
Dépôt Institutionnel de l'Université libre de Bruxelles /
Université libre de Bruxelles Institutional Repository
Thèse de doctorat/ PhD Thesis

Citation APA:

Brassinnes, S. (2006). *Relations cumulatif-liquide dans les massifs alcalins et carbonatitiques: les cas des massifs de Vuoriyarvi (Péninsule de Kola, Russie) et de Tajno (N.E. Pologne)* (Unpublished doctoral dissertation). Université libre de Bruxelles, Faculté des Sciences – Sciences de la Terre et de l'Environnement, Bruxelles.

Disponible à / Available at permalink : <https://dipot.ulb.ac.be/dspace/bitstream/2013/210796/4/e0fdfca1-d39c-460e-9e97-85dbcb7cad58.txt>

(English version below)

Cette thèse de doctorat a été numérisée par l'Université libre de Bruxelles. L'auteur qui s'opposerait à sa mise en ligne dans DI-fusion est invité à prendre contact avec l'Université (di-fusion@ulb.be).

Dans le cas où une version électronique native de la thèse existe, l'Université ne peut garantir que la présente version numérisée soit identique à la version électronique native, ni qu'elle soit la version officielle définitive de la thèse.

DI-fusion, le Dépôt Institutionnel de l'Université libre de Bruxelles, recueille la production scientifique de l'Université, mise à disposition en libre accès autant que possible. Les œuvres accessibles dans DI-fusion sont protégées par la législation belge relative aux droits d'auteur et aux droits voisins. Toute personne peut, sans avoir à demander l'autorisation de l'auteur ou de l'ayant-droit, à des fins d'usage privé ou à des fins d'illustration de l'enseignement ou de recherche scientifique, dans la mesure justifiée par le but non lucratif poursuivi, lire, télécharger ou reproduire sur papier ou sur tout autre support, les articles ou des fragments d'autres œuvres, disponibles dans DI-fusion, pour autant que :

- Le nom des auteurs, le titre et la référence bibliographique complète soient cités;
- L'identifiant unique attribué aux métadonnées dans DI-fusion (permalink) soit indiqué;
- Le contenu ne soit pas modifié.

L'œuvre ne peut être stockée dans une autre base de données dans le but d'y donner accès ; l'identifiant unique (permalink) indiqué ci-dessus doit toujours être utilisé pour donner accès à l'œuvre. Toute autre utilisation non mentionnée ci-dessus nécessite l'autorisation de l'auteur de l'œuvre ou de l'ayant droit.

----- **English Version** -----

This Ph.D. thesis has been digitized by Université libre de Bruxelles. The author who would disagree on its online availability in DI-fusion is invited to contact the University (di-fusion@ulb.be).

If a native electronic version of the thesis exists, the University can guarantee neither that the present digitized version is identical to the native electronic version, nor that it is the definitive official version of the thesis.

DI-fusion is the Institutional Repository of Université libre de Bruxelles; it collects the research output of the University, available on open access as much as possible. The works included in DI-fusion are protected by the Belgian legislation relating to authors' rights and neighbouring rights. Any user may, without prior permission from the authors or copyright owners, for private usage or for educational or scientific research purposes, to the extent justified by the non-profit activity, read, download or reproduce on paper or on any other media, the articles or fragments of other works, available in DI-fusion, provided:

- The authors, title and full bibliographic details are credited in any copy;
- The unique identifier (permalink) for the original metadata page in DI-fusion is indicated;
- The content is not changed in any way.

It is not permitted to store the work in another database in order to provide access to it; the unique identifier (permalink) indicated above must always be used to provide access to the work. Any other use not mentioned above requires the authors' or copyright owners' permission.

D 03440

UNIVERSITE LIBRE DE BRUXELLES

THESE d'UNIVERSITE

Présentée par
Stéphane BRASSINNES

Chercheur F.R.I.A.

**Relations cumulat-liquide dans les massifs alcalins et carbonatitiques.
Le cas des massifs de Vuoriyarvi (Péninsule de Kola, Russie) et de
Tajno (N.E. Pologne).**

Thèse dirigée par Daniel DEMAIFFE

Soutenue en mai 2006.

Universite Libre de Bruxelles



003339057

UNIVERSITE LIBRE DE BRUXELLES

THESE d'UNIVERSITE

Présentée par

Stéphane BRASSINNES

Chercheur F.R.I .A.

**Relations cumulat-liquide dans les massifs alcalins et carbonatitiques.
Le cas des massifs de Vuoriyarvi (Péninsule de Kola, Russie) et de
Tajno (N.E. Pologne).**

Thèse dirigée par Daniel DEMAIFFE

Soutenue en mai 2006.

UNIVERSITE LIBRE DE BRUXELLES

THESE D'UNIVERSITE

Présentée par

Stéphane BRASSINNEZ

(Recherche F.R.S.-A.)

Relations cumulat-liquide dans les massifs alcalins et carbonatés.
Le cas des massifs de Vuorijarvi (Péninsule de Kola, Russie) et de
Tajno (N.E. Pologne).

Thèse dirigée par Daniel DEMARTE

Soutenu en mai 2004.

18/04/06

A mes parents

2019年10月

*« La terre nous en apprend plus long sur nous que tous les livres. Parce qu'elle nous résiste.
L'homme se découvre quand il se mesure avec l'obstacle. »*

Antoine de Saint-Exupéry

1. The first part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

2. The second part is a list of the names of the members of the committee.

Remerciements :

La grande aventure que fût la réalisation de cette thèse arrive finalement à son terme. Le chemin suivi tout au long de ces années m'a permis de rencontrer de nombreuses personnes remarquables. Il est bien sûr impossible de remercier individuellement chaque personne, mais je voudrais dire merci plus particulièrement à certaines d'entre elles pour l'aide et les connaissances qu'elles m'ont apportées.

Le Fonds de la Recherche Industrielle et Agricole (F.R.I.A) m'a financé pour la réalisation de cette thèse de doctorat, je leur en suis reconnaissant. J'ai eu la chance, grâce au groupe internationale EUROCARB (ESF network), de pouvoir assister aux « workshops » qui se sont déroulés au Kaiserstuhl, en Italie et aux îles Canaries. Durant ceux-ci, j'ai eu l'occasion de participer à de nombreuses discussions passionnantes et enrichissantes traitant des carbonatites et également observer des massifs qui m'ont servis d'objets de comparaison tout au long de mon étude des massifs à carbonatite de Vuoriyarvi et de Tajno.

J'adresse particulièrement toute ma reconnaissance au Prof. Daniel Demaiffe pour m'avoir permis de réaliser ma thèse de doctorat sous sa tutelle, de m'avoir dirigé et conseillé tout au long de ces années et pour la patience dont il a fait preuve lors de la rédaction du présent document.

Je tiens également à remercier le Dr. Luc André de m'avoir permis l'accès au LA-ICP-MS du Musée Royal de l'Afrique Centrale (Tervuren) et le Dr. Daniel Ohnenstetter de m'avoir introduit dans le laboratoire du Dr. E. Deloule où j'ai pu réaliser mes datations U/Pb par SIMS sur zircon. Je ne voudrais pas oublier le Prof. Alain Herbosch qui nous a permis, aux étudiants du Prof. D. Demaiffe ainsi qu'à moi-même, d'utiliser son installation de polissage afin de polir nos lames minces, un outil indispensable dans l'étude minéralogique in-situ de nos échantillons.

J'aimerais tout spécialement remercier Olivier, Julien, Collin et Nicolas, tant pour les nombreuses discussions géologiques que l'on a menées que pour l'ambiance au sein du laboratoire de Géochimie isotopique, propice tant à un épanouissement personnel que professionnel.

Je remercie Patricia et Wendy pour avoir réalisé mes séparations sur colonnes échangeuses d'ions et l'acquisition des compositions isotopiques de mes échantillons malgré tous les problèmes techniques rencontrés. Un grand merci à Giovanni pour sa bonne humeur quotidienne ainsi que pour la qualité des lames minces qu'il a confectionné tout au long de ce travail.

J'adresse spécialement un grand merci à Annick, ma compagne, qui a toujours été présente dans les moments difficiles et qui a réussi à me faire garder le sourire quoi qu'il arrive.

Je finirai ces remerciements par ceux à qui je dois le plus : mes parents. Je vous remercie pour l'éducation que vous m'avez donnée ainsi que de m'avoir toujours soutenu quelques soient mes choix dans la vie. Je sais que votre plus grand désir était d'être là pour me voir finir ma thèse. Le destin en aura malheureusement décidé autrement, vous êtes partis beaucoup trop tôt, à peine quelques semaines avant la finalisation de ce travail. Votre départ, à un moment déjà très riche en émotion, m'a énormément affecté. C'est pour cela que tiens à remercier toutes les personnes qui m'ont aidées et soutenues en ces moments difficiles.

Stéphane Brassinnes.

Table des matières :

Avant-propos :	1
1. Les carbonatites : définition, répartition géographique et processus génétiques	3
1.1. Introduction :	3
1.2. Répartitions géographique et temporelle des carbonatites.....	4
1.3. Intérêt économique des carbonatites.....	7
1.4. Genèse et évolution des magmas carbonatitiques	8
1.4.1. La fusion mantellique :	8
1.4.2. La cristallisation fractionnée	10
1.4.3. L'immiscibilité de liquides	10
1.4.4. Résumé des modèles possibles	11
2. Cadre géographique et géologique	15
2.1. Situation géographique	15
2.2. Historique de l'exploration géologique de la péninsule de Kola	15
2.3. Contexte géologique.....	17
2.3.1. Structure générale du bouclier baltique	17
2.3.2. Structure du bloc crustal de Lapland-Kola-Karélie	20
2.3.2.1. Structure du domaine de Murmansk	20
2.3.2.2. Structure du domaine de Kola central.....	22
2.3.2.3. Structure du domaine Belomorien.....	23
2.3.3. Structure des chaînes de suture :	24
2.3.3.1. La zone de suture de Kolmozero-Voronja	24
2.3.3.2. La zone de suture de Lapland.....	24
2.3.3.2.1. La ceinture granulitique de Lapland	25
2.3.3.2.2. La ceinture granulitique de Kandalaksha-Kolvitsa	25
2.3.3.3. La zone de suture proche d'Imandra	25
2.3.4. Les structures des ceintures associées au rifting protérozoïque précoce	26
2.3.4.1. La zone de Pechenga	26
2.3.4.2. La zone d'Imandra-Varzuga	26
2.3.4.3. La zone de Pana-Kuolajarvi	26
2.3.5. La chronologie des événements géologiques durant le Protérozoïque	27
2.3.5.1. Le Protérozoïque Précocé	27

2.3.5.2. Le Protérozoïque tardif	28
2.3.5.2.1 .Les roches sédimentaires	28
2.3.5.2.2. Les roches intrusives	28
2.3.6. Le Paléozoïque	28
2.3.6.1. Introduction.....	28
2.3.6.2. La transition Précambrien-Paléozoïque précoce.....	29
2.3.6.3. Le Paléozoïque tardif.....	29
2.3.6.3.1. Description sommaire des intrusions géantes de syénite agpaïtique à néphéline	31
2.3.6.3.1.1. Le massif de Khibiny	32
2.3.6.3.1.2. Le massif de Lovozero	32
2.3.6.3.2. Les intrusions ultrabasiques, alcalines et carbonatitiques	33
2.3.6.3.2.1. Introduction	35
2.3.6.3.2.2. Description sommaire de deux massifs typiques	35
2.3.6.3.2.2.1. Le massif de Kovdor	35
2.3.6.3.2.2.2. Le massif pluto-volcanique de Kontozero.....	36
2.3.6.3.3. Le magmatisme filonien associé	36
2.3.6.3.3.1. Introduction	36
2.3.6.3.3.2. Les dykes de lamprophyre.....	37
2.3.6.3.3.3. Les pipes de kimberlite.....	38
2.3.7. Le Quaternaire	38
3. Le massif de Vuoriyarvi	39
3.1. Situation géographique et historique de l'investigation géologique	39
3.2. Relations de terrain et structure de l'objet	39
3.2.1. L'encaissant	39
3.2.2.. Description générale du massif.....	40
3.2.3. Le cœur ultrabasique	40
3.2.4. L'anneau externe de roches silicatées alcalines.....	41
3.2.5. Les complexes filoniens tardifs.....	41
3.2.5.1. Les phoscorites	42
3.2.5.2. Les carbonatites.....	42
3.2.5.3. La brèche à staffélite	43
3.2.5.4. Les filons alcalins et subalcalins.....	43
4. Pétrographie du massif ultrabasique, alcalin et carbonatitique de Vuoriyarvi	45
4.1. Nomenclatures utilisées	45
4.1.1. Les carbonatites et les phoscorites	45

4.1.1.1. Les carbonatites.....	45
4.1.1.2. Les phoscorites.....	46
4.1.2. Les roches silicatées associées.....	50
4.1.2.1.. Les roches ultramafiques.....	50
4.1.2.2. Les roches silicatées alcalines.....	52
4.1.3. Notions théoriques sur les cumulats magmatiques.....	52
4.2. Pétrographie détaillée des roches du massif de Vuoriyarvi.....	57
4.2.1. Les carbonatites et les phoscorites.....	57
4.2.1.1. Les carbonatites à calcite.....	59
4.2.1.1.1. Les carbonatites de stade 1.....	61
4.2.1.1.2. Les carbonatites de stade 2.....	64
4.2.1.1.3. Les carbonatites de stade 3.....	68
4.2.1.2. Les carbonatites tardives à dolomite.....	68
4.2.1.3. Les phoscorites.....	71
4.2.1.4. Le statut pétrographique des carbonatites : discussion en terme de « cumulat » ou de liquide magmatique.....	80
4.2.1.5. Conclusions sur les carbonatites et les phoscorites.....	83
4.2.3. Les roches ultrabasiques.....	84
4.2.3.1. Les dunites (ou olivinites).....	85
4.2.3.2. Les clinopyroxénites.....	85
4.2.3.3. Conclusions sur les roches ultrabasiques.....	89
4.2.4. Les roches alcalines silicatées.....	93
4.2.4.1.. Les ijolites.....	93
4.2.4.1.1. L'ijolite à structure grenue (293-78).....	93
4.2.4.1.2. Les ijolites à texture porphyrique (VJA71, VJA72).....	95
4.2.4.2.. La méla-syénite (VJA83).....	98
4.2.4.3. Conclusions sur les roches alcalines.....	98
4.3. Conclusions de l'étude pétrographique.....	99
5. Minéralogie et chimie minérale du massif de Vuoriyarvi.....	101
5.1. Introduction.....	101
5.2. Les carbonates.....	101
5.2.1 Rappel sur la structure pétrographique du carbonate.....	105
5.2.2.. Composition chimique.....	105
5.2.3. Discussion.....	110
5.3. L'apatite.....	114
5.3.1. Structure pétrographique.....	115
5.3.2. Composition chimique.....	115

5.3.3. Discussion	130
5.4. Magmatic evolution of the differentiated ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion of Vuoriyarvi (Kola Peninsula, Russia). A LA-ICP-MS study of apatite" LITHOS 2005, Volume 85, 76-92 (une copie est jointe en fin de chapitre).	134
5.5. Distribution élémentaire des REE entre la calcite et l'apatite	134
5.6. Les micas.....	139
5.6.1. Introduction	139
5.6.2. Rappel sur les structures pétrographiques.....	139
5.6.3. Composition chimique	149
5.6.4. Discussion	155
5.7. Les clinopyroxènes	156
5.7.1. Introduction	156
5.7.2. Rappel sur la structure pétrographique des pyroxènes.....	157
5.7.3. Composition chimique	157
5.7.4. Discussion	175
5.8. L'olivine	178
5.8.1. Rappel pétrographique	178
5.8.2. Composition chimique	179
5.8.3 Discussion	179
5.9. L'amphibole	182
5.9.1. Introduction	182
5.9.2. Rappel pétrographique	183
5.9.3. Composition chimique	183
5.9.4. Discussion	186
5.10. La néphéline.....	186
5.10.1. Introduction	186
5.10.2. Rappel pétrographique.....	186
5.10.3. Composition chimique	187
5.10.4. Discussion.....	187
5.11. Les oxydes de Fe-Ti.....	187
5.11.1. Introduction	187
5.11.2. Rappel pétrographique sur les magnétites des clinopyroxénites	189
5.11.3. Composition chimique	189
5.11.4. Discussion.....	189
5.12. Conclusions sur la minéralogie	192
5.12.1. Les carbonates.....	192

5.12.2. L'apatite.....	192
5.12.3. Distribution des terres rares entre apatite et calcite	193
5.12.4. Mica.....	194
5.12.5. Clinopyroxène.....	194
6. Evolution minéralogique d'une éponge métasomatisée au contact d'une veine de carbonatite.	214
6.1. Introduction	214
6.2. Description pétrographique de la zone de contact entre carbonatite et pyroxénite	215
6.2.1. L'encaissant pyroxénitique partiellement métasomatisé (zone 1)	215
6.2.2. La zone à amphibole-calcite-phlogopite (zone 2)	215
6.2.3. La zone riche en phlogopite (zone 3).....	215
6.2.4. La veine de carbonatite proprement dit (zone 4)	218
6.3. Composition chimique des principaux minéraux	218
6.3.1. Le clinopyroxène.....	218
6.3.2. L'amphibole	218
6.3.3. La phlogopite.....	219
6.3.4. La calcite.....	221
6.3.5. Les oxydes Fe-Ti	221
6.4. Discussion.....	222
7. Géochimie des éléments majeurs et des traces.....	224
7.1. Introduction	224
7.2. Les éléments majeurs	224
7.2.1. Résultats :	226
7.2.1.1. Les clinopyroxénites.....	226
7.2.1.2. Les roches de la série melteigite-ijolite-urtite, la mélasyérite et la roche riche en phlogopite	226
7.2.1.3. Les carbonatites et roches associées	226
7.2.1.3.1. Les carbonatites à calcite.....	228
7.2.1.3.2. Les carbonatites à dolomite.....	228
7.2.2. Discussion	229
7.2.2.1. Les roches silicatées.....	229
7.2.2.2. Les carbonatites.....	233
7.3. Les éléments en trace	234
7.3.1. Les spectres de terres rares.....	234
7.3.1.1. Les clinopyroxénites	234

7.3.1.2. Les roches silicatées alcalines	234
7.3.1.3. Les carbonatites.....	236
7.3.1.3.1. Les carbonatites à calcite.....	236
7.3.1.3.2. Les carbonatites à dolomite	236
7.3.2. Les diagrammes multiéléments (ou « spidergrams »).....	236
7.3.2.1. Les clinopyroxénites	236
7.3.2.3. Les carbonatites à calcite	237
7.3.2.4. Les carbonatites à dolomite.....	237
7.3.3. Discussion des contenus en éléments en trace	237
7.4. Conclusions	241
8. Géochronologie et géochimie isotopique du strontium, du néodyme et du plomb	244
8.1. Introduction	244
8.2. Résultats	245
8.3. Discussion.....	245
8.4. Conclusions.....	259
9. Conclusions générales sur le massif de Vuoriyarvi.....	262
9.1. Contexte générale	262
9.2. Péetrographie :	263
9.3. Chimie minérale (majeurs et traces)	264
9.4. Géochimie (majeurs, traces et isotopes radiogéniques Sr-Nd-Pb).....	266
10. Le massif pluto-volcanique à carbonatites de Tajno (N.E. Pologne).....	270
10.1. Introduction	270
10.2. A PETROLOGICAL-GEOCHEMICAL OVERVIEW OF THE TAJNO CARBONATITE COMPLEX (NE POLAND). COMPARISON WITH THE KOLA CARBONATITE PROVINCE (RUSSIA).	275
10.3. A LA-ICP-MS STUDY OF CARBONATES FROM LATE-STAGE CARBONATITE VEINS IN THE TAJNO MASSIF (POLAND)	282
10.4. Datation U-Pb sur zircon du massif de Tajno et compositions isotopiques Sr, Nd et Pb	286
10.4.1. Datation U-Pb sur zircon	286
10.4.2. Compositions isotopiques Sr, Nd et Pb.....	290

11. Conclusions générales	294
12. Bibliographie	296

11. Christiana ginseng	285
12. Bibliographic	285

Avant-propos :

Les carbonatites sont des roches magmatiques essentiellement constituées de carbonate (proportion modale > 90%), elles proviennent soit directement du manteau, soit de l'évolution de magmas alcalins sous-saturés dérivés du manteau ce qui suggère qu'elles jouent (ou ont pu joué) un rôle prépondérant dans le cycle profond du CO₂ et dans l'apport atmosphérique de CO₂ au cours des temps géologiques à l'échelle de la Terre. Il n'existe qu'un seul volcan actif, le célèbre Oldonyo Lengai (Tanzanie) localisé sur la partie médiane du rift africain, il émet une carbonatite sodique (natrocarbonatite). Les carbonatites anciennes se présentent sur le terrain sous la forme de corps plutoniques ou de tuffs volcaniques généralement mis en place au sein de vieux cratons, le long de linéaments structuraux importants.

Les carbonatites sont des roches exceptionnelles sur le point minéralogique : elles contiennent de nombreuses espèces minéralogiques endémiques, très prisées des collectionneurs de minéraux. Elles sont aussi riches en éléments classiquement considérés comme des éléments en trace dans les roches silicatées. Ces éléments sont piégés dans des minéraux rares (pyrochlore, pérovskite, baddeleyite, apatite, etc...) qui peuvent être localement concentrés dans des horizons enrichis parfois exploités.

La province ultrabasique, alcaline et carbonatitique de la péninsule de Kola (Russie) est bien connue dans la littérature géologique : elle comprend plus de vingt massifs d'âge dévonien. Les carbonatites se présentent généralement sous la forme de filons de taille variable (plusieurs m à quelque cm), recoupant les roches ultrabasiques (péridotites, clinopyroxénites). Le statut pétrographique des carbonatites n'est pas encore bien établi : elles peuvent représenter des liquides magmatiques, cristalliser in situ sans ségrégation minéralogique ou correspondre à un cumulat ou une boue de cristaux emballés dans un liquide plus évolué. La difficulté réside partiellement dans la facilité qu'ont les carbonates (généralement la calcite) à recristalliser, les structures magmatiques primaires ont pu être oblitérées lors de processus tardifs. Il est pourtant indispensable de connaître le statut pétrographique afin de pouvoir comprendre qualitativement ou modéliser quantitativement l'évolution géochimique de la suite de roches auxquelles les carbonatites appartiennent.

Ce travail a pour objectif principal d'une part d'établir la nature des carbonatites à partir de l'étude pétrographique, minéralogique et géochimique (majeurs, traces et isotopes Sr-Nd-Pb) du petit massif de Vuoriyarvi et d'autre part de le comparer aux autres massifs de la province de Kola et au massif pluto-volcanique de Tajno (N-E Pologne). La combinaison de l'examen pétrographique détaillé, de la géochimie en roches totales et de la composition en

éléments en trace des deux phases principales, la calcite et l'apatite, sera utilisée pour déterminer si ces roches sont plutôt des liquides magmatiques vrais ou des cumulats magmatiques.

Les carbonates sont des roches magmatiques essentiellement constituées de carbonates (calcite, dolomite, etc.) et elles peuvent être directement ou indirectement du type de l'éclogite. Les carbonates sont surtout formés au moment de la cristallisation du magma et jouent un rôle prépondérant dans le type de magma et dans l'abaissement de la CO_2 au cours des temps géologiques à l'échelle de la Terre. Il n'existe guère de volcans actifs, à moins d'être très jeunes (Tartarus) localisés sur la partie méridionale de l'île d'Islande, il n'y a pas de carbonates modernes (carbonatation). Les carbonates modernes se présentent sur la surface sous la forme de corps dissolus ou de petits volcans géométriques et ils se trouvent en fait dans les zones de l'échelle de l'âge de l'évolution tectonique moderne.

Les carbonates sont des roches exceptionnelles sur le plan métrologique : elles contiennent de nombreux espèces minéralogiques endémiques. Les genres des collections de minéraux. Elles sont aussi riches en éléments classiquement considérés comme des éléments en trace dans les roches volcaniques. Ces éléments sont présents dans des minéraux rares (pyrochlore, pérovskite, baddeleyite, apatite, etc.) qui peuvent être localisés collectivement dans des horizons stratifiés parfois espacés.

La province aléoutique, aléoutique et carbonatée de la péninsule de Kola (Russie) est bien connue dans la littérature géologique : elle comprend des séries de roches volcaniques. Les carbonates se présentent généralement sous la forme de filons de taille variable (plusieurs mètres à plusieurs km), recouvrent les roches aléoutiques (pyrochlore, clinopyroxène, etc.) et sont géométriques des carbonates n'est pas unique dans l'échelle : elles peuvent recouvrir des filons magmatiques, cristalliser in situ sans ségrégation minéralogique ou correspondre à un coulé ou une boue ou cratère minéralisés dans les filons plus jeunes. La difficulté réside essentiellement dans la facilité du fait les carbonates généralement la calcite à recristalliser, les structures magmatiques primaires ont pu être oblitérées lors de processus tardifs. Il est parfois indéniable de connaître le statut pétrologique des roches volcaniques de la suite de roches généralement ou moyennement quantitativement l'évolution géométrique de la suite de roches volcaniques les carbonates également.

Ce travail a pour objectif principal d'être une étude de la nature des carbonates à partir de l'étude pétrologique, minéralogique et géochimique (mécanisme, traces et isotopes Sr-87/Rb-87) de la suite de roches volcaniques de l'île de Kola. La composition de la suite de roches volcaniques de l'île de Kola est au moins plus volcanique de l'île de Kola. La composition de l'échantillon pétrologique détaillé, de la géochimie des roches volcaniques et de la composition de

Chapitre 1 :

Les carbonatites : définition, répartition géographique et processus génétiques

1. Les carbonatites : définition, répartition géographique et processus génétiques

1.1. Introduction :

Par définition, une carbonatite est une roche magmatique présentant une proportion modale de carbonate supérieure ou tout au plus égale à 50% (Streckeisen, 1978).

L'hypothèse d'une cristallisation de carbonate et de silicate à partir d'un magma fût émise pour la première fois par Högbom en 1895 sur base de l'observation de texture fluidale dans des dykes riches en carbonate sur l'île situ (Suède). Il imputa l'origine de ces carbonates à une assimilation de calcaire sédimentaire.

Brögger fût le premier, en 1921, à mentionner un magma carbonaté. Selon lui, ce magma particulier proviendrait de la fusion de calcaire sédimentaire de la croûte continentale par l'ascension d'un magma silicaté de composition ijolitique. Le mélange magma carbonaté et magma silicaté alcalin donnerait lieu à la production de roches silico-carbonatées. A l'inverse d'Högbom, signifie proposa une nouvelle nomenclature des roches à carbonates dont certains termes sont toujours utilisés actuellement.

Bowen lança un débat sur les carbonatites en 1924. Les roches à carbonate situ résulteraient, selon ses observations, d'un remplacement métasomatique hydrothermal. Son principal argument était que la haute température de fusion d'une calcite pure (= 1200 °C) serait suffisante pour fondre l'encaissant granitique du massif, mais il omit de tenir compte de l'influence non-négligeable des volatiles sur la température du liquidus.

Shand (1922), fort de ses études sur les massifs alcalins d'Afrique reconnut le rôle important des volatiles dans le magmatisme alcalin. Il est intéressant de noter qu'aucune mention n'est faite de roches carbonatées magmatiques dans les ouvrages parut entre 1930 et 1950, ceci témoigne du scepticisme sur les magmas carbonatés de signifie (Tuttle et Wyllie, 1966).

V. Eckerman (1928) étudie à son tour les dykes de l'île situ: ils représenteraient selon lui des stades successifs d'évolution d'un magma carbonaté. En 1948, le même auteur écrit un ouvrage détaillé sur l'ensemble des travaux réalisés (chimie, pétrologie et structure) au cours des 20 années écoulées. Il n'hésite pas à affirmer une origine magmatique pour ces roches carbonatées, elles auraient cristallisé à partir d'un magma de faible température (400-600 °C)

et riche en volatile. Néanmoins, à l'inverse des idées de l'époque, il suggère un magma carbonatitique potassique au lieu d'un magma calcio-magnésien.

Davies (1948) découvrit le premier massif de carbonatite associé à un cortège de roches volcaniques, il s'agit du massif africain de Napak. L'intérêt économique suscité par le gîte à apatite d'Uganda pour l'exploitation du pyrochlore (Nb) a relancé, durant les années 1950 à 1960, l'intérêt porté aux massifs riches en carbonatites (de nouvelles occurrences de carbonatites ont été répertoriées et d'anciens massifs alcalins sous-saturés en silice ont rejoint la liste des massifs à carbonatite).

Malgré cela, jusqu'aux travaux expérimentaux de Wyllie et Tuttle (1960), l'idée même d'un magma carbonatitique était toujours mal perçue au vu des températures élevées obtenues dans les anciens travaux expérimentaux de Smyth et Adams (1923). Les premières laves récentes de carbonatite furent découvertes en 1960 par Dawson dans le cratère, du bien connu aujourd'hui, Oldonyo Lengai (Tanzanie). De nombreux géologues de l'époque sont allés collectés des échantillons de magma carbonatitique au cours des éruptions qui suivirent.

Les travaux de pétrologie expérimentale menés à partir des 1950 jusqu'à la fin des années 1960 se focalisèrent sur les conditions physiques de mise en place des roches à carbonates mais rien n'avait été encore fait sur l'origine de ces magmas particuliers. Powel et al. (1966) furent les premiers à déterminer la composition isotopique du Sr pour des carbonatites, ils ont montré que les rapports isotopiques initiaux étaient nettement plus bas que les valeurs typiques des roches de la croûte continentale, et plus particulièrement, des carbonates sédimentaires ou métamorphiques. Faure et Powel (1972) ont mis en évidence des similitudes de compositions isotopique entre les carbonatites et les basaltes des îles océaniques (O.I.B.) suggérant une origine mantellique commune. Depuis cette époque, l'origine magmatique et mantellique des carbonatites n'est plus trop contestée. Néanmoins, le débat reste ouvert sur le mode de formation de ces magmas extrêmement enrichis en carbonate. Quatre processus magmatiques ont été proposés pour expliquer la genèse des magmas carbonatés : 1) la fusion partielle d'une péridotite carbonatée, 2) une immiscibilité de liquide entre un magma carbonaté et un magma silicaté sous-saturé en silice, 3) la cristallisation fractionnée d'un magma silicaté alcalin et 4) la fusion d'une éclogite carbonatée dans un contexte de subduction. Ces différents processus seront commentés en détail dans la section 1.4.

1.2. Répartitions géographique et temporelle des carbonatites

Actuellement, 450 occurrences de carbonatite ont été recensées (Woolley, 2003) contre 330 en 1989 (Woolley, 1989) et 25 seulement à la fin des années 60 (Tuttle et Gittins, 1966 ;

Deans, 1968). Les carbonatites sont généralement associées à un large spectre de roches magmatiques silicatées (par exemple : gabbro, pyroxénite, syénite, lamprophyre, trachyte, etc... ; Woolley, 2003).

Les carbonatites étaient, dans le passé, connue pour être typique des zones continentales anorogéniques. Au plus le nombre d'occurrences répertoriées a augmenté, au plus il a semblé que cette observation était erronée. En effet, certaines carbonatites semblent liées à des événements orogéniques et à des mouvements de plaque lithosphérique (Garson, 1984). Les carbonatites ont pendant longtemps été associées aux zones de rifting bien qu'actuellement plus de la moitié des occurrences connues se localisent le long de failles majeures localisé à la périphérie de plus grandes structures de type « doming ». La base de données actuelle des âges des différents massifs à carbonatite semble indiquer une augmentation du nombre d'intrusions de carbonatite au cours des temps géologiques (Woolley, 1989), mais il est intéressant de remarquer que les carbonatites sont facilement altérables et métamorphisées, ce qui pourrait biaiser les statistiques. Deux nouvelles occurrences ont été découvertes en milieu océaniques (îles Canaries et Cap Vert).

Les carbonatites sont présentes sur les cinq continents : elles sont cependant significativement plus nombreuses sur le continent africain. En effet, plus de la moitié des occurrences connues se localise le long du rift Est africain, du Kenya au Mozambique. Seule la moitié de ces massifs ont été datés ; Phalaborwa (Afrique du Sud) est le plus ancien (2047 Ma ; Eriksson, 1984). Ce continent comporte également le seul volcan à carbonatite encore actif, il s'agit de l'Oldonyo Lengai (Tanzanie). Les carbonatites de l'Amérique du Sud forment trois groupes : l'un dans le bassin amazonien (2 massifs au Brésil, 1 en Guinée et 1 au Venezuela), et deux groupes dans le Sud du Brésil (l'un entre le craton Sao Francisco et le bassin de Parana et l'autre sur les états de Sao Paulo, Santa Catarina et de Parana). L'Amérique du Nord comporte des carbonatites largement distribuées sur tout le territoire bien qu'une grande partie de celles-ci se localise dans la partie Sud du bouclier Canadien et plus particulièrement dans la province de Grenville. Le Groenland est exceptionnel car les carbonatites de la côte Ouest présentent des variations d'âge importantes (50 Ma à 2650 Ma) sur une zone géographique restreinte. Seul le massif de Gardiner (daté à 5.03 Ma ; Gleadow et Brooks, 1979) est présent sur la côte Est du Groenland. L'Europe occidentale comporte quelques intrusions de carbonatite (Allemagne, Finlande, Suède, Italie et Pologne) dont les âges présentent des âges de mise en place sont très différents. Plus de 50 occurrences ont été répertoriées sur le territoire russe, elles sont principalement distribuées sur 3 régions : la péninsule de Kola, la région de Maimecha-Kotui et la province d'Olenek. Une vingtaine d'intrusion de carbonatite ont été recensées en Inde, Pakistan et Afghanistan. Quelques occurrences ont également été répertoriées en Australie, Chine, Turquie, Iran et Yemen.

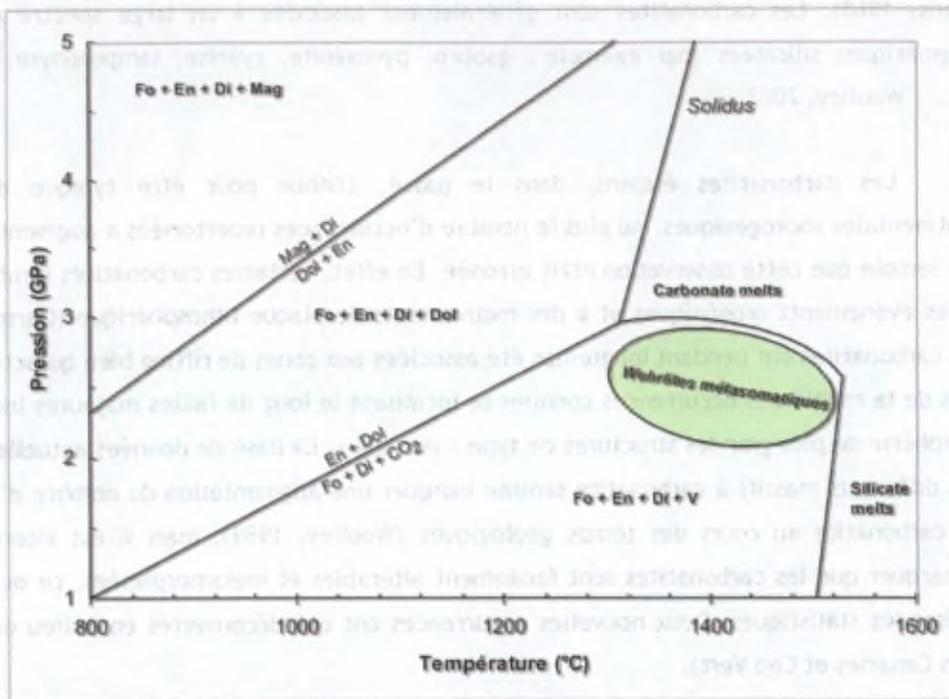


Figure 1.1. Diagramme P-T montrant les relations de phases d'une lherzolite carbonatée dans le système CaO-MgO-SiO₂-CO₂ (d'après Egglar, 1978 et Wyllie, 1992)

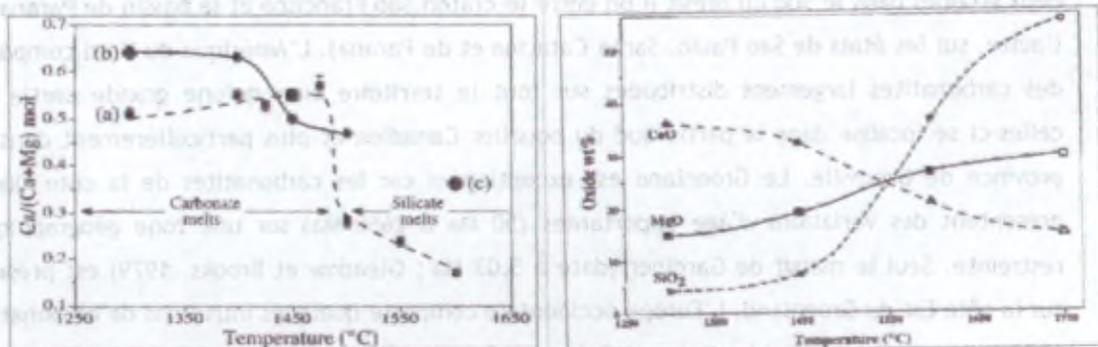


Figure 1.2. Diagramme traduisant les gammes de formation des liquides carbonatitiques, silicatés et transitionnels entre ces compositions (Moore et Wood, 1998).

Il est évident aujourd'hui, au vu des datations connues, qu'une région à carbonatite connaît généralement plusieurs épisodes successifs de magmatisme, et ce sur de longue période de temps (par exemple : le Groenland a connu au moins 4 épisodes successifs de magmatisme carbonatitique sur 2500 Ma). Cette particularité semble suggérer un rôle important du manteau lithosphérique lors de la genèse des magmas carbonatitiques.

1.3. Intérêt économique des carbonatites

Les carbonatites présentent de nombreux minéraux accessoires, plus de 280 espèces minéralogiques rares ont été décrites. Les deux ouvrages de référence sont le traité de Kapustin (1980) qui décrit plus de 135 espèces et l'article de synthèse de Hogarth (1989).

Toutes les carbonatites sont réputées pour leurs teneurs élevées en Nb, terres rares légères et P. Certaines occurrences présentent également des enrichissements prononcés en Zr, Fe, Ti, V, F, Na, Sr, Cu, Th et U. De nombreux articles traitent dans le détail de la métallogénie des gîtes associés aux carbonatites (Mariano, 1989 ; Notholt et al., 1990 ; Lottermore, 1994) qui sont plus riches en P que les gisements traditionnels de P. Il est également clair que les carbonatites présentent de nombreux métaux exploitables et peuvent dès lors constituer des gisements pour de nombreux éléments économiquement importants. De part leur enrichissement prononcé en terres rares légères, l'exploitation des carbonatites pourrait devenir importante dans le cadre des technologies type « supraconducteur » (Krishnamurty, 1997).

Mariano (1989) a classifié les gîtes associés aux carbonatites en trois groupes selon leur genèse : 1) les gisements primaires ou magmatiques, 2) les gisements hydrothermaux et 3) les gisements supergènes (= latérites).

Les deux minéraux les plus importants sur le plan économique sont le pyrochlore pour ses teneurs élevées en Nb (et/ou Ta) et l'apatite qui reste le minéral le plus exploité. L'anatase (TiO_2) est également recherchée dans les massifs carbonatitiques, elle remplace, par décalcification, les grains primaires de pérovskite. La bastnaesite et la monazite sont exploitées pour leurs teneurs en REE. Les carbonatites sont associées à des roches riches en mica (phlogopite/biotite). Sous des conditions de surface, ce dernier se transforme en vermiculite qui est facilement exploitable. Le critère géochimique le plus souvent utilisé en prospection est la teneur en REE des carbonates, les carbonates sédimentaires étant beaucoup plus pauvres en REE que les carbonates carbonatitiques. La composition de l'apatite est également quelque fois utilisée (Sant'Agostino et al., 2001).

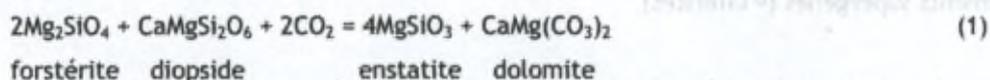
1.4. Genèse et évolution des magmas carbonatitiques

Les diverses études expérimentales réalisées dans le but de définir le processus pétrologique susceptible d'amener à la formation d'un magma carbonatitique ont conduit à reconnaître 4 mécanismes magmatiques :

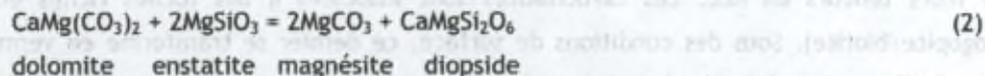
- 1) la fusion d'une péridotite mantellique fertile,
- 2) la cristallisation fractionnée d'un magma silicaté alcalin sous-saturé,
- 3) l'immiscibilité entre deux liquides : l'un silicaté sous-saturé et riche en alcalin, et l'autre de nature carbonatitique,
- 4) la fusion d'éclogite en présence de carbonate dans une zone de subduction a récemment été proposée comme moteur à la genèse des carbonatites (Welson et al., 1988 ; Yaxley, 1999).

1.4.1. La fusion mantellique :

L'origine mantellique des carbonatites est démontrée grâce à la géochimie isotopique (Powell et al., 1966 ; Faure et Powell, 1972 ; Bell et Blenkinsop, 1987a, 1987b). Les études expérimentales de fusion partiel de matériel péridotitique carbonaté ont débuté avec les travaux de Wyllie et Huang (1976) et Egglar (1978). Ces premières expériences ont permis de définir le domaine de la stabilité des carbonates dans un manteau de type lherzolitique (Figure 1.1.). Ils montrent qu'il existe une limite réactionnelle séparant le domaine où le CO₂ se présente sous forme d'une phase fluide libre et le domaine du carbonate solide (dolomite). La réaction suivante caractérise cette limite :



A plus haute pression, l'orthopyroxène réagit à son tour avec la dolomite pour donner de la magnésite et un clinopyroxène :

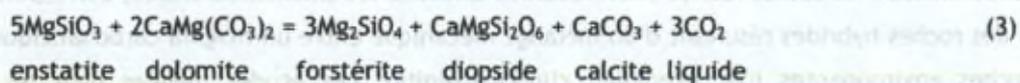


De nombreuses études sur le même sujet ont été réalisées : Wallace et Green (1988), Falloon et Green (1989), Thibault et al. (1992), Wyllie (1992), Dalton et Wood (1993), Sweeney (1994), Dalton et Presnall (1998) et Moore et Wood (1998). Ces études sont arrivées à la conclusion commune que la fusion d'un manteau carbonaté peut générer des magmas

carbonatitiques. Par exemple ; Moore et Wood (1998) ont réalisé des expériences de fusion de péridotite carbonatée synthétique à des pressions de 3 GPa. A des pressions inférieures à 2 GPa, les liquides produits contiennent peu de CO₂ dissous, alors qu'entre 2.5 et 2.8 GPa (+/- 100 km), le solidus présente une inflexion (« solidus ledge ») vers les basses températures, ce qui a pour effet d'augmenter la quantité en CO₂ du liquide. Le liquide correspond à la composition d'une carbonatite à dolomite. L'extrémité de l'inflexion du solidus est soulignée par une réaction de carbonatation qui se produit à 2.8 GPa (Fo + Di + V = En + Dol). Les liquides en équilibre avec un manteau harzburgitique (ou péridotitique) à HP (> 3GPa) et HT sont des liquides silicatés riches en CO₂.

Tous les magmas produits aux cours de ces expériences sont magnésiens et de type dolomitique (Ca/Mg <1) et ont des rapports Mg/Ca+Mg compris entre 0.8 et 0.9. Les contenus en SiO₂ et en éléments alcalins (Na₂O+K₂O) sont variables mais généralement inférieures à 8% et 11-5% respectivement. Aucune étude expérimentale n'a montré l'existence d'un magma carbonatique calcitique directement par fusion mantellique : ces magmas calcitiques pourraient résulter soit d'une évolution magmatique par cristallisation fractionnée et/ ou par immiscibilité de liquide soit d'une réaction métasomatique (Moore et Wood, 1998). Un liquide carbonatitique réagit avec l'orthopyroxène du manteau pour former du clinopyroxène, de l'olivine et un liquide résiduel enrichi en Ca.

L'extraction des liquides formés dans le manteau est rapide suite à la faible viscosité (0.01-0.1 Pa.s pour des T > 500°C; Dawson et al., 1990 ; Wolff, 1994 ; Dobson et al., 1996) des magmas carbonatitiques (McKenzie, 1985 ; Hunter et McKenzie, 1989 ; Watson et Brenan, 1987 ; Watson et al., 1990). Néanmoins, ce liquide carbonatitique réagit avec l'assemblage lherzolitique à des pressions inférieures à celle du « solidus ledge » par déstabilisation de l'orthopyroxène selon la réaction:



Il s'agit en fait d'une réaction de décarbonatation du manteau qui transforme la lherzolite en wehrlite métasomatique. Dalton et Wood (1993) et Rudnick et al. (1993) ont utilisé cette relation pour expliquer la présence de veines de wehrlite dans des péridotites métasomatisées par des liquides carbonatés à basse pression. Ces auteurs proposent que cette production de « wehrlite métasomatique » par consommation de dolomite, pourrait être à l'origine de la formation des carbonatites à calcite, c'est-à-dire à rapport Ca/(Ca+Mg) élevé. Cette observation a conduit Wallace et Green (1988) et Meen et al. (1989) à considérer ces liquides en tant que fluide métasomatique au sein du manteau et non comme de véritables magmas parentaux. Hamer et Gittins (1997) ont suggéré que la réaction de décarbonatation du manteau par libération de CO₂ pourrait amener à une fracturation hydraulique permettant

l'ascension facilitée de magma magnésiocarbonatitique. Selon Moore et Wood (1998), les liquides silicatés et carbonatés sont produits sur de large gamme de température (Figure 1.2.). Au contraire des carbonatites, les liquides silicatés riches en CO₂ ne réagissent pas avec le manteau avoisinant. Les magmas intermédiaires sont produits sur une plus faible gamme de température et réagissent aussi avec l'assemblage lherzolitique ; ces magmas intermédiaires sont moins abondants et auraient plus de difficulté à atteindre la surface suite à leur viscosité plus importante et leur réactivité chimique.

1.4.2. La cristallisation fractionnée

Le Bas (1977) et Barker (1989) ont émis pour la première fois l'hypothèse selon laquelle les carbonatites seraient les produits de fin d'évolution par cristallisation fractionnée d'un liquide parental silicaté alcalin riche en CO₂. Watkinson et Wyllie (1971) ont réalisé une étude expérimentale le long du joint néphéline-calcite à 25% H₂O, ils vérifièrent l'hypothèse qu'un magma de composition néphélinique est susceptible d'engendrer la formation d'un magma carbonatitique calcitique par cristallisation fractionnée de néphéline, mélilite, hydroxyhaüyne, cancrinite et calcite à basse pression (± 1 kbar) et à des température variant de 1100 à 700°C. Le fractionnement de ces minéraux conduirait à la formation de roches similaires à celles observées dans le massif carbonatitique d'Oka (Canada), à savoir des roches à néphéline, mélilite +/- haüyne (= okaïtes). Gittins (1989) s'interroge sur l'existence de tel magma néphélinique riche en CO₂, spécialement dans les conditions crustales. Aucune étude ne s'est réellement intéressée à la solubilité du CO₂ dans les magmas silicatés alcalins et aucun exemple réel n'a encore été observé dans la nature. De plus, il remet également en cause les affinités préférentielles qu'auraient Ca, Mg et Fe pour l'ion carbonate dans un magma silicaté. Peu de roches de composition intermédiaire ont été observées entre les roches silicatées et les carbonatites : les seules roches intermédiaires connues, les silicocarbonatites, correspondraient à des roches hybrides résultant d'un mélange mécanique entre un magma carbonatitique et les roches environnantes (par exemple : clinopyroxénite). Les études menées dans les mêmes systèmes (Nielsen, 1980 ; Beccaluva et al., 1992) font appel à un processus d'immiscibilité tardif entre un magma silicaté alcalin, déjà très évolué, et un magma carbonatitique.

1.4.3. L'immiscibilité de liquides

L'immiscibilité de liquides reste l'un des processus les plus invoqués pour expliquer la genèse des carbonatites. Koster Van Groos et Wyllie (1966, 1968 et 1973) furent les premiers à réaliser une étude expérimentale sur l'immiscibilité dans le système NaAlSi₃O₈-CaAl₂Si₂O₈-Na₂CO₃-CO₂ à 1 bar, avec ou sans H₂O. Par la suite, de nombreux auteurs ont élargi les domaines de composition et de pression (Koster Van Groos, 1975 ; Verwoerd, 1978 ; Freestone et

Hamilton, 1980 ; Lee et Wyllie, 1994, 1996, 1997a, 1997b, 1998a, 1998b). La synthèse de ces travaux est résumée dans Lee et Wyllie (1994 et 1996).

Dès lors que l'immiscibilité de liquide a été confirmée expérimentalement, les géologues ont tenté de retrouver des preuves d'immiscibilité sur le terrain et dans les observations pétrographiques. De nombreuses preuves ont été trouvées tant dans les massifs volcaniques (Dawson et al., 1992 ; Kjarsgaard et Peterson, 1991 ; Dawson et al., 1994 ; Church et Jones, 1995), plutoniques (Rankin et Le Bas, 1974 ; Le Bas, 1977 ; Nielsen, 1980 ; Treiman et Essene, 1985) que dans les enclaves mantelliques (Pyle et Haggerty, 1994 ; Kogarko et al., 1995 ; Chalot-Prat et Arnol, 1999).

Les ocelles de carbonate associées à des verres silicatés ont été observées dans les enclaves mantelliques ce qui amène à penser que le processus d'immiscibilité pouvait se dérouler à haute pression. Lee et Wyllie (1996, 1997a) ont réalisé des expériences à des pressions de 25 kbar dans le système $MgO+FeO-Na_2O+K_2O-SiO_2+Al_2O_3+TiO_2-CaO$, les magmas primaires alcalins issus du manteau par fusion partielle (néphéline, mélimitite, kimberlite, carbonatite) sont situés en dehors du domaine d'immiscibilité. Ces auteurs rejettent donc le processus d'immiscibilité de liquides à des pressions mantelliques.

Freestone et Hamilton (1980) ont mené une expérience sur les laves natrocarbonatitiques d'Oldonyo Lengai, ils définissent un domaine d'immiscibilité entre une carbonatite riche en alcalin et un liquide silicaté alcalin à des pressions variant de 0.7-7.6 kbar pour des températures allant de 900 à 1250°C. Kjarsgaard et Hamilton (1989) réalisèrent la même étude mais sur les néphélines du Shombole riches en ocelles de carbonate : ils suggèrent une immiscibilité entre la néphéline et la carbonatite plus calcique. Le Bas (1981) suggère qu'un liquide silicaté riche en CO_2 pourrait donner lieu à un magma carbonatitique riche en alcalin par immiscibilité. Cette carbonatite perdrait plus tardivement ses alcalins suite à l'exsolution d'une phase fluide, responsable de la fénitisation observée autour des corps de carbonatites. Lee et Wyllie (1996) montrent, dans leurs expériences réalisées le long du joint albite-calcite- CO_2 , qu'une carbonatite produite par immiscibilité ne peut contenir plus de 70-80% de $CaCO_3$.

1.4.4. Résumé des modèles possibles

Lee et Wyllie (1997a, b ; 1998a, b) et Wyllie et Lee (1998) ont résumé les différents scénarios envisageables pour l'évolution de liquides silicatés de compositions différentes dans le diagramme pseudoternaire $Na_2O+K_2O-SiO_2+Al_2O_3+TiO_2-CaO+MgO+FeO$ (aussi appelé projection d'Hamilton ; Figure 1.3.). L'agencement des différentes surfaces de liquidus et d'immiscibilité varie en fonction de paramètres physicochimiques. Le domaine d'immiscibilité diminue lorsque

la pression augmente et lorsque les rapports Mg/Ca et Al/Si augmentent. Par définition, un magma carbonatitique est un liquide qui a la capacité de cristalliser des carbonates au cours de son évolution, c'est-à-dire d'atteindre la limite entre les domaines magma silicaté-magma carbonatitique dans la projection d'Hamilton.

Liquide 1: la différenciation se fait par cristallisation fractionnée de phases silicatées et par dégazage de CO₂ à partir d'un liquide silicaté, c'est le cas par exemple, d'un liquide de composition basaltique.

Liquide 2: ce liquide, de composition méilitique par exemple, évolue de la même manière que le liquide 1 mais il peut atteindre la limite silicate-carbonate : il fractionne des phases silicatées et carbonatées, ou des phases mixtes de type scapolite.

Liquide 3: lors de son évolution, un tel liquide de composition néphélinitique atteint le domaine d'immiscibilité. Une paire de liquides conjugués (A et B) est dès lors formée : un liquide est riche en CO₂ et l'autre est pauvre en CO₂. Ces deux liquides fractionnent des phases silicatées. Le domaine d'immiscibilité peut recouper la limite silicate-carbonate lorsque différents paramètres varient comme la pression, la température, certains rapports chimiques comme Mg/Ca, K/Na, Al/Si et les pressions partielles en H₂O et CO₂. Il est donc possible à l'un des deux liquides immiscibles, le plus pauvre en SiO₂ (le liquide B) de cristalliser des carbonates en fin d'évolution.

Liquide 4 (magma carbonatitique): Lorsqu'une séparation mécanique s'opère entre les deux liquides immiscibles, le liquide riche en CO₂ peut continuer son évolution jusqu'à la limite silicate-carbonate où il cristallisera des silicates et des carbonates. Il est à noter que ce processus, mis en évidence lors d'études expérimentales, n'a pas encore été découvert dans les systèmes naturels.

1.4.4. Résumé des modèles possibles

Les modèles proposés pour l'évolution de liquides silicatés de composition basaltique sont résumés dans le schéma géométrique (Fig. 1.4.4). Les modèles proposés pour l'évolution de liquides silicatés de composition méilitique sont résumés dans le schéma géométrique (Fig. 1.4.5). Les modèles proposés pour l'évolution de liquides silicatés de composition néphélinitique sont résumés dans le schéma géométrique (Fig. 1.4.6). Les modèles proposés pour l'évolution de liquides silicatés de composition méilitique sont résumés dans le schéma géométrique (Fig. 1.4.7). Les modèles proposés pour l'évolution de liquides silicatés de composition néphélinitique sont résumés dans le schéma géométrique (Fig. 1.4.8). Les modèles proposés pour l'évolution de liquides silicatés de composition méilitique sont résumés dans le schéma géométrique (Fig. 1.4.9). Les modèles proposés pour l'évolution de liquides silicatés de composition néphélinitique sont résumés dans le schéma géométrique (Fig. 1.4.10).

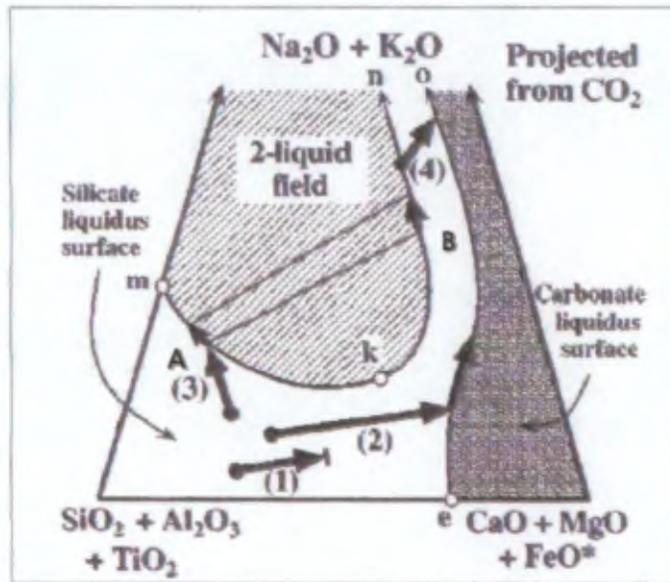


Figure 1.3, Diagramme reprenant différents chemins possibles de cristallisation de liquides dans un système $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2-\text{CaO}+\text{MgO}+\text{FeO}$ (Lee et Wyllie, 1998)



Chapitre 2:
Cadre géographique et géologique

2. Cadre géographique et géologique

2.1. Situation géographique

La région appelée communément péninsule ou presqu'île de Kola se situe à l'Est de la frontière entre la Russie, la Finlande et la Norvège. La plus grande partie de cette région se trouve au nord du « Cercle Polaire Arctique », entre 66° et 70° de latitude Nord et entre 28° et 42° de longitude Est, ce qui correspond à une superficie de près de 144.900 km² (Figure 2.1.A). La localisation des principales localités de la péninsule de Kola est reprise à la Figure 2.1.B.

La péninsule de Kola est bordée par deux mers, la mer de Barents au nord la mer Blanche au sud. Le réseau hydrographique y est très développé et souligne les structures géologiques, il consiste en de nombreuses rivières et en une multitude de lacs.

Le climat y est assez froid et les précipitations sont abondantes. La température moyenne de la période estivale varie de 8 à 14°C alors qu'elle varie de -8 à -15°C en hiver. La période de pluie se situe entre juin et octobre, le reste des précipitations consiste en de fréquentes chutes de neige.

2.2. Historique de l'exploration géologique de la péninsule de Kola

Les premières informations géologiques disponibles pour cette zone assez reculée du monde remontent à la fin du 17^e siècle. Les géologues se sont particulièrement intéressés à cette région entre 1880 et 1940 pour les nombreux gisements (fer, apatite, minéraux de nickel-cuivre et schistes à disthène, etc..) qui y ont été découverts.

Ramsay prend part, en 1887, à une expédition organisée par les Finlandais : il traverse la presqu'île de Kola, du fjord de Kola situé dans la partie Nord de la péninsule jusqu'à Ponoj, sur la côte est. Deux ans plus tard, Ramsay publia une monographie sur les syénites néphéliniques de Lujavr ainsi qu'une carte sommaire du massif (actuellement bien connu) de Lovozero. Les autorités russes y ont fondé une grande industrie minière exploitant encore actuellement les nombreuses matières premières.



Figure 2.1.A. Situation géographique de la Péninsule de Kola et grille de localisation des différentes cartes topographiques disponibles pour la région. Les frontières avec la Finlande et la Norvège sont représentées par une large ligne rose.

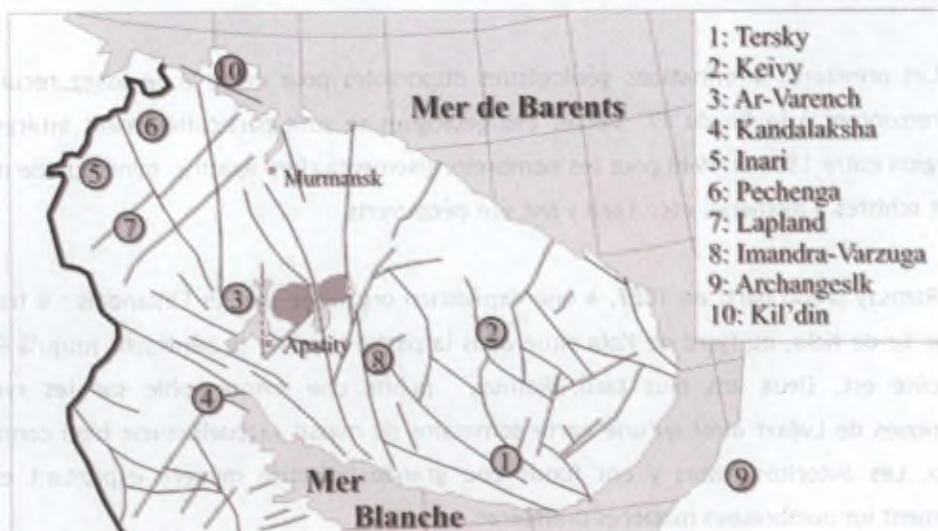


Figure 2.1.B. Carte de localisation des principales localités de la région de Kola.

Une synthèse des travaux menés entre 1920 et 1950 par les académiciens russes Polkanov A.A. et Fersman A.E. a été publiée en 1958 dans le volume XXVII du « *Geology of the USSR, Murmansk Region* ». De nombreux livres (en russe) traitant de sujets variés (tectonique, métarmophisme, magmatisme, ...) ont ensuite été publiés sur les objets géologiques décrits dans la presqu'île de Kola. Quelques-uns des ouvrages généraux les plus importants ont heureusement été traduits et publiés en anglais (par exemple : Kukharenskiy et al., 1965 ; Kapustin, 1980)

Depuis une trentaine d'années, l'incroyable diversité géologique de la presqu'île de Kola et ses richesses minérales ont été étudiées grâce à de nombreux projets internationaux de recherches (comme par exemple « *Global Geotransects* », « *Lithosphere* », « *European Geotraverse* », etc...). Le programme Europrobe (Figure 2.2.), qui étudie le socle de l'Europe, a été subdivisé en différentes zones géographiques. La commission géologique qui s'intéresse plus particulièrement à l'Europe du Nord (et la péninsule de Kola en particulier) est appelée Svekalapko (pour *Sveconorvégien-Karélie-Lapland-Kola*).

2.3. Contexte géologique

La péninsule de Kola est essentiellement constituée d'un domaine précambrien cratonique. Elle présente, comme la plupart des autres cratons, une très grande « géodiversité », tant sur la variété des roches rencontrées que sur leurs structures, leurs âges et leurs modes de genèse (Figures 2.3.). Cette partie est fortement inspirée du guide géologique de la péninsule de Kola édité par Mitrofanov en 1995.

2.3.1. Structure générale du bouclier baltique

La presqu'île de Kola constitue la partie septentrionale du Bouclier Baltique, qui appartient lui-même au socle cristallin du Précambrien précoce de l'Europe du nord-est. Ce dernier est composé de trois entités crustales majeures: le bloc de Lapland-Kola-Karélie, dont l'âge varie de 2.9 à 2.5 Ga (Hjelt et Daly, 1996), le bloc Sveco-fénnien (1.7-1.9 Ga) et le bloc Sveco-norvégien (0.90-1.5 Ga). Ces blocs présentent des âges de formation crustale nettement distincts et ont connu des histoires géologiques distinctes (Kempton et al., 1995 ; Figure 2.4.). Les Calédonides scandinaves, datées entre 300 et 500 Ma, sont venues se greffer au Nord-Ouest du Bouclier Baltique tandis que la partie Sud du bouclier est recouverte de sédiments de la plateforme Est-Européenne (Mitrofanov et Pozhilenko, 1995).



Figure 2.2. Carte de l'Europe reprenant les différentes chaînes de montagne. Le projet européen Europrobe a pour objectif principal l'étude de l'origine et de l'évolution des continents. Le programme qui étudie la partie Nord-Ouest du craton Est-Européen (et la région de Kola en particulier) a été appelée Svekalapko (Gee et Zeyen, 1996).

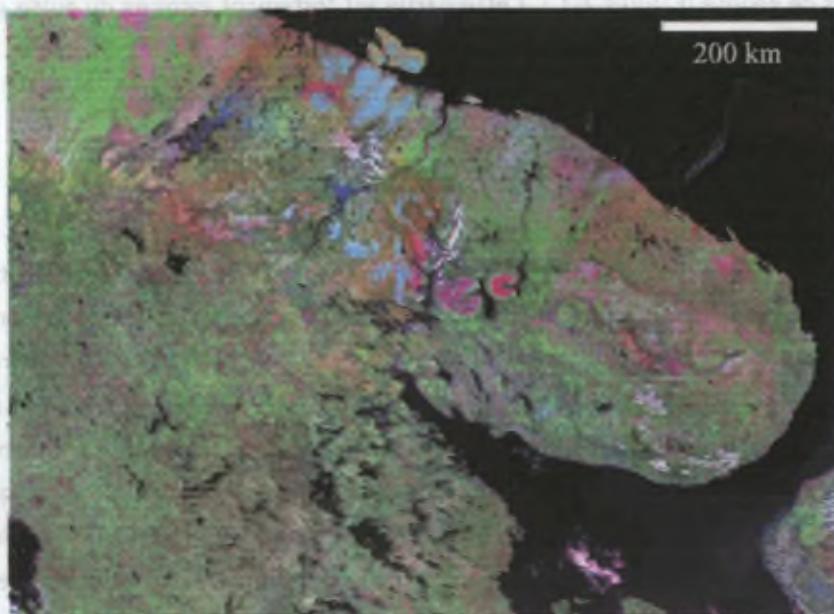


Figure 2.3.A. Photographie de la région de la presqu'île de Kola prise par le satellite LANDSAT 7 (canaux: 7_infrarouge moyen, 4_infrarouge proche et 2_vert visible) en 2000. Source: GEOCOVER CIRCA 2000 sur le site <http://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/>

универсальной для любого типа почв, однако эффективность при этом будет зависеть от содержания гумуса в почве. Удобрениями не следует злоупотреблять, особенно фосфором. Вносить его следует осторожно и в небольших количествах. При внесении удобрений не следует забывать и о том, что удобрения не являются источником энергии. Энергия должна поступать извне, в виде солнечной энергии, которая является источником энергии для растений. Поэтому при внесении удобрений следует помнить, что удобрения не являются источником энергии. Энергия должна поступать извне, в виде солнечной энергии, которая является источником энергии для растений.

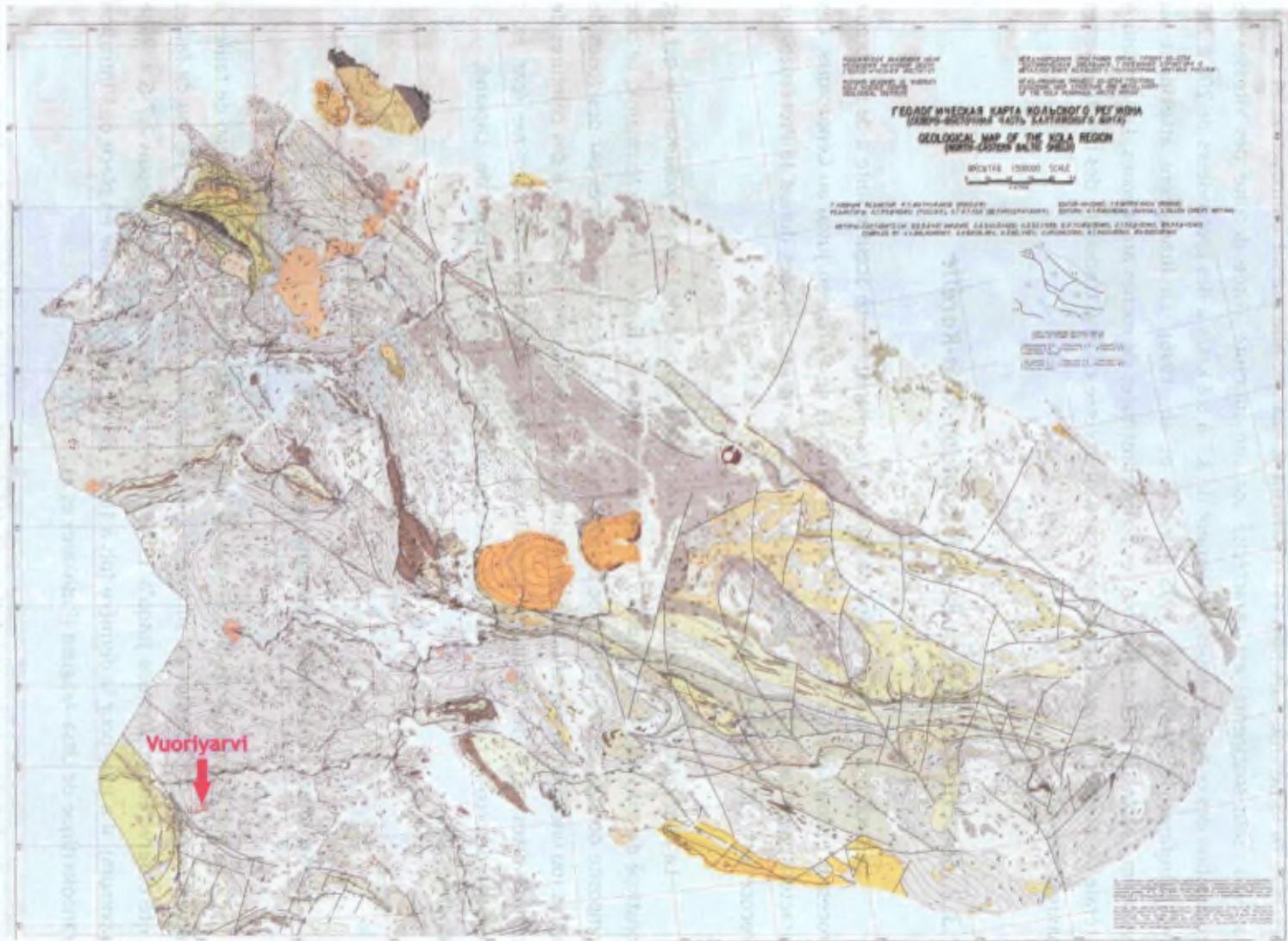


Figure 2.3.B. Carte géologique de la région de Kola (partie N-E du bouclier Baltique); 1/500000 ;éditeur: F. Mitrofanov, 1993.

La croûte de la péninsule de Kola est relativement épaisse, elle atteint en moyenne 54 km. Le manteau sous-continental est caractérisé par une structure litée déduite des vitesses de propagation des ondes sismiques, qui varient de 8.1 à 8.8 km/s à des profondeurs de 200 à 230 km) (Mitrofanov et Pozhilenko, 1995 ; Dricker et al., 1996). La lithosphère atteindrait au maximum 230 km de profondeur sous les zones constituées de roches archéennes. La variabilité latérale de vitesses des ondes sismiques a été interprétée comme traduisant des hétérogénéités mantelliques.

2.3.2. Structure du bloc crustal de Lapland-Kola-Karélie

La structure actuelle du bloc de Lapland-Kola-Karélie a été acquise suite à de nombreux processus endogènes et exogènes qui se sont déroulés de l'Archéen jusqu'au Cénozoïque. Les caractéristiques les plus importantes de la structure ont été acquises durant le Protérozoïque précoce (entre 2.5 Ga et 1.7 Ga).

La péninsule de Kola forme la partie nord-ouest du bloc de Lapland-Kola-Karélie qui est constitué de trois sous-blocs crustaux (« terranes » ; Figure 2.5.): le bloc de Murmansk, le bloc composite de Kola Central et le bloc belomorien. Ces trois blocs sont séparés par des zones de failles (ou linéaments) d'orientation générale NO-SE, généralement associées à des ceintures de roches vertes ou à des ceintures granulitiques d'âge archéen et protérozoïque (par ex : Kolmozero-Voronja, Imandra Varzuga, Péchenga, ceinture granulitique de Lapland, ... ; Windley, 1992)

2.3.2.1. Structure du domaine de Murmansk

La partie sud du sous-bloc crustal de Murmansk est délimitée par un réseau de failles à vergence nord, assez pentue en surface et qui s'aplatissent en profondeur. Le réseau de failles a été observé en géophysique jusqu'à 35-40 km de profondeur et est actif depuis 2.7 G.a. (âge maximum). il a joué pour la dernière fois à 1840 ± 50 Ma, lors de la mise en place de l'intrusion granodioritique de Litsa-Araguba (Pushkarev et al., 1975).

Ce domaine n'a jamais réellement été étudié en détail. Néanmoins, les études menées nous permettent de retracer les grandes lignes de l'histoire géologique de cette région. Vetrin (1984) a montré que le sous-bloc de Murmansk présente une variation de composition d'Ouest en Est accompagnée d'une différence de structure profonde. Les roches intrusives et métamorphiques de haut grade prédominent nettement (domaine profond), mais on trouve néanmoins des gneiss qui pourraient être d'origine supracrustale dans la partie Sud-Est du bloc.

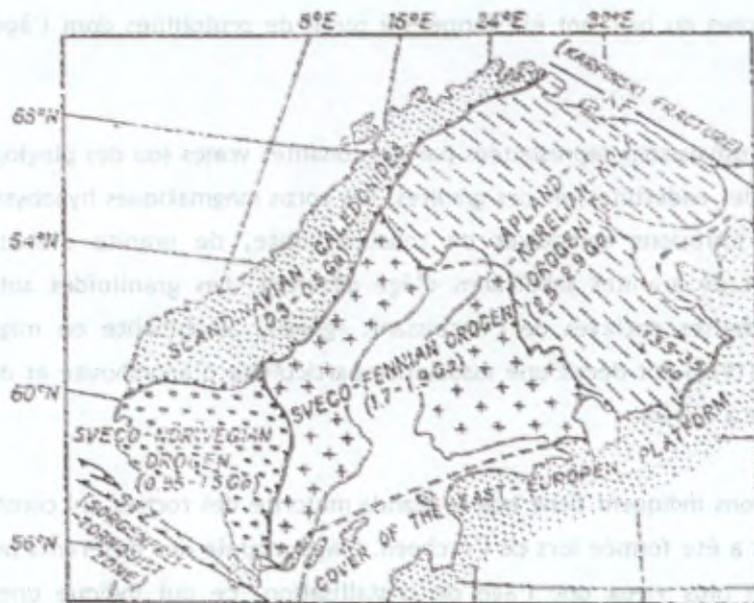


Figure 2.4. Carte reprenant les grandes provinces du Bouclier Baltique ainsi que leurs âges respectifs. Les Calédonides sont venues se greffer au Nord sur trois blocs crustaux du Bouclier Baltique. La partie Sud du Bouclier Baltique est recouverte de l'épaisse couverture de la plate-forme Est-Européenne (Mitrofanov et Pozhilenko, 1995).

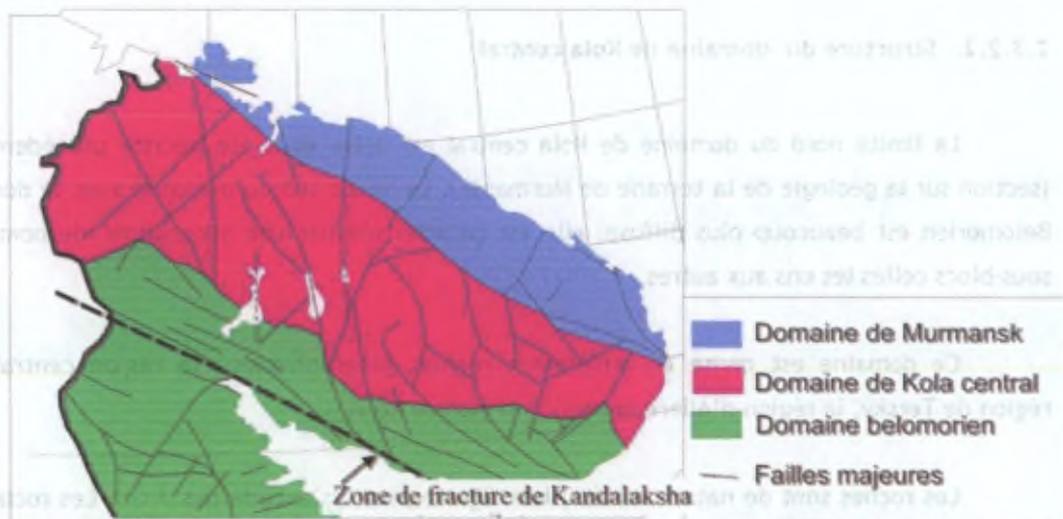


Figure 2.5. Carte géologique reprenant les 3 domaines crustaux majeurs de la péninsule de Kola : le domaine de Murmansk, le domaine de Kola central et le domaine belomorien (d'après Mitrofanov, 1995).

L'étude isotopique de Daly et Timmerman (1995), basée sur des âges modèles Sm-Nd, indique que la plupart des roches du bloc ont été formées à partir de protolithes dont l'âge modèle n'excède pas 2947 Ma.

Les roches intrusives sont représentées par des tonalites vraies (ou des plagiogranites), des granodiorites (ou des enderbites) et des granites. Les corps magmatiques hypabyssaux sont représentés par des intrusions complexes de tonalite-diorite, de granite d'anatexie, de granodiorite-granite et de granites subalcalins d'âge différent. Les granitoïdes autochtones contiennent de nombreuses enclaves de l'encaissant. (gneiss, amphibolite ou migmatites). Vetrin and Shlafstein (1986) ont décrit une association particulière d'anorthosite et de granite de style Rapakivi datée à 2.7 Ga.

Ces informations indiquent donc que la grande majorité des roches qui constituent le domaine de Murmansk a été formée lors de l'Archéen. L'âge modèle des différents protolithes est de 200 à 400 Ma plus vieux que l'âge de cristallisation, ce qui indique une activité importante des processus de remobilisation du matériel crustal déjà mis en place.

Il semblerait que cette région ait servi « d'avant-pays » lors de la collision entre le sous-bloc Belomorien et le sous-bloc de Kola Central (Mitrofanov et Pozhilenko, 1995).

2.3.2.2.. Structure du domaine de Kola central

La limite nord du domaine de Kola central est nette et a été décrite précédemment (section sur la géologie de la terrane de Murmansk). La limite sud du domaine avec le domaine Belomorien est beaucoup plus diffuse, elle est caractérisée par une succession de nombreux sous-blocs collés les uns aux autres.

Ce domaine est divisé en différentes régions géographiques : la région centrale, la région de Tersky, la région d'Allarechka et la région de Keivy.

Les roches sont de nature variée ; leur âge respectif n'excède pas 3 Ga. Les roches les plus récentes sont datées à 1840 ± 50 Ma, il s'agit du complexe de Litsa-Araguba et du complexe granodioritique de Strelna (Pushkarev et al., 1975).

La zone principale du sous-bloc de Kola Central consiste en une succession d'unités infracrustales et supracrustales de l'Archéen tardif qui forme une ceinture plissée d'orientation générale NO-SE. La structure de la partie Nord de cette région est caractérisée par de nombreux chevauchements, des zones de cisaillement ductile et des plis formés dans les domaines métamorphiques amphibolite ou granulite (Avakian et al., 1990). Un essaim dense de filons du

Protérozoïque précoce et des zones linéaires d'ultramylonite de basse température indique que les structures de l'époque étaient complexes.

La zone de Tersky (la plus au sud) présente également de grandes variations de structure et de composition. La partie Sud-Est est formée de roches de l'Archéen tardif. Des lambeaux de ceinture de roches vertes ainsi que des dômes de gneiss y sont également assez communs. La zone centrale de Tersky, qui présente un alignement NO-SE, repasse par chevauchement au-dessus de la grande structure de Imandra-Varzuga (ceinture de roches vertes correspondant à un bassin de rift préservé ; Hjelt et Daly, 1996). Cette région est constituée de roches de l'Archéen tardif et du Protérozoïque précoce, des âges modèles Sm-Nd sur roches métamorphiques sont compris entre 2.16 Ga et 2.23 Ga (Timmerman et Daly, 1995).

La zone située entre la structure Penchega et la ceinture granulitique de Lapland est appelée structure d'Allarechka. Elle est caractérisée par une multitude de dômes gneissiques séparés par des zones interdômes à structure linéaire (ou plus complexe) de même composition et tardi-archéenne que les roches de la zone principale du domaine de Kola Central.

La zone de Keivy est différente des autres parties du domaine de Kola Central. Ce domaine a été subdivisé par Radchenko et al. (1992) en 7 unités structurales distinctes sur base de la composition, de l'arrangement global et de la nature des plis. Cette structure complexe semble avoir été acquise durant le Protérozoïque précoce. Elle est recoupée par des dykes de gabbro du Protérozoïque Précoce (Koslov, 1980 ; Barzhitsky, 1988).

2.3.2.3. Structure du domaine Belomorien

La terrane Belomorientienne est constituée principalement de dômes plissés et de structures plissées complexes de l'Archéen tardif qui ont rejoué durant le Protérozoïque précoce (Mitrofanov et Pozhilenko, 1995). La plus grande partie de cette région est représentée par des gneiss (contenant des corps d'amphibolite ou non) et des migmatites.

Trois zones d'orientation NO-SE ont été identifiées. Une de ces zones est composée de gneiss à biotite-grenat-disthène. Elle a une structure complexe, correspondant à un synclinorium replissé.

Les deux autres bandes sont associées à des fragments de ceinture de roches vertes de l'Archéen Tardif. Elles sont composées d'ortho- et de paragneiss, de basaltes tholéiitiques et de tuffs métamorphisés ainsi que de komatiïtes. Le plus grand fragment est appelé Yona (ou Yensky), il correspond à un synclinorium de l'Archéen tardif plissé et qui a rejoué au

Protérozoïque précoce (Pozhilenko, 1984 ; Pozhilenko, 1987 ; Markov et al., 1987 ; Balagansky et Pozhilenko, 1990).

Les fragments des ceintures de roches vertes observées dans le domaine Belomorien sont d'âge Archéen Tardif. Un âge U-Pb concordant (2778 ± 4 Ma) été obtenu sur des zircons magmatiques retrouvés dans des gneiss du flanc est de la ceinture de roches vertes de Yona. Un âge modèle Sm-Nd sur le protholite donne 2765 Ma. L'âge maximum des différents gneiss du domaine Belomorien n'excède pas 3 Ga (Balashov et al., 1992 ; Kudryashov, 1993 ; Bibikov et al., 1993 ; Timmerman and Daly, 1995).

Le domaine Belomorien a subi de profondes modifications suite à de nombreux processus endogènes au cours du Sumien (2.55-2.45 Ga) comme en témoigne les milliers de petites intrusions du complexe drusite (âge U-Pb sur zircon de 2451 ± 17 Ma ; Bibikova et al., 1993), les nombreux granites et pegmatites associées. L'ensemble est recoupé par des dykes de gabbro-diabase et des veines de rhyolite du Protérozoïque précoce (1.75-1.85 Ga).

2.3.3. Structure des chaînes de suture :

2.3.3.1. La zone de suture de Kolmozero-Voronja

La ceinture de roches vertes de Kolmozero-Voronja fait le lien entre les domaines de Murmansk et de Kola central. La ceinture est formée d'un système de failles listriques plongeant vers le nord-est. Un mélange complexe des roches tardi-archéennes des domaines voisins ainsi que des morceaux des ceintures de Kolmozero-Voronja et de Uraguba sont retrouvés au sein de cette suture de grande taille.

La structure linéaire de cette chaîne est considérée comme ayant été acquise secondairement au Protérozoïque Précoce. Ces ceintures de roches vertes ont été récemment interprétées par Nikitin (1986) comme des ophiolites. Mais il est admis actuellement que ce n'est pas le cas mais qu'il s'agirait plutôt d'un fragment de ceinture de roches vertes allochtone de l'Archéen Précoce composée de volcanites, de komatiites et de sédiments (Vrevsky, 1983).

2.3.3.2. La zone de suture de Lapland

La zone de suture de Lapland est constituée de roches infra- et supracrustales appartenant aux domaines de Kola Central et Belomorien. Il s'agirait d'une zone de suture du Protérozoïque précoce, hétérogène tant en largeur qu'en direction (NO-SE). Elle comprend la

ceinture granulitique de Lapland, la ceinture granulitique de Kandalaksha-Kolvitsa, des fragments de roches vertes du Sumien et du Lopien, des complexes d'anorthosites.

Ces éléments sont séparés par des systèmes de faille listrique (ductile ou cassante) et des zones de cisaillement dont la géométrie est rendue complexe suite à des décalages subverticaux tardifs (« upthrust »).

2.3.3.2.1. La ceinture granulitique de Lapland

La ceinture granulitique de Lapland est essentiellement constituée de granulites basiques, intermédiaires et acides. L'âge du protolithe des granulites n'excède pas 2.45-1.9 Ga. Les roches de cette ceinture ont été linéarisées durant le Protérozoïque précoce suite à des épisodes successifs de métamorphisme de haute pression (8 à 15 kbar).

2.3.3.2.2. La ceinture granulitique de Kandalaksha-Kolvitsa

La ceinture granulitique de Kandalaksha-Kolvitsa est constituée d'une multitude de feuilletés tectoniques allochtones. Ils affleurent dans la région de Kandalaksha Tundra et présentent un faible pendage vers le Nord-Est et l'Est dans la région de Kolvitsa Tundra.

Ces feuilletés tectoniques sont constitués de métagabbro-anorthosite et de granulites de composition basique à intermédiaire. Ces deux entités géologiques présentent des structures distinctes et discordantes. Dans la zone de chevauchement de Porjeguba par exemple, des granulites acides reposent de manière discordante sur des granulites basiques.

2.3.3.3. La zone de suture proche d'Imandra

La structure de cette zone est extrêmement compliquée. Il s'agit d'un « triangle tectonique » formé par le jeu répété de trois systèmes de failles du Protérozoïque précoce. Ce système de failles a été ensuite perturbé par des décalages subverticaux tardifs.

Une multitude de corps intrusifs de gabbro-anorthosite sont présents dans la région, des traces de métamorphisme de haute pression ont également été observées (Mitrofanov et Pozhilenko, 1991).

2.3.4. Les structures des ceintures associées au rifting protérozoïque précoce

Les structures résultant du rifting du Protérozoïque précoce sont habituellement désignées sous le terme « Karélides ». Les principales ceintures sont celles de Pechenga, d'Imandra-Varzuga et de Pana-Kuolajarvi (Kharitonov, 1996 ; Zagorodny et Radchenko, 1988 ; Radchenko et al., 1992).

2.3.4.1. La zone de Pechenga

Elle peut être subdivisée en 3 entités distinctes. La partie nord est une structure monoclinale brachyforme, légèrement faillée tandis que la partie sud forme un ensemble complexe de dômes plissés et chevauchés associés. La zone centrale (Porojarvi, Por'itash), fortement linéarisée, est constituée de feuillets tectoniques allochtones qui semblent être les seules roches appartenant réellement au Protérozoïque précoce (Radchenko et al., 1992).

2.3.4.2. La zone d'Imandra-Varzuga

La zone d'Imandra-Varzuga est zonée tant sur la largeur que le long de l'orientation générale NO-SE. Trois zones géographiques et géologiques distinctes ont été reconnues, la zone de Purnach-Varzuga au nord, la zone de Varzuga-Chapoma au sud et une zone intermédiaire entre Khibiny et Tomingskaya.

La zone de Purnach-Varzuga est caractérisée par une structure de synclinal dans la région du lac de Babje.

La zone de Varzuga-Chapoma (au sud) est caractérisée par une multitude de dômes et de zones intermédiaires plissées.

La zone intermédiaire, entre Khibiny et Tomingskaya, est selon Radchenko et al (1992) caractérisée par les roches les plus jeunes des Karélides. Ces roches, linéarisées à des degrés assez variés, chevauchent au nord les roches de Purnach-Varzuga et au sud les formations autochtones de l'Archéen tardif.

2.3.4.3. La zone de Pana-Kuolajarvi

Cette zone est à la jonction des domaines Belomorien et des Karélides. Elle peut être subdivisée en trois zones : le synclinorium de Salla-Kuolajarvi (au nord), les zones sud et est qui sont complexement plissées.

2.3.5. La chronologie des événements géologiques durant le Protérozoïque

2.3.5.1. Le Protérozoïque Précocé

Durant le Protérozoïque précocé, la péninsule de Kola a subi un rifting intraplaque continental qui a donné lieu à la formation de bassins sédimentaires et à des alignements volcaniques. Le Protérozoïque Précocé est subdivisé stratigraphiquement, du plus vieux au plus jeunes, en Sumi (2.5-2.4Ga), Sarolia, Jatuli, Laduia et Kaleva (1.9-1.8 Ga). Cinq types d'intrusions peuvent être distinguées sur base de leur composition.

1. Le magmatisme de type péridotite-pyroxénite-gabbro-anorthosite

Les intrusions de ce type se présentent sous forme de lopolithes, de remplissage de fracture et de feuillets intrusifs intercalés entre les formations préexistantes. Les plus grandes intrusions sont localisées dans les régions de Fedorova et Pansky tundra (130 km²) ainsi que de Moncha (65 km²). Des intrusions plus petites ont été reconnues dans les régions de Generalskaya, Zasteid et d'Umbarechensk. La gamme d'âge des intrusions varie de 2505 à 2450 Ma.

2. Les complexes à gabbro et anorthosite

Les complexes sont très étendus (dans la ceinture granulitique de Lapland, Kandalaksha, Kolvitsa, Pyrshin, Elgorassky, Anistundra, ...). Des complexes intrusifs de même composition mais de l'Archéen Tardif sont présents dans la zone de Keivy. La gamme d'âge des intrusions varie de 2480 à 2450 Ma.

3. Le complexe à gabbro et wehrlite

Ces intrusions sont exclusivement représentées dans la ceinture de Pechenga-Varzuga. Elles datent de 1980 à 1870 Ma.

4. Le complexe de gabbro alcalin et de syénite à néphéline

Ce complexe est représenté par de nombreuses intrusions de petite taille dont la plus importante est Gremyakha-Vyrmes. Les âges varient de 1900 à 1810 Ma.

5. Le complexe à granodiorite et granite

Les intrusions de ce complexe (ex : Litsa-Araguba et Juvoaj) se trouvent dans le domaine de Kola Central. Elles se sont mises en place entre 1815 et 1720 Ma.

2.3.5.2. Le Protérozoïque tardif

2.3.5.2.1 .Les roches sédimentaires

Les sédiments du Protérozoïque tardif se trouvent essentiellement dans les parties immergées de la mer de Barents et de la mer Blanche. Ils sont discordants sur le socle de l'Archéen tardif. Le conglomérat de base est formé de galets de roches archéennes et protérozoïques. Ces roches sédimentaires sont recoupées par des filons et des diatèmes paléozoïques.

2.3.5.2.2. Les roches intrusives

Quelques roches intrusives du Protérozoïque tardif sont connues : ces sont des sills et/ou des filons de dolérite (à quartz ou non) et des basaltes tholéiitiques. Le grand filon, connu sous le nom de filon de Keivy, est localement plus différencié.

2.3.6. Le Paléozoïque

2.3.6.1. Introduction

L'histoire paléozoïque de la péninsule de Kola et des environs se résume à la mise en place de nombreuses intrusions appartenant toutes au magmatisme alcalin et carbonatitique. Les complexes alcalins et/ou carbonatitiques peuvent être subdivisés en deux groupes temporels sur base de leur âge de mise en place : l'un correspondant à la transition Précambrien-Paléozoïque précoce (618-540 Ma) et l'autre au Paléozoïque tardif, plus précisément au Dévonien moyen et supérieur (380-360 Ma), ce deuxième groupe étant beaucoup plus représenté que le premier (Bulakh et al., 2004).

Kogarko et al. (1995) ont répertorié l'ensemble des carbonatites recensées sur le territoire de l'ex-URSS, une section est dédiée aux massifs alcalins et carbonatitiques de la presqu'île de Kola. Arzamastsev (1995) a étudié dans le détail le massif de Kovdor, le plus représentatif des massifs ultrabasiques, alcalins et carbonatitiques tandis que Wall (2003) s'est particulièrement intéressée aux minéralisations importantes de la région.

2.3.6.2. La transition Précambrien-Paléozoïque précoce

Plusieurs intrusions alcalines et carbonatitiques se sont mises en place au cours de cette période. Les intrusions d'Alnö (584 Ma, Andersen 1996), de Fen (578 Ma, Dahlgren, 1994), de la baie d'Arvika (Woolley, 1989), de Stjernoy-Soroy (Cadow, 1993). Le champ de kimberlites de Kuopio-Kaavi (Est de la Finlande) semble être contemporain de ces différentes intrusions (Peltonen and Irmeli, 2001).

Ces intrusions sont localisées à proximité de la zone de fracture continentale liée à l'ouverture de l'océan Iapetus, entre 620 et 550 Ma (Bond et al., 1984 ; Torsvik et al., 1996 ; Bingen et al., 1998). Bulakh et al. (2004) associent la mise en place de ces massifs au rifting qui a conduit à l'ouverture de cet océan, ils suivent le modèle de Doig (1970) et mettent en relation ces intrusions avec les complexes alcalins et carbonatitiques de la Province Alcaline Nord Atlantique.

2.3.6.3. Le Paléozoïque tardif

Cette période a connu le paroxysme du magmatisme alcalin et carbonatitique à Kola. Les âges (isochrones Rb-Sr sur roches totales) de Kramm et al. (1993) indiquent que ce magmatisme a eu lieu pendant le Dévonien tardif (Frasnien-Famennien) entre 380 et 360 Ma. Les kimberlites de la côte de Terskii et celles de la région d'Archangelsk sont également de cet âge (Beard et al, 1996).

La Province alcaline de Kola a aussi été définie comme l'ensemble des massifs mis en place au cours de cet intervalle de temps réduit, de l'ordre de 20 Ma. Néanmoins, quelques massifs alcalins sont significativement plus vieux. Il conviendrait dès lors de préciser le terme en « Province Alcaline Dévonienne de Kola » afin de lever cette ambiguïté (Bulakh et al, 2004). La Province ainsi définie comprend 22 intrusions plutoniques (Table 2.1.) dont les deux massifs géants de syénite agpaïtique à néphéline (Khibiny et Lovozero) (Figure 2.6.). Les autres massifs plutoniques sont de type ultramafique, alcalin et carbonatitique (Kovdor, Vuoruyarvi, Sebljavr, Ozernaya Varaka, ...). De nombreux essaims de filons de composition alcaline recoupent les complexes intrusifs et les roches du socle de la péninsule de Kola.

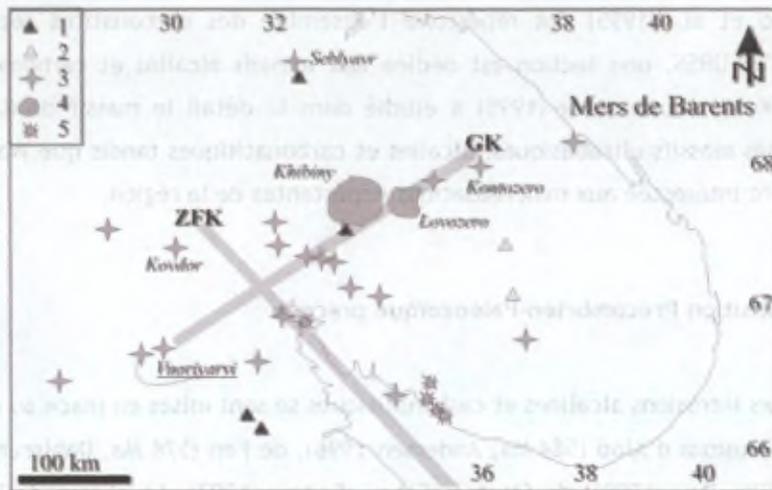


Figure 2.6. Carte de localisation des intrusions alcalines et carbonatitiques de la péninsule de Kola (d'après Kogarko et al., 1995 et Bulakh, 2004). 1) Massif archéen de syénite à néphéline, 2) Complexe gabbroïque protérozoïque, 3) Intrusions ultrabasiqes, alcalines et carbonatitiques du Paléozoïque (Dévonien supérieur), 4) Massif de syénite agapitique à néphéline de Khibiny et de Lovozero, 5) Essaims de filons dévoniens. ZFK: zone de fracture de Kandalaksha ; GK: graben de Kontozero

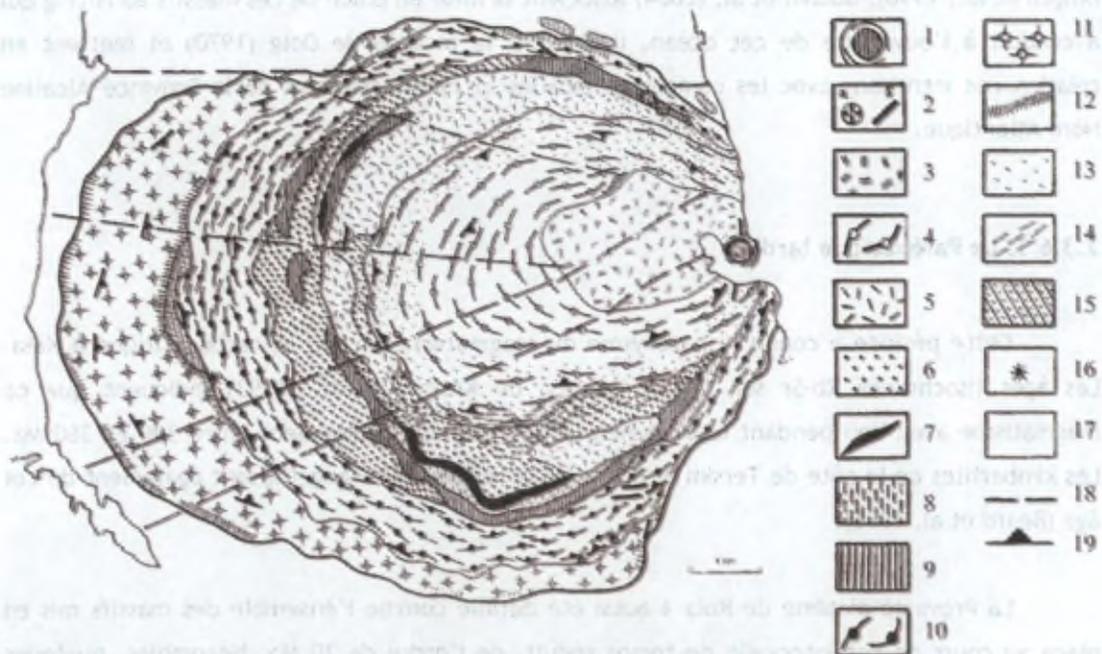


Figure 2.7. Carte géologique du massif annulaire de Khibiny (d'après Zak et al., 1972 et dans Kogarko et al., 1995): 1) carbonatite, 2) damkjernite et tinguaite (a) pipe (b) dykes, 3) foyaïte massive, 4) foyaïte trachytique, 5) syénite à néphéline, 6) rischorrite, 7) roche à apatite et néphéline, 8) urtite et urtite à feldspath, 9) ijolite, ijolite à feldspath et malignite, 10) khibinite trachytique à grains moyens, 11) khibinite massive, 12) khibinite massive de contact, 13) zone albitisée, 14) zone recristallisée, 15) porphyre, 16) jacupirangite, 17) roche encaissante, 18) faille, 19) direction et pendage de la foliation.

Quelques intrusions (Kontozero et le complexe subvolcanique d'Ivanovka) présentent des âges légèrement plus anciens, compris entre 410 et 400 Ma (Bulakh et al., 2004). Arzamastsev (1998) a obtenu un âge Rb-Sr équivalent pour le complexe de Kurga. Néanmoins, Bayanova et al. (1999) ont obtenu un âge U-Pb sur zircon de 387 ± 7 Ma pour ce massif.

Tableau 2.1. Liste des 22 intrusions de la Province Alcaline Dévonienne de Kola. Les complexes en italique comprennent des carbonatites

<i>Afrikanda</i>	Lovozero
<i>livara</i>	Mavraguba
Ingozero	Niva
Ivanovka	<i>Ozernaya Varaka</i>
<i>Kandaguba</i>	<i>Pesochniy</i>
<i>Khibiny</i>	<i>Sallanlatvi</i>
<i>Kontozero</i>	<i>Salmagora</i>
<i>Kovdor</i>	<i>Seblyavr</i>
Kurga	<i>Sokli</i>
Kovdozero	<i>Turiy Mys</i>
<i>Lesnaya Varaka</i>	<i>Vuoriyarvi</i>

Dans la partie Sud-Ouest du Bouclier Fennoscandien, des intrusions alcalines d'âge carbonifère/permien sont connues dans le graben d'Oslo (Koistinen et al., 2001).

Ce magmatisme alcalin-carbonatitique est lié au rifting du craton Est-Européen, qui s'est déroulé entre le Dévonien et le Carbonifère (Kramm et al., 1993). Les cratons Est-Européen, du Groenland et Nord Américain ont été soudés (amalgamés) lors de l'orogénèse Calédonienne ; ils formèrent le supercontinent « Laurussia » (Ziegler, 1989). Le régime de contraintes était compressif à l'ouest de Laurussia (continent Nord Américain) et distensif dans la partie Est (craton Est-Européen) (Sephenson, 1996) ; ceci pourrait expliquer le faible développement du magmatisme alcalin et carbonatitique dans la Province Nord-Atlantique par comparaison à la Province Est-Européenne.

La plupart des intrusions alcalines et carbonatitiques de la péninsule de Kola se localise le long, ou à l'intersection, de linéaments (ex : le graben de Kontozero). Certains d'entre eux sont hérités d'une histoire précambrienne complexe, et ont joué durant le Paléozoïque.

2.3.6.3.1. Description sommaire des intrusions géantes de syénite agpaïtique à néphéline

Les complexes de Khibiny et de Lovozero forment la partie montagneuse de la zone centrale de la péninsule de Kola. Ces deux massifs sont voisins (ils ne sont distants que de 5 km) et

contemporains (âges Rb/Sr semblables, voisins de 360 Ma (Kramm et al, 1993)). Ils se distinguent par leur structure géologique générale.

2.3.6.3.1.1. Le massif de Khibiny

Le massif de Khibiny présente des contacts subverticaux vis-à-vis de son encaissant (des gneiss archéens et un complexe volcano-sédimentaire protérozoïque) jusqu'à 3 km de profondeur (Arzamastsev, 1994). A plus grande profondeur, les contacts ouest et sud présentent une pente de 50° à 60° vers le centre de l'intrusion alors que le contact est à une pente de 80° en direction du massif de Lovozero (ce qui pourrait suggérer une connexion entre ces deux massifs en profondeur). L'encaissant a été fénitisé. La zone fénitisée au sud atteint 150 m d'épaisseur, elle est constituée de fénites à amphibole, plagioclase et pyroxène. Par contre, les fénites de la zone nord sont moins épaisses (10 m) et formées de roches à amphibole et oligoclase.

Ce massif a été daté à 365 ± 12 Ma par la méthode Rb-Sr sur minéraux séparés d'une mélanéphéline et roches totales (Arzamastsev et al., 2002).

Le massif de Khibiny est composé d'unités concentriques (Figure 2.7), constituées essentiellement de syénites à néphéline mises en place successivement de la périphérie vers le centre (Kravchenko et al., 1992). La séquence de mise en place est la suivante :

1. les restes d'un complexe alcalin volcanique (Arzamastsev, 1994),
2. un complexe lité à structure rythmique composé d'ijolite-melteigite,
3. les syénites à néphéline de l'anneau externe, appelées khibinites (= syénite à néphéline grossièrement grenue à eudialyte, aegyrine et amphibole sodique),
4. des syénites à néphéline riches en potassium, qui forment un complexe composé de rischorrite (=syénite à néphéline à texture poecilitique, la néphéline est en inclusion dans le feldspath alcalin), juvite et urtite. Des gisements stratiformes d'apatite et de néphéline sont associés à cette intrusion,
5. les syénites à néphéline du centre du massif (foyaïte),
6. des dykes d'essexite, de picrite alcaline, de néphéline, de phonolite et de trachyte.
7. un stockwork subvertical composite de carbonatites assez différentes des autres carbonatites de la Péninsule de Kola. Elles sont en effet, riches en manganèse, pauvres en magnésium et présentent des rapports Na/K élevés. Plusieurs générations de carbonatite se succèdent : 1) des carbonatites à aegyrine et calcite, 2) des carbonatites à biotite et calcite et à albite et calcite, 3) des carbonatites riches en calcite et en dolomite manganésifère et 4) des carbonatites riches en ankérite manganésifère.

2.3.6.3.1.2. Le massif de Lovozero

Le massif de Lovozero intrude des gneiss archéens à biotite et grenat. Les contacts N, E et S sont francs et subverticaux jusqu'à 1 km de profondeur alors que le contact W présente une pente de 40° vers le centre du massif. A plus grande profondeur, tous les contacts deviennent subhorizontaux. L'encaissant du massif de Lovozero a été fénitisé sur une épaisseur de 50 à 200 m.

Ce massif a été daté à 370.4 ± 6.7 Ma par méthode Rb-Sr (23 échantillons des intrusions 1 à 5 ; Kramm et Kogarko, 1994).

La structure générale de l'intrusion composite de Lovozero est celle d'un laccolithe (Figure 2.8. ; Vlasov et al., 1959 ; Gerasimovsky et al., 1966 ; Arzmashev, 1994 ; Kogarko et al., 1995 ; Arzamashev et al., 2000). Toutes les roches alcalines observées à Lovozero peuvent être regroupées en 4 catégories :

1. les syénites à feldspathoïde (noséane) à structure poecilitique,
2. un complexe lité qui comprend plus de vingt unités rythmiques constituées d'une succession idéale urtite-foyaïte-lujavrite (de la base au sommet).
3. une unité sommitale de lujavrite à eudialyte.
4. des dykes de roches alcalines.

Aucune carbonatite n'a été décrite à Lovozero. Ce massif présente localement des niveaux minéralisés en loparite et/ou apatite. Toutes les syénites à néphéline sont agpaïtiques. En effet, l'indice d'agpaïcité $((Na+K)/Al)$ varie de 1.17 pour les syénites à feldspathoïdes à 1.52 pour les lujavrites à eudialyte. Les valeurs intermédiaires (1.10 à 1.37) sont obtenues pour les syénites du complexe lité. Chaque rythme présente une augmentation de l'indice d'agpaïcité de sa base à son sommet. De rares roches ultrabasiques alcalines ont été décrites (Arzamasheva, 1995).

Des roches volcaniques et des roches sédimentaires paléozoïques sont présentes dans la partie nord-est de Lovozero. Le matériel volcanique consiste essentiellement en des ankaramites et des basaltes alcalins ; des picrites alcalines, des trachybasaltes et des phonolites sont moins abondantes. Les roches sédimentaires correspondent à des graviers, des grès et des schistes argileux présentant des traces de flore dévonienne. Des roches de même affinité ont été découvertes récemment à Khibiny et dans la région du fjord de Ivanovka (côte est de la péninsule de Kola).

2.3.6.3.2. Les intrusions ultrabasiques, alcalines et carbonatitiques

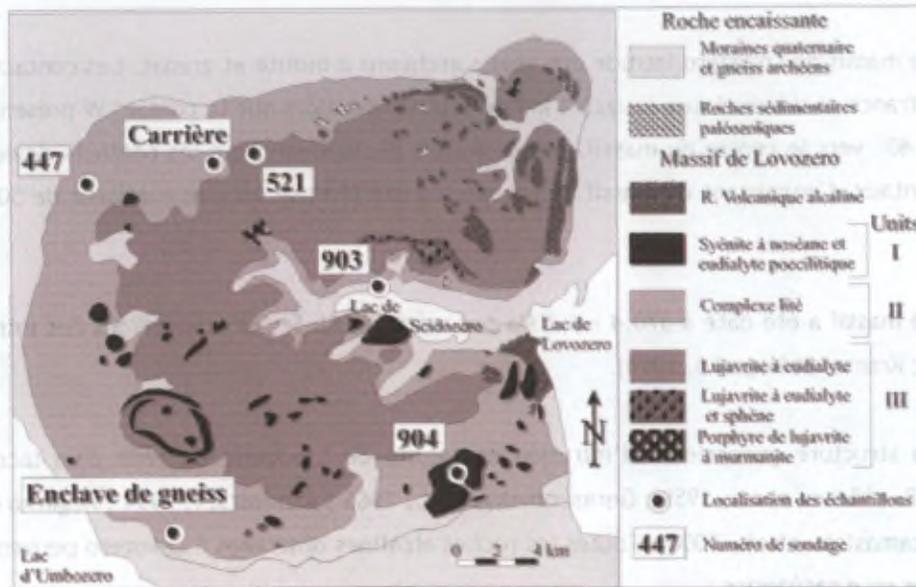


Figure 2.8. Carte géologique simplifiée du massif lité de Lovozero (Féménias et al, 2005)

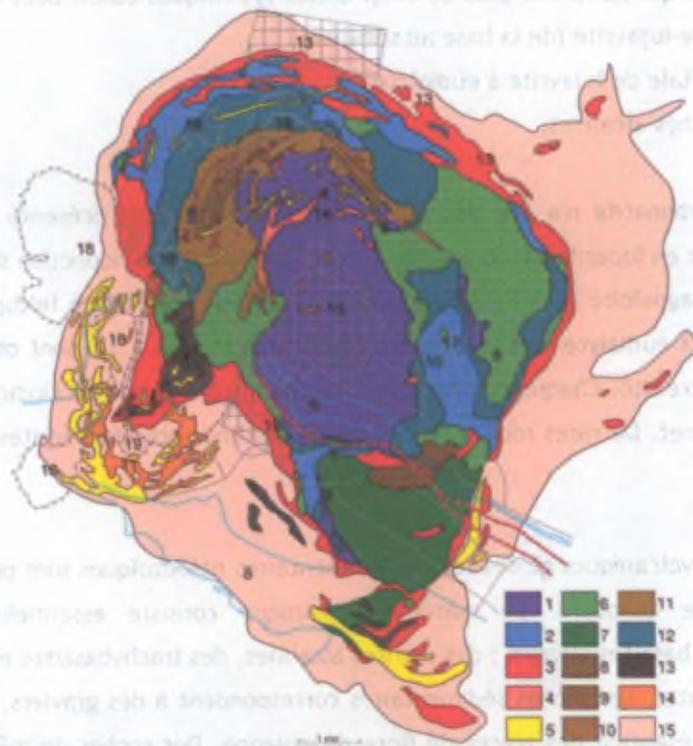


Figure 2.9. Carte géologique du massif de Kovdor (Carte d'exploitation de Compagnie minière de Kovdor, 2000): 1) olivinite, 2) roches à métilite, 3) melteigite et ijolite, 4) ijolite à feldspath et syénite à néphéline, 5) carbonatite, 6) pyroxénite et pyroxénite à néphéline, 7) jacupirangite, 8) biotitite, 9-11) complexe à phlogopite (roches à phlogopite, diopside et forstérite), 12) faciès à monticellite, amphibole et phlogopite, 13) complexe à minerais de fer, 14) faciès à apatite et francolite, 15) fénites.

2.3.6.3.2.1. Introduction

Les massifs ultramafiques, alcalins et carbonatitiques présentent tous la même structure générale de type annulaire zonaire (Khukarenko et al., 1965). Le coeur du massif est constitué d'un noyau de roches ultramafiques (dunites, péridotites, clinopyroxénites) entouré d'un anneau composé de roches alcalines silicatées de la série ijolite-melteigite. Le contact entre ces deux lithologies est franc et de type intrusif, des enclaves de roche ultramafique ont été retrouvées dans l'anneau alcalin. Quelques filons de syénite à néphéline recoupent indifféremment les roches ultramafiques et les roches de la série ijolite-melteigite. Finalement, un complexe filonien, constitué de plusieurs générations de phoscorite et de carbonatite (calcitique et dolomitique), recoupe toutes les roches silicatées.

2.3.6.3.2.2. Description sommaire de deux massifs typiques

2.3.6.3.2.2.1. Le massif de Kovdor

Le massif de Kovdor (40 km²) est le massif ultramafique, alcalin et carbonatitique le plus représentatif et le plus étudié de toute la péninsule de Kola. Il est en effet exploité pour ses gisements de phlogopite et de vermiculite, de magnétite, d'apatite et de métaux rares. Il se localise au sein de la terrane belomorienne.

Ce massif a été daté à 380 ± 4 Ma par datation U-Pb sur une baddeleyite des carbonatites (Bayanova et al., 1997)

Les études géophysiques ont montré que les contacts du massif de Kovdor étaient subverticaux (Arzamastsev et al., 2000). De plus, deux petits corps satellites (moins de 300 m de diamètre), composés de syénite à néphéline et de roches à feldspathoïde, ont été observés à 800 m au nord-est de l'intrusion principale. L'encaissant de Kovdor a été largement fénitisé, jusque 4 km dans la partie Sud-Ouest du massif.

Ce massif présente la plus grande diversité lithologique (présence de roches à mélilite par exemple) observée parmi tous les massifs ultrabasiques, alcalins et carbonatitiques de la péninsule de Kola (Figure 2.9.). L'ordre de mise en place des différentes lithologies est :

- 1) le cœur de dunites (=olivinites), de péridotites, de clinopyroxénites et de roches à mélilite (mélilitolites et turjaïtes).
- 2) l'anneau de roches alcalines silicatées de la série ijolite-melteigite ainsi que des syénites à néphéline (observées dans un corps satellite appelé « Petit Kovdor »).

3) le complexe de phoscorites-carbonatites.

Une étude exhaustive de ce massif a été réalisée dans le cadre de la thèse de doctorat de Anne Verhulst à l'ULB, les principales conclusions de cette étude ont été publiées dans Verhulst et al. (2000).

2.3.6.3.2.2.2. Le massif pluto-volcanique de Kontozero

Le massif de Kontozero est assez exceptionnel car il regroupe à la fois des roches plutoniques et des roches volcaniques (comportant un peu de matériel sédimentaire). L'épaisseur de cette intrusion ne dépasse pas 2 km. Pyatenko et Osokin (1988) ont montré la nature paléo-volcanique de ce massif.

Les laves de Kontozero sont différentes de celles de Lovozero, elles sont alcalines et sous-saturées en silice.

Trois unités ont été distinguées dans la caldera (Figure 2.10.): 1) la partie sommitale consiste en des laves carbonatitiques, des tuffs et quelques roches sédimentaires ; 2) la partie médiane est composée de melilitite et de néphéline interfoliées avec des tuffs à mélilitite, des brèches, de schistes tuffisiques et des argilites ; 3) la partie basale de la caldera est formée de tuffs basaltiques bréchifiés et de conglomérats interstratifiés avec des limburgites et des augitites.

Le conduit d'alimentation, situé au centre de la caldera, consiste en des carbonatites et des picrites contenant des enclaves de roches à magnétite et apatite, des xénocristaux de grenat, de pérovskite et de diopside. Les laves carbonatitiques sont directement liées spatialement au conduit d'alimentation (Pyatenko et Saprynika, 1980).

2.3.6.3.3. Le magmatisme filonien associé

2.3.6.3.3.1. Introduction

Le magmatisme filonien paléozoïque associé aux intrusions alcalines et/ou carbonatitiques est localisé à proximité immédiate de ces dernières. Néanmoins, quelques essais de filons et de pipes ne semblent pas directement associés à ces intrusions alcalines. La composition des filons est très variée ; on peut y distinguer 8 groupes : 1) picrite alcaline, mélanéphéline à olivine, lamprophyre alcalin, damtjernite ; 2) néphéline ; 3) alnoïte, melilitite à néphéline ; 4) phonolite et tinguaitite ; 5) trachyte ; 6) carbonatite ; 7) tinguaitite à calcite ; 8) essexite et théralite. Les carbonatites se localisent toujours à proximité des

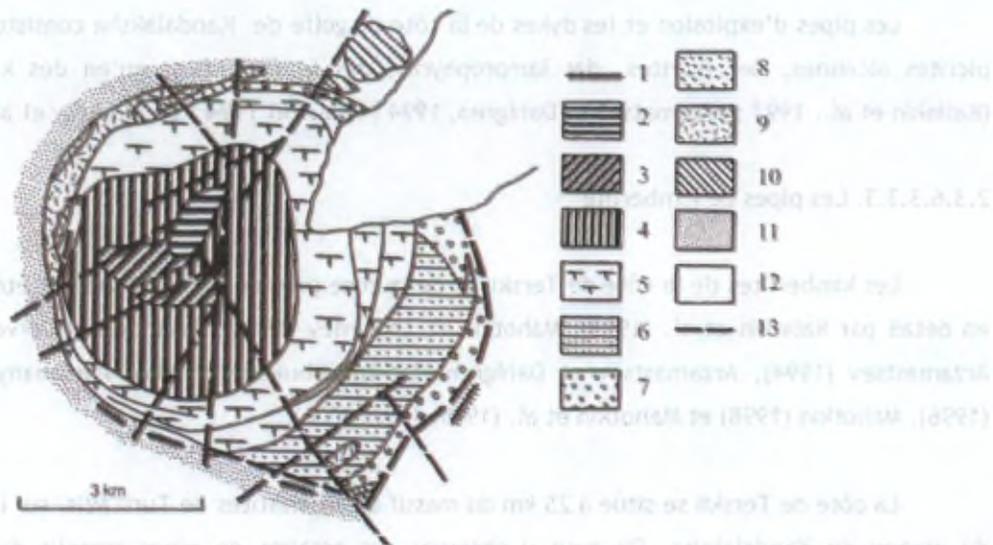


Figure 2.10. Carte géologique schématique du massif de Kontozero (d'après Pyatenko et Saprikina, 1981 et dans Kogarko et al., 1995). 1) augitite, alnoïte et dykes de monchiquite, 2) picrite et carbonatite, 3) laves et tuffs de carbonatite, 4) brèche et tuff de carbonatite, 5) tuffs et laves de méliilitite et de néphéline, 6) tuffs et brèches, 7) grès, shale et basalte, 8) syénite peralcaline, 9) syénite à néphéline, 10) pyroxénite, 11) fénite, 12) gneiss archéen, 13) faille.

intrusions à carbonatite. La tinguaïte à calcite est endémique au massif de Kovdor.

Les lamprophyres ultrabasiques et les kimberlites sont les magmas silicatés les plus primitifs de toute la province alcaline et carbonatitique de la péninsule de Kola. Ces magmas contiennent de nombreuses enclaves de compositions variées (allant d'enclaves ultramafiques jusqu'à des granulites ; Beard et al., 1996 ; Kempton et al., 1995).

2.3.6.3.3.2. Les dykes de lamprophyre

De nombreux essais de dykes de lamprophyre et de pipes d'explosion affleurent sur la côte sud et dans les îles du golfe de Kandalaksha (Arzamatsev et Dahlgren, 1994 ; Kapustin 1994).

Bulakh et Ivanikov (1984) ont décrit trois essais de dyke de lamprophyre à proximité de la ville de Kandalaksha. Ces filons ont une orientation générale Nord-Sud, ce qui correspond à la direction d'ouverture du graben de Kandalaksha. Ces filons se regroupent en deux ensembles d'âge différent (Bulakh et Ivanikov, 1984 ; Putintsiva et Uvadiev, 1987). Les filons les plus anciens sont des lamprophyres carbonatitiques, des picrites alcalines, des monchiquites, des méliilitites à olivine et des carbonatites. Les dykes les plus jeunes correspondent à des picrites alcalines, des mélanéphélinites, des néphélinites et des porphyres de type syénite alcaline (Kogarko et al., 1995).

Les pipes d'explosion et les dykes de la côte du golfe de Kandalaksha consistent en des picrites alcalines, des picrites, des lamprophyres, des foidites ainsi qu'en des kimberlites (Kalinkin et al., 1993 ; Arzamastsev et Dahlgren, 1994 ; Kapustin 1994 ; Bagdasarov et al., 1995).

2.3.6.3.3. Les pipes de kimberlite

Les kimberlites de la côte de Terskii et de la zone près de Kandalaksha ont été étudiées en détail par Kalinkin et al. (1993), Mahotkin et Zhuravlev (1993), Mahotkin et Jerved (1993), Arzamastsev (1994), Arzamastsev et Dahlgren (1994), Sabukalov (1995), Parsadanyan et al. (1996), Mahotkin (1998) et Mahotkin et al. (1995, 1997, 2000).

La côte de Terskii se situe à 25 km du massif à carbonatites de Turii Miis, sur la partie N du graben de Kandalaksha. On peut y observer des essaims de pipes remplis de matériel bréchique et de dykes de kimberlite, melilitite et roches associées. Ces roches affleurent au sein du graben de Ermakovskii (Kalinkin et al., 1993). Les dykes de méllilitite sont les plus abondants (19 pipes et 8 dykes) tandis que les kimberlites diamantifères sont nettement plus rares (uniquement 2 pipes). La région comprend également quelques intrusions de composition ultrabasique.

La région d'Arkhangelsk est bien connue pour ses kimberlites diamantifères ; cette province se situe à l'est de la péninsule de Kola, juste de l'autre côté de la mer Blanche. L'essentiel du magmatisme de cette région consiste en des magmas ultrabasiques à basiques. Une prédominance de kimberlite a été observée dans la zone nord-ouest de la province, des melilitites affleurent dans la partie sud alors que la zone Est est caractérisée par des basaltes (Sinitsyn et al., 1982 ; Verichev, 1995). Les kimberlites du champ de Zololitsa sont exploitées pour leurs diamants.

Les kimberlites d'Arkhangelsk constitueraient le prolongement vers le Sud-Est des kimberlites de la région de Terskii, sur la côte sud de la péninsule de Kola, à l'Est de Kandalaksha (Mahotkin et al, 2001).

2.3.7. Le Quaternaire

La plus grande partie de la couverture non consolidée de la péninsule de Kola a été formée par des processus transgressifs, fluviaux, biogéniques et glaciologiques. L'Europe du Nord a connu, durant le Quaternaire, cinq cycles de glaciation et déglaciation, la péninsule de Kola y était couverte de glace. Ces glaciations ont été le moteur d'une grande érosion du substratum et ont formé des tills.

Chapitre 3 :
Le massif de Vuoriyarvi

3. Le massif de Vuoriyarvi

3.1. Situation géographique et historique de l'investigation géologique

Le massif de Vuoriyarvi se situe en Karélie du Nord, à 28 km au sud du village de Alakurti, sur la rive nord du lac de Vuoriyarvi. Les roches alcalines proches du lac de Vuoriyarvi ont été décrites pour la première fois par Stjernvall (1892) qui, avec Nyholm, entreprenait une expédition de reconnaissance vers Kuolarvi. Les échantillons qu'ils récoltèrent dans les gorges de Pyukhya-Kuru (dans la partie sud-ouest du massif), furent étudiés par Ramsay et Nyholm en 1895 et par Sundell en 1905. Leurs travaux débouchèrent sur une description de la composition chimique des roches du complexe filonien alcalin de cette région. Nyholm retourna au lac de Vuoriyarvi en 1899 dans le but d'y lever une carte magnétométrique de la partie nord du lac. En 1905, Sederholm trouva des roches carbonatées dans la région du lac, il les interpréta en tant que calcaires métasomatisés par une intrusion alcaline. La première carte de la région fut réalisée en 1910 par Hackman et Wilckman (1926). Une description détaillée a été menée entre 1952 et 1954 par V.V. Fizhenko, une description détaillée de son travail a été ajoutée à l'ouvrage de N.A. Volotskaya (1958). Une synthèse générale sur la structure et la pétrographie de ce massif est incluse dans Khukarenko et al. (1965).

3.2. Relations de terrain et structure de l'objet

3.2.1. L'encaissant

Le massif de Vuoriyarvi intrude les gneiss et les migmatites des séries archéennes de Belomorsk ainsi que les séquences volcano-sédimentaires protérozoïques (Kukharenko et al., 1965). Les gneiss des séries archéennes correspondent à un protolithe de granite à oligoclase, ils sont accompagnés localement d'amphibolite et de gneiss à biotite. Le complexe volcano-sédimentaire affleure à 10-15 km à l'est du massif, il se compose d'un conglomérat, de quartzites, de schistes cristallins, de dolomies et de roches métamorphiques basiques.

En bordure du massif, les roches encaissantes sont largement fénitisées sur près d'un kilomètre d'épaisseur. Les roches fénitisées correspondent généralement à des assemblages minéralogiques à aegyrine et albite.

3.2.2.. Description générale du massif

Le massif affleure dans le domaine belomorien en Karélie du nord, près des massifs de Kovdor et de Sökli (Finlande). Il a une forme générale elliptique (3.5x5.5 km). Les contacts avec les gneiss encaissants sont francs et présentent une légère pente vers le centre du massif. La structure générale du massif est de type annulaire zonaire (Figure 3.1.). Le centre du massif forme une large dépression marécageuse occupée par de nombreux petits lacs. Seuls les bordures est et ouest du massif ainsi que les lieux dits de « Neske-Vara » et de « Tukhta-Vara », présentent un léger relief, et s'élèvent entre 30 et 80 mètres au-dessus du lac de Vuoriyarvi.

Les roches magmatiques sont totalement altérées en surface sur sept mètres d'épaisseur, elles sont transformées en gravier et en un sol fin. Les affleurements sont peu abondants ; on en trouve aux contacts avec l'encaissant et dans les collines de « Neske-Vara » et « Tukhta-Vara ». Le massif a été recoupé par quelques tranchées en vue d'exploration minière et par quelques sondages. L'essentiel des échantillons provient de ces sondages.

Le massif de Vuoriyarvi a été récemment daté par Gogol et Delenitsin (1999) par la méthode Rb-Sr sur minéraux séparés : ils ont obtenus un âge de 383 ± 7 Ma pour une clinopyroxénite et de 375 ± 7 Ma pour une carbonatite à calcite-dolomite. Ces deux âges sont contemporains dans les limites d'erreurs.

Plusieurs minéraux rares ont été découverts dans les carbonatites dolomitiques (avec ou sans calcite) tardives du complexe de Vuoriyarvi ou dans les zones d'altération (Voloshin et al., 1991 ; Subbotin et al., 1997, 1998, 2000) ; par exemple : ternovite $((\text{Mg,Ca})\text{Nb}_4\text{O}_{11} \cdot 10(\text{H}_2\text{O}))$, belkovite $(\text{Ba}_3(\text{Nb,Ti})_6(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}_{12})$, vuoriyarvite $((\text{K,Na})_2(\text{Nb,Ti})_2\text{Si}_4\text{O}_{12}(\text{O,OH})_2 \cdot 4(\text{H}_2\text{O}))$ et la tumchaite $(\text{Na}_2(\text{Zr,Sn})\text{Si}_4\text{O}_{11} \cdot 2(\text{H}_2\text{O}))$.

