



HAL
open science

Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme: Exemple de la Finlande Orientale.

Sylvie Tourpin

► To cite this version:

Sylvie Tourpin. Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme: Exemple de la Finlande Orientale.. Géochimie. Université Rennes 1, 1991. Français. NNT: . tel-00675899

HAL Id: tel-00675899

<https://theses.hal.science/tel-00675899>

Submitted on 2 Mar 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.

S. TOURPIN

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-46-7

**perte des mémoires
isotopiques (Nd, Sr, O)
et géochimiques (REE)
primaires des komatiites
au cours du métamorphisme:**

EXEMPLE DE LA FINLANDE ORIENTALE

MEMOIRES ET DOCUMENTS

du Centre Armoricaïn

n° 47

d'Etude Structurale

des Socles



Rennes 1992

**MEMOIRES ET DOCUMENTS
DU
CENTRE ARMORICAIN D'ETUDE STRUCTURALE DES SOCLES**

N°47

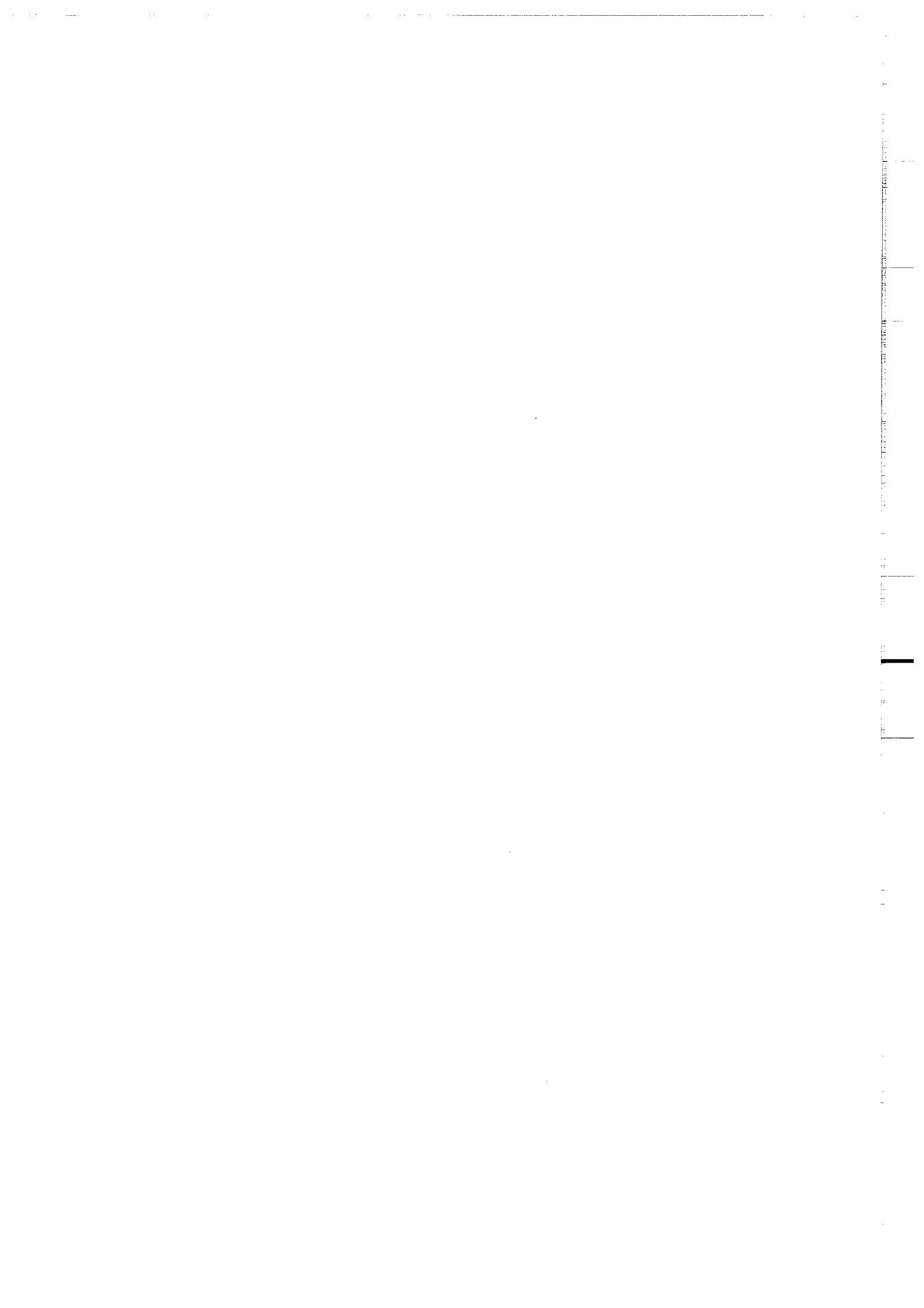
Sylvie TOURPIN

**PERTE DES MEMOIRES ISOTOPIQUES (Nd, Sr, O) et GEOCHIMIQUES (REE)
PRIMAIRES DES KOMATIITES AU COURS DU METAMORPHISME :
EXEMPLE DE LA FINLANDE ORIENTALE**

**Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I
soutenue le 15 Novembre 1991**

**Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F-35042 - RENNES Cédex
(France)**

1991



ISSN : 0755-978 X

ISBN : 2-905532-46-7

1991

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles

LP CNRS n°4661

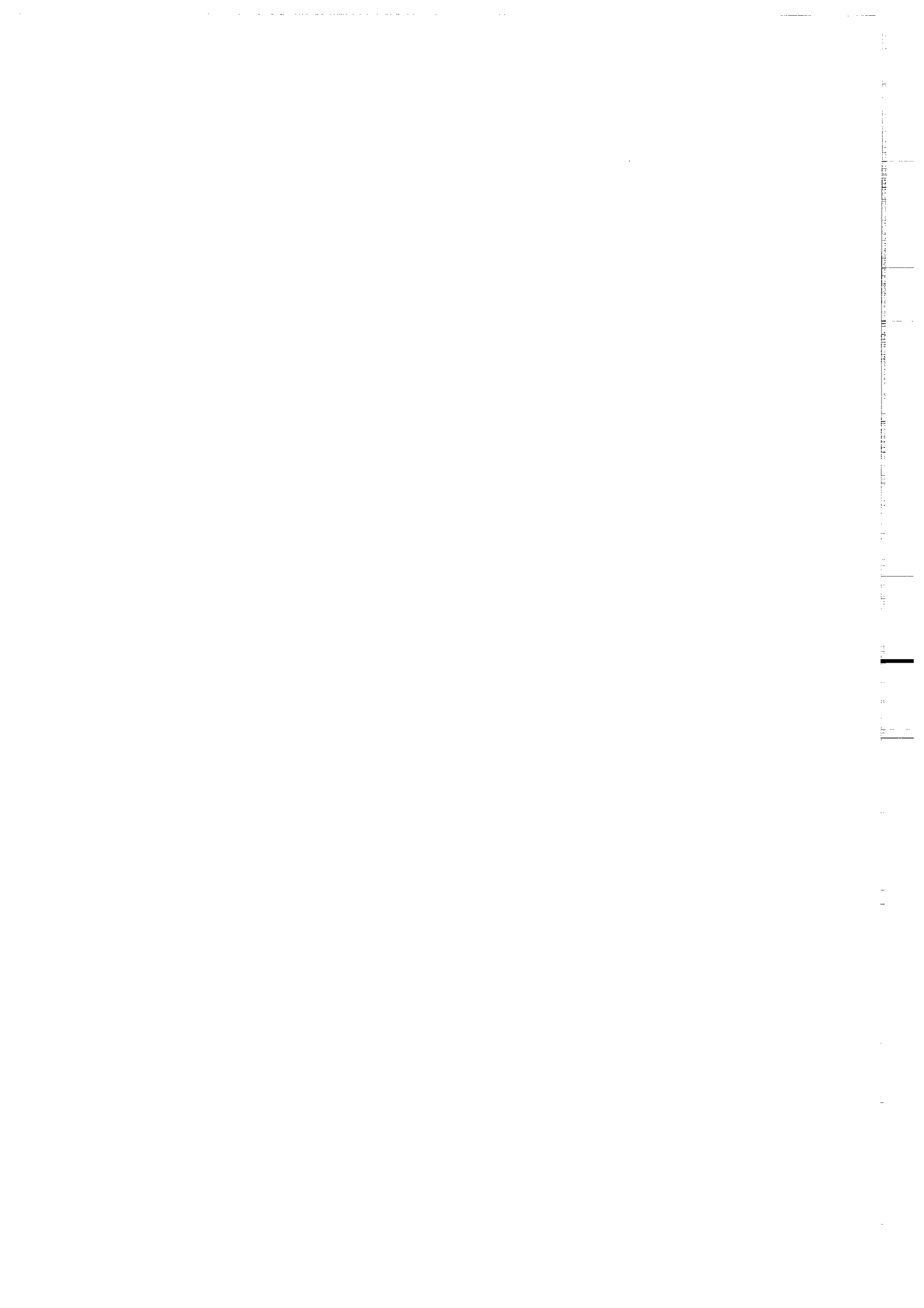
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu

F-35042 - RENNES Cédex (France)

S. TOURPIN

**Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques
(REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme :
Exemple de la Finlande Orientale.**

Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes,47; 185p.



Que toutes les personnes qui ont contribué, par leur compétence et leur gentillesse, à l'élaboration de ce travail, se trouvent ici remerciées.



SOMMAIRE

INTRODUCTION	1
OBJECTIFS GENERAUX DE CETTE ETUDE	11
QUELQUES PRINCIPES SUR LA THEMATIQUE DES SYSTEMES ISOTOPIQUES	11
1) ϵ_{Nd} apparents : implication sur la capacité de ces paramètres à tracer les signatures isotopiques initiales	13
2) Influence de la contamination sur les âges mesurés	15
CHAPITRE 1 : CONTEXTE GEOLOGIQUE	17
I) GENERALITES	19
II) LES PRINCIPAUX TRAITs GEOLOGIQUES DE LA REGION DE SUOMUSSALMI-KUHMO-TIPASJARVI	21
III) DEFORMATION ET METAMORPHISME-TRAVAUX ANTERIEURS	27
IV) GEOCHRONOLOGIE-RESULTATS ANTERIEURS	29
LES KOMATIITES : IMPACT DU METAMORPHISME ET DE L'ALTERATION SUR LEURS CARACTERES CHIMIQUES ET ISOTOPIQUES	35
CHAPITRE II : MODIFICATIONS GEOCHIMIQUES ET ISOTOPIQUES INDUITES PAR LA CARBONATATION : L'EXEMPLE DES KOMATIITES DE TIPASJÄRVI	37
I) INTRODUCTION	39
II) LES CONTRAINTES APPORTEES PAR LES ELEMENTS MAJEURS, LES TRACES (REE, EN PARTICULIER) ET LES ISOTOPES (Sr,Nd ET O) (<i>article</i>)	39
III) CONTRAINTES APPORTEES PAR LA COMPARAISON DES CARBONATES EN VEINES ET INTERSTITIELS	64
1) Elements majeurs : données microsonde	64
2) Isotopes de l'oxygène et du carbone	66
3) Isotopes du Néodyme et du Strontium	66
4) Conclusions	69
IV) CONCLUSION	70

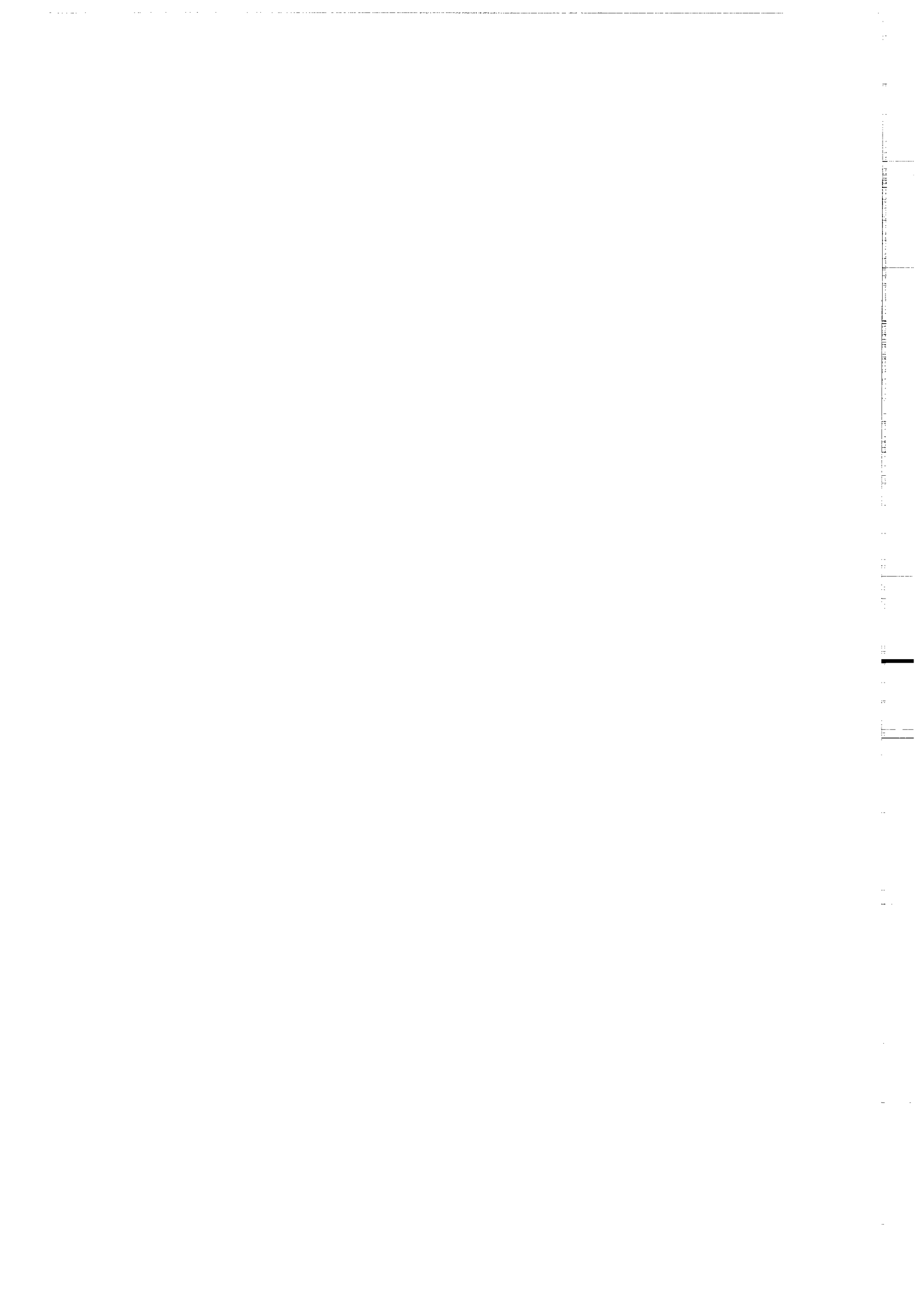
CHAPITRE III : LES COULEES DE SIIVIKKOVAARA : UN EXEMPLE DE COULEES KOMATIITIQUES OU L'ENSEMBLES DES MEMOIRES ISOTOPIQUES ET GEOCHIMIQUES MAGMATIQUES A ETE EFFACE PAR LA RECRISTALLISATION METAMORPHIQUE	71
LOSS OF ISOTOPIC (Nd, O) AND CHEMICAL (REE) MEMORY DURING METAMORPHISM : NEW LIMITATIONS ON THE RELIABILITY OF KOMATIITES TO PROBE ARCHEAN MANTLE COMPOSITION <i>(Article)</i>	73
CHAPITRE IV : REEXAMEN DES DONNEES ANTERIEURES SOUS L'ANGLE DE LA PERTURBATION METAMORPHIQUES : NOUVELLES CONTRAINTES ISOTOPIQUES	109
I) INTRODUCTION	111
II) DONNEES ANTERIEURES	111
III) DONNEES Sm-Nd	113
IV) ISOTOPES DU STRONTIUM	118
V) CONCLUSIONS	118
CONCLUSION GENERALE	121
ETUDES COMPLEMENTAIRES :	125
CHAPITRE 1 : SIGNIFICATION DES AGES Rb-Sr DANS LES GRANODIORITES	129
I) GENERALITES - CONTEXTE GEOLOGIQUE	131
II) DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES	131
III) NOUVELLES DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES : AGES Pb-Pb SUR MONO-ZIRCONS	135
IV) AGES Rb-Sr TROP JEUNES : UN PROBLEME DE CONTAMINATION PAR DES CARBONATES ?	138
V) CONCLUSIONS	143
CHAPITRE 2 : THOLEIITES: ARCHEENNES OU PROTEROZOIQUES ?	145
I) GENERALITES	147
1) Caractères généraux des roches gabbroïques :	147
2) Echantillon S819 : un exemple de dolérite protérozoïque interprétée comme	

une tholéiite archéenne :	150
3) Comparaison : tholéiites archéennes-dolérites protérozoïques	150
II) INFLUENCE DU METAMORPHISME SVECOKARELIEN SUR LES DOLERITES	152
1) Données Rb-Sr	153
2) Données Sm-Nd	153
IV) CONCLUSIONS	155

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	157
------------------------------------	------------

ANNEXES

Annexe : Procédures analytiques	175
---------------------------------	-----



INTRODUCTION

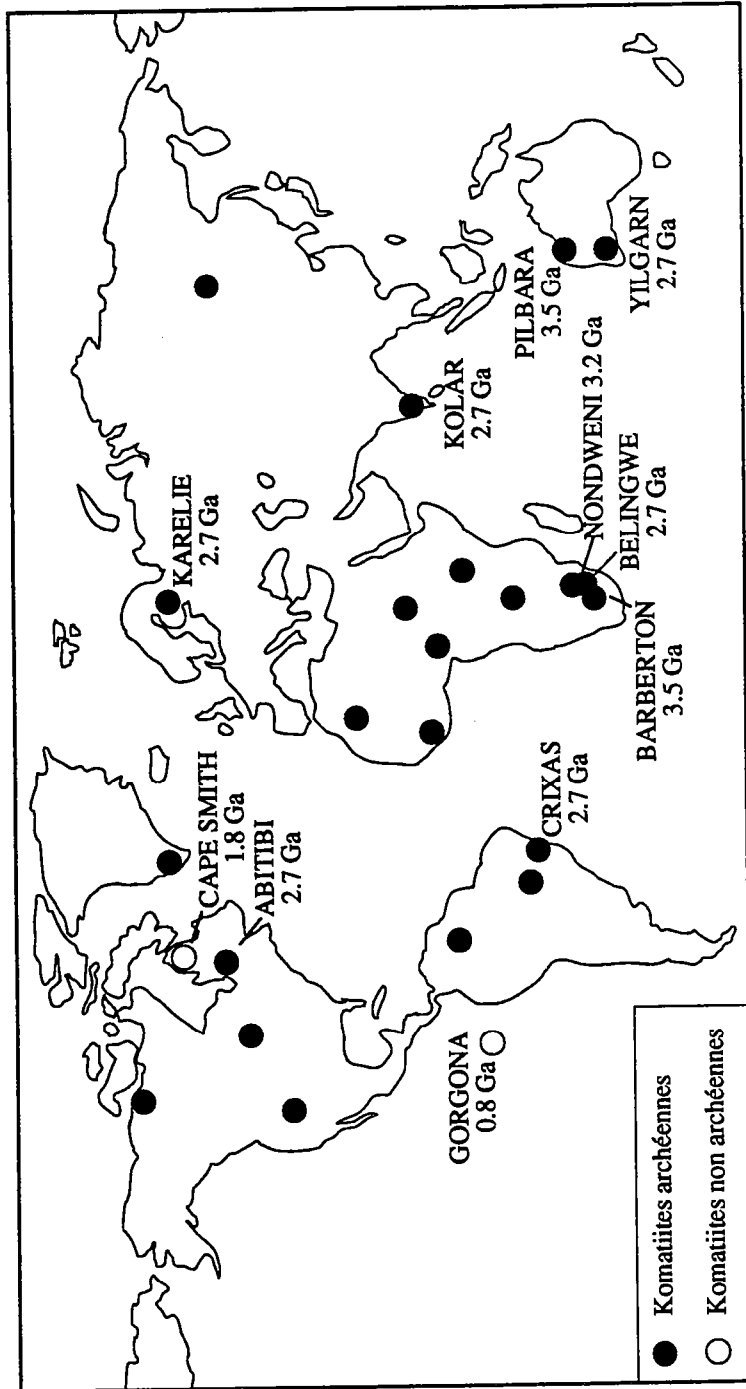


Fig. 1. Distribution spatiale et temporelle des principales ceintures de roches vertes.

Connaître la composition du manteau supérieur à l'Archéen est indispensable à la compréhension de la formation et de l'évolution de la Terre au cours des temps géologiques. L'une des façons de déterminer cette composition consiste à analyser des roches ayant une origine mantélique directe. De par leur composition chimique et leur vaste répartition géographique et temporelle, les komatiites sont considérées comme les objets privilégiés pour contraindre la nature et l'évolution du manteau : la plupart des modèles ayant trait à la composition du manteau primitif, du manteau archéen mais également à l'évolution du système croûte-manteau, sont basés sur des données provenant des komatiites (Albarède and Brouxel, 1987; Chase and Patchett, 1988; Smith and Ludden, 1989).

En effet, du fait de leurs compositions très magnésiennes ($MgO > 18\%$), de leurs très faibles teneurs en REE et de leur température d'éruption très élevée (1600-1700°C environ), il a été suggéré que ces roches étaient générées par un fort taux de fusion (50 à 60% au minimum) d'une source magmatique de type pyrolitique (50% olivine, 25% orthopyroxène, 15% clinopyroxène, 10% grenat). Pour un tel taux de fusion, grenat et pyroxène passent entièrement dans les liquides, le résidu n'étant constitué que d'olivine avec peut-être une faible proportion d'orthopyroxène (Green, 1975 ; 1981 ; entre autres). Ces deux phases minérales n'étant constituées que de Si, O, Mg et Fe, tous les éléments incompatibles (Zr, Y, REE, par exemple) et des éléments majeurs tels que Ti, Al et Ca se concentrent dans les magmas. Au cours des processus de différenciation des coulées, de nouveau, seule l'olivine fractionne. On peut donc considérer que le fractionnement chimique entre la source magmatique et les laves komatiitiques est de faible importance. Dans ces conditions, les rapports entre les éléments incompatibles (Ca/Al, Al/Ti, Ti/Zr, La/Sm...) mesurés dans les laves sont équivalents à ceux de leur source mantélique. Le second intérêt de ces roches réside dans leur vaste répartition géographique et temporelle (Fig. 1) : elles sont présentes dans pratiquement toutes les ceintures de roches vertes archéennes (Afrique du Sud, Canada, Australie, Finlande, Inde...) et forment un des constituants principaux du volcanisme archéen (Fig. 1 ; Nesbitt et al., 1982 ; Goodwin, 1991).

Cependant, des travaux récents ont montré que l'utilisation des komatiites en tant que traceurs du manteau archéen était limitée par un certain nombre de problèmes (e.g. Arndt, 1986) :

- la localisation des zones sources (manteau supérieur ou manteau inférieur?) qui peut jeter un doute sur la représentativité des komatiites en tant que marqueurs du manteau archéen ;
- la nature des phases résiduelles lors de la fusion partielle (olivine ou grenat?)

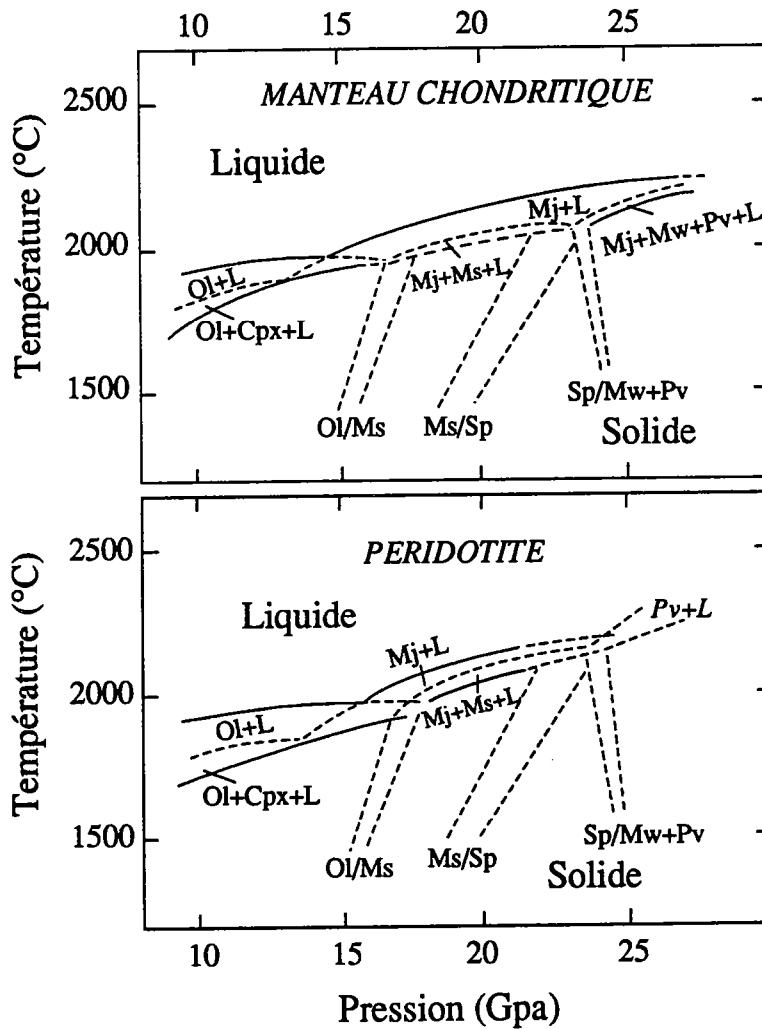


Fig. 2. Relations de phases schématiques du manteau chondritique et de composition péridotitique (d'après Ohtani et al., 1989).

Ol : olivine ; Cpx : clinopyroxène ; Mj : grenat-majorite ; Sp : spinel ; Mw : magnésiwustite ; Pv : Mg-pérovskite ; L : liquide.

qui pose la problème du fractionnement des rapports inter-éléments ;

- l'influence possible, dans certains cas, de la contamination crustale sur les caractères chimiques et isotopiques mesurés dans les laves komatiitiques ;

- les modifications chimiques et minéralogiques liées aux processus secondaires tels que altération et métamorphisme.

Température des magmas komatiitiques : implications sur les zones sources :

Les températures d'éruption des komatiites, de l'ordre de 1600-1700 C, sont bien supérieures à celles des basaltes ($\approx 1200^\circ\text{C}$). Ceci est incompatible avec le fait que les basaltes sont des constituants volcaniques importants dans les ceintures de roches vertes. En effet, le problème se pose alors de comprendre comment des températures de 1600-1700 C peuvent être atteintes sans que l'on ne forme pour autant de véritables océans de basaltes. On est donc amené à considérer que les komatiites et les basaltes se sont formées par des processus différents et/ou proviennent de sources différentes (manteau inférieur pour les komatiites, supérieur pour les basaltes ?). Dans ce cas, la représentativité des komatiites en tant que marqueurs du manteau n'est plus évidente.

Nature du résidu : grenat ou olivine ? Implications sur les rapports Ca/Al et Al/Ti.

Si l'on a longtemps considéré que l'olivine (\pm le pyroxène)  tait la seule phase minérale restant au résidu lors de la fusion partielle, des études récentes de pétrologie expérimentale sur le comportement des phases minérales dans des conditions de hautes pressions (jusqu'à 25 GPa), ont conduit à proposer des modèles magmatiques nouveaux pour la genèse des komatiites (e.g. Herzberg, 1983 ; Jarvis et Campbell, 1983 ; Ohtani, 1984 ; Takahashi et Scarf, 1985 ; Arndt, 1986 ; Herzberg et Ohtani, 1988 ; Ohtani, 1989). Pour des pressions inférieures à 15 GPa, l'olivine constitue la phase résiduelle lors de la fusion partielle d'une source chondritique ou péridotitique (fig. 2). Cependant, quand les pressions deviennent supérieures, (de 15 à 25 GPa), la phase résiduelle n'est plus l'olivine mais le grenat-majorite (solution solide grenat-pyroxène de haute pression). Les liquides produits dans ces conditions ont une teneur élevée en MgO (l'olivine se concentre dans les liquides), mais cette teneur n'est pas significative d'un degré de fusion partielle élevé de la source mant liqu e. En revanche, elle constitue un excellent indicateur de la localisation de la zone de fusion (g obarom tre).

Au fractionnement de grenat-majorite sont également attribués les caractères

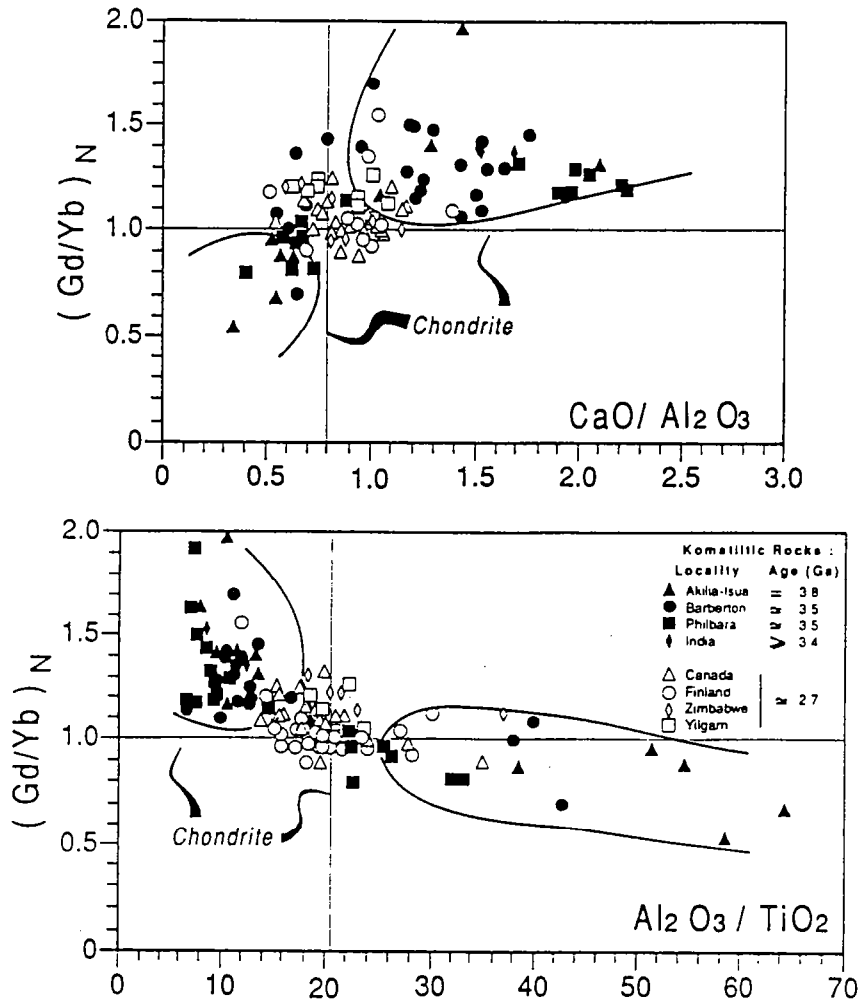


Fig. 3 : Distribution des rapports $(Gd/Yb)_N$ en fonction des rapports Al_2O_3/TiO_2 et CaO/Al_2O_3 des komatiites et des basaltes komatiitiques à l'Archéen précoce et tardif (d'après Gruau et al., 1990).

chimiques différents des komatiites archéennes précoces (3.9-3.2 Ga) par rapport aux komatiites archéennes tardives (3.2-2.5 Ga) (Fig. 3). En effet, le grenat est la seule phase minérale majeure capable de fractionner à la fois les HREE et les rapports Ca/Al et Al/Ti. Plusieurs modèles sont proposés :

- *Modèle a*) : le fractionnement de grenat-majorite a lieu lors de la solidification d'un océan magmatique, il y a 4.4 Ga, donc bien avant la formation des komatiites. Dans ce cas, l'appauvrissement ou l'enrichissement en grenat est bien représentatif des zones sources des komatiites : le manteau archéen était hétérogène et contenait des zones enrichies ou appauvries en grenat (e.g. Taylor, 1975 ; Anderson, 1982 ; Jahn et al., 1982 ; Gruau, 1983 ; Ohtani et al., 1989).

- *Modèle b*) : c'est le fractionnement de grenat-majorite, lors de la fusion partielle des zones sources, qui contrôle l'enrichissement ou l'appauvrissement en Al et en HREE (modèle diapirique, Green, 1975 ; Ohtani 1984 ; Ohtani et al., 1988 ; Gruau et al., 1990). Dans ce cas, la composition des komatiites ne correspond pas à celle de leur source et ces roches ne peuvent plus être utilisées pour caractériser le manteau archéen.

Pour contraindre ce mécanisme, et sachant que le grenat fractionne fortement les rapports Lu/Hf, une étude Lu-Hf sur roches totales a été entreprise par Gruau et al. (1990). Ces données sont incompatibles avec une source mantélique appauvrie en grenat, cristallisée il y a 4.4 Ga, et constituent un argument de poids en faveur d'un fractionnement de grenat-majorite lors de la fusion partielle de la source mantélique (modèle diapirique).

Si l'on accepte ce modèle de fractionnement de grenat-majorite lors de la fusion partielle qui donne les komatiites enrichies ou appauvries en Al, il faut également considérer que d'autres éléments chimiques discriminants dans la caractérisation des magmas (La/Sm, Gd/Yb, Al/Ti, Rb/Sr, Ti/Y, par exemple) ont été fortement affectés par ces processus. Dans ce cas, la composition chimique des komatiites ne reflète plus celle de leur source mantélique.

La contamination crustale :

Huppert et al. (1984) et Huppert et Sparks (1985) ont modélisé l'ascension de magmas ultrabasiques à travers la croûte continentale. Leurs études ont montré que, du fait de la température très élevée des magmas komatiitiques et de leur écoulement turbulent, le transfert de chaleur entre le magma et la croûte environnante peut être

suffisamment rapide pour que les roches du conduit fondent, et soient assimilées par le magma komatiitique, formant ainsi un magma hybride. Sous certaines conditions, le taux de contamination des magmas komatiitiques par de la croûte continentale peut atteindre 30 à 40%, ce qui provoque alors un changement global de la composition du magma. Il est possible que certains basaltes magnésiens que l'on observe dans les ceintures de roches vertes soient en fait des komatiites très fortement contaminées. Même pour des taux de contamination peu élevés (de l'ordre de quelques %) les modifications chimiques et isotopiques ne sont pas négligeables, comme le montrent les deux exemples suivants :

- à Kambalda (Australie), les études de Roddick (1984), Chauvel et al. (1985) et Arndt et al. (1986) montrent que les magmas komatiitiques ont été contaminés par de la croûte continentale lors de leur remontée vers la surface. Cette contamination se traduit par des teneurs en éléments majeurs et traces anormales (roches trop riches en Al, Zr, Ti, en terres rares légères) mais également par des perturbations des systèmes isotopiques. En effet, les âges obtenus par la méthode Sm-Nd sont trop vieux (3.2 Ga au lieu de 2.7 Ga). De même, la variation importante des $\epsilon_{Nd}(T)$ calculés (de -2.4 à 4.4) est dûe à la contamination crustale.

- à Newton Township (Canada) les mêmes perturbations sont observées. Elles se traduisent par des âges Sm-Nd trop vieux (2.83 Ga au lieu de 2.69 Ga) et une forte variation des $\epsilon_{Nd}(T)$ (de 1.6 à 4.2) (Cattell et al., 1984 ; Cattell, 1987).

Effets des processus post-magmatiques (altération-métamorphisme) :

Toutes les komatiites sont des roches altérées et métamorphisées, il n'existe pas de komatiites totalement fraîches. Dans certains cas exceptionnels, des minéraux reliques peuvent être observés (Ceinture de Belingwe, Zimbabwe; Nisbet et al., 1987), mais, la plupart du temps, les paragenèses minérales sont secondaires, l'amphibole, la chlorite, la serpentine et le carbonate constituant les minéraux les plus fréquemment observés.

Dans de telles conditions, il est difficile de déterminer l'ampleur des modifications chimiques que provoquent ces processus. Les avis sont très partagés en ce qui concerne la mobilité des éléments chimiques au cours du métamorphisme. S'il est clairement établi que des éléments tels que Na, K, Rb, Sr, Ba sont mobiles, le comportement d'autres éléments tels que REE, Zr, Al, Ti ..., éléments discriminants dans la caractérisation des magmas, n'est pas clairement établi. La majorité des auteurs considèrent cependant que ces éléments sont peu ou pas mobiles lors du métamorphisme et/ou de l'altération des komatiites et interprètent les spectres de REE et les rapports Ca/Al, Al/Ti, Ti/Zr ... comme étant des caractéristiques primaires de ces roches. De même, ayant admis que les Terres rares sont immobiles, la plupart des auteurs considèrent

que les isotopes du Sm et du Nd se sont comportés en système clos, ce qui les conduit à utiliser les $\epsilon_{Nd}(T)$ initiaux des komatiites comme des marqueurs privilégiés de la composition et de l'évolution du manteau archéen (Fig. 4)

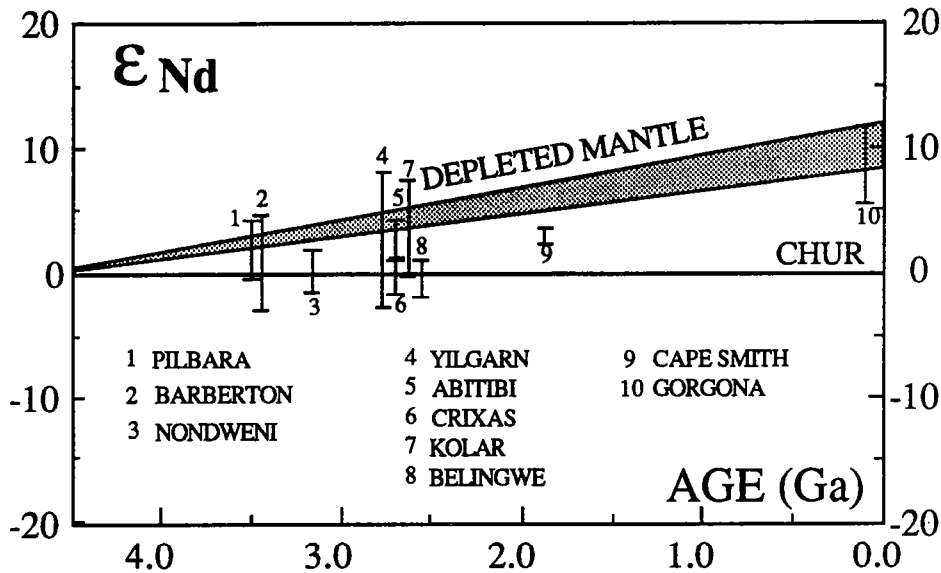


Fig. 4. ϵ_{Nd} en fonction du temps pour les komatiites et basaltes komatiitiques.

Références : Hamilton et al. (1977) ; Hamilton et al (1981) ; McCulloch et Compston (1981) ; Jahn et al. (1982) ; Zindler (1982) ; Aitken et Echeverria (1984) ; Cattel et al. (1984) ; Claoué-Long et al. (1984) ; Dupré et al. (1984) ; Fletcher et al. (1984) ; Chauvel et al. (1985) ; Arndt et al. (1986) ; Gruau et al. (1987) ; Walker et al. (1988) ; Arndt et al. (1989) ; Hamilton et al. (1989) ; Wilson et Carlson (1989) ; Balakrishnan et al.(1990) ; Gruau et al. (1990).

Cependant, une étude récente de roches komatiitiques du Brésil (Crixás, Arndt et al, 1989) remet en cause cette hypothèse. En effet, non seulement les éléments réputés mobiles (Rb, K, Eu, Sr), mais également ceux que l'on considère immobiles (e.g. Al_2O_3 , FeO, Zr) présentent des tendances incohérentes avec les lignées magmatiques. De plus, des échantillons provenant de mêmes coulées ont des spectres de Terres rares inattendus, ne pouvant résulter, ni de processus de cristallisation fractionnée, ni de contamination crustale. Pour Arndt et al. (1989), des processus d'altération hydrothermale ou métamorphique seraient responsables de la migration de ces éléments chimiques.



OBJECTIFS GENERAUX DE CETTE ETUDE :

Considérant le caractère stratégique des komatiites dans la connaissance de la composition du manteau archéen, il est indispensable de déterminer les effets du métamorphisme et de l'altération sur les caractères chimiques et isotopiques primaires de ces roches.

Les objectifs de ce travail ont donc été de contraindre ces effets en étudiant préférentiellement des échantillons issus d'une même coulée. Les raisons de ce choix sont les suivantes :

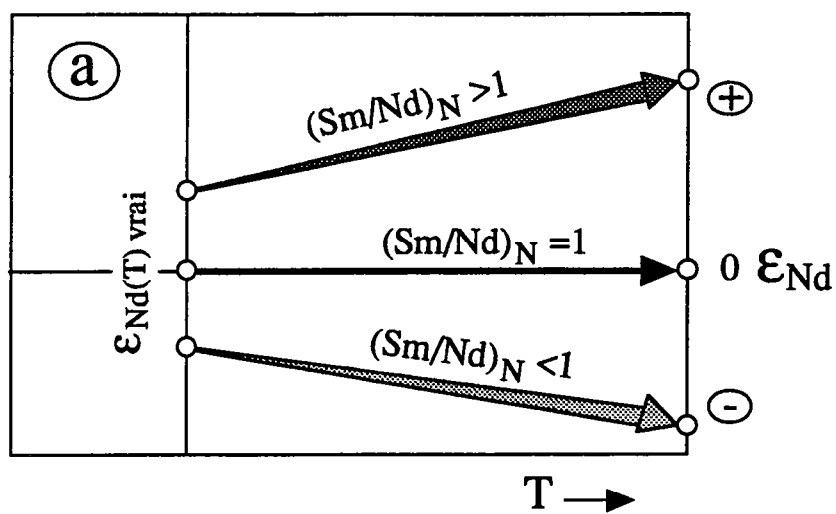
- ce sont des objets géologiques parfaitement définis dont tous les composants proviennent obligatoirement de la même source magmatique (même ϵ_{Nd} initial et même âge) ;
- de plus, lors du refroidissement des coulées komatiitiques, seuls l'olivine et le clinopyroxène fractionnent. Ces deux phases minérales ne fractionnant pas ou peu les REE, les rapports Sm-Nd mesurés à tous les niveaux de la coulée seront voisins, ce qui fournit un repère idéal pour détecter d'éventuelles redistributions.

Les komatiites étudiées proviennent des ceintures de roches vertes archéennes de Suomussalmi-Kuhmo-Tipasjärvi (Finlande orientale).

Plusieurs approches ont été utilisées afin de mener à bien cette étude :

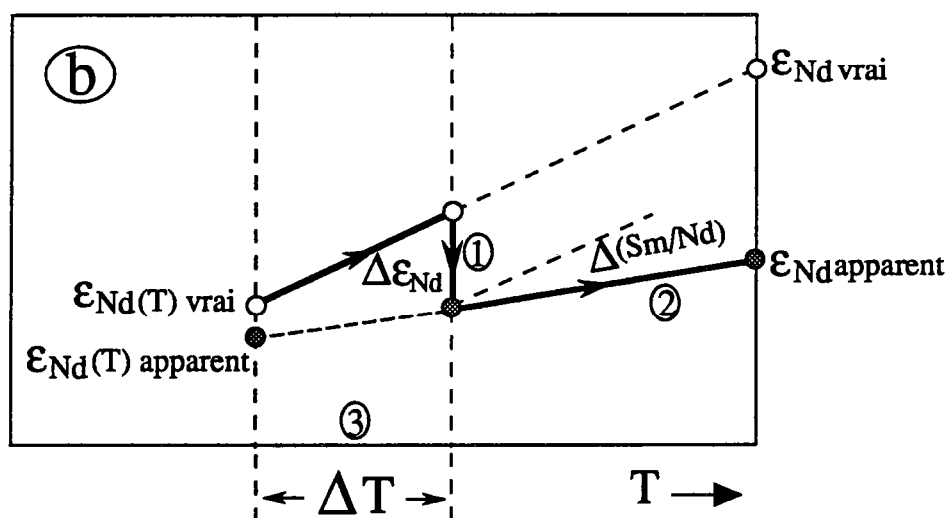
- un travail de terrain ;
- des études pétrologiques détaillées ;
- des études géochimiques (éléments majeurs, en traces, dont les REE), sur roches totales et minéraux ;
- des études isotopiques (Nd, Sr et O) sur minéraux et roches totales.

Nous nous sommes également intéressés aux autres composants du socle de Finlande orientale (granodiorites et filons de dolérite), d'une part pour mieux contraindre la géologie régionale, et d'autre part, pour estimer les effets du métamorphisme sur des formations chimiquement très différentes des komatiites.



Cas 1. : évolution en système fermé

$$\epsilon_{Nd \text{ vrai}} = \epsilon_{Nd \text{ apparent}}$$



Cas 2. : exemple d'évolution en système ouvert

$$\epsilon_{Nd \text{ vrai}} \neq \epsilon_{Nd \text{ apparent}}$$

Fig. 5. ϵ_{Nd} apparentes : implications sur leur capacité à tracer les signatures isotopiques initiales.

QUELQUES PRINCIPES SUR LA THEMATIQUE DES SYSTEMES ISOTOPIQUES

Nous présentons dans ce chapitre quelques généralités sur l'évolution apparente des données isotopiques Sm-Nd. Les principes décrits ci-dessous sont bien sûr applicables aux autres systèmes isotopiques (Rb-Sr, par exemple).

1) ϵ_{Nd} apparents : implications sur la capacité de ces paramètres à tracer les signatures isotopiques initiales

Les caractères isotopiques Sm-Nd d'un échantillon sont représentés par le paramètre $\epsilon_{Nd}(T)$ défini par la relation suivante :

$$\epsilon_{Nd}(T) = \left[\frac{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{ECH.}} - ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{ECH.}} * (e^{\lambda T} - 1)}{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} - ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} * (e^{\lambda T} - 1)} - 1 \right] * 10^4$$

Ce paramètre indique la déviation de la valeur du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de l'échantillon par rapport à celle du réservoir mantélique considéré (CHUR ou DM).

Tant que l'échantillon se comporte en **système fermé** (pas de fractionnement du rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ni de modifications du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ pour l'échantillon), la valeur $\epsilon_{Nd}(T)$ calculée correspond bien à la valeur initiale du magma (Fig. 5a).

Si l'échantillon se comporte en **système ouvert** (réaction avec des fluides métamorphiques, pour l'exemple qui nous intéresse) les $\epsilon_{Nd}(T)$ calculés vont alors dépendre de trois facteurs :

- la modification du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de l'échantillon ($\Delta\epsilon_{Nd}$), par le processus de contamination (trajet 1 sur la figure 5b) qui contrôle le point de départ de l'évolution après contamination ;
- la modification du rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ($\Delta\text{Sm}/\text{Nd}$) qui contrôle la pente de l'évolution, trajet 2) ;
- l'intervalle de temps ΔT entre la mise en place des roches et l'ouverture des systèmes isotopiques (3), qui contrôle l'amplitude des modifications entraînées par les deux autres facteurs.

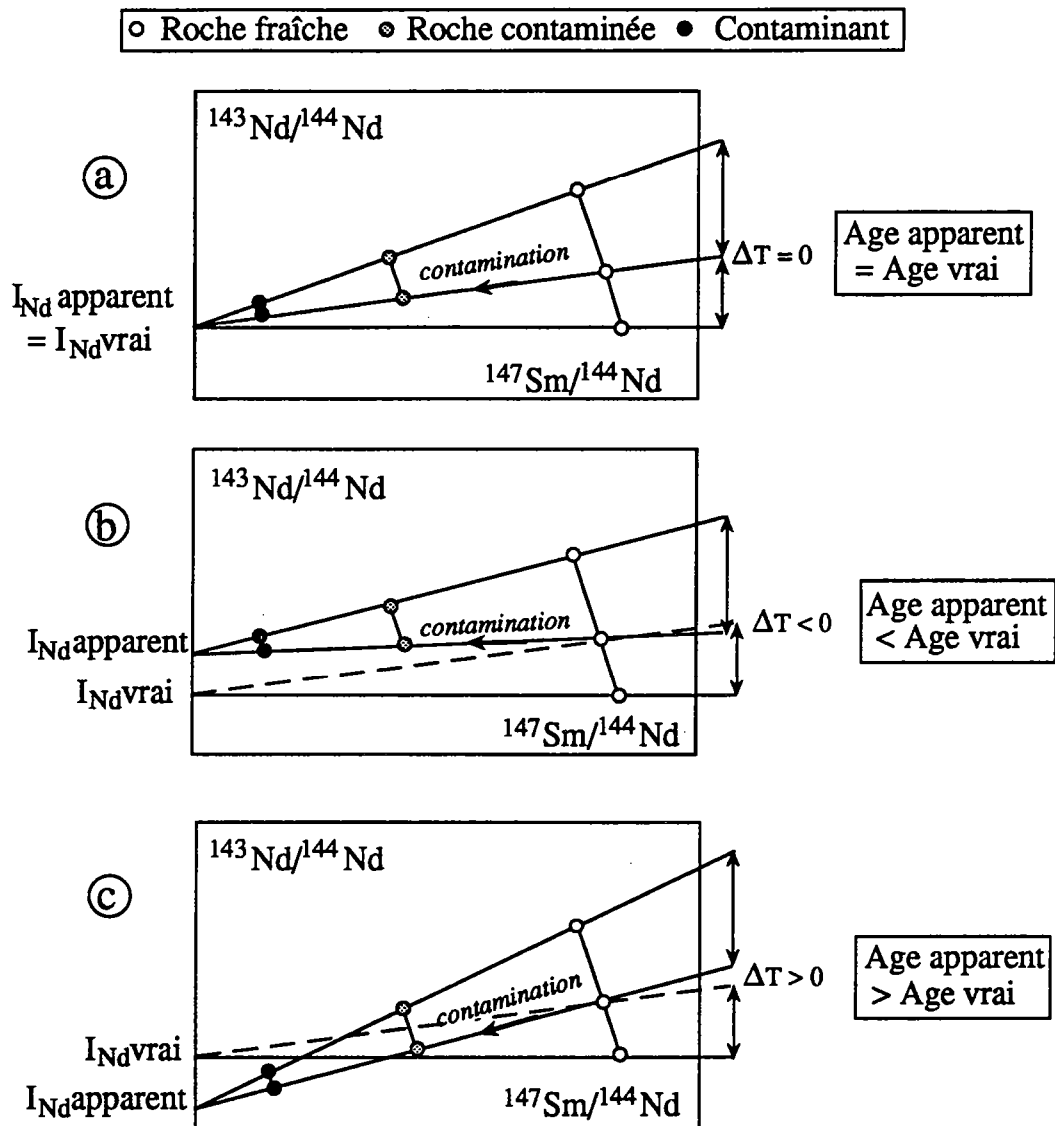


Fig. 6. Diagrammes Sm-Nd théoriques permettant de déterminer l'influence de la contamination sur les âges mesurés.

Dans ces conditions, s'il y a modification d'un de ces trois facteurs, il est clair que les $\epsilon_{Nd}(T)$ calculés ne sont plus que des valeurs apparentes, sans signification géologique (Fig. 5b).

Il faut cependant garder à l'esprit que, sous certaines conditions, la combinaison de ces trois facteurs peut être à l'origine d'une valeur ϵ_{Nd} apparente identique à la valeur ϵ_{Nd} initiale.

2) Influence de la contamination sur les âges mesurés :

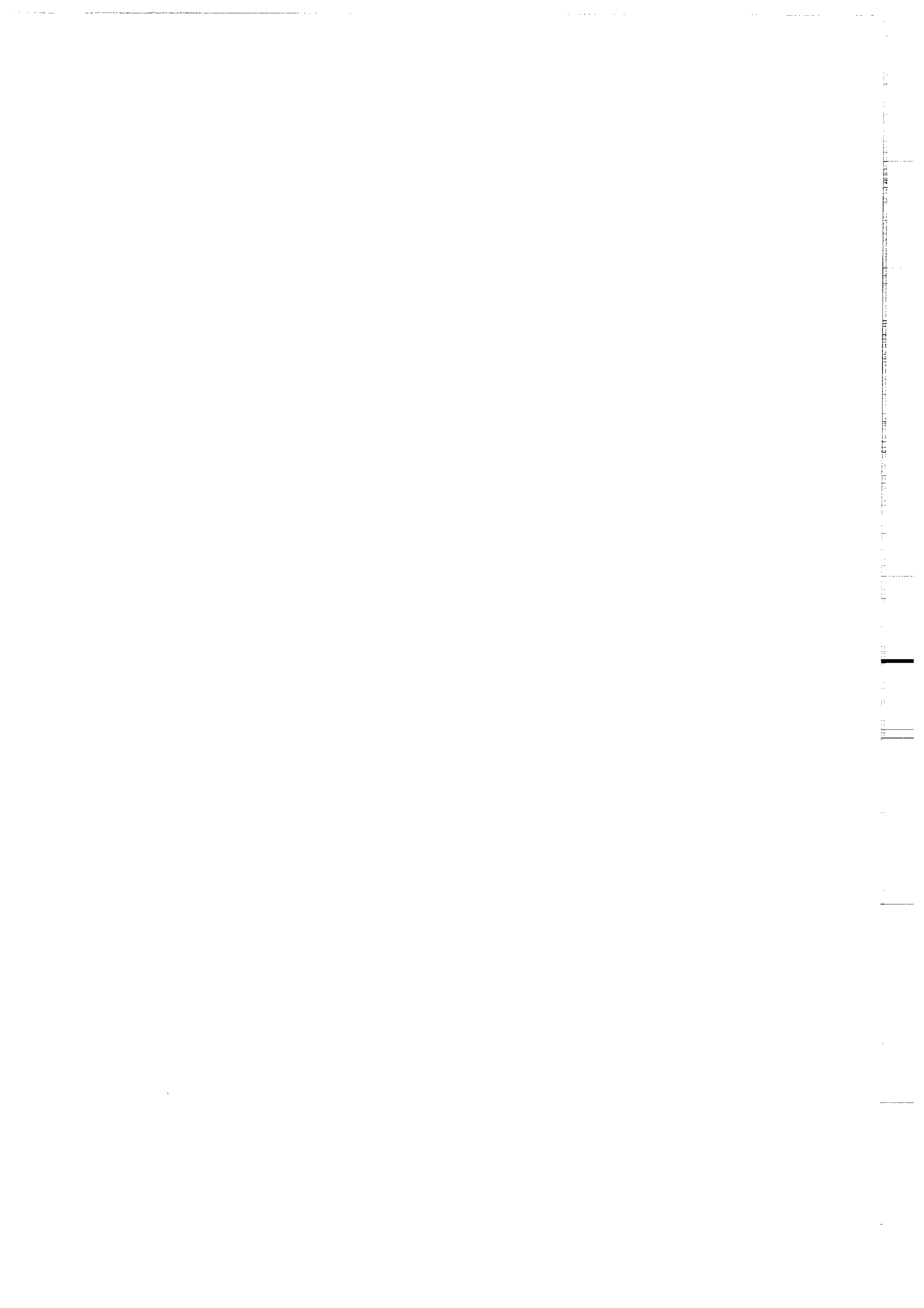
L'influence théorique des processus de contamination d'une roche par un composant extérieur, sur les âges mesurés dans un diagramme isochrone, peut être illustrée sur la figure 6, à l'aide des trois cas théoriques suivants:

- **cas a)** : le point représentatif du contaminant se place sur l'isochrone. Dans ce cas, les roches contaminées vont se placer sur la même droite. La pente de l'isochrone n'étant pas modifiée, l'âge calculé ne le sera pas non plus et sera celui de la mise en place des roches. Ce cas est très improbable car il suppose que les deux composants ayant des origine et/ou un âge différent, aient un rapport isotopique initial identique.

