatiites de la coulée de Stuart's sont représentées sous forme de carrés blancs à l'exception de l'échantillon B8 (carrés noirs) tandis que les échantillons provenant de la coulée SA sont représentés sous forme de croix.

L'actinote de l'échantillon B8 à été analysée par ICP-MS. Les résultats sont présentés dans le tableau 2 et les figures 16. Cette actinote à des teneurs en Terres Rares moins importantes que la roche totale et se caractérise par un spectre légèrement appauvri en Terres Rares légères  $(La/Sm)_{N \sim 0,8}$ .



**Figure 15:** Isochrone Sm-Nd sur roche totale et minéraux de l'échantillon B8 de la formation de Komati. Roche totale, ronds blancs; matrice riche en albite, ronds noirs; actinolite, triangles noirs.



**Figure 16:** Spectres de Terres Rares normés aux chondrites (Evensen et al., 1978) représentant l'échantillon B8 (triangles noirs) et l'amphibole provenant de cet échantillon (ronds noirs).

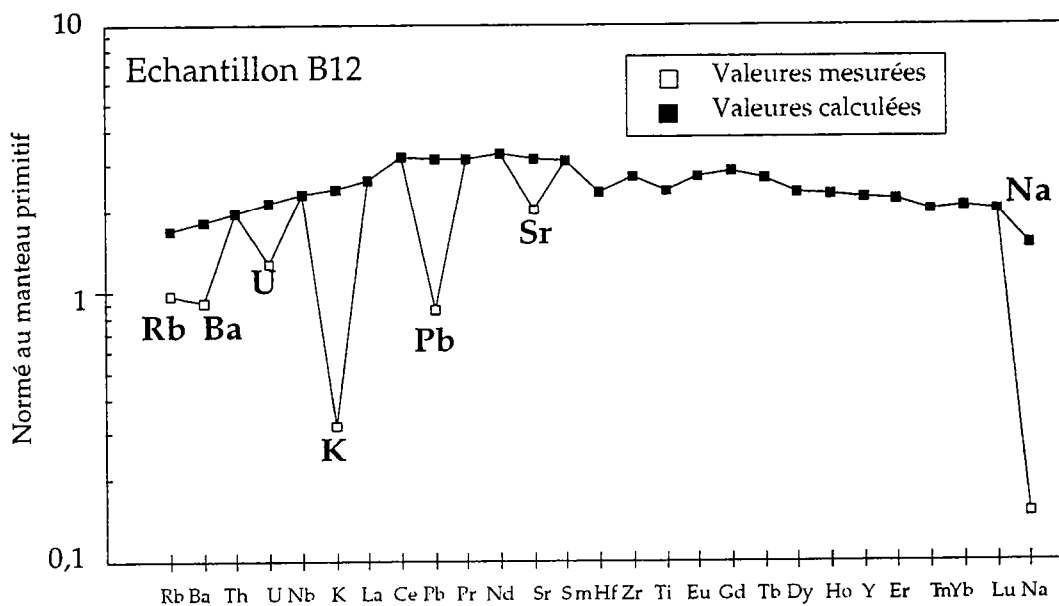
## 5- Discussion

### 5 - 1 Mobilités géochimiques

Les mobilités géochimiques dont il va être maintenant question sont fonction de l'assemblage minéralogique initial. Selon le degré de différenciation la paragenèse primaire des komatiites sera plus ou moins riche en olivine, pyroxènes et plagioclase et montreront une réponse différente vis à vis de l'altération.

Les alcalins et les alcalino-terreux tels que Rb, Sr, K, Ba et Na sont généralement mobilisés lors de l'altération. Afin de quantifier les mobilités des éléments, la méthodologie décrite en introduction de cette thèse et appliquée à la coulée d'Alexo (chapitre I, première partie) a aussi été mise en oeuvre sur les komatiites de Barberton.

On choisit donc une référence proche du liquide initial dont les teneurs en alcalin et alcalino-terreux seront recalculées à partir des anomalies produites sur un diagramme d'incompatibilité. La composition de l'échantillon B12 prélevé au sommet de la coulée de Stuart's a été utilisée comme référence bien que sa composition en MgO (~ 27%) soit inférieure à la composition des liquides de Barberton (MgO~30%) calculée par Nisbet et al (1993). Les compositions de cet échantillon sont reportées sur le tableau 6 et sont représentées sur le diagramme multi-éléments de la figure 17.



**Figure 17:** Diagramme multi-éléments montrant les compositions de l'échantillon B12 mesurées et la composition théorique de cet échantillon. Les teneurs en Na ont été calculées selon l'appauvrissement en Na par rapport au Lu de Hofmann et al (1988).

**Tableau 6:** Composition calculée et mesurée du liquide initial à partir des compositions mesurées de l'échantillon B12 et à partir du diagramme multi-éléments de la figure 19.

Ech. B12	Mesuré	Calculé
K <sub>2</sub> O (%)	0.01	0.08
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.5
Rb (ppm)	0.52	0.9
Ba	5.5	11.0
U	0.03	0.04
Pb	0.15	0.55
Sr	37	57

-Basaltes komatiitiques de la formation de Weltevreden:

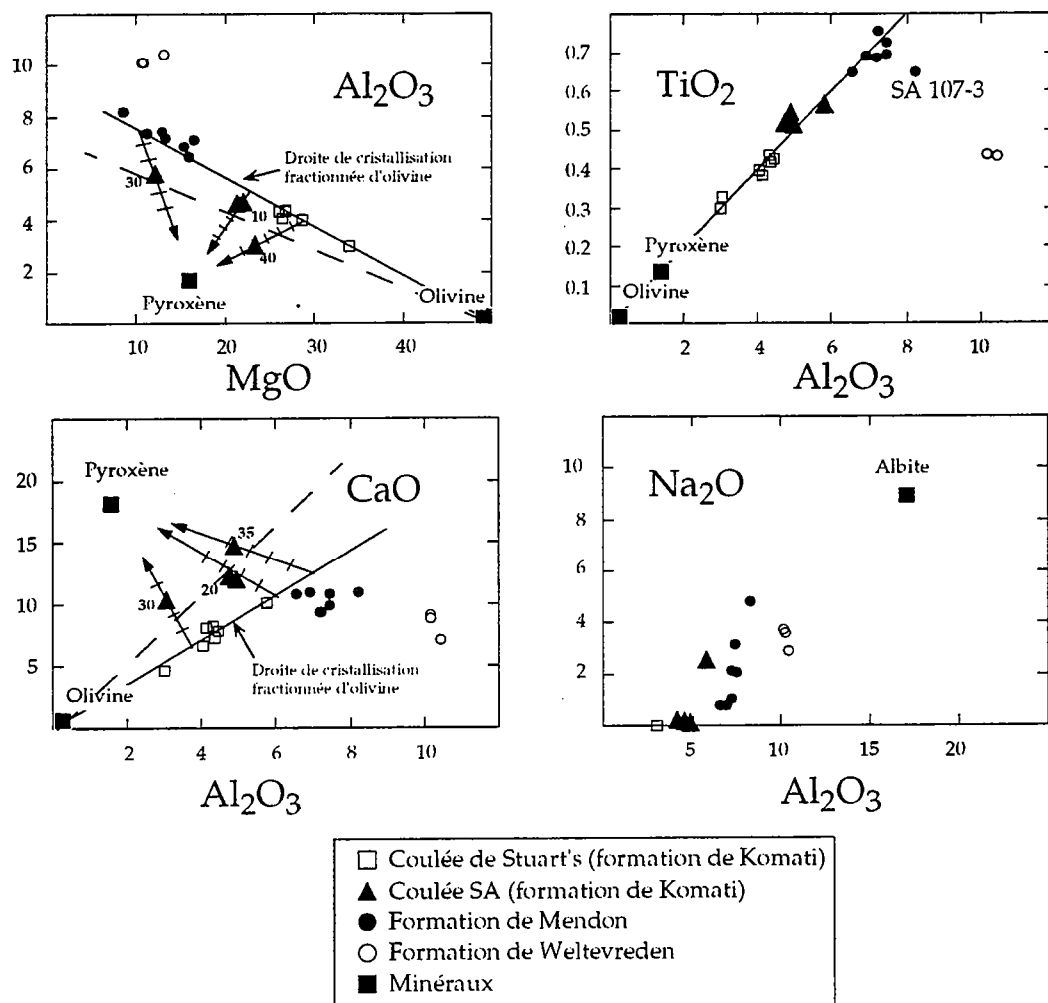
Sur la figure 18 sont représentées les variations des teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en fonction de MgO et TiO<sub>2</sub>. Les rapports chondritiques (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> ~ 20) sont caractéristiques des komatiites non appauvries en alumine et distincts des komatiites des autres Formations de Barberton caractérisées par leur appauvrissement en alumine.

Les variations des teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en fonction de CaO et Na<sub>2</sub>O sur la figure 18 sont essentiellement liées à l'albitisation des plagioclases de la matrice, se traduisant par le lessivage du CaO et des gains en Na<sub>2</sub>O.

La figure 19 montre les variations des teneurs en certains éléments en trace (Pb, K, Ba, Sr, Rb et U), en fonction de l'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> réputé immobile. Les teneurs en ces éléments sont identiques et ne permettent pas de tracer une droite de cristallisation fractionnée d'olivine. Cependant pour une teneur en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> constante les teneurs en Sr, Pb et U sont hétérogènes. Ces éléments ont donc été mobilisés au cours des interactions fluides-roches.

-Basaltes komatiitiques de la formation de Mendon

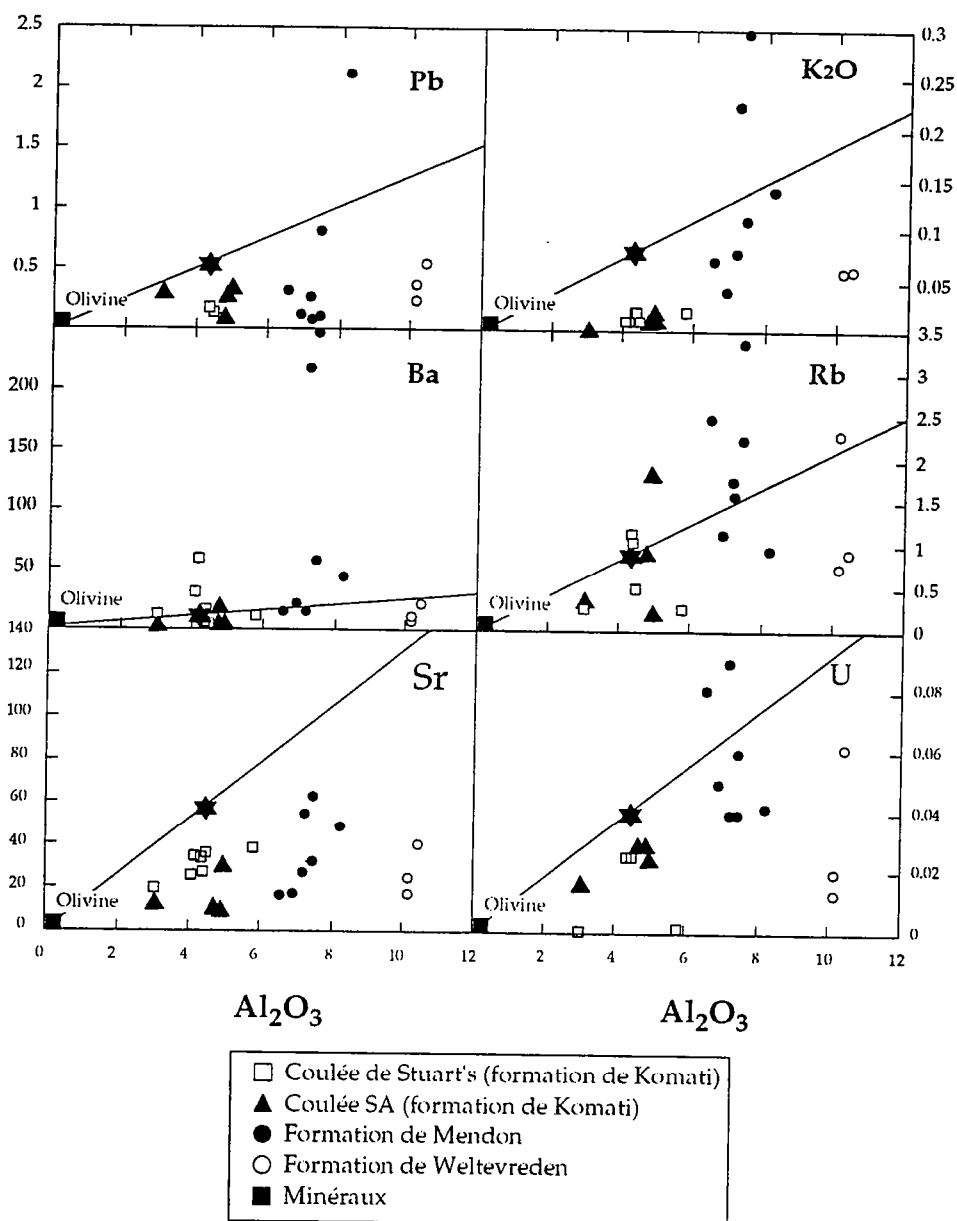
Les basaltes komatiitiques de la formation de Mendon appartiennent au groupe des komatiites appauvries en alumine (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> ~ 10). Sur un diagramme représentant les teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en fonction des teneurs en MgO et TiO<sub>2</sub> (figure 18), les basaltes komatiitiques s'alignent le long d'une droite de cristallisation fractionnée d'olivine dont les teneurs en Mg sont de l'ordre de



**Figure 18:** Variations des compositions en MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O et TiO<sub>2</sub> dans les komatiites et basaltes komatiitiques des différentes formations de Barberton. Les droites de cristallisation fractionnées de la coulée de Stuart's est représenté sous forme de trait plein. La droite en pointillé représente la droite de cristallisation fractionnée du liquide initiale hypothétique de la coulée SA. Les moyennes des compositions des olivines (Smith, 1980), des pyroxènes et des plagioclases de Barberton sont aussi représentées.

50 % (~ Fo<sub>91</sub>). La composition de cette olivine est en accord avec les teneurs en MgO des olivines de la coulée de Stuart's (Fo<sub>89-93,5</sub>; Green et al., 1975) en équilibre avec un liquide ayant des teneurs en MgO de l'ordre de 29% (Nisbet et al., 1993). Ceci démontre l'immobilité de l'alumine et du TiO<sub>2</sub>. Dans le cas de l'échantillon SA107-3 l'alumine a été probablement mobilisée. Les teneurs anormalement élevées en Na<sub>2</sub>O ainsi que les faibles teneurs en CaO (figure 18) sont liées à l'albitisation des plagioclases de la matrice.





**Figure 19:** Variation des compositions en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  en fonction des éléments en traces mobiles tels que Pb,  $\text{K}_2\text{O}$ , Ba, Rb, Sr et U. La droite de cristallisation fractionnée d'olivine des komatiites appauvris en alumine de la coulée de Stuart's est représentée sous forme de traits plein. Les figurés sont identiques à la figure 20 à l'exception des liquides initiaux qui sont représentés par une étoile noire.

Sur la figure 19 sont reportées les teneurs en éléments en traces tels que Pb,  $\text{K}_2\text{O}$ , Ba, Rb, Sr et U en fonction de l'alumine. Les teneurs en ces éléments ne suivent pas une droite de cristallisation fractionnée d'olivine. Les komatiites de cette formation sont systématiquement lessivées en Sr et montrent des teneurs très hétérogènes en Rb,  $\text{K}_2\text{O}$ , Pb, U et Ba. Ces hétérogénéités ne peuvent pas être expliquées par le fractionnement de phases primaires et démontrent ainsi que ces éléments ont été mobilisés au cours d'un ou plusieurs épisodes hydrothermaux.

-Basaltes komatiitiques et komatiites de la formation de Komati

Sur un diagramme représentant les teneurs en  $Al_2O_3$  en fonction des teneurs en  $MgO$ ,  $TiO_2$  et  $CaO$  (figure 18), les basaltes komatiitiques et komatiites de la coulée de Stuart's s'alignent grossièrement le long d'une droite de cristallisation fractionnée d'olivine en accord avec les teneurs en ces éléments des olivines de la coulée

Cependant les échantillons de la coulée SA ne s'alignent pas sur cette droite de cristallisation fractionnée. Cette différence peut être attribuée à trois principaux facteurs :

(a) une composition du liquide initiale ayant des teneurs en  $CaO$  plus importantes et plus faibles en  $MgO$  représentées par une droite la droite de cristallisation en pointillé sur la figure 18;

(b) une accumulation de pyroxènes comme il à déjà été observé dans d'autres coulées de la Formation de Komati (Smith et al, 1980);

(c) une mobilité du  $MgO$  et du  $CaO$ .

L'hypothèse d'un liquide initial de composition différente, ayant des rapports  $CaO/Al_2O_3 \sim 3$  et  $Al_2O_3/TiO_2 \sim 10$  est incompatible avec les rapports habituellement observés dans les komatiites.

Sur la figure 18, sont représentées les droites de mélanges impliquant une accumulation pouvant aller jusqu'à 30-40% de pyroxènes dans les roches totales du sommet et de la base de la coulée SA. Une accumulation de 40 % de pyroxène est incompatible avec les observations en lames minces qui ne montrent pas une telle accumulation.

Le fractionnement de ces rapports  $CaO/Al_2O_3$  doit donc être considéré comme secondaire et traduit un épisode métasomatique en  $CaO$  fréquemment observé dans les ceintures de roches vertes (Chapitre I et II, première partie).

Sur la figure 19 sont reportés les teneurs en éléments en traces tels que  $Pb$ ,  $K_2O$ ,  $Ba$ ,  $Rb$ ,  $Sr$  et  $U$  en fonction de l'alumine et des différentes formation de Barberton. Les teneurs en ces éléments en traces ne s'alignent pas le long d'une droite de cristallisation fractionnée d'olivine. Ces graphiques nous montrent que les komatiites de la formation de Komati sont systématiquement lessivées en  $Pb$ ,  $K_2O$ ,  $Sr$  et  $U$  mais montrent des teneurs très hétérogènes en  $Rb$  et  $Ba$ .

## 5 - 2 Origine des fluides

Selon De Wit et al. (1982, 1983, 1987, 1993) les mobilités géochimiques au sein des komatiites montrent des similitudes avec celles observées actuellement au niveau des rides médio-océaniques. Ces similitudes géochimiques traduiraient des modes de mise en place identique entre la ceinture de roches vertes archéenne de Barberton ("the Jamestown ophiolite complex") et les rides médio-océaniques actuelles. Les arguments avancés par ces auteurs sont:

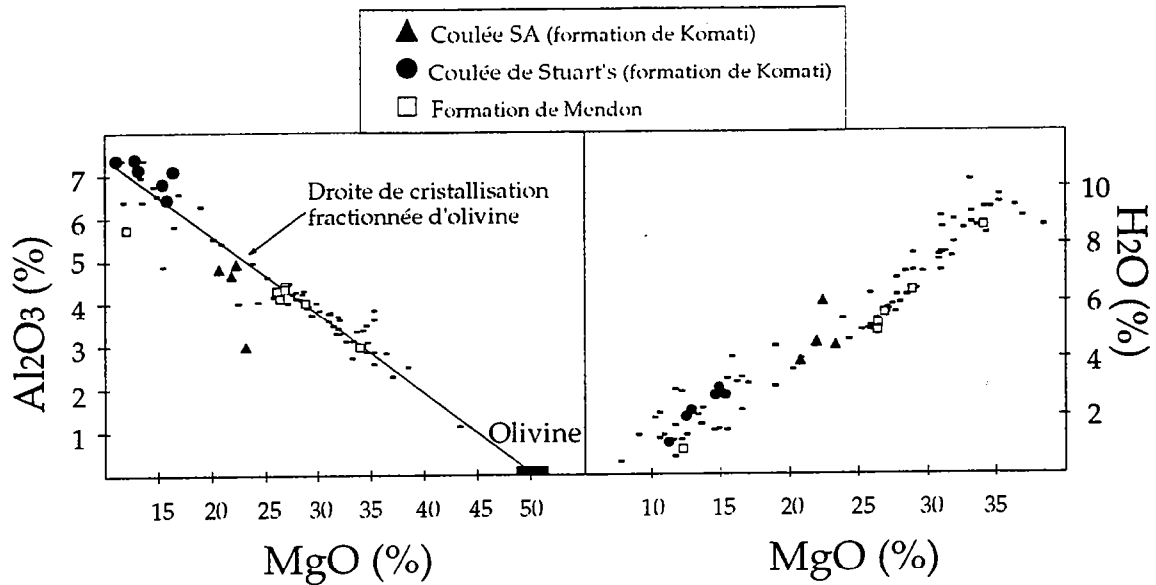
(a) Les corrélations observées entre les teneurs en MgO et H<sub>2</sub>O traduiraient l'existence d'un flux en MgO lors de l'hydratation des roches. Ainsi, selon De Wit et al. (1982) les caractéristiques géochimiques ultrabasiqes des komatiites sont en partie liées à des processus de métasomatisme en MgO caractéristiques des épisodes d'altération fluide-roche lors de l'interaction entre l'eau de mer et le croûte océanique;

(b) Les gammes de compositions isotopiques en oxygène, similaires à celles obtenues dans les ophiolites phanérozoïques ( $\delta^{18}\text{O}$  entre +14 et +3), indiqueraient une interaction entre les komatiites et l'eau de mer ( $\delta^{18}\text{O} \sim 0$ ; Hoffman et al., 1986).

A partir des données de cette thèse et celles extraites de la littérature, ces deux arguments sont discutés plus bas:

(a) Les variations des rapports MgO/H<sub>2</sub>O ne traduisent pas un flux de MgO mais une simple hydratation sans échanges géochimiques entre le fluide et la roche. Sur la figure 20 sont reportées les teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en fonction de MgO. L'alignement des données le long d'une droite de cristallisation fractionnée d'olivine montre que les teneurs en MgO des komatiites sont d'origine magmatique et ne résultent pas des processus métasomatiques magnésiens. La corrélation observée entre les teneurs en perte au feu et en MgO (figure 20) est liée à la proportion et la nature des phases hydratées lors de l'hydratation des komatiites (H<sub>2</sub>O %: amphibole ~ 2%, chlorite ~ 12%, serpentine ~ 15%).

(b) Des évidences d'interactions entre les roches basiques de Barberton et les fluides hydrothermaux marins ont été décrites dans de nombreuses localités dans la ceinture. L'hydrothermalisme sous-marin se manifeste selon deux types de convection:



**Figure 20:** Variations des compositions en MgO en fonction des teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et perte au feu ( $\text{H}_2\text{O}$ ) dans les komatiites appauvries en alumine des formations de Komati et Mendon.

(1) une circulation de basse température (60 - 150 °C, Lowe & Byerly, 1986) qui induit une silicification des sédiments (De Wit et al., 1982; Paris et al., 1985; Duchac & Hanor, 1987);

(2) une convection de plus haute température reconnue à partir de l'analogie entre les profils de composition isotopique en oxygène à Barberton et les ophiolites phanérozoïques. L'existence de cette circulation hydrothermale profonde ne semble pas, à elle seule, responsable des variations des compositions isotopiques en oxygène de la ceinture de Barberton. D'autres sources hydrothermales peuvent être évoquées, une source d'origine juvénile, magmatique (Smith et al., 1984) et /ou des fluides de nature métamorphique, mis en évidence dans la région de Schapenburg (Lécuyer et al., 1994).

L'étude des inclusions fluides des roches basiques de la formation de komati, démontre aussi clairement que les fluides hydrothermaux ont des compositions hétérogènes indiquant l'existence de plusieurs processus hydrothermaux à Barberton (Cloete, 1994).

## 6 - Conclusion

Les principales mobilités géochimiques des basaltes komatiitiques des formations de Weltevreden et de Mendon sont liées à des processus d'albitisation. Ceux-ci se traduisent par des pertes en CaO accompagnées de gains en Na<sub>2</sub>O et Sr. L'altération des komatiites de la formation de Komati se traduit par un lessivage en Pb, Sr, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O et un enrichissement en Rb et Ba. Les mobilités géochimiques et les compositions isotopiques observées à l'intérieur de la ceinture de roches vertes de Barberton sont différentes de celles observées dans les ophiolites .

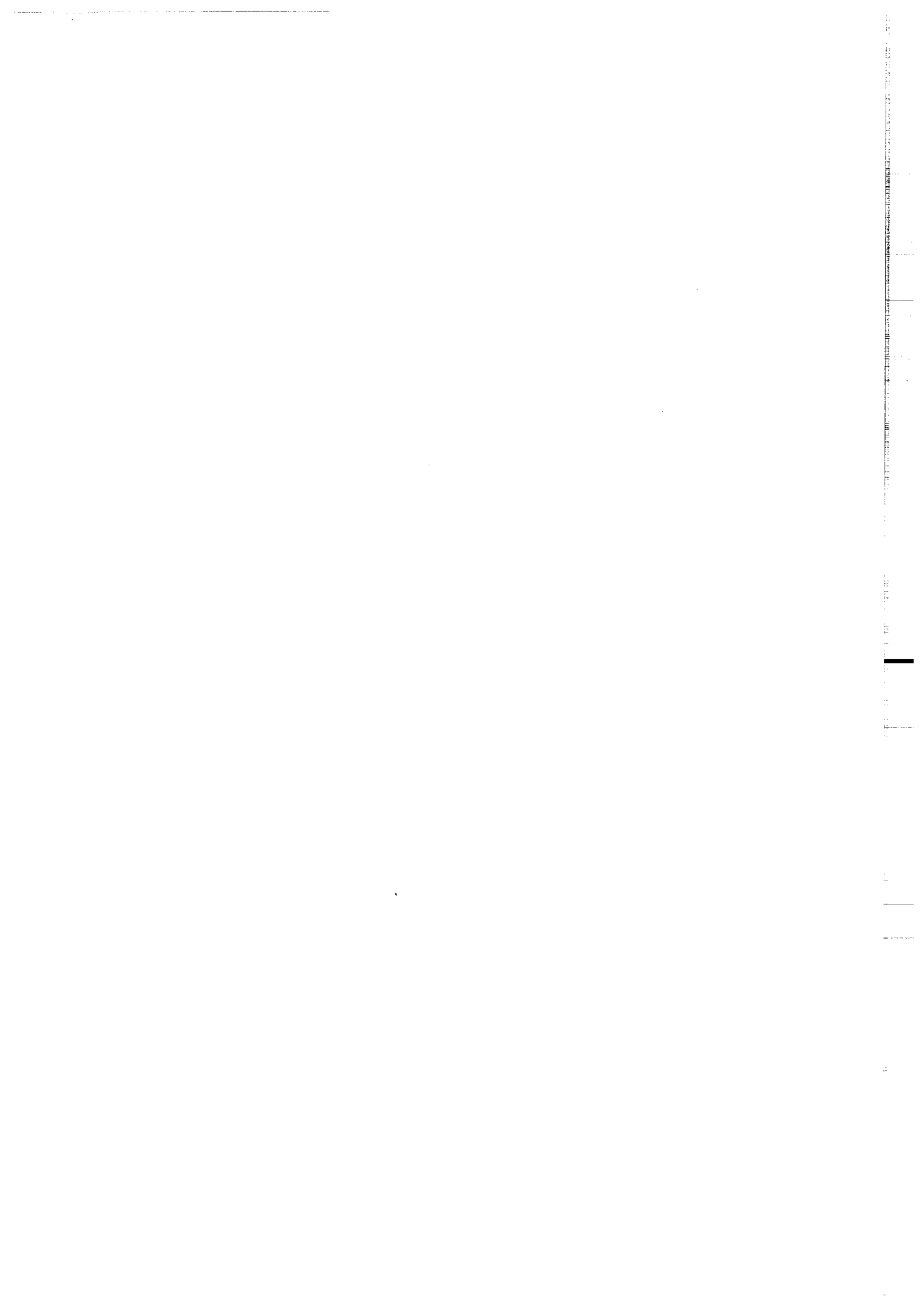
Les mobilités des éléments majeurs et en traces démontrent l'existence de plusieurs épisodes hydrothermaux à effets superposés, séparés dans l'espace et dans le temps, à l'échelle de la ceinture de roches vertes de Barberton.

Notre étude des komatiites de Barberton montre des hétérogénéités des assemblages minéralogiques secondaires, des compositions géochimiques et isotopiques initiales. La description de ces dernières, brièvement exposées au début de ce chapitre, sera reprise en détail au cours de la troisième partie.



## TROISIEME PARTIE

Altération des compositions géochimiques,  
isotopiques et source des komatiites





**THE INFLUENCE OF ALTERATION ON THE TRACE-ELEMENT AND Nd ISOTOPIC COMPOSITIONS OF KOMATIITES.**

Yann Lahaye<sup>1</sup>, Nicholas Arndt<sup>1</sup>, Gary Byerly<sup>2</sup>, Catherine Chauvel<sup>1</sup>, Serge Fourcade<sup>1</sup>, and Gerard Gruau<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Géosciences, UPR 4661, Université de Rennes, 35042 Rennes cédex, France

<sup>2</sup> Department of Geology and Geophysics, Louisiana State University, Baton Rouge, LA 70803, USA.

Manuscript for the St Malo volume "Mafic Magmatism through Time"

Editors: J. Ludden and D. Francis

To be published in Chemical Geology



## Abstract

To investigate the effects of hydrothermal alteration and metamorphism on the chemical and isotopic compositions of komatiites, we studied samples from the Alexo and Texmont regions in the 2.7 Ga Abitibi belt of Canada and from the Weltevreden, Mendon and Komati Formations of the 3.2-3.5 Ga Barberton belt of South Africa. Particular emphasis was placed on multiple samples from individual layered spinifex-olivine cumulate flows, the argument being that if these flows showed variations in the ratios of elements incompatible with olivine, then these variations were most likely due to chemical mobility during alteration.