3.2.3. Le cœur ultrabasique

Le cœur ultrabasique du massif (~ 12 km²) est essentiellement constitué de clinopyroxénites faiblement litées qui contiennent localement des blocs ou lentilles (0.5-5m) de dunite et de péridotite, les péridotites étant plus abondantes que les dunites. Le litage s'exprime au travers de variations granulométriques (les roches sont finement à grossièrement grenues) et/ou modales (clinopyroxène, magnétite et pérovskite). On trouve également des poches et des corps aux formes complexes présentant des cristaux géants de pyroxène. Dans les clinopyroxénites, on trouve localement des zones riches en minerais (perovskite, titanomagnétite et/ou apatite). Ces concentrations ont des formes diverses : elles apparaissent

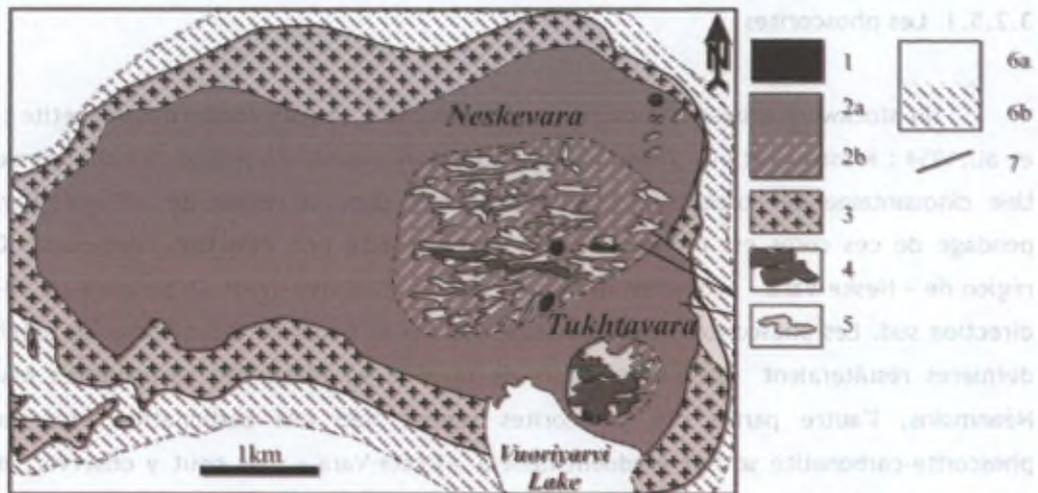


Figure 3.1. Carte géologique du massif de Vuoriyarvi (d'après Khukarenko et al, 1965). 1) dunite ou olivinite, 2a) pyroxénite, 2b) roche phlogopitisée, 3) ijolite et melteigite, 4) phoscorite, 5) carbonatite, 6a) gneiss et amphibolites archéens, 6b) gneiss fénitisés, 7) faille.

soit en poches, soit en bandes continues, soit en veines discordantes. La partie externe du cœur ultrabasique (environ 500 mètres d'épaisseur) est caractérisée par un enrichissement progressif en néphéline. Le contact entre l'anneau externe de syénite alcaline et le cœur ultrabasique n'a pas été observé.

3.2.4. L'anneau externe de roches silicatées alcalines

La périphérie du massif est constituée d'un anneau (de 25 à 80 mètres d'épaisseur à l'est du massif et de 300-800 mètres au nord) de roches alcalines silicatées de la série urtite-ijolite-melteigite. De nombreuses veines de roche silicatée d'affinité alcaline recoupent les clinopyroxénites. Des enclaves de clinopyroxénite phlogopitisée et amphibolitisée, ont été observées au sein des roches de l'anneau externe. Des veines d'ijolite, à faciès pegmatoïdique, recoupent indifféremment les clinopyroxénites et l'anneau externe d'urtite-ijolite-melteigite. Le contact entre l'anneau externe et l'encaissant fénitisé est assez diffus. Cet encaissant est parfois recoupé par des corps complexes d'ijolite dont les parties les plus externes sont riches en feldspath, la composition globale se rapproche d'une malignite.

3.2.5. Les complexes filoniens tardifs

3.2.5.1. Les phoscorites

Un stockwork subvertical de phoscorites (roche à apatite-forstérite-magnétite ; Russel et al., 1954 ; Krasnova et al., 2004) affleure à l'est du massif, il recoupe les clinopyroxénites. Une cinquantaine de corps à phoscorite affleurent dans la région de « Tukhta-Vara », le pendage de ces corps est prononcé (80-85°) et présente une direction nord-ouest. Dans la région de « Neske-Vara » affleurent quelques corps lenticulaires ayant un pendage de 50-85° de direction sud. Les phoscorites semblent associées aux carbonatites sous forme de brèche. Ces dernières résulteraient d'explosions lors de la mise en place des carbonatites associées. Néanmoins, l'autre partie des phoscorites semble liée aux carbonatites. La transition phoscorite-carbonatite se fait graduellement à « Neske-Vara » : on peut y observer, dans un filon, une éponte de phoscorite et une zone axiale de composition carbonatitique.

Les roches encaissantes, pyroxénites ou ijolites, sont extrêmement métasomatisées au contact des phoscorites. Les pyroxénites sont amphibolitisées, les variétés riches en minerais sont transformées en un assemblage calcite-sphène-vermiculite tandis que les ijolites sont généralement phlogopitisées.

3.2.5.2. Les carbonatites

De nombreuses veines de calcio- et magnésio-carbonatite recoupent les divers corps de phoscorites. On retrouve également les carbonatites dans le reste du massif et dans les roches encaissantes de « Namu-Vara Hill » (à 5km à l'est du massif). Les carbonatites se présentent sous la forme de filons, de corps lenticulaires ou de stock (de quelques centimètres à 10-40 m de puissance) ; on peut les suivre sur des distances de 100 à 200 m.

Les carbonatites à calcite sont les plus communes ; on les retrouve en abondance à « Neske-Vara ». Elles se présentent sous la forme de veines ou de lentilles dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à 15-20 m pour une longueur variant de 150 à 250 m. Des corps de grande taille ont été suivis jusque 250 m de profondeur dans les puits d'exploitation. Les zones où la densité de veines est très importante sont appelées « stockwork ». Les roches encaissantes y sont extrêmement métasomatisées (amphibolitisée ou phlogopitisée) et cimentées par une pâte de carbonate.

Les carbonatites à dolomite sont plus tardives et largement distribuées. Elles se mettent en place sous la forme de veines (de 1 cm à 50 cm d'épaisseur) qui recoupent les carbonatites à calcite et également les phoscorites et les pyroxénites.

Des carbonatites à actinolite-calcite, dolomite-calcite, ankérite-calcite et sidérite-dolomite ainsi que des roches à quartz et carbonate ont été découverte dans la région de « Namo-Vara Hill » par E.V. Nefedov et par V.A. Popova. Ces faciès sont localisés dans une zone de direction sublatutinale de 600 à 700 m d'épaisseur ; ils se présentent sous la forme de lentilles, de veines ou de corps biseautés de 30 à 50 cm d'épaisseur. La succession lithologique est ankérite-calcite, sidérite-dolomite, quartz-carbonate et finalement veines de quartz.

3.2.5.3. La brèche à staffélite

E.B. Guptor a découvert une brèche plus tardive que les carbonatites ; elle consiste en fragments de pyroxénite, d'ijolite ou de leurs minéraux constitutifs cimentés par une pâte de composition globale phosphatée de type francolite. La brèche à une direction nord-est ; elle s'étend sur 300 m de distance et a une épaisseur de 30-35 m.

3.2.5.4. Les filons alcalins et subalcalins

Des filons tardifs de composition alcaline et subalcaline ont été observés au sein du massif et aux alentours. De fines veines de monchiquite et de tinguaité recoupent les phoscorites de « Tukhta-Vara ». Des filons de tinguaité, d'ijolite, et de syénite à néphéline/cancrinite ont été observés recoupant l'encaissant ainsi que la plupart de roches magmatiques constitutives du massif de Vuoriyarvi.

On a travaillé à améliorer l'état des lieux, à améliorer les conditions de travail, à améliorer les conditions de vie des ouvriers. On a travaillé à améliorer les conditions de travail, à améliorer les conditions de vie des ouvriers. On a travaillé à améliorer les conditions de travail, à améliorer les conditions de vie des ouvriers.

3.2.3.3. La partie à améliorer

E. J. G. a découvert une partie à améliorer dans les conditions de travail. On a travaillé à améliorer les conditions de travail, à améliorer les conditions de vie des ouvriers. On a travaillé à améliorer les conditions de travail, à améliorer les conditions de vie des ouvriers.

3.2.3.4. Les trois autres parties à améliorer

On a travaillé à améliorer les conditions de travail, à améliorer les conditions de vie des ouvriers. On a travaillé à améliorer les conditions de travail, à améliorer les conditions de vie des ouvriers. On a travaillé à améliorer les conditions de travail, à améliorer les conditions de vie des ouvriers.

Chapitre 4 :
**Pétrographie du massif ultrabasique, alcalin et
carbonatitique de Vuoriyarvi**

4. Pétrographie du massif ultrabasique, alcalin et carbonatitique de Vuoriyarvi

Ce chapitre est consacré à l'analyse pétrographique détaillée des roches du massif de Vuoriyarvi. Trois grands groupes de roches sont décrits :

- les carbonatites et les phoscorites,
- les roches ultrabasiques,
- les roches silicatées alcalines.

Avant la description pétrographique proprement dite, une synthèse des travaux récents sur la nomenclature de ces roches rares et sur la nature des cumulats magmatiques est présentée brièvement.

4.1. Nomenclatures utilisées

Au vu de la diversité des roches étudiées et de leur relative rareté dans de la croûte continentale, il nous a semblé judicieux de présenter au préalable une synthèse bibliographique sur la nomenclature utilisée et sur la notion de cumulat magmatique.

4.1.1. Les carbonatites et les phoscorites

4.1.1.1. Les carbonatites

La classification des carbonatites est applicable aux échantillons présentant des proportions modales de carbonate supérieures à 50% (Streckeisen, 1978). On connaît des variétés plutoniques et volcaniques de carbonatite. La classification présentée ci-dessous est reconnue internationalement (Le Maitre, 2002).

La classification minéralogique des carbonatites est basée sur la nature du carbonate dominant ; on distingue :

- les carbonatites à calcite grossièrement grenue sont appelées sövites tandis que les équivalents finement et moyennement grenus sont appelés alvikites ;

- les carbonatites à dolomite sont appelées béforsites. Le terme ferrocarbonatite est préféré lorsque le carbonate est riche en fer (ankérite, sidérite) ;

- les natrocarbonatites sont essentiellement composées de carbonates sodiques, potassiques et calciques (gregoryite : $(\text{Na}_2, \text{K}_2, \text{Ca})\text{CO}_3$; nyerereite : $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$). Ces carbonatites particulières ne sont connues que sous la forme de laves au volcan actif Oldoinyo Lengai (Tanzanie).

Les roches présentant un minéral accessoire, dont la proportion modale n'excède pas 10%, peuvent porter le qualificatif de ce minéral : on parle ainsi, par exemple, de carbonatite à pyrochlore, de carbonatite à pérovskite, ... De la même manière, les roches silicatées associées qui ont moins de 10% de carbonate doivent être appelées ijolite à calcite par exemple. Lorsque la proportion de carbonate est comprise entre 10 et 50%, le terme calcitique ou carbonatitique doit être rajouté au nom de la roche silicatée.

Si la carbonatite est trop finement grenue (impossible de déterminer la nature du carbonate) ou à carbonate de composition intermédiaire entre les pôles Ca-Fe-Mg, le nom donné sera choisi sur base de l'analyse chimique. Les carbonatites vraies ont nécessairement moins de 20% de SiO_2 . (Figure 4.1. ; d'après Woolley et Kempe, 1989). Si la roche contient plus de 20% SiO_2 , elle est qualifiée de silicocarbonatite.

Gittins et Harmer (1997) ont proposé une classification chimique légèrement différente pour les carbonatites à grains fins et/ou à carbonate de composition intermédiaire (Figure 4.2.). Beaucoup de calciocarbonatites riches en magnétite, ou hématite, ou en minéraux silicatés riches en Fe ont improprement été qualifiées de ferrocarbonatite. Dans la nomenclature internationale (IUGS ; Le Maitre 2002), FeO, Fe_2O_3 , MnO sont reportés au même pôle du diagramme et sont donc considérés comme un seul composant. Il n'est dès lors pas possible de différencier les carbonatites à calcite ou dolomite riches en oxyde de fer des carbonatites dont le carbonate principal est riche en fer (sidérite ou ankérite). La nouvelle classification présentée par Gittins et Harmer (1997) propose de subdiviser le champ des ferrocarbonatites en deux sous-domaines, d'une part les carbonatites ferrugineuses caractérisées par un rapport chimique C/CMF <0.5 et les ferrocarbonatites vraies, d'autre part, plus riches en Fe (C/CMF > 0.5).

4.1.1.2. Les phoscorites

Le terme « phoscorite » a été proposé initialement par Russel et al. (1954) pour des roches riches en phosphate (« phos ») associées à un cœur (« core » en anglais) de carbonatite et observées dans la carbonatite de Loolekop (Afrique du Sud). Ce terme n'est cependant pas clairement défini et pour Le Maitre (2002), les phoscorites sont des roches à magnétite, olivine

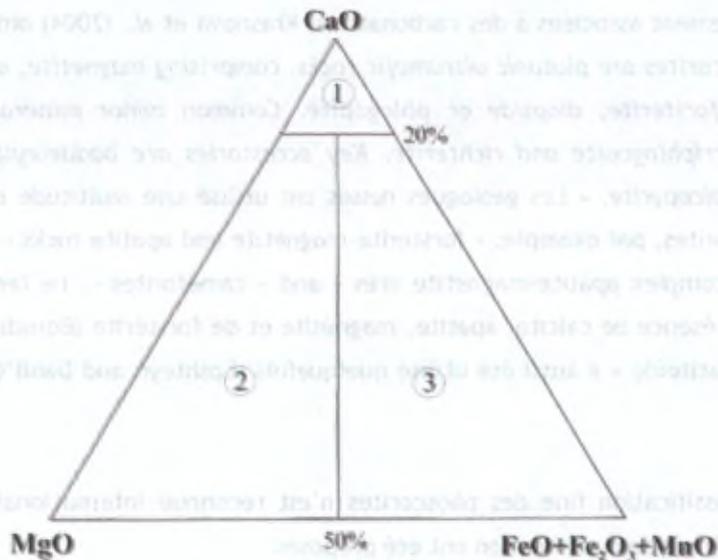


Figure 4.1. Diagramme de classification chimique des carbonatites présentant moins de 20% de SiO_2 (Woolley et Kempe, 1989 ; Le Maitre, 2002). 1) calciocarbonatite, 2) magnésiocarbonatites, 3) ferrocarnatite. Les carbonatites présentant plus de 20% de SiO_2 sont appelées silicocarbonatites.

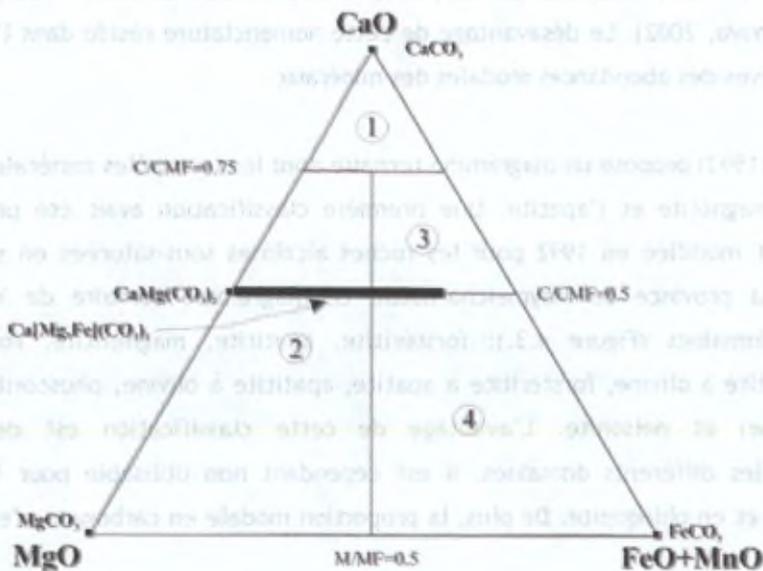


Figure 4.2. Diagramme de classification de Gittins et Harmer (1997) basé sur les proportions molaires de CaO , MgO , $\text{FeO}+\text{MnO}$. 1) calciocarbonatite, 2) magnésiocarbonatite, 3) calciocarbonatite ferrugineuse, 4) ferrocarnatite. Les compositions des carbonates les plus usuels dans les carbonatites ont également été reportées ($\text{C}/\text{CMF} = \text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$)

et apatite généralement associées à des carbonatites. Krasnova et al. (2004) ont proposé cette définition : « *Phoscorites are plutonic ultramafic rocks, comprising magnetite, apatite and one of the silicates, forsterite, diopside or phlogopite. Common minor minerals are calcite, dolomite, tetraferriphlogopite and richterite. Key accessories are baddeleyite, pyrochlore, pyrrhotite and chalcopyrite.* » Les géologues russes ont utilisé une multitude de termes pour nommer les phoscorites, par exemple: « forsterite-magnetite and apatite rocks », « rocks of the ore complex », « complex apatite-magnetite ores » and « camaforites ». Le terme camaforite est défini par la présence de calcite, apatite, magnétite et de forstérite (Borodín et al., 1973). Le terme « carbonatitoïde » a aussi été utilisé quelquefois (Epshteyn and Danil'Chenko, 1988 ; Epshteyn, 1994).

Aucune classification fine des phoscorites n'est reconnue internationalement jusqu'à présent. Trois systèmes de classification ont été proposés:

- L'utilisation d'un ou de plusieurs noms de minéraux comme préfixes reprenant les minéraux principaux de la phoscorite selon un ordre croissant de proportions modales. Une roche ayant plus de 90% d'un minéral peut être nommée en fonction de ce minéral : apatitite, forstérite, etc... Cette nomenclature simple a souvent été utilisée (Borodin et al., 1973 ; Bulakh et Ivanikov, 1984 ; Krasnova et Kopylova, 1988 ; Zaitsev et Bell, 1995 ; Rimskaya-Korsakova et Krasnova, 2002). Le désavantage de cette nomenclature réside dans l'absence de mesures quantitatives des abondances modales des minéraux.

- Yegorov (1993) propose un diagramme ternaire dont les trois pôles minéralogiques sont la forstérite, la magnétite et l'apatite. Une première classification avait été proposée par Egorov en 1980 et modifiée en 1992 pour les roches alcalines sous-saturées en silice et les carbonatites de la province de Maymeicha-Kotui. Le diagramme ternaire de Yegorov est subdivisé en 9 domaines (Figure 4.3.): forstérite à apatite, magnétite à apatite, forstérite à magnétite, magnétite à olivine, forstérite à olivine, apatite à olivine, phoscorite (riche ou pauvre en olivine) et nelsonite. L'avantage de cette classification est de délimiter quantitativement les différents domaines. Il est cependant non utilisable pour les variétés riches en diopside et en phlogopite. De plus, la proportion modale en carbonate n'est pas prise en compte.

- La méthode RHA (Petrov, 1971, 2001 ; Krasnova et al., 2003) est un système de classification basé sur trois paramètres : le rang de la formule (R), l'entropie (H) et l'anentropie (A). Le programme informatique « Petros-2 » (Moshkin et al., 2000) a été programmé dans le but de classer les phoscorites selon cette méthode mathématique. Ce système de classification se base sur trois postulats : 1) toutes les analyses correspondent à des mélanges de composants, 2) tous les composants ont la même pondération et 3) il n'existe aucune séparation nette entre les différents mélanges, ceux-ci sont continus. Lorsque les entrées de la

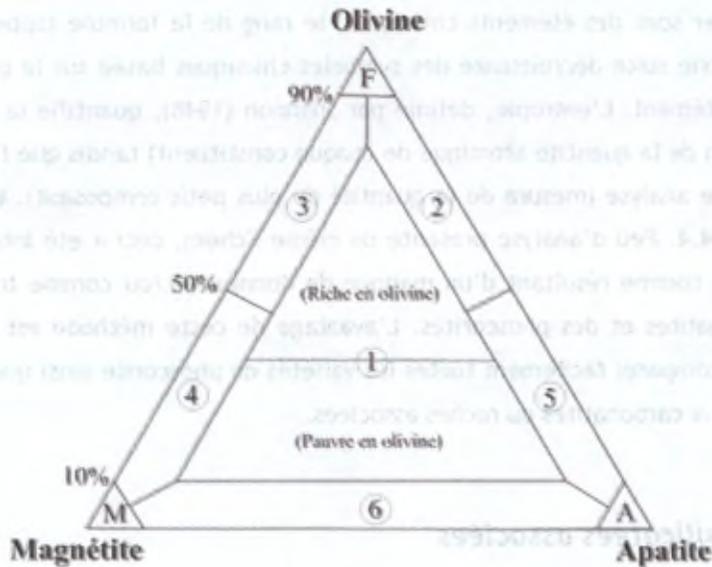


Figure 4.3. Diagramme de classification modale des phosphorites (Yegerov, 1993). 1) phosphorite, 2) forstérite à apatite, 3) forstérite à minerais, 4) magnétite à olivine, 5) apatite à olivine, 6) nelsonite, F) forstérite, M) magnétite, A) apatite.

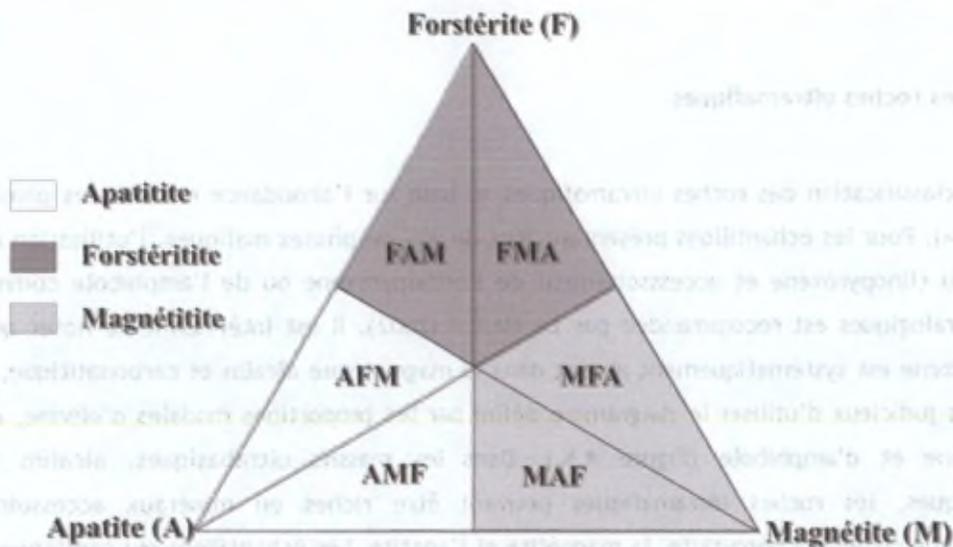


Figure 4.4. Diagramme de classification des phosphorites pour le système apatite-forstérite-magnétite (en % moléculaire) à 6 rangs de formules (Rchem: AFM, AMF, FAM, FMA, MFA, MAF). Les trois domaines représentent les formules à un minéral prédominant et correspond respectivement aux apatites, forstérites et magnétites (Krasnova et al., 2004).

base de données à trier sont des éléments chimiques, le rang de la formule (appelé dès lors Rchem) correspond à une suite décroissante des symboles chimiques basée sur le pourcentage atomique de chaque élément. L'entropie, définie par Shannon (1948), quantifie la complexité d'une analyse (fonction de la quantité atomique de chaque constituant) tandis que l'entropie mesure la pureté d'une analyse (mesure de la quantité du plus petit composant). Un exemple est donné à la Figure 4.4. Peu d'analyse présente un même Rchem, ceci a été interprété par Krasnova et al. (2004) comme résultant d'un manque de données et/ou comme traduisant la complexité des carbonatites et des phoscorites. L'avantage de cette méthode est qu'elle est flexible et permet de comparer facilement toutes les variétés de phoscorite ainsi que les roches intermédiaires jusqu'aux carbonatites ou roches associées.

4.1.2. Les roches silicatées associées

Des roches silicatées sont étroitement associées aux carbonatites dans de nombreux massifs ultrabasiques, alcalins et carbonatitiques, surtout ceux de la péninsule de Kola. Ces roches sont nommées sur base de la classification des roches plutoniques de Le Maitre (2002). L'ensemble des roches silicatées a été subdivisé en deux grands groupes : 1) les roches ultramafiques et 2) les roches silicatées alcalines.

4.1.2.1.. Les roches ultramafiques

La classification des roches ultramafiques se base sur l'abondance modale des phases mafiques (M). Pour les échantillons présentant plus de 90% de phases mafiques, l'utilisation de l'olivine, du clinopyroxène et accessoirement de l'orthopyroxène ou de l'amphibole comme pôles minéralogiques est recommandée par Le Maitre (2002). Il est intéressant de noter que l'orthopyroxène est systématiquement absent dans le magmatisme alcalin et carbonatitique, il est dès lors judicieux d'utiliser le diagramme défini par les proportions modales d'olivine, de clinopyroxène et d'amphibole (Figure 4.5.). Dans les massifs ultrabasiques, alcalins et carbonatitiques, les roches ultramafiques peuvent être riches en minéraux accessoires caractéristique comme la pérovskite, la magnétite et l'apatite. Les échantillons qui contiennent plus de 10% d'une de ces phases porteront le qualificatif du minéral accessoire.

Le terme « olivinite » a souvent été utilisé par les géologues russes pour désigner les roches essentiellement constituées d'olivine et de magnétite accessoire. Ce terme a été suggéré pour les différencier des dunites, riches en olivine mais dont l'oxyde accessoire est la chromite.

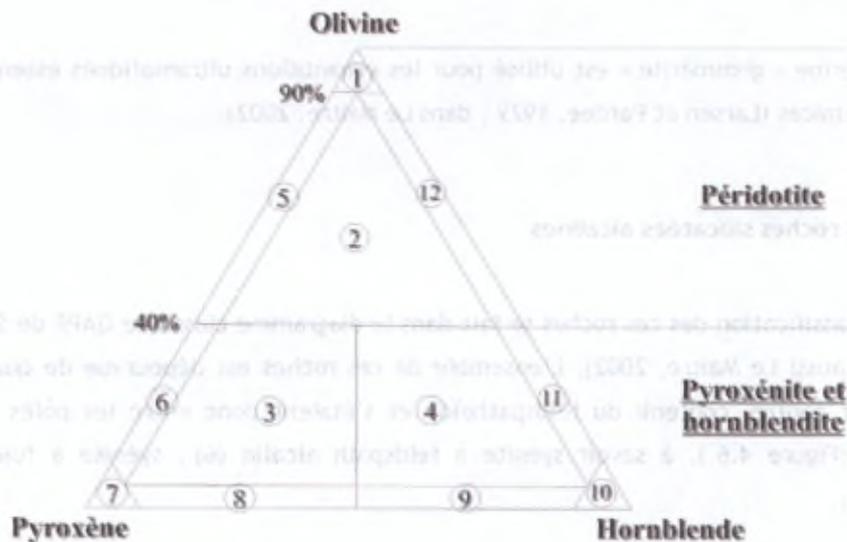


Figure 4.5. Diagramme de classification modale des roches ultramafiques plutoniques (d'après Streckeisen, 1973). 1) dunite, 2) péridotite à pyroxène et hornblende, 3) pyroxénite à olivine et hornblende, 4) hornblendite à olivine et pyroxène, 5) péridotite à pyroxène, 6) pyroxénite à olivine, 7) pyroxénite, 8) pyroxénite à hornblende, 9) hornblendite à pyroxène, 10) hornblendite, 11) hornblendite à olivine, 12) péridotite à hornblende.

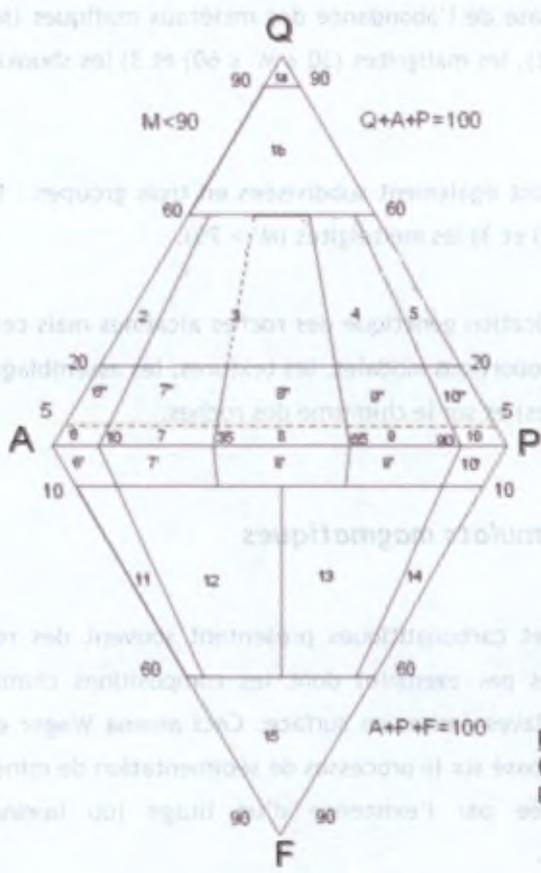


Figure 4.6. Diagramme de classification QAPF (Streckeisen, 1976), Q: quartz, A: feldspath alcalin, P: plagioclase et F: feldspathoïde.

Le terme « glimmérite » est utilisé pour les échantillons ultramafiques essentiellement constitué de micas (Larsen et Pardee, 1929 ; dans Le Maitre, 2002).

4.1.2.2. Les roches silicatées alcalines

La classification des ces roches se fait dans le diagramme classique QAPF de Streckeisen (1976) (voir aussi Le Maitre, 2002). L'ensemble de ces roches est dépourvue de quartz : elles peuvent, par contre, contenir du feldspathoïde et s'étalent donc entre les pôles A et F du diagramme (Figure 4.6.), à savoir syénite à feldspath alcalin (6) ; syénite à foïde (11) et foïdolite (15).

Les syénites à feldspath alcalin (A : 90-100 et Q= 0 à 5 ou F= 0 à 10 et P'= 0 à 10 ; domaine 6) forment un groupe assez homogène, quelques variétés plus riches en minéraux mafiques ($M' > 25$) sont qualifiées de méla-syénite à feldspath alcalin.

Les syénites à feldspathoïde (foïdes en abrégé) (F = 10 à 60 et P= 0 à 10 ; domaine 11) peuvent être subdivisée en 3 groupes sur base de l'abondance des minéraux mafiques (M): 1) les syénites à foïdes sensu stricto ($M' < 30$), 2), les malignites ($30 \leq M' \leq 60$) et 3) les shonkinites ($M' > 60$).

Les foïdolites (F > 60 ; groupe 15) sont également subdivisées en trois groupes : 1) les urtites ($M' < 30$), 2) ; les ijolites ($30 \leq M' \leq 70$) et 3) les melteigites ($M' > 70$).

Mitchell (1996) a proposé une classification génétique des roches alcalines mais celle-ci est très peu utilisée. Elle est basée sur les proportions modales, les textures, les assemblages de minéraux typomorphiques (ou caractéristiques) et sur le chimisme des roches.

4.1.3. Notions théoriques sur les cumulats magmatiques

Les massifs ultrabasiques, alcalins et carbonatitiques présentent souvent des roches monominérales (pyroxénites et carbonatites par exemple) dont les compositions chimiques diffèrent nettement de la composition des laves émises en surface. Ceci amena Wager et al. (1960) a développé la notion de « cumulat » basé sur le processus de sédimentation de minéraux précoces. Cette idée était aussi suggérée par l'existence d'un litage (ou lamination magmatique) dans les intrusions stratiformes.

La cristallisation fractionnée est le mécanisme principal impliqué dans l'évolution et dans la compréhension des chambres magmatiques. La sédimentation est restée, pendant plus de 30 ans, le principal processus évoqué. Plus tard, le processus, annexe à l'époque, de front de cristallisation au toit (murs et fond) de la chambre est devenu plus populaire pour expliquer les observations faites dans les chambres magmatiques (Hunter, 1996). Il existe toujours un débat sur l'origine de l'accumulation des cristaux, soit par sédimentation simple soit par cristallisation in situ dans un front chimique. Les grandes intrusions basiques et ultrabasiques présentent des traces de sédimentation alors que les sills et les petites intrusions présentent plutôt des traces de front chimique.

La nomenclature originelle de Wager et al. (1960), complétée et amplifiée par Wager (1963) et Wager et Brown (1968), a eu une importance considérable sur la vision actuelle des « mushs » de cristaux ainsi que sur l'évolution des chambres magmatiques. Le schéma de base de cette nomenclature est lié à l'accumulation de cristaux primaires automorphes (dits « cumulus ») sur le fond de la chambre magmatique et à la présence d'un liquide à l'équilibre avec les bordures des cristaux cumulus zonés (matériel interstitiel ou « intercumulus »). Ces roches sont qualifiées « d'orthocumulat » (Figure 4.7.). Elles sont rares car de nombreux processus peuvent modifier la composition du liquide interstitielle (compaction, convection, ...). Ce type de cumulat se forme lors d'une sédimentation rapide. Hess (1939, 1960) a postulé que lors de l'accumulation des cristaux cumulus à partir d'un magma, une diffusion efficace entre le magma et le matériel interstitiel pourrait conduire à la cristallisation de minéraux cumulus de composition constante. Wager et al. (1960) appelèrent ce processus « croissance adcumulus » (Figure 4.8.). Cette croissance minérale vide progressivement l'espace interstitiel par expulsion du liquide jusqu'à la formation d'une masse de minéraux cumulus. Une petite partie du liquide interstitiel peut néanmoins être piégée : il aurait la composition du magma contemporain des éléments cumulus de la roche. Ces roches sont appelées « adcumulats ». Les termes « orthocumulat » et « adcumulat » correspondent aux deux pôles extrêmes du processus, Wager et al. (1960) suggérèrent de nommer « mésocumulat » les cas intermédiaires.

Les orthocumulats présentent des minéraux cumulus zonés et du matériel interstitiel de composition variée tandis que les cristaux cumulus des adcumulats ne sont pas zonés. Les orthocumulats présentent généralement des grains poecilites ou (subpoecilites) également zonés traduisant la cristallisation in situ du liquide interstitiel piégé. Quelques roches à grains cumulus et poecilites non zonés ont été qualifiées d'hétéradcumulats.

Jackson (1961) observa deux processus susceptibles de modifier les relations entre les minéraux cumulus et intercumulus : la croissance adcumulus et le remplacement des grains cumulus suite à une réaction chimique. Wager et al. (1960) et Wager et Brown (1968) reconnurent la possibilité d'une cristallisation in situ du magma, les minéraux cumulus sont orientés ; la roche est appelée « crescumulat ». Campbell (1987), Morse (1979), McBirney et

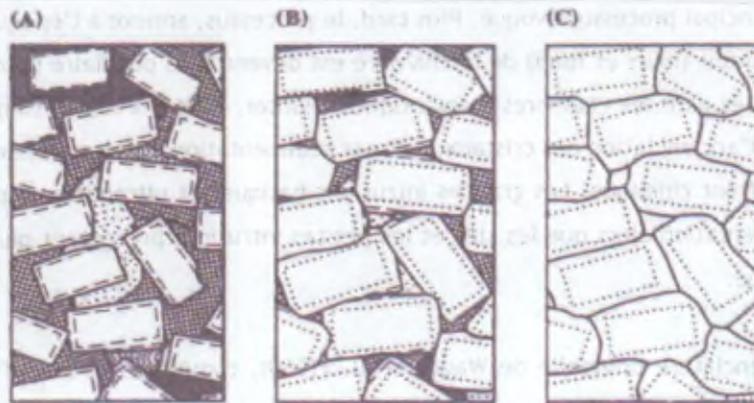


Figure 4.7. Représentation schématique d'un a) orthocumulat, b) d'un mésocumulat et c) d'un adcumulat (Wager et al., 1960).

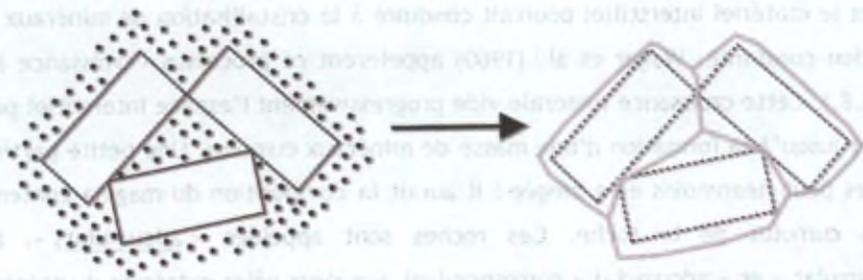


Figure 4.8. Croissance progressive de minéraux cumulus tabulaires et développement des limites de grains pour former une texture d'adcumulat.

Noyes (1979) ont tenté de populariser les processus de cristallisation in situ dans les intrusions riches en feldspath.

Irvine (1982) proposa d'importants changements dans la classification des cumulats. Il suggéra d'enlever la connotation génétique (sédimentation) et proposa des gammes de proportions relatives entre matériel cumulus et intercumulus pour classer les ortho-, méso- et ad-cumulats : >25% intercumulus, 7-25% et < 7% respectivement (Figure 4.7). Wadsworth (1985) accepta l'utilisation du terme de « adcumulat poecilitique » proposé par Irvine (1982), mais il

n'était pas d'accord sur les limites arbitraires. Morse (1979) introduit le terme de porosité résiduelle. Actuellement, la plupart des auteurs utilisent la nomenclature des cumulats avec beaucoup de liberté, et ce dans le but de coller aux problèmes spécifiques des intrusions étudiées.

La croissance *adcumulus* nécessite une diffusion très efficace entre le magma résident dans la chambre magmatique, c'est-à-dire surnageant la pile de cristaux, et le liquide interstitiel. Cette croissance se fait dès lors préférentiellement à l'interface entre ces deux ensembles distincts, ce qui implique une sédimentation assez lente. Morse (1986) proposa, pour la première fois, la convection du magma comme processus favorisant la croissance *adcumulus*. La convection, au sein même de la pile de cristaux, pourrait également étendre en profondeur la croissance *adcumulus*. (Tait et al., 1984). De la même manière, cette convection pourrait favoriser encore plus la croissance minérale à l'interface magma surnageant-pile de cristaux et dès lors bloquer la migration du liquide interstitielle dans la pile.

L'évolution des textures dans les boues de cristaux a été très tôt reconnue par Wager et al. (1960) et Jackson (1961). Elle conduit à équilibrer les énergies interfaciales des grains. Hunter (1987) observa que les *adcumulats* présentent souvent des équilibres texturaux locaux. De nombreux processus peuvent conduire à de telles textures : compaction, coalescence des grains, augmentation de la taille des grains (ou « *coarsening* ») et dissolution/reprécipitation des grains. Il a été reconnu, plus tardivement (Voll, 1960 ; Vernon, 1970 ; Ulmer et Gould, 1982 ; Hulbert et von Gruenewaldt, 1985 ; Reynolds, 1985 et Mathison, 1987), qu'un recuit statique d'une roche pouvait également conduire à une texture équilibrée.

La compaction introduit une migration du liquide interstitiel dans le cumulat. Il est dès lors important que les modèles de texture s'appuient sur des observations naturelles, des expérimentations et des considérations théoriques (Hunter, 1996). L'analyse pétrographique exhaustive d'un échantillon consiste en la description de la forme des grains et de leurs bordures (quantification de la forme et de la taille des grains, comptage de points), de la fabrique (orientation préférentielle de formes « OPF » et de réseaux « OPR ») et de la composition des éléments cumulus et intercumulus (analyse chimique *in situ*). La plupart des études ne portent que sur l'une ou l'autre de ces approches.

La croissance *in situ* des grains cumulus conduit généralement au développement d'une « OPR » tandis que la sédimentation des grains induit généralement une lamination planaire pour des particules non sphériques (Hunter, 1996). D'autre part, la ségrégation de cristaux dans une lave conduit généralement au développement d'une fabrique linéaire (Ben et Allard, 1989 ; Higgins, 1991).

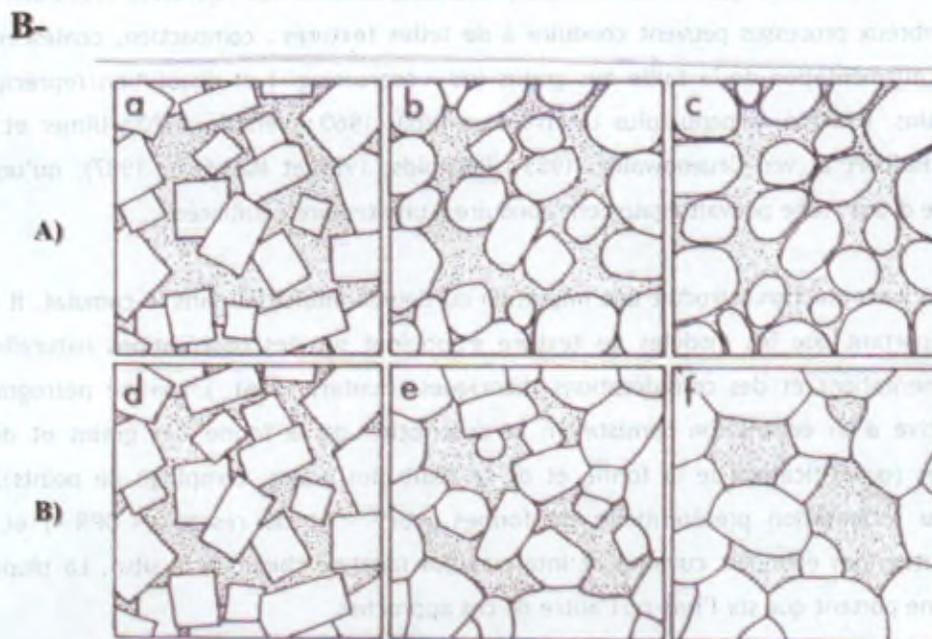
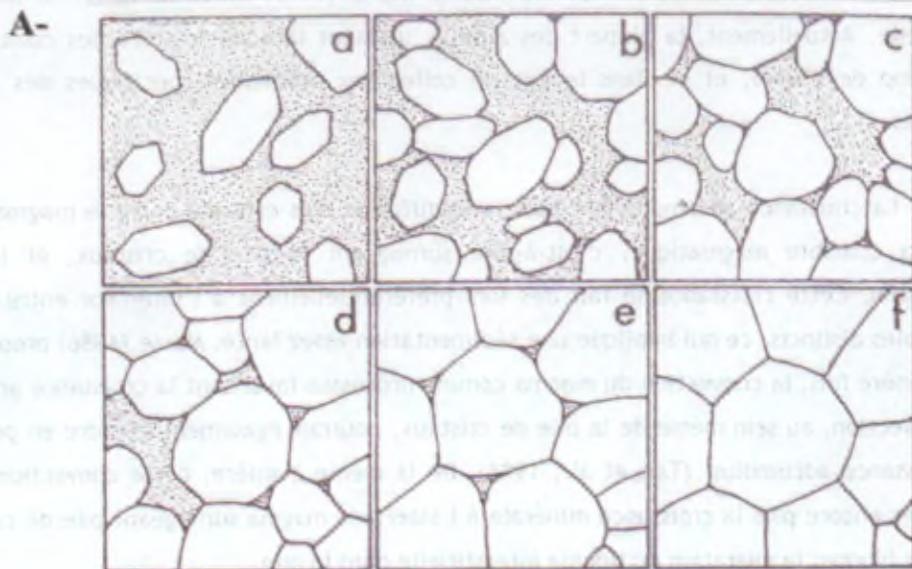


Figure 4.9. A) Evolution d'un adcumulat monominéral par croissance, coalescence des grains et élimination de la porosité (c'est-à-dire par élimination du liquide intersitial). B) Equilibration texturale de deux orthocumulats à deux phases présentant des angles dièdres d'équilibre différents (a: 0° et b: 120° ; d'après Hunter, 1987).

Les processus de croissance adcumulus, cimentation, compaction, recuit et réaction/remplacement, réaction péritectique, dissolution ou réaction avec des fluides peuvent fortement estomper et modifier les textures primaires des cumulats. La compaction équilibre la roche par diminution des énergies interfaciales des grains ce qui se traduit par l'apparition de nombreux angles dièdres entre les minéraux (communément compris entre 40 et 60° ; Hunter, 1987). Ce rééquilibrage s'accompagne d'une augmentation de la taille des grains (« coarsening »). Le recuit produit les mêmes effets (augmentation de la taille des grains). Les orthocumulats se forment en système ouvert et les hétéradcumulats en système fermé. Un adcumulat est une roche très fortement densifiée dont la porosité primaire a été comblée par croissance adcumulus des cristaux cumulus. L'ensemble de ces processus (qui se développent après la phase d'accumulation initiale) rend très difficile, sinon impossible, la détermination du processus initial de formation des cumulats : croissance adcumulat ou compaction (Figure 4.9.). Des réinjections de magma dans la chambre magmatique peuvent par ailleurs également brouiller les structures initiales : les orthocumulats peuvent acquérir une texture d'adcumulat. Il apparaît aussi évident que les termes à connotation génétique doivent être proscrits lors de la description d'une texture de cumulat.

4.2. Pétrographie détaillée des roches du massif de Vuoriyarvi

Le massif de Vuoriyarvi a été échantillonné par le professeur D. Demaiffe lors de plusieurs missions dans la péninsule de Kola, en collaboration avec le Dr. E. Balaganskaya (décédée en juin 2005 ; Kola Geological Centre, Russian Academy of Sciences, Apatity). Quelques échantillons supplémentaires, représentatifs de faciès typique non collectés précédemment, ont été envoyés ultérieurement par le Dr. E. Balaganskaya.

La plupart des échantillons du massif de Vuoriyarvi ont été prélevés sous la forme de morceaux de carottes de sondage. En effet, ce massif présente peu d'affleurement et est connu presque uniquement par les sondages réalisés par les géologues miniers russes. La collection des échantillons de Vuoriyarvi disponibles à l'ULB a été subdivisée en 3 grandes familles : 1) les carbonatites et les phoscorites, 2) les roches ultrabasiques, 3) les roches alcalines (Tableau 4.1.).

4.2.1. Les carbonatites et les phoscorites

Les carbonatites et les phoscorites du massif de Vuoriyarvi ont été subdivisées en 4 stades successifs de mise en place par Karchevsky et Moutte (2004). Ces différents stades ont été définis sur base de la nature des assemblages minéralogiques à savoir nature minéralogique du

Tableau 4.1. Liste des échantillons étudiés des trois ensembles lithologiques du massif de Vuoriyarvi.

<p><u>1) Roches ultrabasiques :</u></p> <p>376-77 : Clinopyroxénite</p> <p>VJA5 : Dunite serpentinisée</p> <p>VJA10 : Dunite serpentinisée</p> <p>VJA13 : Dunite serpentinisée</p> <p>VJA45 : Clinopyroxénite</p> <p>VJA60 : Clinopyroxénite</p> <p>VJA73 : Clinopyroxénite à néphéline</p> <p>VJA74 : Clinopyroxénite à apatite</p>
<p><u>2) Roches alcalines silicatées :</u></p> <p>293-78 : Ijolite grenue</p> <p>VJA71 : Ijolite à texture porphyrique</p> <p>VJA72 : Ijolite à texture porphyrique riche en sphère</p> <p>VJA83 : Méla-syénite</p>
<p><u>3) Carbonatites et phoscorites :</u></p> <p>80-64 : Carbonatite à phlogopite et pyrochlore U</p> <p>349-78 : Carbonatite à monticellite, diopside</p> <p>VJA9 : Carbonatite à tétraferriphlogopite, pyrochlore et apatite</p> <p>VJA18 : Carbonatite à forstérite, diopside et baddeleyite</p> <p>VJA30 : Carbonatite à amphibole et pyrochlore</p> <p>VJA32 : Carbonatite à magnétite et apatite</p> <p>VJA35 : Carbonatite à pérovskite</p> <p>VJA49 : Carbonatite à phlogopite</p> <p>VJA64 : Carbonatite à pérovskite et baddeleyite</p> <p>VJA66 : Carbonatite à tétraferriphlogopite</p> <p>VJA75 : Carbonatite à diopside, phlogopite et apatite</p> <p>VJA79 : Carbonatite à dolomite et calcite</p> <p>VJA80 : Carbonatite à dolomite et ancylite</p> <p>VJA82 : Carbonatite à diopside et biotite</p> <p>VJA85 : Carbonatite à amphibole fibreuse et tétraferriphlogopite</p> <p>405-77 : Phoscorite à apatite et diopside</p> <p>686-78 : Phoscorite à olivine et magnétite</p> <p>VJA27 : Phoscorite à apatite et magnétite</p>

carbonate dominant et des autres phases (Table 4.2.). Il y a 3 stades de carbonatite à calcite et un stade terminal de carbonatite à dolomite.

Dans chaque stade, les carbonatites sont associées à des phoscorites composées des mêmes minéraux caractéristiques mais en proportions différentes. Les carbonatites ont des phases silicatées et des oxydes en faibles proportions dans une masse de carbonates tandis que la situation est inversée dans les phoscorites. Sur le terrain, les phoscorites se localisent autour des carbonatites, des faciès de composition intermédiaire sont visibles. Néanmoins, les phoscorites sont généralement recoupées localement par des filons de carbonatite tardive (Karchevsky et Moutte, 2004).

4.2.1.1. Les carbonatites à calcite

Les carbonatites à calcite sont les plus représentatives du massif de Vuoriyarvi. L'étude est basée sur 14 échantillons qui ont été séparés en différents stade selon les critères de Karchevsky et Moutte (2004).

Tableau 4.2. Composition minéralogique des 3 stades de carbonatites à calcite du massif de Vuoriyarvi (Karchevsky et Moutte, 2004). Les phases écrites en italiques sont subordonnées aux différents stades. La magnétite et l'apatite sont présentes dans tous les stades.

Stade	1	2	3
<u>Carbonates</u>	Calcite <i>Dolomite</i>	Calcite <i>Dolomite</i>	Calcite-Dolomite <i>Carbonates de Sr-Ba-REE</i>
<u>Silicates</u>	Forstérite, Phlogopite <i>Clinohumite</i>	Tétraferriphlogopite Phlogopite <i>Clinohumite</i>	Magnésioarfvedsonite Richtérite <i>Tétraferriphlogopite</i>
<u>Sulfures</u>	Pyrrhotite <i>Chalcopyrite</i>	Pyrrhotite <i>Chalcopyrite</i>	Pyrrhotite Pyrite <i>Chalcopyrite</i>
<u>Accessoires</u>	Baddeleyite <i>Zirconolite</i>	Pyrochlore (Ta et Th) <i>Baddeleyite</i> <i>Zirconolite</i> <i>Zircon</i>	Pyrochlore (U) <i>Zircon</i> <i>Baddeleyite</i> <i>Zirconolite</i>

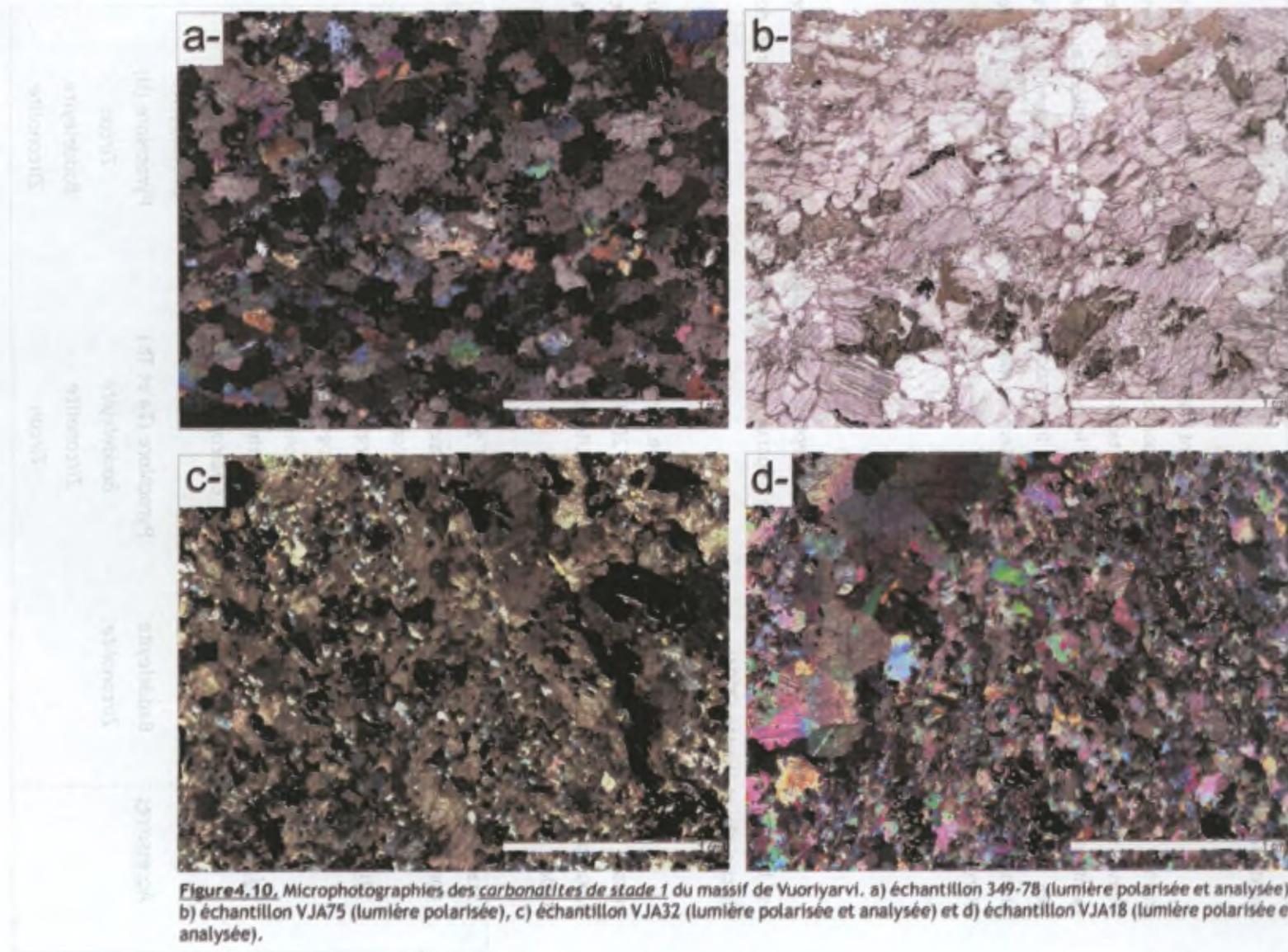


Figure 4.10. Microphotographies des *carbonatites de stade 1* du massif de Vuoriyarvi. a) échantillon 349-78 (lumière polarisée et analysée), b) échantillon VJA75 (lumière polarisée), c) échantillon VJA32 (lumière polarisée et analysée) et d) échantillon VJA18 (lumière polarisée et analysée).

4.2.1.1.1. Les carbonatites de stade 1

Les carbonatites de stade 1 sont essentiellement caractérisées par l'association de calcite, monticellite + forstérite + diopside + phlogopite + baddeleyite. Quatre échantillons appartiennent à ce stade : 349/78, VJA18, VJA32 et VJA75, les trois premiers proviennent de « Tukhta-Vara ». Ces carbonatites sont finement grenues et homogènes : la taille des grains est de l'ordre du millimètre. Les minéraux autres que la calcite présentent parfois une nette orientation (foliation planaire ou orientation linéaire). La Figure 4.10. montre l'aspect général de ces roches sous le microscope.

La calcite est généralement plurimillimétrique, xénomorphe à allongée ; elle est généralement maclée (Figure 4.11.b, c, d, e, g, h). Elle peut néanmoins présenter localement des points triples et développer une structure subpolygonale (Figure 4.11.e). Le contour des calcites est généralement dentelé. Elle contient souvent de nombreuses inclusions (apatite, forstérite par exemple). Les calcites de VJA32 présentent de nombreuses exsolutions de dolomite en gerbe, ces exsolutions ne s'arrêtent pas aux limites de grains (Figure 4.11.a) La dolomite est également présente en bordure de certains grains.

La monticellite est présente dans l'échantillon 349/78 sous forme de grains subautomorphes présentant de nombreux golfes de corrosion (Figure 4.11.a). Des monticellites squelettiques ont été décrites par Karchevsky et Moutte (2004).

La forstérite est présente dans les échantillons VJA18 et VJA32. Elle se présente sous la forme de petites granules subautomorphes (faces de prisme bien développées avec les faces sommitales arrondies) de quelques dizaines à quelques centaines de microns (VJA18 ; Figure 4.11.d). Quelques grains de forstérite présentent des couronnes réactionnelles de clinohumite. La forstérite de VJA32 est subautomorphe (quelques centaines de microns, Figure 4.13.b) et ne présente pas de couronne réactionnelle (Figure 4.13.b). La clinohumite est donc une phase secondaire qui remplace la forstérite, elle peut aussi se présenter en plage xénomorphe (plusieurs centaines de microns ; VJA18, Figure 4.11.c, e).

Le diopside est subautomorphe à xénomorphe (quelques centaines de μm à quelques mm), il a été observé dans VJA18 et VJA75. Il est maclé dans VJA18 et se présente soit inclusions dans la calcite, soit aux limites de grain (Figure 4.11.d). Il est localement transformé en amphibole bleue. Dans VJA75, le diopside est interstitiel entre les grandes calcites, il est localement déstabilisé en phlogopite quand il est en contact avec l'apatite (Figure 4.11.f).

La phlogopite est pléochroïque dans les tons verts ; elle est subautomorphe dans la plupart des échantillons (Figure 4.11.b, c, d, h). Elle n'a pas été observée dans VJA32. La taille des cristaux peut varier de quelques dizaines de μm à plusieurs mm. Les grains sont

Les carbonatites de stade 1 sont essentiellement caractérisées par l'association de calcite, monticellite + phlogopite + olivine + diopside + phlogopite + apatite. Cette association apparaît à ce stade : JVA18, VJA18 et VJA75, les trois premiers (présentant de l'association) - Les carbonatites sont largement granos et homogènes - la taille des grains est de l'ordre de millimètres. Les minéraux autres que la calcite présentent parfois une nette orientation (notamment dans le cas de l'apatite). La figure 4.11.1 montre l'aspect général de ces roches sous le microscope.

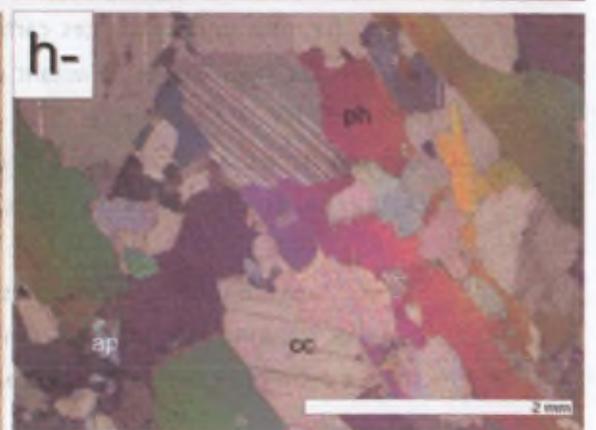
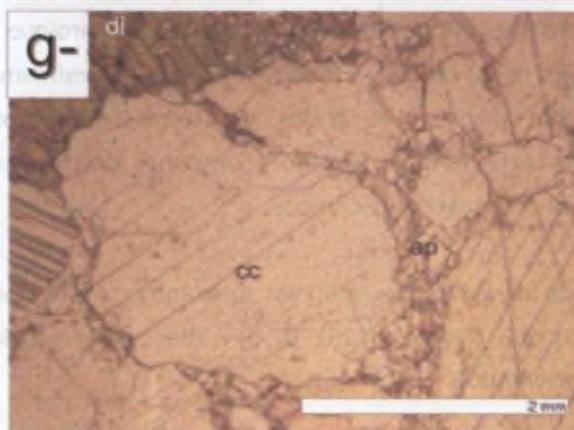
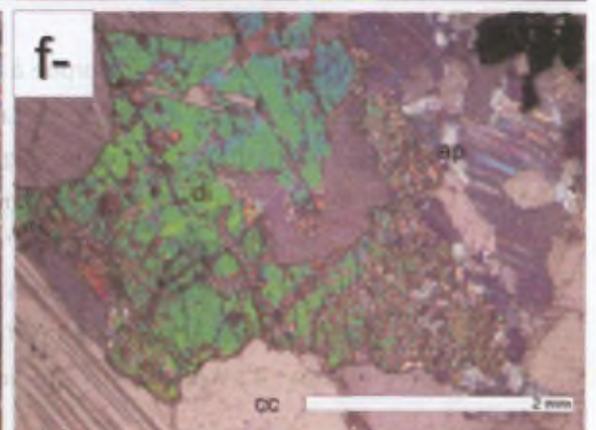
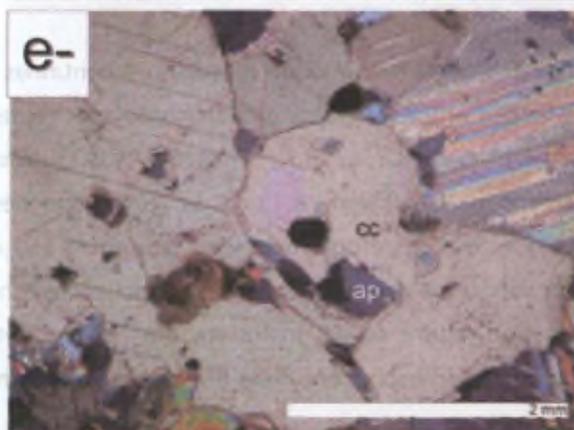
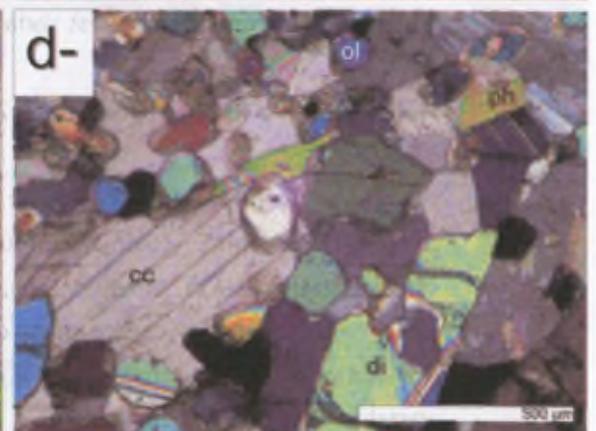
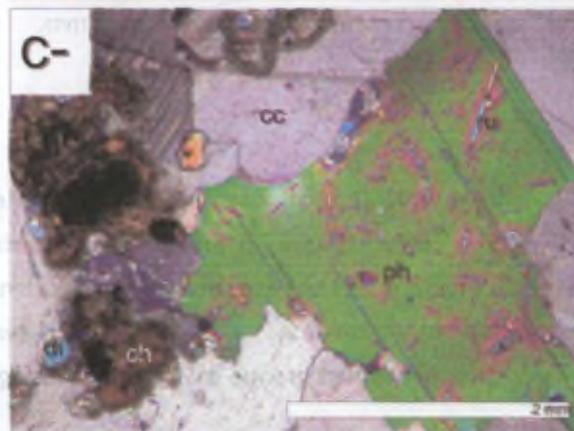
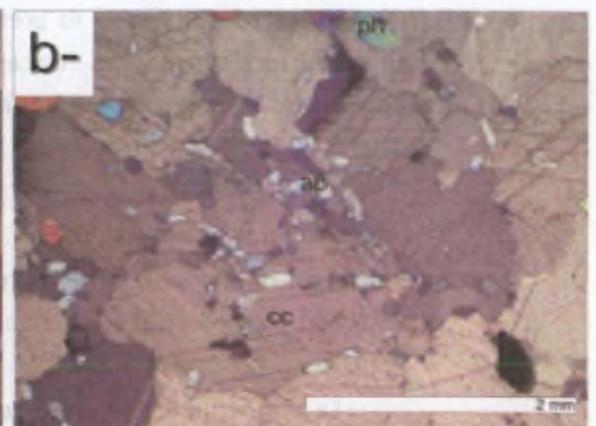
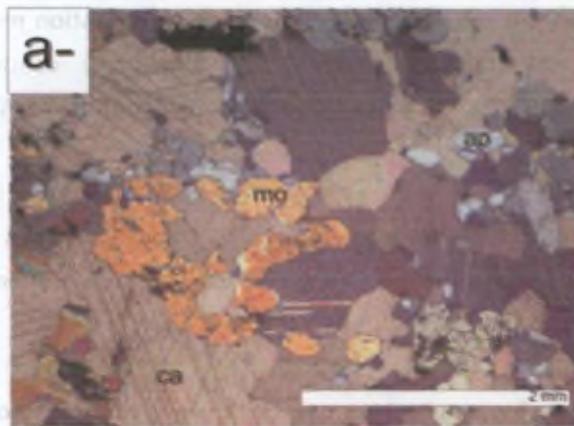
La calcite est généralement prismatique, hexagonale à allongée ; elle est généralement maclée (figure 4.11.1. a, b, c, d, e, f). Elle peut néanmoins présenter localement des formes plus ou moins développées aux structures subautomorphes (figure 4.11.1. g). La calcite des carbonatites est généralement zonée. Elle contient souvent de nombreux inclusions (apatite, phlogopite par exemple) (voir les carbonatites de VJA18 présentant de nombreuses inclusions de diopside en outre). Ces carbonatites ne s'arrêtaient pas aux limites de grains (figure 4.11.1. a). La calcite est également présente en bordure de certains grains.

La monticellite est présente dans l'échantillon JVA75 sous forme de grains subautomorphes présentant de nombreux golfes de corrosion (figure 4.11.1. a). Les monticellites xénomorphes ont été décrits par Kretz et al. (1984).

La phlogopite est présente dans les échantillons VJA18 et VJA75. Elle se présente sous la forme de petites grains subautomorphes (faces de croissance bien développées) sur les faces zonales (autres) de quelques cristaux à bordure dentelée de calcite (VJA18) ; figure 4.11.1. b). Quelques grains de phlogopite présentent des contours réactionnels de corrosion. La calcite de VJA18 est subautomorphe (quelques cristaux de micron, figure 4.11.1. c) et ne présente pas de contours réactionnels (figure 4.11.1. d). La diopside est donc une phase secondaire du type de l'olivine, elle peut aussi se présenter en large xénomorphe (figure 4.11.1. e, f). Certains cristaux de micron ; VJA18, figure 4.11.1. g).

La diopside est subautomorphe à xénomorphe (quelques cristaux de micromètres à quelques millimètres) dans VJA18 et VJA75. Il est maclé dans VJA18 et se présente sous inclusion dans la calcite, soit aux limites de grains (figure 4.11.1. b). Il est localement transformé en aragonite dans VJA75. La diopside est interstitielle entre les grains de calcite. Il est

Figure 4.11. Les carbonatites de stade 1 : a) 349-78 : Monticellite (mo) présentant de nombreux golfes de corrosion, b) 349-78 : cristaux xénomorphes de calcite maclée avec apatite interstitielle, c) VJA18 : Olivine (ol) transformée en clinohumite (ch) et cristaux subautomorphes de phlogopite (ph) avec rutile en inclusion ; d) VJA18 : cristaux subautomorphes d'olivine (ol), diopside (di) et phlogopite (ph) ; e) VJA18 : grains de calcite (cc) polygonaux et maclés avec apatite (ap) interstitielle ; f) VJA75 : grains xénomorphes de diopside avec apatite (ap) interstitielle ; g) VJA75 : cristal de calcite (cc) xénomorphe maclé avec bords dentelés et apatite (ap) interstitielle ; h) VJA75 : grain de phlogopite (ph) squelettique.



généralement poecilitiques ; ils présentent de nombreuses traces de déformation mécanique ainsi que, localement, des traces de corrosion (349/78). La phlogopite contient très fréquemment des inclusions de rutile (Figure 4.11.c). Quelques phlogopites (VJA75) sont squelettiques (Figure 4.11.h)

L'apatite (quelques dizaines de μm à 1 mm) est automorphe, trapue, avec des faces de prismes sont développées et les faces sommitales incurvées. Elle est soit en inclusion dans la calcite, soit en bordure des grains de calcite (= interstitielle ; Figure 4.11.b, e, g).

La magnétite est généralement xénomorphe bien que quelques grains subautomorphes aient été observés. La taille est variable : quelques centaines de μm à quelques mm.

4.2.1.1.2. Les carbonatites de stade 2

Les carbonatites de stade 2 sont essentiellement composées de calcite et de tétraferriphlogopite (coloration rouge-verte à pléochroïsme inversé). Quatre échantillons représentatifs (VJA35, VJA49, VJA64, VJA66 ; Figure 4.12.) ont été étudiés ; ils proviennent des deux « stocks » de carbonatite du massif de Vuoriyarvi, à savoir « Neskevara » et « Tukhtavara ». La texture générale de ces carbonatites est grenue mais la taille des grains est variable au sein d'un échantillon.

La calcite est xénomorphe à allongée et de taille variable (quelques centaines de μm à quelques mm, figure 4.13.e, f, h). Les limites entre les grains de carbonate sont rectilignes ou dentelés (= structure consertale ; Figure 4.13.c, d, e, f, g, h). L'échantillon VJA35 présente des grains de calcite polygonaux extrêmement maclés (Figure 4.13.d). La géométrie des macles ainsi que leurs épaisseurs permet d'indiquer que la déformation a eu lieu entre 150 et 300°C (Burkhard, 1993). Certaines bordures des calcites allongées sont riches en inclusions, en bordure des grains allongés (Figure 4.13.e, f, h.). La nature de ces inclusions n'a pas été déterminée précisément ; il s'agit d'une phase riche en Ba (probablement de la baryte ou de la withérite).

Le mica typique de ces carbonatites est la tétraferriphlogopite pléochroïque dans les tons vert à rouge. Elle est d'autant plus rouge qu'elle est sous-saturée en aluminium, et plus riche en fer (cf. chapitre 5 - Minéralogie). Les grains de tétraferriphlogopite sont subautomorphes à automorphes et de taille variable (quelques centaines de μm à quelques mm), ils montrent souvent des traces de déformation mécanique.

L'apatite (quelques centaines de μm à quelques mm) est subautomorphe et trapue avec les faces sommitales des prismes incurvées (Figure 4.13.c, d, e) ; elle est interstitielle. Les cristaux peuvent présenter une nette orientation.

де метаморфозированных кварцевидных карбонатов (VJA66). В образце VJA66 кристаллы карбонатов имеют форму ромбовидных и квадратных кристаллов, вставленных в матрицу из мелкозернистого кварца. В образце VJA49 кристаллы карбонатов имеют форму ромбовидных и квадратных кристаллов, вставленных в матрицу из мелкозернистого кварца. В образце VJA35 кристаллы карбонатов имеют форму ромбовидных и квадратных кристаллов, вставленных в матрицу из мелкозернистого кварца.

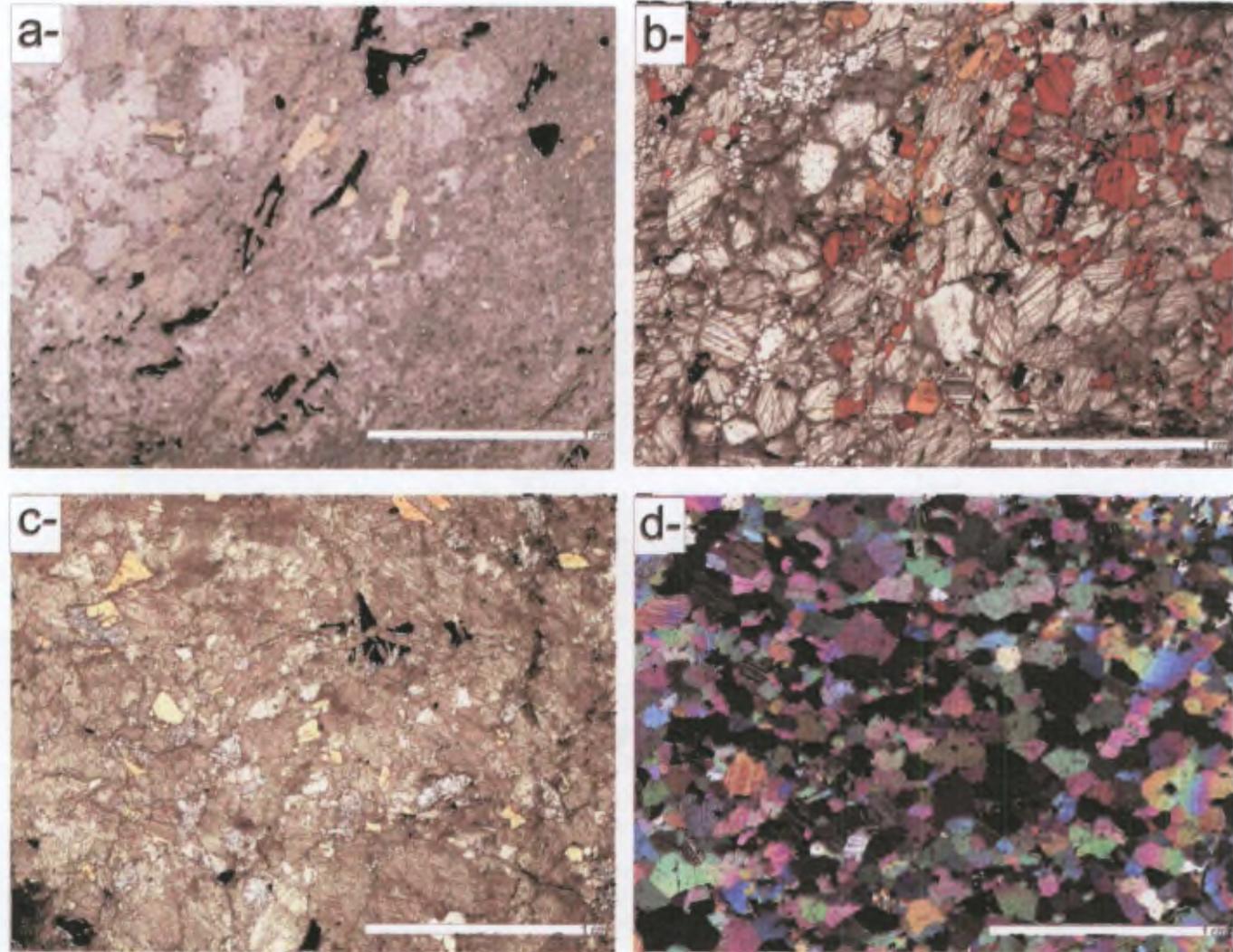
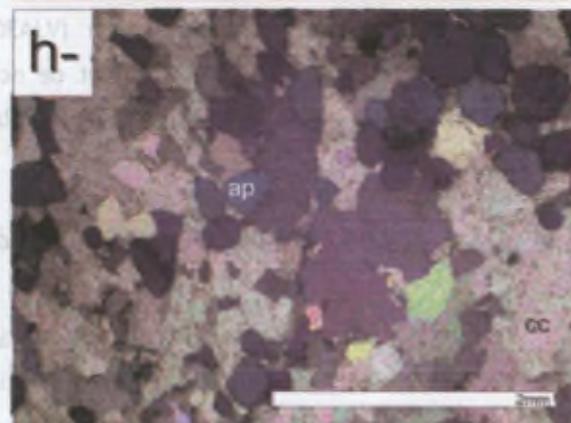
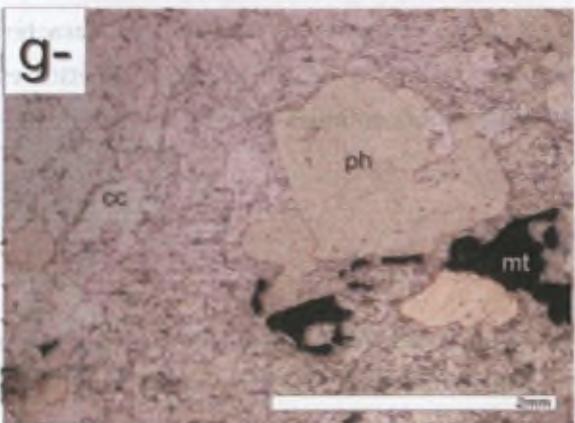
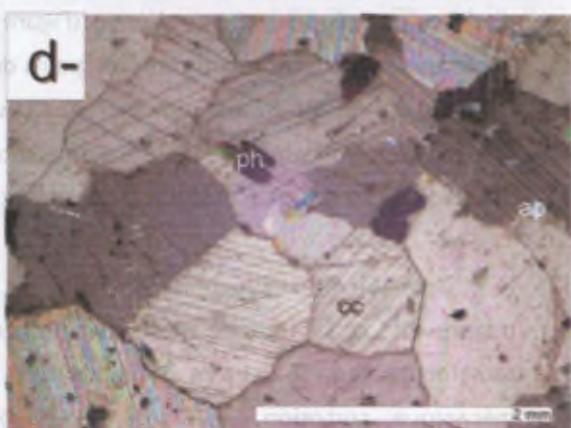
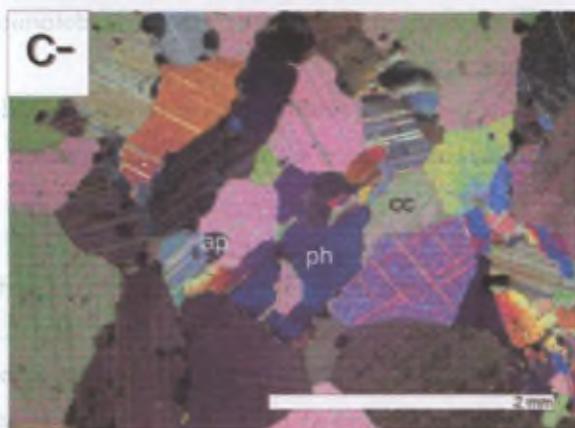
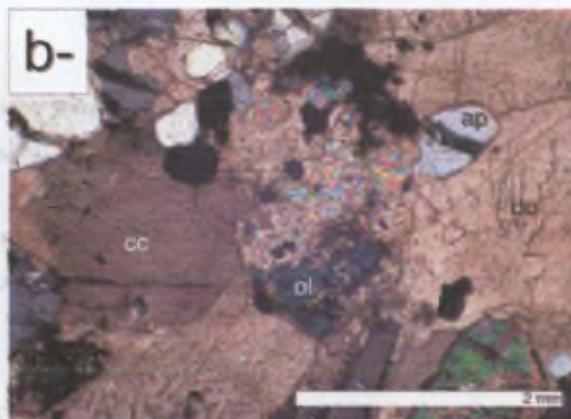


Figure 4.12. Microphotographies des carbonatites de stade 2 du massif de Vuoriyarvi. a) échantillon VJA64 (lumière polarisée), b) échantillon VJA66 (lumière polarisée), c) échantillon VJA49 (lumière polarisée) et d- échantillon VJA35 (lumière polarisée et analysée).



Figure 4.13. Les carbonatites de stade 1 : a) VJA32 : calcite (cc) xénomorphe avec exsolution de dolomite (do) en gerbe ; b) VJA32 : cristaux subautomorphes d'olivine (ol) et d'apatite (ap) avec calcite xénomorphe. **Les carbonatites de stade 2 :** c) VJA35 : phlogopite (ph) squelettique avec calcite subpolygonale et apatite trapue interstitielle ; d) VJA35 : calcite subpolygonale maclée avec inclusions de phlogopite et apatite ; e) VJA49 : cristaux subautomorphes d'apatite et de tétraferriphlogopite ; f) VJA49 : calcite maclée mécaniquement ; g) VJA64 : cristal subautomorphe de tétraferriphlogopite partiellement corrodé ; h) VJA64 : grains subautomorphes trapus d'apatite et calcite xénomorphe.



4.2.1.1.3. Les carbonatites de stade 3

Les carbonatites de stade 3 sont essentiellement caractérisées par des grains de calcite et de dolomite et accessoirement d'une amphibole bleue sodique, de type richtérite ou magnésio-arfvedsonite. Trois échantillons (VJA82, VJA85 et VJA30) ont été étudiés (Figure 4.14.). VJA30 provient de « Tukhta-Vara » tandis que l'origine des 2 autres n'est pas connue. La texture de ces carbonatites peut être qualifiée de grenue avec une majorité de grains millimétriques.

Les grains de calcite sont de taille variable (quelques centaines de μm à quelques mm) et d'habitus xénomorphe à allongé (Figure 4.15. c, d, g, h). Les rares grains de dolomite observés se localisent aux limites de grains de certaines calcites

L'amphibole de VJA82 est xénomorphe. Les cristaux peuvent présenter des surcroissances de phlogopite. Dans VJA30 et VJA85, l'amphibole est fibreuse (Figure 4.15.a, g) et est associée à des micas corrodés et à des nids d'apatite aciculaire.

La tétraferriphlogopite de VJA82 est vert-rouge tandis que celle de VJA35 est rouge vif (Figure 4.15.c, f ; taux de sous-saturation en Al plus important dans les grains rouges vifs). La tétraferriphlogopite présente de nombreuses traces de transformation secondaire (déformation mécanique, corrosion, ... ; Figure 4.15.a, f). Les grains corrodés (VJA30) sont associés à des apatites aciculaires. (Figure 4.15.a).

L'apatite présente deux habitus distincts, des grains subautomorphes trapus (de quelques centaines de μm à quelques mm) d'une part et des cristaux subautomorphes aciculaires (de quelques centaines de μm) d'autre part; ces derniers remplissent des « poches » contenant de l'amphibole fibreuse et des pyrochlores secondaires riches en Nb (Figure 4.15.a).

L'échantillon VJA82 contient quelques grains de plagioclase subautomorphe et maclés albite.

Le pyrochlore millimétrique (VJA30) est subautomorphe et présente un caractère clastique (Figure 4.15.b). Il contient de nombreuses inclusions de calcite. La magnétite est xénomorphe à automorphe et de taille variable (de quelques centaines de μm à un mm).

4.2.1.2. Les carbonatites tardives à dolomite

Les veines de carbonatite tardive à dolomite (stade 4) du massif de Vuoriyarvi sont essentiellement constituées de dolomite, de calcite et accessoirement de baryte, pyrrothite, et/ou carbonate de REE. Trois échantillons ont été examinés : VJA9, VJA79 et VJA80 (Figure

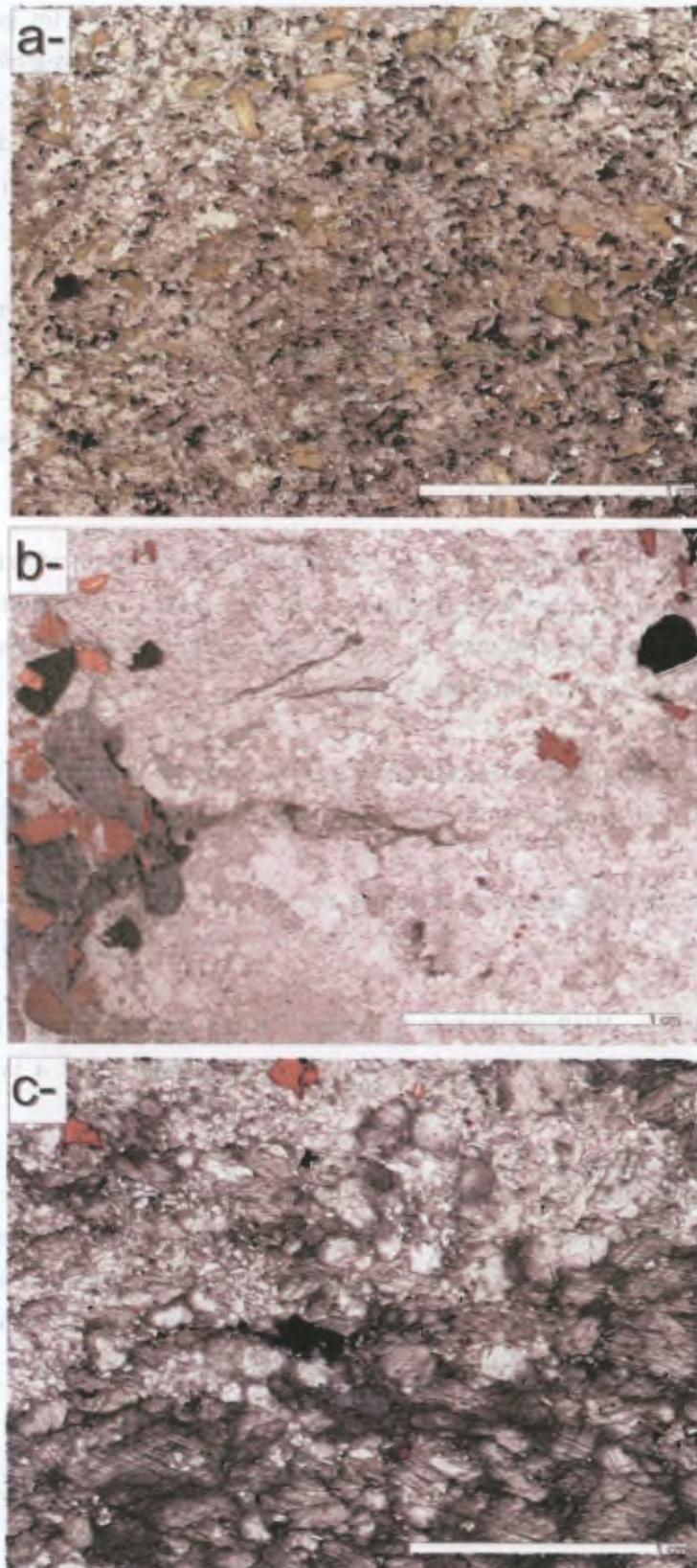


Figure 4.14. Microphotographies des *carbonatites de stade 2* du massif de Vuoriyarvi. a) échantillon VJA82 (lumière polarisée), b) échantillon VJA30 (lumière polarisée) et c) échantillon VJA85 (lumière polarisée).

4.16.). La texture de ces carbonatites est essentiellement grenue : les grains de carbonate millimétriques présentent de nombreuses traces de déformation (sous-grains, recristallisation en une matrice à grains fins, etc...). Les échantillons sont assez similaires ; l'échantillon VJA9 se distingue cependant par l'abondance de tétraferriphlogopite, de calcite, de magnétite et de pyrochlore. Ces échantillons sont relativement riches en sulfures de type pyrrhothite.

La dolomite (quelques centaines de μm à quelques mm) est subautomorphe à xénomorphe et de taille variant de plusieurs centaines de μm à plusieurs mm (Figure 4.17.a, c, d, e, f). Les gros grains de dolomite présentent de nombreuses traces de déformation et de recristallisation. Elle contient de nombreuses inclusions riches en baryum (baryte ou whitérite ?). La calcite n'a été observée que dans VJA9 ; elle est subautomorphe à xénomorphe (Figure 4.17.a, b).

Les minéraux silicatés sont rares. Seul VJA9 contient la tétraferriphlogopite (= 10%) concentré en un niveau bien distinct (Figure 4.16). Les grains ont un habitus automorphe ou subautomorphe (quelques centaines de μm à 2 mm) (Figure 4.17.b). Dans les échantillons VJA79 et VJA80, la tétraferriphlogopite est plus rare.

L'apatite est relativement rare dans ces carbonatites à dolomite ; elle est aciculaire (Figure 4.17.h) ; cet habitus est similaire à celui décrit dans les carbonatites de stade 3.

Les sulfures (de quelques centaines de μm à 1 cm) ; il s'agit essentiellement de pyrrhothite.

L'échantillon VJA9 contient de nombreux cristaux subautomorphes de pyrochlore brun avec inclusions de calcite. Il est associé à la tétraferriphlogopite et à la magnétite (Figure 4.17.b).

Les échantillons VJA79 et VJA80 renferment des zones interstitielles remplies de baryte et d'un carbonate de REE dont les grains sont trop petits pour être déterminé optiquement (ancylite ? Figure 4.17.g). Cette porosité (de quelques centaines $\mu\text{microns}$ à quelques mm) est interstitielle entre les grains de dolomite et pourraient être interprété en termes de liquide résiduel. Les cristaux de ces cavités sont subautomorphes et de petite taille.

4.2.1.3. Les phoscorites

Trois échantillons de phoscorite ont été étudiés : VJA27, 686-78, 405-77 (Figure 4.18.). L'aspect pétrographique de ces phoscorites est néanmoins fort différent ; elles seront donc décrites séparément.

a) La phoscorite à olivine-apatite-magnétite (686-78)

Cette roche est essentiellement constituée d'olivine et de magnétite emballée dans une matrice d'apatite.

L'olivine (= 1 mm) est subautomorphe ; elle présente de nombreuses fractures remplies par des grains d'apatite et de calcite (Figure 4.19.a, b). Elle est localement transformée en serpentine. La présence de forstérite permet d'attribuer cette phoscorite au stade 1 de mise en place.

La magnétite (= 1 mm) est également subautomorphe ; elle contient quelques inclusions d'apatite et de calcite au niveau des fractures.

L'apatite est automorphe (quelques centaines de μm) ; elle se localise entre les grains d'olivine et de magnétite (Figure 4.19.a).

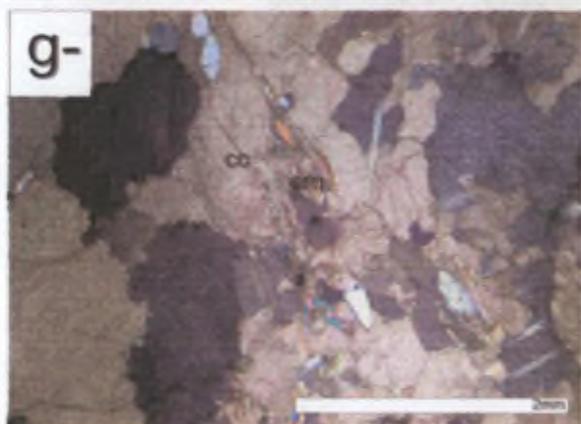
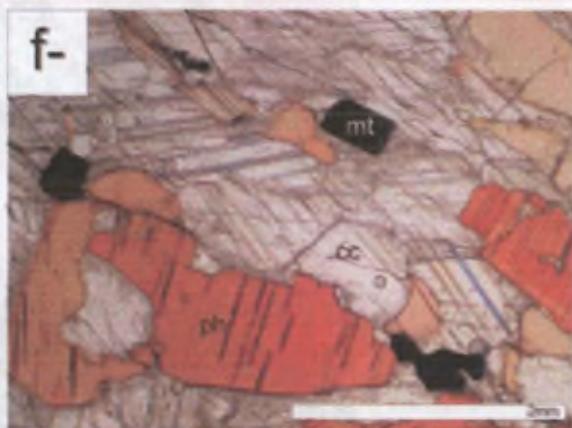
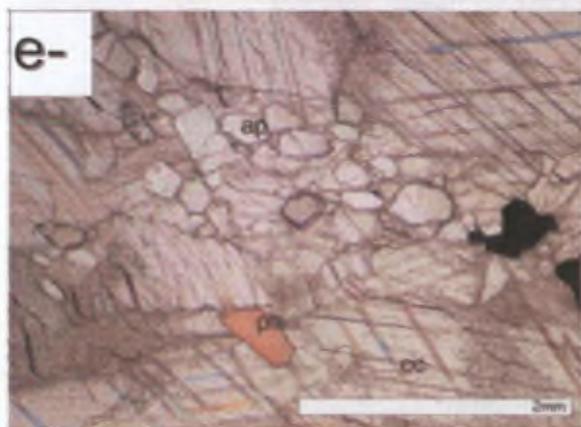
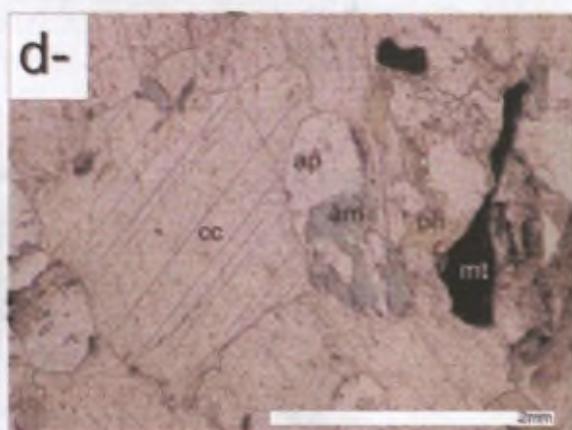
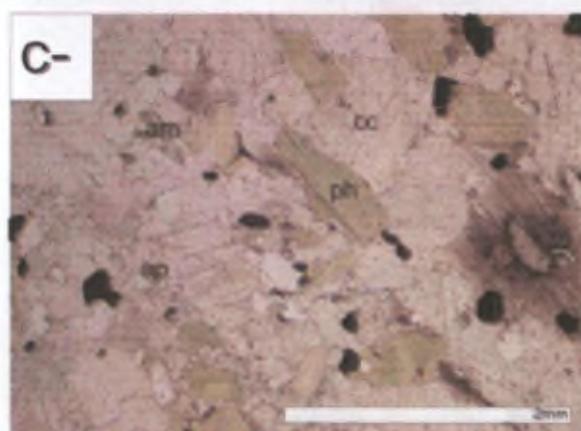
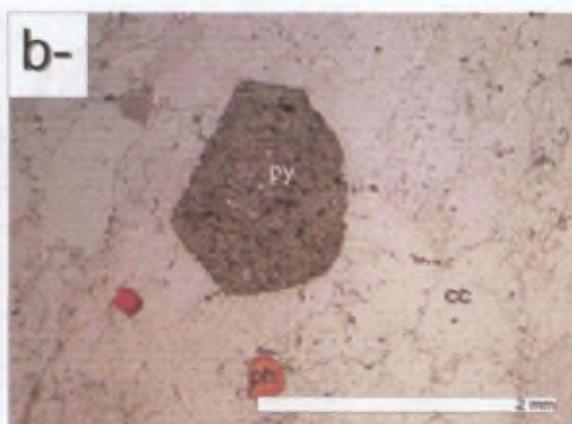
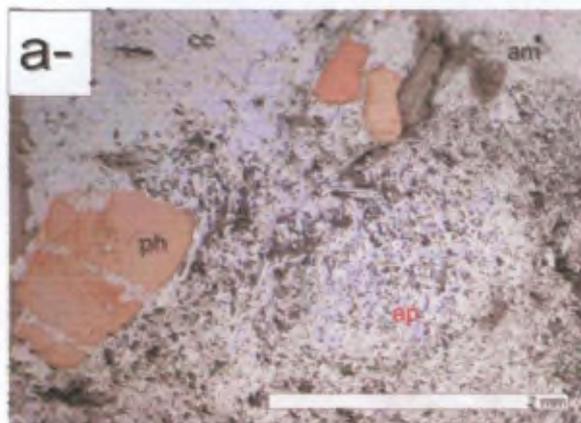
La calcite est xénomorphe et de taille variable (quelques dizaines de μm à quelques centaines de μm) ; elle est globalement interstitielle (Figure 4.19.b).

On pourrait qualifier cette texture d'orthocumulat d'olivine, de magnétite et d'apatite avec la calcite comme phase interstitielle.

b) La phoscorite à tétraferriphlogopite-magnétite-apatite (VJA27)

La phoscorite VJA27 est essentiellement constituée de grands cristaux automorphes de tétraferriphlogopite, de magnétite et de clinohumite. Ces minéraux sont emballés dans une matrice de calcite interstitielle qui contient des apatites allongées.

La tétraferriphlogopite est automorphe et de grande taille (plusieurs mm à un cm). Les cristaux sont légèrement fracturés (Figure 4.19.c, d).



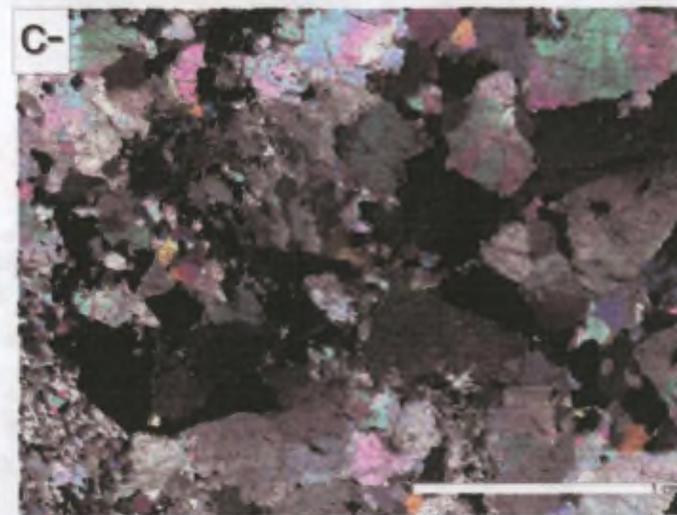
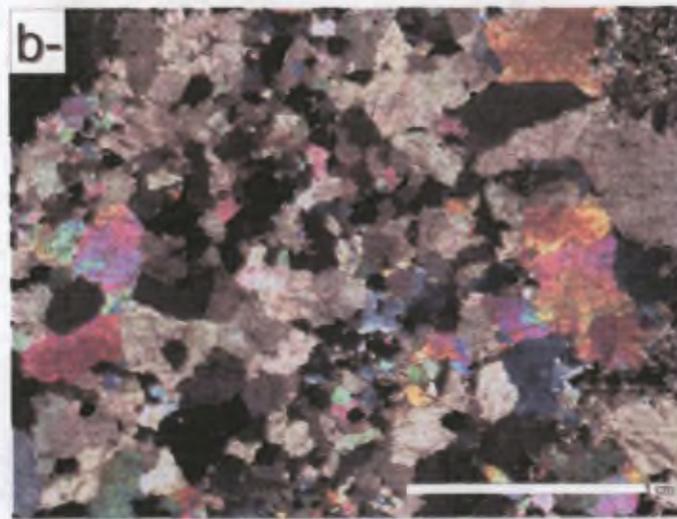
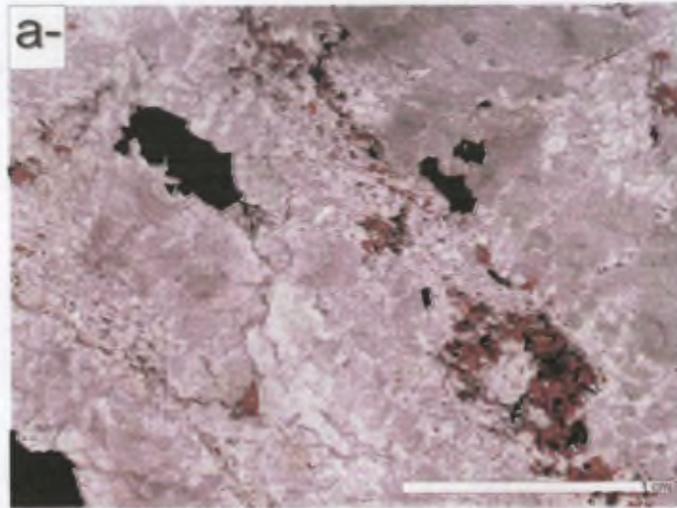


Figure 4.16. Microphotographies des carbonatites à dolomite de stade 4 du massif de Vuoriyarvi. a) échantillon VJA9 (lumière polarisée avec niveau riche en tétraferriphlogopite), b) échantillon VJA79 (lumière polarisée et analysée) et c) échantillon VJA80 (lumière polarisée et analysée).

La magnétite est également automorphe et de grande taille (quelques mm à un cm) et peut contenir des inclusions de tétraferriphlogopite (quelques dizaines de μm à 300-400 microns).

La clinohumite (quelques mm) présente un habitus subautomorphe (Figure 4.19.a) fortement fracturé qui rappelle celui des olivines de la phoscorite 686-78. L'olivine est absente de cet échantillon, mais par analogie avec ce qui a été observé dans la carbonatite de stade 1 VJA18, on pourrait suggérer que la clinohumite s'est développée secondairement, par remplacement de l'olivine.

L'apatite se présente en grandes aiguilles entremêlées (Figure 4.19.b).

Quelques grains de calcite xénomorphe de petite taille (quelques dizaines de μm) cimentent la roche. Par ailleurs, des veinules de carbonate recourent l'échantillon.

Cette phoscorite pourrait aussi être qualifiée d'orthocumulat de tétraferriphlogopite, de magnétite et d'olivine (remplacée par la clinohumite) avec apatite et calcite interstitielles. Elle doit être proche d'un stade 2 au vu de la nature du mica et de la présence de clinohumite.

c) La phoscorite à apatite-tétraferriphlogopite-pyroxène (405-77)

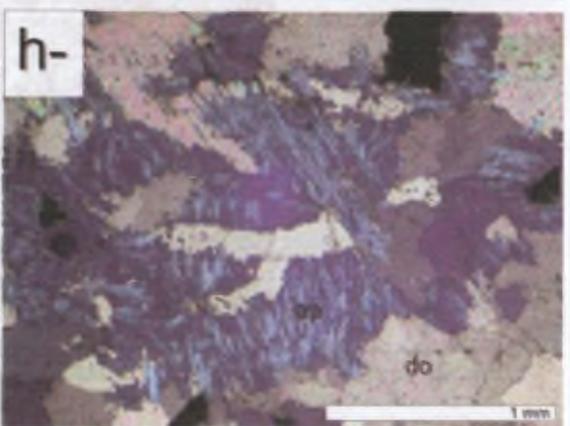
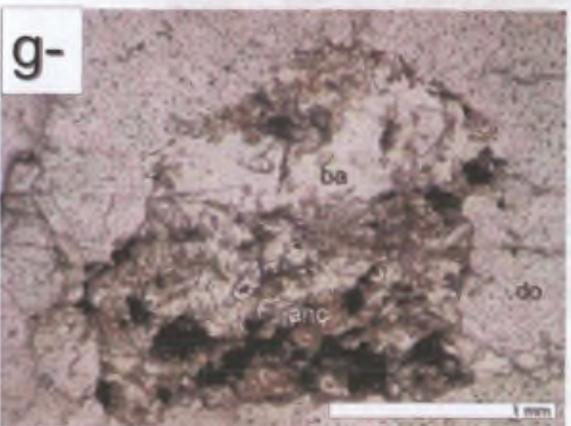
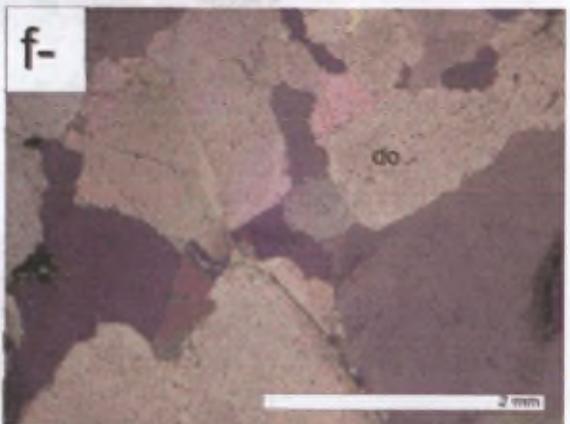
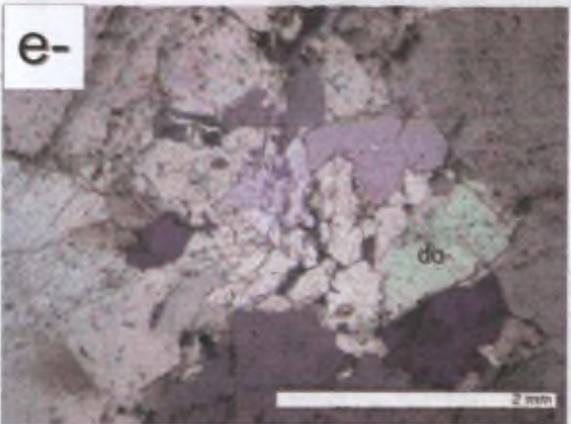
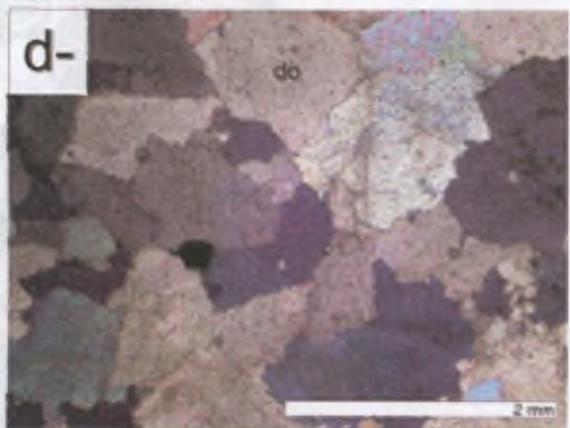
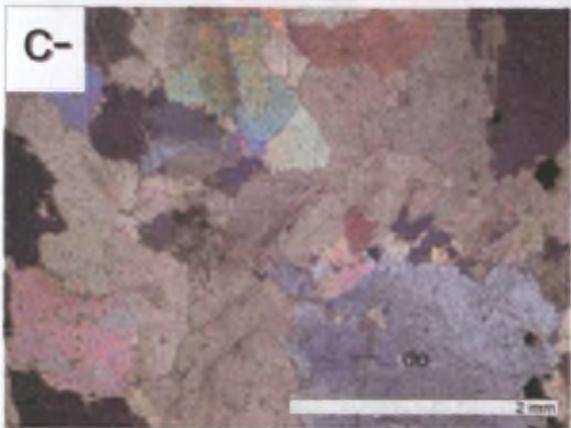
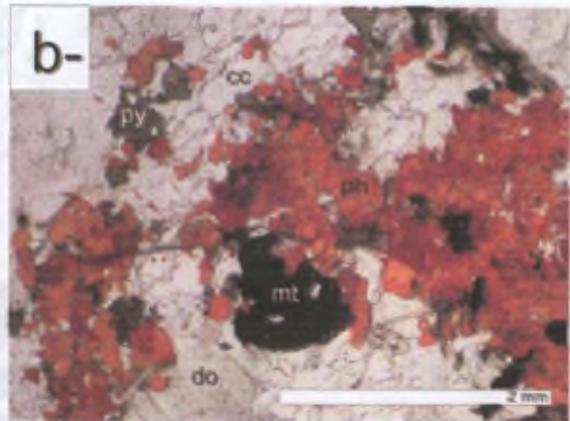
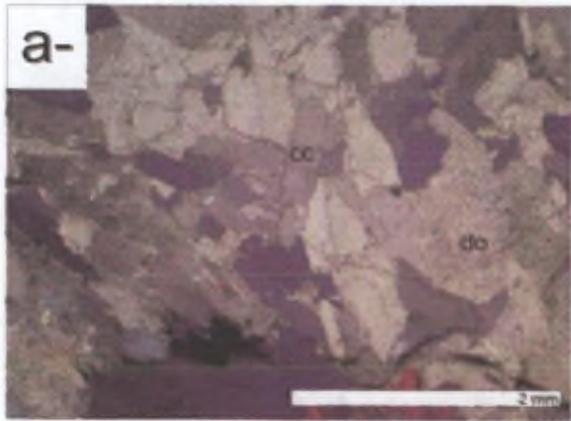
Elle est essentiellement constituée d'apatite, tétraferriphlogopite et diopside. La texture est grenue subautomorphe et équidimensionnelle.

Les grains d'apatite sont trapus et de taille assez uniforme (quelques centaines de μm). Ils sont exempts d'inclusion et dessinent souvent des points triples (Figure 4.19.e). Quelques grains de très petite taille (quelques dizaines de μm) sont en inclusions dans les calcites xénomorphes.

La tétraferriphlogopite se présente sous la forme de grains subautomorphes (quelques centaines de microns à un mm), localement déformés et contenant parfois de petites inclusions d'apatite.

Le clinopyroxène se présente soit en grands grains subautomorphes (1-2 mm) contenant des inclusions de tétraferriphlogopite ou de calcite (Figure 4.19.f), soit en plus petits grains xénomorphes (quelques centaines de μm ou moins).

La calcite est xénomorphe, non maclée mécaniquement, elle contient quelques inclusions d'apatite (Figure 4.19.f).



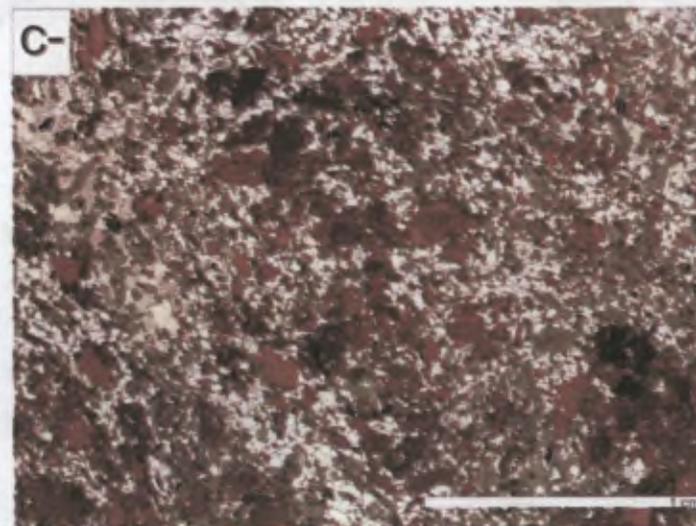
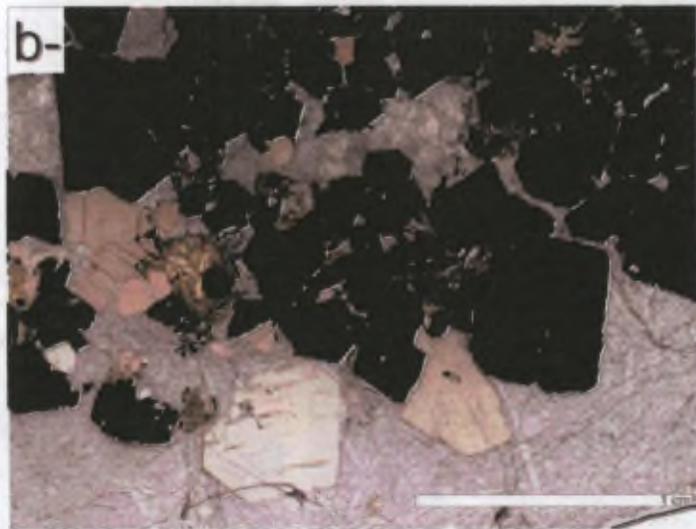
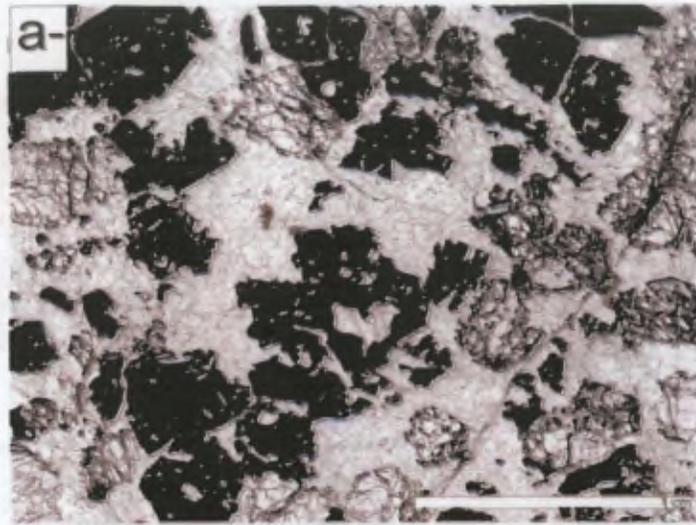


Figure 4.18. Microphotographies des *phoscorites* du massif de Vuoriyarvi. a) échantillon 686-78 (lumière polarisée et analysée), b) échantillon VJA27 (lumière polarisée) et c) échantillon 405-77 (lumière polarisée).

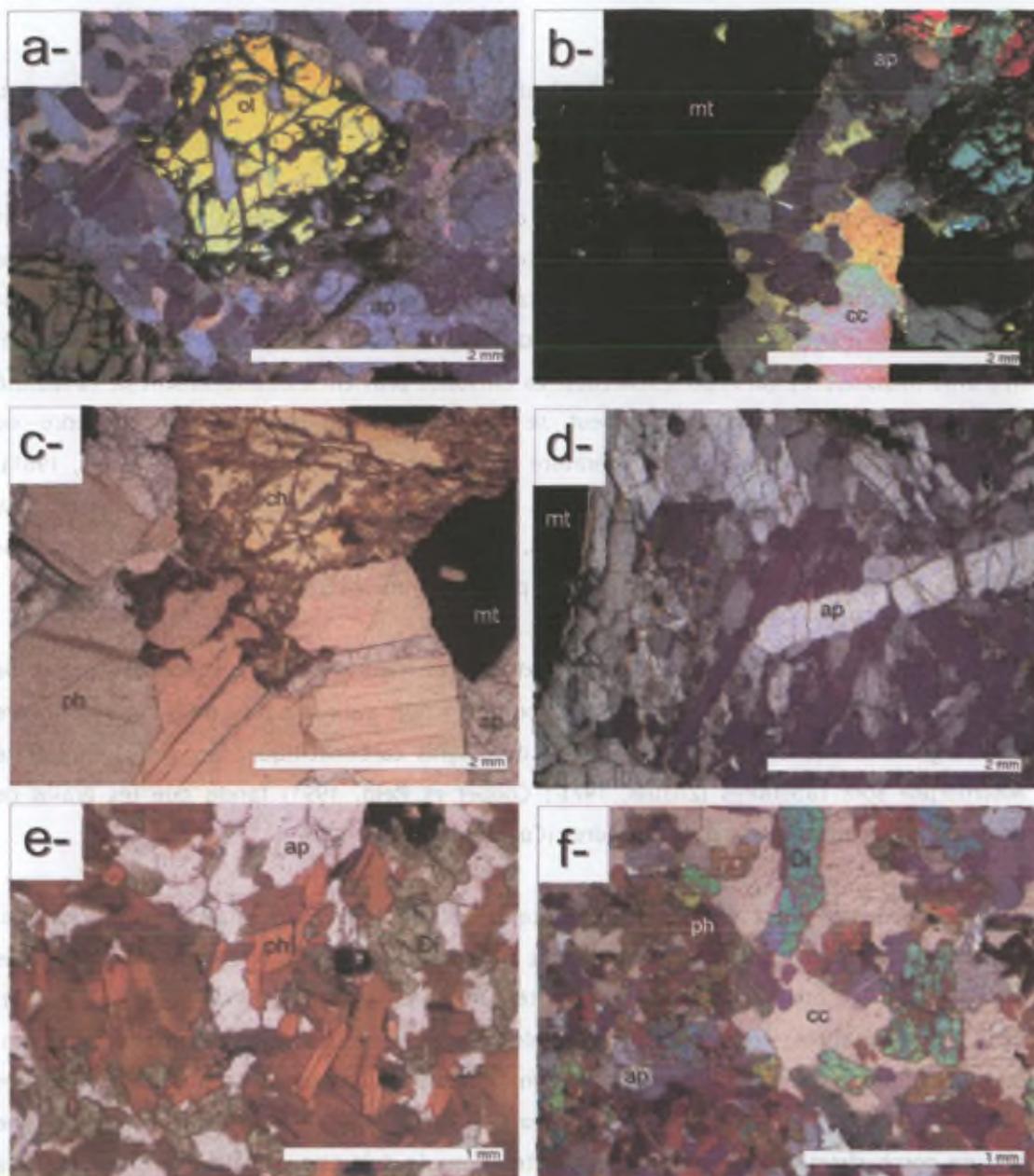


Figure 4.18. Les phoscorites: a) 686-78 : olivine et apatite subautomorphe emballées dans la calcite xénomorphe ; b) 686-78 : d'olivine, magnétite et apatite subautomorphes cimentées par la calcite xénomorphe; c) VJA27 : tétraferriphlogopite subautomorphe, fracturée et déformée, associée à de la clinohumite secondaire ; d) VJA27 : grains allongés d'apatite subautomorphe et calcite interstitielle ; e) 405-77 (phoscorite à apatite) : tétraferriphlogopite, diopside et calcite (407-77); e- diopside partiellement transformé en tétraferriphlogopite au contact du matériel carbonaté (405-77).

4.2.1.4. Le statut pétrographique des carbonatites : discussion en terme de « cumulat » ou de liquide magmatique

Les textures observées au sein des carbonatites à calcite et à dolomite sont fort variables et difficilement interprétables directement en terme de cumulat, liquide magmatique ou roche recristallisée. Cette variabilité d'arrangement géométrique des grains est le résultat d'une série de processus (cristallisation magmatique, recristallisation lors de la mise en place, hydrothermalisme, ...) qui se sont succédés. La difficulté provient essentiellement de la facilité relative avec laquelle la calcite peut se déformer mécaniquement, se dissoudre ou recristalliser, aussi bien à haute température qu'à basse température (Schmidt et al., 1981). Aucun consensus n'a pu être atteint à l'échelle internationale jusqu'à présent sur l'interprétation des textures des carbonatites. Il faut donc interpréter les données au cas par cas et tenter de rassembler le plus de critères possibles traduisant l'un ou l'autre processus.

Avant de pouvoir interpréter les textures résultant de l'agencement des grains de carbonate (principalement la calcite et la dolomite), il faut avoir une idée de la forme primaire de ces grains lorsqu'ils cristallisent à partir du magma carbonatitique. Les grains de calcite automorphe sont tabulaires (Zhabin, 1971 ; Cooper et Reid, 1991) tandis que les grains de dolomite automorphe forme des polyèdres (Cooper et Reid, 1991).

Zhabin (1971) est un des premiers auteurs à s'intéresser aux textures des carbonatites. Les textures grenues, à grains xénomorphes et aux contours engrenés et dentelés sont appelées « consertales ». C'est en fait une variété de texture d'intercroissance (McKenzie et al., 1982). Dans les carbonatites, cette texture consertale résulterait de la recristallisation par pression-dissolution des carbonates (Figure 4.20), un processus analogue à la recristallisation des calcaires sédimentaires. Les carbonatites à texture magmatique seraient caractérisées par une texture porphyrique à phénocristaux de calcite et/ou de dolomite emballés dans une matrice grenue présentant une texture microgrenue, « spinifex » ou en peignes (« comb-layer » ; voir ci-dessous). Les minéraux silicatés et les divers oxydes présents dans les carbonatites auraient cristallisés dans les interstices lors de la recristallisation des carbonates. Il est à noter que certains silicates ou oxydes sont à tendance automorphe dans les carbonatites de Vuoriyarvi, et de la péninsule de Kola en général. Il est difficile d'imaginer que de tels grains subautomorphes à automorphes aient pu se former dans un interstice lors d'une recristallisation par pression-dissolution. Cela n'exclut pas la possibilité que les silicates soient d'origine magmatique et que les grains de carbonate résultent d'une recristallisation partielle ou totale par pression-dissolution. Les études expérimentales menées dans le système simplifié CMS (CaO-MgO-SiO₂) montrent bien que les minéraux silicatés peuvent cristalliser avant les carbonates dans les systèmes carbonatitiques (synthèse des travaux de Lee et Wyllie, 1996, 1997, 1998).

La texture en peignes (« comb-layer ») des carbonatites est caractérisée par le développement des longs crustaux de calcite dendritique. Cette texture est analogue à celle des

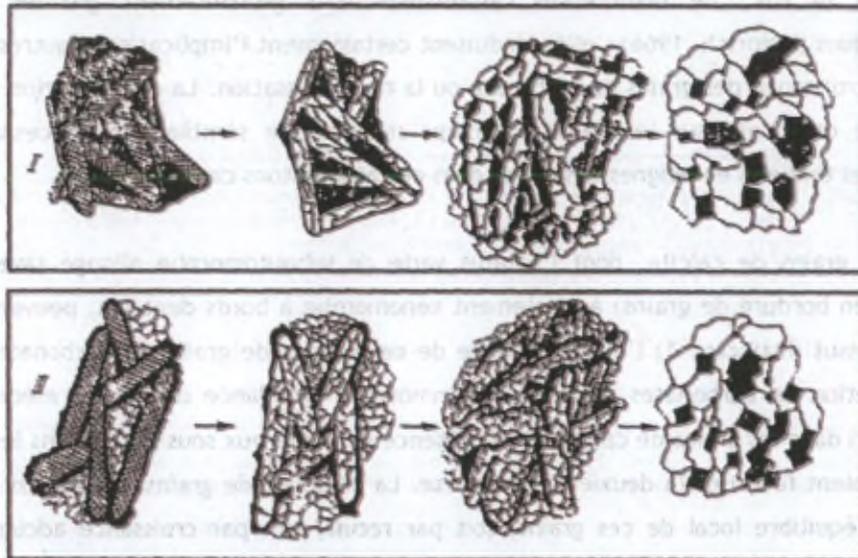


Figure 4.20. Modèle d'évolution de la structure des carbonatites au cours d'une recristallisation par pression-dissolution des carbonates selon Zhabin (1971). La texture magmatique (à gauche) évolue progressivement par recristallisation (à droite). I: Minéraux silicatés intersititiels et II: Minéraux silicatés moulant les grains tabulaires de calcite.

olivines « spinifex » (=harrisitique) observées dans les komatiites. Des structures de « comb-layering » impliquant des cristaux dendritiques d'un mètre de long ont été observées sur les parois des intrusions (Oka par exemple ; Taubeneck et Poldervaart, 1960 ; Wager et Brown, 1968 ; McBirney Et Noyes, 1977 ; Samoylovich, 1971 ; Rice 1981 ; Schedl et Treiman, 1983). Elle est classiquement interprétée (McKenzie et al., 1984, Vernon, 2004) comme résultant d'un refroidissement très rapide. Les carbonatites à texture en peignes sont dès lors typiquement interprétées comme des liquides magmatiques (Katz et Keller, 1981).

L'accumulation des cristaux de calcite pour former un « cumulat carbonatitique » est elle envisageable au vu des caractéristiques physiques et rhéologiques des magmas carbonatitiques ? Peu de données sur la viscosité des magmas ioniques sont disponibles. Un magma ionique (ou sel fondu) est composé uniquement d'anions et de cations liés ensemble par des liaisons ioniques, il y a peu ou pas de liaisons covalentes (Zarzycki, 1962 ; Sundheim, 1964 ; Lumsden, 1966 ; Kleppa , 1977 et 1981). Le seul magma carbonatitique qui a pu être observé est celui de l'éruption de 1988 à l'Oldoinyo Lengai (Tanzanie; Dawson et al., 1990) et est effectivement très faiblement visqueux ($\eta = 0.3 \text{ Pa.s}$). Treiman et Schedl (1983) ont calculé théoriquement les vitesses de sédimentation de grains de calcite dans une chambre magmatique cylindrique. Pour des grains de taille millimétrique, cette vitesse varie de 2 à 9 cm/s, en fonction de la densité du matériel considéré, qui varie elle-même en fonction de la composition

du carbonate et composition du magma : $d_{\text{carbonatite}} : 2.2$; $d_{\text{calcite}} : 2.71$; $d_{\text{dolomite}} : 2.84$. Si la sédimentation était le seul processus impliqué dans une chambre magmatique, l'entièreté des carbonatites devrait être finement grenue, en effet les cristaux de plus d'un millimètre coule rapidement au fond de la chambre pour y former des cumulats (Treiman et Schedl, 1983). C'est loin d'être le cas : de nombreuses carbonatites sont grossièrement grenues, à grains centimétriques (Heinrich, 1966) ; elles traduisent certainement l'implication d'autres processus comme la croissance des grains de carbonate ou la recristallisation. La cristallisation in situ des cristaux de carbonate sur les parois du corps magmatique semble donc nécessaires pour expliquer les textures en peignes observées dans certains plutons carbonatitiques.

Les grains de calcite, dont l'habitus varie de subautomorphe allongé (avec ou sans inclusions en bordure de grains) à totalement xénomorphe à bords dentelés, peuvent traduire deux processus distincts : 1) l'intercroissance de deux types de grains de carbonates ou 2) la recristallisation de carbonates primaires. Néanmoins, l'abondance de macles mécaniques de déformation dans les grains de calcite et la présence de nombreux sous-grains dans les plus gros grains semblent favoriser la deuxième hypothèse. La présence de grains polygonaux de calcite traduit un équilibre local de ces grains, soit par recuit, soit par croissance adcumulus, soit encore lors de la compaction du cumulat. La présence de nombreuses macles au sein de ces grains polygonaux n'indique pas nécessairement le rejet du processus de recuit. En effet, la carbonatite a très bien pu acquérir une texture polygonale (équante ou non) par recuit (isotrope ou légèrement anisotrope) et ensuite avoir subi une déformation à relativement basse température par maclage mécanique des carbonates. Quelques échantillons de carbonatite de Vuoriyarvi (stade 1 ou 2 ; échantillons 349-78, VJA32, VJA 35 par exemple) montrent des familles de grains présentant des extinctions parallèles, ce qui traduit, selon Urai et al. (1986), une recristallisation dynamiques des grains. Dans les carbonatites tardives à dolomite (stade 4), les grains de calcite et de dolomite présentent de nombreux sous-grains, impliquant une recristallisation dynamique de la roche (White, 1977).