- **cas b)** : le point représentatif du contaminant se place au dessus de l'isochrone (correspond à un rapport isotopique initial plus élevé). Les roches contaminées se placent également au dessus de l'isochrone et la pente de la droite est modifiée négativement, ce qui entraîne un $\Delta T < 0$. L'âge calculé est donc inférieur à l'âge réel et la valeur isotopique initiale mesurée, supérieure à la valeur réelle.

- **cas c)** : le point représentatif du corps contaminant se place en dessous de l'isochrone (correspond à un rapport isotopique initial plus faible). Il y a modification de la pente de la droite isochrone ($\Delta T > 0$). L'âge calculé est supérieur à l'âge réel de mise en place des roches et la valeur isotopique initiale apparente est inférieure à la valeur réelle.

Dans les deux derniers cas, les plus probables, la contamination entraîne une modification de l'âge et de la valeur isotopique initiale.



CHAPITRE I

CONTEXTE GEOLOGIQUE

Vertical text or markings along the right edge of the page, possibly a page number or header.

Ce travail étant présenté sous la forme d'articles, les caractères principaux du contexte géologique y sont exposés. Cependant, pour une meilleure compréhension des chapitres suivants, une description plus détaillée et complémentaire de la géologie régionale est présentée ci-dessous :

I) GENERALITES :

La Finlande se situe dans la partie orientale du Bouclier baltique. Celui-ci constitue la zone précambrienne la plus vaste d'Europe. Il est limité à l'Est et au Sud par les sédiments phanérozoïques de la plate-forme est-européenne et au Nord et à l'Ouest par la chaîne des Calédonides. Le Bouclier baltique résulte de la succession de plusieurs cycles orogéniques dont l'âge décroît d'Est en Ouest, de l'Archéen au Protérozoïque supérieur (Fig. I-1).

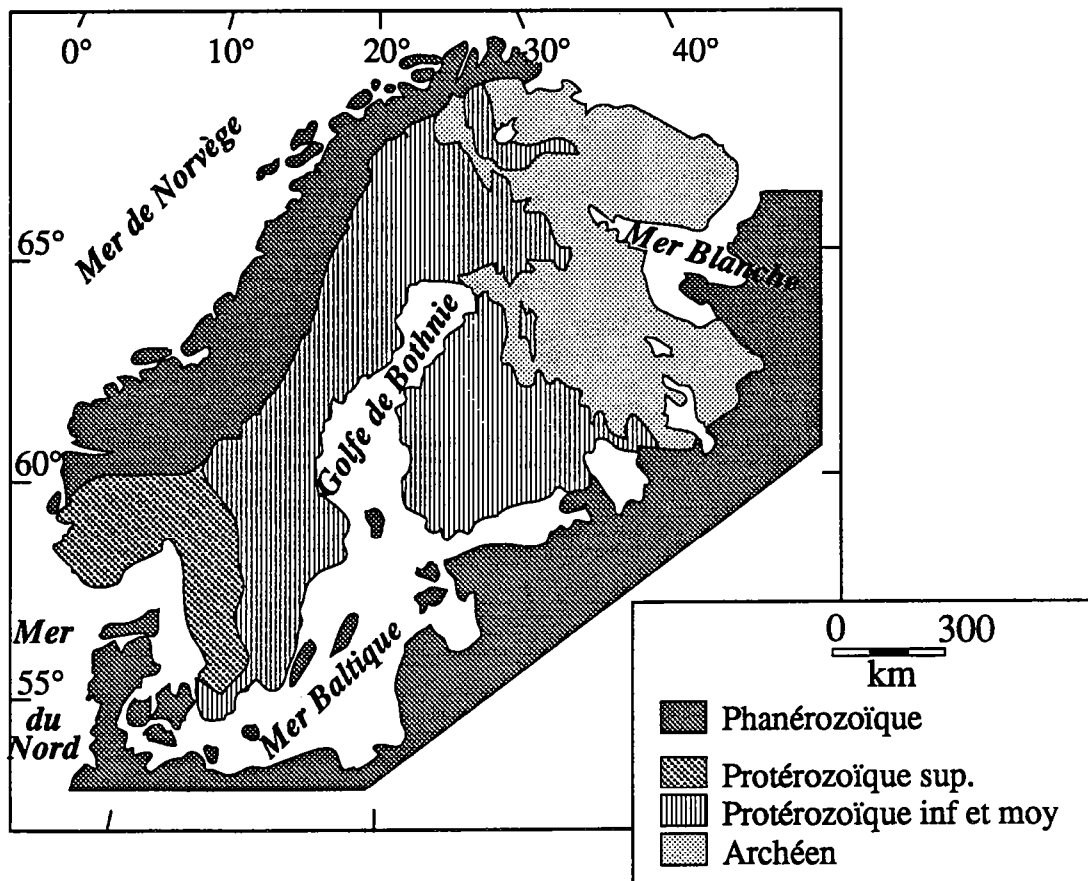


Fig. I-1. Les principaux ensembles géologiques du Bouclier Baltique (d'après Gáal, 1978 ; Simonen, 1980).

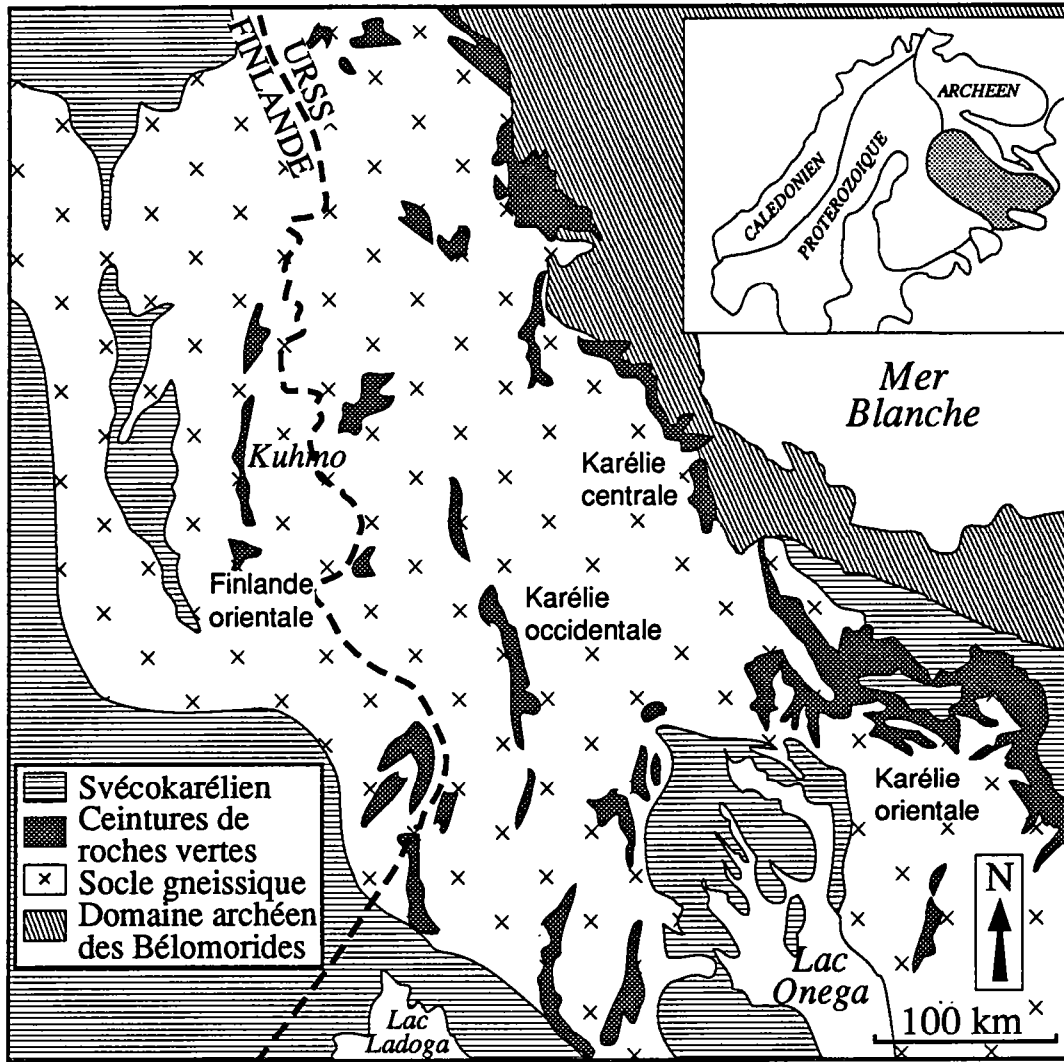


Fig. I-2. Carte géologique simplifiée de la Province archéenne de Karélie.

L'ARCHEEN OU SOCLE PRE-SVECOKARELIEN

Le Bouclier baltique est traditionnellement divisé en trois provinces archéennes, sur des critères géographiques et géologiques : la Péninsule de Kola et les Bélomorides (terrains de haut degré métamorphique, atteignant le faciès granulite), et la Karélie (terrains de faible degré métamorphique).

C'est à cette dernière province qu'appartiennent les ceintures de roches vertes de Suomussalmi-Kuhmo-Tipasjärvi, qui ont fait l'objet de cette étude. Ces trois ceintures font partie d'un vaste ensemble comprenant plus de vingt ceintures de roches vertes majeures et un grand nombre de ceintures mineures, la plupart affleurant au delà de la frontière Finlande-URSS (Fig. I-2). Chaque ceinture majeure a une forme allongée et une longueur variant de 2-5 à 100-150 km pour une largeur n'excédant pas 20 km. Elles se répartissent dans un vaste domaine granito-gneissique, composé de gneiss gris et d'intrusions granitiques qui constituent 85% du socle archéen de cette région.

II) LES PRINCIPAUX TRAITES GEOLOGIQUE DE LA REGION DE SUOMUSSALMI-KUHMO-TIPASJARVI :

Les terrains du socle de Finlande orientale présentent les caractères classiques des associations archéennes de type "granite-greenstone". Trois grands ensembles lithologiques composent le socle de cette région, qui sont, du plus ancien au plus récent (Fig. I-3).:

- le socle gneissique ;
- les ceintures de roches vertes ;
- les intrusions granitiques.

Le socle gneissique:

Le socle gneissique couvre environ les 2/3 de la région. Il est constitué essentiellement de matériels orthodérivés mis en place au cours de plusieurs épisodes distincts. Il a été possible de distinguer deux générations d'orthogneiss ayant des compositions tonalitiques, trondjhémiques et granitiques (TTG) (Martin, 1985). Les gneiss les plus anciens, ou gneiss de Kivijärvi représentent de 30 à 50% des gneiss de la région et ont subi un épisode de migmatisation souvent important, donnant naissance à des métatexites rubannées et à des diatexites. Les gneiss plus récents (type Naavala) forment des plutons de petite taille (quelques km²) recoupés par d'anciens dykes basiques actuellement boudinés que Martin (1985) associe aux roches vertes, attestant ainsi de l'antériorité des gneiss par rapport aux ceintures de roches vertes.

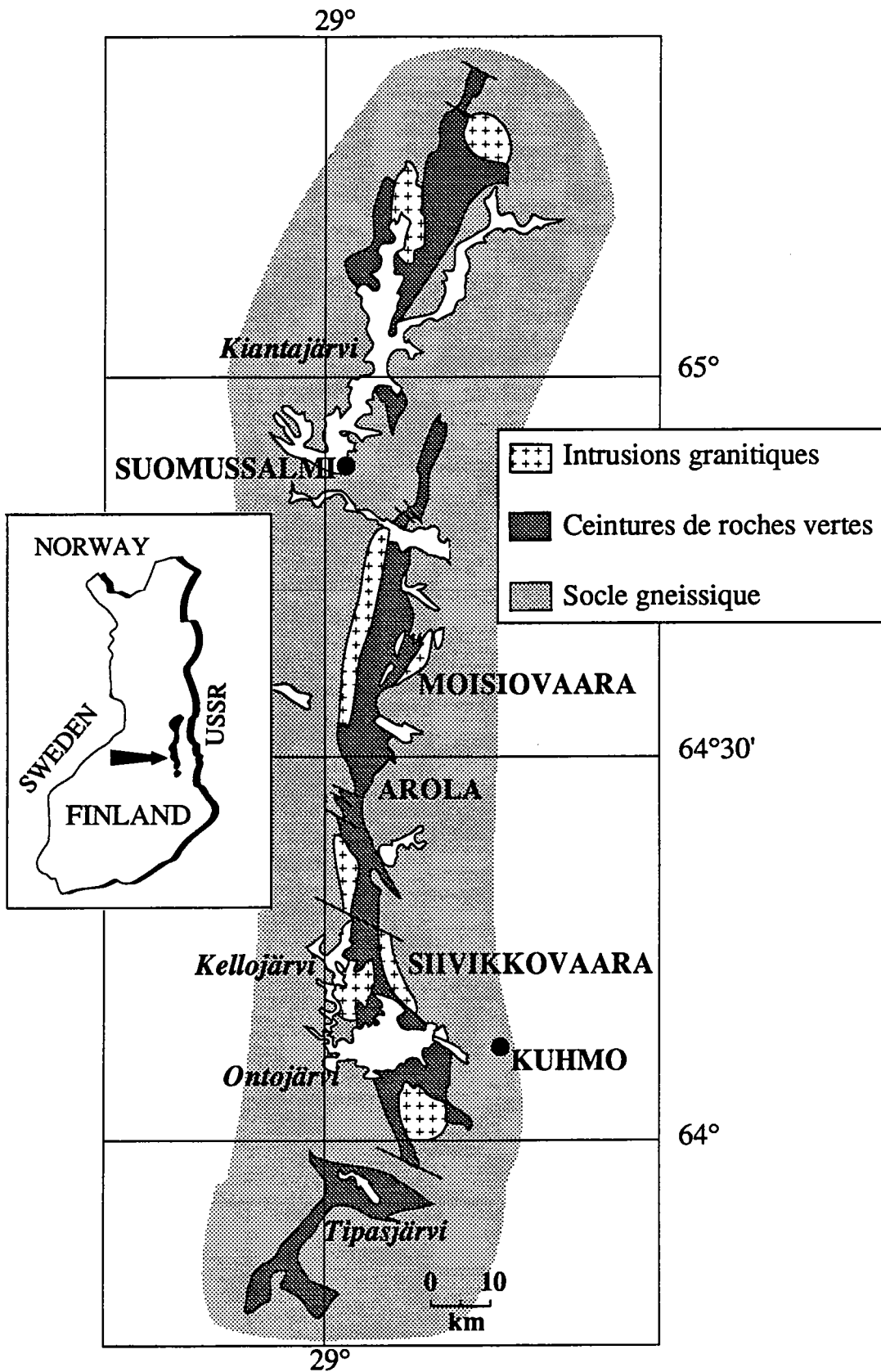


Fig. I-3. Répartition des grandes unités géologiques dans la région étudiée.

Les ceintures de roches vertes

La ceinture de Suomussalmi-Kuhmo-Tipasjärvi forme une bande discontinue orientée N-S d'environ 200 km de long, et dont la largeur ne dépasse pas 20 km. Cette bande est divisée en trois unités d'importance géographique inégale qui sont, respectivement, du Nord vers le Sud (e.g., Gaál et al., 1978 ; Blais et al., 1978 ; Taipale et al., 1980 ; Blais, 1989) :

- la ceinture de Suomussalmi (environ 50 km de long)
- la ceinture de Kuhmo (la plus importante, avec 100 km de long)
- la ceinture de Tipasjärvi (la plus petite, 20 km de long).

La ceinture de roches vertes est constituée de deux cycles volcaniques d'importance volumétrique très inégale, séparés par une formation métasédimentaire de faible puissance :

a) un cycle volcanique ultra-basique et basique : les roches ultra-basiques sont sous la forme de cumulats, de volcanites massives, de coulées avec des textures spinifex ; les roches basiques sont représentées par des gabbros, des dolérites, des laves en coussins, des amphibolites et des formations bréchiques pyroclastiques. Cette séquence constitue l'essentiel des matériaux de la ceinture.

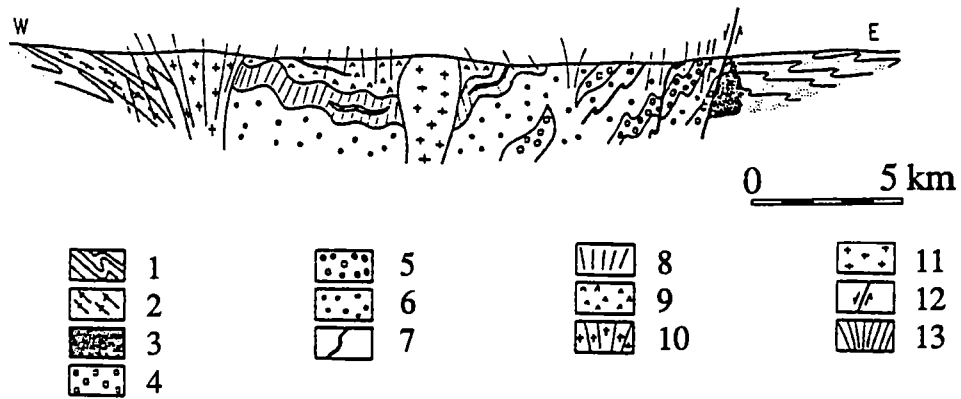
b) une formation métasédimentaire constituée d'affleurements très limités de micaschistes pélitiques, ampélitiques et grauwackeux, de quartzites, de conglomérats et de formations volcano-sédimentaires telles que des tuffs acides et des coulées basiques.

c) un cycle volcanique calco-alcalin, composé essentiellement de roches acides à intermédiaires tuffacées. Cette séquence affleure dans la région nord de la ceinture de Suomussalmi ("volcanites de Luoma") et dans la ceinture de Tipasjärvi ("volcanites de Koivumäki").

Si tous les auteurs s'accordent sur cette subdivision, deux hypothèses s'affrontent quant à l'âge des différentes unités :

Pour Gaál et al. (1978) ; Taipale (1983) et Piirainen (1988), les volcanites acides et intermédiaires constituent les restes d'un premier cycle volcanique, l'ensemble des roches basiques et ultra-basiques formant la base d'un second cycle, plus jeune, dont les constituants intermédiaires et acides auraient totalement disparu.

Pour Martin (1985 ; 1989), Quérré (1985) et Blais (1989), les unités ultra-basiques de la ceinture constituent la base de la séquence archéenne, les volcanites acides à intermédiaires représentant la partie la plus jeune de la ceinture. Leurs arguments sont les suivants :



SOCLE : 1 : gneiss gris ; 2 : orthogneiss ; 3 : gneiss blastomylonitique.

CEINTURES DE ROCHES VERTES : 4 : roches ultra-mafiques ; 5 : pillow-lavas ;
6 : amphibolites à grains fins ; 7 : roches acides ; 8 : métasédiments ; 9 : roches andésitiques.

GRANITOIDES : 10 : granitoïdes post-phase 1 et pré-phase 2 ; 11 : granitoïdes post-phase 2.
12 : faille normale ; 13 : schistosité liée à la phase 2.

Fig. I-4 Coupe schématique à travers la ceinture de Kuhmo-Suomussalmi (coupe au Nord de Suomussalmi, d'après Blais, 1988).

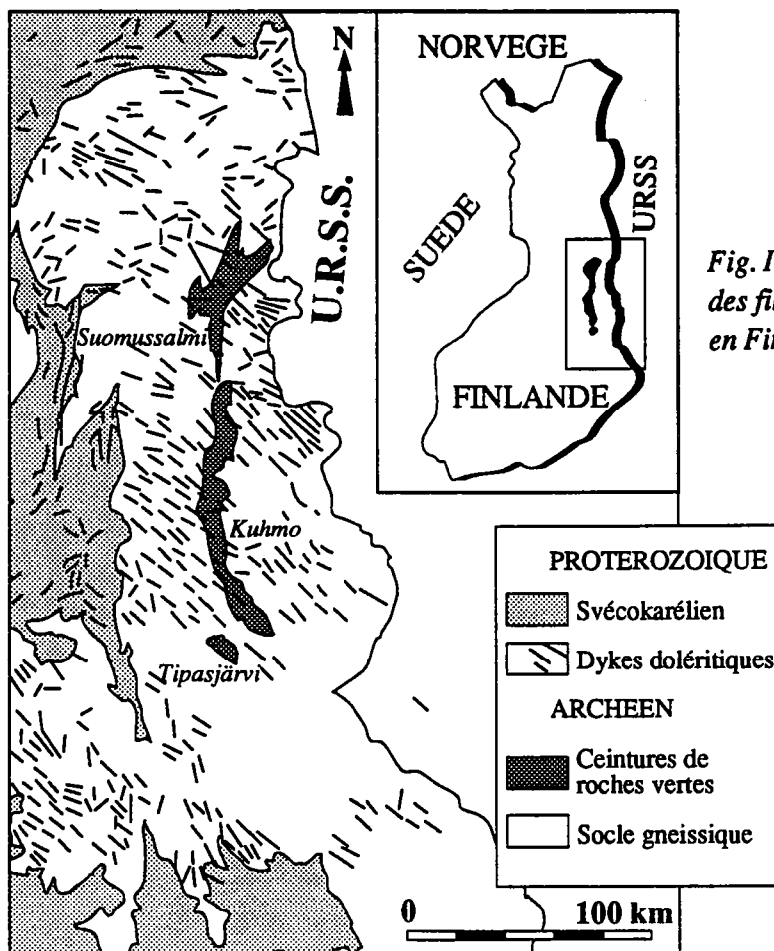


Fig. I-5. Répartition schématique des filons de dolérite protérozoïques en Finlande orientale (d'après Aro K., 1987).

- des filons intrusifs dans le matériel basique de la ceinture sont chimiquement similaires aux volcanites de Luoma et sont considérés comme les filons d'alimentation de ce volcanisme ;

- les sédiments inter-stratifiés renferment des fragments détritiques appartenant au socle et à la séquence ultra-basique et basique.

Les intrusions granitiques (magmatisme calco-alcalin tardif)

Les roches magmatiques, intrusives à la fois dans les gneiss gris du socle et dans les roches vertes de la ceinture (Fig. I-4), peuvent être divisées en deux groupes (Gaál et al., 1978 ; Martin et Querré, 1984 ; Querré, 1985).

- Granodiorites à phénocristaux : ces roches forment des massifs de grande taille (100 à 500 km²) localisés aux abords immédiats des ceintures de roches vertes. L'étude pétrogénétique de ces roches et les contraintes isotopiques (ISr élevés ; Querré, 1985) ont montré que ces roches, actuellement sous la forme de gneiss ocellés provenaient de la fusion du socle gneissique.

- Granites roses: ils affleurent sous forme de petits massifs (1 à 10 km²), intrusifs dans le socle gneissique, dans les roches vertes de la ceinture, mais également dans les granodiorites à phénocristaux. Contrairement aux granodiorites, la répartition des granites roses est quelconque. Ils affleurent dans toute la zone étudiée et ne montrent aucune concentration particulière aux abords immédiats de la ceinture. Ces granites sont considérés comme provenant de la fusion partielle des gneiss constituant le socle (Martin et Querré, 1984) et marquent la fin de l'activité archéenne de la région.

Fin de l'activité magmatique de la région : les filons de dolérites protérozoïques intrusifs dans les terrains archéens :

A toutes ces formations archéennes il convient de signaler, pour être complet sur la géologie régionale, la présence d'essaims de filons de métadiabases d'âge protérozoïque inférieur, affleurant dans les parties est et nord de la Finlande (Fig. I-5). Dans la région étudiée, ces filons doléritiques recoupent les ceintures de roches vertes et les granitoïdes environnants. Ils présentent, globalement, une direction NW-SE, et sont plus ou moins rectilignes et subverticaux (Pekkarinen, 1979 ; Luukkonen, 1988). A partir des données géochronologiques et des observations de terrains, trois générations de dykes sont mises en évidence (e.g. Sakko, 1971 ; Kouvo, 1978 ; Huhma, 1984). Leurs âges varient entre 2250 et 1950 Ma mais, jusqu'à présent, aucune différence minéralogique ni chimique n'a permis de distinguer ces trois générations. On les interprète comme étant le résultat d'éruptions fissurales intra-cratoniques au cours du Protérozoïque inférieur (épisodes

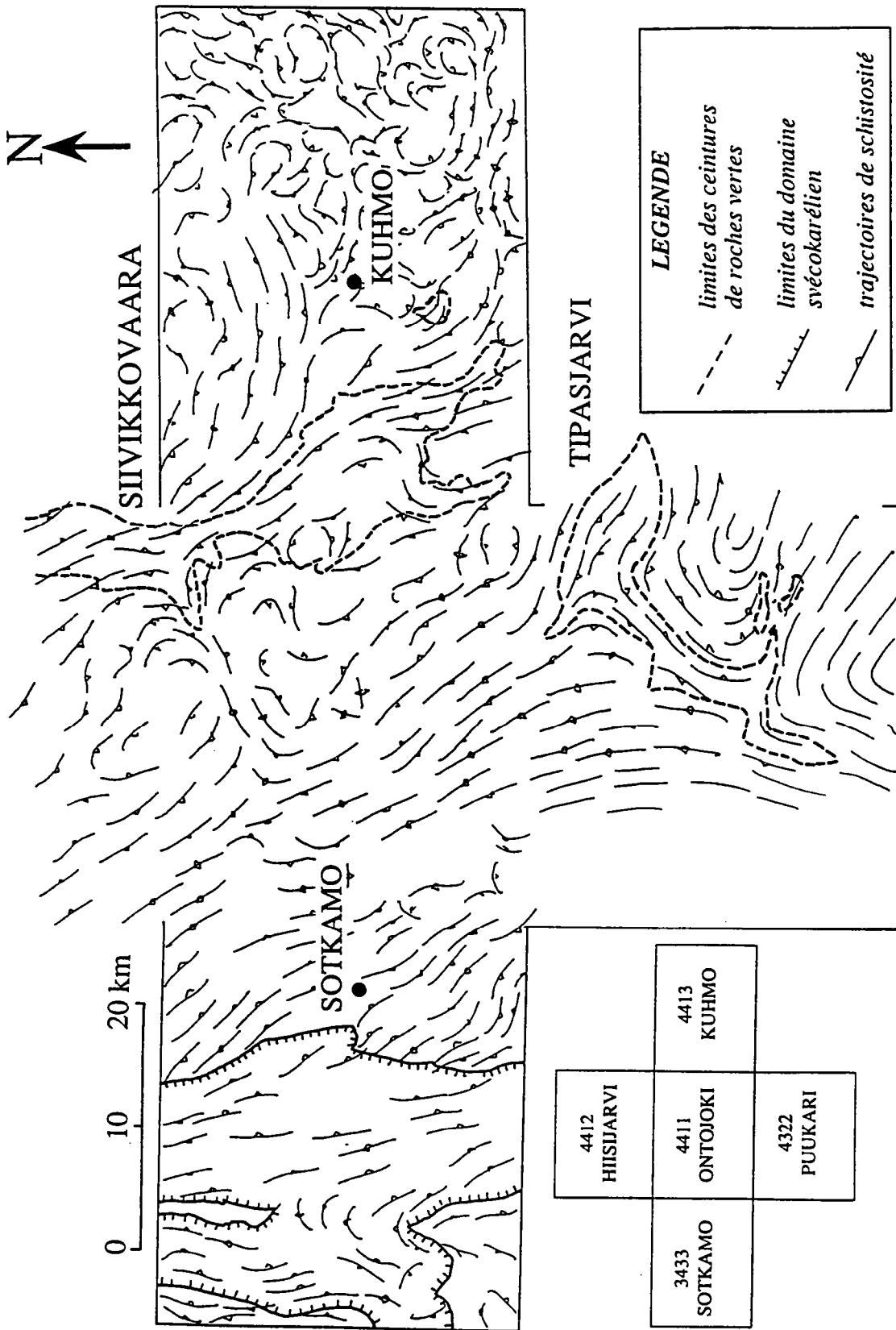


Fig. 1-6. Carte des trajectoires de schistosité de la région de Kuhmo-Tipasjärvi montrant les évolutions structurales différentes de part et d'autre de la ceinture de roches vertes (Jégouzo et Blais, en préparation).

distensifs et volcaniques du Sumien, Sarolien et Jatulien). Bien que plus nombreux dans le socle archéen, les dykes doléritiques recoupent également les terrains karéliens mais ils sont, dans ce cas, plissés selon la foliation générale (Pekkarinen, 1979).

III) DEFORMATION ET METAMORPHISME-TRAVAUX ANTERIEURS

Evolution tectonique :

Comme tous les terrains de ce type, ces ensembles sont déformés et métamorphisés. Cependant, alors que l'on considérait jusqu'à présent que l'empreinte tectono-métamorphique majeure était archéenne (e.g. Bertrand et al., 1978), une étude structurale plus récente (Jégouzo et Blais, 1991) tend à montrer que l'histoire structurale de la Finlande orientale est différente de part et d'autre des ceintures de roches vertes (Fig. I-6) :

Dans la partie orientale, Jégouzo et Blais proposent un processus de collision archéenne qui aurait conduit à la mise en place de granites par diapirisme. Ils distinguent trois unités:

- unité inférieure : les gneiss de Kivijärvi caractérisés par une importante migmatisation;
- unité médiane : lentilles de roches basiques et ultra-basiques;
- unité supérieure : les orthogneiss de Naavala qui présentent localement des foliations plates et des critères méso- et micro-structuraux indiquant un chevauchement de l'Est vers l'Ouest de cette unité sur les gneiss de Kivijärvi.

La fusion partielle de l'unité inférieure allant jusqu'à l'élaboration de granites d'anatexie, s'intègre dans un modèle d'épaississement crustal en contexte de collision. Les roches basiques et ultra-basiques sont interprétées par Jégouzo et Blais comme les témoins d'une suture océanique. L'ensemble de cette évolution précéderait la mise en place des ceintures de roches vertes.

Dans la partie occidentale du socle et dans la ceinture de roches vertes, les données structurales permettent de mettre en évidence l'existence de grands dômes gneissiques associés à une tectonique décrochante dextre. Les trajectoires de schistosité mesurées dans ces domaines sont en parfaite continuité avec celles mesurées dans les formations karéliennes protérozoïques, à l'ouest du socle archéen. Cette déformation qui affecte toutes les formations archéennes (du socle gneissique aux granites roses) est également présente dans les dykes doléritiques et est attribuée à l'orogénèse svécokarélienne dont nous présentons ci-dessous les principaux caractères :

L'histoire svécokarélienne débute par un important épisode sédimentaire se mettant en place de 2.4 à 1.9 Ga (cf. Pekkarinen, 1979 et Welin, 1986). L'épisode

	LITHOLOGIES	AGE PROPOSE	LOCALISATION	Rb-Sr	Sm-Nd	Pb-Pb	U-Pb zircon	Références bibliographiques
PROTEROZOÏQUE INFÉRIEUR	Métamorphisme svécocarélien	1.7-2.0	Kivijärvi Suomussalmi Kuusamonkyliä Kivijärvi	1700 1700 1900 ± 200 1900				Peucat and Martin (1985) Vidal et al. (1980) Martin (1989) Peucat and Martin (1985)
	Dykes doléritiques	2.0-2.1	Petäjäniemi Hietapera				2099 ± 11 2172	Hyppönen (1983) Hyppönen (1983)
	Granites roses	2.41	Arola	2410 ± 40			2735	Martin and Querré (1984) - Hyppönen (1983)
ARCHEEN	Granodiorites	2.50-2.55	Kokoniemi Kide Koivulehto Hammajoki Hyykkävaara Kaapinsalmi Suomussalmi Arola	1930 ± 260			2445 ± 50 2593 ± 7 2734 ± 8 2738 ± 1	Kouvo (1982) Martin (1989) - Hyppönen (1983) Hyppönen (1983) Hyppönen (1983) Martin (1989)
				2500 2550 ± 250 2510 ± 111 2500 ± 70	2500 2500		2703 ± 3	Martin (1989) - Kouvo (1978) Martin et al. (1983) - Vidal et al. (1980) Martin and Querré (1984) - Vidal et al. (1980)
	Volcanites acides	2.5	Luoma	2500 ± 100		2510 ± 70		Martin and Querré (1984) - Vidal et al. (1980)
	Volcanites basiques et ultrabasiqes	2.65			2650	2650 ± 100		Martin et al. (1983) - Vidal et al. (1980)
	Gneiss gris de Naavala	2.65-2.69	Tuomanaanjärvi Kuusamonkyliä Naavala s.s.	2670 ± 30 2620 ± 70	2650	2660 ± 250	2690 ± 20	Hyppönen (1983) Martin (1989) - Martin et al. (1983) - Vidal et al. (1980) Martin et al. (1983)
Gneiss gris de Kivijärvi	2.8-3.0	Lylyvaara Katerma Polvilampi Kelovaara Kivivaara Kivijärvi	2860 ± 90	2850		2830 ± 10 2800 ± 20 2810 ± 50 2990 ± 6 2800 ± 240	Luukkonen (1985) Hyppönen (1983) Hyppönen (1983) Hyppönen (1983) Hyppönen (1983) Hyppönen (1983) Martin et al. (1983)	

Tab. I-1. Compilation des données géochronologiques disponibles sur l'ensemble des terrains de Finlande orientale (d'après Martin, 1989).

orogénique majeur se déroule sur une courte durée, de 1.90 à 1.86 Ga et constitue une période importante de croissance crustale (plutons de composition tonalitique à granodioritique). Les $\epsilon_{Nd}(T)$ relativement élevés mesurés sur ces roches (de -0.9 à +3.4) traduisent l'intervention d'un composant majeur juvénile, dérivé d'une source mantélique de type appauvri, et une contribution archéenne mineure (e.g. Kouvo et Tilton, 1966 ; Patchett et Kouvo, 1986 ; Huhma, 1986). Cet événement orogénique majeur se poursuit par des intrusions tardives granitiques, granodioritiques et tonalitiques, entre 1.83 et 1.77 Ga. L'orogénèse svécokarélienne représente donc un événement important de différenciation croûte-manteau entre 1.9 et 1.8 Ga.

Evolution métamorphique

Les ceintures de roches vertes sont composées de roches volcano-sédimentaires qui ont été déformées et métamorphosées. Toutes les paragenèses minérales sont métamorphiques, aucun minéral relique n'est préservé. Des études minéralogiques et pétrologiques détaillées des roches ultra-basiques et basiques de la région de Kuhmo ont été réalisées par Taipale et al. (1980) et Piquet (1982). En résumé, ces études montrent que la majorité des paragenèses se situe dans le faciès schistes verts, quelques unes dans le faciès amphibolite. Sur la base des paragenèses minérales, il est possible d'estimer les températures atteintes entre 430°C et 480°C, pour des pressions de l'ordre de 2-3 Kb. Une phase fluide (H₂O-CO₂) est responsable d'importants processus de carbonatation et de décarbonatation des roches basiques et ultrabasiques.

Le socle gneissique a subi la même histoire métamorphique que les roches vertes de la ceinture. Cependant, il est possible de mettre en évidence dans la plus ancienne génération de gneiss gris (gneiss de Kivijärvi) l'existence d'un épisode de migmatisation primaire (Martin, 1985).

Les études structurales récentes ayant mis en évidence que la déformation de ces terrains est non pas archéenne mais protérozoïque, l'âge des paragenèses métamorphiques reste à définir : sont-elles archéennes, comme on le pensait jusqu'à présent, ou résultent-elles de l'événement tectonométamorphique svécokarélien responsable des caractères structuraux protérozoïques mesurés dans ces terrains ?

IV) GEOCHRONOLOGIE-RESULTATS ANTERIEURS :

Les données géochronologiques disponibles sur les terrains de Finlande orientale sont reportées dans le tableau I-1. Deux approches principales ont été utilisées pour dater ces formations : U-Pb sur minéraux et Rb-Sr sur roches totales.

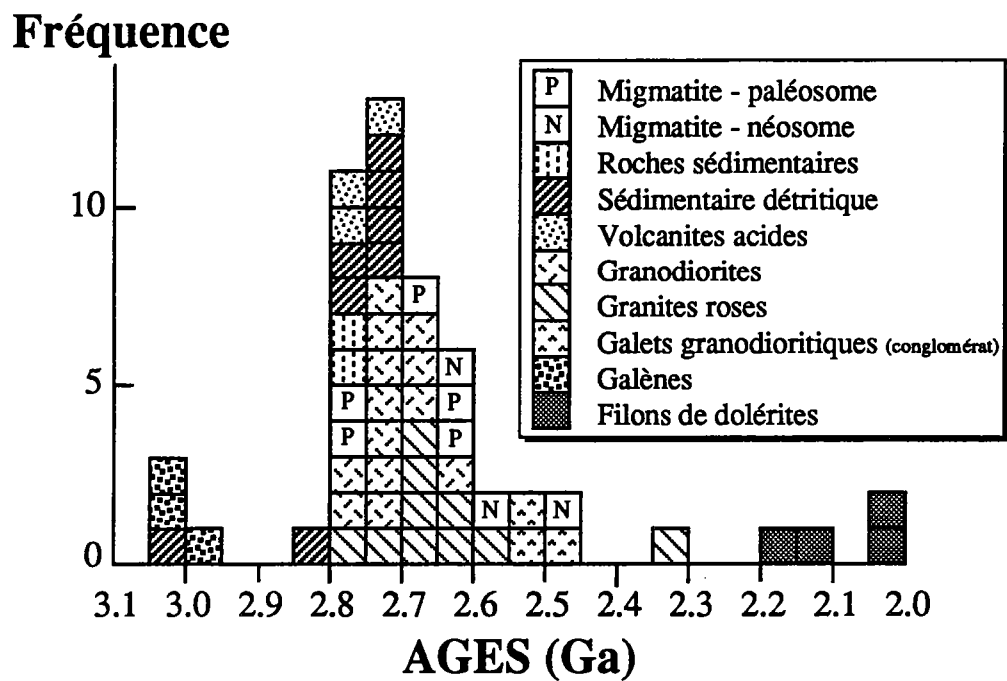


Fig. I-7. Compilation des âges U-Pb des roches de Finlande orientale (d'après Taipale et al., 1980).

Géochronologie U-Pb (zircons, sphènes, galènes) :

Les données U-Pb définissent trois pics d'âges (Fig. I-7) :

- 3.0 Ga ;
- entre 2.8 et 2.65 Ga ;
- de 2.2 à 2.0 Ga.

Les plus vieux âges obtenus (≈ 3.0 Ga) ont été mesurés sur des zircons détritiques extraits des roches sédimentaires des ceintures de roches vertes. Ils sont interprétés comme étant hérités du socle gneissique (e.g. Martin, 1989). Ces données constituent également une limite d'âge maximum pour les ceintures de roches vertes.

Les âges U-Pb sur minéraux mesurés dans la plupart des formations géologiques (socle gneissique, roches sédimentaires et volcanites acides des ceintures, ainsi que les granodiorites à phénocristaux et les granites roses) sont compris dans un intervalle variant entre 2.8 et 2.65 Ga. : l'ensemble des formations archéennes se sont mises en place dans un intervalle de temps d'environ 150 Ma.

Le troisième groupe d'âges (de 2.2 à 2.0 Ga) correspond à la mise en place de filons de dolérite protérozoïques liés à l'orogénèse svécokarélienne.

A ces données géochronologiques, il est intéressant, à titre de comparaison, de présenter celles obtenues en Karélie soviétique, cette région constituant l'extension vers l'Est des terrains étudiés (Fig. I-2). Un âge maximum d'environ 3.0 Ga (U-Pb sur zircons détritiques) est attribué aux ceintures de roches vertes (ceinture de Loppio, Karélie centrale ; Bibikova et Krylov, 1983). En ce qui concerne les granitoïdes (à la fois ceux du socle et ceux intrusifs dans les ceintures), la plupart des données U-Pb sur zircons donnent des âges de 2.75 Ga (Tugarinov et Bibikova, 1980 ; Bibikova, 1984). Pour ces auteurs, la formation des granites et le métamorphisme qui complète l'évolution de ces terrains de type "granite-greenstone" a lieu aux environs de 2.75 Ga. Ces événements sont accompagnés par la croissance de nouveaux zircons ou par des zonages complexes de plus vieux zircons (Kratz, 1978). Il apparaît donc aux travers de ces données que l'évolution archéenne de ces terrains est très proche de celle établie en Finlande orientale.

Données Rb-Sr (roches totales) :

Les âges Rb-Sr définis pour les mêmes terrains sont incompatibles avec ceux définis par la méthode U-Pb sur minéraux. Ceci est particulièrement vrai pour les granodiorites à phénocristaux qui sont systématiquement de 200 Ma plus jeunes par cette

méthode. Ces résultats sont à l'origine d'un débat sur la capacité des méthodes utilisées à atteindre l'âge de mise en place des roches (cf. Vaasjoki, 1988 et Martin et Barbey, 1988). En fait, comme nous allons le démontrer dans les chapitres suivants, et compte tenu d'une histoire géologique plus complexe que l'on ne le supposait jusqu'à présent, il apparaît que la plupart des isochrones Rb-Sr mesurés sur roches totales sont des droites de mélange, sans signification géochronologique.

L'empreinte svécokarélienne sur les formations archéennes

Les plus jeunes âges mesurés dans la région correspondent à des âges "minéraux". Des biotites et des feldspaths potassiques ont été extraits du socle gneissique et des granodiorites à phénocristaux (Kouvo et Tilton, 1966, Vidal et al., 1980 ; Martin, 1985). Les âges Rb-Sr calculés sur les couples "minéral-roche totale" sont tous voisins de 1.7-1.8 Ga. Ils ont été interprétés par ces auteurs comme représentant l'enregistrement du dernier événement thermique correspondant au métamorphisme svécokarélien.

Schéma stratigraphique proposé pour la Finlande orientale:

En considérant l'ensemble des données géochronologiques ainsi que les relations de terrains, il est possible de proposer le schéma stratigraphique suivant :

- 1) Formation d'une croûte basaltique à partir du manteau (≈ 3.0 Ga) ;
- 2) Mise en place des T.T.G. du socle par fusion partielle de la croûte basaltique dans des zones de subduction. Ces T.T.G. sont ultérieurement gneissifiés et forment une épaisse croûte continentale (gneiss de Kivijärvi ; 2.85-2.75 Ga) ;
- 3) A 2.75 Ga, les ceintures de roches se mettent en place dans un contexte de rift proto-océanique ;
- 4) Les laves denses des ceintures qui reposent sur la croûte sialique tendent à s'enfoncer dans celle-ci par subsidence (phénomène de sagduction) ;

De cet événement résulte:

- la structuration générale des ceintures de roches vertes ;
 - la formation des magmas calco-alcalins par remobilisation de la croûte sialique (plutonisme d'Arola - 2.75-2.70) ;
- 5) Mise en place des leucogranites roses entre 2.70 et 2.55 Ga par remobilisation de faible ampleur des gneiss anciens ;
 - 6) Mise en place de filons de dolérites (2.2-2.0 Ga) ;
 - 7) Déformation-métamorphisme au protérozoïque inférieur, lié à l'orogénèse svécokarélienne.

En résumé, aucun âge fiable n'a pu être déterminé pour la mise en place des ceintures de roches vertes, aucun zircon magmatique n'ayant pu être mesuré dans ces roches. Les relations de terrain permettent cependant de contraindre l'âge minimum de ces successions aux environs de 2800-2750 Ga.

Les données structurales récentes (Jégouzo et Blais, 1991) ainsi que les âges Rb-Sr sur biotites et plagioclases voisins de 1.7-1.8 Ga, ont mis en évidence l'empreinte de l'orogénèse svécokarélienne sur les terrains archéens de Finlande orientale. L'influence de cet événement sur les signatures chimiques et isotopiques des terrains archéens reste à quantifier.

LES KOMATIITES : IMPACT DU METAMORPHISME ET DE L'ALTERATION SUR LEURS CARACTERES CHIMIQUES ET ISOTOPIQUES

Au cours de ce travail, trois types d'objets ont été étudiés :

1 - une coulée komatiitique présentant un intense processus de carbonatation, en particulier dans la partie basale de la coulée (Ceinture de Tipasjärvi) ;

2 - deux coulées komatiitiques amphibolitisées, sans carbonates, mais présentant une albitisation très développée dans les zones à textures spinifex, et une chloritisation intense dans les autres niveaux de la coulée (région de Siivikkovaara, Ceinture de Kuhmo) ;

3 - des komatiites et basaltes komatiitiques en dehors de coulées, roches actuellement sous la forme d'amphibolites, avec ou sans carbonates (Ceinture de roches vertes de Tipasjärvi).

CHAPITRE II

MODIFICATIONS GEOCHIMIQUES ET ISOTOPIQUES INDUITES PAR LA CARBONATATION : L'EXEMPLE DES KOMATIITES DE TIPASJARVI



I) INTRODUCTION :

Les roches volcaniques cristallisent dans des assemblages minéralogiques très sensibles à l'altération et au métamorphisme. En ce qui concerne les komatiïtes, la plupart ont subi un ou des processus de recristallisation, les assemblages minéralogiques hydratés de type serpentine-chlorite-amphibole-*carbonate* étant les plus fréquemment observés.

La carbonatation est, en effet, un des processus d'altération les plus communs aux roches vertes (e.g. Viljoen and Viljoen, 1969). La question se pose alors de connaître l'impact de ce processus sur les profils géochimiques et sur les signatures isotopiques.

Afin de répondre à cette question l'étude d'une coulée komatiitique de la ceinture de roches vertes de Tipasjärvi a été entreprise. Cette coulée présente les intérêts suivants :

1) elle a une teneur en MgO élevée ($\approx 30\%$), teneur pour laquelle seule l'olivine fractionne lors des processus de cristallisation fractionnée. L'olivine étant constituée essentiellement de Si, d'O, de Fe, de Mg et de Ni, et ayant de très faibles coefficients de partage en ce qui concerne les terres rares, son fractionnement entraîne des modifications chimiques parfaitement connues au sein de la coulée. Les terres rares, en particulier, constituent des indicateurs puissants d'éventuelles modifications secondaires. En effet, on s'attend à obtenir des spectres de terres rares sub-parallèles dans tous les niveaux de la coulée (e.g. Whitford et Arndt, 1978). Si ce n'est pas le cas, l'origine magmatique des caractères chimiques mesurés doit être remise en question.

2) le second intérêt de cette coulée réside dans la présence de carbonates uniquement dans la partie basale de la coulée. Si la carbonatation entraîne des modifications chimiques ou isotopiques, le sommet et la base de la coulée auront des caractères chimiques différents.

II) LES CONTRAINTES APORTEES PAR LES ELEMENTS MAJEURS, LES TRACES (REE, EN PARTICULIER) ET LES ISOTOPES (Sr, Nd ET O)

(article)

Article publié dans *Chemical Geology*, 90 (1991) 15-29

**RESETTING OF REE, AND Nd AND Sr ISOTOPES DURING
CARBONITIZATION OF A KOMATIITE FLOW FROM FINLAND.**

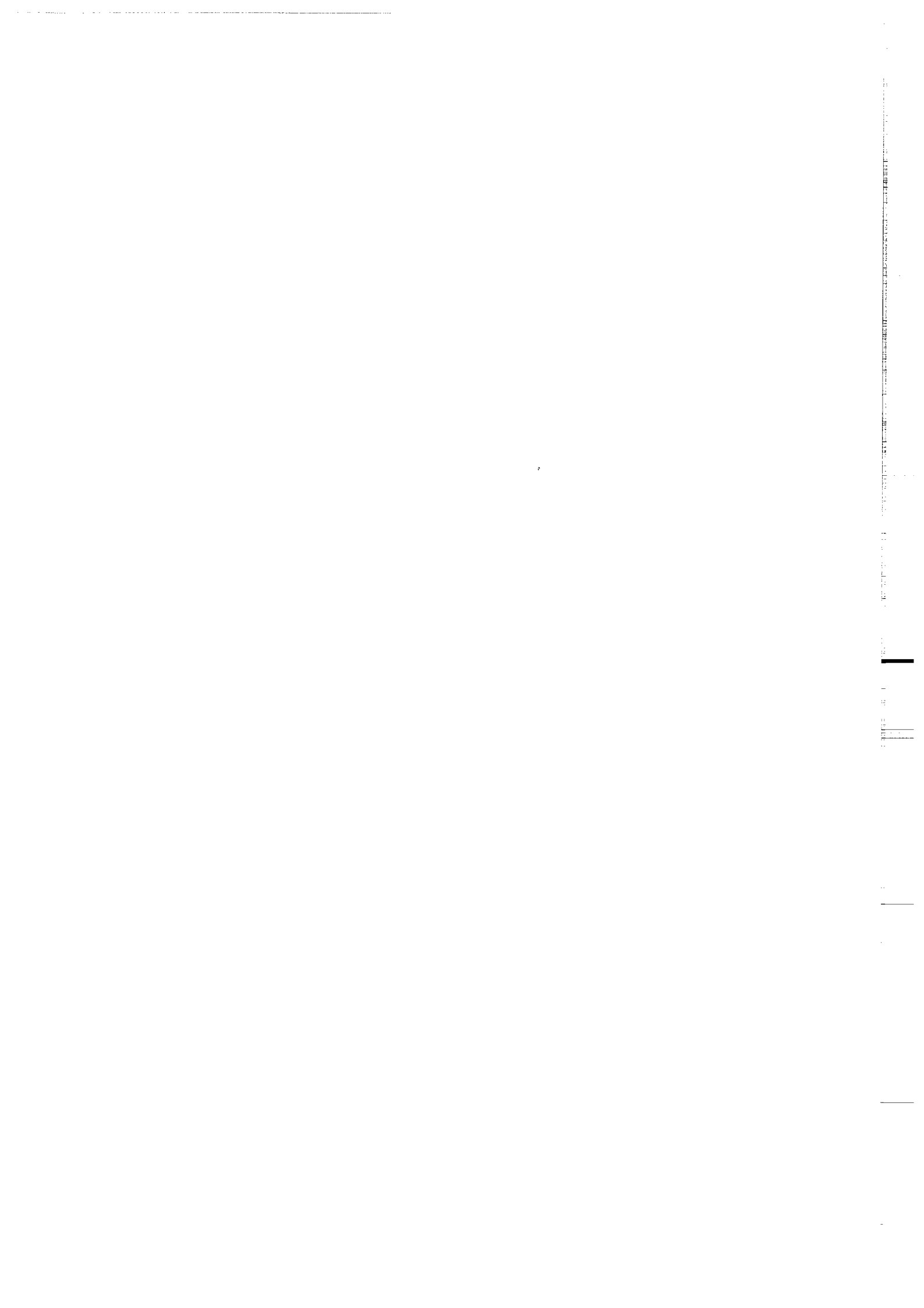
S. Tourpin, G. Gruau, S. Blais and S. Fourcade

CAESS, CNRS, Institut de Géologie, Université de Rennes, 35042 Rennes
Cedex, France

Abstract

New isotopic (Nd, Sr, C, and O) and trace element data are reported for a 10 m thick komatiite flow unit from the 2660 Ma Tipasjärvi greenstone belt of eastern Finland. This unit was selected because of its anomalously variable REE distribution patterns. More specifically, while the lower cumulate zone of the flow exhibits nearly-flat LREE patterns ($(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ from 0.93 to 1.10), the spinifex-textured upper zone shows strongly depleted LREE patterns ($(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} \approx 0.40$). Such a fractionation in REE cannot result from low-pressure differentiation because the flow has MgO contents ranging from 25 to 30%, and only olivine, a phase which does not fractionate the REE, should have crystallized. In previous studies the REE patterns have been interpreted by the assumption that the flow had a composite origin: a LREE-depleted parental magma was inferred for the upper part; the lower part was thought to be derived from a parental magma with a chondritic distribution of LREE. In fact, in the present study, a reassessment of field and petrographic data indicates that the lower part of the flow is rich in secondary carbonate (10 to 20% by weight). Determination of the chemical and isotopic composition of the carbonate, and further evaluation of the chemical and isotopic patterns of the flow in the light of the new data clearly shows that the addition of carbonate is responsible for the variation in REE patterns.

The Tipasjärvi flow is not a magmatically composite flow, but a single and uniformly depleted flow, whose lower portion has experienced a deep alteration of primary chemical and isotopic signatures by invasion of secondary carbonate.



1. Introduction

Komatiites are widespread in the Archean. Examples have been reported in most Archean greenstone belts, ranging from 3.5 Ga to 2.5 Ga in age (Nesbitt et al., 1982). Komatiites are volcanic rocks with compositions approaching those of mantle peridotite (Arndt and Nisbet, 1982). In theory, komatiites represent a window to the nature and evolution of the Archean mantle. Most current models dealing with the composition of the primitive mantle, the early evolution of the crust-mantle system and the chemical and isotopic heterogeneities of the Archean mantle are based on geochemical and isotopic data from komatiites (e.g. Albarède and Brouxel, 1987; Chase and Patchett, 1988; Smith and Ludden, 1989).

However, the use of komatiites as probes for the Archean mantle composition is not so straightforward. One inherent defect is the invariably altered or recrystallized nature of komatiites, which casts some doubt about the preservation of primary chemical and isotopic compositions (e.g. Arndt et al., 1989). One of the more common alteration features of komatiites is carbonate metasomatism (Viljoen and Viljoen, 1969; Bavinton, 1981; Dupré et al., 1984; Arndt and Jenner, 1986; Blais et al., 1987; Arndt et al., 1989). One example of carbonitized komatiite occurs in the 2660 Ma old Tipasjärvi greenstone belt of eastern Finland, where carbonates have been found in the basal part of a single spinifex-textured flow (Blais et al., 1987). Blais et al. (1987) have reported major and trace element data (including REE) for samples of this flow. Their results set a major problem: while the upper part of the flow exhibits strongly depleted LREE patterns, the basal part has nearly-flat LREE patterns. Since the flow is ultrabasic in composition with MgO contents ranging from 25 to 30%, the low-pressure differentiation must have been controlled by olivine fractionation (Arndt, 1986). Olivine does not significantly fractionate the LREE. Consequently, under normal circumstances, the basal and upper parts should have parallel LREE patterns. Blais et al. (1987) recognized this problem and suggested that the basal and upper parts were genetically unrelated. According to Blais et al. (1987), the two parts crystallized from two different parental magmas: one depleted in LREE; the other with a flat LREE pattern.

In this study, we present isotopic data (Nd, Sr) for whole-rock samples from both the upper and basal parts of this flow, as well as C and O isotopic results for interstitial carbonates. We also report isotopic analyses of Nd, Sr, C and O and REE concentrations data for a nearly-pure carbonate vein cross-cutting the flow. The aim of this study was to constrain the effects of carbonation on the initial isotopic and chemical

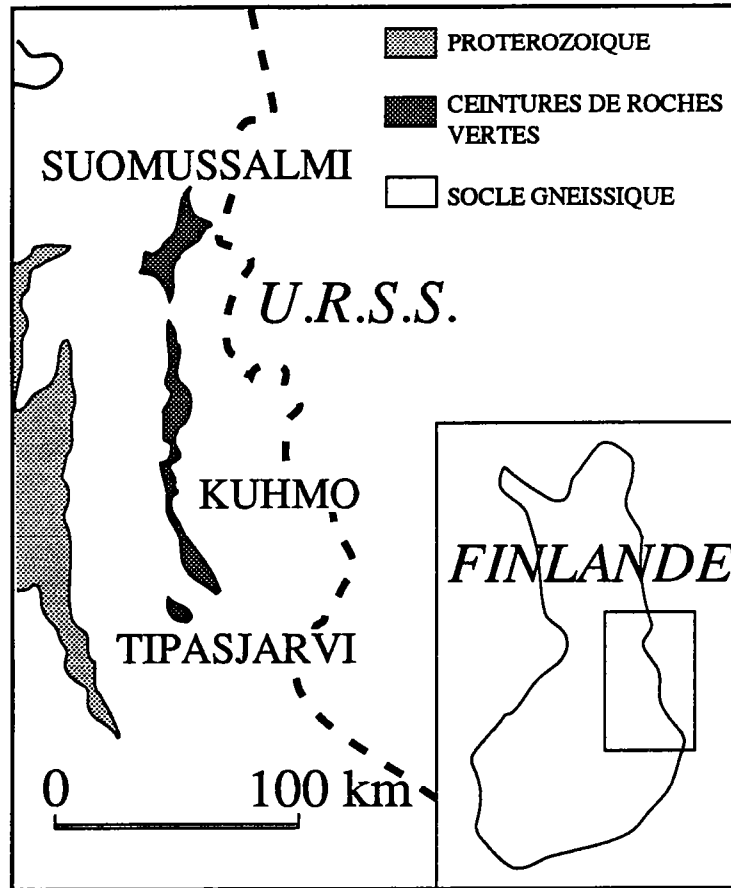


Fig. II-1 : Sketch map showing location of the Tipasjärvi greenstone belt.

composition of the flow, and to infer the primary characteristics of the unaltered komatiite.