Data for rare earth (REE) and high-field-strength element (HFSE) reveal anomalies (non-chondritic HFSE-REE ratios), particularly in the most altered samples. After taking into account the limits of analytical precision, these anomalies are attributed to element mobility, not to fractionation of high-pressure minerals, as suggested by other authors for Abitibi komatiites.

In Barberton komatiites three separate processes produced HFSE anomalies: element mobility during alteration, crust assimilation in some samples, and majorite fractionation. The effects of the latter process were recognized from systematic relationships between HFSE/REE and Al/Ti that coincided with calculated majorite fractionation trends.

Initial Nd isotopic compositions of the komatiites were determined by analysis of magmatic pyroxenes. The initial  $\epsilon_{Nd}$  of pyroxene from the 2.7 Ga Alexo komatiite was +3.8, slightly higher than in whole rocks (+3.5 to +0.6, average  $\sim$ +2.5). In the carbonatized Texmont samples, the range in initial  $\epsilon_{Nd}$  was far greater (+8.8 to -6.2). The variable initial  $\epsilon_{Nd}$  values in the rocks are attributed to isotopic exchange of Nd with surrounding rocks during early alteration, and fractionation of Sm/Nd during later events. Pyroxene from 3.3 Ga Barberton komatiitic basalt had initial  $\epsilon_{Nd} = +2.3$ .

## 1-Introduction

Recent studies on komatiites have demonstrated that these ultramafic magmas form by partial melting deep in the mantle. They have long been considered a valuable source of information on the composition of the Archean mantle, and their trace element compositions, particularly the rare earth elements (REE) and high-field-strength elements (HFSE) such as Nb, Th, Zr and Hf, potentially provide information about mantle source compositions and melting processes. Experimental studies of trace-element partitioning (Kato et al., 1988a,b; Ohtani et al., 1989) have shown, for example, that high-pressure minerals such as majorite and perovskite are capable of strongly fractionating both the REE and HFSE.

Non-chondritic ratios of HFSE to REE in komatiites from the Abitibi belt of Canada recently have been attributed to fractionation of high-pressure minerals during mantle melting (Jochum et al., 1990; Xie et al., 1993; Xie and Kerrich, 1994; McCuaig et al., 1994). Nd isotopic studies of similar rocks have been used to define the composition of depleted upper mantle in the Archean and this in turn has become the basis for various models of mantle and crustal evolution (e.g., Machado et al., 1986; Shirey and Hanson, 1986; Chase and Patchett, 1988; Smith and Ludden, 1989; Galer and Goldstein, 1991; Stein and Hofmann, 1994; McCulloch and Bennett, 1994).

A complicating factor in these approaches is the alteration and metamorphism that affects all komatiites to a greater or lesser extent. Although there is evidence that REE and HFSE are largely immobile in many komatiites (Sun and Nesbitt, 1978; Sun, 1984), recent studies in Brazil (Arndt et al., 1989) and Finland (Tourpin et al., 1991; Gruau et al., 1992) have demonstrated that certain sample suites do not preserve the chemical and isotopic signatures of the original magmas.

To investigate the effects of alteration on komatiites we studied the mineralogy, geochemistry and Nd isotopic compositions of whole rocks and primary clinopyroxenes from komatiites and komatiitic basalts from two well-studied greenstone belts: the 2.7 Ga Abitibi belt in Canada, and the 3.2-3.5 Ga Barberton belt in South Africa. To help distinguish the effects of primary processes such as fractional crystallization and partial melting from the effects of chemical mobility during alteration, we placed particular emphasis on suites of samples taken from individual komatiite flows. The argument was that these low-viscosity ultramafic lavas were thoroughly mixed and homogeneous when they were emplaced, and any primary chemical variations within the flows most probably resulted from fractional crystallization during solidification. Olivine is the only

major phase to crystallize for most of the cooling interval of komatiite, and any variations in the ratios of trace elements incompatible with olivine, or any variations in initial isotopic compositions, can therefore be attributed to the effects of chemical mobility during subsequent alteration or metamorphism.

## 2-Geological background

### 2a - Abitibi Belt, Canada

The Abitibi belt, a major subprovince of the Archean Superior province, is bounded to the west by the Kapuskasing structural zone, to the east and southeast by the Grenville front and to the north by Archean gneisses of the Opatika subprovince. It is a typical granite-greenstone terrane comprising basalt-dominated supracrustal sequences intruded by granitic plutons (Card, 1990; Jackson and Fyon, 1991).

Our Abitibi samples are from the Alexo and Texmont localities. Alexo is about 50 km east of Timmins, Ontario, in the western part of the Abitibi belt. The regional and local geology is described by Naldrett and Mason (1968), Muir and Comba (1979) and Naldrett (1979). The Alexo komatiite flow is generally well preserved, comparable in parts to the freshest komatiites from Zimbabwe (Nisbet et al., 1987) and Gorgona (Echeverria and Aitken, 1986), and has been the subject of numerous petrological, isotopic and mineralogical studies (Arndt 1977, 1986; Arndt and Fleet, 1979; Barnes et al., 1983; Dupré et al. 1984; Brügman et al., 1987). According to Corfu's (1993) compilation of U-Pb zircon results, these volcanic rocks have ages between 2720 and 2700 Ma. Regional metamorphic grade is mainly lower greenschist facies but may locally reach the amphibolite facies (Jolly, 1982).

The two other Abitibi komatiitic flows were sampled in drill core from the Texmont mine which is located 80 km south of Timmins and belongs to a slightly younger stratigraphic unit than the Alexo flow (Jackson and Fyon, 1991). The Texmont komatiites were previously studied by Barnes (1985).

### 2b - Barberton Belt, South Africa

The 3.5 - 3.2 Ga Barberton greenstone belt is located in the Barberton Mountain Land in the eastern Transvaal of South Africa. This greenstone belt is subdivided into three lithostratigraphic units; the Onverwacht Group, the Fig Tree Group and the Moodies Group (Lowe, 1994). Our Barberton sample suite comprises komatiitic basalts from Weltevreden and Mendon Formations in the upper Onverwacht

group, and komatiitic basalts and komatiites from the Komati Formation in the lower Onverwacht group (Table 1). The metamorphic grade is generally higher than in the Abitibi belt, ranging from upper greenschist to amphibolite facies.

A thin felsic tuff layer within the Komati Formation has a zircon U-Pb age of  $3472 \pm 5$  Ma (Armstrong et al., 1990). The Formation has a minimum thickness of 3.5 km and is composed of metamorphosed komatiitic basalts and komatiites, tholeiites and sodic porphyries (Viljoen and Viljoen, 1969). The komatiites have been described by Hamilton et al. (1979), Smith et al. (1980), Smith and Erlank (1982), Jahn et al. (1982), Viljoen et al. (1983), De Wit et al. (1987) and Gruau et al. (1990 a, b). Our suite of eleven samples includes four from one layered komatiite flow and five from another. The remaining two are from separate flows (Table 1).

Zircons from a thin ash layer within stromatolitic metasediments of the Mendon Formation were dated by single-zircon Pb-Pb evaporation methods at  $3298 \pm 6$  Ma (Byerly et al., in press). Although this formation is dominated by komatiites and komatiitic basalts, it differs from the Komati Formation in the abundance of shallow-water interflow sediments and weathered flow-tops (Lowe and Byerly, 1986). The SA107 flows reported in this paper are located ~100 m above a prominent stromatolitic marker unit (Lowe and Byerly, in press).

The Weltevreden Formation has not yet been dated directly, though some constraints can be placed on its age from regional mapping and stratigraphic studies (Lowe and Byerly, in press). It is stratigraphically younger than the Mendon Formation but older than the Fig Tree Group which has a minimum age of  $3259 \pm 5$  Ma (Kröner et al., 1991).

The Weltevreden Formation, like the Mendon Formation, is dominated by komatiites and komatiitic basalts. However, unlike the Mendon formation, it is composed largely of thick flows and sills, often with complex mineralogical layering. The flow reported in this paper occurs near the top of the formation where a series of spinifex-textured komatiites are interbedded with pillowed units.

### 3-Petrography and mineralogy

A summary of the petrological and mineralogical features of our samples is given in Table 1.

In the Alexo komatiite, the primary mineralogy and textures of many samples are largely unaltered, and this suite has been adopted as a reference with which the more altered samples from Texmont and Barberton are compared. Volcanic textures such as spinifex, breccia and olivine cumulate are well preserved in the Alexo

samples, and primary minerals such as olivine, pyroxene, chromite and in places plagioclase are retained. Nonetheless, the flow has been affected by at least three types of alteration which have affected different parts of the flow to different degrees and at different times (Table 1): (a) the entire flow has been affected by hydration, the intensity of which varies from slight (affecting <10% of primary minerals) to complete; (b) in the flow-top breccia, all phases are completely chloritized and contain a small percentage of Ni-Cu sulfides; (c) samples from the lower part of the spinifex layer and the B1 layer in the eastern part of the outcrop are rodingitized, as manifested by the replacement of secondary hydrous minerals by pyroxene and garnet (Table 1).

The Texmont samples come from two drill sections, each 7 meters long, and each penetrating a single spinifex-textured komatiite flow (Table 1). All samples are highly carbonatized. Although textures are usually well preserved, no primary minerals can be recognized. The secondary mineral assemblages include chlorite, talc and magnesite as well as a carbonate phase whose composition appears influenced by the original texture and composition of the samples: dolomite predominates in olivine cumulates, calcite in spinifex lavas.

The komatiitic basalt flows from the Weltevreden Formation exhibit random to plate pyroxene spinifex textures. Komatiitic basalts from the Mendon Formation have various textures ranging from randomly oriented pyroxene needles to coarse parallel pyroxene spinifex. Komatiites from the Komati Formation form thin layered spinifex flows. Their petrological and mineralogical features are discussed by Smith et al. (1980), Smith and Erlank (1982) and Viljoen et al. (1983).

#### 4- Analytical methods

Concentrations of major elements were determined by XRF using a Philips PW1404 spectrometer at Géosciences Rennes. Accuracy for major elements is within 2%, but it may reach 10% for elements with low abundances (e.g., MnO or P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). Trace elements were analyzed by ICP-MS at the University of Montreal. 100 milligram samples are dissolved in a mixture of HF and HClO<sub>4</sub> in teflon PFA screwtop vials. The resulting fluoride and perchlorate salts were converted to nitrates using concentrated HNO<sub>3</sub> and then diluted in 200 ml of 2% HNO<sub>3</sub>. All samples were run on a VG/Fisons ICP-MS PQII+. Limits of detection are in the order of 10 ppt. The analytical strategy was that developed by Cheatham et al (1993). This technique uses a matrix-matched external standardization method and non-linear response drift correction. A detailed and more complete description will be available in Lahaye and Arndt (in prep).

Table 2 contains the latest published data on the international standard BIR-1 which was used for calibration in this study. The reliability of the trace element data may be judged by comparison between data obtained using different methods in different laboratories. Our data for BIR-1 agree with the preferred values determined by isotopic dilution - spark-source mass spectrometry (ID-SSMS), high-performance liquid chromatography and XRF as reported by Jochum et al. (1994), except for Zr which seems to be 10% lower than the preferred values (Table 2). Measured concentrations of Th and Nb are ~30% lower than the values reported by Xie et al. (1994) but agree well with those of Jochum et al. (1994) and Jenner et al. (1990). Sample M664 from Alexo has been circulated as a standard and representative analyses are also listed in Table 2. For other samples from the Alexo flow we can compare the ICP-MS results from Montreal with ICP-MS analyses of certain samples from the University of Montpellier, with the XRF data from Géosciences Rennes, and with the TIMS REE analyses and XRF data from the Max-Planck Institute of Mainz (published by Arndt, 1986). The most carbonatized cumulate sample (T10) from Texmont was analyzed by ICP-MS and by ID-SSMS. There is good agreement between ICP-MS results on this samples and ID-SSMS for light rare earth elements and Nb. However duplicated analyzed on the same solution by ICP-MS are much lower for Zr (0.4) and Hf (0.03) than ID-SSMS results (Zr = 5.14, Hf = 0.133). Differences in Zr and Hf concentrations between ICP-MS and ID-SSMS highlight analytical difficulties for the determination of low trace element content in carbonatized samples. ICP-MS analyses of other four samples of carbonatized cumulate also have very low Zr and Hf concentrations. We are not sure of the reasons for this, but suspect precipitation of these elements during preparation of these samples of unusual composition terminology.

CO<sub>2</sub> analyses were performed by coulometric titration at the CRPG in Nancy. Microprobe analyses were carried out at the IFREMER at Brest with a CAMEBAX electronic microprobe, using 15kV accelerating potential, 15 nA sample current and 0.6 s counting time.

Nd isotope compositions were determined using a <sup>149</sup>Sm/<sup>150</sup>Nd total spike technique. Approximately 500 mg of powder was weighed into closed teflon beakers, the Sm-Nd spike was added to the rock powder and the mixture was treated with HF-HNO<sub>3</sub>-HClO<sub>4</sub> under closed conditions for several days. After dissolution, the sample was dried and then redissolved in the beaker on a hot plate in 6N HCl. Nd and Sm were isolated using cation-resin ion-exchange columns and HDEHP-coated teflon powder columns. Blanks for Nd and Sm were lower than 150 and 120 pg respectively (Table 3). Approximately 200 ng of Nd or Sm were loaded on Re filaments. Nd and Sm were measured in static mode on a Finnigan MAT 262 mass



spectrometer and were normalized to  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  and  $^{147}\text{Sm}/^{152}\text{Sm} = 0.56081$ , respectively. The accuracy of the total spiking technique was checked by analyzing two international rock standards, BHVO-1 and BCR-1. Results are reported in Table 3 and agree, within error, with accepted values. Error on the calculated  $\epsilon\text{Nd}_{(T)}$  value is assumed to be  $\pm 0.7$ .

## 5- Results

Whole rock major- and trace-element analyses are reported in Table 4, Nd isotopic compositions of whole rocks in Table 5, and Nd isotopic compositions of primary and secondary minerals in Table 6. In Table 4, HFSE anomalies are represented by  $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{N}}$  and  $\text{Hf}/\text{Hf}^*$  or  $\text{Zr}/\text{Zr}^*$  ratios. These ratios are expressed as values normalized to primitive mantle values of Hofmann (1988):  $\text{Hf}/\text{Hf}^*$  or  $\text{Zr}/\text{Zr}^*$  are calculated as with Eu anomalies using adjacent REE (Nd and Sm) in the incompatibility sequence of elements in MORB. Because all samples are altered to some extent, the concentrations of highly mobile elements such as Rb, Sr, Ba, Pb,  $\text{K}_2\text{O}$  and U are not discussed.

### 5.1. ~2.7 Ga komatiites from the Alexo area, Abitibi greenstone belt

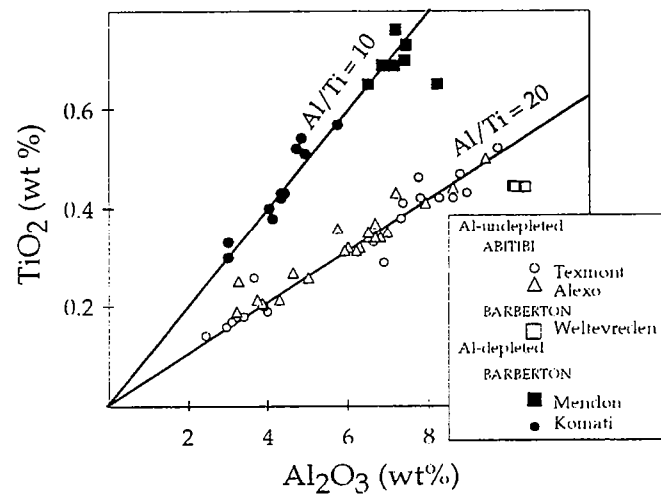
All samples from the Alexo flow are Al-undepleted komatiites (Fig. 1), as shown by close-to-chondritic major element ratios ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \sim 20$  and  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 1$ ) and flat HREE patterns ( $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} \sim 1$ ; Table 4). Although the overall concentrations of incompatible trace elements vary considerably because of olivine fractionation and accumulation (Arndt, 1986), the relative concentrations of these elements (Fig. 2) change only slightly within the flow. All samples are depleted in LREE and have negligible HFSE anomalies.

Initial  $\epsilon\text{Nd}$  values of four whole-rock samples from the same flow vary from +0.6 to +3.5 (Table 5). Primary pyroxenes separated from a plate spinifex sample gave initial  $\epsilon\text{Nd}$  values of +3.1 and +3.8 (Table 6): the lower value is due to a small amount of secondary LREE rich titanite in the pyroxene concentrate and the higher value was considered more representative of the magma composition (Lahaye and Arndt, in prep).

### 5.2. ~2.7 Ga komatiites from the Texmont area, Abitibi greenstone belt

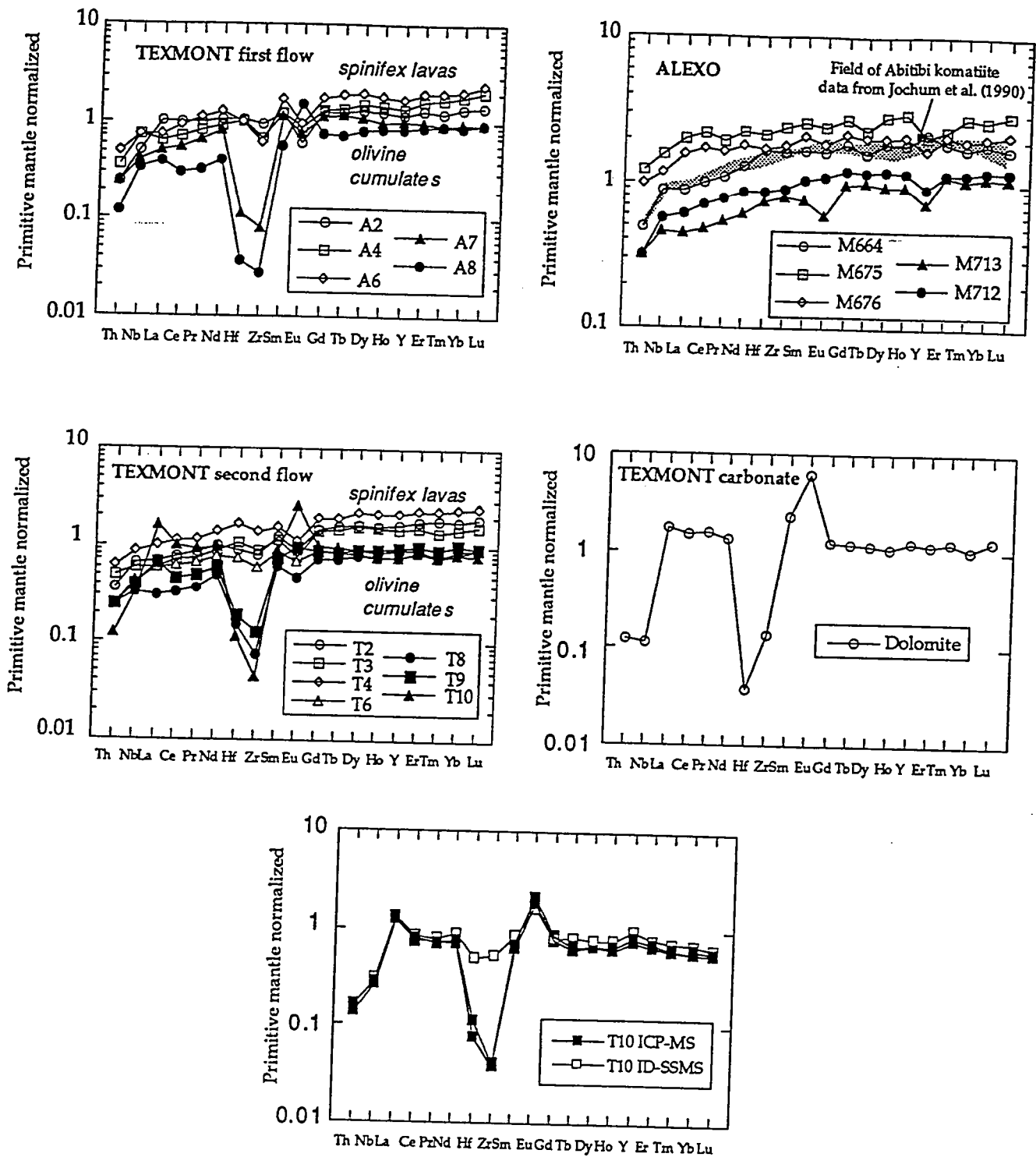
The Texmont komatiites are also Al-undepleted komatiites (Fig. 1) with close-to-chondritic  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \sim 20$  ratios, flat HREE patterns ( $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} \sim 1$ ) and moderately depleted LREE (Fig. 2 and Table 4). The relative concentrations of some

incompatible major and trace elements differ between spinifex-textured and cumulate samples from the two flows. The dolomite-rich carbonatized olivine cumulates are variously enriched in CaO ( $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  from 1.5 to 5.2) and Eu, and are characterized by large negative Zr and Hf anomalies. As discussed above, these can be attributed, at least in part, to analytical problems. Nonetheless a small anomaly is still seen in the SSMS analysis of sample T10.

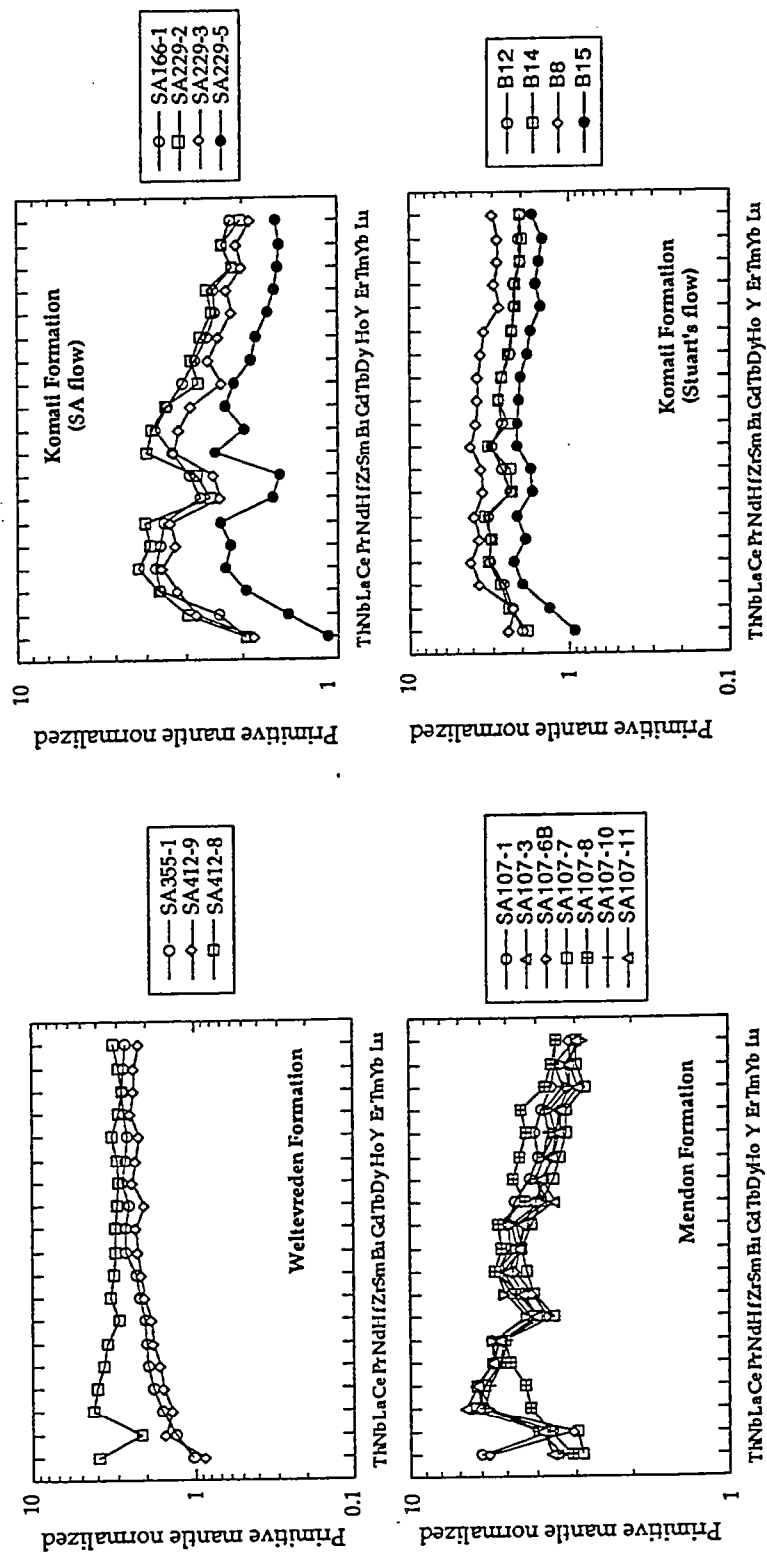


**Fig. 1:**  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{TiO}_2$  in aluminum-undepleted komatiites from the Abitibi belt (Alexo and Texmont flows), in aluminum-undepleted komatiitic basalts from the Barberton belt (Weltevreden Formation) and in aluminum-depleted komatiites and komatiitic basalts from the Barberton belt (Komati and Mendon Formation). Thick line represents the olivine fractional crystallization trend.

Similar features are seen in the dolomite vein sample, which shows LREE enrichment ( $(\text{La}/\text{Sm})_N=1.4$ ), a positive Eu anomaly, and depletion of Nb, Th, Zr and Hf (Fig. 2). Preliminary results by laser ablation on other carbonate samples share the same characteristics. The calcite-rich spinifex samples are variously depleted in CaO ( $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  from 0.3 to 1) and Eu, and have negligible Nb, Zr and Hf anomalies. Samples from close to the contact between cumulate and spinifex zones (samples A7 and T8) show transitional features. Initial  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values for whole-rock samples scatter widely, from  $\sim+9$  (sample A4) to  $\sim-6$  (sample A7). The dolomite vein has initial  $\epsilon_{\text{Nd}} = +2.5$  (Table 6).



**Fig. 2:** Trace elements, normalized using primitive mantle values of Hofmann (1988), for komatiites and carbonate from the Abitibi belt. The fields for Abitibi komatiites from Jochum et al (1990) is also reported. Closed symbols represent cumulates and open symbols represent spinifex-textured lavas. The lower diagram compares duplicate ICP-MS analyses with a SSMS analysis of sample T10.



**Fig. 3:** Trace elements, normalized using primitive mantle values of Hofmann (1988), for komatiites from the Barberton belt.

5.3. ~3.3 Ga komatiitic basalts from the Weltevreden Formation, Barberton greenstone belt

Two of these Al-undepleted komatiitic basalts ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \sim 23$  and  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 0.7$  to  $0.9$ ;  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N \sim 1$ ) are depleted in LREE and have no Nb anomalies; the third is LREE enriched and has a large negative Nb anomaly (Fig. 3). There are no anomalies for the other HFSE in any of the samples. Initial  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values for the three whole-rock samples are similar ( $\sim +1.5$ ). The Nd isotopic data allow us to calculate an isochron age of  $3286 \pm 29$  Ma (MSWD = 0.06). Primary pyroxene separated from sample SA355-1 gives initial  $\epsilon_{\text{Nd}}$  of  $+2.2 \pm 0.2$  (marginally higher than in the whole-rocks) (Table 6).

5.4. ~3.3 Ga komatiitic basalts from the Mendon Formation, Barberton greenstone belt

The samples from the Mendon Formation (Fig. 1) differ from those of the Weltevreden Formation and the Abitibi belt in that they are depleted in Al, with low  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \sim 10$ , high  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 1.5$  and fractionated HREE patterns ( $(\text{Gd}/\text{Yb})_N \sim 1.4$ ; Table 4). All samples have slight negative Zr and Hf anomalies.

The incompatible trace-element contents vary within the formation. Six samples are enriched in LREE and have large negative Nb anomalies. In two, Th is relatively depleted; in others the normalized concentration of Th is similar to that of La. One sample (SA107-8) is depleted in LREE and Th and does not have a Nb anomaly.

Initial  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values for whole-rock samples vary from -2 in sample SA107-8, to +2 in sample SA107-6B. The two pyroxene fractions from the spinifex sample SA107-6B have different Sm/Nd ratios, probably because of a small amount of a secondary actinolite and/or titanite in the mineral separates. The fraction with the higher Sm/Nd, which is assumed to be more representative of the original composition, gave initial  $\epsilon_{\text{Nd}} \sim +0.5$  (Table 6).

5.5. ~3.3 Ga komatiites from the Komati Formation, Barberton greenstone belt

Komatiites from the two flows from the Komati Formation are Al-depleted (Fig. 1), as shown by non-chondritic  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \sim 10$  and fractionated HREE patterns ( $(\text{Gd}/\text{Yb})_N \sim 1.4$ ). Sample B8 is an Al-depleted komatiitic basalt (Figs. 1 and 3) with similar trace-element characteristics.

The relative concentrations of incompatible major and trace elements vary within the two flows. Samples with the prefix SA are variably enriched in CaO ( $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 2.5$  to  $3.5$ ) and depleted in Th, Nb and LREE ( $(\text{La}/\text{Sm})_N$  from 0.8 to 1)

and all show large negative Zr and Hf anomalies. Samples from Stuart's Flow have high  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 1.7$ , and are depleted in Nb, Th and LREE.

Initial  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values for whole rocks vary from +0.6 to +2. Relicts of pyroxenes are too rare to be separated. Nd isotopic analyses of secondary amphibole and the plagioclase-rich matrix from sample B8 give initial  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values of +1.1 and +0.2, respectively (Table 6).

#### 5.6. Summary of the main geochemical features

Our sample suite was chosen to include komatiite flows altered in different ways and to different degrees. In some flows we find that the ratios of elements incompatible with olivine are constant: this behavior is in accord with essentially magmatic control on their compositions. In other flows, the ratios of incompatible elements, including the REE and HFSE, vary considerably. In the best preserved parts of the Alexo flow, the alteration seems to have been isochemical but for the addition of water and the movement of elements such as the alkalis. In contrast, the highly carbonatized parts of Texmont flows display variations of major and trace element ratios of a magnitude and type entirely inconsistent with magmatic processes. Anomalies of Zr and Hf are developed in some, but not all, samples from individual flows. The suite of flows from the Barberton belt appears more complex. Many samples have HFSE anomalies, but, as will be discussed below, some of these show a coherent correlation with other geochemical parameters that can be attributed to a variety of primary and secondary processes.