L'habitus prismatique des minéraux accessoires (forstérite, diopside, apatite, etc...) avec leurs faces sommitales incurvées, traduit une minimisation de l'énergie interfaciale des faces de ces grains lors d'une recristallisation partielle de la carbonatite. Cette recristallisation a probablement été produite par pression-dissolution des carbonates au vu de la structure même des carbonates (limites dentelées des grains de calcite avec longueur d'onde proche de la taille des grains). Ce modèle se rapproche de celui de Zhabin (1971) sauf que, dans Vuoriyarvi, nous pensons que les silicates sont antérieurs aux carbonates. Ces minéraux accessoires en général présentent localement une nette orientation qui pourrait résulater soit d'un flux magmatique soit d'une recristallisation anisotrope de la carbonatite solidifiée (ou encore à l'état de « mush »).

L'ensemble des critères pétrographiques et des textures décrites ci-dessus semble démontrer clairement que les carbonatites du massif de Vuoriyarvi ont subi une recristallisation partielle, voire totale dans certains cas. Il est donc très peu probable que les textures magmatiques primaires aient pu être conservées sous de telles conditions.

Les phoscorites associées aux différents stades de carbonatites présentent les mêmes associations minéralogiques que les carbonatites mais elles sont enrichies en minéraux non carbonatés, silicates, oxydes et apatites essentiellement. La structure même de ces roches suggère clairement deux origines ; 1) l'origine cumulative : les minéraux denses (silicates, oxyde et apatite) se seraient accumulés à partir d'un liquide magmatique (carbonaté et/ou phosphaté ?) ; 2) une origine par bréchification des roches silicatées associées lors de la mise en place de stockwork de carbonatite.

Les études récentes menées sur les phoscorites de la péninsule de Kola n'ont pas conduit à un consensus sur l'origine même de l'association carbonatite-phoscorite. Deux écoles s'opposent actuellement : 1) pour les uns (Vartiainen, 1980 ; Gittins, 1989 ; Lee et Wyllie, 1998, Veksler et al., 1998), carbonatites et phoscorites seraient liées par cristallisation fractionnée (=cumulat de minéraux denses silicatés et/ou oxydes et/ou apatite dans une matrice de carbonatite) ; 2) pour les autres (Verwoerd, 1967 ; Le Bas, 1977 ; Lapin et Vartiainen, 1983) il existerait une relation d'immiscibilité entre un liquide carbonatitique et un liquide phosphaté (Krasnova et al, 2004). L'existence très locale de textures sphérulitiques, composées de forstérite, magnétite et phlogopite (accessoirement de calcite et d'apatite), enrobées dans une matrice de calcite et d'apatite (et accessoirement de silicates et d'oxydes) est interprétée comme preuve d'une immiscibilité de liquide entre un magma carbonatitique et une phoscorite (Lapin et Vartiainen, 1983).

4.2.1.5. Conclusions sur les carbonatites et les phoscorites

Les carbonatites du massif de Vuoriyarvi ont été subdivisées par Karchevsky et Moutte (2004) en 4 stades successifs de mise en place : 3 stades de carbonatite à calcite sous forme de veines, de stocks ou de stockwork et un stade terminal de carbonatite à dolomite sous forme de veines recoupant l'entièreté du massif. La définition de ces différents stades est basée sur la nature du carbonate dominant et sur les associations minéralogiques. L'échantillonnage réalisé pour cette étude a permis de retrouver ces principaux faciès.

Le carbonate dominant dans les carbonatites des 3 premiers stades est effectivement la calcite tandis que la dolomite domine dans les carbonatites magnésiennes tardives. Les silicates sont de moins en moins abondants dans les stades successifs de mise en place. Les péridots (olivine et monticellite) sont les premiers minéraux silicatés à cristalliser ;

le mica (de type phlogopite ou tétraferriphlogopite) cristallise plus tardivement, à partir du stade 2 de mise en place. La magnétite et l'apatite ne semblent pas montrer d'évolution claire au cours des stades successifs.

Les carbonatites, quel que soit le stade de mise en place, présentent des marques de recristallisation évidentes, comme la présence de sous-grains, de grains en continuité optique, de bords dentelés à longueur d'onde proche de la taille des grains, de macles mécaniques, la forme des minéraux en inclusions. Il semble dès lors très difficile d'interpréter les textures observées en termes de texture magmatique primaire.

Quelques échantillons de carbonatite présentent de plus des traces évidentes de transformation tardive de type hydrothermal (ou carbonothermale). Il s'agit essentiellement des microstructures des micas : ils sont localement corrodés et associés à des apatites aciculaires et à des pyrochlores secondaires contenant de nombreuses inclusions de calcite.

Les phoscorites sont intimement associées aux carbonatites sur le terrain mais le lien génétique entre ces deux lithologies reste difficile à établir. Les structures observées au sein des phoscorites correspondent soit à des orthocumulats soit à des brèches (de cumulats préexistants ou non). Lapin et Vartiainen (1983) ont interprété les structures sphérolitiques localement observées comme témoin d'une immiscibilité entre un liquide carbonatitique (une sövite) et un liquide de composition phoscoritique. Deux possibilités sont dès lors envisageables : 1) un schéma simple d'évolution par cristallisation fractionnée impliquant un (ou des) liquide(s) de composition carbonatitique et des phases cumulées (oxydes, apatite, silicates) qui ont conduit à la formation de phoscorite, 2) une immiscibilité de liquides entre une carbonatite et une phoscorite, une évolution par cristallisation fractionnée de chacun des ces liquides est envisageable.

4.2.3. Les roches ultrabasiques

Les roches ultrabasiques de massif de Vuoriyarvi ont été subdivisées en 2 grands groupes : les dunites et les clinopyroxénites. Aucun terme intermédiaire entre ces deux groupes n'a été observé à Vuoriyarvi bien que dans d'autres massifs de la péninsule de Kola, des péridotites aient été décrites (Khukarenko et al., 1965 ; Mitrofanov, 1995, Verhulst et al., 2001). Les huit échantillons ultrabasiques sont représentés par 3 dunites serpentinisées (VJA5, VJA10, VJA13 ; Figure 4.21.) et 5 pyroxénites (VJA45, VJA60, VJA73, VJA74, 349-78 ; Figure 4.22.).

4.2.3.1. Les dunites (ou olivinites)

Les dunites se présentent sous la forme de lentilles dans le noyau ultrabasique ; elles sont relativement serpentinisées et /ou phlogopitisées. Néanmoins, quelques reliques de texture magmatique sont préservées.

Les grains d'olivine sont automorphes à subautomorphes et de taille variant de quelques centaines de μm à quelques mm (Figure 4.23.a, b). L'olivine est intensément fracturée et transformée en un assemblage de micas et d'opaques. Cette transformation se localise souvent en bordure des grains mais elle peut être généralisée à l'ensemble du grain dans les stades les plus avancés d'altération.

Le diopside subautomorphe n'a été observé qu'exceptionnellement dans VJA10, il présente de nombreuses lamelles d'exsolution de magnétite et est entouré d'une couronne réactionnelle de phlogopite.

La pérovskite se présente sous la forme de grains xénomorphes (quelques centaines de μm à quelques mm) moulant les grains d'olivine (Figure 4.23.b). La magnétite est également interstitielle, subautomorphe à xénomorphe.

Le mica se présente soit en petits grains xénomorphes en bordure des grains d'olivine, soit en grains plus grands, xénomorphes à subautomorphes (quelques centaines de μm à quelques mm) qui peuvent être poecilites autour de l'olivine. L'échantillon VJA13 est complètement transformé en un assemblage secondaire riche en phlogopite, sa composition minéralogique est proche d'une glimmérite (Figure 4.23.c, d). L'altération peut soit se produire en masse soit être localisée sous forme de filonets (Figure 4.21).

4.2.3.2. Les clinopyroxénites

Pour rappel les clinopyroxénites constituent la grande majorité du noyau ultrabasique, La partie externe (environ 500 mètres d'épaisseur) est caractérisée par un enrichissement progressif en néphéline.

Les clinopyroxénites sont essentiellement constituées de diopside, magnétite, amphibole, pérovskite, phlogopite, néphéline et apatite. La calcite, l'andradite, le sphène sont localement présents dans certains échantillons. Les cumulats du cœur de noyau ultrabasique présentent un liquide interstitiel moins évolué que ceux de la bordure. Les échantillons examinés contiennent entre 70 et 90% de clinopyroxène, le reste est représenté par la magnétite, la néphéline, la pérovskite et l'apatite en proportions variables d'un échantillon à l'autre.

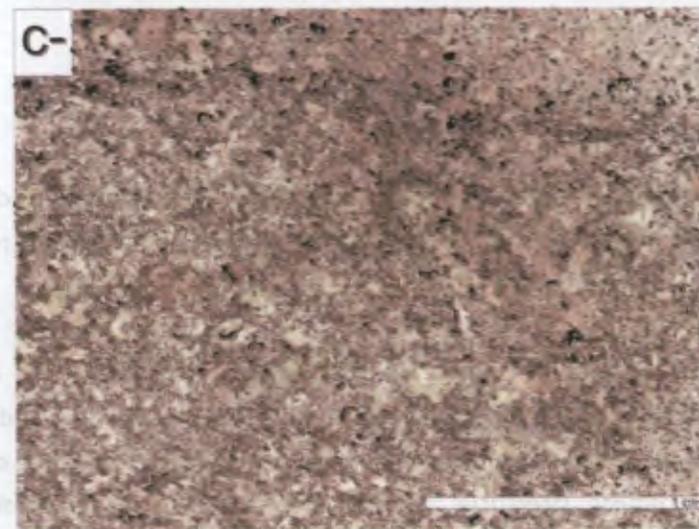
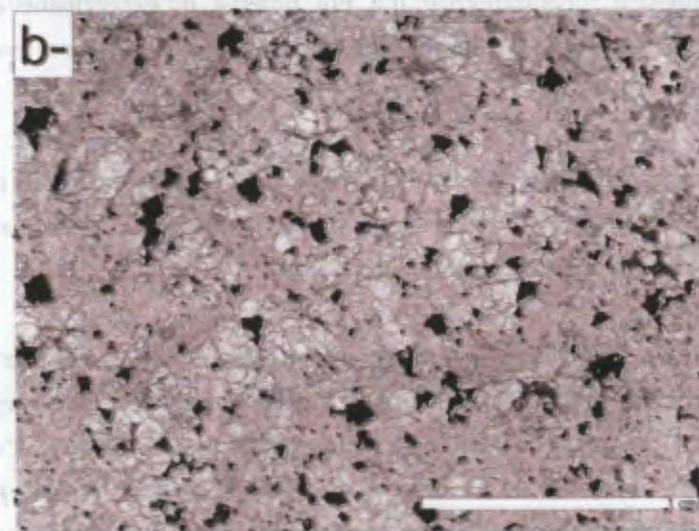
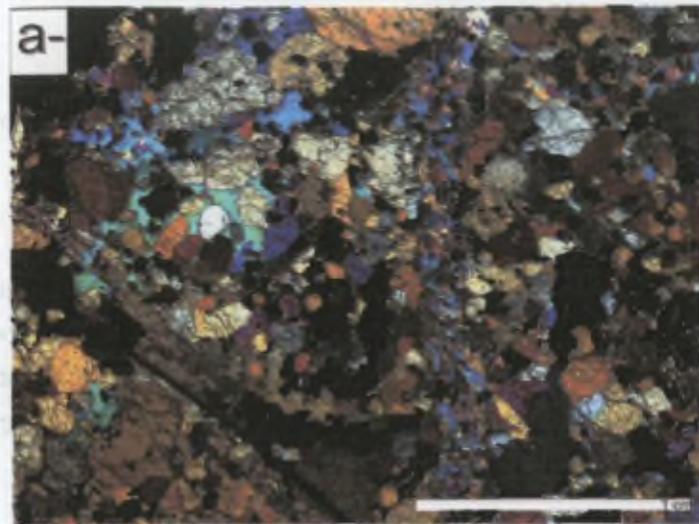


Figure 4.21. Microphotographies des *dunites serpentinisées* du massif de Vuoriyarvi. a) échantillon VJAS (lumière polarisée et analysée), b) échantillon VJA10 (lumière polarisée) et c) échantillon VJA13 (lumière polarisée).

Le diopside présente le plus souvent un habitus automorphe (quelques cristaux xénomorphes ou subautomorphes peuvent être observés) ; la taille des grains est variable (de quelques centaines de μm à un centimètre) au sein d'un échantillon et d'un échantillon à l'autre. On observe de nombreuses inclusions de magnétite, soit en lamelles (inclusions de Schiller), soit en amas (Figure 4.23. i, j). Dans VJA60, les grains de diopside présentent un cœur automorphe et une bordure subautomorphe à xénomorphe (=croissance adcumulus ; Figure 4.23.j). Dans les clinopyroxénites les moins évolués (i.e. VJA60) contiennent rarement des petits cristaux subautomorphes d'olivine. Le diopside peut se déstabiliser en amphibole ou présenter une texture spongieuse avec des cavités remplies de phlogopite ou de calcite (Figure 4.23.e, f, g, k, m).

La pérovskite présente un habitus subautomorphe ou automorphe (quelques centaines de μm à quelques mm). Elle peut être une phase cumulée avec le clinopyroxène et la magnétite (Figure 4.23.h, n, o) ou occuper les espaces interstitiels entre les grands clinopyroxènes. Au contact avec des poches de calcite, la pérovskite présente des couronnes réactionnelles de sphène (Figure 4.23.m).

La phlogopite présente des caractéristiques variables dans les clinopyroxénites (Figure 4.23.i, l, m). Elle se présente : 1) en grandes plages (= 1 mm) poecilites xénomorphes ; 2) en petits cristaux xénomorphes (quelques centaines de μm) remplissant les golfes de déstabilisation des grands diopside ; 3) en cristaux subautomorphes de taille variable (quelques centaines de μm à quelques mm) dans les zones riches en carbonate.

La magnétite est un minéral qui abonde dans les pyroxénites, soit sous forme de grains xénomorphes (quelques centaines de μm à quelques mm) soit sous forme d'inclusions de Schiller dans le pyroxène. Les grains xénomorphes sont interstitiels dans les zones entre les grands pyroxènes ou en inclusions dans certains grains de pyroxène.

L'apatite est subautomorphe à automorphe (de quelques centaines de μm à quelques mm). Elle est incluse dans la néphéline interstitielle ou associée aux grandes calcites qui déstabilisent les clinopyroxènes. L'échantillon VJA74 est particulièrement riche en apatite qui est soit interstitielle, cumulée ou concentrées dans des poches de ségrégation (Figure 4.23.n, o, p).

La néphéline est typiquement xénomorphe (quelques centaines de μm à quelques mm) et interstitielle dans les cumulats de clinopyroxène évolués, riches en liquide interstitiel de la périphérie du noyau ultrabasique (Figure 4.23.n). Ce minéral est assez souvent transformé en cancrinite.

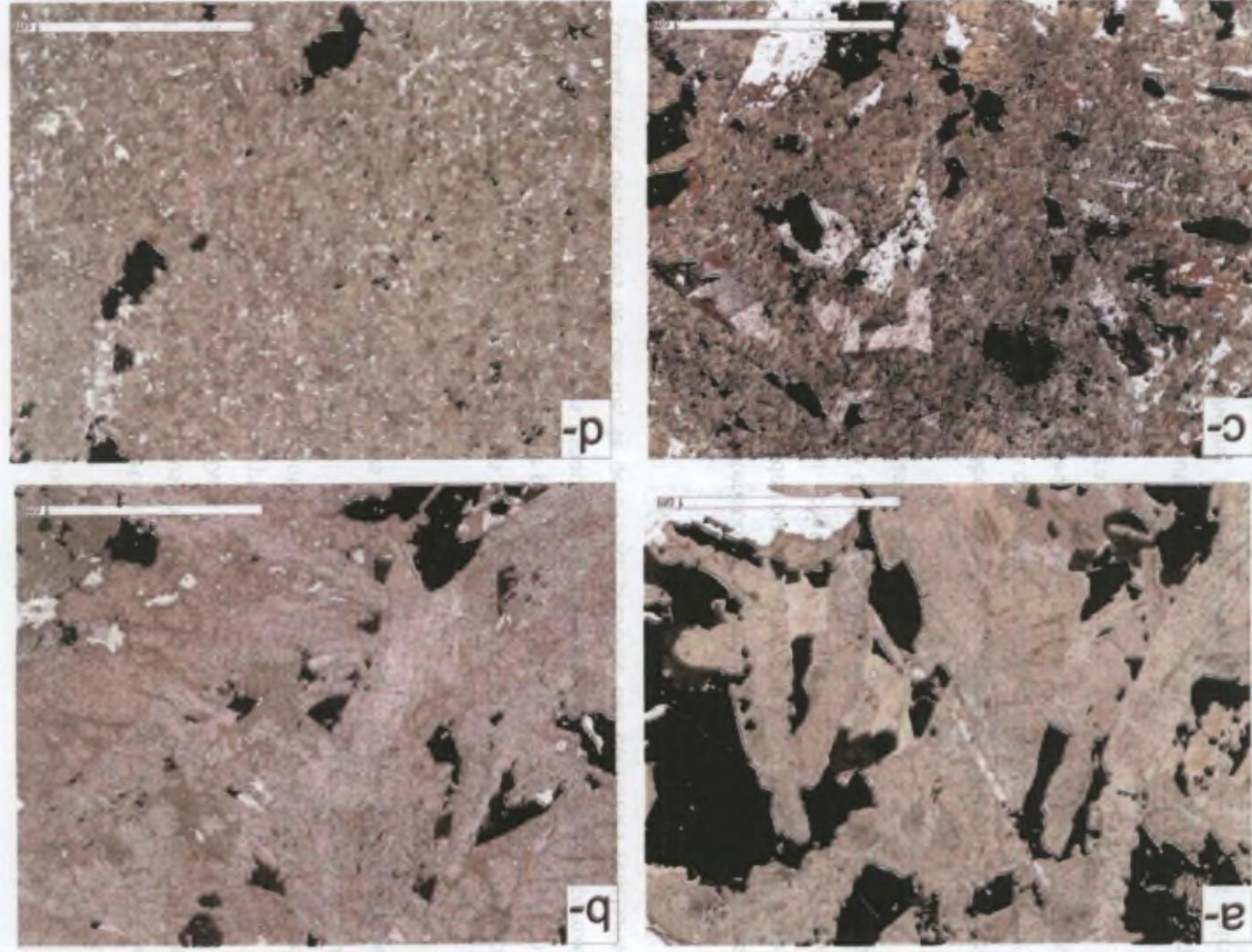


Figure 4.22. Microphotographies des Clinopyroxénites du massif de Vuoriharvi. a) échantillon VJA45 (lumière polarisée), b) échantillon VJA60 (lumière polarisée), c) échantillon VJA73 (lumière polarisée) et d) échantillon VJA74 (lumière polarisée).

est une caractéristique commune à tous les échantillons étudiés (Figure 4.23).

Figure 4.23

La texture des clinopyroxénites est caractérisée par une structure de grains irréguliers et fragmentés (Figure 4.23). Cette texture est due à la présence de fractures et de déformations dans les grains de clinopyroxène.

Conclusion

La calcite se présente sous deux habitus distincts : en grands grains (quelques mm) xénomorphes dans les espaces interstitiels ou en petits grains (quelques centaines μm) xénomorphes inclus dans les grands pyroxènes spongieux. (Figure 4.23.e,g, k, l, m).

L'andradite (variété schorlomite) n'a été trouvée que dans la pyroxénite VJA45, elle est subautomorphe à xénomorphe (Figure 4.23. e, g). Les grands cristaux tendent à être automorphes et présentent des zonations concentriques en lumière naturelle tandis que les petits cristaux sont xénomorphes et en inclusion dans les pyroxènes. Les grands cristaux sont généralement associés à la calcite et à l'amphibole qui remplace le clinopyroxène dans les espaces interstitiels.

L'amphibole vert-bleu xénomorphe remplace le clinopyroxène dans la pyroxénite VJA45 (Figure 4.23.e, f, g).

Le sphène est xénomorphe ou automorphe (quelques centaines de μm à presque un mm) (Figure 4.23.l, m), il se localise à proximité des calcites et se présente localement sous forme de couronnes réactionnelles autour de la pérovskite, en contact avec des calcites.

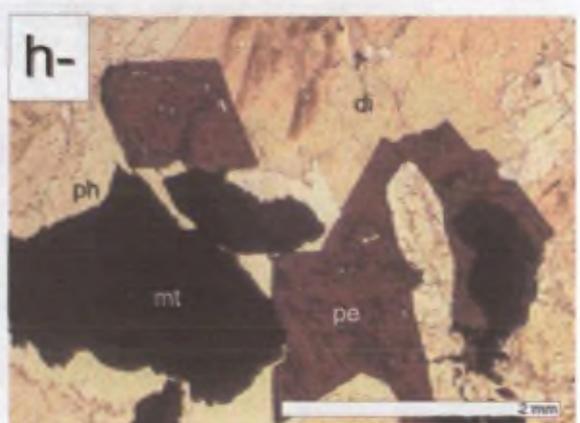
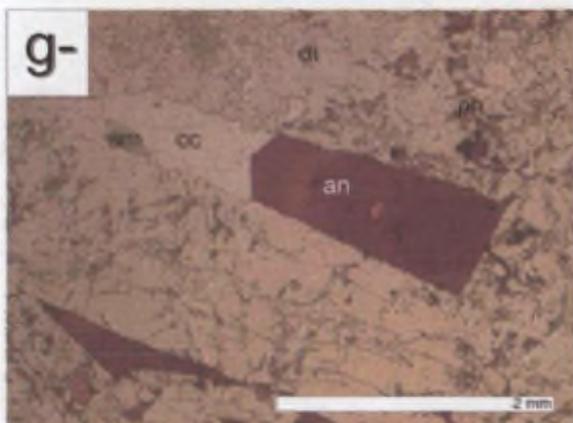
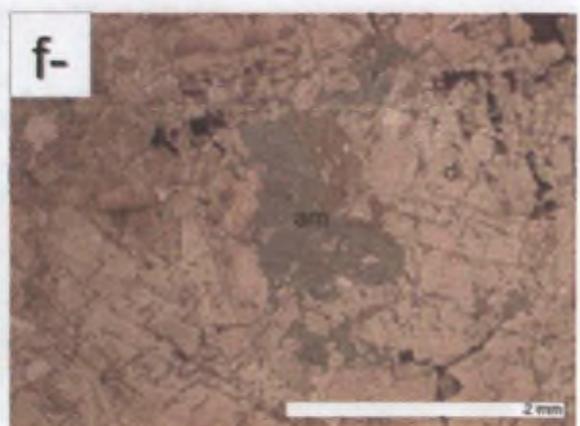
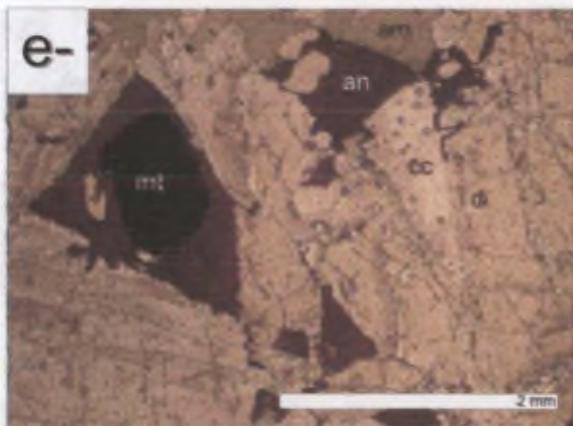
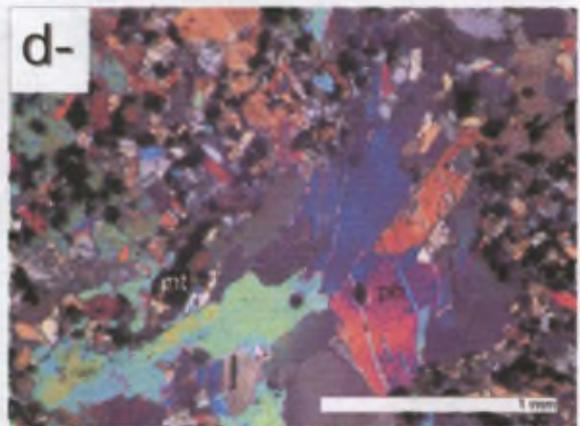
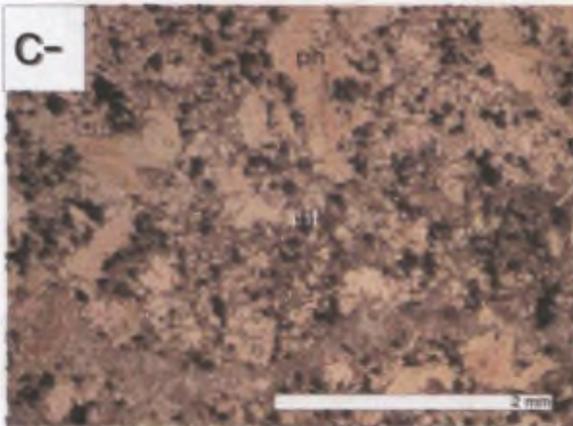
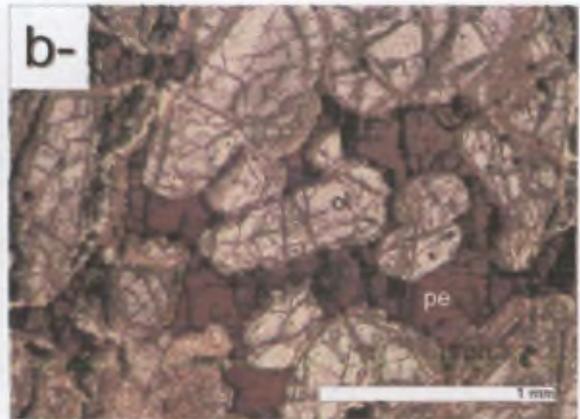
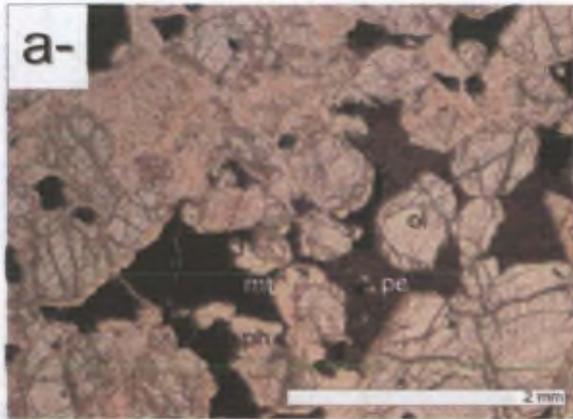
4.2.3.3. Conclusions sur les roches ultrabasiques

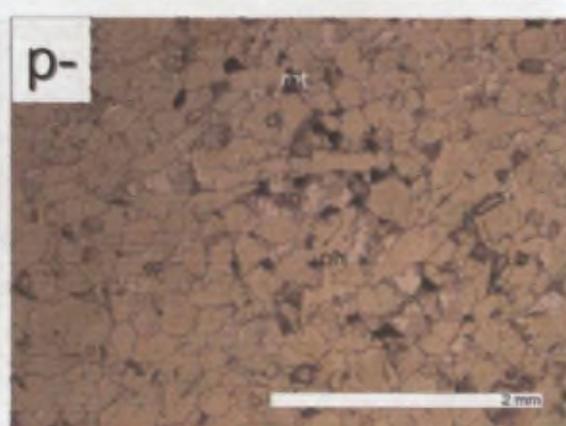
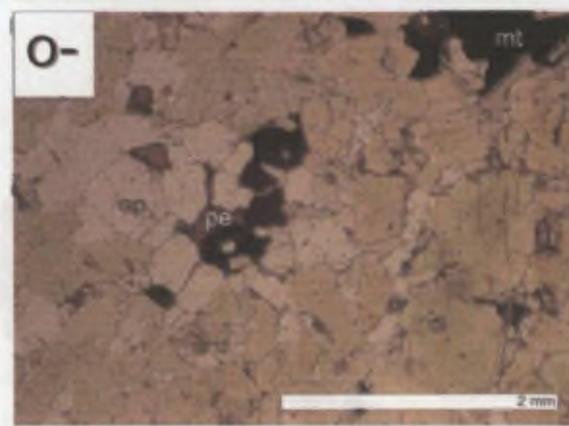
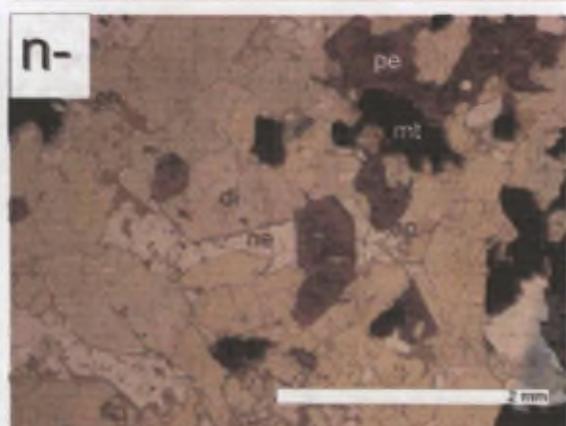
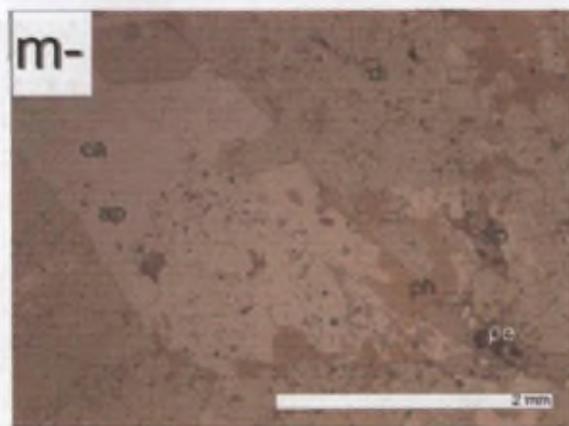
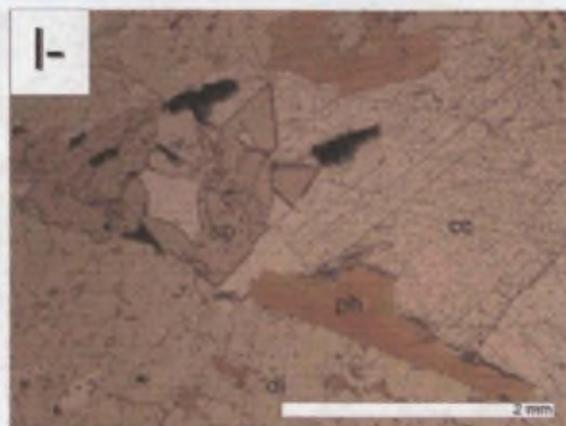
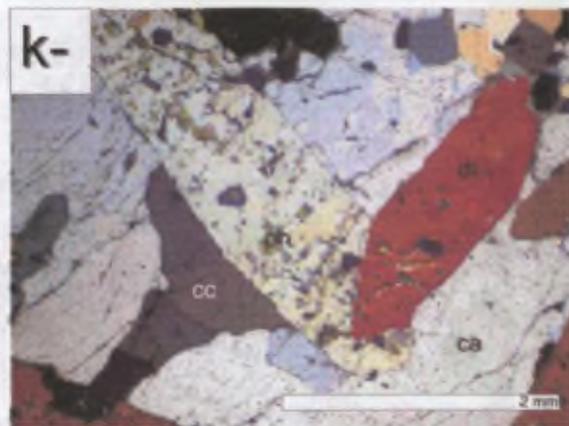
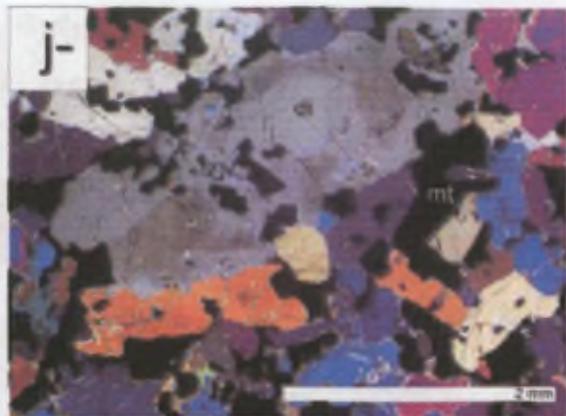
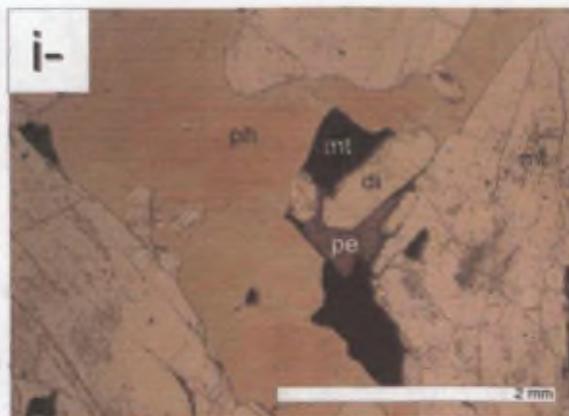
Les roches ultrabasiques, essentiellement des clinopyroxénites avec quelques lentilles de dunites, forment le cœur du massif de Vuoriyarvi.

Les dunites, communément appelée olivinites par les géologues russes, sont largement serpentinisées mais présentent néanmoins des reliques d'une structure magmatique d'orthocumulat. L'élément cumulus principal est l'olivine avec accessoirement le diopside. Le matériel intercumulus est essentiellement représenté par la pérovskite et la magnétite. Les dunites sont largement transformées, avec développement de phlogopite (phlogopitisation des auteurs russes) soit en masse soit sous la forme de filonnets. L'échantillon VJA13 est pratiquement entièrement transformé ; il est constitué de mica et de magnétite ; sa composition est celle d'une glimmérite.

Les clinopyroxénites présentent des textures de cumulat de type mésocumulat à orthocumulat. Les minéraux cumulus sont essentiellement le clinopyroxène, la pérovskite et l'apatite. Le matériel intercumulus est représenté par la phlogopite, la magnétite, la néphéline (cancrinite) et localement la calcite. Ces cumulats présentent des textures de transformation subsolidus (compaction, exsolutions de magnétite dans le clinopyroxène, etc...). Les clinopyroxénites sont transformées secondairement à des degrés divers. Le clinopyroxène est transformé et remplacé par l'amphibole ou la phlogopite. La pérovskite est localement transformée en sphène lorsqu'elle est en contact

Figure 4.23. Les dunites : a) VJA5 : structure relique d'orthocumulus d'olivine avec pérovskite et magnétite interstitielles ; b) VJA5 : olivines subautomorphes partiellement serpentinisées avec pérovskite interstitielle ; c) VJA13 : assemblage de type glimmérite ; d) VJA13 : cristaux subautomorphes de phlogopite et magnétite ; **Les clinopyroxénites :** e) VJA45 : diopside automorphe cumulus avec andradite et calcite intercumulus ; f) VJA45 : amphibole remplaçant le diopside ; g) VJA60 : andradite zonée subautomorphe avec calcite interstitielle et diopside cumulé ; h) VJA60 : pérovskite automorphe avec inclusions d'apatite et magnétite xénomorphe dans une grande phlogopite poecilitique ; i) VJA60 : phlogopite interstitielle et diopside cumulé automorphe ; j) VJA60 : cristal xénomorphe de diopside avec cœur automorphe (=croissance adcumulus) ; k) VJA73 : diopside spongieux avec inclusions de phlogopite et calcite ; l) VJA73 : espace interstitiel rempli de calcite xénomorphe, sphère et biotite subautomorphe ; m) VJA73 : pérovskite avec couronne réactionnelle de sphère associé à la calcite, l'apatite et la biotite secondaire interstitielle ; n) VJA74 : pérovskite et diopside subautomorphe avec néphéline xénomorphe interstitielle contenant des grains d'apatite subautomorphes (VJA74) ; o- apatite et diopside automorphes moulés par la pérovskite intersitelle ; p) VJA74 : cumulus de diopside et apatite avec quelques grains subautomorphes de phlogopite.





avec des veines ou des poches de liquide carbonatitique. Les clinopyroxénites de la zone centrale du massif contiennent de la phlogopite interstitielle tandis que celles de la périphérie contiennent de la néphéline (cancrinite) interstitielle. Le liquide interstitiel apparaît donc plus évolué en bordure du massif. L'apatite apparaît sous forme de grains automorphes dans les espaces interstitiels de certaines clinopyroxénites évoluées. Les cumulats de la bordure du noyau ultrabasique sont plus riches en liquide interstitiel que ceux de la zone centrale.

4.2.4. Les roches alcalines silicatées

Les roches alcalines silicatées affleurent assez mal dans le massif de Vuoriyarvi. Quatre échantillons ont été étudiés en détail. Elles forment un anneau autour du cœur de roches ultrabasiques. Par ailleurs, quelques veines d'affinité alcaline recoupent les roches plus précoces. Les échantillons 293-78, VJA71 et VJA72 correspondent à des ijolites tandis que l'échantillon VJA83 est une méla-syénite (Figure 4.24.).

4.2.4.1.. Les ijolites

Deux types d'ijolite ont été distingués sur base pétrographiques : 1) les ijolites à texture grenue et à grains inéquidimensionnels subautomorphes (échantillon 293-78) ; 2) les ijolites à texture porphyrique (échantillons VJA71 et VJA72).

4.2.4.1.1. L'ijolite à structure grenue (293-78)

Cette ijolite est essentiellement constituée de néphéline, clinopyroxène, et andradite. La cancrinite, la magnétite, l'apatite, la biotite et la calcite sont subsidiaires. La structure peut être qualifiée de grenue à grains inéquidimensionnels subautomorphes.

La néphéline est typiquement automorphe à subautomorphe (plusieurs centaines μm à quelques mm). Elle contient en inclusions des aiguilles d'apatite ($\times 100 \mu\text{m}$) et des grains xénomorphes de magnétite (quelques centaines de μm ; Figure 4.25.b). La néphéline est partiellement remplacée par la cancrinite le long de fractures ou en masse (Figure 4.25.a, c, d). Certaines zones où l'on retrouve des grains de carbonate xénomorphes de quelques centaines de microns ont été transformées en une matrice de cancrinite à grains fins (comme dans le second groupe d'ijolite).

Roche alcaline silicatée

Le massif de Vuoriyarvi est une roche alcaline silicatée de type andésite à basalte. Elle est caractérisée par une structure cristalline à grains fins et une composition chimique riche en alcalins (Na, K) et en silice. Les roches sont généralement de couleur grise à noire et se fragmentent facilement en fragments anguleux. Elles sont associées à des roches volcaniques et sont souvent trouvées dans des zones de fractures et de failles.

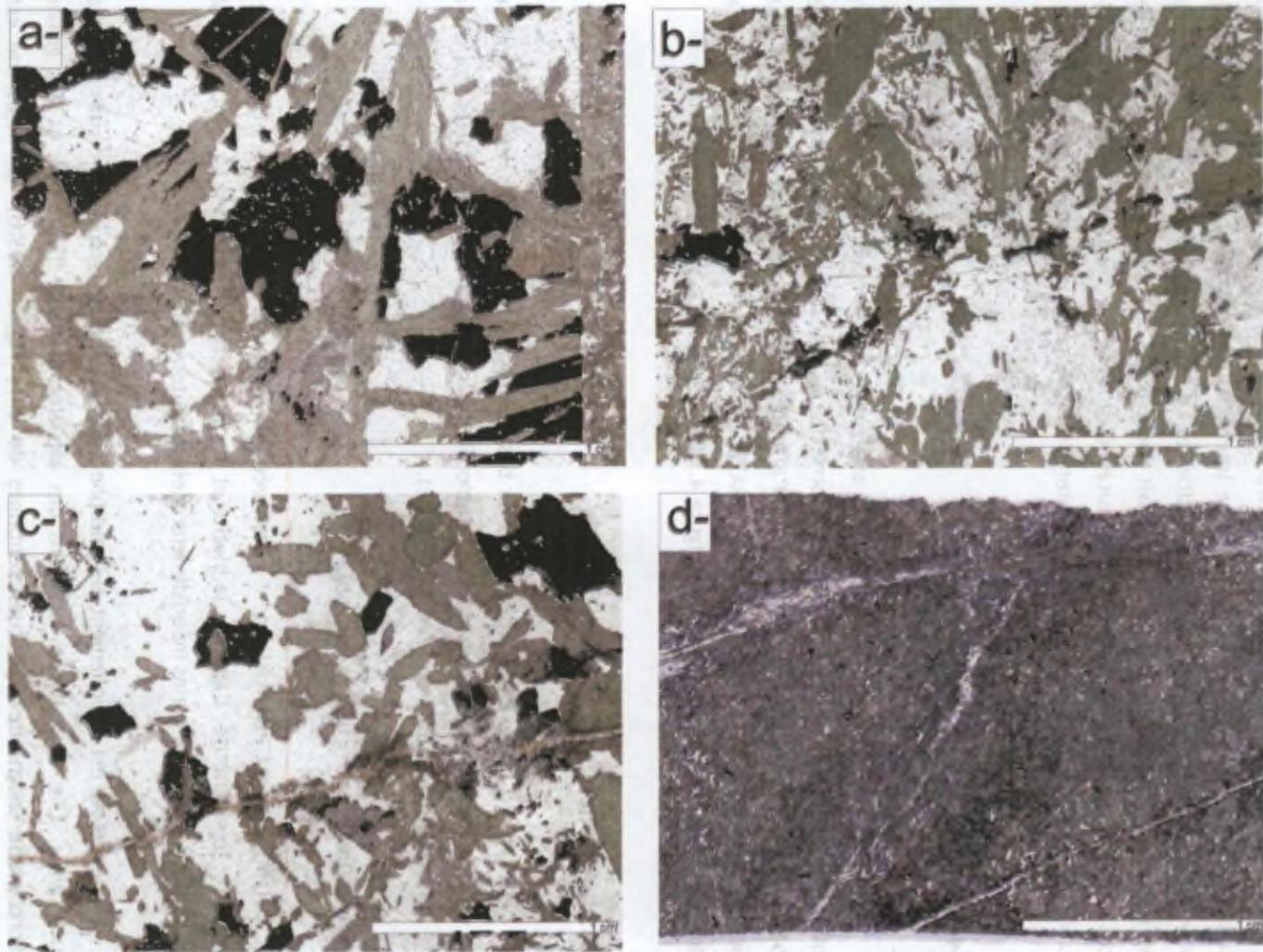


Figure 4.24. Microphotographies des *roches alcalines silicatées* du massif de Vuoriyarvi. a) échantillon 293-78 (lumière polarisée), b) échantillon VJA71 (lumière polarisée), c) échantillon VJA72 (lumière polarisée) et d) échantillon VJA83 (lumière polarisée).

Le diopside est automorphe ou subautomorphe et de taille variable (quelques centaines de μm à plus 1 cm). Il peut être maclé (macle binaire) et est localement remplacé par la biotite xénomorphe (Figure 4.25.a). Les plus grands cristaux de clinopyroxène présentent des inclusions de magnétite xénomorphe ($\times 10\mu\text{m}$).

L'andradite est présente en grains subautomorphes de taille millimétrique ; elle contient des inclusions d'apatite subautomorphe (trapue).

Cette ijolite présente une texture de cumulat de néphéline et de clinopyroxène; elle n'a pas recristallisé.

4.2.4.1.2. Les ijolites à texture porphyrique (VJA71, VJA72)

Ces échantillons sont constitués de diopside, d'apatite, de néphéline, de cancrinite, de sphène, de biotite, d'andradite et de magnétite. Ils présentent de nombreuses traces de transformation secondaire (recristallisation, déstabilisation, etc...).

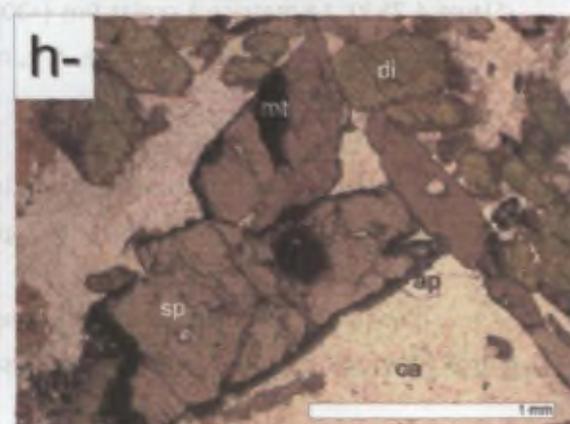
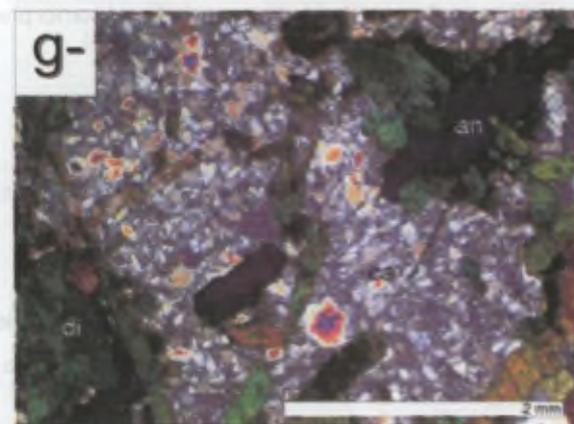
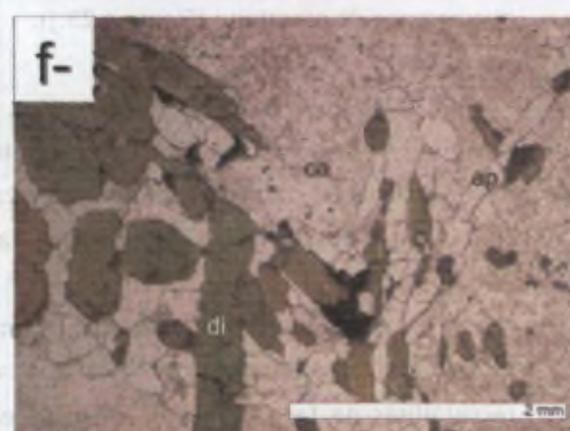
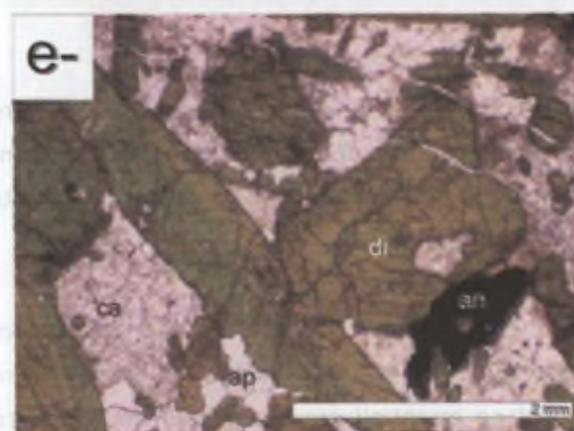
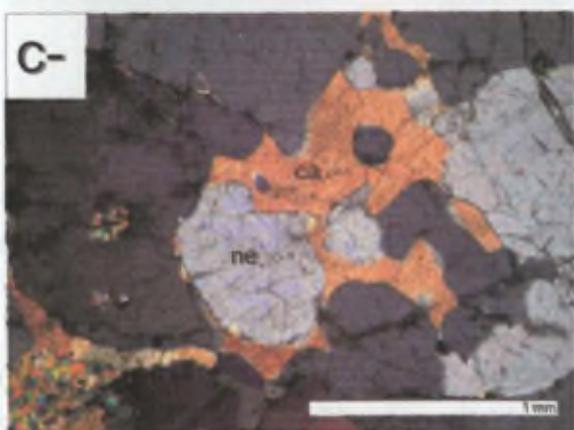
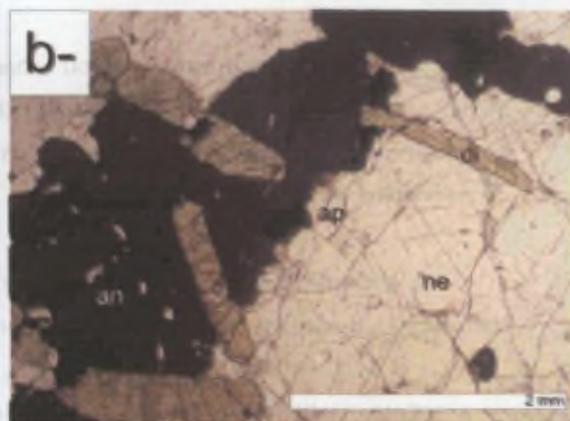
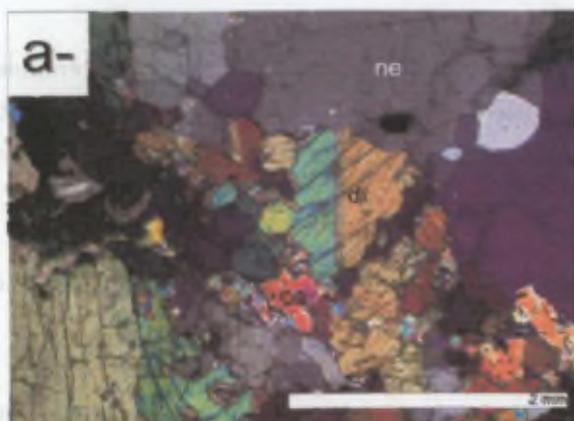
Le diopside est automorphe à subautomorphe ($\times 100\mu\text{m}$ -1cm ; Figure 4.25.e, f, g, h). Parfois maclé, il est localement remplacé par une biotite xénomorphe au contact de la matrice microgrenue de cancrinite (Figure 4.25.j).

Le sphène (grothite) est abondant, particulièrement dans l'échantillon VJA72 (Figure 4.25.h). Il se présente sous la forme de grains subautomorphes de taille variable ($\times 100\mu\text{m}$ -1cm) dont les bords en contact avec la matrice cancrinitique sont transformés en oxydes (magnétite ?). Il contient des inclusions automorphes d'apatite et de diopside.

La néphéline primaire est subautomorphe et de grande taille ($\times 1\text{mm}$) ; elle contient des inclusions automorphes de sphène et de clinopyroxène. Ces grains primaires sont partiellement recristallisés de façon dynamique en un assemblage essentiellement constitué de cancrinite (Figure 4.25.k). La matrice à grains fins (< 300 microns) est constituée de cancrinite xénomorphe et de quelques calcites (Figure 2.20.e, f, g, h).

L'apatite est subautomorphe ; elle se présente en grains millimétriques trapus, agglomérés dans la matrice de cancrinite à grains fins (Figure 4.25.e,f).

L'andradite se présente soit en grains xénomorphes interstitiels par rapport au diopside automorphe, soit en grains automorphes, apparemment en équilibre textural avec la calcite. La



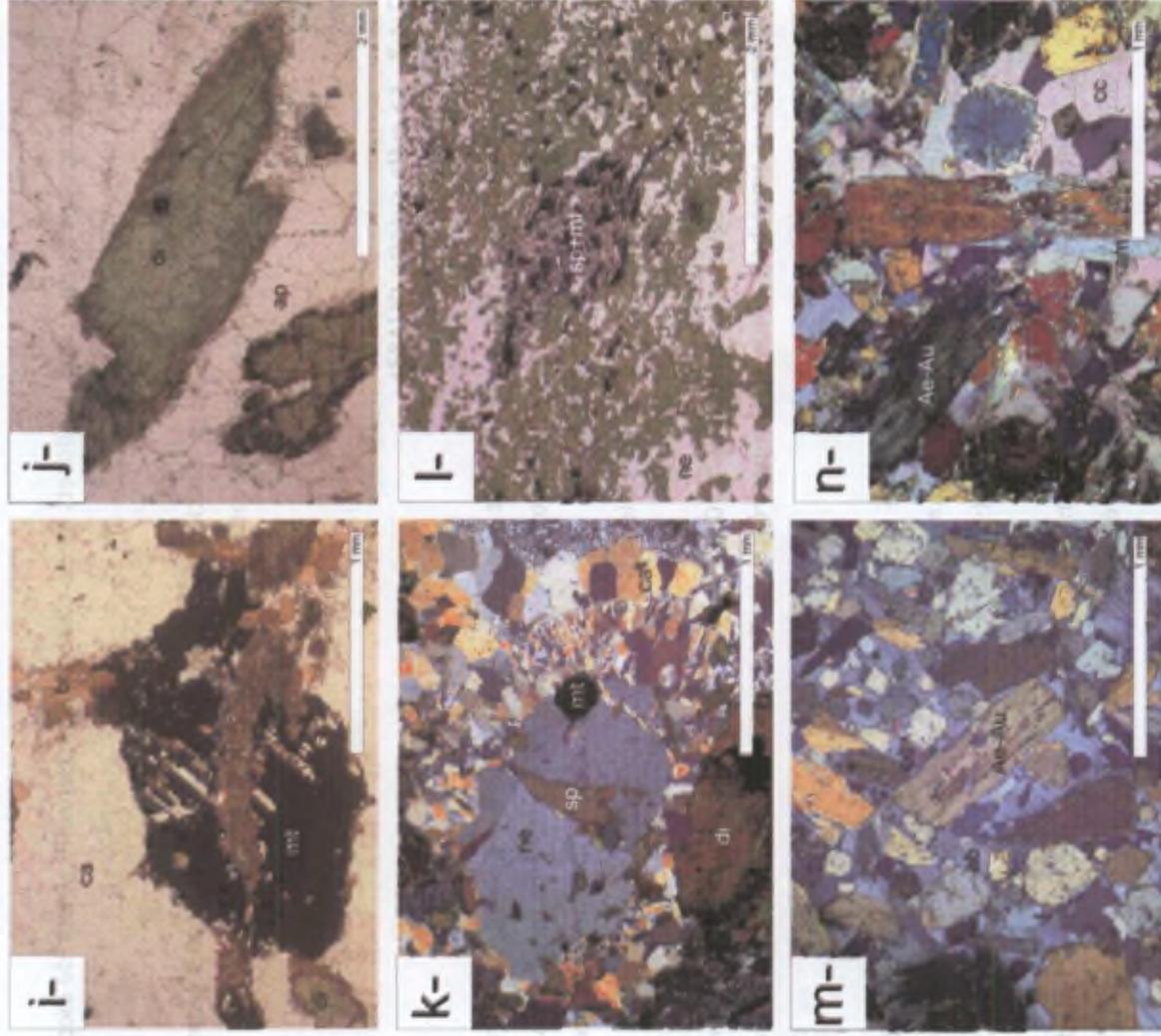


Figure 4.25. a) Jolite 293-78: diopsides (maclé binaire) et néphéline transformée en cancrinite dans une fracture ; b) Jolite 293-78: néphéline (avec inclusion d'apatite), diopside automorphe et andradite xénomorphe ; c) Jolite 293-78: remplacement de la néphéline par la cancrinite ; d) Jolite 293-78 : remplacement de la néphéline par la cancrinite dans une fracture ; e) Jolite VJA71 : diopside automorphe avec apatite polygonale dans une matrice à grains fins de cancrinite ; f) Jolite VJA71 : idem excepté que l'apatite est subautomorphe ; g) Jolite VJA71: matrice à grains fins de cancrinite ; h) Jolite VJA72: sphène subautomorphe et pyroxène automorphe dans matrice cancrinitique ; i) Jolite VJA72 : cristaux squelettique de magnétite dans une veine de carbonatite, le clinopyroxène est transformé en biotite ; j) Jolite VJA72 : cristal subautomorphe de pyroxène avec bordure transformée en amphibole-biotite ; k) Jolite VJA72: néphéline en cours de recristallisation dynamique ; l) Jolite 9-2 (Kovdor) : sphène et magnétite formant un marqueur dynamique (structure n) ; m) Méta-syénite VJA83: cristaux subautomorphes d'aégirine-augite emballés par l'albite poecilitique ; n) Méta-syénite VJA83: cristaux d'aégirine-augite transformés en amphibole bleue au contact avec la calcite interstitielle.

biotite apparaît sous forme de filonets ou de couronne réactionnelle autour du diopside automorphe (Figure 4.25.i, j).

La magnétite est squelettique et associée à la biotite subautomorphe et à des grains de calcite xénomorphes formant de veinules de carbonatite au sein de l'ijolite (Figure 4.25.i).

4.2.4.2.. La méla-syénite (VJA83)

Cet échantillon a une composition et une texture particulière : il s'agit d'une méla-syénite, constituée de grandes plages subautomorphes d'aegyrine-augite emballées dans une albite poecilitique. De nombreuses veines de carbonate recoupent la méla-syénite et transforment le clinopyroxène en amphibole bleue.

L'aegyrine-augite est automorphe ($x100\mu\text{m}$ - $x1\text{mm}$), exempte d'inclusion et localement transformée en amphibole bleue (couronnes réactionnelles) au contact des veinules de calcite (Figure 2.20.m, n).

L'albite se présente sous la forme de grandes plages xénomorphes poecilitiques emballant le clinopyroxène automorphe (Figure 4.25.m). Au contact des veinules, l'albite a recristallisé en une mosaïque de petits grains ($<200\mu\text{m}$).

La calcite ($x100\mu\text{m}$ - $x1\text{mm}$) xénomorphe (maclée ou non) issue des filonets s'infiltré dans les interstices entre les pyroxènes (=imprégnation ; Figure 4.25.n).

L'apatite subautomorphe forme des grains trapus dans les zones à carbonate.

4.2.4.3. Conclusions sur les roches alcalines

Les roches silicatées alcalines du massif de Vuoriyarvi sont essentiellement représentées par des ijolites ; une méla-syénite a été identifiée. Les roches alcalines se présentent sous la forme d'un anneau autour du noyau ultrabasique et sous la forme de veines recoupant les roches antérieures. Ces roches affleurent mal et sont donc mal représentées dans l'échantillonnage.

Les ijolites ont été subdivisées en deux groupes, l'un à texture magmatique grenue primaire et l'autre à texture porphyrique. L'ijolite grenue (293-78) est interprétée comme un

cumulat de néphéline et de diopside tandis que les ijolites à texture porphyrique (cristaux subautomorphes de diopside emballés dans une matrice de cancrinite) sont plus difficilement interprétables. L'examen pétrographique détaillé montre que la néphéline a recristallisé dynamiquement en une matrice à grains fins de cancrinite. Cette recristallisation a conduit à produire une texture similaire à la texture porphyrique magmatique et a également entraîné la transformation des bordures des phénocristaux de clinopyroxène et de sphène en pyroxènes plus sodiques et en oxydes respectivement. Ces roches recristallisées sont recoupées par de nombreux filonnets de carbonatite qui pourrait avoir induit la recristallisation.

Les méla-syérites sont interprétées par Khukarenko et al. (1965) comme des fénites se présentant sous la forme de veines localisées en bordure du massif. La structure primaire, localement préservée, est caractérisée par des cristaux automorphes d'aeyrine-augite englobés dans de l'albite poecilitique.

4.3. Conclusions de l'étude pétrographique

Le massif de Vuoriyarvi comprend trois grands groupes de roches :

- les carbonatites et les phoscorites associées,
- les roches ultrabasiques,
- les roches alcalines silicatées.

Les carbonatites comportent 4 stades successifs de mise en place (Karchevski et Moutte, 2004), définis sur base des assemblages minéralogiques. Les 3 premiers stades correspondent à des carbonatites à calcite tandis que le quatrième stade consiste en carbonatite à dolomite. Les carbonatites à calcite se présentent sur le terrain sous la forme de filons ou de stocks alors que la carbonatite à dolomite tardive se présente uniquement sous forme de veines et veinules recoupant toutes les roches avoisinantes.

Les carbonatites à calcite contiennent toujours de la calcite, un minéral silicaté (olivine, clinopyroxène, ...), l'apatite et la magnétite. Les carbonatites à dolomite comportent de la dolomite, peu de silicates, des sulfures, de la baryte et des carbonates de REE. Les textures observées dans les carbonatites (formation de sous-grain, limites dentelées de grains à longueur d'onde proche de la taille des grains, faces sommitales incurvées des minéraux accessoires prismatiques, maclage mécanique, famille de grains à extinction parallèle, etc...) montrent à l'évidence que ces roches ont, plus ou moins, largement recristallisé. Il est dès lors judicieux de ne pas tenter d'interpréter directement la texture observée en terme de texture magmatique (liquide magmatique ou cumulat). Il sera donc nécessaire de faire appel à l'approche géochimique pour essayer de lever cette ambiguïté (cf Downes et al., 2005).

Les phoscorites sont intimement associées aux carbonatites sur le terrain. A chaque stade de mise en place de carbonatite, correspond une phoscorite de même stade, contenant les mêmes minéraux non carbonatés (silicates et oxydes). Le lien génétique entre ces deux lithologies reste néanmoins difficile à établir. Les structures observées au sein des phoscorites correspondent soit à des orthocumulats primaires, soit à des roches hybrides entre roches silicatées et carbonatites. Des structures sphérulitiques observées localement (Lapin et Vartiainen, 1983) ont été interprétées comme traduisant une immiscibilité entre un liquide carbonatitique (sövite) et un liquide riche en phosphore de composition phoscoritique.

Les roches ultrabasiques du cœur du massif de Vuoriyarvi présentent clairement des textures de cumulat. Deux grands types lithologiques ont été observés, les dunites serpentinisées et les clinopyroxénites. L'olivine est la phase cumulée des dunites, le diopside est très rare ; le liquide interstitiel a cristallisé la pérovskite et la magnétite. Les minéraux cumulés des clinopyroxénites sont le diopside, la pérovskite et la magnétite. Le liquide interstitiel a cristallisé sous forme de phlogopite et de néphéline, transformée en cancrinite. Les roches de la périphérie du noyau ultrabasique sont plus riches en liquide interstitiel et, en conséquence, en néphéline intercumulus.

Les roches alcalines silicatées sont essentiellement des ijolites et une méla-syérite. Deux sous-groupes d'ijolites ont été distingués : 1) la famille d'ijolite à texture grenue interprétée comme des cumulats de diopside et de néphéline, 2) les ijolites dont les grains de néphéline ont été partiellement recristallisés en une matrice à grains fins imitant une texture porphyrique magmatique. La méla-syérite se présente sous la forme de veines en bordure du massif et est caractérisée par des grains d'aegyrine-augite (partiellement transformés en amphibole) englobés dans des grands cristaux d'albite et de calcite poecilitiques. Khukarenko et al. (1965) interprètent ces roches comme des fénites.

L'étude des relations de terrain et l'examen pétrographique détaillé des différents cumulats silicatés du massif de Vuoriyarvi ont permis d'établir une séquence d'apparition des minéraux cumulus: olivine, pyroxène, pérovskite, néphéline, andradite/sphène. Ces minéraux présentent de nettes différences de composition tout au long des apparitions successives de lithologies, ceci suggère que le magma au sein de la chambre magmatique a dû également évolué de manière importante. La succession des phases observées et la variabilité de leur composition sont comparables à la séquence de cristallisation des basaltes alcalins établie expérimentalement par Onuma et Yagi (1967) et de Pan et Longhi (1989). L'idée selon laquelle la série de fractionnement de Vuoriyarvi pourrait correspondre à une évolution magmatique par cristallisation fractionnée sera vérifiée d'un point de vue géochimique, tant sur les phases minérales (chapitre 5) et que sur les roches totales (chapitre 7).

Chapitre 5 :

Minéralogie et chimie minérale du massif de Vuoriyarvi

5. Minéralogie et chimie minérale du massif de Vuoriyarvi

5.1. Introduction

Ce chapitre est consacré à l'étude minéralogique des principales phases minérales rencontrées dans les roches du massif de Vuoriyarvi, les carbonatites des 4 stades, les pyroxénites et les roches alcalines silicatées. La composition des minéraux y sera présentée par échantillon et par type lithologique en vue de caractériser l'évolution chimique de ces phases au cours de la mise en place du massif.

Les compositions en éléments majeurs ont été obtenues par microsonde électronique tandis que les teneurs en éléments en trace ont été obtenues par LA-ICP-MS (cf. l'article Brassinnes et al. (2005) pour le détail de la méthode analytique).

5.2. Les carbonates

Les carbonates rhomboédriques, particulièrement la calcite, peuvent être présents en quantité non négligeable dans certaines roches alcalines silicatées. Cette présence a été pendant longtemps imputée à une contamination du magma parental par des roches sédimentaires carbonatées (Daly, 1933 ; Shand, 1949). Néanmoins, les études expérimentales de Wyllie et Tuttle (1960) et Irving et Wyllie (1973) menées sur les systèmes $\text{CaO-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ et $\text{CaO-CO}_2\text{/MgO-CO}_2$ ont mis en évidence de façon indubitable l'origine magmatique du carbonate, qui dériverait soit directement du magma parental soit d'un magma carbonaté formé par immiscibilité avec un magma silicaté alcalin conjugué (cf. chapitre 1). La capacité que les magmas carbonatitiques ont de cristalliser calcite et dolomite sont encore sujet à débat (Bailey et Kearns, 2003 ; Gittins et al., 2005). Une carbonatite à calcite ne nécessite pas nécessairement un magma parental calcitique, par contre, une carbonatite à dolomite ne peut cristalliser qu'à partir d'un liquide riche en Mg (Gittins et al., 2005). Certaines magnésiocarbonatites peuvent par contre correspondre à des carbonatites à calcite dont le carbonate a été remplacé tardivement par de la dolomite suite aux passages de fluides métasomatisants (Bailey et Kearns, 2003 ; Barker, 1989).

Les carbonates magmatiques sont chimiquement nettement différents de ceux que l'on retrouve dans les roches sédimentaires: ils sont généralement riches en Sr, Ba, terres rares et Mn (Heinrich, 1966). Les analyses chimiques des carbonates du massif de Vuoriyarvi sont reprises au Tableau 5.1.

Tableau 5.1. Composition en éléments majeurs (Xpoids) et en trace (ppm) des carbonates des roches du massif de Vuoriyarvi.

N°éch.	Litha.	Pos.	FeO	MnO	MgO	CaO	Total	Sr	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	ΣREE	(La/Yb) _N	Pb	Th	U	Si	
VJA74	Pyrox.	cœur	eld	0.16	eld	55.53	55.69																					
VJA74	Pyrox.	bord	0.12	eld	eld	55.98	56.10																					
VJA74	Pyrox.	cœur	eld	eld	eld	54.99	54.99																					
VJA74	Pyrox.	cœur	eld	eld	eld	54.88	54.88																					
VJA74	Pyrox.	cœur	eld	0.13	eld	54.90	55.03																					
VJA74	Pyrox.	cœur	eld	eld	eld	55.64	55.64																					
VJA45	Pyrox.	cœur	eld	0.10	eld	56.25	56.35																					
VJA71	Ijolite	cœur	0.45	0.18	eld	55.82	56.45																					
VJA71	Ijolite	cœur	eld	0.13	eld	56.83	56.96																					
VJA71	Ijolite	cœur	0.16	0.35	0.09	55.63	56.23																					
VJA71	Ijolite	bord	0.30	0.37	0.10	55.40	56.16																					
VJA18	Carb. 1.	cœur	0.11	eld	0.20	56.11	56.42	5458.3	95.6	282.5	585.4	71.0	313.1	55.0	14.5	44.6	27.1	4.5	8.5	6.3	0.8	1413	30.3	2.1	27.2	2.7	168.0	
VJA18	Carb. 1.	bord	0.00	0.10	0.22	56.39	56.71	5788.4	211.8	274.3	546.0	60.0	269.7	48.4	14.0	42.1	23.9	3.8	9.1	5.7	0.7	1298	32.4	2.3	28.2	2.0	158.7	
VJA18	Carb. 1.	cœur	eld	eld	0.21	56.28	56.50	5736.2	109.0	169.0	322.9	32.6	137.2	22.8	6.8	16.8	11.4	2.0	4.0	3.5	0.4	729	32.5	1.3	2.9	0.4	219.3	
VJA18	Carb. 1.	cœur	eld	eld	0.15	52.22	52.37																					
VJA18	Carb. 1.	bord	eld	eld	0.22	56.37	56.59	6003.1	103.7	104.0	159.7	15.4	68.5	11.2	3.2	9.5	5.8	1.1	2.8	2.2	0.3	384	31.3	1.1	0.2	0.0	228.7	
VJA18	Carb. 1.	cœur	eld	eld	0.24	56.43	56.66	5496.4	83.9	87.5	123.2	12.0	44.8	7.1	2.3	5.9	4.6	0.9	2.1	2.0	0.3	293	28.9	0.8	0.3	0.0	0.0	
VJA18	Carb. 1.	cœur	eld	eld	0.21	55.64	55.85	5756.8	120.0	129.0	194.7	18.7	73.7	12.6	4.1	10.5	7.0	1.1	2.8	2.1	0.4	457	41.0	1.1	0.1	0.0	158.7	
VJA18	Carb. 1.	bord	eld	0.13	0.26	55.83	56.22	5751.5	144.9	148.0	244.8	26.3	110.7	16.9	5.1	14.8	9.9	1.6	3.9	2.8	0.4	585	35.2	1.0	0.0	0.0	0.0	
VJA18	Carb. 1.	cœur	eld	eld	0.21	56.21	56.42																					
VJA18	Carb. 1.	bord	0.17	eld	0.22	55.74	56.13																					
VJA18	Carb. 1.	cœur	eld	eld	0.22	55.87	56.09																					
VJA32	Carb. 1.	cœur	eld	0.17	0.88	54.83	55.87	5488.1	777.4	226.7	437.4	47.1	187.6	26.5	7.8	17.6	9.2	1.6	3.1	2.1	0.3	967	73.8	0.6	0.5	0.4	149.3	
VJA32	Carb. 1.	cœur	eld	0.10	0.77	52.15	53.01																					
VJA32	Carb. 1.	bord	eld	0.11	0.27	55.84	56.22	5963.2	750.7	244.2	454.3	44.8	175.4	24.9	7.1	15.3	8.6	1.3	3.0	2.1	0.3	981	78.8	1.0	0.3	0.4	140.0	
VJA32	Carb. 1.	bord	eld	eld	1.35	54.64	55.98	5829.0	883.3	263.7	484.5	50.4	189.4	25.5	7.0	17.9	8.7	1.4	3.0	1.8	0.3	1054	97.1	2.0	0.4	0.4	261.3	
VJA32	Carb. 1.	cœur	eld	eld	0.69	54.88	55.57	5732.4	874.5	266.4	509.9	48.8	202.0	28.4	8.1	19.1	9.4	1.6	3.1	2.2	0.3	1099	81.8	1.5	0.5	0.8	270.7	
VJA32	Carb. 1.	cœur	eld	0.14	3.05	52.61	55.79	5554.8	653.2	218.4	425.1	45.3	171.9	25.9	7.6	16.7	9.0	1.4	2.9	2.2	0.2	927	66.2	2.8	0.0	0.1	270.7	
VJA32	Carb. 1.	cœur	eld	0.11	1.44	53.40	54.95	5908.4	786.4	440.0	740.1	70.5	262.6	32.1	8.4	17.2	9.4	1.4	3.2	2.0	0.3	1587	145.9	0.6	0.0	0.0	5861.3	
VJA75	Carb. 1.	cœur	eld	eld	0.10	55.72	55.82	7226.8	187.3	112.8	145.5	14.4	55.9	7.8	2.7	6.0	5.0	0.9	2.1	1.9	0.2	355	41.1	1.2	0.0	0.0	182.0	
VJA75	Carb. 1.	cœur	eld	eld	0.10	55.99	56.09	6428.2	168.3	139.4	197.0	18.3	69.7	10.1	3.9	9.5	5.5	1.1	2.7	1.4	0.2	459	65.0	1.0	0.5	0.4		
VJA75	Carb. 1.	bord	eld	eld	0.11	55.44	55.56	6399.1	168.5	107.7	157.0	15.8	57.9	9.1	2.9	8.0	5.3	0.9	2.2	1.4	0.2	368	50.4	1.2	0.3	0.2	1190.0	
VJA75	Carb. 1.	bord	eld	eld	0.08	55.83	55.91	6366.7	160.5	91.5	141.3	12.6	49.1	8.3	2.8	6.3	4.8	0.9	2.2	1.5	0.2	322	41.0	1.1	0.5	0.2	368.7	
VJA75	Carb. 1.	cœur	eld	eld	0.14	56.22	56.36	6588.2	166.7	111.7	154.8	15.3	58.5	9.8	2.7	8.6	5.9	1.0	2.2	1.9	0.3	373	39.3	1.4	0.0	0.0	448.0	
VJA75	Carb. 1.	cœur	0.10	eld	0.10	56.50	56.70	6562.9	168.5	73.0	99.9	9.8	38.4	6.8	1.8	6.2	4.4	0.8	1.9	1.2	0.3	245	39.7	1.3	0.0	0.0		
VJA75	Carb. 1.	cœur	eld	eld	0.10	56.13	56.23	6634.8	160.0	112.0	137.4	13.7	54.7	8.3	2.7	7.0	4.9	0.8	2.1	1.6	0.1	345	45.9	2.4	0.1	0.0	1208.7	
VJA75	Carb. 1.	bord	eld	eld	0.00	56.58	56.58	6109.4	154.0	502.1	925.6	98.3	409.6	75.1	20.4	57.5	34.0	5.2	12.0	6.1	0.8	2147	55.1	2.1	23.6	9.1		
349-78	Carb. 1.	cœur	eld	0.00	0.04	56.91	56.94	6491.2	102.2	80.5	134.8	12.0	50.2	7.2	1.9	6.2	4.8	0.8	2.3	1.6	0.3	302	33.2	1.3	0.3	0.1	121.3	
349-78	Carb. 1.	bord	eld	eld	eld	56.96	56.96	6908.2	88.6	64.5	101.0	10.2	44.0	6.9	1.6	6.7	3.8	0.7	1.9	1.6	0.2	243	27.3	0.7	0.4	0.2		
349-78	Carb. 1.	cœur	eld	eld	eld	56.68	56.68	6083.7	97.0	63.6	99.2	10.5	45.1	7.4	1.6	5.4	4.0	0.8	1.5	1.5	0.2	241	27.7	1.2	0.4	0.1		
349-78	Carb. 1.	cœur	eld	0.17	eld	56.50	56.67	6434.1	91.2	57.8	72.4	8.1	32.5	6.1	1.4	5.1	3.2	0.8	1.5	1.5	0.2	191	25.9	1.5	0.2	0.1	191.3	
349-78	Carb. 1.	bord	eld	eld	eld	56.91	56.91	6362.4	84.3	59.8	84.7	8.2	31.7	5.0	1.4	5.8	3.1	0.5	1.3	1.5	0.2	203	27.5	1.2	0.8	0.0	149.3	
349-78	Carb. 1.	cœur	9.57	1.15	19.97	34.04	64.73																					
VJA35	Carb. 2.	cœur	eld	0.10	0.21	56.28	56.59																					
VJA35	Carb. 2.	bord	eld	eld	eld	55.67	55.67	5894.6	154.0	154.6	218.2	22.7	93.9	14.6	4.3	11.4	6.6	1.2	2.7	1.8	0.3	532	56.4	1.0	0.5	0.1	2557.3	

N°éch.	Litho.	Pos.	FeO	MnO	MgO	CaO	Total	Sr	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	ΣREE	(La/Yb) _N	Pb	Th	U	Si	
VJA35	Carb. 2.	bord	eld	0.10	0.35	56.39	56.83	3692.8	308.4	18.3	39.9	5.7	39.9	21.0	8.3	27.7	22.6	3.8	8.6	6.5	0.8	203	1.9	0.5	9.3	0.1		
VJA35	Carb. 2.	cœur	eld	0.10	0.26	56.28	56.64	6438.1	157.1	196.2	301.9	33.0	128.1	17.2	5.8	12.9	7.8	1.4	3.2	1.9	0.3	710	69.7	1.0	1.6	0.1	317.3	
VJA35	Carb. 2.	bord	eld	eld	0.14	56.42	56.56	5338.9	156.0	104.1	155.3	16.3	69.4	12.7	3.8	10.4	7.0	1.2	2.9	1.9	0.3	385	37.1	0.8	3.0	0.1	182.0	
VJA35	Carb. 2.	cœur	eld	eld	0.22	56.04	56.26	5710.2	160.3	162.3	261.4	26.3	101.3	14.5	4.7	11.0	7.4	1.3	2.7	2.0	0.3	595	54.5	1.0	0.4	0.0		
VJA35	Carb. 2.	bord	eld	eld	0.21	56.42	56.62	6657.2	166.7	159.0	230.7	23.3	92.2	14.6	4.4	10.6	7.1	1.3	2.9	2.6	0.4	549	41.9	1.8	0.2	0.1		
VJA35	Carb. 2.	cœur	eld	eld		58.63	58.76																					
VJA35	Carb. 2.	bord	eld	eld	0.21	56.21	56.42																					
VJA35	Carb. 2.	cœur	eld	eld	0.23	56.08	56.31																					
VJA35	Carb. 2.	cœur	eld	eld	0.17	56.21	56.62																					
VJA35	Carb. 2.	cœur	eld	eld	0.22	55.74	56.10																					
VJA35	Carb. 2.	cœur	eld	eld	0.18	55.91	56.09																					
VJA49	Carb. 2.	cœur	eld	0.25	0.45	55.41	56.29																					
VJA49	Carb. 2.	bord	eld	0.30	0.22	0.43	55.18	56.12																				
VJA49	Carb. 2.	cœur	eld	0.17	0.14	0.66	49.69	50.66																				
VJA49	Carb. 2.	cœur	eld	0.16	0.21	0.65	54.84	55.87	7089.9	642.9	210.5	387.8	41.9	179.1	28.7	7.2	21.4	12.3	2.0	4.9	3.1	0.4	899	46.4	3.0	0.4	0.6	289.3
VJA49	Carb. 2.	bord	eld	0.15	0.16	0.55	55.53	56.40	7527.1	678.3	161.5	339.9	35.9	160.0	25.6	7.4	21.0	12.3	2.3	5.2	3.1	0.5	775	34.8	4.5	0.9	0.0	261.3
VJA49	Carb. 2.	cœur	eld	0.18	0.23	0.42	55.78	56.61																				261.3
VJA49	Carb. 2.	cœur	eld	0.37	0.27	1.27	49.59	51.49	7987.1	796.8	105.5	210.2	30.2	118.4	23.3	6.7	18.1	12.8	1.8	4.0	3.3	0.4	535	21.7	10.2	1.3	0.1	168.0
VJA49	Carb. 2.	bord	eld	0.25	0.19	0.37	55.23	56.03	7908.2	905.2	179.2	324.3	38.6	204.8	40.2	8.2	27.3	14.3	2.3	4.9	3.7	0.4	848	32.8	9.2	1.9	1.2	
VJA49	Carb. 2.	cœur	eld	0.10	0.28	1.01	54.24	55.62															1067	53.9				130.7
VJA64	Carb. 2.	cœur	eld	0.36	0.15	0.73	54.47	55.71	4244.1	764.9	165.5	311.5	34.6	141.6	24.2	6.6	16.1	11.2	1.8	4.1	2.6	0.3	720	43.1	3.4	0.7	0.0	182.0
VJA64	Carb. 2.	cœur	eld	0.27	0.77	54.89	55.93	3824.6	681.4	168.5	313.2	33.9	139.9	23.2	6.9	17.6	10.8	1.8	3.6	3.0	0.3	723	38.1	6.0	0.6	0.0	457.3	
VJA64	Carb. 2.	cœur	eld	0.22	0.12	0.81	55.06	56.22	3910.7	680.4	151.6	281.3	30.9	126.8	20.2	5.8	15.7	9.2	1.5	3.5	2.6	0.3	649	40.0	3.4	0.8	0.0	149.3
VJA64	Carb. 2.	bord	eld	0.14	0.11	0.76	55.14	56.15	4214.8	711.9	75.5	179.9	20.2	90.3	17.4	5.2	13.4	9.3	1.5	3.3	2.6	0.3	419	19.8	1.9	0.6	0.0	368.7
VJA64	Carb. 2.	cœur	eld	0.23	0.89	54.82	55.94	4029.5	670.8	124.2	232.0	24.3	106.2	16.6	4.6	12.5	8.1	1.5	3.0	1.9	0.3	535	43.5	4.9	0.1	0.0		
VJA64	Carb. 2.	bord	eld	0.27	0.20	0.70	55.18	56.35	4081.8	801.6	135.3	255.0	26.6	108.8	18.1	5.2	14.0	9.0	1.5	3.9	2.3	0.3	580	38.9	3.9	0.4	0.0	
VJA64	Carb. 2.	cœur	eld	0.31	0.47	54.33	55.71	3739.5	481.0	61.0	130.2	13.0	57.9	11.2	3.6	11.8	7.1	1.2	2.7	1.7	0.2	302	23.9	2.2	0.2	0.0		
VJA64	Carb. 2.	cœur	eld	0.21	0.18	1.33	54.25	55.97	4058.3	727.0	146.3	261.5	29.1	116.7	21.5	5.6	14.6	9.2	1.6	3.2	2.5	0.3	612	39.9	3.4	0.1	0.0	
VJA30	Carb. 3.	cœur	eld	0.46	0.34	1.26	52.71	54.77	8163.3	811.7	152.5	269.2	28.5	109.3	16.4	5.0	9.9	6.9	1.2	3.0	2.1	0.3	604	49.4	1.8	0.2	0.0	
VJA30	Carb. 3.	cœur	eld	0.20	0.20	1.06	54.03	55.49	7532.7	645.3	171.2	332.6	38.6	148.7	24.3	6.5	18.0	11.8	2.2	5.2	5.5	0.6	765	20.8	6.5	0.1	0.0	
VJA30	Carb. 3.	bord	eld	0.41	0.28	1.08	53.34	55.11	9922.4	1084.1	296.8	585.8	55.9	212.6	33.3	8.6	22.2	14.7	2.2	5.5	4.8	0.6	1243	41.6	7.6	0.0	0.0	
VJA30	Carb. 3.	cœur	eld	0.32	0.25	0.97	53.86	55.40	7093.7	576.3	86.4	176.7	18.8	78.3	15.8	5.4	14.7	11.1	2.2	5.2	3.6	0.5	419	16.2	2.9	0.1	0.0	490.0
VJA30	Carb. 3.	bord	eld	0.31	0.29	0.86	53.90	55.36	8375.3	756.3	112.7	263.0	30.1	120.4	22.4	6.6	17.6	13.3	2.1	5.1	4.0	0.5	598	18.9	4.4	0.0	0.0	149.3
VJA30	Carb. 3.	cœur	eld	0.37	0.35	0.81	53.67	55.19	9082.5	834.2	167.8	366.6	37.5	158.3	28.9	8.2	24.4	16.1	2.5	6.7	4.7	0.7	822	24.1	4.9	0.0	0.0	261.3
VJA30	Carb. 3.	cœur	eld	17.55	0.18	22.44	0.00	40.17																				
VJA30	Carb. 3.	bord	eld	17.31	0.18	24.92	0.00	42.41																				
VJA30	Carb. 3.	cœur	eld	4.02	0.49	18.86	28.32	51.69																				
VJA30	Carb. 3.	cœur	eld	2.64	0.56	19.12	30.00	52.32																				
VJA30	Carb. 3.	bord	eld	2.70	0.54	19.34	29.96	52.53																				
VJA30	Carb. 3.	cœur	eld	2.57	0.46	19.26	29.95	52.24																				
VJA30	Carb. 3.	cœur	eld	2.64	0.49	19.46	30.15	52.74																				
VJA30	Carb. 3.	bord	eld	0.38	0.68	14.40	38.26	53.73																				
VJA30	Carb. 3.	cœur	eld	0.34	1.24	20.54	30.96	53.08																				
VJA30	Carb. 3.	cœur	eld	0.27	0.25	0.79	56.22	57.52																				
VJA30	Carb. 3.	bord	eld	0.30	0.32	0.78	55.40	56.80																				
VJA30	Carb. 3.	cœur	eld	0.46	0.38	0.65	54.62	56.12																				

N°éch.	Litho.	Pos.	FeO	MnO	MgO	CaO	Total	Sr	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	ΣREE	(La/Yb) _w	Pb	Th	U	Si	
VJA30	Carb. J.	bord	1.98	0.21	0.09	54.03	56.31																					
VJA30	Carb. J.	bord	0.48	0.50	1.02	57.09	59.09																					
VJA82	Carb. J.	caeur	0.46	0.11	0.63	54.38	55.58	4089.4	662.8	141.6	238.4	23.8	95.7	16.5	4.2	12.6	7.6	1.3	3.2	2.5	0.4	548	37.5	7.5	1.9	0.4	280.0	
VJA82	Carb. J.	caeur	0.53	0.24	0.73	54.08	55.58	3646.3	627.5	141.3	243.1	25.4	100.4	14.2	4.2	11.1	7.5	1.4	3.6	2.9	0.4	555	32.9	7.7	0.9	0.1	560.0	
VJA82	Carb. J.	bord	0.28	0.21	0.74	54.49	55.72	4014.1	733.4	141.1	240.2	23.7	92.9	14.5	4.2	11.2	7.5	1.4	3.8	3.3	0.4	544	28.8	6.9	0.6	0.0	121.3	
VJA82	Carb. J.	caeur	0.45	0.29	0.65	54.46	55.85	3622.3	611.8	128.0	215.0	21.7	87.6	13.7	3.3	10.5	7.6	1.4	3.5	3.2	0.3	496	27.1	6.7	0.3	0.0	140.0	
VJA82	Carb. J.	bord	0.53	0.11	0.70	53.41	54.76																				5170.7	
VJA82	Carb. J.	bord	0.47	0.18	0.74	54.49	55.89	3650.3	668.5	105.3	175.6	17.7	64.8	10.1	3.1	8.1	6.4	1.1	2.9	2.7	0.3	398	26.2	6.6	0.1	0.0	210.0	
VJA82	Carb. J.	caeur	0.22	0.19	0.33	54.27	55.02																				5231.3	
VJA82	Carb. J.	caeur	0.45	0.23	0.69	53.93	55.30	4069.7	759.7	155.3	245.7	23.9	93.7	15.1	3.7	12.6	7.4	1.6	3.6	3.2	0.4	566	33.1	7.0	0.3	0.0	340.7	
VJA82	Carb. J.	bord	0.40	0.19	0.61	54.61	55.81	4100.4	724.5	137.2	226.9	21.5	85.1	12.6	3.3	9.6	7.2	1.3	3.3	2.9	0.4	511	31.9	7.5	0.2	0.0		
VJA82	Carb. J.	caeur	0.19	0.27	eld	55.41	55.87	4312.3	690.2	122.7	197.8	19.3	76.9	11.7	3.3	10.6	7.3	1.4	3.6	2.9	0.4	458	28.1	7.0	0.1	0.0	2548.0	
VJA82	Carb. J.	bord	0.40	0.14	0.61	55.20	56.35	3651.1	1507.1	307.8	616.1	68.3	277.5	40.8	11.5	32.3	16.8	2.7	5.8	4.6	0.4	1385	44.7	6.1	10.1	0.8	168.0	
VJA87	Carb. J.	caeur	0.21	eld	0.32	55.68	56.21	4967.4	550.1	280.8	462.3	47.1	190.0	25.7	7.2	18.5	10.9	2.1	4.6	3.9	0.5	1054	48.5	11.3	0.3	0.0		
VJA87	Carb. J.	bord	0.14	0.15	0.37	54.87	55.53	8273.8	712.7	380.7	626.7	63.9	243.8	33.8	8.3	20.6	11.5	1.7	4.5	3.5	0.5	1400	74.3	14.5	0.1	0.0	588.0	
VJA87	Carb. J.	caeur	0.46	eld	2.00	52.60	55.05	6618.0	284.2	232.8	379.5	40.5	161.6	24.0	6.2	18.0	12.3	2.2	5.4	4.3	0.6	887	36.3	4.7	0.0	0.0		
VJA87	Carb. J.	bord	0.17	0.23	0.62	54.69	55.71	7166.0	514.9	108.2	198.9	20.0	82.7	14.0	4.8	13.9	10.2	1.9	4.3	3.6	0.5	463	20.2	8.0	0.0	0.0		
VJA87	Carb. J.	bord	0.35	0.22	0.64	54.45	55.66	7355.8	542.9	223.3	409.2	42.3	172.6	26.5	6.9	20.8	11.0	1.9	4.2	3.8	0.4	923	39.7	8.1	0.2	0.0	331.3	
VJA9	Carb. 4.	caeur	2.31	0.79	19.75	29.83	52.67	7891.3	316.0	77.4	152.4	19.8	69.5	10.6	2.6	6.6	3.8	0.6	0.9	0.5	0.1	345	109.4	2.4	0.7	0.0		
VJA9	Carb. 4.	caeur	1.98	0.72	20.11	29.65	52.45	4754.9	30.9	17.2	38.0	4.4	19.2	3.9	1.1	2.3	1.6	0.2	0.5	0.3	0.0	89	39.0	0.5	0.1	0.0		
VJA9	Carb. 4.	bord	2.00	0.66	18.18	29.74	50.58	7558.5	1266.9	73.9	129.5	14.1	61.3	9.7	2.2	5.8	3.0	0.3	0.9	0.7	0.1	301	72.5	2.7	1.5	0.0		
VJA9	Carb. 4.	caeur	2.57	0.91	18.35	30.11	51.93																					
VJA9	Carb. 4.	caeur	1.94	0.82	19.79	29.85	52.41	5772.3	48.8	7.1	25.4	2.5	11.7	2.6	0.7	2.1	1.1	0.1	0.4	0.3	0.1	54	13.8	1.1	0.0	0.0	130.7	
VJA9	Carb. 4.	caeur	2.49	0.82	19.23	29.37	51.91	6165.0	243.0	42.1	73.6	8.0	31.1	4.9	1.4	3.0	1.2	0.2	0.4	0.5	0.1	167	59.6	3.0	0.5	0.0	0.0	
VJA9	Carb. 4.	caeur	2.09	0.81	17.61	28.08	48.61																				191.3	
VJA9	Carb. 4.	bord	2.15	0.94	19.44	29.80	52.33																				168.0	
VJA80	Carb. 4.	caeur	1.14	1.17	19.97	29.53	51.82	3073.4	2035.9	6.9	16.9	1.8	7.3	2.2	0.7	2.9	1.5	0.2	0.4	0.4	0.0	41	11.3	2.3	0.7			
VJA80	Carb. 4.	caeur	0.80	0.16	11.72	0.22	12.89																					
VJA80	Carb. 4.	caeur	0.62	eld	10.77	0.11	11.51																					
VJA80	Carb. 4.	caeur	1.00	0.36	11.64	0.10	13.10																					
VJA80	Carb. 4.	bord	0.73	0.32	11.47	0.43	12.95																					
VJA80	Carb. 4.	caeur	4.32	1.11	18.35	29.68	53.45																					
VJA27	Phosc.	bord	eld	0.27	0.99	55.55	56.80	6495.8	919.7	137.0	220.4	19.9	79.0	11.9	3.6	8.9	6.1	1.1	2.7	2.0	0.2	493	45.7	0.7	0.0	0.0	168.0	
VJA27	Phosc.	caeur	eld	0.24	0.71	54.99	55.94	6447.0	928.3	87.0	165.0	16.7	67.7	10.6	3.1	9.7	6.3	1.2	2.8	2.4	0.3	373	24.3	0.4	0.1	0.0		
VJA27	Phosc.	caeur	eld	0.19	1.04	54.48	55.71	6176.2	868.8	126.4	215.0	20.4	80.3	12.8	3.0	9.0	5.5	1.1	2.4	2.0	0.3	478	43.2	0.4	0.1	0.1		
VJA27	Phosc.	bord	eld	eld	1.02	55.02	56.03	6367.1	875.5	172.2	263.4	24.2	91.3	11.5	3.2	7.6	5.2	0.9	2.3	1.7	0.3	584	66.3	0.4	0.1	0.1	210.0	
VJA27	Phosc.	caeur	eld	0.21	1.08	54.84	56.13	6393.3	1027.2	100.3	183.1	18.3	69.8	11.9	3.3	9.3	6.5	1.2	3.1	2.9	0.3	410	22.9	0.6	0.0	0.1	130.7	
376-77	Ep. Met.	incl.	0.16	0.19	0.22	58.61	59.18																					
376-77	Ep. Met.	caeur	0.47	0.52	1.34	57.75	60.08																					
376-77	Ep. Met.	caeur	0.19	0.13	0.36	59.40	60.08																					
376-77	Ep. Met.	caeur	0.44	0.38	1.08	52.19	54.09																					
376-77	Ep. Met.	caeur	0.32	0.35	0.82	55.74	57.23																					
376-77	Ep. Met.	caeur	0.11	0.18	0.44	55.76	56.49																					
376-77	Ep. Met.	bord	0.21	0.32	0.64	55.47	56.64																					
376-77	Ep. Met.	bord	0.32	0.33	0.44	54.60	55.69																					
376-77	Ep. Met.	caeur	0.13	0.24	0.46	55.11	55.94																					
376-77	Ep. Met.	caeur	0.25	0.35	0.62	55.34	56.56																					
376-77	Ep. Met.	bord	0.16	0.12	0.60	55.38	56.26																					
376-77	Ep. Met.	caeur	0.85	0.58	0.94	58.77	61.14																					

Les formules structurales ont été calculées sur base de 6 oxygènes. La composition en éléments majeurs a été obtenue pour 16 échantillons : 12 carbonatites des différents stades, une phoscorite, une pyroxénite, une ijolite (partiellement recristallisée) et une veine de carbonatite avec son encaissant pyroxénitique métasomatisé.

La majorité des carbonates analysés se localise à proximité du pôle calcite du diagramme ternaire $MgCO_3$ - $CaCO_3$ - $FeCO_3$ (Figure 5.1.a.). Quelques grains de dolomite et de magnésite (carbonatite de stade 4, VJA80) ont été analysés. Les carbonates d'un échantillon ont des compositions assez homogènes. Les différents échantillons peuvent se superposer dans le diagramme. Les carbonatites des stades 1, 2 et 3 contiennent essentiellement de la calcite, la dolomite est très nettement subordonnée (Figure 5.1.a.). Les carbonatites de stade 4 par contre sont essentiellement constituées de dolomite et de magnésite. Les carbonates de la phoscorite (VJA27) sont aussi proches du pôle calcite ; leur composition se superpose à celle des calcites des carbonatites des stades 1, 2 et 3. Le carbonate de la pyroxénite (VJA74) est proche de la calcite pure tandis que celui de l'ijolite (VJA71) est plus riche en fer et en magnésium.

5.2.1 Rappel sur la structure pétrographique du carbonate

La calcite est le minéral constitutif principal des carbonatites des stades 1 à 3, l'abondance modale est en général supérieure à 90%. Les phoscorites sont également riches en calcite mais moins que les carbonatites s.s. La calcite n'est que subordonnée dans les roches silicatées (dunites, pyroxénites, roches alcalines silicatées). Dans les roches ultrabasiques, la calcite est typiquement interstitielle entre les grands cristaux cumulus de diopside ; elle apparaît aussi dans les structures spongieuses de déstabilisation et/ou de remplacement du pyroxène en amphibole ou mica. Dans la matrice cancrinitique partiellement recristallisée des ijolites, on note quelques grains xénomorphes de calcite.

Les grains de calcite des carbonatites des différents stades présentent des habitus similaires, à savoir une taille variable et une forme plus ou moins allongée, des macles mécaniques et des traces de recristallisation par pression-dissolution. Les cristaux primaires de dolomite sont relativement rares dans les carbonatites des stades 1, 2 et 3. On note cependant de nombreuses exolutions de dolomite dans la calcite. Par ailleurs, la dolomite secondaire remplace fréquemment la calcite primaire.

5.2.2.. Composition chimique

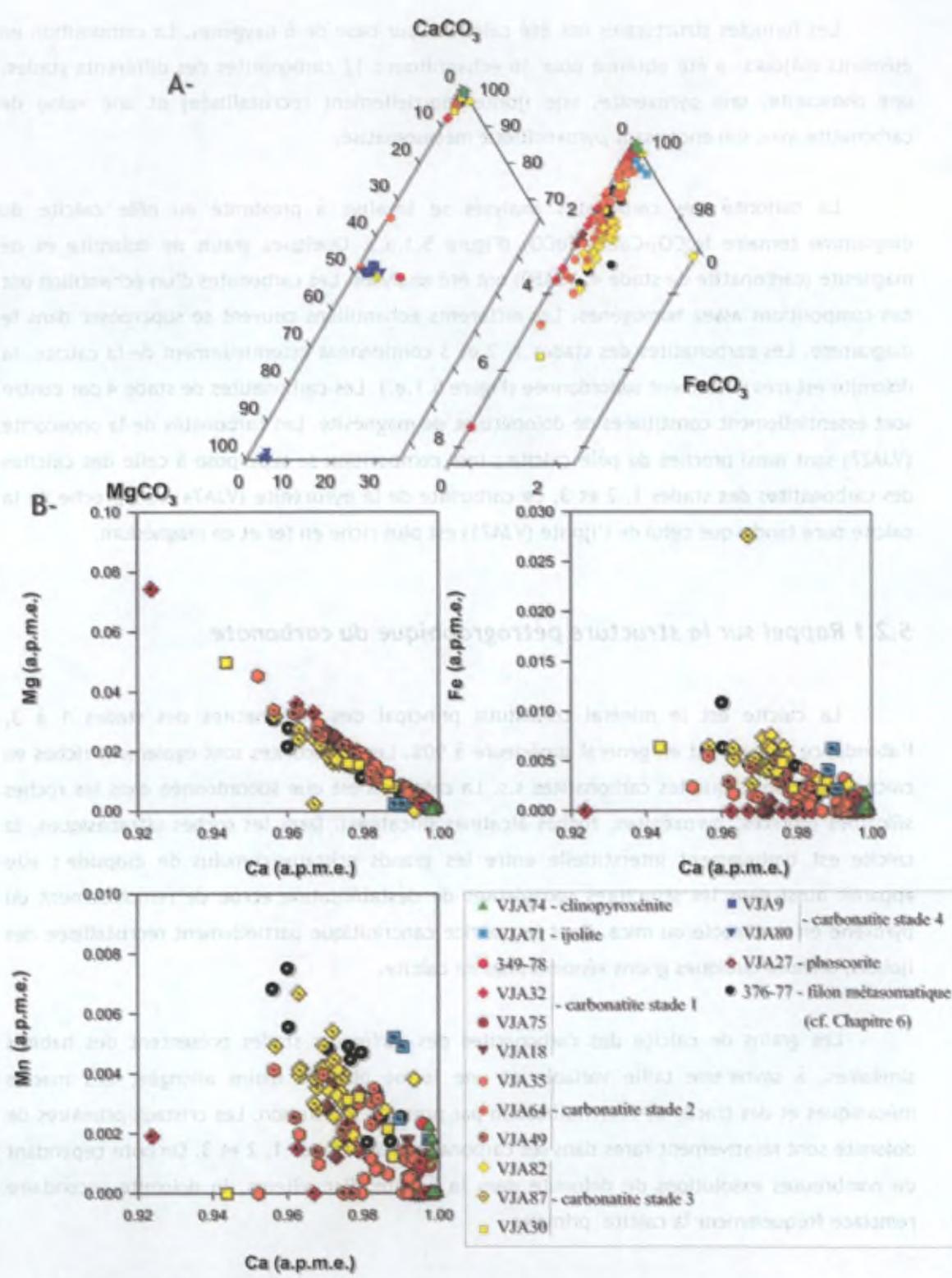


Figure 5.1. A. Diagramme ternaire Ca-Mg-Fe de composition des carbonates; B. Diagramme Mg, Fe et Mn vs Ca (en a.p.m.e.). La couleur du symbole correspond au type de roches (vert : roches ultrabasiques, cyan : ijolite ; rouge : carbonatite stade 1, orange : carbonatite stade 2, jaune : carbonatite stade 3, rouge foncé : phoscorite, jaune foncé : méla-syérite à feldspath alcalin et bleu : carbonatite stade 4).

Les variations de compositions des différents stades des carbonatites sont visualisées dans des diagrammes binaires Ca versus éléments majeurs, ce qui correspond aussi aux possibilités de substitution du Ca par ces éléments (Figure 5.1.b.).

La substitution Ca \rightleftharpoons Mg apparaît prépondérante dans les calcites du massif de Vuoriyarvi, comme le montre la corrélation linéaire dans le diagramme Ca (atome par maille élémentaire ou a.p.m.e.)-Mg (a.p.m.e.). La teneur maximale en Mg est de 0.073 a.p.m.e., dans une calcite de la carbonatite de stade 1 (VJA32). Il est intéressant de remarquer que les autres calcites des carbonatites de stade 1 sont nettement moins riches en Mg (< 0.05 Mg a.p.m.e.). Le Fe est nettement moins abondant que le Mg : l'enrichissement maximal observé est de 0.027 Fe a.p.m.e. ; il n'y a pas de corrélation linéaire Ca-Fe. Le Mn est aussi très peu abondant dans les calcites de Vuoriyarvi (< 0.008 a.p.m.e.) et ne présente pas de corrélation linéaire nette avec le Ca, néanmoins, le nuage de points présente un allongement traduisant probablement une implication subordonnée de substitution avec le Ca.

Les spectres de terres rares des calcites des différents échantillons présentent un enrichissement en terres rares légères, avec localement de légères anomalies positives ou négatives en Eu ; Figure 5.2. et 5.3.).

La calcite interstitielle de la clinopyroxénite VJA74 est riche en Ca (=0.997 a.p.m.e.) ; elle n'est pas zonée. La calcite des ijolites à matrice de cancrinite partiellement recristallisée est plus riche en Fe (0.002-0.007 a.p.m.e.) et Mn (0.002-0.005 a.p.m.e.) et plus pauvre en Ca (=0.992).

Dans, les carbonatites de stade 1, la calcite est proche du pôle pur : Ca (1-0.992 a.p.m.e.), les teneurs en Mg (<0.01 a.p.m.e.), Fe (< aux limites de détection) et Mn (<0.003 a.p.m.e.) sont très faibles. Seule la calcite de VJA32 est plus riche en Mg. Les calcites présentent de larges gammes de teneurs en REE (203 à 1600 ppm : moyenne 567 ppm), les valeurs de La_N varient de 250 à 1000 et les rapports $(La/Yb)_N$ sont aussi variables (27-145), la calcite de l'échantillon VJA32 est plus riche.; celles de Lu_N de 7 à 20. Les teneurs en éléments en trace sont variables : de 5400-7200 ppm Sr, 100-200 ppm Ba (700-800 ppm dans VJA32). La zonation des grains de calcite se marque par une augmentation des teneurs en Mg, Mn, Ba, Pb du cœur vers le bord ; les teneurs en REE diminuent du cœur vers le bord pour tous les grains, sauf pour ceux de VJA32 où l'inverse est observé.

La calcite des carbonatites de stade 2 présente une large gamme de composition : Ca : 0.99-0.94 a.p.m.e., Mg : 0-0.05 a.p.m.e., Fe : 0-0.006 a.p.m.e... Le contenu en éléments en trace varie également énormément : 3600-8200 ppm Sr, 100-900 ppm Ba, 200-3600 ppm REE; $(La/Yb)_N$: 19-107). Les calcites sont en général zonées. Dans VJA35, la zonation est comparable

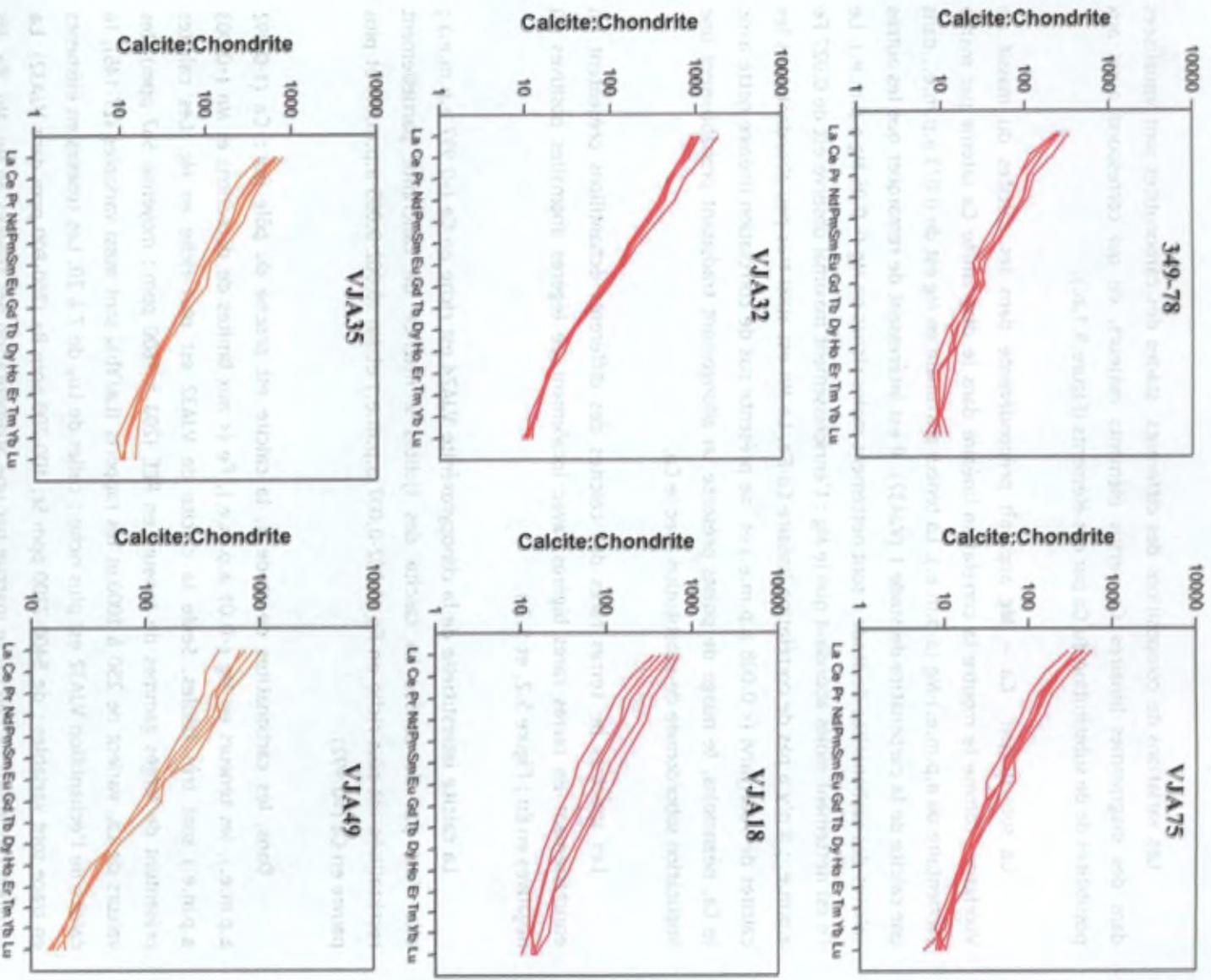


Figure 5.2. Spectre d'abondances des terres rares normalisées aux chondrites pour les calcites des carbonatites de stade 1 (rouge) et 2 (orange). Valeurs de normalisation de McDonough et Sun (1995). Chaque profil correspond à une analyse.

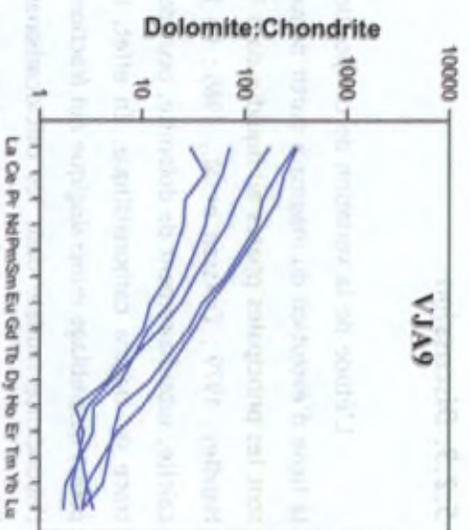
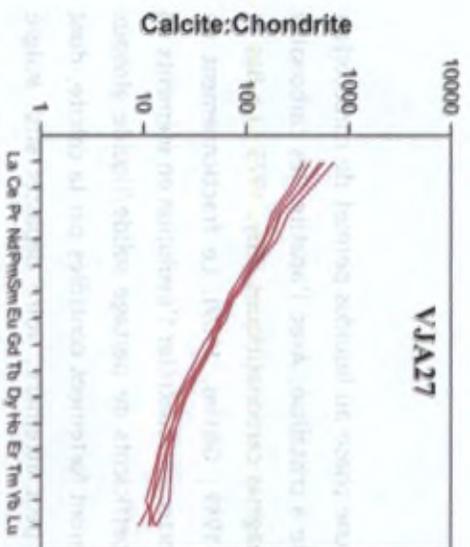
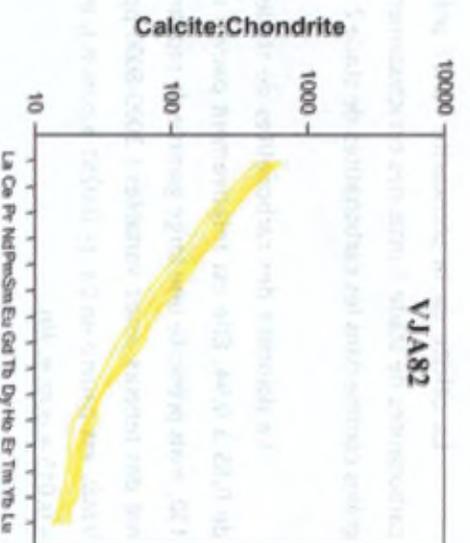
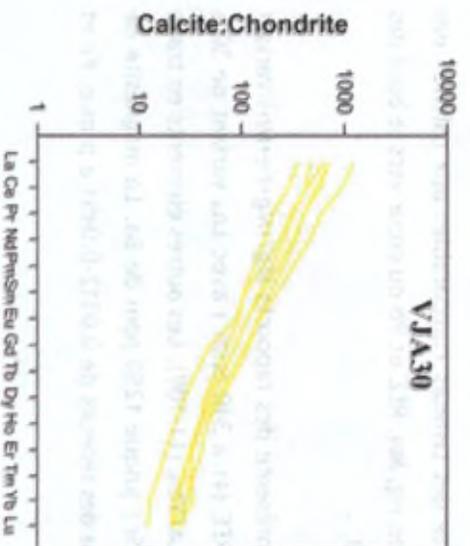
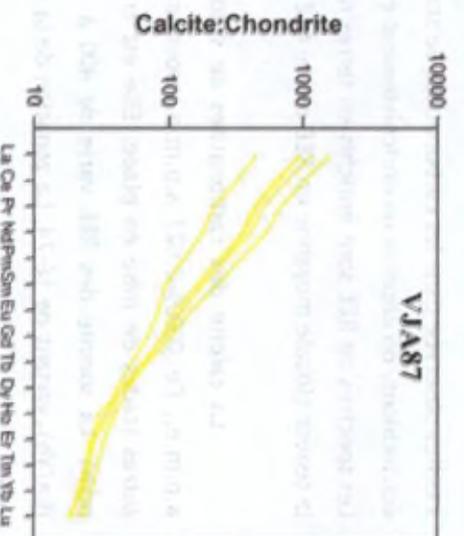
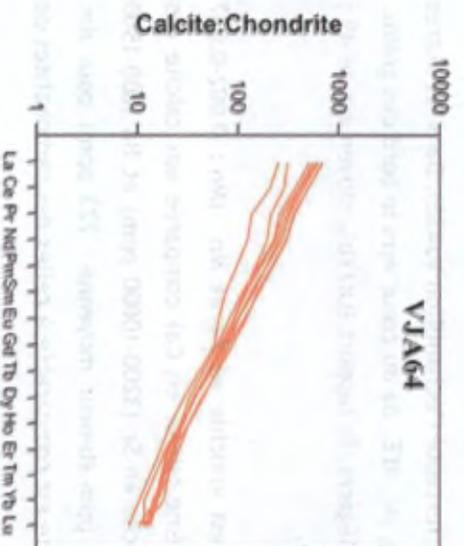


Figure 5.3. Spectre d'abondances des terres rares normalisées aux chondrites pour les calcites des carbonatites de stade 2 (orange), 3 (jaune), de la phoscorite VJA27 (rouge foncé) et des dolomites de la carbonatite VJA 9 (bleu). Valeurs de normalisation de McDonough et Sun (1995). Chaque profil correspond à une analyse.

à celles observée dans les carbonatites de stade 1 (excepté l'échantillon VJA32). Dans les autres échantillons, on observe un enrichissement en Mg, Mn, REE, Ba du cœur vers le bord des grains. Les spectres de REE sont enrichis en terres rares légères, le rapport $(La/Yb)_N$ moyen est de 49 ; la teneur globale moyenne en REE est de 612 ppm.

La calcite des carbonatites de stade 3 est enrichie en Fe et Mn (Mn : 0.002-0.007 a.p.m.e., Fe : 0.005-0.027 a.p.m.e., pour une même teneur en Ca) comparée aux calcites des autres stades de mise en place. Elle est très riche en Sr (3200-10000 ppm) et Ba (600-1500 ppm). La somme des REE varie de 400 à 1400 ppm (teneur moyenne : 723 ppm) pour des $(La/Yb)_N$ variant de 16-74. La zonation de la calcite est comparable à celles des carbonatites de stade 2.

La calcite de la phoscorite VJA27 présente des teneurs comparables aux calcites des carbonatites de stade 1 mais des enrichissements en Mg, Mn, REE et Pb du cœur vers le bord des grains comme dans les carbonatites de stade 2 et 3. .

La dolomite des carbonatites de stade 4 présente des rapports $Mg/(Mg+Fe+Mn)$ variant de 0.85 à 0.94. Elle est relativement pauvre en REE (41 à 340 ppm) avec La_N variant de 30 à 130, mais présente une large gamme de rapport $(La/Yb)_N$ (11-109). Les autres éléments en trace ont des teneurs assez variables : 3000-8000 ppm Sr ; jusque 1250 ppm de Ba. La magnésite de VJA80 est pauvre en Ca (< 0.0251 a.p.m.e.), elle a des teneurs de 0.0312-0.0451 a.p.m.e. Fe et < 0.015 a.p.m.e. Mn.

5.2.3. Discussion

L'étude de la variation de composition d'une phase au liquidus permet de caractériser la ligne d'évolution du magma à partir duquel elle a cristallisé. Avec l'apatite, les carbonates sont les principales phases au liquidus dans les magmas carbonatitiques (Eby, 1975 ; Le Bas et Handley, 1979 ; Eriksson et al., 1985 ; Le Bas, 1989 ; Gittins, 1989). Le fractionnement de calcite, subsidiairement de dolomite, peut donc fortement contrôler l'évolution en éléments en trace du magma carbonatitique. En effet, les coefficients de partage solide/liquide globaux pour l'assemblage minéralogique qui fractionne seront fortement contrôlés par la calcite, dont l'abondance modale dans les calciocarbonatites peut atteindre, voire dépasser 90%. Malgré l'importance primordiale de la calcite dans ce système magmatique, le comportement des éléments en trace dans ce minéral est encore relativement mal connu (Hornig-Kjarsgaard, 1998 ; Dawson et al., 1996 ; Bühn et al., 2001). Les coefficients de partage des éléments en trace entre minéraux carbonatés et magma carbonatitique n'ont pas encore été déterminés expérimentalement. Deux études récentes ont néanmoins tenté d'estimer des coefficients de

partage et de mesurer les coefficients de distribution des traces entre apatite/calcite et dolomite/calcite (Dawson et Hinton, 2003).

Les variations de composition de la calcite au cours des différents stades de mise en place des carbonatites du massif de Vuoriyarvi seront utilisées comme traceurs de l'évolution du liquide magmatique. Les conclusions préliminaires déduites de cette approche seront comparées aux résultats obtenus à partir de l'évolution chimique des apatites et des phlogopites (cf. ci-dessous).

Les grains de calcite d'un échantillon sont assez homogènes. Mais, les calcites des différents stades de mise en place des carbonatite présentent d'importantes variations de composition qui peuvent être résumées comme suit :

-carbonatites de stade 1: les calcites sont proches de la composition d'une calcite pure, elles sont (très) pauvres en Mg, Fe, Mn et relativement pauvres en éléments en trace (Ba, Pb, REE). Les teneurs en Sr sont variables (de 5400 à 7200 ppm). Seul l'échantillon VJA32 fait exception. Deux hypothèses peuvent être avancées : 1) l'olivine qu'il contient pourrait être des xénocristaux, la roche n'appartiendrait dès lors pas réellement au stade 1 (la présence d'olivine nous avait conduit à le classer dans ce stade, cf. chapitre 4) ; 2) VJA32 pourrait avoir cristallisé à partir d'un liquide plus évolué.

-carbonatites de stade 2: les calcites sont enrichies en Mg et Fe, par rapport aux calcites des autres stades. Elles sont légèrement plus riches en éléments en trace (Ba, Pb, REE) que les celles du stade 1. La calcite de VJA30 est par contre assez proche de celles de stade 1.

-carbonatites de stade 3 : les calcites sont encore plus riches en Mg, Fe et éléments en trace (Ba, Pb, REE) par comparaison aux calcites des stades antérieurs.

-phoscorite VJA27 : la calcite de cette phoscorite est similaire en composition à celle des carbonatites des stades 1 et 2, ce qui pourrait suggérer un lien pétrogénétique entre les carbonatites et les phoscorites.

-les roches silicatées : la calcite des pyroxénites est également proche de la composition d'une calcite pure. Par contre, la calcite de l'ijolite VJA71 est enrichie en Fe par rapport à la calcite de la pyroxénite.

Le contenu global en terres rares (Σ REE, en ppm) des carbonates est, globalement, corrélé positivement avec le rapport $(La/Yb)_N$ (Figure 5.4.a.) Le contenu en REE et le rapport $(La/Yb)_N$ augmentent progressivement des carbonatites de stade 1 (612 ppm, 49) aux carbonatites plus tardives de stade 3 (723 ppm, 16-74). L'absence de corrélation entre la teneur en Si et le contenu total en REE (Figure 5.2.b) suggère que l'incorporation des REE dans la

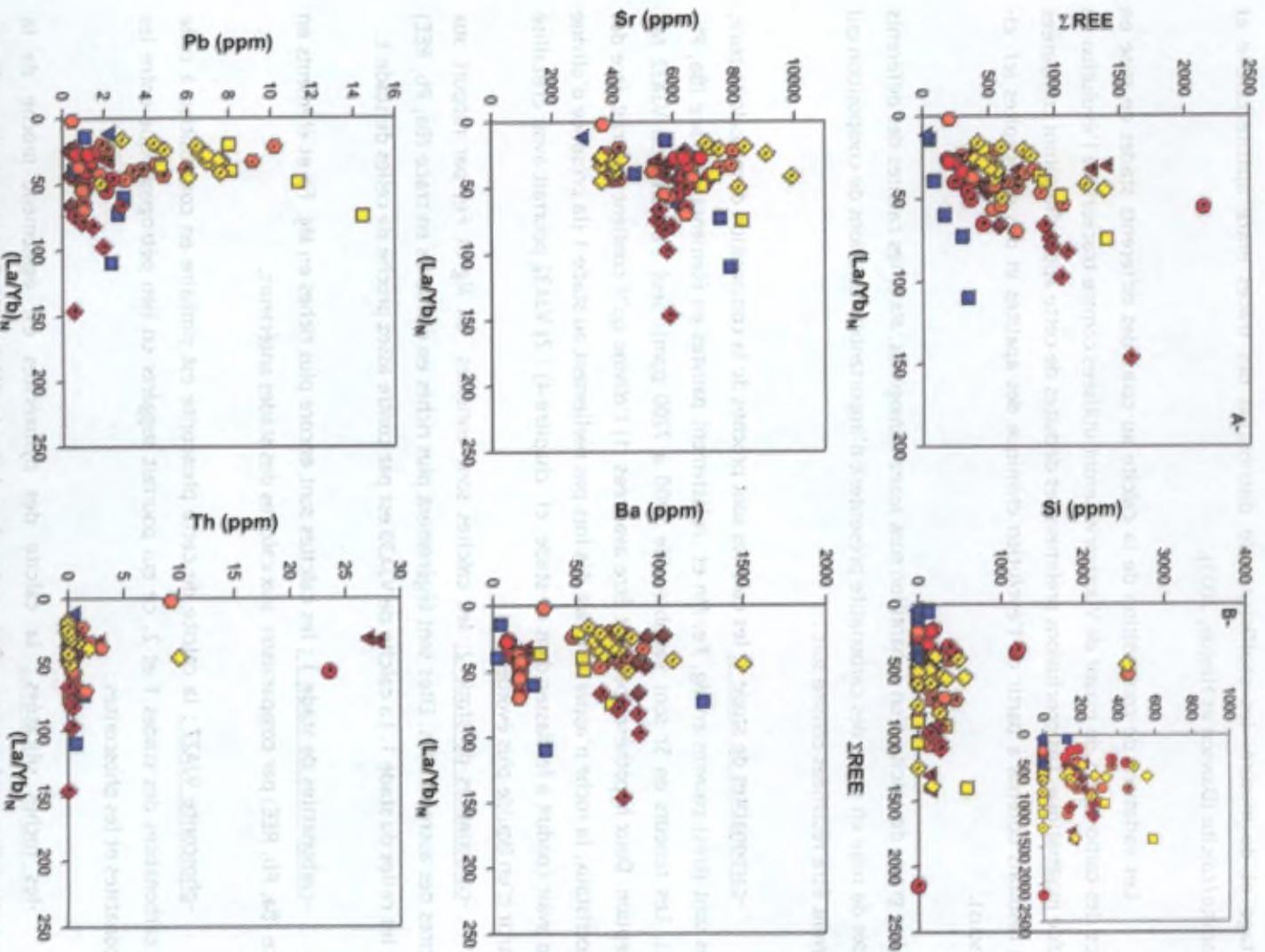


Figure 5.4. Diagrammes montrant l'évolution des teneurs en trace Sr, Ba, Si, Pb et Th en fonction du contenu global de terres rares (ΣREE) et du rapport $(La/Yb)_N$ des carbonates. La couleur du symbole correspond au type de roches (vert : roches ultrabasiques, cyan : gabbro ; rouge : carbonatite stade 1, orange : carbonatite stade 2, jaune : carbonatite stade 3, rouge foncé : phoscorite, jaune foncé : méla-syenite à feldspath alcalin et bleu : carbonatite stade 4).

traces de terres rares (ΣREE) et du rapport (La/Yb)_N des carbonates. La couleur du symbole correspond au type de roches (vert : roches ultrabasiques, cyan : gabbro ; rouge : carbonatite stade 1, orange : carbonatite stade 2, jaune : carbonatite stade 3, rouge foncé : phoscorite, jaune foncé : méla-syenite à feldspath alcalin et bleu : carbonatite stade 4).

structure de la calcite ne dépend pas de la teneur en Si du magma (on verra plus loin, par contre, que cette teneur en Si influence les coefficients de partage des terres rares entre apatite et liquide ; cf Watson et Green, 1980 ; Klemme et Dalpé, 2003). L'augmentation des teneurs en REE au cours de l'évolution des carbonatites est accompagnée d'une augmentation des teneurs en Mg, Ba, Mn et Pb. Cette évolution de composition est également observée dans les zonations des calcites des différents stades, à l'exception d'une partie des carbonatites de stade 1, qui présentent des apatites riches en REE (Tableau 5.2.). Le fractionnement de ces apatites a vraisemblablement contribué à appauvrir localement le liquide carbonatitique en REE.

Tableau 5.2. Tableau récapitulatif des zonations (cœur-bord) observées dans les grains de calcite des carbonatites de stade 1, 2, 3 et dans la phoscorite.

<u>Type lithologique</u>	<u>Eléments majeurs</u>	<u>Eléments en trace</u>
Carbonatite <u>stade 1</u>	Augmentation Mg et Mn	Augmentation Ba et Pb ; diminution REE
Carbonatite <u>stade 2</u>	Augmentation Mg et Mn	Augmentation Ba et REE
Carbonatite <u>stade 3</u>	Augmentation Mg et Mn	Augmentation Ba et REE
Phoscorite	Augmentation Mg et Mn	Augmentation REE, Si, Ba et Pb

Les calcites des carbonatites du massif de Vuoriyarvi, tous stades confondus, ont des teneurs en REE qui varient de 200 à 2200 ppm. Cette gamme de teneurs est comparable à celles des calcites d'autres massifs carbonatitiques (Oka, Alnö, Fen, Sokli, Sillinjärvi, Phalaborwa et Jacupiranga : Hornig-Kjarsgaard, 1998 ; Phalaborwa : Dawson et Hinton, 2003). Elles sont néanmoins nettement plus riches que les phénocristaux de calcite des carbonatites de Spitzkop analysés par Ionov et Harmer (2002) mais de composition équivalente aux calcites interstitielles de ce même complexe. La dolomite a cristallisé tardivement dans les carbonatites de stade 4 (VJA9), en association avec de la baryte et des carbonates de REE (type ancylite). Elle est plus pauvre en REE que la calcite mais plus riche en Ba. Cet appauvrissement en REE pourrait provenir soit de la cristallisation antérieure de calcite et/ou d'apatite, riches en REE, dans les carbonatites à calcite, soit de la cristallisation simultanée de carbonate de REE qui pomperait l'essentiel des terres rares.