2. Geological Setting

Eastern Finland, like many other Archean granite-greenstone terrains, consists of low-grade metamorphosed volcanic and sedimentary sequences in faulted contact with a gneissic basement of trondjhemitic to granodioritic composition, the whole being intruded by late plutons of essentially granitic composition (Blais et al., 1978; Gaal et al., 1978; Vidal et al., 1980; Jahn et al., 1980a; Taipale, 1983; Martin et al., 1983; 1985; Martin and Querré, 1984). Tipasjärvi is the southernmost of three greenstone belts (Suomussalmi, Kuhmo, Tipasjärvi), which form an elongate N-S trending band that extends over 200 km along the Finland-USSR border (Fig.II-1).

Taipale (1983) and Blais et al. (1987) have described the Tipasjärvi lithologies in detail. Tipasjärvi is a fairly typical Archean greenstone belt consisting of a complex assortment of komatiite lava flows, massive komatiite and basaltic units, felsic volcanics, metasediments, and gabbroic intrusives. As is usual in such terrains, these units have been altered and metamorphosed. At Tipasjärvi, the metamorphic grade reached the upper greenschist to lower amphibolite facies. Metamorphic recrystallization and associated deformation has resulted in complete obliteration of the primary mineral assemblages, although some primary textures (e.g. spinifex in komatiites) have been locally preserved.

Published radiometric data for the various lithologies of eastern Finland yielded the following results: 2860 ± 90 Ma to 2620 ± 70 Ma (Rb-Sr and Pb-Pb) for the gneissic basement (Vidal et al., 1980; Martin et al., 1983; 1985); 2660 ± 40 Ma (Pb-Pb) for the greenstone successions; 2500 ± 70 to 2400 ± 40 Ma for the late granitic intrusions (Martin and Querré, 1984). Vidal et al. (1980) also reported Rb-Sr ages on micas from both the gneissic basement and the late granitic plutons. For the gneissic basement, the mica age is 2140 Ma, for the late intrusive plutons, it ranges from 1700 to 1800 Ma. Vidal et al. (1980) attributed these reset ages to the Svecokarelian orogeny of northern Scandinavia.

3. Petrography, texture and main geochemical features

The field characteristics and petrology of the Tipasjärvi komatiite flow have been described in detail by Blais et al. (1987). The flow is about 10 m thick and consists of three main zones (Fig. II-2): an upper breccia (2.3 m thick); an intermediate fine-grained

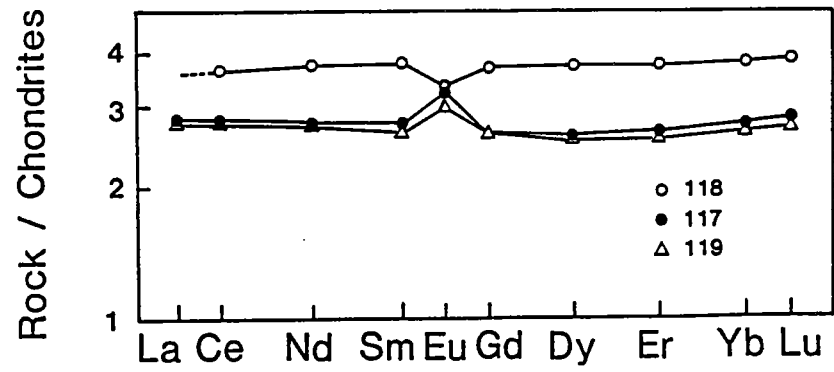
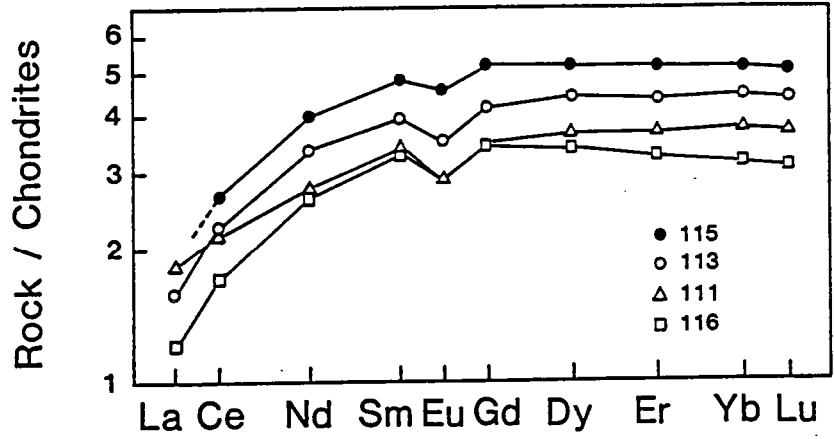
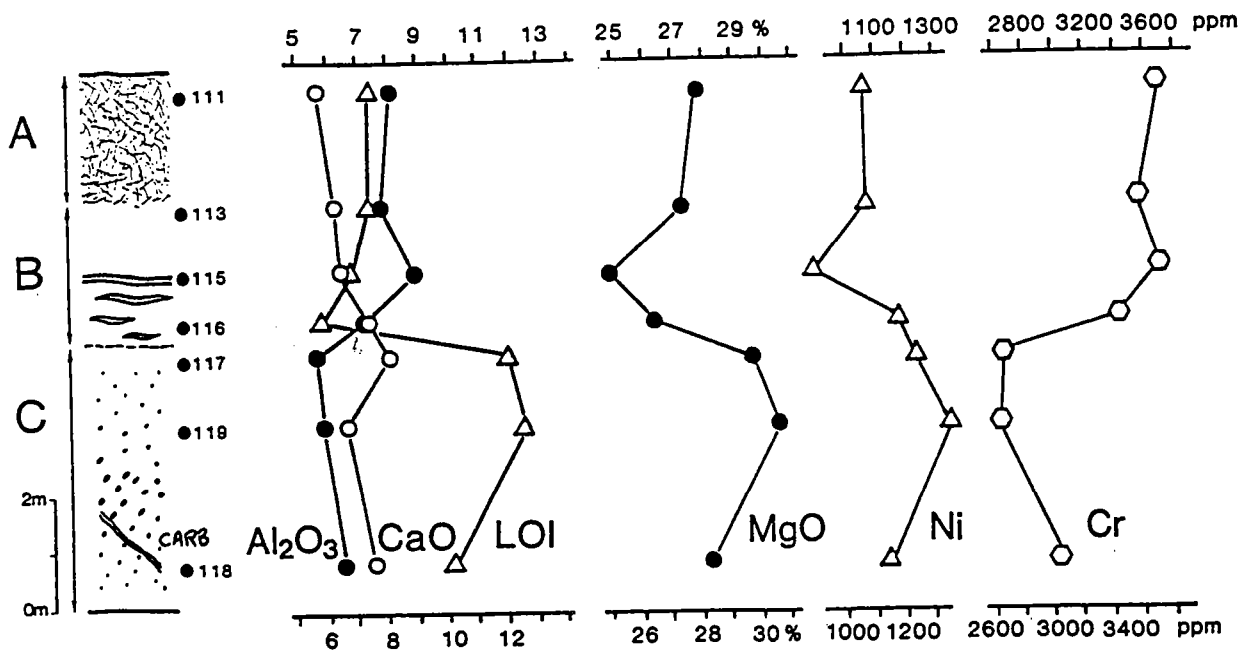


Fig. II-2: Textures, chemical profiles and REE patterns for the carbonate-bearing Tipasjärvi komatiite flow (after Blais et al., 1987). A: upper breccia; B: intermediate spinifex-textured zone; C: lower cumulate zone. CARB: localization of carbonate vein sample.

spinifex-textured zone (3.0 m thick); a lower coarse-grained cumulate zone (4.7 m thick). A noticeable feature of this flow is the occurrence of subhorizontal spinifex-textured veinlets in the intermediate zone. In this respect the flow resembles certain komatiite flows from the Abitibi greenstone belt, Canada (Arndt, 1977).

Mineralogically, all parts of the flow exhibit secondary assemblages including tremolite, Mg-chlorite, anthophyllite, and opaques. The presence of carbonate in the coarse-grained zone was noted by Blais et al. (1987), but its amount was underestimated. Instead of "rare aggregates of carbonate", careful re-examination of thin sections indicates up to 15 to 20% by volume of carbonate. Likewise, Blais et al. (1987) did not mention the presence of carbonate in the breccia zone. In fact, this zone also contains carbonates, even though the amount does not exceed a few percent in volume. Only the intermediate spinifex-textured zone appears virtually free of any carbonate. Moreover, recent field work by two of us (S. Tourpin and S. Blais), has revealed that, in addition to interstitial carbonate, the basal part is cross-cut by nearly pure carbonate veins.

Microprobe analyses of both interstitial carbonate and carbonate veins yielded identical molar composition: $\text{Ank}_{18.5} \text{Dol}_{77.7} \text{Calc}_{3.8}$.

Seven samples from the Tipasjärvi flow were earlier analyzed by Blais et al. (1987) for their major and trace element (including REE) concentrations. The location of samples in the flow as well as some of the main chemical features are given in Fig. II-2.

4. Samples and analytical techniques

Nd and Sr isotopic compositions as well as Sm/Nd and Rb/Sr ratios were determined for the seven samples previously studied by Blais et al. (1987), and for a carbonate vein sample (Fig. II-2), for which we also measured the REE concentrations. C and O isotopic compositions were measured in the interstitial and vein carbonates. All analyses were performed at the Université de Rennes.

Nd and Sm/Nd ratios were determined on different aliquots of the same sample dissolution. For Sm and Nd concentrations, a mixed ^{149}Sm - ^{145}Nd spike was added. The techniques used for chemical separation were essentially similar to those described in Richard et al. (1976), and the spike calibration results are given in Gruau et al. (1987). Nd blanks were of the order of 0.5 ng. Samples were run on a TSN 206 single-collector CAMECA mass spectrometer. Measured $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios were normalized to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Results from the La Jolla Nd standard for 39 separate runs yielded $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511878 \pm 12 (2\sigma_m)$.

REE concentrations in the carbonate vein sample were determined by the isotopic dilution method using the procedure described in Jahn et al. (1980a).

The Sr isotopic compositions and Rb/Sr ratios were determined following the method of Jahn et al. (1980b). Sr blanks were of the order of 1 ng. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios were all normalized to $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$. Results from the NBS 987 Sr standard on 23 separate runs yielded $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71037 \pm 5 (2\sigma_m)$, so all $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios presented in this paper were corrected by -0.00012 to be consistent with the NBS reference value of 0.71025.

The C and O from interstitial carbonates and the carbonate vein sample were analyzed as CO_2 gas on a triple-collector VG Sira 10 mass spectrometer. Carbon dioxide was extracted from very finely-ground powders by reacting for 4 to 7 days with anhydrous orthophosphoric acid at 25 °C, following the procedure of McCrea (1950). Fractionation during the liberation of CO_2 from carbonates was approximated to that of dolomite measured by Sharma and Clayton (1965) with $\alpha_{\text{CO}_2\text{-Dol}} = 1.01090$. The C and O isotopic compositions for interstitial carbonates and the carbonate vein are given in the conventional δ notation, relative to the PDB and SMOW values, respectively. Duplicate runs of two samples yielded an analytical precision better than 0.05 δ units.

5. Results

5.1. Nd and REE data

The Sm-Nd results for the seven flow samples and the carbonate vein are given in Table II-1 and reported in the conventional $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ isochron diagram in Fig. II-3. The REE results for the carbonate vein sample are illustrated in Fig. II-4.

The $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios for the seven flow samples are in agreement with the REE data of Blais et al. (1987), ranging from 0.2331 to 0.2478 for the breccia and the intermediate spinifex-textured zone, and from 0.1872 to 0.1969 for the basal zone. For the carbonate vein, the measured $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratio is lower (0.1658). Such a ratio indicates a relative enrichment in Nd compared to Sm. Consistently, the carbonate vein sample yielded a LREE-enriched pattern ($(\text{La}/\text{Sm})_N = 1.26$; Fig.4), with an overall REE concentration higher by a factor of 3 to 4 than the komatiite flow samples (Figs II-2 and II-4).

As shown in Fig. II-3, there is a positive correlation between the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios of the seven flow samples. The corresponding calculated age is

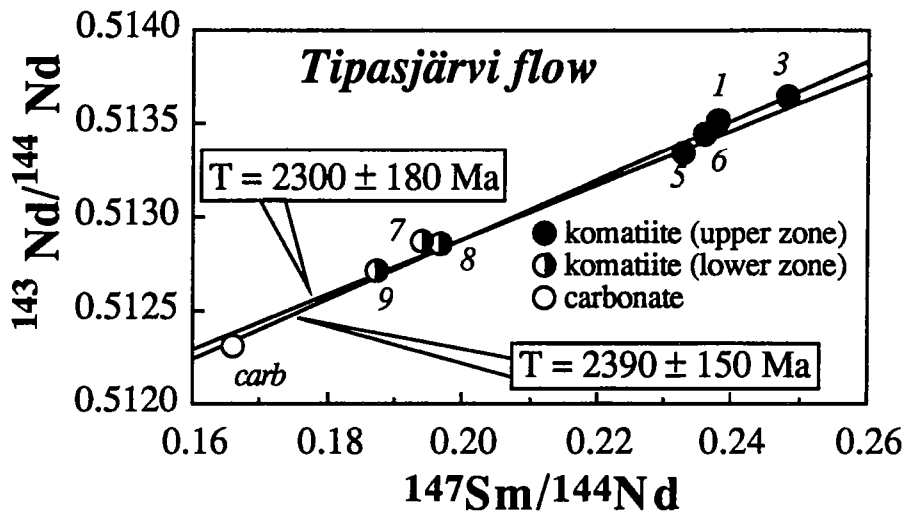


Fig. II-3: Sm-Nd isochron diagram for the Tipasjärvi komatiite flow samples and cross-cutting carbonate vein. $2300 \pm 180 \text{ Ma}$ refers to the flow samples only and $2390 \pm 150 \text{ Ma}$ to the whole sample set (see text). Errors on dates are 2σ .

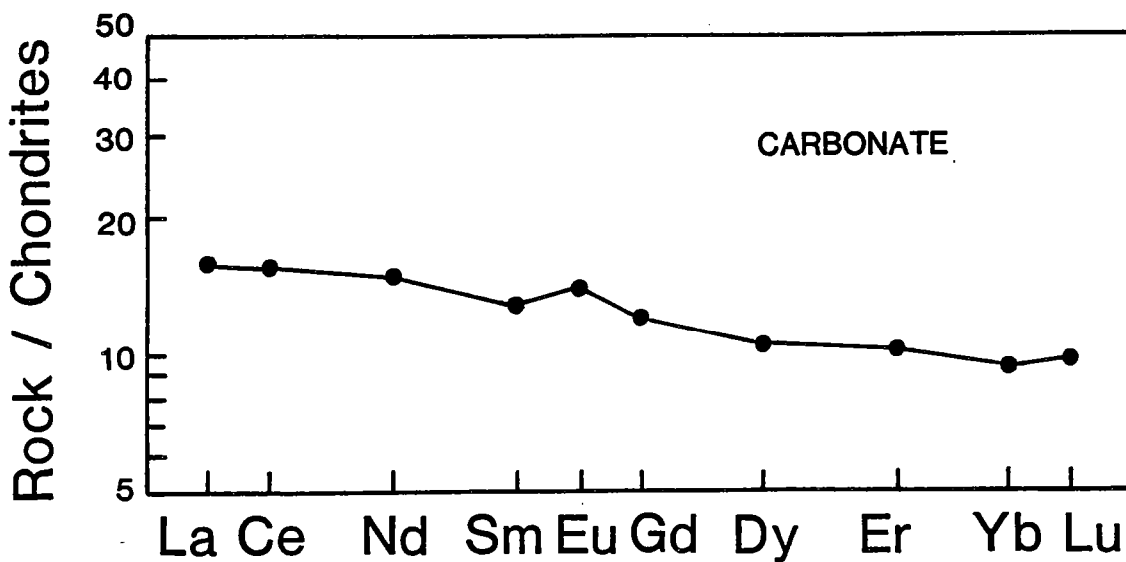


Fig. II-4: REE pattern for the carbonate vein sample. Normalized values are those used in Jahn et al. (1980a). REE concentrations are as follows (in ppm): La (5.04); Ce (12.92); Nd (8.98); Sm (2.46); Eu (1.04); Gd (3.17); Dy (3.37); Er (2.15); Yb (1.95); Lu (0.31). Uncertainties are estimated better than 3%.

2300 ± 180 Ma. If the carbonate vein sample data are included, this age becomes 2390 ± 150 Ma., which is statistically indistinguishable (Fig. II-3).

5.2. Sr data

The Rb-Sr results are presented in Table II-2, and illustrated in a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. Sr diagram in Fig. II-5 and a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. time diagram in Fig. II-6.

All samples exhibit a very low $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (0.0005 to 0.0222), such that no Rb-Sr age can be calculated. All the Rb concentrations are very low (0.05 to 0.22), while Sr is more variable: the lowest Sr concentrations are found in the spinifex-textured zone samples (15.2 to 20.5 ppm) and in the breccia (23.5 ppm); the carbonate vein sample has the highest Sr concentration (≈700 ppm); contents in the carbonate-bearing lower zone samples are intermediate, between 88 and 126 ppm Sr (Table II-2).

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios are also variable. Samples with the highest Sr contents also possess the highest $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (Fig. II-5). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios range from 0.70651 to 0.70597 in the carbonate vein and the lower part of the flow; from 0.70415 to 0.70295 in the intermediate zone samples; for the breccia sample, the value lies between these two groups at 0.70507. Assuming a maximum age limit of 2660 Ma to correct for present-day $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ from the decay of ^{87}Rb , a similar range is maintained: 0.70631-0.70576 for the carbonate vein and the lower zone of the flow; 0.70329-0.70265 for the intermediate zone samples, and 0.70450 for the breccia (Fig. II-6).

5.3. O and C data

The C and O results are presented in Table II-3. The carbonate dissolution experiments confirmed the thin section observations for samples 115 and 116, since no CO_2 could be extracted. By contrast, although optical studies failed to reveal any carbonate in sample 113, some CO_2 was released. However, the amount was very small corresponding to less than 0.5% of carbonate by weight. Nevertheless, this demonstrates that even the intermediate zone underwent some local carbonate metasomatism. For the other samples the carbonate contents were as follows: between 1 and 2% for the breccia sample 111; between 10 and 20% for the three cumulate zone samples (117, 118 and 119).

The most striking feature of the C and O isotopic compositions is the limited range of the isotopic ratios measured in the sample suite : -2.4 to -3.4 for $\delta^{13}\text{C}$; +9.3 to

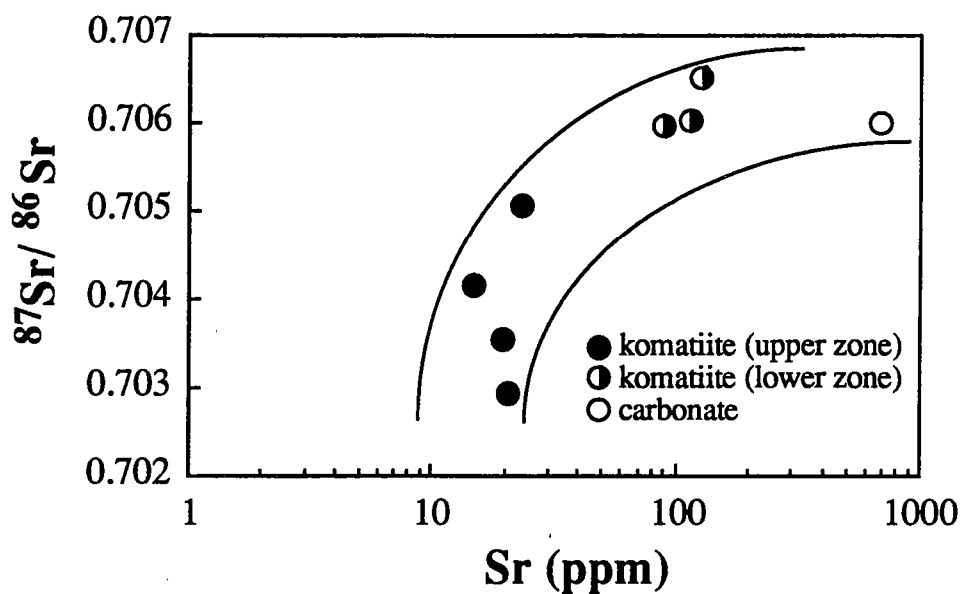


Fig. II-5: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. Sr(ppm) plot for the set of Tipasjärvi flow samples.

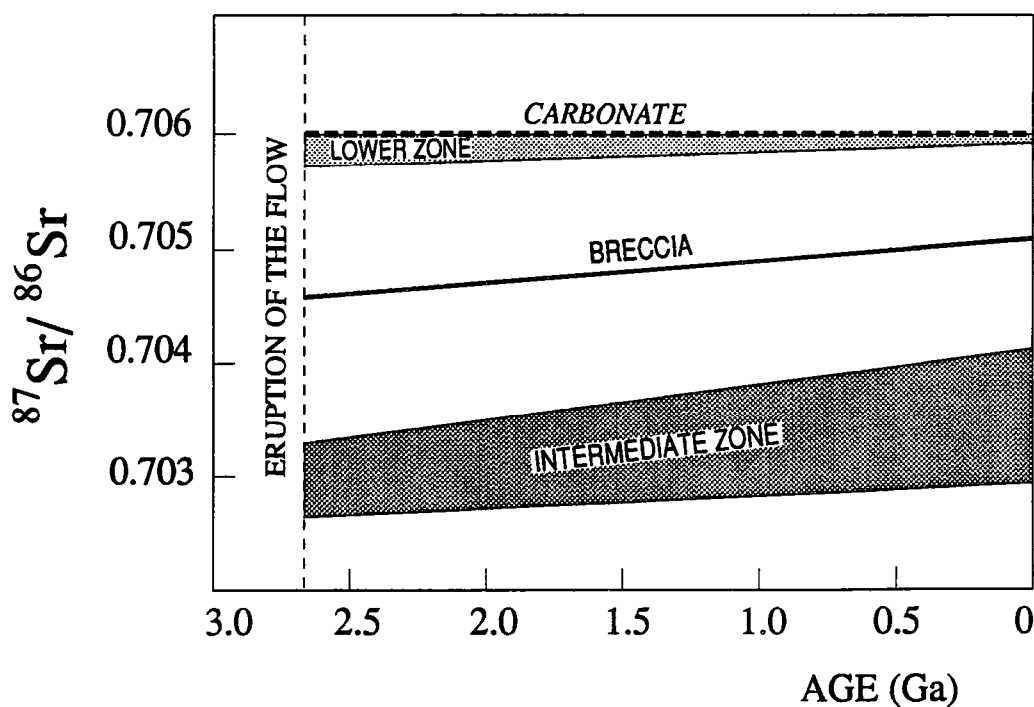


Fig. II-6: Diagram illustrating the time evolution of the different $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios for the carbonate and lower zone samples, and the samples with 1-2% or less of interstitial and vein carbonate. 2660 Ma represents the assumed age of eruption of Tipasjärvi komatiite. See text for further explanation.

+12.3 for $\delta^{18}\text{O}$ (Table II-3). Such a result is consistent with the assumption that interstitial and vein carbonates have a common origin.

6. Discussion

6.1. Sr and LREE influx during addition of carbonate

The contrasting REE patterns and Sr concentrations (Figs. II-2 and II-5; Table II-2) for the basal and upper zones of the Tipasjärvi flow are features that are clearly at variance with what we expect in a komatiite flow in which low-pressure differentiation was controlled by olivine fractionation (e.g. Arndt, 1986). The Sr and REE partition coefficients between olivine and magmatic liquids are always very low (e.g. Irving, 1978; Fujimaki et al., 1984). Thus, olivine fractionation cannot have produced large variations in $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ or Sr contents such as those observed from the bottom to the top of the Tipasjärvi flow.

The 2300 ± 180 Ma Sm-Nd date calculated here for the seven Tipasjärvi flow samples is also aberrant. The date is much too young to represent the age of eruption of the flow: the Tipasjärvi belt -like the Kuhmo and Suomussalmi belts- is cross-cut by 2500 Ma old granitic bodies (Taipale, 1983; Martin and Querré, 1984). Moreover, a 2300 ± 180 Ma date for the Tipasjärvi komatiite flow conflicts with the Pb-Pb isochron age at 2660 ± 40 Ma earlier reported by Vidal et al. (1980).

The contrasting REE patterns of the basal and upper parts of the Tipasjärvi flow could possibly represent primary magmatic features. If so, the most likely interpretation would be that of Blais et al. (1987) who proposed that two different parental magmas were erupted, each with distinct initial LREE distribution patterns. These two inferred parental magmas with different LREE patterns could have had distinct $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios, and this difference could explain why the Sm-Nd date is too young. The Tipasjärvi Sm-Nd array could then be interpreted as a magmatic mixing line. Examples of such magmatic mixing lines have been documented in the Kambalda greenstones of Western Australia (Chauvel et al., 1985; Compston et al., 1986), and in the komatiite-tholeiite suite of Newton Township, Canada (Cattell et al., 1984). At Tipasjärvi, however, there are at least two arguments against this interpretation. Firstly, in the two cited examples, the apparent ages are not too young, but rather older than the true ages (e.g. Chauvel et al., 1985). Secondly, the lower zone samples of the Tipasjärvi flow have nearly chondritic Sm/Nd ratio but $\epsilon_{\text{Nd}}(2660\text{Ma})$ values up to +5.5 (Table II-1). This conflicts with the +2 to +3 $\epsilon_{\text{Nd}}(2660\text{Ma})$ values calculated for the upper zone samples with very

high Sm/Nd ratios (Table II-1). Normal isotopic evolution would lead to lower ϵ_{Nd} values in samples with lower Sm/Nd ratios.

A more likely interpretation is that the aberrant chemical and isotopic features of the Tipasjärvi flow are not primary magmatic characteristics. We will argue that the composition of the Tipasjärvi flow can be explained by the addition of metasomatic carbonates enriched in LREE into uniformly depleted solidified komatiite.

Support for such an explanation is given in Figs II-7 and II-3.

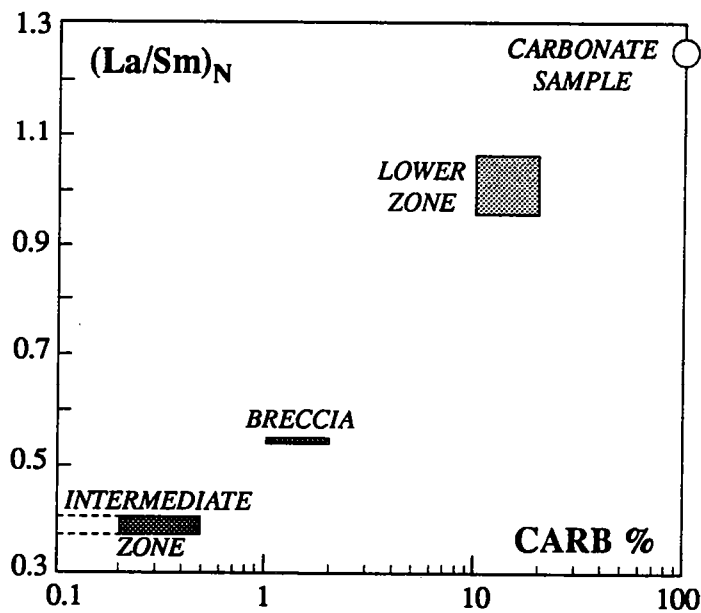


Fig. II-7: Diagram illustrating correlation between $(La/Sm)_N$ and amount (in weight %) of interstitial and vein carbonate for the Tipasjärvi sample suite. Data sources: this study and Blais et al. (1987).

Fig. II-7 illustrates a close correlation between the $(La/Sm)_N$ ratios of Tipasjärvi samples and the amount of interstitial carbonate. The carbonate-bearing rock samples clearly have LREE patterns that are intermediate between the carbonate-free samples and the carbonate vein. For the Sm-Nd isotopic system, evidence is provided through the observation that the carbonate vein analysis lies on the extension of the Tipasjärvi flow Sm-Nd array (Fig. II-3).

The role of carbonate is also illustrated by the variations of Ca contents with depth: in Fig. 2, concentration in CaO increases from top to bottom in the flow. Fig. II-2 and Table II-3 indicate that this increase correlates with higher proportions of carbonate. Clearly, crystallization of carbonate was accompanied by a strong elemental influx.

Nevertheless, it could be argued that the LREE-enriched character of the Tipasjärvi carbonates does not necessarily imply that LREE were introduced into the solid rock, but results from later redistribution within the flow. If so, the Tipasjärvi Sm-Nd array could be interpreted as a secondary isochron. In fact, we do not deny the possibility that Nd and the other LREE were redistributed or re-equilibrated to some extent. Such a process is suggested by the fact that the carbonate-free samples do not have the highest $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios (Table II-1; Fig. II-3). However, the supposed redistribution must have been limited. It is clear that carbonate metasomatism supplied a significant amount of Sr to the carbonate-bearing samples (Fig. II-5). Yet, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the carbonate-free samples (or of the samples with insignificant amounts of carbonate) are always much lower than those of the carbonate-rich samples (Fig. II-6; section 5.2). Consequently, Sr has not been re-equilibrated in the Tipasjärvi flow. Any re-equilibration hypothesis would thus result in the unexplained paradox that samples that have re-equilibrated for Nd and LREE do not show any $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ effect.

In summary, the anomalously young Sm-Nd date of the Tipasjärvi flow, as well as the flat LREE patterns, high Sr concentrations and high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the cumulate zone samples are all secondary features. Sr and LREE were introduced during the carbonate metasomatism that affected the Tipasjärvi flow. The Tipasjärvi Sm-Nd array gives an anomalously young date because it is not an isochron, but a mixing line between LREE-enriched carbonates and the initially depleted solidified komatiite.

6.2. When did the invasion of carbonate occur? What was the composition and origin of the CO₂-rich fluid?

When was the carbonate introduced to the Tipasjärvi komatiite flow? A temporal upper limit is provided by the Sm-Nd results. We can reasonably speculate that the Nd in the fluid responsible for carbonitization of the flow contained a significant component derived from the older gneisses of eastern Finland. The argument for such a Nd input arises from consideration that in Archean granite-greenstone terrains, rocks of granitic compositions have by far the highest LREE concentrations. Fluids circulating through such terrains will thus tend to inherit the isotopic composition of the granitic end-member.

All the gneissic basement components in the area have ϵ_{Nd} values that are much lower than those of Tipasjärvi komatiite samples with high $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (#113, #115, and #116; Table II-1; Fig. II-8). Thus, a plausible interpretation is that a positive slope already existed in the conventional Sm-Nd diagram by the time the carbonate was added to the solid depleted komatiite. If so, we may infer that 2400 Ma represents an upper limit

for the carbonitization event. As already pointed out, biotites from the late Archean granitic plutons of eastern Finland yielded Svecokarelian Rb-Sr ages in the range 1700-1800 Ma (Vidal et al., 1980). The Svecokarelian events are actually the only known thermal events of eastern Finland in the period after 2400 Ma (Vidal et al., 1980). In this respect, 1700-1800 Ma may represent a reasonable age estimate for the introduction of carbonate to the Tipasjärvi flow. It is worth noting here that studies in progress in Rennes on the Kuhmo greenstone belt (20 km north of Tipasjärvi; Fig. II-1) reveals that the Svecokarelian thermal event of eastern Finland have had much more influence than previously estimated. This event was able to rehomogenize the whole rock Sm-Nd systems of Kuhmo komatiites and introduced chemical and isotopic disturbances far greater than those described in the present paper (Tourpin et al., in prep.).

The nature, composition and origin of the fluid which was responsible for the carbonitization remains to be discussed. If we assume that the carbonitization event took place at 1700-1800 Ma, then the fluid was probably metamorphic or hydrothermal. We can estimate the approximate crystallization temperature of the carbonates using the fact that the 1700-1800 Ma event has reset the Rb-Sr ages of the late-Archean granite biotites. A consideration of the blocking temperatures for biotite suggests that the minimum temperature was about 350 °C (Jäger et al., 1967). Approximating the Tipasjärvi carbonate-H₂O fractionation coefficient by that of the dolomite-H₂O system (O'Neil et al., 1969; Sheppard and Schwarcz, 1970; Matthews and Kate, 1977), and assuming a temperature of ca. 350°C, the calculated $\delta^{18}\text{O}$ for the fluid in equilibrium with the Tipasjärvi carbonates falls in the range +5 to +8. Such values lie in the field of metamorphic or hydrothermal fluids (rock-dominated fluid systems).

The isotopic compositions of C in carbonates are difficult to interpret since they may result from the control of a number of parameters (see Ohmoto and Rye, 1979), parameters that are not constrained in the present case. However, it is worth noting that the range of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values in the Tipasjärvi carbonate is quite common in ferroan dolomitic hydrothermal carbonate from Archean greenstone belts, such as the Abitibi province (see a review in Kerrich, 1987).

6.3-The Tipasjärvi flow: a komatiite flow initially homogeneously depleted

Finally, what was the chemical and isotopic composition of the Tipasjärvi komatiite flow before the addition of carbonate?

New results from the Tipasjärvi flow provide definitive arguments against the previous interpretation of Blais et al. (1987). Two different parental magmas, one

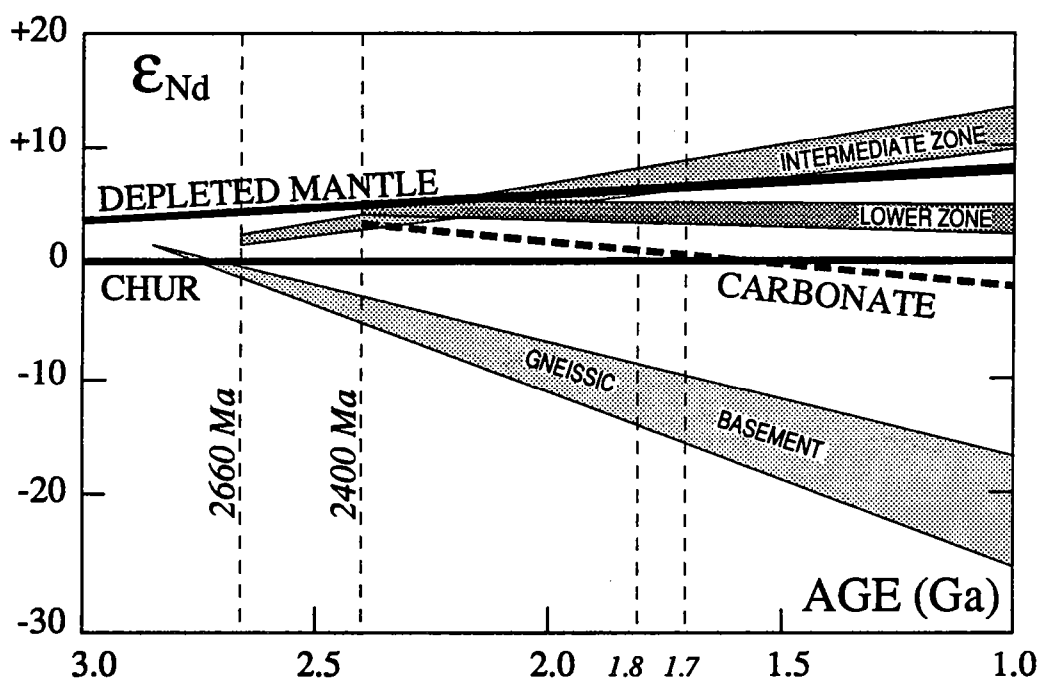


Fig. II-8: $\epsilon_{Nd}(T)$ vs. time plot showing isotopic evolution in the various members of the Tipasjärvi flow and in the carbonate vein. The trajectories contrast markedly with the surrounding gneisses which show strongly negative ϵ_{Nd} at the present day. Data sources: Martin (1985) and this study.

depleted in LREE, and the other with flat LREE distribution pattern were apparently not emplaced at Tipasjärvi. The less-depleted characters of the cumulate and breccia zones are clearly not primary magmatic features, but features that arise from the input of LREE during introduction of carbonate.

Subtraction of the chemical and isotopic inputs due to carbonitization yields a model flow composition with similar depleted LREE patterns. All the REE patterns probably were identical to the carbonate-free samples 115 and 116 ($(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 0.39\text{--}0.40$; $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1.0\text{--}1.1$), or to that of sample 113 which has less than 0.5% of interstitial and vein carbonate ($(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 0.37$; $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 0.93$). In this respect, the Tipasjärvi flow may initially have resembled some of the komatiite flows from the Abitibi greenstone belt, Canada (Pyke et al., 1973; Arndt and Nesbitt, 1984; Arndt, 1986).

The flow might be also characterized by uniformly positive $\epsilon_{\text{Nd}}(2660\text{Ma})$ values as in the carbonate-free samples 115 and 116 which have $\epsilon_{\text{Nd}}(2660\text{Ma})$ values of $+1.5 \pm 0.5$ and $+2.3 \pm 0.5$, respectively (Table II-1; Fig. II-8). Subtraction of the <0.5% carbonate of sample 113 gives a similarly positive $\epsilon_{\text{Nd}}(2660\text{Ma})$ value of $+2.1 \pm 0.5$. For the cumulate zone samples with an apparent $\epsilon_{\text{Nd}}(2660\text{Ma})$ of $+4.5$ to $+5.5$, the amount of carbonate is so high (10 to 20%) that the contamination cannot be accurately subtracted.

An $\epsilon_{\text{Nd}}(2660\text{Ma})$ of about $+2.0$ indicates derivation of the Tipasjärvi parental magma from depleted mantle sources, a result consistent with the initially strongly depleted LREE patterns. In fact, the true, magmatic $\epsilon_{\text{Nd}}(2660\text{Ma})$ value of the Tipasjärvi flow may have been slightly different from $+2.0$ if the carbonate and the host depleted komatiite experienced some re-equilibration of Nd (section 6.1). Nevertheless, $+2.0$ is not an unexpected value for a ≈ 2700 Ma old komatiite: a similar value of $+2.4 \pm 0.5$ has been obtained for coeval komatiites from Alexo, Canada (e.g. Dupré et al., 1984; Machado et al., 1986; Shirey and Hanson, 1986).

Evaluation of the Sr data is much less straightforward. Although the REE and Nd of samples 115 and 116, and of the carbonate vein may respectively represent uncontaminated-komatiite and carbonate end-members, this is not necessarily true for their present-day or initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (Figs II-5 and II-6). The problem of the initial Sr isotopic composition of the uncontaminated komatiite is well illustrated by sample 115: the calculated initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of this sample is 0.70329 ($\epsilon_{\text{Sr}}(2660\text{Ma}) = +19.8 \pm 0.4$), which is far above the value expected for a depleted komatiite. For sample 116, a similar situation occurs: this sample also shows a high calculated initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio corresponding to an $\epsilon_{\text{Sr}}(2660\text{Ma})$ of $+10.7 \pm 0.4$.

Another problem concerns the carbonate end-member since the carbonate vein sample does not exhibit the highest $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio, as would be expected. In fact, the

highest value is recorded by sample 119 (Fig. II-5; Table II-2), on which a duplicate run was performed. The second analysis was statistically indistinguishable: 0.70643 ± 5 instead of 0.70651 ± 3 .

Thus, Sr isotope data could be explained in two ways: (1) the invading fluid was isotopically heterogeneous with respect to Sr and the vein sample is not accurately representative of all the carbonate contaminant; (2) although the komatiite and the carbonate are not globally in isotopic equilibrium, there has been some limited equilibration effects between the silicate rock and the percolating fluid phase. So, in addition to the introduction of carbonate, the fluid phase could have also altered the initial Sr isotopic composition of "uncontaminated" komatiite by isotope exchange.

7. Summary and Conclusion

We offer two main conclusions to this study. The first, and disquieting inference is the statement that the common process of carbonitization observed in many komatiites may result in a profound modification of the initial (magmatic) isotopic and chemical patterns. In such a situation, the ability of metakomatiites to provide straightforward informations about the Archean mantle appears questionable. In the Tipasjärvi flow, not only the Sr but also the reputedly less mobile REE were clearly affected.

The second and more positive conclusion is that careful studies can help to eliminate the effects of carbonitization and thus provide, at least partially, a reconstruction of the initial isotopic and chemical composition of the uncontaminated komatiite. At Tipasjärvi, such a reconstruction is possible because the carbonitization is restricted to the basal part of the flow.

Acknowledgments

This paper benefited by critical comments and suggestions from B. Auvray and B.M. Jahn. We thank J. Cornichet and N. Morin for their assistance during chemical preparations, and J. Macé who performed some of the mass analyses. We are also indebted to K. Taipale, I. Tuokko, H. Martin and P. Jegouzo for their support during field work. Dr. M.S.N. Carpenter improved the English version of the manuscript. This work was funded in part under contract DBT N°89-38-25-05 of the INSU (France). This is a contribution to IGCP project 280 ("The Oldest Rocks").

	Sample N°	Anal. N°	% Carb ¹	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd ²	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ³	2σ _m	ε _{Nd} ⁴ (2.66Ga)	ε _{Nd} (0)
BRECCIA	111	1	1-2	0.641	1.631	0.2378	0.513524	14	+17.3±0.3	+3.3±0.4
INTERMEDIATE ZONE	113	3	0.5	0.627	1.530	0.2478	0.513648	15	+19.7±0.3	+2.2±0.5
	115	5	0	0.857	2.221	0.2331	0.513362	15	+14.1±0.3	+1.5±0.5
	116	6	0	0.609	1.561	0.2360	0.513456	17	+15.9±0.3	+2.3±0.5
CUMULATE ZONE	117	7	10-20	0.550	1.702	0.1939	0.512870	23	+4.5±0.5	+5.5±0.6
	118	8	10-20	0.714	2.192	0.1969	0.512871	19	+4.5±0.4	+4.5±0.5
	119	9	10-20	0.495	1.599	0.1872	0.512710	20	+1.4±0.4	+4.7±0.5
CARBONATE	CARB	CARB	100	2.464	8.984	0.1658	0.512324	13	+6.0±0.3	-

1 - Amount estimated according to petrographic observations and CO₂ extraction experiment.

2 - Error on this ratio is 0.2%

3 - Error on this ratio is 2σ_m

4 - ε_{Nd}(T) = [((¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_T - (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{Chondrite(T)}) - 1] * 10⁴ with for T = 0 : (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{Chondrite} = 0.512638
for T = 2660 Ma : (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{Chondrite} = 0.509186.

Table II-1 - Sm-Nd isotopic results for Tipasjärvi komatiite flow.

	SampleN°	Anal.N°	% Carb ¹	Sr(ppm)	Rb(ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr ²	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ³	2σm	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ⁴	2σm	εSr ⁵ (2.66Ga)
BRECCIA	111	1	1-2	23.5	0.119	0.0146	0.70506	4	0.70450	5	+37.0±0.7
INTERMEDIATE ZONE	113	3	0.5	19.5	0.092	0.0133	0.70354	4	0.70303	5	+16.0±0.7
	115	5	0	15.2	0.117	0.0222	0.70415	2	0.70329	4	+19.8±0.4
	116	6	0	20.5	0.055	0.0078	0.70295	2	0.70265	3	+10.7±0.4
CUMULATE ZONE	117	7	10-20	113.8	0.126	0.0032	0.70604	3	0.70591	3	+57.1±0.6
	118	8	10-20	88.1	0.166	0.0055	0.70597	4	0.70576	4	+55.0±0.7
	119	9	10-20	125.6	0.226	0.0052					
CARBONATE	CARB	CARB	100	693.5	0.132	0.0005	0.70599	3	0.70597	3	+58.0±0.6

1 - Amount estimated according to petrographic observations and CO₂ extraction experiment.

2 - Error on this ratio is 2%

3 - Error on this ratio is 2σm

4 - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{2660} = ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (e^{\lambda T} - 1)$ with $T=2.66 \cdot 10^9$ ans and $\lambda=1.42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$

5 - $\epsilon_{\text{Sr}(2600)} = [(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{2660} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{U.R.}(2660)}] \cdot 10^4$ with $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{U.R.}(2660)} = 0.70190$

Table II-2 - Rb-Sr isotopic results for Tipasjärvi komatiite flow.

	Sample N°	Anal.N°	% Carb ¹	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
BRECCIA	111	1	1-2	-3.43	+12.27
INTERMEDIATE ZONE	113	3	0.5	-2.60	+11.81
	115	5	0	-	-
	116	6	0	-	-
CUMULATE ZONE	117	7	10-20	-2.40	+9.83
	118	8	10-20	-2.32	+10.12
	119	9	10-20	-2.39	+9.89
CARBONATE	CARB	CARB	100	-3.11	+9.27

1 - Amount estimated according to petrographic observations and CO₂ extraction experiment.

Table II-3 - C and O isotopic results for Tipasjärvi komatiite flow.

III) CONTRAINTES APPORTEES PAR LA COMPARAISON DES CARBONATES EN VEINE ET INTERSTITIELS :

Dans la coulée komatiitique de Tipasjärvi, on peut distinguer deux types de carbonates :

- des carbonates interstitiels répartis dans la roche sous forme de plages de dimensions variables dont le diamètre peut atteindre 0.5 cm ;
- des veines de carbonates dont l'épaisseur peut atteindre 1 cm, uniquement dans la partie basale de la coulée.

Pour savoir si ces deux types de carbonates ont une origine identique et sont liés au même événement de carbonatation, il est indispensable de connaître leurs compositions chimiques et isotopiques.

1) Eléments majeurs : données micro-sonde

Les analyses microsonde réalisées sur ces deux types de carbonates (interstitiels et en veines) sont reportées dans le tableau II-4. Elles ont donné, dans les deux cas, une composition de dolomite ferrifère (Fig. II-9) : les carbonates présents dans les roches de la coulée de Tipasjärvi ont une même composition chimique.

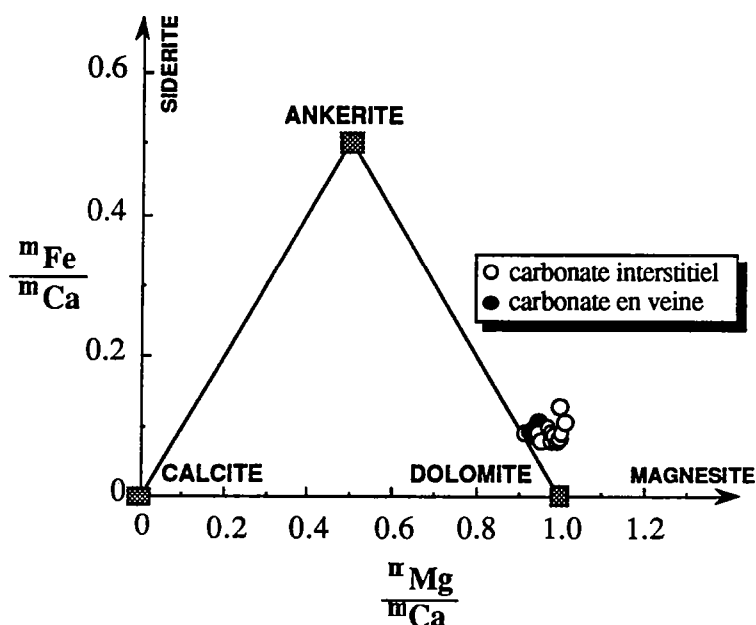


Fig. II-9. Minéralogie et chimie des carbonates de la coulée komatiitique de Tipasjärvi.

N°ECH.	ECHANTILLON 119 ^{a)}																	ECHANTILLON 120																			
	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	moy	σ	V	V	V	V	V	V	moy	σ						
SiO ₂	0.18	0.16	0.19	0.80	0.21	0.67	0.14	0.21	0.29	0.42	0.24	0.34	0.32	0.22	0.03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Al ₂ O ₃	3.58	3.86	3.62	3.35	3.81	3.41	3.91	3.01	3.09	3.32	3.19	3.38	3.46	0.31	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
FeO	0.56	0.48	0.40	0.36	0.80	0.48	0.74	0.26	1.00	0.47	0.30	0.28	0.51	0.23	0.33	0.41	0.06	2.93	3.23	0.30	0.30	3.41	3.40	3.82	3.54	0.24	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01			
MnO	20.73	20.89	20.76	21.36	20.86	21.13	21.17	21.69	21.38	21.39	21.23	21.54	21.18	0.31	19.18	19.55	19.70	19.48	0.27	0.18	0.18	0.26	0.40	0.45	0.37	0.10	19.39	19.17	19.27	19.28	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11		
MgO	31.47	31.18	31.41	31.35	31.15	30.12	29.04	30.40	30.24	29.60	29.58	30.37	30.49	0.86	28.03	27.97	28.66	28.22	0.38	0.38	0.38	28.38	28.76	28.25	28.46	0.26	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01			
Na ₂ O	0.03	0.05	-	-	-	-	-	-	0.06	-	0.02	-	0.01	0.02	0.02	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
K ₂ O	0.06	0.02	-	-	-	-	-	-	0.03	-	-	-	0.01	0.02	0.02	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.06	-	-	-	-	0.06	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0.06	0.04	0.07	0.06	0.02	0.05	0.05	0.01	0.04	-	-	-	0.02	0.05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	56.68	56.68	56.45	57.39	57.00	55.86	55.08	55.58	56.13	55.20	54.56	55.97	56.05	0.03	50.80	51.61	51.36	51.26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOT	0.089	0.097	0.090	0.083	0.095	0.088	0.105	0.077	0.080	0.088	0.084	0.087	0.087	0.05	0.089	0.099	0.080	0.080	0.07	0.07	0.07	0.07	0.02	0.05	0.04	0.03	0.07	0.07	0.02	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	
mFe/mCa	0.917	0.932	0.920	0.948	0.932	0.976	1.014	0.993	0.984	1.006	0.999	0.987	0.987	0.03	0.952	0.972	0.957	0.957	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
mMg/mCa	0.089	0.097	0.090	0.083	0.095	0.088	0.105	0.077	0.080	0.088	0.084	0.087	0.087	0.05	0.089	0.099	0.080	0.080	0.07	0.07	0.07	0.02	0.05	0.04	0.03	0.07	0.07	0.02	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	
															0.094	0.092	0.105	0.105	0.094	0.092	0.092	0.951	0.928	0.949	0.949	0.094	0.092	0.105	0.105	0.094	0.092	0.105	0.105	0.094	0.092	0.105	

a) les données concernant l'échantillon 119 proviennent de Blais (non publiées).

I : carbonates interstitiels

V : carbonates en veine

Tab. II-4. Analyses micro-sonde réalisées sur les carbonates de la coulée komatiitique de Tipasjärvi.

Les assemblages minéralogiques observés dans ces roches sont typiquement ceux que l'on observe lors des processus d'altération des roches ultra-basiques en présence d'une phase CO₂ importante (Deer et al., 1962 ; Veizer et al., 1989). Ces conditions sont exactement celles qui ont affecté la coulée étudiée (cf. le chapitre précédent : "Resetting of REE, and Nd and Sr isotopes during carbonitization of a komatiite flow from Finland").

2) Isotopes de l'oxygène et du carbone

Le CO₂ des carbonates a été séparé du reste de la roche par une attaque chimique sous vide par de l'acide phosphorique.

Les résultats isotopiques sont reportés dans le tableau II-3 du chapitre précédent. Les $\delta^{13}\text{C}$ mesurés pour les carbonates interstitiels varient entre -3.4 et -2.4‰ et les $\delta^{18}\text{O}$ entre +9.3 et +12.3 ‰. La veine de carbonate analysée est comprise dans cet intervalle ($\delta^{13}\text{C} = -3.1$ et $\delta^{18}\text{O} = +9.3$). Les données sont strictement identiques dans les deux cas : elles sont significatives d'une origine identique du CO₂.

3) Isotopes du Néodyme et du Strontium :

Si la séparation des veines carbonatées a été facilement réalisée, l'extraction des carbonates interstitiels s'est révélée plus compliquée. Deux méthodes ont été utilisées :

a) Séparation chimique : "LEACHING"

Cette méthode consiste à soumettre l'échantillon à une attaque chimique progressive, différentielle. En théorie, la roche totale étant constituée d'un mélange de carbonates et de silicates, lors d'une première attaque en milieu chlorhydrique (HCl 2N-réaction à froid), seuls les carbonates vont se dissoudre et passer en solution. Les silicates, plus résistants, resteront au résidu. Il seront, dans un deuxième temps, entièrement dissouts par la méthode classiquement utilisée pour la dissolution des roches silicatées (mélange acide HF-HNO₃-H₃PO₄ à chaud).

L'échantillon sélectionné pour l'extraction des carbonates, est l'échantillon 119. Cet échantillon appartient à la base de la coulée (cf. Fig.II-2). C'est un ancien cumulat actuellement constitué d'anciens cristaux d'olivine transformés totalement en chlorite magnésienne, répartis dans un ancien verre également totalement transformé en une

association très fine de chlorite magnésienne, de trémolite, de minuscules cristaux d'anthophyllite et de minéraux opaques. Il a été sélectionné pour son pourcentage élevé de carbonates (15-20% ; pourcentage déterminé à la fois par l'étude des lames minces et par la quantité de CO₂ extraite lors de l'attaque sous vide par de l'acide phosphorique) et pour l'absence de veine carbonatée.

Lors de la première attaque chimique en milieu chlorhydrique, environ 18% de la roche sont passés en solution (pourcentage déterminé par pesées). Pour les deux fractions obtenues ("carbonatée" : 119-1 et "silicatée" : 119-2), les résultats obtenus sont reportés dans le Tableau II-5.

ECH.	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	Sr (ppm)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
veine carb	2.46	8.98	0.1656	0.512323	693	0.70611
carb grains	1.91	6.83	0.1691	-	527	0.70675
119-1	2.29	7.75	0.1786	0.512460	590	0.70684
119-2	0.10	0.19	0.3161	0.514781	3.8	0.70350
119-RT	0.50	1.60	0.1872	0.512710	125.6	0.70663

Tab. II-5. Résultats isotopiques Sm-Nd et Sr pour les carbonates interstitiels ou en veine de la coulée de Tipasjärvi.

Les principaux résultats Sm-Nd obtenus pour les deux fractions (119-1 et 119-2) sont les suivants :

- un faible enrichissement en LREE ((Sm/Nd)_N=0.91) de la fraction carbonatée, bien inférieur à celui des carbonates en veines ;
- une fraction silicatée très anormalement appauvrie en LREE ((Sm/Nd)_N=1.61);
- de très faibles teneurs en Nd et en Sm dans la fraction silicatée (0.19 ppm de Nd et 0.10 de Sm), bien inférieures à celles mesurées dans les komatiites de la zone à texture spinifex sans carbonate (1.6 ppm de Nd et 0.65 ppm de Sm, en moyenne).

La forte différence entre la roche totale et la fraction silicatée 119-2 ne peut être expliquée que par une séparation chimique des carbonates et des silicates imparfaite. Des minéraux peu résistants tels que les chlorites ont subi un lessivage, et ceci, dès les premiers stades de l'attaque chimique. L'échantillon 119-2 ne représente en réalité qu'une partie de la fraction silicatée de la roche initiale (concentré d'amphiboles). L'échantillon 119-1 comprend un mélange de carbonate et de chlorite. Les résultats Sm-Nd obtenus sur

la fraction carbonatée 119-1 ne peuvent donc pas être utilisés pour caractériser les carbonates interstitiels.

Si l'on reporte les données dans un diagramme isochrone Sm-Nd (Fig. II-10) les points s'alignent pour donner un âge de 2.49 Ga, un âge qui est statistiquement identique à celui défini pour les échantillons de l'ensemble de la coulée de Tipasjärvi.