A similar divergence of behavior is seen in the Nd isotopic compositions. In the Alexo flow, initial  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values show only moderate variation and their average value differs from that of magmatic pyroxene; in the Texmont komatiites the scatter of initial  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values is much greater. This behavior provides evidence of disturbance of the Sm-Nd isotopic system during alteration of the flows.

In the following section we discuss the relationship between alteration and element mobility in more detail, then we consider how the effects of these secondary processes can be separated from information relating to the original magmatic compositions and petrogenesis of these komatiites.

## 6-Discussion

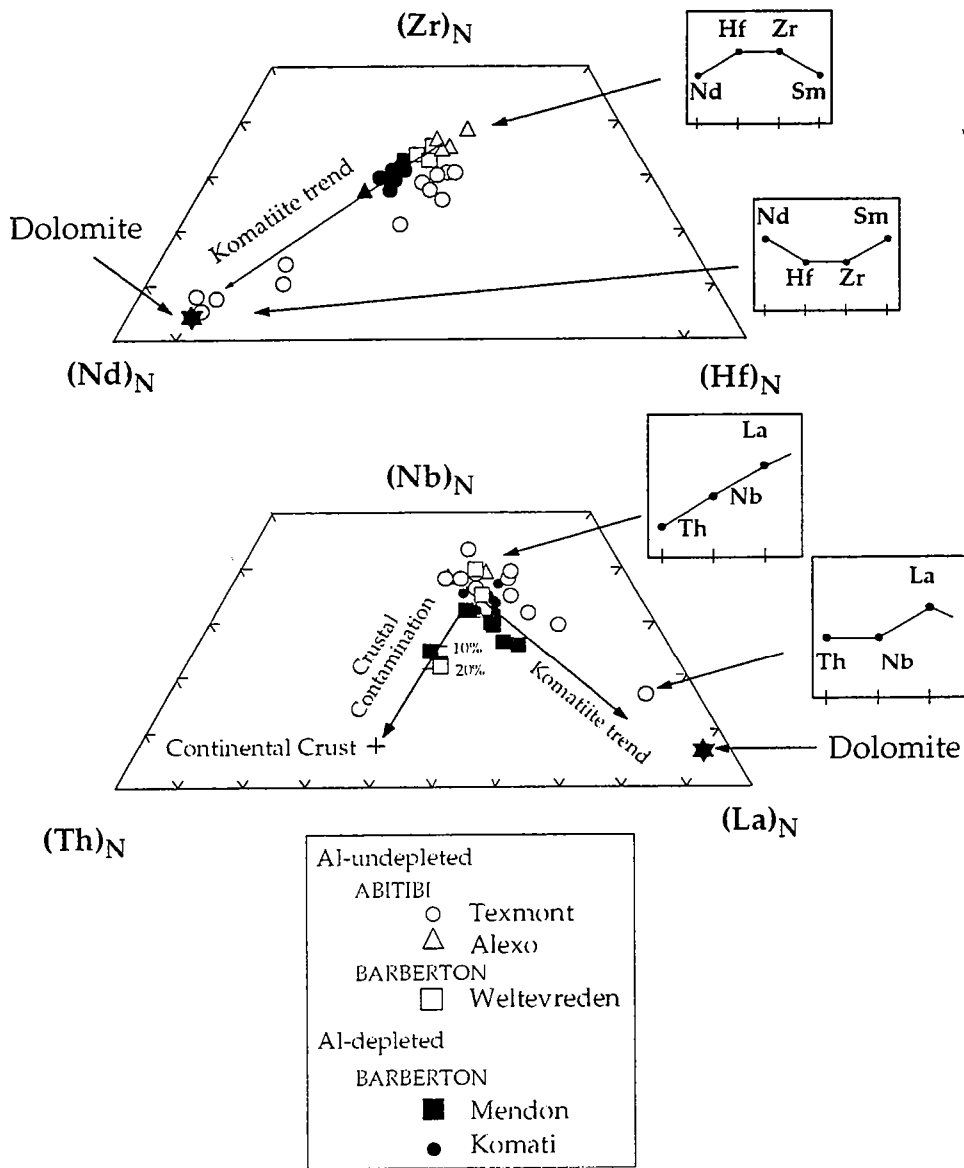
### 6.1. *Mobility of HFSE and REE during alteration*

As mentioned in the introduction, the issue of whether the HFSE and REE are mobile during the alteration of komatiites has gained importance with the suggestions by Jochum et al. (1990), Xie et al. (1993), McCuaig et al. (1994) and Xie and Kerrich (1994) that non-chondritic HFSE/REE ratios result from fractionation of high-pressure minerals either before or during the formation of komatiite magmas. Positive Nb, Hf and Zr anomalies in Al-undepleted komatiites and associated basalts in various parts of the Abitibi belt were attributed by Xie et al. (1993) and Xie and Kerrich (1994) to the accumulation of Mg perovskite in the source, and negative anomalies in Al-depleted komatiites from Boston Creek have been interpreted by Xie et al. (1993) and McCuaig et al. (1994) as a result of majorite fractionation.

Our results indicate that, at least in some regions, variations of HFSE/REE have another cause. The clearest case is provided by komatiites from the Texmont region, where we make the following arguments:

(a) The variations in ratios such as Zr/Nd, Nb/Th and Nb/La within individual Texmont flows, as illustrated in Figs. 2 and 4, cannot have resulted from magmatic processes. Although the very low Zr/Nd in ICP-MS analyses of carbonatized samples may result in part from analytical problems, the variations of the other ratios is real. These elements are moderately to highly incompatible with olivine, pyroxene or chromite, the only minerals that crystallize in komatiites (e.g., Arndt and Lesher, 1992; Jenner et al., 1994), and their relative concentrations should not change during fractional crystallization.

(b) Secondary dolomite separated from the Texmont komatiites has trace element characteristics qualitatively similar to those of the most altered komatiites. As illustrated in Figs. 4, data from the Texmont komatiites form a linear trend that extends from the compositions of the least altered samples to that of the carbonate. It appears that the non-chondritic ratios are associated with carbonation of the flow by mobility of HFSE or a dilution effect related to carbonate introduction.



**Fig. 4:** Hf-Zr-Nd diagram and La-Nb-Th diagram. Insets show schematic Nd-Zr-Hf-Sm and Th-Nb-La spectra for the different types of komatiites. These figures illustrate two trends, one due to crust contamination, the second, labeled the "komatiite trend", which extends from compositions of relatively unaltered komatiites to that of a dolomite vein. All data are normalized to primitive mantle values of Hofmann (1988). The filled triangle is the SSMS analyses of sample T10.



In most samples from the Alexo flow, HFSE/REE ratios are relatively constant (Fig. 2). Two olivine cumulate samples (M675 and M676) preserve chondritic ratios of HFSE to REE, but the concentrations of these elements are strongly enriched relative to other samples with similar MgO contents (Table 4). Lahaye et al (1994) present evidence that minor variations in Sm/Nd ratios in this flow result from hydrothermal alteration during or soon after emplacement, and that variations in initial  $\epsilon_{Nd}$  values were caused by later perturbation of the Sm-Nd isotopic system.

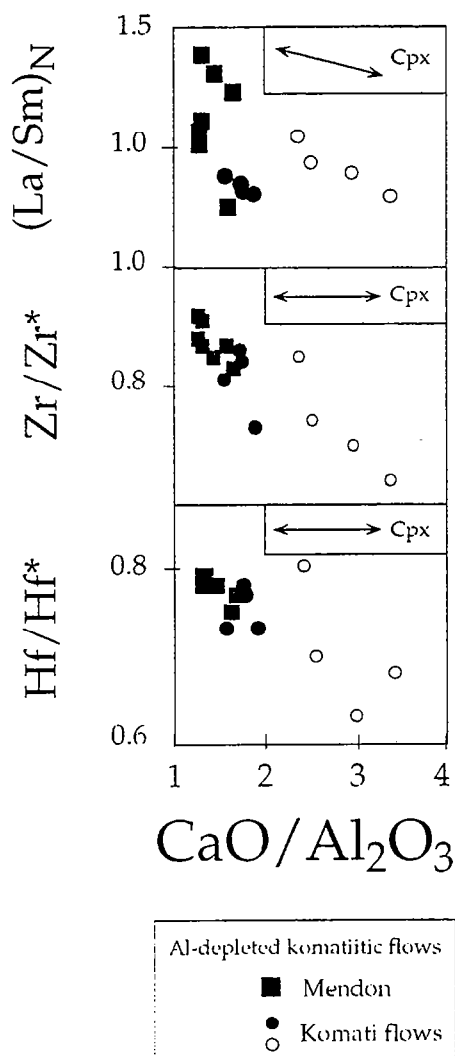
In samples from the Barberton Belt, three separate processes appear to have contributed to HFSE/REE fractionation;

(a) The negative Zr-Hf anomalies and low Nb and Th contents of komatiites from the Mendon and Komati Formations correlate with low  $Al_2O_3/TiO_2$  and are attributed to the fractionation of majorite during the formation of komatiite magmas. This process is discussed later in the paper.

(b) Contamination with crustal rocks has influenced the compositions of certain samples. Mantle-normalized Nb-Th-La concentrations (Fig. 4) show that two samples from Mendon Formation (SA107-6B and SA107-1) and one from the Weltevreden Formation (SA412-8) are aligned along a trend correspond to assimilation of up to 20% continental crust (Rudnick and Presper, 1990). Relatively low Nb contents and high La and Th concentrations in continental crust are responsible for the change in Nb/Th during crustal assimilation, and this process probably explains the progressive depletion in Nb and La relative to Th (Fig. 4).

Further evidence of crustal contamination is found in the Nd isotopic composition of pyroxenes. The initial  $\epsilon_{Nd}$  value of clinopyroxene from sample SA355-1 from the Weltevreden Formation is  $+2.2 \pm 0.2$  at 3.3 Ga (Table 6). This sample does not have a negative Nb anomaly (Figs. 3 and 4) and can be assumed to be uncontaminated. The initial  $\epsilon_{Nd}$  value is identical to that obtained on the well preserved whole-rock samples of Schapenburg komatiites (Lécuyer et al., 1994). In contrast, sample SA107-6B from the Mendon Formation, which has a large negative Nb anomaly, contains pyroxene with an initial  $\epsilon_{Nd}$  value of  $+0.5$  (Table 6). Older felsic gneisses and granitoids surround the Barberton belt (Kamo and Davis, 1991; Kröner et al., 1991; Kröner and Tegtmeyer, 1994) and these may have contaminated the komatiites.

(c) The effects of element mobility during hydrothermal alteration and metamorphism appear in general to have been relatively minor, as shown by the generally parallel trace-element patterns (Fig. 3). However, in individual komatiite flows from the Komati Formation, there are negative correlations between  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $(\text{La}/\text{Sm})_N$ ,  $\text{Hf}/\text{Hf}^*$  and  $\text{Zr}/\text{Zr}^*$  (Fig. 5) which are inconsistent with primary processes and may be due to mobility of Ca accompanied by gain or loss of LREE and HFSE.



**Fig. 5:**  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $(\text{La}/\text{Sm})_N$ ,  $\text{Zr}/\text{Zr}^*$  and  $\text{Hf}/\text{Hf}^*$  in Barberton aluminum-depleted komatiites and komatiitic basalts. These ratios are constant during olivine fractionation. Insets show the effects of pyroxene fractionation. Separate symbols distinguish the two flows from the Komati formations.

## 6.2 Which elements are mobile?

Various lines of evidence indicate that the REE are more mobile than the HFSE and that preferential movement of the REE was a major cause of HFSE anomalies. The Texmont dolomite vein has very low concentrations of HFSE but moderate concentrations of REE. If this reflects relative abundances in the CO<sub>2</sub>-rich fluids that metasomatized these flows, it is likely that the REE were more mobile than the HFSE. Figure 4 shows a negative correlation between (La/Sm)<sub>N</sub> and (Nb/La)<sub>N</sub> in komatiites from Texmont and other regions, behavior that is consistent with selective LREE mobility.

Initial  $\epsilon_{Nd}$  variations also indicate mobility of the REE. Rosing (1990) has described how changes in Sm/Nd ratios during alteration may induce a scatter of initial  $\epsilon_{Nd}$  values that is proportional to the time lapse between emplacement and secondary disturbance. The petrological and geochemical study of the alteration of the Alexo flow by Lahaye et al (1994) provides evidence that late rodingitization coincided with leaching of LREE from the glass.

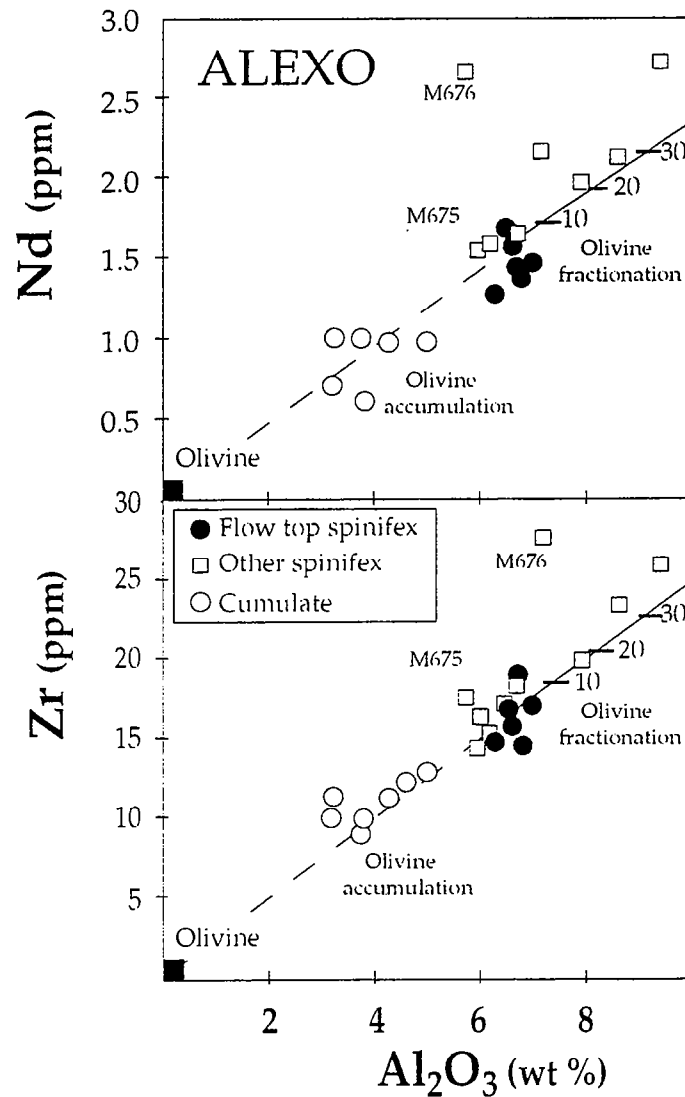
On the other hand, it is also clear that the HFSE were mobile as well. The concentrations of Nd and Zr in the two samples from the B1 zone of the flow (M675 and M676) plot well above the correlation lines in Fig. 6, and are far higher than in other komatiites with similar MgO contents. These samples do not have HFSE anomalies (Fig. 3): it therefore seems that both REE and HFSE were added to these samples, but without fractionation between the two groups of elements.

## 6.3. Factors influencing trace-element mobility in komatiites

The susceptibility of komatiites to alteration is influenced by three factors; (1) the nature of the fluid, (2) initial trace element concentrations, and (3) the primary and secondary mineralogy.

### (1) *The nature of the circulating fluid.*

A correlation seems to exist between the intensity of element mobility and the nature of the circulating fluids. Two kinds of fluids, H<sub>2</sub>O- and CO<sub>2</sub>-rich, are likely to have been involved. Hydrothermal fluids, mainly seawater, would have circulated widely through the submarine volcanic pile immediately after emplacement and during metamorphism accompanying accretion. The secondary mineralogy of the Alexo komatiite is dominated by hydrous phases: this points to alteration by water-rich fluids. As discussed above, the chemical effects of this interaction was relatively minor and these flows retain much of their original chemical compositions.



**Fig. 6:**  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs. Zr and Nd in Alexo flow. Thick line represents the olivine fractional crystallization trend, numbers by tick marks are the percentage of fractionated olivine.

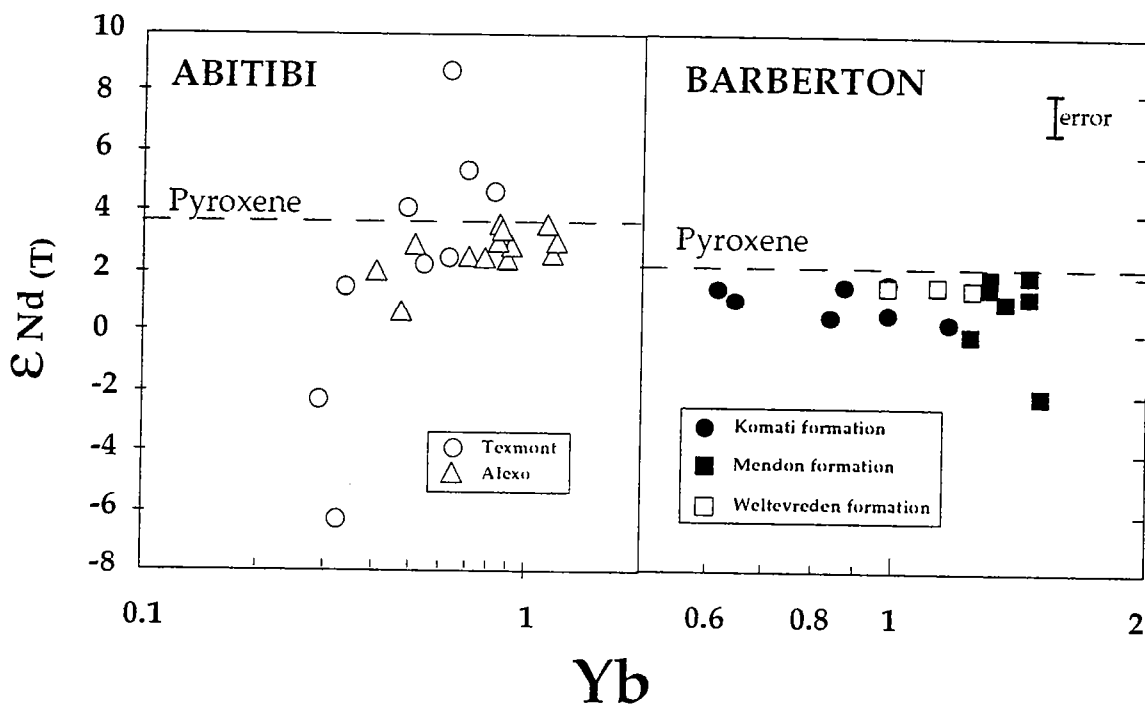
The circulation of  $\text{CO}_2$ -rich fluids, probably from a deeper source, would have been more restricted, both spatially and temporally. Zones of carbonation appear closely associated with major shear zones that cut the Abitibi belt, and appear to have formed between 2,690 and 2,670 Ma (Kerrich, 1994).

The greatest mobility of trace elements occurs in the Texmont flows (Figs. 2 and 4). This mobility can be related to the circulation of  $\text{CO}_2$ -rich fluids, evidence of which is found in the pervasive carbonation of these units. Various authors have demonstrated that such fluids are capable of stabilizing the REE as  $\text{CO}_2$  complexes (Ludden et al, 1984; Kerrich and Fryer, 1979; Cantrell and Byrne, 1987; Wood, 1990; Lee and Byrne, 1993); others have extended the reasoning to the HFSE. Mobility of

REE and HFSE in basalts and komatiites from other regions has been attributed to the action of CO<sub>2</sub>-rich fluids (Fryer et al, 1979; Hynes, 1980; Ludden et al, 1984; Murphy, 1986; Tourpin et al., 1991; Gruau et al., 1992). CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> fractionation in the SA flow from the Komati Formation suggests that the same kind of fluid may have circulated in the Barberton belt, inducing mobility of Zr, Hf and LREE.

(2) *Initial trace-element concentrations.*

Abundances of trace elements in komatiites, particularly in the olivine cumulates, are very low and these rocks are likely to be more susceptible to alteration than basalts or other rocks with higher trace element contents. In the Abitibi belt, for example, the scatter of initial  $\epsilon_{Nd}$  values, which is attributed to disturbance of the Sm-Nd isotopic system during later alteration, is greatest in samples with low REE contents. As shown in Fig. 7, initial  $\epsilon_{Nd}$  varies from  $\sim -6$  to  $+8$  in samples with less than 0.5 ppm Yb, whereas in REE rich samples the values are clustered at about  $+3$ .



**Fig. 7:** Yb vs.  $\epsilon_{Nd(T)}$  of Abitibi and Barberton komatiites. Reference values represent the  $\epsilon_{Nd(T)}$  values of primary pyroxenes from each flows.

(3) *Primary and secondary mineralogy and textures.*

In komatiites, most of the incompatible trace elements were originally confined to volcanic glasses. The secondary assemblage produced by devitrification and hydration depends on the mineralogy and texture of the rock and the intensity

of the alteration. In spinifex-textured samples from the Alexo flow, the glass alters to an assemblage that includes titanite and/or epidote. These minerals contain sites for REE and HFSE, and therefore these elements are less mobilized during water-rock interaction. In the more altered Alexo cumulates and the carbonatized Texmont cumulates, the secondary assemblages do not include minerals such as amphibole or titanite capable of retaining trace elements such as the HFSE and this contributes to their mobility. In basalts, trace elements are concentrated in more resistant minerals, particularly pyroxene or its alteration products amphibole, epidote and titanite. This allows the basalts to preserve more effectively their initial trace-element character.

#### 6.4 *Nd Isotopic Compositions of Altered Komatiites*

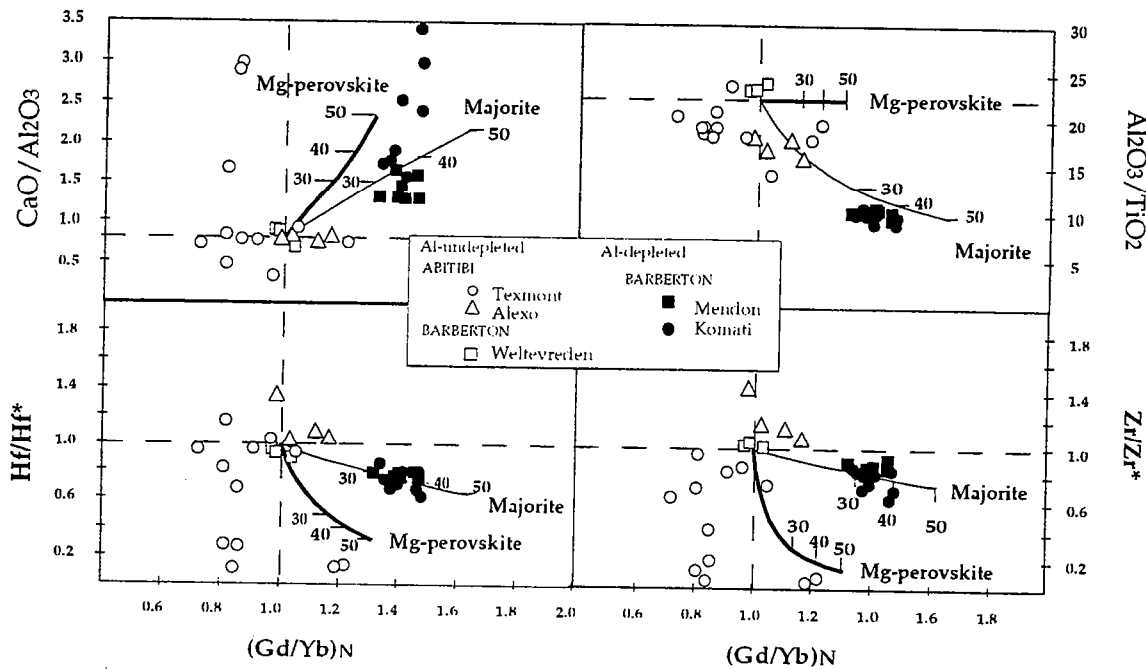
In each area the initial  $\epsilon_{Nd}$  values for the pyroxenes are higher than the average value in whole-rock komatiites: +3.8 versus +2.5 in the Abitibi belt, and +2.3 versus +0.5 in the Barberton belt (Fig. 7). The lower values are also found in secondary minerals (chlorite, serpentine, actinolite, albite-rich matrix) separated from the komatiites (Table 6) and in a large variety of rocks from the Abitibi belt including the dominant basalts (Shirey and Hanson, 1986, Smith and Ludden, 1989). These results are explained in terms of isotopic exchange between the komatiites and the surrounding volcanic piles. The circulation of fluids, that caused in the alteration of the komatiites, also transmitted to them the lower Nd isotopic compositions of basaltic rocks.

## 7 Primary HFSE Compositions of Komatiites

In previous sections we presented various lines of evidence for the mobility of trace elements in komatiites, and were able to show that the effects were more pronounced in some flows than in others. In the least altered flows, by applying various petrological and geochemical criteria, it is possible to demonstrate that these rocks have retained much of their original geochemical character. After taking into account the limits of analytical precision, and the complicating effect of crustal contamination in certain cases, the best-preserved samples can then be used to infer the original compositions of the komatiite magmas, and to draw some conclusions about their petrogenesis.

All komatiites from the Abitibi belt that we studied are of the Al-undepleted Munro type. They have chondritic Al/Ti and flat HREE patterns, and the least altered samples do not have HFSE anomalies. The original magmas probably

formed by high-degree mantle melting leaving only olivine  $\pm$  orthopyroxene in the residue. We find no evidence to support Xie et al.'s (1994) contention that the high-pressure mineral perovskite was a residual phase during melting. In Fig. 8 we plot critical major- and trace-element ratios for komatiites, as well as calculated trends illustrating the effects of leaving Mg-perovskite or majorite in the residue of partial melting. The diagram highlights the major difference between the compositions of Abitibi komatiites and the calculated Mg-perovskite fractionation trends.



**Fig. 8:** Change in  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ ,  $(\text{Hf}/\text{Hf})^*$  and  $(\text{Zr}/\text{Zr})^*$  ratios by removal of majorite (thin line) and magnesian perovskite (thick line). Partition coefficients for magnesian-perovskite are from Kato et al. (1988b) and those for majorite from Ohtani et al. (1989).

Komatiites from Boston Creek in the Abitibi belt (Stone et al., 1987), and the samples from the Mendon and Komati Formations in the Barberton belt are Al-depleted, and it is commonly accepted (Ohtani et al., 1988; Ohtani et al., 1989; Gruau et al., 1990a, b; Herzberg, 1992) that majorite was a residual phase during mantle melting. The main evidence is the low Al/Ti and fractionated HREE of these rocks, but, as argued by Xie et al. (1993) and McCuaig et al. (1994), the process may also cause depletion of certain HFSE. We see in Fig. 8 that the compositions of the Mendon and Komati komatiites coincide with the majorite fractionation trend. On the basis of published partition coefficients (Ohtani et al., 1989; Kato et al., 1988a,b), it seems likely that the depletion of Nb that accompanies the Hf and Zr depletion is also due to majorite fractionation. The same may be true for Th, which is depleted

along with Nb in komatiites from the Mendon and Komati Formations (Figs. 3 and 4), and in other komatiites analyzed by Jochum et al. (1990), but at present our knowledge of partition coefficients for these elements is insufficient to test this hypothesis.

### Acknowledgments

This project was supported by the French CNRS and by the France-Quebec cooperative program. We thank Gilles Gauthier and John Ludden for providing ICP-MS facilities and assistance at the University of Montreal; We thank K.P. Jochum for providing the SSMS analyses of sample T10; D. Lambert and an anonymous reviewer for constructive and thorough reviews of this paper; and Jean Cornichet, Nicole Morin and Martine Le Cox-Bounhik for helping with the analyses at Rennes.



TABLEAUX

Table 1  
Main features of studied samples

Location	Age (U-Pb)	Type of flow	Type of alteration	Secondary assemblage	Samples
ALEXO	Between 2,725 ± 2 Ma and 2,702 ± 2 Ma (a)	16m thick komatiite flow	a- Flow top alteration	Chl, Ctl, Brc, hydrated glass, Mag, Ni-Cu sulfide	M 667
			b- Hydration	Increasing alteration from an assemblage of Ol, Aug, Chr, hydrated glass, Act, Aug, Tr, Ttn, Chl, Chr, Mag	M666, M662, M663, M664, M668, M656, M675, M676, M712
TEXMONT	Between 2,720 and 2,700 Ma (b)	Two 4-7 m thick komatiite flows	c- Roddingitization	Chl, Aug, Di, Gt, Ttn, Mag	M657, M658, M665, M713
			a- Dolomitisation of cumulates	Chl, Tlc, Dol, Mag	T7 to T10 and A6, A8
WELTEVREDEN	Between 3,259 ± 5 (c) and 3,298 ± 6 Ma (d) 3,286 ± 29 Ma(c)	10m thick basaltic flow	b-Secondary carbonation of spinifex samples	Chl, Tlc, Cal, Mag	T1 to T6 and A2 to A5
	3,298 ± 6 Ma (d)	Several basaltic flows total thickness: 25m	Hydration and Na metasomatism	Aug, Ab, Act, Mag, Chl	SA412-8, SA412-9, SA355-1
MENDON			Na metasomatism	Aug, Ab, Act, Mag, Chl, Ttn	SA107-1, SA107-3, SA107-6, SA107-7, SA107-8, SA107- 10, SA107-11
KOMATI		3 m thick Stuart's Flow	a- Hydration	Srp, Tr, Aug, Mag	B12, B13, B14, B15, B21
	3,472 ± 5 Ma (f)	Komatiitic basalts	b- Na metasomatism	Act, Ab, Chl, Ep	B8
		1.5 m flow (SA samples)	c- Ca metasomatism	Srp, Tr, Ep, Mag	SA229-2, SA229-3, SA229-5, SA166-1

(a) Nunes and Pyke (1980); (b) Corfu (1993); (c) Kröner et al. (1991); (d) Byerly et al (in press); (e) this study; (f) Armstrong et al. (1990). Samples from the Alexo flows are from Arndt (1986). Abbreviations for minerals: Chl, chlorite; Ctl, chrysotile; Brc, brucite; Mag, magnetite, Ol, olivine; Aug, augite; Chr, chromite; Act, actinolite; Tr, tremolite; Ttn, titanite; Di, diopside; Gt, garnet; Tlc, talc; Cal, calcite; Dol, dolomite; Ab, albite; Srp, serpentine; Ep, epidote.