Des géothermomètres basés sur le solvus du joint calcite-dolomite ont été mis au point par différents auteurs (Harker et Tuttle, 1955 ; Graf et Goldsmith, 1958 ; Jennings et Mitchell, 1969 ; Rice, 1977 ; Powell et al., 1984 ; Annovitz et Essene, 1987). La complexité des substitutions ioniques dans les carbonates naturels rend cependant problématique l'utilisation

des données expérimentales obtenues sur les termes purs calcite et dolomite. Les thermomètres actuels sont basés sur la solubilité de $MgCO_3$ dans la calcite en équilibre avec la dolomite à des températures comprises entre 400°C et 900°C, pour des pressions pouvant atteindre 24 kbar. L'évolution chimique observée dans les carbonatites de Vuoriyarvi est en contradiction avec les résultats expérimentaux des thermomètres. En effet, au plus la calcite est riche en $MgCO_3$, au plus elle a cristallisé à haute température. Hors les calcites des carbonatites de stade 1 de Vuoriyarvi sont plus pauvres en Mg que les calcites de stades ultérieurs. Toutefois, le thermomètre a pu être utilisé pour estimer les températures d'exsolution de dolomite dans la calcite des carbonatites de la péninsule de Kola : elles se situent entre 400-600°C (Zaitsev et Polezhaeva, 1994). Il faut aussi noter que les thermomètres classiquement utilisés pour les carbonates ne tiennent pas compte de la présence d'autres minéraux magnésiens comme l'olivine, le clinopyroxène et la phlogopite.

5.3. L'apatite

L'apatite est un minéral accessoire commun dans les roches magmatiques et métamorphiques. Elle peut être décrite par la formule générale $A_5(XO_4)_3Z$ (Sommerauer et Katz-Lehnert, 1985). Le site A contient les cations de grande taille (Ca^{2+} , Sr^{2+} , Pb^{2+} , Ba^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} , Fe^{2+} , REE^{3+} , Eu^{2+} , Cd^{2+} , Na^+) : il y a en fait deux sites cristallographiques distincts, l'un de coordination VII et l'autre de coordination IX. Le site X, de coordination IV, est essentiellement occupé par le P, sous la forme de PO_4^{3-} . Le P peut être localement remplacé par des cations, de petite taille, fortement chargés comme Si^{4+} , S^{6+} , C^{4+} , As^{5+} et V^{5+} . Le site Z est occupé par les halogénures (F^- et Cl^-) et par l'ion hydroxyle (OH^-).

L'apatite est l'un des principaux minéraux porteurs d'éléments en trace dans les roches étudiées, aussi bien dans les roches silicatées que dans les carbonatites les plus tardives. La distribution des éléments dans l'apatite est dès lors importante dans la compréhension de l'histoire magmatique et post-magmatique du massif de Vuoriyarvi. L'apatite est classiquement interprétée comme une phase au liquidus dans les liquides carbonatitiques (Eby, 1975; Le Bas and Handley, 1979; Eriksson et al., 1985; Le Bas, 1989; Walter et al., 1995; Gittins, 1989) et est connue pour cristalliser de manière continue dans les carbonatites (Hogarth et al., 1985; Hogarth, 1989; Gittins, 1989). Le fractionnement intensif d'apatite peut conduire à l'accumulation d'apatite, constituant des gisements potentiels dans les massifs carbonatitiques, sous forme de cumulats vrais à apatite (Kogarko, 1987) ou de phoscorite (Kapustin, 1980; Eriksson, 1989; Mariano, 1989).

La composition en éléments en trace de l'apatite peut être utile pour caractériser le magma à partir duquel elle a cristallisé (Le Bas et al., 1992; Stoppa et Liu, 1995; Ronsbo, 1989). Pour ce faire, on doit connaître les coefficients de partage des ces éléments en trace

entre l'apatite et le liquide carbonatitique. Ces coefficients de partage sont encore assez mal connus dans les systèmes carbonatitiques. Seuls quelques articles ont tenté d'estimer ces coefficients : ils conduisent à des conclusions contradictoires (Bühn et al., 2001 ; Klemme et Dalpé, 2003 ; Dawson et Hinton, 2003 ; Brassinnes et al., 2005). Ce dernier article intitulé "Magmatic evolution of the differentiated ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion of Vuoriyarvi (Kola Peninsula, Russia). A LA-ICP-MS study of apatite" rédigé dans le cadre de cette thèse de doctorat et publié dans la revue LITHOS (2005, Volume 85, 76-92) est repris à la section 5.4. Il discute des relations pétrogénétiques entre les apatites des pyroxénites, des ijolites et de quelques carbonatites. La discussion ci-dessous sert à caractériser l'évolution du magma carbonatitique au cours des différents stades de mise en place des carbonatites et de comparer la composition des apatites des roches silicatées à une plus large gamme de composition que celles disponibles dans l'article cité ci-dessus.

5.3.1. Structure pétrographique

L'apatite est présente dans les pyroxénites et les roches alcalines silicatées. Dans les premières, les cristaux d'apatite sont en général à tendance automorphe, bien qu'ils se localisent entre les grands grains tabulaires de diopside. Dans les roches alcalines silicatées de la série melteigite-ijolite-urtite, l'apatite apparaît sous la forme d'amas dans la matrice partiellement recristallisée riche en cancrinite ou sous la forme d'apatite trapue dans l'espace interstitiel entre les clinopyroxènes.

L'apatite peut être présente en proportion modale élevée dans les carbonatites et les phoscorites. Deux habitus ont été observés dans le massif de Vuoriyarvi : 1) en grains trapus, orientés ou non ; 2) en grains aciculaires dans des poches associées à des micas (partiellement résorbés) et à des pyrochlores secondaires.

5.3.2. Composition chimique

Les compositions chimiques sont reprises au Tableau 5.3. Les formules structurales des apatites ont été calculées sur base de 10 cations présents dans le site A. Nous n'avons pas pu nous baser sur l'occupation des sites X et Z car les teneurs en hydroxyle, en soufre et en carbone des apatites n'ont pas été déterminées. Le contenu en OH a été estimé selon l'équation $(F+Cl+OH)=2$. Il est à noter que cette équation ne prend pas en compte les substitutions éventuelles entre O^{2-} et OH^- (Young et Munson, 1966).

Les apatites analysées dans les roches du massif de Vuoriyarvi sont des hydroxy-fluorapatites et des fluorapatites, avec des teneurs en F variant de 0.6 à 2.2 a.p.m.e. (Figure

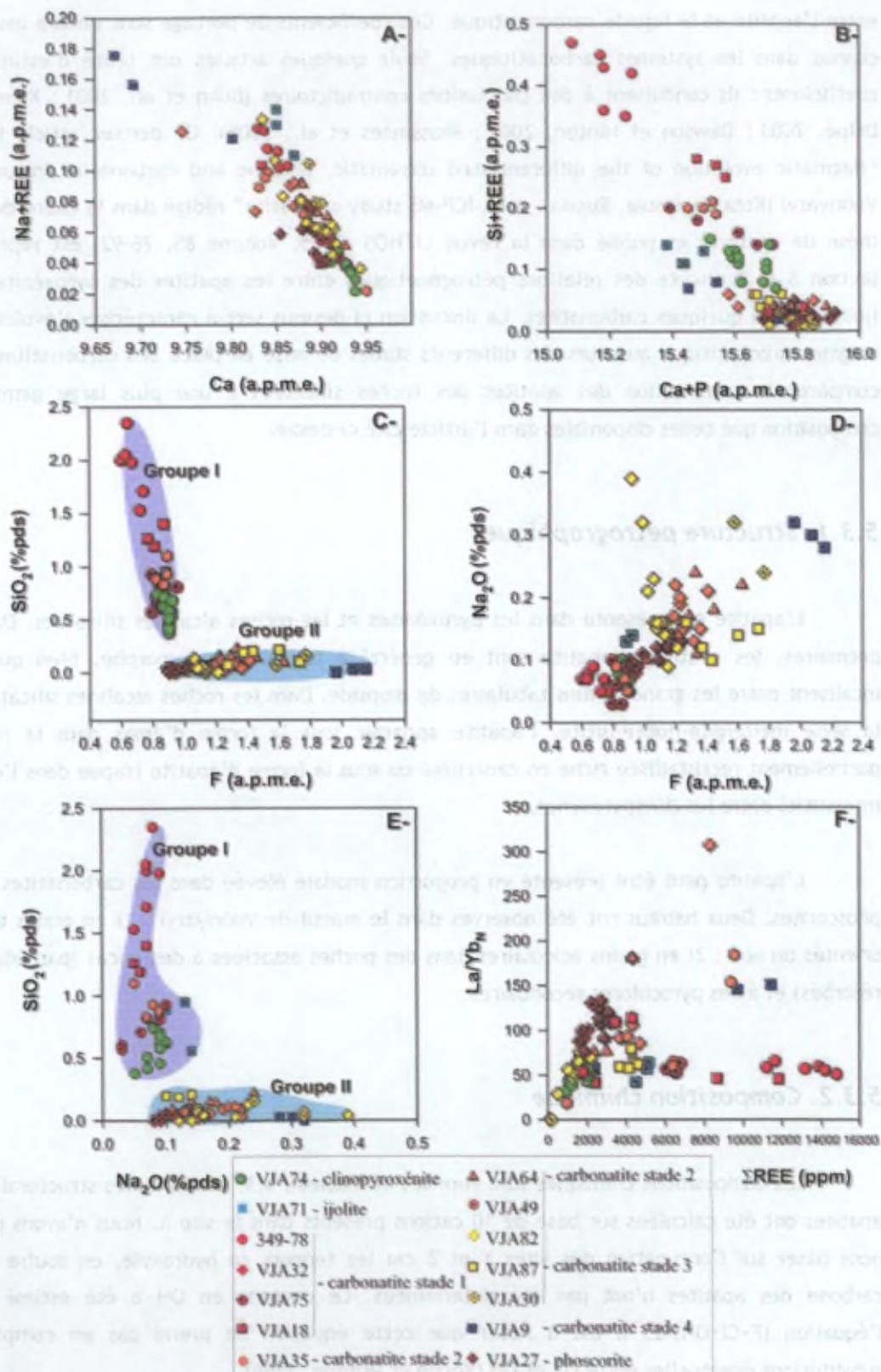


Figure 5.5. Diagrammes binaires montrant les variations de composition des apatites des différentes lithologies du massif de Vuoriyarvi. La couleur du symbole correspond au type de roches (vert : roches ultrabasiques, cyan : ijolite ; rouge : carbonatite stade 1, orange : carbonatite stade 2, jaune : carbonatite stade 3, rouge foncé : phoscorite, jaune foncé : méla-syénite à feldspath alcalin et bleu : carbonatite stade 4).

Tableau 5.3. Compositions en éléments majeurs (%poids) et en trace (ppm) des apatites de Vuoriyarvi.

N° éch.	VJA18	VJA18	VJA18	VJA32	VJA32	VJA32	VJA32	VJA32	VJA32
Litho. Pos.	Carb. 1. cœur	Carb. 1. cœur	Carb. 1. cœur	Carb. 1. bord	Carb. 1. cœur	Carb. 1. bord	Carb. 1. cœur	Carb. 1. cœur	Carb. 1. bord
SiO ₂	1.19	1.40	1.26	0.04	0.00	0.00	0.03	0.04	0.04
FeO	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.04	0.03	0.00	0.13	0.11	0.13	0.11	0.03	0.12
CaO	54.56	55.31	54.77	55.94	56.14	56.22	55.78	56.32	56.46
Na ₂ O	0.06	0.07	0.05	0.11	0.08	0.09	0.09	0.10	0.09
P ₂ O ₅	39.63	40.11	39.71	41.51	42.69	42.32	42.76	42.97	42.76
Cl	eld								
F	1.52	1.65	1.45	1.90	1.81	1.73	1.82	1.75	1.73
O=F	-0.64	-0.70	-0.61	-0.80	-0.76	-0.73	-0.77	-0.74	-0.73
O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	95.58	96.92	95.80	97.72	99.02	98.76	98.77	99.45	99.47
Sr	3241.8	5790.3	4005.0	3237.1	3081.6	3199.6	3285.6	3058.7	3404.8
Y	673.1	147.7	525.3	55.7	61.6	54.3	45.1	53.0	65.9
Ba	53.6	126.1	73.4	38.1	28.4	43.5	36.9	32.2	63.3
La	2323.0	492.4	1642.2	330.0	415.6	395.9	282.1	331.5	448.9
Ce	4720.4	935.0	3425.0	791.5	961.8	865.4	686.0	728.0	992.1
Pr	696.9	148.3	550.5	113.2	135.3	126.0	100.1	114.7	146.7
Nd	2790.5	569.3	2076.4	432.3	530.2	485.9	374.1	411.6	548.6
Sm	469.8	88.6	351.2	68.3	80.7	74.9	57.6	65.3	80.9
Eu	135.1	29.2	104.5	17.2	19.8	19.1	14.5	15.0	22.1
Gd	347.4	73.5	272.2	44.3	56.2	51.1	41.0	40.8	50.6
Dy	191.5	39.3	149.5	18.7	21.6	20.1	15.4	18.0	20.8
Ho	30.9	6.4	23.8	2.5	2.7	3.1	1.7	2.5	3.4
Er	63.7	14.1	46.5	4.6	5.6	5.0	3.1	5.2	5.5
Yb	34.7	8.1	24.2	2.5	2.2	2.7	2.2	2.3	2.4
Lu	3.9	1.0	2.5	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.3
Pb	10.0	2.6	6.9	1.5	1.4	1.3	1.3	1.6	2.1
Th	260.7	47.1	191.9	4.5	2.6	3.7	5.9	4.8	4.1
U	27.9	4.4	14.4	1.6	1.2	2.4	4.7	7.2	6.6
ΣREE	11808	2405	8669	1825	2232	2049	1578	1735	2322
(La/Yb) _N	45.4	41.4	46.1	90.9	130.2	100.8	87.8	99.3	128.5

*eld: en dessous des limites de détection.

Tableau 3.1. Composition en éléments majeurs (ppm) de six échantillons de carbides de

N° éch.	VJA75	VJA75	VJA75	VJA75	VJA75	VJA75	349-78	349-78	349-78	
Litho.	Carb. 1.									
Pos.	cœur	bord	cœur	cœur	bord	cœur	bord	cœur	cœur	
SiO ₂	0.83	0.57	0.93	0.71	0.81	0.61	2.35	1.53	1.98	
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	
CaO	56.04	56.14	56.24	55.50	55.90	56.16	54.91	55.14	55.27	
Na ₂ O	0.09	0.03	0.10	0.06	0.09	0.03	0.08	0.05	0.09	
P ₂ O ₅	40.11	41.41	39.60	40.55	40.05	41.68	36.78	38.38	38.04	
Cl	eld									
F	1.61	1.53	1.52	1.56	1.83	1.63	1.20	1.37	1.28	
O=F	-0.68	-0.64	-0.64	-0.66	-0.77	-0.68	-0.50	-0.57	-0.54	
O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	97.08	98.20	96.87	96.86	96.85	98.47	94.11	95.13	95.41	
Sr	3624.4	3601.1	3523.3	3453.1	3878.7	3517.3	2900.0	2989.7	2724.1	
Y	382.6	381.6	387.5	332.5	392.5	395.2	622.8	764.5	815.1	
Ba	18.3	17.5	42.5	17.9	22.4	18.9	38.0	32.7	32.5	
La	1410.9	1446.7	1454.1	1333.4	1590.5	1485.0	2335.0	2876.1	2961.7	
Ce	2714.9	2626.3	2814.5	2533.5	2791.5	2625.2	4549.2	5623.4	5798.4	
Pr	359.1	355.7	375.2	350.2	372.2	346.0	666.0	860.7	856.5	
Nd	1386.0	1323.2	1264.2	1233.4	1379.4	1326.3	2493.7	3091.0	3104.9	
Sm	237.0	227.2	238.4	203.6	231.5	230.5	423.3	518.0	516.4	
Eu	71.3	66.7	73.4	64.4	74.7	68.3	116.8	146.4	153.2	
Gd	176.1	172.0	173.9	151.4	180.5	176.8	316.3	377.3	398.1	
Dy	102.3	102.7	104.8	88.7	102.9	101.8	174.6	206.8	220.8	
Ho	16.2	15.3	15.2	14.4	16.7	15.4	26.0	30.6	32.6	
Er	33.1	30.3	32.6	29.0	32.2	30.4	52.4	63.7	68.5	
Yb	18.4	18.1	18.6	16.0	17.2	15.7	27.3	33.1	36.5	
Lu	2.1	1.8	1.8	1.6	2.0	1.7	3.2	3.9	4.2	
Pb	4.8	2.8	3.5	4.0	4.1	2.8	5.5	5.4	4.4	
Th	81.9	76.5	77.4	68.5	81.6	75.3	121.1	151.5	137.8	
U	28.4	35.7	30.3	34.2	36.7	41.3	30.4	43.0	40.8	
ΣREE	6527	6386	6567	6019	6791	6423	11184	13831	14152	
(La/Yb) _N	52.0	54.3	53.2	56.5	63.0	64.1	58.1	59.0	55.1	

N°éch.	349-78	349-78	349-78	VJA35	VJA35	VJA35	VJA35	VJA49	VJA49	
Litho.	Carb. 1.	Carb. 1.	Carb. 1.	Carb. 2.						
Pos.	cœur	cœur	bord	cœur	cœur	cœur	cœur	cœur	cœur	
SiO ₂	1.71	2.00	2.05	0.93	1.10	0.88	0.83	0.03	0.07	
FeO	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	
CaO	55.51	55.34	55.19	55.49	55.55	55.48	55.09	56.45	56.11	
Na ₂ O	0.07	0.07	0.07	0.08	0.05	0.09	0.07	0.16	0.13	
P ₂ O ₅	38.00	38.50	37.85	39.94	39.47	40.63	39.87	42.17	42.35	
Cl	eld									
F	1.42	1.15	1.19	1.69	1.68	1.57	1.65	2.43	2.53	
O=F	-0.60	-0.48	-0.50	-0.71	-0.71	-0.66	-0.69	-1.02	-1.07	
O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	95.39	95.91	95.16	96.44	96.17	97.08	95.93	98.81	98.70	
Sr	2517.0	2891.3	2954.4	4766.2	2777.3	7114.9	6599.9	4419.8	4180.2	
Y	631.7	763.0	864.4	321.0	106.9	239.0	241.1	115.0	104.3	
Ba	27.2	31.6	35.0	116.2	204.0	80.3	43.0	18.2	22.4	
La	2455.7	2758.2	3087.6	1327.2	161.2	1903.4	1905.6	808.9	609.9	
Ce	4773.9	5343.9	6018.4	2594.8	365.2	4065.8	4051.6	1805.7	1496.5	
Pr	672.4	806.5	910.0	406.7	56.1	622.8	599.6	278.7	219.6	
Nd	2585.7	2903.6	3247.6	1439.2	217.9	2250.5	2135.4	1015.4	814.1	
Sm	432.7	486.6	559.4	232.5	46.1	319.3	308.0	163.3	134.2	
Eu	122.8	145.8	152.4	65.0	16.0	79.9	81.4	41.8	35.5	
Gd	309.7	347.6	391.1	165.7	39.2	195.9	195.9	103.7	87.6	
Dy	171.9	202.4	230.9	87.9	28.0	78.3	76.7	39.9	35.7	
Ho	28.3	29.9	36.5	13.2	4.6	10.5	11.0	6.3	5.6	
Er	49.2	61.4	75.2	25.2	9.4	19.2	18.2	12.6	9.0	
Yb	25.6	33.0	41.5	15.1	5.8	7.0	8.4	4.8	3.8	
Lu	2.6	3.8	4.7	1.3	0.7	0.7	0.8	0.4	0.2	
Pb	4.2	4.1	4.8	5.8	2.3	1.9	2.2	1.6	1.2	
Th	131.6	135.1	151.9	131.9	49.3	3.1	3.1	8.5	12.3	
U	34.2	41.0	44.8	11.2	4.8	0.0	0.0	0.0	0.0	
ΣREE	11630	13123	14755	6374	950	9553	9393	4282	3452	
(La/Yb) _N	65.3	56.8	50.5	59.9	18.8	184.3	153.5	113.4	109.0	

N° éch.	VJA49	VJA64	VJA64							
Litho.	Carb. 2.									
Pos.	bord	cœur	cœur	bord	cœur	cœur	cœur	cœur	cœur	
SiO ₂	0.04	0.09	0.11	0.03	0.11	0.02	0.06	0.09	0.15	
FeO	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MnO	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MgO	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	
CaO	55.90	56.25	54.60	55.74	56.42	56.03	56.22	55.92	56.21	
Na ₂ O	0.15	0.19	0.20	0.22	0.21	0.15	0.17	0.22	0.17	
P ₂ O ₅	42.35	42.25	42.21	42.24	41.48	42.40	41.90	41.94	42.95	
Cl	eld									
F	2.61	2.38	2.31	2.32	2.74	2.42	2.29	3.13	2.48	
O=F	-1.10	-1.00	-0.97	-0.98	-1.15	-1.02	-0.96	-1.32	-1.05	
O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	98.47	98.79	97.22	98.33	98.22	98.65	98.34	98.17	99.47	
Sr	4859.7	4210.8	4840.8	9739.9	4048.1	8934.3	4321.1	2992.1	2431.5	
Y	116.8	126.3	156.6	151.5	125.0	147.8	123.2	113.0	110.7	
Ba	26.5	22.6	32.5	3716.4	32.8	966.2	30.9	139.4	12.7	
La	799.8	786.4	790.8	1932.8	669.3	620.1	728.9	594.0	425.5	
Ce	1874.4	1873.6	1873.5	3066.1	1563.1	1492.0	1741.4	1239.4	992.3	
Pr	277.3	287.1	283.5	466.4	246.6	215.8	265.7	172.3	140.4	
Nd	1018.0	998.9	1220.7	2173.6	910.3	889.7	960.5	701.5	549.5	
Sm	158.3	152.1	210.7	335.6	151.8	170.9	159.0	118.2	98.6	
Eu	41.6	44.6	53.9	78.8	43.2	47.2	41.8	31.7	27.2	
Gd	95.8	103.3	149.0	191.3	94.3	129.3	92.6	78.4	76.5	
Dy	40.3	44.4	63.6	65.6	45.5	56.8	43.7	37.9	40.6	
Ho	5.8	6.0	8.7	8.4	6.1	7.4	6.4	5.3	5.3	
Er	10.3	9.9	14.4	11.9	12.0	11.5	10.4	9.7	10.0	
Yb	3.0	5.1	6.3	4.3	5.0	4.6	5.3	5.3	5.3	
Lu	0.5	0.4	0.5	0.6	0.6	0.6	0.5	0.5	0.4	
Pb	1.4	1.6	2.3	5.4	2.0	9.5	1.9	3.6	2.2	
Th	5.5	12.7	30.0	38.6	24.4	32.0	31.7	33.3	35.0	
U	0.1	0.1	1.7	18.3	0.2	12.6	0.4	0.4	0.7	
ΣREE	4325	4312	4675	8335	3748	3646	4056	2994	2371	
(La/Yb) _N	180.4	105.8	85.1	307.1	91.2	91.6	92.6	76.3	54.4	

N° éch.	VJA64	VJA64	VJA64	VJA64	VJA64	VJA30	VJA30	VJA82	VJA82	
Litho.	Carb. 2.	Carb. 3.	Carb. 3.	Carb. 3.	Carb. 3.					
Pos.	bord	cœur	cœur	bord	cœur	cœur	cœur	cœur	bord	
SiO ₂	0.14	0.09	0.22	0.06	0.15	0.07	0.16	0.03	0.05	
FeO	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.08	
MgO	0.04	0.00	0.04	0.00	0.04	0.03	0.05	0.00	0.00	
CaO	56.10	56.68	55.99	56.06	56.62	55.14	55.24	55.61	56.03	
Na ₂ O	0.18	0.11	0.24	0.10	0.14	0.32	0.24	0.21	0.16	
P ₂ O ₅	42.01	42.57	42.37	41.90	42.74	42.06	41.40	41.80	42.27	
Cl	eld									
F	2.78	2.59	2.56	1.94	2.36	2.99	3.35	1.94	2.03	
O=F	-1.17	-1.09	-1.08	-0.82	-0.99	-1.26	-1.41	-0.82	-0.85	
O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	98.45	99.45	98.86	98.20	99.68	97.62	97.17	97.65	98.59	
Sr	2384.8	2390.8	2189.1	2656.6	2413.8	236.1	193.2	2224.3	3341.5	
Y	95.0	84.0	81.4	104.2	80.5	17.5	18.7	65.3	68.3	
Ba	12.4	16.6	17.6	12.1	12.7	7.3	10.2	34.0	89.9	
La	425.4	387.1	323.9	544.6	304.5	8.0	8.6	295.1	365.4	
Ce	993.3	939.4	781.0	1178.5	740.6	5.8	6.7	602.1	716.6	
Pr	150.0	146.3	126.8	178.4	117.2	5.9	5.2	86.0	102.5	
Nd	556.5	562.3	460.8	704.0	447.5	32.6	30.5	302.4	362.4	
Sm	97.4	95.3	81.4	115.7	77.7	14.4	14.6	48.1	57.3	
Eu	26.0	24.4	21.1	33.3	19.9	8.8	8.4	13.9	15.8	
Gd	66.4	58.5	57.3	74.8	51.7	23.8	36.7	37.0	38.0	
Dy	31.0	28.0	26.7	38.6	28.0	13.6	20.8	19.8	21.1	
Ho	4.6	4.1	4.2	5.4	3.4	3.9	3.6	3.3	3.3	
Er	7.7	8.1	6.9	9.0	7.5	11.8	9.5	6.6	6.3	
Yb	3.9	4.0	2.9	4.1	3.9	14.6	23.6	3.9	3.5	
Lu	0.4	0.4	0.3	0.5	0.3	3.1	3.5	0.3	0.4	
Pb	1.4	2.2	1.5	1.1	1.7	5.8	5.7	2.8	4.8	
Th	14.4	42.8	29.0	11.4	26.7	3.5	2.8	11.2	12.6	
U	0.4	1.4	1.0	0.1	0.8	1.9	2.4	0.9	1.0	
ΣREE	2362	2258	1893	2887	1802	146	172	1419	1693	
(La/Yb) _N	75.0	65.0	75.7	90.7	53.1	0.4	0.2	51.1	70.8	

N° éch.	VJA82									
Litho.	Carb. 3.									
Pos.	cœur	bord	cœur	bord	cœur	cœur	bord	cœur	cœur	
SiO ₂	0.07	0.04	0.00	0.13	0.03	0.03	0.05	0.00	0.04	
FeO	0.11	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	
MnO	0.00	0.00	0.07	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MgO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	
CaO	56.25	56.01	56.30	56.42	56.65	56.07	56.64	56.37	56.50	
Na ₂ O	0.15	0.39	0.14	0.23	0.09	0.16	0.16	0.12	0.16	
P ₂ O ₅	42.27	42.19	42.24	42.60	42.56	42.41	42.93	42.53	42.30	
Cl	eld									
F	2.07	1.77	2.17	2.05	2.21	2.16	2.16	2.33	2.08	
O=F	-0.87	-0.74	-0.91	-0.86	-0.93	-0.91	-0.91	-0.98	-0.88	
O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	98.85	98.63	98.75	99.62	99.33	98.68	99.86	99.05	99.00	
Sr	2336.3	3220.6	2218.0	2482.2	2213.2	2500.5	2495.4	3448.2	2510.8	
Y	74.5	63.9	55.1	65.8	57.5	68.9	66.3	58.7	79.0	
Ba	15.7	311.2	19.7	62.6	11.8	23.4	15.5	454.6	21.9	
La	353.0	328.7	259.9	304.2	246.2	327.1	323.2	242.1	442.5	
Ce	727.0	667.7	536.6	608.9	529.8	687.8	653.3	419.4	939.1	
Pr	100.7	87.5	76.5	85.8	79.3	99.0	96.1	60.3	132.1	
Nd	373.0	307.5	274.5	308.2	288.0	359.6	351.4	217.7	479.1	
Sm	57.5	49.0	47.0	50.9	45.7	57.4	55.4	34.1	72.1	
Eu	15.8	13.7	12.3	13.8	12.1	15.3	15.6	8.9	20.0	
Gd	42.2	33.5	33.7	33.3	33.4	40.0	37.5	23.4	52.4	
Dy	18.7	18.6	17.1	20.5	19.3	20.9	22.0	14.5	25.6	
Ho	3.2	2.9	2.6	3.0	3.0	3.6	3.0	2.4	4.0	
Er	5.9	6.0	6.0	6.0	6.7	6.4	5.3	5.3	7.4	
Yb	3.7	3.5	3.8	3.5	3.2	2.9	3.4	2.9	4.4	
Lu	0.4	0.4	0.3	0.4	0.3	0.4	0.5	0.5	0.4	
Pb	1.9	9.9	1.2	2.8	1.8	2.3	1.9	8.6	3.1	
Th	14.0	11.2	9.2	12.6	13.7	10.9	11.8	6.1	22.6	
U	0.9	0.7	1.9	1.0	0.9	0.3	0.6	0.8	3.0	
ΣREE	1701	1519	1270	1438	1267	1620	1567	1032	2179	
(La/Yb) _N	65.3	64.5	46.9	59.1	52.7	75.7	64.9	55.8	69.0	

N°éch.	VJA82	VJA87	VJA87	VJA87	VJA87	VJA87	VJA9	VJA9	VJA9
Litho.	Carb. 3.	Carb. 4.	Carb. 4.	Carb. 4.					
Pos.	bord	cœur	cœur	bord	cœur	cœur	cœur	cœur	cœur
SiO ₂	0.03	0.21	0.20	0.19	0.10	0.07	0.00	0.03	0.03
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.10
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	55.84	56.21	56.25	56.41	56.00	56.02	54.14	54.56	54.48
Na ₂ O	0.32	0.14	0.10	0.12	0.15	0.16	0.32	0.30	0.28
P ₂ O ₅	42.07	42.24	41.40	41.82	41.81	41.64	41.52	41.90	40.99
Cl	eld								
F	1.91	3.08	2.76	2.64	3.32	2.43	3.67	3.95	4.10
O=F	-0.80	-1.29	-1.16	-1.11	-1.40	-1.02	-1.55	-1.66	-1.72
O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	98.26	98.84	97.95	98.56	98.05	97.89	96.07	96.79	95.87
Sr	4279.9	3948.9	3915.6	4666.9	4635.8	4428.9	5659.4	15848.2	14198.3
Y	35.9	168.0	209.3	165.5	206.7	184.4	190.2	315.8	327.4
Ba	787.0	14.2	15.7	102.4	19.7	14.8	1515.7	884.7	794.7
La	143.3	745.4	859.9	809.8	910.1	790.8	314.4	2469.7	1885.1
Ce	211.4	1522.6	1845.5	1881.2	1935.6	1731.9	981.4	4769.6	4095.6
Pr	25.4	223.2	271.2	262.6	273.8	256.3	140.3	704.8	589.8
Nd	86.6	816.1	982.7	931.2	1046.8	942.8	521.8	2573.9	2252.6
Sm	13.1	139.0	155.9	146.1	171.9	152.9	124.2	386.2	364.7
Eu	3.9	38.2	43.1	41.9	48.5	41.2	48.1	104.2	96.9
Gd	9.8	97.0	113.7	99.4	106.4	104.5	124.9	254.9	250.0
Dy	7.0	50.8	58.5	52.1	61.5	54.1	70.4	114.1	114.1
Ho	1.4	7.6	8.9	7.8	9.2	8.5	10.1	14.6	15.0
Er	3.4	15.2	17.5	13.3	17.4	19.9	14.9	26.0	26.2
Yb	3.4	8.6	9.0	7.0	10.0	9.3	3.7	11.1	8.8
Lu	0.4	0.7	0.9	0.8	0.8	1.1	2.0	1.1	1.0
Pb	12.4	1.4	2.0	2.1	1.7	1.8	13.6	3.0	2.4
Th	0.4	20.1	25.8	19.2	30.8	22.8	27.0	12.0	8.9
U	0.1	1.2	1.5	0.9	1.8	1.1	2.9	0.2	0.2
ΣREE	509	3664	4367	4253	4592	4113	2356	11430	9700
(La/Yb) _N	28.8	59.1	64.6	79.0	61.8	57.6	58.0	151.0	145.6

N° éch.	VJA27	VJA74	VJA74	VJA74							
Litho.	Phosc.	Pyrox.	Pyrox.	Pyrox.							
Pos.	cœur	cœur	cœur	cœur	bord	bord	bord	cœur	cœur	bord	
SiO ₂	0.05	0.05	0.03	0.07	0.06	0.05	0.08	0.75	0.74	0.63	
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MgO	0.04	0.00	0.20	0.06	0.05	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	
CaO	55.43	55.62	55.32	55.94	55.56	56.16	55.95	56.21	56.45	56.56	
Na ₂ O	0.12	0.10	0.12	0.14	0.15	0.12	0.13	0.08	0.08	0.10	
P ₂ O ₅	42.76	42.66	41.65	42.16	42.11	42.73	42.55	41.44	40.82	40.96	
Cl	eld										
F	2.17	2.08	2.06	2.26	2.12	2.23	2.38	1.68	1.60	1.67	
O=F	-0.91	-0.87	-0.87	-0.95	-0.89	-0.94	-1.00	-0.71	-0.67	-0.70	
O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	98.39	98.42	97.31	98.35	97.92	99.13	98.75	98.48	98.08	98.25	
Sr	4204.7	3902.9	4027.0	3937.5	3964.7	4985.4	3622.1	9.244	9.244	9.244	
Y	84.3	78.3	76.0	74.1	71.6	83.5	74.2	0.341	0.341	0.341	
Ba	32.6	26.6	151.7	27.4	27.8	27.1	29.9	1.41	1.41	1.41	
La	597.3	514.3	519.5	489.5	492.5	609.2	492.6	2.227	2.227	2.227	
Ce	1335.5	1164.6	1147.6	1111.1	1108.7	1428.4	1160.7	4.531	4.531	4.531	
Pr	197.8	167.0	168.5	162.7	171.0	205.2	178.4	0.553	0.553	0.553	
Nd	732.6	652.9	627.9	634.1	615.1	709.8	660.7	2.416	2.416	2.416	
Sm	116.0	100.0	100.3	95.7	101.4	112.0	103.2	0.391	0.391	0.391	
Eu	30.3	29.3	25.1	26.7	25.1	31.4	26.0	0.10	0.10	0.10	
Gd	67.5	66.3	63.6	60.8	64.6	71.6	62.5	0.23	0.23	0.23	
Dy	29.9	24.6	28.5	28.6	27.4	34.2	26.8	0.09	0.09	0.09	
Ho	4.1	3.5	3.8	3.2	3.6	3.8	3.7	0.01	0.01	0.01	
Er	6.9	6.7	6.9	5.7	5.6	6.8	6.1	0.02	0.02	0.02	
Yb	3.4	3.3	3.3	2.9	2.7	3.8	2.5	0.01	0.01	0.01	
Lu	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.5	0.3	0.00	0.00	0.00	
Pb	1.7	1.0	2.4	0.9	1.5	1.5	2.1	0.00	0.00	0.00	
Th	8.3	6.3	9.2	6.8	7.1	3.9	10.2	0.03	0.03	0.03	
U	0.2	0.1	1.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.00	0.00	0.00	
ΣREE	3122	2733	2695	2621	2618	3217	2724	12.24	12.24	12.24	
(La/Yb) _N	119.2	106.2	106.7	113.1	124.5	107.7	132.9	0.40	0.40	0.40	

N° éch.	VJA74	VJA71	VJA71										
Litho.	Pyrox.	ljolite	ljolite										
Pos.	bord	bord	cœur	bord	bord	cœur	bord	cœur	cœur	cœur	cœur	bord	
SiO ₂	0.62	0.82	0.71	0.58	0.68	0.46	0.38	0.42	0.51	0.89	0.56		
FeO	0.12	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.05		
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05		
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
CaO	56.50	56.47	56.29	56.57	56.17	56.49	56.51	56.74	56.67	55.79	54.93		
Na ₂ O	0.09	0.07	0.09	0.09	0.09	0.09	0.05	0.07	0.07	0.10	0.14		
P ₂ O ₅	41.17	40.26	40.74	41.72	40.71	40.90	41.68	41.57	41.62	39.93	40.68		
Cl	eld												
F	1.68	1.68	1.67	1.75	1.76	1.73	1.73	1.73	1.74	1.66	1.77		
O=F	-0.71	-0.71	-0.70	-0.74	-0.74	-0.73	-0.73	-0.73	-0.73	-0.70	-0.74		
O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Total	98.51	97.62	97.95	98.99	97.64	97.94	98.66	98.79	98.86	97.86	97.43		
Sr													
Y													
Ba													
La													
Ce													
Pr													
Nd													
Sm													
Eu													
Gd													
Dy													
Ho													
Er													
Yb													
Lu													
Pb													
Th													
U													
ΣREE													
(La/Yb) _N													

cf. article Lithos

5.5.). Les apatites aciculaires que l'on trouve dans des poches et en association avec des micas partiellement résorbés Certaines apatites peuvent présenter des teneurs en F supérieures aux limites stœchiométriques de la formule générale (2 a.p.m.e.) ; ce type d'apatite est connu dans la littérature, elles sont généralement riches en ions CO_3^{2-} (Piccoli et Candela, 2002).

Les apatites forment deux groupes distincts de composition : l'un riche en Si (0.4-2.5 %pds SiO_2) et pauvre en Na (0.03-0.1 a.p.m.e.) et F (0.6-1 a.p.m.e.) tandis que l'autre est riche en Na (jusque 0.4 %poids Na_2O) et F (1-2.2 a.p.m.e.) et pauvre en Si (<0.3 %pds ; Figure 5.5. et 5.6.).

Hogarth et al. (1988) ont défini 5 schémas de substitution ionique qui contrôlent le chimisme de l'apatite. Les deux principaux schémas impliqués dans les apatites des carbonatites sont :

- la substitution de type *belovite* : $2\text{Ca}^{2+} \leftrightarrow \text{Na}^+ + \text{REE}^{3+}$
- la substitution de type *britholite* : $\text{Ca}^{2+} + \text{P}^{5+} \leftrightarrow \text{REE}^{3+} + \text{Si}^{4+}$

Les apatites de Vuoriyarvi ont été reportées dans les diagrammes binaires traduisant ces deux substitutions (Figure 5.5.a et b). L'alignement observé pour la substitution *belovite* apparaît meilleur que celui de la substitution *britholite* mais les corrélations sont significatives dans les deux cas ($r^2 = 0.74$ et 0.78 respectivement).

Les gammes des teneurs en traces dans l'apatite de la clinopyroxénites VJA74 sont assez larges : 1183-3753 ppm REE, 2935-4224 ppm Sr, 0.08-0.10 %poids Na_2O , 0.38-0.82 %poids SiO_2 , 0.83-0.92 a.p.m.e. F (hydroxy-fluorapatite), 5.2-16.8 ppm Ba. Les cristaux d'apatite sont en général zonées avec des cœurs riches en REE et en Sr. L'apatite en agrégat au sein de la matrice cancrinitique de l'ijolite VJA71 est pratiquement non zonée (SiO_2 : 0.56-0.92 %poids ; Na_2O : 0.10-0.14 %poids ; F : 0.86-0.92 a.p.m.e. ; Sr : 4371-5614 ppm ; REE : 9176-11477 ppm ; Ba : 12-30 ppm).

L'apatite des carbonatites de stade 1 (349-78, VJA18 et VJA75) est riche en Si (2.4-0.5 %pds SiO_2) et pauvres en Na (0.02-0.1 %pds Na_2O ; groupe I). Par contraste, l'apatite de la carbonatite VA32 est pauvre en Si (= 0%) et en REE (ΣREE : 2000 ppm) ce qui la rapproche des apatites de stades 2 et 3 (groupe II). L'apatite a des teneurs moyennes en F (0.6-1.0 a.p.m.e.), le contenu en éléments en trace varie de 2500-4000 ppm de Sr et 20-105 ppm de Ba (Figure 5.6.). Les spectres de terres rares normalisés aux chondrites des apatites sont enrichis en terres rares légères (La_N : 9000-10000), avec un rapport $(\text{La}/\text{Yb})_N$ moyen de 50. Elles sont riches en terres rares (ΣREE : 2000-16000 ppm) et présentent de petites anomalies négatives en Ce (Figure 5.7. et 5.8.). Seule l'apatite de VJA32 est significativement plus pauvre en REE, avec

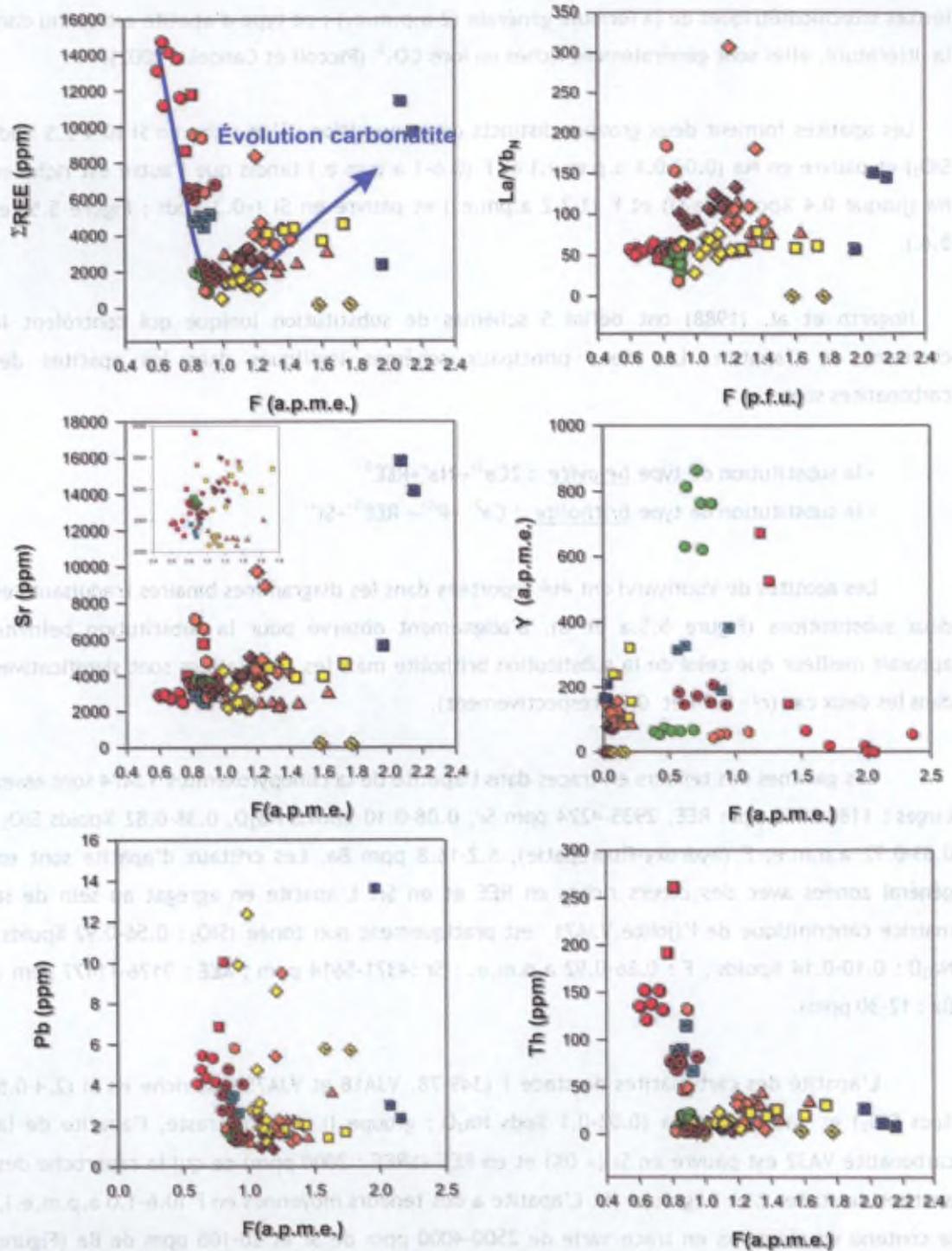


Figure 5.6. Diagrammes binaires montrant les variations des teneurs en éléments en trace en fonction du contenu en F des différentes lithologies étudiées. La couleur du symbole correspond au type de roches (vert : roches ultrabasiqes, cyan : ijolite ; rouge : carbonatite stade 1, orange : carbonatite stade 2, jaune : carbonatite stade 3, rouge foncé : phoscorite, jaune foncé : méla-syenite à feldspath alcalin et bleu : carbonatite stade 4).

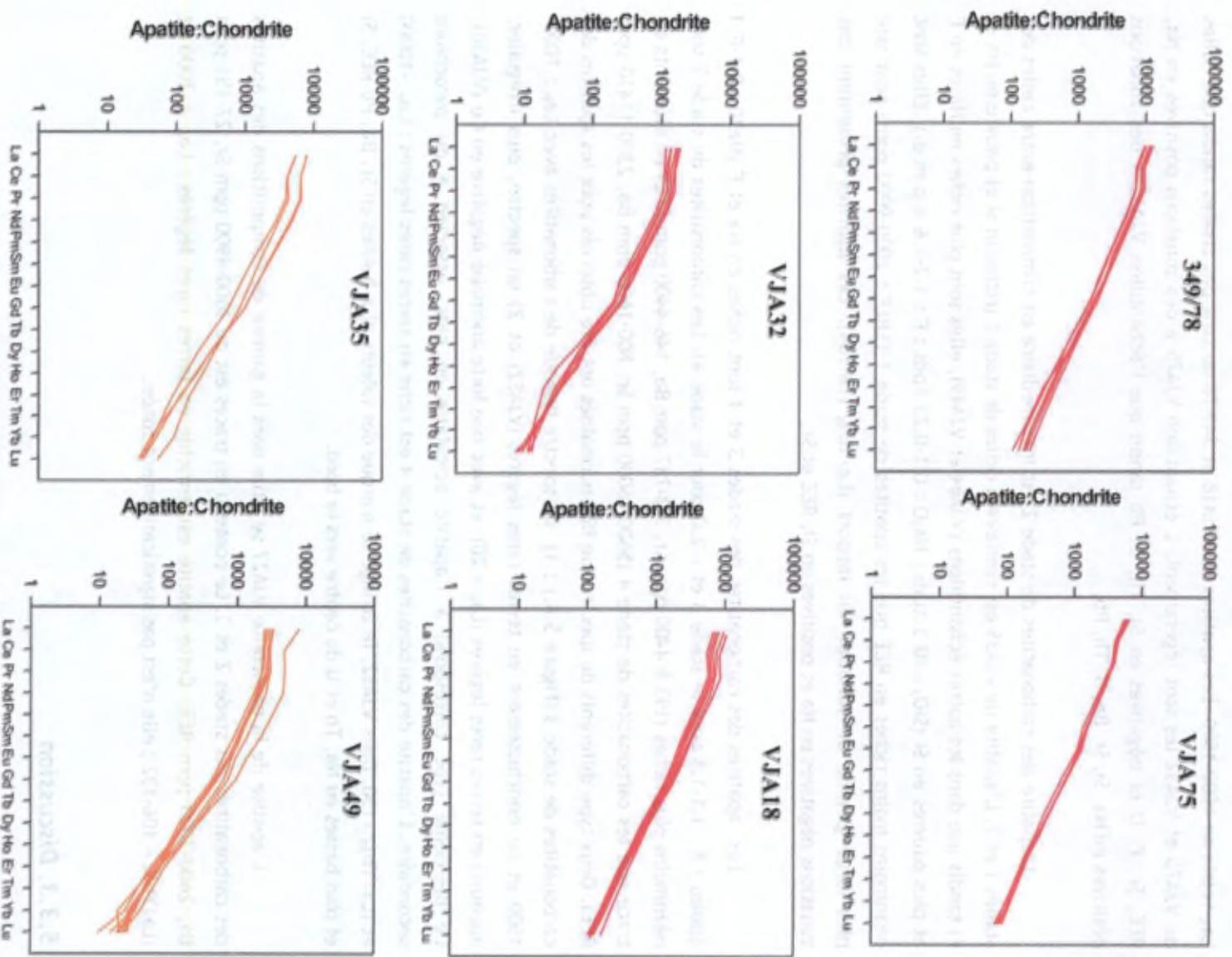


Figure 5.7. Spectres d'abondances des terres rares normalisées aux chondrites pour les apatites des carbonatites des stade 1 (rouge) et 2 (orange). Valeurs de normalisation de McDonough et Sun (1995). Chaque profil correspond à 1 analyse.

La_N voisin de 1000-1500. Les apatites de VJA18 et 349-78 ne sont pas zonées tandis que celles de VJA75 et VJA32 les sont légèrement. L'échantillon VJA75 a des zonations positives en Na, REE, Sr, F, U et négatives en Si, Th, et Pb tandis que l'échantillon VJA32 a des zonations positives en Na, Si, Sr, Ba, U, Th, Pb.

L'apatite des carbonatites de stade 2 est intermédiaire en composition entre celles des stades 1 et 2. L'apatite de VJA35 est similaire à celles de stade 1 (riche en Si et pauvre en Na et F) tandis que dans les autres échantillons (VJA64 et VJA49), elles sont plus riches en Na et en F et plus pauvres en Si (SiO_2 : <0.3 %pds ; Na_2O : 0.1-0.23 %pds ; F : 1.2-1.6 a.p.m.e.). Elles sont néanmoins moins riches en REE que les apatites de stade 1 (ΣREE : 2000-9000 ppm) pour une plus large gamme de variation du rapport $(La/Yb)_N$ (18-184). Les apatites présentent des zonations négatives en Na et positives en Si, REE et Sr.

Les apatites des carbonatites des stades 3 et 4 sont riches en Na et F (Na_2O : 0.1-0.4 %poids ; F : 1.1-1.8 pour le stade 3 et > 2.0 pour le stade 4). Les carbonatites de stade 3 sont néanmoins plus riches (193 à 4400 ppm Sr, 7.3-787 ppm Ba, 146-4400 ppm REE) en éléments en trace que les carbonatites de stade 4 (5600-16000 ppm Sr, 800-1600 ppm Ba, 2300-11430 ppm REE). Deux type différents de spectres de REE normalisés ont été observés pour les apatites des carbonatites de stade 3 (Figure 5.8.) : 1) un spectre typique de carbonatites avec La_N : 1000-1500 et un enrichissement en terres rares légères (VJA82) et 2) un spectre, plus irrégulier, appauvri en terres rares légères ($La_N = 20$) et avec une forte anomalie négative en Ce (VJA30). Ce deuxième type correspond à l'apatite aciculaire en nids, associée à du pyrochlore secondaire. L'apatite des carbonatites de stade 4 est riche en terres rares légères : $La_N = 10000$ et $(La/Yb)_N = 150$. Dans VJA82, le zonage se marque des valeurs plus hautes en Sr, Ba, Pb REE, Si et plus basses en Na, Th et U du centre vers le bord.

L'apatite de la phoscorite VJA27 se situe dans la gamme de compositions des apatites des carbonatites des stades 2 et 3. Le contenu en traces est de 3600-4900 ppm Sr, 27-151 ppm Ba, 2600-3000 ppm REE. Cette apatite est enrichie en terres rares légères : $La_N = 2000$ et $(La/Yb)_N = 106-132$; elle n'est pas significativement zonée.

5.3.3. Discussion

Comme nous l'avons vu précédemment, l'apatite est une phase au liquidus dans les systèmes carbonatitiques. Elle se retrouve indifféremment dans les carbonatites précoces et dans les carbonatites tardives (Hogarth et al., 1985 ; Hogarth, 1989 ; Gittins, 1989). La faible viscosité et la faible densité des magmas carbonatitiques favorisent l'accumulation des minéraux au liquidus, comme la calcite, l'apatite et les silicates de magnésium (Wolff, 1994 ; Minarik et Watson, 1995).

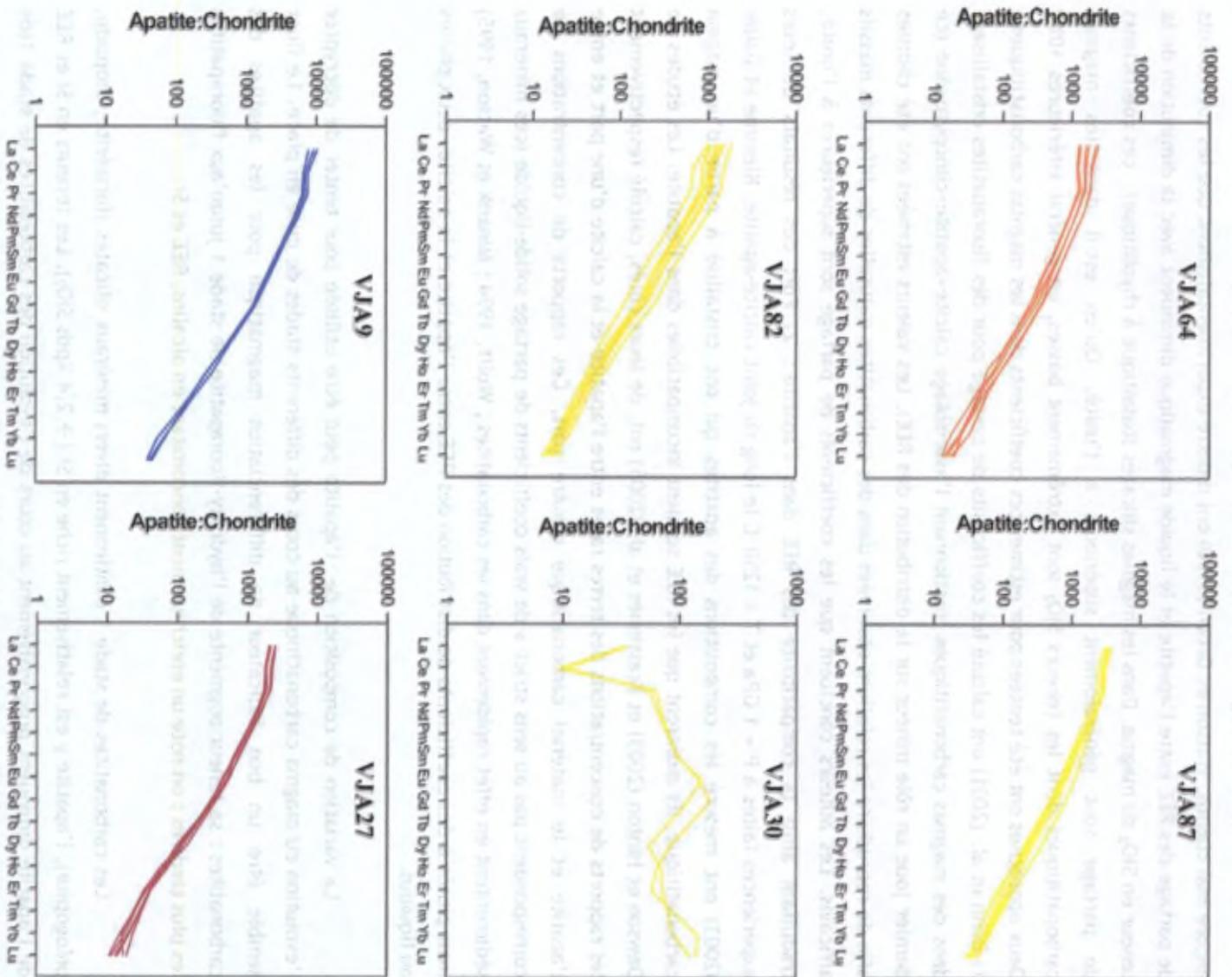


Figure 5.8. Spectres d'abondances des terres rares normalisées aux chondrites pour les apatites des carbonatites de stade 2 (orange), 3 (jaune), 4 (bleu) et de la phosphorite VJA27 (rouge foncé). Valeurs de normalisation de McDonough et Sun (1995). Chaque profil correspond à une analyse.

Les coefficients de partage entre apatite et liquide carbonatitique sont malheureusement encore mal connus. Watson et Green (1980) ont montré expérimentalement que les coefficients de partage des REE entre l'apatite et le liquide magmatique diminuent avec la diminution de la teneur en SiO_2 du magma. Dans les magmas silicatés (basaltique à rhyolitique), ces coefficients de partage sont généralement supérieurs à l'unité. Qu'en est-il dans les magmas carbonatitiques dont les teneurs SiO_2 sont extrêmement basses, en général inférieures 10% ? Deux approches ont été tentées pour estimer ces coefficients dans les magmas carbonatitiques : 1) Bühn et al. (2001) ont calculé les coefficients de partage pour des fluorapatites cristallisant dans des magmas carbonatitiques fractionnant l'assemblage calcite+apatite+clinopyroxène (ce dernier joue un rôle mineur sur la distribution des REE). Les valeurs estimées ont été choisies afin de reproduire les relations observées dans des carbonatites naturelles de différents massifs africains. Les auteurs concluent que les coefficients de partage sont supérieures à l'unité, traduisant ainsi la compatibilité des REE dans l'apatite ; 2) Fort des résultats de leurs expériences faites à $P = 1 \text{ GPa}$ et $T = 1250^\circ\text{C}$ le long du joint calcite-apatite, Klemme et Dalpé (2003) ont mesuré les compositions des apatites qui ont cristallisé à partir d'un magma carbonatitique. Ils montrent que les REE seraient incompatibles dans l'apatite. Les études de Dawson et Hinton (2003) et Brassinnes et al. (2005) ont, de leurs côtés, calculé respectivement les rapports de concentrations des terres rares entre l'apatite et la calcite d'une part et entre l'apatite et le matériel carbonatitique d'autre part. Ces rapports de concentrations ne correspondent pas au sens strict à de vrais coefficients de partage solide-liquide (ces minéraux sédimentent en effet rapidement dans les carbonatites ; Wolff, 1994 ; Minarik et Watson, 1995) mais plutôt à des coefficients de distribution des REE entre l'apatite et la calcite, deux phases au liquidus.

La variation de composition de l'apatite peut être utilisée pour tenter de décrypter l'évolution du magma carbonatitique au cours des différents stades de mise en place. Le fluor semble être un bon indicateur de différenciation magmatique pour les apatites des carbonatites : sa teneur augmente de l'hydroxy-fluorapatite de stade 1 jusqu'aux fluorapatites les plus tardives ; on note un enrichissement concomitant en alcalins, REE et Sr.

Les carbonatites de stade 1 contiennent divers minéraux silicatés (forstérite, diopside, phlogopite), l'apatite y est relativement riche en Si ($\rightarrow 2.4 \text{ \% pds } \text{SiO}_2$). Les teneurs en Si et REE de l'apatite diminuent progressivement au cours de l'évolution des carbonatites de stade 1 (de 2.4 %poids pour à environ 0 et de 16000 à 2000 ppm REE) ; elles sont anticorrélées au F (points rouges du groupe I ; Figure 5.5.). Cette diminution du contenu en REE peut s'expliquer de deux manières : 1) le coefficient de partage des REE entre l'apatite et le magma (et/ou le coefficient de partage global de l'assemblage fractionné) est supérieur à 1 et le liquide s'appauvrit progressivement en REE ; 2) comme nous l'avons vu précédemment, l'incorporation des terres rares dans l'apatite est fortement contrôlée par la teneur en Si du liquide magmatique. Au plus le liquide est riche en Si, au plus le coefficient de partage du Si entre l'apatite et le magma

sera élevé et au plus l'apatite pourra incorporer des REE, pour l'équilibre de charges, suivant la substitution isomorphique de type britholite, $\text{Ca}^{2+} + \text{P}^{5+} \leftrightarrow \text{REE}^{3+} + \text{Si}^{4+}$. La cristallisation de phases silicatées dans les carbonatites les plus primitives (forstérite, diopside et phlogopite) a vraisemblablement appauvri le liquide résiduel en silicium et de ce fait, limité l'incorporation des REE dans l'apatite.

L'apatite des carbonatites des stades 2 et 3 est pauvre en Si (< 0.1 %pds SiO_2 ; cf groupe II Figure 5.5.), elle montre une évolution opposée aux apatites riches en Si, à savoir une augmentation des teneurs en REE (cette tendance évolutive a déjà été observée par Rimskaya-Korsakova et al. 1979, dans Hogarth 1989). L'augmentation des teneurs en REE du magma carbonatitique pourrait être expliquée de deux manières : 1) les terres rares seraient incompatibles dans l'apatite, comme le suggèrent les études expérimentales de Waston et Green (1981) et de Klemme et Dalpé (2003) : les coefficients de partage des REE entre apatite et magma diminuent avec la teneur en SiO_2 décroissante du magma (Tableau 5.4.a). Au vu des valeurs extrêmement faibles en Si du liquide carbonatitique, ces coefficients de partage pourraient être inférieurs à 1 ; 2) le coefficient de partage global pour l'assemblage fractionné (apatite+calcite principalement) pourrait être inférieur à 1, même si les coefficients pour l'apatite sont supérieurs à 1. La calcite a en effet des coefficients de partage pour les REE inférieures à l'unité (Bühn et al., 2001) et la proportion modale d'apatite ($\leq 10\%$) est largement inférieure à celle de la calcite ($\approx 90\%$).

L'apatite aciculaire de la carbonatite de stade 3 (VJA30) présente des concentrations en éléments majeurs qui se situe dans la tendance générale mais les teneurs en REE sont faibles et le spectre montre un enrichissement en REE lourdes et une anomalie négative en Ce. Cette apatite aciculaire est associée à un mica (partiellement résorbé), une amphibole fibreuse mouvant les poches à apatites et du pyrochlore secondaire (remplis d'inclusions de calcite) ce qui suggère une origine secondaire.

Si les coefficients de partage des éléments entre un minéral au liquidus et son magma sont connus (soit expérimentalement soit pour des roches similaires), il est possible de calculer la composition du magma à l'équilibre à partir de la composition de ce minéral. Les apatites des carbonatites des stades 2 et 3 de Vuoriyarvi présentent des teneurs en Si et Na similaires aux apatites obtenues expérimentalement par Klemme et Dalpé (2003). Il semble dès lors judicieux de tenter de calculer les teneurs en REE du liquide en équilibre avec ces apatites. Compte tenu de la large gamme de teneurs en REE des apatites (ΣREE variant de 2000 à 16000 ppm), le contenu total en REE des liquides à l'équilibre est lui aussi très variable : il se situe entre 1000 ppm à 29000 ppm pour des gammes de variation de $(\text{La}/\text{Yb})_N$ de 16-354. Ces teneurs élevées en REE estimées pour les liquides pourraient correspondre aux « Rare Earth carbonatite pegmatites » décrites par Wall et al. (2001) dans les massifs de Khibiny, Ozernaya et Vuoriyarvi dans lesquels on trouve des minéraux de REE comme la burbankite (6.12 %poids La_2O_3 et 8.15

%poids Ce_2O_3), ou la calcio-burbankite ($7.12 La_2O_3$ et $9.24 Ce_2O_3$; Wall et Zaitsev, 2004). Le contenu en REE des apatites est systématiquement supérieur à celui de la roche totale correspondante. Si les coefficients de partage de Klemme et Dalpé (2003) sont applicables au massif de Vuoriyarvi, l'apatite devrait être plus pauvre en terres rares que le liquide avec lequel elle est à l'équilibre ($D < 1$). Hors les roches totales de Vuoriyarvi sont systématiquement plus pauvres en REE que l'apatite qu'elle contient (cf chapitre 6), elles ne peuvent dès lors pas correspondre à un liquide figé mais plus vraisemblablement à un cumulat d'apatite + calcite +/- silicates. Les liquides en équilibre avec les roches cumulées pourraient correspondre aux carbonatites tardives riches en fluorocarbonate de REE.

5.4. Magmatic evolution of the differentiated ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion of Vuoriyarvi (Kola Peninsula, Russia). A LA-ICP-MS study of apatite” LITHOS 2005, Volume 85, 76-92 (une copie est jointe en fin de chapitre).

5.5. Distribution élémentaire des REE entre la calcite et l'apatite

Cette section sera consacrée à la comparaison des évolutions du contenu en éléments en trace dans les deux minéraux principaux des carbonatites, à savoir la calcite et l'apatite.

Pour rappel, l'évolution chimique de la calcite des carbonatites est caractérisée par une augmentation du contenu en REE (567 ppm en moyenne dans les carbonatites de stade 1 à 723 ppm en moyenne dans les carbonatites de stade 3) au cours de la différenciation, cette augmentation est non seulement visible d'un stade à stade de mise en place à l'autre mais aussi à l'échelle des cristaux zonés de carbonate. Seuls les carbonates des carbonatites de stade 1, à apatite riche en REE, présentent de légères zonations opposées avec des bords plus pauvres en REE. La somme des REE est corrélée positivement au rapport $(La/Yb)_N$. L'évolution chimique de l'apatite des carbonatites peut être subdivisée en deux tendances distinctes : 1) les apatites de stade 1, riches en Si (de 0.4 à 2.4 %pds SiO_2), présentent une diminution importante du contenu en REE (15000 à 6000 ppm) corrélée à la diminution en SiO_2 ; 2) les apatites pauvres en SiO_2 (<0.3 %pds SiO_2), des stades ultérieurs, par contre présentent un net enrichissement en REE au cours des stades successifs de mise en place.

Dans un stade donné de mise en place, la calcite et l'apatite présentent le même style d'évolution suggérant l'existence d'un équilibre (local) entre ces deux phases. Les moyennes des teneurs en trace des apatites et des calcites associées ont été calculées pour l'ensemble

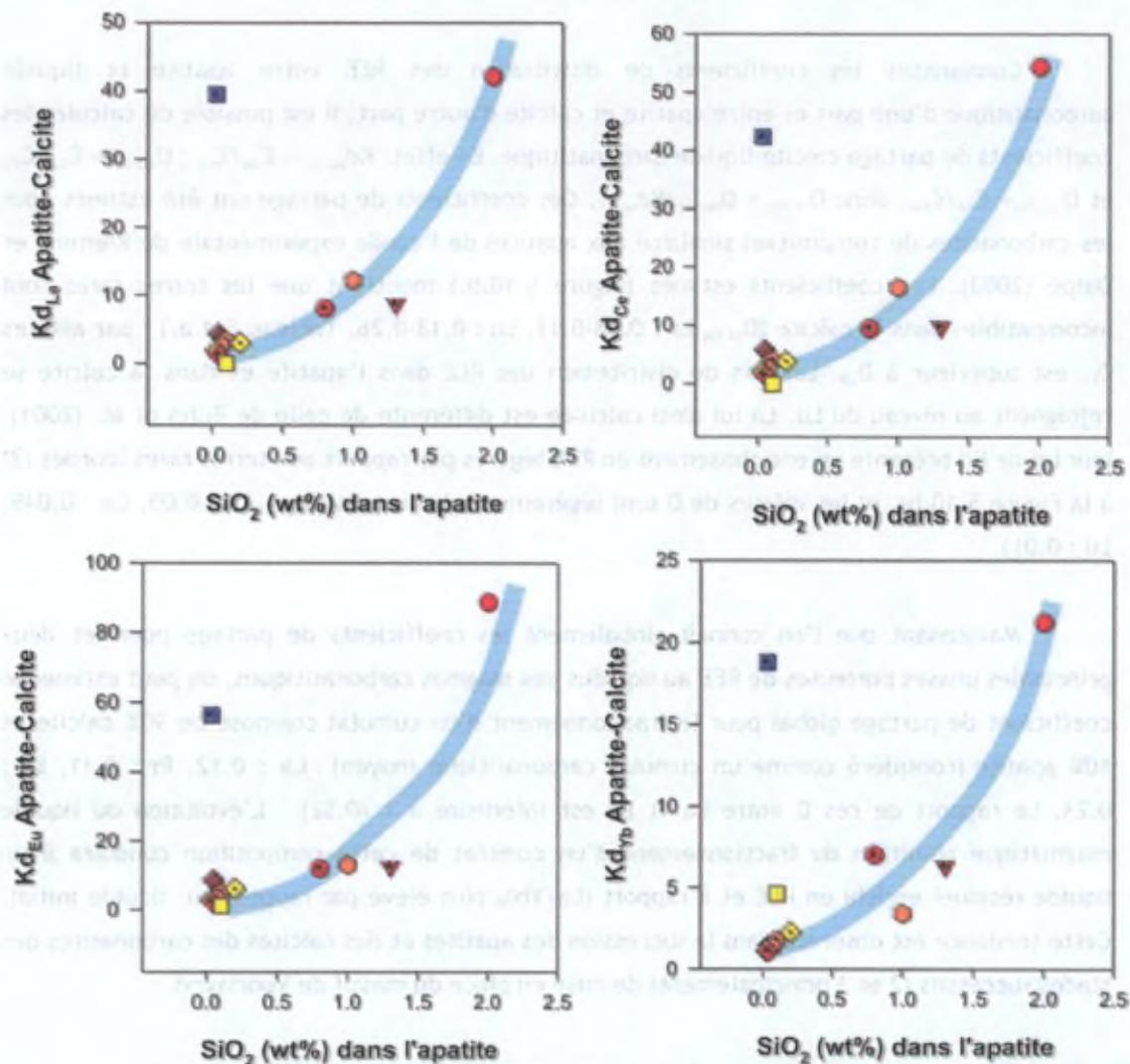


Figure 5.9. Variations des coefficients de distribution (Kd) de quelques REE entre apatite et calcite en fonction du contenu en SiO₂ de l'apatite (rouge: carbonatite stade 1, orange: carbonatite stade 2, jaune: carbonatite stade 3, bleu: carbonatite stade 4 et rouge foncé: phosphorite).

des échantillons. Les coefficients de distribution K_d des REE entre apatite et calcite ont été calculés en divisant les teneurs en REE de l'apatite par celles de la calcite (Tableau 5.4.b.). Ces coefficients de distribution sont corrélés à la teneur en SiO₂ de l'apatite (Figure 5.9.). Pour les apatites riches en SiO₂ (>0.8 %poids), les Kd sont élevés (K_d La : 8-42, Ce : 9-54, Pr : 13-81) tandis que pour les apatites pauvres en SiO₂ (<0.8 %poids), les Kd sont significativement plus bas (K_d La = 2, Ce = 4, Pr = 5). La carbonatite de stade 4 (VJA9) n'obéit pas à cette tendance générale ; elle a des valeurs élevées de Kd pour une teneur faible en Si. Les Kd ont été reportés en fonction du numéro atomique de l'élément à la Figure 5.10.a. On y observe un très léger enrichissement des REE intermédiaires dans l'apatite par rapport à la calcite. Pour comparaison, les coefficients de distribution apatite-calcite de la carbonatite de Phalaborwa (Dawson et Hinton, 2003) ont été reportés : ils se situent dans le domaine des Kd apatite-calcite des carbonatites des stades 2 et 3 de Vuoriyarvi.

Connaissant les coefficients de distribution des REE entre apatite et liquide carbonatitique d'une part et entre apatite et calcite d'autre part, il est possible de calculer les coefficients de partage calcite-liquide carbonatitique. En effet, $Kd_{ap-cc} = C_{ap}/C_{cc}$; $D_{ap-liq} = C_{ap}/C_{liq}$ et $D_{cc-liq} = C_{cc}/C_{liq}$, donc $D_{cc-liq} = D_{ap-liq}/Kd_{ap-cc}$. Ces coefficients de partage ont été estimés pour les carbonatites de composition similaire aux apatites de l'étude expérimentale de Klemme et Dalpé (2003). Les coefficients estimés (Figure 5.10.b.) montrent que les terres rares sont incompatibles dans la calcite (D_{cc-liq} La : 0.08-0.11, Lu : 0.18-0.26, Tableau 5.4.a.) ; par ailleurs D_{Lu} est supérieur à D_{La} . Les lois de distribution des REE dans l'apatite et dans la calcite se rejoignent au niveau du Lu. La loi ainsi calculée est différente de celle de Bühn et al. (2001), leur loi de Kd présente un enrichissement en REE légères par rapport aux terres rares lourdes (3^* à la Figure 5.10.b), et les valeurs de D sont légèrement plus basses (D_{ap-liq} La : 0.05, Ce : 0.045, Lu : 0.01).

Maintenant que l'on connaît globalement les coefficients de partage pour les deux principales phases porteuses de REE au liquidus des magmas carbonatitiques, on peut estimer le coefficient de partage global pour le fractionnement d'un cumulat composé de 90% calcite et 10% apatite (considéré comme un cumulat carbonatitique moyen) : La : 0.12, Pr : 0.11, Lu : 0.23. Le rapport de ces D entre La et Lu est inférieure à 1 (0.52). L'évolution du liquide magmatique résultant du fractionnement d'un cumulat de cette composition conduira à un liquide résiduel enrichi en REE et à rapport $(La/Yb)_N$ plus élevé par rapport au liquide initial. Cette tendance est observée dans la succession des apatites et des calcites des carbonatites des stades successifs (2 et 3 principalement) de mise en place du massif de Vuoriayrvi.

Tableau 5.4.a. Coefficients de partage des terres rares pour l'apatite et la calcite vis-à-vis d'une basanite et des liquides carbonatitiques.

		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Y	Er	Yb	Lu
Watson and Green (1981)	Ap./basan.	2.6	-	-	-	4.5	-	-	4.0	-	-	-	1.8	-
Bühn et al. (2001)	Ap./C. liq.	0.9-1.5	1.8-2.5	2.4-3.4	2.8-4.5	3.6-6.5	4.1-7.1	4.5-7.5	5.1-8.1	5.4-8.4	-	5.6-8.7	6.0-9.5	6.2-10
Bühn et al. (2001)	Cc./ C. liq.	0.1	0.0	0.04	-	0.029	-	0.023	-	-	-	-	-	0.01
Klemme and Dalpé (2003)	Ap./C. liq	0.23-0.33	0.19-0.40	0.31-0.45	-	0.43-0.55	-	0.0.49-0.58	-	-	-	-	-	0.23-0.34
Cette étude	Cc./ C. liq.	0.08-0.11	0.05-0.12	0.06-0.09	-	0.08-0.11	-	0.11-0.13	-	-	-	-	-	0.18-0.26

Ap. : apatite, Cc: calcite, basan: basanite, C. liq.: liquide carbonatitique.

Tableau 5.4.b. Coefficients de distribution apatite-calcite pour les carbonatites du massif de Vuoriyari.

Kd Ap/Cc	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
VJA18	8.7	9.7	13.8	12.5	12.2	12.5	11.2	9.9	9.5	8.8	6.3	5.4
VJA32	1.3	1.6	2.4	2.3	2.6	2.3	2.7	2.1	1.9	1.6	1.1	1.0
VJA75	8.1	9.5	12.5	11.5	11.6	12.1	10.9	10.0	9.2	7.9	7.0	5.7
349-78	42.1	54.4	81.2	71.4	75.0	88.9	61.4	53.4	42.2	36.3	21.2	17.0
VJA35	12.2	16.5	23.5	20.4	16.5	13.1	12.0	7.5	6.2	5.0	3.4	2.4
VJA49	2.6	2.6	3.5	3.1	3.3	3.3	3.1	2.5	2.4	2.0	1.4	1.2
VJA64	3.3	4.0	5.5	5.1	5.1	4.8	4.6	3.6	3.0	2.5	1.8	1.4
VJA30	0.1	0.0	0.2	0.2	0.6	1.3	1.7	1.4	1.8	2.1	4.6	6.2
VJA82	2.0	2.3	3.1	2.8	3.0	2.9	2.6	2.2	2.0	1.6	1.1	1.1
VJA87	3.1	3.9	5.5	5.1	6.0	6.2	5.7	5.0	4.4	3.7	2.3	1.7
VJA9	39.5	42.4	53.0	50.5	50.5	56.5	56.6	49.5	52.0	37.9	18.8	20.0
VJA27	4.3	5.8	9.0	8.5	8.9	8.5	7.3	4.8	3.4	2.4	1.4	1.2

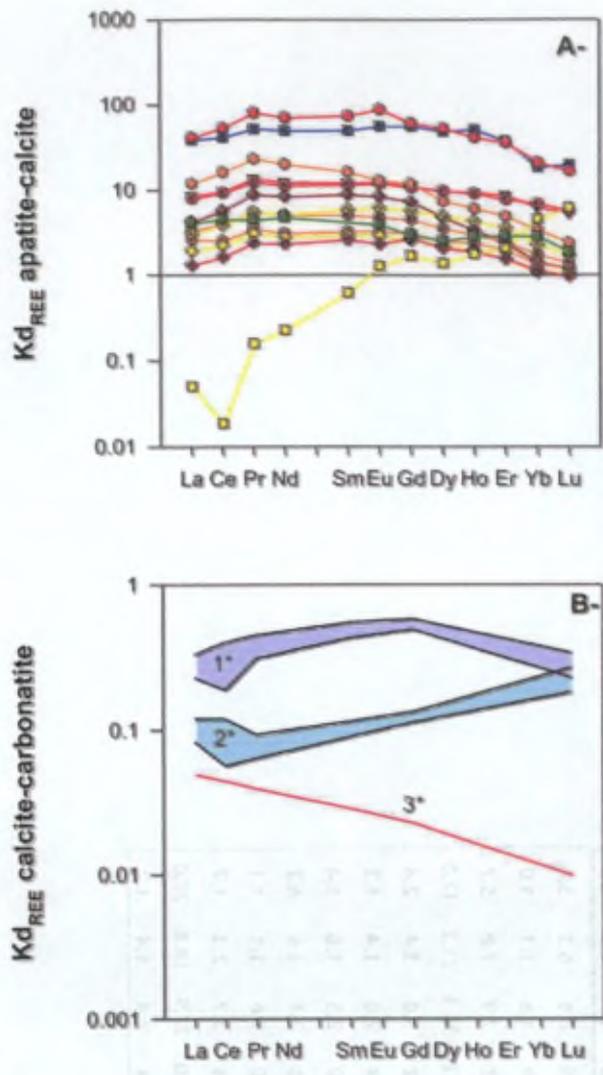


Figure 5.10. A. Coefficients de distribution K_d des terres rares entre apatite et calcite pour les carbonatites du massif de Vuoriyarvi. Le spectre vert correspond aux coefficients de distribution de Dawson et Hinton (2003) pour le massif de Phalaborwa. B. Coefficients de distribution apatite-liquide carbonatitique et calcite-liquide carbonatitique.

- 1* Coefficients de partage REE expérimentaux entre apatite et liquide carbonatitique (1GPa, 1250 °C; Klemme et Dalpé, 2003)
- 2* Cette étude, coefficients de partage calcite-carbonatite déduits des coefficients de distribution apatite-calcite et des coefficients de partage apatite-calcite de Klemme et Dalpé (2003)
- 3* Coefficients de partage calcite-carbonatite estimés par Bühn et al. (2001).

5.6. Les micas

5.6.1. Introduction

Les micas sont largement présents dans les différentes lithologies du massif de Vuoriyarvi, des roches ultrabasiques aux carbonatites les plus tardives. Dans les carbonatites, les micas peuvent être d'origine magmatique ou métasomatique (Le Bas et al., 1987 ; McCormick et Le Bas, 1996).

La formule générale d'un mica est $X_2Y_{4-6}Z_8O_{20}(OH, F)_4$. Les micas sont subdivisés en micas di-octaédrique et tri-octaédrique sur base de l'occupation du site Y respectivement par 4 et 6 cations. De nombreuses substitutions ioniques ont été observées dans les micas (Bailey, 1984). Le site X contient principalement les alcalins et alcalino-terreux (K, Na, Ca, Ba, Rb, Cs), le site Y contient Al, Mg, Fe^{2+} , Mn, Cr, Ti, Li alors que le site Z est principalement occupé le Si et Al. Les micas des carbonatites et des roches alcalines en général peuvent également contenir Fe^{3+} et Ti^{4+} dans le site Z, en remplacement de Si.

Les analyses de micas sont reprises au Tableau 5.5.

La formule structurale des micas a été calculée sur base de 22O. La proportion de Fe^{3+} a été obtenue sur base d'un équilibre de charges et la proportion de Fe^{3+} en site tétraédrique ($^{IV}Fe^{3+}$) a été calculée à partir de la relation $8-(Si+^{IV}Al)$. Les micas qui n'ont pas assez de Si et Al pour atteindre la valeur stœchiométrique de 8 dans le site Z peuvent incorporer du Fe^{3+} (ou du Ti) afin de combler ce déficit : ces micas sont qualifiés de tétraferriphlogopite. Ce mica est facilement identifiable grâce à son pléochroïsme inversé (Faye et Hogarth, 1969).

5.6.2. Rappel sur les structures pétrographiques

Les micas des roches ultrabasiques sont généralement de teinte verte ; ils apparaissent en grains interstitiels dans les cumulats de type clinopyroxénite mais, localement, ils peuvent se développer au détriment de clinopyroxène en cours de déstabilisation.

Dans les roches alcalines silicatées, la biotite a tendance à remplacer le diopside en contact avec la matrice à grains fins de cancrinite.

Tableau 5.5. Compositions en poids d'oxydes et formules structurales des micas des roches du massif de Vuoriyarvi.

N° éch.	VJA60	VJA60	VJA60	VJA60	VJA45	VJA72	VJA73	VJA45	VJA45	VJA60	VJA73	
Litho.	Pyrox.	Pyrox.	Pyrox.	Pyrox.	Pyrox.	Pyrox.	Pyrox.	Pyrox.	Pyrox.	Pyrox.	Pyrox.	
Pos.	cœur	cœur	cœur	cœur	cœur	cœur	cœur	bord	cœur	cœur	cœur	
SiO ₂	37.49	37.87	37.87	37.81	37.16	38.49	38.38	39.86	41.63	39.89	38.92	
TiO ₂	2.30	2.33	2.26	1.98	1.16	1.82	1.62	1.06	0.20	2.07	1.40	
Al ₂ O ₃	14.94	15.10	14.85	15.15	15.60	13.14	12.59	14.32	13.36	16.41	12.33	
FeO	5.86	6.00	6.48	5.93	9.21	9.47	11.17	7.12	5.89	6.13	11.04	
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.19	0.18	0.11	0.05	0.07	
MgO	21.89	22.44	22.33	22.52	20.36	20.88	19.46	22.75	24.44	24.46	20.65	
CaO	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.04	0.03	0.03	0.04	0.02	
Na ₂ O	1.48	1.52	1.51	1.48	1.50	1.24	0.97	2.14	1.98	1.65	0.92	
K ₂ O	8.52	8.56	8.42	8.63	8.35	8.71	9.01	7.71	7.83	8.10	8.78	
F	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	na	
Cl	1.00	2.00	3.00	4.00	5.00	6.00	7.00	0.00	0.00	0.02	0.00	
O=F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
O=Cl	-0.23	-0.45	-0.68	-0.90	-1.13	-1.35	-1.58	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	93.30	95.37	96.04	96.59	97.33	98.45	98.86	95.18	95.47	98.82	94.14	
Z	Si	5.52	5.50	5.52	5.51	5.50	5.69	5.76	5.71	5.89	5.47	5.77
	^{IV} Al	2.48	2.50	2.48	2.49	2.50	2.29	2.22	2.29	2.11	2.53	2.16
	Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.07
X	K	1.60	1.59	1.57	1.61	1.58	1.64	1.72	1.41	1.41	1.42	1.66
	Na	0.42	0.43	0.43	0.42	0.43	0.35	0.28	0.59	0.54	0.44	0.26
	Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Y	^{VI} Al	0.12	0.09	0.07	0.12	0.22	0.00	0.00	0.12	0.11	0.13	0.00
	Mg	4.81	4.86	4.85	4.90	4.49	4.60	4.35	4.86	5.15	5.00	4.56
	Fe	0.72	0.73	0.79	0.72	1.14	1.15	1.38	0.85	0.70	0.70	1.30
	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
	Ti	0.26	0.25	0.25	0.22	0.13	0.20	0.18	0.11	0.02	0.21	0.16
	OH	3.75	3.51	3.26	3.01	2.75	2.50	2.22	4.00	4.00	4.00	4.00
	F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Cl	0.25	0.49	0.74	0.99	1.25	1.50	1.78	0.00	0.00	0.00	0.00
	Mg#	0.87	0.87	0.86	0.87	0.80	0.80	0.76	0.85	0.88	0.88	0.77

N° éch.	VJA71	VJA18	VJA18	VJA18	VJA18	VJA18	VJA18	VJA18	VJA18	349-78	
Litho.	ljolite	Carb.1	Carb.1	Carb.1	Carb.1	Carb.1	Carb.1	Carb.1	Carb.1	Carb.1	
Pos.	cœur	cœur	bord	cœur	bord	bord	cœur	cœur	bord	bord	
SiO ₂	37.13	38.97	38.95	38.97	38.61	39.89	38.73	40.47	38.48	38.43	
TiO ₂	2.12	0.54	0.47	0.59	0.44	0.53	0.60	0.35	0.81	0.00	
Al ₂ O ₃	12.01	14.67	14.41	14.49	14.83	13.68	14.68	13.30	14.64	14.86	
FeO	16.44	5.44	4.71	4.83	4.86	4.04	5.08	4.20	5.61	4.49	
MnO	0.58	0.13	0.17	0.13	0.14	0.11	0.28	0.19	0.30	0.00	
MgO	14.67	23.95	24.46	24.21	24.07	25.06	24.02	26.40	23.86	23.92	
CaO	0.16	0.00	0.07	0.03	0.12	0.10	0.00	0.04	0.00	0.03	
Na ₂ O	0.46	1.02	1.11	1.06	1.07	1.10	1.12	1.21	1.19	0.90	
K ₂ O	9.57	9.24	9.17	9.20	9.09	9.26	9.18	8.78	8.58	9.26	
F	na	0.14	9.17	0.09	0.14	0.14	0.09	na	na	0.00	
Cl	0.02	0.02	9.17	0.05	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	
O=F	0.00	-0.06	9.17	-0.04	-0.06	-0.06	-0.04	0.00	0.00	0.00	
O=Cl	0.00	0.00	9.17	-0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	93.16	94.06	9.17	93.58	93.33	93.84	93.75	94.97	93.49	91.88	
Si	5.77	5.64	5.65	5.65	5.62	5.75	5.62	5.75	5.60	5.66	
^{IV} Al	2.20	2.36	2.35	2.35	2.38	2.25	2.38	2.23	2.40	2.34	
Fe ³⁺	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	
K	1.90	1.71	1.70	1.70	1.69	1.70	1.70	1.59	1.59	1.74	
Na	0.14	0.29	0.31	0.30	0.30	0.31	0.32	0.33	0.34	0.26	
Ca	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	
^{VI} Al	0.00	0.15	0.11	0.13	0.16	0.07	0.13	0.00	0.11	0.24	
Mg	3.40	5.17	5.29	5.24	5.22	5.38	5.20	5.59	5.18	5.25	
Fe	2.11	0.66	0.57	0.59	0.59	0.49	0.62	0.47	0.68	0.55	
Mn	0.08	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.04	0.00	
Ti	0.25	0.06	0.05	0.06	0.05	0.06	0.06	0.04	0.09	0.00	
OH	4.00	3.93	3.99	3.95	3.93	3.94	3.95	4.00	4.00	4.00	
F	0.00	0.06	0.00	0.04	0.06	0.06	0.04	0.00	0.00	0.00	
Cl	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	
Mg#	0.61	0.89	0.90	0.90	0.90	0.92	0.89	0.92	0.88	0.90	

N° éch.	349-78	349-78	349-78	VJ75	VJ75	VJ75	VJ75	VJA35	VJA35	VJA35	
Litho.	Carb. 1	Carb. 2	Carb. 2	Carb. 2							
Pos.	cœur	cœur	bord	bord	cœur	cœur	bord	cœur	bord	cœur	
SiO ₂	37.86	38.11	39.33	39.12	39.62	39.53	38.86	39.19	39.76	38.32	
TiO ₂	0.41	0.25	0.23	0.68	0.73	0.89	0.55	0.45	0.35	0.67	
Al ₂ O ₃	15.58	15.35	14.14	13.29	12.95	12.93	14.06	14.60	13.80	15.37	
FeO	5.43	4.65	4.44	6.88	7.07	7.49	7.11	4.96	4.81	5.33	
MnO	0.15	0.17	0.00	0.22	0.22	0.21	0.23	0.16	0.13	0.21	
MgO	23.23	24.02	24.69	23.23	23.31	23.21	22.39	24.19	24.44	23.63	
CaO	0.03	0.00	0.13	0.06	0.06	0.00	0.12	0.05	0.11	0.00	
Na ₂ O	0.95	0.92	0.88	0.85	0.86	0.82	0.86	1.04	1.10	1.11	
K ₂ O	9.10	9.31	9.50	9.38	9.58	9.45	9.39	9.13	9.19	9.04	
F	0.04	0.00	0.06	0.21	0.17	0.12	0.21	0.14	0.08	0.07	
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
O=F	-0.02	0.00	-0.03	-0.09	-0.07	-0.05	-0.09	-0.06	-0.03	-0.03	
O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	92.76	92.78	93.44	93.82	94.51	94.67	93.69	93.86	93.73	93.73	
Si	5.56	5.57	5.71	5.73	5.77	5.75	5.70	5.67	5.75	5.56	
^{IV} Al	2.44	2.43	2.29	2.27	2.22	2.22	2.30	2.33	2.25	2.44	
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	
K	1.70	1.74	1.76	1.75	1.78	1.75	1.76	1.68	1.70	1.67	
Na	0.27	0.26	0.25	0.24	0.24	0.23	0.24	0.29	0.31	0.31	
Ca	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	
^{VI} Al	0.25	0.22	0.12	0.03	0.00	0.00	0.14	0.16	0.11	0.19	
Mg	5.08	5.24	5.34	5.07	5.06	5.04	4.90	5.22	5.27	5.12	
Fe	0.67	0.57	0.54	0.84	0.85	0.88	0.87	0.60	0.58	0.65	
Mn	0.02	0.02	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	
Ti	0.05	0.03	0.03	0.07	0.08	0.10	0.06	0.05	0.04	0.07	
OH	3.98	4.00	3.97	3.90	3.92	3.94	3.90	3.94	3.96	3.97	
F	0.02	0.00	0.03	0.10	0.08	0.06	0.10	0.06	0.04	0.03	
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg#	0.88	0.90	0.91	0.86	0.85	0.85	0.85	0.90	0.90	0.89	

N° éch.	VJA35	VJA49	VJA49	VJA49	VJA64	VJA64	VJA64	VJA64	VJA64	VJA64
Litho.	Carb. 2									
Pos.	bord	cœur	bord	cœur	cœur	bord	cœur	bord	cœur	bord
SiO ₂	38.69	41.64	41.77	41.43	40.75	40.80	40.88	41.25	41.02	41.50
TiO ₂	0.59	0.13	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	15.25	9.70	9.67	9.36	12.46	12.27	12.03	12.03	12.12	11.95
FeO	4.98	5.40	5.43	5.42	3.64	3.99	3.89	4.07	3.69	3.77
MnO	0.22	0.12	0.09	0.10	0.12	0.09	0.00	0.00	0.10	0.07
MgO	23.94	26.22	26.30	26.45	26.40	26.04	26.14	26.26	26.70	26.52
CaO	0.07	0.00	0.09	0.04	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.04
Na ₂ O	1.12	0.32	0.33	0.34	0.58	0.62	0.56	0.56	0.55	0.60
K ₂ O	8.90	10.70	10.60	10.42	10.26	10.04	10.26	10.34	10.26	10.19
F	0.09	1.15	1.60	1.43	0.27	0.85	0.34	1.14	0.37	0.71
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O=F	-0.04	-0.48	-0.67	-0.60	-0.11	-0.36	-0.14	-0.48	-0.16	-0.30
O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	93.82	94.89	95.38	94.38	94.35	94.34	93.94	95.27	94.64	95.05
Si	5.60	6.05	6.05	6.06	5.85	5.88	5.90	5.91	5.88	5.93
^{IV} Al	2.40	1.66	1.65	1.61	2.11	2.09	2.05	2.03	2.05	2.01
Fe ³⁺	0.00	0.29	0.30	0.33	0.04	0.03	0.05	0.06	0.07	0.06
K	1.64	1.98	1.96	1.94	1.88	1.85	1.89	1.89	1.88	1.86
Na	0.32	0.09	0.09	0.10	0.16	0.17	0.16	0.16	0.15	0.17
Ca	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
^{VI} Al	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	5.16	5.68	5.68	5.77	5.66	5.60	5.63	5.61	5.71	5.65
Fe	0.60	0.36	0.36	0.33	0.40	0.45	0.42	0.43	0.37	0.39
Mn	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Ti	0.06	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OH	3.96	3.47	3.27	3.34	3.88	3.61	3.85	3.48	3.83	3.68
F	0.04	0.53	0.73	0.66	0.12	0.39	0.15	0.52	0.17	0.32
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg#	0.90	0.90	0.90	0.90	0.93	0.92	0.92	0.92	0.93	0.93

N° éch.	VJA30	VJA82	VJA82	VJA82						
Litho.	Carb. 3									
Pos.	cœur	bord	cœur	bord	cœur	bord	cœur	cœur	bord	cœur
SiO ₂	40.80	39.44	41.34	39.81	40.31	40.40	41.90	38.35	40.01	39.36
TiO ₂	0.13	0.08	0.00	0.13	0.11	0.15	0.11	0.46	0.57	0.38
Al ₂ O ₃	0.72	0.50	1.13	1.02	0.92	1.36	0.91	13.77	11.82	12.72
FeO	17.85	21.23	17.91	19.15	17.73	16.81	17.06	12.13	10.50	10.86
MnO	0.30	0.15	0.00	0.07	0.14	0.19	0.11	0.12	0.17	0.10
MgO	22.83	22.06	22.29	22.07	23.85	23.91	23.12	19.33	20.92	20.83
CaO	0.01	0.06	0.00	0.11	0.00	0.05	0.00	0.07	0.20	0.00
Na ₂ O	0.51	0.13	0.43	0.30	0.34	0.36	0.48	0.96	0.81	1.00
K ₂ O	9.79	9.89	9.80	10.09	10.19	10.04	9.69	8.90	9.30	9.12
F	na	na	1.72	1.50	1.46	1.56	1.79	0.14	0.25	0.23
Cl	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O=F	0.00	0.00	-0.73	-0.63	-0.62	-0.66	-0.75	-0.06	-0.11	-0.09
O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	92.94	93.57	93.90	93.61	94.44	94.17	94.41	94.24	94.44	94.50
Si	6.46	6.32	6.52	6.37	6.35	6.34	6.54	5.72	5.91	5.82
^{IV} Al	0.13	0.09	0.21	0.19	0.17	0.25	0.17	2.28	2.06	2.18
Fe ³⁺	1.41	1.58	1.27	1.43	1.48	1.40	1.30	0.00	0.03	0.00
K	1.98	2.02	1.97	2.06	2.05	2.01	1.93	1.69	1.75	1.72
Na	0.16	0.04	0.13	0.09	0.10	0.11	0.14	0.28	0.23	0.29
Ca	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.00
^{VI} Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.04
Mg	5.39	5.27	5.24	5.27	5.60	5.60	5.38	4.30	4.61	4.59
Fe	0.95	1.27	1.09	1.13	0.85	0.80	0.93	1.51	1.27	1.34
Mn	0.04	0.02	0.00	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01
Ti	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.05	0.06	0.04
OH	4.00	4.00	3.14	3.24	3.27	3.22	3.12	3.93	3.88	3.89
F	0.00	0.00	0.86	0.76	0.73	0.78	0.88	0.07	0.12	0.11
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg#	0.70	0.65	0.69	0.67	0.71	0.72	0.71	0.74	0.78	0.77

N° éch.	VJA82	VJA9	VJA9	VJA9	VJA9	VJA9	VJA27	VJA27	376-77	376-77
Litho. Pos.	Carb. 3 bord	Carb. 4 cœur	Carb. 4 bord	Carb. 4 cœur	Carb. 4 bord	Carb. 4 cœur	Phosc. bord	Phosc. cœur	Ep. Met. inter.	Ep. Met. incl. Cpx
SiO ₂	40.27	39.26	38.99	41.23	40.00	40.05	41.94	41.93	40.92	38.21
TiO ₂	0.32	0.15	0.00	0.15	0.12	0.18	0.00	0.00	0.47	1.53
Al ₂ O ₃	12.08	1.60	1.06	0.05	1.69	2.16	10.01	9.91	9.45	12.51
FeO	10.06	19.56	21.75	19.26	19.75	18.82	4.04	3.93	8.35	11.31
MnO	0.00	0.18	0.16	0.10	0.16	0.20	0.07	0.00	0.21	0.29
MgO	20.98	21.54	20.56	21.04	21.22	21.20	27.21	27.28	23.45	18.96
CaO	0.17	0.03	0.13	0.06	0.19	0.13	0.00	0.00	0.10	0.16
Na ₂ O	0.86	0.18	0.15	0.58	0.30	0.44	0.21	0.19	0.29	0.75
K ₂ O	9.32	10.23	10.16	10.09	10.12	9.89	10.96	10.77	10.39	9.18
F	0.25	1.44	1.04	1.92	1.42	1.29	0.39	0.30	0.53	0.30
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O=F	-0.11	-0.60	-0.44	-0.81	-0.60	-0.54	-0.16	-0.13	-0.22	-0.13
O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	94.20	93.55	93.55	93.67	94.37	93.80	94.71	94.19	93.94	93.07
Si	5.94	6.31	6.33	6.60	6.36	6.36	6.04	6.05	6.07	5.78
^{IV} Al	2.06	0.30	0.20	0.01	0.32	0.40	1.70	1.69	1.65	2.22
Fe ³⁺	0.00	1.39	1.47	1.39	1.32	1.24	0.27	0.26	0.28	0.00
K	1.76	2.10	2.10	2.06	2.05	2.00	2.01	1.98	1.96	1.77
Na	0.25	0.05	0.05	0.18	0.09	0.13	0.06	0.05	0.08	0.22
Ca	0.03	0.00	0.02	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02	0.03
^{VI} Al	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	4.62	5.16	4.97	5.02	5.03	5.02	5.84	5.87	5.18	4.27
Fe	1.24	1.24	1.48	1.19	1.30	1.26	0.22	0.21	0.75	1.43
Mn	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.00	0.03	0.04
Ti	0.04	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.05	0.17
OH	3.88	3.27	3.47	3.03	3.29	3.35	3.82	3.86	3.75	3.86
F	0.12	0.73	0.53	0.97	0.71	0.65	0.18	0.14	0.25	0.14
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg#	0.79	0.66	0.63	0.66	0.66	0.67	0.92	0.93	0.83	0.75

N° éch.	376-77	376-77	376-77	376-77	376-77	376-77	376-77	376-77	
Litho.	Ep. Met.								
Pos.	inter.	inter.	inter.	inter.	incl. Cpx	inter.	amph	amph	
SiO ₂	38.34	37.70	38.88	41.10	37.83	37.95	41.12	40.42	
TiO ₂	1.45	2.16	1.58	0.39	2.05	1.79	0.42	0.33	
Al ₂ O ₃	12.92	13.75	12.51	9.30	12.76	12.82	9.65	7.23	
FeO	8.71	7.80	7.79	8.43	8.71	8.91	6.27	10.03	
MnO	0.21	0.17	0.15	0.17	0.23	0.23	0.12	0.00	
MgO	21.17	21.18	21.71	23.35	21.29	21.04	24.98	23.57	
CaO	0.00	0.00	0.05	0.28	0.00	0.00	0.00	0.04	
Na ₂ O	0.62	0.72	0.63	0.39	0.69	0.56	0.68	0.50	
K ₂ O	9.66	9.63	9.63	10.15	9.69	9.86	9.92	10.05	
F	0.29	0.33	0.37	0.57	0.35	0.35	0.70	0.72	
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
O=F	-0.12	-0.14	-0.16	-0.24	-0.15	-0.15	-0.29	-0.30	
O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	93.25	93.30	93.14	93.89	93.54	93.36	93.65	92.59	
Si	5.72	5.60	5.78	6.09	5.64	5.68	6.04	6.15	
^{IV} Al	2.27	2.40	2.19	1.63	2.24	2.26	1.67	1.30	
Fe ³⁺	0.01	0.00	0.03	0.28	0.12	0.06	0.28	0.55	
K	1.84	1.83	1.83	1.92	1.84	1.88	1.86	1.95	
Na	0.18	0.21	0.18	0.11	0.20	0.16	0.19	0.15	
Ca	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	
^{VI} Al	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	4.71	4.69	4.81	5.16	4.73	4.69	5.47	5.35	
Fe	1.08	0.97	0.94	0.76	0.97	1.05	0.49	0.72	
Mn	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.00	
Ti	0.16	0.24	0.18	0.04	0.23	0.20	0.05	0.04	
OH	3.86	3.84	3.83	3.73	3.83	3.83	3.67	3.65	
F	0.14	0.16	0.17	0.27	0.17	0.17	0.33	0.35	
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg#	0.81	0.83	0.83	0.83	0.81	0.81	0.88	0.81	

N° éch.	376-77	376-77	376-77	376-77	376-77	376-77	376-77	376-77	376-77
Litho. Pos.	Ep. Met. amph	Ep. Met. cœur	Ep. Met. bord	Ep. Met. cœur	Ep. Met. bord	Ep. Met. cœur	Ep. Met. bord	Ep. Met. bord	Ep. Met. cœur
SiO ₂	40.72	39.29	41.29	41.35	41.01	40.97	41.31	41.47	41.72
TiO ₂	0.32	1.84	0.62	0.22	0.31	0.15	0.00	0.18	0.16
Al ₂ O ₃	6.96	12.19	9.78	8.09	7.63	7.19	7.90	8.65	9.57
FeO	10.13	5.63	5.87	7.75	8.26	13.23	7.99	7.22	5.66
MnO	0.16	0.13	0.19	0.00	0.09	0.00	0.00	0.09	0.00
MgO	24.15	23.66	25.15	25.32	25.07	22.43	25.30	25.49	25.79
CaO	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.05
Na ₂ O	0.66	0.66	0.61	0.64	0.69	0.30	0.70	0.67	0.64
K ₂ O	9.77	9.63	10.09	10.05	9.76	10.29	9.99	10.09	9.76
F	0.68	0.58	0.74	0.86	0.71	0.96	0.74	0.79	0.83
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
O=F	-0.29	-0.24	-0.31	-0.36	-0.30	-0.40	-0.31	-0.33	-0.35
O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	93.26	93.37	94.08	93.92	93.25	95.16	93.62	94.32	93.83
Si	6.15	5.77	6.04	6.12	6.13	6.16	6.14	6.09	6.09
^{IV} Al	1.24	2.11	1.69	1.41	1.34	1.27	1.38	1.50	1.65
Fe ³⁺	0.61	0.12	0.28	0.47	0.53	0.56	0.48	0.41	0.26
K	1.88	1.80	1.88	1.90	1.86	1.97	1.89	1.89	1.82
Na	0.19	0.19	0.17	0.18	0.20	0.09	0.20	0.19	0.18
Ca	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
^{VI} Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	5.44	5.18	5.48	5.59	5.58	5.03	5.61	5.58	5.61
Fe	0.67	0.57	0.44	0.49	0.50	1.10	0.52	0.48	0.43
Mn	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Ti	0.04	0.20	0.07	0.02	0.03	0.02	0.00	0.02	0.02
OH	3.68	3.73	3.66	3.60	3.66	3.54	3.65	3.63	3.62
F	0.32	0.27	0.34	0.40	0.34	0.46	0.35	0.37	0.38
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg#	0.81	0.88	0.88	0.85	0.84	0.75	0.85	0.86	0.89

N° éch.	376-77	376-77	376-77							
Litho.	Ep. Met.	Ep. Met.	Ep. Met.							
Pos.	bord	cœur	bord							
SiO ₂	41.40	41.19	41.33							
TiO ₂	0.26	0.24	0.47							
Al ₂ O ₃	8.46	8.59	11.13							
FeO	7.25	7.15	4.26							
MnO	0.13	0.09	0.00							
MgO	25.21	25.26	25.30							
CaO	0.00	0.00	0.00							
Na ₂ O	0.57	0.64	0.66							
K ₂ O	10.06	9.86	10.03							
F	0.80	0.70	0.80							
Cl	0.00	0.00	0.00							
O=F	-0.34	-0.29	-0.34							
O=Cl	0.00	0.00	0.00							
Total	93.80	93.43	93.64							
Si	6.12	6.10	6.01							
^{IV} Al	1.47	1.50	1.91							
Fe ³⁺	0.41	0.40	0.09							
K	1.90	1.86	1.86							
Na	0.16	0.18	0.19							
Ca	0.00	0.00	0.00							
^{VI} Al	0.00	0.00	0.00							
Mg	5.55	5.58	5.48							
Fe	0.49	0.48	0.43							
Mn	0.02	0.01	0.00							
Ti	0.03	0.03	0.05							
OH	3.63	3.67	3.63							
F	0.37	0.33	0.37							
Cl	0.00	0.00	0.00							
Mg#	0.86	0.86	0.91							

Les carbonatites de stade 1 contiennent de la phlogopite verte (riche en Al) qui présente de nombreuses traces de déformation mécanique. Les grains peuvent être squelettiques ou poecilites et contenir de nombreuses inclusions de rutile.

Dans les carbonatites de stade 2, la phlogopite est rouge et présente le pléochroïsme inverse caractéristique des micas sous-saturés en Al. Elle est localement déformée mécaniquement et parfois corrodée en bordure des grains.

Dans les carbonatites de stade 3, la phlogopite est soit vert-rouge (VJA82), soit rouge vif (VJA30). Dans VJA82, elle est associée à une amphibole bleue xénomorphe tandis que dans VJA30, elle apparaît en grands cristaux partiellement résorbés associés à l'apatite aciculaire et à une amphibole bleue fibreuse.

Les carbonatites tardives à dolomite (stade 4) sont pauvres en micas. Ils sont rouges, automorphes, de petite taille et présentent des zonations normales visibles en lumière naturelle.

5.6.3. Composition chimique

La composition des micas analysés a été reportée dans les diagrammes classiques de classification, le triangle Mg-Al-Fe_{total} et le diagramme binaire reprenant la somme des cations dans le site Y en fonction de Al_{tot} (Figure 5.11.a. et b.). La majorité des compositions mesurées correspond à des micas tri-octaédriques proches du pôle phlogopite, le long du joint phlogopite-annite. Les micas des carbonatites des stades 3 et 4 et de l'éponte métasomatique sont proches du pôle tétraferriphlogopite, soulignant le déficit en ^{IV}Al. Ces micas pauvres en Al ont plus de 6 cations dans le site Y (Faye et Hogarth, 1969 ; Nash, 1972 ; Secher et Larsen, 1980).

Les diagrammes Si-^{IV}Al et Si-^{IV}Fe³⁺ (Figure 5.11.c. et d.) montrent que les micas de quatre échantillons (VJA30, VJA27, VJA9 et l'éponte d'un filon de carbonatite) ont un déficit important en Al+Si, dont la somme est nettement inférieure à 8. Ce déficit dans le site Z est compensé par une augmentation significative de ^{IV}Fe³⁺. Cette sous-saturation en Al peut être quantifiée par l'indice Al# = Al / (Si + Al + Fe³⁺) qui diminue lorsque l'activité d'Al diminue dans le mica. Il sera égal à zéro quand il n'y aura plus d'aluminium dans la structure : c'est le cas des tétraferriphlogopites s.s..

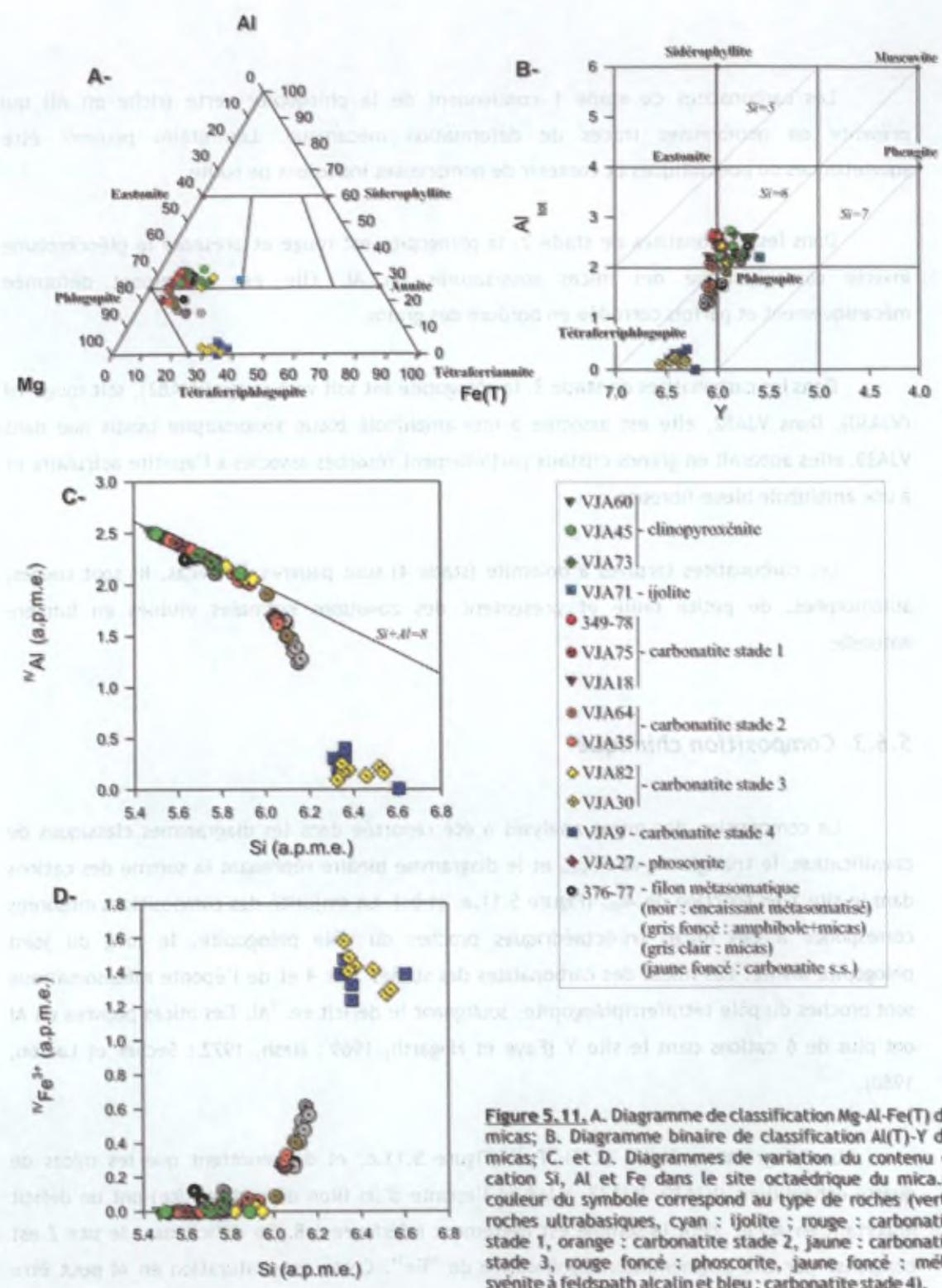


Figure 5.11. A. Diagramme de classification Mg-Al-Fe(T) des micas; B. Diagramme binaire de classification Al(T)-Y des micas; C. et D. Diagrammes de variation du contenu en cation Si, Al et Fe dans le site octaédrique du mica. La couleur du symbole correspond au type de roches (vert : roches ultrabasiqes, cyan : ijolite ; rouge : carbonatite stade 1, orange : carbonatite stade 2, jaune : carbonatite stade 3, rouge foncé : phoscorite, jaune foncé : méla-synénite à feldspath alcalin et bleu : carbonatite stade 4).

Les abondances des éléments susceptibles d'être incorporés dans les sites X et Y du mica sont reportées en fonction du Mg# (calculé sur base du fer total ou Fe(T) ; Figure 5.12) et de l'Al# (Figure 5.13.). On ne note, en général, pas de corrélation significative sauf dans le diagramme Mg#-Fe²⁺ dans lequel deux tendances subparallèles apparaissent clairement, les analyses de l'éponte métasomatique se situant en position intermédiaire. La valeur de Mg#(T) de la tétraferriphlogopite sont transposées à des valeurs plus basses sous l'effet du ^{IV}Fe³⁺. Les relations observées pour K et Na dans les diagrammes K-Al# et Na-Al# (Figure 5.13) traduisent vraisemblablement l'évolution chimique du magma carbonatitiques vers des compositions enrichies en K et appauvries en Na suite au fractionnement d'amphibole sodique. L'ensemble des phlogopites des roches du massif de Vuoriyarvi se localise typiquement dans le domaine des carbonatites du diagramme TiO₂-MgO défini par Gaspar et Wyllie (1987) (Figure 5.14.a.). Les phlogopites des pyroxénites ont des teneurs en Ti (>1 %poids TiO₂) significativement plus élevées que celles des carbonatites (< 1%poids TiO₂). Avec les phlogopites de Kovdor (Verhulst, 2001), les phlogopites de Vuoriyarvi ont les compositions les plus primitives de la tendance générale des carbonatites, proches des compositions des phlogopites mantelliques.

Les phlogopites des roches ultrabasiques présentent une gamme restreinte de composition : Al# : 0.25-0.32 et Mg# : 0.90-0.75 et des enrichissements en Cl (jusque 1.8 a.p.m.e.), en Ti (0.1-0.25 a.p.m.e. La phlogopite qui remplace le diopside (VJA45 ; VJA73) a un Mg# variable (0.75-0.87) et des taux de sous-saturation (Al#) inférieurs aux micas interstitiels. Ces derniers forment un groupe de composition homogène aussi bien à l'échelle du grain qu'à l'échelle de l'échantillon.

La biotite qui remplace le pyroxène dans l'ijolite VJA71 a un Mg# faible (0.62) ; elle est riche en Ti (0.25 a.p.m.e.) et en K (1.9 a.p.m.e.) pour des valeurs de sous-saturation en Al de 0.27.

La phlogopite des carbonatites de stade 1 est globalement assez comparable à celle des roches ultrabasiques : Mg# : 0.92-0.83, 1.6 à 1.8 a.p.m.e. K, 0.2 à 0.3 a.p.m.e. Na, 0.025 à 0.1 a.p.m.e Ti, F < 0.1 a.p.m.e. Elle n'est que légèrement zonée, avec une diminution en Al, Ti et K du centre vers le bord du grain.

La phlogopites des carbonatites de stade 2 présente de large gamme de variations de composition pour les éléments des sites X et Y et pour des valeurs de sous-saturation en Al de 0.32 à 0.20 et des Mg# variant de 0.94 à 0.90.

Le mica des carbonatites de stade 3 présente également de large gamme de variations (K : 1.9-2.1 a.p.m.e; Na : 0.05-0.3 a.p.m.e. ; Ti < 0.06 a.p.m.e. ; F < 0.9 a.p.m.e.) avec des Al# variant de 0.30 à 0 et des Mg# variant de 0.80 à 0.65. Le zonage des grains se marque par une diminution Al, Ti et Na du cœur vers le bord tandis que le K et le F augmentent.

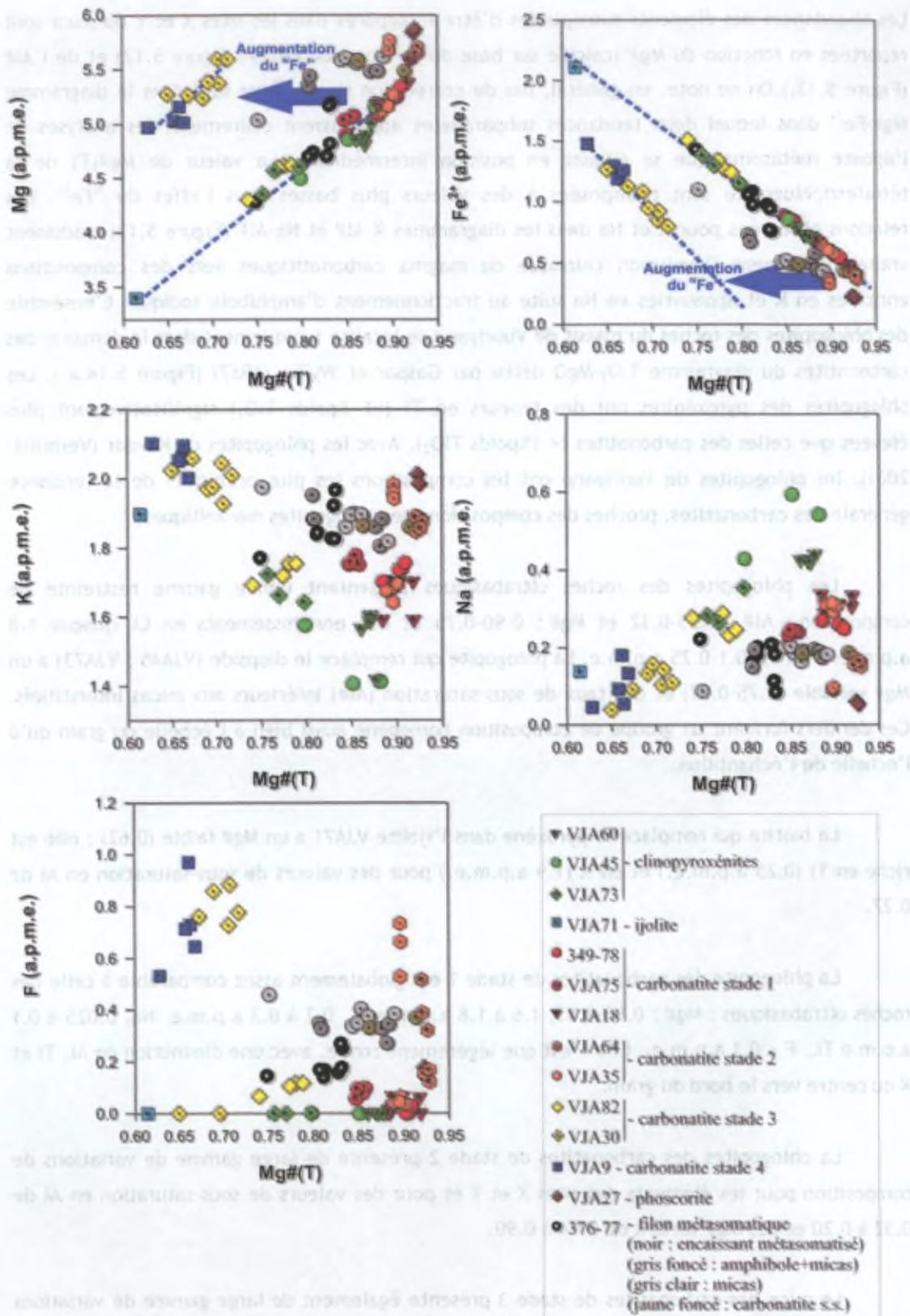


Figure 5.12. Diagrammes de variation des teneurs en Mg, Fe²⁺, K, Na et F (a.p.m.e.) en fonction du Mg# (sur base du Fe total) du mica. La couleur du symbole correspond au type de roches (vert : roches ultrabasiques, cyan : ijolite ; rouge : carbonatite stade 1, orange : carbonatite stade 2, jaune : carbonatite stade 3, rouge foncé : phoscorite, jaune foncé : méla-syérite à feldspath alcalin et bleu : carbonatite stade 4).

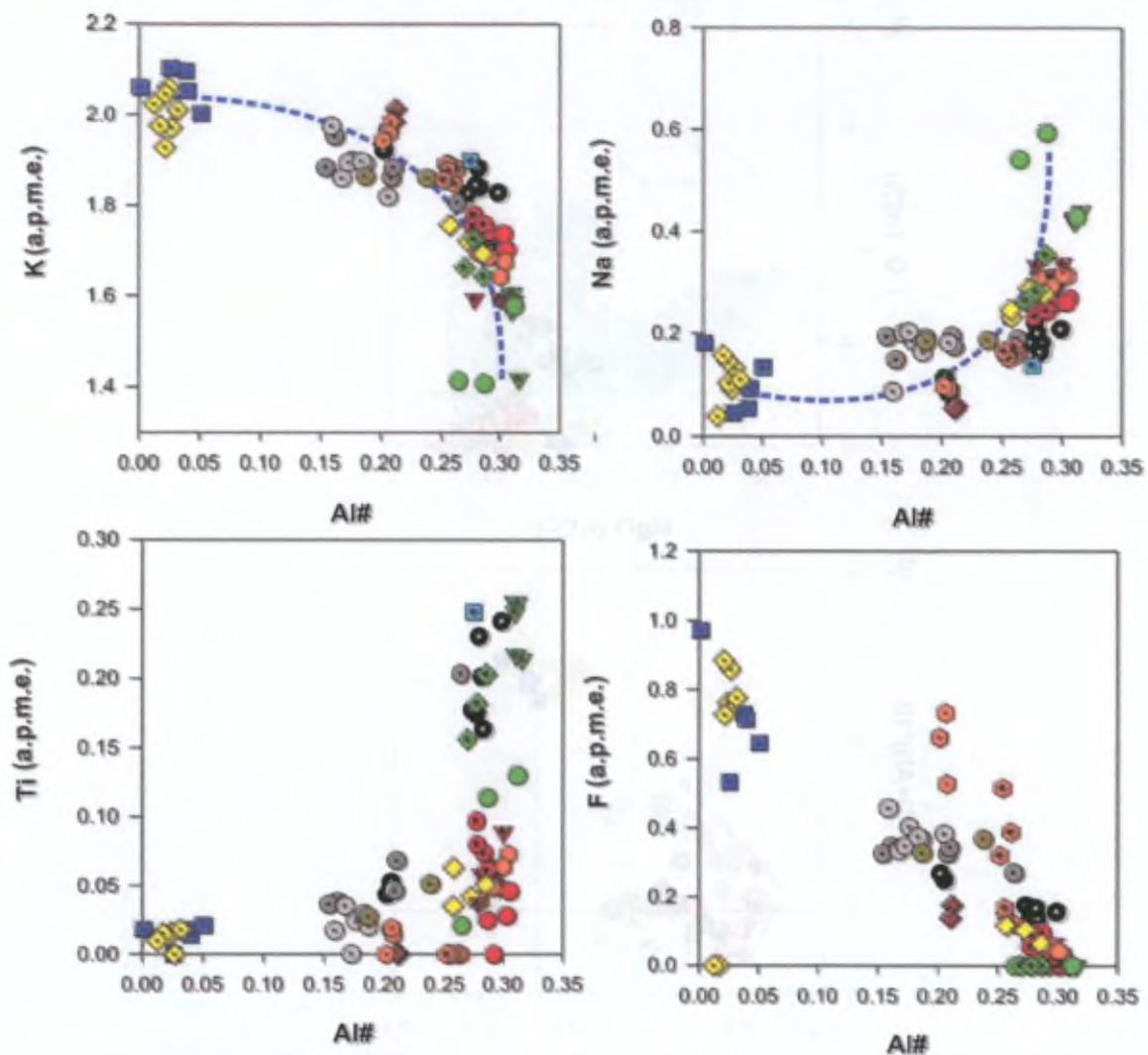
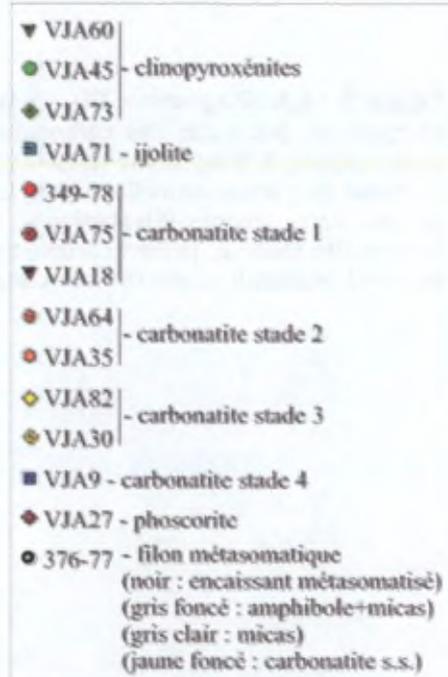


Figure 5.13. Diagrammes de variation des teneurs en K, Na, Mg et F en fonction de la sous-saturation (Al#) du mica. La couleur du symbole correspond au type de roches (vert : roches ultrabasiques, cyan : ijolite ; rouge : carbonatite stade 1, orange : carbonatite stade 2, jaune : carbonatite stade 3, rouge foncé : phoscorite, jaune foncé : méla-syérite à feldspath alcalin et bleu : carbonatite stade 4).