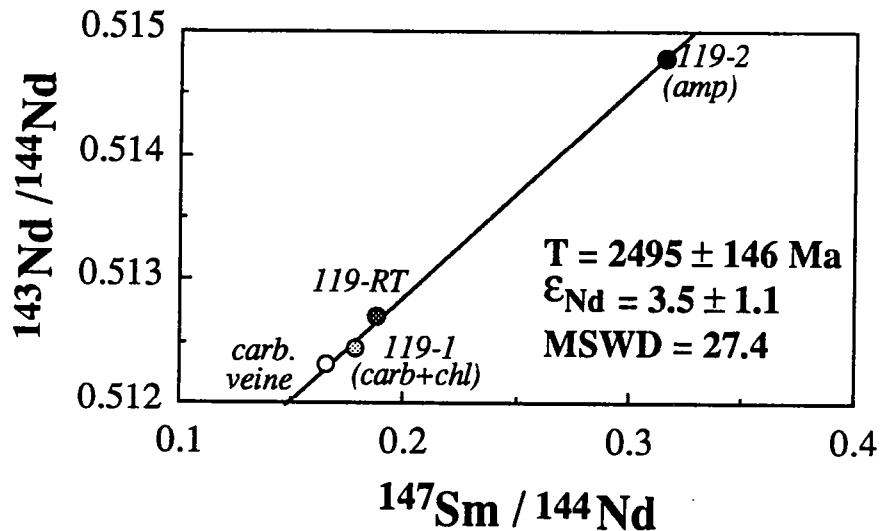


Fig. II-10. Diagramme isochrone Sm-Nd pour l'échantillon 119 et les carbonates

L'alignement de tous les échantillons confirme l'origine identique des deux types de carbonates.

En ce qui concerne les données Sr, les carbonates ayant des teneurs en strontium très élevées par rapport aux komatiites (environ 600 à 700 ppm dans le premier cas, contre 10 à 40 ppm dans le second cas), les résultats isotopiques du strontium dans la fraction 119-1 peuvent être considérés comme étant peu différents de ceux des carbonates interstitiels. Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est plus élevé dans la fraction 119-1 que dans les carbonates en veines et traduit probablement une hétérogénéité isotopique de faible importance entre carbonates en veines et carbonates interstitiels.

La teneur en strontium nettement inférieure dans les carbonates interstitiels ne peut être interprétée en terme d'hétérogénéité car elle résulte d'une dilution par les chlorites (minéraux pauvres en Sr).

b) Séparation physique

Les résultats isotopiques du néodyme et du strontium sont reportés dans le tableau II-5 (grains).

En ce qui concerne les systèmes Sm-Nd, les résultats sont identiques à ceux mesurés sur les carbonates en veine : les deux types de carbonates sont homogènes.

En revanche, les données isotopiques du Sr sont plus proches de celles obtenues par la méthode du "Leaching", données considérées comme reflétant celles des carbonates interstitiels. Les hétérogénéités de faible amplitude qui existent entre les deux types de carbonates sont probablement liées à l'hétérogénéité de faible amplitude du fluide. Ces différences sont cependant beaucoup trop faibles pour remettre en cause l'origine commune des deux types de carbonates, en ce qui concerne le néodyme et le strontium.

4) Conclusions

A travers l'étude géochimique et isotopique des carbonates de la coulée de Tipasjärvi, il est clair que les deux types de carbonates observés (interstitiels ou en veines) ont une origine identique. L'introduction de carbonates, à la fois sous forme de veines et de cristaux interstitiels, résulte d'un processus métasomatique que l'on peut attribuer à l'événement tectono-métamorphique svécokarélien.

IV) CONCLUSIONS

La carbonatation est l'un des processus d'altération les plus fréquents des komatiites (e.g. ceintures de roches vertes de Barberton, Afrique du Sud, Viljoen et Viljoen, 1969 ; d'Alexo, Ontario, Dupré et al., 1984 ; de Kambalda, Australie, Arndt et Jenner., 1986 ; de Crixás, Brésil, Arndt et al, 1989).

Ces carbonates se présentent, en général, sous les deux mêmes formes décrites dans la coulée de Tipasjärvi :

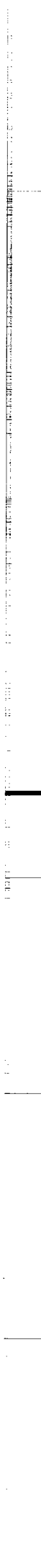
- carbonates interstitiels, répartis dans la roche sous la forme de plages de plus ou moins grande taille ;
- veines de carbonates qui recoupent la roche.

Dans les komatiites de Finlande orientale, l'introduction de carbonates résulte de l'interaction entre les roches vertes et des fluides métamorphiques enrichis en CO₂, vraisemblablement liés à l'orogénèse svécokarélienne (Protérozoïque inférieur). Les carbonates sont dans ce cas 900 Ma plus jeunes que les komatiites et n'ont aucun rapport avec les processus archéens. Étant enrichis en terres rares et en Sr par rapport aux komatiites, leur contamination entraîne un changement important de la chimie et des systèmes isotopiques des roches avec lesquelles ils ont réagi : les signatures primaires sont effacées. Les komatiites deviennent dans ce cas de très mauvais témoins du manteau archéen.

Comparée aux autres terrains archéens, la Finlande orientale est peut-être un cas particulier dans le sens où les processus de carbonatation sont liés à un événement métamorphique très tardif par rapport à la mise en place des ceintures de roches vertes. Néanmoins, les résultats présentés au cours de ce chapitre montrent que partout où les carbonates sont présents, il devient nécessaire de vérifier leur origine et leur composition, avant d'utiliser les données déduites des komatiites pour contraindre les compositions chimiques des sources.

CHAPITRE III

LES COULEES DE SIIVIKKOVAARA : UN EXEMPLE DE COULEES
KOMATIITIQUES OU L'ENSEMBLE DES MEMOIRES ISOTOPIQUES
ET GEOCHIMIQUES MAGMATIQUES A ETE EFFACE PAR LA
RECRISTALLISATION METAMORPHIQUE

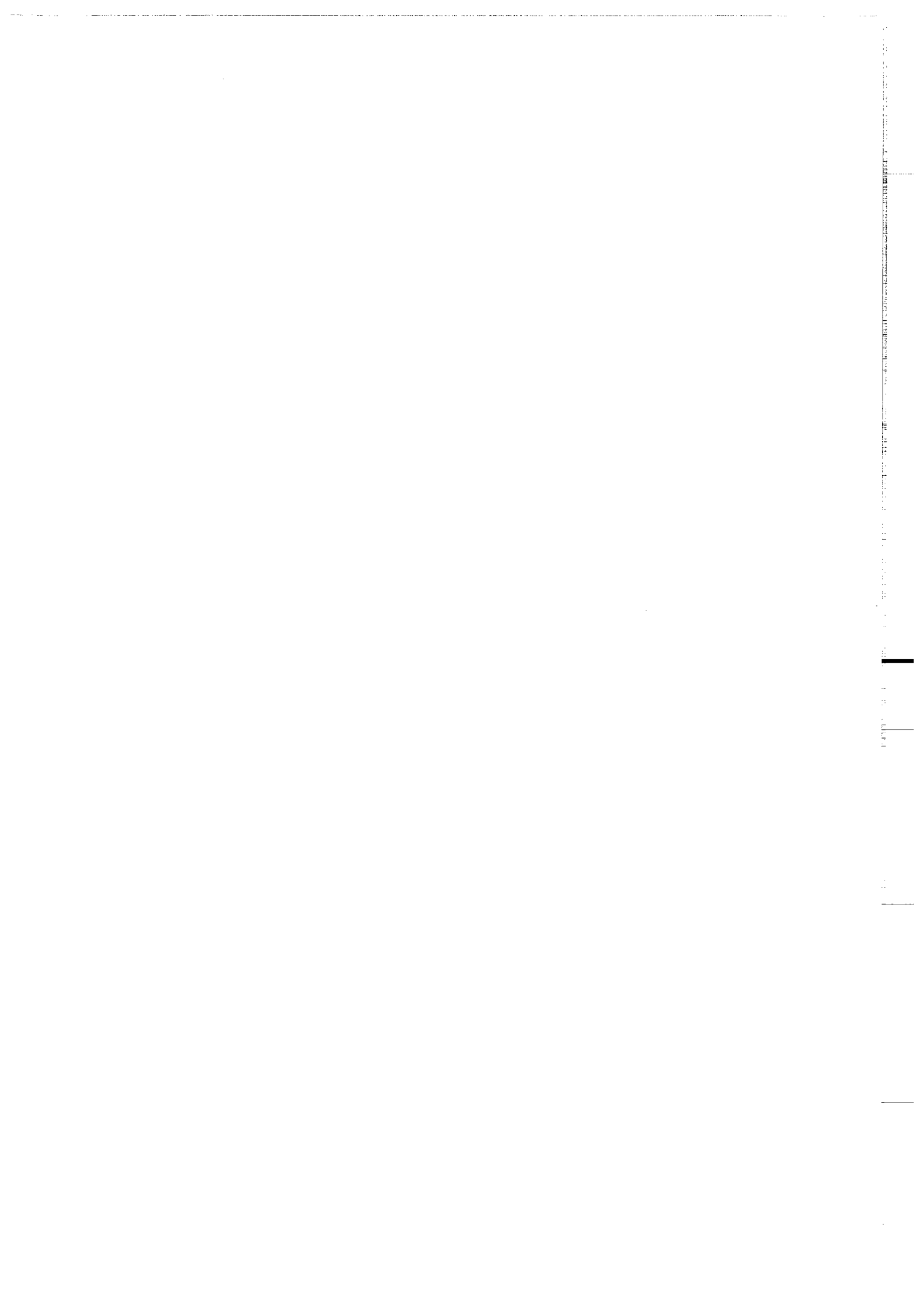


**LOSS OF ISOTOPIC (Nd, O) AND CHEMICAL (REE) MEMORY
DURING METAMORPHISM : NEW LIMITATION ON THE
RELIABILITY OF KOMATIITES TO PROBE ARCHEAN MANTLE
COMPOSITION**

S. Tourpin, G. Gruau, S. Fourcade, and S. Blais

CAESS, CNRS, Institut de Géologie, Université de Rennes, 35042 Rennes
Cedex, France

Submitted to Contributions to Mineralogy and Petrology



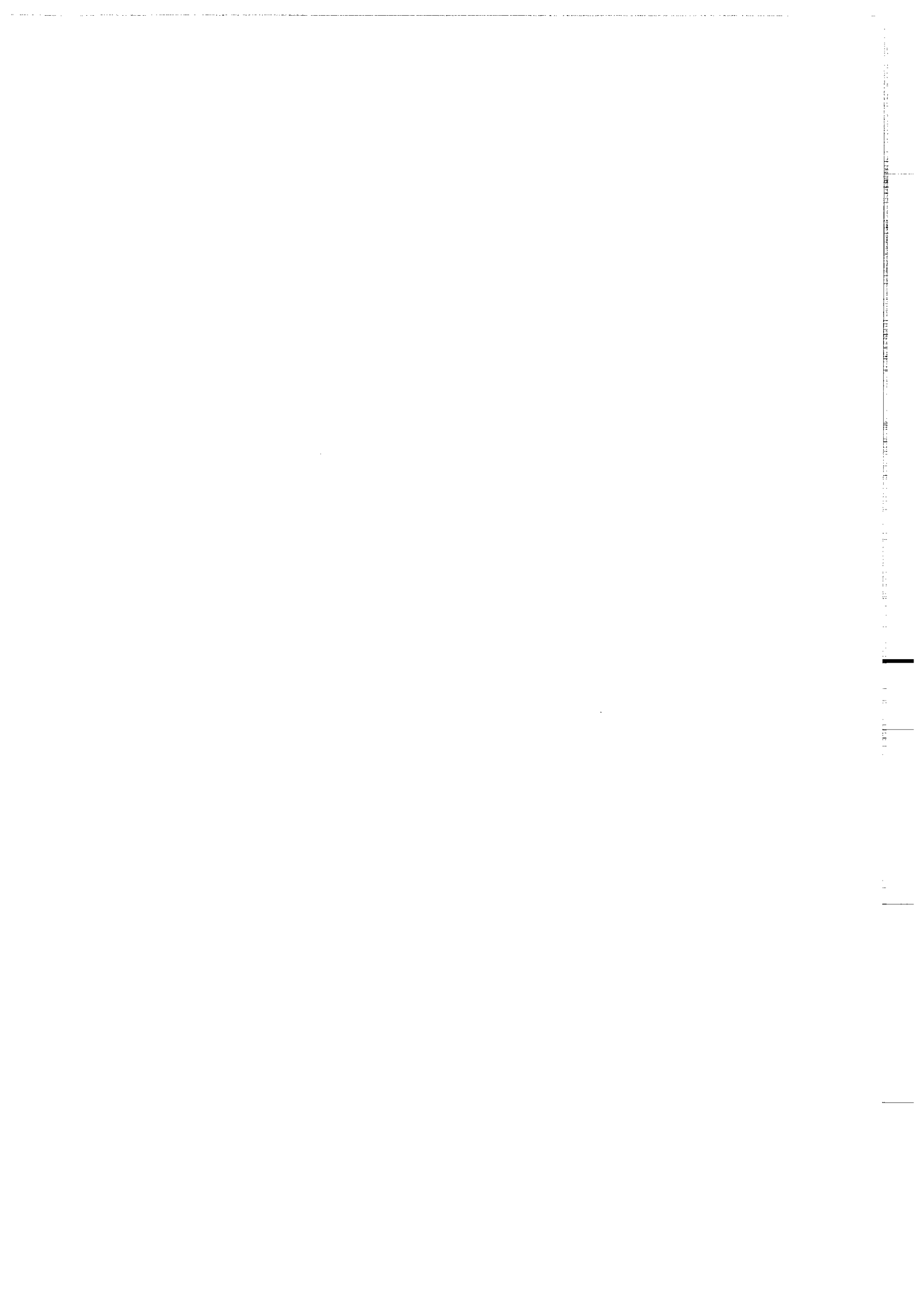
Abstract

Komatiites are often considered to depict the chemical and isotopic composition of their source rocks in the Archean mantle. However, a weakness of these rocks in tracking the initial compositional heterogeneity of the Earth's mantle is the ubiquitous presence of metamorphic recrystallization, which casts some doubt about the preservation of primary chemical and isotopic characteristics.

Two spinifex-textured komatiite flows from the 2.75 Ga old Kuhmo greenstone belt (Siivikkovaara area) of eastern Finland document this weakness. Both flows have experienced low to medium grade metamorphism ($T=450\pm 50^{\circ}\text{C}$), and now consist entirely of secondary metamorphic assemblages of amphibole \pm chlorite \pm plagioclase, with minor proportions of magnetite and ilmenite. MgO contents range from 25 to 8%, which suggests that low pressure differentiation was likely controlled by olivine and clinopyroxene fractional crystallization. However, neither major nor trace elements fall on olivine and/or clinopyroxene control lines. This is particularly well illustrated by the REE as there is an overall 60% variation of $(\text{Ce}/\text{Sm})_{\text{N}}$ ratios (0.38 to 0.91), which far exceeds that expected from olivine and clinopyroxene fractionation alone.

In fact, careful evaluation of petrographic (including mineral composition data) and chemical characteristics shows that most elements of geological interest (including the reputedly immobile REE) were mobile on a whole-rock scale during metamorphic recrystallization of these two flows. This view is fully supported by Sm-Nd isotopic data since both whole-rock and mineral (amphibole and plagioclase) samples lie on a single isochron relationship at $T\approx 1800$ Ma, an age which corresponds to the time of regional metamorphism. Thus, the meta-komatiite flows from Siivikkovaara document a case of komatiite flow units in which metamorphism has induced whole-rock scale resetting of primary REE patterns and Sm-Nd isotope systematics. As regards the nature of the mechanism responsible for this resetting, it is suggested here that the secondary mineralogy played an important role, as there are correlations between whole-rock $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios, major and trace element chemistry, O isotopic ratios and modal proportions of secondary minerals. Consideration of O isotopic data, as well as previous results from a komatiite flow from the nearby Tipasjärvi belt, further enable us to propose that the REE carrier was likely a CO_2 -rich fluid.

The process of secondary REE redistribution prevents estimation of the true initial Nd isotopic compositions of the two flows. Taken as a whole, the results presented in this paper show that great care should be exercised in the use of meta-komatiites as probes of Archean mantle composition.



III-1 Introduction

Initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios (or initial ϵ_{Nd} values) of Archean komatiites are commonly used as key constraints in modelling the earliest stages of the Earth's mantle evolution (e.g. Zindler, 1982, Albarède and Brouxel, 1987; Chase and Patchett, 1988; Smith and Ludden, 1989). Though extremely valuable in theory -being ultrabasic volcanic rocks, there is no doubt that komatiites formed by partial melting of the Archean mantle - it remains that such a use suffers from one severe limitation in practice, namely: the invariably altered and/or metamorphosed nature of komatiites (e.g. Arndt and Nisbet, 1982) which may cast some doubt on the capacity of these rocks to preserve primary Nd isotopic compositions.

Recent studies have concluded that significant and at times considerable REE mobility could occur during alteration and metamorphism of komatiites (e.g. Arndt et al., 1989; Tourpin et al., 1991). Assuming that such a secondary mobility of REE is a common process in komatiites, then the possibility emerges that many of the initial ϵ_{Nd} values calculated for these rocks cannot be true, but apparent values. The difference between true and apparent values will depend on a number of parameters including: (a) the absolute change in Sm/Nd ratio between the fresh and altered komatiite; (b) the ϵ_{Nd} value of the reservoir with which the komatiite re-equilibrated; and (c) the time span between the eruption of the komatiite and the event which reset its REE pattern and/or Sm-Nd isotopic systematics (Rosing, 1990).

Komatiites with possibly reset Sm-Nd isotope systematics and REE patterns occur in the ca. 2.7 Ga old Kuhmo, Suomussalmi and Tipasjärvi greenstone belts of eastern Finland. Indeed, an anomalously young Sm-Nd date of 2390 ± 150 Ma, as well as abnormally variable LREE patterns ($(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ from 0.40 to 1.10) have been found in a carbonatized komatiite flow from Tipasjärvi, the southernmost and the smallest of the three belts (Blais et al., 1987; Tourpin et al., 1991). The possible origin and significance of these anomalies were recently reviewed by Tourpin et al. (1991), who provided unequivocal evidence that they arise from introduction of LREE during invasion of secondary carbonate into the komatiite. As shown by Tourpin et al. (1991), the Sm-Nd date of the Tipasjärvi flow is too young because the Sm-Nd array is not an isochron, but a mixing line between LREE-enriched secondary carbonates ($\epsilon_{\text{Nd}} \leq +1$) and an initially homogeneously LREE-depleted komatiite ($\epsilon_{\text{Nd}} \geq +5$).

However, the process of carbonate metasomatism does not affect all komatiite flows from eastern Finland. Most are amphibolites without any trace of carbonate. In this paper, we report the results of a detailed geochemical (major and trace elements, REE) and isotopic (Nd, O) study conducted on whole rock samples and mineral separates from two meta-komatiite flows which apparently escaped carbonate metasomatism. The two flows come from the Kuhmo greenstone belt, 30 km north of

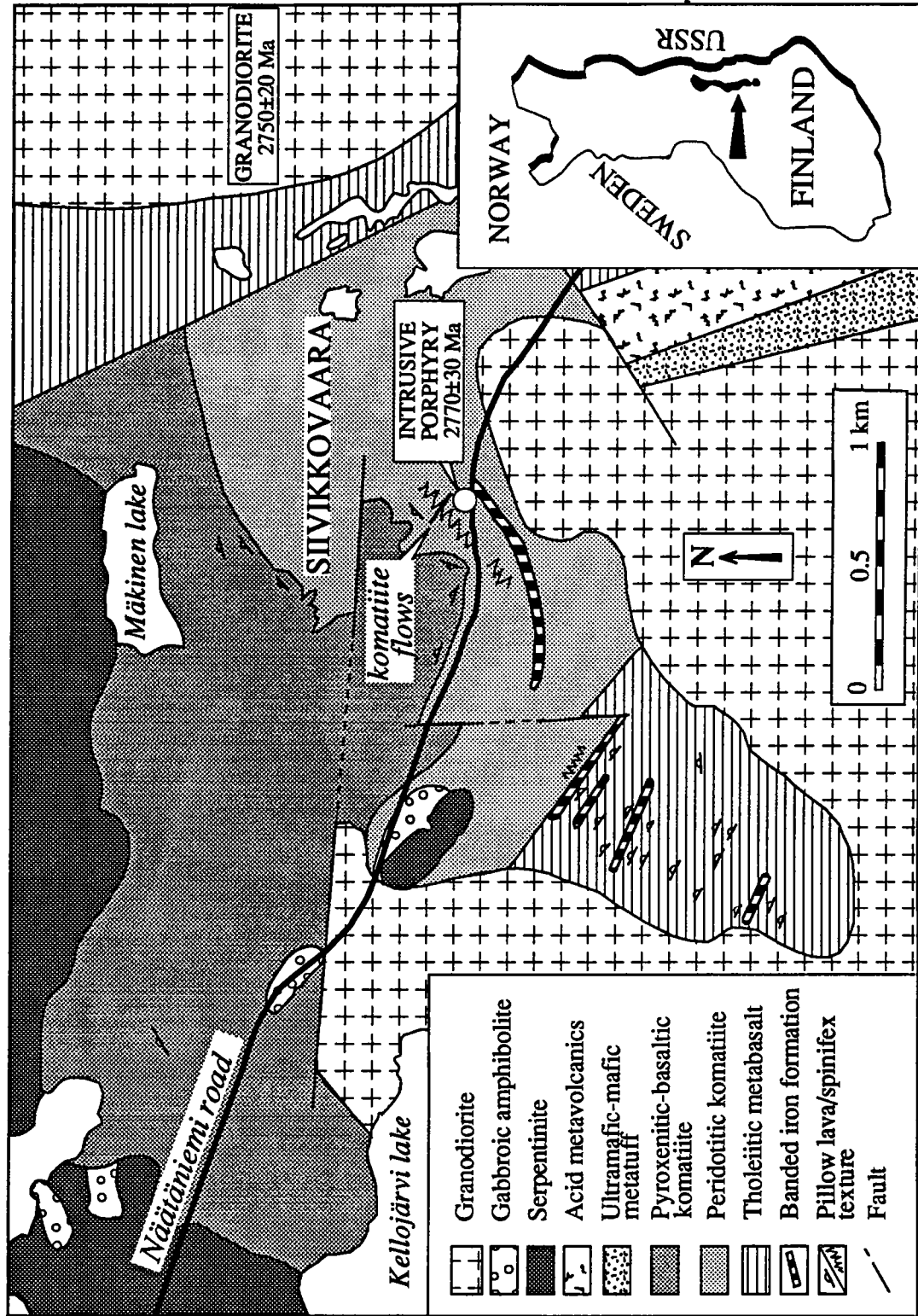


Figure III-1: Geological sketch map of the Siivikkoavaara region (after Hanski 1980). The ages quoted on the map (2770 ± 30 Ma and 2750 ± 20 Ma) are $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ single grain zircon ages. Data source: Tourpin and Peucat (unpublished).

Tipasjärvi. The primary aims of this study are: (a) to determine the age of the upper greenschist or lower amphibolite facies metamorphism affecting Finnish greenstone belts, and (b) to further investigate the effects of alteration and metamorphism on the REE patterns and Nd isotopic compositions of komatiites.

III-2 Geological background

Eastern Finland is a typical Archean granite-greenstone terrain consisting of three elongated N-S trending greenstone belts (Suomussalmi, Kuhmo and Tipasjärvi) and of a sialic basement of trondjhemitic to granodioritic gneisses (Gaál et al., 1978; Blais et al., 1978; Jahn et al., 1980a; Vidal et al., 1980; Taipale, 1983; Martin, 1985; 1989). Kuhmo, the central and largest belt (100 by 15km), has been studied in detail by Hanski (1980), Taipale et al. (1980), and Piirainen (1988). The results show this belt to be a most common Archean greenstone succession, consisting of the classical intercalation of spinifex-textured komatiite flows, pillowed and massive basalts, felsic volcanics and sediments.

Late plutons of calc-alkaline granite and swarms of dolerite dykes are intruded into the greenstone-gneissic basement terrains of eastern Finland. Field relationships show that calc-alkaline plutons were intruded in two phases (Martin and Quérré, 1984; Quérré, 1985): (1) intrusion of augen gneisses of granodioritic composition, and (2) intrusion of pink leucogranites. Augen gneisses, which occur as large plutons (≈ 10 km in diameter), are concentrated in the belt-basement contact; these gneisses crosscut both the basement gneisses and the greenstones. Pink leucogranites crop out as very small plutons (≈ 1 km in diameter) which are intruded into the basement gneisses, the greenstone belts and the augen gneisses. Dolerite dykes crosscut all units and mark the end of magmatic activity in the area.

U-Pb data on zircons indicate emplacement ages in the range 3000-2800 Ma for the basement gneisses (Kivijärvi gneisses) of eastern Finland (Hyppönen, 1983; Lukkonen, 1985; Martin, 1989). For the intrusive augen gneisses, the zircon ages are consistently younger, in the range 2770 and 2703 Ma (Kouvo and Tilton, 1966; Kouvo, 1978; Hyppönen, 1983; Tourpin, *cette thèse*; Fig. III-1). Radiometric dating of the pink leucogranites and dolerite dyke swarms yields the following results: 2410 Ma (Rb-Sr whole-rock isochrons), and 2735 Ma (U-Pb age on zircons) for the pink leucogranites; 2172 to 1990 Ma (U-Pb ages on zircons) for the dolerite dykes (Hyppönen, 1983; Martin and Quérré, 1984; Tourpin, *cette thèse*).

No zircon age data is presently available for the Suomussalmi, Kuhmo and Tipasjärvi greenstone successions - the only available radiometric data is a Pb-Pb isochron relationship at $T=2650\pm 100$ Ma (Vidal et al., 1980; Martin, 1989) -.

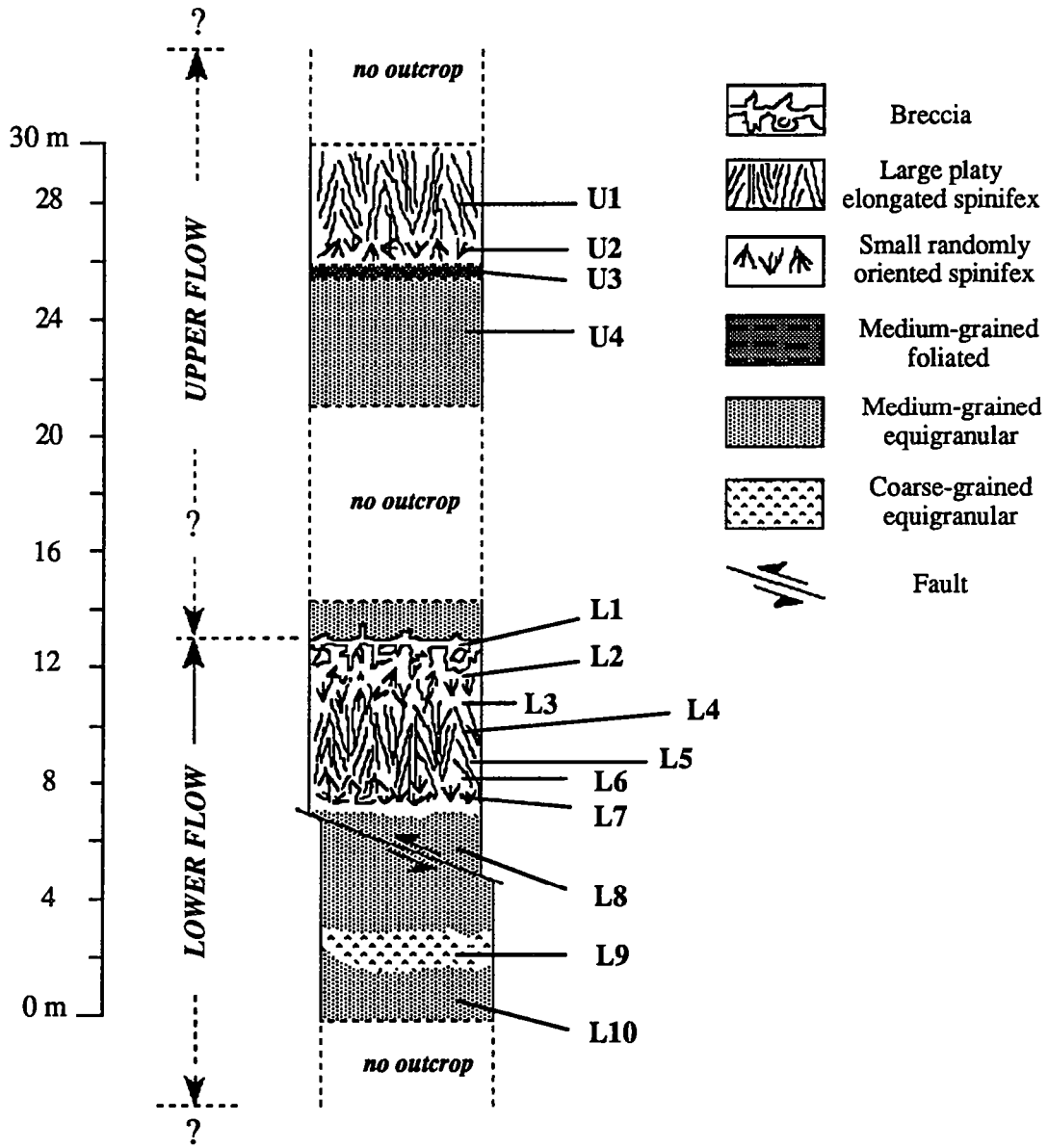


Figure III-2: Sketch showing (a) morphology, textures and volcanic structures of the two investigated flows, and (b) sample locations

However, from the above results and field relationships, it is clear that their deposition is constrained at around 2800-2750 Ma (Vaasjoki, 1988).

According to previous works, the Suomussalmi, Kuhmo and Tipasjärvi belts have experienced at least two distinct tectono-metamorphic episodes. The more recent took place at around 1.7-1.8 Ga, which is defined by the reset Pb-Pb and Rb-Sr ages of K-feldspars and biotites (Vidal et al., 1980), and has been attributed to the Svecokarelian orogeny of northern Scandinavia (Kouvo and Tilton, 1966; Vidal et al., 1980; Martin, 1989). In the greenstone belts, regional metamorphism corresponds to the upper greenschist or lower amphibolite facies ($P=2-3\text{Kb}$; $T=430-480^\circ\text{C}$; Hanski, 1980; Piquet, 1982).

III-3 Field occurrence, texture and metamorphic petrography

The two studied flows come from the region of Siivikkovaara, in the southern part of the Kuhmo greenstone belt (Fig. III-1; Hanski, 1980). The field characteristics and petrography have already been described by Hanski (1980), who also presented detailed descriptions of the geology of the Siivikkovaara region.

As can be seen in Fig. III-2, morphology, internal layering and textural variations of Siivikkovaara komatiite flows are typical of ultramafic lava flows from other Archean greenstone belts (e.g. Pyke et al., 1973; Arndt, 1977; Viljoen et al., 1983). Each flow comprises a well-developed upper spinifex layer (about 5 m thick) and a lower cumulate zone with no spinifex. In addition, there is a well-preserved breccia zone (about 0.5 m thick) at the top of the Lower Flow.

Textures in the spinifex zones or in the breccia zone at the top of the Lower Flow are essentially igneous, and in this respect, the meta-komatiites from Siivikkovaara are also most typical of metamorphosed ultrabasic lava flows elsewhere (e.g. Arndt et al., 1989). In the lower cumulate zones, by contrast, no clear igneous texture could be identified: in these zones, most textures are metamorphic (medium-grained to coarse-grained equigranular), even though some rare relic forms of cumulate olivine have been described by Hanski (1980).

Mineralogically, the two flows now consist entirely of secondary assemblages with no relic igneous phases preserved. In the spinifex zones, amphibole dominates (≥ 65 weight %); other phases include plagioclase, which is unusually abundant (up to 30%), chlorite ($\leq 15\%$), ilmenite ($\leq 2\%$) and magnetite ($\leq 4\%$). In the lower cumulate zones and in the breccia, amphibole and chlorite are by far the most abundant phases (40-80% and 60-10%, respectively); minor phases include ilmenite ($\leq 2\%$), magnetite ($\leq 5\%$), and biotite (few grains); except in the narrow coarse-grained horizon located in the middle of the cumulate zone of the Lower Flow (Fig. III-2), plagioclase is generally absent.

III-4 Samples and analytical techniques

Although rocks at Siivikkovaara are generally much better exposed than in the remaining parts of eastern Finland, outcrops are small and discontinuous - in fact neither of the two flow shows a complete section (Fig. III-2) -, and this has limited the number of samples that could be collected and analysed. Fourteen whole-rock samples weighing 3-5 kg each - four from the Upper Flow (samples N° U1 to U4); ten from the Lower Flow (samples N° L1 to L10) - were finally selected. Separates of amphibole, plagioclase, magnetite and ilmenite from five of these samples (U1, L3, L4, L9, L10) were also treated. Sample locations are given in Fig. III-2. Modal proportions estimated from whole-rock chemistry and mineral compositions are presented in Table III-1.

All measurements were performed at the Université de Rennes, except microprobe analyses which were carried out at the IFREMER laboratory at Brest. Concentrations of major elements, Rb, Sr, Zr, Y, Ni and Cr were determined by the XRF method, while the REE were analysed by the isotope dilution method (Jahn et al., 1980b). The uncertainties are estimated at 1-5% for major elements, except for MnO whose concentration is precise to only 10%. For Rb, Sr, Zr, Y, Ni and Cr, uncertainties are of the order of 10% for concentrations lower than 30 ppm. For concentrations higher than 30 ppm, uncertainties are reduced to 3%. Analytical errors for the REE - including chemical preparations, blank effects, uncertainties in spike calibration and mass spectrometry runs - are estimated at about 5% for La and Lu, 3% for Gd and 2% for other REE. Blanks were lower than $1 \cdot 10^{-9}$ g.

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios were determined following the procedure described in Gruau et al. (1987). $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios were measured using a five-collector Finnigan MAT 262 mass spectrometer. All ratios were normalized against $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ for isotopic fractionation effect and reported relative to $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ for the La Jolla Nd standard. Blanks for Nd and Sm were lower than $0.2 \cdot 10^{-9}$ and $0.05 \cdot 10^{-9}$ g, respectively.

Sm-Nd regression analyses were carried out using the method of York (1969). The errors inputs were 0.2% for $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ and 0.004% for $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. All errors on ages and initial isotopic ratios are reported at a 2σ confidence level. Measured and calculated initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios are quoted throughout the text and in Tables III-6 and III-7 in the ϵ_{Nd} notation of DePaolo and Wasserburg (1976) as deviations as part per 10^4 from the chondritic growth curve. The present-day $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratio for the chondritic reference reservoir (CHUR) are those determined by Jacobsen and Wasserburg (1980). The errors of the isochrons initial ϵ_{Nd} values were calculated using the method of Fletcher and Rosman (1982). The decay constant of ^{147}Sm is 0.00654 Ga^{-1} .

Oxygen was extracted using BrF_5 (Clayton and Mayeda, 1963), and analyzed as CO_2 gas on a triple-collector VG SIRA 10 mass spectrometer. Isotopic composition are quoted in the standard δ notation relative to VSMOW. Duplicate runs of two samples yielded an analytical precision better than ± 0.1 δ units. Results from the NBS 28 standard during the course of this study yielded $\delta^{18}\text{O} = +9.47 \pm 0.06$ ($2\sigma_m$). Analytical results were all normalized to NBS 28 = +9.6.

III-5 Chemical characteristics and REE profiles of whole-rock samples

Although the komatiite flows from Siivikkovaara have morphological and textural features typical of well-preserved ultrabasic lava flows in other Archean greenstone belts, significant differences appear when one considers their major and trace element compositions. In fact, it is immediately clear that many elements (including the reputedly immobile REE) were mobile during alteration and metamorphism of these flows. Three important points should be underlined:

(a) As can be seen from Table III-2 and Fig. III-3, MgO contents range from ~8 to 25%, which suggests that olivine and clinopyroxene must have been the dominant phases to crystallize in these flows (e.g. Arndt, 1977; Kinzler and Grove, 1985). However, only a limited number of elements in a limited number of samples exhibit variations consistent with olivine and clinopyroxene fractionation trends (e.g. Al_2O_3 , Ni, and Cr in the spinifex-textured samples and in the breccia; Fig. III-3a, e, and f). Particularly striking are the compositions of the samples from the base of the Lower Flow (e.g. L8 and L10). Consider, for example, sample L10 with MgO content $\approx 25\%$. If chemically unaltered, a komatiite with such a concentration in MgO should normally contain between 2500 and 3500 ppm Cr, 1000 and 1500 ppm Ni, and 6-8% Al_2O_3 (Fig. III-3a, e, f). Yet, L10 has only 128 ppm Ni and 281 ppm Cr, and a concentration in Al_2O_3 as high as 13.8 % (Table III-2).

(b) From Table III-2 and Fig. III-3, it is evident that there was secondary introduction of considerable amounts of Na into these komatiites. Indeed, the majority of samples have Na_2O concentrations greater than 2% (4.7% in sample L9), a feature that cannot be explained by magmatic processes (see discussion in Hanski, 1980) - note for comparison that Na_2O contents in well-preserved komatiites such as Fred's Flow in Canada (MgO between 34.5 and 7.5%), or the komatiites from Gorgona Island (MgO between 20.5 and 14.2%), Colombia, do not exceed 1.5 % (Arndt et al., 1977; Dietrich et al., 1981; Echeverria, 1982) -. Interestingly, it appears that, for some reason, the composition of the komatiite controlled the absolute amount of secondary Na that could be introduced into the rocks, which is revealed by the marked negative correlation observed in the Na_2O vs MgO diagram (Fig. III-3c). Note that the other alkalis are not

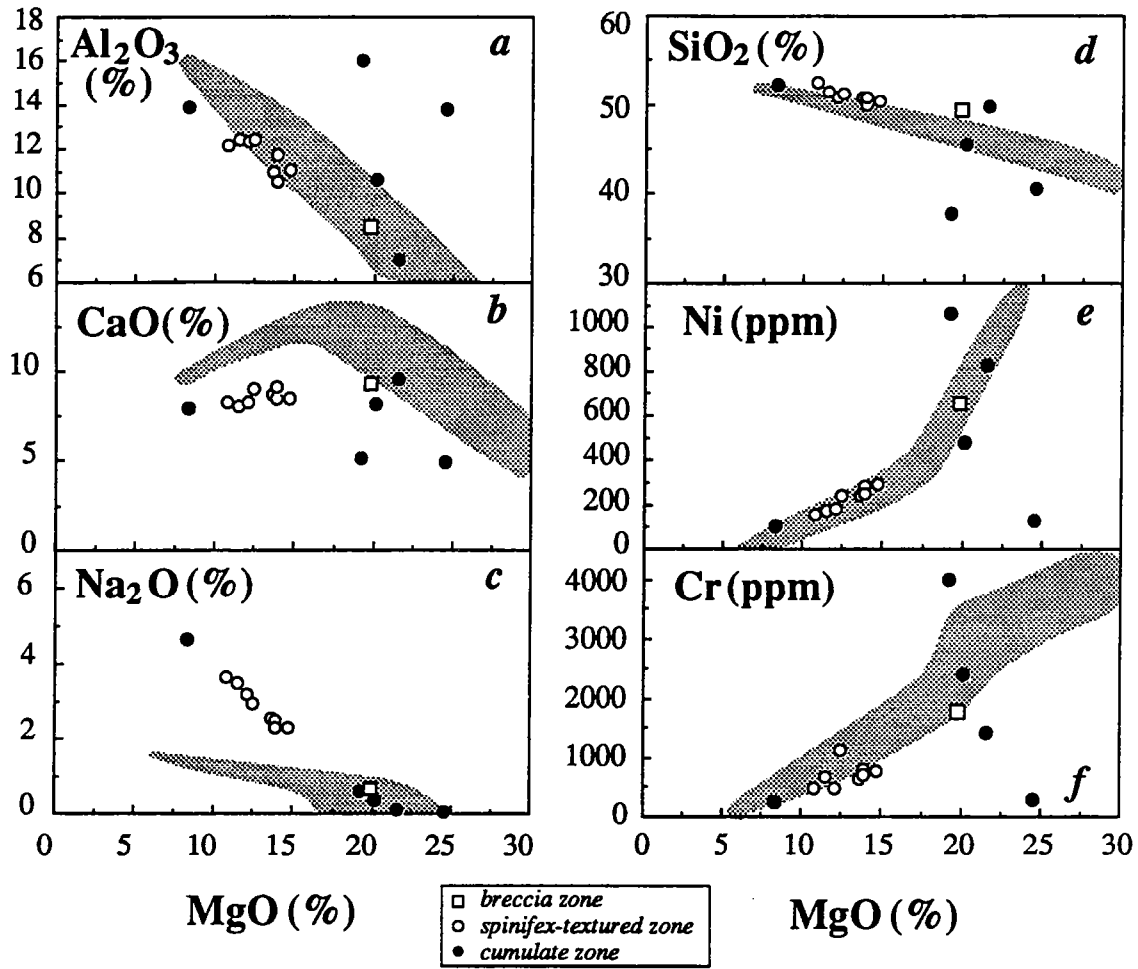


Fig. III-3a-f. Variation diagrams. The shaded field represents data from the well-preserved Fred's Flow of Canada (Arndt, 1977)

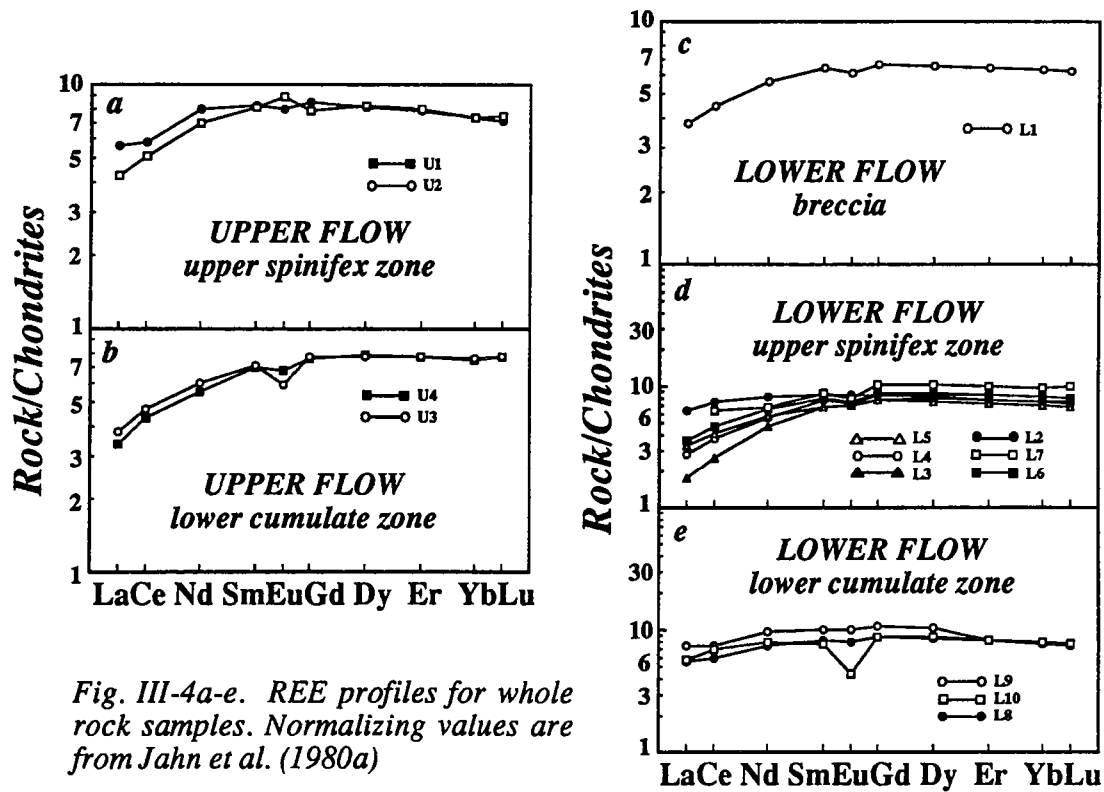


Fig. III-4a-e. REE profiles for whole rock samples. Normalizing values are from Jahn et al. (1980a)

affected: concentrations in K_2O and Rb always remain very low, between 0.01 and 0.10%, and between 1 (or less) and 2 ppm, respectively (Table III-2).

(c) Finally, the more important point: it is easy to demonstrate that the distribution of REE patterns in Siivikkovaara komatiites is not a magmatically inherited distribution. Consider, for example, the variation of $(Ce/Sm)_N$ ratios (i.e., the variation in the slope of LREE patterns) in the samples from the Lower Flow. Because olivine and clinopyroxene fractional crystallization could not produce large fractionation of the LREE, this ratio should vary over a limited range in these samples. As a support to this prediction, note that within the well-preserved Fred's Flow of Canada, in which low-pressure fractionation of olivine and clinopyroxene occurred, the total variation of $(Ce/Sm)_N$ is only 21%, from 0.63 to 0.79 (Whitford and Arndt, 1978). Yet, $(Ce/Sm)_N$ ratios are seen to encompass an extraordinarily wide range in the samples from the Lower Flow, from 0.38 to 0.91, which represents an overall variation of about 60% (Table III-3, Fig. III-4c-e). Assuming that Fred's Flow could not be used as a reference unit to establish the cause of such a variability (even though the variation in MgO contents is quite comparable, Fred's Flow is a much thicker unit - 150m - which might have had a different cooling history), we have calculated the amount of clinopyroxene that should be removed from a hypothetical liquid with $(Ce/Sm)_N=0.38$ in order to obtain a residual liquid with $(Ce/Sm)_N=0.91$. We considered the role of clinopyroxene alone because it is the only phase that can produce significant fractionation of LREE in a single komatiite flow unit. The results show that more than 90% of clinopyroxene fractionation is required (92% assuming a K_d of 0.13 for Ce and of 0.48 for Sm; Fujimaki et al., 1984), a clearly unrealistic situation for a komatiite lava flow (e.g. Whitford and Arndt, 1978; Barnes et al., 1983).

III-6 Composition of metamorphic minerals

Metamorphic minerals present in the two flows (Table III-4) generally yield relatively uniform major element compositions, except for amphiboles which give a continuous compositional spectrum tying Mg-hornblende ($Mg/Mg+Fe^{2+} \approx 0.65$; $Si/Al^{IV} \approx 4.5$) and actinolite ($Mg/Mg+Fe^{2+} \approx 0.85$; $Si/Al^{IV} \approx 80$) as end-members (Leake, 1978). The heterogeneity of amphibole composition is observed at all scales (including in a given thin section), even though the amphiboles from the lower cumulate zones and the breccia tend as a general rule to have compositions enriched in actinolite, while those from the upper spinifex-textured zones generally show compositions closer to that of a Mg-hornblende (Table III-1).

Compositions of plagioclase are in the field albite-oligoclase (An_7 to An_{21}), which is consistent with the marked positive correlation there is between the

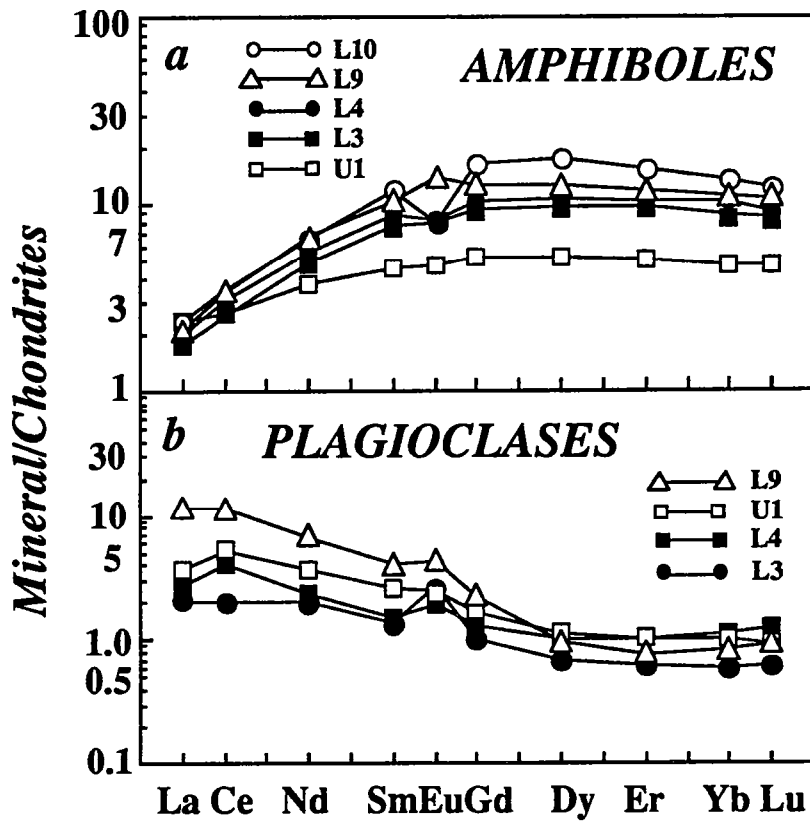


Fig. III-5a-b. REE profiles for amphibole and plagioclase separates. Normalizing values are from Jahn et al. (1980a)

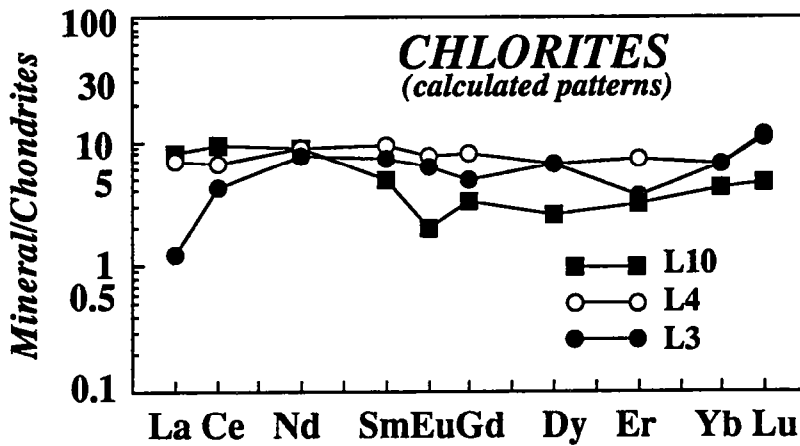


Fig. III-6. REE calculated profiles for chlorite. Normalizing values are from Jahn et al. (1980a)

proportion of this phase and the Na₂O contents of corresponding whole-rocks (see Tables III-1 and III-2).

The composition of the chlorite is remarkably uniform (Table III-4). Fe/Fe+Mg ratios are low (0.25 and 0.30); Si/Al^{IV} ratios are also low, ranging from 2.1 to 2.4. When plotted in the Si vs. Fe²⁺+Fe³⁺ diagram of Hey (1954), the chlorite from Siivikkovaara lies in the ripidolite compositional field, very close to the junction between this field and those of sheridanite, clinochlore, and pchnochlorite.

Five amphibole (U1, L3, L4, L9, and L10) and four plagioclase (U1, L4, L3, and L9) separates were analysed for REE concentrations. The results are presented in Table III-5 and illustrated in Fig. III-5a-b. Two important points should be mentioned:

(a) All amphiboles yield similar REE patterns, with marked depletion of LREE relative to the HREE ((Ce/Sm)_N=0.30 to 0.56; Fig. 5a). The plagioclase patterns also closely resemble each other, all showing a continuous relative enrichment of the REE from Lu to La ((Ce/Yb)_N=3.56 to 13.91; Fig. III-5b). The contrasted patterns of Siivikkovaara amphiboles and plagioclases are consistent with experimentally determined plagioclase/amphibole partition coefficients (e.g. Irving, 1978) and whole-rock chemistry.

(b) There is no correlation between the distribution of REE patterns in amphiboles and the variation in major element compositions of this mineral. Instead, amphiboles with major element compositions as different as L9 (Mg-hornblende=86%; actinolite=14%), L4 (Mg-hornblende=55%; actinolite=45%) and L10 (Mg-hornblende=2%; actinolite=98%) share nearly identical values of (Ce/Sm)_N (0.30-0.34) and (Ce/Yb)_N (0.26-0.30), as well as similar overall REE concentrations (Table III-5; Fig. III-5a).

Owing to the intimate small-scale association of amphibole and chlorite, no pure chlorite separate could be obtained, hence preventing direct determination of the REE pattern of this mineral phase. However, a rough evaluation of the REE pattern can be obtained by mass balance calculation using samples L3, L4, and L10, the three samples that contain significant modal proportion of chlorite (Table III-1), and for which we analysed plagioclase and amphibole. The results are shown in Fig. III-6. With respect to plagioclase, chlorite shows approximately the same LREE content, but appears to be somewhat richer in HREE. With respect to amphibole, both plagioclase and chlorite are seen to be similar phases which preferentially incorporate LREE.

III-7 Isotopes

Neodymium and O isotopic data are presented in Tables III-6 (whole-rock samples) and III-7 (mineral separates); the Nd data are displayed on two conventional isochron diagrams in Fig III-7a, and b.

Neodymium data

Whole-rock Sm-Nd isotopic analyses were carried out on all samples except U4. Five samples were further selected for mineral Sm-Nd isotopic study. These include samples L3, L4, and L9, for which we measured the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios of coexisting plagioclase and amphibole. For sample L10, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios were determined for a nearly pure amphibole fraction and a mixed fraction of amphibole+chlorite. For the remaining sample (U1), only plagioclase was analysed. Three important points should be noted:

(a) $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios of whole-rock samples turn out to be extremely variable, which is not surprising considering the 60% variation of $(\text{Ce}/\text{Sm})_{\text{N}}$ ratios. For the Upper Flow, the observed variation is of 20% (0.2075-0.2498); for the Lower Flow, the variation is even larger (48%; 0.1912-0.2826; Table III-7). Once again, such variations far exceeds the variation normally expected in a komatiite flow (e.g. Whitford and Arndt, 1978).

(b) As can be seen in Fig. III-7a, and b, both whole-rocks and mineral separates define isochrons when reported on the conventional $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ diagram. The thirteen whole-rock samples (Fig. III-6a) yield an isochron age of 1810 ± 132 Ma (2σ), and an initial ϵ_{Nd} value of $+2.0 \pm 0.7$ (2σ). The nine mineral samples (Fig. III-7b) give slightly greater, but not statistically different, ages and initial ϵ_{Nd} values of 1858 ± 44 Ma (2σ), and $+2.5 \pm 0.6$ (2σ), respectively. Thus, it is inferred that the minerals and the whole-rocks shared comparable Nd isotopic composition at around 1800-1850 Ma ago.

(d) From geological relationships and previous radiometric data, it is clear that the komatiite flows from Siivikkovaara were erupted around 2800-2750 Ma. ago. Thus, the whole-rock Sm-Nd isochron at 1810 ± 132 Ma is a secondary isochron, indicating some stage of later isotopic re-equilibration and fractionation of the $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios at a whole-rock scale. The open-system behaviour of whole-rock Sm-Nd systematics is reflected in the wide range of calculated initial ϵ_{Nd} values. In Table III-6, we took 2750 Ma as the age of magmatic crystallization and calculated what would be the initial ϵ_{Nd} value of each individual whole-rock sample assuming closed-system evolution since 2750 Ma ago. Upper Flow samples give values ranging from -2.9 to +0.2; for the Lower Flow, the range is 12 ϵ units (-8.5 to +3.5). If interpreted as magmatic values, such values would encompass the field of depleted mantle and early Archean crust compositions at 2750 Ma, which is clearly an aberrant situation in the present case.