Table 2  
Comparison of the recent analyses of the international standards BIR-1, the komatiitic sample M664 and the carbonated cumulate sample T10.

	BIR 1				M664			T 10				
	Xie et al (1994) ICP-MS	Jenner et al (1990) ICP-MS	Govindaradju (1989) compilation	Jochum (1994) SSMS	this study ICP-MS	INAA	SSMS	TIMS	ICP-MS (A)	ICP-MS (B)	ICP-MS (B)	ID-SSMS
Th	0.05±0.01	0.036±0.005	0.89	0.031	0.029±0.001		0.039		0.04	0.04±0.02		
Nb	0.71±0.16	0.59±0.05	2±0.5	0.5	0.58±0.07		0.55		0.9	0.47±0.01	0.17	0.16
Hf	0.62±0.02	0.6±0.03	0.58	0.51	0.48±0.01	0.49	0.39		0.4	0.50±0.02	0.02	0.03
Zr	15.6±0.3	16.3±0.4	22±7	15.4	13.5±0.2		15.7		15	19.8±0.3	0.4	0.4
La	0.61±0.01	0.6±0.02	0.88	0.61	0.59±0.01	0.53	0.57	0.55	0.7	0.60±0.005	0.80	0.84
Nd	2.53±0.03	2.3±0.1	2.5	2.34	2.20±0.05	1.49	1.49	1.61	1.6	1.76±0.03	0.99	0.91
Sm	1.14±0.04	1.06±0.04	1.08	1.1	1.04±0.06	0.65	0.61	0.64	0.6	0.72±0.01	0.36	0.34

INAA : Neutron Activation (Max-Planck-Institute, Mainz); unpublished data.

SSMS : Spark-Source Mass Spectrometry (Max-Planck-Institute); Jochum et al (1990).

TIMS : Thermal Ionization Mass Spectrometry (Max-Planck-Institute); Arndt (1986).

XRF: X-ray fluorescence (University of Rennes).

ID-SSMS : Isotopic dilution - Spark-Source Mass Spectrometry (Max-Planck-Institute).

ICP-MS (A) : Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (University of Montpellier, France);

ICP-MS (B) : Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (University of Montreal, Canada); this study.

Table 3  
 Compilation of Nd isotopic results for two international standards (BHVO-1, BCR-1).

Ech.	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 $\sigma$ m
BHVO-1	6.164	24.85	0.1500	0.512992	5
BHVO-1*	6.160	24.75	0.1505	0.512981	19
BHVO-1**	6.170	24.93	0.1497	0.512974	18
BCR1	6.611	28.85	0.1385	0.512643	5
BCR1*	6.610	28.82	0.1387	0.512643	16
Blank (pg)	117	150			

\* : (Rautenschlein et al., 1985); \*\* : (Hergt et al., 1989). Results from the La Jolla Nd standard for 26 separate runs yielded  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511822 \pm 29$  (2 $\sigma$ ).

TABLE 4  
Major and trace elements analyses of komatiites and komatiitic basalts.

Location Sample	ALEXO					TEXMONT						
	M664	M 675	M 676	M 712	M 713	T1	T2	T3	T4	T5	T6	T7
	Alexo Flow					First Flow						
Texture	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Cumulate	Cumulate	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Cumulate	Cumulate
SiO <sub>2</sub>	45.82	46.03	45.02	44.41	44.57	45.07	47.35	47.28	42.93	46.45	54.08	50.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.39	7.20	5.72	3.74	3.84	8.79	7.32	7.35	9.71	7.76	3.65	3.97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	10.99	11.47	11.07	8.78	7.94	12.21	10.31	12.61	13.43	12.26	8.62	8.71
MnO	0.18	0.17	0.16	0.16	0.14	0.20	0.19	0.14	0.21	0.18	0.10	0.10
MgO	29.59	28.18	32.75	39.58	42.86	27.30	27.91	29.58	28.00	28.55	29.77	29.81
CaO	6.20	6.08	4.74	2.82	0.16	5.69	6.26	2.37	4.73	3.99	3.39	6.15
Na <sub>2</sub> O	0.35	0.30	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.13	0.10	0.09	0.01	0.00	0.03	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
TiO <sub>2</sub>	0.36	0.43	0.36	0.21	0.21	0.47	0.38	0.41	0.52	0.46	0.26	0.19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.04	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02
(H <sub>2</sub> O)	-	6.16	7.37	10.15	12.59	6.66	6.23	1.39	7.16	6.60	5.32	5.30
(CO <sub>2</sub> )	-	-	-	-	-	1.96	2.81	1.99	2.68	2.40	2.84	5.32
Co	100	96	100	97	107	110	87	111	115	112	85	90
V	138	130	107	65	74	165	142	135	181	157	89	87
Ni	1550	1436	1815	2506	2605	1100	1322	1476	1152	1210	1530	2115
Cr	2500	2964	2837	1948	1963	2996	2572	3460	3411	3487	2258	2237
Ga	7	7	6	3	3	9	8	8	9	8	4	6
Cu	40	41	28	6	<1	12	29	85	48	48	85	45
Zn	60	62	56	40	50	63	69	74	82	82	59	54
Rb	5.85	2.75	2.71	0.99	0.65		1.41	0.57	0.88		0.22	
Sr	23.1	20.5	15.4	4.0	2.4	117	138	45.6	120	101	69.0	148
Y	8.54	8.24	6.60	3.67	2.89		6.43	5.78	8.44		3.06	
Zr	16.0	23.7	17.4	8.8	7.9		7.7	8.5	13.4		5.8	
Nb	0.55	0.95	0.72	0.35	0.28		0.41	0.36	0.52		0.26	
Cs	0.80	0.60	0.34	0.36	0.17		0.51	0.34	0.48		0.15	
Ba	14.0	14.3	14.5	1.46	1.43		5.41	1.44	3.93		1.36	
Hf	0.45	0.57	0.46	0.23	0.20		0.24	0.28	0.45		0.20	
Ta	0.030	0.010	0.017	0.010	0.009		0.011	0.011	0.014		0.008	
Pb	0.11	0.11	0.15	0.10	0.03		1.59	1.91	0.85		0.88	
Th	0.04	0.10	0.08	0.03	0.03		0.03	0.04	0.05		0.02	
U	0.010	0.020	0.012	0.007	0.003		0.009	0.010	0.011		0.006	
La	0.55	1.22	0.95	0.38	0.27		0.42	0.36	0.6		0.36	
Ce	1.62	3.47	2.77	1.17	0.77		1.23	1.12	1.77		0.98	
Pr	0.27	0.47	0.39	0.189	0.13		0.21	0.18	0.28		0.16	
Nd	1.55	2.66	2.17	1.02	0.73		1.17	1.07	1.61		0.92	
Sm	0.64	0.99	0.80	0.40	0.29		0.48	0.44	0.6		0.33	
Eu	0.24	0.35	0.27	0.16	0.09		0.13	0.11	0.16		0.1	
Gd	0.95	1.41	1.09	0.62	0.50		0.76	0.74	1		0.45	
Tb	0.15	0.22	0.19	0.11	0.09		0.15	0.14	0.18		0.08	
Dy	1.2	1.81	1.30	0.77	0.61		1.07	1.01	1.4		0.52	
Ho	0.26	0.43	0.29	0.17	0.14		0.23	0.22	0.31		0.11	
Er	0.78	0.96	0.86	0.48	0.47		0.73	0.65	0.97		0.35	
Tm	0.11	0.18	0.13	0.07	0.07		0.12	0.09	0.15		0.05	
Yb	0.77	1.11	0.84	0.50	0.46		0.75	0.62	0.99		0.34	
Lu	0.11	0.19	0.14	0.08	0.07		0.12	0.1	0.16		0.06	
CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.0	0.8	0.8	0.7	0.4	0.6	0.8	0.3	0.5	0.5	0.9	1.5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	17.7	16.7	15.9	17.8	18.3	18.8	19.2	18.1	18.5	16.7	14.2	20.4
(La/Sm) <sub>N</sub>	0.54	0.78	0.75	0.59	0.59		0.55	0.52	0.63		0.69	
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1.00	1.02	1.05	1.01	0.87		0.82	0.96	0.82		1.07	
Eu/Eu*	1.01	0.96	0.91	1.11	0.74		0.76	0.74	0.73		0.83	
(Nb/La) <sub>N</sub>	0.78	0.83	0.85	1.05	1.21		1.10	1.13	0.98		0.81	
Zr/Zr*	1.1	1.0	0.9	1.0	1.2		0.7	0.9	1.0		0.7	
Hf/Hf*	1.1	0.9	0.9	0.9	1.1		0.8	1.0	1.2		0.9	

Notes : (a) element concentrations normalized to 100 % on an anhydrous basis.

(b) Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (t) - total iron as Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

TABLE 4 (continued)

Location Sample	TEXMONT										
	T8	T9	T10	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	Dolomite vein
	First Flow			Second Flow							
Texture	Cumulate	Cumulate	Cumulate	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Cumulate	Cumulate	
SiO <sub>2</sub>	46.28	46.23	45.73	49.55	48.75	45.55	45.10	44.44	54.25	47.92	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.39	2.95	2.46	6.90	7.78	8.59	8.25	8.93	3.91	3.09	0.04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	8.16	7.04	6.17	10.20	11.35	11.50	11.40	12.03	8.18	7.21	2.48
MnO	0.12	0.14	0.16	0.17	0.14	0.19	0.19	0.19	0.08	0.13	0.38
MgO	35.72	34.00	31.80	27.44	28.48	27.19	26.39	26.60	30.24	31.86	21.56
CaO	5.61	8.86	12.73	5.28	2.92	6.21	7.72	7.04	3.01	8.92	31.27
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
TiO <sub>2</sub>	0.18	0.16	0.14	0.29	0.42	0.42	0.42	0.43	0.20	0.17	0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.03
(H <sub>2</sub> O)	8.03	7.20	3.97	6.28	6.78	6.71	6.50	6.52	5.51	4.27	-
(CO <sub>2</sub> )	4.88	7.20	13.88	1.74	0.88	2.86	4.04	3.06	2.73	10.97	-
Co	87	85	68	100	110	106	103	102	91	83	-
V	64	59	52	137	153	163	160	164	75	65	-
Ni	1962	2010	1776	1253	1330	1154	1029	1254	1939	1901	0.02
Cr	1672	1755	1388	2454	2811	2808	2713	2954	1713	1668	0.06
Ca	3	3	2	8	8	9	8	9	5	3	-
Cu	11	10	12	17	66	41	11	26	24	13	-
Zn	40	57	34	73	72	72	69	70	48	39	-
Rb	0.67	0.65	0.30	1.17		1.11		0.89	0.55	0.24	0.04
Sr	193	316	755	90.1	46.0	143	170	122	80.5	431	495
Y	3.01	3.72	3.67	4.69		5.51		6.67	3.97	3.36	4.85
Zr	0.7	1.2	0.4	9.2		6.7		5.9	0.8	0.3	1.3
Nb	0.20	0.24	0.20	0.32		0.46		0.45	0.25	0.21	0.07
Cs	0.48	0.52	0.24	0.64		0.69		0.54	0.40	0.15	0.01
Ba	3.65	5.76	3.27	2.30		2.29		2.14	1.09	1.62	3.22
Hf	0.04	0.05	0.03	0.29		0.27		0.26	0.03	0.01	0.01
Ta	0.006	0.010	0.006	0.008		0.010		0.011	0.005	0.005	-
Pb	3.13	6.95	4.88	1.24		0.92		0.69	0.93	1.24	1.35
Th	0.02	0.02	0.01	0.02		0.03		0.04	0.02	0.01	0.01
U	0.006	0.004	0.003	0.007		0.010		0.010	0.006	0.003	0.00
La	0.19	0.4	0.82	0.64		0.39		0.46	0.31	0.24	1.04
Ce	0.52	0.74	1.34	1.58		1.12		1.48	0.88	0.49	2.37
Pr	0.09	0.12	0.19	0.24		0.2		0.27	0.16	0.08	0.37
Nd	0.58	0.7	0.95	1.25		1.11		1.51	0.98	0.48	1.59
Sm	0.24	0.28	0.35	0.48		0.48		0.66	0.45	0.22	0.47
Eu	0.07	0.14	0.38	0.09		0.13		0.14	0.11	0.22	0.9
Cd	0.38	0.45	0.5	0.66		0.69		0.9	0.59	0.39	0.63
Tb	0.07	0.08	0.09	0.12		0.13		0.18	0.11	0.07	0.11
Dy	0.51	0.59	0.59	0.86		0.98		1.27	0.71	0.53	0.72
Ho	0.11	0.13	0.12	0.18		0.21		0.26	0.14	0.12	0.15
Er	0.35	0.41	0.38	0.56		0.68		0.82	0.41	0.37	0.47
Tm	0.05	0.06	0.05	0.08		0.11		0.13	0.06	0.06	0.08
Yb	0.37	0.42	0.34	0.58		0.77		0.85	0.39	0.37	0.43
Lu	0.06	0.06	0.05	0.09		0.13		0.15	0.06	0.06	0.06
CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.6	3.0	5.2	0.8	0.4	0.7	0.9	0.8	0.8	2.9	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	19.1	18.9	17.9	23.8	18.4	20.4	19.4	20.7	19.4	18.2	
(La/Sm) <sub>N</sub>	0.50	0.90	1.80	0.84		0.51		0.44	0.43	0.69	1.39
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	0.83	0.87	1.19	0.92		0.72		0.86	1.22	0.85	1.18
Eu/Eu*	0.82	1.39	2.78	0.53		0.83		0.62		2.99	4.63
(Nb/La) <sub>N</sub>	1.20	0.68	0.23	0.57		1.33		1.10	0.93	0.96	0.08
Zr/Zr*	0.1	0.2	0.0	0.8		0.6		0.4	0.1	0.1	0.1
Hf/Hf*	0.3	0.3	0.1	0.9		0.9		0.7	0.1	0.1	0.0

TABLE 4 (continued)

Formation Sample	WELTEVREDEN			MENDON						
	SA355-1	SA412-8	SA412-9	SA107-1	SA107-3	SA107-6B	SA107-7	SA107-8	SA107-10	SA107-11
Texture	One Flow			Different Flows						
	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Spinifex
SiO <sub>2</sub>	54.05	55.15	53.86	52.46	59.56	49.73	53.72	48.96	53.15	55.91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.14	10.40	10.15	7.17	8.22	6.51	7.19	6.87	7.45	7.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	11.48	10.44	12.00	13.80	7.35	15.06	13.09	15.70	13.07	10.40
MnO	0.17	0.18	0.19	0.23	0.20	0.25	0.19	0.25	0.23	0.19
MgO	10.71	13.09	10.66	16.36	8.44	15.80	13.12	15.38	12.92	11.11
CaO	9.12	7.18	8.95	9.39	11.10	10.93	9.43	11.09	9.95	10.88
Na <sub>2</sub> O	3.77	2.91	3.61	1.11	4.84	0.86	2.16	0.86	2.10	3.22
K <sub>2</sub> O	0.06	0.06	0.06	0.08	0.14	0.07	0.23	0.04	0.30	0.11
TiO <sub>2</sub>	0.44	0.44	0.44	0.69	0.65	0.65	0.76	0.69	0.73	0.70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.05	0.04	0.08	0.12	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07
(H <sub>2</sub> O)	1.63	3.19	1.87	2.98	0.54	2.77	2.12	2.97	2.20	1.07
Cr	620	935	567	1486	-	1726	991	1909	939	889
Rb	2.30	0.92	0.76	1.78	0.97	2.49	1.61	1.16	3.37	2.25
Sr	18.1	41.3	25.3	27.3	49.3	17.1	55.1	18.1	63.2	33.0
Y	10.35	12.73	8.74	15.83	12.68	13.61	13.71	16.92	14.38	13.27
Zr	21.1	32.4	19.8	46.5	39.6	40.4	49.0	43.8	44.8	42.6
Nb	0.81	1.32	0.94	2.21	1.84	1.89	2.44	2.25	2.47	2.39
Cs	0.77	1.02	0.34	0.85	0.04	0.66	0.37	0.56	0.28	0.17
Ba	8.15	22.5	12.0	15.9	45.4	16.5	217	22.8	247	57.9
Hf	0.55	0.79	0.49	1.12	0.95	0.99	1.15	1.05	1.07	1.07
Ta	0.018	0.030	0.010	0.048	0.037	0.040	0.040	0.030	0.040	0.030
Pb	0.25	0.56	0.38	0.28	2.13	0.34	0.09	0.14	0.12	0.82
Th	0.08	0.32	0.07	0.49	0.23	0.46	0.27	0.25	0.27	0.29
U	0.013	0.062	0.020	0.090	0.042	0.081	0.040	0.050	0.060	0.040
La	0.99	2.59	0.84	3.63	3.81	3.67	3.44	2.58	3.59	4.11
Ce	2.86	6.49	2.52	9.81	9.36	9.95	9.77	6.97	8.96	9.79
Pr	0.47	0.88	0.4	1.32	1.27	1.33	1.32	1.17	1.25	1.33
Nd	2.37	4.14	2.14	6.61	6.05	6.3	6.56	6.01	5.95	6.24
Sm	0.89	1.21	0.83	2.07	1.67	1.82	2.08	2.1	1.97	1.91
Eu	0.39	0.45	0.33	0.71	0.65	0.66	0.67	0.75	0.65	0.66
Gd	1.37	1.58	1.19	2.52	2.12	2.22	2.45	2.71	2.37	2.25
Tb	0.24	0.28	0.19	0.44	0.36	0.38	0.36	0.41	0.35	0.33
Dy	1.78	1.89	1.54	2.68	2.26	2.39	2.56	3.03	2.54	2.45
Ho	0.38	0.43	0.33	0.56	0.48	0.51	0.54	0.64	0.54	0.5
Er	1.15	1.24	1.04	1.61	1.33	1.41	1.5	1.85	1.57	1.38
Tm	0.18	0.18	0.15	0.23	0.18	0.2	0.2	0.24	0.21	0.19
Yb	1.12	1.23	0.97	1.44	1.23	1.29	1.35	1.49	1.44	1.29
Lu	0.17	0.2	0.14	0.22	0.19	0.2	0.18	0.22	0.19	0.19
CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.9	0.7	0.9	1.3	1.3	1.7	1.3	1.6	1.3	1.5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	23.2	23.9	23.1	10.4	12.6	10.0	9.5	9.9	10.2	10.6
(La/Sm) <sub>N</sub>	0.68	1.31	0.62	1.07	1.39	1.23	1.01	0.75	1.11	1.31
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	0.98	1.03	0.99	1.41	1.39	1.38	1.46	1.46	1.32	1.40
Eu/Eu*	1.15	0.90	1.15	0.87	0.92	0.87	0.84	0.99	0.88	0.88
(Nb/La) <sub>N</sub>	0.87	0.59	1.04	0.68	0.57	0.57	0.68	0.85	0.70	0.60
Zr/Zr*	1.0	1.0	1.0	0.9	0.9	0.8	0.9	0.9	0.9	0.9
Hf/Hf*	1.0	0.9	0.9	0.8	0.8	0.7	0.8	0.7	0.8	0.8

TABLE 4 (continued)

Formation Sample	KOMATI										
	SA166-1	SA229-2	SA229-3	SA229-5	B12	B14	B15	B20	B13	B8	B21
	SA Flow				Stuart's flow			Other Flow			
Texture	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Cumulate	Spinifex	Spinifex	Cumulate	Spinifex	Spinifex	Spinifex	Spinifex
SiO <sub>2</sub>	47.25	47.53	47.24	48.96	46.95	47.69	46.11	47.74	48.13	56.67	47.38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.94	4.86	4.69	3.02	4.43	4.32	2.98	4.33	4.12	5.75	4.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	12.45	11.37	13.26	13.83	13.21	12.86	11.78	12.96	12.61	11.96	12.53
MnO	0.20	0.22	0.19	0.15	0.20	0.19	0.20	0.21	0.19	0.19	0.19
MgO	22.35	20.69	21.90	23.21	26.79	26.13	33.92	26.82	26.33	12.17	28.77
CaO	11.88	14.56	11.93	10.27	7.89	8.24	4.70	7.35	8.14	10.14	6.63
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.10	0.00	0.10	0.05	2.51	0.04
K <sub>2</sub> O	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01
TiO <sub>2</sub>	0.51	0.54	0.52	0.33	0.43	0.43	0.30	0.42	0.38	0.57	0.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.05	0.05	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.04	0.03
(H <sub>2</sub> O)	6.06	3.95	4.60	4.51	5.69	5.09	8.76	5.66	5.36	0.98	6.47
Cr	2146	1960	2237	2321	2364	2427	1942	2451	2373	1356	2346
Rb	0.24	1.87	0.94	0.41	0.52	1.16	0.29	1.06	-	0.27	-
Sr	30.4	10.7	11.1	14.2	36.9	34.3	20.1	27.7	35.0	38.7	25.8
Y	9.68	9.92	8.54	6.57	8.92	8.71	5.93	7.45	7.43	10.74	6.45
Zr	28.6	27.3	24.2	14.9	26.0	23.1	17.2	25.5	23.3	34.5	24.7
Nb	1.47	1.84	1.73	0.89	1.43	1.48	0.83	2.13	2.12	1.38	1.07
Cs	0.47	0.64	0.54	0.26	0.40	0.49	0.15	0.00	-	0.03	-
Ba	5.27	4.10	18.4	4.07	5.52	7.03	13.3	17.0	59.4	12.5	32.2
Hf	0.73	0.68	0.63	0.43	0.63	0.62	0.46	-	-	0.93	-
Ta	0.034	0.030	0.030	0.019	0.030	0.033	0.021	-	-	0.032	-
Pb	0.34	0.29	0.09	0.32	0.15	0.18	-	-	-	-	-
Th	0.16	0.16	0.15	0.09	0.16	0.15	0.08	2.13	0.00	0.20	-
U	0.025	0.030	0.030	0.017	0.026	0.026	-	-	-	-	-
La	2.21	2.26	1.96	1.21	1.61	1.67	1.21	-	-	2.23	-
Ce	5.99	6.76	5.73	3.62	5.06	5.22	3.62	-	-	6.59	-
Pr	0.88	0.94	0.78	0.53	0.76	0.75	0.46	-	-	0.88	-
Nd	4.22	4.8	4	2.82	3.87	4.02	2.56	-	-	4.68	-
Sm	1.29	1.54	1.27	0.94	1.19	1.26	0.83	-	-	1.6	-
Eu	0.55	0.56	0.46	0.29	0.39	0.35	0.31	-	-	0.56	-
Gd	1.77	1.78	1.49	1.16	1.45	1.42	1.07	-	-	1.91	-
Tb	0.29	0.26	0.22	0.2	0.25	0.25	0.19	-	-	0.35	-
Dy	1.8	1.85	1.63	1.21	1.51	1.55	1.18	-	-	2.27	-
Ho	0.37	0.39	0.34	0.26	0.33	0.33	0.25	-	-	0.48	-
Er	1.03	1.08	0.93	0.66	0.93	0.92	0.68	-	-	1.22	-
Tm	0.14	0.14	0.13	0.1	0.13	0.13	0.1	-	-	0.18	-
Yb	0.97	0.97	0.86	0.64	0.86	0.83	0.61	-	-	1.15	-
Lu	0.14	0.13	0.12	0.1	0.13	0.13	0.11	-	-	0.19	-
CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.4	3.0	2.5	3.4	1.8	1.9	1.6	1.7	2.0	1.8	1.6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	9.7	8.9	9.1	9.2	10.4	9.9	10.0	10.4	10.8	10.1	10.1
(La/Sm) <sub>N</sub>	1.05	0.89	0.94	0.79	0.82	0.81	0.88	-	-	0.85	-
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1.46	1.47	1.39	1.46	1.36	1.37	1.41	-	-	1.34	-
Eu/Eu*	1.05	0.96	0.94	0.78	0.82	0.72	0.93	-	-	0.89	-
(Nb/La) <sub>N</sub>	0.74	0.76	0.83	0.78	0.92	0.92	0.87	-	-	0.79	-
Zr/Zr*	0.9	0.7	0.7	0.6	0.8	0.7	0.8	-	-	0.9	-
Hf/Hf*	0.8	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7	0.8	-	-	0.9	-



Table 5  
Nd isotopic compositions of whole rocks

Sample	Texture	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma_m$	$\epsilon\text{Nd}(T)$
<b>Alexo flow</b>							
M 675	Spinifex	0.682	1.967	0.2096	0.513048	6	+3.5
M 676	Spinifex	0.934	2.685	0.2103	0.513057	6	+3.5
M 713	Cumulate	0.236	0.601	0.2380	0.513407	9	+0.7
M 712	Cumulate	0.357	0.932	0.2320	0.513418	5	+2.9
<b>Texmont flows</b>							
<b>First flow</b>							
T2	Spinifex	0.447	1.128	0.2396	0.513530	9	+2.5
T3	Spinifex	0.406	1.116	0.2199	0.513170	8	+2.3
T4	Spinifex	0.489	1.296	0.2283	0.513444	5	+4.7
T5	Spinifex	0.487	1.201	0.2454	0.513466	5	-0.8
T6	Spinifex	0.318	0.824	0.2335	0.513180	5	-2.2
T7	Cumulate	0.396	0.988	0.2426	0.513556	6	+1.9
T8	Cumulate	0.228	0.520	0.2658	0.513947	6	+1.5
T9	Cumulate	0.229	0.579	0.2397	0.513583	5	+3.5
T10	Cumulate	0.287	0.908	0.1913	0.512766	5	+4.4
<b>Second flow</b>							
A2	Spinifex	0.430	1.154	0.2253	0.513363	7	+4.2
A3	Spinifex	0.433	1.185	0.2211	0.513196	5	+2.4
A4	Spinifex	0.429	1.043	0.2486	0.514012	5	+8.8
A5	Spinifex	0.650	1.687	0.2331	0.513617	5	+6.4
A6	Spinifex	0.613	1.508	0.2456	0.513794	5	+5.5
A7	Cumulate	0.356	0.816	0.2641	0.513520	5	-6.2
<b>Weltevreden flow</b>							
SA355-1	Spinifex	0.824	2.258	0.2205	0.513238	5	+1.7
SA412-8	Spinifex	1.243	4.358	0.1724	0.512194	8	+1.6
SA412-9	Spinifex	0.947	2.509	0.2282	0.513407	5	+1.7
<b>Mendon Formation</b>							
SA 107-1	Spinifex	2.049	7.011	0.1767	0.512272	6	+1.4
SA 107-6	Spinifex	2.081	6.604	0.1905	0.512472	7	-0.6
SA107-6b	Spinifex	1.886	6.566	0.1737	0.512166	6	+0.6
SA107-7	Spinifex	2.206	7.227	0.1846	0.512434	5	+1.2
SA107-8	Spinifex	2.107	6.442	0.1978	0.512560	5	-2.0
SA107-10	Spinifex	2.026	6.495	0.1885	0.512564	4	+2.0
SA107-11	Spinifex	2.040	6.859	0.1798	0.512365	6	+1.9
<b>Komati Formation</b>							
<b>First flow</b>							
SA166-1	Spinifex	1.392	4.532	0.1857	0.512412	5	+0.7
SA229-2	Spinifex	1.606	5.259	0.1846	0.512453	6	+1.8
SA229-3	Spinifex	1.329	4.290	0.1873	0.512508	5	+1.7
SA229-5	Cumulate	0.947	2.956	0.1936	0.512630	6	+1.2
<b>Stuart's flow</b>							
B13	Spinifex	1.083	3.654	0.1792	0.512263	4	+0.5
B14	Spinifex	1.241	4.169	0.1800	0.512287	5	+0.6
B15	Cumulate	0.741	2.467	0.1817	0.512376	5	+1.6
B21	Spinifex	1.060	3.577	0.1792	0.512265	6	+0.6
<b>Other flow</b>							
B20	Spinifex	3.147	10.873	0.1750	0.512249	6	+2.1
B8	Spinifex	1.537	4.879	0.1904	0.512521	5	+0.5
B8	Spinifex	1.557	4.897	0.1923	0.51256	5	+0.5

Nd isotope analyses are fractionation-corrected to  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  and reported relative to a measured  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  on the LaJolla Nd standard of  $0.511822 \pm 29$  ( $2\sigma$ ) for 24 separate runs. Initial Nd isotopes compositions are calculated at  $T = 2.7$  Ga for Abitibi belt komatiites (Texmont and Alexo), at  $T = 3.3$  Ga for komatiitic basalts from the Barberton belt (Mendon and Weltevreden Formation) and at  $T = 3.45$  Ga for komatiites from the Komati Formation.

Table 6  
Nd isotopic results for primary and secondary minerals.