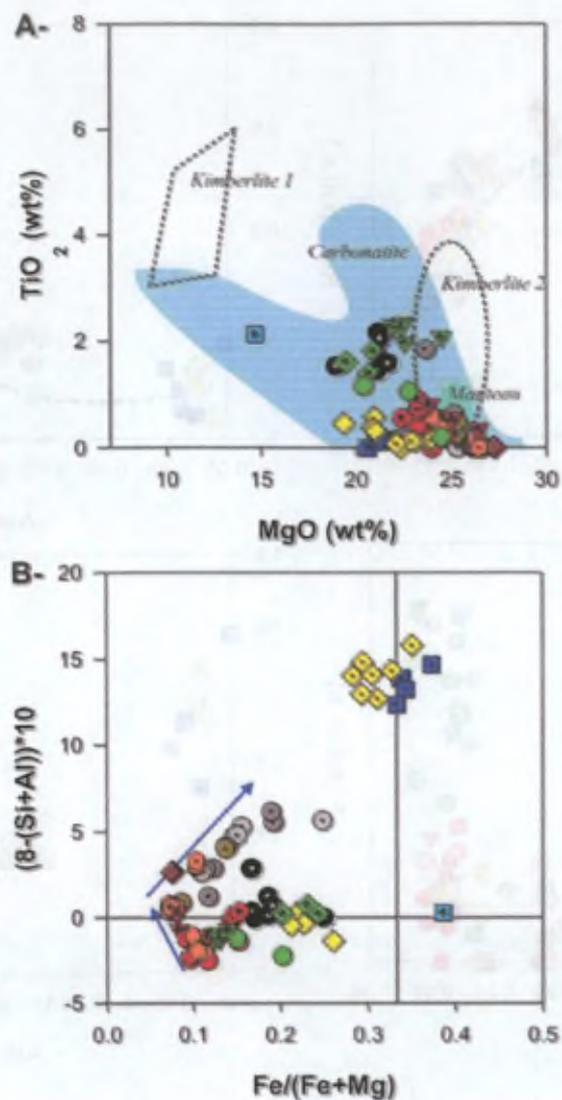


Figure 5.14.A. Diagramme TiO_2 vs MgO (Gaspar et Wyllie, 1987) reprenant les gammes de composition des micas des carbonatites, des kimberlite de types 1 et 2 et des phlogopites mantelliques; **B.** Diagramme $(8-(Si+Al)) \cdot 10 - Fe/(Fe+Mg)$, la flèche bleue représente l'évolution chimique du mica selon McCormick et Le Bas (1996). La couleur du symbole correspond au type de roches (vert : roches ultrabasiques, cyan : ijolite ; rouge : carbonatite stade 1, orange : carbonatite stade 2, jaune : carbonatite stade 3, rouge foncé : phoscorite, jaune foncé : méla-syénite à feldspath alcalin et bleu : carbonatite stade 4).

La tétraferriphlogopite des carbonatites de stade 4 n'a plus d'Al ($Al\# = 0$). Elle est la plus différenciée : $Mg\#$ 0.66-0.62, 1.9-2.1 a.p.m.e. K, 0.5-1 a.p.m.e. F et ne contient plus de Ti (< 0.1 a.p.m.e. Ti). La zonation est similaire à celle observée dans les micas de stade 3.

La phoscorite VJA27 présente un mica similaire en composition à celui des carbonatites de stade 2. La tétraferriphlogopite du filon de carbonatite et de son éponte métasomatique est intermédiaire en composition entre les carbonatites des stades 2 et 3.

5.6.4. Discussion

Les compositions des phlogopites des différentes lithologies ont été reportées dans le diagramme $(8-(Si+Al)*10)-Fe/(Fe+Mg)$ (Figure 5.14.b.), l'évolution chimique de McCormick et Le Bas (1996) des phlogopites y est reportée.

La phlogopite interstitielle des clinopyroxénites a un $Mg\#$ (= 0.87) légèrement inférieur à celui du pyroxène cumulus du même échantillon ($Mg\# = 0.90$).

Les compositions des micas des différents stades de mise en place des carbonatites de Vuoriyarvi ne permettent pas de définir une histoire magmatique simple et continue. Les zonations des phlogopites des carbonatites se marquent toutes par une diminution globale des teneurs en Al et Ti et une augmentation en F. Brigatti et al. (1996) ont suggéré deux mécanismes pour expliquer la diminution d' $IVAl$: 1) suite à la cristallisation de la phlogopite, le liquide carbonatitique a perdu son aluminium et l'activité de l'Al est donc réduite (α_{Al}); 2) une augmentation de la fugacité d'oxygène (fO_2) du magma aurait conduit à une augmentation du Fe^{3+} qui aurait pris la place de l' $IVAl$.

Dans tous les massifs carbonatitiques de la péninsule de Kola, on observe le passage du mica de type phlogopite au type tétraferriphlogopite entre les stades 1 et 2 (Verhulst et al., 2001). Cette évolution est principalement due à une diminution de l' α_{Al} dans le magma carbonatitique suite à une cristallisation fractionnée de phlogopite dans les carbonatites de stade 1 et les phoscorites associées (Verhulst, 2001). McCormick et Le Bas (1996) ont déduit des zonations des phlogopites du massif de Busumbu une tendance chimique qui peut être transposée aux micas du massif de Vuoriyarvi. Les phlogopites des carbonatites de stade 1 et les plus primitives de stade 2 montrent une diminution du rapport $Fe/(Fe+Mg)$ liée à la cristallisation de magnétite. Une fois que la magnétite arrête de cristalliser, le rapport $Fe/(Fe+Mg)$ du mica peut réaugmenter pour atteindre les valeurs typiques des ferribiotites. Comme le souligne Verhulst (2001), les micas des carbonatites de la péninsule de Kola sont caractérisés par des rapports $Fe/Fe+Mg$ bas ce qui doit être mis en relation avec l'abondance de magnétite, surtout dans les phoscorites.

K et Na évoluent en sens opposé aux cours des stades successifs de mise en place des carbonatites : K diminue et Na augmente dans les stades 1 et 2, la situation est inversée dans les stades 3 et 4. Cette évolution contrastée pourrait être liée à la cristallisation d'amphibole sodique dans les carbonatites de stade 3 (Karchevsky et Moutte, 2004). Cette amphibole est subsidiaire dans les carbonatites de stade 1 et 2. La cristallisation précoce de phlogopite dans les stades 1 et 2 explique aisément la diminution en K et l'augmentation réciproque en Na. Dans les stades 3 et 4, l'amphibole est plus abondante que le mica, sa cristallisation entraînerait l'inversion de tendance.

Les variations du chimisme de la phlogopite des carbonatites peuvent donc être mises en relation avec les autres phases qui fractionnent en même temps à savoir essentiellement la magnétite, dont la stabilité est liée à la fO_2 et qui explique donc les variations des rapports Fe^{2+}/Fe^{3+} et $Fe/Fe+Mg$ dans les carbonatites de stade 1 et 2 et l'amphibole sodique dans les carbonatites plus tardives qui explique les variations en K et Na. L'évolution des carbonatites se fait par augmentation progressive du F.

5.7. Les clinopyroxènes

5.7.1. Introduction

Le clinopyroxène est présent dans l'ensemble des roches silicatées (dunites, pyroxénites, ijolites et mélasynite) ainsi que dans les carbonatites de stade 1 du massif de Vuoriyarvi. Les variations de composition des clinopyroxènes dans les massifs alcalins, avec ou sans carbonatites associées, ont déjà été étudiées (Larsen, 1976 ; Stephenson, 1982 ; Platt et Woolley, 1986 ; Woolley et Platt, 1986 ; Woolley et Platt, 1988 ; Dorais, 1990 ; Wolley et al., 1995 ; Khadem Allah et al., 1996 ; Vuorinen et Skelton, 2004 ; Vuorinen et al., 2005) en vue d'établir les relations génétiques éventuelles entre les diverses lithologies. Les pyroxènes sont également classiquement utilisés (Nash et Wilkinson, 1970 ; Wallace et al., 1990) pour caractériser les conditions physico-chimiques (P, T ; fO_2 , activité du Si et des alcalins) lors de la cristallisation.

Les compositions de clinopyroxènes analysés figurent au Tableau 5.6. Les formules structurales ont été calculées sur base de 60.

Les éléments en trace ont été analysés par LA-ICP-MS pour une partie des échantillons pour lesquels nous disposons des teneurs en éléments majeurs ; il s'agit principalement des

pyroxénites VJA60, VJA73, VJA74, de l'ijolite non recristallisée 293-78 et de deux ijolites partiellement recristallisées VJA71 et VJA72.

5.7.2. Rappel sur la structure pétrographique des pyroxènes

Le clinopyroxène des roches ultrabasiques (dunites et clinopyroxénites) se présente en cristaux automorphes à subautomorphes avec de nombreuses exolutions (lamellaire ou en taches) de magnétite titanifère. Dans les clinopyroxénites, les cristaux de clinopyroxène forment une partie de la charpente du cumulat.

Le clinopyroxène des roches alcalines silicatées est également subautomorphe à automorphe et de taille variable. Dans les ijolites partiellement recristallisées, il présente des zonations oscillatoires (visibles en lumière naturelle) et est déstabilisé localement en biotite en bordure des grains. Le pyroxène de la méla-syénite est automorphe et localement déstabilisé en amphibole bleue, de type magnésio-arfevdsonite, quand il est en contact avec du matériel carbonaté.

Le pyroxène des carbonatites de stade 1 (échantillons VJA18) est automorphe à xénomorphe et se localise en inclusions dans la calcite. Par contre, le pyroxène de l'échantillon VJA75 se localise dans les interstices entre les grands cristaux xénomorphes de calcite.

5.7.3. Composition chimique

Les clinopyroxènes ont été classifiés dans le diagramme $Q(Ca+Mg+Fe)-J(2Na)$ de Morimoto (1988) (Figure 5.15.a.) suivant les recommandations de l'IMA (International Mineralogical Association). La plupart des pyroxènes de Vuoriyarvi se situent dans le domaine Q (ou Quad). Seuls quelques clinopyroxènes de la méla-syénite ainsi que les bordures des grains de diopside des ijolites (partiellement recristallisées) tombent dans le champ des pyroxènes Ca-Na. Les pyroxènes « Quad » sont essentiellement du diopside, dans le diagramme En-Wo-Fs (Figure 5.15.b.) tandis que les pyroxènes Ca-Na sont des aegyrines-augites, dans le diagramme Jd-Q-Ae (Figure 5.15.c.).

Le $Mg\# (=Mg/(Mg+Fe^{2+}))$ est un indicateur de différenciation magmatique. La diminution du $Mg\#$ est classiquement interprétée comme traduisant une baisse de température et/ou un

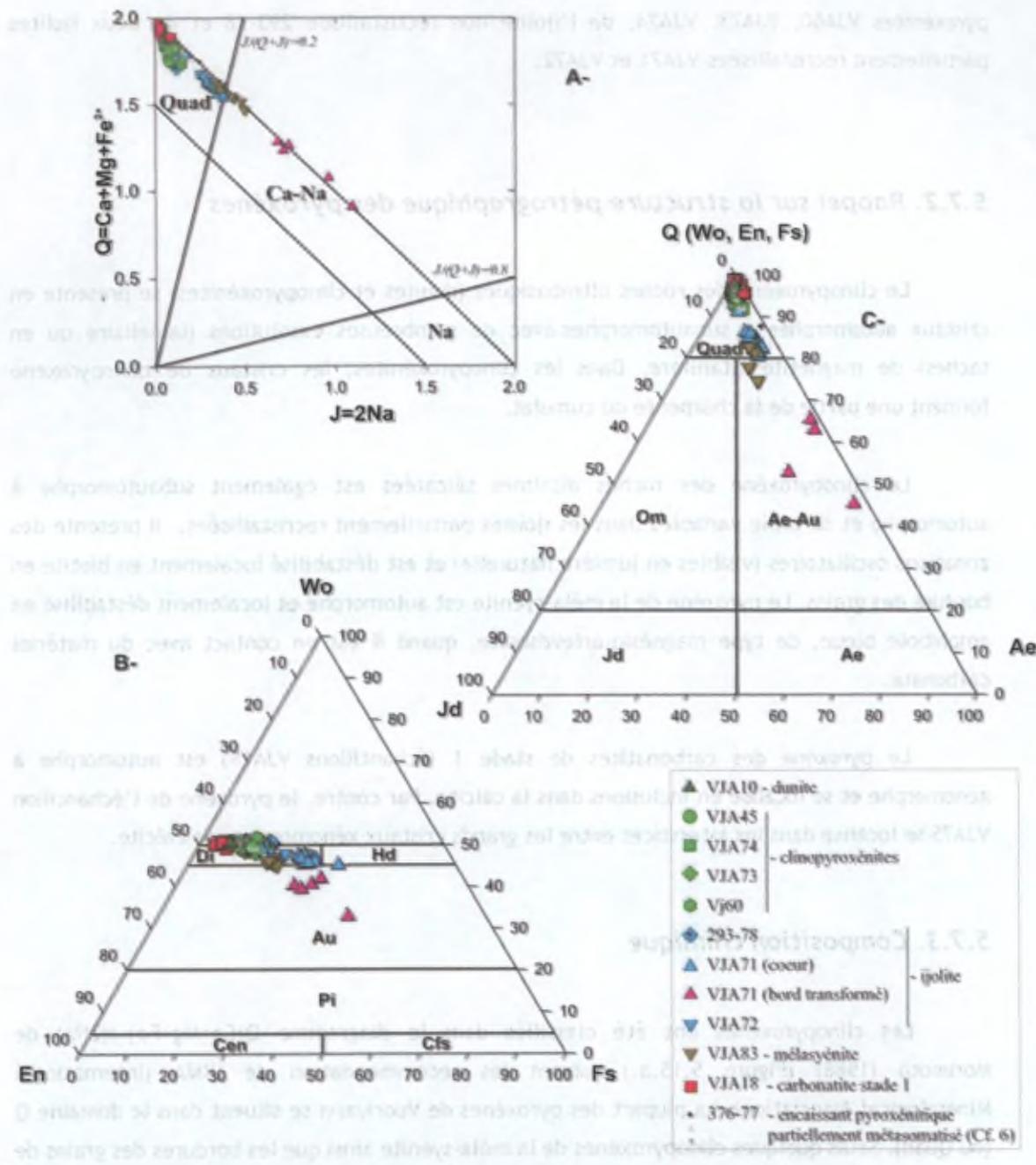


Figure 5.15. A. Diagramme J-Q de classification de Morimoto (1988); B. Diagramme de classification Wo-En-Fs; C. Diagramme de classification Q-Jd-Ae. La couleur du symbole correspond au type de roches (vert : roches ultrabasiqes, cyan : ijolite, rose : bord transformé ijolite ; rouge : carbonatite stade I, jaune foncé : méla-syénite)

Tableau 5.6. Compositions en éléments majeurs (poids d'oxydes), formules structurales et composition en éléments en trace (ppm) des pyroxènes des roches du massif de Vuoriyarvi.

N° éch.	VJA74											
Litho.	Pyrox.											
Pos.	cœur	bord	cœur	bord	cœur	bord	cœur	cœur	cœur	cœur	bord	cœur
SiO ₂	50.58	51.65	50.35	50.03	50.02	49.76	49.71	49.66	50.36	50.21	50.77	50.55
TiO ₂	1.28	1.12	1.33	1.55	1.13	1.46	1.52	1.79	1.30	1.46	1.20	0.75
Al ₂ O ₃	2.38	2.13	2.86	3.22	3.00	3.49	3.30	3.63	3.02	3.02	2.67	2.79
Cr ₂ O ₃	eld	eld	eld	0.12	eld							
Fe ₂ O _{3c}	4.84	3.38	4.66	4.01	5.85	4.49	5.39	3.87	4.27	4.07	3.28	4.88
FeO _c	0.88	2.21	1.27	2.16	1.64	2.15	1.31	2.34	1.51	2.06	1.98	2.84
MnO	eld	eld	eld	eld	0.18	0.13	0.11	0.11	0.17	eld	eld	0.26
MgO	14.69	14.67	14.58	14.13	13.51	13.52	13.81	13.80	14.21	14.03	14.57	13.26
CaO	25.34	24.92	24.82	24.44	24.39	24.62	24.89	24.65	24.90	24.68	24.84	24.45
Na ₂ O	0.46	0.52	0.51	0.55	0.79	0.62	0.62	0.51	0.54	0.55	0.43	0.66
K ₂ O	eld											
Total	100.44	100.70	100.38	100.20	100.51	100.25	100.66	100.35	100.28	100.17	99.74	100.44
Si	1.86	1.89	1.85	1.85	1.85	1.84	1.83	1.84	1.86	1.86	1.88	1.87
^{IV} Al	0.10	0.09	0.12	0.14	0.13	0.15	0.14	0.16	0.13	0.13	0.12	0.12
^{VI} Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.02
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.13	0.09	0.13	0.11	0.16	0.13	0.15	0.11	0.12	0.11	0.09	0.14
Fe ²⁺	0.03	0.07	0.04	0.07	0.05	0.07	0.04	0.07	0.05	0.06	0.06	0.09
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Mg	0.81	0.80	0.80	0.78	0.74	0.75	0.76	0.76	0.78	0.77	0.80	0.73
Ca	1.00	0.98	0.98	0.97	0.97	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.97
Na	0.03	0.04	0.04	0.04	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg#	0.97	0.92	0.95	0.92	0.94	0.92	0.95	0.91	0.94	0.92	0.93	0.89
Jd	3.26	3.66	3.62	3.97	5.69	4.47	4.43	3.66	3.83	3.97	3.11	4.73
Ae	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca-Fe ³⁺ Tsch	6.70	4.66	6.46	5.75	8.14	6.26	7.48	5.38	5.93	5.66	4.57	6.81
Ca-Ti Tsch	3.55	3.10	3.69	4.31	3.15	4.06	4.21	4.97	3.62	4.05	3.35	2.09
Ca-Tsch	0.00	0.00	0.71	0.71	0.53	1.33	0.76	1.10	1.03	0.55	0.92	1.64
Wo	44.84	45.02	43.53	43.00	42.42	43.02	42.97	43.09	43.93	43.76	44.82	43.29
En	40.30	40.04	40.02	38.92	37.24	37.32	37.96	38.01	39.07	38.68	40.18	36.64
Fs	1.36	3.53	1.96	3.33	2.82	3.54	2.20	3.79	2.60	3.33	3.07	4.81
Sr	275.5	236.8	307.0	290.0	394.4	334.8		261.2	261.9	278.4	260.3	291.1
Zr	211.0	237.3	431.8	357.1	333.5	419.2		255.0	286.4	300.3	208.1	404.9
Nb	0.3	0.2	0.4	0.6	0.6	0.5		0.6	0.9	0.4	0.5	1.0
La	3.4	3.7	3.1	4.0	3.4	3.6		3.9	3.7	4.5	3.7	3.3
Ce	9.5	11.6	9.2	11.1	11.0	10.2		8.7	8.5	10.6	10.5	11.6
Pr	1.7	1.9	1.2	1.5	1.5	1.3		1.3	1.8	1.5	1.9	1.8
Nd	8.8	10.0	6.3	8.0	9.2	8.3		5.3	9.1	11.5	8.5	10.8
Sm	2.7	3.6	3.0	1.9	3.0	2.9		3.6	2.8	2.7	2.8	1.9
Eu	0.9	1.2	0.8	1.0	0.8	0.8		0.8	1.1	1.1	1.4	0.4
Gd	2.0	3.1	1.6	3.4	2.1	2.4		3.0	2.4	3.5	2.9	2.3
Dy	2.1	2.4	1.7	1.8	1.4	2.1		1.9	1.6	2.2	2.8	0.6
Er	0.7	0.8	0.7	0.9	0.6	1.3		0.9	0.3	0.7	1.1	0.6
Yb	0.5	0.8	0.7	0.6	0.7	0.9		0.8	1.0	0.7	1.0	1.0
Hf	11.8	12.6	21.6	17.5	9.6	17.5		13.3	15.3	15.4	10.5	13.6
Ta	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1		0.1	0.1	0.0	0.1	0.2
ΣREE	32	39	28	34	34	34		30	32	39	36	34

N° éch.	VJA74									
Litho.	Pyrox.									
Pos.	cœur	cœur	cœur	bord	cœur	bord	cœur	bord	cœur	cœur
SiO ₂	49.29	50.98	50.75	49.74	51.06	50.63	48.96	51.89	48.61	50.53
TiO ₂	1.66	1.29	0.88	1.57	0.56	0.90	1.44	0.58	1.91	1.10
Al ₂ O ₃	3.67	2.45	2.53	3.29	2.04	2.47	3.85	1.64	3.70	2.76
Cr ₂ O ₃	eld									
Fe ₂ O _{3c}	4.19	3.48	3.10	4.52	3.61	5.72	5.53	2.69	4.01	3.82
FeO _c	2.16	1.97	3.99	1.88	5.13	2.68	1.31	3.49	2.46	2.12
MnO	eld	eld	eld	0.17	0.24	0.21	0.24	0.15	0.14	eld
MgO	13.65	14.59	13.52	14.21	12.51	13.41	13.98	14.37	13.44	14.03
CaO	24.34	24.88	23.33	24.36	22.99	23.55	24.24	23.76	24.09	24.74
Na ₂ O	0.56	0.47	0.74	0.48	0.95	0.94	0.49	0.61	0.52	0.53
K ₂ O	eld									
Total	99.64	100.20	98.89	100.27	99.14	100.55	100.06	99.19	98.92	99.74
Si	1.83	1.88	1.90	1.84	1.92	1.87	1.82	1.93	1.83	1.87
^{IV} Al	0.16	0.11	0.10	0.14	0.08	0.11	0.17	0.07	0.16	0.12
^{VI} Al	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.05	0.04	0.02	0.04	0.02	0.03	0.04	0.02	0.05	0.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.12	0.10	0.09	0.13	0.10	0.16	0.15	0.08	0.11	0.11
Fe ²⁺	0.07	0.06	0.13	0.06	0.16	0.08	0.04	0.11	0.08	0.07
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	0.76	0.80	0.76	0.78	0.70	0.74	0.77	0.80	0.75	0.78
Ca	0.97	0.98	0.94	0.97	0.93	0.93	0.96	0.95	0.97	0.98
Na	0.04	0.03	0.05	0.03	0.07	0.07	0.03	0.04	0.04	0.04
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg#	0.92	0.93	0.86	0.93	0.81	0.90	0.95	0.88	0.91	0.92
Jd	4.15	3.35	5.41	3.55	6.95	6.73	3.59	4.45	3.80	3.86
Ae	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca-Fe ³⁺ Tsch	5.87	4.83	4.37	6.31	5.18	8.00	7.72	3.76	5.73	5.33
Ca-Ti Tsch	4.65	3.59	2.48	4.37	1.57	2.51	4.01	1.61	5.38	3.06
Ca-Tsch	1.33	0.06	0.40	1.02	0.00	0.00	2.61	0.00	0.92	1.05
Wo	42.62	44.91	43.22	42.41	42.86	41.35	40.99	44.66	42.46	44.46
En	37.88	40.09	37.79	39.17	35.02	36.93	38.65	39.85	37.63	38.81
Fs	3.49	3.18	6.32	3.18	8.43	4.48	2.42	5.66	4.08	3.43
Sr	282.0	273.4								
Zr	596.7	215.6								
Nb	1.0	1.7								
La	4.8	4.3								
Ce	11.9	11.3								
Pr	2.0	1.7								
Nd	9.6	9.3								
Sm	2.7	3.3								
Eu	1.4	1.1								
Gd	3.7	3.6								
Dy	3.1	2.8								
Er	0.9	0.7								
Yb	1.4	1.1								
Hf	31.7	13.1								
Ta	0.1	0.1								
ΣREE	41	39								

N° éch.	VJA74	VJA73									
Litho.	Pyrox.										
Pos.	cœur	cœur	bord	cœur	cœur	cœur	bord	cœur	bord	cœur	cœur
SiO ₂	50.04	52.00	51.36	51.80	50.63	52.18	49.91	51.03	52.85	50.76	
TiO ₂	1.24	0.65	0.91	0.86	1.49	0.94	1.37	0.85	0.43	1.24	
Al ₂ O ₃	3.36	2.04	2.45	1.98	2.85	1.86	3.70	2.27	0.94	2.91	
Cr ₂ O ₃	eld										
Fe ₂ O _{3c}	4.03	2.82	3.97	3.89	3.17	2.86	4.34	3.07	2.09	4.71	
FeO _c	3.13	3.41	2.54	3.49	2.61	3.02	1.75	5.04	4.15	0.76	
MnO	0.14	eld	0.20	0.18	0.11	0.20	0.10	0.19	eld	0.17	
MgO	13.13	14.23	14.10	13.39	14.16	14.29	13.82	12.89	14.51	15.12	
CaO	23.62	24.22	24.21	24.27	24.52	24.32	24.60	23.40	23.68	24.78	
Na ₂ O	0.86	0.64	0.72	0.88	0.54	0.73	0.63	0.78	0.69	0.47	
K ₂ O	eld										
Total	99.56	100.02	100.47	100.73	100.07	100.40	100.22	99.55	99.45	100.92	
Si	1.87	1.92	1.89	1.91	1.87	1.92	1.84	1.91	1.96	1.86	
^{IV} Al	0.13	0.08	0.11	0.09	0.12	0.08	0.16	0.09	0.04	0.13	
^{VI} Al	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	
Ti	0.03	0.02	0.03	0.02	0.04	0.03	0.04	0.02	0.01	0.03	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe ³⁺	0.11	0.08	0.11	0.11	0.09	0.08	0.12	0.09	0.06	0.13	
Fe ²⁺	0.10	0.11	0.08	0.11	0.08	0.09	0.05	0.16	0.13	0.02	
Mn	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	
Mg	0.73	0.78	0.77	0.74	0.78	0.78	0.76	0.72	0.80	0.82	
Ca	0.94	0.96	0.96	0.96	0.97	0.96	0.97	0.94	0.94	0.97	
Na	0.06	0.05	0.05	0.06	0.04	0.05	0.05	0.06	0.05	0.03	
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg#	0.88	0.88	0.91	0.87	0.91	0.89	0.93	0.82	0.86	0.97	
Jd	6.26	4.55	5.16	6.27	3.89	5.16	4.50	5.64	4.10	3.32	
Ae	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.80	0.00	
Ca-Fe ³⁺ Tsct	5.65	3.92	5.51	5.36	4.41	3.94	6.04	4.36	2.58	6.47	
Ca-Ti Tsch	3.49	1.80	2.53	2.37	4.13	2.59	3.81	2.40	1.20	3.42	
Ca-Tsch	0.76	0.37	0.20	0.00	0.14	0.00	1.99	0.00	0.00	1.19	
Wo	42.24	44.89	43.66	43.79	44.22	44.40	42.76	43.49	44.92	42.98	
En	36.50	39.19	38.71	36.58	39.01	38.98	38.04	35.94	39.90	41.19	
Fs	5.11	5.27	4.23	5.63	4.20	4.93	2.85	8.17	6.50	1.43	
Sr		334.4	318.9	478.0	307.5	308.3		285.3			
Zr		350.5	693.4	145.4	475.1	401.9		531.9			
Nb		0.0	1.5	1.4	0.4	0.8		0.5			
La		1.5	2.6	10.4	4.4	4.8		2.1			
Ce		3.8	5.7	12.7	9.0	16.5		3.7			
Pr		0.5	0.9	1.6	1.2	1.7		0.7			
Nd		2.4	6.2	8.1	8.0	11.2		5.3			
Sm		0.6	2.4	1.6	1.6	2.7		1.3			
Eu		0.1	1.1	0.6	1.1	1.0		0.8			
Gd		0.6	1.6	1.0	2.7	2.1		2.6			
Dy		0.3	2.2	0.9	2.3	1.8		1.9			
Er		0.3	0.6	0.2	1.0	1.0		0.8			
Yb		0.9	0.9	0.4	1.1	1.2		0.7			
Hf		18.7	31.1	8.8	21.5	21.9		23.6			
Ta		0.0	0.1	0.2	0.1	0.2		0.1			
ΣREE		11	24	38	32	44		20			

N° éch.	VJA73	VJA73	VJA60								
Litho.	Pyrox.										
Pos.	cœur	bord	cœur	cœur	bord	cœur	cœur	cœur	cœur	cœur	cœur
SiO ₂	52.15	51.12	50.63	51.16	50.90	50.33	51.19	49.64	49.42	51.09	
TiO ₂	0.82	0.81	1.61	1.69	1.50	1.82	1.81	2.18	2.21	1.51	
Al ₂ O ₃	1.63	2.02	2.75	2.27	2.42	3.00	2.46	3.43	3.52	2.57	
Cr ₂ O ₃	eld										
Fe ₂ O _{3c}	3.39	3.74	4.11	3.43	3.46	3.38	2.54	3.43	4.11	3.38	
FeO _c	4.22	3.25	1.26	1.42	1.06	0.89	1.95	1.40	1.18	1.20	
MnO	0.36	0.20	eld	0.12	eld	0.14	eld	eld	eld	eld	
MgO	13.88	13.67	14.87	15.05	15.21	15.09	15.19	14.52	14.91	15.59	
CaO	23.61	23.88	24.98	25.02	25.13	24.89	24.88	24.75	24.21	24.68	
Na ₂ O	0.76	0.71	0.48	0.49	0.40	0.43	0.42	0.50	0.49	0.39	
K ₂ O	eld										
Total	100.82	99.56	100.69	100.64	100.08	99.96	100.42	99.84	100.08	100.46	
Si	1.92	1.91	1.86	1.87	1.87	1.85	1.88	1.83	1.82	1.87	
^{IV} Al	0.07	0.09	0.12	0.10	0.10	0.13	0.11	0.15	0.15	0.11	
^{VI} Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ti	0.02	0.02	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.06	0.06	0.04	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe ³⁺	0.09	0.11	0.11	0.09	0.10	0.09	0.07	0.10	0.11	0.09	
Fe ²⁺	0.13	0.10	0.04	0.04	0.03	0.03	0.06	0.04	0.04	0.04	
Mn	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.76	0.76	0.81	0.82	0.83	0.83	0.83	0.80	0.82	0.85	
Ca	0.93	0.95	0.98	0.98	0.99	0.98	0.98	0.98	0.96	0.97	
Na	0.05	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg#	0.85	0.88	0.95	0.95	0.96	0.97	0.93	0.95	0.96	0.96	
Jd	5.38	5.34	3.41	3.46	2.84	3.06	2.96	3.60	3.51	2.75	
Ae	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ca-Fe ³⁺ Tsch	4.67	5.39	5.67	4.70	4.79	4.68	3.48	4.76	5.69	4.66	
Ca-Ti Tsch	2.25	2.26	4.43	4.61	4.15	5.03	4.95	6.05	6.13	4.16	
Ca-Tsch	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	
Wo	42.83	43.75	43.97	44.09	44.97	44.23	44.37	43.51	41.87	43.98	
En	37.86	37.89	40.58	40.80	41.62	41.41	41.27	39.92	40.95	42.52	
Fs	7.02	5.37	1.94	2.34	1.63	1.58	2.98	2.16	1.85	1.92	
Sr			230.7	226.8	267.0	258.8	260.1	251.2			
Zr			168.8	157.9	114.9	237.3	185.2	207.6			
Nb			0.4	0.3	0.4	0.5	0.4	0.4			
La			7.7	7.7	5.6	7.6	6.6	9.2			
Ce			28.0	30.3	23.5	26.3	24.1	34.3			
Pr			4.9	5.4	3.7	4.8	4.4	5.8			
Nd			33.0	31.5	22.1	26.2	23.4	31.2			
Sm			7.5	8.8	4.6	6.3	4.9	6.4			
Eu			2.5	2.3	1.5	1.6	1.5	2.2			
Gd			5.5	5.1	3.3	5.0	3.9	5.9			
Dy			2.7	3.6	2.3	3.0	3.0	2.5			
Er			1.4	1.5	0.5	1.2	1.0	1.0			
Yb			1.2	1.8	0.6	0.9	0.7	0.6			
Hf			9.3	10.0	6.9	14.5	10.2	11.9			
Ta			0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3			
ΣREE			94	98	68	83	73	99			

N° éch.	VJA60	VJA45	VJA45	VJA45	VJA45	VJA10	293-78	293-78	293-78	293-78
Litho. Pos.	Pyrox. bord	Pyrox. cœur	Pyrox. bord	Pyrox. cœur	Pyrox. cœur	Dunite cœur	Ijolite cœur	Ijolite cœur	Ijolite bord	Ijolite bord
SiO ₂	51.36	55.08	48.73	49.61	50.40	50.90	49.11	49.52	49.30	48.53
TiO ₂	1.43	0.05	1.56	1.49	0.97	1.68	1.24	1.18	1.34	1.56
Al ₂ O ₃	2.76	0.21	4.10	3.56	3.02	2.44	3.70	3.36	3.65	4.14
Cr ₂ O ₃	eld	eld	eld	eld						
Fe ₂ O _{3c}	1.92	0.95	4.55	4.43	3.47	2.62	5.76	5.09	5.18	5.72
FeO _c	2.55	1.36	1.80	2.09	3.33	1.58	2.86	2.88	2.84	2.63
MnO	eld	0.15	0.12	eld	eld	eld	0.19	0.21	0.21	eld
MgO	15.13	17.07	13.53	13.89	13.78	15.36	12.60	12.79	12.83	12.49
CaO	24.63	25.46	24.43	24.42	23.92	24.85	23.99	24.36	24.21	24.15
Na ₂ O	0.34	0.28	0.47	0.53	0.53	0.34	0.77	0.68	0.69	0.76
K ₂ O	eld	eld	eld	eld						
Total	100.17	100.63	99.36	100.10	99.50	99.78	100.22	100.08	100.24	100.06
Si	1.89	1.99	1.82	1.84	1.88	1.88	1.83	1.85	1.84	1.81
^{IV} Al	0.11	0.01	0.18	0.16	0.12	0.11	0.16	0.15	0.16	0.18
^{VI} Al	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.04	0.00	0.04	0.04	0.03	0.05	0.03	0.03	0.04	0.04
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.05	0.03	0.13	0.12	0.10	0.07	0.16	0.14	0.15	0.16
Fe ²⁺	0.08	0.04	0.06	0.06	0.10	0.05	0.09	0.09	0.09	0.08
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
Mg	0.83	0.92	0.75	0.77	0.77	0.84	0.70	0.71	0.71	0.70
Ca	0.97	0.99	0.98	0.97	0.95	0.98	0.96	0.97	0.97	0.97
Na	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.02	0.06	0.05	0.05	0.05
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg#	0.91	0.96	0.93	0.92	0.88	0.95	0.89	0.89	0.89	0.89
Jd	2.45	0.91	3.64	3.87	4.01	2.43	5.60	4.93	5.00	5.49
Ae	0.00	1.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca-Fe ³⁺ Tsch	2.65	0.73	6.43	6.22	4.90	3.63	8.08	7.15	7.25	8.04
Ca-Ti Tsch	3.96	0.13	4.38	4.16	2.72	4.64	3.47	3.30	3.75	4.37
Ca-Tsch	0.80	0.00	2.83	1.69	1.90	0.00	1.86	1.61	1.75	1.98
Wo	44.74	48.84	42.05	42.42	42.97	44.80	41.21	42.63	41.91	41.12
En	41.41	45.97	37.67	38.36	38.28	42.08	35.02	35.56	35.60	34.76
Fs	3.99	2.29	3.00	3.29	5.22	2.43	4.76	4.82	4.74	4.24
Sr	1.10	2.25	3.10	4.25	4.25	4.25	402.8	462.7	438.2	460.9
Zr	3.10	3.95	4.85	5.85	5.85	5.85	630.5	641.3	609.8	695.3
Nb	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	1.4	1.8	1.6	3.2
La	0.8	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	4.3	5.8	5.3	5.5
Ce	1.7	1.2	1.2	0.5	0.3	0.3	6.9	9.3	8.8	9.2
Pr	1.1	1.7	0.0	0.1	0.1	0.1	1.2	1.5	1.2	1.3
Nd	1.0	0.2	0.2	0.0	0.0	0.0	6.3	7.1	6.2	7.3
Sm	1.1	1.1	0.1	0.1	0.1	0.1	1.7	1.8	2.1	1.8
Eu	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6	0.7	0.7	0.8
Gd	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	1.8	2.0	2.0	1.6
Dy	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	1.7	1.4	1.6	0.9
Er	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8	1.1	0.4	0.9
Yb	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.9	1.4	1.0	1.0
Hf	0.17	0.1	0.17	0.17	0.17	0.17	17.8	20.4	16.2	17.8
Ta	1.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.2	0.2	0.2
ΣREE	7.5	7.5	8.5	8.5	7.5	7.5	26	32	29	30

N° éch.	293-78	293-78	293-78	293-78	293-78	293-78	293-78	293-78	293-78
Litho.	ljolite								
Pos.	bord	bord	cœur	bord	cœur	cœur	bord	bord	cœur
SiO ₂	48.59	50.09	49.80	50.26	49.05	49.78	49.32	49.95	48.18
TiO ₂	1.29	1.11	1.04	0.83	0.97	1.15	1.51	0.93	1.32
Al ₂ O ₃	3.95	2.56	2.85	2.82	3.57	3.20	3.83	2.99	3.96
Cr ₂ O ₃	eld								
Fe ₂ O _{3c}	6.02	5.12	5.29	4.69	6.84	5.24	4.20	5.53	6.45
FeO _c	3.12	3.15	3.05	2.51	2.80	2.92	3.72	1.90	3.01
MnO	0.14	0.18	0.24	0.23	0.21	0.16	0.14	0.17	0.12
MgO	12.07	12.95	12.87	13.30	12.17	12.84	12.59	13.31	12.04
CaO	24.19	24.55	24.37	24.40	24.35	24.40	23.94	24.81	23.84
Na ₂ O	0.75	0.66	0.66	0.67	0.78	0.72	0.73	0.64	0.79
K ₂ O	eld								
Total	100.13	100.35	100.16	99.71	100.74	100.41	99.97	100.23	99.69
Si	1.82	1.86	1.86	1.87	1.83	1.85	1.84	1.85	1.81
^{IV} Al	0.17	0.11	0.13	0.12	0.16	0.14	0.16	0.13	0.18
^{VI} Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ti	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.17	0.14	0.15	0.13	0.19	0.15	0.12	0.15	0.18
Fe ²⁺	0.10	0.10	0.10	0.08	0.09	0.09	0.12	0.06	0.09
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	0.67	0.72	0.72	0.74	0.68	0.71	0.70	0.74	0.68
Ca	0.97	0.98	0.97	0.97	0.97	0.97	0.96	0.99	0.96
Na	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg#	0.87	0.88	0.88	0.90	0.89	0.89	0.86	0.93	0.88
Jd	5.47	4.73	4.74	4.87	5.65	5.16	5.25	4.62	5.77
Ae	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca-Fe ³⁺ Tsch	8.48	7.17	7.42	6.58	9.59	7.33	5.90	7.72	9.12
Ca-Ti Tsch	3.63	3.10	2.92	2.32	2.71	3.20	4.24	2.59	3.73
Ca-Tsch	2.34	0.15	0.97	1.43	2.30	1.22	1.56	1.64	2.15
Wo	41.28	43.74	43.03	43.56	41.28	42.72	42.02	43.36	40.54
En	33.67	35.92	35.78	36.95	33.79	35.58	35.01	36.84	33.75
Fs	5.11	5.18	5.13	4.28	4.68	4.79	6.03	3.21	4.93
Sr	419.0	397.2	397.7	429.5	415.9	453.5	458.5	454.2	514.8
Zr	552.3	718.0	760.9	387.9	631.2	528.9	349.3	522.8	666.4
Nb	1.7	0.7	1.0	1.1	1.4	0.8	0.9	1.6	1.8
La	5.2	4.0	4.7	3.8	3.4	3.6	3.4	4.4	4.7
Ce	6.9	6.2	7.1	6.0	7.0	6.3	6.3	7.1	7.8
Pr	1.3	1.1	1.3	1.1	1.1	0.9	1.1	1.2	1.6
Nd	5.5	7.2	6.5	5.8	6.5	5.1	5.4	6.1	6.5
Sm	2.0	2.2	2.0	1.6	2.0	1.4	1.1	1.7	2.1
Eu	1.0	1.0	0.7	0.6	0.7	0.6	0.4	0.6	0.7
Gd	2.2	2.8	2.6	1.5	1.7	2.2	1.0	1.4	1.6
Dy	1.3	2.2	1.8	1.1	2.0	1.5	1.1	1.0	2.2
Er	0.7	0.9	1.2	0.6	0.8	0.6	0.6	0.5	0.7
Yb	1.0	1.7	1.2	0.7	0.9	1.2	0.6	0.9	0.9
Hf	13.0	19.5	21.5	9.9	15.1	13.6	7.2	12.8	16.7
Ta	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.0	0.2	0.1	0.2
ΣREE	27	29	29	23	26	23	21	25	29

N° éch.	293-78	293-78	293-78	293-78	293-78	293-78	293-78	293-78	293-78
Litho.	<i>ljolite</i>								
Pos.	<i>cœur</i>	<i>cœur</i>	<i>cœur</i>	<i>cœur</i>	<i>bord</i>	<i>cœur</i>	<i>bord</i>	<i>cœur</i>	<i>bord</i>
SiO ₂	50.28	50.23	49.43	49.20	50.61	47.95	50.02	50.56	50.47
TiO ₂	1.18	0.97	1.59	1.50	0.97	1.48	1.04	0.92	0.94
Al ₂ O ₃	3.11	3.10	3.65	3.74	2.83	4.23	3.20	2.40	2.73
Cr ₂ O ₃	eld								
Fe ₂ O _{3c}	4.02	4.68	4.54	4.82	3.86	6.66	4.96	4.43	4.68
FeO _c	3.34	3.02	3.38	3.24	3.48	2.62	2.81	3.66	2.76
MnO	0.19	0.13	0.17	0.12	0.20	0.21	0.18	0.16	0.22
MgO	13.28	13.21	12.82	12.68	13.20	11.93	13.17	12.95	13.18
CaO	24.13	24.39	24.03	24.10	24.27	23.97	24.40	24.39	24.68
Na ₂ O	0.66	0.64	0.72	0.72	0.67	0.83	0.65	0.68	0.65
K ₂ O	eld								
Total	100.19	100.37	100.32	100.11	100.16	99.88	100.43	100.12	100.33
Si	1.87	1.86	1.84	1.83	1.88	1.80	1.86	1.88	1.87
^{IV} Al	0.13	0.14	0.16	0.16	0.12	0.19	0.14	0.11	0.12
^{VI} Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.11	0.13	0.13	0.14	0.11	0.19	0.14	0.12	0.13
Fe ²⁺	0.10	0.09	0.11	0.10	0.11	0.08	0.09	0.11	0.09
Mn	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Mg	0.73	0.73	0.71	0.70	0.73	0.67	0.73	0.72	0.73
Ca	0.96	0.97	0.96	0.96	0.97	0.96	0.97	0.97	0.98
Na	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg#	0.88	0.89	0.87	0.87	0.87	0.89	0.89	0.86	0.89
Jd	4.77	4.62	5.21	5.21	4.79	6.06	4.67	4.90	4.81
Ae	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca-Fe ³⁺ Tsch	5.62	6.53	6.36	6.76	5.51	9.41	6.93	6.20	6.53
Ca-Ti Tsch	3.30	2.70	4.44	4.21	2.71	4.18	2.90	2.58	2.62
Ca-Tsch	1.11	1.77	0.96	1.39	1.10	2.15	1.76	0.24	0.93
Wo	42.98	42.97	42.00	41.95	43.64	40.35	42.69	44.17	44.02
En	36.74	36.53	35.52	35.23	36.54	33.39	36.42	35.97	36.45
Fs	5.49	4.88	5.52	5.25	5.71	4.45	4.64	5.94	4.63
Sr	377.9	431.6	462.7	402.6	419.8	459.6	420.7	402.7	453.8
Zr	588.3	363.1	469.1	386.2	423.1	725.4	328.1	470.8	500.4
Nb	0.9	1.0	1.5	0.8	0.9	2.0	0.8	0.6	1.1
La	2.7	3.0	4.8	2.3	3.4	4.4	2.8	3.1	4.3
Ce	5.5	5.4	6.6	4.7	6.0	7.7	5.3	5.8	6.6
Pr	0.8	0.8	1.1	1.2	1.0	1.3	0.9	1.1	1.2
Nd	4.2	4.2	4.8	3.9	5.7	5.9	4.5	6.4	9.4
Sm	1.5	1.0	1.9	1.0	1.4	1.6	1.6	1.4	1.5
Eu	0.5	0.4	0.5	0.6	0.4	0.8	0.5	0.6	0.5
Gd	2.0	0.9	1.7	1.4	1.1	2.2	1.7	1.6	2.0
Dy	1.7	1.1	1.1	0.9	0.6	1.8	1.0	1.6	1.0
Er	0.9	0.3	0.5	0.4	0.5	1.4	0.5	1.1	0.5
Yb	1.0	0.5	0.8	0.7	0.5	1.3	0.6	1.2	0.7
Hf	17.7	8.7	10.8	9.9	10.7	16.0	7.7	13.0	11.2
Ta	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.0
ΣREE	21	18	24	17	21	28	19	24	28

N° éch.	293-78	293-78	293-78	293-78	293-78	VJA71	VJA71	VJA71	VJA71
Litho.	<i>ljolite</i>								
Pos.	<i>bord</i>	<i>cœur</i>	<i>cœur</i>	<i>cœur</i>	<i>bord</i>	<i>cœur</i>	<i>bord</i>	<i>bord</i>	<i>cœur</i>
SiO ₂	51.09	49.49	50.55	50.24	49.31	50.79	50.98	50.53	51.48
TiO ₂	0.86	1.16	0.88	1.14	1.08	0.87	0.72	0.79	0.55
Al ₂ O ₃	2.44	3.34	2.81	2.96	3.64	1.73	1.50	2.02	1.51
Cr ₂ O ₃	eld								
Fe ₂ O _{3c}	3.61	5.57	4.77	3.87	5.52	6.02	7.51	6.67	6.72
FeO _c	3.32	3.60	2.71	4.26	3.16	7.35	6.18	7.25	6.13
MnO	0.24	0.19	0.22	0.28	0.20	0.44	0.48	0.46	0.47
MgO	13.57	12.50	13.28	12.71	12.36	9.50	9.62	9.26	10.29
CaO	24.34	23.94	24.69	23.99	24.07	21.20	20.98	20.90	21.70
Na ₂ O	0.63	0.75	0.65	0.69	0.80	2.08	2.36	2.18	2.01
K ₂ O	eld								
Total	100.10	100.54	100.54	100.14	100.14	99.98	100.32	100.08	100.84
Si	1.89	1.84	1.87	1.87	1.84	1.93	1.93	1.92	1.93
^{IV} Al	0.11	0.15	0.12	0.13	0.16	0.07	0.07	0.08	0.07
^{VI} Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ti	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.10	0.16	0.13	0.11	0.16	0.17	0.21	0.19	0.19
Fe ²⁺	0.10	0.11	0.08	0.13	0.10	0.23	0.20	0.23	0.19
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Mg	0.75	0.69	0.73	0.71	0.69	0.54	0.54	0.52	0.57
Ca	0.97	0.96	0.98	0.96	0.96	0.86	0.85	0.85	0.87
Na	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.15	0.17	0.16	0.15
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg#	0.88	0.86	0.90	0.84	0.87	0.70	0.74	0.69	0.75
Jd	4.55	5.40	4.65	4.95	5.75	7.64	6.61	8.94	6.60
Ae	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.44	10.46	6.95	7.86
Ca-Fe ³⁺ Tsch	5.04	7.81	6.64	5.43	7.76	4.77	5.33	5.95	5.47
Ca-Ti Tsch	2.40	3.24	2.44	3.21	3.03	2.46	2.02	2.23	1.54
Ca-Tsch	0.67	1.40	1.37	0.81	2.11	0.00	0.00	0.00	0.00
Wo	44.31	41.55	43.73	43.20	41.70	38.95	38.35	37.92	39.73
En	37.50	34.69	36.63	35.31	34.41	26.53	26.80	25.89	28.53
Fs	5.53	5.90	4.54	7.08	5.25	12.22	10.42	12.11	10.27
Sr	379.2	372.7	460.3	424.0	405.4	587.4	614.7	309.6	568.1
Zr	305.1	564.3	405.4	501.9	710.9	918.0	706.1	854.5	1004.8
Nb	0.9	0.9	0.6	1.0	1.6	3.5	3.5	9.7	4.2
La	2.7	3.8	4.0	3.3	3.5	11.8	18.8	14.9	14.3
Ce	5.4	6.5	5.7	6.3	6.2	49.0	55.8	65.5	43.3
Pr	0.8	1.1	0.9	0.9	1.2	8.9	9.2	10.6	6.2
Nd	4.4	6.5	4.5	5.3	5.1	49.0	56.8	63.0	38.2
Sm	1.4	1.6	1.2	1.7	1.7	9.6	10.2	13.6	8.9
Eu	0.4	0.8	0.3	0.7	0.7	3.4	3.1	3.4	2.6
Gd	1.7	2.0	1.6	1.6	2.2	7.3	5.6	7.7	6.0
Dy	0.7	1.5	1.1	1.0	1.6	4.5	4.4	4.3	5.1
Er	0.5	0.6	0.6	1.0	0.8	2.9	2.2	1.9	1.7
Yb	0.8	0.9	0.4	1.0	0.9	3.8	3.4	3.3	3.1
Hf	6.5	16.5	10.0	13.7	17.5	26.5	18.8	21.6	24.3
Ta	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.9	0.3	1.2	0.2
ΣREE	19	25	20	23	24	150	170	188	130

N° éch.	VJA71									
Litho.	ljolite									
Pos.	bord	cœur	cœur	bord	bord	cœur	bord	cœur	bord	cœur
SiO ₂	50.96	53.48	48.86	50.49	52.55	51.09	49.82	53.14	50.58	52.24
TiO ₂	0.48	0.29	1.30	0.62	0.00	0.80	0.68	0.13	0.73	0.55
Al ₂ O ₃	1.59	0.67	2.28	1.84	1.00	1.46	1.96	0.48	1.83	1.55
Cr ₂ O ₃	eld									
Fe ₂ O _{3c}	7.89	17.79	8.46	7.41	13.66	7.41	6.90	12.35	6.71	2.87
FeO _c	5.81	1.26	6.17	6.70	1.59	6.06	9.87	1.26	7.58	6.47
MnO	0.41	0.29	0.47	0.47	0.50	0.38	0.66	0.36	0.43	0.25
MgO	10.06	7.21	8.90	9.37	9.37	10.04	7.36	10.56	9.46	12.27
CaO	21.38	11.68	20.71	21.32	16.61	21.18	19.22	16.61	21.01	22.56
Na ₂ O	2.12	7.52	2.28	2.10	4.91	2.23	2.56	4.70	2.00	1.18
K ₂ O	eld									
Total	100.76	100.18	99.42	100.33	100.20	100.64	99.05	99.63	100.37	99.94
Si	1.92	2.00	1.87	1.91	1.96	1.92	1.93	1.98	1.92	1.95
^{IV} Al	0.07	0.00	0.10	0.08	0.04	0.06	0.07	0.02	0.08	0.05
^{VI} Al	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02
Ti	0.01	0.01	0.04	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.22	0.50	0.24	0.21	0.38	0.21	0.20	0.35	0.19	0.08
Fe ²⁺	0.18	0.04	0.20	0.21	0.05	0.19	0.32	0.04	0.24	0.20
Mn	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Mg	0.56	0.40	0.51	0.53	0.52	0.56	0.43	0.59	0.53	0.68
Ca	0.86	0.47	0.85	0.87	0.66	0.85	0.80	0.66	0.85	0.90
Na	0.15	0.54	0.17	0.15	0.36	0.16	0.19	0.34	0.15	0.09
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg#	0.76	0.91	0.72	0.71	0.91	0.75	0.57	0.94	0.69	0.77
Jd	6.99	2.92	10.12	8.15	4.42	6.40	8.87	2.10	8.10	6.76
Ae	8.34	51.13	6.49	7.14	31.13	9.66	10.23	32.06	6.56	1.73
Ca-Fe ³⁺ Tsch	7.00	0.00	8.74	6.90	3.64	5.54	4.87	1.29	6.19	3.14
Ca-Ti Tsch	1.35	0.82	3.68	1.76	0.00	2.23	1.96	0.35	2.07	1.55
Ca-Tsch	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Wo	38.60	22.79	35.54	38.56	31.42	38.32	36.09	32.33	38.08	42.49
En	28.00	19.93	24.97	26.22	26.10	27.83	21.06	29.34	26.44	33.91
Fs	9.72	2.42	10.45	11.27	3.28	10.02	16.92	2.53	12.56	10.42
Sr	488.3	53.3	524.4	518.8	371.7	544.2				
Zr	529.2	1004.4	759.2	914.3	435.1	387.2				
Nb	1.6	6.5	2.3	4.7	2.5	1.8				
La	9.4	8.0	9.7	13.7	6.8	9.4				
Ce	38.7	26.6	46.0	50.3	27.7	36.6				
Pr	6.2	4.7	7.4	8.4	4.5	6.6				
Nd	33.6	24.3	44.0	47.9	23.9	38.3				
Sm	7.2	4.8	9.0	10.2	5.0	7.4				
Eu	1.9	0.8	2.1	2.4	1.7	1.7				
Gd	4.9	4.0	6.2	6.6	4.2	4.6				
Dy	2.6	1.1	2.9	3.9	2.1	1.7				
Er	1.7	0.7	1.7	1.4	1.0	1.0				
Yb	2.6	1.5	2.7	2.6	2.3	2.8				
Hf	12.8	25.0	22.2	21.2	13.3	9.2				
Ta	0.4	1.9	0.5	1.3	0.2	0.2				
ΣREE	109	77	132	147	79	110				

N° éch.	VJA71	VJA71	VJA71	VJA71	VJA71	VJA72	VJA72	VJA72	VJA83
Litho.	ljolite	Mél-syen.							
Pos.	cœur	bord	cœur	bord	bord	cœur	bord	cœur	bord
SiO ₂	50.69	51.19	49.97	50.81	51.17	50.90	51.38	50.05	54.08
TiO ₂	0.85	0.56	0.86	0.60	0.55	0.67	0.61	1.05	0.37
Al ₂ O ₃	2.61	1.24	1.78	1.42	1.52	1.60	1.46	2.20	1.94
Cr ₂ O ₃	eld								
Fe ₂ O _{3c}	5.14	7.87	5.27	6.77	6.37	7.08	6.10	6.40	4.96
FeO _c	2.29	6.59	7.56	7.74	7.39	6.50	5.13	6.34	4.64
MnO	0.35	0.52	0.54	0.44	0.34	0.56	0.41	0.40	0.26
MgO	13.52	9.77	9.37	9.09	9.65	9.89	11.20	9.96	11.22
CaO	24.27	20.58	20.81	19.74	20.48	20.96	22.26	21.19	19.16
Na ₂ O	0.74	2.32	1.95	2.50	2.25	2.14	1.72	1.98	3.35
K ₂ O	eld								
Total	100.50	100.68	98.12	99.19	99.81	100.36	100.26	99.56	100.01
Si	1.88	1.93	1.93	1.95	1.94	1.92	1.93	1.90	2.00
^{IV} Al	0.11	0.05	0.07	0.05	0.06	0.07	0.06	0.10	0.00
^{VI} Al	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.08
Ti	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.14	0.22	0.15	0.20	0.18	0.20	0.17	0.18	0.14
Fe ²⁺	0.07	0.21	0.24	0.25	0.23	0.21	0.16	0.20	0.14
Mn	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Mg	0.75	0.55	0.54	0.52	0.55	0.56	0.63	0.56	0.62
Ca	0.96	0.83	0.86	0.81	0.83	0.85	0.89	0.86	0.76
Na	0.05	0.17	0.15	0.19	0.17	0.16	0.12	0.15	0.24
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg#	0.91	0.73	0.69	0.68	0.70	0.73	0.80	0.74	0.81
Jd	5.48	5.45	8.01	6.33	6.73	7.03	6.40	9.70	8.36
Ae	0.00	11.50	6.42	12.09	9.83	8.48	5.96	4.64	15.42
Ca-Fe ³⁺ Tsch	7.16	5.37	4.38	3.73	4.20	5.82	5.56	6.69	5.00
Ca-Ti Tsch	2.37	1.58	2.47	1.70	1.57	1.88	1.70	2.97	1.00
Ca-Tsch	0.57	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Wo	43.06	37.76	39.12	37.42	38.42	38.16	40.72	37.66	37.08
En	37.28	27.22	26.66	25.73	27.08	27.58	31.03	27.78	30.63
Fs	4.08	11.12	12.94	12.99	12.18	11.05	8.63	10.56	7.51
Sr				8.5	601.9	908.8			
Zr				10.3	379.6	718.1			
Nb				4.6	3.0	3.5			
La				2.9	13.8	23.7			
Ce				2.1	54.9	80.4			
Pr				1.5	9.0	14.1			
Nd				7.0	49.5	73.1			
Sm				6.2	10.0	13.9			
Eu				2.9	3.2	3.7			
Gd				4.9	5.5	8.6			
Dy				4.4	3.7	4.6			
Er				3.0	1.4	2.2			
Yb				2.9	1.9	2.6			
Hf				2.4	10.0	23.5			
Ta				0.5	0.4	1.1			
ΣREE				38	153	227			

N° éch.	VJA83	VJA83	VJA83	VJA83	VJA83	VJA18	VJA18	VJA18	VJA18
Litho.	Mél-syen.	Mél-syen.	Mél-syen.	Mél-syen.	Mél-syen.	Carb. 1.	Carb. 1.	Carb. 1.	Carb. 1.
Pos.	cœur	bord	cœur	bord	cœur	cœur	bord	cœur	cœur
SiO ₂	53.60	53.55	53.52	52.92	53.59	53.42	53.90	53.63	53.56
TiO ₂	0.38	0.38	0.36	0.33	0.37	0.88	0.31	0.47	0.35
Al ₂ O ₃	2.11	1.86	1.45	1.94	1.90	0.14	0.40	0.14	1.07
Cr ₂ O ₃	eld	eld	eld	eld	0.11	eld	eld	eld	eld
Fe ₂ O _{3c}	6.87	5.20	4.49	5.71	5.33	1.97	1.17	2.64	1.67
FeO _c	3.43	4.58	5.20	3.84	4.80	1.44	0.70	1.73	1.51
MnO	0.28	0.24	0.41	0.33	0.29	0.43	0.18	0.53	0.27
MgO	11.13	11.33	11.61	11.99	11.38	16.05	17.13	16.24	16.31
CaO	19.18	19.84	20.97	20.49	19.57	24.52	25.55	24.90	25.45
Na ₂ O	3.52	2.99	2.40	2.52	3.01	0.60	0.13	0.31	0.19
K ₂ O	eld	eld	eld	eld	eld	eld	eld	eld	eld
Total	100.53	100.06	100.40	100.09	100.34	99.46	99.51	100.60	100.38
Si	1.97	1.98	1.98	1.96	1.98	1.97	1.97	1.96	1.95
^{IV} Al	0.03	0.02	0.02	0.04	0.02	0.01	0.02	0.01	0.05
^{VI} Al	0.07	0.06	0.05	0.04	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.19	0.15	0.13	0.16	0.15	0.05	0.03	0.07	0.05
Fe ²⁺	0.11	0.14	0.16	0.12	0.15	0.04	0.02	0.05	0.05
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Mg	0.61	0.63	0.64	0.66	0.63	0.88	0.93	0.88	0.89
Ca	0.76	0.79	0.83	0.81	0.78	0.97	1.00	0.97	0.99
Na	0.25	0.21	0.17	0.18	0.22	0.04	0.01	0.02	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg#	0.85	0.82	0.80	0.85	0.81	0.95	0.98	0.94	0.95
Jd	9.11	8.06	6.28	8.42	8.22	0.62	0.89	0.60	1.37
Ae	15.88	13.40	10.88	9.76	13.25	3.60	0.00	1.57	0.00
Ca-Fe ³⁺ Tsch	1.60	0.61	0.78	3.03	0.90	0.90	1.67	2.83	2.29
Ca-Ti Tsch	1.04	1.06	0.98	0.91	1.02	2.41	0.85	1.28	0.96
Ca-Tsch	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.65
Wo	36.31	38.32	40.51	38.50	37.59	46.12	48.67	46.36	47.71
En	30.39	31.11	31.90	32.94	31.19	43.51	46.58	43.92	44.29
Fs	5.68	7.43	8.66	6.43	7.82	2.85	1.34	3.44	2.71
Sr									
Zr									
Nb									
La									
Ce									
Pr									
Nd									
Sm									
Eu									
Gd									
Dy									
Er									
Yb									
Hf									
Ta									
ΣREE									

N° éch.	VJA18	376-77	376-77						
Litho.	Carb. 1.	Ep. Met.	Ep. Met.						
Pos.	cœur	cœur	bord	cœur	bord	cœur	cœur	cœur	bord
SiO ₂	53.13	54.16	54.70	53.65	54.76	53.79	54.21	53.00	51.62
TiO ₂	0.20	0.24	0.22	0.16	0.27	0.21	0.32	0.36	1.07
Al ₂ O ₃	1.21	0.59	0.26	0.95	0.64	1.03	1.02	0.82	2.42
Cr ₂ O ₃	eld								
Fe ₂ O _{3c}	2.28	0.39	0.96	1.29	0.28	0.97	0.76	4.11	2.56
FeO _c	1.33	1.99	0.91	1.96	1.96	2.31	2.37	4.58	2.32
MnO	0.35	eld	eld	eld	eld	eld	eld	0.36	0.12
MgO	15.97	16.66	17.24	16.10	16.99	16.02	16.25	12.96	14.96
CaO	25.33	25.46	25.92	25.62	25.63	25.66	25.57	22.69	24.62
Na ₂ O	0.24	0.14	0.16	0.17	0.14	0.16	0.22	1.42	0.44
K ₂ O	eld								
Total	100.03	99.64	100.38	99.90	100.66	100.15	100.72	100.30	100.13
Si	1.95	1.98	1.98	1.96	1.98	1.96	1.97	1.97	1.90
^{IV} Al	0.05	0.02	0.01	0.04	0.02	0.04	0.03	0.03	0.10
^{VI} Al	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.06	0.01	0.03	0.04	0.01	0.03	0.02	0.11	0.07
Fe ²⁺	0.04	0.06	0.03	0.06	0.06	0.07	0.07	0.14	0.07
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	0.87	0.91	0.93	0.88	0.92	0.87	0.88	0.72	0.82
Ca	0.99	1.00	1.01	1.00	0.99	1.00	0.99	0.90	0.97
Na	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.10	0.03
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg#	0.96	0.94	0.97	0.94	0.94	0.93	0.92	0.83	0.92
Jd	1.68	1.01	1.09	1.23	0.97	1.15	1.55	3.57	3.14
Ae	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	6.59	0.00
Ca-Fe ³⁺ Tsch	3.13	0.54	1.28	1.77	0.38	1.34	1.04	2.42	3.54
Ca-Ti Tsch	0.54	0.66	0.60	0.45	0.74	0.57	0.87	1.00	2.96
Ca-Tsch	1.22	0.11	0.00	0.98	0.13	1.07	0.54	0.00	0.72
Wo	47.25	49.22	49.20	48.64	49.03	48.72	48.47	43.15	44.89
En	43.60	45.41	46.40	43.93	45.78	43.62	43.94	35.65	41.01
Fs	2.58	3.04	1.38	3.00	2.97	3.53	3.59	7.63	3.75
Sr									
Zr									
Nb									
La									
Ce									
Pr									
Nd									
Sm									
Eu									
Gd									
Dy									
Er									
Yb									
Hf									
Ta									
ΣREE									

N° éch.	376-77	376-77	376-77	376-77	376-77	376-77	376-77	376-77
Litho.	Ep. Met.							
Pos.	cœur	cœur	cœur	bord	bord	bord	bord	bord
SiO ₂	50.98	51.48	50.03	50.77	51.39	53.72	52.70	52.22
TiO ₂	1.21	0.95	1.23	1.02	0.85	0.00	0.38	0.61
Al ₂ O ₃	2.53	2.03	3.36	2.68	1.96	0.22	1.13	1.47
Cr ₂ O ₃	eld							
Fe ₂ O _{3c}	3.05	3.06	4.21	3.71	4.08	4.03	3.74	2.95
FeO _c	2.31	2.02	1.48	1.54	3.52	2.68	3.44	4.32
MnO	eld	eld	eld	eld	0.23	0.19	0.34	0.22
MgO	14.50	14.82	14.25	14.58	13.10	13.92	13.62	13.19
CaO	24.67	24.96	24.77	24.91	23.39	22.34	23.64	23.54
Na ₂ O	0.47	0.43	0.50	0.47	1.11	1.71	1.08	1.03
K ₂ O	eld							
Total	99.83	99.76	99.82	99.68	99.63	98.81	100.07	99.56
Si	1.89	1.90	1.85	1.88	1.92	2.00	1.95	1.95
^{IV} Al	0.11	0.09	0.15	0.12	0.08	0.00	0.05	0.05
^{VI} Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Ti	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.00	0.01	0.02
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.08	0.09	0.12	0.10	0.11	0.11	0.10	0.08
Fe ²⁺	0.07	0.06	0.05	0.05	0.11	0.08	0.11	0.13
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.80	0.82	0.79	0.80	0.73	0.77	0.75	0.73
Ca	0.98	0.99	0.98	0.99	0.93	0.89	0.94	0.94
Na	0.03	0.03	0.04	0.03	0.08	0.12	0.08	0.07
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg#	0.92	0.93	0.95	0.94	0.87	0.90	0.88	0.84
Jd	3.37	3.08	3.59	3.37	7.94	0.97	4.91	6.40
Ae	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	11.38	2.81	0.98
Ca-Fe ³⁺ Tsch	4.25	4.26	5.86	5.16	5.67	0.00	3.79	3.62
Ca-Ti Tsch	3.37	2.64	3.42	2.84	2.36	0.00	1.05	1.70
Ca-Tsch	0.46	0.24	2.11	1.32	0.00	0.00	0.00	0.00
Wo	44.84	45.84	43.42	44.71	42.22	44.56	44.23	43.95
En	39.98	40.82	39.32	40.21	36.03	38.63	37.39	36.33
Fs	3.73	3.12	2.28	2.39	5.78	4.47	5.83	7.02
Sr								
Zr								
Nb								
La								
Ce								
Pr								
Nd								
Sm								
Eu								
Gd								
Dy								
Er								
Yb								
Hf								
Ta								
ΣREE								

enrichissement en fer du magma. Les clinopyroxènes analysés ne définissent pas réellement de tendance continue et régulière avec le Mg# décroissant (Figure 5.16 et 5.17.a.).

Le diopside de la dunite serpentinisée VJA10 a une composition $En_{44}Wo_{50}Fs_6$, ce qui correspond à un Mg# élevé (0.94) ; il est pauvre en Na (0.024 a.p.m.e.) et Al (0.11 a.p.m.e) et riche en Ti (0.047 a.p.m.e.).

Le diopside des clinopyroxénites a une composition qui varie de $En_{48}Wo_{50}Fs_2$ et $En_{40}Wo_{46}Fs_{14}$ (Mg# : 0.98 à 0.91). Il est légèrement plus riche en éléments mineurs (Al, Ti Na, Mn, Fe) et en éléments en trace (Sr : 240-480 ppm), Zr : 120-720 ppm, Nb : jusque 1.8 ppm et REE : jusque 100 ppm) que celui de la dunite. Le pyroxène ne présente pas (ou peu) d'exolutions de magnétite titanifère ; il est zoné normalement avec une diminution de Mg#, Ti, Ca, et Al et une légère augmentation en Na et Si du cœur vers le bord. On observe une légère diminution du contenu en REE (100 à 10 ppm) et du rapport $(La/Yb)_N$ (15 à 1) avec la diminution du Mg#, ceci pourrait dû à la cristallisation simultanée d'apatite et de pérovskite, riches en REE légères, au cours de la différenciation.

Le diopside de l'ijolite non recristallisée (échantillon 293-78) a une composition ($Wo_{48-44}En_{58-12}Fs_{44-44}$, soit Mg# 0.73-0.80) proche de celle du diopside des pyroxénites. Il n'est pas significativement zoné même s'il présente un léger enrichissement en Na (0.061 a.p.m.e. Na) et en éléments en trace (32 ppm REE, 500 ppm Sr) en bordure des grains.

Les ijolites partiellement recristallisées présentent deux types de diopside : 1) les cœurs des gros cristaux sont similaires à ceux de l'ijolite non recristallisée et des pyroxénites évoluées et 2) les autres grains, plus petits, sont plus évolués avec des Mg# variant de 0.82 à 0.51. Les teneurs en Na, Al et Fe^{3+} et en éléments en trace (Sr : 320-910 ppm, Zr : 360-1000 ppm, REE : 37-227 ppm) sont nettement supérieures. La bordure des grains de diopside en contact avec la matrice cancrinitique a une composition d'aegyrine-augite, avec un Mg# plus élevé (0.85-0.99) et un enrichissement prononcé en Na (0.34-0.54 a.p.m.e.) et Fe^{3+} (0.34-0.50 a.p.m.e.).

La méla-syénite VJA83 contient de l'aegyrine-augite de composition intermédiaire (Mg# : 0.79-0.85) entre celles des bordures riches en Na des diopsides des ijolites partiellement recristallisées et les autres pyroxènes étudiés

Le clinopyroxène de la carbonatite de stade 1 VJA18 est un diopside magnésien (Mg# : 0.93-0.97), pauvre en Ti (< 0.010 a.p.m.e.), Al (< 0.044 a.p.m.e.) et Fe^{3+} (0.011 à 0.063 a.p.m.e.).

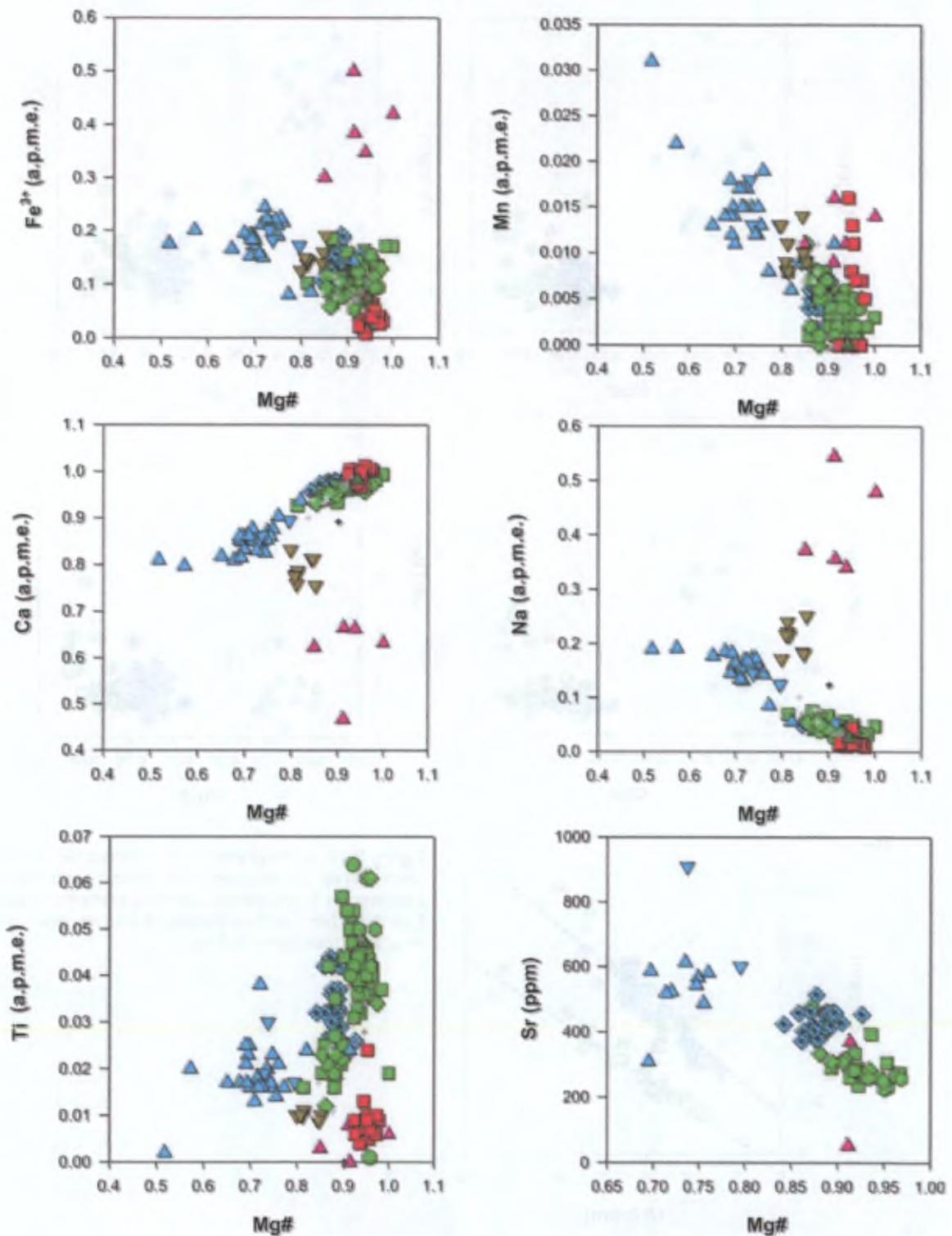
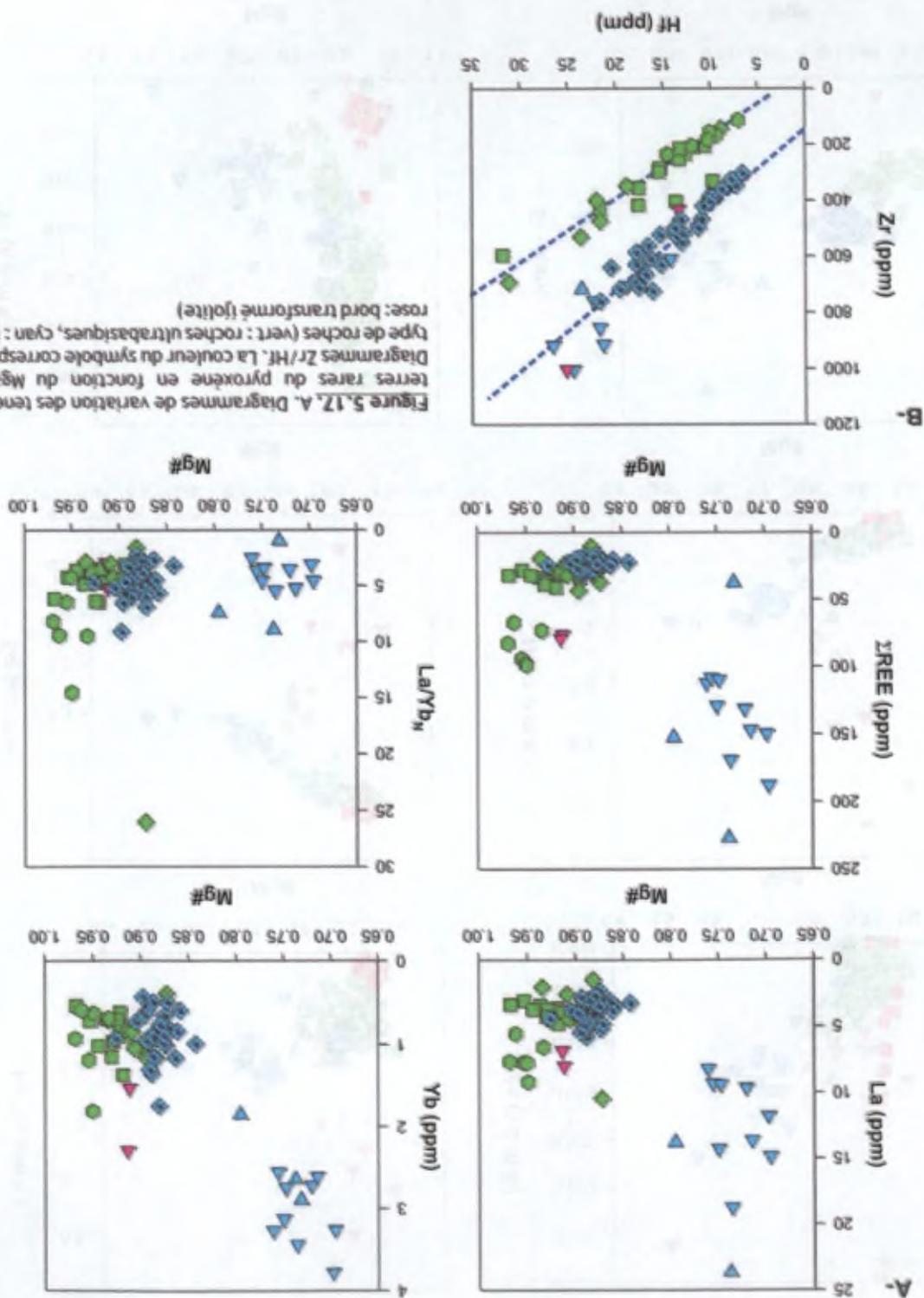


Figure 5.16. Diagrammes de variation des teneurs en éléments majeurs et en Sr du pyroxène en fonction du Mg#. La couleur du symbole correspond au type de roches (vert : roches ultrabasiques, cyan : ijolite, rose : bord transformé ijolite ; rouge : carbonatite stade 1, jaune foncé : méla-syénite)

Figure 5.17. A. Diagrammes de variation des teneurs en terres rares du pyroxène en fonction du Mg# ; B. Diagrammes Zr/Hf. La couleur du symbole correspond au type de roches (vert : roches ultrabasiques, cyan : fofite, rose : bord transformé fofite)



Les profils d'abondances des terres rares normalisées aux chondrites (Figure 5.18.) pour les clinopyroxènes sont de deux types : 1) profils en forme de cloche, relativement riches en REE ($(La_N > 11)$) (VJA60, VJA71 et VJA72), enrichis en terres rares intermédiaires (Ce → Eu) et avec un rapport $(La/Yb)_N$ supérieur à 1 (10-25) ; 2) profils relativement plats et pauvres en REE ($(La_N < 11)$; $(La/Yb)_N$: 1-5) (VJA74 et 293-78).

5.7.4. Discussion

L'évolution globale des clinopyroxènes des roches silicatées de Vuoriyarvi se traduit par un enrichissement progressif en Fe, Na et éléments en trace (Sr et REE) et une diminution du contenu en Mg, Ti, Ca et Al (Figure 5.19). Cette évolution est progressive et continue, des roches ultrabasiques aux ijolites, ce qui suggère que cet ensemble de roches pourrait être cogénétique. Un tel modèle simple d'évolution a déjà été proposé pour les clinopyroxènes d'autres massifs de la péninsule de Kola (Bell et Rukhlov, 2004) comme Kovdor (Verhulst et al., 2000 ; Verhulst, 2001) et Afrikanda (Chakhmouradian et Zaitsev, 2004). Les pyroxènes de la méla-syérite VJA83 et de la partie recristallisée de l'ijolite VJA71 ne se situent pas sur cette tendance d'évolution.

L'évolution observée se marque par une augmentation de la teneur en Fe^{3+} qui est vraisemblablement liée à l'augmentation de la fugacité en oxygène et à l'augmentation concomitante de la teneur en Na du liquide résiduel. Dans les massifs alcalins en général (avec ou sans carbonatites), l'évolution de composition du clinopyroxène est double : on note un enrichissement progressif en Fe et Na d'abord, suivi d'une augmentation importante en Na à teneur en Fe plus ou moins constante (Nash, 1972 ; Wolley et al., 1995 ; Anderson, 1988 ; Tyler et King, 1967 ; Le Bas, 1977 ; Le Bas, 1987 ; Verhulst, 2001 ; Vuorinen et al., 2005).

Les clinopyroxènes des clinopyroxénites s'alignent dans le diagramme Zr/Hf (Figure 5.17.b.) le long d'une droite ne passant pas par l'origine et de rapport Zr/Hf de 21 (r^2 : 0.88), tandis que les diopsides des ijolites s'alignent le long d'une autre droite ne passant pas non plus par l'origine et de rapport $Zr/Hf = 33$ (r^2 : 0.90). Des échantillons qui ont le même rapport Zr/Hf a priori sont cogénétiques. Les variations de rapport observées peuvent être liées au fractionnement d'un minéral à Zr/Hf différent.

Le clinopyroxène des carbonatites de stade 1 est un diopside très magnésien ($Mg\#$: 0.93-0.97), riche en Si, Ca et pauvre en Ti, Na. Les teneurs en Ca et Na sont néanmoins assez comparables à celles des mesures dans les clinopyroxénites mais les teneurs en Ti (<0.012 a.p.m.e.) et Si (1.95-2.00 a.p.m.e.) sont significativement différentes. La magnétite cristallise

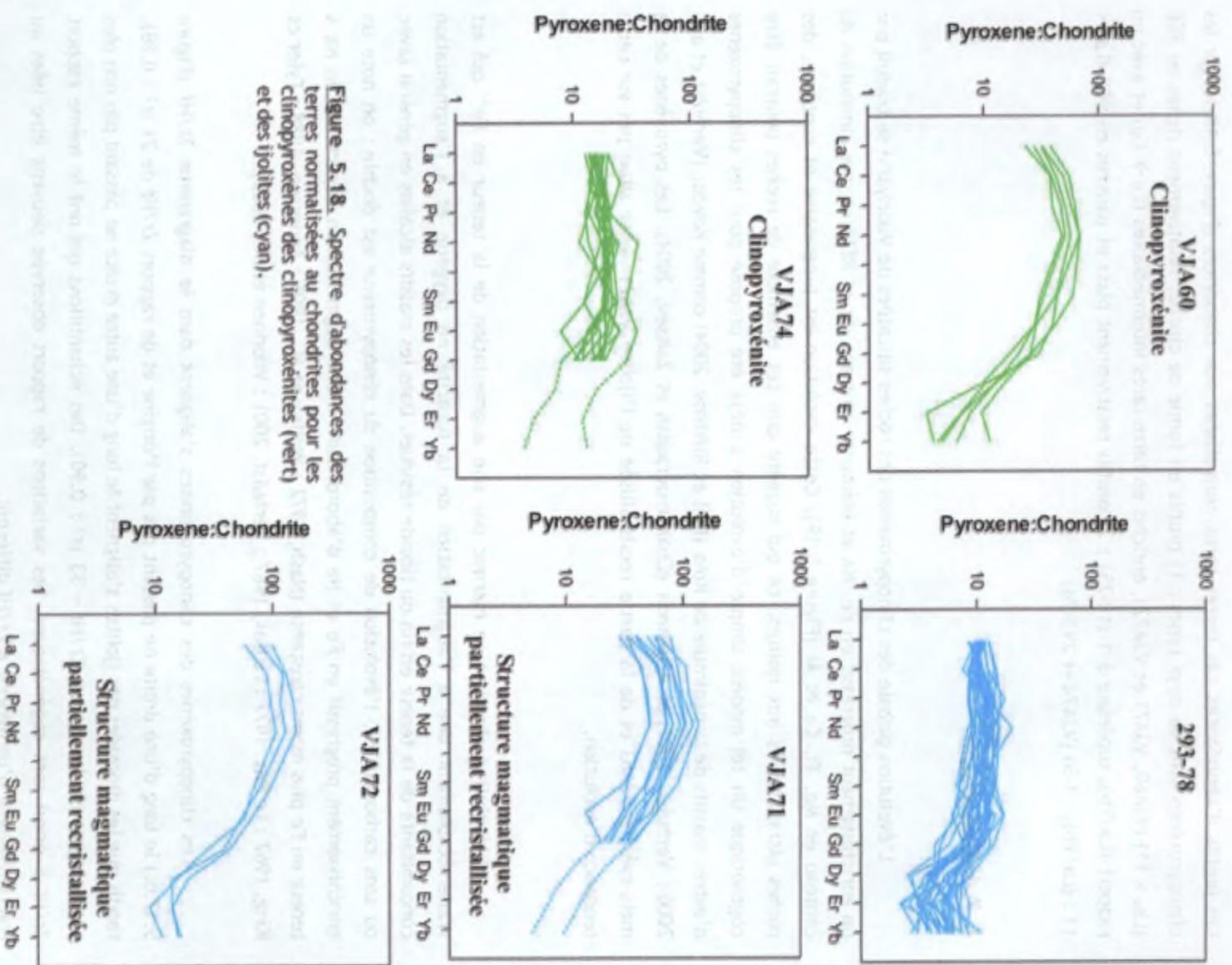


Figure 5.18. Spectre d'abondances des terres normalisées au chondrites pour les clinopyroxènes des clinopyroxénites (vert) et des ijolites (cyan).

en même temps que le diopside dans les carbonatites ce qui a pu conduire à un enrichissement relatif en Mg et en Si dans le clinopyroxène de la carbonatite.

Dans les roches silicatées à texture magmatique, les profils de REE des clinopyroxénites varient significativement en fonction de la présence ou de l'absence d'apatite. Les roches pauvres en apatite (VJA60) ont un diopside riche en REE, particulièrement en REE intermédiaires, tandis que celles qui contiennent beaucoup d'apatite (VJA74, 293-78) ont un diopside pauvre en REE, à profil plat. Les coefficients de partage des REE entre apatite et magma sont généralement plus élevés que ceux entre diopside et magma ; l'apatite a dès lors vraisemblablement pompé une grande partie des REE. Dans l'ijolite recristallisée VJA72, le clinopyroxène a un profil similaire à celui des roches sans apatite. Néanmoins, l'apatite a été observée dans VJA72 mais la recristallisation a oblitéré la texture primaire et il n'est dès lors pas possible aujourd'hui de dire si l'apatite observée est primaire ou s'il elle provient d'un fluide carbonatitique (calcite+apatite) qui aurait favorisé la recristallisation et la cancrinitisation de la néphéline.

Les variations de composition des clinopyroxènes en Fe, Al, Ti et Na sont gouvernées par les conditions physico-chimiques du magma (Nash et Wilkinson, 1970 ; Wallace et al. 1990). L'échange Si-Al au sein du site tétraédrique est indicateur selon plusieurs auteurs (Kushiro, 1960 ; Johan, 1979) de l'activité de silice dans le magma. Un magma sous-saturé en silice (magma généralement de type alcalin) cristalliserait des pyroxènes riches en ^{IV}Al et pauvre en Si. La concentration en ^{IV}Al est conditionnée par deux paramètres : l'activité de Si dans le magma et la pression (Kushiro, 1969 ; Green, 1972). L'augmentation de pression favoriserait l'incorporation d'Al dans le site tétraédrique. Green (1972) a estimé que le pyroxène cristallisant à des P < 10 kbar est enrichi en ^{IV}Al par rapport à l'^{VI}Al. Le clinopyroxène de la plupart des roches du massif de Vuoriyarvi (roches ultrabasiqes, roches alcalines sous-saturées en silice et carbonatites) aurait dès lors cristallisé à basse pression, à partir d'un magma sous-saturé en silice, comme en témoigne la composition des diopsides les plus primitifs. Seule la mélasyénite a un clinopyroxène dont la teneurs en ^{IV}Al paraît indiquer de plus haute pression, ce qui pourrait suggérer qu'elle n'est pas génétiquement liée au massif proprement dit mais qu'elle serait plutôt l'encaissant métamorphique fénitisé (selon l'hypothèse de Kukharenko et al., 1965).

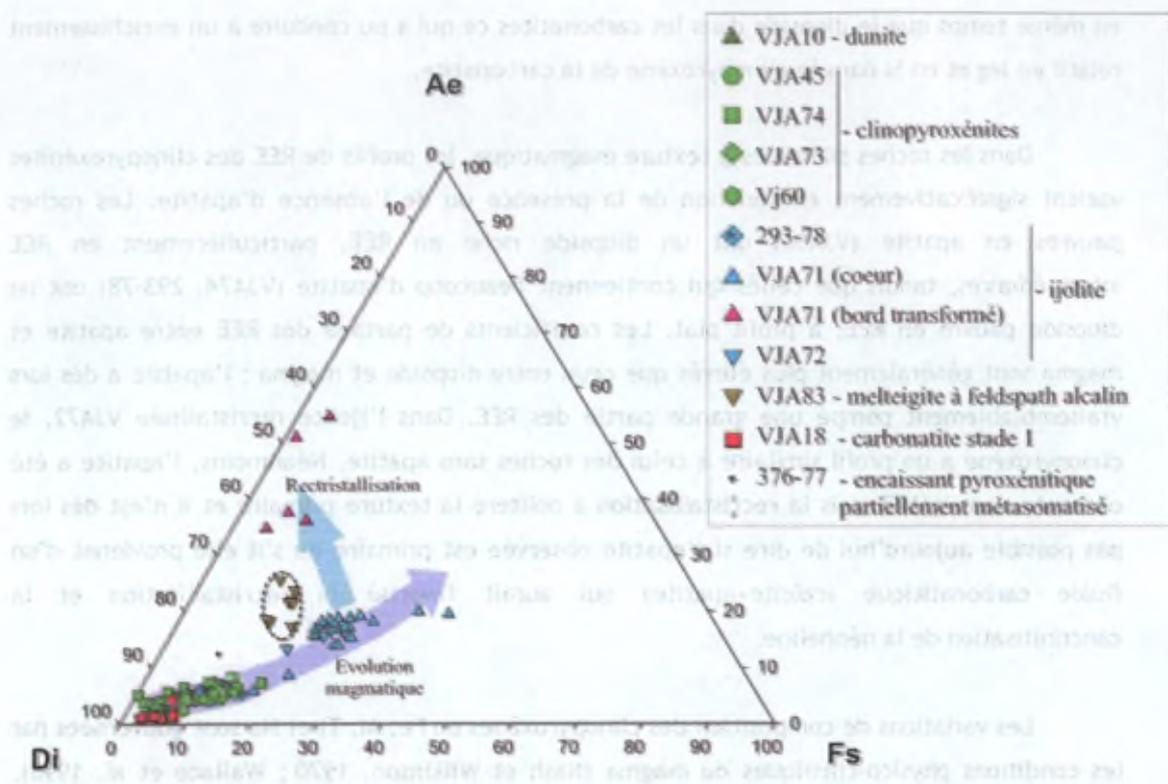


Figure 5.19. Diagramme ternaire Di-Fs-Ae illustrant l'évolution des clinopyroxènes du massif de Vuoriyarvi. La couleur du symbole correspond au type de roches (vert : roches ultrabasiques, cyan : ijolite, rose: bord transformé ijolite ; rouge : carbonatite stade 1, jaune foncé : méla-syénite)

5.8. L'olivine

L'olivine est un minéral commun des roches ultrabasiques et des carbonatites/phoscorites précoces du massif de Vuoriyarvi.

5.8.1. Rappel pétrographique

La forstérite est le principal minéral des olivinites (=dunites à magnétite ; Kapustin, 1980). Elle est partiellement serpentinisée et largement remplacée par l'assemblage magnétite+serpentine. On trouve aussi la forstérite en inclusion dans le diopside des clinopyroxénites.

La phoscorite 686-78 est essentiellement composée de forstérite et de magnétite subautomorphes emballés dans une matrice de carbonate. L'olivine est partiellement serpentinisée.

Les carbonatites de stade 1 contiennent de la monticellite et de la forstérite. La forstérite subautomorphe est localement transformée en clinohumite ; la monticellite est squelettique ou partiellement corrodée.

5.8.2. Composition chimique

La composition de l'olivine des différentes roches de Vuoriyarvi figure au Tableau 5.7. Les formules structurales des olivines ont été calculées sur base de 4 oxygènes.

La composition chimique des olivines a été reportée dans le diagramme Fo-Fa-La (La = larnite Ca_2SiO_4 ; Figure 5.20.). Les olivines analysées se localisent le long du joint Fo-Fa, la teneur en La est inférieure à 2%.

Les olivines des dunites partiellement serpentinisées et celles en inclusions dans le diopside sont relativement riches en Fe (Mg# 0.85-0.86) et pauvres en Ca (<0.02 a.p.m.e.) et Mn (=0.01 a.p.m.e.). L'olivine n'est pas zonée. La forstérite des cumulats ultrabasiques de Vuoriyarvi est plus pauvre en Ca (< 0.5 %CaO) que son équivalent du massif de Kovdor (= 0.7 %CaO ; Verhulst, 2001).

L'olivine de la phoscorite 686-78 est significativement plus riche en Mg (Mg# : 0.91-0.94) que celle des roches ultrabasiques. Elle est très pauvre en Ca (< 0.002 a.p.m.e.) et se situe dans le domaine des phoscorites de stade 1 défini par Karchevsky et Moutte (2004).

Les deux carbonatites des stade 1 analysées ont des olivines de composition différente (VJA18 : Mg# 0.85-0.87, 0.32-0.38 a.p.m.e. Mn, 0.01-0.02 a.p.m.e. Ca et VJA32 : Mg# 0.96-0.98, 0.001-0.004 a.p.m.e. Ca, 0.006-0.01 a.p.m.e. Mn). L'olivine de VJA18 a une composition assez proche de celle des roches ultrabasiques.

5.8.3 Discussion

Les compositions de l'olivine des dunites et des clinopyroxénites sont similaires. Les relations de terrain et la présence d'inclusion d'olivine dans le clinopyroxène des clinopyroxénites suggèrent cependant que les dunites ont cristallisé avant les clinopyroxénites.

L'olivine de la phoscorite a une composition intermédiaire entre celles des olivines des deux carbonatites de stade 1 (VJA18 et VJA32). Dans VJA18, la calcite et l'apatite présentent des compositions plus évoluées que dans VJA32. Mais l'olivine de VJA32 est plus riche en Mg que celle de VJA18. Ceci peut s'expliquer de deux manières : 1) la magnétite est abondante dans

Tableau 5.7. Composition en poids d'oxydes de l'olivine des roches du massif de Vuoriyarvi

N° éch.	Litho.	Pos.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃	Total
VJA10	Dunite	cœur	39.89	eld	13.42	0.35	45.79	0.35	eld	99.80
VJA10	Dunite	bord	39.75	eld	13.74	0.37	45.52	0.48	eld	99.87
VJA60	Pyrox.	cœur	40.04	eld	13.64	0.53	45.57	1.08	eld	100.86
VJA60	Pyrox.	bord	40.02	eld	12.64	0.51	46.34	0.26	eld	99.76
VJA60	Pyrox.	bord	40.37	eld	12.89	0.46	45.73	0.36	eld	99.80
VJA18	Carb.1	cœur	40.04	eld	11.47	1.52	45.55	0.44	eld	99.03
VJA18	Carb.1	cœur	40.46	eld	11.26	1.70	44.98	0.69	eld	99.10
VJA18	Carb.1	cœur	40.61	eld	10.64	1.64	46.17	0.51	eld	99.56
VJA18	Carb.1	cœur	40.27	eld	11.52	1.66	45.76	0.53	eld	99.73
VJA18	Carb.1	bord	41.50	eld	10.47	1.61	46.02	0.38	eld	99.98
VJA18	Carb.1	cœur	40.34	eld	11.97	1.79	45.58	0.75	eld	100.42
VJA18	Carb.1	cœur	40.57	eld	11.57	1.64	45.71	0.60	eld	100.09
VJA18	Carb.1	cœur	40.33	eld	12.23	1.71	45.19	0.60	eld	100.06
VJA18	Carb.1	bord	40.06	eld	11.88	1.67	45.25	0.60	eld	99.46
VJA18	Carb.1	bord	40.44	eld	11.19	1.60	45.25	0.59	eld	99.07
VJA18	Carb.1	bord	40.74	eld	11.47	1.71	45.91	0.50	eld	100.32
VJA18	Carb.1	bord	40.23	eld	10.71	1.66	45.80	0.57	eld	98.97
VJA32	Carb. 1	bord	42.54	eld	3.09	0.48	54.92	0.15	eld	101.19
VJA32	Carb. 1	cœur	42.51	eld	1.73	0.30	55.51	eld	eld	100.04
VJA32	Carb. 1	bord	42.01	eld	2.30	0.42	54.56	0.11	eld	99.40
686_78	Phosc.	bord	41.22	eld	8.09	0.56	50.14	0.11	eld	100.10
686-78	Phosc.	cœur	41.52	eld	6.49	0.53	51.67	eld	eld	100.21
686-78	Phosc.	bord	41.56	eld	6.09	0.62	51.66	eld	eld	99.92

Abréviations:

Pyrox. : pyroxénite; carb. x : carbonatite de stade x; Phosc. : phoscorite; eld: en dessous des limites de détection

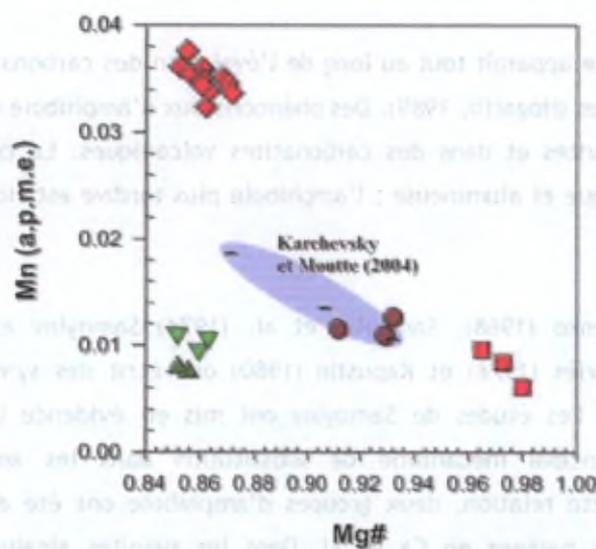
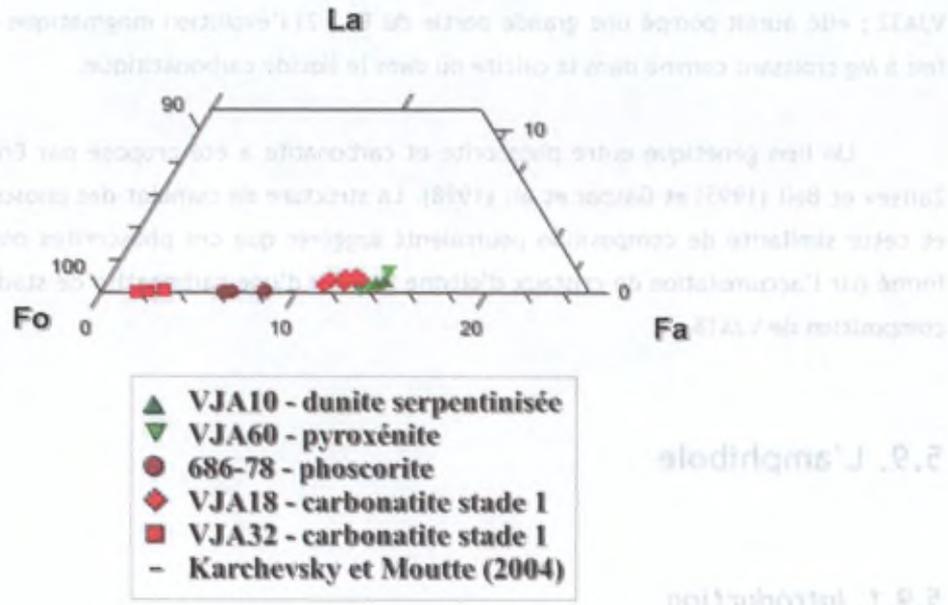


Figure 5.20. Diagramme ternaire Fo-La-Fa reprenant les compositions des olivines des roches de Vuoriyarvi. Diagramme Mg#-Mn (a.p.m.e.).

Karchevsky (1987) a décrit deux types d'olivine dans les basaltes à carbonates de la péninsule de Kola : (1) une olivine (de type basaltique-basaltique-karbovatite) qui précède de la transition du développement des roches ultrabasiques ; (2) une olivine (de type olivine de magnésio-olivine) qui se trouve dans les carbonates à granité des roches ultrabasiques. Elle est associée à la formation d'olivine dans les basaltes ultrabasiques.

Dans le massif de Vuoriyarvi, Karchevsky et Moutte (2004) ont observé une olivine modale élevée d'olivine (de type magnésio-olivine-karbovatite) dans les carbonates de stade I, elle est par contre subordonnée dans les autres stades de basalte. L'olivine élevée de l'olivine se caractérise par une augmentation en Fe et en Ni.

VJA32 ; elle aurait pompé une grande partie du Fe ; 2) l'évolution magmatique des olivines se fait à Mg croissant comme dans la calcite ou dans le liquide carbonatitique.

Un lien génétique entre phoscorite et carbonatite a été proposé par Ericksson (1989), Zaitsev et Bell (1995) et Gaspar et al. (1998). La structure de cumulat des phoscorites à olivine et cette similarité de composition pourraient suggérer que ces phoscorites pourraient s'être formé par l'accumulation de cristaux d'olivine à partir d'une carbonatite de stade 1, proche en composition de VJA18.

5.9. L'amphibole

5.9.1. Introduction

En général, l'amphibole apparaît tout au long de l'évolution des carbonatites, des plus précoces jusqu'aux plus tardives (Hogarth, 1989). Des phénocristaux d'amphibole ont également été observés dans les phoscorites et dans des carbonatites volcaniques. La composition de l'amphibole précoce est calcique et alumineuse ; l'amphibole plus tardive est riche en alcalins et pauvre en Al.

Bulakh (1965), Kovalenko (1968), Samoylov et al. (1974) Samoylov et Gormasheva (1975), Samoylov (1977), Fabriès (1978) et Kapustin (1980) ont écrit des synthèses sur les amphiboles des carbonatites. Les études de Samoylov ont mis en évidence la substitution $Ca^{IV}Al-Si+Na+K$, comme principal mécanisme de substitution dans les amphiboles des carbonatites. Sur base de cette relation, deux groupes d'amphibole ont été définis : 1) les riches en Ca et Al et 2) les pauvres en Ca et Al. Dans les syénites alcalines fénitisées, l'amphibole est généralement de type magnésio-arfvedsonite (Woolley et al., 1995).

Kapustin (1980) a décrit deux types d'amphibole dans les massifs à carbonatites de la péninsule de Kola : 1) une amphibole (de type hastingsite-barkevikite-kataphorite) qui provient de la transformation du clinopyroxène des roches ultrabasiqes; 2) une amphibole (de type richtérite et magnésio-arfvedsonite) que l'on retrouve dans les carbonatites à proximité des roches encaissantes métasomatisées ; elle est associée à la dolomite qui remplace les minéraux silicatés primaires (forstérite, diopside, phlogopite).

Dans le massif de Vuoriyarvi, Karchevsky et Moutte (2004) ont observé une proportion modale élevée d'amphibole bleue de type magnésio-arfvedsonite-richtérite, dans les carbonatites de stade 3, elle est par contre subordonnée dans les autres stades de mise en place. L'évolution chimique de l'amphibole se caractérise par une augmentation en F et en K.

5.9.2. Rappel pétrographique

Dans les roches ultrabasiques, l'amphibole de teinte bleu-vert est clairement d'origine secondaire : elle remplace le clinopyroxène cumulé.

Dans la méla-syénite aussi, l'amphibole est secondaire : elle forme une bordure réactionnelle autour des grains zonés de clinopyroxène (diopside-aegyrine-augite) au contact avec du matériel carbonatitique.

Les carbonatites de stade 3, étudiées dans ce travail, présentent deux types d'amphibole : 1) des cristaux fibreux associés à l'apatite aciculaire et au mica partiellement résorbé ; 2) des grains xénomorphes (de quelques centaines de microns) disséminés dans la carbonatite.

5.9.3. Composition chimique

La formule structurale des amphiboles ont été calculées sur base de 320 ; les compositions figurent au Tableau 5.8. Le contenu en Fe^{3+} a été calculé selon la méthode décrite dans Leake et al. (1997). Les diagrammes de classification sont repris à la Figure 5.8. La composition des amphiboles est contrôlée par la substitution isomorphique $Ca^{IV}Al \rightarrow Si + Na + K$ ($r^2 : 0.95$).

L'amphibole secondaire des clinopyroxénites est une amphibole calcique (Mg# : 0.78-0.80) de type pargasite-magnésiohastingsite (Figure 5.21.). Il s'agit de pargasite, et plus particulièrement d'alumino-pargasite, car le contenu en ^{VI}Al est supérieur à celui en Fe^{3+} et Al (> 1 a.p.m.e.). Elle est riche en Ti (0.94-1.33 %poids TiO_2) et a des teneurs variables en Na_2O (2.58-2.80 %poids), K_2O (1.36-1.58 %poids) et SiO_2 (40.01-40.32 %poids).

L'amphibole en couronne autour du clinopyroxène zoné de la mélasyénite (VJA83) est une richtérite (Mg# : 0.83) riche en Na_2O (6.72 %poids).

L'amphibole fibreuse de la carbonatite de stade 3 (VJA30) est aussi une richtérite à Mg# élevé (0.94-0.95) ; Na_2O : 6.05-7.26. Elle est légèrement zonée avec une augmentation en Si, Al et Na vers la bordure.

Tableau 5.8. Composition en poids d'oxydes et formules structurales des amphiboles des roches de Vuoriyarvi.

N° éch.	VJA45	VJA45	VJA45	VJA45	VJA83	BR30	BR30	BR30	376-77	376-77	376-77	376-77	376-77	376-77	376-77	
Litho.	Pyrox.	Pyrox.	Pyrox.	Pyrox.	M-syen.	Carb. 3	Carb. 3	Carb. 3	Ep. Met.							
Pos.	cœur	bord	cœur	bord	couronne	cœur	bord	cœur	cœur	cœur	cœur	cœur	cœur	cœur	inclusion inclusion	
SiO ₂	40.02	40.33	40.24	40.22	53.68	57.07	57.72	57.36	55.95	57.39	57.03	53.87	57.20	55.66	55.73	
TiO ₂	1.24	1.33	0.95	1.10	0.75	0.65	0.17	0.59	0.55	eld	0.15	0.58	0.51	0.13	eld	
Al ₂ O ₃	12.57	12.10	12.34	12.32	2.53	eld	eld	eld	0.85	0.21	0.23	2.07	0.11	0.65	0.34	
Cr ₂ O ₃	eld	eld	eld	eld	eld	eld	eld	eld	eld	eld	eld	eld	eld	eld	eld	
FeO	12.37	11.50	11.67	10.83	8.90	2.12	3.79	1.97	3.02	2.99	2.92	3.95	2.11	11.35	11.88	
MnO	0.11	0.13	0.24	0.13	0.47	0.13	eld	0.12	0.15	0.13	0.14	0.14	0.14	eld	0.11	
MgO	14.00	13.91	14.47	14.38	17.69	22.69	21.63	22.73	22.06	22.30	22.25	21.29	22.53	16.13	16.39	
CaO	12.16	12.03	12.10	12.15	5.55	6.70	5.25	6.76	7.11	6.05	6.54	8.13	6.97	0.90	0.58	
Na ₂ O	2.65	2.80	2.58	2.61	6.73	6.11	7.26	6.05	5.99	7.23	6.55	5.86	5.96	9.28	9.07	
K ₂ O	1.59	1.53	1.48	1.36	1.20	1.99	1.59	1.95	1.10	0.46	0.78	0.61	1.46	1.04	1.78	
F	na	na	na	na	na	na	na	na	0.92	1.01	1.00	0.80	1.03	0.92	0.86	
O-F	-	-	-	-	-	-	-	-	-0.39	-0.43	-0.42	-0.34	-0.43	-0.39	-0.36	
Total	96.73	95.66	96.06	95.09	97.49	97.50	97.58	97.61	97.31	97.34	97.17	96.96	97.59	95.67	96.38	
Si ⁴⁺	5.97	6.08	6.02	6.07	7.65	7.97	8.02	7.99	7.87	7.99	7.98	7.65	7.99	8.02	8.00	
IV Al ³⁺	2.03	1.92	1.98	1.93	0.35	0.01	0.00	0.01	0.13	0.01	0.02	0.35	0.01	0.00	0.00	
VI Al ³⁺	0.18	0.23	0.19	0.26	0.08	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.11	0.06	
Ti ⁴⁺	0.14	0.15	0.11	0.13	0.08	0.07	0.02	0.06	0.06	0.00	0.02	0.06	0.05	0.01	0.00	
Cr ³⁺	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe ³⁺	0.62	0.44	0.64	0.46	0.27	0.00	0.17	0.00	0.00	0.12	0.02	0.00	0.00	0.82	0.91	
Mg ²⁺	3.11	3.13	3.23	3.24	3.76	4.72	4.48	4.72	4.63	4.63	4.64	4.51	4.69	3.46	3.51	
Fe ²⁺	0.92	1.01	0.82	0.91	0.79	0.21	0.27	0.22	0.30	0.23	0.30	0.43	0.25	0.54	0.51	
Mn ²⁺	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	
Mn ³⁺	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	
Fe ⁴⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.05	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	
Ca ²⁺	1.94	1.94	1.94	1.96	0.85	1.00	0.78	1.01	1.07	0.90	0.98	1.24	1.04	0.14	0.09	
Na ⁺	0.06	0.06	0.05	0.04	1.15	0.94	1.22	0.97	0.86	1.08	0.98	0.71	0.94	1.86	1.91	
Na ⁺	0.71	0.76	0.70	0.73	0.71	0.71	0.74	0.67	0.78	0.87	0.79	0.90	0.68	0.73	0.62	
K ⁺	0.30	0.29	0.28	0.26	0.22	0.35	0.28	0.35	0.20	0.08	0.14	0.11	0.26	0.19	0.33	
Mg#	0.77	0.76	0.80	0.78	0.83	0.95	0.94	0.95	0.93	0.95	0.94	0.91	0.95	0.86	0.87	
Type	Ca	Ca	Ca	Ca	Na-Ca	Na-Ca	Na-Ca	Na-Ca	Na-Ca	Na-Ca	Na-Ca	Na-Ca	Na-Ca	Na-Ca	Na	Na
Norm	parg.	parg.	parg.	parg.	richt.	richt.	richt.	richt.	richt.	richt.	richt.	richt.	richt.	richt.	mg-arf.	mg-arf.

Abréviation:

Litho. : lithologie; Pos. : position

parg.: pargasite ; richt.: richérite ; Mg-arf. : magnésio-arfvedsonite

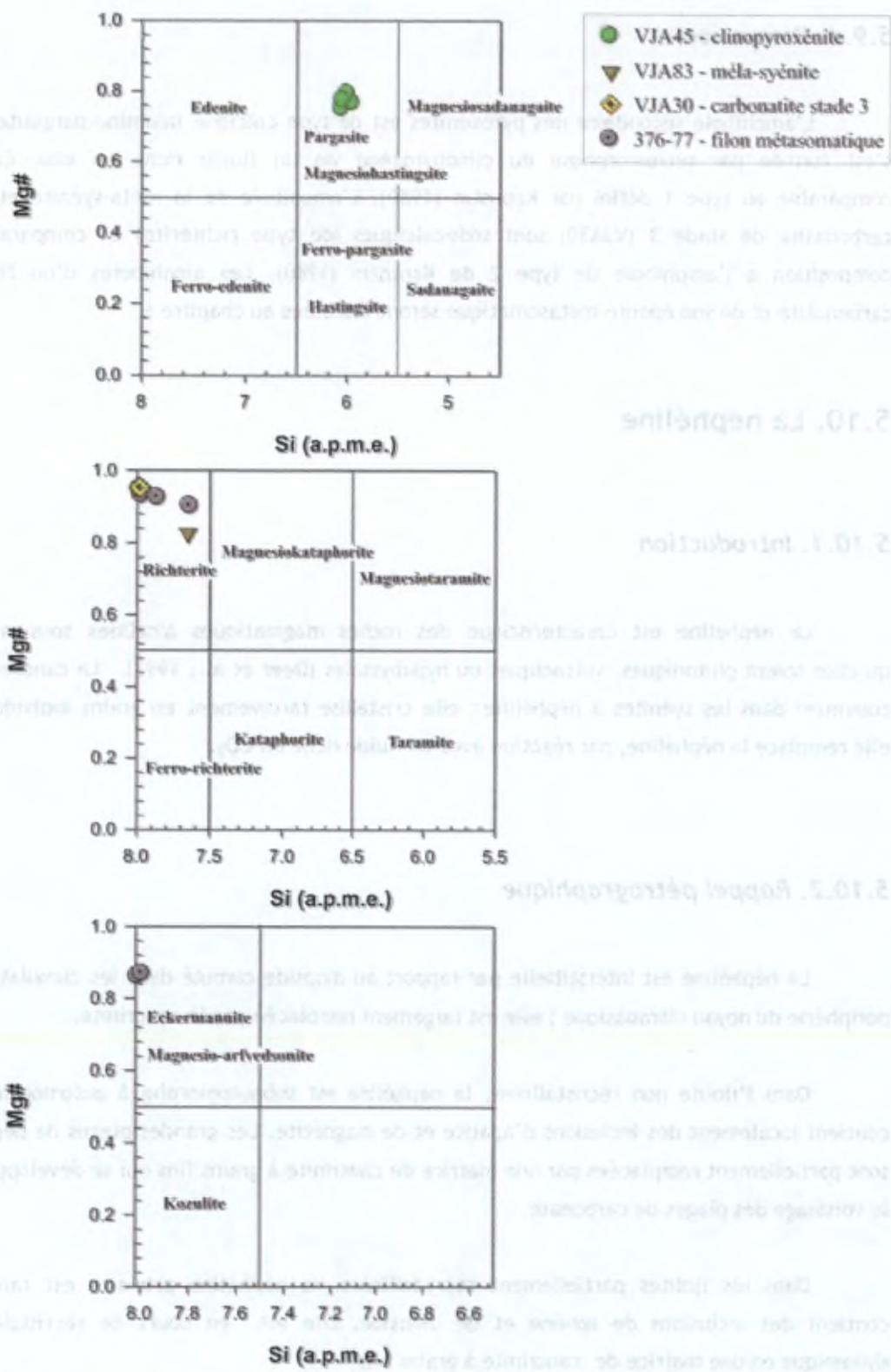


Figure 5.21. Diagrammes de classification des amphiboles du massif de Vuoriyarvi (Leake et al., 1997)

5.9.4. Discussion

L'amphibole secondaire des pyroxénites est de type calcique (alumino-pargasite), elle s'est formée par rétro-morphose du clinopyroxène via un fluide riche en eau. Elle est comparable au type 1 défini par Kapustin (1980). L'amphibole de la méla-syénite et de la carbonatite de stade 3 (VJA30) sont sodi-calciques (de type richtérite) et comparable en composition à l'amphibole de type 2 de Kapustin (1980). Les amphiboles d'un filon de carbonatite et de son éponte métasomatique seront discutées au chapitre 6.

5.10. La néphéline

5.10.1. Introduction

La néphéline est caractéristique des roches magmatiques alcalines sous-saturées, qu'elles soient plutoniques, volcaniques ou hypabyssales (Deer et al., 1992). La cancrinite est commune dans les syénites à néphéline : elle cristallise tardivement en grains individuels ou elle remplace la néphéline, par réaction avec un fluide riche en CO₂.

5.10.2. Rappel pétrographique

La néphéline est interstitielle par rapport au diopside cumulé dans les cumulats de la périphérie du noyau ultrabasique ; elle est largement remplacée par la cancrinite.

Dans l'ijolite non recristallisée, la néphéline est subautomorphe à automorphe. Elle contient localement des inclusions d'apatite et de magnétite. Les grandes plages de néphéline sont partiellement remplacées par une matrice de cancrinite à grains fins qui se développe dans le voisinage des plages de carbonate.

Dans les ijolites partiellement recristallisées, la néphéline primaire est rare. Elle contient des inclusions de sphène et de diopside. Elle est en cours de recristallisation dynamique en une matrice de cancrinite à grains fins.

5.10.3. Composition chimique

La composition de la néphéline fraîche (non cancrinitisée) n'a pu être mesurée que dans l'ijolite non recristallisée 293-78 (Tableau 5.9.). La formule structurale a été calculée sur base de 32 atomes d'oxygène.

Les analyses de la néphéline ont été reportées dans le diagramme Q-Ne-Ks (Figure 5.22) : elles se localisent sur le joint Ne-Ks ($Ks_{0.18-0.26}$) traduisant la sous-saturation en Si. Ces compositions et leurs teneurs en Fe_2O_3 (1.06 à 1.69 %poids) sont similaires à celles des néphélines de basse température de Lovozero (Féménias et al., 2005) et à celle de la néphéline de la melteigite à mélilite de Kovdor (Verhulst, 2001).

5.10.4. Discussion

L'excès de Si par rapport aux valeurs stoechiométriques d'une néphéline peut être utilisé comme indicateur de température (Hamilton, 1961). Deux substitutions, $Al^{3+} \leftrightarrow Si^{4+}$ et $Na^+ \leftrightarrow \square$, ont lieu simultanément dans la solution solide néphéline-kalsilite (Greig et Barth, 1938 dans Henderson et Gibb, 1983 ; Hamilton, 1961). Pour être applicable, la néphéline doit être associée au feldspath alcalin. La néphéline de l'ijolite 293-78 de Vuoriyarvi a une composition de basse température (<700°C), comme les néphélines riches en inclusions de Lovozero et celles de la melteigite à mélilite de Kovdor.

5.11. Les oxydes de Fe-Ti

5.11.1. Introduction

La magnétite est un minéral caractéristique de presque toutes les carbonatites recensées (Heinrich, 1966). Elle se présente sous la forme d'octaèdres disséminés ou concentrés en niveaux bien définis, en lentilles ou en agrégats parfois exploités. Associé à l'apatite, elle forme les phoscorites. Le double équilibre entre les deux solutions solides, magnétite-ulvöspinelle et ilménite-hématite, permet d'estimer la température et la fugacité d'oxygène (fO_2) lors de la cristallisation magmatique ou de la démixion (Buddington et Lindsley, 1965 ; Spencer et Lindsley, 1981). La magnétite des carbonatites est en général proche de la magnétite pure, elle est pauvre en Cr, Mg et Ti et riche en Mn par rapport aux spinelles des kimberlites. Elle présente très souvent des exsolutions d'ilménite (Prins, 1972 ; Mitchell, 1978 ; Boctor et Svisero, 1978). Nous nous sommes principalement intéressés à la magnétite des roches

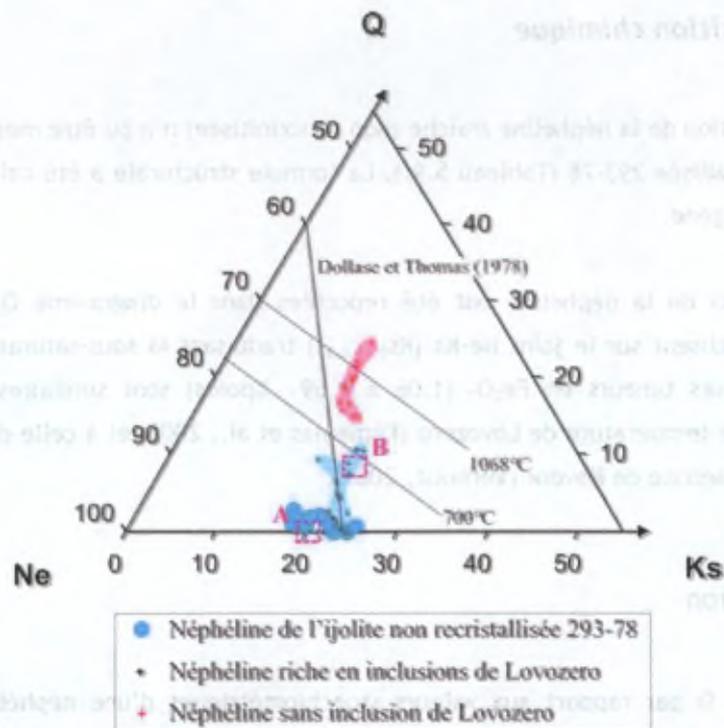


Figure 5.22. Composition de la néphéline de l'ijolite non recrystallisée dans le diagramme Q-Ne-Ks (Hamilton et MacKenzie, 1960). Les champs de composition des néphélines de Lovozero (Féménias et al., 2005), de Kovdor (A. Melteigite à métilite et B. melteigite) Verhulst (2001) ont été reportés pour comparaison.

Tableau 5.9. Composition en poids d'oxydes de la néphéline de l'ijolite 293-78

N° éch.	Litho.	Pos.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	Total
293-78	Ijolite	cœur	40.93	33.31	1.53	16.23	7.24	eld	99.24
293-78	Ijolite	bord	40.59	33.55	1.33	15.85	7.91	eld	99.23
293-78	Ijolite	cœur	40.91	33.69	1.47	16.84	6.18	eld	99.09
293-78	Ijolite	bord	40.73	33.58	1.07	15.88	7.63	eld	98.89
293-78	Ijolite	bord	40.32	33.67	1.09	15.98	7.36	eld	98.42
293-78	Ijolite	cœur	41.27	33.65	1.60	16.59	6.54	eld	99.65
293-78	Ijolite	cœur	41.50	33.49	1.29	16.77	6.18	eld	99.23
293-78	Ijolite	bord	41.09	33.50	1.31	15.67	7.96	eld	99.53
293-78	Ijolite	cœur	41.62	33.47	1.62	17.23	5.61	0.18	99.73
293-78	Ijolite	bord	41.54	33.38	1.40	17.11	5.44	0.12	98.99
293-78	Ijolite	cœur	41.83	33.13	1.33	17.07	5.56	0.13	99.05
293-78	Ijolite	bord	41.44	33.56	1.16	16.31	6.97	eld	99.44

ultrabasiques malgré l'abondance de magnétite dans les carbonatites. Néanmoins, un bref résumé des conclusions de Karchevsky et Moutte (2004) sur les magnétites du complexe filonien de carbonatites et phoscorites associées est repris dans la discussion.

5.11.2. Rappel pétrographique sur les magnétites des clinopyroxénites

Les oxydes de Fe-Ti sont abondants dans les roches ultrabasiques et dans les carbonatites de Vuoriyarvi. Dans les premières, la magnétite se présente en grains xénomorphes interstitiels entre les diopsides cumulés d'une part et/ou en exsolutions lamellaires dans le diopside d'autre part. Les images en électrons rétrodiffusés montrent les nombreuses exsolutions (en lamelles ou en bulles) de magnésio-ilménite (Figure 5.23.).

5.11.3. Composition chimique

La formule structurale des magnétites a été calculée sur base de 32 oxygènes ; celle de l'ilménite sur base de 6 oxygènes ; les analyses figurent au Tableau 5.10. Le Fe³⁺ a été calculé par équilibrage de charges. Les analyses ont porté sur 3 clinopyroxénites (VJA60, VJA73 et VJA74), une carbonatite de stade 1 (VJA18), une carbonatite de stade 3 (VJA30) et sur le filon de carbonatite et de son éponte métasomatique.

La composition des oxydes Fe-Ti de Vuoriyarvi a été reportée dans un diagramme $M^{2+} (=Mn^{2+}+Fe^{2+})-Ti^{4+}-Fe^{3+}$ (Figure 5.24.a.). Les analyses d'ilménite ont été reportées dans le diagramme ternaire MnTiO₃(pyrophanite)-MgTiO₃(geikielite)-FeTiO₃(ilménite) (Figure 5.24.b.).

La magnétite des clinopyroxénites a exsolvé de la magnésio-ilménite ; elle présente de légères variations de gris sur les images en électrons rétrodiffusés, ce qui témoigne de légères différences de composition chimique. La magnétite reste néanmoins toujours riche en TiO₂ (3.10-10.03 %poids), et MgO (0.41 à 3.79 %poids) ; la teneur en Al₂O₃ varie de 0.20 à 1.60 %poids. La magnétite est localement transformée en hématite. La magnétite de la carbonatite de stade 3 est proche du pôle pur : elle est pauvre en TiO₂ (0.54 %poids), MnO (0.05 %poids) et MgO (0.10 %poids).

L'ilménite exsolvée est une magnésio-ilménite (MgO : 3.56-13.78 %poids ; Al₂O₃ : jusque 0.22 %poids, MnO : 1.51-7.04 %poids).

5.11.4. Discussion

Tableau 5.10. Composition en poids d'oxydes de la magnétite et de l'ilménite des roches du massif de Vuoriyarvi.