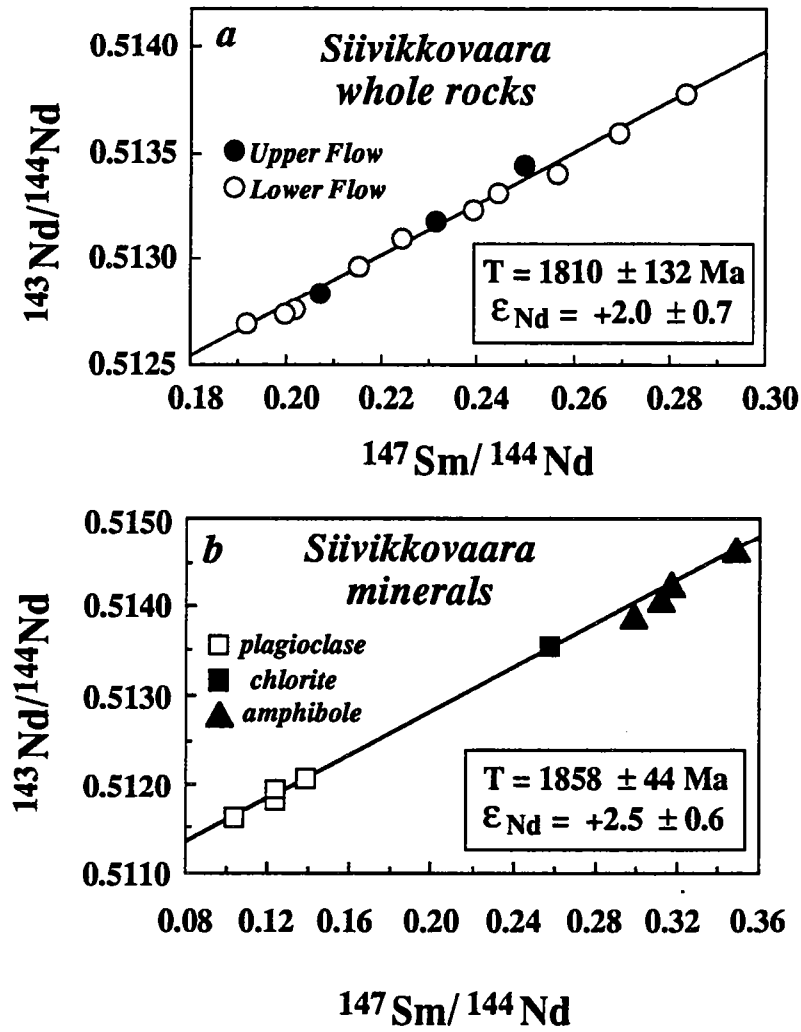


Fig. III-7. Sm-Nd isochron diagrams for Siivikkovaara whole rock samples (a) and mineral separates (b). Errors are 2σ

Oxygen data

Siivikkovaara whole-rock samples show a limited range of $\delta^{18}\text{O}$ values, from +4.43 to +5.53‰ (Table III-6). The most striking feature of these values is that, taken as a whole, they are lower than the present day mantle reference and/or the value found in modern sea floor basalts (Kyser, 1986, and references therein). $\delta^{18}\text{O}$ values for the Archean mantle and related magmas are not as constrained as their present-day equivalents. However, isotopic studies of fresh Archean komatiites and/or of magmatic minerals from spatially related mafic intrusions showed that these materials generally yielded a $\delta^{18}\text{O}$ value of about +5.7‰ (e.g. Beatty and Taylor, 1982; Smith et al., 1984), which is similar to the average $\delta^{18}\text{O}$ of $+5.7 \pm 0.3$ ‰ observed in modern sea floor basalts (e.g. Muehlenbachs and Clayton, 1972; Pineau et al., 1976; Ito et al., 1987). Thus, it is inferred that the O isotopic compositions listed in Table 6 are not primary compositions. They are altered values likely resulting from some stage of later isotopic exchange between the komatiite flows and a secondary fluid phase. Judging from the above Sm-Nd data, it is postulated that this episode of isotopic exchange took place around 1800 Ma ago.

Separated mineral phases across the two flows show rather constant O isotopic composition. Measured $\delta^{18}\text{O}$ values range from +4.21 to +4.73‰ for amphibole, from +6.93 to +7.09‰ for plagioclase, and from +0.03 to +0.09‰ for ilmenite (Table III-7). It is worth noting that whole-rock samples U3, L1, L8 and L10, which are composed of essentially amphibole and chlorite, display a range of isotopic compositions which overlaps that of amphibole taken on its own (Tables III-6 and III-7). This means that amphibole and chlorite share identical $\delta^{18}\text{O}$ values in these rocks, a fact which was already observed by Smith et al. (1984) for meta-komatiites from the Barberton greenstone belt of southern Africa.

III-8 Discussion

Age and temperature of metamorphism

Although an influence of the 1.8-1.7 Ga Svecokarelian orogeny of northern Scandinavia has long been recognized in the greenstone belts of eastern Finland (e.g., Kouvo and Tilton, 1966; Bertrand et al., 1978; Vidal et al., 1980; Martin, 1989), this orogeny was so far regarded as having played a minor role in their post-depositional tectono-metamorphic history. In particular, the upper greenschist or lower amphibolite facies metamorphism that affects these belts was claimed to be a much earlier event that took place before or during intrusion of the 2750-2700 Ma old granodiorite plutons (e.g. Hanski, 1980; Blais and Auvray, 1987). We take another view, and suggest, for

the two following reasons, that the Middle Proterozoic event had a major impact in the region and that the age of metamorphism is not late Archean, but around 1800 Ma:

(a) The mineral Sm-Nd analyses presented in this paper show a very simple pattern, with all the data lying on a single isochron at 1858 ± 44 Ma (Fig. III-7b). This age is comparable to the reset K-feldspar Pb-Pb and biotite Rb-Sr ages reported earlier by Vidal et al. (1980), and fits the expected age of the Svecokarelian orogeny of northern Scandinavia. In addition, it is evident from Figs. III-4 and III-7b that the REE patterns and Sm-Nd isotope systematics of the whole rock samples were reset around 1800-1850 Ma ago.

(b) Jegouzo and Blais (1991) recently established that the 2.1-2.0 Ga old dolerite dykes experienced post-injection deformation and metamorphism, and proposed that this deformation and metamorphism developed during the Svecokarelian orogeny. This view is confirmed in a very recent work by Tourpin (*cette thèse*), who obtained a four-point internal Sm-Nd isochron (whole-rock+plagioclase+amphibole+biotite) at 1719 ± 143 Ma for a deformed and metamorphosed dyke of the Tipasjärvi greenstone belt. Moreover, petrographic studies have revealed that the grade of metamorphism of the dykes also corresponds to the upper greenschist or lower amphibolite facies (Ballèvre, personal communication).

It should be understood here that we do not dispute the fact that there was late Archean tectono-metamorphic activity in these belts. In fact, it is not conceivable that granodiorite plutons could have been intruded without producing some metamorphic recrystallization in the adjacent greenstones. We simply stress that the effects of this first event were likely completely erased by the Middle Proterozoic metamorphism.

The apparent Sm-Nd age of 2390 ± 150 Ma obtained by Tourpin et al. (1991) for the Tipasjärvi carbonatized komatiite flow provides another, though less direct, argument for the major influence of the Svecokarelian orogeny. As already mentioned, the Sm-Nd age of the Tipasjärvi flow is anomalously young (like the Kuhmo belt, Tipasjärvi is crosscut by granodiorite plutons which were emplaced 2750-2700 Ma ago, and therefore the flow cannot be younger than 2750 Ma) because the Sm-Nd linear array is not an isochron, but a mixing line tying a LREE-depleted komatiite and a LREE-rich carbonate as end-members (see Figs. 3 and 7 in Tourpin et al's paper). The occurrence of carbonate in small scale association with the metamorphic minerals indicates that the carbonitization event was synmetamorphic. Yet, as shown by Tourpin et al. (1991), there are geochemical and isotopic arguments to believe that a positive slope already existed in the Sm-Nd diagram by the time the carbonate was added to the depleted komatiite. The net result of such a positive slope is that the age of the carbonitization process is ≤ 2400 Ma. If this is the case, then metamorphism and carbonitization of the Tipasjärvi flow occurred around 1800 Ma ago since there is no

thermal event (other than the Svecokarelian) in the region after 2400 Ma (Tourpin et al., 1991).

Once the Middle Proterozoic age of the metamorphism is established, additional constraints can be placed on the temperature conditions of this metamorphism in the light of the present O dataset. Using the fractionation coefficients of Bottinga and Javoy (1973, 1975), Javoy (1977), and Wenner and Taylor (1973), O mineral isotopic data yield the following range of apparent temperatures: 500-510°C (Δ plagioclase-ilmenite); 425-475°C (Δ amphibole-ilmenite); 410°C (Δ amphibole-chlorite); and 585-640°C (Δ plagioclase-amphibole).

Because O diffusion rates are high in plagioclase (Giletti et al., 1978; Elphick et al., 1986), this mineral has a low closure temperature regarding O isotopes, and thus considerable capacity to exchange with fluid phases down to relatively low temperatures during metamorphism (e.g. Giletti, 1986). Accordingly, isotopic disequilibrium often exists among plagioclase and other metamorphic minerals. Together with the low Δ plagioclase-amphibole (less than 3.0 units; Table III-6), this probably explains why plagioclase-amphibole pairs give so high apparent temperatures (585-640°C). If the $\delta^{18}\text{O}$ of plagioclase were altered by late isotopic exchange, the temperature calculated from the plagioclase-ilmenite pair (L4) would also be affected. However, the shift would be much lower as Δ plagioclase-ilmenite \gg Δ plagioclase-amphibole (Table III-7). Thus, without considering amphibole-plagioclase pairs, O data suggest a recrystallization temperature of $450 \pm 50^\circ\text{C}$, which appears consistent with the temperature estimate of $430\text{-}480^\circ\text{C}$ determined previously by Hanski (1980) and Piquet (1982).

Control of secondary mineralogy and possible role of fluids in REE mobility

As already discussed, the extreme variations observed in the $(\text{Ce}/\text{Sm})_{\text{N}}$ and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios, as well as the isochron age relationship at 1810 ± 132 Ma provide firm evidence that the REE were mobile on a whole-rock scale during metamorphism of the Siivikkovaara komatiites. This, in itself, is not so surprising. Previous studies (e.g. Arndt et al., 1989) have shown that the process of metamorphism can redistribute these elements on a whole-rock scale in komatiitic rocks. What is more surprising is the intensity of the process. To our knowledge, the komatiites from Siivikkovaara are the first example of a komatiite suite in which all whole-rock samples lie on a secondary Sm-Nd isochron giving the age of the metamorphic redistribution. Taken together with the fact that in several other areas, such as Canada or Western Australia, metamorphic recrystallization has had apparently no detectable effect on the REE patterns or Sm-Nd isotope systematics of komatiites (e.g. Dupré et al., 1984; Arndt and Jenner, 1986), this consideration gives rise to the following questions: (a) what

particular conditions allowed such unusually strong mobility of the REE in these Finnish komatiites; (b) by what exact mechanism did the REE redistribution take place in these rocks?

One of the key issues regarding the interpretation of geochemical and isotopic data in metamorphic rocks is whether (a) the protolith chemistry controlled the nature and proportion of metamorphic phases (closed-system at the sample scale), or whether (b) the actual rock composition depends on the nature and modal abundances of secondary minerals which could themselves be dependent on external parameters (open-system at the sample scale). Neglecting the contribution of accessory phases in the REE mass balance, the whole-rock system can be simplified into a two-component system. Indeed, as previously discussed, the whole-rock REE distribution is controlled - especially at the level of LREE - by the contribution of one LREE-depleted mineral (amphibole), and two LREE-enriched minerals (plagioclase and chlorite). The modal proportions of these three phases are extremely variable among the different samples (Table III-1), but we stress the fact that the respective REE distributions of these minerals are not balanced in such a way that whole-rock samples could preserve primary magmatic patterns. This is a general feature throughout the lava flows: Fig. III-8 shows that the $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios of all studied samples are controlled by the modal proportions of two types of mineral components possessing a more or less constant REE distribution throughout the flow sections, namely: amphibole (LREE-depleted, high $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratio), and plagioclase and/or chlorite (LREE-enriched, low $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratio). Thus, it is inferred that the $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratio of a given whole rock sample is controlled by the secondary mineralogy, which in turn confirms the interpretation that the REE were mobile on a whole-rock scale in these flows. It should be pointed out here that this does not necessarily mean that the system was externally buffered. It could just correspond to a REE redistribution among the different unit of the flows.

The variation in the proportion of amphibole, chlorite and plagioclase thus appears to have played an important role in the redistribution of REE among the various whole-rock samples. It is possible that this variation ultimately formed from the superimposition of magmatically induced chemical heterogeneity (e.g. differences in MgO concentrations between the spinifex-textured and lower cumulate zones) and the secondary influx of large amount of Na. The two dominant chemical components of komatiites being Mg and Fe, it is indeed to be expected that the more widespread metamorphic phases to crystallize in these rocks will be amphibole and chlorite. However, depending on the available proportions of Ca, Mg+Fe, and Al, the relative amounts of neoformed chlorite and amphibole will be highly variable. Within rocks from the lower cumulate zones with high Mg and low Ca contents, chlorite will be an important neoformed mineral. Because chlorite can accommodate Al, most of the Al

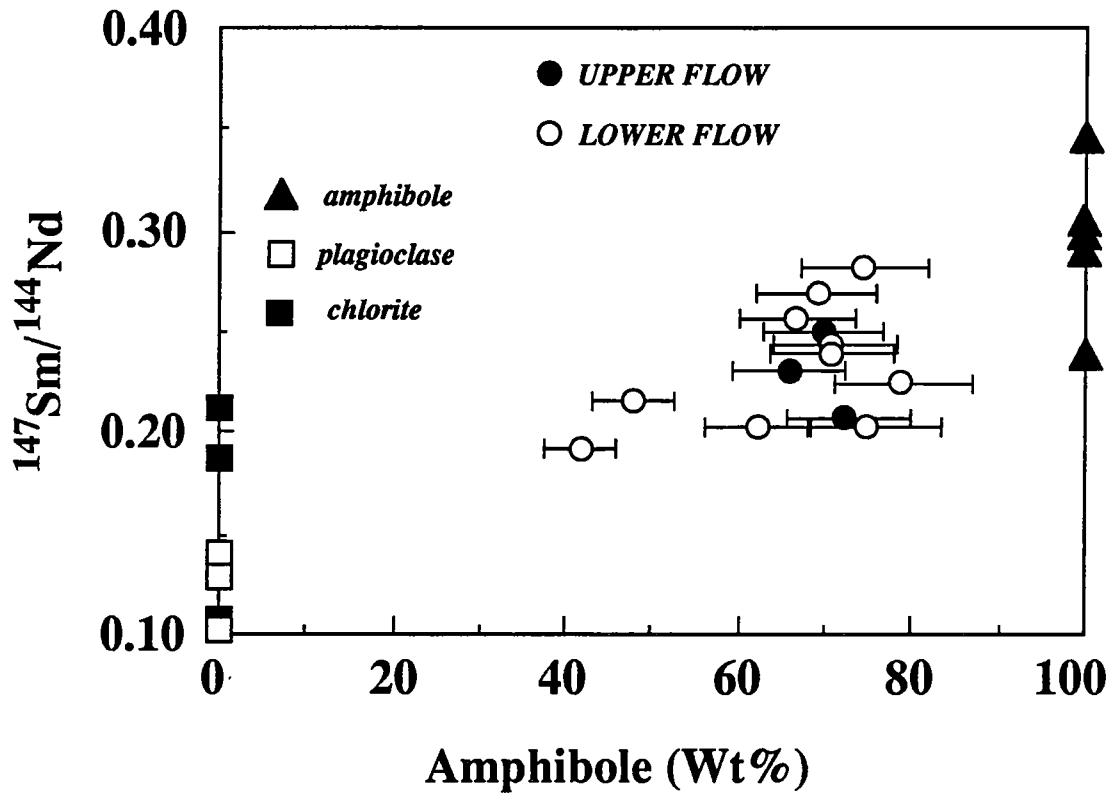


Fig. III-8. Diagram illustrating correlation between $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios of whole rock samples and modal compositions. Mineral data are shown for comparison.

initially present in these zones will be consumed by the process of chlorite crystallization, so there will be no Al left to combine with metasomatic Na in order to build plagioclase. The secondary mineralogy of rocks from these zones will thus be composed mainly of chlorite with no plagioclase present, as seen in the samples from the lower cumulate zones of the Siivikkovaara flows (Table III-1). In less Mg-rich rocks (spinifex-textured zones), on the other hand, the presence of larger amounts of Ca will favour neof ormation of amphibole. Because amphibole contains much less Al than chlorite, preferential crystallization of amphibole will not use up all the Al present in the rocks. Hence, in this case, some Al will be available for trapping the metasomatic Na in order to build albitic plagioclase. The secondary mineralogy of rocks from these zones will thus be dominated by amphibole and plagioclase, which is also the assemblage of the present flows. Note that in such a scenario, we can predict a negative correlation between Na₂O and MgO contents, a feature observed in the Siivikkovaara sample suite (Fig. III-3b).

However, remains to be identified the nature of the mechanism that allowed REE mobility. Because diffusion coefficients for REE in crystalline phases are low (e.g. Zindler and Hart, 1984; McCulloch and Black, 1984), and because metamorphic recrystallization took place under only moderately high temperatures ($\approx 450^{\circ}\text{C}$), it is unlikely that solid state diffusion could account for this mobility. This role was likely played by the fluids which invaded the rocks during their metamorphic recrystallization. Results from the Tipasjärvi belt have already indicated that the fluids which circulated during the Svecokarelian orogeny could mobilize the REE (Tourpin et al., 1991). The occurrence of secondary metasomatic carbonate at Tipasjärvi suggests that these fluids probably contained a significant CO₂ (or (CO₃)²⁻) component. Judging from the literature, this component might have been the actual complexing agent that allowed these fluids to leach and transport the REE (e.g. McCulloch and Black, 1984; Windrim et al., 1984, and references therein).

Fluid/rock ratios and origin of the fluid phase which transported the REE: comparison with the carbonatized komatiite flow from Tipasjärvi

Constraints can be placed on the values of fluid/rock ratios and origin of the fluid phase which transported the REE using O isotopic data. As already pointed out, the O isotopic composition of each mineral species is more or less constant throughout the two flows (Table III-7). If this is true, there should be a correlation between the $\delta^{18}\text{O}$ value of the whole-rock sample ($\delta^{18}\text{O}_{\text{WR}}$) and its corresponding modal composition. Fig. III-9 illustrates such a correlation, hence demonstrating that the values of $\delta^{18}\text{O}_{\text{WR}}$ are controlled by the relative proportions of the two types of minerals with different isotopic compositions, namely: chlorite and/or amphibole

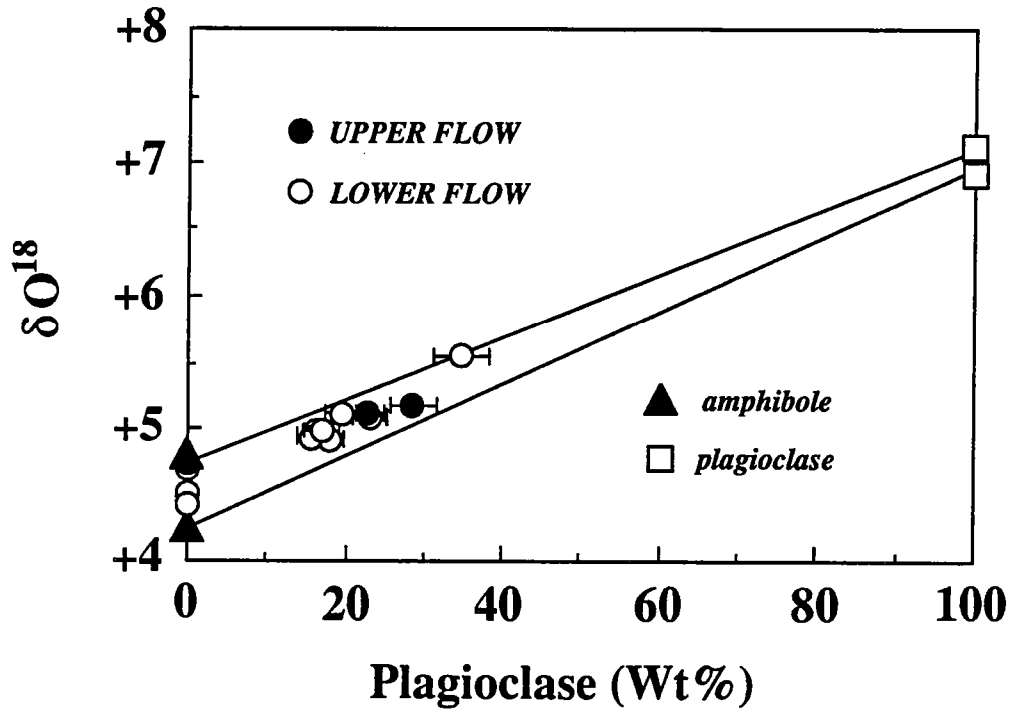


Fig. III-9. Diagram illustrating correlation between $\delta^{18}O$ values of whole-rock samples and modal compositions. Mineral data are shown for comparison. Remember that compositions of chlorite (not shown) overlap those of amphibole.

(similar $\delta^{18}\text{O}$), and plagioclase (Ilmenite is too scarce to play any significant role in $\delta^{18}\text{O}_{\text{WR}}$ mass balances). With respect to the fluid-rock interaction, such a correlation may correspond to two extreme situations:

a) The fluid phase is more or less stationary (low fluid/rock ratio). It does not constitute a significant O isotopic reservoir, but acts only as a vector allowing mutual O isotopic equilibration of the minerals within a flow unit. In such a case, measured $\delta^{18}\text{O}_{\text{WR}}$ is different from initial (magmatic) $\delta^{18}\text{O}_{\text{WR}}$, but globally, the $\delta^{18}\text{O}$ of the whole flow remains unchanged.

b) The O isotopic composition of each mineral species is buffered across the two flows through equilibration with a common external fluid in great excess. In such a case, all rock-systems are affected, including the bulk flow, and all measured $\delta^{18}\text{O}$ values are secondary.

Since 12 of the 13 analyzed whole-rock samples have O isotopic ratios lower than the mantle reference (Table III-6) we can rule out model (a). A stationary fluid phase model appears also to be somewhat inconsistent with the secondary influx of large amounts of Na, an influx which implies the two flows were connected with the surrounding rocks by means of percolating fluids. So we conclude that: (a) the fluid was external to the komatiite flow units; and (b) fluid/rock ratios were sufficiently large ($>1.0?$) such that the external fluid could modify all O isotopic compositions.

Using Bottinga and Javoy's (1973, 1975) equations for mineral/water fractionation, we have calculated the $\delta^{18}\text{O}$ of the fluid phase in equilibrium with the various minerals present in the samples as a function of temperature (Fig. III-10). Taking 400 and 500°C as the minimum and maximum exchange temperatures, it can be inferred that the $\delta^{18}\text{O}$ of the fluid phase in equilibrium is located somewhere in between +4.0 and + 6.3. Such values are typical of rock-dominated fluid systems (magmatic or/and metamorphic fluids), and appear thus consistent with Tourpin et al's (1991) conclusion that the fluid responsible for the transport of REE was probably a metamorphic fluid.

Along with Sm-Nd data, Tourpin et al. (1991) presented O isotopic results for several carbonate samples from the Tipasjärvi carbonatized komatiite flow. In Fig. III-10, we report the field of calculated fluid compositions in equilibrium with these carbonate samples. For a number of samples, calculated $\delta^{18}\text{O}_{(\text{fluid})}$ values overlap the compositions found for Siivikkovaara komatiites, but for some, the fluid should have had higher $\delta^{18}\text{O}$ values for temperatures in the range 400-500°C (up to +10.5; Fig. III-10). It is possible that the carbonates from Tipasjärvi were deposited from a fluid phase with a $\delta^{18}\text{O}$ similar to that which circulated in the Siivikkovaara komatiites, but at lower temperatures: assuming carbonate deposition temperatures around 300-350°C, Fig. III-10 shows that the two metamorphic fluids would possess similar isotopic signatures.

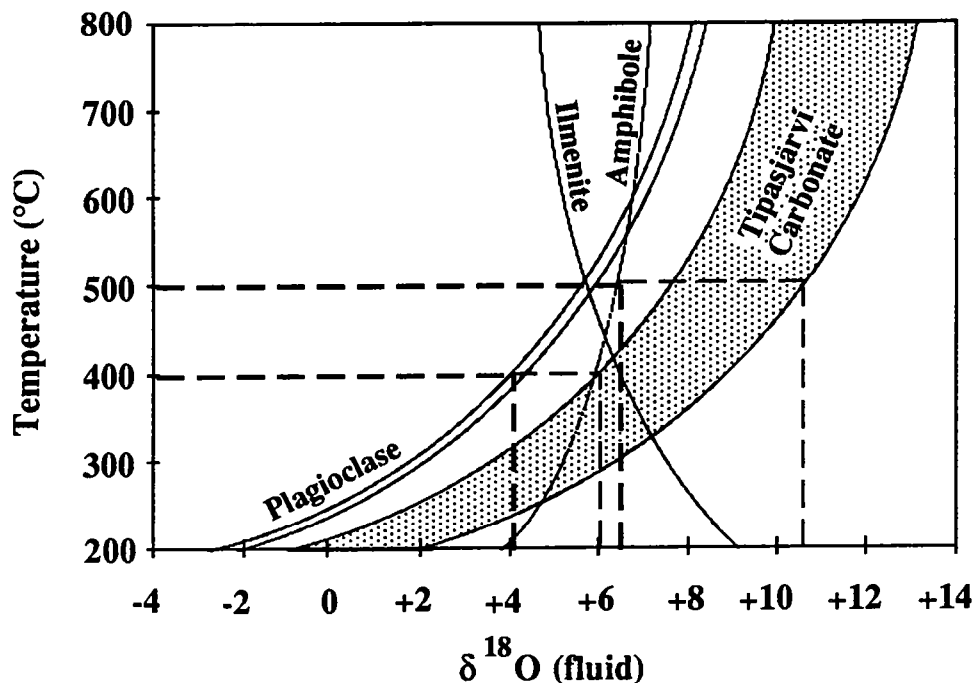


Fig. III-10. Diagram showing (a) composition(s) of fluid(s) in equilibrium with Siivikkovaara plagioclase, amphibole and ilmenite as a function of temperature, and (b) comparison with the results obtained for the fluid in equilibrium with the carbonates from the carbonatized komatiite flow from Tipasjärvi. Data sources: this study; Tourpin et al. (1991). See text for further explanations.

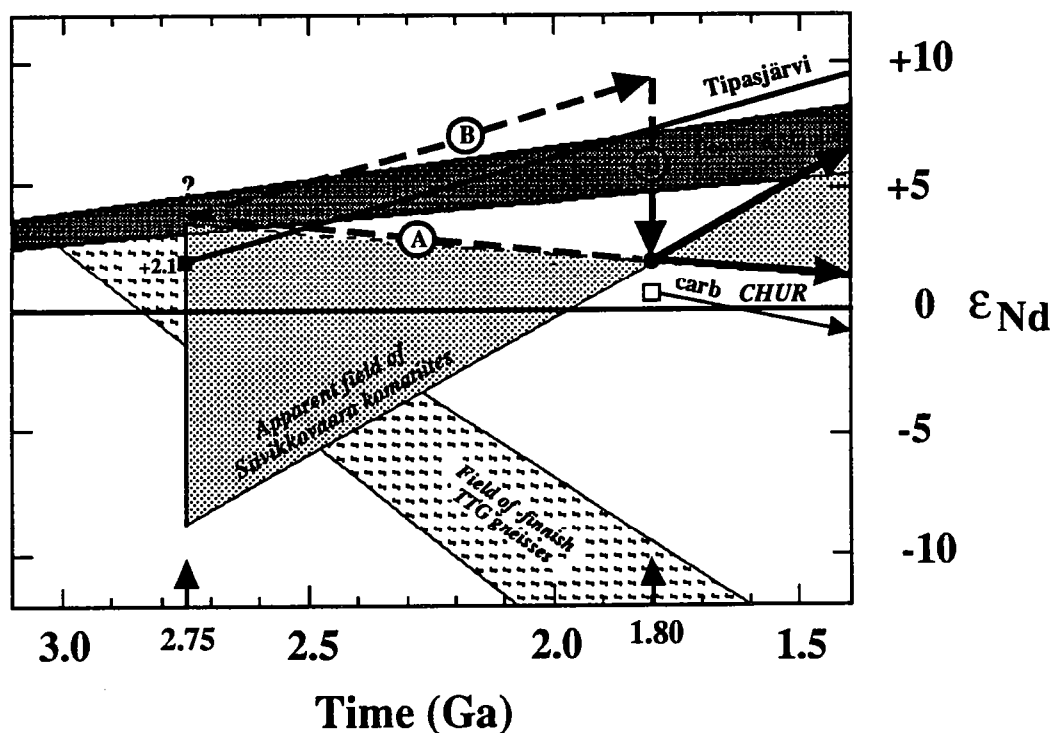


Fig. III-11. ϵ_{Nd} vs. Time diagram for Siivikkovaara komatiite samples

What were the original REE patterns and ϵ_{Nd} values?

Let us consider the whole-rock isochron relationship at 1810 ± 130 Ma and its corresponding ϵ_{Nd} (1810 Ma) value of $+2.0 \pm 0.7$. Such a value may lead to two contrasting interpretations as regards the original compositions depending on whether (a) the bulk flows were closed-system for the REE, or (b) whether they exchanged REE with the surrounding rocks (Fig. III-11):

(a) *no exchange*. In this case, $+2.0 \pm 0.7$ would be the ϵ_{Nd} value of the two flows just prior to the Middle Proterozoic metamorphic event. If so, provided that the komatiite flows from Siivikkovaara ultimately formed from a mantle source with $\epsilon_{Nd} \approx +3.0$ - i.e. the value of depleted mantle at 2.7 Ga ago, or the value generally found in crustally uncontaminated and well-preserved 2.7 Ga old komatiites (Dupré et al., 1984; Machado et al., 1986, Chauvel et al., in press) -, the original REE pattern could have been a flat or slightly LREE-enriched pattern (trajectory A in Fig. III-11). If true, the komatiite from Siivikkovaara might have initially resembled some relatively fresh 2.7 Ga old komatiite flow units from Newton Township in Canada (e.g. Cattell et al., 1984), but would differ from the majority of well-preserved late Archean komatiites as the latter generally yielded LREE-depleted patterns (e.g. Barnes et al., 1983; Arndt and Nesbit, 1984).

(b) *exchange*. In this case $+2.0 \pm 0.7$ would not be the ϵ_{Nd} value of the komatiite flows prior to metamorphism, but rather represents some intermediate value between the true pre-metamorphic value and the ϵ_{Nd} of the external system with which the two flows re-equilibrated. Because the terrains that surround the region of Siivikkovaara are dominated by granitic rocks with strongly negative ϵ_{Nd} values (-10 to -15; Fig. III-11), it is possible that external re-equilibration led to a significant reduction of the ϵ_{Nd} value of the two flows. If so, the ϵ_{Nd} prior to metamorphism could far exceed the value of $+2.0 \pm 0.7$. By making the same assumption as above regarding the ϵ_{Nd} of the mantle source, the original REE pattern could not have been a flat or slightly LREE-enriched pattern, but a pattern depleted in LREE (trajectory B in Fig. III-11).

The fact that the fluid phase which transported the REE on a whole-rock scale was external to the komatiite flows rather favours model (b). Consideration of the results from the Tipasjärvi carbonatized komatiite flow leads to the same conclusion, as there is evidence that the fluid phase which invaded this flow contained Nd (Tourpin et al., 1991).

However, there is still no direct way of determining the exact isotopic composition of the Nd which was present in the invading fluid. Neither do we have the possibility of establishing the exact extent of the isotopic and elemental re-equilibration that took place during the fluid-rock exchange process. In Fig. III-11, we present for comparison the ϵ_{Nd} (1800 Ma) value determined by Tourpin et al. (1991) for the

carbonate from the Tipasjärvi carbonatized komatiite flow, as well as the isotopic trajectory of the uncarbonatized Tipasjärvi komatiite. We notice that the ϵ_{Nd} (1800 Ma) value of $+2.0 \pm 0.7$ obtained for the komatiite flows from Siivikkovaara is intermediate between the ϵ_{Nd} (1800 Ma) value of the Tipasjärvi carbonate ($\approx +1$) and that of the uncarbonatized Tipasjärvi komatiite ($\approx +7$). In the light of this fact and the spatial proximity of the regions of Siivikkovaara and Tipasjärvi, it is possible that the two komatiites initially resembled each other. Thus, the unaltered Siivikkovaara komatiite might have been characterized by an ϵ_{Nd} (2750 Ma) value of about $+2.0$ and a $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ of about 0.24 (Fig. III-11; Tourpin et al., 1991).

III-9 Concluding remarks

Two main conclusions stem from this study. The first is that the REE patterns and initial Nd isotopic compositions of komatiites must be treated with caution. The data presented in this paper shows that metamorphism may induce a profound redistribution of REE in these rocks, a phenomenon which may also cause strong shifts of the calculated initial ϵ_{Nd} values relative to the true magmatic value. As pointed out in the introduction, the absolute shift will depend on a number of factors, one being the time span between the emplacement of the rocks and the subsequent REE redistribution (Rosing, 1990). The present case shows importance of this latter factor, as this time span was very large for the komatiite flows from Siivikkovaara (Fig. III-11). Taken as a whole, the results presented in this study illustrates the necessity of dating metamorphic recrystallizations in komatiites, as this may represent crucial data for evaluating the significance of calculated initial ϵ_{Nd} values. Yet, apart from the case of Barberton (e.g. Jahn and Shih, 1974, Lopez-Martinez et al., 1984), the present work is, to our knowledge, the first example of a komatiite study which includes an attempt to establish such a time-table of metamorphic events.

The second conclusion is that fluids played an important role in the resetting of the chemical and isotopic magmatic memories of the two investigated flows. As pointed out above, there is reason to believe that the percolating metamorphic fluids were CO_2 -rich, and that this component was responsible for the intense secondary mobilization of REE. In this respect, it is worth noting that Lécuyer et al. (in prep.), who recently conducted a similar study on metakomatiite flows from Barberton, did not observe any effect of metamorphism on REE patterns and Sm-Nd isotope systematics. However, the O isotopic results indicate recrystallization temperatures as well as fluid/rock ratios similar to those inferred for the komatiite flows from Siivikkovaara. Lécuyer et al. (in prep.) explain this difference by suggesting that the fluid involved at Barberton was H_2O -rich. Thus, it is possible that the REE mobility in the komatiite flows from eastern Finland does not represent a general case, since the mobility of these elements

will likely depend on the composition of the metamorphic fluids. Nevertheless, it is noteworthy that many meta-komatiites comprise carbonates (see references in Tourpin et al., 1991), which might suggest that the metamorphic fluids circulating in these rocks often contained a significant amount of CO₂.

Acknowledgments

Field work was sponsored by the Finnish Academy of Sciences, as part of a cooperation project with the french CNRS. We thank MA Fuminier, N Morin, J Cornichet and J Macé for their assistance during sample preparations and/or mass-spectrometry analyses. Dr. MSN Carpenter improved the English version of the manuscript. The paper is a contribution to IGCP project 275 (Deep Geology of the Baltic Shield).

Table III-1: Modal composition of Siivikkovara komatiites ^a

Sample	UPPER FLOW				LOWER FLOW									
	U1	U2	U3	U4	L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8	L9	L10
Amphibole (Wt %) ^b	72.7	65.8	69.8	79.3	79.0	75.7	74.5	69.1	70.8	71.3	66.9	47.7	62.3	41.8
<i>Actinolite</i>	14	29	55	83	66	17	39	45	32	39	26	7	4	98
<i>Mg-Hornblende</i>	86	71	45	17	34	83	61	55	68	61	74	93	96	2
Chlorite	4.2	2.7	32.4	24.9	22.0	5.6	9.0	13.6	11.6	8.8	7.9	49.8	0.0	61.1
Plagioclase	22.7	28.6	0.0	0.0	0.0	19.5	15.4	16.1	16.5	18.0	23.1	0.0	34.8	0.0
Ilmenite	1.8	1.0	0.9	0.7	0.7	0.9	0.9	0.9	0.8	1.0	1.3	1.0	1.1	1.0
Magnetite	0.3	3.6	1.0	0.0	0.0	0.0	2.1	2.0	1.5	2.4	2.2	4.6	3.4	0.4
Biotite	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.9	0.0
Total	101.6	101.7	104.1	104.8	101.7	101.7	101.8	101.7	101.2	101.5	101.3	103.0	103.5	104.2

^a Calculated from whole rock chemistry and mineral compositions using the least-square method of Bryan et al. (1969)

^b Errors are typically of the order of ± 5 to $\pm 10\%$

Table III-2: Major and trace elements in Siivikkovaara whole rock samples

Sample	UPPER FLOW				LOWER FLOW									
	U1	U2	U3	U4	L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8	L9	L10
SiO ₂ (%) ^a	51.42	52.41	45.37	49.80	49.29	51.22	50.84	50.38	49.93	50.84	50.74	37.71	52.19	40.54
Al ₂ O ₃	12.42	12.17	10.59	7.05	8.45	12.39	10.51	11.10	11.71	10.97	12.37	16.01	13.85	13.77
Fe ₂ O ₃ ^b	11.94	11.50	13.79	10.64	11.27	10.81	12.03	11.82	11.96	11.91	11.77	18.17	11.55	14.15
MnO	0.20	0.19	0.21	0.20	0.21	0.18	0.21	0.22	0.21	0.22	0.22	0.22	0.21	0.19
MgO	11.53	10.74	20.21	21.56	19.82	12.41	13.93	14.69	13.92	13.66	12.14	19.17	8.32	24.51
CaO	8.00	8.30	8.11	9.50	9.34	9.02	9.11	8.43	8.51	8.66	8.22	5.14	7.92	4.94
Na ₂ O	3.50	3.67	0.36	0.11	0.63	2.94	2.31	2.32	2.50	2.55	3.21	0.58	4.67	0.05
K ₂ O	0.03	0.10	0.03	0.01	0.03	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.13	0.01
TiO ₂	0.67	0.67	0.69	0.50	0.53	0.69	0.62	0.64	0.61	0.69	0.86	0.82	0.80	0.82
P ₂ O ₅	0.05	0.06	0.05	0.05	0.03	0.05	0.04	0.06	0.06	0.05	0.08	0.05	0.06	0.06
LOI	1.73	1.36	4.76	4.15	3.66	1.71	2.01	2.63	2.28	2.00	1.80	6.25	0.75	7.60
TOT ^c	100.04	99.97	100.1	99.89	100.03	99.98	99.92	100.04	99.77	99.88	99.91	99.15	99.79	100.23
CaO/Al ₂ O ₃	0.64	0.68	0.77	1.35	1.11	0.73	0.87	0.76	0.73	0.79	0.66	0.32	0.57	0.36
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	18.5	18.18	15.29	14.08	15.96	17.91	16.89	17.44	19.07	15.81	14.46	19.48	17.41	16.75
CaO/TiO ₂	11.91	12.41	11.70	18.98	17.65	13.04	14.64	13.24	13.87	12.49	9.61	6.26	9.95	6.01
Rb (ppm)	2	2	2	2	1	1	<1	2	1	<1	<1	1	2	1
Sr	67	84	6	6	21	128	57	57	73	56	90	4	116	6
Zr	47	48	44	39	41	50	46	46	42	48	63	43	56	44
Y	16	14	14	9	11	15	14	17	17	17	21	13	18	18
Ni	171	157	476	827	650	243	250	293	287	238	176	1067	105	128
Cr	673	474	2418	1401	1773	1109	713	758	795	657	469	3985	263	281

^a Major element analyses are presented on a 100% anhydrous basis^b Fe₂O₃=total iron as Fe₂O₃^c TOT=sum of oxide and volatile concentrations as obtained during instrumental analysis

Table III-3: REE in Siivikkovaara whole rock samples

Sample	UPPER FLOW				LOWER FLOW									
	U1	U2	U3	U4	L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8	L9	L10
La (ppm)	1.78	1.35	1.07	1.19	1.20	2.01	0.55	0.88	1.02	1.13	-	1.73	2.37	1.79
Ce	4.76	4.11	3.51	3.81	3.65	6.09	2.08	2.99	3.32	3.77	5.08	4.74	6.01	5.68
Nd	4.69	4.15	3.29	3.56	3.35	4.96	2.77	3.28	3.39	3.87	4.03	4.47	5.69	4.72
Sm	1.58	1.57	1.35	1.36	1.23	1.65	1.29	1.48	1.32	1.55	1.71	1.59	1.93	1.48
Eu	0.57	0.64	0.49	0.43	0.44	0.61	0.51	0.52	0.51	0.54	0.57	0.58	0.72	0.32
Gd	2.19	2.03	1.96	1.99	1.73	2.19	1.99	2.23	1.96	2.27	2.65	2.26	2.78	2.24
Dy	2.64	2.67	2.56	2.50	2.12	2.64	2.60	2.78	2.43	2.82	3.31	2.80	3.38	2.86
Er	1.66	1.68	1.63	1.63	1.37	1.65	1.63	1.81	1.55	1.81	2.11	1.77	1.77	1.75
Yb	1.52	1.53	1.55	1.57	1.32	1.53	1.54	1.71	1.45	1.68	2.03	1.59	1.59	1.65
Lu	0.23	0.24	0.25	0.25	0.20	0.23	0.24	0.26	0.22	0.26	0.32	0.24	0.24	0.25
(Ce/Sm)N ^a	0.71	0.62	0.61	0.66	0.70	0.87	0.38	0.48	0.59	0.57	0.70	0.70	0.74	0.91
(Gd/Yb)N ^a	1.16	1.07	1.02	1.02	1.05	1.15	1.04	1.05	1.09	1.09	1.05	1.14	1.40	1.09
Eu/Eu* ^b	0.95	1.11	0.93	0.81	0.93	0.99	0.99	0.89	0.98	0.89	0.83	0.95	0.96	0.54

^a Normalizing values are from Jahn et al (1980a)^b Eu/Eu* = EuN/(SmN*GdN)^{0.5}

Table III-4: Representative analyses of metamorphic minerals

Sample	AMPH					PLAG					CHLOR					ILM		
	L9	L4	L3	L1	L10	L3	L5	L9	L5	L10	L3	L5	L10	L5	L5			
SiO ₂	44.37	48.64	53.83	52.77	56.80	62.70	63.03	66.73	63.03	66.73	62.70	63.03	66.73	26.99	27.55	28.31	SiO ₂	0.02
TiO ₂	0.51	0.21	0.11	0.19	-	0.05	0.05	0.02	0.05	0.02	0.05	0.05	0.02	0.10	0.12	0.07	TiO ₂	50.89
Al ₂ O ₃	11.61	8.56	3.07	4.17	0.27	23.36	23.29	20.36	23.29	20.36	23.36	23.29	20.36	21.63	21.13	20.60	Al ₂ O ₃	0.07
Cr ₂ O ₃	-	-	0.19	0.25	0.08	0.03	0.02	0.11	0.02	0.11	0.03	0.02	0.11	0.26	-	0.48	Cr ₂ O ₃	0.11
FeO	16.11	12.52	10.25	9.11	6.75	0.08	0.04	0.13	0.04	0.13	0.10	0.04	0.13	17.20	16.75	14.19	FeO	45.96
MnO	0.27	0.31	0.29	0.32	0.14	0.10	0.15	0.03	0.15	0.03	0.10	0.15	0.03	0.29	0.07	0.07	MnO	2.28
MgO	11.38	13.64	16.97	17.77	20.26	-	-	-	-	-	4.43	4.33	1.57	21.22	21.84	23.28	MgO	0.24
CaO	11.13	11.38	11.86	11.78	12.89	4.43	4.33	1.57	4.33	1.57	9.14	8.92	11.09	0.05	0.10	0.05	CaO	0.04
Na ₂ O	2.00	1.29	0.41	0.67	0.08	9.14	8.92	11.09	8.92	11.09	0.04	-	-	0.02	0.02	-	Na ₂ O	0.02
K ₂ O	0.17	0.09	0.08	0.06	0.03	0.04	-	0.02	-	0.02	0.04	-	0.02	0.04	0.01	0.02	K ₂ O	0.02
Total	97.55	96.64	97.06	97.09	97.30	99.93	99.83	100.06	99.83	100.06	99.93	99.83	100.06	87.80	87.59	87.07	Total	99.63
Si	6.53	7.07	7.69	7.49	7.96	2.78	2.79	2.93	2.79	2.93	2.78	2.79	2.93	5.44	5.54	5.65	Si	-
AlIV	1.47	0.93	0.31	0.51	0.04	-	-	-	-	-	-	-	-	0.02	0.02	0.01	Ti	0.97
Σ	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	1.22	1.22	1.05	1.22	1.05	1.22	1.22	1.05	2.56	2.48	2.35	Al	-
AlVI	0.55	0.54	0.20	0.19	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8.00	8.00	8.00	Cr	-
Ti	0.06	0.02	0.01	0.02	-	-	-	0.01	-	0.01	-	-	-	2.57	2.54	2.49	Fe ³⁺	0.06
Cr	-	-	0.02	0.03	0.01	-	0.01	-	0.01	-	-	0.01	-	0.04	-	0.08	Fe ²⁺	0.91
Fe ³⁺	0.47	0.27	0.10	0.26	0.03	-	-	-	-	-	-	-	-	2.90	2.81	2.37	Mn	0.05
Fe ²⁺	1.40	1.18	1.02	0.71	0.71	0.21	0.21	0.07	0.21	0.07	0.21	0.21	0.07	0.05	0.01	0.01	Mg	0.01
Mn	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.79	0.77	0.94	0.77	0.94	0.79	0.77	0.94	6.37	6.54	6.92	Ca	-
Mg	2.50	2.96	3.61	3.76	4.23	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	0.02	0.01	Na	-
Σ	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.01	4.99	5.01	4.99	5.01	5.01	4.99	5.01	0.01	0.06	-	K	-
FeM4	0.11	0.08	0.11	0.11	0.05	21.1	21.1	7.3	21.1	7.3	21.1	21.1	7.3	0.01	-	-	Σ	2.00
Ca	1.76	1.77	1.81	1.79	1.94	21.1	21.1	7.3	21.1	7.3	21.1	21.1	7.3	0.01	-	-	Σ	2.00
NaM4	0.13	0.15	0.08	0.10	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	11.97	12.02	11.89	Σ	2.00
Σ	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	-	-	-	-	-	-	-	-	0.31	0.30	0.25	XF ^a	2.00
NaA	0.44	0.21	0.30	0.09	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	0.03	0.02	0.14	0.01	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	0.47	0.23	0.04	0.10	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
XMg ^a	0.64	0.72	0.78	0.84	0.86	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

^a XMg=Mg/(Mg+Fe²⁺); ^b XF^a=Fe²⁺+Fe³⁺/Fe²⁺+Fe³⁺+Mg

Nota: complete data basis (about 150 analyses) can be obtained on request to the authors

Table III-5: REE in Siivikkovaara mineral separates

Mineral	AMPHIBOLE										PLAGIOCLASE			
	U1	L3	L4	L9	L10	U1	L3	L4	L9	L9				
La (ppm)	0.74	0.55	0.63	0.68	0.74	1.14	0.64	0.88	3.58					
Ce	2.10	2.01	2.45	2.72	2.86	4.18	1.67	3.30	9.24					
Nd	2.22	2.88	3.32	4.07	3.94	2.20	1.18	1.43	3.88					
Sm	0.88	1.49	1.69	2.01	2.26	0.50	0.27	0.29	0.80					
Eu	0.34	0.58	0.60	0.99	0.57	0.18	0.20	0.14	0.31					
Gd	1.33	2.43	2.71	3.26	4.27	0.43	0.26	0.33	0.58					
Dy	1.69	3.15	3.48	4.08	5.76	0.37	0.22	0.33	0.32					
Er	1.07	2.04	2.22	2.54	3.31	0.22	0.13	0.22	0.16					
Yb	0.98	1.85	2.12	2.31	2.78	0.21	0.12	0.23	0.17					
Lu	0.15	0.27	0.29	0.35	0.39	0.03	0.02	0.04	0.03					
(Ce/Sm) _N ^a	0.56	0.32	0.34	0.32	0.30	1.97	1.46	2.69	2.73					
(Gd/Yb) _N ^a	1.09	1.05	1.03	1.13	1.23	1.64	1.74	1.15	2.74					
(Ce/Yb) _N ^a	0.55	0.28	0.30	0.30	0.26	5.09	3.56	3.67	13.91					
Eu/Eu* ^b	0.97	0.94	0.87	1.19	0.57	1.20	2.33	1.40	1.41					

^a Normalizing values are from Jahn et al (1980a)^b Eu/Eu* = Eu_N / (Sm_N * Gd_N)^{0.5}

Table III-6: Isotopic data for Siivikkovaara whole rock samples

Sample	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ^a	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ^b	$\epsilon_{\text{Nd}}(2.75\text{Ga})$ ^c	$\epsilon_{\text{Nd}}(1.81\text{Ga})$ ^c	$\epsilon_{\text{Nd}}(0\text{Ga})$ ^c	δO^{18} ^d
<i>UPPER FLOW</i>								
U1	1.64	4.77	0.2075	0.512846±9	+0.2±0.5	+1.6±0.5	+4.1±0.4	+5.12±0.02
U2	1.53	4.03	0.2303	0.513193±4	-1.1±0.6	+3.1±0.5	+10.8±0.4	+5.17±0.01
U3	1.34	3.23	0.2498	0.513452±5	-2.9±0.6	+3.6±0.5	+15.9±0.4	+4.74±0.02
<i>LOWER FLOW</i>								
L1	1.10	2.97	0.2237	0.513098±7	-0.6±0.6	+2.7±0.5	+9.0±0.4	+4.70±0.01
L2	1.67	5.02	0.2018	0.512761±5	+0.6±0.5	+1.2±0.5	+2.4±0.4	+5.12±0.07
L3	1.32	2.83	0.2826	0.513764±7	-8.5±0.6	+2.1±0.5	+22.0±0.4	+4.95±0.06
L4	1.48	3.31	0.2696	0.513598±7	-7.1±0.6	+1.9±0.5	+18.7±0.4	+4.98±0.09
L5	1.34	3.39	0.2395	0.513237±8	-3.5±0.6	+1.8±0.5	+11.7±0.4	+4.98±0.08
L6	1.59	3.94	0.2442	0.513313±3	-3.7±0.6	+2.2±0.5	+13.2±0.4	+4.91±0.03
L7	1.76	4.14	0.2565	0.513384±6	-6.7±0.6	+0.7±0.5	+14.6±0.4	+5.10±0.09
L8	1.59	4.47	0.2150	0.512968±8	+0.0±0.5	+2.2±0.5	+6.4±0.4	+4.51±0.07
L9	1.93	5.77	0.2020	0.512773±5	+0.8±0.5	+1.4±0.5	+2.6±0.4	+5.53±0.02
L10	1.51	4.79	0.1912	0.512715±5	+3.5±0.5	+2.8±0.5	+1.5±0.4	+4.43±0.09

^a The error on this ratio is 0.2%

^b The error presented on this ratio is the statistical error obtained during the mass spectrometry run. The true error, including other error sources such as instrumental reproducibility is estimated to be close to ±20

^c Errors calculated using an error input of ± 20 on $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, and ±0.2% on $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios

^d Errors calculated from the average value of two separate analyses (duplicate)

Table III-7: Isotopic data for Siivikkovaara mineral separates

Sample	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ^a	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ^b	$\epsilon_{\text{Nd}}(1.86\text{Ga})$ ^c	$\epsilon_{\text{Nd}}(0\text{Ga})$ ^c	δO_{18} ^d
AMPHIBOLE							
U1							+4.73±0.12
L3	1.49	2.88	0.3118	0.514194±6	+2.9±0.5	+30.4±0.4	
L4	1.71	3.34	0.3088	0.514106±7	+1.9±0.5	+28.6±0.4	+4.73±0.08
L9	2.01	4.07	0.2991	0.513965±4	+1.4±0.5	+25.9±0.4	+4.21±0.01
L10	2.26	3.94	0.3464	0.514634±5	+3.2±0.5	+38.9±0.4	
PLAGIOCLASE							
U1	0.38	1.84	0.1235	0.511918±5	+3.4±0.5	-14.0±0.4	+7.09±0.13
L3	0.27	1.18	0.1386	0.512084±6	+3.1±0.5	-10.8±0.4	
L4	0.29	1.43	0.1235	0.511833±5	+1.8±0.5	-15.7±0.4	+6.93±0.03
L9	0.92	5.38	0.1039	0.511616±5	+2.2±0.5	-19.9±0.4	
CHLORITE							
L10	1.37	3.21	0.2568	0.513544±6	+3.3±0.5	+17.7±0.4	
ILMENITE							
L4							+0.03±0.10
L9							+0.09±0.02

^a The error on this ratio is 0.2%

^b The error presented on this ratio is the statistical error obtained during the mass spectrometry run. The true error, including other error sources such as instrumental reproducibility is estimated to be close to ±20

^c Errors calculated using an error input of ±20 on $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, and ±0.2% on $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios

^d Errors calculated from the average value of two separate analyses (duplicate)

CHAPITRE IV

REEXAMEN DES DONNEES ANTERIEURES : MISE
EN EVIDENCE DE L'INFLUENCE DU
METAMORPHISME SVECOKARELIEN PAR DE
NOUVELLES CONTRAINTES ISOTOPIQUES

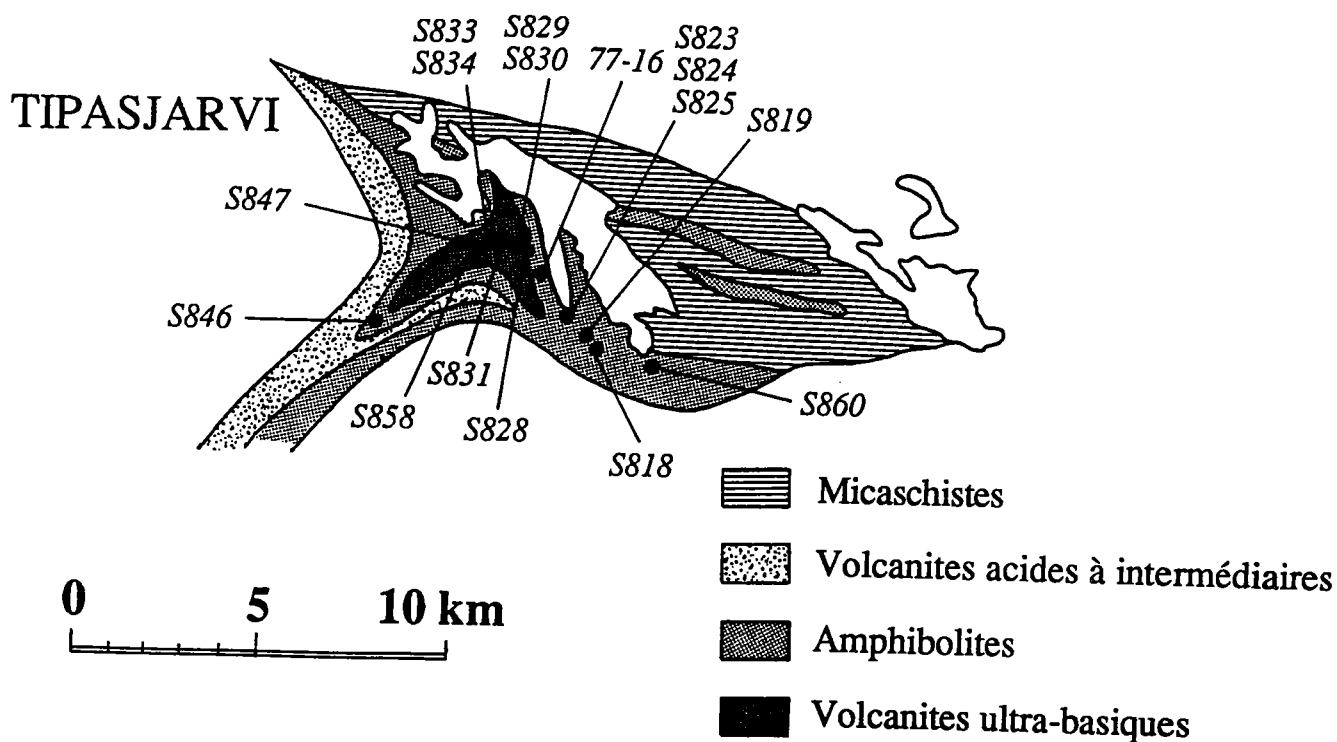


Fig. IV-1. Localisation et nature des échantillons prélevés dans la ceinture de roches vertes de Tipasjärvi.