Ech.	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma$	$\epsilon\text{Nd}(T)$
<u>Alexo</u>						
Px M668 (A)	0.903	2.230	0.2448	0.513655	5	+3.1
Px M668 (B)	0.677	1.561	0.2624	0.514000	6	+3.8
<u>Texmont</u>						
Dolomite	0.446	1.488	0.1812	0.512488	6	+2.5
<u>Weltevreden Formation</u>						
Px 355-1 (A)	0.730	1.895	0.2330	0.513533	5	+2.0
Px 355-1 (B)	0.725	1.878	0.2334	0.513564	6	+2.5
<u>Mendon Formation</u>						
Px 107-6B (A)	0.910	2.290	0.2404	0.513624	5	+0.7
Px 107-6B (B)	0.989	2.970	0.2013	0.512749	5	+0.2
<u>Komati Formation</u>						
Actinotite B8	1.031	2.962	0.2105	0.513009	5	+1.1
Albite-rich matrix B8	1.647	5.378	0.1851	0.512379	6	+0.2

Pyroxenes from Alexo (Px M668) and Barberton (Weltevreden. Px SA355-1 and Mendon, PXSA107-6B), carbonate from Texmont, amphibole and plagioclase-rich matrix from the Komati Formation (sample B8). Pyroxenes have been duplicated and analysed on two separated fractions. Results from the La Jolla Nd standard for 24 separate runs yielded  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511822 \pm 29 (2\sigma)$ . Initial Nd isotopes compositions are calculated at  $T = 2.7$  Ga for minerals from the Abitibi belt (Texmont and Alexo), at  $T = 3.3$  Ga for pyroxenes from the Mendon and Weltevreden Formations and at  $T = 3.45$  Ga for secondary minerals the Komati Formation.

**Nd ISOTOPES AND TRACE ELEMENTS IN KOMATIITES:  
MANTLE SOURCE COMPOSITIONS AND ELEMENT MOBILITY**

Submitted to Nature

Lahaye<sup>1,2</sup>, Y., Arndt<sup>1</sup>, N.T., Chauvel<sup>1</sup>, C., Fourcade<sup>1</sup>, S., Gruau<sup>1</sup>, G. and Byerly, G.<sup>3</sup>

1 Géosciences, Université de Rennes, 35042 Rennes cédex, France

2 Département de Géologie, Université de Montréal, C.P. 6128, Montréal, Québec H3C 3J7, Canada

3 Department of Geology and Geophysics, Louisiana State University, Baton Rouge, LA 70803, USA.

**Komatiites** are commonly used to infer the composition and evolution of the Archean mantle but these rocks are invariably hydrothermally altered or metamorphosed. The rare earth (REE) and high-field-strength elements (HFSE), which provide information about mantle source compositions and melting processes<sup>(1-4)</sup> and include the important isotope systems Sm-Nd and Lu-Hf, are normally assumed to be immobile during metamorphism. We report here geochemical and isotopic data for variably altered komatiite flows from two well-studied greenstone belts: the 2.7 Ga Abitibi belt in Canada and the 3.2-3.5 Ga Barberton belt in South Africa. Nd isotopic data from magmatic pyroxene provide evidence for a mantle plume source of komatiites with composition distinct from that of basalt from the greenstone belts. Trace element and Nd isotopic data from multiple samples from individual flows document wide-scale disturbance of the Nd isotope system and demonstrate that non-chondritic ratios of REE and HFSE may result from alteration.

The Alexo komatiitic flow in the Abitibi belt<sup>5</sup> is not greatly affected by metamorphism and hydrothermal circulation and retains spinifex textures and primary minerals such as olivine and pyroxene. In contrast, another suite of Abitibi komatiites, sampled in drill core from the Texmont mine<sup>6</sup>, is highly carbonatized and retains no magmatic minerals, although volcanic textures are still preserved. From the Onverwacht group in Barberton belt, South Africa, we sampled komatiitic basalts from a single flow in the Weltevreden Formation ( $3298 \pm 6$  Ma<sup>7</sup> to  $3259 \pm 5$  Ma<sup>8</sup>), basalts from the Mendon Formation ( $3298 \pm 6$  Ma<sup>7</sup>), and basalts and komatiites from two flows in the Komati Formation ( $3472 \pm 5$  Ma<sup>9</sup>). Here the degree of alteration varies greatly. Some samples are moderately well preserved, with up to 20% primary clinopyroxene; others are recrystallized to low-grade metamorphic assemblages. Petrology and chemical compositions of all suites are discussed elsewhere<sup>(10, 11)</sup>.

Nd isotope analyses of separated minerals and whole rocks are presented in Tables 1 and 2. Whole rock samples of Alexo komatiite have  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  values from +3.5 to +0.6<sup>(5, 12)</sup>, a variation far smaller than in Texmont komatiites in which values range from +8.8 to -6.2 (Table 2, Figs. 1 and 2). In both regions, there is a peak at  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) \sim +2.5$ , a value they share with secondary carbonate from the Texmont flows, and with a wide variety of rocks from throughout the Abitibi belt<sup>(13-15)</sup>. The same value ( $+2.49 \pm 0.27$ ) was also obtained by Machado et al<sup>16</sup> for cumulus pyroxenes from layered mafic-ultramafic flows and sills derived from liquids of essentially basaltic composition.

Two pyroxene fractions separated from a coarse spinifex-textured sample of Alexo komatiite have higher  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  values, of +3.1 and +3.8. We attribute the lower value to the presence of a small proportion of secondary LREE-rich sphene in the pyroxene concentrate, and suggest that the higher value is the best measure of the magma composition. Oxygen isotopic compositions (Table 1) confirm the fresh character of the magmatic minerals. Analyses of Alexo pyroxene and olivine (Table 1) give an identical  $\delta^{18}\text{O}$  value of +5.15‰. Assuming that isotopic fractionation between minerals and magmas are smaller than in basaltic systems as a result of higher eruption temperature, these values are consistent with a  $\delta^{18}\text{O}$  for komatiite magma close to that of modern oceanic mantle.

The  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  value of +3.8 is one of the highest in the Abitibi belt. The only comparable result is from komatiites from Newton Township, which have  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  between  $\sim +2.5$  and +4.0<sup>(17, 18)</sup>. It thus appears that the Abitibi komatiites had an  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  slightly higher than the value of  $\sim +2.5$  that characterizes pyroxene from basaltic magmas<sup>16</sup>. The  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  difference between Abitibi komatiites and basalts can be interpreted in terms of source differences. According to Campbell et al<sup>19</sup>, komatiites may form by melting in the hot central conduit of a mantle plume whereas basalts form in the cooler plume head.

Whole rock samples from Barberton komatiites have a wide range of  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ , from +2.2 to -2, and magmatic pyroxene from the Weltevreden Formation has  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +2.2$ . A relatively low oxygen isotopic ratio for this pyroxene ( $\delta^{18}\text{O} = +4.7\text{‰}$ ) suggests that some of this variation may be due to assimilation of possibly older hydrothermally altered crust<sup>(20, 21)</sup>. Magmatic pyroxene could not be separated from Komati Formation komatiites and in the absence of these data we cannot establish whether they had still higher  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  values. However slightly altered samples from Schapenburg<sup>22</sup> have  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  around +2.5, a value like that of the pyroxenes. The new result confirms the existence of moderately depleted sources in the early Archean mantle<sup>(4, 23)</sup>. By contrast secondary minerals such as

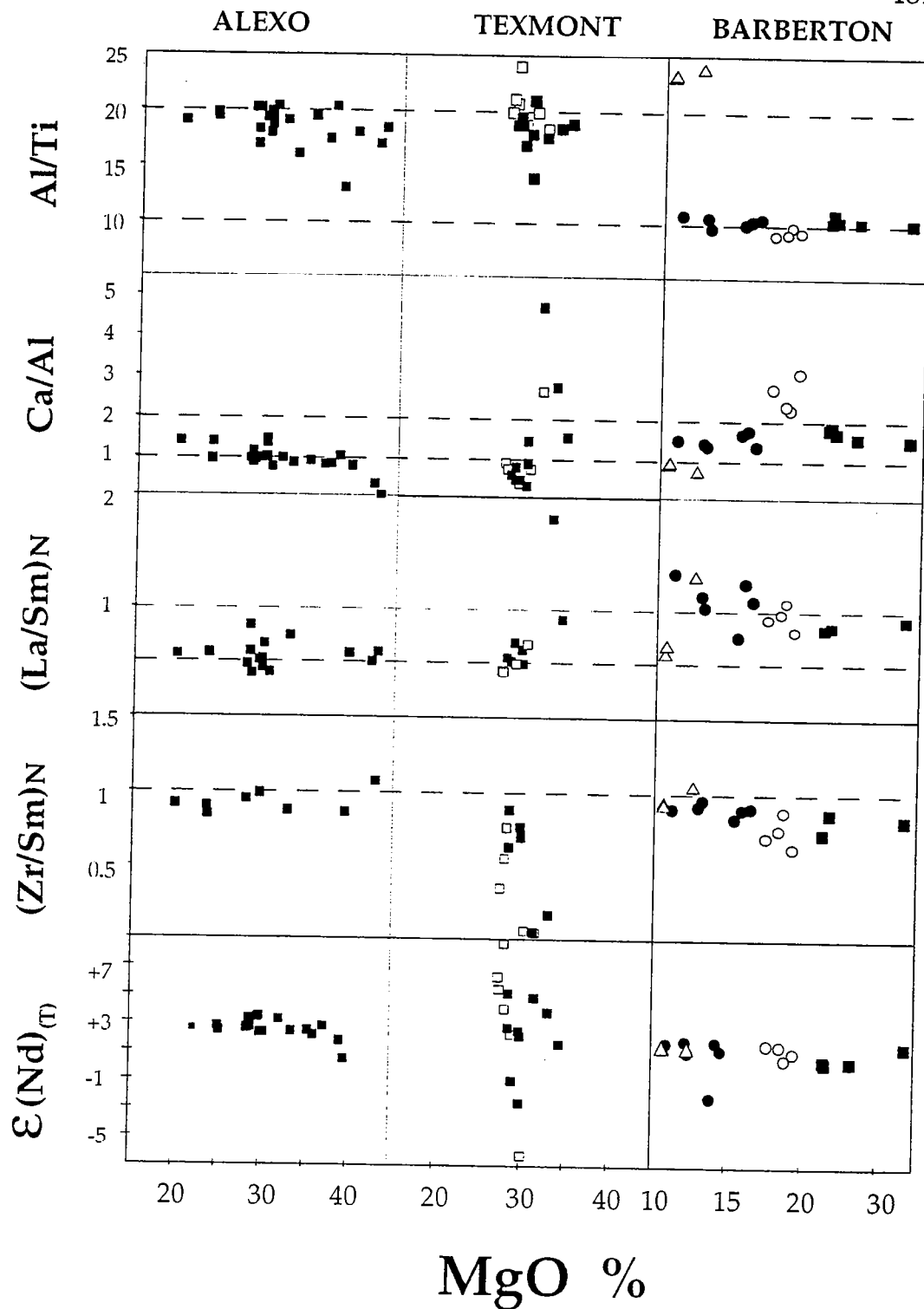


FIG. 1: Major- and trace- element data for komatiites and basalts from Abitibi and Barberton.  $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$  and  $(\text{Zr}/\text{Sm})_{\text{N}}$  ratios are normalized to primitive mantle values<sup>33</sup>. (■) - samples from Alexo; (■, □) - Texmont; (Δ) - Weltevreden Formation basalts; (●) - Mendon Formation basalts; (○; ■) - Komati Formation komatiites. Each symbol identifies a single flow.

amphibole and altered plagioclase-rich matrix give lower  $\epsilon_{\text{Nd}(T)} \sim +0.5$  (Table 1) identical to the average whole-rock value<sup>(20, 24)</sup>.

Table 2 presents ratios of trace elements measured by ICP-MS. In komatiites, element mobility during alteration and metamorphism is readily recognized because olivine is the only major fractionating phase<sup>25</sup>. Ratios of elements incompatible with olivine should therefore be constant in samples from individual flows. In the relatively fresh parts of the Alexo komatiite, ratios of most major and trace elements vary only slightly, and only elements such as the alkalis show large scatter in variation diagrams. However, in more altered parts in the flow (olivine cumulates and an isolated rodingitized zone) there are significant variations of Nb/La, Zr/Sm and La/Sm. The mobility of LREE is particularly significant because the variation of Sm/Nd allows a Nd isochron to be defined ( $2726 \pm 98\text{Ma}$ ,  $\text{MSWD} = 10.7$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}(T)} = 2.6 \pm 0.5$ <sup>12</sup>). The age agrees with a U-Pb zircon age of underlying felsic volcanics ( $2.725 \pm 2$ <sup>26</sup>), indicating that the REE were mobile either during sea-floor hydrothermalism, or during slightly younger regional metamorphism at 2680 Ma<sup>27</sup>.

The difference in  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  between magmatic pyroxenes (+3.8 in Abitibi; +2.2 in Barberton) and whole-rock komatiite samples (+2.5 in Abitibi; +0.5 in Barberton) or secondary minerals can thus be explained by isotopic exchange during water/rock interaction. The fluids that affected the alteration apparently inherited their Nd isotopic composition from the surrounding, largely basaltic, volcanic pile (+2.5 in Abitibi and +0.5 in Barberton) and transmitted this composition to the komatiites. The scatter of  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  in the komatiites (Fig. 2) may be due to incomplete interaction, or to later perturbation of the Sm-Nd system, evidence of which is found in isotopic systems such as Ar-Ar and Rb-Sr throughout the Abitibi<sup>(27)</sup> and Barberton<sup>(28,22)</sup>.

In the carbonated Texmont komatiites and variably altered Barberton samples, the spectrum of apparently mobile major and trace elements is larger and extends to most of the REE and HFSE. Ratios such as Ca/Al, Al/Ti, Zr/Sm and La/Sm vary widely even within individual flows (Table 2, Figs. 1 and 3). Xie et al<sup>3</sup> have recently suggested that non-chondritic HFSE/REE ratios in komatiites from other parts of the Abitibi belt provide evidence for the fractionation of high-pressure minerals, particularly perovskite, during the formation of komatiite magmas. On the basis of our observations, we prefer to explain these ratios by mobility of these elements during alteration, perhaps augmented by analytical problems<sup>29</sup>. This interpretation is supported by correlations between Zr/Sm or Nb/La of the komatiites and indices of alteration such as CO<sub>2</sub> contents, as discussed by Lahaye et al<sup>30</sup>.

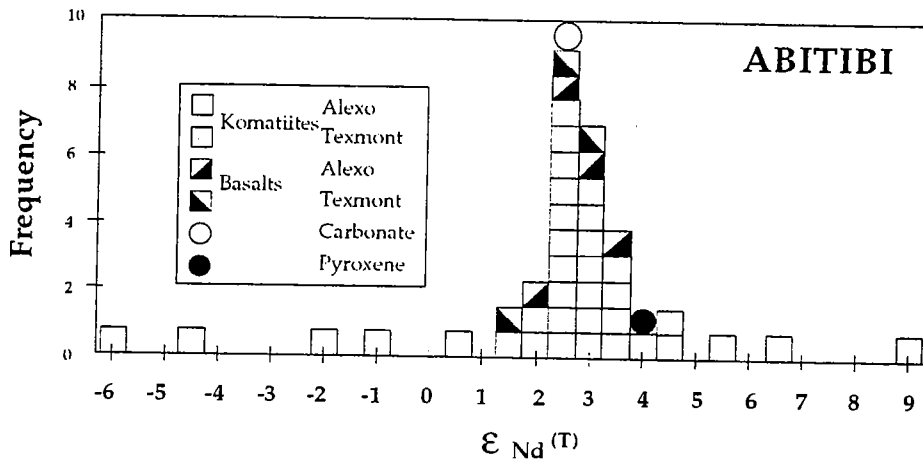


FIG. 2:  $\epsilon_{Nd}(T)$  histogram for komatiites, basalts and separated minerals from Texmont and Alexo. The pyroxene  $\epsilon_{Nd}(T)$  value of +3.8 is believed to represent that of the komatiite magma; the peak of whole-rock samples at  $\sim +2.5$  represents a composition inherited by komatiites from surrounding greenstones during hydrothermal circulation.

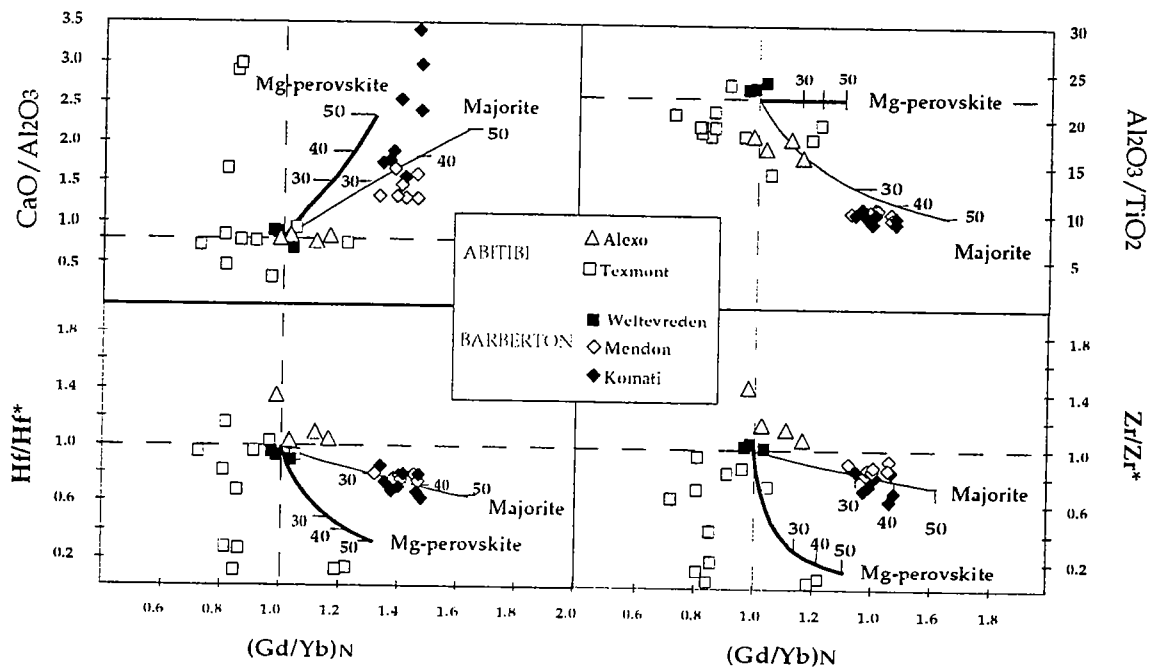


FIG. 3: Element correlations in komatiites and basalts from the Abitibi and Barberton belts. Majorite and Mg-perovskite trends were calculated assuming batch melting and using the partition coefficients of Kato et al <sup>1</sup> and Othani et al <sup>2</sup>. Numbered ticks give percentages of partial melting. Hf/Hf\* and Zr/Zr\* are expressed as normalized values and calculated by using adjacent REE (Nd and Sm) in the incompatibility sequence of elements in MORB. Major changes in Hf/Hf\* and Zr/Zr\* are present in individual Texmont komatiite flows and do not coincide with the perovskite trend. These are due to HFSE mobility during alteration. Smaller variations in the Barberton samples correlate with the other element ratios and are attributed to residual majorite during partial melting.

In better-preserved komatiites from the Barberton belt, the Al-depletion that typifies this type of komatiite correlates with relative depletion in Zr and Hf (Fig. 3). We explain these variations by majorite fractionation, as do Xie et al<sup>3</sup>.

The susceptibility of komatiites to alteration is influenced by three factors: (a) *The nature of the circulating fluid.* The greater mobility of trace elements in the Texmont flows may be related to the circulation of carbonate-rich fluids, which are capable of stabilizing REE and HFSE in carbonate complexes<sup>(31, 32)</sup>. The hydrous fluids that altered the Alexo komatiite had less pronounced effects. (b) *Initial trace-element concentrations.* Low concentrations in komatiites, particularly in the olivine cumulates, renders them especially susceptible to alteration.

(c) *Primary and secondary mineralogy.* In komatiites most of the incompatible trace elements are confined to volcanic glass. The secondary assemblage produced by devitrification and hydration depends on the nature of the rock and the intensity of alteration. In little altered samples from the Alexo flow top, glass alters to an assemblage that includes sphene<sup>12</sup> or epidote. These minerals contain sites for the REE and HFSE elements, and these elements are immobilized during water-rock interaction. In the more altered Alexo cumulates and the Texmont komatiites, the secondary assemblages do not include minerals capable of accommodating the trace elements, and this contributes to their mobility. In basalts, trace elements are concentrated in more resistant phases such as pyroxene and plagioclase, thus explaining the reduced scatter of  $\epsilon_{Nd}(T)$  in the basalts plotted in Fig. 2.

To conclude, our results show that the primary isotopic and trace-element compositions of komatiites can reliably be inferred only from primary minerals and from very well preserved whole rocks because of the mobility of HFSE and REE in hydrothermal fluids. The pyroxene compositions indicate a komatiite source in a mantle plume, with composition distinct from that of ambient upper mantle.



## References

1. Kato, T., Ringwood, A.E. & Irifune, T. *Earth Planet. Sci. Lett.* **90**, 65-68 (1988).
2. Ohtani, E., Kawabe, I., Moriyama, J. & Y., N. *Contrib. Mineral. Petrol.* **103**, 263-269 (1989).
3. Xie, Q., Kerrich, R. & Fan, J. *Geochim. Cosmochim. Acta* **57**, 4111-4118 (1993).  
Xie, Q. & Kerrich, R. *J. Geophys. Res.* **99**, 15799-15812. McCuaig, T.C., Kerrich, R. & Xie, Q. *Earth Planet. Sci. Lett.* **124**, 221-239 (1994).
4. Bennet, V.C., Nutman, A.P. & McCulloch, M.T. *Earth Planet. Sci. Lett.* **119**, 299-317 (1993).
5. Dupré, B., Chauvel, C. & Arndt, N.T. *Geoch. Cosmochim. Acta* **48**, 1965-1972 (1984).
6. Barnes, S.J. *Lithos* **18**, 241-270 (1985).
7. Byerly, G.R. *Eos (Trans. Amer. Geophys. Union)* **74**, 660 (1993).
8. Kröner, A. & Tegtmeier, A. *Prec. Res.* **67**, 109-139 (1994).
9. Armstrong, R.A., Compston, W., DeWitt, M.J. & Williams, I.S. *Earth Planet. Sci. Lett.* **101**, 90-106 (1990).
10. Anhaeusser, C.R. *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.* **9**, (1983).
11. Smith, H.S., Erlank, A.J. & Duncan, A.R. *Prec. Res.* **11**, 399-415 (1980).
12. Lahaye, Y. & Arndt, N.T. *in prep*
13. Barrie, C.T. & Shirey, S.B. *Can. J. Earth Sci.* **28**, 58-76 (1991).
14. Shirey, S.B. & Hanson, G.N. *Geochim. Cosmochim. Acta* **50**, 2631-2651 (1986).
15. Walker, R.J., Shirey, S.B. & Stecher, O. *Earth Planet. Sci. Lett.* **87**, 1-12 (1988).
16. Machado, N., Brooks, C. & Hart, S.R. *Geochim. Cosmochim. Acta* **50**, 2335-2348 (1986).
17. Chauvel, C. *unpublished data*
18. Cattell, A., Krogh, T.E. & Arndt, N.T. *Earth Planet. Sci. Lett.* **70**, 280-290 (1984).
19. Campbell, I.H., Griffiths, R.W. & Hill, R.I. *Nature* **339**, 697-699 (1989).
20. Gruau, G., Chauvel, C. & Jahn, B.M. *Contrib. Mineral. Petrol.* **104**, 27-34 (1990).
21. Hegner, E., Kröner, A. & Hofman, A.W. *Earth Planet. Sci. Lett.* **70**, 267-279 (1984).
22. Lécuyer, C., Gruau, G., Anhaeusser, C.R. & Fourcade, S. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, 969-984 (1994).
23. Collerson, K.D., Campbell, L.M., Weaver, B.L. & Palacz, Z.A. *Nature* **349**, 209-214 (1991).
24. Hamilton, P.J., Evensen, N.M., O'Nions, R.K., Smith, H.S. & Erlank, A.J. *Nature* **279**, 298-300 (1979).
25. Arndt, N.T. *J. Petrol.* **27**, 279-301 (1986).

26. Nunes, P.D. & Pyke, D.R. *Ontario Geol. Surv. Misc. Paper* **92**, 34-39 (1980).
27. Kerrich, R. *Econ. Geol.* **89**, 679-687 (1994).
28. Kamo, S. & Davis, D. in *Two cratons and an orogen - Excursion Guidebook and review articles for a field workshop through selected Archaean Terranes of Swaziland and Zimbabwe* (eds. Ashwal, L.D.) 59-68 (IGCP Project 280, Dept. of Geology, Witwatersrand, Johannesburg, 1991).
29. Jochum, K.P., Rehkämper, M. & Seufert, H.M. *Geostandards Newsletters* **XVIII**, 43-52 (1994).
30. Lahaye, Y., Arndt, N.T., Chauvel, C., Fourcade, S., Gruau, G. & Byerly, G. *In prep.*
31. Wood, S.A. *Chem. Geol.* **82**, 159-186 (1990).
32. Gruau, G., Tourpin, S., Fourcade, S. & Blais, S. *Contrib. Mineral. Petrol.* **112**, 66-82 (1992).
33. Hofmann, A.W. *Earth Planet. Sci. Lett.* **90**, 297-314 (1988).

#### ACKNOWLEDGEMENTS

This project was supported by the French CNRS and by the France-Quebec cooperative program. We thank Gary Byerly for the samples from Barberton; Gilles Gauthier and John Ludden for providing ICPMS facilities and assistance at the University of Montreal; and Francois Martineau, Jean Cornichet and Martine Le Cox-Bounhik for helping with the analyses at Rennes.

TABLE 1 Nd isotopic compositions of primary and secondary minerals

Sample name	Location	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$\delta^{18}\text{O}$
ABITIBI								
Px M668 (a)	Alexo	0.903	2.230	0.2448	0.513655	5	3.12	+5.17±0.18
Px M668 (b)	-	0.677	1.561	0.2624	0.514000	6	3.73	
Olivine M712	-							+5.13±0.02
Carbonate	Texmont	0.446	1.488	0.1812	0.512488	6	2.47	
BARBERTON								
Px 355-1(a)	Weltevreden	0.730	1.895	0.2330	0.513533	5	2.02	+4.68±0.05
Px 355-1(b)	-	0.725	1.878	0.2334	0.513564	6	2.47	
AmphiboleB8	Komati	1.031	2.962	0.2105	0.513009	5	+1.07	
Plagioclase rich matrix B8	-	1.647	5.378	0.1851	0.512379	6	+0.15	

Nd isotopic compositions of pyroxenes from Alexo (Px M668) and Barberton (Weltevreden. Px 355-1), carbonate from Texmont, amphibole and plagioclase rich matrix from Barberton. Pyroxenes has been duplicated and analysed on two separated fractions. Results from the La Jolla Nd standard for 26 separate runs yielded  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511848 \pm 7(2\sigma)$ . The reproducibility for the  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  is better than 0.5%. Oxygen isotopic composition of pyroxenes (Px M668) and olivine (Ol M712) from Alexo and pyroxene (Px355-1) from Barberton are normalized to NBS28 = +9.6 ‰.

TABLE 2 Compilation of HFSE and Nd isotopic variations in whole rock samples

Location	Formation	Age (Ma)	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	(Nb/La)N	(La/Sm)N	(Zr/Sm)N	(Hf/Sm)N
Abitibi	ALEXO	2700	(+3.5)-(+0.6)	1.0 - 0.2	0.8 - 0.5	1.1 - 0.9	1.0 - 0.8
	TEXMONT	2700	(+8.8)-(-6.2)	1.2 - 0.2	1.8 - 0.4	0.9 - 0.1	1.1 - 0.1
Barberton	Texmont Carbonate	2700	+2.5	0.1	1.4	0.1	0.1
	WELTEVREDEN	3270	(+1.7)-(+1.6)	1.1 - 0.5	1.3 - 0.6	1.1 - 0.9	0.9
	MENDON	3298	(+2.0)-(-2.0)	0.9 - 0.5	1.4 - 0.8	0.9 - 0.8	0.8 - 0.7
	KOMATI	3472	(+2.2)-(+0.7)	0.9 - 0.6	1.1 - 0.8	0.9 - 0.6	0.8 - 0.6

Data are from whole rocks, except for the carbonate from Texmont. Details of analytical procedure and the reliability of the analyses are discussed in detail by Lahaye et al.<sup>30</sup>. Trace elements are normalized to the primitive mantle values of Hofmann<sup>33</sup>.



**CONCLUSION GENERALE**



## CONCLUSION GÉNÉRALE

Dans le but d'étudier les effets de l'altération sur la pétrologie, la géochimie et la composition isotopique des komatiites, nous avons étudié des komatiites provenant des régions de Texmont et Alexo, dans la ceinture de roches vertes d'Abitibi (2,7 Ga) ainsi que des basaltes komatiitiques et des komatiites des formations de Weltevreden, Mendon et Komati, provenant de la ceinture de Barberton (3,5-3,2 Ga). Ces échantillons ont été prélevés au sein d'une seule coulée dans chaque région. Cette démarche nous permet, de contraindre le cogénéisme des roches dans chaque région et formation étudiée, et d'attribuer les variations des rapports en certains éléments incompatibles à des processus d'interactions fluide-roche.

### *Altération des komatiites:*

En Abitibi, les coulées komatiitiques d'Alexo et Texmont ont subi principalement deux épisodes d'altération affectant les coulées à des périodes différentes.

(a) Les variations des rapports Sm/Nd le long d'une isochrone à ~ 2,7 Ga, démontrent l'existence d'un épisode d'altération important sub-contemporain de la mise en place. Cette altération se traduit par la recristallisation de phases secondaires calciques telles que le sphène à Alexo et les carbonates à Texmont. Elle se caractérise par une mobilisation des HFSE et REE. Cette mobilité est souvent associée à la minéralisation en or et au magmatisme alcalin, qui marquent la fin de l'activité magmatique en Abitibi, vers 2680 Ma.

(b) Les variations des compositions initiales en Nd observées dans les coulées indiquent l'existence d'épisodes d'altération tardif responsables notamment de la rodingitisation d'une partie de la coulée d'Alexo ainsi que de la recristallisation de calcite dans les niveaux à texture spinifex des coulées de Texmont. Ce deuxième épisode d'altération nettement postérieur au premier pourrait correspondre à la mise en place de filons basiques vers 2,4 Ga ou à la remobilisation des terrains Archéens lors de l'orogénèse Grenvillienne vers 1 Ga.