N° éch.	Litho.	Min.	Pos.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Cr ₂ O ₃	MnO	MgO	Total
VJA60	Pyrox.	Magnétite	cœur	eld	10.04	1.07	79.17	eld	0.63	2.96	93.88
VJA60	Pyrox.	Magnétite	bord	eld	9.77	1.40	79.49	0.12	0.57	3.73	95.09
VJA60	Pyrox.	Magnétite	cœur	eld	8.16	1.61	79.81	eld	0.59	3.37	93.55
VJA60	Pyrox.	Magnétite	cœur	eld	9.33	1.61	78.73	eld	0.72	3.77	94.16
VJA60	Pyrox.	Magnétite	cœur	0.27	9.68	0.54	80.61	eld	0.85	0.77	92.71
VJA60	Pyrox.	Magnétite	bord	eld	3.19	0.66	88.32	eld	0.46	1.00	93.63
VJA60	Pyrox.	Magnétite	cœur	eld	9.56	1.11	79.23	eld	0.54	3.37	93.81
VJA60	Pyrox.	Magnétite	cœur	eld	9.44	1.12	77.92	eld	0.95	3.29	92.73
VJA60	Pyrox.	Magnétite	cœur	eld	8.54	1.03	80.72	0.12	0.70	2.73	93.83
VJA73	Pyrox.	Magnétite	bord	eld	3.88	0.20	87.29	eld	0.55	0.41	92.33
VJA74	Pyrox.	Magnétite	cœur	0.11	7.29	0.68	83.88	eld	1.21	1.06	94.24
VJA74	Pyrox.	Magnétite	cœur	eld	5.82	0.74	85.71	eld	0.47	1.11	93.85
VJA74	Pyrox.	Magnétite	cœur	0.35	4.20	0.49	87.42	eld	0.59	0.27	93.32
VJA74	Pyrox.	Magnétite	cœur	eld	6.48	0.71	85.29	eld	0.64	1.06	94.19
VJA74	Pyrox.	Magnétite	cœur	eld	7.32	0.72	81.61	eld	0.79	1.40	91.84
VJA74	Pyrox.	Magnétite	cœur	eld	5.97	0.83	85.95	eld	0.66	1.12	94.53
VJA74	Pyrox.	Magnétite	bord	eld	7.98	0.99	83.64	eld	0.96	1.32	94.90
VJA30	Carb. 3	Magnétite	cœur	eld	0.54	0.00	91.17	0.12	eld	eld	91.84
376-77	Ep. Met.	Magnétite	cœur	0.11	0.30	0.00	90.80	0.21	0.13	eld	91.55
376-77	Ep. Met.	Magnétite	cœur	0.15	0.19	0.00	90.87	eld	eld	eld	91.21
376-77	Ep. Met.	Magnétite	cœur	0.14	1.05	0.00	89.37	eld	0.12	eld	90.68
VJA73	Pyrox.	Ilménite	cœur	eld	54.05	eld	35.35	na	7.41	3.56	100.37
VJA60	Pyrox.	Ilménite	Cœur	eld	57.35	eld	30.12	na	2.54	10.45	100.45
VJA60	Pyrox.	Ilménite	cœur	eld	57.42	eld	27.33	na	1.52	13.78	100.05
VJA60	Pyrox.	Ilménite	cœur	eld	46.08	0.22	42.54	na	2.93	5.92	97.69
376-77	Ep. Met.	Ilménite	cœur	0.14	49.83	eld	45.03	na	2.55	0.25	97.80
376-77	Ep. Met.	Ilménite	cœur	0.12	49.69	eld	44.81	na	2.49	0.26	97.37

Abréviations:

Pyox. : clinopyroxénite; Carb. 3 : carbonatite de stade 3; Ep. Met.: veine de carbonatite et encaissant pyroxénitique métasomatisé ; eld: en dessous des limites de détection; na: non analysé.

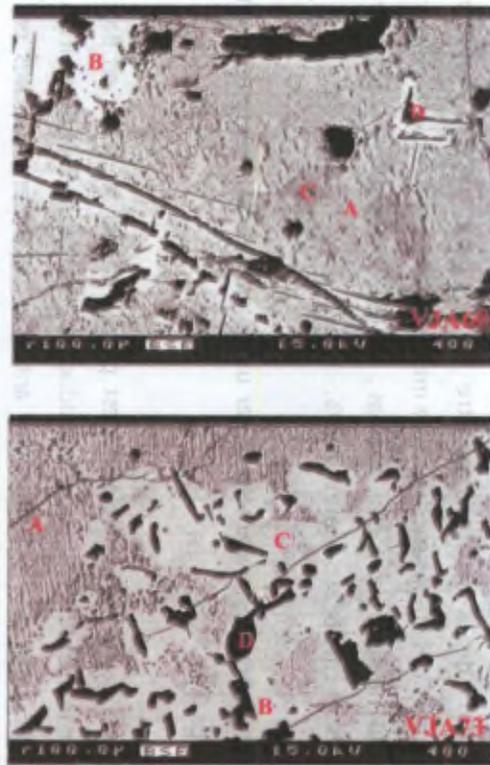


Figure 5.23. Images en électrons rétrodiffusés des magnétites des clinopyroxénites de Vuoriyarvi (VJA60 ; VJA73). A et D: exsolutions de magnésio-ilménite; B et C: magnétite

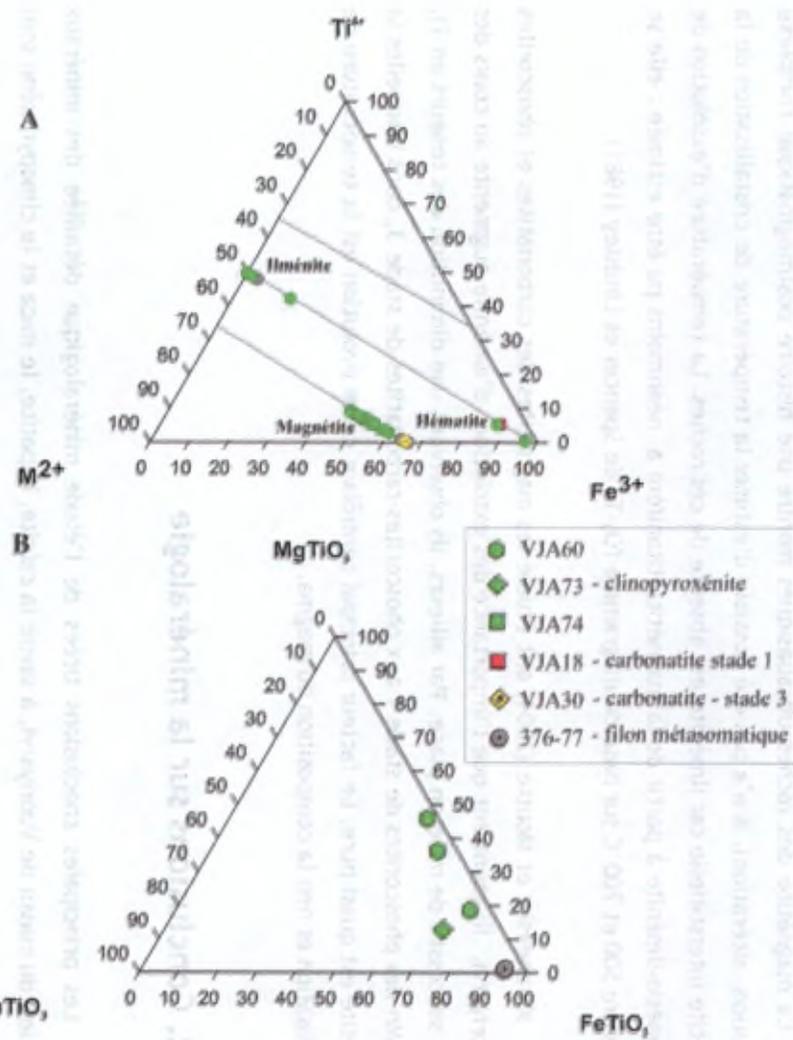


Figure 5.24. A. Diagramme $Ti^{4+}-M^{2+}(Mn, Fe)-Fe^{3+}$ des oxydes du massif de Vuoriyarvi. B. Diagramme de composition des ilménites dans le système $MgTiO_3-MnTiO_3-FeTiO_3$.

La magnétite des roches ultrabasiques montre une histoire postmagmatique complexe (exsolution, altération). Il n'a pas été possible d'estimer la température de cristallisation de la magnétite interstitielle car ilménite est absente de ces roches. La température d'exsolution de la magnésio-ilménite à partir de la magnétite titanifère a néanmoins pu être estimée : elle se situe entre 500 et 700°C sur base du diagramme fO_2 - T de Spencer et Lindsley (1981).

Karchevsky et Moutte (2004) ont étudié les magnétites des carbonatites et phoscorites de Vuoriyarvi. Ils montrent que l'importance des exolutions d'ilménite augmente au cours des stades successifs de mise en place. Par ailleurs, ils observent une diminution des teneurs en Ti, Mg et Mn des phoscorites de stade 1 aux phoscorites-carbonatites de stade 3, dans lesquelles la magnétite est quasi pure. Le facteur principal contrôlant cette évolution est la température de cristallisation et non la composition du magma.

5.12. Conclusions sur la minéralogie

Les principales conclusions tirées de l'étude minéralogique détaillée des minéraux essentiels du massif de Vuoriyarvi, à savoir la calcite, l'apatite, le mica et le clinopyroxène sont synthétisées ci-dessous.

5.12.1. Les carbonates

La composition de la calcite a pu être utilisée pour tracer l'évolution du magma carbonatitique au cours des stades successifs de mise en place pour deux raisons principales : 1) c'est une phase au liquidus dans ces magmas ; 2) les carbonatites ont généralement des proportions modales de calcite supérieures à 90%.

L'évolution générale est caractérisée par une augmentation des teneurs en Mg, Mn, Ba, REE et du rapport $(La/Yb)_N$.

Par rapport à la calcite, la dolomite est pauvre en REE et riche en Ba₂; ce qui peut s'expliquer de deux manières : 1) le liquide résiduel, à partir duquel la dolomite a cristallisé, a été appauvri en REE suite au fractionnement antérieur de minéraux riches en REE, comme l'apatite par exemple ; 2) la cristallisation simultanée de fluorocarbonate de terres rares (ancylite, burbankite) a pompé la grande majorité des REE.

5.12.2. L'apatite

Deux groupes d'apatite de composition chimique clairement distinctes ont été définis : 1) un groupe riche en Si et pauvre en alcalins et en F : il regroupe les apatites des carbonatites stade 1, des clinopyroxénites et des ijolites; 2) un groupe pauvre en Si et riche en alcalins et F : il concerne les carbonatites stades 2, 3 et 4.

L'évolution de l'apatite et du magma carbonatitique se caractérise par une diminution du contenu en Si et une augmentation concomitante en alcalins, Sr et F. Les teneurs en terres rares décroissent dans les apatites des carbonatites précoces de stade 1 et réaugmentent dans les apatites des carbonatites plus tardives. La diminution observée dans les apatites du groupe 1 peut s'expliquer de deux manières : 1) le coefficient de partage global des terres rares du cumulat fractionné (calcite+apatite+silicate) est supérieur à l'unité ; 2) la diminution progressive de Si dans le liquide magmatique aurait inhibé l'incorporation des terres rares dans l'apatite suite au mécanisme de substitution de type britholite ($\text{Ca}^{2+} + \text{P}^{5+} \rightleftharpoons \text{REE}^{3+} + \text{Si}^{4+}$). L'augmentation des terres rares dans les carbonatites des stades 2 et 3 peut aussi s'expliquer de deux manières : 1) les REE sont incompatibles dans l'apatite car il n'y a pas assez de Si ou de Na dans le liquide pour permettre leur incorporation efficace ; 2) le coefficient de partage global des REE pour l'assemblage fractionné est inférieur à l'unité.

Si on connaît les coefficients de partage des REE pour un minéral qui cristallise à partir d'un liquide, on peut calculer la composition de ce liquide. Les apatites des carbonatites des stades 2 et 3 ont des compositions assez semblables à celles obtenues expérimentalement par Klemme et Dalpé (2003). Nous avons donc utilisé les valeurs des coefficients de partage de ces auteurs pour calculer la composition du liquide magmatique. Il s'agit d'un liquide très riche en REE qui pourrait correspondre aux carbonatites pegmatitiques à carbonates de REE (1000-29000 ppm ; $(\text{La}/\text{Yb})_N$: 16-354) observées par Wall et Zaitsev (2004) à Vuoriyarvi. Les carbonatites des stades 2 et 3, porteuses d'apatite, sont plus pauvres en REE que leurs apatites respectives : elles ne peuvent dès lors pas être considérées comme des liquides figés, mais plutôt comme des cumulats.

5.12.3. Distribution des terres rares entre apatite et calcite

Les coefficients de distribution apatite-calcite ont été calculés pour tous les échantillons pour lesquels nous disposons des teneurs en REE. Ils sont tous supérieurs à 1 et l'apatite présente un enrichissement prononcé en terres rares intermédiaires. A partir de ces coefficients de distribution, nous avons calculé quels devraient être les coefficients de partage entre la calcite et le liquide carbonatitique. Pour ce faire, nous avons utilisé les coefficients de distribution des apatites des stades 2 et 3 et les coefficients de partage apatite-liquide carbonatitique. Les calculs montrent que les terres rares seraient vraisemblablement incompatibles dans la calcite et que les terres rares légères (D_{La} : 0.08-0.11) sont moins

incorporées que les terres rares lourdes ($D_{Lu} : 0.18-0.26$; cf. Tableau 5.4.a. pour toutes les valeurs).

5.12.4. Mica

Le mica ne présente pas d'évolution simple et continue dans les différentes lithologies du massif de Vuoriyarvi. La phlogopite des carbonatites est généralement zonée avec une diminution des teneurs en Al et Ti et augmentation du F en bordure des grains. Cette zonation est interprétée par Brigatti et al. (1996) comme traduisant une diminution de l'activité de l'Al dans le magma carbonatitique, suite à la cristallisation de phlogopite et une augmentation de la fugacité en oxygène qui favoriserait l'incorporation de Fe^{3+} dans le site tétraédrique de la phlogopite.

La phlogopite caractéristique des carbonatites de stade 1 devient une tétraferriphlogopite dans les carbonatites de stade 2 de la plupart des massifs ultrabasiques, alcalins et carbonatitiques de la péninsule de Kola (Verhulst, 2001).

L'évolution observée dans les carbonatites de Busumbu pourrait être transposée aux phlogopites des carbonatites de Vuoriyarvi : 1) le rapport $Fe\# (=Fe/(Fe+Mg))$ diminue suite à la cristallisation simultanée de magnétite ; 2) la magnétite cesse de cristalliser et le rapport $Fe\#$ augmente pour atteindre le pôle ferrobiotite.

Na et K sont anticorrélés dans les micas des carbonatites, la teneur en Na diminue fortement à partir du stade 3 de mise en place lorsque l'amphibole sodique devient une phase majeure.

5.12.5. Clinopyroxène

L'évolution du clinopyroxène est caractérisée par une augmentation progressive du contenu en Fe, Na, Sr et REE et une diminution en Mg, Ti, Ca et Al. Cette évolution est continue des dunites jusqu'aux ijolites, ce qui suggère que toutes ces roches silicatées sont vraisemblablement cogénétiques. Néanmoins, les compositions du clinopyroxène des clinopyroxénites et des ijolites définissent deux tendances linéaires subparallèles dans le diagramme binaire Zr-Hf. Ceci étant certainement lié au fractionnement d'une phase à rapport Zr/Hf différent (andradite par exemple). Le clinopyroxène des carbonatites de stade 1 est beaucoup plus magnésien et plus riche en Si et Ca ; la cristallisation simultanée de magnétite a certainement dû influencer l'incorporation des éléments dans le diopside.

Les clinopyroxènes des différentes lithologies présentent deux types de profils de REE, les roches à apatite ont des clinopyroxènes plus pauvres en REE, à profils plats tandis que les roches sans apatite ont des clinopyroxènes riches en REE et à profil enrichi en REE intermédiaires (Sm, Nd).





ELSEVIER

Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

Lithos 85 (2005) 76–92

LITHOS

www.elsevier.com/locate/lithos

Magmatic evolution of the differentiated ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion of Vuoriyarvi (Kola Peninsula, Russia). A LA-ICP-MS study of apatite

S. Brassinnes^{a,*}, E. Balaganskaya^b, D. Demaiffe^a

^aUniversité Libre de Bruxelles, Géochimie isotopique (CP160/02), 50 Av. Roosevelt, 1050 Bruxelles, Belgium

^bGeological Institute, Kola Science Centre RAS, Fersman Street 14, Apatity 184209, Russia

Received 12 January 2004; accepted 11 March 2005

Available online 20 June 2005

Abstract

The nature of the petrogenetic links between carbonatites and associated silicate rocks is still under discussion (i.e., [Gittins J., Harmer R.E., 2003. Myth and reality of the carbonatite–silicate rock “association”. *Period di Mineral.* 72, 19–26.]). In the Paleozoic Kola alkaline province (NW Russia), the carbonatites are spatially and temporally associated to ultramafic cumulates (clinopyroxenite, wehrlite and dunite) and alkaline silicate rocks of the ijolite–melteigite series [Kogarko, L.N., 1987. Alkaline rocks of the eastern part of the Baltic Shield (Kola Peninsula). In: Fitton, J.G., and Upton, B.G.J. (eds). *Alkaline igneous rocks*. Geol. Soc. Special Publication 30, 531–544; Kogarko, L.N., Kononova, V.A., Orlova, M.P., Woolley, A.R., 1995. *Alkaline rocks and carbonatites of the world. Part 2. Former USSR*. Chapman and Hall, London, 225 pp; Verhulst, A., Balaganskaya, E., Kimarsky, Y., Demaiffe, D., 2000. Petrological and geochemical (trace elements and Sr–Nd isotopes) characteristics of the Paleozoic Kovdor ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion (Kola Peninsula, NW Russia). *Lithos* 51, 1–25; Dunworth, E.A., Bell, K., 2001. The Turiy Massif, Kola Peninsula, Russia; isotopic and geochemical evidence for a multi-source evolution. *J. Petrol.* 42, 377–405; Woolley, A.R., 2003. Igneous silicate rocks associated with carbonatites: their diversity, relative abundances and implications for carbonatite genesis. *Period. di Mineral.* 72, 9–17.]. In the small ($\approx 20 \text{ km}^2$) Vuoriyarvi massif, apatite is typically a liquidus phase during the magmatic evolution and so it can be used to test genetic relationships. Trace elements contents have been obtained for both whole rocks and apatite (by LA-ICP-MS). The apatites define a single continuous chemical evolution marked by an increase in REE and Na (belovite-type of substitution, i.e., $2\text{Ca}^{2+} = \text{Na}^+ + \text{REE}^{3+}$). This evolution possibly reflects a fractional crystallisation process of a single batch of isotopically homogeneous, mantle-derived magma.

The distribution of REE between apatite and their host carbonatite have been estimated from the apatite composition of a carbonatite vein, belonging to the Neskevara conical-ring-like vein system. This carbonatite vein is tentatively interpreted as a melt. So, the calculated distribution coefficients are close to partition coefficients. Rare earth elements are compatible in

* Corresponding author. Tel.: +32 2 6502246; fax: +32 2 6502226.

E-mail address: stephane.brassinnes@ulb.ac.be (S. Brassinnes).

¹ FRIA Grant.

apatite ($D > 1$) with a higher compatibility for the middle REE ($D_{Sm}: 6.1$) than for the light ($D_{La}: 4.1$) and the heavy ($D_{Yb}: 1$) REE.

© 2005 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Carbonatite; Kola; Apatite; LA-ICP-MS; Fractional crystallisation

1. Introduction

In some alkaline intrusions, carbonatites are associated in space and time with a diversity of igneous alkalic silicate rocks (i.e., Woolley, 2003; Gittins and Harmer, 2003 for recent reviews). The genetic relationships between these silicate rocks and the carbonatites remain unclear (see discussion in Gittins and Harmer, 2003). Does this association reflect a petrogenetic link (differentiation of a single batch of melt) or only the spatial juxtaposition of two independent magma batches? In the Paleozoic ultramafic, alkaline and carbonatite province of the Kola Peninsula (Russia), carbonatites occur as dykes or magmatic bodies crosscutting the ultramafic cumulates and the alkaline silicate rocks of the ijolite–melteigite series.

Immiscibility between a carbonate-rich liquid and an alkaline silicate liquid has often been invoked to explain the close spatial association between carbonatite and syenite (or phonolite) (i.e., Lee and Wyllie, 1996). Experimental work (Lee and Wyllie, 1998) on the complex $\text{CaO-Na}_2\text{O-(MgO+FeO)-(SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3)\text{-CO}_2$ system shows that a miscibility gap can be reached during crystallisation of a parental carbonated-silicate melt, depending on the system parameters (P, T, x).

This paper is focused on the small differentiated Vuoriyarvi (=Vuorijarvi) massif. Whole rock geochemical data (trace elements) on the silicate rocks and on the carbonatites as well as trace element compositions obtained on apatites by laser ablation coupled to an ICP-MS are presented and discussed to better constrain the possible petrogenetic relations between the silicate rocks and the carbonatites. We also attempt to estimate the REE partition coefficients between apatite and carbonatite melt. Two recent papers on the REE partition coefficients between apatite and carbonatite melt (the model calculation of Bühn et al., 2001, from magmatic fluorapatite of African carbonatites on one hand and the experimen-

tal work of Klemme and Dalpé, 2003, on the other hand) give contrasting results.

2. Geological setting

The Kola Peninsula (north-western Russia) consists of three Archean terranes (or blocks) reworked to different extent during the Palaeoproterozoic: the Murmansk terrane, the Central Kola Composite terrane and the Belomorian terrane (Kratz et al., 1978; Mitrofanov, 1995). These terranes form the north-eastern part of the Baltic Cratonic Shield and are separated by granulite belts and listric first-order faults. The Kola Alkaline and Carbonatite Province (i.e., Kogarko, 1987; Kogarko et al., 1995) of Late Devonian (380–360 Ma) age (Kramm et al., 1993) comprises numerous ultramafic, alkaline and carbonatite intrusions and the two giant apaitic nepheline syenite massifs of Khibiny (=Khibina) and Lovozero. The massifs were emplaced along reactivated NW-SE Proterozoic lineaments (i.e., the Kandalaksha Deep Fracture Zone, the Kontozero Graben) and the associated Riedel fractures (Balagansky et al., 1996).

The Vuoriyarvi intrusion (Fig. 1) is a small (3.5×5.5 km, about 20 km^2) elliptical massif cross-cutting the Archean (2.9 Ga) Belomorian gneisses (i.e., Timmerman and Daly, 1995 and references therein). An isotopic study on the Vuoriyarvi massif has given a range of intrusion age (Rb-Sr mineral isochrons) between 375 ± 7 and 383 ± 7 Ma (Gogol and Delinitzin, 1999). The massif has a concentrically zoned structure classically interpreted as resulting from several magma pulses. The core zone ($\approx 12 \text{ km}^2$) is made of ultramafic cumulates, mainly clinopyroxenites (grading to nepheline-bearing clinopyroxenites towards the rims) with rare lenses of wehrlites and dunites (=olivinite of the Russian authors; i.e., Kukharensky et al., 1965). The outer rim of the massif is represented by alkaline

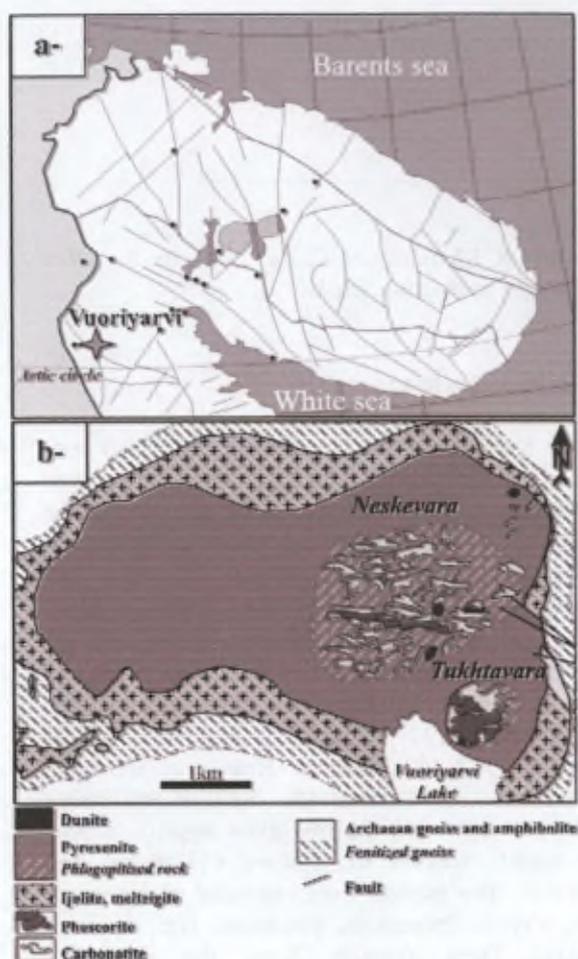


Fig. 1. a) Localisation of the Vuoriyarvi massif in the Kola Peninsula. b) Schematic map of the Vuoriyarvi massif (after Kukharencov et al., 1965), lithologies in italic letters are transformed rocks.

rocks of the ijolite–melteigite series, some ijolites being partly recrystallised (autometamorphism). Carbonatites occur as sheets and dykes and as two stockworks in the eastern part of the massif: the “Neskevara” and the “Tukhtavara” stockworks. Forsterite-, magnetite-, apatite-rich rocks (i.e., phascorites sensu Russel et al., 1954) are intimately associated with carbonatites. These phascorites usually appear as coarse-grained, very heterogeneous rocks in hand specimens. It is not possible to collect representative samples for geochemical purposes. The phascorites were thus not studied in this paper. The country rocks have been intensively fenitized over several hundreds of meters.

3. Petrographic description

Only a short description is given below (for more details, see Brassinnes et al., 2003).

3.1. Ultramafic rocks

The ultramafic rocks which constitute the core of the Vuoriyarvi massif are mainly clinopyroxenites; more rarely wehrlite and dunite. The clinopyroxenites display typical cumulate texture, varying from orthocumulate to mesocumulate. The essential cumulus mineral is diopside with subsidiary olivine (Fo87), perovskite and apatite. The interstitial (=intercumulus) space is filled with anhedral, locally poikilitic, phlogopite, magnetite, nepheline/cancrinite and calcite. Apatite is locally in equilibrium within anhedral nepheline (Fig. 2a); elsewhere it occurs as polygonal grains concentrated in segregation pockets filling fractures. At the periphery of the ultramafic central zone, the clinopyroxenites are enriched in interstitial liquid that has crystallised as anhedral nepheline grains.

3.2. Alkaline silicate rocks of the ijolite–melteigite series

Most of the samples studied are ijolites; melteigites are much less common. Two families of ijolite have been distinguished: 1) cumulates with large (few mm) euhedral, slightly zoned, aegirine–augite crystals surrounded by subhedral nepheline associated with magnetite (and schorlomite); 2) ijolites with euhedral, complexly zoned aegirine–augite and large euhedral titanite included in a fine-grained matrix (some tens of μm) made of nepheline and cancrinite. Locally, large subhedral nepheline grains are granulated to small subgrains that grade into the fine-grained matrix. Apatite (up to >1 mm) is present in both types of ijolite as subhedral grains located either in the interstitial space between the aegirine–augite grains (Fig. 2b) or in the fine-grained matrix.

3.3. Carbonatite

Several generations of carbonatite (named CI to CIV) have been described by Kapustin (1980). Only the apatite-bearing carbonatites of the early stages CI and CII are briefly described in this paper. They are

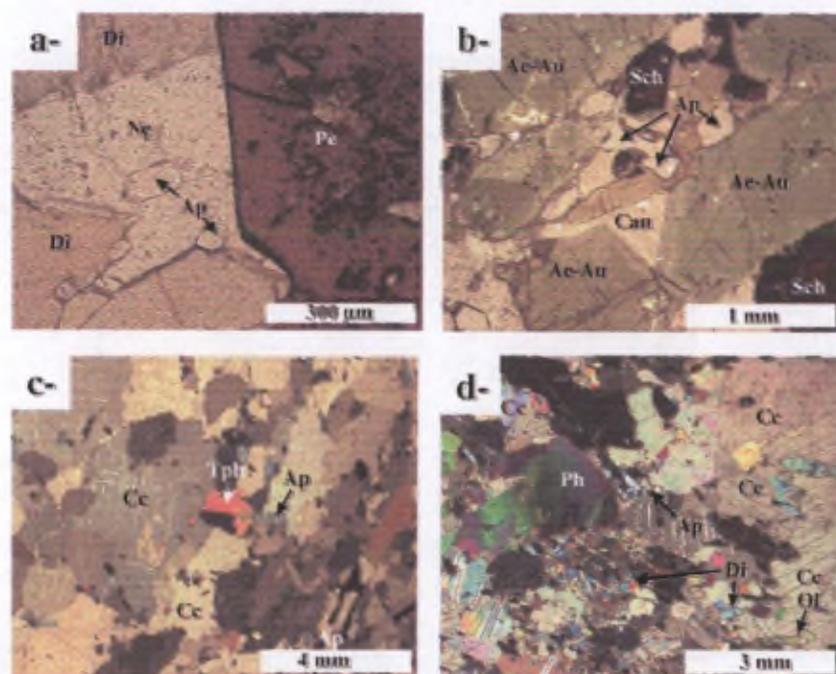


Fig. 2. Microphotographs of the main lithologies of the Vuoriyarvi massif. a) Clinopyroxenite (VJA74) with cumulus diopside and perovskite; the interstitial space is filled with euhedral apatite and anhedral nepheline—natural light; b) General view of ijolite (VJA71) with subhedral apatite grains between large aegyrine–augite crystals, schorlomite and cancrinite—natural light; c) Apatite- and tetraferriphlogopite-bearing carbonatite (BR64)—crossed nicols; d) Silicate-rich (forsterite, diopside, phlogopite) and apatite-bearing carbonatite (BR18)—crossed nicols. (Di: diopside, Ap: apatite, Pe: perovskite, Ne: nepheline, Ae-Au: aegyrine–augite, Can: cancrinite, Sch: schorlomite, Ph: phlogopite, Ol: olivine, Cc: calcite and Tph: tetraferriphlogopite).

generally calcicarbonatite and occur in the field as stocks and/or in a conical-ring-like vein system. They can be rich in accessory silicates (forsterite, diopside, phlogopite/tetraferriphlogopite), in euhedral apatite (generally of mm size but occasionally up to 1 cm), and in oxides (magnetite, pyrochlore, ...).

Sample BR64, which belongs to the Neskevara conical-ring-like vein system, only contains tetraferriphlogopite, apatite, magnetite and calcite (Fig. 2c). The calcite grains are generally anhedral, but slightly elongated and display consertal textures. Euhedral apatite displays strong preferred orientation (magmatic flow texture?). This sample is tentatively interpreted as a rapidly crystallised melt. It is indeed petrographically very similar to thin (≈ 1 cm) carbonatite veinlets that are obviously much closer to a quenched melt than to a magmatic body.

Sample BR18, from the Tukhtavara stock, contains olivine, magnetite, phlogopite, diopside (Fig. 2d). Subhedral apatite, olivine and diopside are not orien-

tated and are englobing anhedral calcite (interstitial material?). Petrographic status of this carbonatite (melt or cumulate) is difficult to assess.

Locally, large (≈ 1 mm) fragmented dark-brownish pyrochlore crystals containing numerous calcite inclusions have been observed (i.e., sample BR30).

4. Analytical techniques

Major and trace (Y, Nb, Ta and the REEs) elements were determined for whole rock samples (Table 1) by inductively coupled plasma emission mass spectrometry (ICP-MS) at the "Musée Royal de l'Afrique Centrale, Département de Géologie", Tervuren, Belgium using a VG Elemental Plasma Quad instrument. Details of the analytical procedure have been given by André and Aschepkov (1996). The precision of the measurements is generally better than $\pm 5\%$ for concentrations ≥ 1 ppm.

Table 1

a) Whole rock analyses (major and trace elements) of representative clinopyroxenites (P), ijolites (A) and carbonatites (C) of the Vuoriyarvi massif; b) Average major element compositions (wt.%) of the apatites (bdl=below detection limits)

(a)										
Sample	VJA 45	VJA 60	VJA 73	VJA 74	VJA 71	VJA 72	BR 18	BR 30	BR 35	BR 64
Rock type	P	P	P	P	A	A	C	C	C	C
<i>Major elements (wt.%)</i>										
SiO ₂	41.07	36.99	36.03	39.11	34.70	35.48	7.01	2.23	2.49	1.25
TiO ₂	2.94	4.51	5.26	2.33	1.88	3.24	0.29	0.08	0.12	0.08
Al ₂ O ₃	5.33	3.31	4.24	2.84	13.42	16.04	0.81	0.03	0.40	0.31
Fe ₂ O ₃	8.17	14.10	8.34	7.25	6.75	6.80	2.35	0.54	1.01	2.57
FeO	4.97	7.64	5.99	4.36	4.08	4.38	1.62	1.37	0.86	2.05
MnO	0.17	0.20	0.22	0.17	0.25	0.23	0.17	0.25	0.10	0.12
MgO	12.41	12.70	10.41	11.16	3.96	3.51	4.17	2.43	2.57	1.84
CuO	21.24	17.95	22.32	26.05	15.70	11.10	45.38	49.39	52.09	52.19
Na ₂ O	0.97	0.61	1.19	0.67	9.56	11.22	0.30	0.32	0.09	0.11
K ₂ O	0.86	0.62	1.05	0.21	0.56	0.72	0.57	0.25	0.23	0.26
P ₂ O ₅	0.31	0.03	3.39	4.74	2.37	0.52	4.36	5.79	1.74	3.41
PF	1.39	0.90	1.31	0.57	5.44	5.51	33.34	37.03	38.71	36.65
Total	99.83	99.57	99.76	99.46	98.66	98.76	100.37	99.73	100.40	100.84
<i>Trace elements (ppm)</i>										
Nb	97.0	47.0	388.0	48.0	221.0	437.0	53.0	1300.0	47.0	10.0
Ta	11.1	4.2	25.0	4.2	47.0	103.0	6.7	1.3	6.7	0.6
Y	22.0	20.0	49.0	34.0	88.0	35.0	121.0	79.0	67.0	41.0
La	97.0	55.0	392.0	113.0	162.0	113.0	368.0	482.0	300.0	147.0
Ce	235.0	118.0	729.0	208.0	406.0	314.0	793.0	996.0	609.0	306.0
Pr	30.0	15.1	82.0	25.0	56.0	47.0	103.0	125.0	73.0	39.0
Nd	111.0	58.0	286.0	96.0	234.0	187.0	391.0	449.0	269.0	146.0
Sm	15.9	9.5	42.0	16.1	43.0	30.0	63.0	60.0	39.0	23.0
Eu	4.3	2.8	12.7	5.0	13.3	8.7	19.4	17.3	11.8	6.6
Gd	10.7	7.6	31.0	13.5	35.0	19.9	51.0	42.0	30.0	17.3
Dy	5.0	4.0	15.3	7.3	22.0	9.6	30.0	19.8	16.0	9.1
Ho	0.7	0.6	2.2	1.1	3.8	1.3	4.9	3.1	2.5	1.4
Er	1.4	1.1	3.9	2.2	8.2	2.6	10.4	6.1	5.1	3.1
Yb	0.9	0.6	1.7	1.2	5.4	1.4	6.2	3.7	3.0	1.9
Lu	0.1	0.1	0.2	0.1	0.7	0.2	0.8	0.5	0.3	0.2
∑REE	1547.8	510.5	2392.7	721.5	1730.2	1743.7	2163.4	3617.2	1671.9	870.0
(La/Yb) _N	70.9	59.3	161.4	64.0	20.4	53.3	40.3	88.5	67.9	53.4
(b)										
Sample	VJA74		VJA71		BR 18		BR 35		BR 64	
Rock type	P		A		C		C		C	
	(n=13)	2*S.D.	(n=8)	2*S.D.	(n=10)	2*S.D.	(n=14)	2*S.D.	(n=15)	2*S.D.
SiO ₂	0.69	0.25	0.76	0.39	1.16	0.06	1.22	1.16	0.13	0.11
FeO	0.06	0.11	0.09	0.14	0.04	0.06	0.01	0.05	bdl	0.07
MnO	0.04	0.10	0.02	0.05	0.01	0.05	bdl	-	bdl	-
CuO	56.03	1.10	55.85	1.33	55.31	0.31	55.11	0.83	56.22	0.61
Na ₂ O	0.07	0.08	0.12	0.04	0.06	0.02	0.14	0.15	0.17	0.11
P ₂ O ₅	39.27	0.77	40.19	0.67	39.21	0.63	39.10	2.25	42.35	0.84
La ₂ O ₃	0.02	0.04	0.21	0.06	0.25	0.07	0.31	0.18	0.05	0.02
Ce ₂ O ₃	0.08	0.16	0.57	0.24	0.56	0.08	0.80	0.36	0.11	0.04
F	1.26	0.11	1.68	0.16	2.86	0.60	2.87	1.07	2.55	0.73

Table 1 (continued)

Sample	VJA74		VJA71		BR 18		BR 35		BR 64	
	P		A		C		C		C	
	(n=13)	2*S.D.	(n=8)	2*S.D.	(n=10)	2*S.D.	(n=14)	2*S.D.	(n=15)	2*S.D.
Cl	bdl	–	bdl	–	bdl	–	bdl	–	bdl	–
O=F	–0.53		–0.71		–1.20		–1.21		–1.07	
O=Cl	–		–		–		–		–	
Total	96.98		98.77		98.25		98.36		100.50	

Mineral compositions have been obtained by electron microprobe (Camebax Microbeam instrument at the University of Nancy I, France) operating at an accelerating voltage of 15 kV, a beam current of 10 nA and a counting time per element of 10 s for major elements and 20 s for trace elements. For accessory minerals, a bivoltage program was used, giving 15 kV for major elements and 20 kV for trace elements. Standards used were a combination of natural and synthetic minerals and data correction was by a ZAF method (Henoc and Tong, 1978). Apatite average compositions are given in Table 1.

Trace elements (and more specifically the rare earth elements and Y) were analysed in apatite from ultramafic rocks, alkaline silicate rocks and carbonatites using in situ LA-ICP-MS. The data were collected with a UV Fisons laser ablation microprobe coupled to a VG Elemental Plasma Quad (PQ2 Turbo Plus) ICP-MS (Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren). Representative data and ranges of variations are given in Table 2. The laser microprobe used in this study is based on a continuum Minilite Q-switched Nd:YAG laser operating in the far-UV (266 nm) wavelength. The power of the output beam is maximum (2 mJ/pulse) for a 10 Hz repetition rate of pulse, that is attenuated in agreement with the appropriate energy to the crater size requirement. The craters are in the range 40–60 μm . The focusing on the sample is done manually through a high magnification lens (1500 \times). Each sample and standard was ablated for 27 s corresponding to 12 s of pre-ablation, followed by 15 s of data acquisition. The raw data on each isotope peak were subtracted from the gas blanks and normalised to the ^{43}Ca signal and then compared to calibration lines. The calibration lines are based on the NIST 612 and NIST 610

glasses and on a laboratory apatite standard (an unzoned apatite from Madagascar) to constrain the matrix effects. Typical theoretical detection limits for semi-quantitative analyses ($>$ background+3 σ) are in the range 30–300 ppb for Y, La, Ce, Pr, Eu, Sm, Gd, Ho, Lu, 500 ppb–1.25 ppm for Nd, Dy, Er and Yb. The limits for quantitative analyses are greater, 300 ppb–2.40 ppm for Y, La, Ce, Pr, Eu, Sm, Gd, Ho, Er, Lu, 3.50–4.50 ppm for Nd, Dy and Yb. The typical precision and accuracy for a laser microprobe analysis (calculated on 10 analyses on NIST612 and NIST610 glasses and on 17 analyses on laboratory apatite standard) range from 3–11% for NIST612, from 5–12% for NIST610 and from 7–15% for the laboratory apatite standard.

5. Results

Before the discussion of the trace elements contents in apatite, it seems useful to summarize the whole rock geochemical data (spidergrams, REE plots) that have been briefly presented by Brassinnes et al. (2003).

5.1. Trace elements geochemical data of whole rocks

Only samples that have homogeneous grain size and that do not present any evidence of brecciated texture and/or mixed material were selected for whole rock analyses. Ten c.a. 500 g fresh samples (4 clinopyroxenites, 2 ijolites and 4 carbonatites) have been analysed.

The four clinopyroxenites display large ranges of trace elements content: i.e., ΣREE varies from 510 to 2392 ppm with $(\text{La}/\text{Yb})_N$ in the range 60–160; Nb in the range 47–98 ppm with one perovskite-

Table 2
Trace element compositions and average composition of the apatites from the Vuoriyarvi massif (bdl=below detection limits)

Sample	Clinopyroxenite VJA74																Avg	2 S.D.
Petrography	Disseminated								Segregation pocket								<i>n</i> =49	
Grain <i>n</i> ^o	1	1	2	2	3	4	4	4	5	6	7	7	8	9	10	11		
Position	Core	Rim	Core	Rim	Core	Core	Rim 1	Rim 2	Core	Core	Core	Rim	Core	Core	Core	Core		
La	435.5	356.3	724.0	335.0	369.8	383.9	339.7	335.0	371.7	398.7	933.3	852.3	559.9	799.7	652.0	772.2	578.0	376.8
Ce	659.1	458.9	996.8	448.7	526.9	548.0	446.7	448.7	563.9	530.2	1650.3	1360.9	917.6	1319.3	974.8	1191.6	905.0	689.8
Pr	73.6	52.0	112.0	52.7	61.3	63.6	55.6	52.7	61.2	64.9	206.9	172.1	106.9	157.2	129.6	152.7	109.0	87.1
Nd	280.9	194.5	401.3	212.2	247.3	230.9	212.8	212.2	243.1	249.8	729.8	660.2	404.0	593.9	461.3	558.2	408.0	319.9
Sm	60.0	38.7	69.5	45.8	47.7	46.9	44.2	45.8	51.3	52.4	101.3	92.5	61.7	90.0	73.6	85.4	67.0	36.7
Eu	17.5	12.8	18.5	15.8	16.0	15.7	14.6	15.8	14.6	18.0	27.7	23.9	18.6	23.7	21.8	22.9	19.0	8.3
Gd	56.7	35.9	49.4	45.5	46.3	42.9	47.5	45.5	48.2	53.9	65.5	63.3	53.8	67.2	60.8	68.3	53.0	20.5
Dy	28.8	21.2	29.8	25.7	29.7	28.8	28.4	25.7	26.5	30.4	26.0	30.9	28.3	31.4	29.4	37.2	28.0	8.6
Ho	5.3	4.0	5.2	5.0	5.5	5.5	4.8	5.0	5.2	5.6	4.8	4.9	5.1	5.9	4.9	5.7	5.0	1.3
Er	8.0	6.1	8.5	8.7	8.1	8.8	7.1	8.7	6.8	9.5	6.3	7.7	7.6	8.6	7.2	9.3	8.0	2.8
Yb	4.1	2.6	5.1	3.8	3.7	4.4	2.7	3.8	3.0	4.6	bdl	2.4	2.3	4.3	3.8	3.3	3.0	2.2
Lu	0.6	0.3	0.5	0.8	0.8	0.5	bdl	0.8	bdl	0.4	bdl	0.4	0.6	0.6	bdl	0.4	bdl	–
Sr	3270.2	4112.5	4224.5	3685.4	3599.8	3638.3	3369.0	3685.4	2935.4	3818.6	3619.2	3616.9	3762.6	3677.4	3634.3	3727.1	3716.0	465.6
Y	140.1	113.4	137.7	134.6	142.9	137.8	127.6	134.6	126.7	155.2	116.6	142.6	131.2	139.7	125.7	150.0	139.0	33.5
ΣREE	1630.1	1183.3	2420.5	1199.8	1363.3	1380.0	1203.9	1199.8	1395.5	1418.4	3753.0	3271.5	2166.4	3101.8	2419.2	2907.2	2183.0	1545.0

Sample	Ijolite VJA71																Avg	2 S.D.
Grain <i>n</i> ^o	1	1	2	2	3	3	4	4	5	5	6	6	7	7	8	8	<i>n</i> =27	
Position	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim		
La	1885.6	1812.3	2305.2	2305.0	1828.7	1952.6	1980.8	2057.7	2143.4	2105.1	2105.3	2089.6	2234.4	2169.1	2017.6	1938.0	1997.0	364.2
Ce	4044.7	3941.8	5007.0	4882.9	3887.6	4019.4	4100.8	4171.2	4677.4	4370.1	4396.8	4394.3	4740.2	4772.0	4132.3	4194.1	4260.0	796.2
Pr	550.6	530.2	695.1	683.2	547.0	537.2	557.1	577.4	621.4	608.1	617.8	617.6	704.3	689.8	547.8	583.1	593.0	122.5
Nd	2185.8	2151.1	2589.2	2576.3	2154.4	2181.2	2384.9	2306.1	2437.3	2301.6	2437.7	2304.8	2590.2	2503.1	2084.5	2207.0	2307.0	358.2
Sm	327.7	394.1	382.6	394.8	327.2	332.1	396.0	359.8	388.2	341.3	349.4	351.6	389.0	368.2	313.9	330.8	358.0	52.5
Eu	83.1	106.1	103.1	103.8	85.7	89.3	107.8	91.2	99.6	89.9	98.4	93.2	103.8	92.0	84.5	88.8	94.0	16.7
Gd	206.9	264.4	242.7	232.2	204.3	213.9	268.4	214.7	241.3	215.9	217.6	200.4	245.2	225.8	191.1	208.0	220.0	42.1
Dy	93.8	141.5	101.5	94.8	92.2	99.0	145.1	97.9	101.8	102.5	91.4	87.3	97.9	96.4	78.8	90.0	101.0	32.5
Ho	16.5	22.6	16.1	14.0	14.8	16.5	24.9	16.2	14.9	14.4	15.5	14.2	15.8	14.5	13.0	14.3	16.0	5.7
Er	24.2	39.3	23.4	23.1	19.9	27.5	39.7	22.0	23.6	24.0	20.9	21.1	23.5	20.9	19.8	19.9	25.0	11.9
Yb	12.9	20.1	8.9	11.1	13.0	10.0	23.4	11.9	12.4	11.2	12.7	9.9	12.1	10.3	6.8	9.6	13.0	7.5
Lu	1.4	2.7	1.5	1.2	1.3	1.3	2.4	1.5	1.3	1.2	1.2	1.0	1.2	1.5	0.8	1.3	1.0	1.1
Sr	4398.9	4483.7	4732.2	4582.9	4370.8	5600.3	4964.2	5143.1	5185.5	4921.8	5614.2	5126.6	5135.0	4966.3	4820.5	5044.9	4778.0	907.0
Y	334.6	572.4	353.3	336.2	342.6	371.1	566.7	331.9	321.6	318.6	325.3	309.3	342.3	327.7	328.5	332.7	356.0	158.0
ΣREE	9433.1	9426.2	11,476.5	11,322.4	9176.2	9480.0	10,031.3	9927.8	10,762.6	10185.2	10,364.8	10,185.0	11,157.9	10,963.7	9490.9	9684.8	9985.0	1603.0

Sample	Carbonatite BR 18											Avge n=13	2 S.D.	Carbonatite BR 64				
	1	1	2	3	4	5	5	6	7	8	9			1	1	2	3	3
Grain n°	Core	Rim	Core	Core	Core	Core	Rim	Core	Core	Core	Core	Core	Rim	Core	Core	Rim		
La	2263.8	2341.7	2615.5	2046.6	2277.9	2369.4	2343.2	2361.0	2348.1	2249.5	2381.6	2296.0	319.1	347.4	412.0	317.6	382.3	652.9
Ce	4647.2	4793.7	5436.6	4472.8	4744.3	4890.8	4892.2	4778.5	4932.4	4323.8	4871.9	4755.0	788.7	800.8	888.1	734.8	965.4	1419.9
Pr	697.4	690.3	764.4	601.9	704.2	664.6	682.0	683.5	644.4	614.4	691.4	667.0	118.5	113.6	128.6	108.8	128.7	210.7
Nd	2802.3	2643.7	2919.0	2311.5	2662.2	2751.9	2728.1	2761.4	2698.4	2454.5	2671.7	2643.0	430.0	437.4	529.9	446.0	536.0	834.0
Sm	471.5	449.7	534.6	413.8	460.6	491.0	476.2	476.0	474.5	421.4	463.4	460.0	72.6	70.2	83.5	76.5	90.9	129.1
Eu	130.5	138.9	144.8	125.5	127.8	136.0	137.0	138.8	133.7	120.9	135.3	131.0	15.7	21.9	24.8	23.1	24.4	38.9
Gd	319.4	314.3	353.3	300.6	334.2	339.1	310.0	360.7	337.0	290.7	315.2	322.0	48.2	55.2	57.8	50.1	59.8	90.0
Dy	177.6	189.0	200.2	179.7	177.8	186.4	194.4	189.5	175.3	169.3	184.4	182.0	27.0	29.0	27.5	28.7	26.8	40.6
Ho	29.7	29.8	32.3	28.1	28.7	30.4	32.3	33.6	28.8	28.9	30.4	30.0	3.5	3.5	4.2	4.2	3.9	5.7
Er	46.7	47.5	48.6	47.9	47.5	49.7	47.9	52.8	49.0	47.8	49.0	48.0	4.1	5.2	5.3	5.1	5.8	6.3
Yb	27.6	25.3	30.3	29.4	28.5	29.5	26.1	29.0	29.9	23.2	29.6	28.0	5.4	2.7	2.1	2.3	4.1	1.8
Lu	3.2	3.4	3.2	3.9	3.3	3.4	3.7	3.5	3.6	2.9	4.2	3.0	0.7	bdl	bdl	0.3	bdl	bdl
Sr	3199.6	3261.7	3240.2	3152.8	3126.9	3243.8	3115.6	3140.1	3041.3	4080.7	3316.6	3295.0	548.4	2222.5	2406.4	2109.0	2367.4	3083.4
Y	634.3	660.3	737.1	667.2	683.9	711.8	709.8	686.6	685.5	639.1	727.1	679.0	82.6	72.7	78.7	78.8	82.3	111.1
ΣREE	11,616.9	11,667.4	13,082.7	10,561.8	11,596.9	11,942.1	11,873.2	11,868.3	11,855.2	10,747.1	11,828.0	11,567.0	1757.2	1887.0	2163.8	1797.5	2228.2	3430.1

Sample																	Avge n=40	2 S.D.
	4	5	6	6	7	8	9	10	11	12	13	13	14	15	16	16		
Grain n°	Core	Core	Core	Rim	Core	Rim	Core	Core	Core	Rim								
La	454.0	441.2	491.0	574.1	481.2	434.4	329.8	384.3	347.4	385.5	380.5	385.6	384.2	345.6	353.5	562.8	417.0	175.8
Ce	1033.7	971.6	1162.8	1204.3	1232.4	981.8	780.6	961.6	800.8	832.7	903.1	907.0	881.1	769.8	819.0	1203.9	966.0	375.7
Pr	146.3	142.9	179.4	171.3	178.1	140.9	110.6	129.2	113.6	121.1	126.9	130.8	123.6	104.2	119.6	182.7	137.0	55.3
Nd	593.4	633.5	792.1	691.2	711.2	593.8	483.2	485.3	437.4	496.1	468.2	541.1	514.4	472.5	490.1	761.2	566.0	219.5
Sm	91.4	87.0	102.8	107.5	101.3	85.9	78.1	81.1	70.2	84.0	84.0	83.7	83.8	79.4	80.4	110.4	89.0	27.4
Eu	28.6	25.4	24.0	31.9	26.2	23.4	21.0	23.6	21.9	22.3	23.8	24.6	21.4	20.7	23.0	32.0	25.0	9.1
Gd	71.6	60.2	66.5	75.0	65.4	69.7	56.0	55.7	55.2	58.7	55.2	61.0	59.6	53.8	54.3	70.7	61.0	19.3
Dy	29.6	29.1	30.8	34.0	25.4	27.1	26.4	30.4	29.0	23.3	28.3	27.8	26.3	24.1	27.2	34.9	29.0	7.5
Ho	4.9	4.3	4.2	4.6	4.1	4.3	3.8	3.7	3.5	4.2	4.3	4.0	4.5	4.1	3.5	4.9	4.0	1.1
Er	6.3	4.5	5.0	5.5	4.9	5.6	4.2	4.6	5.2	5.1	5.0	5.4	5.2	5.7	4.5	7.0	5.0	1.4
Yb	1.8	1.8	2.3	2.2	1.7	1.7	1.7	1.7	2.7	1.6	1.9	2.2	1.7	2.2	bdl	2.2	2.0	1.2
Lu	0.4	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.4	bdl	0.3	0.3	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	-
Sr	2383.8	2744.7	2707.8	2617.4	2377.3	2067.2	2284.0	2401.0	2222.5	2067.9	2427.0	2249.5	2363.2	2093.7	2177.3	2502.0	2315.0	485.7
Y	90.1	84.1	85.8	100.5	88.8	85.8	75.1	82.5	72.7	74.6	84.3	82.4	83.4	76.3	78.1	99.9	84.0	17.5
ΣREE	2461.9	2401.6	2860.8	2901.6	2832.0	2368.6	1895.4	2161.6	1887.0	2035.0	2081.4	2173.2	2105.9	1882.1	1974.9	2972.7	2302.0	872.6

bearing sample at 388 ppm; Ta from 4.2 to 25 ppm. These variations appear to be directly correlated to the apatite modal abundance and to the amount of intercumulus material that is highly enriched in incompatible elements when compared to the cumulus diopside.

The ijolites have REE abundances ($\Sigma \text{REE} \approx 1750$ ppm and $(\text{La}/\text{Yb})_N$ varying from 20 to 53) in the range of the clinopyroxenites but they are enriched in Nb (221–437 ppm) and in Ta (47–103 ppm).

The carbonatites display large variation in trace element contents (ΣREE : 870–3617 ppm with $(\text{La}/\text{Yb})_N=40$ –88; Nb: 10–53 ppm, but as high as 1300 ppm for the pyrochlore-bearing carbonatite). These REE contents are well below the average calcicarbonate of Woolley and Kempe (1989) as also observed for other Kola carbonatites (i.e., Kovdor; Verhulst et al., 2000).

All the analysed samples of the Vuoriyarvi massif plot along a well defined linear array in the Y–Ho diagram (Fig. 3), this array is characterised by a Y/Ho ratio of 22.7 ($r^2=0.987$) which is below the chondritic value of 28.7 (McDonough and Sun, 1995). In evolved systems such as alkaline intrusions and carbonatites, Nb and Ta can be fractionated by the crystallisation and the segregation of Nb- and Ta-rich minerals (Jochum et al., 1986). In the Vuoriyarvi samples, the observed perovskite and pyrochlore are indeed characterized by high to very high Nb/Ta ratio, 19 and 5000, respectively (unpublished microprobe data). The whole rock pyroxenites display homogeneous Nb/Ta ratio (9–11) that is quite comparable to the ratio of the depleted mantle (7–10; Weyer et al., 2003). One cumulus perovskite-bearing pyroxenite has a significantly higher ratio of 16. The two ijolites have lower ratio, around 5. The carbonatites have variable ratios, from 8 to 16 except sample BR30 (that contains clastic pyrochlore) that has a Nb/Ta ratio of 1300.

5.2. Apatite chemistry: evolution of the composition in the Vuoriyarvi massif

Hogarth (1989) defined 5 substitution mechanisms for apatite, the two most important ones, the belovite-type ($2\text{Ca}^{2+}=\text{Na}^++\text{REE}^{3+}$) and the britholite-type ($\text{Ca}^{2+}+\text{P}^{5+}=\text{REE}^{3+}+\text{Si}^{4+}$) concern the substitution in the M crystallochemical site (Fig. 4).

Apatites from the various lithologies of the Vuoriyarvi massif have been analysed (Table 1B from major elements; Table 2 for trace elements). All analysed apatites have F content between 1.2 and 3.2 wt.% (below the stoichiometric values of 3.77 wt.%, except one analyses at 4.2 wt.%) corresponding to 0.62 to 1.67 F atoms by p.f.u.; they are thus fluorapatites. The apatites define a single, continuous evolution trend in diagrams illustrating element substitutions. In the clinopyroxenites, the apatite is Ca-rich (≈ 9.97 p.f.u.) and correlatively Na- and REE-poor (<0.07 p.f.u.) while in the carbonatites, it is significantly enriched in REE (0.08–0.22 p.f.u.; Brassinnes et al., 2003) and poorer in Ca (<9.92 p.f.u.). The apatite from the ijolites is intermediate in composition between those of the clinopyroxenites and of the carbonatites, but closer to the former. The Si content of the apatites is significantly lower in the clinopyroxenites (0.09–0.15 p.f.u.) and ijolites (0.9–0.16 p.f.u.) than in the carbonatites (0.12–0.29 p.f.u.). The F content also increases in the sequence clinopyroxenite (0.62 p.f.u.)–ijolite (0.93 p.f.u.)–carbonatite (1.67 p.f.u.). All the apatites analysed by LA-ICP-MS are rich in REEs (Fig. 5) with La_N values in the range 1000–10000 and Yb_N in the range 8–100, corresponding to strong LREE enrichment, with $(\text{La}/\text{Yb})_N$ varying from 49–240 and $(\text{La}/\text{Nd})_N > 1$. There is no Eu anomaly which may be taken as evidence for oxidizing conditions.

Forty nine analyses of apatite have been performed on 13 different crystals in the clinopyroxenite VJA74. Taken altogether these analyses show a quite large range of values: $\Sigma \text{REE}=1183$ –3753 ppm with $(\text{La}/\text{Yb})_N$ varying from 49–240; Sr=2935–4224 ppm (Fig. 5a). Five analyses performed on a single apatite crystal display some heterogeneity: the core is enriched in REE (1630 ppm) when compared to the rim (1183 ppm). Discrete, isolated apatite crystals disseminated in the sample show more variability from grain to grain (1183 to 2420 ppm of REEs; average of 29 spots: 1442 ppm; $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 49 to 96). This variability could be related to the crystallisation of apatite from a more or less evolved interstitial liquid.

The polygonal apatite from segregation pockets in the clinopyroxenite (20 spots in 7 different crystals) is systematically enriched in REEs (2166 ppm to 3753 ppm; average value ($n=20$ spots): 2734 ppm with $(\text{La}/\text{Yb})_N=70$) when compared to discrete apatite.

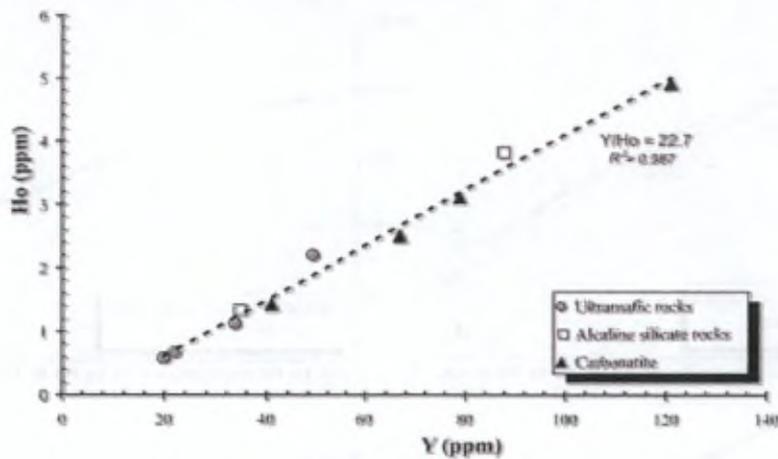


Fig. 3. Binary isovalent Y–Ho trace element diagram.

In the ijolite VJA71, 27 analyses of apatite have been made on 8 grains (Fig. 5b). The range of trace elements contents is quite narrow (Σ REE: 9176–11477 ppm, with $(\text{La}/\text{Yb})_N$: 74 up to 145, Y: 309–572 ppm, Sr: 4371–5614 ppm). These apatites are not zoned.

The apatites of two carbonatites have been studied in detail. The apatite of the carbonatite BR18 is quite homogeneous (Fig. 5c) from grain to grain and is almost unzoned; it is rich in all trace elements (Σ REE: 10562–11942 ppm with one core analysis at 13082 ppm, $(\text{La}/\text{Yb})_N$: 55–175, Y: 634–737 ppm, Sr: 3041–4080 ppm). The apatites from BR64 are slightly more heterogeneous (Fig. 5d); their trace element content is significantly lower: Σ REE: 1797–3430 ppm, Y: 73–111 ppm, Sr: 2067–3083 ppm. They

are slightly zoned, the REE content increases from the core to the rim of the grain (2200 to 3400 ppm, respectively). The HREE content (Yb, Lu) of these apatites is quite low, close to the limit of quantitative measurements; this explains the large range of calculated $(\text{La}/\text{Yb})_N$ ratios (96–240). It has been shown before (Fig. 3) that the Y/Ho ratio of the whole rocks is constant in the Vuoriyarvi massif. The apatites of the clinopyroxenite display Y/Ho ratios (range: 23.4–29.7) close to the whole rock ratio and to the chondritic value. They have slight negative cerium anomaly, Ce/Ce^* ranging from 0.71 to 0.87. Similar anomalies have been observed for apatite of the early stage carbonatites (Hornig-Kjarsgaard, 1998; Bühn et al., 2001). Apatites from the ijolite have slightly lower Y/Ho ratio (24.9–20.4) and less pro-

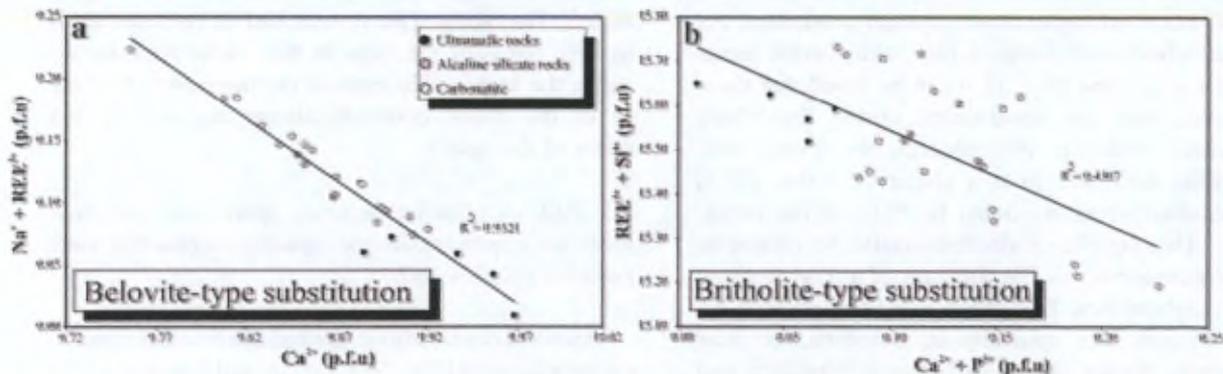


Fig. 4. Substitution schemes for apatite (in atoms per formula unit). a) Ca^{2+} versus $\text{Na}^+ + \text{REE}^{3+}$ (belovite-type); b) $\text{Ca}^{2+} + \text{P}^{5+}$ versus $\text{REE}^{3+} + \text{Si}^{4+}$ (britholite-type).

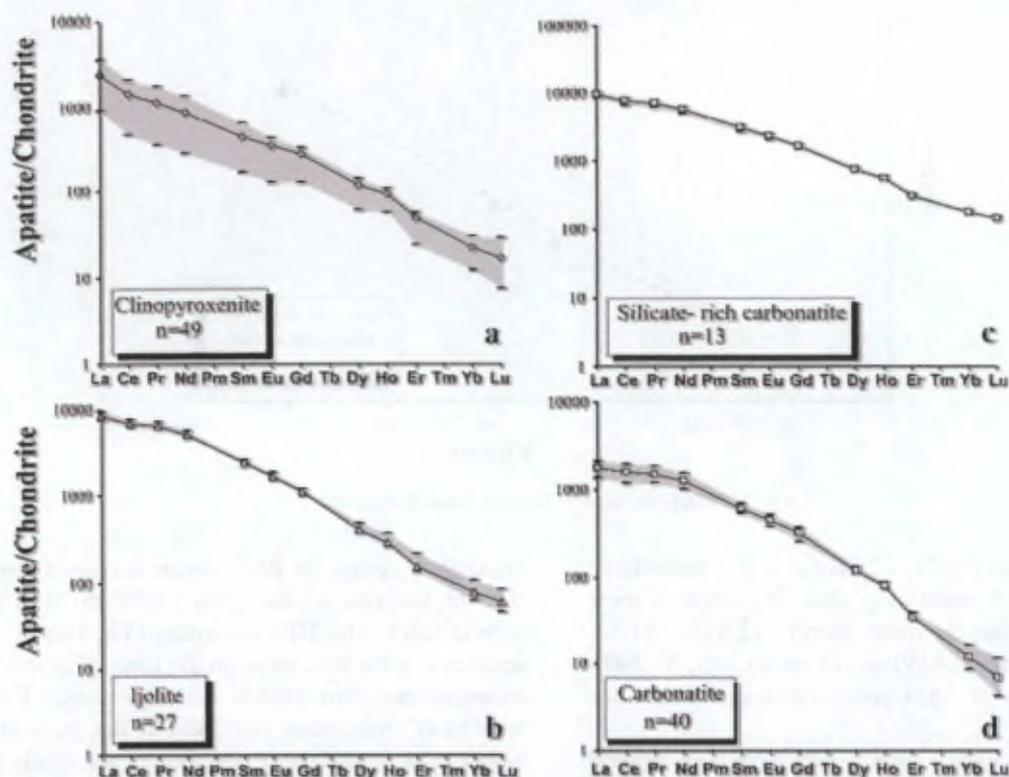


Fig. 5. Apatite chondrite normalised REE diagrams: a) in the clinopyroxenite VIA74 ($n=49$), b) in the ijolite VIA71 ($n=27$), c) in the silicate-rich carbonatite BR18 ($n=13$), d) in the carbonatite BR64 ($n=40$). For each rock type, the minimum and maximum values have been reported, as well as the average value and the range (shaded area). Normalizing values from McDonough and Sun (1995).

nounced anomaly (Ce/Ce^* : 0.91–0.96). The apatites from the carbonatites have still lower Y/Ho ratio, down to 16.11 and almost no Ce anomaly (Ce/Ce^* ranges from 0.87 to 1.05).

The Y/Ho ratios in the apatites and their respective whole rocks allow to test if the fractionation of apatite occurred under closed system conditions. As all the whole rock samples plot within error limits along a single line (Fig. 3), it can be stated that these elements were not fractionated during the whole magmatic evolution. Nevertheless, the Y/Ho ratio of apatite decreases from a chondritic value (27.7) in the clinopyroxenite down to ≈ 16 in the carbonatite. This significant decrease could be related to the contemporaneous fractionation of a Y-rich phase in the carbonatites. This phase could be either a Y-rich mineral, like monazite or xenotime, or fluid inclusions trapped in the carbonatite. Monazite and xenotime are frequently observed as inclusions in apatite or as outer grains on apatite surface in geo-

logical environments where fluids are abundant (Harlov and Förster, 2003). Monazite is a typical accessory mineral in the Vuoryarvi carbonatites (Kukharensko et al., 1965; Bulakh et al., 2000). Fluids are known to complex more easily Y than Ho (Bau, 1996), so that fluid inclusions could have high Y/Ho ratios. The system had to remain closed to keep constant the ratio in the whole rock carbonatite, the high Y/Ho ratio of the monazite/xenotime or of the fluids counterbalancing the low Y/Ho ratios of the apatite.

5.3. REE distribution between apatite and the host rock: an approach to the apatite-carbonatite melt partition coefficients?

Apatite is classically interpreted as a liquidus phase in carbonatite melt (Eby, 1975; Le Bas and Handley, 1979; Eriksson et al., 1985; Le Bas, 1989; Gittins, 1989). But few trace element partition coefficients between apatite

and carbonatite melt, $D_{\text{apatite/carbonatite melt}}^{\text{REE}}$ have been reported in the literature. Two recent studies (Bühn et al., 2001; Klemme and Dalpé, 2003) give contrasting results. Bühn et al. (2001) have calculated the partition coefficients for fluorapatite in carbonatite magmas for a fractionating assemblage of calcite+fluorapatite+clinopyroxene (the latter has a minor role on the REE evolution). The estimated D values were chosen to reproduce the observed relationships in natural carbonatites from various African complexes. Bühn et al. (2001) concluded that the rare earth elements are compatible in apatite ($D_{\text{apatite/carbonatite melt}}^{\text{REE}} > 1$) and increase regularly from La to Lu, i.e., $D_{\text{La}} < D_{\text{Lu}}$. From their experimental study (at 1 GPa and 1250 °C) along the join $\text{CaCO}_3\text{--Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH, F, Cl})$, Klemme and Dalpé (2003) measured the compositions of the apatite crystallised in carbonatite melt. The calculated partition coefficients show that the rare earth elements are incompatible in apatite, that is $D_{\text{apatite/carbonatite melt}}^{\text{REE}} < 1$. Moreover, the partition coefficients show a convex-upward pattern that means that the intermediate REE (Sm–Gd) have higher D values than the light (La–Pr) and heavy (Yb–Lu) REE. Similar convex-upward patterns have been obtained for apatite from various silicate melts (Watson and Green, 1981), but in all silicate systems, the REEs are compatible in apatite ($D_{\text{apatite/carbonatite melt}}^{\text{REE}} > 1$). Watson and Green (1981) noted that the apatite/melt REE partition coefficients significantly decrease with decreasing silica activity, from a granite melt to a basanite melt. Klemme and Dalpé (2003) suggest that their very low (< 1) D values can be related to the very low (close to zero) silica activity of the carbonatite melt. Another explanation could be proposed: besides melt composition, P and T can have a profound effect on mineral–melt partitioning (see review in Blundy and Wood, 2003). The variations of the D values with pressure can lead to contrasting results (either decreasing or increasing D with increasing P) depending on the material (i.e., Chamarro et al., 2002 for clinopyroxene–silicate melt). The accommodation of REE in apatite with increasing P is not known.

The field relations and the petrographic features of carbonatite BR64 suggested that it could be interpreted as a “quenched melt”. Using the average composition of the apatite and the REE partition coefficients (both minimum and maximum values

Table 3
Estimated distribution coefficients (REE+Y) between apatite and carbonatite host rock and partition coefficients from the literature

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Y	Er	Yb	Lu
BR 64	Ap./C. h. rek. 4.1	4.7	5.4	6.1	6.1	6.1	5.6	4.4	3.8	2.1	2.1	1.0	–
BR 18	Ap./C. h. rek. 18.1	15.9	20.1	23.6	34.2	23.9	19.0	17.0	17.2	12.5	9.2	8.4	8.4
	Watson and Green (1981) 2.6	–	–	–	4.5	–	–	4.0	–	–	–	1.8	–
	Bühn et al. (2001) 0.9–1.5	1.8–2.5	2.4–3.4	2.8–4.5	3.6–6.5	4.1–7.1	4.5–7.5	5.1–8.1	5.4–8.4	–	5.6–8.7	6.0–9.5	6.2–10
	Klemme and Dalpé (2003) 0.23–0.33	0.19–0.40	0.31–0.45	–	0.43–0.55	–	0.49–0.58	–	–	–	–	–	0.23–0.34
	Klemme et al. (1995) 0.07	0.09	0.11	0.11	0.13	0.22	0.26	0.29	–	0.3	0.41	–	–
	Nagasawa et al. (1980) 2.62	–	–	–	2.70	2.00–2.34	–	–	–	–	1.00	0.49	0.41

Watson and Green (1981) for a basanite, Bühn et al. (2001) and Klemme and Dalpé (2003) for carbonatite melts.

Ap.: apatite, C, h. rek: carbonatite host rock, basan: basanite, C, melt: carbonatite melt, Cpx: clinopyroxene, Per: perovskite and Alk. Bsl.: alkali basalt.

were used) of Klemme and Dalpé (2003) and Bühn et al. (2001) (see Table 3), the range of REE concentrations in the carbonatite melt in equilibrium with apatite has been calculated. Obviously, the liquid calculated with the low partition coefficients values of Klemme and Dalpé (2003) has a much higher REE content (1263–1813 ppm La) than the one obtained with the D values of Bühn et al. (2001) (278–463 ppm La). The $(La/Yb)_N$ ratios are also different (≈ 140 and ≈ 950 , respectively) because the variation of the D_{REE} values with atomic number is very different in the two sets of partition coefficients. The two ranges of calculated carbonatite liquid composition are not overlapping but they, nevertheless, both fall in the range of the carbonatite analyses of Woolley and Kempe (1989). We have tried to estimate the partition coefficients from our own data. Strictly speaking, we estimate the REE distribution between apatite and host carbonatite (as an approximation of carbonatite melt). The contribution of the apatite to the bulk rock REE budget has been subtracted in order to obtain the REE content of the host carbonatite ((whole rock REE content – (apatite REE content * apatite modal percentage)). The average composition of the 40 analysed spots (including core and rim analyses) have been used. The modal abundance of apatite is derived from the P_2O_5 content of the whole rocks (see Table 1): it is 8.1%. The estimated partition coefficients, $D_{\text{apatite/carbonatite melt}}^{REE}$ are given in Table 3 and compared with the values of Bühn et al. (2001) and Klemme and Dalpé (2003). These partition coefficients are plotted (Fig. 6) in function of the cation radius (in six fold coordination from Shannon, 1976). The law of partitioning is near-parabolic (as first noted by Onuma et al., 1968) which is typical for partition coefficients in the lattice-strain model (Blundy and Wood, 1994). The regression curve does not fit very well for the heavy REE (Er–Yb) and Y. In fact, these elements have quite low contents, close to the quantification limits of the LA-ICP-MS instrument used. Our estimated partition coefficients are quite close to those obtained by Watson and Green (1981) for apatite crystallising from a basanite melt. Interestingly, basanite is strongly silica-undersaturated like the olivine-bearing melanephelinite (or melamellitite) that is considered as the parental magma of the ultramafic, alkaline and carbonatite complex (i.e., Veksler et al., 1998a).

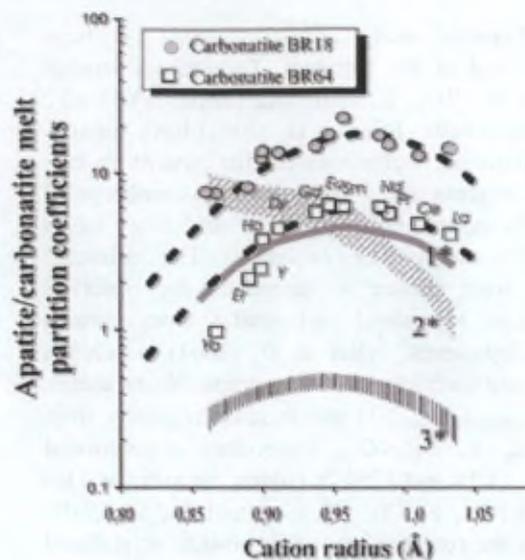


Fig. 6. Estimated distribution coefficients (REE+Y) versus cation radii (in six fold coordination from Shannon, 1976) between apatite and carbonatite host rock. Comparison with the data of Watson and Green (1981) for a basanite (1*), Bühn et al. (2001) and Klemme and Dalpé (2003) for carbonatite melts (2* and 3*, respectively).

The same procedure has been applied to the carbonatite BR18, even if it is probably not a quenched melt. This rock is significantly enriched in REE ($\Sigma REE=2163$ ppm) and in silica (7 wt.% SiO_2) when compared to BR64. The D values obtained are higher than for BR64 but the profiles are similar.

The two curves obtained for the apatite/host carbonatite of Vuoriyarvi are convex-upward (Fig. 6) and centered on the middle rare earth elements, the maximum of the curve corresponds to the cation radius of Sm. The apatite REE partition coefficient values for the Vuoriyarvi carbonatites are all higher than 1 (4.1 for La; 6.1 for Sm and 1.0 for Yb for BR64).

6. Discussion on the petrogenetic link between the ultramafic cumulates, the alkaline silicate rocks and the carbonatites

In the Vuoriyarvi massif, as well as in many other massifs of the Kola province, the ultramafic cumulates (clinopyroxenite), the alkaline silicate rocks and the carbonatites are closely related in space and time. Is this association really a coincidence?

Isotope geochemistry can shed some light on this problem. For the large and complex massifs of the Kola Peninsula (i.e., Khibiny, Kovdor, Turiy Mys, etc...) several papers (Kramm, 1993; Kramm and Kogarko, 1994; Zaitsev and Bell, 1995; Verhulst et al., 2000; Dunworth and Bell, 2001) have shown that the ultramafic rocks, the ijolites–melteigites and the carbonatites do not display exactly the same initial Sr–Nd isotopic composition suggesting that they are not strictly cogenetic even if most samples plot in the depleted mantle quadrant of the Sr–Nd anticorrelation diagram, close to the source of the OIBs. In fact, for the Kovdor massif (Verhulst et al., 2000), the carbonatites show quite a large range of isotopic compositions but all the values plot in the depleted quadrant. As it is very difficult to contaminate carbonatites because of their very high Sr and Nd content (much higher than in crustal materials), this spread of composition suggests that the Kovdor intrusion behaves as a complex, open system implying several discrete magma pulses from the mantle. It has been shown experimentally (Wyllie and Huang, 1976; Eggler, 1978; Wallace and Green, 1988; Green and Wallace, 1988; Wyllie and Lee, 1998) that carbonatite can be formed directly by very low degrees of partial melting of a carbonated upper mantle source. The ultramafic cumulates and the melilitolites are isotopically compatible with this model. The ijolites–melteigites, on the contrary, have more scattered isotopic compositions, with both positive and negative $\epsilon\text{Nd}_{380 \text{ Ma}}$ values pointing to some contamination by crustal material and/or to magma mixing. Contrary to what has been observed for the large Kola intrusions, the small Vuoriyarvi massif presents more uniform isotopic composition: the clinopyroxenites, ijolites and carbonatites have $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{380 \text{ Ma}}$ ratios in the narrow range 0.70303–0.70318 and $\epsilon\text{Nd}_{380 \text{ Ma}}$ in the range +3.6 to +6.1 (Balaganskaya et al., 2001; Zaitsev et al., 2002; our unpublished data). Only a biotite–amphibole–calcite vein analysed by Balaganskaya et al. (2001) has a significantly different isotopic compositions, 0.70341 and +1.8. This sample is in fact not a true carbonatite, it is more comparable to a fenite. This narrow range of isotopic composition is in favour of a single batch of homogeneous mantle-derived melt that crystallised and evolved in a closed system. The Nb/Ta ratio of the least evolved samples in the Vuoriyarvi massif (clinopyroxenite) is compa-

rable to the depleted mantle source values (7–10; Weyer et al., 2003). All the lithologies observed in the Vuoriyarvi massif are petrogenetically linked; they have the same age, the same initial Sr–Nd isotopic composition. Nevertheless, the nature of this petrogenetic link still needs to be clarified: it could be the liquid immiscibility between a carbonatite melt and an alkaline silicate melt (Lee and Wyllie, 1996; Kjarsgaard and Hamilton, 1998; Veksler et al., 1998b; Stoppa et al., 2005) or a simple fractional crystallisation process operating on a single magma batch derived the depleted mantle (Lee and Wyllie, 1998). There is no evidence for immiscibility between an alkaline silicate melt and carbonatite, neither in the field nor in the geochemical data. The spherulitic textures described by Lapin and Vartiainen (1983) are interpreted in terms of liquid immiscibility between sövite and phoscorite (forsterite–magnetite rocks). These rocks due to their specific structures may also be interpreted as fluid-explosive breccias which were discovered and studied in the Kovdor alkaline-ultramafic massif (Balaganskaya, 1994). Moreover, the apatites from the ultramafic rocks, the ijolites and the early carbonatites display continuous geochemical trends, like enrichment in Na+REE (Fig. 4), a decrease in the Y/Ho ratio in agreement with an evolution by fractional crystallisation. The increase in REE content of apatite in the sequence clinopyroxenite–ijolite–carbonatite implies that the global REE partition coefficients for the fractionating mineral assemblage is lower than 1. During the first fractionation stage, the main phases that crystallise are clinopyroxene and apatite with perovskite in subordinate amounts. Using the values of Klemme et al. (1995) for the partition coefficients of REE between clinopyroxene and carbonatite melt, our average estimated values for apatite (Table 3) and the value of Nagasawa et al. (1980) for the perovskite, it can be shown that for a fractionating assemblage varying from 98% cpx+1% ap+1% per to 94% cpx+5% ap+1% per, the global D_{REE} varies from 0.14 to 0.30.

The variation of REE content during the magmatic evolution of the late carbonatite stage of differentiation is difficult to model because carbonatite veins and phoscorite stocks (or bodies) are intimately related in the field. Moreover, phoscorites are generally very coarse-grained, some can be strongly enriched in

apatites and could be formed by pulses of intensive apatite crystallisation (Bühn et al., 2001).

7. Conclusion

In the Vuoriyarvi massif, ultramafic cumulates (clinopyroxenites), alkaline silicate rocks and carbonatites are spatially and temporally associated. Apatite

ijolites; it is in equilibrium with the intercumulus liquid. Some carbonatites, which are mainly found as thin dykes or sheets are tentatively interpreted as liquids. They are rich in euhedral apatites. Clinopyroxenites display a large range of trace element content that is directly related to the proportion of interstitial liquid. Carbonatites have variable trace element contents depending mainly on their apatite and pyrochlore modal proportions. The ijolites are more homogeneous. All the whole rock samples plot along well-defined arrays in the Y–Ho diagram suggesting that they are all cogenetic. The Sr–Nd initial isotopic compositions are well clustered for all the lithologies and point to a closed system evolution of a single batch of mantle-derived magma. The increase of Na+REE and the decrease of the Y/Ho ratio from the clinopyroxenites to the carbonatites are in agreement with an evolution by fractional crystallisation. Distribution coefficients between apatite and host carbonatite, interpreted as an approximation of the true partition coefficients, have been estimated for a carbonatite from the Neskevara conical-ring-like vein system (sample BR64). All the *D* values are higher than 1 (the REE are compatible in apatite) and display a convex-upward pattern when plotted against ionic radii, pointing to a higher compatibility for the middle rare earth elements.

Acknowledgments

This work has been initiated by an INTAS grant project No. 94-2621 to D.D. Dr. I. Tolstikhin (Apatity, Russia) started the collaboration between the Belgian and the Russian teams. Prof. F. Mitrofanov (Kola Center, Apatity, Russia) allowed us to study the Kola alkaline province. Drs. V. Vetrin and V. Nivin are warmly thanked for the perfect organization of the

field trips. We thank Dr. Ohnenstetter (CRPG, Nancy, France) for the supervision of the microprobe determinations and Dr. L. André and Nicolas Coussaert (Musée Royal de l'Afrique Centrale, Belgium) for the LA-ICP-MS analyses. The constructive reviews of Dr S. Klemme and of an anonymous reviewer as well as the suggestions and comments of Dr F. Wall (Guest Editor) are gratefully acknowledged.

References

- André, L., Aschepkov, I.V., 1996. Acid leaching experiments on the mantle-derived Vitim clinopyroxenes: implications for the role of clinopyroxenes in the mantle processes. In: Demaiffe, D. (Ed.), *Petrology and Geochemistry of Magmatic Suites of Rocks in the Continental and Oceanic Crusts*. ULB-MRAC, pp. 321–336.
- Balaganskaya, E.G., 1994. Breccias of the Kovdor phosphorite-carbonatite deposit of magnetite and their geological meaning. *Proceedings of the All-Russia Mineralogical Society*, vol. 2, pp. 24–36 (in Russian).
- Balaganskaya, E., Downes, H., Subbotin, V., Liferovich, R., Beard, A., 2001. Kola carbonatites: new insights into their origin as shown by a Sr, Nd and geochemical study of the Vuoriyarvi Massif, NE Baltic Shield, Russia. *Abstr. Journ. Afric. Earth Sci.* 32 (1), A11.
- Balagansky, V.V., Basaliev, A.A., Belyaev, O.A., Pozhilenko, V.I., Radchenko, A.T., Radchenko, M.K., 1996. Geological map of the Kola region (north-eastern Baltic shield) scale 1:500,000. In: Mitrofanov, F.P., Radchenko, A.T., Gillen, C. (Eds.), *Apatity*.
- Bau, M., 1996. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lanthanide tetrad effect. *Contrib. Mineral. Petrol.* 123, 323–333.
- Blundy, J., Wood, B., 1994. Prediction of crystal melt partition coefficients from elastic moduli. *Nature* 372, 452–454.
- Blundy, J., Wood, B., 2003. Partitioning of trace elements between crystals and melts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 210, 383–397.
- Brassinnes, S., Demaiffe, S., Balaganskaya, E., Downes, H., 2003. New mineralogical and geochemical data on the Vuoriyarvi ultramafic, alkaline and carbonatitic complex (Kola Region, NW Russia). *Period. Mineral.* 72, 79–86.
- Bulakh, A.G., Nesterov, A.R., Zaitsev, A.N., Pilipiuk, A.N., Wall, F., Kirillov, A.S., 2000. Sulfur-containing monazite-(Ce) from late-stage mineral assemblages at the Kandaguba and Vuoriyarvi carbonatite complexes, Kola peninsula, Russia. *N. Jb. Miner. Mh.* 5, 217–233.
- Bühn, B., Wall, F., Le Bas, M.J., 2001. Rare-earth element systematics of carbonatitic fluorapatites, and their significance for carbonatite magma evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.* 141, 572–591.
- Chamorro, E.M., Brooker, R.A., Wartho, J.-A., Wood, B.J., Kelley, S.P., Blundy, D., 2002. Ar and K partitioning between clinopyr-

- oxene and silicate melt to 8 GPa. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 507–519.
- Dunworth, E.A., Bell, K., 2001. The Turij Massif, Kola Peninsula, Russia: isotopic and geochemical evidence for a multi-source evolution. *J. Petrol.* 42, 377–405.
- Eby, G.N., 1975. Abundance and distribution of rare-earth elements and yttrium in the rocks and minerals of the Olka carbonatite complex, Quebec. *Geochim. Cosmochim. Acta* 39, 597–620.
- Eggler, D.H., 1978. The effect of CO₂ upon partial melting of peridotite in the system Na₂O–CaO–Al₂O₃–MgO–SiO₂–CO₂ to 35 kb with analysis of melting in a peridotite–H₂O–CO₂ system. *Am. J. Sci.* 278, 305–343.
- Eriksson, S.C., Fourie, P.J., De Jager, D.H., 1985. A cumulate origin for the minerals in clinopyroxenite of the Phalaborwa Complex. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 88, 207–214.
- Gittins, J., 1989. The origin and evolution of carbonatite magmas. In: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 580–600.
- Gittins, J., Harmer, R.E., 2003. Myth and reality of the carbonatite-silicate rock “association”. *Period. Mineral.* 72, 19–26.
- Gogol, O., Delinitzin, A., 1999. New Rb–Sr data for Kola alkaline province. *Proc. 10th Kratz Conf., Apatity*, pp. 43–47 (in Russian).
- Green, D.H., Wallace, M.E., 1988. Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts. *Nature* 336, 459–462.
- Harlov, D.E., Förster, H.-J., 2003. Fluid-induced nucleation of (Y+REE)-phosphate minerals within apatite: nature and experiment: Part II. Fluorapatite. *Am. Mineral.* 88, 1209–1229.
- Henoc, J., Tong, M., 1978. Automatisation de la microsonde. *J. Microsc. Spectrosc. Electr.* 3, 247–254.
- Hogarth, D.D., 1989. Pyrochlore, apatite and amphibole: distinctive minerals in carbonatite. In: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 105–148.
- Hornig-Kjarsgaard, L., 1998. Rare earth elements in sövitic carbonatites and their mineral phases. *J. Petrol.* 39, 2105–2122.
- Jochum, K.P., Seufert, H.M., Spettel, B., Palme, H., 1986. The solar system abundances of Nb, Ta and Y, and the relative abundances of refractory lithophile elements in differentiated planetary bodies. *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 1173–1183.
- Kapustin, Yu.L., 1980. *Mineralogy of Carbonatites*. Amerind Publishing Co. 259 pp.
- Kjarsgaard, B.A., Hamilton, D.L., 1998. The genesis of carbonatite by immiscibility. In: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 388–404.
- Klemme, S., Dalpé, C., 2003. Trace-element partitioning between apatite and carbonatite melt. *Am. Mineral.* 88, 639–646.
- Klemme, S., van der Laan, S.R., Foley, S.F., Günther, D., 1995. Experimentally determined trace and minor element partitioning between clinopyroxene and carbonatite melt under upper mantle conditions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 133, 439–448.
- Kogarko, L.N., 1987. Alkaline rocks of the eastern part of the Baltic Shield (Kola Peninsula). In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks*, Geol. Soc. Special Publication, vol. 30, pp. 531–544.
- Kogarko, L.N., Kononova, V.A., Orlova, M.P., Woolley, A.R., 1995. *Alkaline Rocks and Carbonatites of the World: Part 2. Former USSR*. Chapman and Hall, London. 225 pp.
- Kramm, U., 1993. Mantle components of carbonatites from the Kola alkali province, Russia and Finland: a Nd–Sr study. *Eur. J. Mineral.* 5, 985–989.
- Kramm, U., Kogarko, L., 1994. Nd and Sr isotope signatures of the Khibiny and Lovozero apatitic centres, Kola Alkaline Province, Russia. *Lithos* 32, 225–242.
- Kramm, U., Kogarko, L., Kononova, V.A., Vartiainen, H., 1993. The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: precise Rb–Sr ages define 380–360 Ma age range for all magmatism. *Lithos* 30, 33–44.
- Kratz, K.O., Glebovitskiy, R.V., Bilinskiy, V.L., Duk, I.B., Livinchenko, E.V., Sharkov, G.A., Porotova, S.A., Ankudinov, L.N., Platonenkova, L.N., Kokorina, L.K., Lazarev, Y.K., Platonova, A.P., Koshekin, B.I., Lvukashev, A.D., Stelkov, S.A., 1978. *The Earth's Crust in the Eastern Part of the Baltic Shield*. Nauka, Leningrad. 232 pp. (in Russian).
- Kukharev, A.A., Orlova, M.P., Boulakh, A.G., Bagdasarov, E.A., Rinskaya-Korsakova, O.M., Nefedov, E.I., Ilinskiy, G.A., Sergeev, A.S., Abakumova, N.B., 1965. *The Caledonian Complex of Ultrabasic Alkaline Rocks of the Kola Peninsula and North Karelia*. Nedra, Moscow. 772 pp. (in Russian).
- Lapin, A.V., Vartiainen, V.H., 1983. Orbicular and spherulitic carbonatites from Sokli and Vuoriyarvi. *Lithos* 16, 53–60.
- Le Bas, M.J., 1989. Diversification of carbonatite. In: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 428–445.
- Le Bas, M.J., Handley, C., 1979. Variation in apatite composition in ijolitic and carbonatitic igneous rocks. *Nature* 279, 54–56.
- Lee, W.-J., Wyllie, P.-J., 1996. Liquid immiscibility in the join NaAlSi₃O₈–CaCO₃ to 2.5 GPa and the origin of calcic carbonatite magmas. *J. Petrol.* 37, 1125–1152.
- Lee, W.-J., Wyllie, P.-J., 1998. Petrogenesis of carbonatite magmas from mantle to crust constrained by the system CaO–(MgO+FeO*)–(Na₂O+K₂O)–(SiO₂+Al₂O₃+TiO₂)–CO₂. *J. Petrol.* 39, 495–517.
- McDonough, W.F., Sun, S.-S., 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223–253.
- Mitrofanov, F.P. (Ed.), 1995. *Geology of the Kola Peninsula*, Kola Science Center. Apatity, 145 pp.
- Nagasawa, H., Schreiber, H.D., Morris, R.V., 1980. Experimental mineral/liquid partition coefficients of the rare earth elements (REE), Sc and Sr for perovskite, spinel and melilite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 46, 431–437.
- Onuma, N., Higuchi, H., Wakita, H., Nagasawa, H., 1968. Trace element partition between two pyroxenes and the host lava. *Earth Planet. Sci. Lett.* 5, 47–51.
- Russel, H.D., Hiemstra, S.A., Groenvald, D., 1954. The mineralogy and the petrography of the carbonatite. *Trans. and Proceed. Geol. Soc. South Africa*, pp. 197–208.
- Shannon, R.D., 1976. Revised effective ionic radii and systematic studies of inter atomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystal.* 32, 751–767.
- Stoppa, F., Rosatelli, G., Wall, F., Jeffries, T., 2005. Geochemistry of carbonatitesilicate pairs in nature: a case history from central Italy. *Lithos* 85, 26–47. doi:10.1016/j.lithos.2005.03.026 (this volume).

- Timmerman, M.J., Daly, J.S., 1995. Sm–Nd evidence for Late Archean crust formation in the Lapland–Kola mobile belt, Kola Peninsula, Russia and Norway. *Precambrian Res.* 72, 97–107.
- Veksler, I.V., Nielsen, T.F.D., Sokolov, S.V., 1998a. Phase equilibria in the silica-undersaturated part of the $KAlSiO_4$ – Mg_2SiO_4 – Ca_2SiO_4 – SiO_2 –F system at 1 atm and the larnite-normative trend of melt evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.* 131, 347–363.
- Veksler, I.V., Petibon, C., Jenner, G.A., Dorfman, M., Dingwell, D.B., 1998b. Trace element partitioning in immiscible silicate–carbonate liquid systems: an initial experimental study using a centrifuge autoclave. *J. Petrol.* 39, 2095–2104.
- Verhulst, A., Balaganskaya, E., Kimarsky, Y., Demaiffe, D., 2000. Petrological and geochemical (trace elements and Sr–Nd isotopes) characteristics of the Paleozoic Kovdor ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion (Kola Peninsula, NW Russia). *Lithos* 51, 1–25.
- Wallace, M.E., Green, D.H., 1988. An experimental determination of primary carbonatite magma composition. *Nature* 335, 343–348.
- Watson, E.B., Green, T.H., 1981. Apatite/liquid partition coefficients for the rare earth elements and strontium. *Earth Planet. Sci. Lett.* 56, 405–421.
- Weyer, S., Münker, C., Mezger, K., 2003. Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust–mantle system. *Earth Planet. Sci. Lett.* 205, 309–324.
- Woolley, A.R., 2003. Igneous silicate rocks associated with carbonatites: their diversity, relative abundances and implications for carbonatite genesis. *Period. Mineral.* 72, 9–17.
- Woolley, A.R., Kempe, D.R.C., 1989. Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution. In: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 1–14.
- Wyllie, P.J., Huang, W.-L., 1976. Carbonation and melting relations in the system CaO–MgO–SiO₂ at mantle pressures with geophysical and petrological applications. *Contrib. Mineral. Petrol.* 54, 79–107.
- Wyllie, P.J., Lee, W.-L., 1998. Model system controls on conditions for formation of magnesiocarbonatite and calciocarbonatite magmas from the mantle. *J. Petrol.* 39, 1885–1893.
- Zaitsev, A.N., Bell, K., 1995. Sr and Nd isotope data of apatite, calcite and dolomite as indicators of source and the relationships of phoscorites and carbonatites from the Kovdor massif, Kola Peninsula, Russia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 121, 324–335.
- Zaitsev, A.N., Demény, A., Sinder, S., Wall, F., 2002. Burbankite group minerals and their alteration in rare earth carbonatites—source of elements and fluids (evidence from C–O and Sr–Nd isotopic data). *Lithos* 62, 15–33.

Chapitre 6 :

Evolution minéralogique d'une éponge métasomatisée au contact d'une veine de carbonatite.

6. Evolution minéralogique d'une éponte métasomatisée au contact d'une veine de carbonatite.

6.1. Introduction

L'encaissant des massifs alcalins et carbonatitiques est souvent représenté par des roches enrichies en alcalins et en éléments volatiles par métasomatisme. Ces roches métasomatiques ont été observées pour la première fois dans le massif de Fen (S. Norvège) par Brøgger (1921) et appelées fénites pour cette raison (Kresten et Morogan, 1986). Minéralogiquement, les fénites sont caractérisées par un enrichissement important en feldspath alcalin (albite ou orthose) et/ou en pyroxènes et amphiboles sodiques (aegyrine, arfvedsonite) voire en quartz. Dans les cas extrêmes, on peut former des roches quasi monominérales, comme les albitites ou les orthoclasites.

Certains auteurs ont observé que les roches magmatiques précoces des complexes alcalins, en particulier les cumulats ultrabasiqes, pouvaient avoir été enrichies lors de la mise en place de veines de carbonatite plus tardive. Ces processus de transformation sont généralement qualifiés d'amphibolitisation ou de phlogopitisation. Gittins et al. (1975) ont observé ces deux processus au sein des pyroxénites à magnétite du complexe de Cargill. Issa Filho et al. (1984) ont noté la présence de glimmérite (roches très riches en micas) dans le complexe carbonatitique de Barreiro. D'après Vartiainen (1980), les glimmérites du massif de Sokli résulteraient de la phlogopitisation de dunités à magnétite et de pyroxénites.

Morbidelli et al. (1986) ont étudié en détail la zone de contact entre les veines de carbonatite et les jacupirangites (=pyroxénite à augite titanifère) qu'elles recoupent dans le massif de Jacupiranga (Brésil). Ils montrent que cette zone est complexe et composée d'une succession de bandes de composition minéralogique spécifique. La bande A est essentiellement composée d'amphibole ; les bandes P et O sont riches en phlogopite et en olivine respectivement. Ces bandes résulteraient de la transformation métasomatique plus ou moins intense de la jacupirangite originelle au contact du fluide carbonatitique.

Dans le massif de Vuoriyarvi, le contact entre une veine centimétrique de carbonatite et son encaissant pyroxénitique a été étudié en détail et comparé aux observations de Morbidelli et al. (1986), en vue de comprendre les transformations minéralogiques et la mobilité des éléments lors de l'infiltration de la veine de carbonatite.

6.2. Description pétrographique de la zone de contact entre carbonatite et pyroxénite

L'échantillon étudié (376-77) présente l'avantage de pouvoir être étudié à l'échelle d'une seule lame mince. La veine de carbonatite a en effet moins d'un centimètre d'épaisseur mais elle a développé une succession de bandes de minéralogie contrastée qui donne à la roche un rubanement multicolore, successivement vert, bleu, rouge et blanc. L'échantillon a pu être subdivisé en 4 zones nettement distinctes (Figure 6.1.) : 1) l'encaissant pyroxénitique partiellement métasomatisé ; 2) une zone à amphibole-calcite-mica ; 3) une zone essentiellement composée de mica et 4) le filon de carbonatite proprement dit.

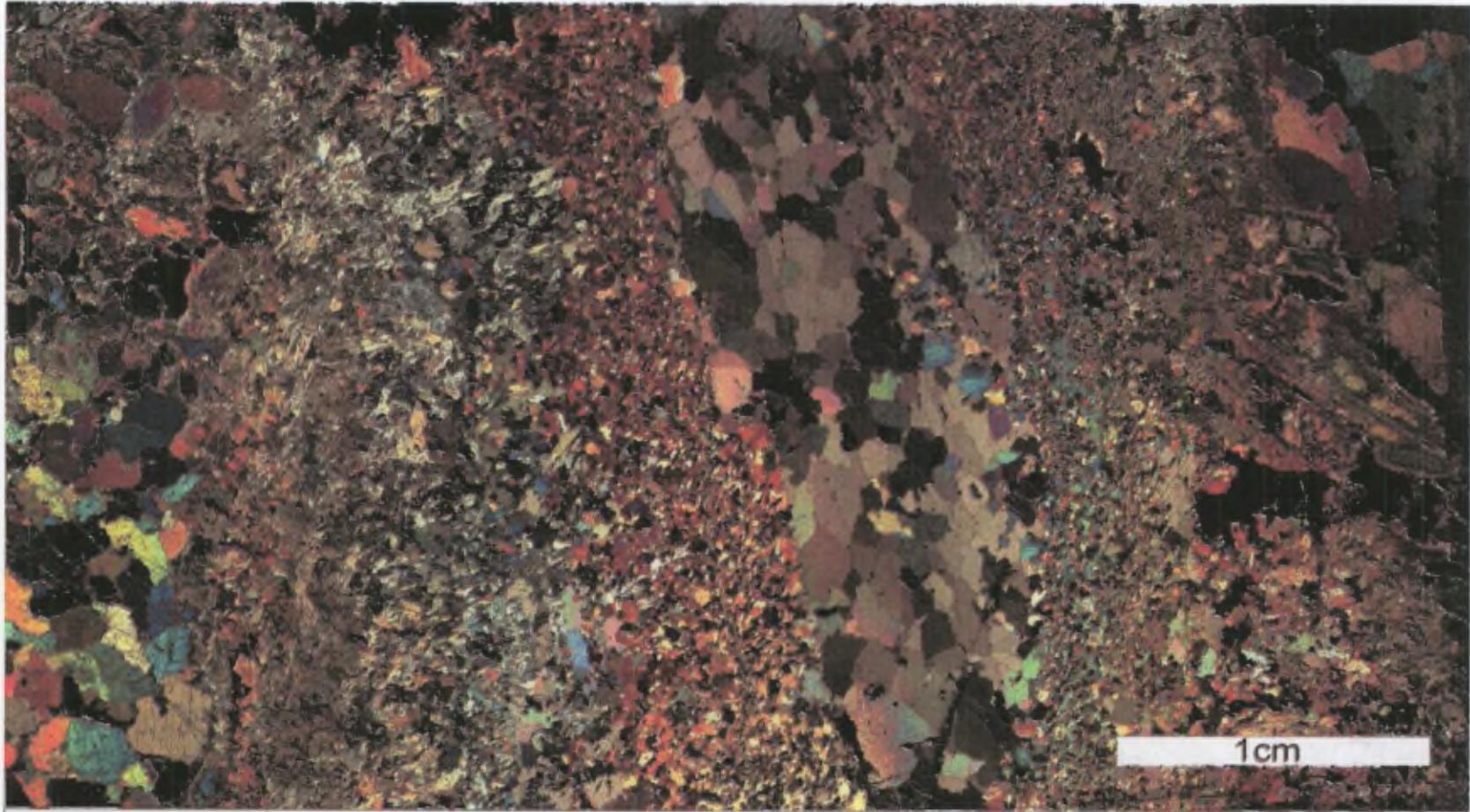
6.2.1. L'encaissant pyroxénitique partiellement métasomatisé (zone 1)

L'encaissant pyroxénitique est essentiellement constitué de cristaux cumulés de diopside et d'apatite subautomorphes, de phlogopite xénomorphe interstitielle et de magnétite xénomorphe. La bordure des grains de diopside est d'un vert plus foncé que le reste du grain. Au voisinage de la zone à amphibole-calcite-phlogopite, le diopside est partiellement transformé en amphibole bleue. L'étude par microscopie électronique en électrons rétrodiffusés a permis de mettre en évidence des variations de composition entre le cœur et la bordure des cristaux de diopside (Figure 6.2.a.).

6.2.2. La zone à amphibole-calcite-phlogopite (zone 2)

Cette zone (≈ 1.25 cm) apparaît hétérogène du point de vue granulométrique ; elle est constituée par des grains subautomorphes d'amphibole bleue, de tétraferriphlogopite et d'apatite, emballés par de la calcite poecilitique interstitielle. La proportion modale de tétraferriphlogopite augmente graduellement tandis que celles de l'amphibole, de la calcite et de l'apatite diminuent lorsque l'on se rapproche de la zone à phlogopite et de la veine de carbonatite. Les images en électrons rétrodiffusés des amphiboles montrent de grandes variations de composition au sein d'un même cristal (Figure 6.2.b. et c.) et la présence d'inclusions de diopside et de calcite.

6.2.3. La zone riche en phlogopite (zone 3)



<p><i>Encaissant pyroxénitique partiellement métasomatisé</i></p>	<p><i>Zone à amphibole + mica + calcite</i></p>	<p><i>Zone à mica</i></p>	<p><i>Fillon de carbonatite</i></p>
---	---	-------------------------------	---

Figure 6.1. Microphotographie en lumière polarisée et analysée d'une veine de carbonatite et de son encaissant pyroxénitique partiellement métasomatisé.

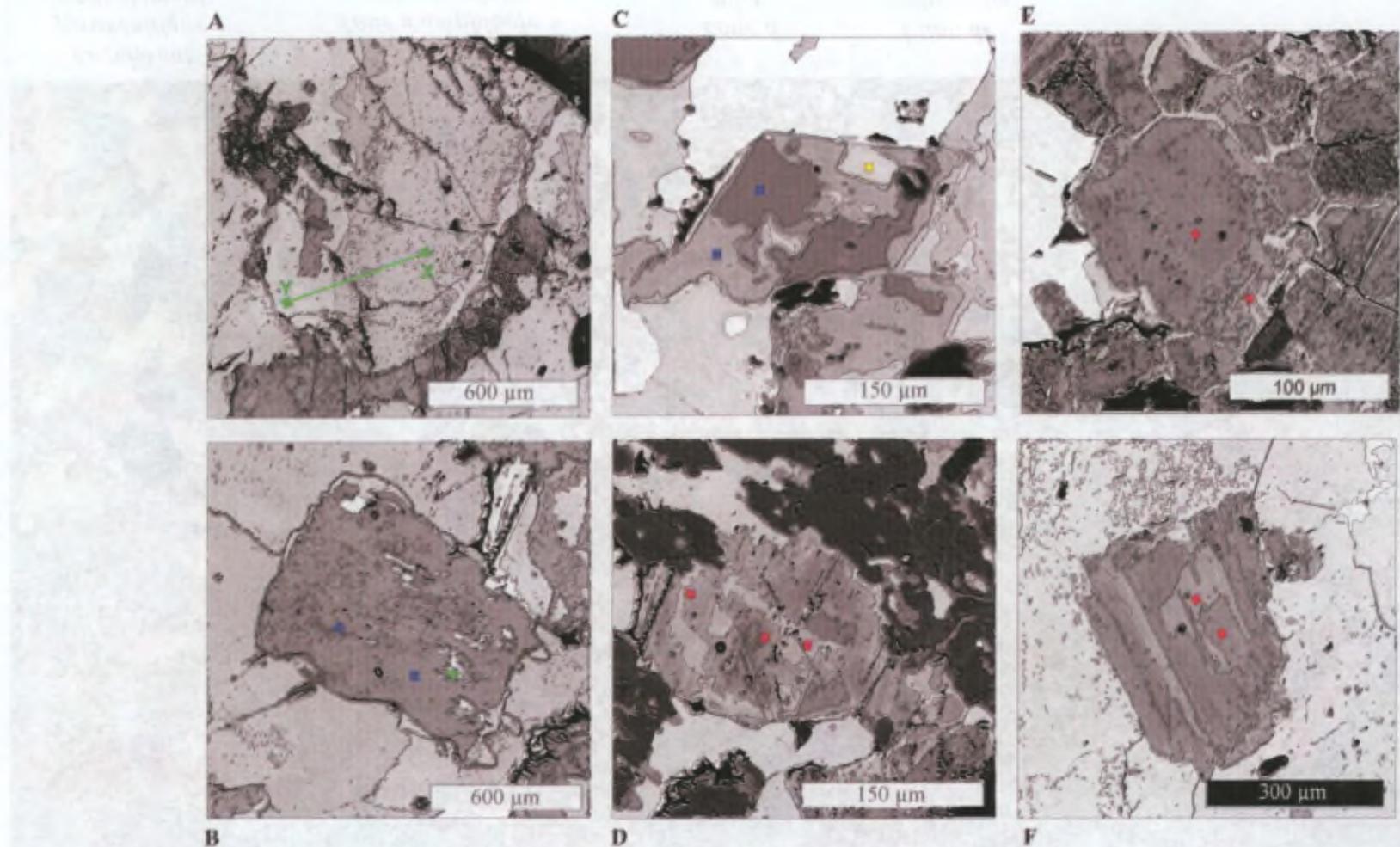


Figure 6.2. Images en électrons rétrodiffusés des principaux minéraux du filon de carbonatite et de son épente métasomatique (images traitées par ordinateur afin de souligner les changements de composition). A. Pyroxènes partiellement métasomatisés de la pyroxénite de départ, B. et C. Amphiboles de la zone à amphibole + mica + calcite, D. Mica zoné de la zone à amphibole + mica + calcite, E. Mica de la zone à mica + oxyde, F. Mica du filon de carbonatite. Carré vert: diopside; carré bleu: amphibole; carré jaune: calcite; et carré rouge: mica.

Cette zone (= 7mm) est essentiellement constituée de grains subautomorphes à automorphes de phlogopite qui présentent des zonations irrégulières de composition (Figure 6.2.d. et e.). Quelques grains xénomorphes de magnétite et d'ilménite ont été observés.

6.2.4. La veine de carbonatite proprement dit (zone 4)

Cette veine de faible épaisseur (6-9 mm) est essentiellement constituée de calcite, de phlogopite et d'apatite. Les grains de calcite présentent une tendance à l'allongement selon la direction du filon, leurs contours sont concaves ; ils contiennent de nombreuses inclusions de baryte. La tétraferriphlogopite et l'apatite sont subautomorphes et se localisent aux limites des grains de calcite.

6.3. Composition chimique des principaux minéraux

Les compositions chimiques des principales phases des différentes zones de cet échantillon sont reprises dans les tableaux des minéraux respectifs du chapitre 5 et ont été reportées dans les principaux diagrammes illustrant les variations de composition des minéraux des roches du massif de Vuoriyarvi dans un but de comparaison. Les variations de composition des différentes phases, depuis l'encaissant pyroxénitique jusqu'à la veine de carbonatite, sont brièvement décrites ci-dessous.

6.3.1. Le clinopyroxène

Le clinopyroxène de l'encaissant pyroxénitique partiellement transformé est un diopside magnésien (Mg# : 0.91-0.95) (cf. Figure 5.15.a., b. et c.). La composition du cœur des grains est comparable à celle des cristaux des clinopyroxénites. Les zones externes des cristaux (plus claires sur les images en électrons rétrodiffusés) sont nettement moins magnésiennes (Mg# : 0.83-0.88) mais par contre, elles sont enrichies en Na (0.05-0.10 a.p.m.e.) et en Mn (0.007-0.011 a.p.m.e.) par rapport au cœur du grain. Une analyse est nettement plus riche en Na (0.12 a.p.m.e.) et à Mg# intermédiaire (0.90). Un profil de zonation (voir localisation à la Figure 6.2.a.) est repris à la figure 6.3.

6.3.2. L'amphibole

Les amphiboles analysées sont soit de type richtérite soit de type magnésio-arfvedsonite (cf. Figure 5.21). La richtérite apparaît en couronne autour du diopside dans la zone 1 ; elle

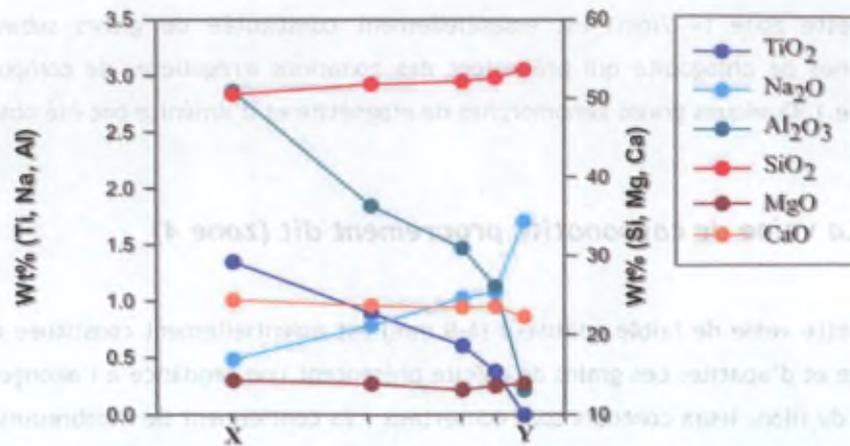


Figure 6.3. Profil de zonation en éléments majeurs d'un grain de diopside partiellement transformé. Le profil correspond au segment X-Y du diopside de la figure 6.2.a.

constitue aussi la phase principale de la zone à amphibole-calcite-mica. Elle présente une gamme de composition : Mg# (0.90-0.95), Al₂O₃ (0.11-2.07 %poids), K₂O (0.46-1.46 %poids) et F (0.80-1.03 %poids). La magnésio-arfvedsonite se présente en inclusions dans la richtérite ; elle a un Mg# plus bas (0.86-0.87) pour des valeurs plus basses en Al₂O₃ (0.34-0.65 %poids).

6.3.3. La phlogopite

Dans la clinopyroxénite partiellement métasomatisée, la phlogopite interstitielle et celle en inclusions dans la bordure du pyroxène transformé ont des Al# élevés (0.27-0.30) ; elles sont riches en Ti (0.16-0.25 a.p.m.e.) et pauvres en F (0.13-0.17 a.p.m.e.) et Mg (< 4.8 a.p.m.e.) : il s'agit de mica non sous-saturé en Al. Dans les zones à diopside fortement transformé, quelques micas interstitiels sont cependant sous-saturés en Al (Al# : = 0.20) mais riches en F (= 0.25 a.p.m.e.) et Mg (= 5.2 a.p.m.e.) et pauvres en Ti (= 0.05 a.p.m.e.). Leurs compositions se rapprochent donc de celle de la tétraferriphlogopite (Figure 6.4.).

Dans la zone à amphibole-calcite-mica, on a essentiellement de la tétraferriphlogopite (Al# : 0.15-0.21) pauvre en Ti (0.04-0.06 a.p.m.e.) et riche en Mg (5.3-5.6 a.p.m.e.). Ces compositions correspondent en fait à des ferrobotites dans le diagramme (8-(Si+Al))*10-Fe/(Fe+Mg). Le mica est généralement zoné de manière complexe (Figure 6.4.), les différentes parties des grains observés en électrons rétrodiffusés ont des compositions variant de 1.238-1.672 a.p.m.e. Al, 0.76-1.30 a.p.m.e. Fe, 1.882-1.951 a.p.m.e. K.

Dans la zone à mica, la composition est globalement comparable à celle des grains de la zone 2, mais elle peut atteindre des valeurs plus extrêmes (Ti < 0.02 a.p.m.e. et F > 0.35 a.p.m.e.). La tétraferriphlogopite est zonée (Figure 6.2.e.) : le cœur est riche en Al (1.498 a.p.m.e.), Na (0.191 a.p.m.e.), Mg (5.585 a.p.m.e.) comparé à la bordure (Al : 1.274 ; Na :

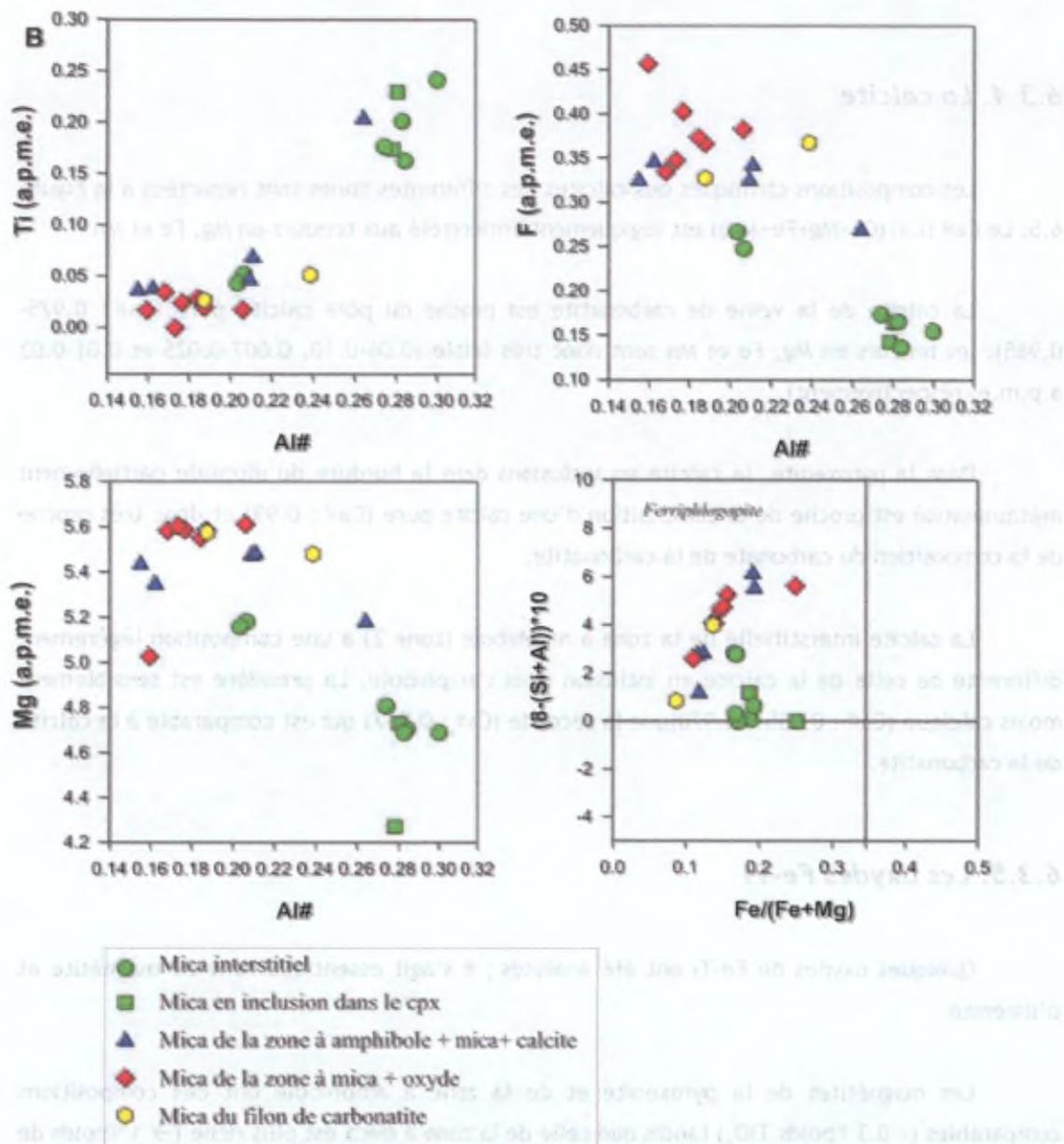


Figure 6.4. Diagrammes traduisant l'évolution des micas dans les différentes zones du filon de carbonatite et de son éponte métasomatique.

0.087 ; Mg : 5.029) qui est par contre enrichie en Si (6.162 a.p.m.e.), Fe (1.664 a.p.m.e.), K (1.974 a.p.m.e.) et F (0.457 a.p.m.e.).

Dans la veine de carbonatite, la phlogopite rouge est sous-saturée ($(8-(Si+Al))*10 > 0$; Figure 6.4.) ; c'est une tétraferriphlogopite. Sa composition est intermédiaire entre celles des zones à amphibole et à mica. Les grains sont zonés (Figure 6.2.f.) : les zones claires en électrons rétrodiffusés sont riches en Si, Na, Fe, Mg et pauvres F comparés aux zones plus foncées et plus externes.

6.3.4. La calcite

Les compositions chimiques des calcites des différentes zones sont reportées à la Figure 6.5. Le Ca# ($\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Mn})$) est logiquement anticorrélé aux teneurs en Mg, Fe et Mn.

La calcite de la veine de carbonatite est proche du pôle calcite pure (Ca# : 0.975-0.985), les teneurs en Mg, Fe et Mn sont donc très faible (0.06-0.10, 0.007-0.025 et 0.01-0.03 a.p.m.e. respectivement).

Dans la pyroxénite, la calcite en inclusions dans la bordure du diopside partiellement métasomatisé est proche de la composition d'une calcite pure (Ca# : 0.99) et donc très proche de la composition du carbonate de la carbonatite.

La calcite interstitielle de la zone à amphibole (zone 2) a une composition légèrement différente de celle de la calcite en inclusion dans l'amphibole. La première est sensiblement moins calcique (Ca# : 0.955 à 0.970) que la seconde (Ca# : 0.987) qui est comparable à la calcite de la carbonatite.

6.3.5. Les oxydes Fe-Ti

Quelques oxydes de Fe-Ti ont été analysés ; il s'agit essentiellement de magnétite et d'ilménite.

Les magnétites de la pyroxénite et de la zone à amphibole ont des compositions comparables (< 0.3 %poids TiO_2) tandis que celle de la zone à mica est plus riche (\rightarrow 1 %poids de TiO_2) et est associée à l'ilménite riche en MnO (\approx 2.50 %poids). L'équilibre entre les solutions solides ilménite-hématite et ulvöspinelle-magnétite a permis d'estimer la température et la f_{O_2} (Spencer et Lindsley, 1981): = 500°C et 10^{-25} atm respectivement.

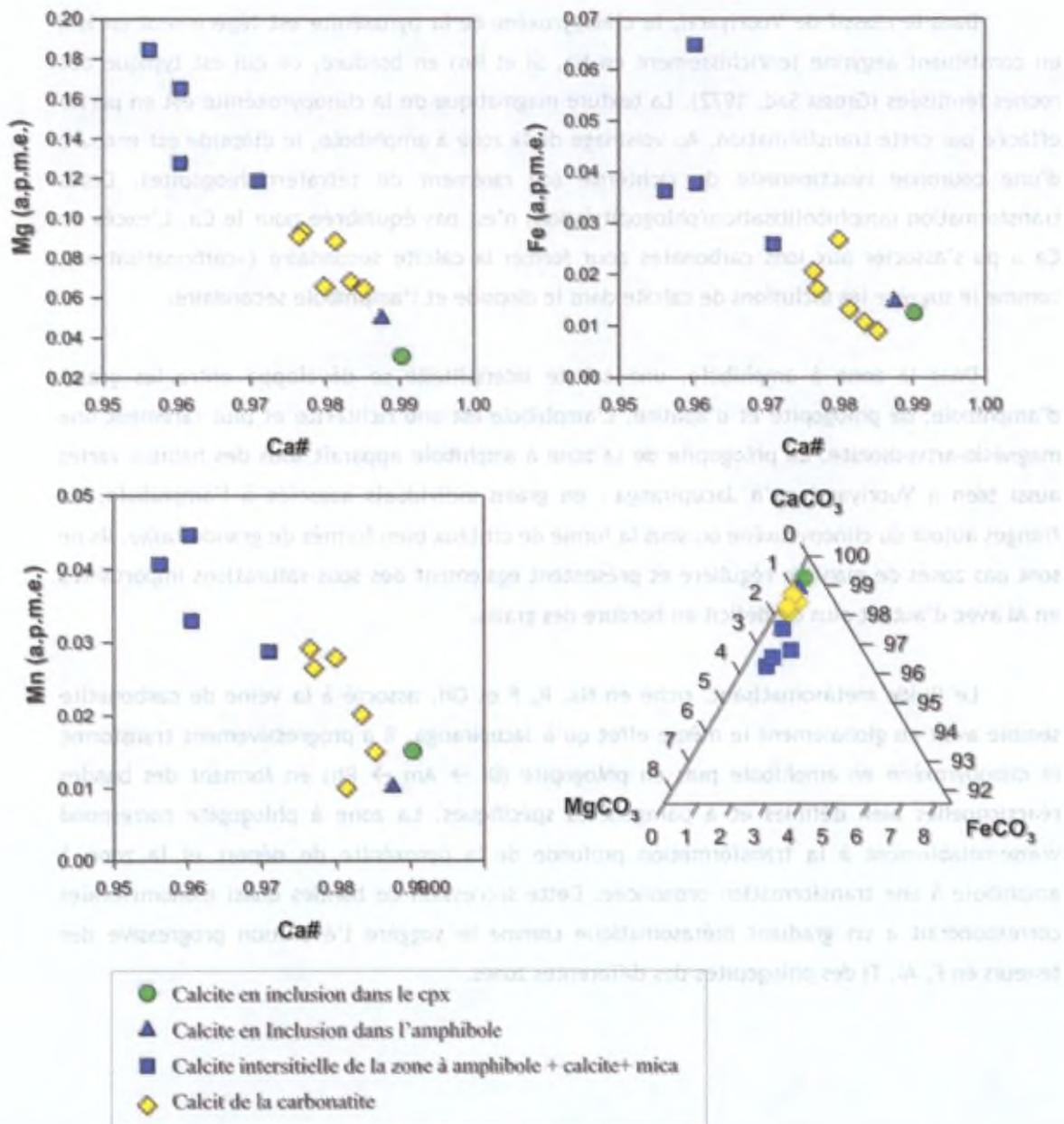


Figure 6.5. Diagrammes traduisant l'évolution des calcites dans les différentes zones du filon de carbonatite et de son éponte métasomatique

6.4. Discussion

Morbidei et al. (1986) interprètent les trois bandes minéralogiques, respectivement à amphibole, à phlogopite et à olivine, observées à Jacupiranga comme correspondant à des fronts de réactions métasomatiques entre la jacupirangite encaissante et un filon de carbonatite. La situation est comparable pour la veine de carbonatite sauf que la zone à olivine n'a pas été observée.

Dans le massif de Vuoriyarvi, le clinopyroxène de la pyroxénite est légèrement enrichi en constituant aegyrine (enrichissement en Na, Si et Mn) en bordure, ce qui est typique des roches fénitisées (Grossi Sad, 1972). La texture magmatique de la clinopyroxénite est en partie effacée par cette transformation. Au voisinage de la zone à amphibole, le diopside est entouré d'une couronne réactionnelle de richtérite (ou rarement de tétraferriphlogopite). Cette transformation (amphibolitisation/phlogopitisation) n'est pas équilibrée pour le Ca. L'excès de Ca a pu s'associer aux ions carbonates pour former la calcite secondaire (=carbonatation), comme le suggère les inclusions de calcite dans le diopside et l'amphibole secondaire.

Dans la zone à amphibole, une calcite interstitielle se développe entre les grains d'amphibole, de phlogopite et d'apatite. L'amphibole est une richtérite et plus rarement une magnésio-arfvedsonite. La phlogopite de la zone à amphibole apparaît sous des habitus variés aussi bien à Vuoriyarvi qu'à Jacupiranga : en grains individuels associés à l'amphibole, en franges autour du clinopyroxène ou sous la forme de cristaux bien formés de grande taille. Ils ne sont pas zonés de manière régulière et présentent également des sous-saturations importantes en Al avec d'autant plus de déficit en bordure des grains.

Le fluide métasomatisant, riche en Na, K, F et OH, associé à la veine de carbonatite semble avoir eu globalement le même effet qu'à Jacupiranga, il a progressivement transformé le clinopyroxène en amphibole puis en phlogopite (Di → Am → Ph) en formant des bandes réactionnelles bien définies et à paragenèses spécifiques. La zone à phlogopite correspond vraisemblablement à la transformation profonde de la pyroxénite de départ et la zone à amphibole à une transformation prononcée. Cette succession de bandes quasi monominérales correspondrait à un gradient métasomatique comme le suggère l'évolution progressive des teneurs en F, Al, Ti des phlogopites des différentes zones.