N°ECH.	TREM- -ACT	HOR	CHL	PLG	QZ	BIOT	RU	OP	EP	SPH	AP	CARB
S847	+		+	+				+				
S834	+		+	+			+	+				
S831	+		+	+	+			+				
S818		+	+	+	+			+	+			
S828		+		+	+			+	+			
S830	+		+	+				+				
S846		+		+	+	+	+	+				
S858		+	+	+	+			+				+
S833	+		+	+			+	+				
S829	+		+					+				
S823		+		+	+			+				+
S824		+		+	+			+	+			
S825		+		+				+	+			+
77-16		+		+	+			+	+	+	+	
S819		+		+	+			+	+	+	+	
S860		+		+	+			+				

TREM-ACT = Trémolite-actinote

PLG = Plagioclase

RU = Rutile

SPH = Sphène

HOR = Hornblende

QZ = Quartz

OP = Opaque

AP = Apatite

CHL = Chlorite

BIOT = Biotite

EP = Epidote

CARB = Carbonate

Tab IV-1. Composition minéralogique des échantillons de Tipasjärvi.

I) INTRODUCTION :

De nombreuses données géochimiques (éléments majeurs et traces, y compris les REE) ont été publiées sur les roches komatiitiques et basaltiques de Finlande orientale (Jahn et al., 1980). Ces données ont été utilisées pour contraindre les compositions du manteau archéen et ont conclu à l'existence d'un manteau archéen hétérogène.

Nous avons démontré dans les deux chapitres précédents que les caractères chimiques et isotopiques primaires des komatiites pouvaient être effacés au cours du métamorphisme svécokarélien. Au cours de ce travail nous avons donc voulu réexaminer la signification des données géochimiques antérieures et établir l'impact éventuel des redistributions élémentaires au cours du métamorphisme. En vue de mieux contraindre ces processus, une étude isotopique (Nd et Sr) de ces mêmes échantillons a été réalisée.

II) DONNES ANTERIEURES :

Pétrologie et minéralogie

Les échantillons étudiés proviennent de la ceinture de roches vertes de Tipasjärvi, petite ceinture ayant une extension maximale de 10 km. Leur répartition géographique est reportée dans la figure IV-1. Ils ont été collectés sur une distance d'environ 5 km. Les affleurements étant discontinus (présence de lacs, de zones marécageuses, de dépôts morainiques...), il est impossible de déterminer la nature des relations magmatiques qui unissait initialement ces échantillons (même cycle volcanique ? magmas différenciés ? constituants de coulées ? etc...).

La description minéralogique des échantillons étudiés est reportée dans le tableau IV-1. Des études minéralogiques et pétrologiques plus complètes sont reportées dans Jahn et al. (1980) et Blais (1989). Comme toutes les roches vertes de Finlande orientale, ces échantillons sont métamorphiques. Aucun minéral relique n'est préservé et les paragenèses minérales correspondent à un faciès métamorphique de type schiste vert ou amphibolite, identique à celui défini dans les coulées komatiitiques de Tipasjärvi et Kuhmo. De plus, dans certains échantillons, la présence de carbonates, en quantités variables, est observée.

N°ECH.	S847a	S834a	S831a	S818a	S828a	S830a	S846a	S858a	S833a	S829a	S823	S824a	S825a	77-16	S819a	S860a
SiO ₂	46.27	46.27	49.29	49.00	49.42	47.44	48.20	49.03	47.23	45.67	54.18	51.89	47.28	53.64	47.42	53.27
Al ₂ O ₃	7.81	7.61	11.37	15.69	14.60	11.24	11.32	11.79	6.77	9.99	13.30	14.32	13.16	13.58	14.14	13.64
Fe ₂ O ₃	11.05	11.09	11.44	13.17	14.01	13.58	13.32	12.96	11.77	13.73	13.84	14.62	17.08	12.07	16.19	15.91
MnO	0.15	0.17	0.18	0.23	0.23	0.20	0.21	0.25	0.19	0.20	0.19	0.23	0.24	0.20	0.24	0.22
MgO	26.83	26.86	15.72	6.86	7.78	15.72	13.90	12.33	26.33	21.26	5.27	5.31	6.85	6.42	5.80	4.70
CaO	7.05	7.28	9.61	10.66	10.96	9.99	10.19	11.70	7.11	8.29	9.43	9.99	11.61	8.05	9.86	8.18
Na ₂ O	0.24	0.21	1.70	3.05	1.93	1.04	1.25	1.12	0.11	0.22	2.58	2.61	2.04	4.01	2.88	2.04
K ₂ O	0.10	0.11	0.05	0.22	0.05	0.05	0.15	0.15	0.10	0.05	0.14	0.13	0.13	0.16	0.69	0.35
TiO ₂	0.43	0.35	0.55	1.01	0.93	0.65	1.31	0.58	0.29	0.53	0.94	0.79	1.52	1.80	2.45	1.53
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.07	0.10	0.09	0.09	0.16	0.09	0.11	0.06	0.13	0.11	0.08	0.07	0.31	0.16
PF	5.68	6.15	2.33	1.08	0.44	2.89	2.24	2.16	6.83	4.89	0.60	0.59	0.44	0.54	0.53	0.39
TOT	101.50	100.41	100.10	99.76	100.80	99.16	99.42	99.33	99.89	99.99	100.24	100.40	99.25	100.70	100.10	99.46
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	18.17	21.73	20.59	15.48	15.75	17.17	8.66	20.46	23.33	19.00	14.10	18.09	8.67	7.56	5.77	8.89
CaO/Al ₂ O ₃	0.90	0.96	0.85	0.68	0.75	0.89	0.90	0.99	1.05	0.83	0.71	0.70	0.88	0.59	0.70	0.60
La	0.34	0.63	0.90	2.17	2.41	1.89	3.63	1.28	1.06	1.52		2.71	2.64		15.94	8.44
Ce	1.52	2.29	2.81	6.67	6.85	5.33	9.23	3.87	2.86	4.31	7.45	7.26	7.08	6.60	36.30	18.71
Nd	1.96	2.11	2.55	6.17	6.15	4.41	7.28	3.53	2.33	3.67	9.86	5.37	5.39	2.51	21.21	12.68
Sm	0.76	0.74	1.05	2.22	2.15	1.47	2.40	1.23	0.76	1.25	3.08	1.80	1.73		5.37	3.75
Eu	0.26	0.27	0.39	0.86	0.79	0.50	0.85	0.45	0.26	0.44	0.98	0.66	0.79		1.66	1.28
Gd	1.08	1.03	1.61	3.02	2.95	1.89	1.82	1.82	1.02	1.98	4.28	2.54	2.37		5.85	4.85
Dy	1.35	1.27	2.06	3.82	3.72	2.36	2.64	2.03	1.25	1.28	3.76	2.20	1.92		3.52	3.01
Er	0.86	0.82	1.27	2.44	2.43	1.52	1.38	1.24	0.81	1.25	3.90	2.29	2.07		3.17	2.93
Yb	0.86	0.86	1.30	2.41	2.44	1.44	1.19	1.08	0.81	1.25	0.61	0.35	0.33		0.48	0.45
Lu	0.14	0.14	0.52	0.37	0.36	0.20	0.16	0.16	0.13	0.18	-	0.92	0.93		1.82	1.38
(La/Sm) _N	0.27	0.52	0.52	0.60	0.69	0.79	0.93	0.64	0.85	0.75	-	0.92	0.93		1.82	1.38
(Gd/Yb) _N	0.83	0.96	1.00	1.01	0.97	1.06	-	1.35	1.01	-	0.88	0.89	0.92		-	-
Ni	1149	1171	622	131	109	643	552	308	1133	793	38	87	45	87	52	43
Cr	3186	3004	2067	326	280	2160	1886	1093	2343	2645	26	12	43	29	193	57
Zr	12	7	21	48	45	22	100	22	4	18	100	40	30	91	173	109
Rb	<1	<1	<1	8	<1	<1	2	5	<1	<1	1	<1	<1	7	15	4
Sr	29	29	59	93	107	35	133	49	35	7	165	184	107	87	221	165

a : données extraites de Jahn et al. (1980)

Tab. IV-2 : Composition chimique des échantillons de Tipasjärvi.

Éléments majeurs et traces (Tab. IV-2) :

Ces roches sont de natures différentes : les teneurs en MgO très variables, de 5 à 30% suggèrent des compositions komatiitiques à tholéiitiques pour les protolithes. Les spectres de terres rares normalisés aux chondrites sont reportés dans la figure IV-2.

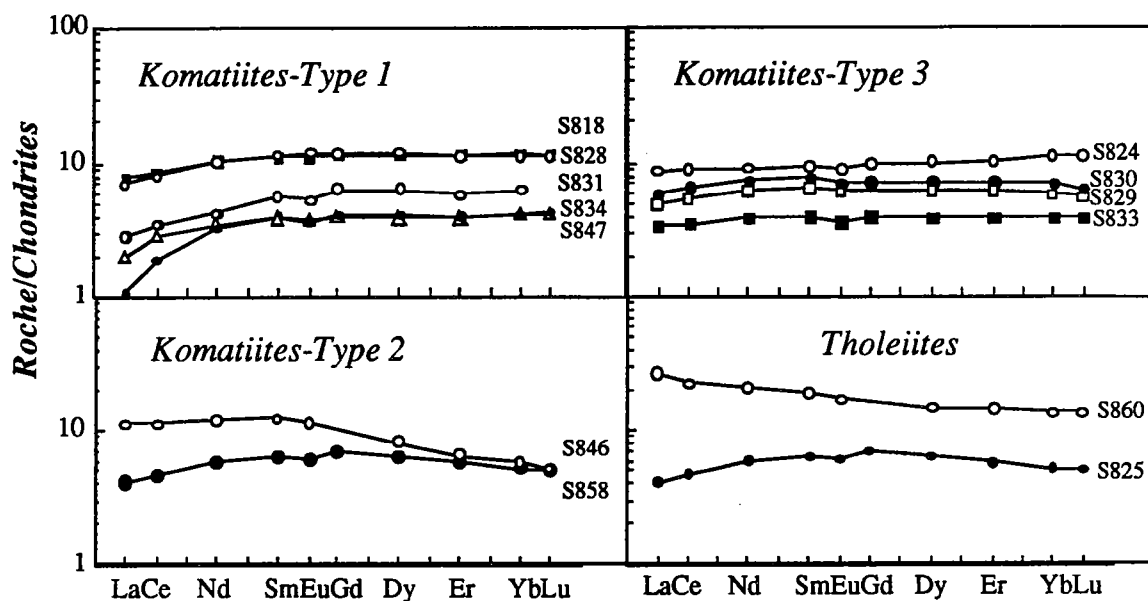


Fig. IV-2. Spectres de REE des échantillons de Tipasjärvi (d'après Jahn et al., 1980).

Jahn et al. (1980), sur la base des spectres de Terres rares, séparent les échantillons komatiitiques en trois types :

- Type 1 : LREE très fractionnés $(La/Sm)_N = 0.27$ à 0.68
HREE plats $(Gd/Yb)_N = 1$ (3 à 12 fois les chondrites) ;
- Type 2 : LREE faiblement à modérément fractionnés
HREE fortement fractionnés $(Gd/Yb)_N = 1.2$ à 2 ;
- Type 3 : LREE très faiblement fractionnés $(La/Sm)_N = 0.75$ à 0.9 ;
HREE plats $(Gd/Yb)_N = 1$.

Des tholéiites ont également été analysées (Fig. IV-2). Elles présentent un enrichissement variable en LREE par rapport aux chondrites.

Selon Jahn et al. (1980), ces différents types seraient dûs à des sources magmatiques différentes et aux mécanismes de formation des magmas. D'après ces auteurs, deux sources mantéliques différentes sont nécessaires :

- une source appauvrie en LREE, qui donnerait naissance aux komatiites du type 1. Les échantillons les plus appauvris en LREE auraient été produits par des taux de fusion partielle supérieurs à 45%, ceux moins appauvris par des taux de fusion inférieurs. Les komatiites du type 2 proviendraient de la fusion partielle de cette même source mais avec fractionnement de grenat lors de l'ascension des magmas.

- une source à spectre de REE plat. Cette source donnerait naissance aux komatiites du type 3, par des taux de fusion partielle de 40 à 60%.

Les tholéiites, quant à elles, proviendraient de cette même source mantélique, mais avec des taux de fusion partielle inférieurs à 10% .

III) DONNEES Sm-Nd :

L'étude Sm-Nd de ces mêmes échantillons a été réalisée. Les résultats sont présentés dans le tableau IV-3. Reportés dans un diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, les points représentatifs des 14 échantillons sont dispersés (MSWD = 185). Cette dispersion ne permet pas de calculer d'âge (Fig. IV-3).

Dans un diagramme isochrone, la dispersion des points peut avoir des origines différentes :

1 - les échantillons ont une source différente avec des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initiaux différents ;

2 - les échantillons n'ont pas le même âge ;

3 - les échantillons se sont comportés en système ouvert.

Plutôt que de considérer un modèle magmatique compliqué faisant intervenir plusieurs sources mantéliques différentes, et à la lumière des résultats présentés dans les chapitres précédents, nous suggérons ici que les processus d'altération-métamorphisme svécocaréliens sont la cause principale de la dispersion des données.

En effet, comme nous l'avons démontré dans les chapitres précédents, les roches vertes de Finlande orientale ont subi une histoire géologique complexe, avec, en particulier, un événement métamorphique de faciès schiste vert ou amphibolite, lié à l'orogénèse svécocarélienne. Celui-ci est responsable de perturbations géochimiques importantes telles que la remobilisation d'éléments considérés comme immobiles par la plupart des auteurs pour ces conditions métamorphiques (REE, par exemple), ainsi que de l'ouverture des systèmes isotopiques du Sr, du Nd et de l'O.

Une cause supplémentaire de dispersion des données dans le diagramme isochrone est que les échantillons n'ont pas tous le même âge : dans un chapitre suivant,

N°ECH.	Sm(ppm)	Nd(ppm)	Sm/Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}^{\text{a}}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma_{\text{m}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(2.75)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$
S847	0.76	2.00	0.3830	0.2315	0.513281	23	0.2±0.6	12.5±0.5
S847*	0.79	2.04	0.3872	0.2341	0.513330	20	0.3±0.6	13.5±0.4
S834	0.74	2.14	0.3438	0.2078	0.512978	19	2.7±0.5	6.6±0.4
S831	1.07	2.54	0.4209	0.2544	0.513425	24	-5.1±0.6	15.4±0.5
S831*	1.06	2.53	0.4201	0.2540	0.513446	20	-4.5±0.6	15.8±0.4
S818	2.20	6.09	0.3614	0.2185	0.513161	14	2.5±0.6	10.2±0.3
S828	2.03	5.75	0.3519	0.2127	0.513050	18	2.4±0.6	8.0±0.4
S830	1.46	4.39	0.3335	0.2016	0.512834	16	2.1±0.5	3.8±0.4
S846	2.75	7.35	0.3747	0.2265	0.512639	19	-10.6±0.6	0.0±0.4
S846*	2.75	7.32	0.3753	0.2269	0.512577	20	-12.0±0.6	-1.2±0.4
S833	0.75	2.32	0.3231	0.1953	0.512876	18	5.2±0.5	4.6±0.4
S829	1.24	3.65	0.3394	0.2052	0.512857	23	1.3±0.5	4.3±0.5
S823	3.08	9.86	0.3123	0.1888	0.512597	15	2.0±0.5	-0.8±0.3
S824	1.79	5.36	0.3347	0.2023	0.512702	13	-0.7±0.5	1.3±0.3
S824*	1.74	5.19	0.3359	0.2031	0.512783	20	0.6±0.5	2.8±0.4
S825	1.74	5.43	0.3199	0.1934	0.512701	18	2.4±0.5	1.2±0.4
S858	1.23	3.48	0.3534	0.2137	0.513037	14	1.9±0.6	7.8±0.3
S858*	1.19	3.41	0.3507	0.2120	0.512952	20	0.7±0.6	6.1±0.4
77-16	2.51	6.60	0.3798	0.2296	0.513307	14	1.4±0.6	13.1±0.3
S860	3.68	12.45	0.2958	0.1791	0.512307	18	-0.2±0.5	-6.5±0.4
S860*	3.64	12.22	0.2980	0.1802	0.512269	20	-1.4±0.5	-7.2±0.4

* Duplicates (à partir de la même poudre).

a) l'erreur sur ce rapport est de 0.2%

Tab. IV-2. Données Sm-Nd pour des komatiïtes, basaltes komatiïtiques et des tholéïtes de la ceinture de roches vertes de Tipasjärvi (échantillons ne faisant pas partie de coulées).

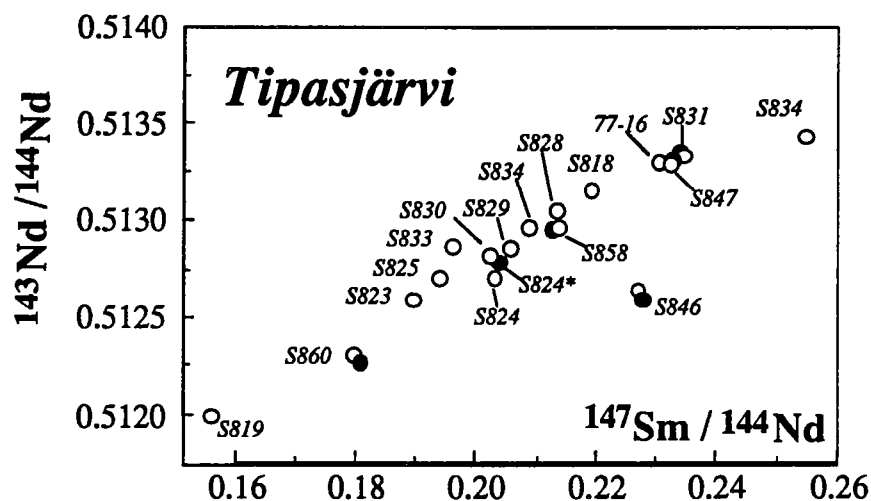


Fig. IV-3. Diagramme isochrone Sm-Nd pour les échantillons en dehors de coulées de la ceinture de roches vertes de Tipasjärvi. Les ronds noirs correspondent aux valeurs obtenues pour les duplicates (à partir de la même poudre).

nous avons établi que la plupart des roches définies comme des tholéiites archéennes sont en fait des dykes doléritiques d'âge protérozoïque inférieur (échantillons S819 et S860). Compte tenu des mauvaises conditions d'affleurement et de la forte ressemblance texturale et chimique des tholéiites et des dolérites plus jeunes, il n'est pas exclu que d'autres roches définies comme des "tholéiites" soient en fait des dolérites.

Afin de déterminer l'influence des processus secondaires sur les échantillons de Tipasjärvi et essayer de "trier" les dolérites parmi les tholéiites, quatre droites de référence ont été reportées dans le diagramme isochrone (figure IV-4) :

- une droite de référence à 1.8 Ga : âge de la reprise métamorphique svécokarélienne ;
- une droite de référence à 2.0 Ga : âge de la mise en place des dykes doléritiques;
- une droite de référence à 2.3 Ga, correspondant à une droite de mélange entre des carbonates enrichis en LREE d'âge protérozoïque inférieur (1.8 Ga) et des komatiites appauvries en LREE d'âge archéen (2.75 Ga);
- une droite de référence à 2.75 Ga : âge supposé de mise en place des roches vertes de Finlande orientale.

La figure IV-4 montre que la dispersion des échantillons peut être expliquée par l'influence conjuguée de processus secondaires tels que la contamination par des carbonates, et les redistributions élémentaires par des fluides au cours du métamorphisme svécokarélien, mais également par la présence d'échantillons non archéens dans le diagramme isochrone.

Connaître les rôles respectifs de chaque processus sur les perturbations isotopiques n'est, dans ce cas, pas possible car les relations magmatiques qui unissait initialement ces échantillons sont inconnues.

La complexité des données mesurées est parfaitement illustrée dans un diagramme ϵ_{Nd} en fonction du temps. Les ϵ_{Nd} calculés à 2.75 (âge supposé de mise en place des ceintures de roches vertes) varient de -12 à +5.2. Si l'on se réfère aux valeurs établies pour les komatiites dans d'autres ceintures de roches vertes (e.g. ceintures de roches vertes de Barberton, Afrique du Sud, Jahn et al., 1983 ; d'Alexo, Ontario, Dupré et al., 1984), cette variation est anormale et ne reflète pas les caractères primaires de la source mantélique.

De plus, les valeurs des ϵ_{Nd} de certains échantillons est fortement anormale : logiquement, les échantillons présentant les rapports Sm/Nd les plus élevés devraient

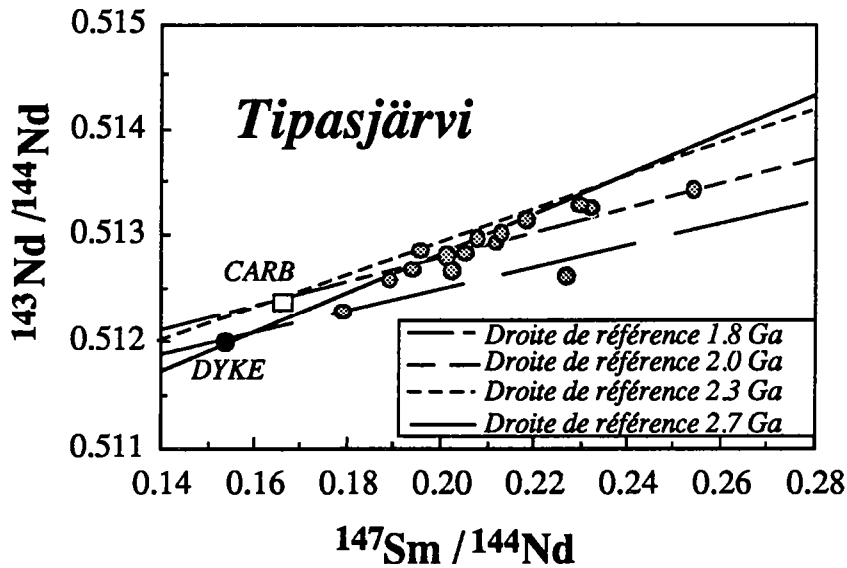


Fig. IV-4. Diagramme isochrone Sm-Nd pour les échantillons de Tipasjärvi (hors coulée) et droites de référence.

La figure IV-4 montre que la dispersion des échantillons peut être expliquée par l'influence conjuguée de processus secondaires tels que la contamination par des carbonates, et les redistributions élémentaires par des fluides au cours du métamorphisme svécocarélien, mais également par la présence d'échantillons non archéens dans le diagramme isochrone.

Connaître les rôles respectifs de chaque processus sur les perturbations isotopiques n'est, dans ce cas, pas possible car la nature des relations magmatiques qui unissait initialement ces échantillons sont inconnues

La complexité des données mesurées est parfaitement illustrée dans un diagramme ϵ_{Nd} en fonction du temps (fig.IV-5).

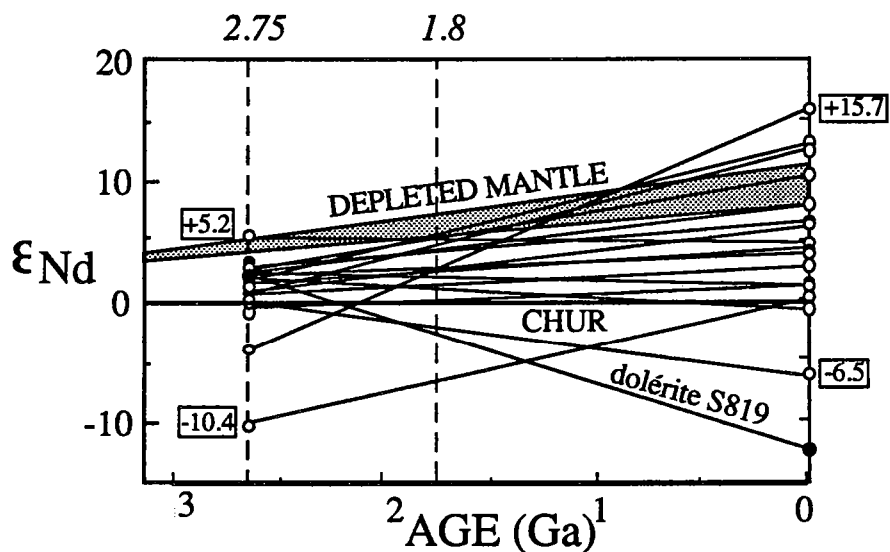


Fig. IV-5. ϵ_{Nd} en fonction du temps des échantillons de Tipasjärvi.

avoir les ϵ_{Nd} initiaux les plus élevés, et inversement, les échantillons ayant les rapports Sm/Nd les plus faibles, les ϵ_{Nd} initiaux les plus bas. Ce n'est pas le cas pour les échantillons de Tipasjärvi (fig. IV-6):

- l'échantillon S833 a la valeur ϵ_{Nd} initiale la plus élevée (+5.2), ce qui suggère une source mantélique fortement appauvrie, mais son rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ (= 0.1953) est chondritique ;

- l'échantillon S847 a une valeur ϵ_{Nd} initiale chondritique (+0.4) mais un rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ de 0.2315, caractéristique d'un manteau fortement appauvri en LREE ;

- une autre évolution fortement anormale concerne l'échantillon S831 : c'est lui qui a le rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ le plus élevé (= 0.2540) ; un tel rapport suggère une source mantélique très fortement appauvrie en LREE (donc un manteau de type "depleted mantle"). Cependant, son ϵ_{Nd} initial est fortement négatif (-4.2); cette valeur n'est absolument pas celle attendue pour un manteau appauvri. Ces deux résultats sont contradictoires et ne peuvent être considérés comme des caractères primaires. Le même raisonnement peut être appliqué à l'échantillon S846 ($^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0.2265 (depleted mantle) et ϵ_{Nd} initial = -10.5, totalement anormal).

En ce qui concerne les échantillons S833, S823 et S825, un examen minéralogique démontre la présence de carbonates (de l'ordre de quelques %) au sein des roches. Compte tenu de ce que nous avons démontré dans le chapitre II, la carbonatation est certainement responsable, au moins en partie, des dispersions observées. Pour les autres échantillons, l'ouverture des systèmes isotopiques du néodyme et la mobilité des Terres rares lors de l'événement svécokarélien peuvent être responsables des perturbations observées.

On peut noter que des "duplicates" (à partir de la même poudre) ont été réalisés sur les échantillons présentant les résultats les plus "anormaux". Les résultats, compte tenu des incertitudes analytiques, ont confirmé les premières analyses (Tab. IV-3 et Fig. IV-3).

IV) ISOTOPES DU Sr

Ces mêmes échantillons ont fait l'objet d'une étude Rb-Sr sur roches totales. Les résultats sont présentés dans le tableau IV-4. Reportés dans un diagramme isochrone $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs $^{87}Rb/^{86}Sr$, les données analytiques sont trop dispersées pour permettre de calculer un âge isochrone (Fig. IV-7a). Deux droites de référence, à 2.75 Ga (âge supposé de mise en place) et à 1.8 Ga (âge de l'empreinte métamorphique), ont été reportées sur la figure IV-7b. Compte tenu de ce que l'on connaît de la forte mobilité du Rb et du Sr au

N°ECH.	Sr(ppm)	Rb(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma_m$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (1.8 Ga)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2.75 Ga)
S847	25.8	0.74	0.0829	0.70541	3	0.70326±7	0.70211±9
S834	26.2	0.22	0.0243	0.70268	3	0.70205±4	0.70171±5
S831	55.4	0.35	0.0183	0.70357	3	0.70310±4	0.70284±4
S818	96.7	9.9	0.2953	0.71178	2	0.70413±17	0.70002±25
S828	100.0	1.9	0.0543	0.70366	2	0.70225±5	0.70150±6
S830	31.5	0.19	0.0175	0.70230	2	0.70185±3	0.70160±3
S846	128.7	4.3	0.0954	0.71041	2	0.70794±7	0.70661±9
S858	44.8	5.6	0.3618	0.71443	2	0.70506±20	0.70002±30
S833	31.8	0.6	0.0528	0.70313	4	0.70176±7	0.70103±8
S823	160.0	3.3	0.0603	0.70338	2	0.70182±5	0.70098±7
S824	150.1	1.5	0.0289	0.70355	2	0.70280±3	0.70240±4
S825	102.3	1.2	0.0350	0.70426	4	0.70335±6	0.70286±7
77-16	83.0	8.5	0.2952	0.70937	2	0.70173±17	0.69762±25
S819	214.2	18.7	0.2517	0.71241	3	0.70589±16	0.70239±23
S860	159.3	7.0	0.1266	0.70751	3	0.70423±9	0.70247±13

Tab. IV-3. Données Rb-Sr des échantillons de la ceinture de roches vertes de Tipasjärvi.

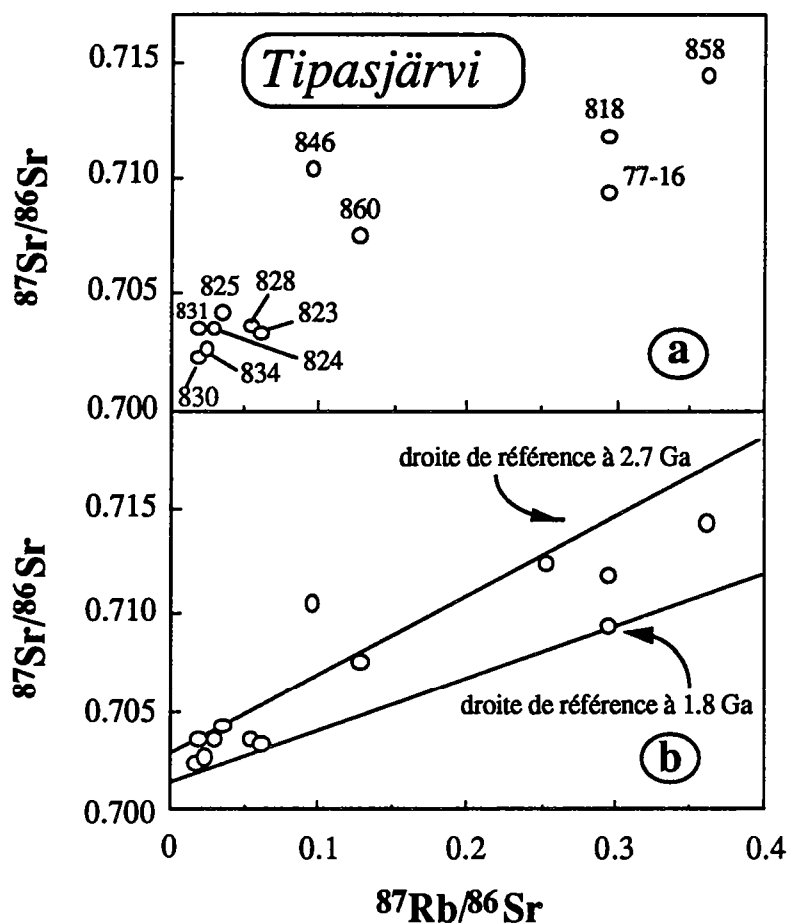


Fig. IV-7 a et b. Diagramme isochrone Rb-Sr pour les échantillons de la ceinture de roches vertes de Tipasjärvi. Les droites de référence correspondent à l'âge supposé de mise en place (2.75 Ga) et à l'âge du métamorphisme svécocarélien (1.8 Ga).

cours des processus secondaires (altération et métamorphisme), et de l'histoire géologique complexe de l'Est de la Finlande, la dispersion des données témoigne de l'ouverture des systèmes isotopiques Rb-Sr lors de l'événement tectono-métamorphique svécokarélien.

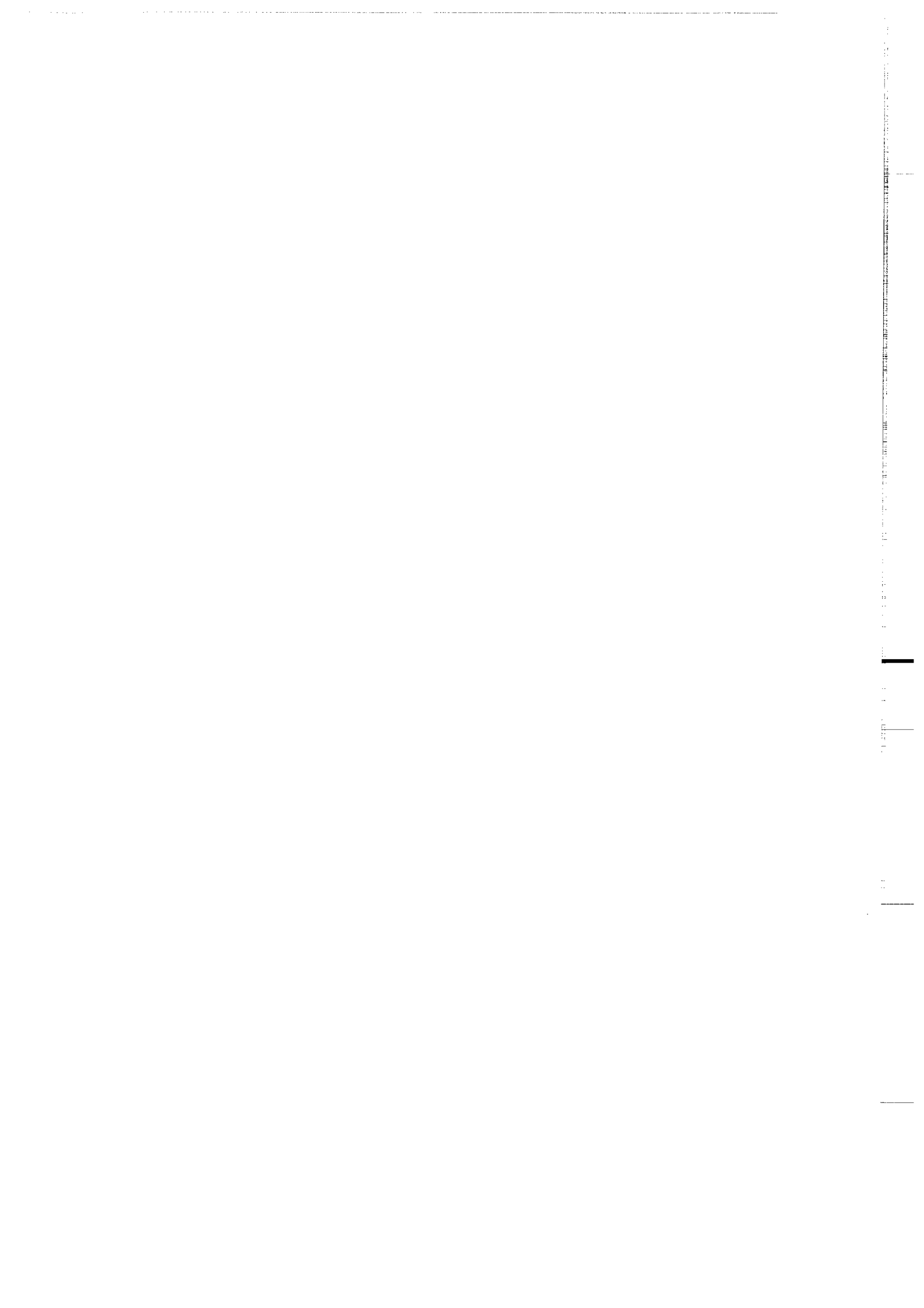
IV) CONCLUSIONS :

L'ensemble de ces résultats montrent indéniablement qu'il y a eu redistribution des éléments majeurs et traces (y compris des REE), et ouverture des systèmes isotopiques (Sm-Nd et Rb-Sr) lors du métamorphisme svécokarélien. Dans ces conditions, le modèle magmatique complexe proposé par Jahn et al. (1980) conduisant à considérer que le manteau archéen était hétérogène ne peut plus être considéré.

Dans les chapitres précédents, il a été possible de décrypter les rôles respectifs des différents processus secondaires car nous avons travaillé sur des coulées. En effet, dans ces conditions, on peut utiliser le fait que tous les échantillons doivent posséder le même ϵ_{Nd} initial, des rapports Sm/Nd peu différents (fractionnement d'olivine \pm clinopyroxène uniquement) et le même âge.

Dans le cas des échantillons "hors coulées" de Tipasjärvi, ni leur origine, ni leur âge, ne sont parfaitement définis. Il n'a donc pas été possible de reconstituer les mécanismes d'ouverture car les données analytiques sont trop complexes.

CONCLUSION GENERALE



Le principal résultat de ce travail est d'établir que l'empreinte métamorphique majeure enregistrée dans les terrains archéens de Finlande orientale n'est pas archéenne mais protérozoïque inférieur, et de mettre en évidence ses conséquences sur les roches archéennes. En effet, nous avons démontré que la reprise métamorphique svécokarélienne avait effacé les caractères chimiques (REE) et isotopiques (Rb-Sr, Nd, O) primaires des komatiites. Ces redistributions élémentaires résultent de l'interaction avec des fluides métamorphiques enrichis en CO₂, la phase CO₂ permettant le transport des REE. L'intervalle de temps entre la mise en place des roches et l'événement métamorphique est important ($\Delta T \approx 1$ Ga), ce qui implique une gamme d' $\epsilon_{Nd}(T)$ apparents très grande (de -10 à +5.5). Ces valeurs ne peuvent en aucun cas être utilisées pour tracer les sources magmatiques des komatiites .

Ce travail pose donc le problème de l'utilisation des komatiites en tant que marqueurs géochimiques et isotopiques fiables du manteau archéen. En effet, la Finlande orientale n'est pas la seule région archéenne à avoir subi un épisode métamorphique longtemps après la mise en place. Des travaux récents sur la Ceinture de Barberton (Afrique du Sud, 3.5-3.2 Ga) ont en effet montré la succession d'au moins trois événements thermiques dans ces terrains (2.7 Ga ; 2.35-2.40 Ga ; 2.0 Ga ; âges ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur des sédiments de la ceinture ; De Ronde et al., 1991). Les $\epsilon_{Nd}(T)$ mesurés dans certaines komatiites de Barberton sont anormalement bas (valeurs proches de 0 ; Jahn et al., 1982) et les processus de carbonatation dans ces roches sont parfois très poussés (Viljoen et Viljoen, 1969), ce qui suggère le passage de fluides enrichis en CO₂, susceptibles de transporter les REE. Il n'est donc pas exclu que les $\epsilon_{Nd}(T) \approx 0$ soient des valeurs apparentes, non représentatives d'un manteau archéen chondritique. Des travaux en cours sur les ceintures de roches vertes d'Holenarsipur (Karnataka, Inde) montrent également la succession d'événements tectono-métamorphiques post-mise en place des ceintures de roches vertes, et la présence d'importants processus de carbonatation dans les komatiites (Bouhalier et al., en préparation).

Ces exemples font que la Finlande est loin d'être un cas unique de reprise métamorphique . Dans ces conditions, les nombreux modèles, basés sur des données provenant des komatiites, et ayant trait à la composition du manteau archéen (Albarède and Brouxel, 1987; Chase and Patchett, 1988; Smith and Ludden, 1989), doivent être utilisés avec précautions.



Dans les chapitres précédents, nous avons mis en évidence la capacité du métamorphisme svécokarélien à effacer les caractères chimiques et isotopiques des komatiites des ceintures de roches vertes de Kuhmo-Tipasjärvi.

Parallèlement à ce problème, deux études ont été réalisées, dont les objectifs ont été les suivants :

1) Déterminer l'origine et la signification des âges Rb-Sr trop jeunes mesurés sur les granodiorites à phénocristaux intrusives dans les ceintures de roches vertes ;

2) Déterminer la composition et l'histoire tectono-métamorphique de dykes protérozoïques recoupant l'ensemble des formations archéennes, mais présentant les mêmes caractères métamorphiques (faciès schiste vert à amphibolite).



CHAPITRE 1

SIGNIFICATION DES AGES Rb-Sr DANS LES GRANODIORITES

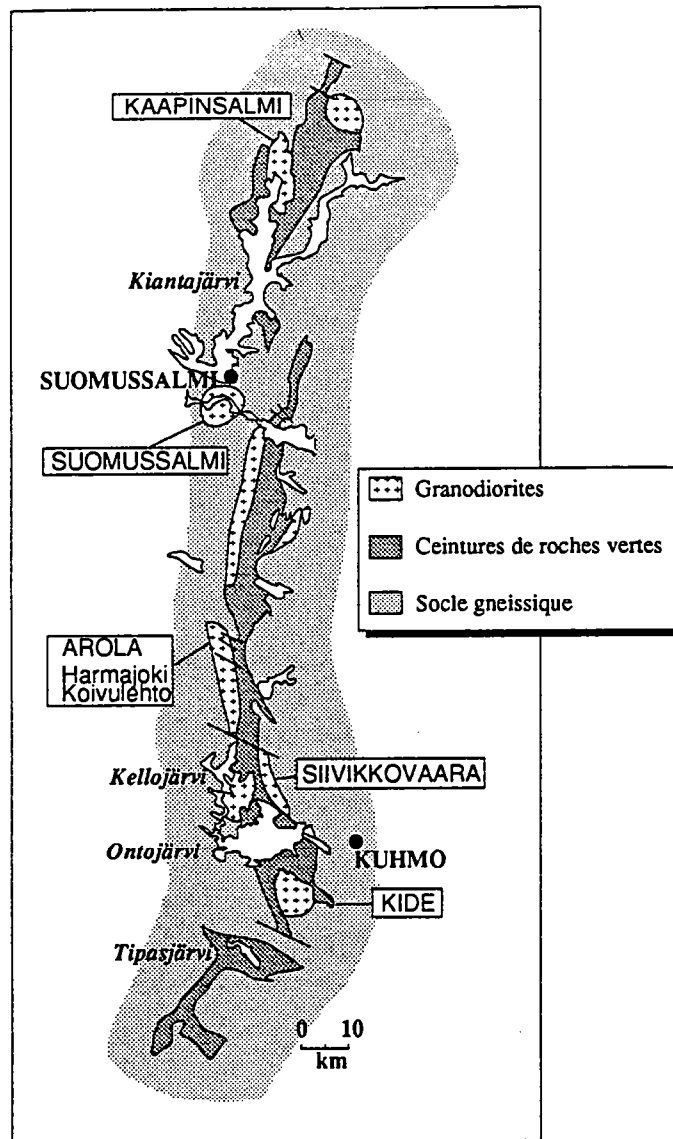


Fig. 1-1. Répartition schématique des plutons granodioritiques. Localisation des principaux massifs étudiés (d'après Taipale, 1980).

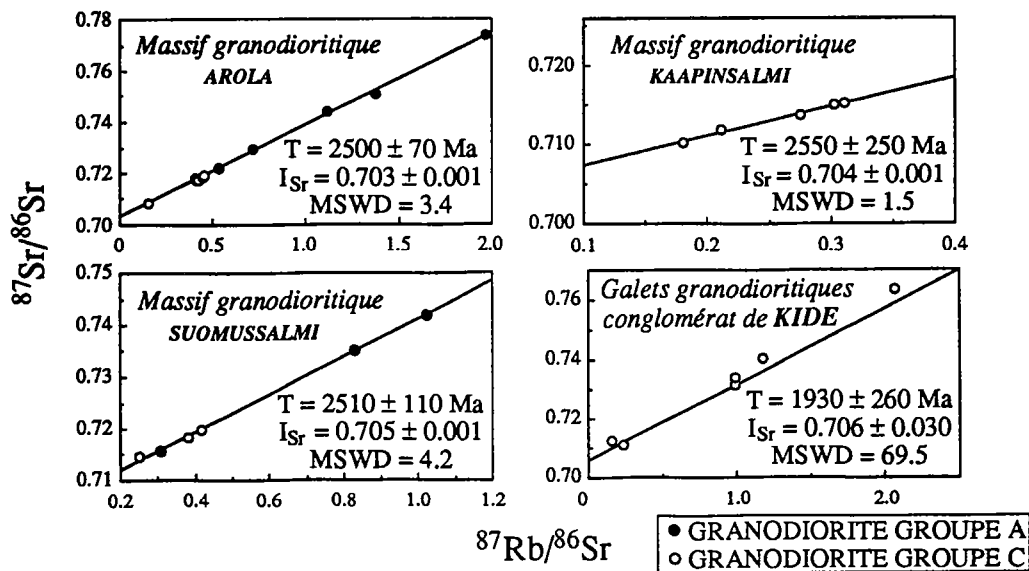


Fig. 1-2 Diagrammes isochrone Rb-Sr (roches totales) pour les granodiorites de Finlande orientale (d'après Martin, 1980 et Querré, 1985).

I) GENERALITES - CONTEXTE GEOLOGIQUE

Les granodiorites affleurent sur une surface importante du domaine granito-gneissique sous forme de plutons allongés, le long des ceintures de roches vertes ou dans le socle gneissique, plus éloignés des ceintures (Fig. 1-1).

Elles ont été subdivisées en deux groupes principaux, notés A et C selon, respectivement, l'absence ou la présence de carbonates au sein des roches.

Les paragenèses suivantes ont été établies par Querré (1985) :

GROUPE A : Qz + Plg + FK + Bi ± Hb

GROUPE C : Qz + Plg + FK + Bi + Carb ± Hb

Les granodiorites du groupe C affleurent dans des zones assez étroites (quelques km) encadrant les ceintures de roches vertes et contiennent toutes des enclaves amphibolitiques.

Les granodiorites du groupe A se trouvent dans des zones plus éloignées des ceintures de roches vertes.

Les relations entre granodiorites et roches vertes sont nettes : les granodiorites, ainsi que leurs filons associés, sont intrusives dans les ceintures. Leur datation permet donc de contraindre l'âge minimum des ceintures.

II) DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES

Deux âges différents ont été attribués à ces plutons. Des méthodologies différentes, U-Pb (zircons-sphènes) et Rb-Sr (roches totales), sont à l'origine de cette polémique, les âges Rb-Sr étant systématiquement plus jeunes que les âges U-Pb sur zircons (cf. Vaasjoki, 1988 et Martin et Barbey, 1988).

Données Rb-Sr :

Toutes les données présentées dans ce paragraphe sont extraites de Martin (1985) et Querré (1985) et sont illustrées sur la figure 1-2.

Les âges mesurés varient entre 2.5 et 2.55 Ga et sont interprétés comme étant ceux de la mise en place des massifs granodioritiques. Les I_{Sr} calculés varient entre 0.703 et 0.705. Ces valeurs sont élevées et permettent d'exclure une origine mantélique de ces roches, le manteau ayant des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ d'environ 0.7008-0.7019, à l'âge considéré. Parmi les formations géologiques existantes à 2.5 Ga dans la région, seuls les

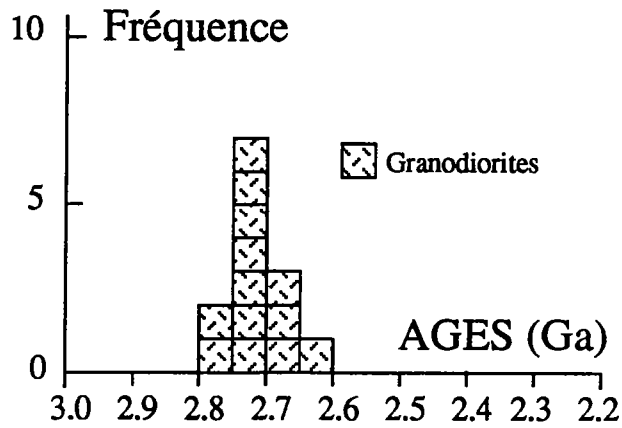


Fig.1-3. Compilation des âges U-Pb mesurés sur les granodiorites (d'après Taipale et al., 1980).

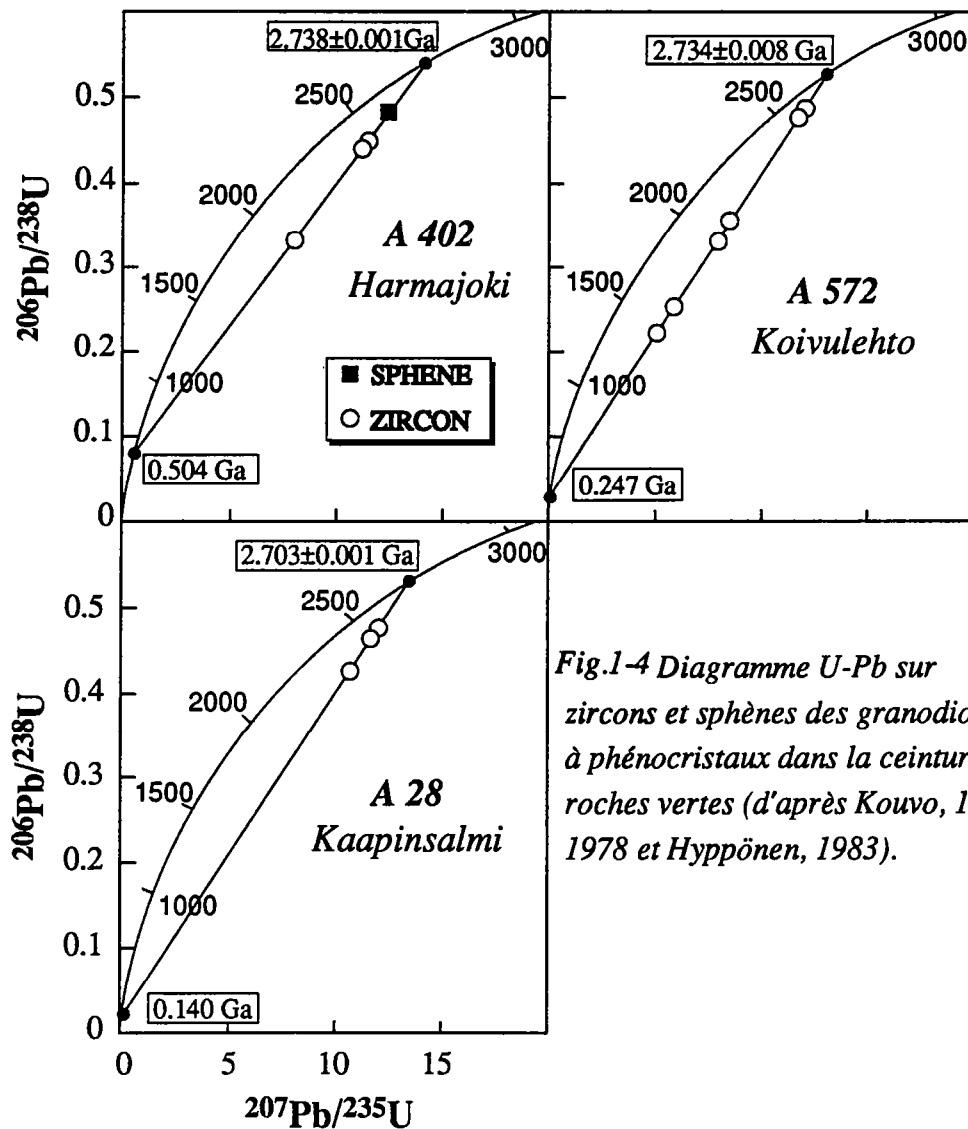


Fig.1-4 Diagramme U-Pb sur zircons et sphènes des granodiorites à phénocristaux dans la ceinture de roches vertes (d'après Kouvo, 1964-1978 et Hyppönen, 1983).

gneiss de Kivijärvi ont pu produire des magmas ayant avec des I_{Sr} de 0.705. Les magmas calco-alcalins ont donc été interprétés comme résultant du recyclage des gneiss de Kivijärvi. En ce qui concerne les constituants présentant les valeurs I_{Sr} les plus basses, une participation probable des roches basiques et ultra-basiques des ceintures de roches vertes est envisagée.

Données U-Pb sur zircons :

Sur ces mêmes massifs, de nombreuses mesures U-Pb sur zircons ont été réalisées par les géologues finlandais (Kouvo, 1964-1978 ; Kouvo et Tilton, 1966 ; Hyppönen, 1983). Les données publiées sur ce type de roches sont reportées figures 1-3 et 1-4. Tous les âges obtenus sur les granodiorites en place sont autour de 2.7 Ga. Des analyses de sphène sont concordantes à 2.7 Ga dans les diagrammes U-Pb. Le sphène est un minéral qui présente une faible résistance aux événements métamorphiques (il recristallise pour des conditions de l'amphibolite faciès). Il permet donc de dater le dernier événement thermique subi par les roches. Les données U-Pb mesurées sur les sphènes étant compatibles avec celles mesurées sur les zircons, l'âge de 2.7 Ga est interprété par les finlandais comme l'âge de mise en place des granodiorites.

Discussion :

Deux groupes d'âges sont établis, selon les méthodes utilisées :

- 2.7 Ga par la méthode U-Pb (zircon-sphène)
- 2.50-2.55 Ga par la méthode Rb-Sr.

Pour Martin et Querré (1984), l'âge de mise en place des granodiorites est de 2.5 Ga, les âges U-Pb sont plus vieux car les zircons seraient partiellement hérités.

Pour les géologues finlandais, la similarité des âges obtenus sur les massifs granodioritiques, ainsi que les analyses de sphène concordantes à 2.7 Ga dans les diagrammes U-Pb, permettent d'attribuer un âge de 2.7 Ga à la mise en place des granodiorites. Les âges Rb-Sr ne correspondraient pas au magmatisme et leur signification est énigmatique car l'âge de 2.5 Ga ne correspond à aucun événement tectonométamorphique connu dans la région (Taipale et al., 1980).

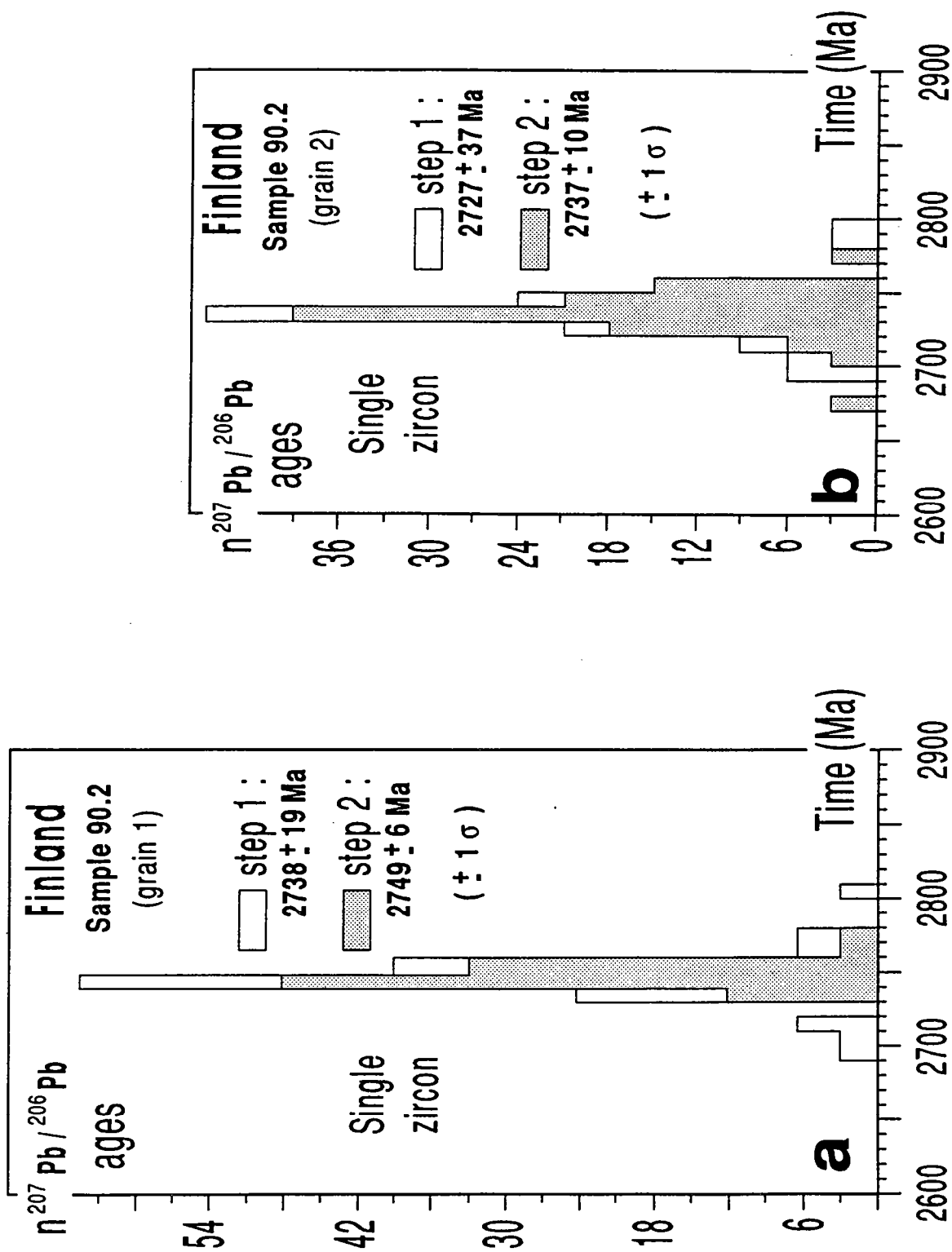


Fig.1-5. Histogrammes de fréquence des âges apparents $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mesurés sur deux grains de zircons extraits des granodiorites de Siivikkoavaara.