A Barberton, l'hétérogénéité des assemblages minéralogiques secondaires et des rapports en éléments en traces à l'intérieur des coulées démontre l'existence de plusieurs épisodes d'altération. Cependant, trois processus peuvent contribuer au fractionnement de ces rapports en éléments

en traces; la contamination crustale; le fractionnement de majorite au cours de la fusion partielle; la mobilité de ces éléments au cours de l'altération.

A travers l'étude des coulées de komatiites de ces deux ceintures de roches vertes, il ressort que la susceptibilité des komatiites au cours de l'altération est contrôlée par quatre facteurs;

- (1) *la composition de la phase fluide*
- (2) *leur faibles concentration initiale en éléments en traces;*
- (3) *la minéralogie primaire et secondaire;*
- (4) *Leur texture*

Des processus d'échanges isotopiques lors de la recristallisation des assemblages minéralogiques secondaires au cours des interactions fluide/roches ont été mis en évidence dans ces ceintures de roches vertes. Ces processus permettent d'expliquer les différences de composition initiale en Nd ( $\epsilon_{Nd(T)}$ ) entre les valeurs obtenues sur pyroxènes magmatiques (+3,8 en Abitibi; +2,2 à Barberton) et les valeurs obtenues sur roches totales (+2,5 en Abitibi; +0,5 à Barberton). Les fluides qui interagissent avec les komatiites semblent avoir hérité leurs compositions isotopiques des roches encaissantes essentiellement basaltiques (+2,5 en Abitibi; +0,5 à Barberton).

*Source des komatiites:*

L'homogénéité des compositions isotopiques et la préservation d'une partie de la minéralogie primaire de certains échantillons dans certaines coulées ainsi que les données sur minéraux primaires, nous apportent des contraintes sur les compositions isotopiques initiales de ces komatiites.

Les effets primaires de la fusion partielle et du fractionnement associé de la majorite se manifestent par les fractionnements des rapports HFSE/REE, des Terres Rares lourdes (Gd/Yb) et des rapports Al/Ti.

Les différences de composition isotopique entre les komatiites et les basaltes sont compatibles avec un modèle de type plume pour la genèse de ces komatiites. La source des komatiites serait donc distincte du manteau supérieur ambiant, source du volcanisme de type MORB actuel.



REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES



- Aitken, B. G. & Echeverria, L. M. (1984). Petrology and geochemistry of komatiite and tholeiites from Gorgona island, Colombia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86: 94-105.
- Albarède, F., Michard, A., Minster, J. F. & Michard, G. (1981).  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios in hydrothermal waters and deposits from the East Pacific rise at 21°N. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 55: 229-236.
- Albarède, F. & Brouxel, M. (1987). The Sm/Nd secular evolution of the continental crust and the depleted mantle. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 82: 25-35.
- Anderson, A. T., Clayton, R. N. & Mayeda, T. K. (1971). Oxygen isotope thermometry of mafic igneous rocks. *J. Geol.*, 79: 715-729.
- Anhaeusser, C. R. (1983). Contributions to the Geology of the Barberton Mountain Land. Special publication, The geological society of South Africa, Johannesburg, 233 p.
- 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 Planet. Sci. Lett.*, 101: 90-106.
- Arndt, N. T. (1977). Thick, layered peridotite-gabbro lava flows in Munro Township, Ontario. *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, 14: 2620-2637.
- Arndt, N. T. & Fleet, M. E. (1979). Stable and metastable pyroxene crystallization in layered komatiite flows. *Am. Mineral.*, 64: 856-864.
- Arndt, N. T. & Nisbet, E. G. (1982). *Komatiites*. George Allen & Unwin, London, 526 p.
- Arndt, N. T. (1983). Element mobility during komatiite alteration. *EOS*, 64: 331.
- Arndt, N. T. (1986a). Differentiation of komatiitic flows. *J. Petrol.*, 27: 279-301.
- Arndt, N. T. (1986b). Komatiites: a dirty window to the Archean mantle. *Terra Cognita*, 6: 59-66.
- Arndt, N. T., Teixeira, N. A. & White, W. M. (1989). Bizarre geochemistry of komatiites from the Crixás greenstone belt, Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101: 187-197.
- Arndt, N. T. & Lesher, C. M. (1992). Fractionation of REE by olivine, and the origin of Kambalda komatiites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 4191-4204.
- Arndt, N. T. (1995). Archean komatiites. In: K. C. Condie, eds., *Archean Crustal Evolution*. Elsevier, Amsterdam, pp. 11-44.

- Auvray, B., Blais, S., Jahn, B. M. & Piquet, D. (1982). Komatiites and komatiitic series of the Finnish greenstone belts. In: N. T. Arndt and E. G. Nisbet, eds., *Komatiite*. George Allen & Unwin, London, pp. 131-145.
- Barnes, S. J., Gorton, M. P. & Naldrett, A. J. (1983). A comparative study of olivine and clinopyroxene spinifex flows from Alexo, Abitibi greenstone belt, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83: 293-308.
- Barnes, S. J. (1985). The petrography and geochemistry of komatiite flows from the Abitibi Greenstone Belt and a model for their formation. *Lithos*, 18: 241-270.
- Barrie, C. T. & Shirey, S. B. (1991). Nd and Sr isotope systematics for the Kamiskotia-Montcalm area : implications for the formation of late Archean crust in the Western Abitibi Subprovince, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 28: 58-76.
- Basu, A. R., Goodwin, A. M. & Tatsumoto, M. (1984). Sm-Nd study of Archean rocks from the Superior Province of the Canadian Shield. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 70: 40-46.
- Bau, M. (1991). Rare Earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chem. Geol.*, 93: 219-230.
- Bau, M. & Möller, P. (1992). Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite. *Mineralogy and petrology*, 45: 231-246.
- Bau, M. & Knittel, U. (1993). Significance of slab-derived partial melts and aqueous fluids for the genesis of tholeiitic and calc-alkaline island-arc basalts: Evidence from Mt. Arayat, Philippines. *Chem. Geol.*, 105: 233-251.
- Beatty, D. W. & Taylor, H. P., Jr. (1982). The oxygen isotope geochemistry of komatiites: Evidence for water-rock interaction. In: N. T. Arndt and E. G. Nisbet, eds., *Komatiites*. George Allen and Unwin, London, pp. 267-280.
- Bell, K., Anglin, C. D. & Franklin, J. M. (1989). Sm-Nd and Rb-Sr isotope systematics of scheelites: possible implications for the age and genesis of vein-hosted gold deposits. *Geology*, 17: 500-504.
- Ben Othman, D., Arndt, N. T., White, W. M. & Jochum, K. P. (1990). Geochemistry and age of timmiskaming alkali volcanics and the Otto syenite stock, Abitibi, Ontario. *Can. J. Earth Sci. Lett.*, 27: 1304-1311.
- Bennet, 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 Planet. Sci. Lett.*, 119: 299-317.

- Beswick, A. E. & Soucie, G. (1978). A correction procedure for metasomatism in Archean greenstone belt. *Prec. Res.*, 6: 235-248.
- Beswick, A. E. (1982). Some geochemical aspects of alteration, and genetic relations in komatiitic suites. In: N. T. Arndt and E. G. Nisbet, eds., *Komatiites*. George Allen and Unwin, London, pp. 283-308.
- Bickle, M. J. (1993). Plume origin for komatiites. *Nature*, 365: 390-391.
- Bickle, M. J., Nisbet, E. G. & Martin, A. (1994). Archean greentone belts are not oceanic crust. *J. Geol.*, 102: 121-138.
- Blais, S. & Auvray, B. (1990). Serpentinization in the Archean komatiitic rocks of the Kuhmo greenstone belt, Eastern Finland. *Can. Mineral.*, 28: 55-66.
- Brenan, J. M. & Watson, E. B. (1991). Partitioning of trace elements between olivine and aqueous fluids at high P-T conditions: implications for the effect of fluid composition on trace-element transport. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 107: 672-688.
- Brévar, O., Dupré, B. & Allégre, C. (1986). Lead-lead age of komatiitic lavas and limitations on the structure and evolution of the Precambrian mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 77: 293-302.
- Brookins, D. G. (1989). Aqueous geochemistry of Rare Earth Elements. In: B. R. Lipin and G. A. McKay, eds., *Rare Earth Elements. Reviews in mineralogy*, pp. 201-225.
- Brooks, C., Hart, S. R., Davis, G. L. & Krogh, T. E. (1969). Carbonate contents and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of calcites from Archean meta-volcanics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 6: 35-38.
- Brügman, G. E., Arndt, N. T., Hofmann, A. W. & Tobschall, H. J. (1987). Noble metal abundances in komatiite suites from Alexo, Ontario, and Gorgona Island, Colombia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51: 2159-2170.
- Burrows, D. R., Wood, P. C. & Spooner, E. T. C. (1986). Carbon isotope evidence a magmatic origin for Archean gold-quartz vein ore deposits. *Nature*, 321: 851-854.
- Byerly, G. R. (1989). Mendon Formation Komatiites: extreme  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  variation in the uppermost Onverwacht Group of the Barberton greenstone belt. In *Workshop on the Archean mantle. Lunar and Planetary Institute Tech. Rep.*, 89-5: 33-35.
- Byerly, G. R., Kröner, A., Lowe, D. R. & Walsh, M. M. (sous presse). Sequential magmatic evolution of the early Archean Barberton greenstone belt: evidence from the Upper Onverwacht and Fig Tree Groups. *Prec. Res.*
- Cameron, E. M. (1993). Precambrian gold: perspectives from the top and bottom of shear zones. *Can. Mineral.*, 31: 907-944.

- Campbell, I. H. & Arndt, N. T. (1982).** Pyroxene accumulation in spinifex-textured. *Geol. Mag.*, 119: 605-610.
- Campbell, I. H., Griffiths, R. W. & Hill, R. I. (1989).** Melting in an Archaean mantle plume: heads its basalts, tails its komatiites. *Nature*, 339: 697-699.
- Cantrell, K. J. & Byrne, R. H. (1987).** Rare earth elements complexation by carbonate and oxalate ions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51: 597-605.
- Card, K. D. (1990).** A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Prec. Res.*, 48: 99-156.
- Cassidy, K. F., Groves, D. I. & Binns, R. A. (1988).** Manganoan ilmenite formed during regional metamorphism of Archean mafic and ultramafic rocks from Western Australia. *Can. Mineral.*, 26: 999-1012.
- Cattell, A., Krogh, T. E. & Arndt, N. T. (1984).** Conflicting Sm-Nd and U-Pb zircon ages for Archean lavas from Newton Township, Abitibi Belt, Ontario. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 70: 280-290.
- Chase, C. G. & Patchett, P. J. (1988).** Stored mafic/ultramafic crust and early Archean mantle depletion. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 91: 66-72.
- Cheatham, M. M., Sangrey, W. F. & White, W. M. (1993).** Sources of error in external calibration ICP-MS analysis of geological samples and an improved non-linear drift correction procedure. *Spectrochimica Acta*, 48B: E487-E506.
- Claoué-Long, J. C., King, R. W. & Kerrich, R. (1990).** Archaean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralisation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 98: 109-128.
- Claoué-Long, J. C., King, R. W. & Kerrich, R. (1992).** Reply to comment by F. Corfu and D.W. Davis on "Archean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralization. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 109: 601-609.
- Clayton, R. N. & Mayeda, T. K. (1963).** The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxydes and silicates for isotopic analyses. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27: 43-52.
- Cloete, M. (1991).** An overview of metamorphism in the Barberton greenstone belt. In: L. D. Ashwal, eds., *Two cratons and an orogen - Excursion Guidebook and review articles for a field Workshop through selected Archaean Terranes of Swaziland and Zimbabwe*. IGCP Project 280, Dept. of Geology, Witwatersrand, Johannesburg, pp. 84-98.
- Cloete, M. (1994).** Aspects of volcanism and metamorphism of the Onverwacht Group lavas in the south-western portion of the Barberton greenstone belt. *Thèse*, Johannesburg, 373 p.

- Collerson, K. D., Campbell, L. M., Weaver, B. L. & Palacz, Z. A. (1991). Evidence for extreme mantle fractionation in early Archean ultramafic rocks from northern Labrador. *Nature*, 349: 209-214.
- Corfu, F. (1993). The evolution of the southern Abitibi greenstone belt in light of precise U-Pb geochronology. *Econ. Geol.*, 88: 1323-1340.
- De Palolo, D. J. & Wasserburg, G. J. (1978). Inferences about magma sources and mantle structure from variations of  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . *Geophys. Res. Lett.*, 3: 743-746.
- De Ronde, C. E. J., Hall, C. M., York, D. & Spooner, E. T. C. (1991). Laser step-heating  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectra from early Archaean (~3.5 Ga) Barberton greenstone belt sediments: A technique for detecting cryptic tectono-thermal events. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55: 1933-1951.
- De Wit, M. J., Hart, R., Martin, A. & Abbott, P. (1982). Archean abiogenic and probable biogenic structures associated with hydrothermal vent systems and regional metasomatism, with implications for greenstone belt studies. *Econ. Geol.*, 77: 1783-1802.
- De Wit, M. J., Hart, R. A. & Hart, R. J. (1987). The Jamestown ophiolite complex, Barberton mountain belt: a section through 3.5 Ga oceanic crust. *J. Afr. Earth Sci.*, 6: 681-730.
- De Wit, M. J. & Hart, R. A. (1993). Earth's earliest continental lithosphere, hydrothermal flux and crustal recycling. *Lithos*, 30: 309-335.
- Desrochers, J. P., Hubert, C. & Ludden, J. N. (1993). Accretion of Archean oceanic plateau fragments in the Abitibi greenstone belt, Canada. *Geology*, 21: 451-454.
- Donaldson, C. H. (1982). Spinifex-textured komatiites: a review of textures, mineral compositions and layering. In: N. T. Arndt and E. G. Nisbet, eds., *Komatiites*. George Allen and Unwin, London, pp. 213-244.
- Duchac, K. & Hanor, J. S. (1987). Origin and timing of the metasomatic silicification of an early Archaean komatiite sequence, Barberton Mountain Land, South Africa. *Prec. Res.*, 37: 125-146.
- Dupré, B., Chauvel, C. & Arndt, N. T. (1984). Pb and Nd isotopic study of two Archean komatiitic flows from Alexo, Ontario. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48: 1965-1972.
- Dupré, B. & Arndt, N. T. (1987). Komatiites: témoins précieux pour retracer l'évolution du manteau. *Bull. Soc. Géol. France*, 6: 1125-1132.
- Echeverria, L. M. & Aitken, B. G. (1986). Pyroclastic rock: another manifestation of ultramafic volcanism on Gorgona Island, Colombia. *Contrib. Miner. Petrol.*, 92: 428-436.

- Edmond, J. M., Measures, C., Mangum, B., Grant, B., Sclater, F. R., Collier, R., Hudson, A., Gordon, L. I. & Corliss, J. (1979). Ridge crest hydrothermal activity and the balances of the major and minor elements in the ocean: the Galapagos data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46: 1-18.
- Evensen, N. M., Hamilton, P. J. & O'Nions, R. K. (1978). Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 1199-1212.
- Feng, R. (1994). In situ trace element determination of carbonates by laserprobe inductively coupled plasma mass spectrometry using nonmatrix matched standardization. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58: 1615-1623.
- Ferry, J. M. (1985). Hydrothermal alteration of Tertiary igneous rocks from the Isle of Skye, northwest Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91: 264-282.
- Finlow-Bates, T. & Stumpfl, E. F. (1981). The behavior of so-called immobile elements in hydrothermally altered rocks associated with volcanogenic submarine exhalative ore deposits. *Mineral. Deposita*, 16: 319-378.
- Fletcher, I. R. & Rosman, K. J. R. (1982). Precise determination of initial  $\epsilon_{Nd}$  from Sm-Nd isochron data. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 1983-1987.
- Foster, M. D. (1962). Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. U. S. Geol. Survey. Prof. Paper, 414-A: 1-33.
- Fryer, B. J., Kerrich, R., Hutchinson, R. W., Peirce, M. G. & Rogers, D. S. (1979). Archaean precious-metal hydrothermal systems, Dome Mine, Abitibi Greenstone Belt. I. Patterns of alteration and metal distribution. *Can. J. Earth Sci.*, 16: 421-439.
- Fyon, J. A., Schwarcz, H. P. & Crocket, J. H. (1984). Carbonatization and gold mineralization in the Timmins area, Abitibi greenstone belt, Quebec. *Geol. Assoc. Can.*, 9: 65.
- Galer, S. J. G., Goldstein, S. L. & O'Nions, R. K. (1989). Limits on chemical and convective isolation in the earth's interior. *Chem. Geol.*, 75: 275-290.
- Garbe-Schönberg, C. D. (1993). Simultaneous determination of thirty-seven trace elements in twenty-eight international rock standards by ICP-MS. *Geostandards Newsletter*, 17: 81-97.
- Garlick, G. D. (1966). Oxygen isotope fractionation in igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1: 361-368.



- Goodwin, A. M. (1979). Archean volcanic studies in the Timmins-Kirkland Lake-Noranda region of Ontario and Quebec. Geol. Survey. Canada, 278: 51 p.
- Govindaradju, K. & Roelandts, I. (1989). 1988 compilation report on trace elements in six ANRT rock reference samples: Diorite DN-R, serpentine UB-N, Bauxite BX-N, Disthene DT-N, Granite GS-N and Potash Feldspar FK-N. Geostandards Newsletter, XIII: 5-68.
- Govindaradju, K. (1989). 1989 compilation of working values and sample description for 272 geostandards. Geostandards Newsletter, 13: 1-113.
- Grant, J. A. (1986). The isocon-diagram - A simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. Econ. Geol., 81: 1976-1982.
- Greaves, M. J., Rudnicki, M. & Elderfield, H. (1991). Rare earth elements in the Mediterranean Sea and mixing in the Mediterranean outflow. Earth Planet. Sci. Lett., 103: 169-181.
- Green, D. H., Nicholls, I. A., Viljoen, M. & Viljoen, R. (1975). Experimental demonstration of the existence of peridotitic liquids in earliest Archean magmatism. Geology, 3: 11-14.
- Gresens, R. L. (1967). Composition-volume relationships of metasomatism. Chem. Geol., 2: 47-65.
- Groves, D. I., Goldwin, S. D., Rock, N. M. S. & Barley, M. E. (1988). Archean carbon reservoirs and their relevance to the fluid source for gold deposits. Nature, 331: 254-257.
- Gruau, G., Jahn, B. J., Glikson, A. Y., Davy, R., Hickman, A. H. & Chauvel, C. (1987). Age of the Talga-Talga Subgroup, Pilbara Block, Western Australia and early mantle evolution of the mantle : new Sm-Nd isotopic evidence. Earth Planet. Sci. Lett., 85: 105-116.
- Gruau, G., Chauvel, C., Arndt, N. T. & Cornichet, J. (1990a). Al-depletion in komatiites and garnet fractionation in the early Archean mantle: Hf isotopic constraints. Geochim. Cosmochim. Acta, 54: 3095-3101.
- Gruau, G., Chauvel, C. & Jahn, B. M. (1990b). Anomalous Sm-Nd ages for the early Archean Onverwacht Group volcanics: Significance and petrogenetic implications. Contrib. Mineral. Petrol., 104: 27-34.
- 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. Contrib. Mineral. Petrol., 112: 66-82.
- Hall, G. E. M. & Pelchat, J.-C. (1990). Analysis of standard reference materials for Zr, Nb, Hf and Ta by ICP-MS after lithium metaborate fusion and cupferron separation. Geostandards Newsletter, 14: 197-206.

- Hall, G. E. M. & Plant, J. A. (1992). Application of geochemical discrimination diagram for the tectonic interpretation of igneous rocks hosting gold mineralisation in the Canadian Shield. *Chem. Geol.*, 95: 157-165.
- 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.
- Hamilton, P. J., O'Nions, R. K., Bridgwater, D. & Nutman, A. (1983). Sm-Nd studies of Archaean metasediments and metavolcanics from West Greenland and their implications for the Earth's early history. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62: 263-272.
- Hawkesworth, C. J., Gallagher, K., Hergt, J. M. & McDermott, F. (1993). Mantle and slab contributions in arc magmas. *An. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.*, 21: 175-204.
- Hawkesworth, C. J., Gallagher, K., Hergt, J. M. & McDermott, F. (1994). Destructive plate margin magmatism: geochemistry and melt generation. *Lithos*, 33: 169-188.
- Hegner, E., Kröner, A. & Hofman, A. W. (1984). Age and isotope of the Archean Pongola and Usushwana suites in Swaziland, southern Africa : a case for crustal contamination of mantle derived magma. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 70: 267-279.
- Hegner, E., Kyser, T. K. & Nisbet, E. G. (1987). Chemical and Sr-Nd-O isotopic compositions of a komatiitic lava from the 2.7 Ga Belingwe Greenstone Belt. Abstract. Joint Annual Meeting, Geol. Assoc. Can., Saskatoon, 12: 55.
- Hémond, C., Arndt, N. T., Lichtenstein, U. & Hofmann, A. W. (1993). The heterogeneous Iceland plume: Nd-Sr-O isotopes and trace element constraints. *J. Geophys. Res.*, 98: 15833-15850.
- Hergt, J. M., Chappell, B. W., McCulloch, M. T., McDougall, I. & Chivas, A. R. (1989). Geochemical and isotopic constraints on the origin of the Jurassic dolerites of Tasmania. *J. Petrol.*, 30: 841-883.
- Herzberg, C. (1992a). Depth and degree of melting of komatiites. *J. Geophys. Res.*, 97: 4521-4540.
- Hoefs, J. & Binns, R. A. (1978). Oxygen isotope compositions in Archaean rocks from Western Australia, with special reference to komatiites. Fourth International Conference, Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology. 180-182.
- Hoffman, S. E., Wilson, M. & Stakes, D. S. (1986). Inferred oxygen isotope profile of Archaean oceanic crust, Onverwacht Group, South Africa. *Nature*, 321: 55-58.

- Hofmann, A. W. (1988). Chemical differentiation of the earth : the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90: 297-314.
- Huppert, H., Sparks, R., Turner, J. S. & Arndt, N. T. (1984). Emplacement and cooling of komatiite lavas. *Nature*, 309: 19-22.
- Hynes, A. (1980). Carbonatization and mobility of Ti, Y and Zr in Ascot formation, S.E. Quebec. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 75: 79-87.
- Ionov, D. A., Savoyant, L. & Dupuy, C. (1992). Application of the ICP-MS technique to trace element analysis of peridotites and their minerals. *Geostandards Newsletter*, 16: 311-315.
- Ito, E., White, W. M. & Göpel, C. (1987). The O, Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of MORB. *Chem. Geol.*, 62: 157-176.
- Jackson, S. E., Longrich, H. P., Dunning, G. R. & Fryer, B. J. (1992). The application of laser-ablation microprobe-inductively coupled plasma-Mass Spectrometry (LAM-ICP-MS) to in situ trace-element determination in minerals. *Can. Mineral.*, 30: 1049-1064.
- Jackson, S. L. & Fyon, J. A. (1991). The Western Abitibi Subprovince in Ontario. In: P. C. Thurston, R. H. Williams, R. H. Sutcliff and G. M. Stotts, eds., *Geology of Ontario*. Ontario Geological Survey, Spec. Vol. 4, Part 1, pp. 405-484.
- Jackson, S. L., Fyon, J. A. & Corfu, F. (1994). Review of Archean supracrustal assemblages of the southern Abitibi greenstone belt in Ontario, Canada : products of microplate interaction within a large-scale plate-tectonic setting. *Prec. Res.*, 65: 183-205.
- Jacobsen, S. B. & Wasserburg, G. J. (1980). Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50: 139-155.
- Jahn, B. M., Bernard-Griffiths, J., Charlot, R., Cornichet, J. & Vidal, F. (1980). Nd and Sr isotopic compositions and REE abundances of Cretaceous MORB (Holes 417D and 418A, Legs 51, 52 and 53). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48: 171-184.
- Jahn, B. M., Gruau, G. & Glickson, A. Y. (1982). Komatiites of the Onverwacht Group, South Africa: REE chemistry, Sm-Nd age and mantle evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80: 25-40.
- Jarvis, G. T. & Campbell, I. H. (1983). Archean komatiites and geotherms : solution to an apparent contradiction. *J. Geophys. Res. Lett.*, 10: 1133-1136.
- Jarvis, K. E. & Jarvis, I. (1988). Determination of the rare earth elements and yttrium in 37 international silicate reference materials by inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry. *Geostandards Newsletter*, XII: 1-12.

- Jenner, G. A., Longerich, H. P., Jackson, S. E. & Fryer, B. J. (1990). ICP-MS - a powerful new tool for high precision trace element analysis in Earth sciences: evidence from analysis of selected USGS reference samples. *Chem. Geol.*, 83: 133-148.
- Jenner, G. A., Foley, S. F., Jackson, S. E., Green, T. H., Fryer, B. J. & Longerich, H. P. (1994). Determination of partition coefficient for trace elements in high pressure-temperature experimental run products by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LAM-ICP-MS). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58: 5099-5103.
- Jochum, K. P., Arndt, N. T. & Hofmann, A. W. (1990a). Nb-Th-La relationships in komatiites and basalts: implications for komatiite petrogenesis and crust-mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 107: 272-289.
- Jochum, K. P., Seufert, H. M. & Thirlwall, M. F. (1990b). Multi-element analysis of 15 international standard rocks by isotope-dilution spark source mass spectrometry. *Geostandards Newsletter*, 14: 469-473.
- Jochum, K. P., Rehkämper, M. & Seufert, H. M. (1994). Trace element analysis of basalt BIR-1 by ID-SSMS and LIMS. *Geostandards Newsletter*, XVIII: 43-52.
- Jolly, W. T. (1982). Progressive metamorphism of komatiites and related Archaean lavas of the Abitibi area, Canada. In: N. T. Arndt and E. G. Nisbet, eds., *Komatiites*. George Allen and Unwin, London, pp. 245-266.
- Kamo, S. & Davis, D. (1991). A review of geochronology from the Barberton Mountain Land. In: L. D. Ashwal, eds., *Two cratons and an orogen - Excursion Guidebook and review articles for a field Workshop through selected Archaean Terranes of Swaziland and Zimbabwe*. IGCP Project 280, Dept. of Geology, Witwatersrand, Johannesburg, pp. 59-68.
- Kamo, S. L. & Davis, D. W. (1994). Reassessment of Archean crustal development in the Barberton Mountain Land, South Africa, based on U-Pb dating. *Tectonics*, 13: 167-192.
- Kato, T., Ringwood, A. E. & Irifune, T. (1988a). Constraints on element partition coefficients between MgSiO<sub>3</sub> perovskite and liquid determined by direct measurements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90: 65-68.
- Kato, T., Ringwood, A. E. & Irifune, T. (1988b). Experimental determination of element partitioning between silicate perovskites, garnets and liquids: constraints on early differentiation of the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 89: 123-145.

- Kawahata, H., Kusakabe, M. & Kikuchi, Y. (1987). Strontium, oxygen, and hydrogen isotope geochemistry of hydrothermally altered and weathered rocks in DPSD Hole 504B, Costa Rica Rift. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 85: 343-355.
- Keppler, H. (1994). Partitioning of phosphorus between melt and fluid in the system haplogranite-H<sub>2</sub>O-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. *Chem. Geol.*, 117: 345-353.
- Kerrick, R. & Fryer, B. J. (1979). Archaean precious-metal hydrothermal systems, Dome Mine, Abitibi Greenstone Belt. II. REE and oxygen isotope relations. *Can. J. Earth Sci.*, 16: 440-458.
- Kerrick, R. (1986). Fluid transport in lineaments. *Phil. trans. R. Soc. London, A* 137: 219-251.
- Kerrick, R., Fryer, B. J., Willmore, L. M. & Hees, E. V. (1987). Crustal outgassing and LILE enrichment in major lithosphere structures, Archean Abitibi greenstone belt: evidence on the source reservoir from the strontium and carbon isotope tracers. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 97: 156-168.
- Kerrick, R. (1990). Mesothermal gold deposits: a critique of genetic hypotheses. In: eds., NUNA conference on greenstone gold and crustal evolution, Val d'Or. pp. 13-31.
- Kerrick, R. & King, R. (1993). Hydrothermal zircon and baddeleyite in Val-d'Or Archean mesothermal gold deposits: characteristics, compositions, and fluid-inclusion properties, with implications for timing of primary gold mineralization. *Can. J. Earth Sci.*, 30: 2234-2351.
- Kerrick, R. (1994). Dating of Archean auriferous quartz vein deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada: <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar evidence for a 70- to 100-M.Y. time gap between plutonism-metamorphism and mineralization- A discussion. *Econ. Geol.*, 89: 679-687.
- Kerrick, R. & Kyser, T. K. (1994). 100 Ma timing paradox of Archean gold, Abitibi greenstone belt (Canada): New evidence from U-Pb and Pb-Pb evaporation ages of hydrothermal zircons. *geology*, 22: 1131-1134.
- Kerrick, R. & Wyman, D. A. (1994). The mesothermal gold-lamprophyre association: significance for an accretionary geodynamic setting, supercontinent cycles, and metallogenic processes. *Mineralogy and petrology*, 51: 147-172.
- Kimura, G., Ludden, J. N., Desrochers, J.-P. & Hori, R. (1993). A model of ocean-crust accretion for the Superior province, Canada. *Lithos*, 30: 337-355.
- King, R. W. & Kerrich, R. (1987). Fluorapatite fenetization and gold enrichment in sheeted trondjhemites within the Destor-Porcupine fault zone, Taylor Township, Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, 24: 479-502.