6.4. Discussion

Chapitre 7 :
Géochimie des éléments majeurs et des traces

7. Géochimie des éléments majeurs et des traces

7.1. Introduction

Ce chapitre a pour objectifs principaux de dresser les caractéristiques géochimiques des principales lithologies du massif de Vuoriyarvi, d'établir les relations pétrogénétiques éventuelles et de déterminer les processus magmatiques et postmagmatiques qui se sont produits lors de la différenciation et de la mise en place. Le massif de Vuoriyarvi sera comparé aux autres massifs ultrabasiques, alcalins et carbonatitiques de la province de Kola, en particulier au massif de Kovdor (étudié en détail par Verhulst, 2001 et Verhulst et al., 2000) qui est le plus représentatif et présente la plus large gamme de variation lithologique.

Les échantillons sélectionnés pour analyse sont homogènes : ils ne montrent pas de texture bréchique ni de phénomènes de mélange. Pour chaque échantillon, une quantité représentative de poudre (≈ 500 g) a été préparée en vue des analyses en éléments majeurs et en trace. Les compositions des 27 échantillons analysés sont reprises dans le tableau 7.1. Il s'agit de 4 clinopyroxénites, de 3 roches de la série ijolite-urtite, d'une méla-syénite, de 8 carbonatites à calcite, de 3 carbonatites à dolomite et d'une roche exclusivement constituée de tétraferriphlogopite et de calcite (elle pourrait correspondre à la zone riche en phlogopite du filon de carbonatite et de son éponte métasomatique).

Les compositions en éléments majeurs et en trace des roches totales ont été déterminées par ICP-MS au Musée Royal de l'Afrique Centrale (Département de Géologie, Tervuren, Belgique) ; l'instrument utilisé est un « VG Elemental Quad Instrument ». Les détails de la procédure analytique sont donnés dans André et Aschepkov (1996). La précision des mesures est meilleure que $\pm 5\%$ pour les concentrations ≥ 1 ppm et de $\pm 5-10\%$ pour les teneurs comprises entre 0.1 et 1ppm (Navez, 1995).

7.2. Les éléments majeurs

Le set de données a été complété par les rares données disponibles dans la littérature pour le massif de Vuoriyarvi. Lapin et Vartiainen (1983) ont déterminé la composition de carbonatites à texture orbiculaire et sphérolitique. Arzamastev et Arzamastseva (1993) ont analysé une ijolite. Pour comparaison, on utilisera les nombreuses données sur le massif de Kovdor (Verhulst et al., 2000 ; Verhulst 2001, Arzamastsev, 1994) et les quelques données de Sebyavr (Balaganskaya et al., non publié) et les analyses des roches

Tableau 7.1. Compositions en éléments majeurs (Xpoids d'oxydes) et en éléments trace (ppm) des roches du massif de Vuoriyarvi.

N° éch. Litho.	VJa 45 PRX	VJa60 PRX	VJa73 PRX	VJa74 PRX	VJa71 IJL	VJa72 IJL	293-78 IJL	VJa83 FEN	349-78 CAC	BR18 CAC	BR30 CAC	BR35 CAC	BR49 CAC	BR64 CAC	VJ66 CAC	VJ9 DOC	VJ75 CAC	BR79 DOC	BR 80 DOC	384-77 BIO
SiO ₂	41.07	36.99	36.03	39.11	34.70	35.48	37.90	46.27	9.03	7.01	2.23	2.49	0.36	1.25	4.31	1.37	10.18		0.21	26.08
TiO ₂	2.94	4.51	5.26	2.33	1.88	3.24	4.12	0.33	0.41	0.29	0.08	0.12		0.08		1.34	0.18			4.40
Al ₂ O ₃	5.33	3.31	4.24	2.84	13.42	16.04	13.78	3.76	1.20	0.81	0.03	0.40		0.31	1.05		1.97			3.48
Fe ₂ O ₃	8.17	14.10	8.34	7.25	6.75	6.80	10.22	6.17	2.18	2.35	0.54	1.01	0.54	2.57	3.31	6.68	2.15	10.41	26.17	18.37
FeO	4.97	7.64	5.99	4.36	4.08	4.38		2.92	2.78	1.62	1.37	0.86		2.05						
MnO	0.17	0.20	0.22	0.17	0.25	0.23	0.14	0.27	0.24	0.17	0.25	0.10	0.18	0.12	0.15	0.67	0.08	0.73	0.89	0.34
MgO	12.41	12.70	10.41	11.16	3.96	3.51	4.90	8.72	5.32	4.17	2.43	2.57	1.67	1.84	3.34	15.54	4.41	11.13	12.09	17.38
CaO	21.24	17.95	22.32	26.05	15.70	11.10	18.68	20.19	45.92	45.38	49.39	52.09	52.87	52.19	46.68	19.67	45.02	25.49	19.92	10.41
Na ₂ O	0.97	0.61	1.19	0.67	9.56	11.22	6.13	4.29	0.10	0.30	0.32	0.09		0.11	0.26	0.24	0.23	0.08		1.25
K ₂ O	0.86	0.62	1.05	0.21	0.56	0.72	1.95	0.34	0.59	0.57	0.25	0.23	0.14	0.26	1.12	0.31	1.34			4.09
P ₂ O ₅	0.31	0.03	3.39	4.74	2.37	0.52	0.76	1.65	3.71	4.36	5.79	1.74	2.45	3.41	0.64	0.87	4.48	0.13	0.69	0.50
PF	1.39	0.90	1.31	0.57	5.44	5.51	0.69	5.17	27.42	33.34	37.03	38.71	39.11	36.65	33.47	32.79	26.86	30.80	32.28	12.69
Total	99.83	99.57	99.76	99.46	98.66	98.76	99.27	100.09	98.90	100.37	99.73	100.40	97.32	100.84	94.07	79.50	96.91	78.92	92.33	98.99
Fe ₂ O ₃ tot _{calc}	13.69	22.59	15.00	12.10	11.28	11.67	10.22	9.41	5.27	4.15	2.06	1.97	0.54	4.85	3.31	6.68	2.15	10.41	26.17	18.37
Mg#	47.54	35.99	40.97	47.99	25.98	23.13	32.41	48.08	50.24	50.12	54.09	56.66	75.57	27.51	50.23	69.94	67.23	51.67	31.60	48.62
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	7.71	11.18	8.50	13.77	2.59	2.21	2.75	12.31	7.53	8.65	74.33	6.23		4.03	4.10		5.17			7.49
(Na ₂ O+K ₂ O)/Al ₂ O ₃	0.34	0.37	0.53	0.31	0.75	0.74	0.59	1.23	0.58	1.07	19.00	0.80		1.19	1.07		0.80			1.53
Fe ₀ tot	8.65	13.98	9.74	7.62	7.12	7.44	4.60	5.70	3.76	2.68	1.61	1.31	0.24	3.21	1.49	3.01	0.97	4.68	11.77	8.27
Rb	13.90	9.10	17.50	<2	<2	3.20	21.13	<2	14.40	5.32			5.08		29.98	14.96	42.89			106.10
Sr	418.00	206.30	808.20	701.60	859.30	959.60	465.10	1002.00	4319.00	4310.10	7120.00	5830.00	6406.00	3162.00	6778.00	6877.00	4598.00	28790.00	8613.00	719.30
Ba	527.00	261.00	614.00	114.00	110.00	303.00	35.86	729.00	550.00	443.00	776.00	378.00	866.80	582.00	903.00	111800.00	613.10	14670.00	26860.00	793.40
Zr	859.00	153.00	289.00	132.00	346.00	402.00	2648.00	144.00	6.37	96.00	11.00	161.00	32.53	108.00	4.57	158.60	141.90	4.02	1.59	517.90
Hf	34.00	7.00	12.30	5.50	7.80	12.50	62.15	4.70		1.48	1.28	1.90	1.03	2.90	0.15	4.91	0.88	0.29	0.05	12.70
Nb	97.00	47.00	388.00	48.00	221.00	437.00	46.65	33.00	80.00	53.00	1300.00	47.00	170.50	10.00	81.23	4279.00	15.80	410.40	137.90	246.40
Ta	11.12	4.20	25.00	4.20	47.00	103.00	5.00	1.90	6.99	6.70	1.26	6.70	42.17	0.57	3.88	2.37	1.52	0.57	0.23	23.56
U	1.18	0.82	6.20	1.05	2.30	0.61	1.79	0.83	5.81	4.80	0.33	3.00	22.81	0.08	44.79	0.69	5.59	0.58	1.33	9.55
Th	8.20	3.80	18.80	5.01	20.00	7.10	0.95	2.90	18.70	33.00	12.30	21.00	35.45	2.40	2.34	25.18	11.83	131.70	60.79	25.36
Pb	2.90	1.62	4.40	2.40	2.50	3.20	1.24	6.70	0.81	2.10	6.50	2.00	6.53	4.30	11.31	3.19	1.47	51.24	50.39	2.29
Y	22.00	20.00	49.00	34.00	88.00	35.00	202.60	24.00	130.00	121.00	79.00	67.00	44.61	41.00	52.72	14.41	75.03	28.24	19.24	19.78
La	97.00	55.00	392.00	113.00	162.00	113.00	28.92	65.00	353.00	368.00	482.00	300.00	218.50	147.00	222.30	428.20	279.60	9513.00	1926.00	62.41
Ce	235.00	118.00	729.00	208.00	406.00	314.00	64.97	131.00	982.00	793.00	996.00	609.00	472.40	306.00	422.10	670.30	522.10	12820.00	2886.00	156.30
Pr	30.00	15.10	82.00	25.00	56.00	47.00	9.99	16.71	99.00	103.00	125.00	73.00	56.34	39.00	46.48	63.81	59.83	1048.00	281.20	20.85
Nd	111.00	58.00	286.00	96.00	234.00	187.00	53.75	63.00	395.00	391.00	449.00	269.00	212.50	146.00	164.40	197.00	224.30	2690.00	818.50	86.34
Sm	15.90	9.50	42.00	16.10	43.00	30.00	23.00	9.60	65.00	63.00	60.00	39.00	34.34	23.00	26.24	22.75	38.82	172.60	80.44	16.03
Eu	4.30	2.80	12.70	5.00	13.30	8.70	10.30	2.50	18.30	19.40	17.30	11.80	9.74	6.60	7.75	8.29	11.60	33.14	17.77	4.44
Gd	10.70	7.60	31.00	13.50	35.00	19.90	35.62	7.00	50.30	51.00	42.00	30.00	23.51	17.30	19.15	14.59	30.19	80.45	38.02	10.30
Dy	5.00	4.00	15.30	7.30	22.00	9.60	42.02	3.70	31.40	30.00	19.80	16.00	13.01	9.10	11.41	5.30	17.32	21.64	10.53	5.80
Ho	0.68	0.57	2.20	1.12	3.80	1.33	8.37	0.55	5.32	4.90	3.10	2.50	1.91	1.43	1.80	0.63	2.60	1.61	0.86	0.83
Er	1.38	1.11	3.90	2.20	8.20	2.60	10.30	1.28	11.00	10.40	6.10	5.10	9.74	3.10	7.75	8.29	11.60	33.14	2.31	1.81
Yb	0.93	0.63	1.65	1.20	5.40	1.44	17.32	1.06	7.18	6.20	3.70	3.00	2.61	1.87	3.03	0.58	3.38	1.46	0.73	1.12
Lu	0.10	0.06	0.16	0.12	0.69	0.17	2.31	0.14	1.07	0.79	0.45	0.34	0.35	0.19	0.43	0.07	0.43	0.16	0.08	0.15
ΣREE	512	272	1598	489	989	735	307	302	2019	1841	2204	1359	1055	701	933	1420	1202	26415	6062	366
Zr/Hf	25.26	21.86	23.50	24.00	44.36	32.16	42.61	30.64		64.86	8.59	84.74	31.46	37.24	31.53	32.29	162.17	13.68	33.15	40.78
Nb/Ta	8.72	11.19	15.52	11.43	4.70	4.24	9.33	17.37	11.44	7.91	1031.75	7.01	4.04	17.54	20.95	1803.96	10.42	722.54	607.49	10.46

PRX clinopyroxénite; IJL: feldspathite; FEN: fénite; CAC: carbonatite à calcite; DOC: carbonatite à dolomite; BIO: phlogopitite.

orbiculaires et sphérulitiques de Sokli (Lapin et Vartiainen, 1983). Ces compositions en éléments majeurs sont reportées dans des diagrammes de type Harker (Figure 7.1.) où les pourcents en poids d'oxydes sont reportés en fonction de la teneur en MgO.

7.1.1. Résultats :

7.2.1.1. Les clinopyroxénites

Les 4 clinopyroxénites analysées ont des compositions assez proches : MgO (10.41-12.70 %poids), SiO₂ (36.03-41.07 %poids), Al₂O₃ (3.31-5.33 %poids), MnO (0.17-0.22 %poids), Na₂O (0.61-1.19 %poids) et K₂O (0.21-1.05 %poids). Les échantillons VJA73 et VJA74, riches en apatites (8 et 11% respectivement), sont légèrement enrichis en P₂O₅ (3.39 et 4.74 %poids respectivement). Les clinopyroxénites de Vuoriyarvi sont globalement comparables aux roches équivalentes des massifs de Kovdor et de Sebljavr.

7.2.1.2. Les roches de la série melteigite-ijolite-urtite, la mélasynite et la roche riche en phlogopite

Les 2 ijolites partiellement recristallisées ou à texture porphyrique (échantillons VJA71 et VJA72) ont des compositions similaires (SiO₂, FeO_T, MnO, MgO et K₂O) mais présentent des différences significatives en TiO₂ (1.88-3.24 %poids), Al₂O₃ (13.42-16.04 %poids), CaO (11-10-15.70 %poids), Na₂O (9.56-11.22 %poids) et P₂O₅ (0.52-2.37 %poids) ; ces variations de composition sont le reflet des variations significatives de composition modale (par exemple : l'échantillon VJA72 est plus riche en sphène que l'échantillon VJA71). L'ijolite non recristallisée (293-78) est significativement plus riche en SiO₂, TiO₂, MgO, CaO et K₂O que les ijolites à texture partiellement recristallisée. La mélasynite VJA83 se distingue des ijolites par des teneurs élevées en SiO₂ (46.27), MgO (8.72) et CaO (20.19) ; elle est par contre plus pauvre en TiO₂, Al₂O₃, FeO_T, Na₂O et K₂O. L'échantillon riche en phlogopite est logiquement enrichi en MgO et K₂O mais il est pauvre en SiO₂ (26 %poids).

Les ijolites de Vuoriyarvi se situent logiquement dans le domaine plus large des roches alcalines silicatées de la péninsule de Kola. La mélasynite est en fait intermédiaire en composition entre les clinopyroxénites et les ijolites.

7.2.1.3. Les carbonatites et roches associées

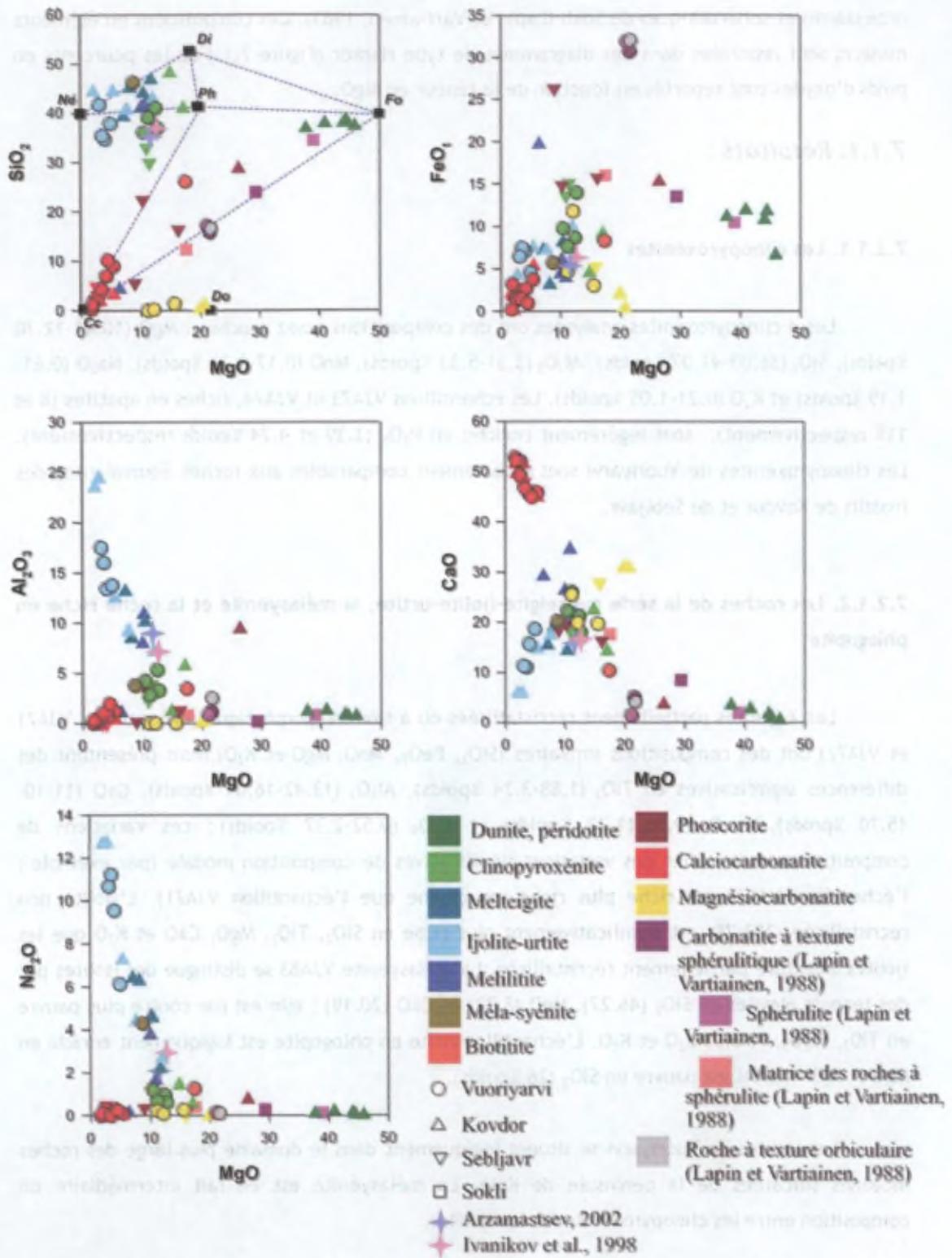


Figure 7.1.: Diagrammes de type Harker (oxydes vs MgO, wt%) pour les roches typiques des massifs ultrabasiques, alcalins et carbonatitiques de la péninsule de Kola.

Les carbonatites étant essentiellement constituées de minéraux carbonatés, elles présentent généralement des abondances faibles en Si, Al, Na et K. Certains éléments, généralement en trace dans les roches silicatées, peuvent être concentrés dans certains minéraux caractéristiques des carbonatites, ce qui peut conduire à des teneurs en roches totales dépassant quelques pourcents (Nb, Ta par exemple). Pour l'ensemble des carbonatites de Vuoriyarvi, la teneur en SiO_2 est inférieure à 20 %poids, ces roches ne sont dès lors pas des silicocarbonatites au sens de Woolley et Kempe (1989).

Les compositions des carbonatites à calcite et à dolomite, tous stades confondus, ont été reportées dans le diagramme $\text{CaO-MgO-FeO}_T+\text{Mn}$ modifié par Gittins et Harmer (1998) (Figure 7.2.). Les carbonatites des stades 1 à 3 sont assez bien groupées et occupent logiquement le domaine des calciocarbonatites (avec celles de Kovdor et de Sebjavr). Les carbonatites à dolomite par contre sont plus dispersées : les échantillons (VJA9 et VJA80) sont des magnésiocarbonatites vraies tandis que VJA79, riche en pyrrhotite (FeS), se situe à la limite entre le domaine des magnésiocarbonatites et des ferrocronatites.

Selon Lapin et Vartiainen (1983), les carbonatites à sphérulites et à orbicules (oxyde+forstérite+calcite) représenteraient deux liquides immiscibles, un de composition carbonatitique et l'autre phoscoritique. Les roches à sphérulites et à orbicules se localisent dans le champ des ferrocronatites. Les roches de même structure du massif de Sokli se situent par contre dans le domaine des magnésiocarbonatites.

7.2.1.3.1. Les carbonatites à calcite

Les carbonatites à calcite de Vuoriyarvi présentent de larges gammes de teneurs en SiO_2 (0.36-10.18 %poids), Al_2O_3 (0.03-1.97), FeO_T (0.24-3.76), MgO (1.67-5.32) et P_2O_5 (0.64-4.48), ce qui traduit les grandes variations de proportions modales des minéraux ferromagnésiens (forstérite, diopside, magnétite et phlogopite), de la calcite (61-88%) et de l'apatite (1-10%). Les carbonatites de stade 1 sont plus riches en SiO_2 , MgO , Al_2O_3 , K_2O et plus pauvres en CaO (en carbonate) que celles des stades ultérieurs. Dans les diagrammes de type Harker, les carbonatites à calcite définissent globalement des tendances linéaires : ces tendances correspondent soit aux variations de proportions modales des minéraux cumulés (silicates et calcite), soit à la tendance d'évolution du liquide magmatique, si ces carbonatites sont interprétées comme des liquides. Les carbonatites à calcite du massif de Vuoriyarvi forment un domaine légèrement plus étendu que celles de Kovdor et de Sebjavr.

7.2.1.3.2. Les carbonatites à dolomite

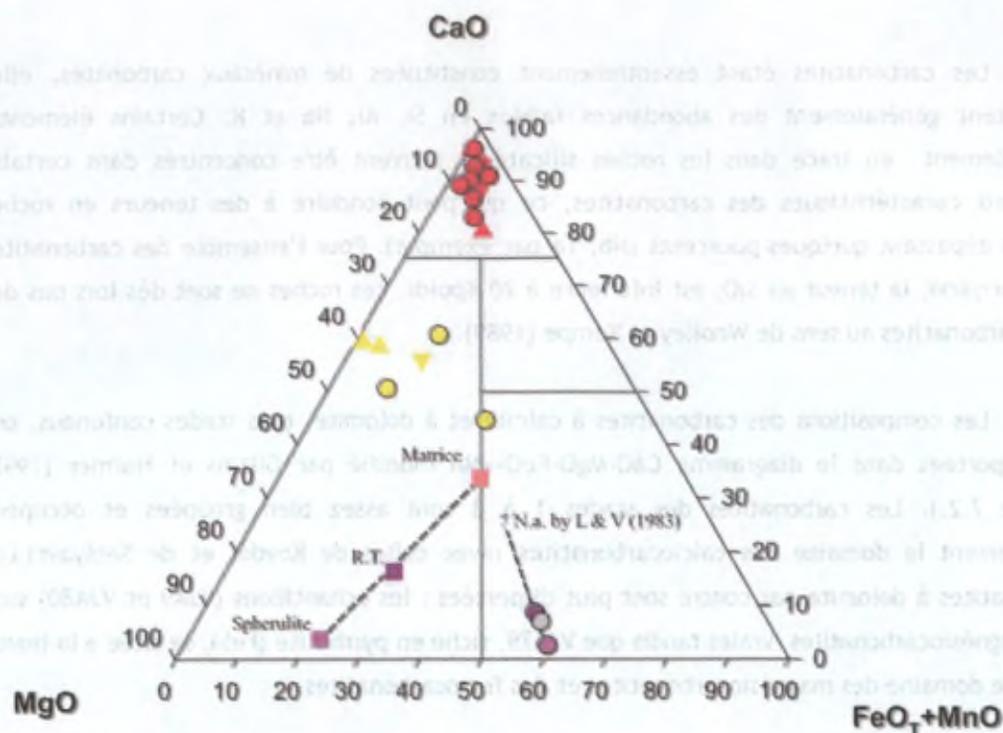


Figure 7.2. Diagramme de classification des carbonatites, modifié par Gittins et Harmer (1998) reprenant les carbonatites de Vuoriyarvi, Kovdor, Seiblyavr et Sokli.

Les quelques carbonatites à dolomite (ou de stade 4) analysées ont des compositions assez variables : FeO_T : 3.01 à 11.7 %poids ; MgO : 11.13 à 15.54 et CaO de 19.67 à 25.49. Ces valeurs sont distinctes de celles observées à Kovdor (Verhulst, 2001) dont les magnésiocarbonatites sont proches de la composition d'une dolomite. Certains éléments, comme le Sr et Ba peuvent être extrêmement enrichis : jusque 28790 ppm de Sr et 11800 ppm de Ba. Ces éléments sont piégés dans la baryte et/ou les fluorocarbonates de REE.

7.2.2. Discussion

7.2.2.1. Les roches silicatées

Les roches ultrabasiques (dunites et clinopyroxénites) ont des textures de cumulats : l'olivine, le diopside et la pérovskite sont des phases cumulées. Pour les roches alcalines sous-saturées de la série melteigite-ijolite-urtite, l'interprétation est plus difficile : ces roches ont en effet subi des transformations secondaires (recristallisation de la néphéline, métasomatisme, etc...).

De nombreux auteurs ont suggéré que le magma parental des complexes ultrabasiques, alcalins et carbonatitiques (= UACC parental magma de Arzamastsev et al., 2002) avait une composition silicatée très sous-saturée en silice : une mélanéphéline carbonatée à olivine (Kukhareenko et al, 1965 ; Veksler et al., 1998), une mélilitite (Arzamastsev et al., 2002) ou un lamprophyre ultrabasique (Downes et al., 2005). Il est théoriquement possible de tracer l'évolution du magma parental par fractionnement des cumulats observés (échantillons naturels) et de vérifier si ce liquide peut donner naissance aux roches de la série ijolite-melteigite.

Vu le nombre relativement restreint d'analyses disponibles par lithologie pour le massif de Vuoriyarvi, nous avons également utilisé les échantillons des massifs de Kovdor et de Seblyavr à titre indicatif.

L'évolution chimique des échantillons se caractérise par une diminution progressive en MgO et FeO_T des dunites jusqu'aux roches alcalines silicatées, accompagnée d'une augmentation tout aussi progressive en SiO₂, Al₂O₃, Na₂O et K₂O. Le CaO augmente progressivement des roches ultramafiques jusqu'aux clinopyroxénites et aux roches à mélilitite à Kovdor (ce type lithologique n'est néanmoins pas présent à Vuoriyarvi). Ensuite, il décroît progressivement des melteigites jusqu'aux ijolites-urtites. Cette évolution chimique peut s'expliquer de différentes manières en fonction du statut pétrographique des roches alcalines silicatées : le fractionnement d'un liquide parental de type silicaté alcalin sous-saturé, avec accumulation des dunites et des clinopyroxénites, peut conduire à la formation d'un liquide de composition similaire aux roches alcalines. Néanmoins, il se peut également que les roches alcalines puissent correspondre à des cumulats légèrement plus évolués que les clinopyroxénites (seules les proportions modales des différents minéraux cumulus et/ou intercumulus varient) ; le liquide résiduel obtenu par le fractionnement de cumulat de type ijolite se localiserait dans le domaine occupé par les carbonatites dans les diagrammes de type Harker.

Les différentes analyses ont été reportées dans le diagramme CaO-MgO-SiO₂ projeté à partir du pôle CO₂ et établi pour une pression voisine de 0.5 GPa (Moore et Wood, 1998 ; Figure 7.3.) : ce système simple peut servir à comparer l'évolution chimique de la suite des roches de Vuoriyarvi à celles de trois liquides parentaux supposés qui sont d'ailleurs assez similaires : un lamprophyre ultramafique de la baie de Kandalaksha (Beard et al., 1996), une méla-néphéline à olivine et à mélilitite de Turiy (Ivanikov et al., 1998), le magma parental (UACC) estimé des massifs ultrabasiques, alcalins et carbonatitiques (Arzamastsev et al., 2002) (Tableau 7.2).

Tableau 7.2. Compositions en éléments majeurs des trois liquides parentaux possibles (d'après Downes et al., 2005)

	<u>Lamprophyre ultramafique</u> Beard et al., 1996	<u>Méla-néphéline à olivine et mélilite</u> Ivanikov et al., 1998	<u>Magma parental des UACC</u> Arzamastsev, 2002
SiO ₂	35.19	39.26	36.90
TiO ₂	1.73	2.73	2.68
Al ₂ O ₃	9.01	8.95	7.20
Fe ₂ O ₃	11.93	11.69	14.24
MnO	0.24	0.21	0.25
MgO	11.42	9.89	12.42
CaO	15.96	16.06	16.81
Na ₂ O	2.11	3.22	2.92
K ₂ O	1.66	1.49	1.82
P ₂ O ₅	0.61	0.36	1.20
PF	9.78	5.34	2.66
Total	99.64	100.89	100

Les liquides parentaux ayant des compositions relativement proches, l'évolution magmatique par fractionnement des différents cumulats est donc aussi globalement comparable. Les droites d'évolution des liquides ont été tracées qualitativement car les proportions des différents cumulats ne sont pas connues. Néanmoins, on sait que les dunites/olivinites sont minoritaires par rapport aux clinopyroxénites. En utilisant la composition de l'un des liquides parentaux supposés et les cumulats ultrabasiques comme pôle de différenciation (solide), il est indiscutable que le fractionnement conduit le liquide résiduel dans le domaine des roches alcalines silicatées sous-saturées en silice. Les diagrammes de phases (domaine de stabilité des minéraux, lignes cotectiques, ...) pour les systèmes carbonatitiques ne sont malheureusement pas suffisamment connus, ce qui ne permet pas de caractériser finement la « liquid line of descent ».

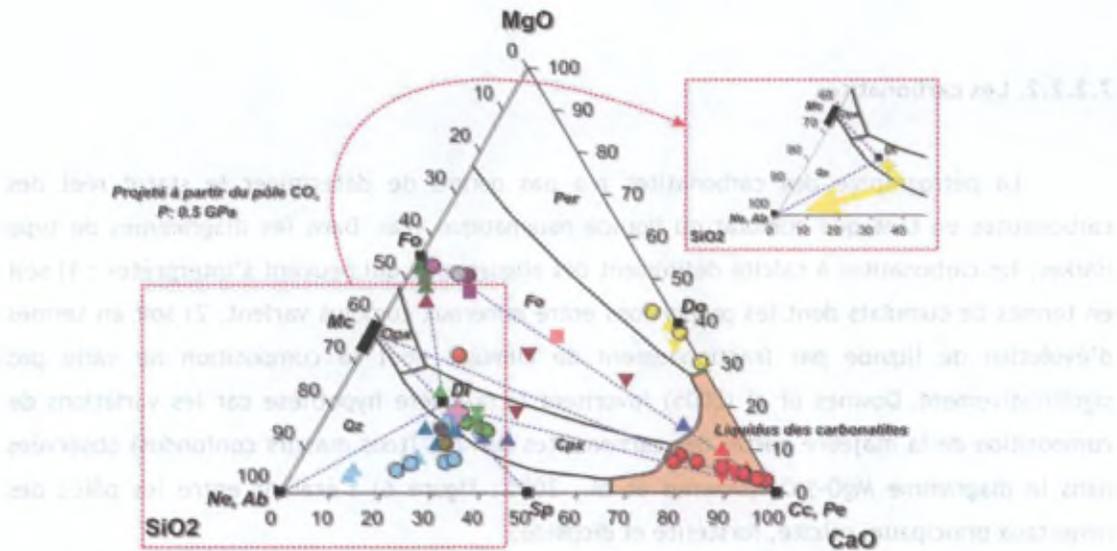


Figure 7.3. Diagramme CaO-MgO-SiO₂ (CMS, Moore et Wood, 1993) traduisant les évolutions des lithologies des massifs ultrabasiques, alcalins et carbonatitiques de la péninsule de Kola. Cc: calcite, Pe: perovskite, Ne: néphéline, Ab: Albite, Sp: sphène, Mc: mica, Di: diopside; Fo: forstérite, Do: dolomite, Qz: quartz et Per: periclase.

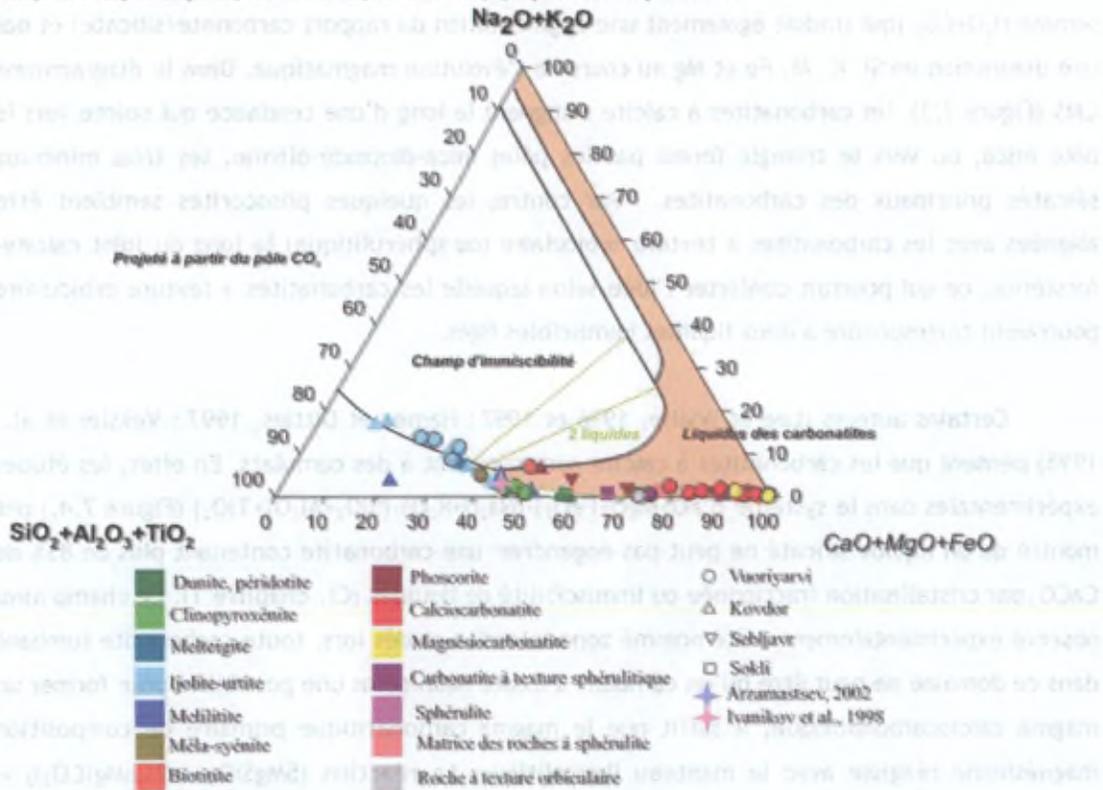


Figure 7.4. Diagramme pseudo-ternaire CaO-MgO-FeO-Na₂O+K₂O-SiO₂-Al₂O₃-TiO₂ montre une relation de phases entre un liquide silicaté immiscible avec une carbonatite (Lee et Wyllie, 1996).

7.2.2.2. Les carbonatites

La pétrographie des carbonatites n'a pas permis de déterminer le statut réel des carbonatites en tant que cumulat ou liquide magmatique vrai. Dans les diagrammes de type Harker, les carbonatites à calcite définissent des alignements qui peuvent s'interpréter : 1) soit en termes de cumulats dont les proportions entre minéraux cumulus varient, 2) soit en termes d'évolution de liquide par fractionnement de cumulat dont la composition ne varie pas significativement. Downes et al (2005) favorisent la première hypothèse car les variations de composition de la majeure partie des carbonatites de Kola (tous massifs confondus) observées dans le diagramme MgO-SiO₂ (Downes et al., 2005 ; Figure 6) s'étalent entre les pôles des minéraux principaux, calcite, forstérite et diopside.

Ces tendances sont caractérisées par une augmentation de la perte au feu, donc de la somme H₂O+CO₂ (qui traduit également une augmentation du rapport carbonate/silicate) et par une diminution en Si, K, Al, Fe et Mg au cours de l'évolution magmatique. Dans le diagramme CMS (Figure 7.3), les carbonatites à calcite s'alignent le long d'une tendance qui pointe vers le pôle mica, ou vers le triangle formé par les pôles mica-diopside-olivine, les trois minéraux silicatés principaux des carbonatites. Par contre, les quelques phoscorites semblent être alignées avec les carbonatites à texture orbiculaire (ou sphérolitique) le long du joint calcite-forstérite, ce qui pourrait conforter l'idée selon laquelle les carbonatites à texture orbiculaire pourraient correspondre à deux liquides immiscibles figés.

Certains auteurs (Lee et Wyllie, 1996 et 1997 ; Hamer et Gittins, 1997 ; Veksler et al., 1998) pensent que les carbonatites à calcite correspondent à des cumulats. En effet, les études expérimentales dans le système (CaO+MgO+FeO₇)-(Na₂O+K₂O)-(SiO₂+Al₂O₃+TiO₂) (Figure 7.4.) ont montré qu'un liquide silicaté ne peut pas engendrer une carbonatite contenant plus de 85% de CaCO₃ par cristallisation fractionnée ou immiscibilité de liquides (Cf. chapitre 1). Le champ ainsi observé expérimentalement a été nommé zone interdite et dès lors, toute carbonatite tombant dans ce domaine ne peut être qu'un cumulat. Il existe néanmoins une possibilité pour former un magma calciocarbonatitique, il suffit que le magma carbonatitique primaire de composition magnésienne réagisse avec le manteau lherzolitique. La réaction $(5\text{MgSiO}_3 + 2\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 \rightarrow 3\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + \text{CaCO}_3 + 3\text{CO}_2)$ permet de former une wehrélite secondaire et le magma carbonatitique résiduel est enrichi en Ca (Dalton et Wood, 1993). Les carbonatites à calcite de Kola se trouvent dans le champ interdit aux liquides carbonatitiques, ce qui permet de les considérer comme des cumulats issus du fractionnement de calcite, silicates, oxydes et apatite. Les carbonatites à calcite de Vuorijarvi correspondraient donc essentiellement à des cumulats de calcite et de phlogopite.

7.3. Les éléments en trace

Plus de 20 éléments en trace ont été analysés dans les échantillons de Vuorijarvi. On peut les répartir en deux grands groupes :

- les terres rares et l'yttrium,
- les éléments lithophiles à gros ions (= LIL =), essentiellement Rb, Sr, Ba, Zr, Hf, U, Th, Nb, Ta.

La distribution des éléments en trace est classiquement représentée sous forme de deux diagrammes : 1) le diagramme d'abondances des terres rares normalisées aux chondrites (Figure 7.5.), 2) l'ensemble des éléments en trace est représenté par un diagramme multi-élément (= spidergram =) normalisé au manteau primitif (Figure 7.7.). Les valeurs de normalisation proviennent de Mc Donough et Sun (1995).

7.3.1. Les spectres de terres rares

7.3.1.1. Les clinopyroxénites

Les spectres de terres rares des clinopyroxénites sont présentés à la Figure 7.5. Ils sont tous enrichis en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes, avec des rapports $(La/Yb)_N$ variant de 58 à 160, pour une somme en REE (ΣREE) de 272 à 1597 ppm. Aucune anomalie n'est présente. Ces variations importantes de teneurs semblent directement corrélées à l'abondance modale d'apatite cumulus et/ou à la quantité de matériel intercumulus piégé qui est fortement enrichi en éléments incompatibles par rapport au diopside cumulé.

7.3.1.2. Les roches silicatées alcalines

Les ijolites partiellement recristallisées sont enrichies en terres rares légères ($(La/Yb)_N$: 20-52) avec ΣREE : 734-489 ppm tandis que l'ijolite 293-78 est plus pauvre en terres rares (ΣREE : 306 ppm) et présente un spectre assez plat ($(La/Yb)_N$: 1.12) contrôlé vraisemblablement par la présence d'andradite, comme Hode Vuorinen et al. (2005) l'ont

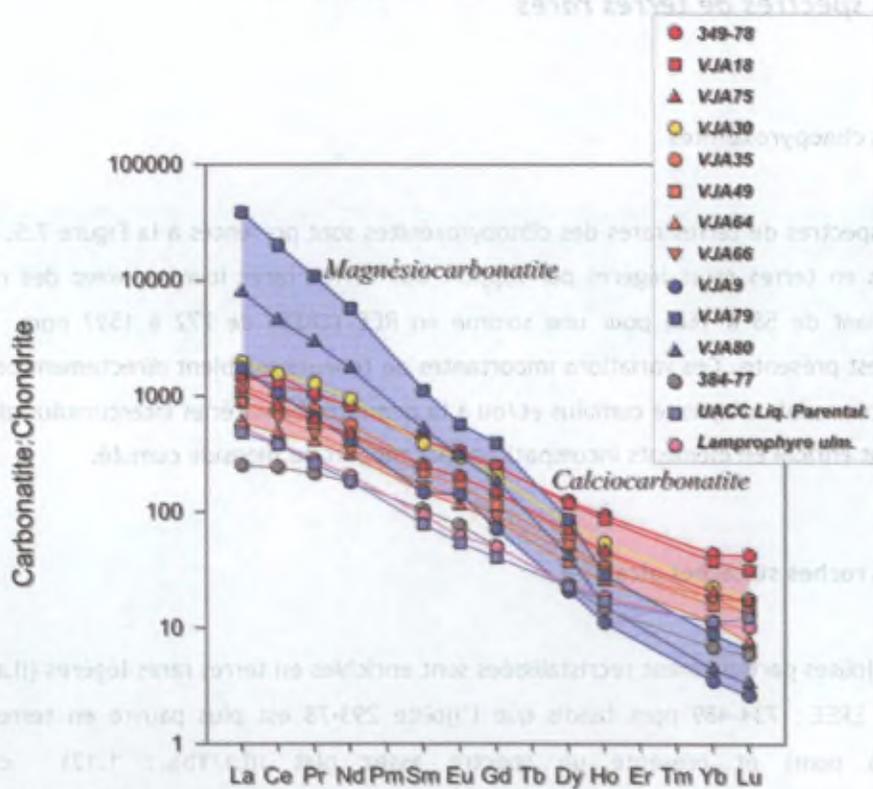
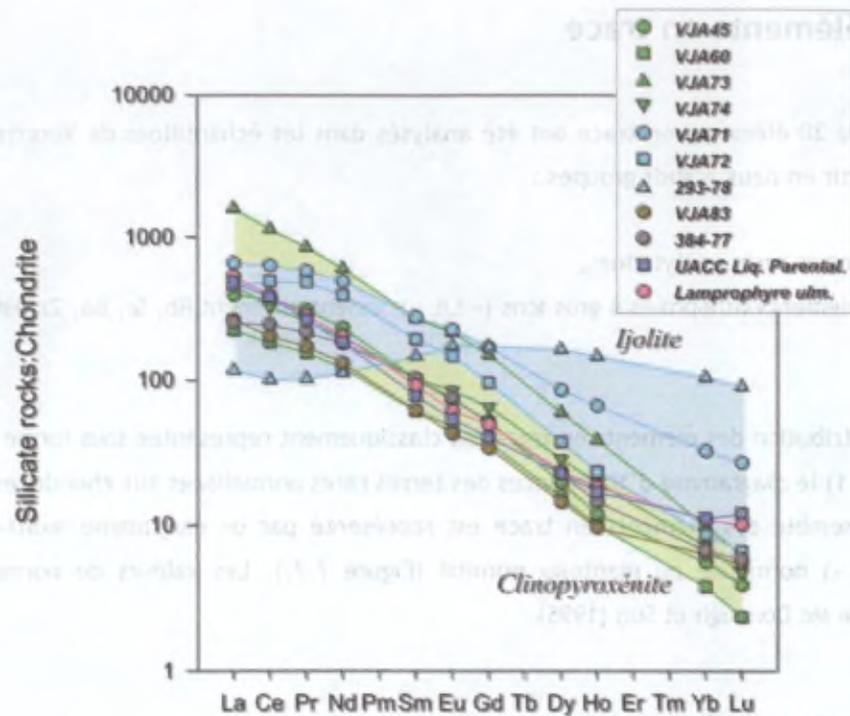


Figure 7.5. A. Spectres de REE normalisés pour les principales lithologie du massif de Vuoriyarvi. Le code couleur est le même que précédemment. Les points rouges correspondent aux carbonatites de stade 1, les oranges aux carbonatites de stade 2, les jaunes aux carbonatites de stade 3 et les bleues aux carbonatites de stade 4. UACC Liq. Parental. : liquide parental des massifs ultrabasiques, alcalins et carbonatitiques (Arzamastsev, 2002); Lamprophyre ulm. : lamprophyre ultramafique (Beard et al., 1996).

montré dans les ijolites du massif d'Alnö. La méla-syéénite est pauvre en REE (301 ppm) et présente un profil parallèle au clinopyroxénite (du moins jusqu'à l'Ho). La roche riche en phlogopite présente une allure légèrement bombée avec des teneurs en REE comparables aux pyroxénites (366 ppm) pour un rapport $(La/Yb)_N$ de 37.

7.3.1.3. Les carbonatites

7.3.1.3.1. Les carbonatites à calcite

Les carbonatites à calcite sont plus riches en terres rares (ΣREE : 700-2018 ppm) que les roches silicatées, pour des rapports $(La/Yb)_N$ similaires (33-87). Les carbonatites de stade 1 sont plus riches que celles de stade 2. La carbonatite du stade 3 (VJA30) est riche en REE (ΣREE : 2204 ppm) car elle contient du pyrochlore (0.41 %poids La_2O_3 et 1.07 %poids Ce_2O_3). L'apatite des carbonatites est systématiquement plus riches en REE que la roche totale correspondante tandis la calcite est plus pauvre. La teneur en REE est logiquement corrélée à la teneur en P_2O_5 (Figure 7.6.). Les carbonatites de Vuoriyarvi, plus riches en apatite et en P_2O_5 , sont globalement plus riches en REE que celles de Kovdor (254-886 ppm, Verhulst et al., 2000).

7.3.1.3.2. Les carbonatites à dolomite

Les carbonatites tardives à dolomite sont extrêmement riches en REE (1419 à 26415 ppm) et présentent des rapports $(La/Yb)_N$ très élevés (499 à 4391). La présence de fluorocarbonates de REE (ancylite par exemple ; La_2O_3 : 11-19 %poids ; Ce_2O_3 : 23-28 %poids ; Wall et Zaitsev, 2004)) peut aisément expliquer ces valeurs extrêmes.

7.3.2. Les diagrammes multiéléments (ou « spidergrams »)

7.3.2.1. Les clinopyroxénites

Les quatre clinopyroxénites de Vuoriyarvi ont des profils subparallèles, sauf pour P. Le profil est globalement concave vers le haut : l'enrichissement maximum est observé pour INb, Ta et les terres rares légères. La clinopyroxénite VJA73, qui contient du sphène, de l'apatite et de la pérovskite, est la plus enrichie (= 800x la pyrolite). Deux clinopyroxénites (VJA60 et VJA45) présentent des anomalies négatives P, les deux autres sont enrichies. L'échantillon VJA45 présente des légères anomalies positives en Zr et en Hf.

7.3.2.2. Les roches de la série melteigite-ijolite-urtite et la méla-syérite

Les trois ijolites ont un profil global comparable avec des facteurs d'enrichissement assez constants, compris entre 10 et 100. Elles présentent une forte anomalie négative en Pb et positives en Nb, Ta et dans une moindre mesure en Ti. Le Ta est plus enrichi que le Nb. Les deux ijolites partiellement recristallisées présentent des anomalies positives en Th et Hf. L'ijolite non recristallisée présente des anomalies négatives en Ba, Th et positive en U. La méla-syérite présente de légères anomalies positives en Ba, U et P et négatives en Pb, Zr et Ti.

7.3.2.3. Les carbonatites à calcite

Toutes les carbonatites étudiées ont, dans l'ensemble, des profils comparables avec anomalies négatives plus ou moins importantes en Rb, K, Pb, Zr et Ti. Globalement, les carbonatites de Vuoriyarvi sont moins riches en éléments en traces, qu'ils soient compatibles ou incompatibles, que les calciocarbonatite et magnésiocarbonatite moyennes (Woolley et Kempe, 1989). Les teneurs en Th, U, Ta, Nb, Zr et Hf sont variables; elles sont directement liées au contenu en pyrochlore.

L'échantillon riche en phlogopite est assez similaire aux carbonatites, mais avec des abondances plus faibles en traces sauf pour Rb, K, Zr, Hf et Ti, ce qui reflète l'abondance de phlogopite et d'ilménite. Les teneurs en traces ne sont pas corrélées avec le stade de mise en place. Les échantillons VJA30 et VJA49 ont des anomalies positives en Nb, Ta et U (présence de pyrochlore).

7.3.2.4. Les carbonatites à dolomite

Les carbonatites à dolomite présentent des profils subparallèles pour la plupart des éléments. L'échantillon VJA9, à pyrochlore, est légèrement plus enrichi, surtout en Nb et Sr, sauf en Zr et Hf nettement appauvris. La magnésiocarbonatite moyenne de Woolley et Kempe (1989) est assez similaire aux magnésiocarbonatites de Vuoriyarvi.

7.3.3. Discussion des contenus en éléments en trace

Le contenu en éléments en trace des clinopyroxénites est élevé (facteur d'enrichissement 100-800x pyrolite) comparé aux roches ultrabasiqes classiques d'origine mantellique (facteur d'enrichissement : 10-100 ; McDounough et Frey, 1989). Cet

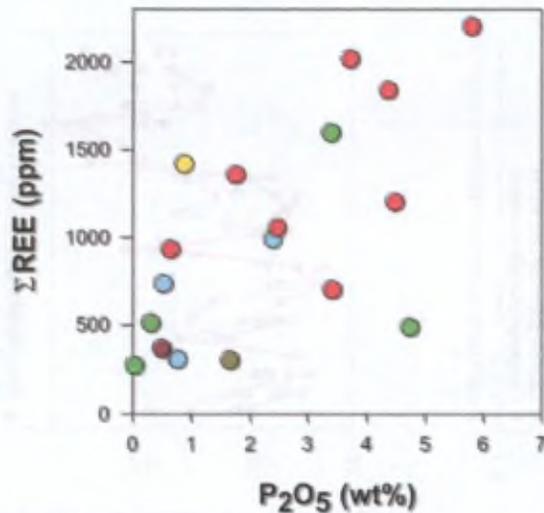


Figure 7.6. Diagramme traduisant les relations entre le contenu en REE et la proportion modale en apatite

enrichissement peut être expliqué de trois manières : 1) le magma parental des massifs ultrabasiques, alcalins et carbonatitiques de Kola est lui-même enrichi en éléments en trace comparé aux autres magmas d'origine mantellique : il résulterait d'un taux de fusion très faible d'une source préalablement enrichie (métasomatisme), les cumulats qui fractionnent à partir de ce magma enrichi sont proportionnellement plus riches en traces ; 2) certaines clinopyroxénites contiennent des minéraux cumulés (pérovskite, apatite) riches en éléments classiquement incompatibles ; 3) le cumulat contient une quantité non négligeable de liquide interstitiel riche en éléments incompatibles. L'échantillon VJA60 est le moins riche en éléments en trace et présente les caractéristiques les moins évoluées de la série. Ce cumulat est plus pauvre en traces (sauf en Ti) mais a un profil subparallèle aux liquides parentaux potentiels, comme la mélanéphéline à mélilite et à olivine (Ivanikov et al., 1998), le lamprophyre ultramafique (Beard et al., 1996) et le magma parental estimé des massifs de Kola (Arzamastsev, 2002).

Le profil des roches alcalines silicatées sous-saturées (ijolites) est globalement similaire à celui des roches ultrabasiques. Les ijolites sont néanmoins enrichies en Nb et Ta (rapport Nb/Ta < 1) et présentent de plus fortes anomalies négatives en Ti. La ségrégation minéralogique (accumulation) de pérovskite, de sphène et/ou d'andradite dans ces lithologies a pu modifier sensiblement la signature en éléments en trace du magma parental en induisant des anomalies positives dans les cumulats et des anomalies négatives dans les liquides résiduels. L'ijolite non recristallisée (293-78) est plus pauvre en éléments en trace que les ijolites partiellement recristallisées. Il est important de rappeler que le statut pétrographique de ces dernières n'a pu être déterminé précisément.

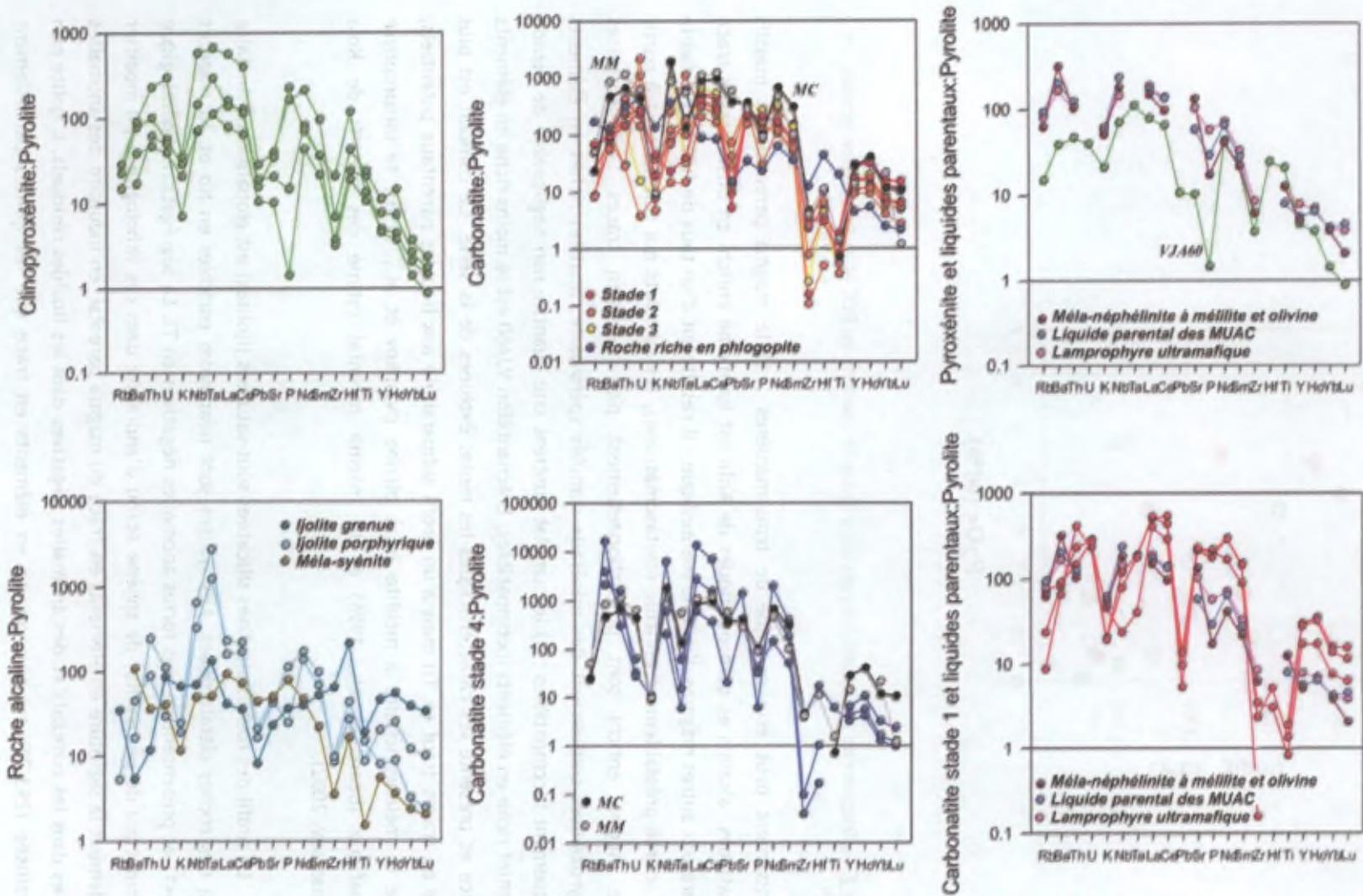


Figure 7.7. Spider-grammes des différentes lithologies du massif de Vuoriyarvi et comparaison avec les liquides supposés et les moyennes de carbonatites (Mc: calciocarbonatite; MM: magnésiocarbonatites) de Woolley et Kempe (1989).

La différence de facteurs d'enrichissement peut être expliquée de deux manières : 1) l'ijolite 293-78 serait un cumulat moins évolué ($Mg\#_{cpz}$ plus élevés) ou alors les échantillons partiellement recristallisés correspondraient à des liquides magmatiques ; 2) la recristallisation de la néphéline en cancrinite aurait été induite par l'infiltration d'un liquide carbonatitique enrichi en éléments en trace ; on observe en effet la présence de calcite et d'apatite dans la matrice à grains de cancrinite.

Les carbonatites à calcite ont des profils globalement subparallèles. Quelques échantillons ont néanmoins des anomalies positives en Th, U, Nb et Ta qui sont directement corrélées à la présence de cristaux automorphes de pérovskite ou de pyrochlore (la ségrégation minéralogique a induit un fractionnement chimique). Comme les coefficients de partage des terres rares entre apatite et magma carbonatitique sont inférieurs à 1 (Klemme et Dalpé, 2003), les carbonatites à calcite de Vuoriyarvi doivent être considérées comme des cumulats. En effet, la teneur en REE d'une carbonatite donnée est inférieure à celle de l'apatite de la roche alors que le liquide à l'équilibre calculé devrait être globalement plus riches en REE. Hornig-Kjarsgaard (1998) a défini 4 types de profil de REE pour les sövites de différentes localités (Oka, Alnö, Sokli, etc.). Selon elle, les différences d'enrichissement en terres rares légères au sein de sövites d'une même localité traduisent une différence de composition des magmas parentaux car tous les minéraux susceptibles de modifier la composition du liquide (calcite et apatite) ont des profils globalement subparallèles. Il y aurait dès lors différents magmas parentaux pour une même localité. Il a été déduit au chapitre 5 que la calcite des carbonatites de Vuoriyarvi présente une plus grande affinité pour les terres rares lourdes ($D_{La} < D_{Lu}$). Le fractionnement d'un cumulat de calcite et d'apatite éventuellement accompagnés de silicates et/ou d'oxydes pauvres en REE, peut amener à la formation de cumulats et de liquides résiduels à rapports $(La/Yb)_N$ fort différents.

Les magnésiocarbonatites et les ferrocarbonatites sont selon Woolley et Kempe (1989), liées par cristallisation fractionnée aux calciocarbonatites. Les magnésiocarbonatites seraient des liquides de fin de cristallisation enrichis en REE, les calciocarbonatites correspondraient aux cumulats associés. Les magnésiocarbonatites de stade 4 de Vuoriyarvi se présentent sur le terrain sous la forme de veines qui recoupent les carbonatites à calcite, on pourrait dès lors considérer ces magnésiocarbonatites comme des veines de ségrégation. De plus, le contenu en éléments en trace des carbonatites à dolomite, généralement associées aux faciès pegmatitiques à fluoro-carbonate de REE (Wall et al., 2001), est globalement compatible avec celui des liquides à l'équilibre calculé sur base de la composition des apatites des carbonatites de Vuoriyarvi.

Dans les systèmes magmatiques évolués, comme les intrusions alcalines et carbonatitiques, Nb et Ta peuvent être fractionnés par la cristallisation et la ségrégation de phases riches en l'un ou l'autre élément (Jochum et al., 1986). La pérovskite et le pyrochlore

de Vuoriyarvi ont des rapports élevés, 19 et 5000 respectivement (Brassinnes et al., 2005). Les clinopyroxénites ont des rapports Nb/Ta compris entre 9 et 11, un échantillon riche en pérovskite présente un rapport plus élevé (16). L'ijolite cumulée (293-78) a aussi un rapport de 9, tandis que les ijolites porphyriques riches en sphène (VJA71 et VJA72) ont des rapports significativement plus faibles (=4). La mélasynite, qui correspondrait à une fénite, a un rapport beaucoup plus élevé (17). Les carbonatites à calcite sans pyrochlore ont des rapports variant de 4 à 20, tandis que les carbonatites à dolomite ou à pyrochlore ont des rapports extrêmes, de 607 à 1803 (Figure 7.8). Les clinopyroxénites sont les roches les plus primitives sur lesquelles nous pouvons nous baser pour obtenir les caractéristiques géochimiques de la région-source (les dunités sont généralement fortement serpentinisées). De plus, les clinopyroxénites les moins évoluées ont cristallisé à partir d'un liquide qui n'a pas encore cristallisé de minéraux riches en éléments en trace (Nb, Ta par exemple) : elles ont des rapports proches du manteau appauvri (3-7 ; Weyer et al., 2003). L'accumulation plus tardive de pérovskite et/ou de pyrochlore (ou de tout autre minéral riche en Nb, Ta, Zr et Hf) a induit un fractionnement chimique qui a très probablement oblitéré la signature chimique de la région-source du magma parental. Il est dès lors peu probable que les diagrammes bi-éléments cohérents puissent permettre d'établir un lien de cogénéité entre les lithologies. Il est intéressant de noter que les clinopyroxènes analysés par LA-ICP-MS (ronds de couleur non contournés à la figure 7.8.) suivent la tendance générale des roches totales.

Zr et Hf peuvent également être fractionnés dans ces systèmes particuliers. Les roches totales ainsi que les clinopyroxènes des roches ultrabasiques et des roches alcalines se répartissent en deux tendances nettement distinctes dans le diagramme Zr-Hf (Figure 7.8.). Les roches ultrabasiques sont relativement enrichies en Hf (Zr/Hf : 22-25) tandis que les roches alcalines sont plus riches en Zr (Zr/Hf : 32-44). Ceci pourrait résulter du fractionnement d'une phase riche en Hf, après la formation des clinopyroxénites et avant celle des ijolites, l'andradite pourrait peut-être jouer ce rôle au vu des concentrations habituelles en Zr et Hf des grenats magmatiques.

7.4. Conclusions

Les roches ultrabasiques du massif de Vuoriyarvi sont des cumulats. Les roches alcalines silicatées, essentiellement les ijolites, ont un chimisme et des caractéristiques pétrographiques qui ne permettent pas de déterminer précisément s'il s'agit de cumulats ou de liquides magmatiques. La composition de ces cumulats indique que le magma parental devait être riche en MgO, CaO et K₂O et qu'il devait aussi être hydraté et carbonaté. Les trois liquides parentaux

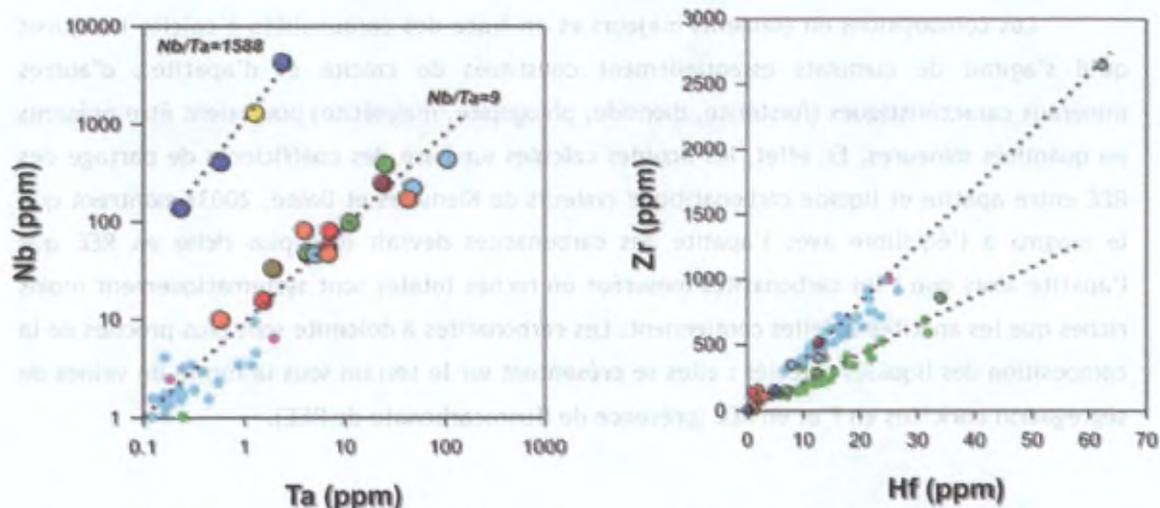


Figure 7.8. Diagrammes Nb/Ta et Zr/Hf des principales roches du massif de Vuoriyarvi. Le code couleurs est identique. Les petits symboles, non contourés de noir, correspondent aux clinopyroxènes de chaque type de roches.

supposés (méla-néphéline à mélilite et olivine, lamprophyre ultrabasique et le « UACC parental melt ») pourraient conduire à la cristallisation de ces cumulats. L'évolution chimique des roches silicatées se caractérise par une diminution progressive en MgO et FeO_T des dunites jusqu'aux roches alcalines silicatées accompagnée d'une augmentation tout aussi progressive en SiO₂, Al₂O₃, Na₂O et K₂O.

L'enrichissement en terres rares des roches silicatées peut être expliqué de trois manières : 1) le liquide parental est lui-même enrichi en éléments incompatible suite à un taux de fusion très faible (magma de type alcalin très sous-saturé), 2) les éléments incompatibles ont été concentrés par ségrégation de minéraux cumulus riches en ces éléments, 3) les cumulats présentent une proportion plus ou moins importante de liquide interstitiel riche en éléments incompatibles, piégé dans la charpente du cumulat. Les anomalies chimiques (Ti, Nb et Ta essentiellement) des ijolites (que l'on n'observe pas dans les roches ultrabasiques) proviendraient du fractionnement de minéraux de type pérovskite, sphène dans les cumulats antérieures. Cette ségrégation minéralogique et chimique conduirait à masquer la signature en éléments traces du magma parental. La clinopyroxénite la moins évoluée est susceptible de posséder la signature géochimique la plus proche de celle du magma parental : elle présente un rapport Nb/Ta voisin de celui du manteau appauvri.

Les trois grands ensembles lithologiques (roches ultrabasiques, ijolites et carbonatites) possèdent des profils suggérant un lien cogénétique par cristallisation fractionnée ; la signature géochimique de départ aurait pu être partiellement modifiée par le fractionnement de phases rares riches en éléments en traces.

Les compositions en éléments majeurs et en trace des carbonatites à calcite indiquent qu'il s'agirait de cumulats essentiellement constitués de calcite et d'apatite ; d'autres minéraux caractéristiques (forstérite, diopside, phlogopite, magnétite) pourraient être présents en quantités mineures. En effet, les liquides calculés sur base des coefficients de partage des REE entre apatite et liquide carbonatitique (valeurs de Klemmes et Dalpé, 2003) montrent que le magma à l'équilibre avec l'apatite des carbonatites devrait être plus riche en REE que l'apatite alors que les carbonatites mesurées en roches totales sont systématiquement moins riches que les apatites qu'elles contiennent. Les carbonatites à dolomite sont plus proches de la composition des liquides calculés : elles se présentent sur le terrain sous la forme de veines de ségrégation enrichies en F et en REE (présence de fluorocarbonate de REE).

Chapitre 8 :
Géochronologie et géochimie isotopique du strontium,
du néodyme et du plomb

8. Géochronologie et géochimie isotopique du strontium, du néodyme et du plomb

L'approche isotopique Sr, Nd et Pb a été utilisée en vue 1) de tenter de déterminer l'âge de mise en place du massif de Vuoriyarvi ; 2) d'établir et de vérifier les liens pétrogénétiques entre les différentes lithologies suggérés par les données pétrographiques et géochimiques et 3) de déterminer la (ou les) source(s) impliquée(s) dans la genèse du massif de Vuoriyarvi. Les données isotopiques sur ce massif seront comparées aux données obtenues pour les autres massifs contemporains de la province alcaline et carbonatitique de Kola.

8.1. Introduction

A côté de l'approche géochronologique proprement dite, les isotopes radiogéniques peuvent être utilisés comme traceurs pétrogénétiques. Ces traceurs permettent 1) de déterminer les relations pétrogénétiques d'une suite de roches, en particulier dans les massifs étudiés, de vérifier si les roches ultramafiques, les roches alcalines silicatées et les carbonatites dérivent d'un même magma parental ; 2) d'établir les caractéristiques géochimiques de la (ou des) région(s)-source(s) dont sont issus les magmas et dès lors d'identifier les réservoirs mantelliques impliqués et les processus de contamination crustale éventuelle. En réalité, la contamination crustale est difficile à mettre en évidence dans les systèmes carbonatitiques car ces roches ont des teneurs extrêmement élevées en Nd et Sr, nettement plus élevées que dans les matériaux crustaux (Tableau 8.1.). Seule la géochimie isotopique du Pb permettrait de déceler une telle contamination. En conséquence, les carbonatites constituent d'excellents traceurs permettant d'étudier les caractéristiques géochimiques du manteau sous-continental. (Rappelons que les carbonatites sont rares en domaine océanique ; on ne les connaît que dans les îles du Cap Vert et dans les Canaries).

Tableau 8.1. Teneurs moyennes en Sr, Nd et Pb des carbonatites du massif de Vuoriyarvi, de la croûte continentale moyenne (Taylor et McLennan, 1981), de la croûte inférieure (De Paolo et al., 1982 ; Rudnick et Fountain, 1995 ; Wedepohl, 1995) et de la croûte supérieure (McCulloch et Chappell, 1982 ; Taylor et McLennan, 1985, 1992 ; Wedepohl, 1995).

ppm	Croûte moyenne	Croûte inférieure	Croûte supérieure	Carbonatite à calcite	Carbonatite à dolomite
Sr	350	104	160	5315	14760
Nd	26	40	31	281	1235
Pb	15	15.3-42	17-20	4.3	32.1

Powel et al. (1966) furent les premiers à mesurer la composition isotopique du Sr de carbonatites, ils montrèrent que les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initiaux (0.7034 ± 0.0006) sont largement inférieurs à ceux des roches de la croûte continentale et des carbonates sédimentaires en particulier. Depuis lors, de nombreux travaux ont été publiés sur les compositions isotopiques Sr, Nd et Pb des carbonatites et roches associées : les principaux articles de synthèse et de revue sont Bell et Blenkinsop (1989), Kwon et al. (1989) et Downes et al. (2005).

8.2. Résultats

Les roches de Vuoriyarvi qui ont fait l'objet d'une étude géochimique détaillée ont été analysées pour leurs compositions isotopiques en Sr, Nd ; une sélection d'échantillons a été mesurée pour les isotopes du Pb. A ces roches totales, nous avons ajouté deux apatites séparées des carbonatites VJA30 et VJA64. L'apatite de VJA30 correspond aux apatites aciculaires en poches associées au mica partiellement résorbé tandis que l'apatite de VJA64 présente l'habitus trapu caractéristique des carbonatites. Quelques échantillons de Kovdor, Khibiny, Sebyavr et Ozernaya Varaka ont été analysés pour obtenir les compositions isotopiques en Pb, les valeurs sont reprises dans Brassinnes (2002).

Les compositions isotopiques sont reprises au Tableau 8.2 Elles ont été obtenues sur un spectromètre de masse VG Sector 54 (TIMS) à l'Université Libre de Bruxelles. La méthode analytique complète est détaillée dans Ashwal et al. (2002). Les rapports isotopiques initiaux ont été recalculés pour un âge de 380 Ma.

8.3. Discussion

Les synthèses de Kramm et Sindern (2004) et de Downes et al. (2005) indiquent que les massifs alcalins et carbonatitiques de la province de Kola se sont mis en place entre 410 et 362 Ma, la majorité des âges se situant dans une fourchette plus restreinte, entre 382 et 362 Ma (Figure 8.1.). Quelques âges supérieurs à 410 Ma ont été obtenus pour des roches volcaniques (Kontozero, Lovozero): il se pourrait que les échantillons aient été contaminés par du matériel de l'encaissant précambrien. Il ne semble donc plus justifier de subdiviser les massifs en une famille rattachée à l'Hercynien et une autre associée au Calédonien. Il n'y a pas non plus de relation entre l'âge de mise en place et les principales structures tectoniques de la péninsule.

Gogol et Delenitsin (1999) ont obtenu des isochrones internes Rb-Sr sur minéraux pour une clinopyroxénite et une carbonatite à calcite et dolomite de Vuoriyarvi. Pour la clinopyroxénite, l'isochrone obtenue à partir de la biotite, de l'amphibole, du clinopyroxène et

Tableau B.2. Compositions isotopiques Sr et Nd des différents échantillons du massif de Vuoriyarvi.

N° éch.	Litho.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2 σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _t	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2 σ	ε _{Nd} (t)
VJA 45	PRX	23.3	418	0.1612	0.703961	0.000008	0.703089	15.9	111	0.0866	0.512611	0.000009	4.82
VJA 60	PRX	19.9	260	0.2214	0.704284	0.000010	0.703086	9.5	58	0.0990	0.512629	0.000010	4.57
VJA 73	PRX	28.1	808	0.1006	0.703794	0.000010	0.703250	42.0	286	0.0888	0.512545	0.000009	3.43
VJA 74	PRX	7.2	702	0.0297	0.703348	0.000010	0.703188	16.1	96	0.1014	0.512585	0.000008	3.60
VJA 71	LJL	7.0	859	0.0236	0.703311	0.000014	0.703183	43.0	234	0.1111	0.512605	0.000013	3.51
VJA 72	LJL	13.5	960	0.0407	0.703312	0.000010	0.703092	30.0	187	0.0970	0.512610	0.000012	4.30
293-78	LJL	21.1	465	0.1312	0.703940	0.000007	0.703230	23.0	54	0.2575	0.512942	0.000009	2.98
VJA 83	FEN	6.5	1002	0.0188	0.703652	0.000007	0.703550	9.6	63	0.0921	0.511944	0.000013	-8.47
VJA18	CAC	13.7	4310	0.0092	0.703087	0.000009	0.703037	63.0	391	0.0974	0.512692	0.000019	5.88
VJA30	CAC	6.4	7120	0.0026	0.703101	0.000007	0.703087	60.0	449	0.0808	0.512664	0.000015	6.14
VJA30 ap.	Ap.	0.0	214	n.a.	0.703107	0.000006	0.703107	14.5	32	0.2783	0.512646	0.000012	-3.81
VJA35	CAC	6.6	5831	0.0033	0.703081	0.000009	0.703063	39.0	269	0.0876	0.512644	0.000009	5.42
VJA64	CAC	10.9	3163	0.0100	0.703187	0.000007	0.703133	23.0	146	0.0952	0.512649	0.000011	5.14
VJA64 ap.	Ap.	0.0	2494	n.a.	0.703176	0.000005	0.703176	97.8	569	0.1039	0.512661	0.000010	4.96
VJA49	CAC	5.1	6406	0.0023	0.703081	0.000006	0.703069	34.0	213	0.0967	0.512670	0.000008	5.48
349-78	CAC	19.8	4319	0.0133	0.703128	0.000011	0.703056	65.0	395	0.0995	0.512638	0.000010	4.72
VJA66	CAC	30.0	6778	0.0128	0.703178	0.000006	0.703109	26.0	164	0.0958	0.512667	0.000007	5.47
VJA75	CAC	42.9	4598	0.0270	0.703195	0.000005	0.703049	38.0	224	0.1026	0.512964	0.000011	10.94
VJA79	DOC	0.0	28790	n.a.	0.703184	0.000006	0.703184	173.0	2690	0.0389	0.512515	0.000011	5.27
VJA80	DOC	0.0	8613	n.a.	0.703173	0.000007	0.703173	80.0	819	0.0591	0.512542	0.000009	4.81
VJA9	DOC	15.0	6877	0.0063	0.703265	0.000005	0.703231	23.0	197	0.0706	0.512563	0.000009	4.66
384-77	BIO	106.1	719	0.4267	0.705294	0.000006	0.702985	16.0	86	0.1125	0.512713	0.000007	5.56

PRX clinopyroxénite; LJL: ijolite; FEN: fénite; CAC: carbonatite à calcite; DOC: carbonatite à dolomite; BIO: phlogopitite.

N° éch.	Litho.	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb(t)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (t)
VJA 45	PRX	1.18	8.20	2.90	21.845	15.646	45.403	19.787	15.535
VJA 60	PRX								
VJA 73	PRX	6.20	18.80	4.40	26.481	15.900	45.356	18.943	15.492
VJA 74	PRX								
VJA 71	LJL								
VJA 72	LJL	0.61	7.10	3.20	19.302	15.576	41.025	18.418	15.528
293-78	LJL	1.79	0.95	1.24	24.173	15.806	38.959	17.217	15.429
VJA 83	FEN	0.83	2.90	6.70	18.770	15.577	40.829	18.201	15.546
VJA18	CAC	4.80	33.00	2.10	38.428	16.573	79.730	19.726	15.559
VJA30	CAC	0.33	12.30	6.50	18.681	15.492	38.618	18.455	15.480
VJA30 ap.	Ap.								
VJA35	CAC	3.00	21.00	2.00	30.551	16.150	62.572	20.580	15.609
VJA64	CAC								
VJA64 ap.	Ap.								
VJA49	CAC	22.60	35.45	6.53	35.646	16.456	46.396	14.887	15.331
349-78	CAC								
VJA66	CAC	44.80	2.34	11.31	33.097	16.316	38.429	11.883	15.166
VJA75	CAC								
VJA79	DOC	0.58	131.70	51.24	18.523	15.521	40.432	18.472	15.518
VJA80	DOC								
VJA9	DOC	0.69	25.18	3.19					
384-77	BIO	9.55	25.36	2.29	64.853	17.418	67.701	26.899	15.360

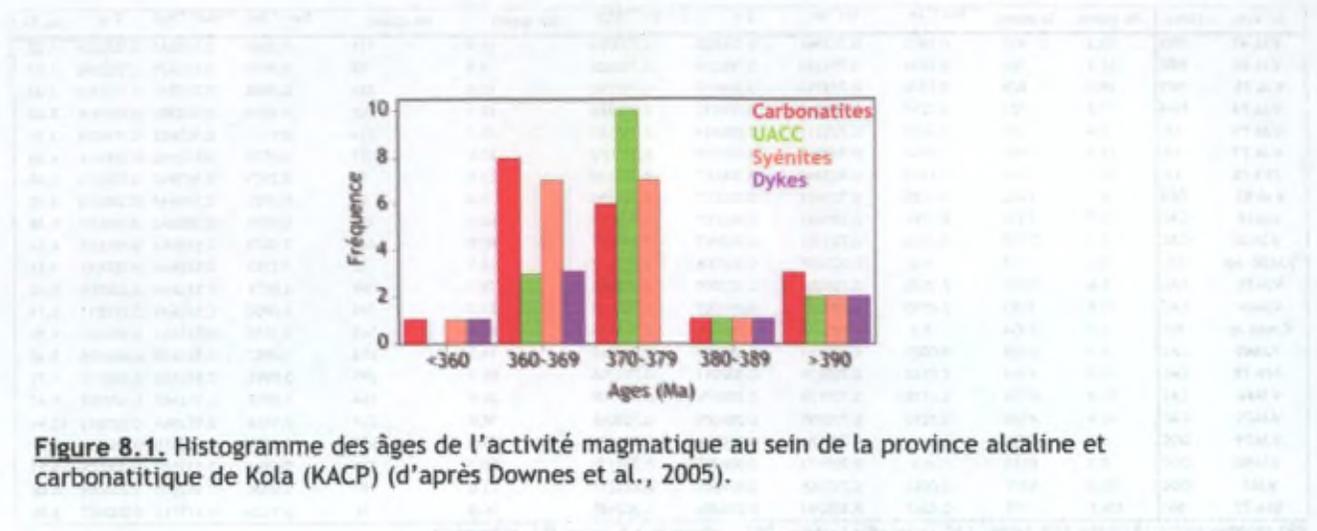


Figure 8.1. Histogramme des âges de l'activité magmatique au sein de la province alcaline et carbonatitique de Kola (KACP) (d'après Downes et al., 2005).

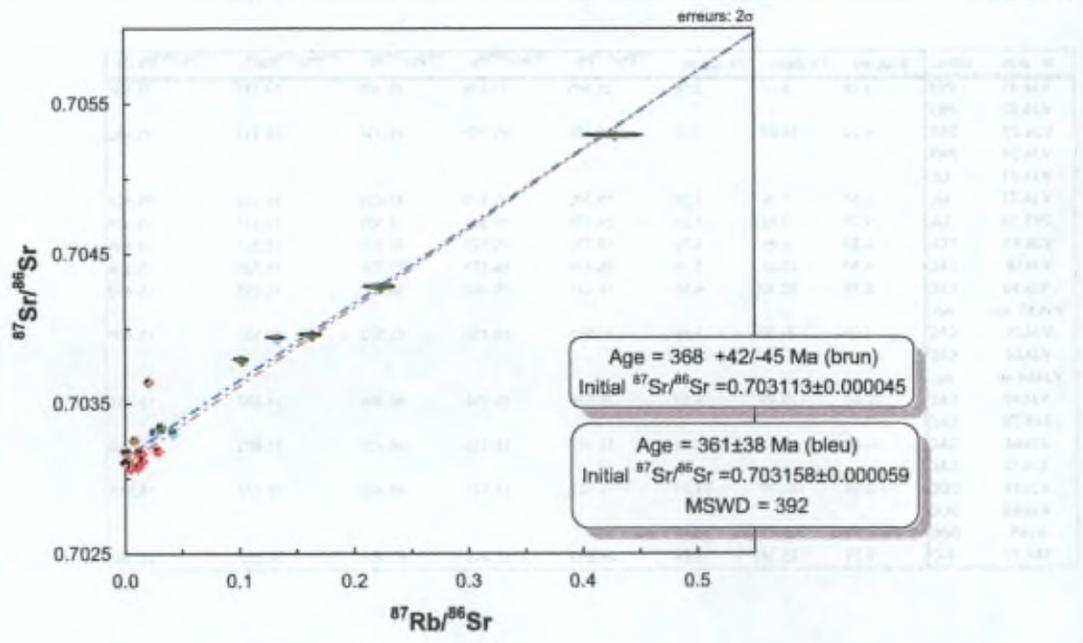


Figure 8.2. Diagramme isochrone $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{actuel}}$. Les isochrones bleues ont été calculées sur base des analyses et des erreurs analytiques correspondantes alors que les isochrones brunes ont été calculées selon le mode « robuste » du programme « Isoplot » (Ludwig, 2005), il ne tient pas compte des erreurs analytiques. Code couleur rouge : carbonatites à calcite, vert : clinopyroxénites, cyan : ijolites, marron : carbonatites à dolomite, noir : apatites, jaune foncé : mélasyérite.

de l'apatite donne un âge de 383 ± 7 Ma (MSWD : 1.21). Pour la carbonatite, (composée de biotite, de calcite et d'apatite), l'âge obtenu est comparable dans les limites d'erreurs (375 ± 7 Ma ; MSWD : 0.707). Arzamastsev et al. (2002) ont daté la phlogopite d'une picrite alcaline par la méthode $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$: 369.1 ± 0.9 Ma.

Les données isotopiques de ce travail ont été reportées dans le diagramme isochrone Rb-Sr (Figure 8.2.). La gamme de variations du rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ est très faible (0-0.42) ; la situation n'est donc pas très favorable à l'établissement d'une isochrone Rb-Sr. Les points définissent néanmoins une tendance linéaire, mais l'alignement n'est de fait pas parfait ; la mélasynite est largement en dehors de la tendance générale. Deux méthodes ont été utilisées pour obtenir une indication chronologique à partir du set de données. Le programme Isoplot (ver 3.34. Ludwig, 2005) permet de calculer un âge sans tenir compte des erreurs analytiques sur chaque point (méthode dite « robuste ») et un âge en tenant compte des erreurs associées à chaque point. La méthode « robuste » donne un âge indicatif de $368 \pm 42 - 45$ Ma avec un rapport isotopique initial de 0.703113 tandis que la méthode classique donne un âge indicatif (MSWD : 392) de 361 ± 38 Ma pour un rapport initial de 0.703158. Ces deux âges indicatifs sont cependant tout à fait en accord avec la fourchette d'âge pour le magmatisme alcalin carbonatitique de Kola : ils correspondent au Dévonien supérieur. Le rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ne varie que très peu : 0.04 à 0.27. L'étalement des points n'est donc pas suffisant pour obtenir une isochrone Sm-Nd. Les compositions isotopiques initiales ont été calculées pour un âge moyen de 380 Ma qui correspond à l'âge U/Pb sur baddeleyite obtenu pour une carbonatite du massif de Kovdor (Bayanova et al., 1997).

La composition isotopique en Nd est classiquement exprimée sous la forme du paramètre $\epsilon\text{Nd}(t)$ (De Paolo et Wasserburg, 1976) qui exprime l'écart de composition isotopique d'un échantillon d'un âge donné par rapport au réservoir chondritique uniforme (« CHUR ») à cet âge. Les valeurs actuelles de ce réservoir sont de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$: 0.1967 et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: 0.512638

Les gammes de variations des compositions isotopiques initiales ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_{380Ma} et $\epsilon\text{Nd}(380\text{Ma})$ des roches de Vuoriharvi sont respectivement de

- pour les clinoxyroxénites : 0.703086 à 0.703250 et de + 3.43 à + 4.57,
- pour les jjolites : 0.703092 à 0.703230 et de +2.98 à +4.30,
- pour la méla-synite : 0.703550 et -8.47,
- pour les carbonatites à calcite : 0.703037 à 0.703113 et de +4.72 à +10.94 ; l'apatite de l'échantillon VJA30, qui correspond à l'apatite secondaire associée aux transformations tardives de la carbonatite, présente un $\epsilon\text{Nd}(t)$ inférieure à 0 (-3.84) tandis que celle de l'échantillon VJA64 présentent un $\epsilon\text{Nd}(t)$ similaire aux carbonatites à calcite (+4.96),

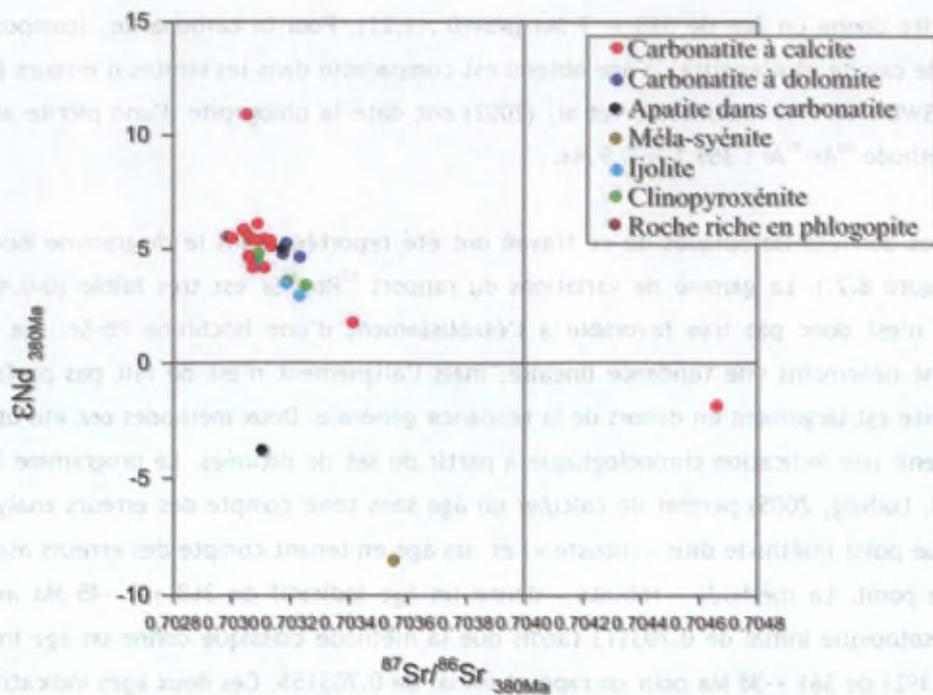


Figure 8.3. Diagramme d'anti-corrélation Sr et Nd recalculé à 380 Ma pour les échantillons du massif de Vuoriyarvi.

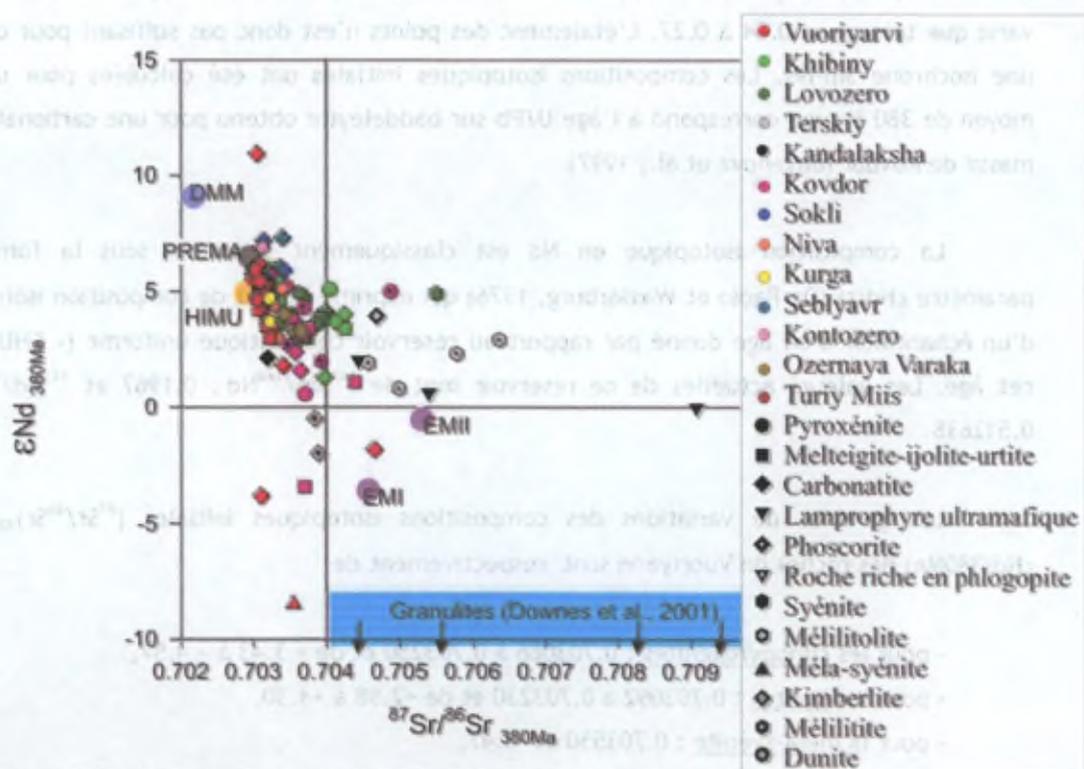


Figure 8.4. Diagramme d'anti-corrélation Sr-Nd recalculé à 380 Ma pour les roches des massifs dévonien alcalines et carbonatitiques de la péninsule de Noba. Les différents réservoirs géochimiques ont été reportés. Les codes couleurs correspondent aux différents massifs tandis que les symboles correspondent aux différents types lithologiques. DMM: mantau appauvri, EM: mantau enrichi, Prema: mantau prévalent; HIMU: mantau à rapport U/Pb élevé.

- pour les carbonatites à dolomite : 0.703173 à 0.703231 et de +4.66 à +5.27,
- pour la roche riche en phlogopite : 0.702985 et +5.56,

La majorité des données tombe dans un petit domaine ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.702985 à 0.703250; $\epsilon\text{Nd}(380\text{Ma})$: +2.98 à +6.14) au sein du quadrant supérieur gauche du diagramme d'anti-corrélation Sr-Nd (Figure 8.3. et 8.4.). La carbonatite à calcite VJA75 a un ϵNd nettement plus élevé (+10.94). Ce quadrant est classiquement interprété comme reflétant le manteau appauvri de longue date (réservoir DMM). L'apatite secondaire de la carbonatite VJA30 et la mélasynite tombent dans le quadrant inférieur gauche. Pour comparaison, les données de Kramm (1993) et Downes et al. (2005) ont été ajoutées. La carbonatite à quartz analysée par Kramm (1993) tombe dans le domaine inférieur droit (ou domaine crustal). Cette roche provient d'une zone déformée de la région de « Namo-Vara hill », à quelques km de la périphérie du massif de Vuoriyarvi. Elle est probablement contaminée car le quartz ne peut normalement pas cristalliser dans un magma carbonatitique (Barker, 2001). La plupart des carbonatites à calcite ont des $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{380\text{Ma}}$ bas (0.703037-0.703113) et des $\epsilon\text{Nd}(380\text{Ma})$ nettement positifs (+4.72 à +6.14, avec une valeur à +10.94). Les carbonatites à dolomite ont des valeurs légèrement plus élevées en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pour des valeurs identiques en $\epsilon\text{Nd}(t)$. Les ijolites et les clinopyroxénites sont globalement comparables mais leurs $\epsilon\text{Nd}(t)$ sont légèrement plus bas que celles des carbonatites. Le massif de Vuoriyarvi apparaît donc comme relativement homogène isotopiquement par rapport à certains massifs, plus complexes, de la province de Kola comme les massifs de Kovdor (Verhulst et al., 2000) et Turiy Mis (Dunworth et Bell, 1995). L'homogénéité isotopique de Vuoriyarvi suggère que tous les types lithologiques sont cogénétiques, à l'exception de la méla-synite. L'apatite de la carbonatite VJA30 est très différente isotopiquement : elle se présente en aiguilles et sont associées à du pyrochlore secondaire (riche en Nb) et à des grains de tétraferriphlogopite déstabilisés. Cette apatite a des teneurs en Sr (214ppm) et surtout en Nd (31.5 ppm) nettement plus faibles que les apatites des carbonatites en général. Son spectre de REE est enrichi en terres rares lourdes et présentent de nombreuses anomalies. Elle pourrait avoir cristallisé à partir de fluides (hydrothermaux ?) tardifs manifestement contaminés par du matériel crustal.

La méla-synite a un $\epsilon\text{Nd}(t)$ très bas (-8.47) et un $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{380\text{Ma}}$ légèrement plus élevé (0.70355) ; il pourrait s'agir d'une fénite comme le suggèrent Khukarenko et al. (1965) sur base des relations de terrain et des observations pétrographiques. Ces compositions isotopiques pourraient avoir été partiellement héritées de l'encaissant métamorphique. Le contaminant crustal pourrait correspondre soit aux roches archéennes ou protérozoïques du niveau structural de mise en place du massif (il n'y a malheureusement pas de données isotopiques sur cet encaissant) soit à la croûte inférieure de Kola échantillonnées sous forme d'enclaves par certaines intrusions (Kempton et al., 2001 ; Downes et al., 2001). Les teneurs extrêmement élevées en Sr et Nd des carbonatites rendent indiscernable de faibles taux de contamination crustale. Les isotopes du Pb par contre permettent plus facilement de visualiser la

contamination. Les carbonatites à calcite sont en effet pauvres en Pb (moyenne de 4.3 ppm) par rapport à la croûte continentale (15 ppm ; Taylor et McLennan, 1981). Brassinnes et al. (2002) ont mesuré la composition isotopique du Pb dans une série de roches de différents massifs de la péninsule de Kola (Kovdor, Lovozero, Khibiny, Ozernaya Varaka et Seblyavr). La carbonatite à calcite VJA75, qui a un $\epsilon_{Nd}(t)$ plus élevés que les autres carbonatites, présente des traces de déséquilibre entre diopside et apatite.

Dans le diagramme $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figure 8.5.A.), les échantillons analysés de la péninsule de Kola définissent une relation linéaire. Certains échantillons ont des compositions isotopiques extrêmement radiogéniques : les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mesurés atteignent 252 et 28 pour la carbonatite à pyrochlore (Ko20c) de Kovdor qui présente un enrichissement très important en U (38.6 ppm). De telles droites sont classiquement interprétées comme des isochrones secondaires plomb-plomb, qui peuvent donner une information sur l'âge de mise en place des différents massifs. La pente de cette droite est uniquement fonction de l'âge des roches. L'âge obtenu pour les différents massifs de la Péninsule de Kola (Kovdor, Lovozero, Khibiny, Ozernaya Varaka et Seblyavr) est de 402 ± 24 Ma (2σ). Cette droite n'est pas une isochrone au sens strict puisque son MSWD (paramètre statistique qui mesure la dispersion des points autour de la droite) est très élevé (937), il s'agit donc plutôt d'une eurreuchrone (« errorchron ») qui donne un âge indicatif. Il est intéressant de noter cependant que cet âge n'est pas très éloigné des âges Rb-Sr et Sm-Nd de 380 à 360 Ma obtenus par Kramm et al (1993). La valeur élevée du MSWD pourrait s'expliquer par le fait que 1) tous les massifs ne sont pas strictement contemporains ; 2) tous les massifs n'ont pas exactement la même composition isotopique initiale ; 3) le système U-Pb de certains échantillons ait été perturbé par des processus hydrothermaux et/ou d'altération après la cristallisation.

Pour tenter de mieux cerner l'âge nous avons tenté une isochrone Pb-Pb sur les 7 échantillons de Kovdor (Figure 8.5.B.), l'alignement des points est meilleur (MSWD=22), même si cette valeur est encore élevée. L'âge obtenu 392 ± 15 Ma (2σ) est, dans les limites d'erreur, en bon accord avec l'âge U-Pb de 380 ± 4 Ma sur baddeleyite (Bayanova et al. 1997) et l'âge Rb-Sr de 370 ± 6 Ma obtenu par Verhulst et al. (2000) en roches totales. La méthode Pb-Pb en roches totales s'avère donc fiable pour déterminer l'âge de mise en place des massifs carbonatitiques. A notre connaissance, cette méthode n'a été testée que sur le massif carbonatitique de Fen (Norvège) par Andersen et Taylor (1988) et sur les massifs de Newania et Sevattur en Inde par Schleicher et al. (1997). Les quelques échantillons du massif de Vuoriyarvi analysés pour les isotopes définissent une relation linéaire dont les pentes donne respectivement des âges de 364 et 369 Ma en fonction de la méthode statistique utilisée (en tenant compte des erreurs analytiques ou non ; Figure 8.6.). Ces âges sont concordants avec ceux obtenus par Gogol et Delenitsin (1999).

Des travaux non publiés effectués à l'ULB sur la carbonatite du Matongo (Burundi) ont également fourni un âge Pb-Pb sur roches totales cohérent avec l'âge sur zircon de la syénite associée (Demaiffe, communication personnelle).

Afin de tenter d'identifier les régions-sources (=réservoirs) dont sont issus les magmas parentaux des massifs carbonatitiques et de mettre en évidence l'implication éventuelle de matériaux crustaux (contamination) lors de la mise en place, il est nécessaire de calculer les compositions isotopiques initiales en plomb en soustrayant la fraction radiogénique produite depuis cette mise en place. Ce calcul est possible pour certains échantillons puisque les concentrations en U et en Pb ont été déterminées. Il faut se rappeler cependant que l'uranium est facilement oxydé en U⁶⁺ dans les conditions oxydantes de surface et qu'il peut avoir été partiellement lessivé. Il a évidemment fallu recalculer également les compositions supposées des différents réservoirs de référence à l'âge de 380 Ma.

Toutes les compositions isotopiques ont été recalculées pour un âge moyen de 380 Ma. Ce recalcul permet de comparer directement les différents massifs puisque la différence d'âge n'excède pas 20 Ma. Seul un échantillon du massif de Lovozero (la foyaïte du rythme II-7) a une composition isotopique aberrante : son rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ à 380 Ma est inférieur à zéro, ce qui implique nécessairement que le système U-Pb de cet échantillon n'est pas resté fermé depuis sa formation et que le rapport U/Pb actuel ne correspond certainement pas au rapport initial.

Les différents réservoirs mantelliques ont été définis à partir des compositions des basaltes actuels, dès lors les caractéristiques géochimiques déduites des données isotopiques ne sont théoriquement valables que pour le manteau actuel.

Le réservoir DMM (« depleted MORB mantle ») correspond au manteau appauvri en éléments lithophiles à gros ions. Ce type de manteau correspond à la région-source dont sont issus les basaltes des rides océaniques. Le manteau dont sont dérivés les basaltes alcalins des îles (OIB) est différent du réservoir DMM : il est nettement moins appauvri et il peut même être enrichi en éléments lithophiles. Cet enrichissement a été expliqué de deux façons : par apport métasomatique d'éléments (Hart et al. 1986) ou par un recyclage de matériel crustal (Weaver 1991). Le réservoir HIMU est caractérisé par un rapport $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ) élevé ; l'enrichissement en U serait dû au recyclage d'une croûte océanique altérée et subductée (Chase 1981, Palacz et Saunders 1986, Staudigel et al. 1991, Chauvel et al. 1992 et Hauri et al. 1993). L'altération de la croûte océanique par l'eau de mer peut en effet conduire à un enrichissement en U et donc à une augmentation du rapport U/Pb. Le manteau enrichi de type I (EM I = « Enriched Mantle I ») serait dû au recyclage de sédiments pélagiques (Weaver 1991) ou de la lithosphère continentale. Le réservoir enrichi EMII pourrait résulter de la subduction de matériel continental (Hauri et al. 1993). Le réservoir PREMA correspond au manteau prévalent, le plus abondant statistiquement (Zindler et Hart, 1986). Hart et al. (1992) ont reporté les compositions

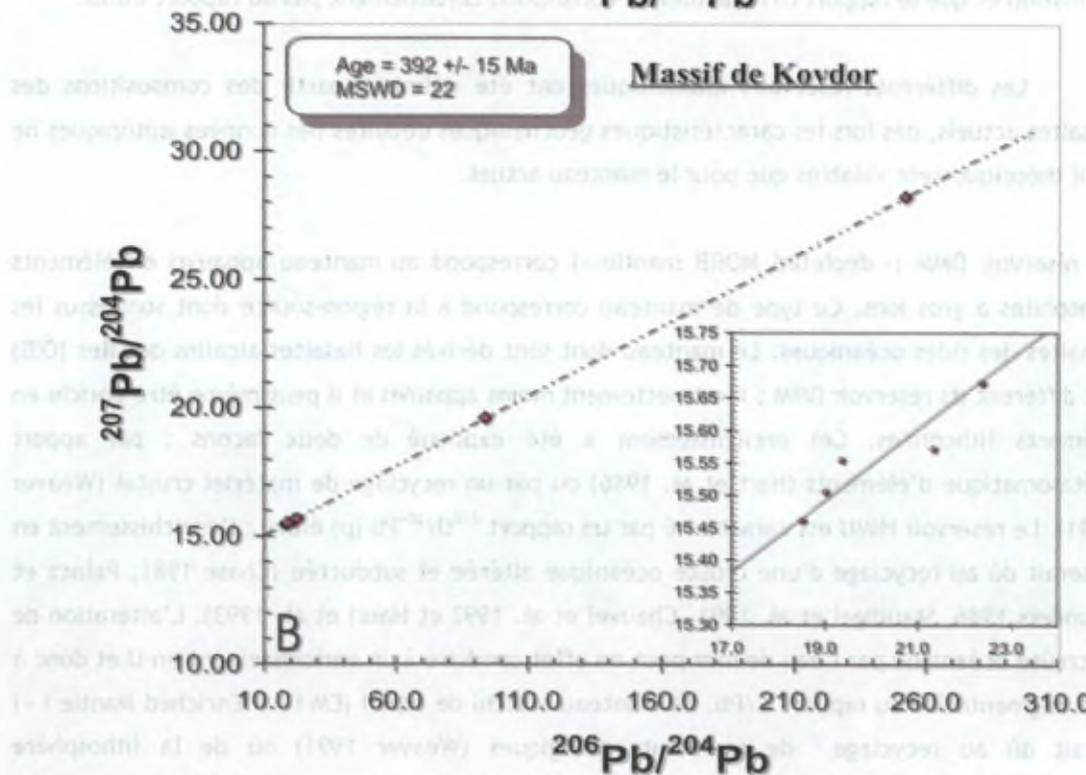
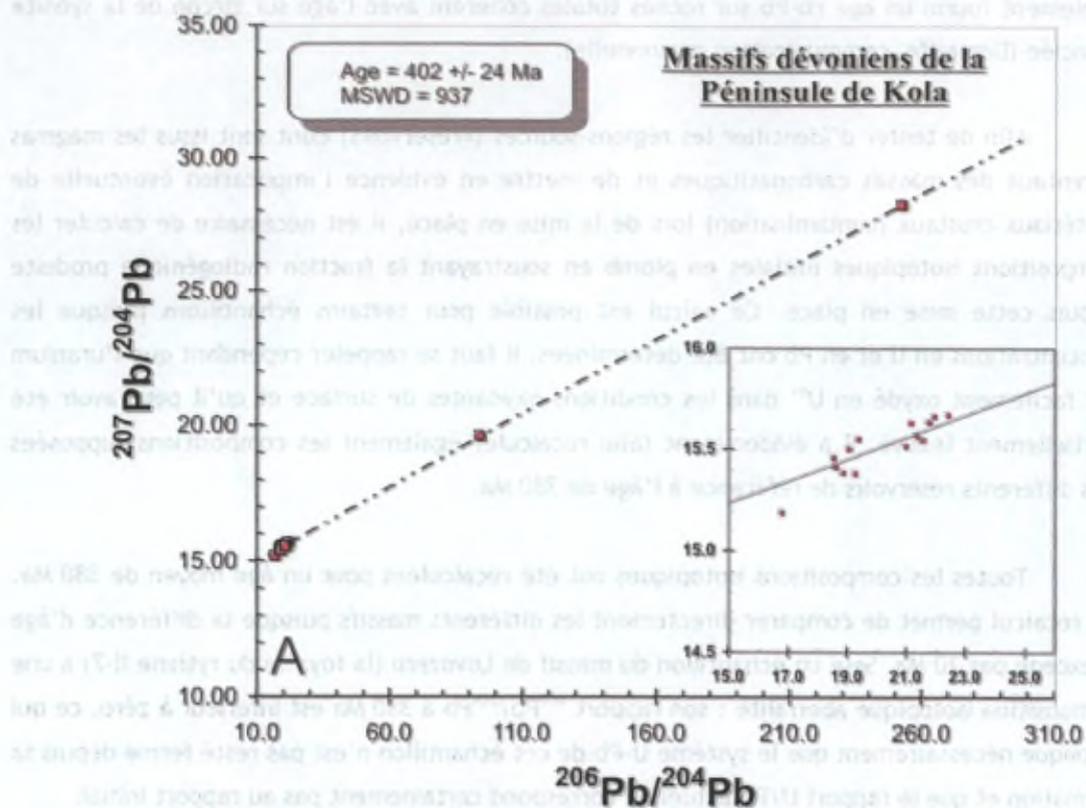


Figure 8.5. : A) Diagramme isochrone Pb-Pb pour les massifs de la Péninsule de Kola; B) Diagramme isochrone Pb-Pb pour le massif de Kovdor.

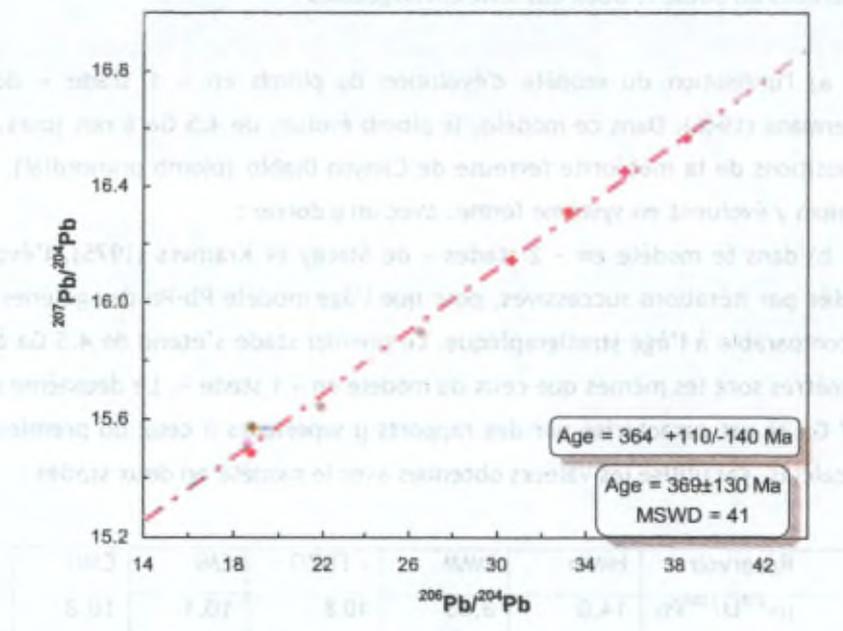


Figure 8.6. Diagramme $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pour le massif de Vuoriyarvi. Les points verts correspondent aux clinopyroxénites, les cyans aux ijolites, le brun à la mélasénite, les rouges aux carbonatites à calcite et les bleus foncés aux carbonatites à dolomite.

isotopiques des basaltes des îles océaniques dans un tétraèdre défini sur base des réservoirs HIMU-EMI-EMII-DMM, les analyses convergent vers un domaine du diagramme se trouvant entre le réservoir HIMU et DMM que les auteurs ont appelé « Focal Zone » (ou FOZO). Ce nouveau réservoir est généralement interprété comme représentant la composition du manteau inférieur (Hart et al., 1992).

L'époque de formation de ces différents réservoirs n'est pas connue, il est dès lors possible qu'ils n'existaient pas encore à 380 Ma. Nous avons néanmoins recalculé leur composition à cet âge en vue de comparer les compositions isotopiques initiales des massifs de la Péninsule de Kola avec celles de ces différents réservoirs. Ce recalcul nécessite la connaissance des caractéristiques géochimiques des différents réservoirs, et plus précisément des rapports U/Pb, Rb/Sr et Sm/Nd. Malheureusement, les rapports U/Pb de certains réservoirs sont encore mal connus.

Afin de pouvoir recalculer les compositions des différents réservoirs à différentes époques géologiques, il est fondamental de connaître le rapport $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ($=\mu$). Pour ce faire, nous avons procédé de la manière suivante :

1) nous avons pris la valeur actuelle la plus radiogénique en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des différents réservoirs décrits par Hofmann (1997).

2) nous avons ensuite calculé les rapports $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ pour obtenir les compositions isotopiques actuelles définies au point 1. Deux cas sont envisageables :

a) l'utilisation du modèle d'évolution du plomb en « 1 stade » de Holmes et Houtermans (1946). Dans ce modèle, le plomb évolue, de 4.5 Ga à nos jours, à partir des compositions de la météorite ferreuse de Canyon Diablo (plomb primordial). Le plomb et l'uranium y évoluent en système fermé, avec un μ donné ;

b) dans le modèle en « 2 stades » de Stacey et Kramers (1975), l'évolution a été calculée par itérations successives, pour que l'âge modèle Pb-Pb des galènes stratiformes soit comparable à l'âge stratigraphique. Le premier stade s'étend de 4.5 Ga à 3.7 Ga ; les paramètres sont les mêmes que ceux du modèle en « 1 stade ». Le deuxième stade débute à 3.7 Ga et est caractérisé par des rapports μ supérieurs à ceux du premier stade. Pour mes calculs, j'ai utilisé les valeurs obtenues avec le modèle en deux stades :

Réservoir	HIMU	DMM	« FOZO »	EMI	EMII
$\mu=^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	14.0	8.83	10.8	10.1	10.8

3) la dernière étape a consisté à prendre les valeurs actuelles délimitant les domaines des différents réservoirs et de les vieillir de 380 Ma en utilisant les rapports μ calculés.

Le recalcul de la composition isotopique du Nd et du Sr des différents réservoirs au cours des temps géologiques est plus aisé car les rapports Sm/Nd et Rb/Sr des différents réservoirs sont connus (Dostal et al, 1998 ; Chauvel et al, 1992). Les compositions isotopiques de la croûte inférieure et de la croûte supérieure ont été calculées en se basant sur le modèle plumbotectonique (version IV) retravaillé par Zartman et Haines (1988). Les compositions isotopiques de la croûte de la Péninsule de Kola ne sont pratiquement pas connues. Kempton et al (2001) et Downes et al. (2001) ont bien déterminé les compositions isotopiques en Sr, Nd et Pb de nodules de granulite échantillonnés dans des dykes de lamprophyre et de carbonatite. Ces données sont cependant inutilisables car ces roches ont vraisemblablement connu une histoire géologique très complexe (polymétamorphisme, altération, interaction avec le magma-hôte, ...) qui a dès lors, très probablement modifié les rapports U/Pb, Rb/Sr et Sm/Nd dans des proportions inconnues. Il en résulte que les compositions isotopiques recalculées à 380 Ma varient très largement ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.304-21.643 ; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 14.982-15.982 ; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.704381-0.714107 et ϵ_{Nd} : -10.4 à -22.9) et occupent de très larges domaines dans tous les diagrammes isotopiques, recouvrant l'ensemble des domaines mantelliques et crustaux.

Les compositions isotopiques recalculées à 380 Ma (Figure 8.7.) pour les cinq massifs de Kola sont assez dispersées mais se situent, globalement, en-dessous des domaines occupés par les différents réservoirs mantelliques. Les rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ initiaux pour Khibina (2 échantillons sur 3) et Kovdor sont caractérisés par des valeurs élevées (>19), assez proches de

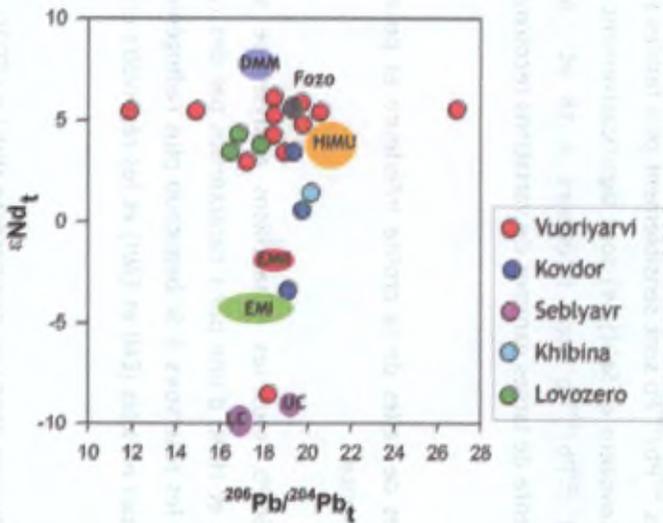
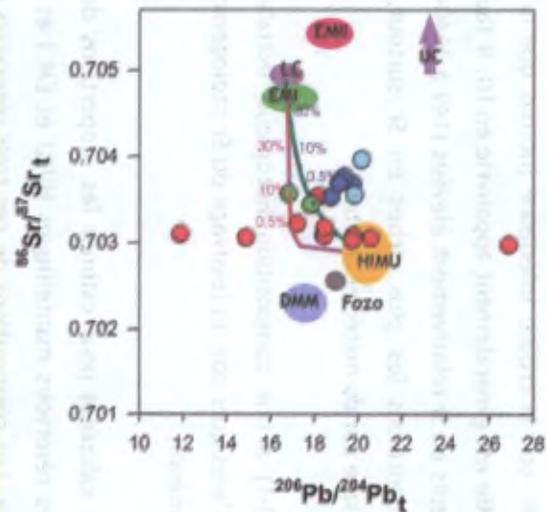
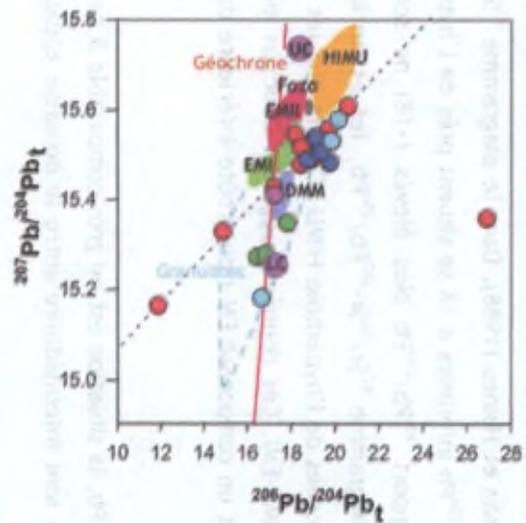
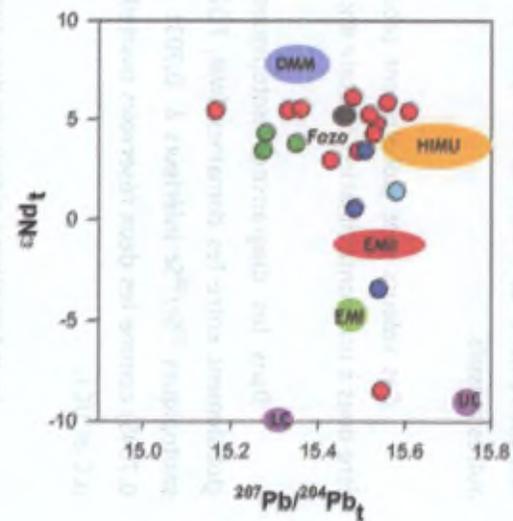
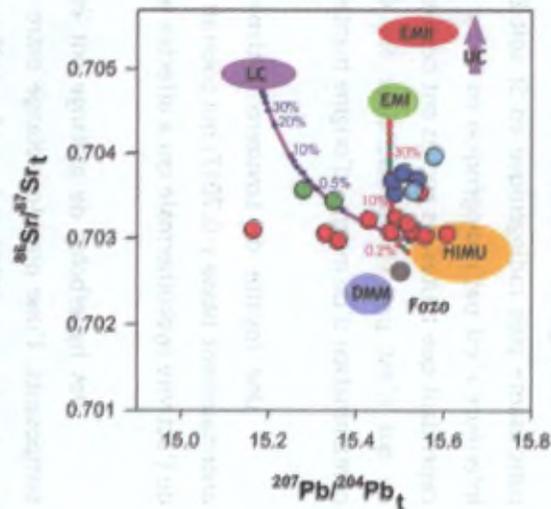


Figure 8.7. Diagrammes isotopiques binaires Nd-Sr-Pb des différents massifs de la péninsule de Kola, recalculés à 380 Ma.



celles du réservoir HIMU, même si les rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont sensiblement plus faibles (<15.6) que pour HIMU (>15.6). Les autres massifs (Lovozero et Sebljavr) sont significativement moins radiogéniques : les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont inférieurs à 18 et à 15.4 respectivement. Le massif de Vuoriyarvi présente de larges gammes de variations recouvrant les autres massifs.

Ces valeurs sont globalement proches de celles de la croûte inférieure et pourraient être dues à une contamination crustale importante.

Dans les diagrammes isotopiques Sr-Pb, tous les échantillons analysés se situent globalement entre les domaines DMM, FOZO et HIMU d'une part, caractérisés par des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inférieurs à 0.7031 et les réservoirs à Sr beaucoup plus radiogénique (> 0.7045) comme les deux réservoirs mantelliques enrichis (EMI et EMII) et les réservoirs crustaux (LC et UC).

Le magmatisme alcalin de Kola contiendrait donc une composante HIMU ou FOZO et une composante plus radiogénique en Sr soit EMI, soit la croûte inférieure (notons que la croûte inférieure n'est pas radiogénique en Pb car elle est généralement appauvrie en U). Il faut noter cependant que toutes les roches ont des teneurs en Sr relativement élevées (149 à 26404 ppm), ce qui n'est pas en faveur, pour les échantillons les plus riches en Sr surtout, d'une contamination d'un magma d'origine mantellique par du matériel crustal.

Une foyaïte de Lovozero (rythme I-1) a une composition isotopique initiale en Sr anormalement basse (-0.7017) qui pourrait s'expliquer par un lessivage du Sr radiogénique lors de l'activité hydrothermale qui a affectés le massif.

Des hyperboles de mélange ont été calculées pour estimer les proportions des deux composants, l'une pour le mélange entre les réservoirs mantelliques HIMU et EM I et l'autre pour le réservoir HIMU et la croûte inférieure. Les compositions de ces trois réservoirs ont été reprises de Dostal et al. (1998) et de Zartman et Haines (1988). Dans le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, les échantillons à rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ inférieurs à 18 se situent près de l'hyperbole HIMU-EMI, alors que les échantillons à rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plus élevés (>18) ne sont pas explicables par un tel mélange. Dans le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, les échantillons à rapport $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ inférieurs à 15.4 sont proches de l'hyperbole HIMU-LC alors que les autres échantillons sont proches de l'hyperbole HIMU-EMI. Ces données suggèrent donc un mélange entre un magma dérivé du réservoir HIMU et un composant EM I ou croûte inférieure dans les proportions 99 :1 à 80 :20.

Dans les diagrammes isotopiques Nd-Pb, la situation est en gros comparable à celle des diagrammes Sr-Pb : les échantillons de Kola sont intermédiaire entre le domaine appauvri en

terres rares légères (HIMU, FOZO et DMM) caractérisés par des ϵNd positifs ($>+3$) et un domaine enrichi en terres rares légères (ϵNd négatifs) soit légèrement comme EMI et EMII (ϵNd : 0 à -5) soit plus nettement comme les matériaux crustaux (ϵNd : -6 à -8).

Il est intéressant de noter que les roches les plus riches en strontium (massif de Kovdor) ne montrent pas beaucoup de variation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ alors que les moins riches en Sr (massif de Lovozero) montrent des variations plus importantes. La même remarque peut être faite pour le néodyme. Il est normal qu'un faible taux de contamination crustale ne soit pas détectable pour les échantillons riches en Sr et/ou en Nd.

En résumé, les rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ suggèrent un mélange entre une source mantellique appauvrie de type FOZO ou HIMU ($\mu > 10$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.703$ et $\epsilon\text{Nd} > 5$) et une croûte inférieure moyenne ($\mu < 10$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.7045$ et $\epsilon\text{Nd} < -4$; Zartmann et Haines, 1988). Une partie des granulites de la croûte profonde sous Kola, étudiées par Downes et al. (2001), correspondent à ces critères géochimiques mais les gammes de compositions sont trop étendues pour pouvoir utiliser ces dernières comme un pôle distinct dans le calcul d'une hyperbole de mélange.

Les données isotopiques des autres massifs de la péninsule de Kola sont présentées à la Figure 8.4. Elles proviennent des articles de Kramm (1993), Kramm et Kogarko (1994), Beard et al. (1996), Arzamastsev et al. (1998), Beard et al. (1998), Verhulst et al. (2000), Verhulst (2001), Mahotkin et al. (2003) et Downes et al. (2005) pour une synthèse récente.

L'ensemble des données isotopiques Sr-Nd converge vers un domaine restreint du diagramme situé dans le quadrant du manteau appauvri. Bell et Rukhlov (2004) suggèrent que ce manteau appauvri pourrait être l'équivalent, au Dévonien, du réservoir actuel « FOZO » (pour « Focal Zone »), défini sur base des carbonatites récentes (< 200 Ma). Le point de convergence des données est proche des deux réservoirs géochimiques HIMU et PREMA, recalculés à 380 Ma. La position des différents réservoirs géochimiques (DMM, EMI, EMII, PREMA, HIMU) à 380 Ma dans le diagramme Sr-Nd a été recalculée sur base des données disponibles dans la bibliographie (Chauvel et al., 1992; Dostal et al., 1998). Les variations de composition observées dans les massifs alcalins et carbonatitiques de Kola proviendraient soit d'hétérogénéités isotopiques (et donc géochimiques anciennes) du manteau sous-continental dont provient le magma parental des carbonatites, soit de mélanges en différentes proportions entre ces réservoirs géochimiques. De nombreux modèles à 2, 3 voire à 4 sources distinctes ont été proposés pour expliquer ces variations de compositions isotopiques par mélange (Downes et al., 2005). Il est néanmoins clair que la majorité des compositions isotopiques se situe entre un réservoir légèrement appauvri de type HIMU ou FOZO (notez que ce réservoir est nettement moins appauvri que DMM) et un réservoir relativement enrichi (EMI ou croûte inférieure).

Les lamprophyres ultramafiques et les dykes de méilitite ont des compositions isotopiques initiales en Sr nettement plus élevées (0.7045-0.709) que les massifs ultrabasiques, alcalins et carbonatitiques : ces lamprophyres sont en effet situés dans le quadrant supérieur droit. Il est dès lors difficile d'envisager que les magmas parentaux de ces roches aient le même origine que ceux des massifs carbonatitiques. Downes et al. (2005) suggèrent que ces magmas significativement enrichis en K par rapport aux magmas liés aux carbonatites, pourraient provenir d'une source mantellique un peu plus enrichie, riche en phlogopite par exemple, comme le suggère l'existence de quelques nodules de clinopyroxénite à phlogopite. Il faut se rappeler cependant que ces lamprophyres sont souvent altérés ce qui pourrait avoir modifier leurs compositions isotopiques en Sr.

L'enrichissement en éléments en trace est observé de façon générale dans toutes les roches étudiées (carbonatites et roches associées, kimberlites, lamprophyres ultramafiques, melilitites) à l'échelle de toute la Péninsule de Kola. Par ailleurs, les compositions isotopiques Sr-Nd montrent que ces magmas dérivent d'une source appauvrie de longue date en éléments LIL. L'enrichissement du manteau supérieur sous la péninsule de Kola vraisemblablement par métasomatisme est donc un événement relativement contemporain qui s'est produit peu de temps avant la formation des magmas parentaux alcalins. Artemieva (2003) suggère que cet enrichissement aurait eu lieu lors du Protérozoïque tardif ou durant le Paléozoïque précoce au cours d'événements de rifting qui a affecté et modifié la composition chimique du manteau lithosphérique. Par ailleurs, on n'observe pas d'évolution continue de composition chimique des magmas au cours du temps, ceci suggère que tous les magmas parentaux ont été formés pendant la même courte période de temps (Downes et al., 2005). De nombreux auteurs (Beard et al., 1998 ; Dunworth et Bell, 2001 ; Sindern et al., 2004 ; Bell et Rukhlov, 2004) attribuent ce magmatisme à la remontée d'une plume mantellique depuis le manteau inférieur. Les bilans de masse calculés à partir de la composition isotopique de l'He (Tolstikhin et al., 1992 et 2002) montrent cependant que la contribution de matériel provenant du manteau inférieur dans le magma parental serait inférieure à 2%.