III) NOUVELLES DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES : AGES $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ SUR MONO-ZIRCONS (TRAVAIL EFFECTUE EN COLLABORATION AVEC J.J. PEUCAT)

Afin de contraindre l'âge minimum des roches vertes de la région de Siivikkovaara (ceinture de Kuhmo), des zircons ont été extraits de granodiorites à phénocristaux intrusives dans les volcanites.

Pour déterminer l'âge de ces zircons, la méthode des Pb-Pb sur zircons par évaporation a été choisie. Le principe de cette méthode est reporté en annexe 2.

Cette méthode présente plusieurs avantages :

- elle est plus rapide et moins contraignante que la méthode classique (U-Pb) car elle ne comporte aucune procédure chimique ;
- en travaillant sur un seul zircon, avec des évaporations successives, on peut analyser de la bordure jusqu'au cœur du minéral et ainsi, reconstituer son histoire et déceler toute trace de mémoire ancienne, s'il y en a (Kober, 1986 ; 1987).

Granodiorite de Siivikkovaara

Deux zircons ont été sélectionnés pour cette étude. Il s'agit de zircons translucides, de couleur brune, présentant au microscope optique un zonage discret et ne présentant pas de cœur hérité. Ils ont une taille supérieure à 149 μm . Les résultats obtenus sont reportés tableau 1 et illustrés dans la figure 1-5 (a et b).

Ech.	An.	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mesuré	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mesuré	$2\sigma_m$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigé	Age $^{207}/^{206}$	σ	$2\sigma_m$
90-2 (1)	(1a)	10000(est)	0.1907	10	0.1895	2738	19	9
	(1b)	17443	0.1913	1	0.1907	2748	6	2
	(1c)	nm	0.1924	9				
90-2 (2)	(2a)	10000(est)	0.1896	26	0.1883	2727	37	23
	(2b)	25191	0.1897	2	0.1894	2737	10	3

Tab. 1-1. : Données Pb-Pb sur les deux grains de zircon analysés extraits de la granodiorite de Siivikkovaara.

GRAIN 1 :

Deux évaporations ont été réalisées. L'âge obtenu lors de la première évaporation est de 2738 ± 19 Ma (9 blocs de 3 rapports) et correspond à l'âge de la partie externe du zircon. L'âge obtenu lors l'évaporation suivante est de 2749 ± 6 Ma (32 blocs mesurés). Cet âge correspond à la partie interne du zircon. Ces deux âges, compte tenu des

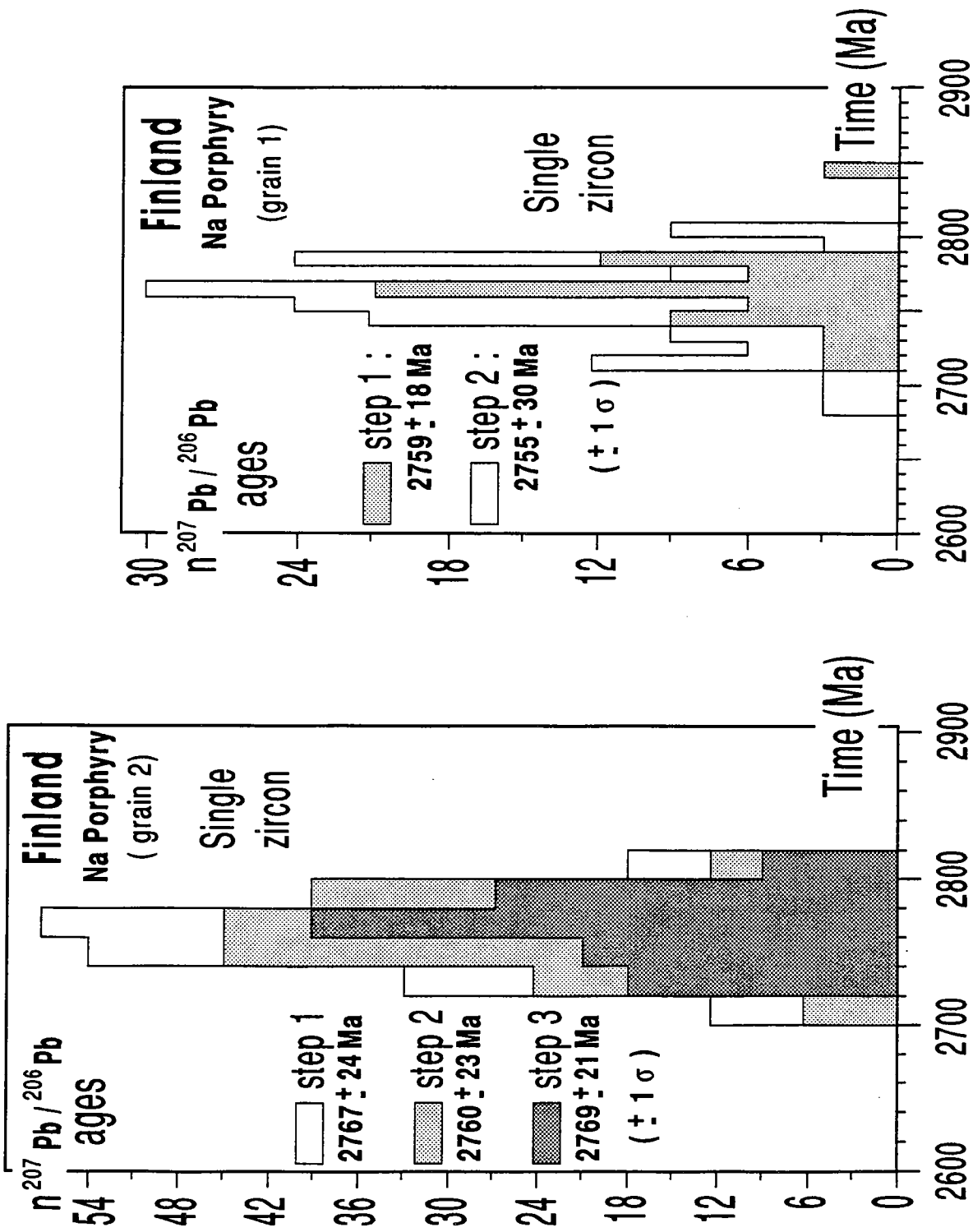


Fig.1-6. Histogrammes de fréquence des âges apparents $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mesurés sur deux grains de zircons extraits d'une lame de Na-porphry intrusive dans les roches basiques et ultra-basiques de Siivikkovaara.

incertitudes analytiques, sont identiques : il n'y a pas de différence entre cœur et bordure dans ce minéral.

GRAIN 2 :

Le second zircon présente les mêmes caractères que le premier grain analysé mais sa taille est légèrement inférieure. Deux évaporations ont pu avoir lieu. A la première évaporation correspond un âge de 2727 ± 37 Ma (12 blocs mesurés). C'est l'âge de la bordure du minéral. La seconde évaporation, (Pb provenant de la partie interne du zircon), donne un âge similaire de 2737 ± 10 Ma (35 blocs mesurés).

Les deux grains ont donné des âges de 2.75 Ga. Ces âges, compte tenu des conditions de mesure et des incertitudes analytiques, sont similaires. On peut donc attribuer au massif granodioritique de Siivikkovaara un âge voisin de 2.75 Ga.

2.75 Ga constitue également un âge minimum pour les roches vertes.

Filons de microgranites (Na-Porphry)

Ces roches, intrusives dans les volcanites basiques et ultra-basiques de la région de Siivikkovaara (cf Fig III-1) ont également été analysées par la méthode Pb-Pb sur zircons par évaporation. Les résultats sont reportés dans le tableau 1-2 et sont illustrés dans la figure 1-6.

Deux mesures ont été réalisées. Il s'agit de zircons translucides, de couleur rose, présentant au microscope optique un zonage discret et pas de cœur hérité. Ils ont une taille supérieure à $149 \mu\text{m}$.

Ech.	An.	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mesuré	$2\sigma_m$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigé	Age $^{207}/^{206}$	σ	$2\sigma_m$
NP(1)	(1a)	5000(est)	0.1944	9	0.1920	2759	18	8
	(1b)	5000(est)	0.1939	12	0.1915	2755	30	11
NP(2)	(2a)	5000(est)	0.1953	16	0.1929	2767	24	13
	(2b)	5000(est)			0.1918	2760	23	11
	(3b)	>5000(est 15000)	0.1951	5	0.1932	2769	21	7

Tab. 1-2. : Données Pb-Pb sur les deux grains de zircon analysés extraits du microgranite.

GRAIN 1 :

Deux évaporations ont été réalisées. L'âge obtenu lors de la première évaporation est de 2759 ± 18 Ma (toutes les erreurs calculées correspondent à 1σ) et correspond à l'âge

de la partie externe du zircon. L'âge obtenu lors de l'évaporation suivante est de 2755 ± 30 Ma, il correspond à la partie interne du zircon. Ces deux âges sont identiques.

GRAIN 2 :

La seconde mesure a été réalisée sur deux grains cassés que l'on a enveloppé dans le même filament. Trois évaporations ont pu avoir lieu. Trois évaporations ont été réalisées, qui correspondent à des âges statistiquement identiques de 2767 ± 24 Ma, 2760 ± 23 Ma et 2769 ± 21 , de la bordure vers le cœur du minéral.

Aucune différence d'âge significative, compte tenu des conditions analytiques, n'est observé entre la bordure et le cœur des minéraux analysés, et les deux zircons analysés donnent le même âge. Comme dans le cas de la granodiorite de Siivikkovaara, ces résultats sont significatifs d'une histoire simple des zircons et permettent de considérer l'âge de 2.77 Ga comme étant celui de la mise en place de cette intrusion. 2.77 Ga constitue également un âge minimum pour les roches de la ceinture.

Trois conclusions peuvent être tirées de cette étude Pb-Pb sur zircons par évaporation :

a) pour un grain donné, les évaporations successives ont conduit à des âges similaires, le cœur et la bordure du minéral ayant strictement le même âge. Cette similarité est significative d'une histoire magmatique très simple.

b) ces âges Pb-Pb sur zircons de 2.75 Ga sont équivalents aux âges U-Pb (zircon) mesurés sur d'autres massifs granodioritiques par les géologues finlandais (Kouvo, 1964-1978; Hyppönen, 1983). Ces données sont un argument supplémentaire permettant d'attribuer un âge de 2.8-2.75 Ga à l'épisode magmatique responsable de la mise en place des granodiorites.

c) si l'on considère que les données U-Pb (zircon) donnent l'âge de la mise en place des granodiorites, soit 2.75 Ga, quelle peut être la signification des âges Rb-Sr plus jeunes ?

IV) AGE Rb-Sr TROP JEUNE : UN PROBLEME DE CONTAMINATION PAR DES CARBONATES ?

Dans le chapitre II, nous avons établi l'influence de la carbonatation sur les données isotopiques Nd et Sr des roches vertes. Les granodiorites présentant également, dans certains échantillons seulement et dans des quantités variables, une contamination

par des carbonates, nous allons essayer d'établir le rôle possible de ces processus de carbonatation sur les âges Rb-Sr mesurés.

Dans les granodiorites du groupe C, les carbonates se présentent sous la forme de cristaux interstitiels isolés et disséminés dans la roche, certains étant inclus dans des minéraux tels que plagioclase et microcline. Plus rarement, les carbonates constituent de petits filonnets tardifs qui recoupent la roche. Cette situation n'est pas sans rappeler la coulée carbonatée de Tipasjärvi. En effet, dans la coulée komatiitique étudiée dans le chapitre II, la circulation tardive de fluides liée à l'évènement svécokarélien a conduit à la précipitation de carbonates dans les roches ultra-basiques et ce, sous deux formes : en amas disséminés dans la roche et en veines pouvant atteindre 1 cm d'épaisseur. Ces carbonates ont entraîné des modifications importantes des constitutions isotopiques du Sr et du Nd, par l'apport de quantités non négligeables de REE et de Sr. Ces modifications sont d'autant plus importantes que les roches komatiitiques sont pauvres en REE et en Sr.

L'influence de la carbonatation sur les âges Rb-Sr des granodiorites est un problème qui a déjà été soulevé par Querré (1985). En effet, l'étude des isotopes du Sr a montré que les deux groupes de granodiorites se distinguaient par une valeur différente du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: les roches du groupe A ont, en général, un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ supérieur à celui des roches du groupe C, mais des teneurs en Sr inférieures. Pour Querré (1985), cette différence est liée à l'apport de Sr lors de la carbonatation. Ne disposant pas de données sur les carbonates, mais supposant qu'ils proviennent des ceintures de roches vertes, Querré (1985) leur attribue un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ d'environ 0.701-0.702 (valeurs déterminées pour les roches vertes par Jahn et al., 1980). Si l'on recalcule les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ à 2.7 Ga pour les granodiorites sans carbonates (groupe A), les valeurs sont dans l'intervalle 0.700-0.702, des valeurs identiques à celles estimées pour les carbonates. L'introduction de carbonate ne provoque donc pas de changement significatif du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et l'âge calculé ne sera sensiblement pas modifié. Les carbonates ne comportant pas ou très peu de Rb, la carbonatation se traduit également par une baisse des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ des granodiorites du groupe C.

En fait, les conclusions de Querré (1985), c'est à dire la non modification de l'âge calculé des granodiorites par le processus de carbonatation, ne se vérifient que si l'introduction de carbonate est contemporaine de la mise en place des granodiorites, et surtout, s'ils ont le même rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que les roches vertes. Ceci n'est plus vrai si, comme dans le cas de la coulée komatiitique de Tipasjärvi, la contamination par les carbonates a lieu plusieurs centaines de millions d'années plus tard et n'a aucun rapport avec le processus de mise en place. L'influence théorique de la carbonatation sur les âges mesurés dans un diagramme isochrone peut être illustrée sur la figure 1-7, à l'aide des trois cas suivants :

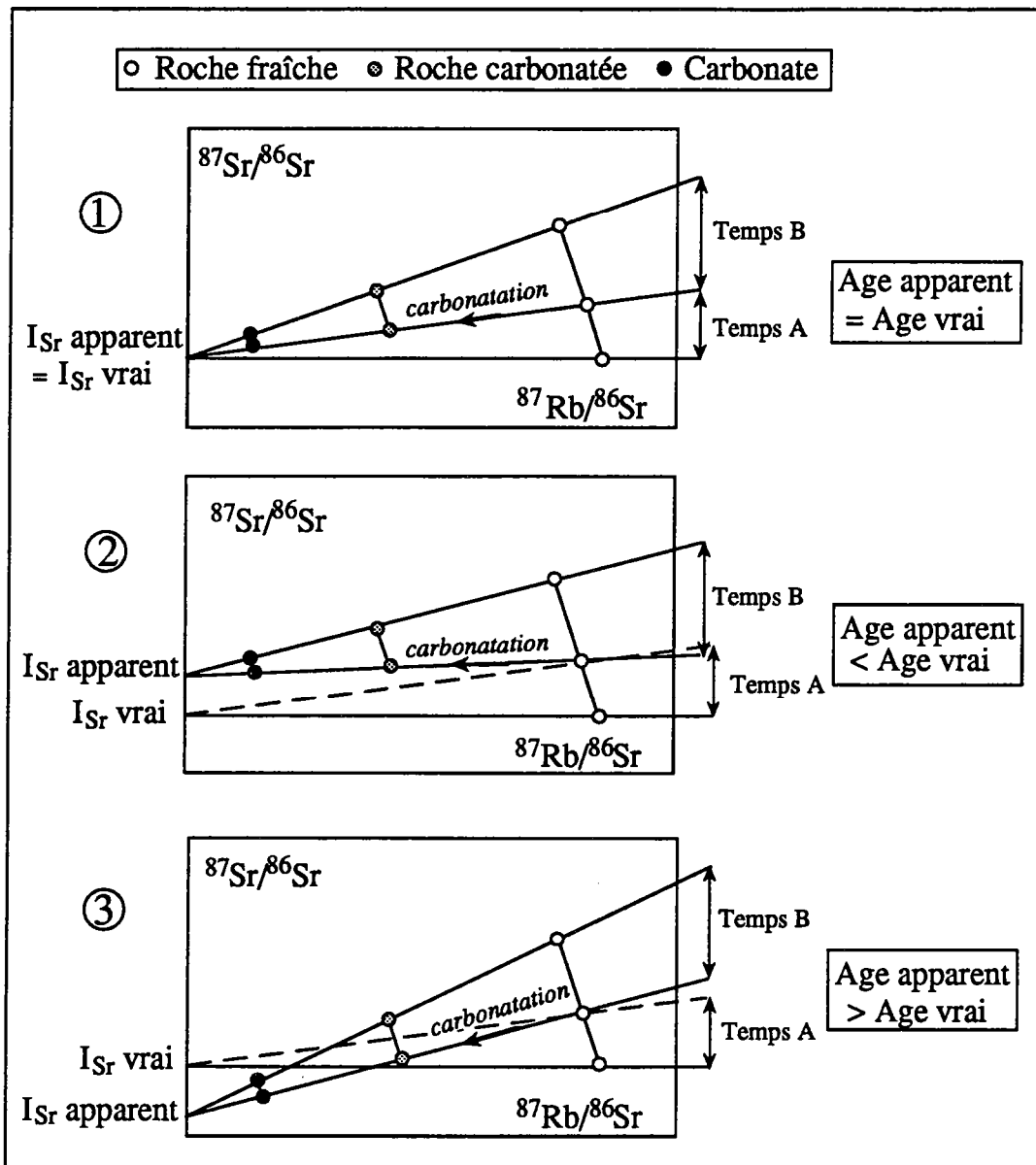


Fig. 1-7. Diagrammes Rb-Sr théoriques permettant de déterminer l'influence de la carbonatation sur les âges des granodiorites.

- **cas 1** : le point représentatif des carbonates secondaires se place sur l'isochrone. Dans ce cas, les granodiorites contaminées vont se placer sur la même droite. La pente de l'isochrone n'étant pas modifiée, l'âge calculé ne le sera pas non plus et sera celui de la mise en place des granodiorites. Ce cas est utopique car les granodiorites et les carbonates secondaires ont une origine et un âge différents et il est très improbable qu'ils aient tous les deux le même rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial.

- **cas 2** : le point représentatif des carbonates secondaires se place au dessus de l'isochrone (correspond à un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial plus élevé). Les granodiorites contaminées se placent également au dessus de l'isochrone et la pente de la droite est diminuée. L'âge apparent devient inférieur à l'âge réel et la valeur isotopique initiale du Sr mesurée, supérieure à la valeur réelle.

- **cas 3** : le point représentatif des carbonates se place en dessous de l'isochrone (correspond à un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial plus faible). Il y a augmentation de la pente de la droite isochrone. L'âge apparent est supérieur à l'âge réel de mise en place des granodiorites et le I_{Sr} apparent est inférieur au I_{Sr} réel.

Dans les deux derniers cas, les plus probables, la carbonatation entraîne une modification de l'âge et de la valeur isotopique initiale du Sr.

En ce qui concerne les granodiorites, nous ne disposons pas de données isotopiques du strontium sur les carbonates contenus dans les roches contaminées. Une extrapolation est cependant possible si l'on considère que les carbonates contenus dans les granodiorites sont peu différents de ceux extraits de la coulée komatiitique de Tipasjärvi. Dans un chapitre précédent, nous avons défini les principaux caractères des données strontium de ces carbonates, à savoir :

- un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.706;
- un rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de 0.0005, les carbonates ne contenant pas ou très peu de Rb ;
- et une teneur en Sr élevée, de l'ordre de 700 ppm.

Reporté dans le diagramme isochrone des granodiorites à phénocristaux d'Arola, le point représentatif des carbonates de Tipasjärvi se place dans le prolongement de la droite isochrone (Fig 1-8). L'âge calculé pour l'ensemble des points est de 2.38 ± 0.14 Ga ce qui, compte tenu des erreurs analytiques, est identique à l'âge de 2.50 ± 0.07 Ga calculé pour les granodiorites seules. La différence observée peut provenir d'une composition hétérogène des carbonates, le fluide métasomatique ayant pu réagir partiellement avec les roches encaissantes.

Quoiqu'il en soit, les carbonates se plaçant dans le prolongement de la droite définie par les granodiorites, on se retrouve dans une situation similaire à celle de Tipasjärvi: la droite définie par les échantillons n'est pas une isochrone mais une droite de

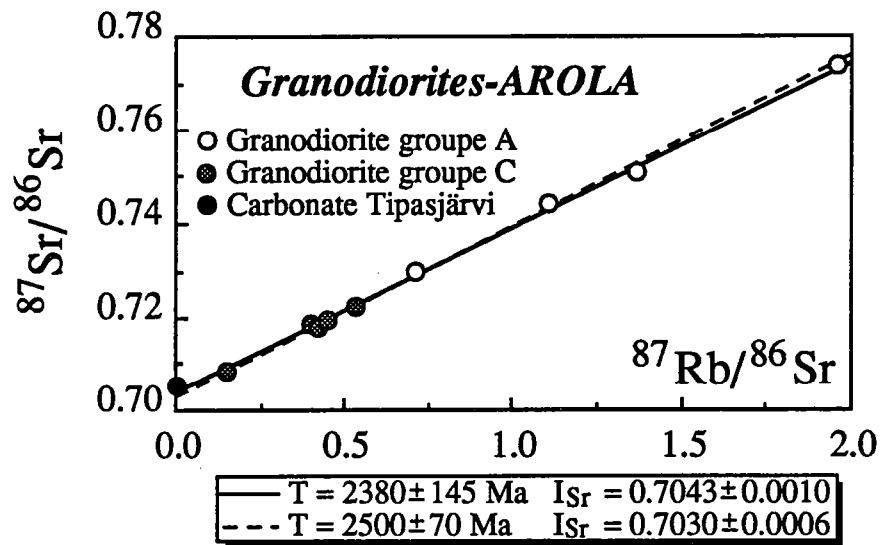


Fig. 1-8. Diagramme isochrone Rb-Sr pour les granodiorites à phénocristaux d'Arola et les carbonates de Tipasjärvi

mélange entre un pôle carbonaté et un pôle granodioritique. Il faut maintenant définir l'effet possible de la contamination sur l'âge mesuré.

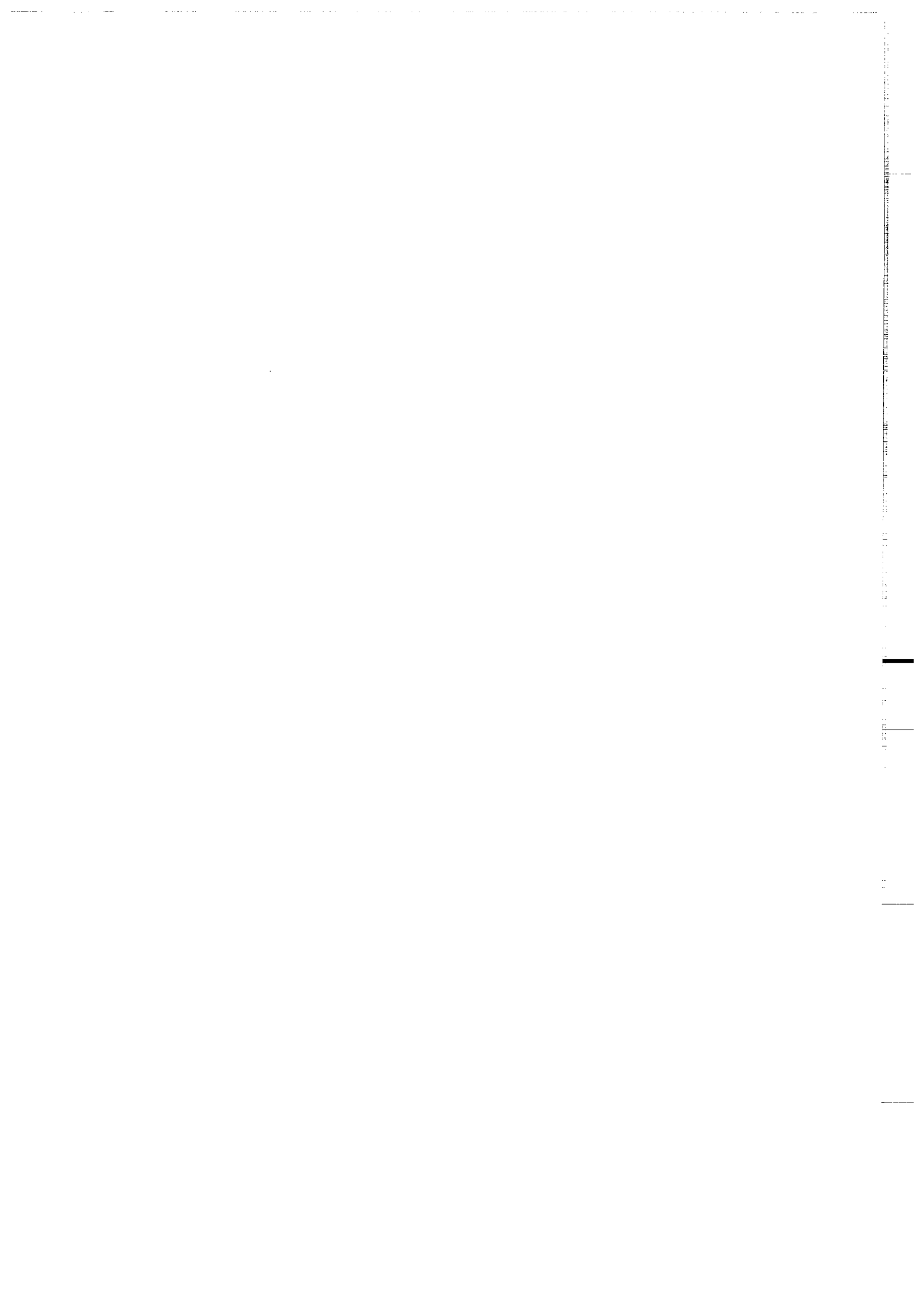
Dans le cas des granodiorites, l'influence de la carbonatation sur l'âge calculé est d'autant plus grande que les carbonates ont un rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ proche de 0, et vont totalement contrôler la partie basse de l'isochrone. La valeur du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des carbonates de Tipasjärvi est de 0.706. Cette valeur est supérieure à celles calculées pour les granodiorites non contaminée du groupe A à 2.7 Ga (0.700-0.702). Comme illustré dans la figure 1-8, l'introduction de carbonates entraîne une modification de la pente de l'isochrone; c'est le cas 2 théorique : âge apparent trop jeune et I_{Sr} apparent trop élevé.

V) CONCLUSIONS

Les âges des granodiorites obtenus par la méthode Rb-Sr (2.50-2.55 Ga) ne sont pas cohérents avec ceux déterminés par la méthode U-Pb sur zircons (2.73-2.75 Ga), un écart de 200 Ma étant observé. L'étude mono-zircon du massif granodioritique de Siivikkovaara a non seulement confirmé l'âge de 2.75 Ga de ces roches, mais a également démontré que les zircons étudiés ne présentaient pas de cœurs hérités et avaient subi une histoire magmatique très simple. L'introduction de carbonates secondaires dans certaines granodiorites semble être à l'origine des âges Rb-Sr trop jeunes mesurés, les "isochrones" observées étant en fait des droites de mélange entre un pôle carbonaté et un pôle granodioritique. Ainsi, l'événement svécokarélien aurait une influence encore plus importante que supposé dans les chapitres précédents, car il affecterait également les granodiorites.

CHAPITRE 2

LES THOLEITES : ARCHEENNES OU PROTEROZOIQUES ?



I) GENERALITES

De nombreuses roches à texture gabbroïque ont été définies comme faisant partie intégrante des ceintures de roches vertes. Ces roches se présentent le plus souvent en affleurements isolés ou associés à des amphibolites basaltiques et ne constituent qu'un faible pourcentage (5 à 10%) des roches basiques de la ceinture (Blais, 1989). Les mauvaises conditions d'affleurement, ainsi que la déformation et le métamorphisme subis par ces roches, empêchent d'établir leurs relations avec les roches environnantes, ainsi que leur mode de mise en place.

Des études structurales et géochronologiques (Bertrand et al., 1978 ; Martin, 1985) montrant que l'histoire archéenne de la Province du Kainuu s'achevait par la mise en place de petits plutons de leucogranites roses (2.4 Ga) non déformés, un âge archéen a été attribué aux roches gabbroïques.

En fait, des études structurales en cours (Jégouzo et Blais, 1991) attestent d'une histoire plus complexe : l'empreinte tectonique majeure observée dans ces terrains est postérieure à 2.0 Ga et est attribuée à l'événement tectono-métamorphique svécocarélien (cf. Première partie - contexte géologique). Les critères de terrains (déformation-non déformation) ne peuvent donc plus être utilisés pour distinguer les formations archéennes des formations plus jeunes

Au cours de ce chapitre, nous allons démontrer que les roches gabbroïques sont en fait des dykes doléritiques protérozoïques.

1) Caractères généraux des roches gabbroïques :

Caractères pétrographiques et minéralogiques :

Sur le terrain, ces roches sont caractérisées par leur aspect massif, leur texture grenue pluri-métrique et leur foliation métamorphique très nette. Elles sont, en effet, déformées et métamorphosées, les minéralogies primaires ayant été totalement ou partiellement effacées : la texture intersertale de la plupart de ces échantillons est dessinée par des lattes parfois bien individualisées de plagioclase (An₂₀-An₄₀), associées à des grands cristaux de hornblende très colorée (vert bleuté). Ces amphiboles proviennent de l'ouralitisation d'un clinopyroxène encore reconnaissable dans de rares cas. De nombreuses phases accessoires complètent la minéralogie de ces échantillons. Ce sont :

- des biotites, parfois chloritisées ;
- des granules de sphène dépassant parfois le millimètre ;
- des épidotes, recouvrant les plagioclases ou sous forme de granules, entre les cristaux ;
- des minéraux opaques (ilménite, pyrite) ;
- de l'apatite ;

THOLEIITES (N=20)
ARCHEENNES

DOLERITES PROTEROZOIQUES

BASALTES(N=30)
ARCHEENS

	MOY	σ	S819	a)	b)	b)	b)	MOY	σ	MOY	σ
SiO ₂	49.84	3.07	47.42	50.56	50.77	50.72	49.55	50.68	0.11	49.91	1.56
Al ₂ O ₃	13.66	1.18	14.14	14.32	13.37	12.55	12.57	13.41	0.89	14.68	0.86
Fe ₂ O ₃	16.48	2.29	16.19	13.75	15.29	18.98	14.95	16.01	2.69	12.9	1.16
MnO	0.25	0.07	0.24	0.20	0.25	0.29	0.25	0.25	0.05	0.21	0.04
MgO	5.56	1.07	5.80	6.46	6.03	3.40	6.47	5.30	1.66	8.02	1.23
CaO	8.52	1.48	9.86	9.62	9.78	7.86	8.78	9.09	1.07	10.98	1.63
Na ₂ O	3.03	0.94	2.88	2.55	2.12	1.96	2.4	2.21	0.31	2.19	0.72
K ₂ O	0.49	0.41	0.69	0.70	0.53	1.21	1.3	0.81	0.35	0.19	0.16
TiO ₂	1.99	0.32	2.45	1.10	1.19	2.05	1.8	1.45	0.52	0.82	0.16
P ₂ O ₅	0.19	0.09	0.31	0.10	0.13	0.25	0.08	0.16	0.08	0.1	0.02
PF	0.56		0.53				1.51			1.65	
Rb	18	18	4							6	5
Sr	163	70	165							120	37
Ni	55	23	43	110	80	40	77		29	136	52
Cr	73	58	57	160	150	60	123		45	359	227
Co	60	10								59	7
V	523	302								292	39
Nb	8	5									
Zr	117	45	173	90	80	210	127		59	51	13
Y	36	13								23	5

Tab. 2-1. Analyses chimiques moyennes des tholéiites, dolérites et basaltes. Références : a) Pekkarinen (1979) ; b) Kontinen (1987) ; Blais (1989).

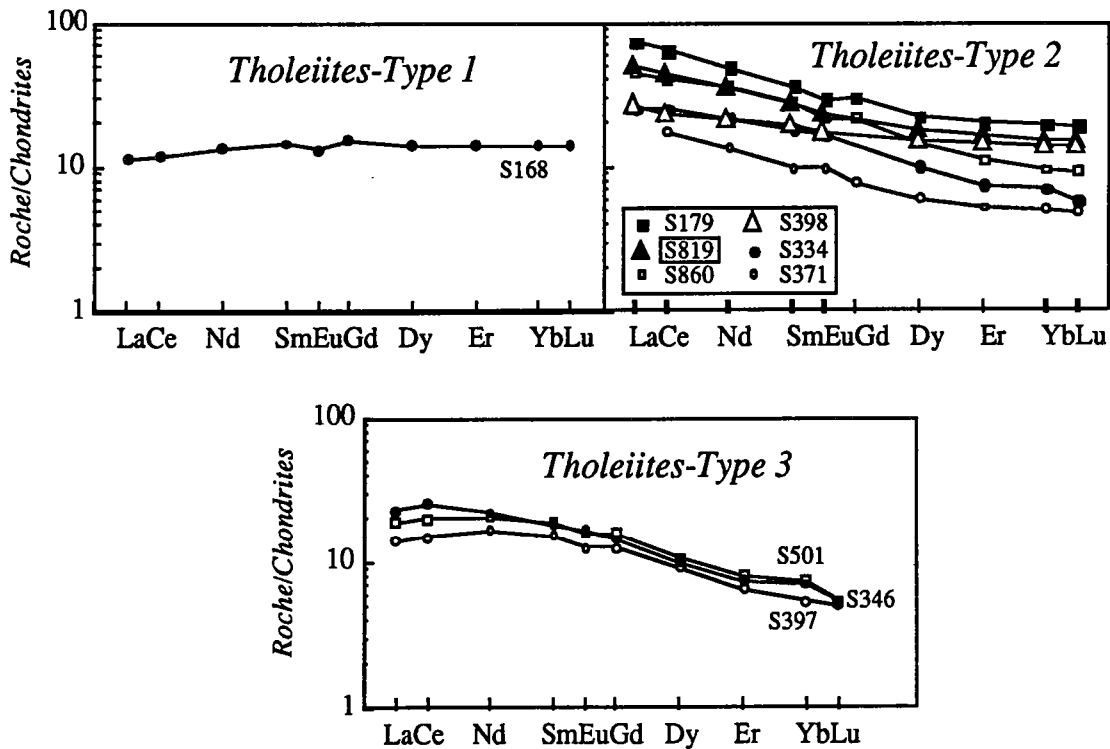


Fig. 2-2 : Spectres de terres rares des tholéiites de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Tipasjärvi (d'après Jahn et al, 1980 et Blais, 1989)

- du quartz, dans certains échantillons.

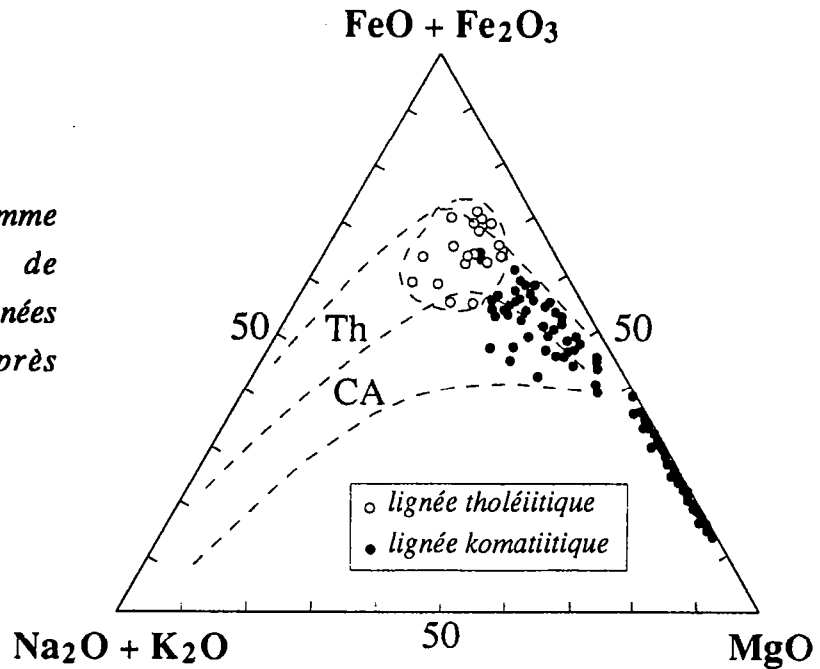
Ces paragenèses minérales sont caractéristiques d'un métamorphisme de la partie supérieure du faciès schistes verts ou de la base du faciès amphibolite, soit donc un degré métamorphique identique aux roches basiques des ceintures de roches vertes.

Caractères chimiques :

L'étude géochimique de ces échantillons (éléments majeurs et traces, y compris les REE) a été réalisée par Jahn et al. (1980) et Blais (1989). Seuls les principaux résultats sont exposés ici.

Reportées dans un diagramme de type AFM (Blais, 1989 ; Fig. 2-1), les roches à texture gabbroïque que l'on retrouve dans les ceintures de roches vertes de Kuhmo-Tipasjärvi, constituent un ensemble de type tholéitique s.s.. Elles sont chimiquement différentes des amphibolites basaltiques avec lesquelles elles semblent associées.

Fig. 2-1 : Diagramme AFM permettant de distinguer les deux lignées magmatiques (d'après Blais, 1989).



Cette différence se traduit de plus par :

- a) un enrichissement en Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , Zr et Y
- b) un appauvrissement en MgO , CaO , Ni et Cr (Blais, 1989) (Tableau 2-1) .

Sur la base des REE, trois types de spectres de tholéiites sont reconnus (Fig. 2-2) (Jahn et al., 1980 ; Blais, 1989) :

- Type 1 : LREE plats à légèrement appauvris
HREE plats (environ $10 \times$ chondrites)
- Type 2 : LREE enrichis $(La/Sm)_N = 1.5$ à 1.9
HREE appauvris $(Gd/Yb)_N = 1.5$ à 2.2
- Type 3 : LREE convexes
HREE fortement appauvris $(Gd/Yb)_N = 2.2$

Le type 1 est peu fréquent pour les tholéiites de la ceinture de Suomussalmi-Kuhmo-Tipasjärvi (échantillon S168). En fait, comme illustré dans la figure 2-2, la majorité des tholéiites de la ceinture de Kuhmo-Tipasjärvi appartient aux types 2 et 3. Ces spectres de terres rares sont assez inhabituels si l'on se réfère aux tholéiites étudiées dans d'autres cratons archéens (Condie, 1976; 1981 ; Sun et Nesbitt, 1978 ; Jahn et Sun, 1979). En effet, pour ces auteurs, les tholéiites archéennes ont des spectres REE plats, voire même légèrement appauvris en LREE, et avec entre 6 à 20 fois les abondances chondritiques.

2) Echantillon S819 : un exemple de dolérite protérozoïque interprétée comme une tholéiite archéenne :

Une roche à texture gabbroïque provenant de la ceinture de roches vertes de Tipasjärvi (échantillon S819), a été sélectionnée pour une étude Pb-Pb sur zircon par évaporation (le principe de cette méthode est décrit en annexe). Cet échantillon est, minéralogiquement, texturalement et chimiquement, typique de ces roches tholéiitiques à texture gabbroïque.

Les résultats sont reportés dans le tableau 2-2 et figure 2-3.

Le zircon analysé est de forme arrondie et de couleur brune. Sa taille est supérieure à 149 μm . Une seule évaporation a été réalisée avec succès.

L'âge mesuré est de 1991 ± 7 Ma. Cet âge n'est manifestement pas archéen mais protérozoïque inférieur et est identique aux âges U-Pb (zircon) des métadiabases analysées par les finlandais, dans la région étudiée (région de Kuhmo ; Hyppönen, 1983) mais également, et plus généralement, dans l'ensemble de la Province archéenne et protérozoïque du Kainuu (Sakko et Laajoki, 1975 ; Kouvo, 1976 ; Pekkarinen, 1979).

De ce résultat, il ressort que l'échantillon S819 n'est pas une roche archéenne mais est protérozoïque, et doit donc être considérée comme intrusive dans la ceinture de roches vertes de Tipasjärvi.

L'échantillon S819 était jusqu'ici considéré comme étant typique des tholéiites archéennes. Cet échantillon étant protérozoïque, il est important de déterminer si d'autres confusions n'ont pas pu avoir lieu pour les autres échantillons d'affinité tholéiitique.

3) Comparaison : tholéiites "archéennes"-dolérites protérozoïque

Dans la région étudiée, les filons doléritiques recoupent les ceintures de roches vertes et les granitoïdes environnants. Ils présentent, globalement, une direction NW-SE, et sont plus ou moins rectilignes et subverticaux (cf. Fig. I-5 ; Pekkarinen, 1979 ;

N°Ech	N°Ana	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mesuré	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mesuré	$2\sigma_m$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigé	Age $^{207}/^{206}$	σ	$2\sigma_m$
S819	3215	100000 (est)	0.1224	3	0.1224	1991	18	7

Tab. 2-2 : Résultats Pb/Pb de l'échantillon S819

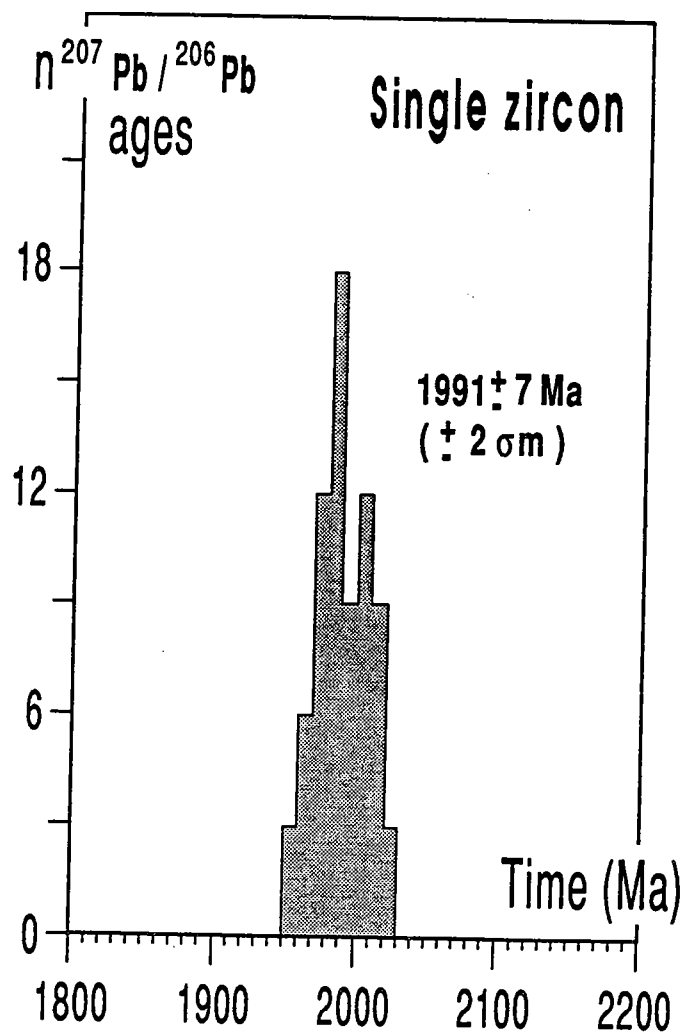


Fig. 2-3 : Histogramme de fréquence des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (1 grain)

Luukkonen, 1988). Leurs âges varient entre 2250 et 1950 Ma (e.g. Sakko, 1971 ; Kouvo, 1976 ; Huhma, 1984).

La minéralogie et la chimie de ces roches sont très affectées par des processus secondaires (altération-métamorphisme).

a) Hornblende et plagioclase sont les minéraux prédominants ; biotite, chlorite, ilménite, magnétite, quartz et zircon constituant les phases minérales accessoires (Pekkarinen ; 1979) : minéralogiquement, les dolérites sont donc identiques aux roches définies précédemment.

b) Les compositions chimiques des dolérites ont été déterminées par Pekkarinen (1979) et Kontinen (1987). Des exemples sont reportés dans le tableau 1. Si l'on compare ces résultats avec les compositions chimiques des roches gabbroïques, il est évident que, chimiquement, les dolérites intrusives dans le socle archéen sont identiques aux roches gabbroïques

Texturalement, minéralogiquement et chimiquement, les "tholéiites archéennes" définies par Jahn et al. (1980) et Blais (1989) sont identiques aux dolérites protérozoïques. Il devient alors probable que ces échantillons, identiques, de plus, à l'échantillon S819, ne soient pas archéens.

De plus, on peut noter que les spectres de terres rares de ces roches sont assez inhabituels par rapport à ceux mesurés dans la plupart des tholéiites des autres cratons archéens (Condie, 1976 ; 1981 ; Sun et Nesbitt, 1978 ; Jahn et Sun, 1979). En effet, généralement, les tholéiites archéennes ont des spectres de terres rares plats, voire même légèrement appauvris en LREE, et des abondances variant entre 6 à 20 fois celles des chondrites.

Il apparait donc, au travers de cette étude, que la plupart des "tholéiites archéennes" définies par Jahn et al. (1980), Taipale (1983) et Blais (1989) sont, en fait, des dolérites d'âge protérozoïque. Le modèle de genèse de ces échantillons (une source magmatique commune à celle des komatiites ayant des spectres de terres rares plats mais avec des taux de fusion inférieurs, de l'ordre de 10%), ne peut plus être envisagé.

II) INFLUENCE DU METAMORPHISME SVECOKARELIEN SUR LES DOLERITES

Comme nous l'avons déjà précisé, les dolérites sont déformées et métamorphosées (faciès schistes verts - amphibolite). Une étude isotopique Rb-Sr et Sm-Nd a été réalisée sur l'échantillon S819 (minéraux et roche totale) afin de comparer l'influence du métamorphisme svécokarélien sur les dolérites et sur les roches vertes archéennes.

1) Données Rb-Sr :

L'étude Rb-Sr de l'échantillon S819 a porté sur trois phases minérales de l'échantillon : plagioclase et amphibole (les deux phases minérales principales) et biotite. Les résultats, ainsi que ceux obtenus pour la roche totale, sont reportés dans le tableau 2-3 et sont illustrés sur la figure 2-4.

N°ECH.	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma_m$	Sr (ppm)	Rb (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (1.8 Ga)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2 Ga)
819 RT	0.71212	1	214.23	18.66	0.2517	0.70560	0.70487
819 plg	0.70694	1	70.46	0.45	0.0183	0.70647	0.70641
819 amp	0.71578	1	22.55	3.36	0.4305	0.70463	0.70338
819 biot	1.89170	200	20.52	320.4	45.13	0.72331	0.59164

Tab. 2-3. Résultats isotopiques Rb-Sr pour l'échantillon S819 (minéraux et roche totale).

La biotite ayant un rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ très élevé (≈ 45) par rapport aux autres phases analysées ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ variant entre 0.01 et 0.43), l'isochrone est complètement contrôlée par ce minéral. L'âge calculé est de 1826 ± 40 Ma (MSWD = 300). Cet âge de 1.8 Ga est équivalent, compte tenu des erreurs analytiques, aux âges Rb-Sr mesurés sur des biotites et des plagioclases extraits de granitoïdes par Kouvo et Tilton (1966), Vidal et al. (1980) et Martin (1985).

2) Données Sm-Nd :

L'étude Sm-Nd des mêmes échantillons (roche totale-amphibole-plagioclase-biotite) a été réalisée. Les résultats isotopiques sont reportés tableau 2-4 et illustrés sur la figure 2-5.

N°Ech.	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
S819-RT	5.42	21.32	0.1536	0.511976 \pm 20
S819-BIOT	2.69	14.68	0.1108	0.511463 \pm 20
S819-AMP	2.35	7.57	0.1874	0.512319 \pm 20
S819-PLG	4.64	20.12	0.1394	0.511766 \pm 20

Tab. 2-4 : Résultats Sm-Nd des minéraux et de la roche totale (échantillon S819)

Reportées dans un diagramme isochrone $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ en fonction de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, les minéraux et la roche totale correspondante définissent une droite qui correspond à un âge isochrone de 1740 ± 135 Ma (MSWD = 5.5).

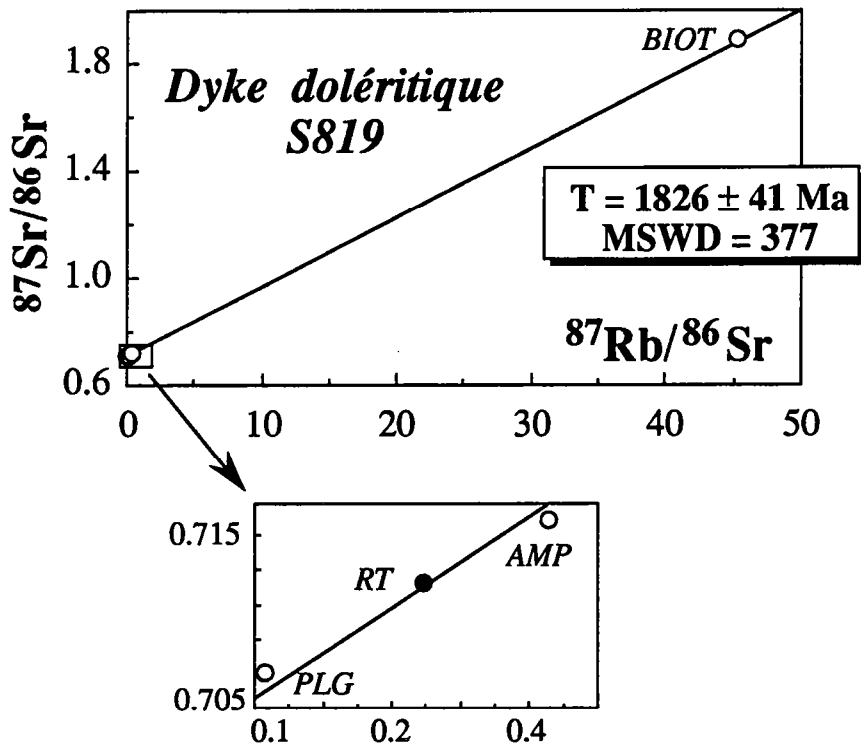


Fig. 2-4. Diagramme isochrone Rb-Sr pour la roche totale et les minéraux séparés de l'échantillon S819.

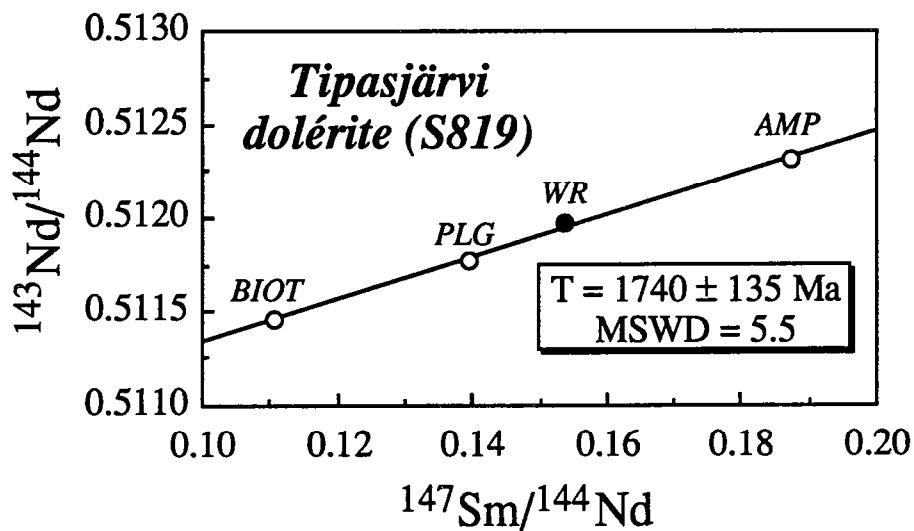


Fig. 2-5. Diagramme isochrone Sm-Nd pour la roche totale et les minéraux séparés de l'échantillon S819.

3) Plusieurs conclusions se dégagent de cette étude isotopique :

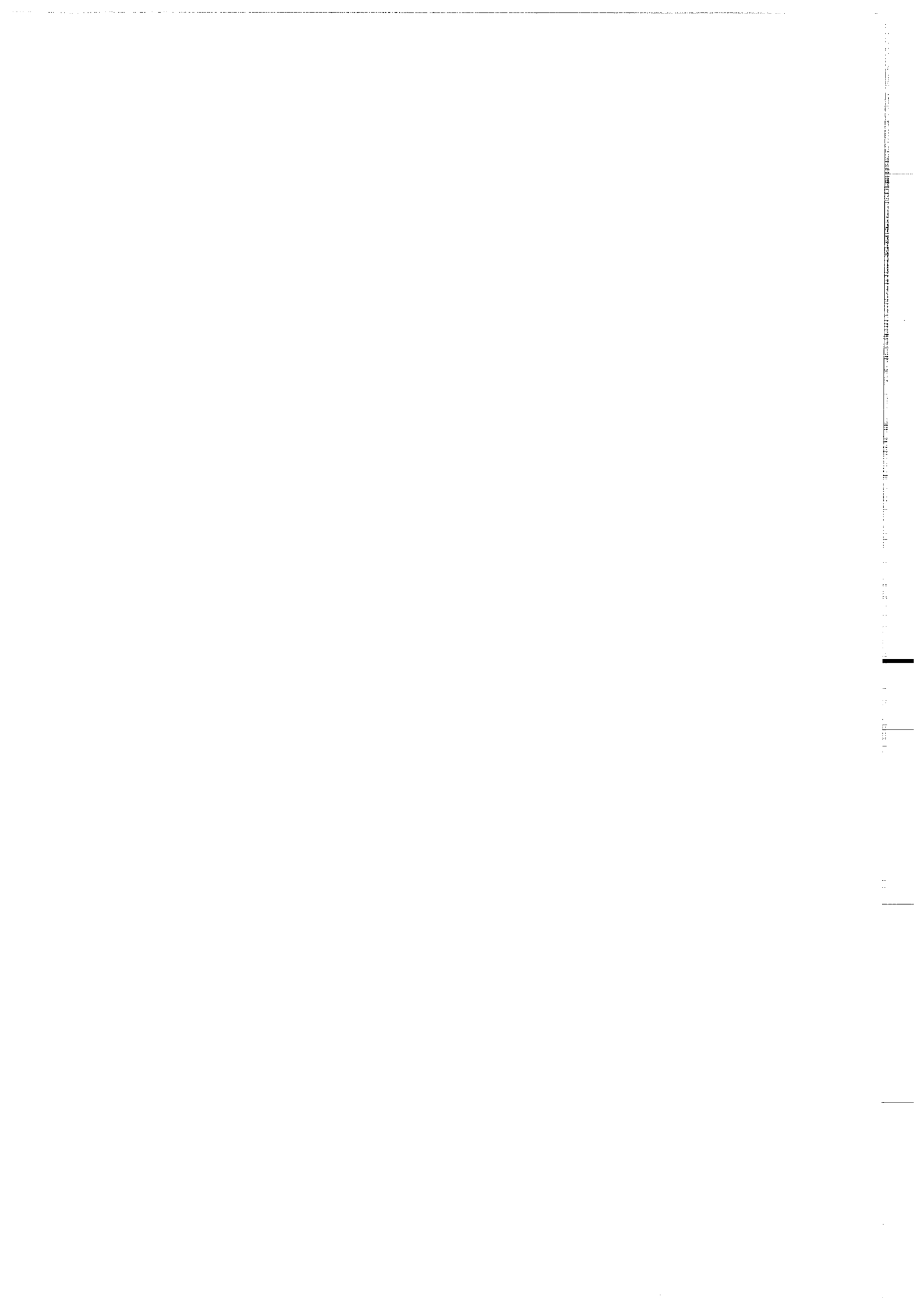
a) Compte tenu des erreurs analytiques, les âges minéraux Rb-Sr et Sm-Nd sont identiques. Ces âges (1.8 Ga environ) sont significativement différents de l'âge de mise en place défini par l'âge mono-zircon de 2.0 Ga mesuré sur le même échantillon.

b) l'âge minéral de 1.8 Ga est équivalent aux âges Rb-Sr mesurés sur des biotites et des plagioclases extraits de granitoïdes par Kouvo et Tilton (1966), Vidal et al. (1980) et Martin (1985). Il est également équivalent aux âges internes Sm-Nd (1.8 Ga) déterminés pour les deux coulées komatiitiques superposées de la région de Siivikkovaara (ceinture de Kuhmo) (cf. chapitre 4). Cet âge, trop jeune pour représenter la mise en place des dolérites, résulte de l'ouverture des systèmes isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd lors de l'orogénèse svécokarélienne.