- Klinkhammer, G. P., Elderfield, H., Edmond, J. M. & Mitra, A. (1994). Geochemical implications of rare earth element patterns in hydrothermal fluids from mid-ocean ridges. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58: 5105-5114.
- Krogh, T. E. & Davis, G. L. (1974). Alteration in zircons with discordant U-Pb ages. *Carnegie Instit. Washington Yearbook*, 73: 560-567.
- Kröner, A., Byerly, G. R. & Lowe, D. R. (1991). Chronology of early Archaean granite-greenstone evolution in the Barberton Mountain Land, South Africa, based on precise dating by single zircon evaporation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 103: 41-54.
- Kröner, A. & Tegtmeier, A. (1994). Gneiss-greenstone relationships in the Ancient Gneiss Complex of southwestern Swaziland, southern Africa, and implications for early crustal evolution. *Prec. Res.*, 67: 109-139.
- Layer, P. W., McMaster, N. D. & York, D. (1987). The dating of Ontario's gold deposits. *Ont. Geol. Surv. Misc. Paper*, 136: 27-34.
- Leake, B. E. (1978). Nomenclature of the Amphibole. *Am. Mineral.*, 63: 1023-1052.
- Lécuyer, C., Brouxel, M. & Albarède, F. (1990). Elemental fluxes during hydrothermal alteration of the Trinity ophiolite (California, U.S.A.) by seawater. *Chem. Geol.*, 89: 87-115.
- 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,  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ) data. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58: 969-984.
- Lécuyer, C. & Gruau, G. (1995). Oxygen and strontium isotope compositions of Hess Deep gabbros (Holes 894 F and G): High-temperature interaction of seawater with the oceanic crust layer 3. ODP science volume results, College station (Texas): sous presse.
- Lee, J. H. & Byrne, R. H. (1993). Complexation of trivalent rare earth elements (Ce, Eu, Gd, Th, Yb) by carbonate ions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 295-302.
- Lofgren, G. E. (1980). Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts. In: R. B. Hargraves, eds., *Physics of magmatic processes*. Princeton University Press, Princeton, pp. 487-543.
- Lopez-Martinez, M., York, D., Hall, C. M. & Hanes, J. A. (1984). Oldest reliable  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages for terrestrial rocks : Barberton Mountains komatiites. *Nature*, 307: 352-355.

- Lowe, D. R., Byerly, G. R., Ransom, B. L. & Nocita, B. W. (1985). Stratigraphic and sedimentological evidence bearing on structural repetition in early Archean rocks of the Barberton greenstone belt, South Africa. *Prec. Res.*, 27: 165-186.
- Lowe, D. R. & Byerly, G. R. (1986). Archean flow-top alteration zones formed initially in a low-temperature sulphate-rich environment. *Nature*, 324: 245-248.
- Lowe, D. R. & Byerly, G. R. (1991). Powerline Road section across the central Barberton greenstone belt. In: L. D. Ashwal, eds., *Two cratons and an orogen - Excursion Guidebook and review articles for a field Workshop through selected Archaean Terranes of Swaziland and Zimbabwe*. IGCP Project 280, Dept. of, Witwatersrand, Johannesburg, pp. 245-248.
- Lowe, D. R. (1994). Accretionary history of the Archean Barberton Greenstone Belt (3.55-3.22 Ga), southern Africa. *geology*, 22: 1099-1102.
- Lowe, D. R. & Byerly, G. R. (sous presse). Stratigraphy of the Barberton Greenstone Belt. GSA Memoir.
- Ludden, J. N., Daigneault, R., Robert, F. & Taylor, R. P. (1984). Trace element mobility in alteration zones associated with Archean Au lode deposits. *Econ. Geol.*, 79: 1131-1141.
- Ludden, J. & Hubert, C. (1986). Geologic evolution of the Late Archean Abitibi greenstone belt of Canada. *Geology*, 14: 707-711.
- Machado, N., Brooks, C. & Hart, S. R. (1986). Determination of initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  in primary minerals from mafic and ultramafic rocks: experimental procedure and implications for the isotopic characteristics of the Archean mantle under the Abitibi greenstone belt. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50: 2335-2348.
- Masliwec, A., York, D., Kuybida, P. & Hall, C. M. (1985). The dating of Ontario's gold deposits. In: V. G. Milne, eds., *Grant 233, Ontario Geological survey Miscellaneous Paper*. pp. 223-228.
- Mattison, J. M. (1972). Preparation of hydrofluoric, hydrochloric, and nitric acids at ultralow lead levels. *Analytical chemistry*, 44: 1715-1716.
- Mc Cuaig, T. C., Kerrich, R. & Xie, Q. (1994). Phosphorus and high field strength element anomalies in Archean high-magnesian magmas as possible indicators of source mineralogy and depth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 124: 221-239.
- Mc Culloch, M. T., Gregory, R. T., Wasserburg, G. J. & Taylor Jr., H. P. (1981). Sm-Nd, Rb-Sr, and  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  isotopic systematics in an oceanic crustal section: evidence from the Samail ophiolite. *J. Geophys. Res.*, 86: 2721-2735.

- Mc Culloch, M. T. & Gamble, J. A. (1991). Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 102: 358-374.
- Mc Culloch, M. T. & Bennett, V. C. (1994). Progressive growth of the Earth's continental crust and depleted mantle: Geochemical constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58: 4717-4738.
- McDonough, W. F. & Ireland, T. R. (1993). Intraplate origin of komatiites inferred from the trace elements in glass inclusions. *Nature*, 365: 432-433.
- McNeil, A. M. & Kerrich, R. (1986). Archean lamprophyre dykes and gold mineralisation, Matheson, Ontario: the conjunction of LILE-enriched mafic magmas, deep crustal structures, and Au concentration. *Can. J. Earth Sci.*, 23: 324-343.
- Merlivat, L., Pineau, F. & Javoy, M. (1987). Hydrothermal vent waters at 13°N on the East Pacific Rise: isotopic composition and gas concentration. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 84: 100-108.
- Meschede, M. (1986). A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56: 207-218.
- Michard, A., Albarède, F., Michard, G., Minster, J. F. & Charlou, J. L. (1983). Rare-earth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13°N). *Nature*, 303: 795-797.
- Michard, A. & Albarède, F. (1986). The REE content of some hydrothermal fluids. *Chem. Geol.*, 55: 51-60.
- Michard, A. (1989). Rare Earth element systematics in hydrothermal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 745-750.
- Michard, A., Michard, G., Stüben, D., Stoffers, P., Cheminée, J.-L. & Binard, N. (1993). Submarine thermal springs associated with young volcanoes: the Teahitia vents, Society Islands, Pacific Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 4977-4986.
- Miller, G. H., Stolper, E. M. & Ahrens, T. (1991). The equation of state of a molten komatiite. 1. Shock wave compression to 36 GPa. *J. Geophys. Res.*, 96: 11831-11848.
- Morgan, J. W. & Wandless, G. A. (1980). Rare earth element distribution in some hydrothermal minerals: evidence for crystallographic control. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44: 973-980.
- Muehlenbachs, K. & Kushiro, I. (1974). Oxygen isotope exchange and equilibrium of silicates with CO<sub>2</sub> and O<sub>2</sub>. *Carnegie Inst. Washington Year Book*, 73: 232-236.



- Muir, J. E. & Comba, C. D. A. (1979). The Dundonald deposit : an example of volcanic-type nickel-sulphide mineralization. *Can. Mineral.*, 17: 351-360.
- Murphy, J. B. & Hynes, A. (1986). Contrasting secondary mobility of Ti, P, Zr, Nb and Y in two metabasaltic suites in the Appalachians. *Can. J. Earth Sci.*, 23: 1138-1144.
- Nabelek, P. I. (1987). General equations for modeling fluid/rock interaction using trace elements and isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51: 1765-1769.
- Naldrett, A. J. & Mason, G. D. (1968). Contrasting Archean ultramafic bodies in Dundonald and Clergue Townships, Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, 5: 111-143.
- Naldrett, A. J. (1979). Field guide to Alexo area. Guide book for nickel sulphide field conference, Oct. 1978.
- Nisbet, E. G., Arndt, N. T., Bickle, M. J., Cameron, W. E., Chauvel, C., Cheadle, M., Martin, A., Hegner, E., Kyser, K., Renner, R. & Roedder, E. (1987). Uniquely fresh 2,7 Ga komatiites from the Belingwe greenstone belt, Zimbabwe. *Geology*, 15: 1147-1150.
- 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: 291-308.
- Nunes, P. D. & Pyke, D. R. (1980). Geochronology of the Abitibi metavolcanic belt, Timmins area, Ontario - progress report. Ontario Geol. Surv. Misc. Paper, 92: 34-39.
- O'Hanley, D. S. (1992). Solution to the problem in serpentinization. *Geology*, 20: 705-708.
- O'Neil, J. R., Clayton, R. N. & Mayeda, T. K. (1969). Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J. Chem. Phys.*, 51: 5547-5558.
- Ohtani, E., Kawabe, I., Moriyama, J. & Y., N. (1989). Partitioning of elements between majorite garnet and melt and implications for petrogenesis of komatiite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 103: 263-269.
- Olivarez, A. M. & Owen, R. M. (1989). REE/Fe variations in hydrothermal sediments : Implications for the REE contents of seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 757-762.
- Paris, I., Stanistreet, I. G. & Hughes, M. J. (1985). Cherts of the Barberton greenstone belt interpreted as products of submarine exhalative activity. *J. Geol.*, 93: 111-129.
- Pearce, T. H. (1970). Chemical variations in the Palisades Sill. *J. Petrol.*, 11: 15-32.

- Pearce, J. A. & Cann, J. R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 290-300.
- Philpotts, J. A., Aruscavage, P. J. & Von Damm, K. L. (1987). Uniformity and diversity in the composition of mineralizing fluids from hydrothermal vents on the southern Juan de Fuca Ridge. *J. Geophys. Res.*, 92: 11327-11333.
- Polderwaard, A. & Hess, H. H. (1951). Pyroxene in the crystallization of basaltic magma. *J. Geol.*, 59: 472-480.
- Potts, P. J., Thorpe, O. W. & Watson, J. S. (1981). Determination of the rare earth abundances in 29 international rock standards by instrumental neutron activation analysis: a critical appraisal of calibration errors. *Chem. Geol.*, 34: 331-352.
- Pyke, D. R. (1982). The geology of the Timmins area, District of Cochrane. *Ont. Geol. Surv., Rep.*, No. 219.
- Ragland, P. C. (1989). *Basic analytical petrology*. Oxford University Press, New York, 369p.
- Rautenschlein, M., Jenner, G. A., Hertogen, J., Hofmann, A. W., Kerrich, R., Schmincke, H.-U. & White, W. M. (1985). Isotopic and trace element composition of volcanic glasses from the Akaki Conyon, Cyprus : implications for the origin of the Troodos ophiolite. *Earth Planet Sci. Lett.*, 75: 369-383.
- Rollinson, H. R. & Roberts, C. R. (1986). Ratio correlations and major element mobility in altered basalts and komatiites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93: 89-97.
- Rollinson, H. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Group UK Ltd, Essex, 352p.
- Rosing, M. T. (1990). The theoretical effect of metasomatism on Sm-Nd systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 1337-1341.
- Rubin, J. N., Henry, C. D. & Price, J. C. (1988). Hydrothermal zircons and zircon overgrowths, Sierra Blanca Peaks, Texas. *Am. Mineral.*, 74: 865-869.
- Rubin, J. N., Henry, C. D. & Price, J. G. (1993). The mobility of zirconium and other "immobile" elements during hydrothermal alteration. *Chem. Geol.*, 110: 29-47.
- Rudnick, R. L. & Presper, T. (1990). Geochemistry of intermediate to high pressure granulites. In: D. Vielzeuf and P. Vidal, eds., *Granulites and crustal evolution*. NATO ASI, pp. 523-550.

- Savoyant, L., Persin, F. & Dupuy, C. (1984). Determination des terres rares dans certaines roches basiques et ultrabasiques. *Geostandards Newsletter*, VIII: 159-162.
- Schandl, E. S. & Wicks, F. (1991). Two stages of CO<sub>2</sub> metasomatism at the Munro mine, Munro Township, Ontario : evidence from fluid-inclusion, stable isotope, and mineralogical studies. *Can. J. Earth Sci.*, 28: 721-728.
- Schandl, E. S. & Naldrett, A. J. (1992). CO<sub>2</sub> metasomatism of serpentinites, south of Timmins, Ontario. *Can. Miner.*, 30: 93-108.
- Sheppard, S. M. F. & Schwarcz, H. P. (1970). Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 26: 161-198.
- Shirey, S. B. & Hanson, G. N. (1986). Mantle heterogeneity and crustal recycling in Archean granite-greenstone belts : Evidence from Nd isotopes and trace elements in the Rainy Lake area, Superior Province, Ontario, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50: 2631-2651.
- Sholkoviz, E. R. (1992). Chemical evolution of rare earth elements: fractionation between colloidal and solution phases of filtered river water. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 114: 77-84.
- Smith, A. D. (1980). Aspects of the geochemistry of Onverwacht Group lavas from the Barberton greenstone belt. Ph. D., Cape Town (South Africa), 425 p.
- Smith, H. S., Erlank, A. J. & Duncan, A. R. (1980). Geochemistry of some ultramafic komatiite lava flows from the Barberton mountain land south Africa. *Prec. Res.*, 11: 399-415.
- Smith, H. S. & Erlank, A. J. (1982). Geochemistry and petrogenesis of komatiites from the Barberton greenstone belt, South Africa. In: N. T. Arndt and E. G. Nisbet, eds., *Komatiite*. George Allen & Unwin, London, pp. 347-398.
- Smith, H. S., O'Neil, J. R. & Erlank, A. J. (1984). Oxygen isotope compositions of minerals and rocks and chemical alteration patterns in pillow lavas from the Barberton greenstone belt, South Africa. In: A. Kröner, G. N. Hanson and A. M. Goodwin, eds., *Archaean geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 115-138.
- Smith, A. D. & Ludden, J. N. (1989). Nd isotopic evolution of the Precambrian mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 93: 14-22.
- Staudigel, H., Hart, S. & Richardson, S. H. (1981). Alteration of the oceanic crust : processes and timing. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 52: 311-327.
- Stein, M. & Hofmann, A. W. (1994). Mantle plumes and episodic crustal growth. *Nature*, 372: 63-68.

- Stone, W. E., Jensen, L. S. & Church, W. R. (1987). Petrography and geochemistry of an unusual Fe-rich basaltic komatiite from Boston Township, northeastern Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, 24: 2537-2550.
- Stone, W. E., Crocket, J. H. & Fleet, M. E. (1994). Light-rare earth element-rich minerals associated with platinum-group element mineralization in the Archean Boston Creek Flow, Ontario. *Mineralogy and Petrology*, 51: 85-109.
- Storey, M., Mahoney, J. J., Kroenke, L. W. & Saunders, A. D. (1991). Are oceanic plateaus sites of komatiites formation? *Geology*, 19: 376-379.
- Sun, S. S. & Nesbitt, R. W. (1978). Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics: Evidence from Rare Earth Elements. *Contrib. Miner. Petrol.*, 65: 301-325.
- Sun, S. S. (1984). Geochemical characteristics of Archean ultramafic and mafic volcanic rocks: Implications for mantle composition and evolution. In: A. Kröner, G. N. Hanson and A. M. Goodwin, eds., *Archean geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 25-47.
- Takahashi, E. (1986). Melting of a dry peridotite KLB1 up to 14 Gpa: implications on the origin of peridotite upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 91: 9367-9382.
- Tarduno, J. A., Sliter, W. V., Hroenke, L., Leckie, M., Mayer, H., Mahoney, J. J., Musgrave, R., Storey, M. & Winterer, E. L. (1991). Rapid formation of Ontong Java plateau by Aptian mantle plume volcanism. *Science*, 254: 399-403.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. & Nesbitt, R. W. (1986). Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *J. of Volcanology and Geothermal Res.*, 29: 293-309.
- Tatsumi, Y. (1989). Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *J. Geophys. Res.*, 94: 4697-4707.
- Tourpin, S. (1991). Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande orientale. Thèse, Rennes, 181p.
- Tourpin, S., Gruau, G., Blais, S. & Fourcade, S. (1991). Resetting of REE, and Nd and Sr isotopes during carbonatization of a komatiite flow from Finland. *Chem. Geol.*, 90: 15-29.
- Turner, J. S., Huppert, H. E. & Sparks, R. S. J. (1986). Komatiites II: Experimental and theoretical investigations of post-emplacement cooling and crystallization. *J. Petrol.*, 27: 397-437.

- Veizer, J., Hoefs, J., Lowe, D. R. & Thurston, P. C. (1989a).** Geochemistry of Precambrian carbonates: II. Archean greenstones belts and Archean sea water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 859-871.
- Veizer, J., Hoefs, J., Ridler, R. H., Jensen, L. S. & Lowe, D. R. (1989b).** Geochemistry of Precambrian carbonates: I. Archean hydrothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 845-857.
- Viljoen, M. J. & Viljoen, R. P. (1969a).** An introduction to the Geology of The Barberton granite-greenstone terrain. *Spec. Publ. geol. S. Afr.*, 2: 9-28.
- Viljoen, R. P. & Viljoen, M. J. (1969b).** The geology and geochemistry of the Lower Ultramafic Unit of the Onverwacht group and a proposed new class of igneous rocks. *Spec. Publ. geol. Soc. S. Afr.*, 2: 55-86.
- Viljoen, M. J., Viljoen, R. P., Smith, H. S. & Erlank, A. J. (1983).** Geological, textural and geochemical features of komatiitic lavas from the Komati formation. *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, 9: 1-20.
- Von Damm, K. L., Edmond, J. M., Grant, B., Measures, C. I., Walden, B. & Weiss, R. F. (1985a).** Chemistry of submarine hydrothermal solutions at 21°N, East Pacific Rise. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49: 2197-2220.
- Von Damm, K. L., Edmond, J. M., Measures, C. I. & Grant, B. (1985b).** Chemistry of submarine hydrothermal solutions at Guaymas basin, Gulf of California. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49: 2221-2237.
- Walker, R. J., Shirey, S. B. & Stecher, O. (1988).** Comparative Re-Os, Sm-Nd and Rb-Sr isotope and trace element systematics for Archean komatiites flows from Munro Township, Abitibi belt, Ontario. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 87: 1-12.
- Wickham, S. M., Janardhan, A. S. & Stren, R. J. (1994).** Regional carbonate alteration of the crust by mantle-derived magmatic fluids, Tamil Nadu, South India. *J. of Geol.*, 102: 379-398.
- Windley, B. F. (1984).** *The Evolving Continents*, 2nd Edition. John Wiley & Sons, Chichester, 399p.
- Wood, S. A. (1990a).** 1. The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium. 1. Review of available low temperature data of inorganic complexes and the inorganic speciation of natural waters. *Chem. Geol.*, 82: 159-186.
- Wood, S. A. (1990b).** The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium. 2. Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350°C saturation water vapor pressure. *chem. Geol.*, 88: 99-125.
- Wyman, D. A. & Kerrich, R. (1989).** Archean lamprophyre dikes of the Superior province, Canada: distribution, petrology, and geochemical characteristics. *J. Geophys. Res.*, 94: 4667-4696.

- 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. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 4111-4118.
- Xie, Q., Jain, J., Sun, M., Kerrich, R. & Fan, J. (1994). ICP-MS analysis of basalt BIR-1 for trace elements. *Geostandards Newsletter*, XVIII: 53-64.
- Xie, Q. & Kerrich, R. (1994). Silicate-perovskite and majorite signature komatiites from the Archean Abitibi Greenstone belt: Implications for early mantle differentiation and stratification. *J. Geophys. Res.*, 99: 15799-15812.
- Yang, H. Y. (1987). Stability of ilmenite and titanomagnetite in the presence of carbon dioxide - a thermodynamic evaluation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95: 202-206.
- Zhong, W. J. S., Hughes, J. M. & Scotford, D. M. (1985). The response of chlorite to metasomatic alteration in Appalachian ultramafic rocks. *Can. Mineral.*, 23: 443-446.
- Zindler, A. (1982). Nd and Sr isotopic studies of komatiites and related rocks. In: N. T. Arndt and E. G. Nisbet, eds., *Komatiites*. George Allen & Unwin, London, pp. 399-420.

**ANNEXES**





# ANNEXES A

## PROCEDURES ANALYTIQUES



## ANNEXE A

### Méthodes analytiques

#### Fluorescence X

Les concentrations en éléments majeurs et certains éléments en traces ont été déterminées avec un spectromètre Philips PW1404 à l'université de Rennes. Les erreurs analytiques sont de l'ordre de 2% mais peuvent atteindre 10% pour les éléments de faible abondance (e.g. MnO et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). Pour les éléments en traces, les erreurs analytiques sont inférieures à 5% mais pour des teneurs inférieures à 30 ppm, les incertitudes sont inférieures à 10%.

#### Microsonde électronique

Les analyses par microsonde électronique ont été obtenues à l'Ifremer à Brest à l'aide d'une microsonde électronique CAMEBAX, en utilisant un potentiel d'accélération de 15 hV ainsi qu'un courant de 15 nA avec un temps de comptage de 0,6s. Les tableaux complets des données microsondes sont disponibles auprès de l'auteur.

#### Séparation des minéraux

Les komatiites ont des grains très fins. Ces roches sont broyées. Seuls les grains dont la taille est comprise entre 150 et 50  $\mu\text{m}$  sont utilisés. Les particules les plus fines sont éliminées par lavage à l'eau claire. Les différents minéraux primaires sont séparés à l'aide de liqueurs denses (Bromoforme ( $\rho=2,9$ ) et iodure de méthylène ( $\rho=3,3$ ) et d'un séparateur magnétique Frantz. Les fractions sont ensuite purifiées par tri manuel sous binoculaire. Toutes les fractions minérales sont lavées plusieurs fois à l'eau distillée puis à l'eau quartex dans une cuve à ultrasons avant les séparations chimiques.

#### Diffraction aux rayons X

La pureté des séparations a été vérifiée par diffraction X en utilisant un diffractomètre C.G.R. Théta 60 à anticathode de Co filtré au fer.

## Dosage du CO<sub>2</sub>

Les analyses en CO<sub>2</sub> des komatiites de Texmont ont été effectuées à Nancy au CRPG par dosage coulométrique. La calcination s'est effectuée sous courant d'oxygène. Le CO<sub>2</sub> a été ensuite piégé dans une solution de chlorure de Ba. Grâce à un appareil ERALY, on remonte le Ph par électrolyse afin de connaître la quantité de CO<sub>2</sub> piégée dans la solution. Les erreurs analytiques sont de l'ordre de 1% pour des quantités de CO<sub>2</sub> inférieures à 1%, de 2% pour des quantités de CO<sub>2</sub> entre 1 et 10% et de 3% pour des quantités de CO<sub>2</sub> de 10 à 15%.

### Colorimétrie des carbonates

La coloration des carbonates (Evamy, 1963) est le résultat d'une réaction chimique entre une solution et la roche présentées sur une lame mince découverte. Selon le type de solution (A, B ou C) le carbonate se teinte de différentes façons. Les teintes et les solutions utilisées sont résumées plus bas. Dans cette étude, une solution contenant 0,2% de HCL + 0,2% de rouge d'alizarine + 0,5 à 1% de ferricyanure de K a été utilisée.

		A	B	C
CALCITE	sans Fe	rouge	sans coloration	rouge
	pauvre en Fe	rouge	bleu clair	mauve
	riche en Fe	rouge	bleu foncé	pourpre
DOLOMITE	sans Fe	sans coloration	sans coloration	sans coloration
	Fe <sup>2+</sup> /Mg <sup>2+</sup> <1	sans coloration	bleu clair	bleu clair
	Fe <sup>2+</sup> /Mg <sup>2+</sup> >1	sans coloration	bleu foncé	bleu foncé

A : HCL 0,2% + rouge d'alizarine 0,2%

B : HCL 0,2% + Ferricyanure de K 0,5% à 1%

C : HCL 0,2% + rouge d'alizarine 0,2% + Ferricyanure de K 0,5% à 1%

## Isotopes

### \*-Rb/Sr

Les compositions isotopiques en Sr et les rapports Rb/Sr ont été déterminés selon la méthode décrite par Jahn et al. (1980). Les blancs en Sr et Rb sont de l'ordre du ng. Approximativement 200 ng de Sr ont été chargés sur un filament de Re. Les rapports isotopiques du Sr ont été mesurés par un spectromètre de masse Finnigan MAT 262 en mode statique et ont été normalisés au rapport  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8,375$ . Les concentrations en Rb ont été mesurées par dilution isotopique sur un spectromètre de masse Cameca TSN 206 monocollecteur en utilisant un filament simple de Ta. Les erreurs analytiques sur les concentrations en Rb sont estimées à  $\pm 2\%$ . Les résultats obtenus sur le standard NBS987 sur 22 analyses ont donné  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710228 \pm 10 (2\sigma)$ .

### \*-Sm/Nd

Les rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  et  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  sur roches totales (M665, M668A, M658, M661, Ax47, Ax48, Ax43, Ax62) ont été déterminés selon la procédure décrite par Gruau et al. (1987).

Les autres roches totales (M662, M710, M675, M676, M713, M714, M715) et minéraux ont été déterminés en utilisant la technique du spike total ( $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$  spike). Approximativement 500 mg de poudre ont été pesés dans des savilex en Teflon, le spike Sm-Nd a été ajouté à la poudre et le mélange a été traité avec un mélange de HF-HNO<sub>3</sub>-HClO<sub>4</sub> pendant plusieurs jours. Après dissolution, l'échantillon a été séché puis redissout sur plaque chauffante dans de HCl 6N. Le Nd et Sm ont été isolés en utilisant des colonnes à résine de cations et échangeuses d'ions ainsi que des colonnes contenant de la poudre de teflon recouvertes de HDEHP. Les blancs en Nd et Sm ont été mesurés et sont inférieurs à  $0,4 \cdot 10^{-9}$  et  $0,1 \cdot 10^{-9}$  g respectivement. Les résultats obtenus sur le standard Nd La Jolla sur 26 analyses ont donné  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511848 \pm 7 (2\sigma)$ . Les rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  mesurés et calculés sont notés dans la thèse selon la notation  $\epsilon_{\text{Nd}}$  de De Palolo & Wasserburg (1978). Les rapports actuels  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  et  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  du réservoir chondritique de référence sont ceux déterminés par Jacobsen & Wasserburg (1980). L'erreur sur la valeur  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  de l'isochrone est calculée selon la méthode de Fletcher & Rosman (1982). La constante de désintégration de  $^{147}\text{Sm}$  est  $0,00654 \text{ Ga}^{-1}$ .

### \*-Carbone

Les attaques ont été réalisées en acide phosphorique 100%. Les poudres utilisées sont fines ( $<200\mu$ ) afin de permettre une attaque rapide. On pèse une quantité de poudre de telle façon à avoir 10 à 100  $\mu$ moles de carbonates. La poudre est introduite dans le doigt de gant du tube à réaction et l'acide dans l'autre partie du tube. L'ensemble est porté sur une rampe de dégazage où le vide secondaire est maintenu pendant 48h afin de permettre un bon dégazage de la poudre, celle-ci désorbant généralement beaucoup d'eau. Quand le vide se maintient à une pression inférieure à  $10^{-4}$  Torr, le tube est fermé puis plongé dans un bain thermostaté maintenu à  $50^{\circ}\text{C}$ . Cette manipulation est répétée sur un standard de calcite afin de corriger des effets du fractionnement, inconnus à cette température. Deux heures plus tard, l'acide est versé sur la poudre et le tube est replacé dans le bain pendant tout le temps de la réaction. Celui-ci est de 4h pour la calcite, mais il a été prolongé à plusieurs jours pour les dolomites. Pour l'extraction, le tube est placé sur la ligne à vide et ouvert sur un piège refroidi à la température de l'azote liquide afin de piéger  $\text{H}_2\text{O}$  et  $\text{CO}_2$ . La séparation  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  est ensuite effectuée en remplaçant le dewar à azote liquide par un dewar contenant de l'alcool fondant ( $-112^{\circ}\text{C}$ ) car à cette température la tension de vapeur de l'eau est presque nulle tandis que le  $\text{CO}_2$  dégaze pour aller se piéger au niveau du dewar à azote contenant le tube porte-échantillon (placé en 2). Le tube contenant l'échantillon est ensuite transféré pour analyse sur le spectromètre de masse. La composition isotopique de l'oxygène et du carbone du  $\text{CO}_2$  est mesurée avec un spectromètre de mass VG Sira 10 à trois collecteurs. Les résultats sont exprimés dans la notation conventionnelle  $\delta$ .

### \*-Oxygène

Les extractions et les analyses isotopiques ont été réalisées à Rennes. L'oxygène est extrait à partir de 8 ou 9 mg d'échantillons placés dans des tubes en Ni, et mis à réagir à  $600^{\circ}\text{C}$  ou  $750^{\circ}\text{C}$  (dans le cas de l'olivine) avec du  $\text{BrF}_5$  pendant une nuit (Clayton & Mayeda, 1963). L'oxygène est purifié dans la ligne par l'intermédiaire de pièges successifs bloquant les gaz condensables à la température de l'azote liquide ( $\sim -196^{\circ}\text{C}$ ). L'oxygène réagit dans une enceinte à graphite et catalyseur de platine. Du  $\text{CO}_2$  est alors produit. Il est purifié et piégé dans un tube porte-échantillon à la température de l'azote liquide. Le rendement de l'extraction est mesuré au cours de l'extraction ce qui permet de contrôler sa qualité (perte de gaz ou réaction incomplète, gain de gaz indiquant une pollution atmosphérique importante).

La composition isotopique de l'oxygène du CO<sub>2</sub> est mesurée avec un spectromètre de masse VG Sira 10 à trois collecteurs. Les résultats sont exprimés dans la notation conventionnelle  $\delta$ . La moyenne des résultats obtenus sur 10 analyses du standard interne Circe 93 est  $\delta^{18}\text{O} = 5.56 \pm 0.1 \text{ ‰}$ . Le standard Circe 93 est un verre basaltique dont la composition isotopique a été déterminée plusieurs fois par F. Pineau. Un  $\delta^{18}\text{O}$  égal à  $5,68 \pm 0,14 \text{ ‰}$  a alors été obtenu. La correction apportée sur chaque échantillon sera donc de 0,12 ‰. Deux extractions ont été réalisées par échantillon. La reproductibilité est la plupart du temps meilleure que 0,1 ‰.