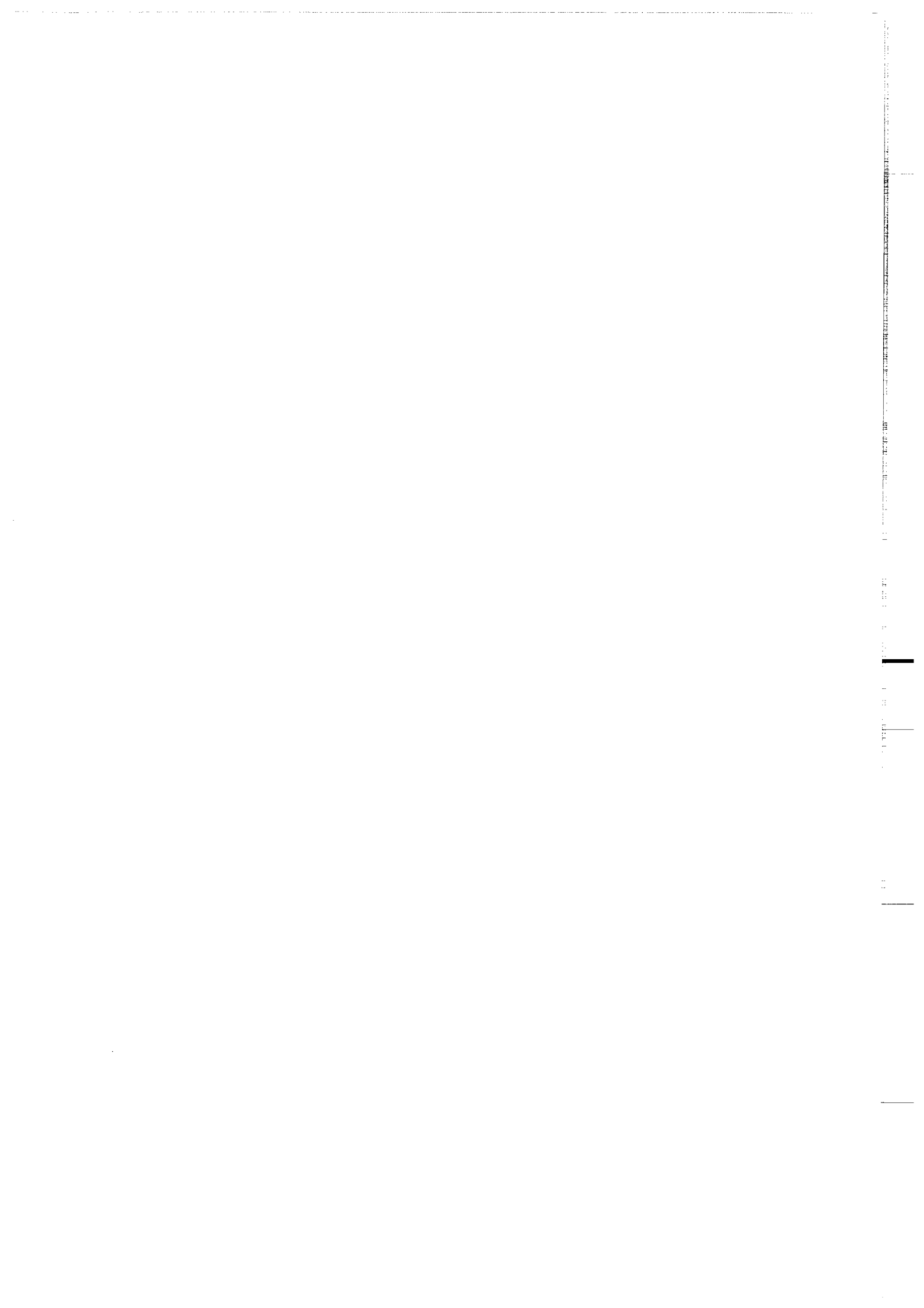
IV) CONCLUSIONS :

En conclusion, il apparaît que la plupart des roches que l'on considérait comme des tholéiites archéennes sont en fait des dykes doléritiques protérozoïques, intrusifs dans les ceintures de roches vertes. L'étude monozircon réalisée sur un des échantillons a donné un âge de 2.0 Ga, âge interprété comme celui de la mise en place des dykes doléritiques.

Ces roches ont été déformées et métamorphisées. Le degré du métamorphisme observé dans ces roches est identique à celui des roches basiques et ultrabasiques des ceintures archéennes. L'événement métamorphique résulte de l'orogénèse svécokarélienne. Comme pour les roches des ceintures, il est responsable des perturbations isotopiques des systèmes Sm-Nd et Rb-Sr des échantillons analysés. Le métamorphisme observé dans ces deux types de roches sont identiques. Ceci est un argument supplémentaire permettant d'établir que le métamorphisme des ceintures de roches vertes est protérozoïque et non archéen.



REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES



- Aitken B. G. and Echeverria L.M., 1984.** Petrology and geochemistry of komatiites and tholiites from Gorgona Island, Colombia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86 : 94-105.
- Albarède F. and Brouxel M., 1987.** The Sm/Nd secular evolution of the continental crust and the depleted mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 82 : 25-35.
- Anderson D.L., 1982.** Isotopic evolution of the mantle : a model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57 : 13-24.
- Arndt N.T., 1976.** Melting relations of ultramafic lavas (komatiites) at one atmosphere and high pressure. *Yb. Carnegie Instn. Wash.*, 75 : 555-561.
- Arndt N.T., 1977.** Thick, layered peridotite-gabbro flows in Munro Township, Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, 14 : 2620-2637.
- Arndt N.T., 1986.** Differentiation of komatiite lava flows. *J. Petrol.*, 27 : 279-301.
- Arndt N.T., 1986.** Komatiites : a dirty window to the archean mantle. *Terra cognita*, 6 : 59-66.
- Arndt N.T. and Jenner G.A., 1986.** Crustally contaminated komatiites and basalts from Kambalda, Western Australia. *Chem. Geol.*, 56 : 229-255.
- Arndt N.T. and Nesbitt R.W., 1984.** Magma mixing in Komatiite Lavas from Munro Township, Ontario. in: Kroner A, Hanson GN, Goodwin AM (eds) *Archaen Geochemistry*. Springer Verlag, 94-114.
- Arndt N.T. and Nisbet E.G., 1982.** Komatiites. Allen and Unwin, London Boston Sydney, 526 pp.
- Arndt N.T., Teixeira N.A. and White W.M., 1989.** Bizarre geochemistry of komatiites from the Crixas greenstone belt, Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101 : 187-197.
- Aro K., 1987.** Principles applied in compiling the map of mafic dyke rocks of Finland. *Geologian tutkimuskeskus. Geological Survey of Finland, Tutkimus-raportti. Report of Investigation*, 76 : 9-11.

- Balakrishnan S., Hanson G. S. and Rajamani V., 1990.** Pb and Nd isotope constraints on the origin of high Mg and tholeiitic amphibolites, Kolar Schist Belt, South India. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107 : 279-292.
- Barnes S.J., Gorton M.P. and Naldrett A.J., 1983.** A Comparative Study of Olivine and Clinopyroxene Spinifex Flows from Alexo, Abitibi Greenstone Belt, Ontario, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83 : 293-308.
- Bavinton O.A., 1981.** The nature of sulfidic metasediments at Kambalda and their broad relationships to ultramafic rocks and nickel ores. *Ec. Geol.*, 76 : 1606-1628.
- Beaty D.W., Taylor H.P Jr, 1982.** The oxygen isotope geochemistry of komatiites: evidence from water-rock interaction. In : Arndt NT, Nisbet EG (eds) *Komatiites*. Allen and Unwin, London Boston Sydney : 267-280.
- Bertrand J.M., Blais S., Capdevila R., 1978.** Précisions sur l'évolution structurale de l'Archéen de Karélie (Finlande). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 287 : 683-686
- Bibikova E.V., 1984.** The most ancient rocks in the USSR territory by U-Pb data on accessory zircons. In : A. Kröner, G.A. Hanson and A.M. Goodwin (Editors), *Archean Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo : 235-250.
- Bibikova E.V. and Krylov I.N., 1983.** Isotopic age of acid volcanites of Karelia. *Dokl. Ac. Sci. USSR*, 268 : 1231-1234.
- Bibikova E.V. and Tugarinov A.I., 1975.** Geochronology of the White Sea Block. In : *Recent contributions to geochemistry and analytical chemistry*. A.I.Tugarinov (Editor), Wiley, New York-Toronto : 471-480.
- Bickle M.J., Hawkesworth C.J., Martin A., Nisbet E.G. and O'Nions R.K., 1976.** Mantle composition derived from the chemistry of ultramafic lavas. *Nature*, 263 : 577-580.
- Bickle M.J., Martin A., and Nisbet E.G., 1977.** The petrogenesis of peridotite komatiites : evidence from high-pressure melting experiments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37 : 97-106.

- Blais S., 1989.** Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique Mem. Doc. CAESS, Rennes, 22 : 312pp.
- Blais S., Auvray B., Capdevila R., Jahn B.M. and Hameurt J., 1978.** The archaean greenstone belts of Karelia (Eastern Finland) and their komatiitic and tholeiitic series. In: BF Wiley and SM Naqvi (eds) Developments in Precambrian Geology: Archaean geochemistry. Elsevier : 87-107.
- Blais S., Auvray B., Jahn B.M. and Taipale K., 1987.** Processus de fractionnement dans les coulées komatiitiques archéennes : cas des laves à spinifex de la ceinture de roches vertes de Tipasjärvi (Finlande orientale). Can. J. Earth Sci., 24 : 953-966.
- Bottinga Y. and Javoy M., 1975.** Oxygen isotope partitioning among the minerals in igneous and metamorphic rocks. Rev Geophys Space Phys, 13 : 401-418.
- Bottinga Y., Javoy M., 1973.** Comments on oxygen isotope geothermometry. Earth. Planet. Sci. Lett., 20 : 251-265.
- Bryan W.B., Finger L.W. and Chayes F., 1969.** Estimating Proportion in Petrographic Mixing Equations by Least-Squares Approximations. Sciences, 163 : 926-927.
- Cattell A. and Arndt N.T., 1987.** Low- and high-alumina komatiites from a Late Archaean sequence, Newton Township, Ontario. Contrib. Mineral. Petrol., 97 : 218-227.
- Cattell A., Krogh T.E. and Arndt N.T., 1984.** Conflicting Sm-Nd whole rock and U-Pb zircon ages for archaean lavas from Newton Township, Abitibi Belt, Ontario. Earth Planet. Sci. Lett., 70 : 280-290.
- Chase C.G. and Patchett P.J., 1988.** Stored mafic/ultramafic crust and early Archaean mantle depletion. Earth Planet. Sci. Lett., 91 : 66-72.
- Chauvel C., Dupré B. and Arndt N.T., 1991.** Pb and Nd isotopic correlation in Belingwe komatiites and basalts. in press

Chauvel C., Dupré B. and Jenner G.A., 1985. The Sm-Nd age of the Kambalda volcanics is 500 Ma too old! *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74 : 315-324.

Claoué-Long J. C., Thirlwall M. F. and Nesbitt R. W., 1984. Revised Sm-Nd systematics of Kambalda grestones, Western Australia. *Nature*, 307 : 697-701.

Clayton R.N. and Mayeda T.K., 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta* , 27 : 43-52.

Compston W., Williams I.S., Campbell I.H. and Gresham J.J., 1986. Zircon xenocrysts from the Kambalda volcanics: age constraints and direct evidence for older continental crust below the Kambalda-Norseman greenstones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76 : 299-311.

Condie K.C., 1976. Trace-element geochemistry of Archean greenstone belts. *Earth Sci. Rev.*, 12 : 393-417.

Condie K.C., 1981. Archean greenstone belts. *Developments in Precambrian Geology*, 3. Elsevier, Amsterdam Holland : 434 pp.

Condie K.C., Viljoen M.J. and Kable E.J.D., 1977. Effects of alteration on element distributions in Archean tholeiites from the Barberton greenstone belt, South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 64 : 75-89.

Deer W.A., Howie R.A. and Zussman J., 1962. *Rock Forming Minerals*, Vol. 5, Longmans : 371 pp.

DePaolo D.J. and Wasserburg G.J., 1976. Inferences about magma sources and mantle structure from $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. *Geophys. Res. Lett.*, 3 : 743-746.

De Ronde C.E.J., Hall C.M., York D. and Spooner E.T.C., 1991. Laser step-heating $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra from Early Archean (~3.5 Ga) Barberton greenstone belt sediments : a technique for detecting cryptic tectono-thermal events. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55 : 1933-1951.

- Dietrich V.J., Gansser A., Sommerauer J. and Cameron W.E., 1981.** Palaeogene komatiites from Gorgona Island, East Pacific- A primary magma for ocean floor basalts? *Geochem.*, J 15 : 141-161.
- Dupré B., Chauvel C. and Arndt N.T., 1984.** Pb and Nd isotopic study of two Archean komatiitic flows of Alexo, Ontario. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48 : 1965-1972.
- Echeverria L.M., 1982.** Komatiites from Gorgona Island, Colombia. In : Arndt NT, Nisbet EG (eds) *Komatiites*. Allen and Unwin, London, Boston, Sydney : 199-209.
- Elphick S.C., Dennis P.F. and Graham C.M., 1986.** An experimental study of the diffusion of oxygen in quartz and albite using an overgrowth technique. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92 : 322-330.
- Fletcher I.R. and Rosman K.Jr, 1982.** Precise determination of initial e_{Nd} from Sm-Nd isotopic data. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46 : 1983-1987.
- Fujimaki H., Tatsumoto M. and Aoki K., 1984.** Partition coefficients of Hf, Zr and REE between phenocrysts and groundmass. *J. Geophys. Res.*, 89 : 662-672.
- Gaál G., 1982.** Proterozoic tectonic evolution and late Svecokarelian plate deformation of the Central Baltic Shield. *Geologische Runds. Bd.* 71, 1 : 158-170.
- Gaál G. and Gorbatshev R., 1987.** An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Res.*, 35 : 15-52.
- Gaál G., Mikkola A. and Soderholm B., 1978.** Evolution of the Archean crust in Finland. *Precamb. Res.*, 9 : 199-215.
- Giletti B.J., 1986.** Diffusion effects on oxygen isotope temperatures of slowly cooled igneous and metamorphic rocks. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 77 : 218-228.
- Giletti B.J., Semet M.P. and Yund R.A., 1978.** Studies of diffusion -III. Oxygen in feldspars: an ion microprobe determination. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42 : 45-57.

- Goodwin A.M., 1991.** Precambrian Geology. Academic Press : London : 666p.
- Gorman B.E., Pearce T.H. and Birkett T.C., 1978.** On the structure of Archaean greenstone belts. *Precambrian Res.*, 6 : 23-41.
- Green D.H., 1981.** Petrogenesis of Archean ultramafic magmas and implications for Archean tectonic. In : *Precambrien Plate Tectonics*, A. Kröner ed., Elsevier, Amsterdam : 469-490.
- Green D. H., Nicholls I.A., Viljoen M.J. and Viljoen R. P., 1975.** Experimental demonstration of the existence of peridotitic liquids in earliest Archean magmatism. *Geology*, 3 : 11-15.
- Gruau G., 1983.** Etude géochimique d'associations volcaniques et ultrabasiques d'âge supérieur à 3.5 AE : Conséquences sur la nature du manteau archéen précoce. Thèse de 3ème cycle, Rennes : 105pp.
- Gruau G., Jahn B.M., Glikson A.Y., Davy R., Hickman A.H. and Chauvel C., 1987.** Age of the Archean Talga-Talga Subgroup, Pilbara Block, Western Australia, and early evolution of the mantle: new Sm-Nd isotopic evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 85 : 105-116.
- Gruau G., Chauvel C., Arndt N.T. and Cornichet J., 1990.** Aluminium depletion in komatiites and garnet fractionation in the early Archean mantle : Hafnium isotopic constraints. *Geochimica. Cosmochimica. Acta* 54 : 3095-3101.
- Hamilton P.J., O'Nions R.K. and Evensen N.M., 1977.** Sm-Nd dating of Archaean basic and ultrabasic volcanics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36 : 263-268.
- Hamilton P.J., Evenson N.M., O'Nions R.K., Glikson A.Y. and Hickman A.H., 1981.** Sm-Nd dating of North Star basalt, Warrawoona Group, Pilbara Block, Western Australia. *Geol. Soc. Aust. Spec. Publ.* 7 : 187-192.
- Hanski E.J., 1980.** Komatiitic and tholeiitic metavolcanics of the Kellojärvi group in the Siivikkovaara area of the Archaean Kuhmo Greenstone Belt, eastern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland*, 52 : 67-100.

- Herzberg C.T., 1983.** Solidus and liquidus temperatures and mineralogies for anhydrous garnet-lherzolite to 15 GPa. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 32 : 193-202.
- Herzberg C.T. and Ohtani E., 1988.** Origin of komatiite at high pressures. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 88 : 321-329.
- Hey M.H., 1954.** A new review of the chlorites. *Mineral Mag.*, 30 : 277.
- Huhma H., 1984.** Nd-isotopic composition and age of Proterozoic basalts from Northern Finland. *Terra cognita*, 4 : 192.
- Huhma H., 1986.** Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecokarelian crust in Finland. *Geological Survey of Finland, Bulletin 337* : 48 pp
- Huppert and H.E., Sparks R.S.J., 1985.** Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74 : 371-386.
- Huppert H.E., Sparks R.S.J., Turner J.S., Arndt N.T., 1984.** Emplacement and cooling of komatiite lavas. *Nature*, 309 : 19-22.
- Hyppönen V., 1983.** Ontojoen, Hiisijarven ja Kuhmon Kartaa-alueiden Kallioperä Suomen Geologinen Kartaa 1: 100000. *Lehdet 4411* : 4412-4413.
- Irving A.J., 1978.** A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42 : 743-770.
- Ito E., White W.M. and Göpel C., 1987.** The O, Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of MORB. *Chem. Geol.*, 62 : 157-176.
- Jacobsen S.B. and Wasserburg G.J., 1980.** Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50 : 139-155.
- Jäger E., Niggli E. and Wer, E., 1967.** Rb-Sr Albersbestimmungen an Glimmern der Zentral-alpen. *Beitr. Geol. Kart. Schweiz*, M F : 134pp.

- Jahn B.M. and Sun S.S., 1979.** Trace element distribution and isotopic composition of Archaean greenstones. In: Ahrens LH (ed) Origin and distribution of the elements. Pergamon Press, Oxford, New-York : 597-618.
- Jahn B.M., Auvray B., Blais S., Capdevila R., Cornichet J., Vidal F. and Hameurt J., 1980 a.** Trace Element Geochemistry and Petrogenesis of Finnish Greenstone Belts. *J. Petrol.*, 21 : 201-244.
- Jahn B.M., Bernard-Griffiths J., Charlot, R., Cornichet J. and Vidal F., 1980 b.** 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., Glikson A.Y., 1982.** Komatiites of the Onverwacht Group, South Africa : REE geochemistry, Sm-Nd age and mantle evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80 : 25-40.
- Jarvis G.T. and Campbell J.H., 1983.** Archean komatiites and geotherms : solution to an apparent contradiction. *Geophysical Res. Lett.*, 10 : 12 : 1133-1136.
- Javoy M., 1977.** Stable isotopes and geothermometry. *J Geol Soc London*, 133 : 609-636.
- Jegouzo P. and Blais S., 1991.** Structural evidence for a Karelian reworking of the Archean crust in eastern Finland. *Res. Terrae, Ser.A, N°5, "Metamorphism, deformation and structure of the crust"*, Oulu : 29.
- Kerrick R., 1987.** The stable isotope geochemistry of Au-Ag vein deposits in metamorphic rocks. In: Kyser TK (ed) "Stable isotope geochemistry of low-temperature fluids". *Mineral. Ass. of Canada, Vol. 13, Saskatoon* : 287-336.
- Kober B., 1986.** Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age-investigations on single-zircons using a double-filament thermal ion-source. *Contrib. Mineral. Petrol.* 93 : 482-490.
- Kober B., 1987.** Single-zircon evaporation combined with Pb+ emitter-bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age-investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. *Contrib. Mineral. Petrol.* 96 : 63-71.

- Koistinen T.J., 1981.** Structural evolution of an early Proterozoic strata-bound Cu-Co-Zn deposit, Outokumpu, Finland. *Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 72 : 115-158.
- Kontinen A., 1987.** An early proterozoic ophiolite - the Jormua maficultramafic complex, northeastern Finland. *Precambrian Res.*, 35 : 313-341.
- Kouvo O., 1964-1978.** Annual reports on the activities for the years 1964-1978. *Summary Geol. Surv. Finland.*
- Kouvo O., 1978.** Annual report on the activities for the year 1982. *Abstract Geol. Surv. Finland* : 16-17.
- Kouvo O. and Tilton G.R., 1966.** Mineral ages from the Finnish Precambrian. *J. Geol.*, 74 : 421-442.
- Kratz K.O. (Editor), 1978.** *Geology and Petrology of the Archaean granite-greenstone formation in Central Karelia.* Nauka, Leningrad : 264pp. (in Russian).
- Kyser T.K., 1986.** Stable isotope variations in the mantle. In : Valley J.W., Taylor H.P. Jr, O'Neil J.R. (eds) *Stable isotopes in high temperature geological processes.* *Reviews in Mineralogy*, 16 : 141-164.
- Leake B.E., 1978.** Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral.*, 63 : 1023-1059.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Levchenkov O.A., Chekulaev V.P. and Krylov I.N., 1986.** Geological evolution of the Karelian granite-greenstone terrain. *Precambrian Res.*, 33 : 45-65.
- Luukkonen E., 1985.** Structural and U-Pb isotopic study of late Archaean migmatitic gneisses of the Presvecokareliides, Lylyvaara, eastern Finland. *Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth. Sci.*, 76 : 401-410.
- Luukkonen E. J., 1988.** The structure and stratigraphy of the northern part of the Late Archean Kuhmo greenstone belt, eastern Finland. *Geological Survey of Finland, Special paper*, 4 : 71-96.
- Machado N., Brooks C. and 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, Canada, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50 : 2335-2348.
- Martin H., 1985.** Nature, origine et evolution d'un segment de croûte continentale archéenne: contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. Mem. Doc. CAESS, Rennes, I : 392pp.
- Martin H., 1989.** Archean Chronology in the eastern part of the Baltic Shield : a Synthesis. *Precamb. Res.*, 43 : 63-77.
- Martin H. and Querré G., 1984.** A 2.5 Ga reworked sialic crust: Rb-Sr ages and isotopic geochemistry of late Archaean volcanic and plutonic rocks from E. Finland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85 : 292-299.
- Martin H., Chauvel C., Jahn B.M. and Vidal P., 1983.** Rb-Sr and Sm-Nd ages and geochemistry of Archaean granodioritic gneisses from eastern Finland. *Precamb. Res.*, 20 : 79-91.
- Martin H. and Barbey P., 1988.** Zircon U-Pb versus Rb-Sr whole-rock age data from eastern Finland. a reply. *Precambrian Res.* 39 : 222-226.
- Matthews A. and Kate A., 1977.** Oxygen isotope fractionation during dolomitisation of calcium carbonate. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41 : 1431-1438.
- McCrea J.M., 1950.** On the isotope chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *J. Chem. Phys.*, 18 : 849-857.
- McCulloch M.T. and Compston W., 1981.** Sm-Nd age of Kambalda and Kanowna greenstones and heterogeneity in the Archaean mantle. *Nature*, 294 : 322-327.
- McCulloch M.T. and Black L.P., 1984.** Sm-Nd isotopic systematics of Enderby Land granulites and evidence for the redistribution of Sm and Nd during metamorphism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 71 : 46-58.
- Meriläinen K., 1980.** Stratigraphy of the Precambrian in Finland. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 102 : 177-180.

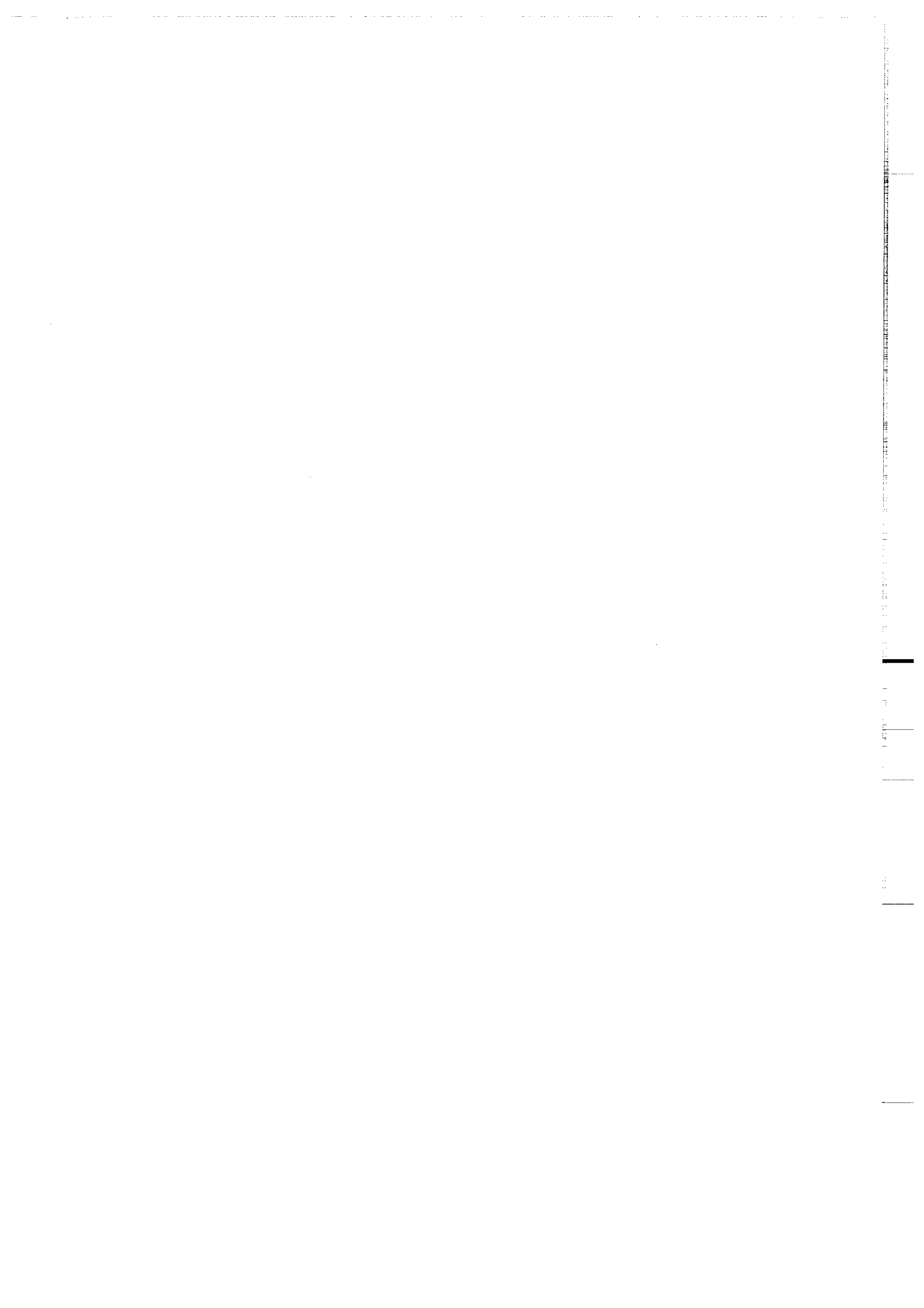
- Muehlenbachs K. and Clayton R.N., 1972.** Oxygen isotope studies of fresh and weathered submarine basalts. *Can. J. Earth. Sci.*, 9 : 172-184.
- Nesbitt R.W., Jahn B.M. and Purvis A.C., 1982.** Komatiites : an early Precambrian phenomenon. *J. Volc. Geother. Res.*, 14 : 31-45.
- Nisbet E.G., 1987.** The young Earth : an introduction to archean geology. Allen and Unwin : Boston : 402 p.
- O'Neil J.R., Clayton R.N. and Mayeda T.K., 1969.** Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J. Chem. Phys.*, 51 : 5547-5558.
- Ohmoto H. and Rye R.O., 1979.** Isotopes of sulphur and carbon. In: Barnes HL (ed), John Wiley and sons, New York. "Geochemistry of hydrothermal ore deposits", 2nd ed : 509-567.
- Ohtani E., 1984.** Generation of komatiite magma and gravitational differentiation in the deep upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 73 : 261-272.
- Ohtani E., Kawabe I., Moriyama J. and Nagata Y., 1989.** Partitioning of elements between majorite garnet and melt and implications for petrogenesis of komatiites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 103 : 263-269.
- Ohtani E., Moriyama J. and Kawabe I., 1988.** Majorite garnet stability and its implication for genesis of komatiite magmas (abstr.) *Chem. Geol.*, 70 : 147.
- Patchett J. and Kouvo O., 1986.** Origin of continental crust of 1.9-1.7 Ga age : Nd isotopes and U-Pb zircon ages in the svecokarelian terrain in South Finland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92 : 1-12.
- Pekkarinen L.J., 1979.** The Karelian formations and their depositional basement in the Kiihtelysvaara-Värtsilä area, east Finland. *Geol. Surv. Finland, Bull.*, 301 : 141 pp.
- Piirainen T. 1988** The geology of Archaean greenstone-granitoid terrain in Kuhmo, eastern Finland, *Spec. Pap.*, 4 : 39-51.

- Pineau F., Javoy M., Hawkins J.W., Craig H., 1976.** Oxygen isotope variations in marginal basin and ocean-ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28 : 299-307.
- Piquet D., 1982.** Mécanismes de recristallisation métamorphique dans les ultra-basites : exemple des roches vertes archéennes de Finlande orientale. Thèse de 3ème cycle, Rennes : 246 pp.
- Pyke D.R., Naldrett A.J. and Eckstrand O.R., 1973.** Archean ultramafic flows in Munro Township, Ontario. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84 : 955-978.
- Quérré G., 1985.** Palingénèse de la croûte continentale à l'Archéen: les granitoïdes tardifs (2.5-2.4 Ga) de Finlande orientale. *Pétrologie et géochimie. Mém. Doc. Centre Arm. Et. Struct. Socles*, 2 : 226 pp.
- Richard P., Shimizu N. and Allègre C.J., 1976.** Nd-143/Nd-146, a natural tracer: an application to oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31: 269-278.
- Roddick J.C., 1984.** Emplacement and metamorphism of Archean mafic volcanics at Kambalda, Westren Australia : geochemical and isotopic constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48 : 1305-1318.
- Rosing M.T. 1990.** The theoretical effect of metasomatism on Sm-Nd isotopic systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54 : 1337-1341.
- Sakko M., 1971.** Varhais-Karjalaisten metadiabaasien radiometrisiä zircon-ikä. (Radiometric zircon ages on the Early-Karelian metadiabases.) *Geologi*, 23 : 117-118.
- Sakko M. and Laajoki K., 1975.** Whole rock Pb-Pb isochron age for the Pääkkö iron formation in Väyrylänkä, South Puolanka area, Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland*, 47 : 113-116.
- Sharma T. and Clayton R.N., 1965.** Measurement of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of total oxygen of carbonates. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 29 : 1347-1353.
- Sheppard S.M.F. and 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. and Hanson G.N., 1986.** Mantle heterogeneity and crustal recycling in Archean granite-greenstone belts: Evidence from Nd isotopes and traces elements in the Rainy Lake area, Superior Province, Ontario, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50 : 2631-2651.
- Simonen A., 1980.** The Precambrian in Finland. *Geol. Survey of Finland, Bull.*, 304 : 58pp.
- Smith A.D. and Ludden J.N., 1989.** Nd isotopic evolution of the Precambrian mantle. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 93 : 14-22.
- Smith H.S., O'Neil J.R. and 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: Kröner A, Hanson GN, Goodwin AM (eds) *Archaean Geochemistry*. Springer Verlag, Berlin Heidelberg New York Tokyo : 115-137.
- Sun S.S. and Nesbitt R.W., 1978.** Petrogenesis of Archean Ultrabasic and Basic volcanics : evidence from Rare Earth Elements. *Contrib. miner. Petrol.*, 65 : 301-325.
- Taipale K., 1983.** The geology and geochemistry of the Archaen Kuhmo greenstone-granite terrain in the Tipasjärvi area, eastern Finland. *Acta Universitatis Ouluensis, Series A*, 151: 98 pp.
- Taipale K., Tuokko I. and Piirainen T., 1980.** A brief introduction to the geology and the geochemistry of the Kuhmo belt. eastern Finland. In: Papunen H (ed) *IGCP project 161, field excursion guide for Finland*, Helsinki : 37-73.
- Takahashi E. and Scarf C.M., 1985** Melting of peridotite to 14 GPa and the genesis of komatiite. *Nature*, 315 : 566-568.
- Taylor S.R., 1975.** *Lunar Science. A post-Apollo View*, Pergamon Press In. New York : 371pp.
- Tourpin S., Gruau G., Blais S. and Fourcade S., 1991.** Resetting of REE, and Nd and Sr isotopes during carbonitization of a komatiite flow from Finland. *Chem. Geol.*, 90 : 15-29.

- Tugarinov A.I. and Bibikova E.V., 1980.** Geokhronologiya Baltiyskogo shchita po dannym tsirkonometrii. (Geochronology of the Baltic Shield according to the data of zirconometry.) Nauka, Moscow : 130pp.
- Tugarinov A.I. and Bibikova E.V., 1978.** Some examples of dating metamorphic rocks by U-Pb method. Open File Rep.78-701, USGS : 437-439.
- Vaasjoki M., 1988.** Zircon U-Pb versus Rb-Sr whole-rock age data from eastern Finland: a critical comment on the papers of Barbey & Martin and Martin, Precambrian Research, Vol. 35, 1987. Precamb. Res., 39 : 217-219.
- Veizer J., Hoefs, J., Ridler R.H., Jensen L.S. and Lowe D.R., 1989.** Geochemistry of Precambrian carbonates : I. Archean hydrothermal systems. Geochim. Cosmochim. Acta, 53 : 845-857.
- Vidal P., Blais S., Jahn B.M., Capdevilla R. and Tilton G.R., 1980.** U-Pb and Rb-Sr systematics of the Suomussalmi Archean greenstone belt (Eastern Finland) Geochim. Cosmochim. Acta, 44 : 2033-2044.
- Viljoen M.J. and Viljoen R.P., 1969.** Upper mantle project. Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ. 2.
- Viljoen M.J., Viljoen R.P., Smith H.S. and Erlank A.J., 1983.** Geological, textural, and geochemical features of komatiitic flows from the Komati formation. In: Anhaeusser CR (ed) Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ. 9 : 1-20
- Welin E. and Stalhos G., 1986.** Maximum age of the synmetamorphic Svecokarelian fold phases in south central Sweden. Geol. Fören. Stockholm Förh., 102 : 269-272.
- Wenner D.B. and Taylor H.P., Jr., 1973.** Temperature of serpentinization of ultramafic rocks based on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ fractionation between coexisting serpentine and magnetite. Contrib. Mineral. Petrol., 32 : 165-185.
- White W.M. and Patchett P.J., 1984.** Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible elements abundances in island arcs : Implications for magma origin and crust-mantle evolution. Earth Planet. Sci. Lett., 67 : 167-185.

- Whitford D.J. and Arndt N.T., 1978.** Rare earth element abundances in a thick, layered komatiite lava flow from Ontario, Canada. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 41 : 188-196.
- Wilson A. H. and Carlson R. W., 1989.** A Sm-Nd and Pb isotope study of Archaean greenstone belts in the southern Kaapvaal Craton, South Africa. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 96 : 89-105.
- Windley B.F. and Bridgwater D., 1971.** The evolution of Archaean low- and high-grade terrains. *Geol. Soc. Aust. Spec. Publ.*, 3 : 33-46.
- Windrim D.P., McCulloch M.T., Chappell B.W. and Cameron W.E. (1984)** Nd isotopic systematics and chemistry of Central Australian sapphirine granulites: an example of rare earth element mobility. *Earth Planet. Sci. Lett.* 70 : 27-39.
- York D., 1969.** Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 5 : 320-324.
- Zindler A., 1982.** Nd and Sr isotopic studies of komatiites and related rocks. In : Arndt N.T. and Nisbet E.G.(eds.) *Komatiites*, Allen and Unwin, London Boston Sydney : 399-417.
- Zindler A. and Hart S., 1984.** Chemical Geodynamics *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14 : 493-571.



ANNEXE
PROCEDURES ANALYTIQUES

Les procédures analytiques classiques, ainsi que les équations géochimiques et les constantes utilisées, sont présentées dans les deux articles (Chapitres II et III). Nous ne précisons ici que les techniques plus particulières que nous avons été amenés à utiliser dans le cadre de ce travail :

SEPARATION DES MINERAUX METAMORPHIQUES

1) Amphiboles - Plagioclases - Chlorites - Biotites - Ilménites

Les roches ayant un grain fin, les poudres à partir desquelles se font les séparations minéralogiques sont tamisées inférieur à 150 μm . Les particules les plus fines sont éliminées par lavage à l'eau claire.

Amphiboles et plagioclases ont été séparés à l'aide d'un séparateur magnétique Frantz, les fractions étant ensuite purifiées par tri manuel sous binoculaire.

Pour séparer les *biotites*, *chlorites* et *ilménites*, les liqueurs denses (iodure de méthylène) ont été utilisées en complément du séparateur magnétique Frantz. Les fractions sont ensuite purifiées par tri manuel sous binoculaire.

2) Carbonates

Les veines de carbonates étant, par endroits, épaisses de plus de 0.5 cm, les échantillons de roches ont été cassés au marteau en petits fragments qui ont ensuite été triés sous binoculaire afin de récupérer les fractions très pures de carbonate.

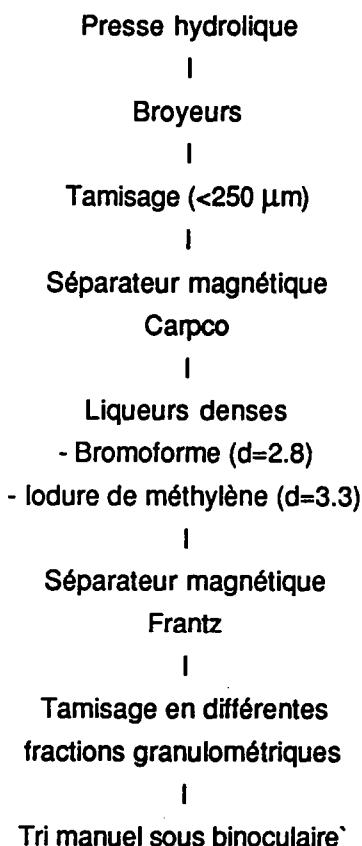
Pour séparer les taches de carbonate au sein des roches, les échantillons ont été réduits en poudre dont la taille des grains est inférieure à 250 μm . Les grains de carbonate ont ensuite été séparés manuellement sous binoculaire.

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.

PRINCIPE DE LA METHODE DES ZIRCONS PAR EVAPORATION :

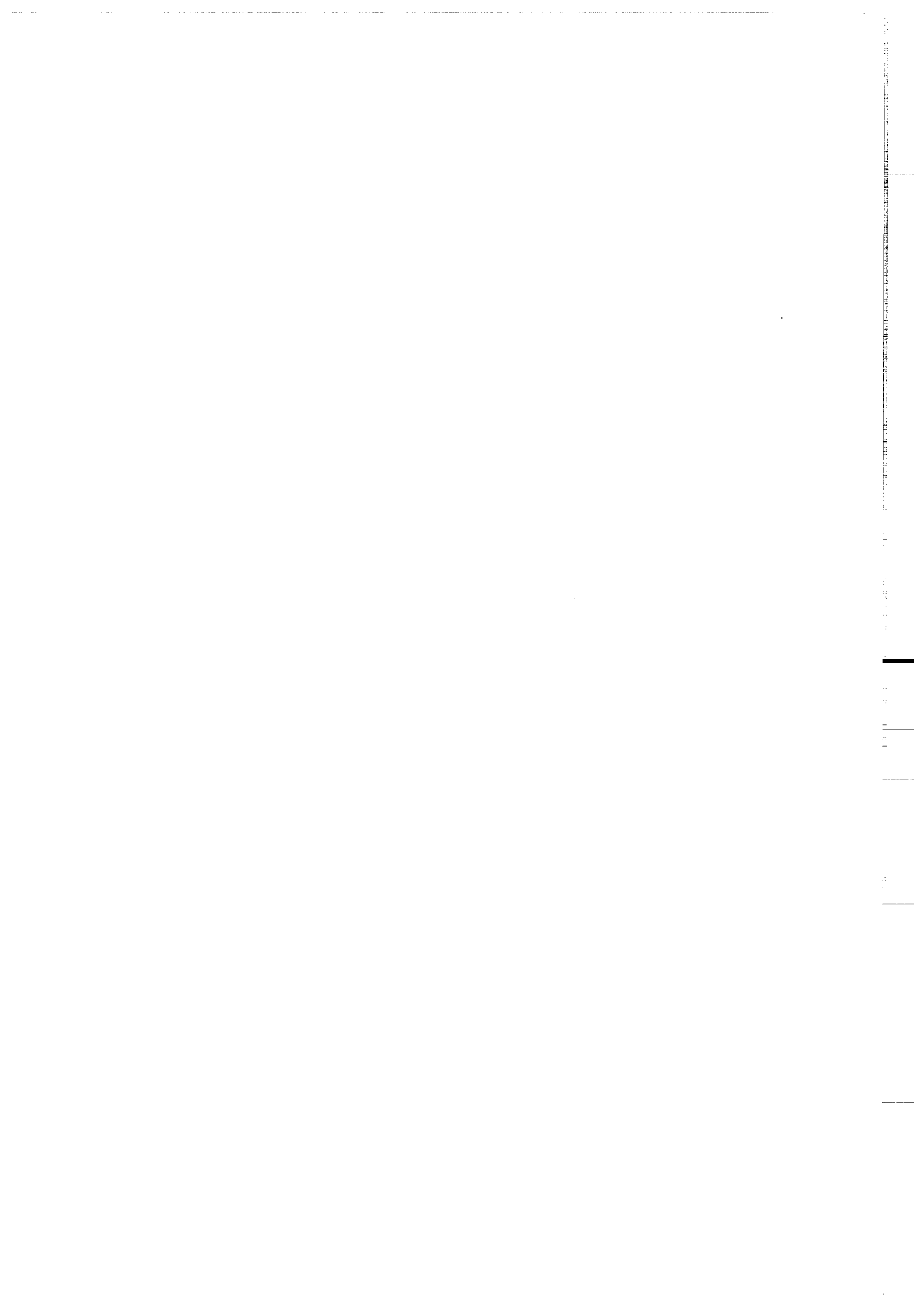
Les roches ont été, dans un premier temps, lavées à l'eau claire, fragmentées à la presse hydrolique puis réduites à la taille de graviers dans un broyeur à mâchoires. Les graviers sont alors réduits en poudre dans un broyeur à disques. La taille des grains de la poudre obtenue est inférieure à 250 μm afin de récupérer les plus gros zircons pour l'étude de monozircons.

La procédure physique de séparation des zircons est effectuée de la manière suivante :



Aucune préparation chimique n'est nécessaire.

Les zircons sélectionnés sont enveloppés dans un filament latéral de Re (évaporation) et placés en face d'un second filament latéral de Re qui sert à l'ionisation. Pour éliminer d'éventuelles traces de Pb de pollution, le filament sans zircon est porté à haute température pendant quelques secondes. On procède ensuite par palliers successifs. Dans un premier temps, seul le filament contenant le zircon est chauffé pendant une trentaine de minutes: il y a évaporation et dépôt de Pb sur le filament d'ionisation non chauffé. Ensuite, le filament d'ionisation est éteint et l'on émet alors le Pb déposé sur le filament d'ionisation en le chauffant. Entre chaque pallier, le filament d'ionisation est porté à très forte température pour éliminer toutes traces de Pb restant.



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). EPUISE
- N°2 - G. QUERRE - Paléogénèse 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). 85F.
- N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). EPUISE
- 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). 70F.
- 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). EPUISE

- N°8 - Ph. DAVY -** Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). EPUISE
- N°9 - Y. GEORGET -** Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986).
EPUISE
- 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 Puy. 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 tabl., 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). 265F.

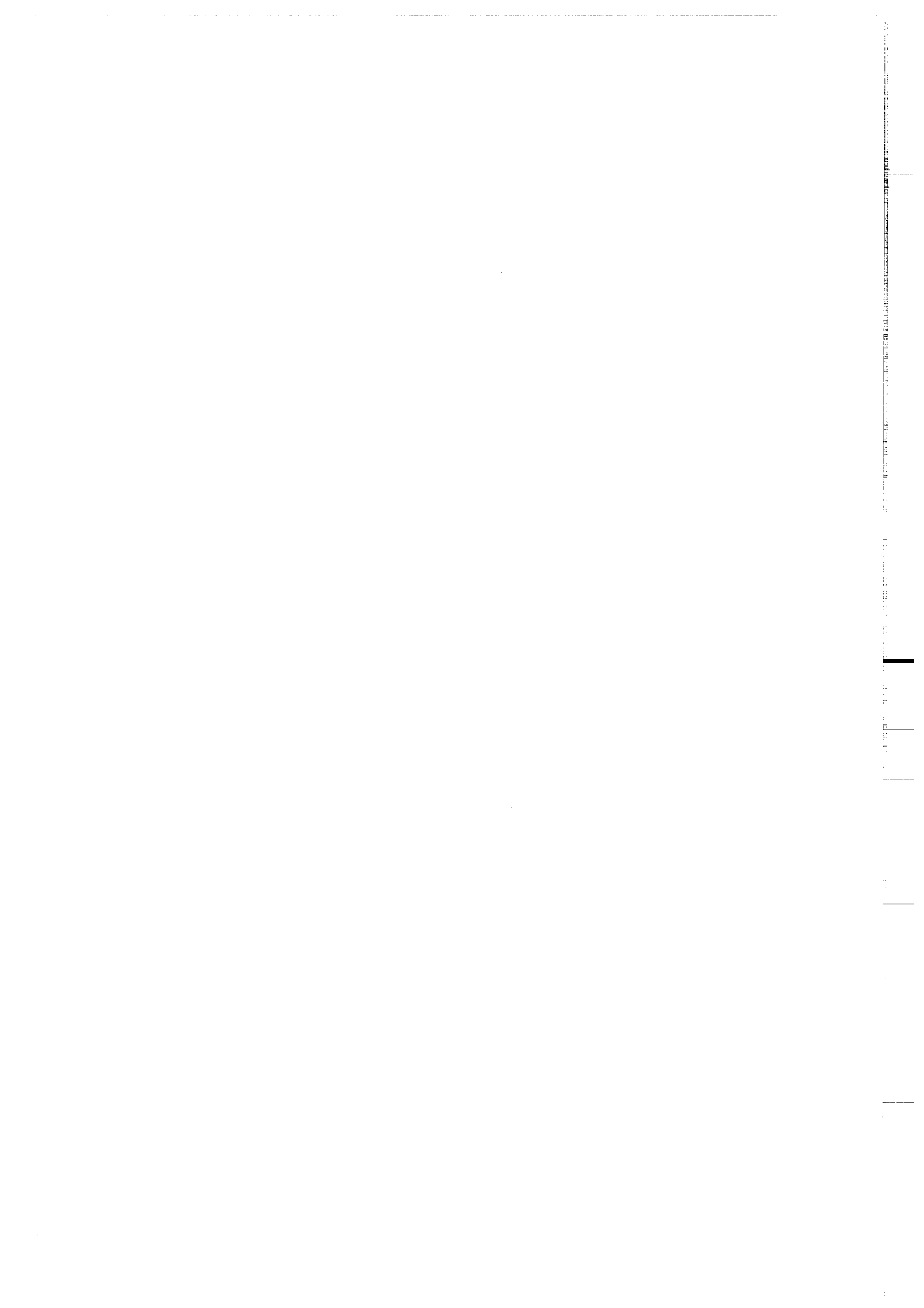
- N°16 - E. TAILLEBOIS** - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F.
- N°17 - J.P. COGNE** - Contribution à l'étude 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). EPUISE
- 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 tabl., 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., 11 pl. 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 Méséta marocaine. 353 p., 244 fig., 15 pl. (1989) 210F.
- N°27 - Ph. BARDY - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricain 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 SiO₂. 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 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: 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., (1911). 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 tab., (1992). 100F.



BON DE COMMANDE

à retourner à : Mme FALAISE

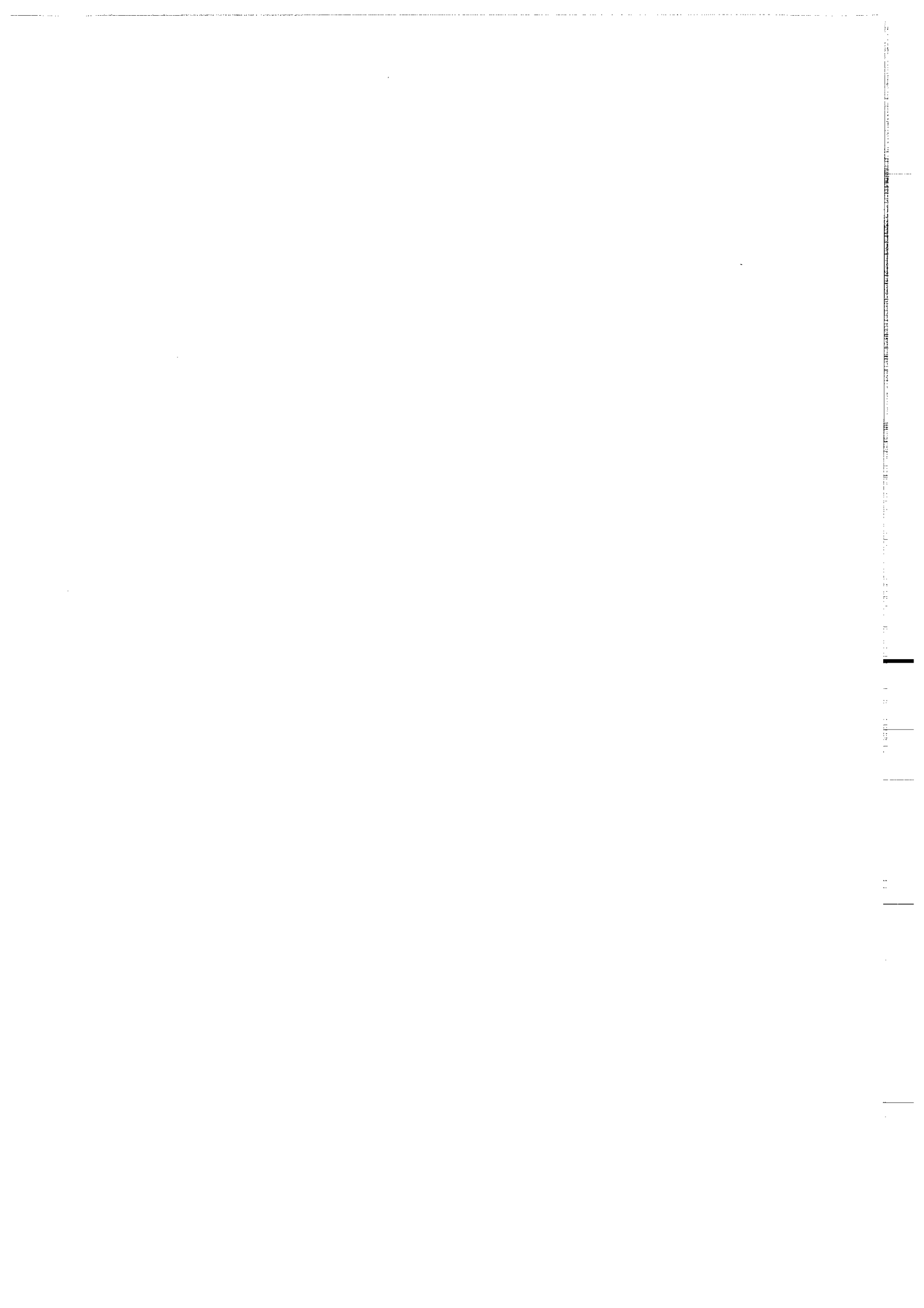
Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
Mémoires et Documents du CAESS
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France)
Tél : 99.28.60.80 Fax : 99.28.67.80

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.



Imprimé au CAESS

Dépot Légal

4ème trimestre 1992



RESUME

Les komatiites ont souvent été considérées comme reflétant directement les compositions chimiques et isotopiques de leurs sources mantelliques. Cependant, l'utilisation de ces roches pour reconstituer la composition du manteau archéen apparaît abusive du fait que les komatiites montrent toutes des recristallisations métamorphiques, ce qui laisse subsister un doute profond quant à la préservation de leurs caractéristiques primaires.

La possibilité d'une modification profonde des signatures isotopiques ainsi que des autres caractéristiques chimiques (incluant des éléments réputés immobiles, tels que les Terres Rares) a été démontrée à partir des coulées komatiitiques à textures spinifex de la ceinture de roches vertes de Kuhmo-Tipasjärvi (Finlande) dont l'âge est de 2.66 Ga. Ces coulées ont subi un métamorphisme dans le faciès amphibolite de bas degré, parfois accompagné de phénomènes de carbonatation et d'albitisation. Un tel métamorphisme est responsable de nombreuses anomalies dans la distribution des éléments majeurs et en traces (en particulier des Terres Rares). Les échantillons analysés définissent une "isochrone" Sm-Nd donnant un âge beaucoup plus jeune que l'âge réel de mise en place, et qui représente plutôt l'âge des recristallisations métamorphiques. Les rapports Sm-Nd des roches, la géochimie des éléments majeurs et en traces, ainsi que les rapports isotopiques de l'oxygène sont directement corrélés avec les proportions modales de minéraux secondaires. Comme l'âge du métamorphisme (Svécokarélien) est beaucoup plus récent que celui d'emplacement des coulées (900 Ma), la recristallisation a eu des conséquences profondes sur la détermination de ϵ_{Nd} et ϵ_{Sr} . En conclusion c'est avec énormément de prudence et de suspicion qu'il faut utiliser les méta-komatiites comme des indicateurs "fiables" des caractéristiques isotopiques du manteau archéen.

Mots Clés :

Archéen, komatiites, terres rares, isotopes du Sr-Nd, métamorphisme, mobilité géochimique, Finlande.