## ICP-MS

### A- Université de Montpellier

Les concentrations en Rb, Sr, Ba, Cs et Terres Rares sur minéraux et roches totales (M656, M661, M665, M668A) ont été analysées par ICP-MS selon les techniques décrites par Ionov et al. (1992) à l'université de Montpellier. Les résultats obtenus sur les standards UBN, PCC1 et M664 sont présentés en annexes II.

### B-Université de Montréal

#### 1- Mode solution

##### Dissolution de l'échantillon

100 milligrammes d'échantillon ont été dissouts par une solution de HF : HClO<sub>4</sub> (1:8) dans un savilex en teflon. Les sels de fluorure et perchlorate ont été transformés en nitrates par l'intermédiaire d'un acide HNO<sub>3</sub> (3X) concentré. 200 milligrammes de HNO<sub>3</sub> à 2% ont été ajoutés aux sels de nitrates résultant, diluant ainsi 200 fois la solution. L'HNO<sub>3</sub> utilisé a été distillé par un procédé de sub-boiling dans des bouteilles en teflon (Mattison, 1972). L'acide HClO<sub>4</sub> a été distillé dans un distillateur en quartz. L'Hf a été distillé deux fois dans un distillateur en teflon. Ils proviennent tous les deux de Seastar Chemicals Inc.. La dilution à l'acide HNO<sub>3</sub> (2%, 5%) a été préparée avec de l'eau 18 M $\Omega$ . Ces acides ont été titrés pour s'assurer d'une normalité constante.

### Méthode d'analyse:

Tous ces échantillons ont été passés sur une ICP-MS PQII<sup>+</sup> de chez Vg/Fisons Inc.. La sensibilité de cette machine est de l'ordre de 20000000 coups par seconde par ppm. Les limites de détection sont de l'ordre de 10 ppt et ont été calculées pour chaque élément au cours de cette étude à partir des données obtenues sur les blancs et le standard. Les résultats sont présentés sur le tableau 1. Nous avons suivi les méthodes analytiques développées par Cheatham et al. (1993) à l'université de Cornell. Cette technique utilise essentiellement une méthode de standardisation externe limitant les effets de matrices ainsi qu'une réponse non linéaire des corrections de dérive.

### Paramètres opératoires:

Les paramètres opératoires de l'ICP-MS incluent l'utilisation d'un échantillonneur automatique, d'une pompe péristaltique, d'une chambre de nébulisation Meinhard pour l'intensité du signal, une résolution et calibration de masse et une formation d'oxyde en utilisant une solution Spex de 10 ppm contenant des isotopes de masses faibles, moyennes et importantes à des concentrations de 10 ppb. La configuration unique est présentée en tableau 2. Les analyses ont été effectuées en mode peak jumping avec trois points par peak séparés par une étape de 1 DAC en utilisant un dwell-times de 10.24 ms. Un menu typique d'éléments représente 35 isotopes, 10 fois 30 secondes d'acquisition sont enregistrées et moyennées. Les temps d'acquisition sont de 120 secondes et le temps de lavage est de 180 secondes entre les échantillons. Des blancs d'acide nitrique sont passés avant chaque échantillon et les valeurs résultantes sont calculées en soustrayant les blancs aux échantillons et aux standards.

### Procédure:

Une procédure typique représente 57 tubes: 29 blancs d'acide nitriques, 14 inconnues, 6 moniteurs de dérives, 4 standards (BIR-1, BHVO-1, JB-1, BR), 3 solutions d'oxydes moniteurs, un blanc.

### Oxydes:

Pour le calcul de correction des interférences des oxydes pour Eu, la formation d'oxyde dans une solution pure de Ba, Ce, Pr, Th qui contrôle la masse 151 et la masse 153.  $[^{135}\text{Ba}^{16}\text{O}]^+$  interfère avec  $^{151}\text{Eu}^+$  et  $[^{135}\text{Ba}^{18}\text{O}]^+$  interfère avec la masse  $^{153}\text{Eu}^+$ .



**Table 1 : Limite de détection**

Isotope	Limite de détection (ppt)
Rb 85	15
Sr 86	154
Y 89	11
Zr 90	39
Nb 93	10
Cs 133	2
Ba 135	176
Ba 137	158
La 139	11
Ce 140	21
Pr 141	4
Nd 143	18
Nd 146	16
Sm 147	10
Sm 149	14
Eu 151	3
Eu 153	4
Gd 156	9
Gd 157	12
Tb 159	2
Gd 160	8
Dy 163	6
Ho 165	2
Er 166	5
Tm 169	2
Yb 172	8
Lu 175	2
Hf 178	8
Ta 181	2
Pb 206	10
Pb 207	11
Pb 208	8
Th 232	6
U 238	6

**Table 2: Configuration des instruments pour l'ICP-MS:**

<b>INDUCTIVELY COUPLED PLASMA</b>	<b>UNITES</b>	<b>VALEURS</b>
Puissance incidente à 27 Mhz	kW	1350
puissance réfléchie	W	<3
Flux du gaz de refroidissement	SLPM	14
Flux du gaz auxiliaire	SLPM	0.9
Flux du gaz de nébulisation	SLPM	0.8

<b>Paramètres d'échantillonnage</b>	<b>UNITES</b>	<b>VALEURS</b>
(peristaltic pump 30 RPM)	ml Min <sup>-1</sup>	0.9
Type de nébulisateur		Meinhard
Type de chambre de nébulisation		Scott double-pass
Température de la chambre de nébulisation	°C	10
Temps de lavage	s	180
Profondeur d'échantillonnage (ouverture - bobine de charge)	mm	1.0
Cône d'échantillonnage en nickel		
Diamètre de l'ouverture	mm	1.0
Cône écumeur en nickel		
Diamètre de l'ouverture	mm	0.76

<b>Réglage des lentilles</b>	<b>UNITES</b>	<b>VALEURS</b>
Extraction	V	-190
Collection	V	0
L1	V	0
L2	V	-30
L3	V	0
L4	V	-50

<b>Analyseur de masse</b>	<b>UNITES</b>	<b>VALEURS</b>
Type de quadropole		VGQ SX300
Résolution de masse (10% de la hauteur du pic)	amu	0.8
Pole Bias	V	5

<b>Système de détection</b>	
Type de détecteur	Galileo channeltron 4870 V
Mode de détection	Comptage des pulsations

**Table 2:** (suite)

Acquisition des données	UNITES	VALEURS
Mode		peak jumping
Points par pic		3
Digital Analogue Convertisseur steps		1
Temps de comptage par isotope, par point	ms	10.24
Nombre d'isotopes dans le menu d'éléments		35
Temps d'acquisition	s	30
Nombre de balayages par acquisition		21
Nombres d'acquisitions		10

## 2- Mode laser

L'ablation laser couplée à une ICP-MS est un outil performant pour déterminer in situ les teneurs en éléments en trace. Les détails concernant cette technique d'analyse ont été décrits par (Feng, 1994). Un rayon laser passe à travers le sommet d'une cellule en verre de quartz contenant l'échantillon. Une fois la mise au point effectuée sur l'échantillon, le rayon laser abrase l'échantillon. L'échantillon abrasé est transporté sous forme d'aérosol par un flux d'Ar dans le tube d'injection de la torche ICP où l'échantillon aérosol est ionisé. Afin d'optimiser le signal les paramètres optimum ont été déterminés par abrasion d'un verre volcanique (NIST 612) dont les concentrations sont connues. Ces paramètres sont résumés dans le tableau 3. Les teneurs de l'échantillon sont calculées par rapport à la réponse fournie par le standard interne NIST 612. L'isotope  $^{43}\text{Ca}$  est utilisé comme un isotope standard interne. Les concentrations du standard sont extraites de Jackson et al. (1992). Les limites de détection pour les Terres Rares sont de l'ordre de 10 à 15 ppb. Pour le Sr, Y et Ba ces limites sont de l'ordre de 200 ppb.)

Tableau 3: Configuration des instruments pour la sonde laser.

<u>Sonde Laser</u>	
Mode laser	Q-switched
Taux de répétitions	4.5 HZ
Puissance de sortie laser	10 mJ/pulse
Diamètre de l'échantillon abrasé	150 $\mu\text{m}$
Temps de préablation	30 secondes
Mise au point	sur l'échantillon

<u>ICP-MS</u>	
Lentille d'extraction	de -190 à 150 V
lentille collectrice	0 V
Taux de nébulisation	1.34 - 1.41/m
Gaz de refroidissement	14-16 l/m
Gaz auxiliaire	1 - 1.21/m
Résolution	0.9 amu (largeur de pic)
Mode d'acquisition	Peak jumping
Nombre de points mesurés par pic	3 points
Temps de comptage par isotope	20 ms
Temps d'acquisition	30 secondes
Nombres de répétitions	3

amu = unité de masse atomique; °C = degré Celcius; kW = kilowatt; min = minute; ml = millilitre; ms = milliseconde; s = second; SLPM = Standard Litter Per Minute; V = volt; W = watt.

# ANNEXES B

## RESULTATS ANALYTIQUES



Table : 1

Compilation des résultats obtenus sur le standard BIR 1.

BIR 1	Xie et al 1994 ICP-MS	Xie et al 1994 LA-ICP-MS	Potts et al 1981 INAA	Jenner et al 1990 ICP-MS	Hall and Pelchat 1990 ICP-MS	Govindaradjia 1989 compilation	Jochum et al 1990 SSMS	Jochum et al 1994 SSMS	Montréal ICP-MS	Montpellier ICP-MS
Rb	0.172±0.03	0.3±0.1						0.240	0.19±0.01	0.33
Sr	112±2.07	119±7						110.000	109.1±0.5	118
Y	14.6±0.25	14.3±1.2						15.500	14.83±0.07	
Cs	0.007±0.001	-						0.004	0.004±0.001	0.01
Ba	6.47±0.15	7.2±0.64						7.100	6.6±0.2	7.3
U	0.011±0.002	-						0.01	0.009±0.001	
Th	0.05±0.01	-		0.036±0.005		0.89	0.031	0.031	0.029±0.001	
Nb	0.71±0.16	0.06±0.04		0.59±0.05	1.5±0.07	2±0.5	0.49	0.5	0.58±0.07	
Hf	0.62±0.02	0.6±0.06	0.6	0.6±0.03	0.64±0.02	0.58	0.36	0.51	0.48±0.01	
Zr	15.6±0.3	13.2±1.39		16.3±0.4	18±0.36	22±7	12.1	15.4	13.5±0.2	
La	0.61±0.01	0.8±0.06	0.7	0.6±0.02		0.88	0.594	0.61	0.59±0.01	0.67
Ce	1.93±0.03	2.0±0.8		1.87±0.05		2.5	1.83	1.95	1.85±0.01	2.15
Pr	0.38±0.02	0.4±0.04		0.36±0.01		0.5	0.341	0.38	0.40±0.07	
Nd	2.53±0.03	2.6±0.7		2.3±0.1		2.5	2.39	2.34	2.20±0.05	2.52
Sm	1.14±0.04	1.3±0.21	1.11	1.06±0.04		1.08	1.07	1.1	1.04±0.06	1.11
Eu	0.53±0.02	0.5±0.07	0.56	0.56±0.04		0.54	0.457	0.52	0.50±0.01	0.55
Gd	1.92±0.07	1.6±0.28		1.73±0.06		1.9	1.52	1.84	1.82±0.04	1.68
Tb	0.35±0.01	0.3±0.06		0.36±0.01		0.41	0.3	0.36	0.35±0.03	0.33
Dy	2.65±0.06	2.7±0.23	0.5	2.69±0.05		2.4	2.25	2.51	2.42±0.03	2.33
Ho	0.57±0.01	0.5±0.1		0.61±0.01		0.5	0.55	0.56	0.54±0.02	0.51
Er	1.74±0.03	1.8±0.18		1.7±0.05		1.8	1.5	1.66	1.61±0.02	1.48
Tm	0.26±0.01	0.2±0.02		0.34±0.01		0.27	0.227	0.25	0.25±0.01	0.223
Yb	1.7±0.04	1.6±0.36	1.64	1.63±0.05		1.7	1.36	1.63	1.56±0.03	1.486
Lu	0.26±0.01	0.2±0.02	0.25	0.25±0.01		0.26	0.227	0.25	0.24±0.04	0.232

Table 2:  
Compilation des résultats sur le standard M664

Méthode	XRF A	XRF B	XRF C	INAA	SSMS	TIMS	HPLC	ICP-MS (A)	ICP-MS (B)
Rb	5	6	5,2	8,2	4,1	5,5		5,1	5,85±0,15
Sr	20,5	21	18,4		20,5	19,3		19	23,14±0,05
Y	8,2	8	7		7,3			5,4	8,54±0,14
Cs				0,93	0,72				0,72±0,05
Ba				14	12,7			12	15,7±0,2
Ta				0,026				0,08	0,06±0,02
Pb					0,11			0,3	0,36±0,04
U					0,012			0,01	0,015±0,003
Th					0,039			0,04	0,04±0,02
Nb		0,5	0,5		0,55			0,9	0,47±0,01
Hf				0,49	0,39			0,4	0,50±0,05
Zr	15,8	16	14,7		15,7			15	19,8±0,3
La				0,53	0,57	0,55	0,54	0,7	0,60±0,01
Ce				1,61	1,74	1,62	1,43	1,6	1,83±0,02
Pr					0,28		0,26	0,3	0,31±0,01
Nd				1,49	1,49	1,61	1,37	1,6	1,76±0,03
Sm				0,65	0,61	0,64	0,54	0,6	0,72±0,01
Bu				0,24	0,23	0,25	0,21	0,24	0,28±0,01
Gd					0,8	0,98	0,84	0,05	1,1±0,01
Tb				0,17	0,14		0,145	0,17	0,21±0,01
Dy				1,17	1,04	1,24		1,2	1,40±0,04
Ho				0,28	0,26		0,22	0,27	0,30±0,01
Er					0,71	0,79	0,72	0,78	0,90±0,03
Tm				0,12	0,098		0,1	0,11	0,13±0,01
Yb				0,78	0,66	0,77	0,69	0,75	0,88±0,03
Lu				0,113	0,09	0,12	0,1	0,12	0,14±0,01

XRF (A) : fluorescence X d'après la méthode de Jagouiz et Palme (Arndt, 1986)

XRF (B) : valeurs préférées pour la calibration de la fluorescence X.

XRF (C) : Université de Mainz (éléments majeurs) et université de Cape Town (éléments en traces)

INAA : activation neutronique (Université de Mainz).

SSMS : Spark-Source Mass Spectrometry (Université de Mainz).

TIMS : Thermal ionization mass spectrometry (Université de Mainz).

HPLC : High-performance liquid chromatography (Université de Montpellier).

ICP-MS (A) : Inductively Coupled Plasma-Mass spectrometry (Université de Montpellier).

ICP-MS (B) : Inductively Coupled Plasma-Mass spectrometry (Université de Montréal).



Table 3:

## Compilation des résultats obtenus sur le standard PCC1

PCC1 Méthode	PCC1 (A)* ICP-MS	PCC1 (B)* ICP-MS	Govindaradjiv, 1989 compilation	Jochum et al, 1991 SSMS	Ionov et al, 1992 ICP-MS	Montpellier moyenne ICP-MS
Rb	0,05	0,061	0,066		0,068	0,096
Sr	0,341	0,368	0,4	0,4	0,38	0,336
Cs	0,011	0,011				
Ba	0,91	0,93	1,2	1,03	0,68	0,74
Ta	0,0009	0,0011	0,02		0,003	0,0015
Pb	7,5	7,5	10		8,2	7,9
Th	0,01	0,011	0,013	0,0033	0,0095	0,0109
U	0,005	0,006	0,0045	0,0043	0,0042	0,0045
Nb	0,023	0,024	1	0,038	0,042	0,026
Zr	0,142	0,148	10	0,25	0,13	0,112
Hf	0,0062	0,0056	0,04	0,0071	0,0055	0,004
La	0,0284	0,0313	0,052	0,038	0,039	0,036
Ce	0,056	0,056	0,1		0,057	0,054
Pr	0,0071	0,0089	0,013	0,014	0,0085	0,0084
Nd	0,0311	0,0318	0,042	0,052	0,03	0,029
Sm	0,0078	0,0092	0,0066	0,0064	0,008	0,008
Eu	0,0016	0,0026	0,0018		0,0018	0,0009
Gd	0,0085	0,0106	0,014		0,008	0,0069
Tb	0,0016	0,002	0,0015		0,0015	0,0014
Dy	0,0111	0,013	0,01		0,013	0,0114
Ho	0,0032	0,0036	0,0025		0,0038	0,0029
Er	0,012	0,014	0,012	0,0056	0,0123	0,0126
Tm	0,0027	0,003	0,0027		0,0025	0,00261
Yb	0,0222	0,0223	0,024	0,018	0,0215	0,0231
Lu	0,0049	0,0056	0,0057	0,0057	0,0049	0,005

\* PCC 1 (A) et PCC 1 (B) sont les valeurs obtenues sur ces standards avec l'ICP-MS de Montpellier



**MEMOIRES DE GEOSCIENCES-RENNES**  
**Université de Rennes I - Campus de Beaulieu**  
**35042 - RENNES Cedex tel : 99.28.60.80**

**Dans la même collection :**

- N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). Epuisé
- N°2 - G. QUERRE - Palingénèse de la croûte continentale à l'Archéen : Les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl. (1985). Epuisé
- N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). Epuisé
- N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl., (1985). 55F.
- N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli", segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). Epuisé
- N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). 55F.
- N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). Epuisé
- N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). Epuisé
- N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986). Epuisé
- N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes Centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). 120 F.

N°11 - J.S. SALIS - Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000-70.000 BP dans la Chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987). 90F.

N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). 75F.

N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl. (1987). 95F.

N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et Chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). 95F.

N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension; modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987). Épuisé

N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F

N°17 - J.P. COGNE - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl., (1987). 90F.

N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). 140F.

N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'Unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). Épuisé

N°20 - J.P. GRATIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.

N°21 - R.P. MENOT - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988). 200F

- N°22 - S. BLAIS - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tab., 11pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). 160F
- N°23 - A. CHAUVIN - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du Quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD - La marge austroalpine durant la collision alpine; évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.
- N°25 - C. GUERROT - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989) 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi-carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méseta marocaine. 353 p., 244 fig., 15pl. (1989) 210F.
- N°27 - Ph. BARDY - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricaïn et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., 1 pl. hors-texte. (1989). 175F.
- N°28 - D. GAPAIS - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab., (1989). 275F.
- N°29 - E. LE GOFF - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). 150F.
- N°30 - D. KHATTACH - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100F.
- N°31 - A. HAIDER - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). 130 F.
- N°32 - T. DANIEL - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab., (1989). 210 F.
- N°33 - C. LECUYER - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab., (1989). 200 F.

- N°34 - P. RICHARD** - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig., (1989). 400 F.
- N°35 - J. de BREMOND d'ARS** - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl., (1989). 180 F.
- N°36 - A. LE CLEAC'H** - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO<sub>2</sub>. 190 p., 72 fig., 37 tabl., (1989). 100 F.
- N°37 - O. MERLE** - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl., (1990). 160F.
- N°38 - P. ALLEMAND** - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl., (1990). 160F.
- N°39 - Ch. BASILE** - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl., (1990) . 130F .
- N°40 - M. AUDIBERT** - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). 150F.
- N°41 - G. RUFFET** - Paléomagnétisme et <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar : étude combinée sur des intrusions précambriennes et paléozoïques du Trégor (Massif Armoricaïn) . 261 p., 80 fig., 19 tabl., (1991). 120F.
- N°42 - P. SUZANNE** - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. 262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl., (1991). 210F.
- N°43 - G. FIQUET** - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. 274 p., 101 fig., 53 tabl., (1991). 130F.
- N°44 - J. MARTINOD** - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur., (1991). 170F.
- N°45 - M.O. BESLIER** - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. 257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur., (1991). 180F.

- N°46 - J.B.L. FRANCOLIN - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil) : 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur, (1992). 300F.
- N° 47 - S. TOURPIN - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale. 185 p., 53 fig., 23 tabl., (1992). 100F.
- N° 48 - J.A. BARRAT - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tab., (1992). 100F.
- N° 49 - E. HALLOT - Injection dans les réservoirs magmatiques. Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Briec, Bretagne Nord) et modélisation analogique. 331 p., 101 fig., 30 tabl., (1993). 180F.
- N°50 - T. SOURIOT - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. 225 p., 2 pl. coul., 1 tabl., 91 fig., 16 pl. photo., 1 carte H.Texte, (1993). 190F.
- N° 51 - T. EUZEN - Pétrogenèse des granites de collision post-épaississement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du Complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricaïn, France). 350 p., 2 pl. coul., 34 tabl. en annexe, (1993). 190F.
- N° 52 - J. LE GALL - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricaïn). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. 370 p., 30pl. photo., 1 pl. coul. (1993). 350 F.
- N° 53 - J. C. THOMAS - Cinématique tertiaire et rotations de blocs dans l'ouest de l'Asie Centrale (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik). Etude structurale et paléomagnétique. 330 p., 107 fig., 2 pl. coul., 18 tabl., 1 carte, annexes. (1993). 220 F.
- N°54 - F. LAFONT - Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées Orientales., 270 p., 115 fig., dont 17 pl. couleur. (1994). 150 F.
- N° 55 - C. BIELLMANN - Stabilité et réactivité des carbonates à très hautes pression et température. Implications pour le stockage du Carbone dans le manteau terrestre., 230 p., 74 fig., 11 tabl., 1 pl. couleur (1993). 175 F.

N°56 - A. POTREL - Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie), dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain). 400 p., (dont annexes) 125 fig., 21 tabl., 1 pl. couleur, 43 Pl. photo (1994). 270 F.

N° 57 - M. KUNTZ - Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés : Contribution à l'étude de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. 220 p., 19 pl., 87 fig., 3 tabl. (1994). 155 F.

N° 58 - D. ROUBY - Restauration en carte des domaines faillés en extension. Méthode et applications. 266 p., 98 fig. dont annexes (1994). 180 F.

N° 59 - J.J. TONDJI-BIYO - Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisation analogique et exemples naturels. 426 p., 141 fig., 4 pl. couleur, 21 tableaux, dont annexes (1995). 270 F.

N° 60 - H. BOUHALLIER - Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (Craton de Dharwar, Inde du Sud). 277 p., 100 fig., dont 5 pl. coul., 7 tab., dont annexes (1995). 150 F.

N° 61 - P. GAUTIER - Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans la domaine centre-égéen (îles des Cyclades et d'Eubée, Grèce). 430 p., 89 fig., dont 4 pl. coul., 1 tabl., dont annexes (1995). 220F.

N° 62 - M.T. ROMAN BERDIEL - Mécanismes d'intrusion des granites supracrustaux. Modèles analogiques et exemples naturels. 270 p., 75 fig., 5 pl. laser, 9 tabl. (1995). 160F.

N° 63 - M. JULLIEN - Polytypisme, ordre d'empilement et interstratification dans la cookéite et les phyllosilicates non micacés du métamorphisme. Influence de la pression. 226 p., 61 fig., 8 tabl., (1995). 150 F.

N° 64 - Y. LAHAYE - L'altération des komatiites. 24 p., 70 fig., 29 tabl., + annexes (1995). 150 F.



## BON DE COMMANDE

à retourner à : Mme FALAISE

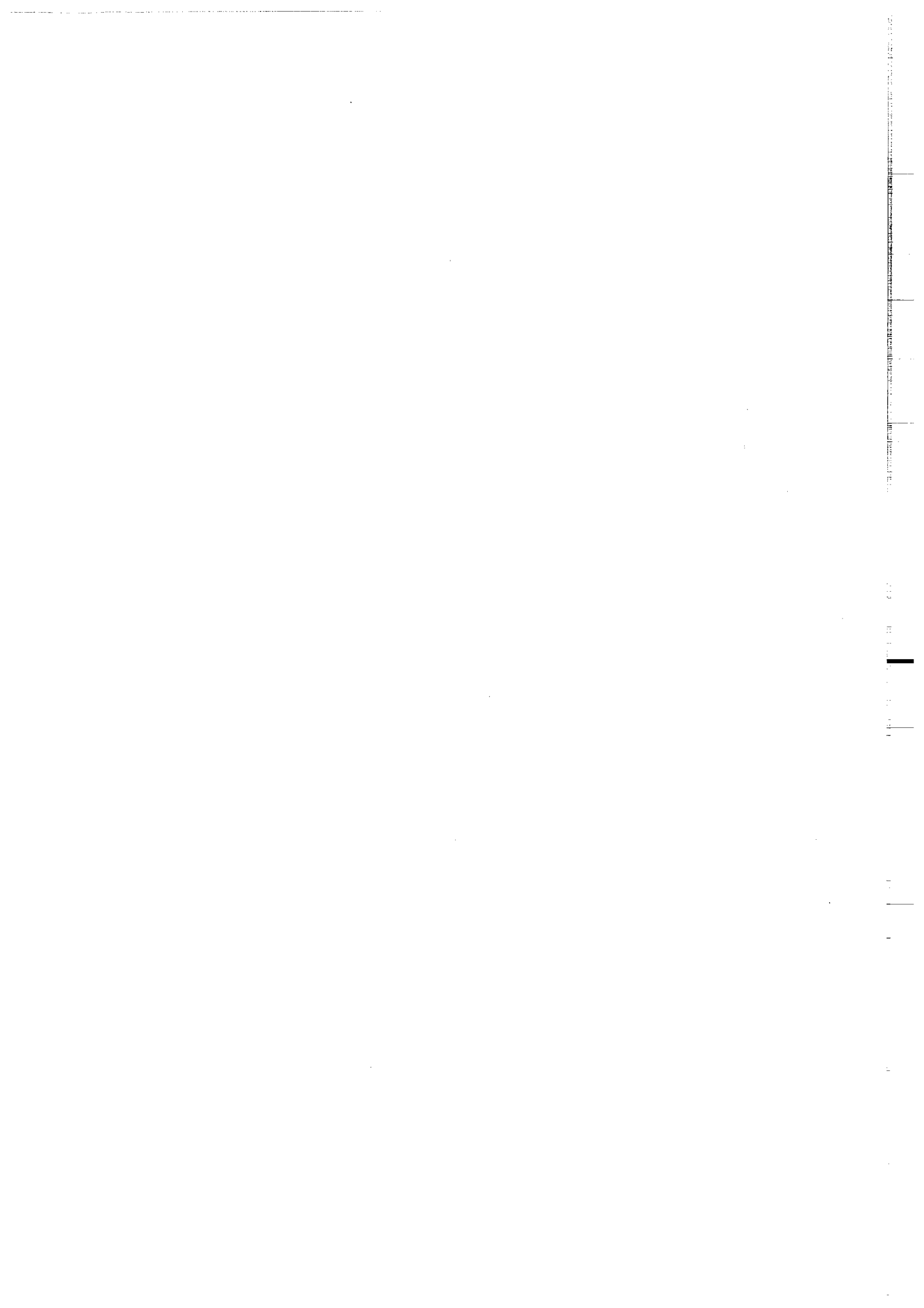
Mémoires de Géosciences - RENNES  
 Université de Rennes I - Campus de Beaulieu  
 35042 - RENNES Cédex (France)  
 Tél : 99.28.60.80 Fax : 99.28.67.80

NOM .....  
 ORGANISME .....  
 ADRESSE .....

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb exemplaires	P.U.	Total
Frais d'envoi : 20,00F par volume			Total	
par volume supplémentaire : 5,00 F			Frais d'envoi	
			Montant total	

Veillez établir votre chèque au nom de Monsieur l'Agent Comptable  
 de l'Université de Rennes I et le joindre à votre bon de commande.



## Résumé :

Dans le but de tester la capacité des komatiites à préserver leur composition géochimique et isotopique (Sr, Nd, O) primaire, caractéristique du manteau archéen, les coulées basaltiques et komatiitiques des ceintures de roches vertes de l'Abitibi et de Barberton ont été étudiées.

Les komatiites peu altérées ont des compositions géochimiques compatibles avec le fractionnement de l'olivine; seuls les éléments alcalins sont mobilisés. Dans les komatiites plus altérées, les concentrations en High Field Strength Element (HFSE) par rapport aux Terres Rares (REE) produisent des anomalies variables à l'intérieur des coulées. Ces anomalies sont produites par le fractionnement des phases mantelliques de haute pression et/ou la mobilité de ces éléments par les fluides hydrothermaux.

Les mobilités géochimiques et les perturbations tardives des systèmes isotopiques (Sr, Nd, O) à l'échelle de la roche totale sont expliquées par des processus d'échange isotopique et par le fractionnement tardif des éléments en traces.

Afin de déterminer la composition isotopique initiale de ces coulées komatiitiques, les compositions isotopiques en Néodyme et Oxygène ont été mesurées sur des minéraux primaires. A partir de ces données, il apparaît que la source des komatiites d'Alexo (Abitibi) a une valeur  $\epsilon_{Nd(T)}$  supérieure à celle obtenue sur les basaltes. Ces différences isotopiques en néodyme s'intègrent dans un modèle de plume mantellique pour la genèse des komatiites. De même, les pyroxènes de Barberton de la formation de Weltevreden ont une valeur  $\epsilon_{Nd(T)}$  systématiquement supérieure ou égale aux valeurs obtenues sur roche totale dans les autres formations.

Les principaux facteurs qui contrôlent les mobilités géochimiques dans les komatiites altérées sont (1) la composition du fluide, (2) leurs faibles concentrations initiales en éléments en traces, (3) la nature des phases secondaires qui concentrent les éléments en traces et (4) leur texture.

## Mots clés :

Manteau archéen, komatiite, hydrothermalisme, mobilité, échange isotopique, plume mantellique, éléments en traces, Sm-Nd, Rb-Sr.