8.4. Conclusions

Les compositions isotopiques en Nd, Sr et Pb ont servi à estimer l'âge de mise en place des massifs alcalins et carbonatitiques, à définir les liens pétrogénétiques entre les différentes lithologies du massif de Vuoriyarvi (cumulats ultrabasiques, roches alcalines silicatées, carbonatites) et à détecter les traces de contamination crustale du magma parental. Les teneurs extrêmement élevées en Sr et Nd des carbonatites, nettement plus élevée que pour l'ensemble des matériaux crustaux, permettent d'utiliser la géochimie isotopique Sr-Nd comme traceurs de la composition du manteau sous-continentale.

Le magmatisme alcalin à Kola s'est déroulé entre 410 et 362 Ma avec une activité paroxysmale entre 380-360 Ma (Kramme et Sindern, 2004 ; Downes et al., 2005), c'est-à-dire au Dévonien supérieur.

Les compositions isotopiques initiales en Sr et en Nd ont été calculées pour un âge de 380 Ma, qui correspond à l'âge U-Pb sur baddeleyite d'une carbonatite de Kovdor (Bayanova et al., 1997). L'ensemble des roches du massif de Vuoriyarvi a des compositions isotopiques globalement homogènes ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.70298-0.70325 et $\epsilon\text{Nd}(t)$: +2.98 à +6.14) ce qui suggère que toutes les roches sont cogénétiques. Elles pourraient dériver d'un seul « batch » de magma qui aurait évolué par cristallisation fractionnée, sans contamination crustale notable. La géochimie des éléments en trace des différentes lithologies ne montre en effet pas d'anomalie pouvant provenir d'un composant crustal. Le massif de Vuoriyarvi apparaît aussi différent des grands massifs contemporains de la péninsule de Kola comme Kovdor et Turyi Mís qui présentent de grandes variations de compositions isotopiques initiales impliquant une histoire magmatique et/ou postmagmatique beaucoup plus complexe. A Vuoriyarvi, seules une carbonatite de la région de « Namo-Vara hill » et la mélasénite (interprétée par Kukhareenko et al., 1965 comme une fénite) sont significativement différentes.

Dans le diagramme ^{206}Pb - ^{204}Pb - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, les roches de plusieurs massifs (Khibiny, Lovozero, Seblyavr, Ozernaya Varaka) s'alignent le long d'une droite qui correspond à un âge indicatif de 392 ± 24 Ma. Cette droite a un MSWD très élevé, il s'agit donc d'une erreurchrone. Les échantillons du massif de Vuoriyarvi définissent également une erreurchrone dont l'âge est proche de 370 Ma.

A l'échelle de l'ensemble de la province alcaline dévonienne de Kola, les compositions isotopiques initiales Sr-Nd suggèrent un manteau supérieur de type lithosphérique légèrement appauvri et hétérogène. Dans le diagramme Nd-Sr, les compositions isotopiques convergent néanmoins vers un pôle de type FOZO, HIMU ou PREMA. Les variations de composition isotopique peuvent s'expliquer soit par des hétérogénéités mantelliques soit par des mélanges, en proportions variables, de 2, ou plusieurs réservoirs mantelliques. Ce manteau aurait subi un épisode d'enrichissement peu de temps avant la fusion, suite à un métasomatisme durant le Protérozoïque tardif ou le Paléozoïque précoce. Les différents types de magma (magma parental des massifs carbonatitiques, mélilitite, mélanéphéline, lamprophyre ultramafique, kimberlite) mis en place au cours de la courte période 380-360 Ma proviendraient d'un mélange complexe entre une source légèrement appauvrie (HIMU ou FOZO ou PREMA) et une (ou des) source(s) enrichie(s) (EMI, EMII ou la croûte inférieure). Le processus à l'origine de la fusion pourrait correspondre soit à une plume mantellique ou à une décompression adiabatique lors d'événements isostasiques (déglaciation, érosion importante par exemple).

Chapitre 9 :

Conclusions générales sur le massif de Vuoriyarvi

9. Conclusions générales sur le massif de Vuoriyarvi

9.1. Contexte générale

La péninsule de Kola appartient au craton Est Européen et plus particulièrement au bloc Svecofennien, elle présente une grande « géodiversité », tant sur la variété des roches rencontrées que sur leurs structures, leurs âges et leurs modes de genèse.

L'histoire paléozoïque se résume à la mise en place de nombreuses (>20) intrusions ultrabasiques, alcalines et carbonatitiques qui constitue la « Kola Alkaline and Carbonatite Province » (KACP). Ce magmatisme dévonien s'est déroulé entre 410 et 362 Ma, c'est-à-dire durant tout le Dévonien, mais l'activité paroxysmale s'est produite au Dévonien supérieur, entre 380-360 Ma (Kramm et Sindern, 2004 ; Downes et al., 2005). Le massif de Vuoriyarvi, étudié en détail dans cette thèse, a été récemment daté par Gogol et Delenitsin (1999) par la méthode Rb-Sr sur minéraux séparés : ils ont obtenu deux âges qui se recoupent dans les limites d'erreurs : 383 ± 7 Ma pour une clinopyroxénite et 375 ± 7 Ma pour une carbonatite à calcite-dolomite.

La plupart des intrusions alcalines et carbonatitiques se localisent le long, ou à l'intersection, de linéaments dont les principaux sont le graben de Kontozero d'orientation NE-SW et la zone de fracture profonde de Kandalaksha, orientée ONO-ESE.

Le massif de Vuoriyarvi se situe à 28 km au sud du village de Alakurti (Karélie du Nord), sur la rive nord du lac de Vuoriyarvi. Les roches de ce massif ont été décrites pour la première fois par Stjernvall (1892) qui, avec Nyholm, entreprenaient une expédition de reconnaissance vers Kuolajarvi. Le massif de Vuoriyarvi intrude des gneiss et des migmatites des séries archéennes de Belomorsk ainsi que des séquences volcano-sédimentaires protérozoïques (Kukhareenko et al., 1965). L'encaissant direct est largement fénitisé.

Le massif à la forme générale d'une ellipse de 3.5 x 5.5 km. La structure générale est de type annulaire zonaire, elle est composée d'un cœur ultrabasique et d'un anneau externe constitué d'ijolites-melteigites. Le cœur ultrabasique est essentiellement constitué de clinopyroxénites faiblement litées qui contiennent localement des blocs ou lentilles (0.5-5m) de dunité (ou olivinite) et de péridotite. La périphérie du massif est constituée d'un anneau (de 25 à 80 mètres d'épaisseur à l'est et de 300-800 mètres au nord) de roches alcalines silicatées de la série ijolite-melteigite. De nombreuses veines de roche silicatée d'affinité alcaline recoupent les clinopyroxénites. Un stockwork subvertical de phoscorites affleure à l'est du

massif, il recoupe les clinopyroxénites. Une cinquantaine de corps à phoscorite affleurent dans la région de « Tukhta-Vara ».

De nombreuses veines de calcio- et magnésio-carbonatite recourent les divers corps de phoscorite. On retrouve également les carbonatites dans le reste du massif et dans les roches encaissantes de « Namo-Vara Hill » (à 5km à l'est du massif).

9.2. Pétrographie :

Deux grands types de roches ultrabasiques ont été observés : les dunités serpentinisées (ou olivinite) et les clinopyroxénites. Elles présentent typiquement des textures de cumulat. L'olivine est la phase cumulée des dunités, le diopside est très rare ; le liquide interstitiel a cristallisé la pérovskite et la magnétite. Les minéraux cumulés des clinopyroxénites sont le diopside, la pérovskite et la magnétite. Le liquide interstitiel a cristallisé sous forme de phlogopite et de néphéline, transformée en cancrinite. La partie externe du cœur de clinopyroxénite est enrichie en néphéline interstitielle.

Les roches alcalines silicatées sont essentiellement des ijolites. Deux sous-groupes ont été distingués : 1) les ijolites à texture grenue, interprétée comme des cumulats de diopside et de néphéline, 2) les ijolites à néphéline partiellement recristallisée : elles ont une texture de type porphyroïdique avec une matrice à grains fins. En bordure du massif, on observe des veines de mélasénite caractérisée par des grains d'aégyrine-augite (partiellement transformés en amphibole) englobés par des grands cristaux d'albite et de calcite poecilites. Khukarenko et al. (1965) interprètent ce faciès comme une fénite. La présence de grains de carbonate magmatiques dans les roches silicatées suggère une évolution par cristallisation fractionnée (Bell et Rukhlov, 2004).

Les carbonatites comportent 4 stades successifs de mise en place (Karchevski et Moutte, 2004), définis sur base de la nature des principales phases minérales. Les 3 premiers stades correspondent à des carbonatites à calcite tandis que le quatrième stade consiste en carbonatite à dolomite.

Outre la calcite (phase majeure), les carbonatites à calcite contiennent généralement un minéral silicaté (forstérite, diopside, phlogopite ...), l'apatite et la magnétite. Les carbonatites à dolomite comportent de la dolomite, des sulfures, de la baryte et des carbonates de REE mais peu de silicates. Les textures observées au sein des carbonatites à calcite et à dolomite sont fort diverses et difficilement interprétables directement en terme magmatique (cumulat ou liquide magmatique). Ces textures (formation de sous-grain, limites dentelées de grains à longueur d'onde proche de la taille des grains, faces sommitales incurvées des

minéraux accessoires prismatiques, maclage mécanique, famille de grains à extinction parallèle, etc...) montrent à l'évidence que ces roches ont, plus ou moins, largement recristallisé.

A chaque stade de mise en place, on note la présence de carbonatite et de phoscorite, contenant les mêmes minéraux non carbonatés (silicates et oxydes). La relation en termes de genèse entre ces deux lithologies reste néanmoins difficile à établir. Les structures observées au sein des phoscorites pourraient correspondre soit à des orthocumulats primaires, soit à des roches hybrides résultant de la fracturation des roches silicatées antérieures emballées dans un matériel carbonatitique. Des structures sphérolitiques observées localement (Lapin et Vartiainen, 1983) ont été interprétées comme traduisant une immiscibilité entre un liquide carbonatitique (sövite) et un liquide riche en phosphore de composition phoscoritique.

L'étude pétrographique détaillée a permis d'établir une séquence d'apparition des minéraux cumulus: olivine, clinopyroxène, pérovskite, néphéline, andradite/sphène.

9.3. Chimie minérale (majeurs et traces)

La calcite et l'apatite sont au liquidus dans les systèmes carbonatitiques. Elles se retrouvent indifféremment dans les carbonatites précoces et dans les carbonatites tardives (Hogarth et al., 1985 ; Hogarth, 1989 ; Gittins, 1989). La faible viscosité et la faible densité des magmas carbonatitiques favorisent l'accumulation des minéraux au liquidus, comme la calcite, l'apatite et les silicates magnésiens (Wolff, 1994 ; Minarik et Watson, 1995). L'évolution chimique de ces deux phases permettra de suivre l'évolution du magma carbonatitique.

Le contenu global en terres rares (ΣREE , en ppm) des carbonates est, globalement, corrélé positivement avec le rapport $(\text{La}/\text{Yb})_N$. Ces deux paramètres augmentent progressivement des carbonatites de stade 1 (612 ppm ; 49) aux carbonatites plus tardives de stade 3 (723 ppm ; 16-74). L'augmentation des teneurs en REE au cours de l'évolution est accompagnée d'une augmentation concomitante des teneurs en Mg, Ba, Mn et Pb.

Le fluor semble être un bon indicateur de différenciation magmatique pour les apatites des carbonatites : sa teneur augmente du stade 1 (hydroxy-fluorapatite) jusqu'aux stades plus tardifs (fluorapatite) ce qui traduirait une évolution du liquide magmatique vers un enrichissement en F et un enrichissement concomitant en alcalins, REE et Sr.

Les carbonatites de stade 1 contiennent divers minéraux silicatés (forstérite, diopside, phlogopite) et ont une apatite relativement riche en Si. Les teneurs en Si et en REE de l'apatite diminuent progressivement au cours de l'évolution des carbonatites de stade 1, de 2.4 %poids à

<0.1% poids et de 16000 à 2000 ppm respectivement). Cette diminution des REE peut s'expliquer de deux manières : 1) le coefficient de partage des REE entre l'apatite et le magma (et/ou le coefficient de partage global de l'assemblage fractionné) est supérieur à 1; 2) l'incorporation des terres rares dans l'apatite est fortement contrôlée par la teneur en Si du liquide magmatique. Au plus le liquide est riche en Si, au plus le coefficient de partage du Si entre l'apatite et le magma sera élevé et au plus l'apatite pourra incorporer des REE, pour maintenir l'équilibre de charges, suivant la substitution isomorphe de type britholite, $Ca^{2+} + P^{5+} \rightarrow REE^{3+} + Si^{4+}$. La cristallisation des phases silicatées dans les carbonatites les plus primitives a vraisemblablement appauvri le liquide résiduel en silicium et, de ce fait, limité la possibilité d'incorporation des REE dans l'apatite

L'apatite des carbonatites des stades 2 et 3 est pauvre en Si (< 0.1 % poids SiO_2), elle montre une évolution opposée à l'apatite riche en Si, à savoir une augmentation des teneurs en REE (cette tendance évolutive a déjà été observée par Rimskaya-Korsakova et al. 1979, dans Hogarth 1989). La teneur en REE du magma carbonatitique a pu augmenter de deux manières : 1) les terres rares seraient incompatibles dans l'apatite, comme le suggèrent les études expérimentales de Waston et Green (1981) et de Klemme et Dalpé (2003) : les coefficients de partage des REE entre apatite et magma diminuent avec la teneur en SiO_2 décroissante du magma. Au vu des valeurs extrêmement faibles en Si du liquide carbonatitique, ces coefficients de partage pourraient effectivement être inférieurs à 1 ; 2) le coefficient de partage global pour l'assemblage fractionné (apatite+calcite principalement) pourrait être inférieur à 1. La calcite a en effet des coefficients de partage pour les REE inférieures à l'unité (Bühn et al., 2001) et la proportion modale d'apatite ($\leq 10\%$) est largement inférieure à celle de la calcite (=90%).

Quelles que soient les valeurs des coefficients de partage utilisés, les teneurs en REE des liquides calculés à l'équilibre avec l'apatite sont très élevées, de 1000 ppm à 29000 ppm, et le rapport $(La/Yb)_L$ variable (16-354). Ces teneurs élevées pourraient correspondre aux « Rare Earth carbonatite pegmatites » décrites par Wall et al. (2001) à Vuoriyarvi, Kibhiny et Ozernya Varaka. Les magnésiocarbonatites pourraient théoriquement correspondre à des liquides carbonatitiques produits par fusion partielle d'un manteau lithosphérique carbonaté comme le suggère les études expérimentales (Lee et Wyllie 1997 ; Wyllie et Lee, 1998) mais la composition des magnésiocarbonatites de Vuoriyarvi est quand même significativement différente des liquides expérimentaux (pauvres en Si, alcalins, etc...). De plus, ces carbonatites à dolomite sont généralement associées aux roches tardives à ankérite et dolomite (Pilipiuk et al., 2001).

Dans un stade donné de mise en place des carbonatites, la calcite et l'apatite présentent la même évolution chimique suggérant l'existence d'un équilibre local. Nous avons utilisé les coefficients de distribution des REE entre apatite et liquide carbonatitique ainsi

qu'entre apatite et calcite pour calculer les coefficients de partage calcite-liquide carbonatitique. Il apparaît que les terres rares sont incompatible dans la calcite ($D_{cc-liq} La : 0.08-0.11$, $D_{Lu} : 0.18-0.26$) ; par ailleurs D_{Lu} est supérieur à D_{La} . La loi de distribution ainsi calculée est différente de celle proposée par Bühn et al. (2001) qui montrent un enrichissement en REE légères par rapport aux terres rares lourdes, et des valeurs de D légèrement plus basses ($Kd_{ap-cc} La : 0.05$, $Ce : 0.045$, $Lu : 0.01$).

Le mica de type phlogopite essentiellement, est présent dans la plupart des roches mais il ne présente pas d'évolution chimique simple et continue des roches ultrabasiques aux carbonatites. La phlogopite des carbonatites est généralement zonée avec une diminution des teneurs en Al et Ti et augmentation du F en bordure des grains. Ce type de zonation est interprété par Brigatti et al. (1996) comme traduisant une diminution de l'activité de l'Al dans le magma carbonatitique suite à la cristallisation de phlogopite et une augmentation de la fugacité en oxygène qui favoriserait l'incorporation de Fe^{3+} dans le site tétraédrique de la phlogopite (tétraferriphlogopite). Une amphibole sodique de type richtérite-magnésio-arfvedsonite apparaît dans les carbonatites de stade 3 ; le fractionnement de cette amphibole peut expliquer les variations en K et Na.

L'évolution du clinopyroxène est caractérisée par une augmentation progressive du contenu en Fe, Na, Sr et REE et une diminution en Mg, Ti, Ca et Al. Cette évolution est continue des dunites aux ijolites, ce qui suggère que ces roches sont génétiquement liées. Néanmoins, les clinopyroxènes des clinopyroxénites et des ijolites définissent deux tendances linéaires distinctes dans le diagramme binaire Zr-Hf. Ce comportement contrasté résulte vraisemblablement du fractionnement d'une phase relativement riche en Hf, donc à rapport Zr/Hf faible, dans les clinopyroxénites évoluées : il pourrait s'agir de l'andradite ou de la pérovskite. Le clinopyroxène des carbonatites de stade 1 est beaucoup plus magnésien que les diopsides des autres roches. La cristallisation simultanée de magnétite pompant tout le fer peut expliquer ce fait.

Les clinopyroxènes présentent deux types de profils de REE, les roches à apatite ont des clinopyroxènes à profil plat pauvre en REE tandis que celles sans apatite ont des clinopyroxènes plus riches en REE et avec enrichissement en REE intermédiaires (Sm, Nd).

9.4. Géochimie (majeurs, traces et isotopes radiogéniques Sr-Nd-Pb)

Les roches ultrabasiques ont les caractéristiques pétrographiques et géochimiques de cumulats. Le chimisme et les caractéristiques pétrographiques des ijolites par contre ne

permettent pas de déterminer s'il s'agit de cumulats ou de liquides magmatiques. La composition des roches du massif de Vuoriyarvi indique que le magma parental devait être riche en MgO, CaO et K₂O et qu'il devait aussi être hydraté et carbonaté.

Trois liquides parentaux possibles pourraient conduire à la cristallisation de la séquence de cumulats observés :

- 1) une méla-néphéline à mélilite et olivine : elle se présente sous forme d'essaims de filon sur les côtes de Turiy ;
- 2) un lamprophyre ultrabasique : on les observe sous formes de dyales à Turiy Mis et à Kandalaksha ;
- 3) le magma parental estimé par Arzamastsev (2002) à partir de l'abondance des roches : « UACC parental melt ».

L'évolution chimique au cours de la différenciation se caractérise par une diminution progressive en MgO et FeO_T des dunites jusqu'aux roches alcalines silicatées accompagnée d'une augmentation tout aussi progressive en SiO₂, Al₂O₃, Na₂O et K₂O.

Les cumulats ultrabasiques sont clairement enrichis en éléments en traces, en terres rares en particulier, par rapport aux roches ultrabasiques d'origine mantellique. Cet enrichissement peut être expliqué de trois manières :

- 1) le magma parental étant lui-même déjà enrichi en éléments incompatibles suite à un taux de fusion faible à très faible : c'est le cas des magmas alcalins en général, on sait que plus un magma alcalin est sous-saturé en silice plus il est enrichi en éléments incompatibles ;
- 2) certains éléments incompatibles peuvent être concentrés dans des minéraux généralement considérés comme accessoires mais qui peuvent être cumulés, comme la pérovskite ;
- 3) les cumulats peuvent contenir une proportion importante de liquide interstitiel riche en éléments incompatibles.

Les anomalies chimiques (Ti, Nb et Ta essentiellement) Les ijolites sont caractérisées par des anomalies négatives en Ti et positives en Nb et Ta : elles proviendraient du fractionnement de pérovskite et de sphène observés dans les clinopyroxénite et les ijolites. La clinopyroxénite la moins évoluée est susceptible de posséder la signature géochimique la plus proche de celle du magma parental : elle présente un rapport Nb/Ta (11) voisin des valeurs connues pour le manteau appauvri.

Les compositions en éléments majeurs et en trace des carbonatites à calcite suggèrent qu'il s'agit de cumulats essentiellement constitués de calcite et d'apatite avec quelques minéraux typiques (forstérite, phlogopite) en faibles proportions. En effet, les teneurs en REE calculées pour le liquide en équilibre avec l'apatite (à partir des coefficients de partage apatite/liquide carbonatitique de Klemme et Dalpé, 2003) devraient être supérieures aux teneurs de l'apatite alors que, pour toutes les carbonatites de Vuoriyarvi, les roches totales sont moins en REE que l'apatite. De plus, les carbonatites à calcite ont des compositions en éléments majeurs qui se situent dans un domaine où d'après la pétrologie expérimentale, il n'est pas permis d'avoir de liquide magmatique. Par contre, les carbonatites à dolomite sont plus proches de la composition de ces liquides, elles sont se présentent sur le terrain sous la forme de veines de ségrégation, et sont enrichies en F et en REE (présence de fluorocarbonate de REE).

Les isotopes radiogéniques Nd, Sr et Pb ont été utilisés, d'une part, pour tenter d'estimer l'âge de mise en place du massif, et d'autre part pour déterminer les liens pétrogénétiques entre les différentes lithologies et détecter les traces éventuelles de contamination crustale du magma parental.

L'ensemble des roches du massif de Vuoriyarvi a des compositions isotopiques initiales globalement homogènes ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$: 0.70298-0.70325 et $\epsilon\text{Nd}(t)$: +2.98 à 6.14 (avec une carbonatite à +10.94) ce qui suggère que toutes les roches sont cogénétiques. Elles pourraient dériver d'un seul « batch » de magma qui aurait évolué par cristallisation fractionnée sans contamination crustale notoire. La géochimie des éléments en trace des différentes lithologies n'a en effet pas montré pas d'anomalie qui pourrait résulter d'un composant crustal. Cette homogénéité isotopique singularise le massif de Vuoriyarvi par rapport aux grands massifs de la province (Kovdor, Turyi Mis, ...) dont les variations de composition isotopique témoignent d'histoire géologique complexe (plusieurs « batches » de magma, évolution en système ouvert, ...). Seule une carbonatite de la région de « Namo-Vara hill » et la mélasyérite (interprétée par Kukhareno et al. (1965) comme fénite) sont significativement différentes du point de vue isotopique.

La composition isotopique du Pb a été mesurée pour une série d'échantillons représentatifs des différents massifs de la province de Kola (Kovdor, Lovozero, Khibiny, Sebljavr et Ozernaya Varaka). Dans le diagramme $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, les échantillons définissent globalement une tendance linéaire qui correspond à un âge indicatif de 392 ± 24 Ma. Au sens statistique cependant, cette droite n'est pas une vraie isochrone secondaire car elle a un MSWD très élevé (>100) : il s'agit donc d'une « erreurchrone ». Elle peut résulter du fait que 1) les différents massifs ne sont pas strictement contemporains, les âges de mise en place des différents massifs s'échelonnent en effet entre 362 et 410 Ma ; 2) les massifs pourraient présenter de légères variations de compositions isotopiques initiales et 3) le système U-Pb de

certains échantillons a pu être perturbé par des processus tardifs. Les échantillons du seul massif de Vuoriyarvi définissent également une erreurchrone dont l'âge indicatif est proche de 370 Ma.

A l'échelle de l'ensemble de la province alcaline dévonienne de Kola, les compositions isotopiques initiales Sr-Nd suggèrent que la (les) région(s)-source(s) dont dérive(nt) le (les) magma(s) parental(aux) des différents massifs est un manteau supérieur de type lithosphérique légèrement appauvri et hétérogène. Les compositions isotopiques convergent néanmoins vers un pôle de type FOZO, HIMU ou PREMA. Les légères variations de composition isotopique observée d'un massif à l'autre peuvent s'expliquer soit par des hétérogénéités géochimiques du manteau soit par des mélanges en proportions variables des deux ou plusieurs différents réservoirs mantelliques (Downes et al., 2005). L'enrichissement notable en éléments en traces et la localisation de la plupart des massifs dans le quadrant « appauvri » ($\epsilon_{Nd} > 0$) du diagramme Nd-Sr suggèrent que ce manteau aurait subi un épisode d'enrichissement peu de temps avant la fusion, suite à un métasomatisme durant le Protérozoïque tardif ou le Paléozoïque précoce (Artemieva, 2003). Les différents types de liquides magmatiques observés dans la province de Kola (mélilitite, mélanéphéline, lamprophyre ultramafique, kimberlite) se sont mis en place au cours de la courte période 380-360 Ma ; ils proviendraient du mélange complexe, en proportions variables, entre une source légèrement appauvrie de type HIMU ou FOZO ou PREMA et une (ou des) source(s) enrichie(s), comme les réservoirs mantelliques EMI et EMII ou la croûte inférieure. Le massif de Vuoriyarvi se localise à proximité du réservoir HIMU dans tous les diagrammes isotopiques ; quelques échantillons semblent néanmoins avoir été légèrement contaminé par du matériel de la croûte inférieure. Le processus à l'origine de la fusion pourrait correspondre :

- soit à une plume mantellique (Synthèse de Bell et Rukhlov, 2004), même si les données isotopiques de l'He (Tolstkhin et al., 1999; 2002) montrent que la proportion de matériel du manteau profond ne dépasse pas 2% ;
- soit à une décompression adiabatique lors d'événements isostasiques (déglaciation, érosion importante par exemple).

Chapitre 10 :

**Le massif pluto-volcanique à carbonatites de Tajno (N.E.
Pologne)**

10. Le massif pluto-volcanique à carbonatites de Tajno (N.E. Pologne)

10.1. Introduction

Le massif de Tajno a été découvert dans la région de Suwalki (NE Pologne) lors d'une prospection gravimétrique dans les années 1950. Une campagne de forages profonds (12 forages atteignant 1300m) a permis de carotter les principaux faciès, sous une couverture de sédiments méso-cénozoïques de plus de 600 m d'épaisseur.

Le massif de Tajno ($\approx 5\text{km}^2$) et les massifs voisins de Elk (400km^2) et de Pisz intrudent les granites, gneiss et migmatites protérozoïques de l'unité mazovienne qui font partie du bloc fennoscandien du craton Est-Européen (Figure 10.1.). Une étude pétrographique et géochimique préliminaire a été entreprise au Polish Geological Institute (P.G.I.) par W. Ryka et collaborateurs. Les résultats ont été publiés sous la forme d'une monographie du P.G.I. (Éditeur W. Ryka, 1992).

Le massif de Tajno apparaît comme un complexe magmatique polyphasé (Figure 10.2.) comprenant une suite de roches plutoniques et des filons volcaniques. Parmi les roches plutoniques, on retrouve la trilogie classique observée dans les massifs de la péninsule de Kola :

- les roches ultrabasiqes
- des roches silicatées alcalines
- des carbonatites

Les filons volcaniques sont de nature variée : trachyte, phonolite, néphéline, etc...

Le massif de Tajno n'a pas été daté par les méthodes géochronologiques, mais l'intrusion voisine de syénite agpaïtique à néphéline d'Elk a été datée à 355 ± 4 Ma (Blusztajn, 1994) par isochrone Rb-Sr sur roches totales. Les relations de terrain suggèrent que ces deux massifs sont contemporains. Il est intéressant de noter que le massif d'Elk apparaît ainsi contemporain des massifs de la péninsule de Kola. La plateforme Est-Européenne a connu une importante phase de rifting au cours du Dévonien tardif (Wilson et Lyashkevich, 1996 ; Figure 10.3.)

Ce chapitre comprend 3 sections principales, les deux premières reprenant un article de synthèse et un « extended abstract » présentés, sur invitation, lors du « 12th Meeting of the Petrology Group of the Mineralogical Society of Poland » (Stary Folwark, octobre 2005) :

- 1) description pétrographique générale du massif et l'interprétation préliminaire des données géochimiques et isotopiques ;
- 2) une étude géochimique in-situ par ablation laser (éléments en trace) des carbonates de petites veines tardives de carbonatite ;
- 3) la datation U-Pb in-situ (par microsonde ionique) de zircons extraits d'une albitite et, l'interprétation préliminaire des données isotopiques Sr-Nd et Pb.

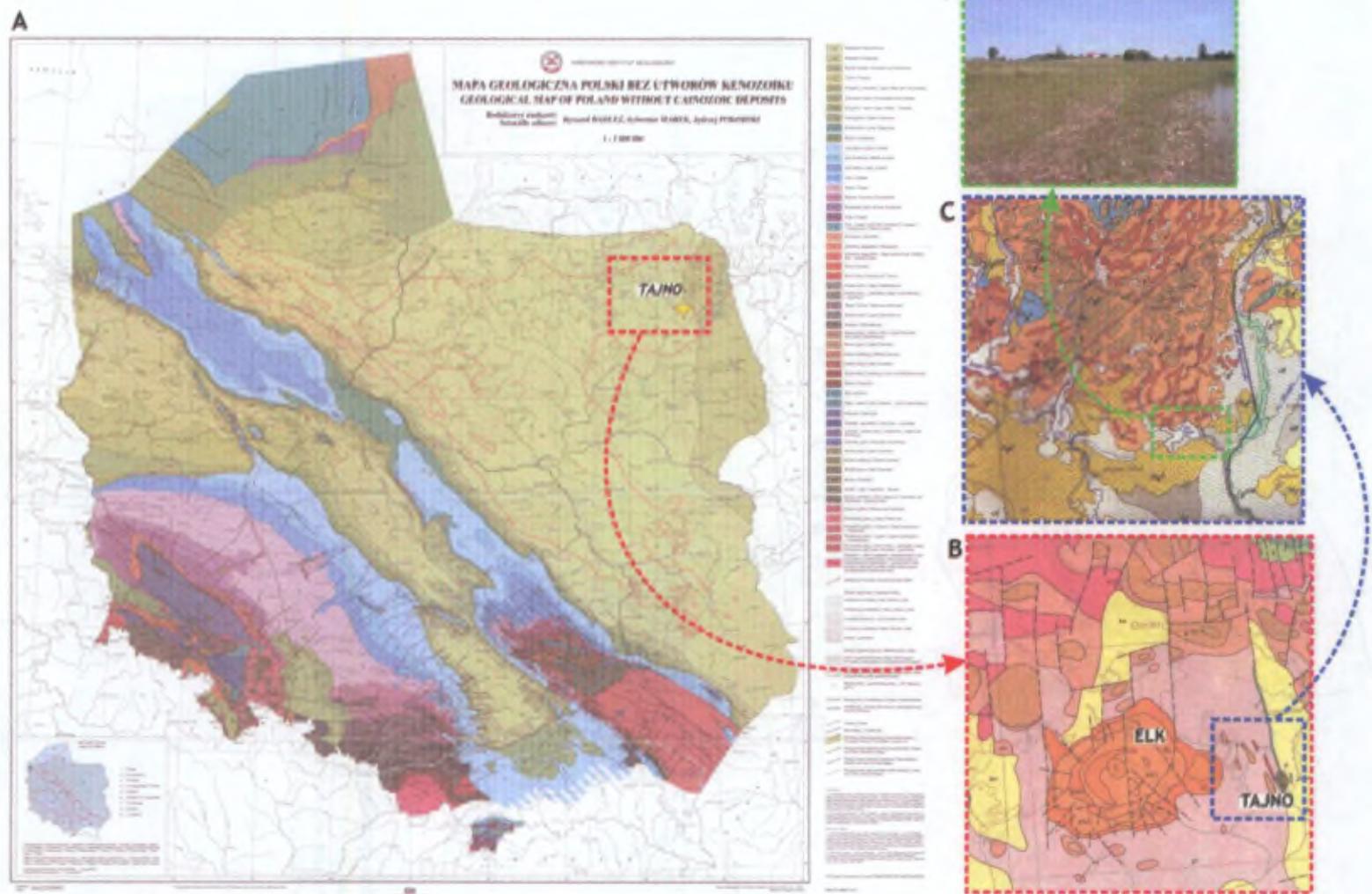


Figure 10.1. : Cartes de localisation du massif de Tajno, A) Carte géologique simplifiée de la Pologne (Dadlez et al., 2000; 1:1000000); B) Schéma géologique du craton Est-Européen dans la région d'ELK (de Karaczun et al., 1982; 1:500000); C) Zone montrant le lac de Tajno et son environnement géologique de surface (de Rotkowska, 1975; 1:200000); D. Photographie des environs du lac de Tajno où ont été réalisés plusieurs sondages.

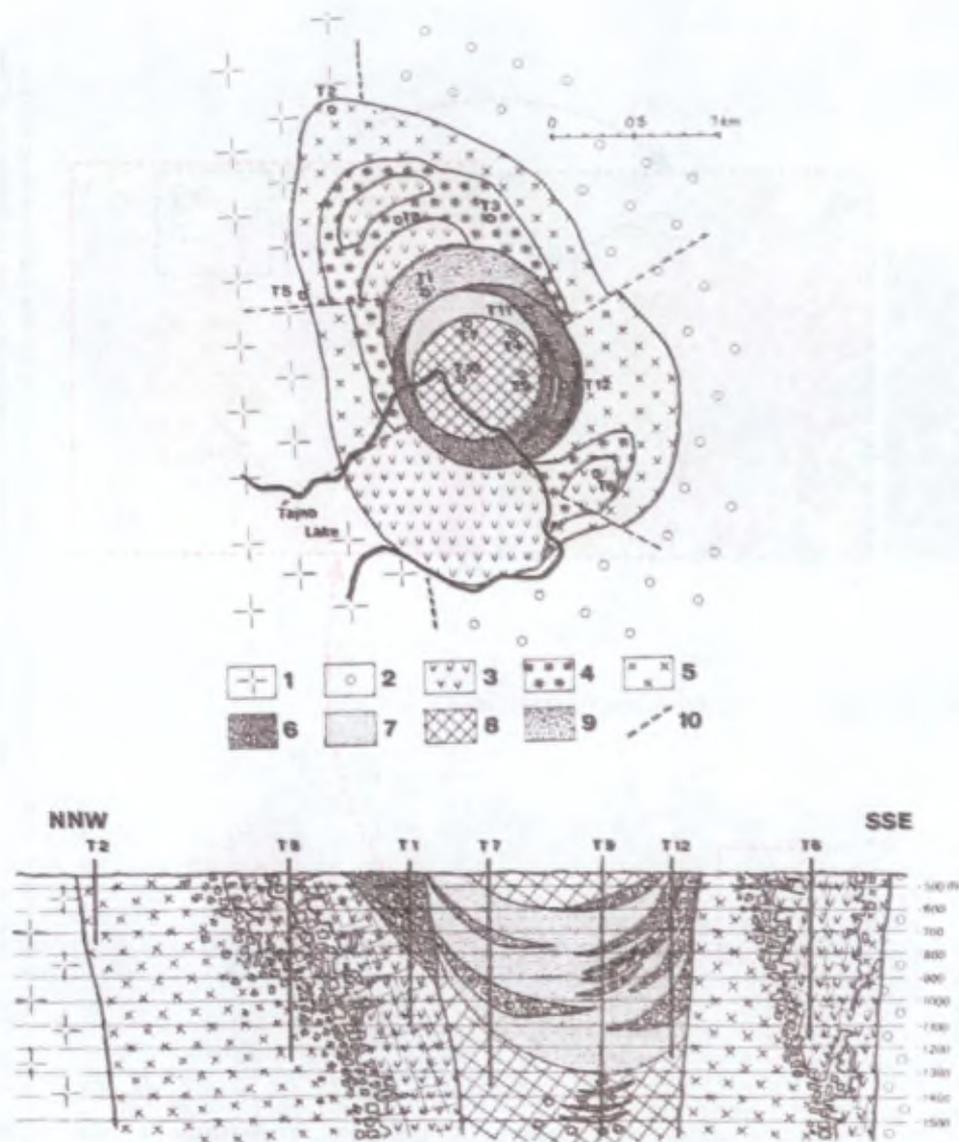


Figure 10.2. Carte géologique interprétative du massif de Tajno à une profondeur de 500 m (Ryka, 1992) ; B. Coupe géologique du massif (Ryka, 1992). 1. Complexe Mazovien, 2. Complexe de Biebzra, 3. Ijolite, 4. Roches intrusives bréchiques et métasomatisées, 5. Syénite, 6. "Volcanic chimney scree", 7. Tuffs, 8. Brèches de cheminée, 9. Roches du cône volcanique, 10. Failles, T1-T12: sondages.

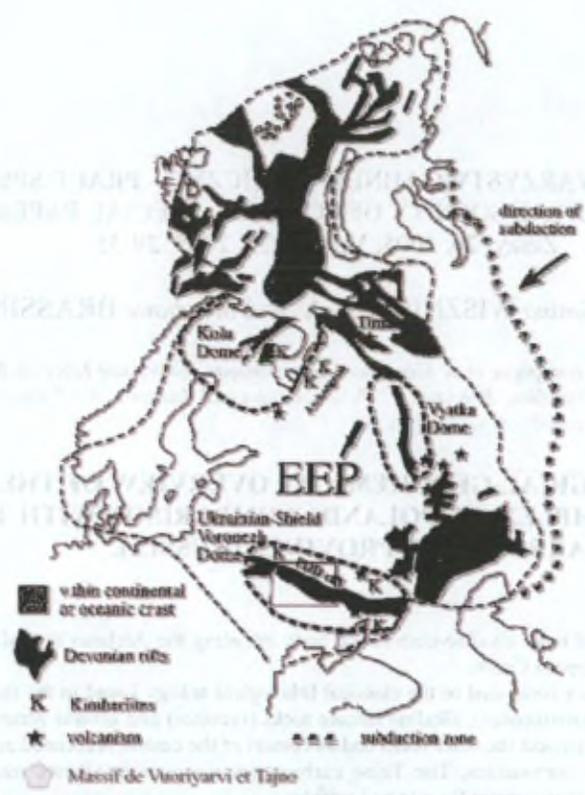


Figure 10.3. Localisation des principales zones de rifting et du volcanisme associé sur la plate-forme Est-Européenne (EEP) au cours du Dévonien tardif. Le rectangle indique la zone du rift de Pripjat-Dnieper-Donets (d'après Nikishin et al., 1996, dans Wilson et Lyashkevich (1996)).

The Taino massif was discovered in the 1950s in the vicinity of the village of Taino, in the north-western part of the East European Platform. It was first described by the geologist M. A. Kozlov in 1954. The Taino massif is a large igneous complex, the Taino massif, which is the largest of the Devonian igneous complexes in the East European Platform. It is located in the north-western part of the East European Platform, in the vicinity of the village of Taino, in the north-western part of the East European Platform. The Taino massif is a large igneous complex, the Taino massif, which is the largest of the Devonian igneous complexes in the East European Platform. It is located in the north-western part of the East European Platform, in the vicinity of the village of Taino, in the north-western part of the East European Platform.

Together with the much bigger (400 km²) Taino massif, the Taino massif is a large igneous complex, the Taino massif, which is the largest of the Devonian igneous complexes in the East European Platform. It is located in the north-western part of the East European Platform, in the vicinity of the village of Taino, in the north-western part of the East European Platform. The Taino massif is a large igneous complex, the Taino massif, which is the largest of the Devonian igneous complexes in the East European Platform. It is located in the north-western part of the East European Platform, in the vicinity of the village of Taino, in the north-western part of the East European Platform.

The Taino massif has not yet been properly described. It is a large igneous complex, the Taino massif, which is the largest of the Devonian igneous complexes in the East European Platform. It is located in the north-western part of the East European Platform, in the vicinity of the village of Taino, in the north-western part of the East European Platform. The Taino massif is a large igneous complex, the Taino massif, which is the largest of the Devonian igneous complexes in the East European Platform. It is located in the north-western part of the East European Platform, in the vicinity of the village of Taino, in the north-western part of the East European Platform.

POLSKIE TOWARZYSTWO MINERALOGICZNE – PRACE SPECJALNE
 MINERALOGICAL SOCIETY OF POLAND – SPECIAL PAPERS

Zeszyt 26, 2005; Volume 26, 2005, 29-35

Daniel DEMAIFFE¹, Janina WISZNIEWSKA² and Stéphane BRASSINNES^{1*}

¹Laboratoire de Géochimie isotopique et de Géodynamique chimique, Université Libre de Bruxelles CP 160/02, 50 Avenue F. Roosevelt, 1050 Bruxelles, Belgique; ² Polish Geological Institute 4., Rakowiecka street, 00-975 Warszawa, Poland; * FRIA grant; email ddemaijf@ulb.ac.be

A PETROLOGICAL-GEOCHEMICAL OVERVIEW OF THE TAJNO
 CARBONATITE COMPLEX (NE POLAND). COMPARISON WITH THE KOLA
 CARBONATITE PROVINCE (RUSSIA).

Abstract: The Tajno massif is an alkaline-carbonatite body intruding the Archean crystalline basement of NE Poland that belongs to the East European Craton.

It is a pluto-volcanic complex composed of the classical lithological trilogy found in the famous Kola province: ultramafic cumulates (mainly clinopyroxenites), alkaline silicate rocks (syenites) and several generations of carbonatite occurring as thin (<1m) veins that crosscut the other rocks and as cement of the central brecciated zone of the body.

By contrast with the Kola carbonatites, The Tajno carbonatites are poor in silicate minerals (except alkali feldspar) and in Nb-rich phases but they contain fluorite and sulfides.

The paper reviews the main geochemical characteristics of the Tajno rocks and compare them to their equivalents in the Kola massifs.

Keywords: Tajno, massif, carbonatites, clinopyroxenites, Kola Peninsula, geochemistry.

INTRODUCTION

The Tajno massif was discovered in the 50's by gravity method. It was drilled during the 60's and the 80's through the 600 m thick, Mesozoic to Cenozoic sedimentary cover. Twelve boreholes, down to about 1300 m, allow delineating the approximate extent of the massif that covers about 5 km². A monograph with petrographical description and preliminary geochemical data has been published by the Polish Geological Institute and edited by Ryka (1992a). Since that time, The Tajno massif has not been extensively studied.

Together with the much bigger (400 km²) Elk syenite intrusion and Pisz gabbrosyenite complex, the Tajno massif intruded the Proterozoic granites and migmatites of the Mazovian unit, south of the Mazury anorogenic magmatic complex of N.E. Poland (Dörr et al, 2002) that comprises the Suwalki anorthosite massif and related rocks (Wisziwska, 2002). The crystalline basement of NE Poland belongs to the East European Craton and more particularly to the Fennoscandian block (Figure 1).

The Tajno massif has not yet been properly dated: field relations and preliminary K-Ar age estimates suggest a Paleozoic age. A Rb-Sr whole rock isochron of the Elk syenite intrusion points to an age of 355±4 Ma (Blusztajn, 1994). If these ages are confirmed (work in progress), the Tajno and Elk massifs could be contemporaneous with the large Kola Alkaline and Carbonatite Province (KACP) of NW Russia and Karelia that was emplaced during a narrow time interval, 360-380 Ma (Kramm and Kogarko, 1994).

The famous KACP consists of more than 20 ultramafic, alkaline and carbonatite complexes, including the well-known agpaitic nepheline syenite complexes of Khibiny and

and Lovozero. Kukhareno et al (1965) and Kogarko et al (1995) provide an overview of the field relations and petrographical description of the various Kola intrusions. Downes et al (2005) review the petrogenetic processes of the Kola magmatism.

THE TAJNO COMPLEX: FIELD RELATIONS AND PETROGRAPHY

Field relations are difficult to assess as the Tajno complex is only known from boreholes. Twelve boreholes have crosscut various magmatic lithologies down to a maximum depth of

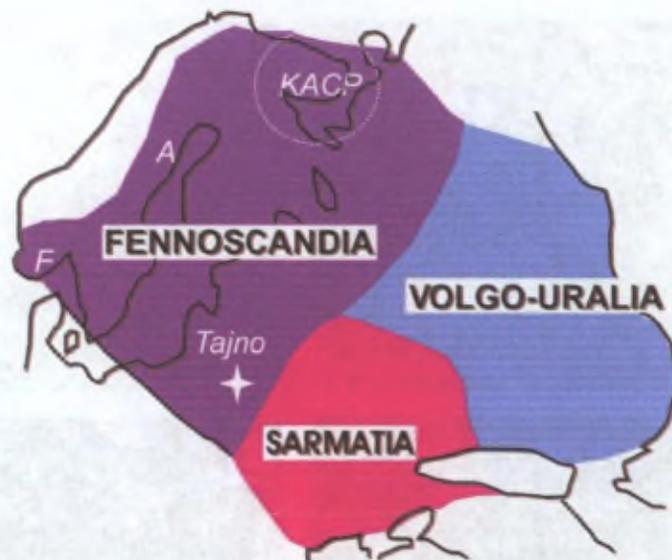


Fig. 1. Schematic map of the 3 blocks (Fennoscandia, Sarmatia and Volgo-Uralia) that form the East European Craton. Localisation of the Tajno massif in NE Poland and of other carbonatite occurrences (KACP: Kola Alkaline Carbonatite Province; A: Alnö massif; F: Fen massif) (adapted from Gee and Zeyen, 1996).

about 1300 m. It appears that the Tajno complex is a multiphase igneous body comprising both plutonic and volcanic rocks. The plutonic rocks are essentially clinopyroxenites and alkaline silicate rocks, mainly syenites. The central part of the intrusion consists of a diatreme breccia pipe (800 m in diameter) with pyroclastic material.

Subvolcanic rocks occur as dykes crosscutting the plutonic rocks ; Krystkiewicz and Krzeminski (1992) described 3 series of rocks: ultrabasic foidites or nephelinites, phonolites-tephrites and tinguaites.

According to Dziedzic and Ryka (1983) and Ryka (1992b), carbonatites occur either as thin (<10 cm; exceptionally up to 1 m) veins crosscutting the plutonic rocks or as cement of the central breccia

Clinopyroxenites (Figure 2.A.) are essentially medium-grained cumulates of diopside + magnetite + titanite ± apatite with interstitial phlogopite, amphibole and alkali feldspar. Two kinds of clinopyroxene have been recognised in most pyroxenites: 1) large (>3 mm) zoned, inclusion-rich crystals (core: Mg# 0.86 to 0.75) that locally form clasts embedded in a finer-grained matrix and 2) elongated prismatic, unzoned and inclusion-

free, crystals (Mg#: 0.78-0.61). Variations of grain size and of deformation texture (cataclasis) are observed from sample to sample.

Syenites are also quite variable. Two end-members are tentatively identified. 1) Syenites-melasyenites with miaskitic texture: they contain colorless, tabular and slightly zoned clinopyroxene (Mg#: 0.76-0.63 in the core; low Na₂O content: 0.75-1.22 %poids), titanite and apatite embedded in large poikilitic, perthitic alkali feldspar. In our view, these syenites could be associated to the clinopyroxenites and represent a slightly more evolved stage with a higher proportion of interstitial liquid. 2) Nepheline syenites (Figure 2.B.) are less common: they show typical agpaitic texture with large, twinned, microperthitic alkali feldspar laths and strongly zoned clinopyroxene with colorless augite core (Mg#: 0.76) and dark-green aegirine-augite to aegirine rim (Mg#: down to 0.23 and high Na₂O content, up to 4.35 %poids). They contain lamprophyllite, a typical mineral of the agpaitic nepheline syenite of the Lovozero intrusion.

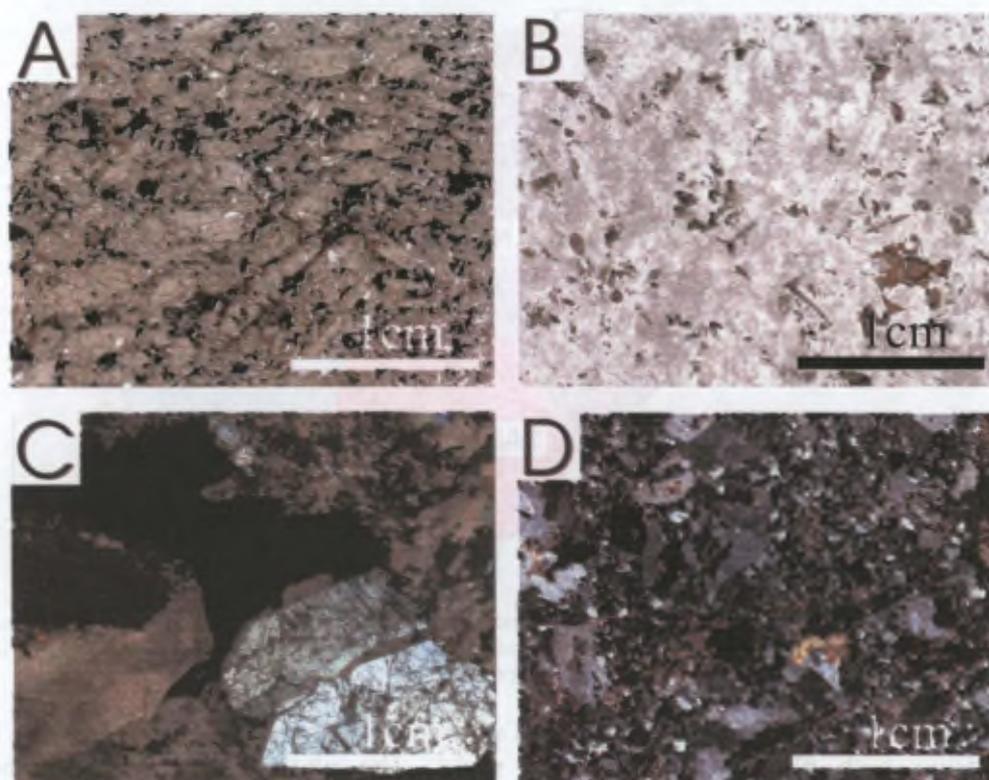


Fig. 2. Microphotographs of the main lithological units of the Tajno massif. A. Clinopyroxenite (sample 6-614.5 ; natural light); B. Agpaitic nepheline syenite (sample 8-1254.6 ; natural light); C. Carbonatite with subhedral alkali feldspar (sample 7-1128.6 ; crossed-nicols) and D. Albitite (sample 10-1091 ; crossed-nicols).

Three stages of carbonatite emplacement were recognised by Ryka (1992b): 1) the early stage carbonatites have been only found as fragments in the central breccia; 2) the second stage carbonatites form the main stage (Figure 2.C.); they occur as veins and as cement in the breccia; 3) the late-stage carbonatites could be related to late hydrothermal activity.

Grain size variations have been observed from borehole to borehole; most carbonatites are fine-grained (mm) but coarse varieties (calcite grains ≥ 1 cm) have been found locally. Textures are variable as well: some carbonatites are granular, others display a porphyroclastic texture; others have a comb texture with elongated calcite grains (Katz and Keller, 1981).

More than 70 minerals have been identified by Ryka (1992b). Calcite is the main mineral phase, hence the rocks are mainly calcicarbonatites (ferrocarbonatites and silicarbonatites are uncommon). Calcite is often Sr-rich and locally displays strontianite inclusions or blebs. Other carbonates (dolomite, ankerite, burbankite and/or REE-bearing fluorocarbonates) have been identified.

Ryka (1992b) suggested that fluorite is the second major mineral phase in the carbonatites, with modal abundance generally < 10 vol%, but as high as 50% in some samples. In fact, fluorite is generally absent in the bulk carbonatites, it mainly occurs as cement in the central breccia. As fluorite is absent in the Kola carbonatites, the Tajno carbonatites resemble the Okorusu fluorite-bearing carbonatites of Namibia (Bühn et al, 2002) in which fluorite ores are associated to the fenitized zones.

Apatite is ubiquitous in Tajno carbonatites, but not very abundant (average: 0.4 vol%). Magnetite is present; sulfides (pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite, sphalerite) are abundant; late-stage sulfates (barite, celestine, ...) have been found.

Large (up to 1 cm) euhedral twinned alkali feldspar is the main silicate mineral, phlogopite and aegirine have been found in some samples. Nb-rich minerals (i.e. perovskite, pyrochlore) are virtually absent in the Tajno carbonatites, except in one sample. By contrast with the Kola carbonatites, phoscorites are absent in Tajno.

Carbonate-bearing albitites (Figure 2.D.) have been recognised; they contain euhedral (50-200 μm) zircons closely associated to the calcite and dolomite grains.

Most subvolcanic rocks are deeply retrogressed and altered. Relics of porphyritic texture can still be recognised locally.

GEOCHEMISTRY

Major and trace elements have been obtained for 25 whole rocks (13 carbonatites, 5 clinopyroxenites, 3 syenites, 2 albitites and 2 volcanites).

The clinopyroxenites have rather low SiO_2 -content (35-52 %poids) but quite high CaO (13.9 to 18 %poids), $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ (8.6 to 21 %poids), TiO_2 (4.5 to 7 %poids) and P_2O_5 (0.6-1.6 %poids) contents. K_2O and CO_2 contents are also quite variable, 0.3 to 3 %poids and 0.3 to 1.6 %poids respectively. The REE patterns (Figure 3.A.) are strictly parallel with LREE enrichment (La/Yb_N : 21-30 and no Eu anomaly). The bulk REE content varies largely with La_N ~100 up to 700. These geochemical variations can be directly related to the degree of differentiation and to variation of modal proportions of the main cumulus phases (diopside, titanite, magnetite, apatite) on one hand and of the amount of trapped interstitial liquid on the other hand. It is indeed interesting to observe that the rocks with low REE content also have generally low LILE content (Rb, Sr, Zr, U, Th, Nb) and clinopyroxene with rather high Mg# (0.78-0.82).

The syenites-melasyenites are SiO_2 -poor rocks (45-47 %poids) with low Mg# (0.25) and significantly lower CaO (8-9 %poids), $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ (11-13 %poids) and TiO_2 (3.4-3.9 %poids) contents than the clinopyroxenites. They are enriched in alkalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$: 7.5 to 9 %poids). The agpaite nepheline syenites have still more evolved compositions with $\text{SiO}_2=55$ %poids, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ up to 14.5 %poids and very low Mg# (0.16).

The syenites-melasyenites have linearly decreasing REE patterns, from L- to HREE. These patterns are very similar to those of the clinopyroxenites; the REE content falls in the upper part of the clinopyroxenite range of values (Figure 3.A.). By contrast, the

agpaitic nepheline syenites have significantly lower REE content than the syenites-melasyenites, with a slightly convex upwards normalised pattern (Figure 3.A.). This could suggest that a REE-enriched mineral fractionated at that stage: titanite is suitable as it is a cumulate phase in the clinopyroxenites and is highly enriched in LREE with $Ce_N > La_N$ (cf recent work on titanite from Alnö alkaline intrusion; Hode Vuorinen and Hälenius, in press).

All the analysed carbonatites are calcicarbonatites; the Ca/Ca+Mg ratio is always higher than 0.98. The iron content can be quite high (up to 6 %poids) in relation with the high pyrrhotite modal contents. The silica content is variable but always rather low (0.5 to 8 %poids SiO_2). The common presence of euhedral to subhedral alkali feldspar explains the K_2O (up to 1.7 %poids) and Al_2O_3 (up to 2.5 %poids) contents. Despite their major element chemical variations, the carbonatites have very similar REE distribution patterns (Figure 3.A.) with La_N in the narrow range 1870 to 2650 (one sample at 5000); $(La/Yb)_N$: 60 to 220 and no Eu or Ce anomalies. As most Kola carbonatites, the Tajno carbonatites have globally lower

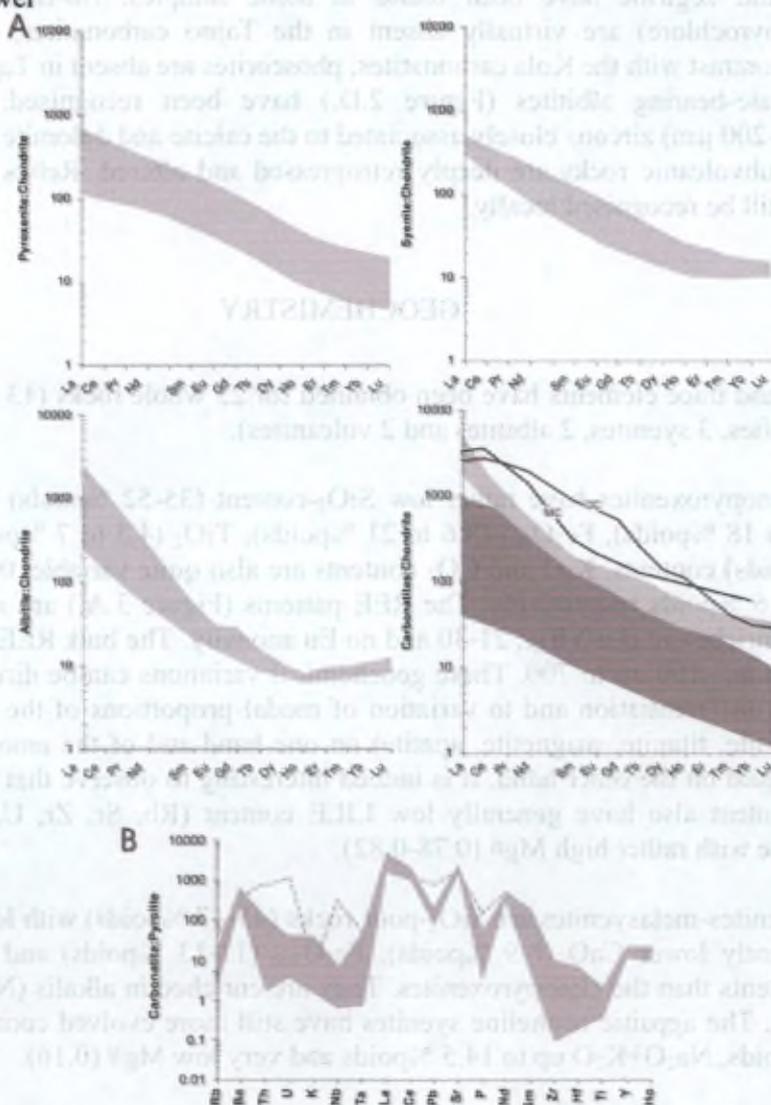


Fig. 3. A. REE chondrite normalised diagrams for clinopyroxenites (n=5), syenites (n=3), albitites (n=2) and carbonatites (n=13); B. Spidergram for carbonatites normalised to the pyrolite. Normalisation values from McDonough and Sun (1995). MC and CC: average magnesiocarbonatite and calcicarbonatite (Woolley and Kempe, 1989).

REE contents than the average calciocarbonatites and magnesiocarbonatites (Woolley and Kempe, 1989). In Tajno, Ryka (1992b) has observed REE-rich carbonatites with total RE₂O₃ in the range 2 to 9 %poids. We do not analyse these REE-bearing carbonatites. In multielement diagrams (Figure 3.B.), the carbonatites also appear quite homogeneous with high enrichment factors (500 to 5000 x pyrolite values) for Ba, Sr, LREE, and moderate to low enrichments (2 to 50x pyrolite) for K, Rb and HFS elements (U, Th, Zr, Hf, Nb and Ta). The Tajno carbonatites are very unusual by their low Nb(Ta) content: only one sample is strongly enriched in Nb-Ta (and U-Th-Pb).

Two volcanic rocks of the trachyte-phonolite family have been analysed, their REE patterns are intermediate between those of the clinopyroxenites and the carbonatites: they presumably represent liquid that were in equilibrium with the various cumulates (clinopyroxenites, syenites).

Few preliminary Sr and Nd isotopic data for carbonatite have been obtained, the initial ratios were recalculated assuming an age of 360Ma (similar to the Kola Province). The initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio (~0.7037) and ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (0.51220-0.51234), corresponding to εNd_{360Ma} of +0.69 to +3.45 suggest a slightly depleted time-integrated mantle source, comparable to the source of the Kola magma (i.e. Verhulst et al, 2000 for the Kovdor massif and Downes et al, in press for the isotopic data on KACP).

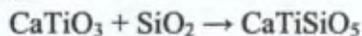
DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The Tajno intrusion is a differentiated pluto-volcanic complex that associated typical cumulates (clinopyroxenites and syenites) with several generations of carbonatite and of subvolcanic rocks. In that respect, the Tajno massif is comparable to the famous ultramafic, alkaline and carbonatite complexes of the Kola province.

Nevertheless, the Tajno rocks have some mineralogical and geochemical peculiarities when compared to their Kola equivalents:

1) foids are much less abundant in Tajno. In the carbonatites, foids are completely absent while alkali feldspar is common. Typical agpaite nepheline syenites are rare in Tajno.

2) Perovskite is absent in Tajno rocks while titanite appears as a cumulus phase in the clinopyroxenites. These observations point to a higher silica activity in the Tajno magma. The perovskite CaTiO₃ was probably not stable and react with silica to form titanite:



3) The Tajno carbonatites do not contain the typical accessory minerals (pyrochlore, perovskite, zirconolite, baddeleyite, ...) that are classically found in other carbonatites. This explains the low average Nb content of the Tajno carbonatites. By contrast, fluorite (and sulfides) is abundant as cement of the carbonatite breccia.

If the late Paleozoic age of Tajno massif (and nearby Elk syenite intrusion) is confirmed, Tajno massif would belong to the Kola-Karelia carbonatite province and would extent this province to the whole Fennoscandia block of the East European craton.

Acknowledgements: The collaboration between PGI and ULB started thanks to a bilateral cooperation project funded by the CGRI (Belgium and Poland).

REFERENCES

- BUHN, B., RANKIN, A.H., SCHNEIDER, J. AND DULSKI J., 2002. The nature of orthomagmatic, carbonatitic fluids precipitating REE,Sr-rich fluorite: fluid-inclusion evidence from the Okorusu fluorite deposit, Namibia. *Chemical Geology*, 186, 75-98.
- BLUSZTAYN, J., 1994. The Elk syenite intrusion: Rb-Sr and fission track dating, thermal history and tectonic implications. In Ryka, W. (Ed): *Geology of the Elk syenite massif (NE Poland)*, Polish. Geol. Inst., Warszawa, 73-79.
- DORR, W., BELKA Z., MARHEINE D., SCHASTOK J., VALVERDE-VAQUERO P. AND WISZNEWSKA J., 2002. U-Pb and Ar-Ar geochronology of anorogenic granite magmatism of the Mazury complex, NE Poland. *Precambrian Research*, 119, 101-120.
- DOWNES, H., BALAGANSKAYA, E., BEARD, A., LIFEROVICH, R., AND DEMAIFFE, D. Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatite magmatism in the Kola Alkaline Province: A review., *Lithos* (in press)
- DZIEDZIC, A. AND RYKA W., 1983. Carbonatites in the Tajno intrusions (NE Poland). *Archiw. Mineralog.*, 38, 2, 4-33.
- GEE, D.G. AND ZEYEN, H.J. (Ed). *EUROPROBE 1996 – Lithosphere dynamics: Origin and evolution of continents*. Published by the Europrobe Secretariate, Uppsala University, 138pp.
- HODE VUORINEN, J., AND HALENIUS, U. Nb-, Zr- and LREE-rich titanite from the Alnö alkaline complex: Crystal chemistry and its importance as a petrogenetic indicator, *Lithos*, (in press).
- KATZ, K. AND KELLER, J., 1981. Comb-layering in carbonatite dykes. *Nature*, 294, 350-352.
- KOGARKO, L.N., KONONOVA, V.A., ORLOVA, M.P., WOOLLEY, A.R., 1995. *Alkaline Rocks and Carbonatites of the World: Part 2. Former USSR*. Chapman and Hall, London, 225 pp.
- KRAMM, U., AND KOGARKO, L., 1994. Nd and Sr isotope signatures of the Khibiny and Lovozero agpaitic centres, Kola Alkaline Province, Russia. *Lithos* 32, 225-242.
- KRYSTKIEWICZ, E., KRESEMINSKY L., 1992. Petrology of the alkaline-ultrabasic Tajno massif. In Ryka, W. (Ed): "Geology of the Tajno massif (Northeastern Poland)", Polish. Geol. Inst., Warszawa, 19-35.
- KUBICKI, S., 1992. An outline of geological structure of the Tajno massif. In Ryka, W. (Ed) : *Geology of the Tajno massif (Northeastern Poland)*, Polish. Geol. Inst., Warszawa, 7-13.
- KUKHARENKO, A.A., ORLOVA, M.P., BOULAKH, A.G., BAGDASAROV, E.A., RIMSKAYA-KORSAKOVA, O.M., NEFEDOV, E.I., ILINSKIYI, G.A., SERGEEV, A.S. AND ABAKUMOVA, N.B., 1965. The Caledonian complex of ultrabasic alkaline rocks of the Kola Peninsula and North Karelia. *Nedra : Moscow*, 772p. (in Russian)
- McDOUNOUGH, W.F., SUN, S.S., 1995. The composition of the earth. *Chemical geology*,120, 223-253.
- RYKA, W. Ed, 1992a. *Geology of the Tajno massif (Northeastern Poland)*, Warszawa, 90pp.
- RYKA, W., 1992b. *Geology of carbonatites*. In Ryka W. (Ed) : *Geology of the Tajno massif (Northeastern Poland)*, Polish. Geol. Inst., Warszawa, 43-77.
- WISZNEWSKA J., 2002. Age and the genesis of Fe-Ti-V ores and related rocks in the Suwalki anorthosite massif (NE Poland), *Biuletyn, Panstwowego Instytutu Geologicznego*, 401, 96pp.
- WOOLLEY, A.R., KEMPE, D.R.C.,1989. Carbonatites : Nomenclature, average chemical compositions, and element distribution. In Bell, K. (Ed) : *Carbonatites : genesis and evolution*. Unwin Hyman : London, 1-14.

POLSKIE TOWARZYSTWO MINERALOGICZNE – PRACE SPECJALNE
 MINERALOGICAL SOCIETY OF POLAND – SPECIAL PAPERS

Zeszyt 26, 2005; Volume 26, 2005, 25-28

Stéphane BRASSINNES^{1*}, Janina WISZNIEWSKA² and Daniel DEMAIFFE¹

¹Laboratoire de Géochimie isotopique et de Géodynamique chimique, Université Libre de Bruxelles CP 160/02, 50 Avenue F. Roosevelt, 1050 Bruxelles, Belgique; ² Polish Geological Institute, 4, Rakowiecka street, 00-975 Warszawa, Poland; * FRIA grant; email ddemaijf@ulb.ac.be

A LA-ICP-MS STUDY OF CARBONATES FROM LATE-STAGE CARBONATITE VEINS IN THE TAJNO MASSIF (POLAND).

Abstract: The Tajno massif is a pluto-volcanic complex intruding the Archean basement of NE Poland in the Suwalki area. It is made of ultrabasic, alkaline and carbonatite rocks. Three stages of carbonatite have been recognised. This study focuses on two thin late-stage carbonatite veins. The first vein is made of calcite, ankerite, Ba- and Ce-rich carbonate, sphalerite and natrolite while the second vein is made of ferroan dolomite to ankerite, calcite and quartz. REE distribution in the various carbonates have been measured by LA-ICP-MS and are discussed.

Keywords: Tajno, carbonatites, LA-ICP-MS, geochemistry, mineralogy.

INTRODUCTION

The Tajno massif is a pluto-volcanic body emplaced in Archean rocks of the Suwalki region. It belongs to the Fennoscandia block of the East European Craton. The Tajno massif is only known from boreholes; the whole massif is covered by a thick (~600m), Mesozoic to Cenozoic, sedimentary cover. The emplacement age of the massif is not well known but it is assumed to be contemporaneous with the nearby Elk nepheline syenite complex, dated at 355±4 Ma (Blusztajn, 1994). The Tajno massif consists of ultramafic rocks, alkaline silicate rocks and carbonatites. The carbonatite material occurs as veins (from cm to m thick) cross-cutting the whole massif and as cement in the central breccia. Three stages of carbonatite emplacement have been recognised by Ryka (1992).

PETROGRAPHY AND STRUCTURE OF LATE-STAGE CARBONATITE VEINLETS

The investigated samples were collected from boreholes 6 and 7 at depth of 992.7m and 1173.8m respectively. They consist of small veins of carbonate associated to silicates (zeolite or quartz; Fig. 1.).

The thin vein from sample 6-992.7 crosscuts an apatite- and titanite-rich clinopyroxenite; the contact is sharp and there is no trace of metasomatism between the two lithologies. The vein consists of Fe-rich carbonate, ferroan dolomite to ankerite (several hundreds of µm) with interstitial xenomorphic calcite and quartz.

The vein from sample 7-1173.8 crosscuts a carbonatite with polygonal texture. The centre of the vein is made of natrolite, while calcite, ankerite and sphalerite euhedral grains (several hundred of µm for the carbonates and tens of µm up to 100 µm for the sphalerite) occur at the border of the vein.

The modal compositions of these veins are similar to the late-stage carbonatites from Kola Peninsula (i.e. Namo-Vara Hill in the vicinity of Vuoriyarvi massif; Kukharencov et al., 1965).

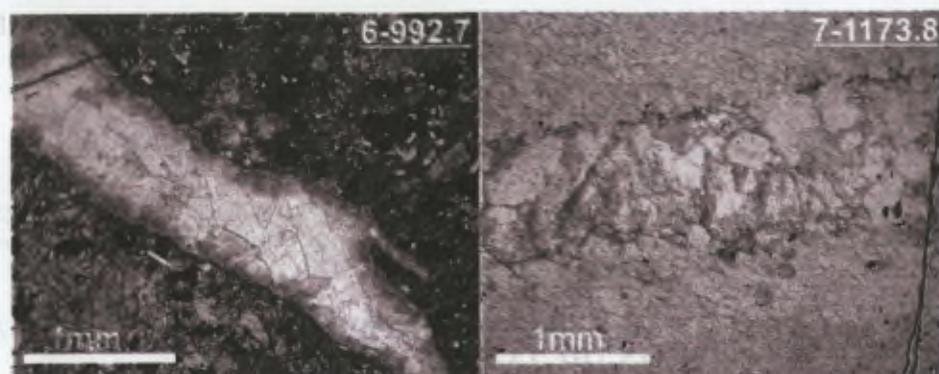


Fig. 1. Microphotographs of two late-stage carbonatite veinlets (samples 6-992.7 and 7-1173.8, natural light-greyscale).

CHEMISTRY OF THE CARBONATES (MAJOR AND TRACE ELEMENTS)

The chemical compositions of the carbonates (calcite, ferroan dolomite and ankerite) of the veinlets have been obtained by electron microprobe for the major elements (Cameca SX-50, CRPG, Nancy, France; Fig. 2) and by LA-ICP-MS for the trace elements (VG elemental Plasma Quad instrument coupled to continuum Minilite Q-switched Nd:YAG laser, Musée de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgium; Fig. 3).

The carbonates of the early stage carbonatites are mainly Sr-rich calcite (up to 5.2 %poids SrO), poor in Mg, Fe and Mn (<0.18 %poids MgO, < 1.4 %poids FeO and <0.65 %poids MnO).

The carbonates of the two late-stage vein have been extensively studied.

The carbonates of sample 6-992.7 are represented by euhedral ferroan dolomite to ankerite and anhedral (interstitial) calcite. The crystals occurring at the border of the vein have ferroan dolomite cores (Fe/Fe+Mg ~ 0.18) with ankerite rims (Fe/Fe+Mg up to 0.32) but they are poor in Mn (0.08-1.1 %poids MnO). The ankerite rims are enriched in REE (Σ REE from 650 up to 1540 ppm) with La/Yb_N: 5-11 and no Eu or Ce anomalies. Interstitial calcite is close in composition to a pure calcite (~1.5 %poids FeO, ~1.2 %poids MgO and ~0.6 MnO). It is poorer in REE (Σ REE varying from 150 up to 385 ppm) than the dolomite-ankerite grains and shows a moderate LREE enrichment: La/Yb_N: 2-16. It also displays a strong positive Eu (Eu/Eu*:2.3-4.4) anomaly and locally a negative Ce anomaly.

The carbonate of sample 7-1173.8 is essentially ankerite with subsidiary calcite and a Ba- and Ce-rich mineral (up to 68 %poids BaO and 15 %poids Ce₂O₃). The calcite is rich in Mn (0.7-1.2 %poids MnO) and Fe (0.4-0.8 %poids FeO) but relatively poor in Mg (< 0.2 %poids MgO). It is enriched in heavy rare earth elements (La/Yb_N: 0.07-0.44) with a rather low ~ 55 ppm REE content. The ankerite euhedral grains have Mg-rich (12.3 %poids MgO, 11.1

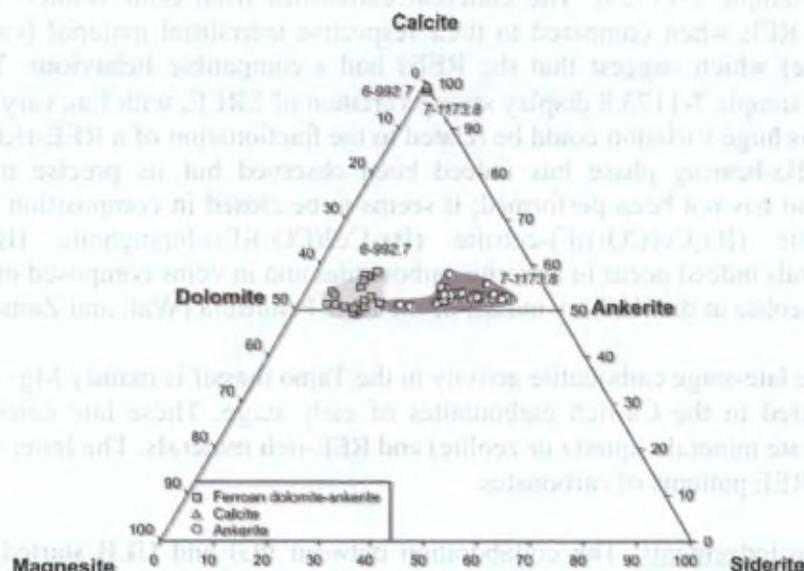


Fig. 2. Chemical composition of the carbonates from late carbonatite veinlets of the Tajno massif (samples 7-1173.8 and 6-992.7) in the system $MgCO_3$, $CaCO_3$ and $FeCO_3$.

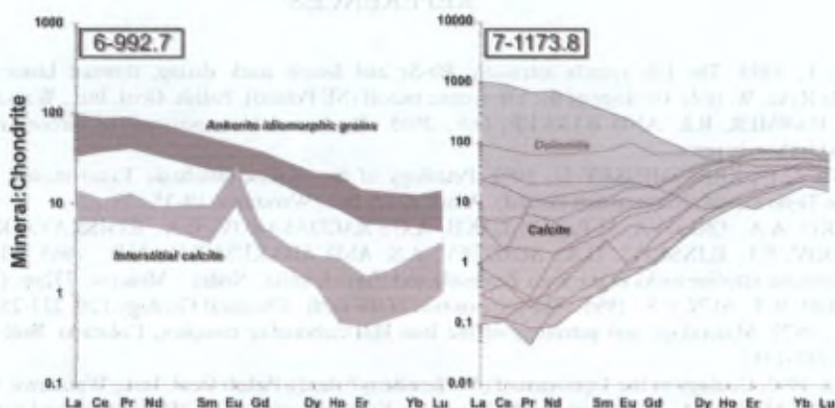


Fig. 3. Chondrite normalised REE patterns of the various carbonates of the Tajno late-stage veinlets (samples 6-992.7 and 7-1173.8). Normalizing values from Mc Donough and Sun (1995).

%poids FeO and 1.8 %poids MnO) core and more evolved, Fe-rich, rims (2.8 %poids MgO, 24.6 %poids FeO and 1.1 %poids MnO). The REE content of the ankerite crystals is highly variable (ΣREE : 23 to 1357 ppm) with both LREE-rich (La/Yb_N : 25) and HREE-rich (La/Yb_N down to 0.01) patterns.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

In the Tajno late carbonatite veinlets, the chemical composition and the microstructure of the carbonates can be interpreted in terms of magmatic evolution. The major element composition evolves from Mg-rich, Fe-poor cores to Mg-poor, Fe-rich rims which imply a decrease of the Mg/Fe ratio of the carbonatite melt. Such carbonatite melt can still be calcitic in composition (Gittins et al., in press) and crystallise dolomite or ankerite crystals. The sequence calcite-dolomite-ankerite-siderite is typical for the magmatic evolution of carbonatite as observed in the Iron Hill carbonatites (Nash, 1972). The ferroan dolomite - ankerite grains of sample 6-992.7 are less evolved than the ankerite

10.4. Datation U-Pb sur zircon du massif de Tajno et compositions isotopiques Sr, Nd et Pb

10.4.1. Datation U-Pb sur zircon

L'examen pétrographique détaillé d'une centaine d'échantillons des différentes lithologies a montré que le zircon est une phase très rare à Tajno. Il n'a été observé que dans une d'albitite recoupée par des filonnets de matériel carbonatitique (échantillon 10-1091 ; Figure 10.3.). Les zircons se trouvent concentrés à proximité des zones à carbonates (calcite+ankérite+sidérite ; Figure 10.4.). L'albitite a été broyée, tamisée entre 250 et 64 μ m et passé au séparateur magnétique Frantz. La fraction non magnétique a ensuite été séparée par liqueur dense (bromoforme). Les zircons de la fraction lourde ont été purifiés par « hand-picking » sous binoculaire. Une population d'une dizaine de grains de zircon de quelques centaines de microns a finalement été obtenue. Les cristaux sont subautomorphes à automorphes et présentent des surcroissances ainsi que des golfes de corrosion.

Le protocole analytique utilisé lors des analyses sur la sonde ionique CAMECA 1270 est détaillé dans Deloule et al. (2001).

Vingt-deux analyses isotopiques U/Pb in-situ par SIMS (Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, CNRS, Nancy ; Dr. E. Deloule) ont été obtenues sur 10 grains de zircon. Les 22 points (Tableau 10.1.) définissent une corde dans le diagramme concordia inverse de Terra-Wasserburg, cette corde ancrée sur un plomb commun moyen actuel (modèle de Stacey et Kramers, 1975) donne un âge de 333 \pm 18 Ma (MSWD = 21 ; Figure 10.4.). Nous avons utilisé la routine « Zircon age extractor » du programme Isoplot (version 3.34, Ludwig 2005) afin de définir des populations de zircon cohérentes d'un point de vue statistique. Une population de 12 analyses donne un âge $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ moyen de 354.95 \pm 12.79 -13.80 Ma, pour un intervalle de confiance de 96.1% (Figure 10.5.). Dans le diagramme concordia de Terra-Wasserburg, cette population de zircons donne une meilleur corde (MSWD=7.3 ; Figure 10.6.) et un intercept correspondant à un âge de 348 \pm 15 Ma. Dans le diagramme concordia classique Wetherill, la corde est aussi bonne sur le plan statistique (MSWD=1.7) et donne un âge de 355 \pm 4 Ma).

Ces résultats confirment donc l'hypothèse d'une mise en place contemporaine du massif de Tajno et de syénites à néphéline d'Elk. Le massif de gabbro-syénite de Pisz pourrait aussi avoir le même âge. Il est intéressant de noter que cet âge est très proche de celui du magmatisme alcalin carbonatitique paléozoïque de la péninsule de Kola est relativement proche (380-360 Ma ; Kramm et Sindern, 2004 ; Downes et al., 2005). La plateforme Est-Européenne a

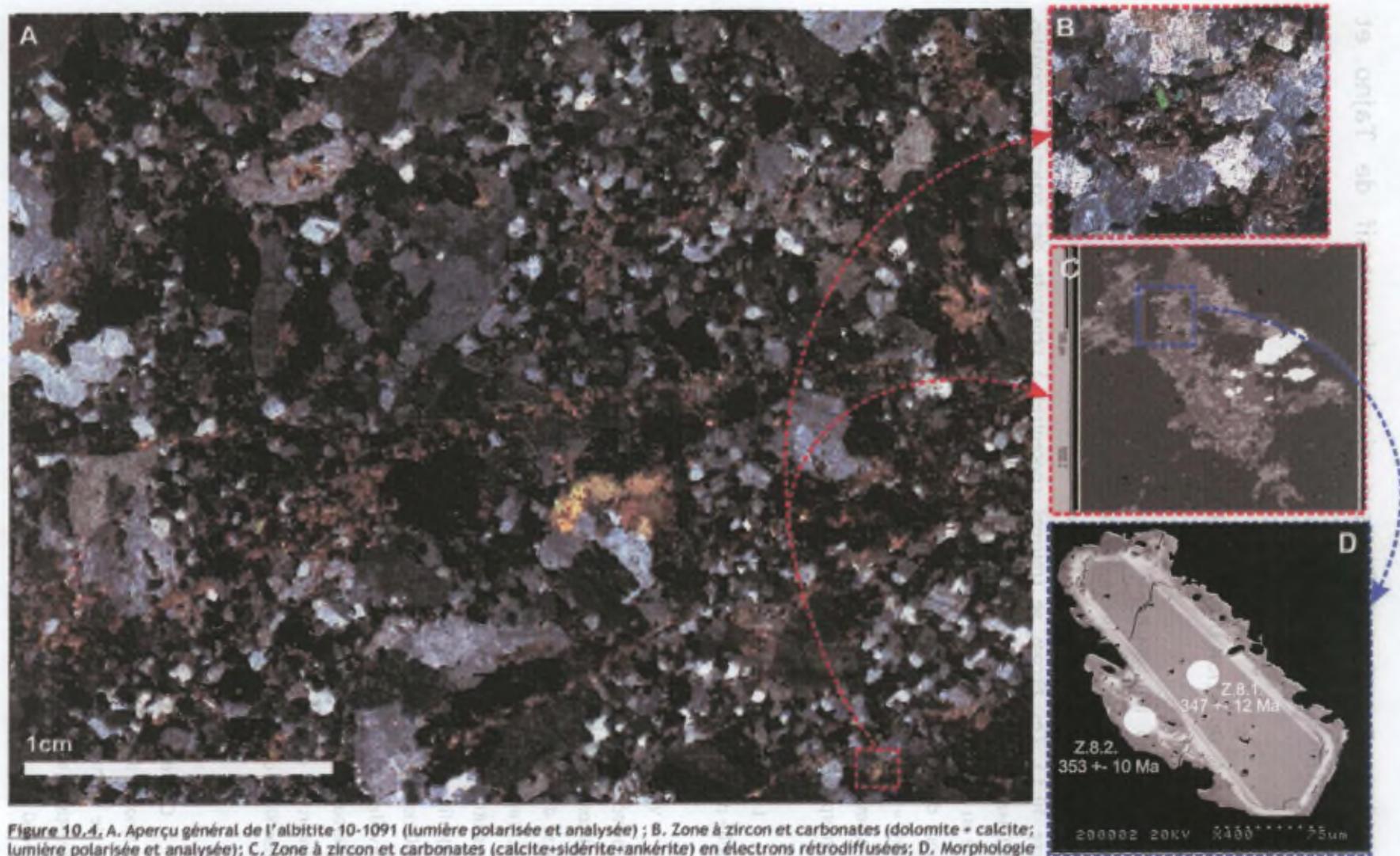


Figure 10.4. A. Aperçu général de l'albitite 10-1091 (lumière polarisée et analysée) ; B. Zone à zircon et carbonates (dolomite + calcite; lumière polarisée et analysée); C. Zone à zircon et carbonates (calcite+sidérite+ankérite) en électrons rétrodiffusés; D. Morphologie des zircons analysés au SIMS et âges ^{238}U - ^{206}Pb ponctuels obtenus (électron rétrodiffusés).

Tableau 10.1. Teneurs en U, Th, Pb (ppm) et compositions isotopiques des différents spots réalisés dans les zircons (Z1 à Z10) de l'albitite 10-1091 du massif de Tajo.

N° spot	Pb (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	\pm sigma	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm sigma	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm sigma	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm sigma	Correl.err
Z1.1	23.8	541.1	910.2	18.889	0.460	0.082	0.002	0.390	0.025	0.051	0.001	0.4028
Z2.1	9.9	275.9	182.7	23.471	0.572	0.075	0.001	0.326	0.013	0.042	0.001	0.6804
Z3.1	12.6	288.2	208.5	18.144	0.464	0.122	0.003	0.388	0.042	0.051	0.002	0.4378
Z3.2	17.9	458.4	524.5	21.347	0.530	0.104	0.002	0.489	0.028	0.045	0.002	0.7654
Z4.1	27.2	509.7	753.7	16.121	0.397	0.054	0.000	0.463	0.013	0.062	0.002	0.9846
Z5.1	33.4	714.7	719.9	18.401	0.463	0.184	0.013	1.376	0.117	0.054	0.002	0.5273
Z5.2	3.5	90.8	102.1	21.633	0.529	0.079	0.002	0.382	0.019	0.045	0.001	0.5291
Z6.1	18.0	357.6	191.4	16.962	0.413	0.058	0.000	0.444	0.013	0.059	0.001	0.8655
Z6.2	16.0	344.5	301.4	18.383	0.448	0.069	0.001	0.484	0.016	0.054	0.001	0.7501
Z7.1	24.3	476.0	419.9	13.238	0.335	0.229	0.012	0.419	0.191	0.059	0.003	0.1015
Z7.2	5.1	78.7	44.8	8.568	0.214	0.333	0.014	0.306	0.483	0.075	0.009	0.0731
Z7.3	4.0	81.2	78.3	17.477	0.426	0.053	0.001	0.381	0.016	0.057	0.001	0.5987
Z8.1	21.4	449.4	595.2	15.727	0.394	0.194	0.005	0.696	0.066	0.055	0.002	0.3810
Z8.2	4.9	100.6	84.1	16.642	0.410	0.094	0.002	0.319	0.041	0.056	0.002	0.2383
Z9.1	15.8	315.9	125.0	16.486	0.404	0.085	0.003	0.435	0.041	0.058	0.002	0.2935
Z9.2	4.7	117.6	113.5	20.510	0.504	0.084	0.001	0.334	0.022	0.047	0.001	0.4795
Z10.1	31.6	692.5	717.9	18.714	0.457	0.065	0.002	0.434	0.020	0.053	0.001	0.5954
Z10.2	5.1	98.9	92.0	16.621	0.405	0.069	0.002	0.538	0.031	0.060	0.002	0.4377
Z10.3	16.6	372.7	419.3	19.109	0.465	0.061	0.001	0.380	0.016	0.052	0.001	0.6651
Z10.4	10.0	199.9	106.9	16.535	0.411	0.092	0.004	0.506	0.052	0.058	0.002	0.3340
Z10.5	0.9	19.1	5.3	14.723	0.376	0.245	0.006	0.754	0.122	0.055	0.002	0.2746
Z10.6	8.2	193.5	171.4	20.319	0.495	0.062	0.001	0.404	0.014	0.049	0.001	0.7360

connu, au Dévonien tardif, une importante phase de rifting mise en évidence dans la région de Kola-Karélie et dans la région de Pripyat-Dnieper-Donets (PDD ; Kuznir et al., 1996). Nos données suggèrent que les massifs de Tajno, Elk et Pisz du NE de la Pologne pourraient constituer une nouvelle occurrence de ce magmatisme alcalin et carbonatitique sur la plateforme Est-Européenne.

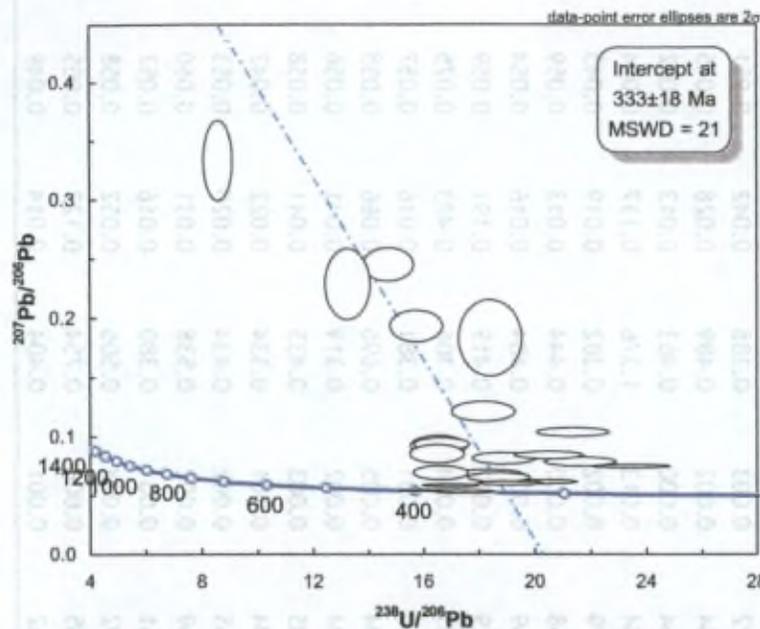


Figure 10.5. Diagramme concordia de Terra-Wasserburg pour la population de zircons de l'albitite 10-1091. La corde, ancrée sur la valeur du Pb commun moyen actuel de Stacey et Kramers (1975), coupe la concordia à 333 ± 18 Ma.

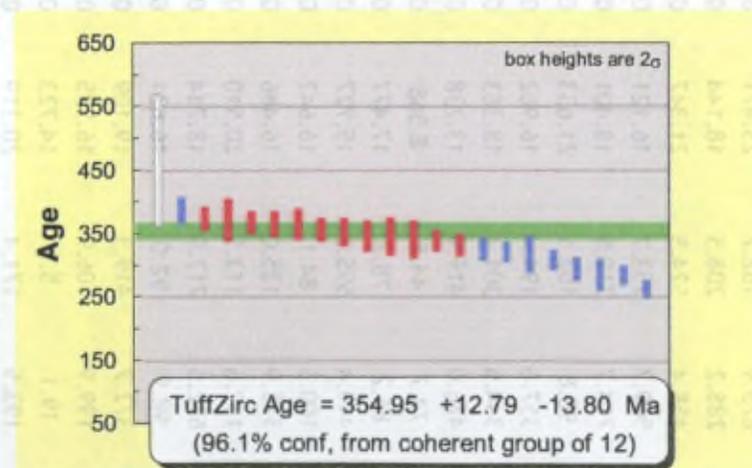


Figure 10.6. Application de la routine « zircon age extractor » (Isoplot, version 3.34 ; Ludwig 2005) sur les âges $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ des zircons de Tajno.

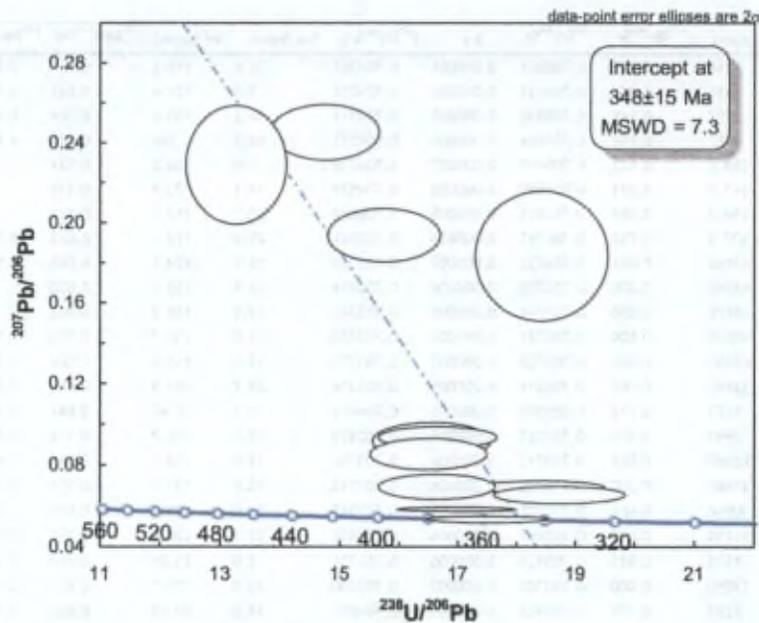


Figure 10.7. Concordia inverse de Terra-Wasserburg sur les 12 analyses cohérentes statistiquement.

10.4.2. Compositions isotopiques Sr, Nd et Pb

Une sélection d'échantillons représentatifs des principaux types de roches plutoniques (clinopyroxénite, syénite, carbonatite), ainsi que deux albitites et deux roches volcaniques (un tuff et une trachyte) ont été analysés pour les isotopes Sr (25 analyses) et Nd (18 analyses). Onze échantillons ont par ailleurs été analysés pour les isotopes du Pb (Tableau 10.2.) Les gammes de valeurs des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ et $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ sont très étroites, 0 à 0.25 (sauf le tuff 0.76) et 0.04 à 0.012 respectivement, de sorte qu'il n'est pas possible d'obtenir des isochrones Rb-Sr ou Sm-Nd.

Les compositions isotopiques initiales ont été calculées pour un âge de mise en place de 355 Ma (l'âge zircon). Ces compositions isotopiques initiales définissent, toutes lithologies confondues, un domaine étroit de composition : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$: 0.7030-0.7048 (une pyroxénite à quartz à 0.7060) ; $\epsilon\text{Nd}(t)$: +0.5 à +4.5 ; $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$: 17.3-18.7 ; $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$: 15.49-15.62. Dans le diagramme Nd-Sr (Figure 10.8.), le domaine des roches de Tajno est assez proche du réservoir chondritique uniforme (ou « bulk earth ») et se rapproche de certains lamprophyres ultrabasiques et des méliilitites de la péninsule de Kola ; le domaine est en fait à cheval sur les deux quadrants supérieurs. La source du magma parental est donc légèrement moins appauvrie que la source des magmas de Kola. Dans les diagrammes isotopiques Sr-Pb, Nd-Pb et Pb-Pb, les roches de Tajno se situent entre les réservoirs HIMU et EMI et/ou EMII. Dans le diagramme

Tableau 10.2. Compositions isotopiques Sr-Nd et Pb préliminaires des roches du massif de Tajna.

Ech. n°	Litho.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2 s	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _t	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2 s	ε _{Nd} (t)
1-767	PRX	90.2	1064	0.245	0.706002	0.000006	0.704763	26.6	150.6	0.107	0.512504	0.000010	1.46
1-769.5	ALB	6.2	1681	0.011	0.704133	0.000006	0.704079	8.8	129.4	0.041	0.512396	0.000007	2.33
2-690.4	SYE	78.4	1559	0.145	0.705048	0.000005	0.704313	18.2	105.1	0.104	0.512488	0.000011	1.26
2-814.3	SYE	67.4	1677	0.116	0.704964	0.000006	0.704377	18.3	104	0.106	0.512470	0.000010	0.82
6-614.5	PRX	16.1	339.1	0.137	0.705410	0.000007	0.704716	7.0	34.2	0.124	na	na	na
6-708.2	PRX	14.5	515.9	0.081	0.704990	0.000005	0.704579	14.1	73.9	0.115	na	na	na
6-1180.4	PRX	18.0	554.2	0.094	0.706513	0.000005	0.706038	20.7	112.5	0.111	na	na	na
7-1050.5	TUFF	140.7	537.9	0.757	0.706787	0.000005	0.702963	15.4	112.1	0.083	0.512398	0.000007	0.47
7-1128.6	CAC	8.95	43440	0.001	0.703733	0.000007	0.703730	18.7	174.7	0.065	0.512473	0.000008	2.77
7-1134	CAC	2.21	43010	0.000	0.703715	0.000006	0.703714	18.9	163.3	0.070	na	na	na
7-1138	CAC	2.95	38770	0.000	0.703744	0.000006	0.703743	17.9	158.2	0.068	na	na	na
7-1138.5	CAC	3.73	49070	0.000	0.703721	0.000006	0.703720	21.0	230.7	0.055	0.512439	0.000011	2.06
7-1139.2	CAC	9.86	42650	0.001	0.703726	0.000007	0.703723	18.0	165.4	0.066	0.512473	0.000009	1.81
7-1173.8	CAC	7.98	33840	0.001	0.703819	0.000006	0.703816	28.7	201.8	0.086	0.512533	0.000012	2.69
8-1254.6	SYE	122.9	1523	0.233	0.705596	0.000005	0.704416	5.7	37.47	0.092	0.512456	0.000013	0.00
10-1049.5	PRX	13.23	3990	0.010	0.703927	0.000005	0.703879	29.9	152.7	0.118	0.512599	0.000013	4.51
10-1059.7	CAC	13.43	28380	0.001	0.703713	0.000006	0.703706	21.0	158.1	0.080	0.512511	0.000009	3.20
10-1062.6	CAC	2.53	39880	0.000	0.703716	0.000006	0.703715	18.6	157.1	0.071	0.512508	0.000009	2.93
10-1083	CAC	6.78	30060	0.001	0.703750	0.000008	0.703747	20.0	158.4	0.076	0.512531	0.000017	3.39
10-1085	CAC	2.83	36250	0.000	0.703697	0.000006	0.703696	22.7	180.5	0.078	0.512529	0.000011	3.17
10-1091	ALB	16.62	1535	0.031	0.703934	0.000005	0.703776	3.0	23.01	0.080	0.512493	0.000010	2.84
10-1151	CAC	1.48	37050	0.000	0.703701	0.000007	0.703700	20.8	175.1	0.072	0.512499	0.000012	2.29
11-778.6	TRA	137.8	2229	0.179	0.704998	0.000007	0.704094	14.0	97.89	0.086	0.512463	0.000012	2.29
11-1026	CAC	3.83	31450	0.000	0.703817	0.000006	0.703815	29.6	252.2	0.071	na	na	na
11-1027.5	CAC	20.71	32730	0.002	0.703783	0.000007	0.703774	17.5	147.1	0.072	na	na	na

Ech. n°	Litho.	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb _t	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb _i
1-767	PRX	1.82	10.9	6.31	15.635	40.101	18.051	15.569	na
1-769.5	ALB	na	na	na	na	na	na	na	na
2-690.4	SYE	2.09	8.81	9.97	15.519	38.208	17.330	15.473	na
2-814.3	SYE	na	na	na	na	na	na	na	na
6-614.5	PRX	0.46	1.71	6.52	15.633	38.758	18.708	15.617	na
6-708.2	PRX	na	na	na	na	na	na	na	na
6-1180.4	PRX	na	na	na	na	na	na	na	na
7-1050.5	TUFF	na	na	na	na	na	na	na	na
7-1128.6	CAC	0.51	0.78	22.4	15.491	37.601	17.790	15.486	na
7-1134	CAC	na	na	na	na	na	na	na	na
7-1138	CAC	na	na	na	na	na	na	na	na
7-1138.5	CAC	na	na	na	na	na	na	na	na
7-1139.2	CAC	0.19	1.85	23.6	15.503	37.687	17.811	15.501	na
7-1173.8	CAC	22.9	64.8	114.4	15.533	38.266	17.716	15.489	na
8-1254.6	SYE	2.31	9.44	23.1	15.531	38.017	17.620	15.509	na
10-1049.5	PRX	na	na	na	na	na	na	na	na
10-1059.7	CAC	0.52	10.5	30.7	15.495	38.004	17.864	15.492	na
10-1062.6	CAC	na	na	na	na	na	na	na	na
10-1083	CAC	na	na	na	na	na	na	na	na
10-1085	CAC	0.89	1.01	16.8	15.511	37.774	17.858	15.500	na
10-1091	ALB	na	na	na	na	na	na	na	na
10-1151	CAC	0.08	14	12.1	15.497	37.696	17.922	15.495	na
11-778.6	TRA	na	na	na	na	na	na	na	na
11-1026	CAC	0.85	4.80	14.4	15.505	38.059	17.817	15.492	na
11-1027.5	CAC	na	na	na	na	na	na	na	na

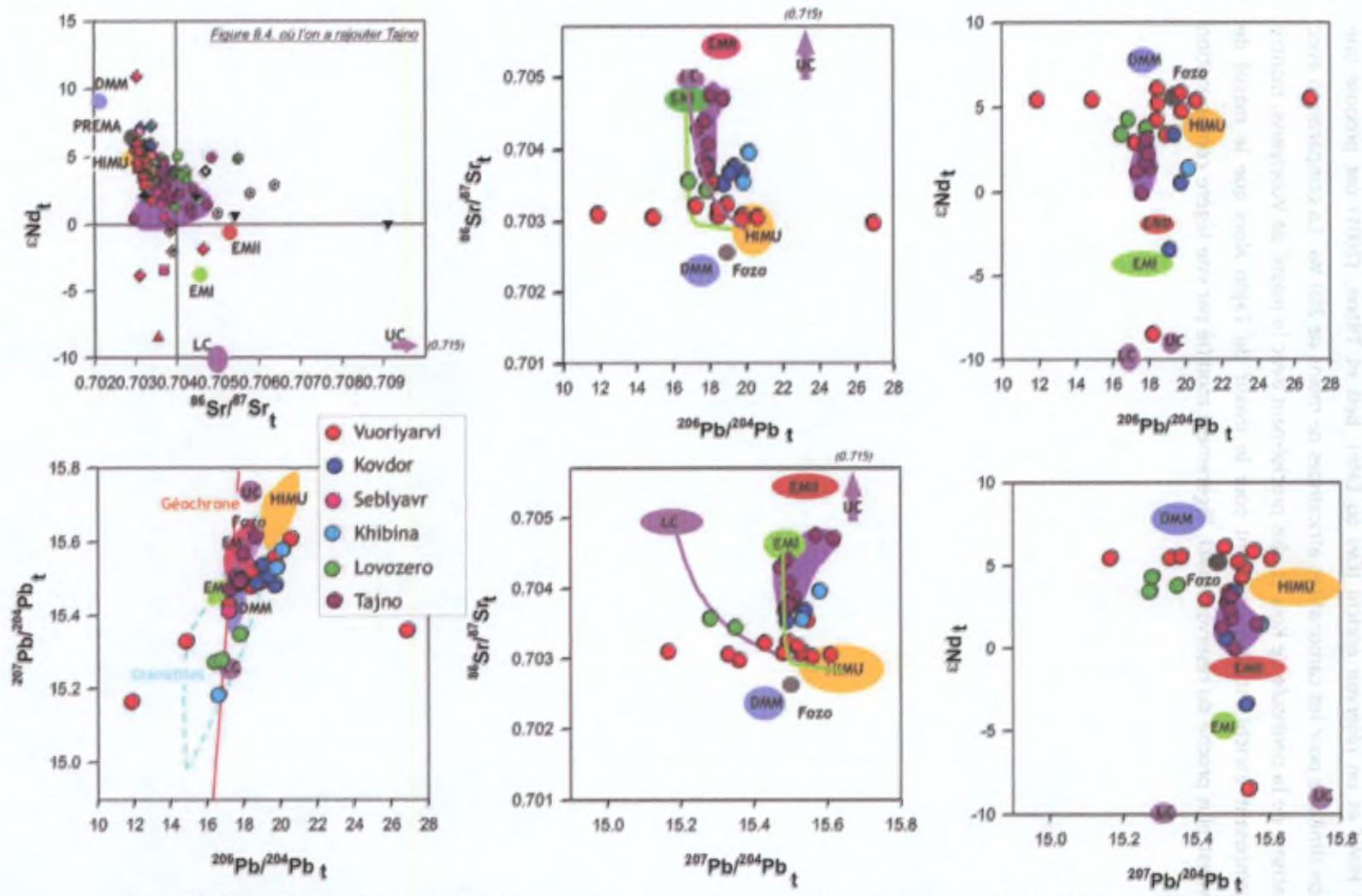


Figure 10.8. Compositions isotopiques Nd-Sr-Pb recalculées à l'âge de mise en place des différents massifs de la péninsule de Kola (Russie) et de Tajno (Pologne). Légende des échantillons de Kola, cf. Figure 8.4.

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, les roches de Tajno ont tendance à se placer au-dessus des roches de la péninsule de Kola. Même si la gamme de composition isotopique n'est pas très étendue, il apparaît que le domaine occupé par les roches de Tajno pourrait refléter un mélange entre le réservoir HIMU et un réservoir enrichi (EMI ou EMII). Bell et Tilton, (2001) ont proposé une explication similaire pour les carbonatites africaines de moins de 200 Ma. La comparaison avec le magmatisme de la péninsule de Kola et plus précisément avec le massif de Vuoriyarvi, montre que le composant enrichi est plus abondant pour le massif de Tajno alors que le massif de Vuoriyarvi est plus proche du réservoir HIMU, légèrement modifié par une légère contamination crustale.

Chapitre 11 :
Conclusions générales

11. Conclusions générales

Les deux complexes magmatiques étudiés en détail dans ce travail, à savoir le massif plutonique de Vuoriyarvi (Péninsule de Kola) et le massif pluto-volcanique de Tajno (N-E Pologne) ont de nombreuses caractéristiques communes :

- 1) ils sont intrusifs dans des gneiss et migmatites précambriens du bloc fennoscandien, un des trois blocs crustaux du craton Est Européen.
- 2) ils présentent globalement les mêmes types lithologiques essentiels, à savoir
 - des cumulats ultrabasiques (essentiellement des clinopyroxénites) ;
 - des roches alcalines silicatées sous-saturées en silice, de type ijolite-melteigite ;
 - plusieurs générations de carbonatite (et de phoscorite associée à Kola).

Cette trilogie semble être typique des massifs alcalins et carbonatitiques.

- 3) ils sont associés, sur le terrain, à de gros massifs de syénite agpaïtique à néphéline : les massifs de Khibiny et de Lovozero à Kola et le massif d'Elk en Pologne.
- 4) leur mise en place est contemporaine (360-380 Ma). Ces deux provinces constituent des manifestations du magmatisme alcalin associé au rifting de la plateforme Est Européenne durant le Dévonien supérieur.
- 5) la plupart des roches, et donc par inférence, les magmas parentaux des deux suites de roches, montrent un enrichissement important en éléments en trace incompatibles, mais les signatures isotopiques initiales Sr et Nd ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.703-0.7045$; ϵNd_i positifs) suggèrent plutôt un manteau légèrement appauvri, ce qui signifie que l'épisode métasomatique responsable de l'enrichissement de la source s'est produit peu de temps avant l'épisode de fusion qui a donné naissance au magma parental des massifs ultrabasiques, alcalins et carbonatitiques.
- 6) la composition isotopique du Pb suggère que la région-source du magma parental du magmatisme alcalin carbonatitique résulte du mélange de deux réservoirs mantelliques, le réservoir HIMU et un réservoir enrichi (EM).

1.1. Conclusions générales

Les deux capteurs magnétiques installés en 1973 dans le tunnel à deux voies de la gare de Wetzlar (Principale de la gare) et le tunnel rhénan-alsacien de Tiro (1975-1976) ont été soumis à des conditions de travail différentes.

1) Les deux tunnels ont été soumis à des conditions de travail différentes du fait de leur situation géographique et de leur longueur.

2) Les conditions de travail ont été étudiées par différents auteurs à savoir :

- les conditions de travail (évaluation des conditions de travail) ;
- les conditions de travail (évaluation des conditions de travail) ;
- les conditions de travail (évaluation des conditions de travail) ;
- les conditions de travail (évaluation des conditions de travail) ;

Cette étude a été faite dans le tunnel de la gare de Wetzlar.

3) Les conditions de travail ont été étudiées par différents auteurs à savoir :

4) Les conditions de travail ont été étudiées par différents auteurs à savoir :

5) Les conditions de travail ont été étudiées par différents auteurs à savoir :

6) Les conditions de travail ont été étudiées par différents auteurs à savoir :

Chapitre 12:
Bibliographie

12. Bibliographie

- ANDERSEN, T. 1996. Sr, Nd and Pb isotopic data of the Alnö carbonatite complex. Abstract volume, 22nd Nordic Geological Winter Meeting, 11.
- ANDERSEN T. ET TAYLOR P. 1988. Pb isotope geochemistry of the Fen carbonatite complex, S.E. Norway: Age and petrogenetic implications. *Geochimica cosmochimica acta*, 52, 209-215.
- ANDERSEN, T. 1988. Evolution of peralkaline calcite carbonatite magma in the Fen complex, southeast Norway. *Lithos* 22, 99-112. □
- ANDRÉ L. and ASCHEPKOV I.V. 1996. Acid leaching experiments on the mantle-derived Vitim clinopyroxenes: implications for the role of clinopyroxenes in the mantle processes. In: Demaiffe D. (Ed.) "Petrology and Geochemistry of Magmatic Suites of Rocks in the Continental and Oceanic Crusts", ULB-MRAC, 321-336.
- ANNOVITZ, L.M. ET ESSENE, E.J., 1987. Phase equilibria in the system CaCO₃-MgCO₃-FeCO₃. *J. Petrol.* 28, 389-414.
- ARTEMIEVA I.M. 2003. Lithospheric structure, composition and thermal regime of the East European Craton : implications for the subsidence of the Russian Platform. *Earth Planet. Sci. Lett.* 213, 431-446.
- ARZAMASTEV, A.A. ET ARZAMASTSEVA, L.V. 1993. Comagmatic volcanic and plutonic alkali basalt series of the Kola Province. *Doklady Acad. Nauk.* 331, 646-650.
- ARZAMASTSEV A.A. ET DAHLGREN S., 1994. Plutonic mineral assemblages in Paleozoic dikes and explosion pipes of the Alkaline Province of the Baltic Shield. *Geochem. Int.* 31, 57-68.
- ARZAMASTSEV, A.A. 1994. Unique Paleozoic intrusions of the Kola Peninsula. Geological Institute of the Kola Science Centre, 81p.
- ARZAMASTSEV, A.A. 1995. Palaeozoic plutonic complexes. In: Mitrofanov (Ed) *Geology of the Kola Peninsula*. Apatity, 85-103.
- ARZAMASTSEV, A.A. 1998. Evolution of the Palaeozoic alkaline magmatism of the North-Western Baltic Shield. Summary of PhD thesis. Leningrad, Apatity, Russia, 78p.
- ARZAMASTSEV, A.A. BELYATSKY, B.V., ARZAMASTSEVA, L.V. 2000. Agapaitic magmatism in the northeastern part Baltic Shield: a study of the Niva intrusion, Kola Peninsula, Russia. *Lithos* 51, 27-46.
- ARZAMASTSEV, A.A., ARZAMASTSEVA, L.V., BELYATSKY, B.V. 1998. Initial alkaline volcanism of the Paleozoic tectonic and magmatic activation in the North-Eastern Fennoscandia : geochemical features and petrological consequences. *Petrology* 6, 316-336 (en russe)
- ARZAMASTSEV, A.A., BEA, F., BELYATSKY B.V., GLAZNEV, V.N., ARZAMASTSEVA, L.V., TRAVIN, A., MONTERRO, P. 2002. Paleozoic processes of plume-lithosphere interaction in the Northeast Baltic Shield: prolongation, volumes, conditions of magma generation. In : Mitrofanov, F.P. (Ed.) *Geology and raw materials of the Kola Peninsula*, Apatity, KSC RAS, vol. 2, 104-145 (en russe).
- ARZAMASTSEV, A.A., GLAZNEV, V.N., RAEVSKY, A.B. et ARZAMASTSEVA, L.V. 2000. Morphology and internal structure of the Kola alkaline intrusions, NE Fennoscandian shield : 3D density modelling and geological implications. *J. Asian Earth Sciences.* 213-228p.
- AVAKIAN, K.KH., MELNIKOVA, V.F., BIBIKOVA, E.V. 1990. The granulites of the Kola Peninsula. Second Symposium on the Baltic Shield with workshop on correlation with Laurentia. Lund, Sweden, 12-13.

BAGDASAROV, E.A., LUKIYANOVA, L.I., SIMAKOV, S.K. 1995. Mineralogical and geochemical features of new province of alkali-ultramafic lamprophyres, lamproites and kimberlites of the Kola Peninsula and Northern Karelia. Abstracts, 6th Kimberlite conference, 28-30.

BAILEY, D.K., KEARNS, S., 2003. Carbonatite magmas: natural examples and the phase relations they define. *Periodico di Mineralogia* 72, 27- 31 (Special issue: Eurocarb).

BAILEY, S.W. 1984. Micas, *Reviews in mineralogy* 13, Min. Soc. America.

BALAGANSKY, V.V. ET POZHILENKO, V.I. 1990. Belomorian geotectonic region. In: Petrov, V.P., Belyaev, O.A., Voloshina, N.M. et al. Endogenic regime of metamorphism in the Early Precambrian (northeastern Baltic Shield). Leningrad. Nauka. 56-69.

BALAGANSKY, V.V., BASALAEV, A.A., BELYAEV, O.A., POZHILENKO, V.I., RADCHENKO, A.T. & RADCHENKO, M.K. 1996. Geological map of the Kola region (north-eastern Baltic shield) scale 1:500,000 (Edited by Mitrofanov, F.P., Radchenko, A.T. & Gillen, C.) Apatity.

BALASHOV, YU.A., MITROFANOV, F.P., BALAGANSKY, V.V. 1992. New geochronological data on Archean rocks of the Kola Peninsula. In: Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelían region and Finland. Apatity. 13-34.

BARKER D.S. 2001. Calculated silica activities in carbonatite liquids. *Contributions to mineralogy and petrology*, 141, 704-709.

BARKER, D.S. 1989. Field relations of carbonatites. In: Bell (Ed.) *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman. London, 38-69.

BARKER, D.S., 1993. Diagnostic magmatic features in carbonatites: implications for the origins of dolomite- and ankerite-rich carbonatites. *South African Journal of Geology* 96, 131- 138.

BARZHITSKY, V.V. 1988. A cosmogeological map of pre-Quaternary deposits of the northeastern Baltic shield, 1:1000000. Kiev, 85p (in Russian)

BAYANOVA, T.B., KIRNARSKII, Yu.M. et LEVKOVICH, N.V. 1997. A U-Pb study of baddeleyite from rocks of the Kovdor massif. *Doklady Akademii Nauk*, 356, 509-511 (in Russian).

BEARD, A.D., DOWNES, H., HEGNER, E., SABLUKOV, S.M., VETRIN, V. et BALOGH, K. 1998. Mineralogy and geochemistry of Devonian ultramafic minor intrusions of the southern Kola Peninsula, Russia : Implications for the petrogenesis of kimberlites and melilitites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 130, 288-303.

BEARD, A.D., DOWNES, H., VETRIN, V., KEMPTON, P.D. et MALUSKI, H. 1996. Petrogenesis of Devonian lamprophyre and carbonatite minor intrusions, Kandalaksha Gulf (Kola Peninsula, Russia). *Lithos*, 39, 93-119.

BECCALUVA, L., BARBIERI, M., BORN, H., BROTZU, P., COLTORTI, M., CONTE, A., GARBARINO, C., GOMES, C.B., MACCIOTTA, G., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., SIENA, F., TRAVERSA, G. 1992. Fractional crystallisation and liquid immiscibility processes in the alkaline-carbonatite complex of Jujuiá (Sao Paulo, Brazil). *J. Petrol.* 33, 1371-1404.

BELL, K. et BLENKINSOP, J. 1989. Neodymium and strontium isotope geochemistry of carbonatites. In: Bell, K. (Ed) : *Carbonatites : genesis and evolution*. Unwin Hyman : Londres, 618p.

BELL, K. ET TILTON, G.R. 2001. Nd, Pb and Sr isotopic compositions of East African carbonatites : Evidence for mantle mixing and plume inhomogeneity. *J. Petrol.* 42, 1927-1945.

- BELL, K. RUKHLOV, A.S. 2004. Carbonatites from the Kola Alkaline Province: origin, evolution and source characteristics. In: Wall, F., Zaitsev, A.N. (Eds). Phoscorites and carbonatites from Mantle to Mine, Mineralogical Society Series, Vol. 10, 433-468.
- BEN, K. ET ALLARD, B. 1989. Preferred mineral orientations related to magmatic flow in ophiolite layered gabbros. *J petrol.* 30, 925-946.
- BIBIKOVA, E.V., SKOLD, E., BOGDANOVA, S.V. et a. 1993. Geochronology of the Belomorides : interpretation of the multi-stage geological history. *Geokhimiya*, 10, 1393-1411.
- BINGEN, B., DEMAIFFE, D., VAN BREEMAN, O. 1998. The 616 Ma old Egersund basaltic dike swarm, SW Norway, and late Neoproterozoic opening of the Iapetus ocean. *J. Geol.* 106, 565-574.
- BLUSZTAJN, J., 1994. The Elk syenite intrusion: Rb-Sr and fission track dating, thermal history and tectonic implications. In Ryka, W. (Ed): *Geology of the Elk syenite massif (NE Poland)*, Polish. Geol. Inst., Warszawa, 73-79.
- BOND, G.C., NICKERSON, R.A., KOMINZ, M.A. 1984. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma. New evidence and implications for continental histories. *Earth Planet. Sci. Lett.* 70, 325-395.
- BORODIN, L.S., LAPIN, A.V., KARCHENKOV, A.G. 1973. Rare metal camaforites. Nauka, Moscow, 176p. (in Russian).
- BRASSINNES, S. 2002. Genèse et evolution des magmas alcalins et carbonatitiques de la Péninsule de Kola - Apport de la géochimie isotopique du Pb, Nd et Sr. DEA. 35p.
- BRASSINNES, S., DEMAIFFE, D., BALAGANSKAYA, E. 2005. Magmatic evolution of the differentiated ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion of Vuoriyarvi (Kola Peninsula, Russia). *Lithos* 85, 76-92.
- BRIGATTI, M.F., MEDICI, L., SACCINI, E., VACCARO, C. 1996. Crystal chemistry and petrologic significance of Fe³⁺-rich phlogopite from de Tapira carbonatite complex, Brazil. *Am. Mineral.* 81, 913-927.
- BRÖGGER, W.C. 1921. Die eruptivgesteine des Kristianegebietes. IV. Das Fengebeit in Telemarken, Norwegen. *Norske Videnskapssekspets Skifter.* I, Math. Naturv. Klasse 9, 1-408.
- BUDDINGTON, A.F. ET LINDSLEY, D.H. 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.* 5, 310-357.
- BÜHN B., WALL F. AND LE BAS M.J 2001. Rare-earth element systematics of carbonatitic fluorapatites, and their significance for carbonatite magma evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.* 141, 572-591.
- BULAKH, A.G., IVANIKOV, V.V., ORLOVA, M.P. 2004. Overview of carbonatite-phoscorite complexes of the Kola Alkaline Province in the context of a Scandanivian North Atlantic Alkaline Province. In: Wall, F., Zaitsev, A.N. (Eds). *Phoscorites and carbonatites from Mantle to Mine*, Mineralogical Society Series, Vol. 10, 1-43.
- BULAKH, A.G. ET IVANIKOV, V.V. 1984. The problems of Mineralogy and Petrology of carbonatites. LGU, Leningrad. 242p. (in Russian).
- BULAKH, A.G. 1965. Amphibole group. In: Kukharenko (Ed) *Kaledonski kompleks ul'traosnykh, schelochnykh porod i karbonatitov Kol'skogo Poluoostrova i severnoi Karelia.* 453-463. (In Russian).
- CADOW, R. 1993. Sm-Nd and Rb-Sr ages of hornblende clinopyroxenite and metagabbro from the Lillebukt alkaline complex, Seiland igneous province. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 73, 243-249.

- CAMPBELL, I.H. 1987. Distribution of orthocumulate textures in Jimberlana intrusion. *J. Geol.* 95, 251-269.
- CHAKHMOURADIAN, A.R., ET ZAITSEV, A.N. 2004. Afrikanda : an association of ultramafic, alkaline and alkali-silica-rich carbonatitic rocks from mantle-derived melts. In: Wall, F., Zaitsev, A.N. (Eds). *Phoscorites and carbonaites from Mantle to Mine*, Mineralogical Society Series, Vol. 10, 433-468.
- CHALOT-PRAT, F. ET ARNOL, M. 1999. Immiscibility between calciocarbonatitic and silicate melts and related wall rock reactions in the upper mantle : a natural case study from Romanian mantle xenoliths. *Lithos* 46, 627-659.
- CHASE, C.G. 1981. Oceanic Island Pb : Two-stage histories and mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* 52, 277-284.
- CHAUVEL, C., HOFMANN, A.W. ET VIDAL, P. 1992. HIMU-EM: the french Polynesian connection. *Earth Planet. Sci. Lett.* 110, 99-119.
- CHURCH, A.A. ET JONES, A.P. 1995. Silicate carbonate immiscibility at Oldonyo Lengai. *J. Petrol.* 36, 869-889.
- COOPER, A.F. ET REID, D.L. 1991. Textural evidence for calcite carbonatite magmas, Dicker Willem, southwest Namibia. *Geology* 19, 1193-1196.
- DAHLGREN, S. 1994. Late proterozoic and carboniferous ultramafic magmatism of carbonatitic affinity in southern Norway. *Lithos* 31, 141-154.
- DALTON, J.A. et PRESNALL, D.C. 1998a. Carbonatitic melts along the solidus of model lherzolite in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-CO₂ from 3 to 7 GPa. *Contrib. Mineral. Petr.*, 131, 123-135.
- DALTON, J.A. et PRESNALL, D.C. 1998b. The continuum of primary carbonatitic-kimberlitic melt compositions in equilibrium with lherzolite : data from the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-CO₂ at 6 GPa. *J. of Petrol.*, 39, 1953-1964.
- DALTON, J.A. et WOOD, B.J. 1993. The compositions of primary carbonate melts and their evolution through wallrock reaction in the mantle. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 119, 511-525.
- DALY, R.A. 1933. *Igneous rocks and the depths of the earth*. Mc Graw-Hill. New York.
- DAVIES, K.A. 1948. The phosphate deposits of the Eastern Province. *Uganda. Econ. Geol.* 42, 137-146.
- DAWSON, J.B. ET HINTON R.W. 2003. Trace-element content and partitioning in calcite, dolomite and apatite in carbonatite, Phalaborwa, South Africa. *Mineral. Mag.* 67, 921-930.
- DAWSON, J.B., PINKERTON, H., PYLE, D.M., NYAMWERU, C. 1994. June 1993 eruption of Oldonyo Lengai, Tanzania : exceptionally viscous and large carbonatite lava flows and evidence for coexisting silicate and carbonate magmas. *Geology* 22, 799-802.
- DAWSON, J.B., SMITH, J.V., STEELE, I.M. 1992. 1966 ash eruption of the carbonatite volcano Oldonyo Lengai: mineralogy of lapilli and mixing of silicate and carbonate magmas. *Mineral. Mag.* 56, 1-16.
- DAWSON, J.B., STEELE, I.M., SMITH, J.V., RIVERS, M.L. 1996. Minor and trace element chemistry of carbonates, apatites and magnetites in some African carbonatites. *Mineral. Mag.* 60, 415-425.

- DAWSON, P.B. EVANS, J.R., IYER H.M., 1990. Teleseismic tomography of the compressional wave velocity structure beneath the Long Valley region, *Journal of Geophysical Research* 95, 11021-11050.
- DE BROODER, H., VAN BEEK, A., DIJKSTRA, A.H., GALERSKY, L.S., KOLDEWE, G., PLANOV, B.S. 1996. Crustal architecture of the Donets basin; tectonic implications for diamond and mercury-antimony mineralization. In: Stephenson, Wilson, de Boorder, Starostensko (Eds) *Europrobe: Intraplate tectonics and basin dynamics of the Eastern European Platform*. *Tectonophysics* 268, 293-309.
- DE PAOLO, D.J. et WASSERBURG, G.J 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.*, 3, 249-252.
- DEANS, T. 1968. World distribution of carbonatites in relation to volcanism. *Proceedings of the Geological Society of London*. 1647, 59-61.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. 1992. *An introduction to the Rock-forming minerals*. Longman. 696p.
- DELOULE, E., CHAUSSIDON, M., GLASS, M., KOERBEL, C., 2001. U-Pb isotopic study of relict zircon inclusions recovered from Muong Nong-type tektites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 1833-1838.
- DOBSON, D.P., JONES, A.P., RABE, R., SEKINE, T., KURTA, K., TANIGUCHI, T., KONDO, T., KATO, T., SHIMOMURA, O, UARAKAWA, S. 1996. In situ measurement of viscosity and density of carbonate melts at high pressure. *Earth Planet. Sci. Lett.* 143, 207-215.
- DOIG, R. 1970. An alkaline rock province linking Europe and North America. *Canadian Journal of Earth Sciences* 7, 22-28.
- DORAIS, M.J. 1990. Compositional variations in pyroxenes and amphiboles of the Belknap Mountain complex, New Hampshire: Evidence for the origin of silica-undersaturated alkaline rocks. *Am. Mineral.* 75, 1092-1105.
- DOSTAL, J., COUSENS, B., DUPUY, 1998. The incompatible element characteristics of ancient subducted sedimentary component in ocean island basalts from French Polynesia. *J. Petrol.* 39, 937-952.
- DOWNES H., MARKWICK, A. KEMPTON, P., THIRLWALL, F. 2001. The lower crust beneath cratonic north-east Europe: isotopic constraints from garnet granulite xenoliths. *Terra Nova* 13, 395-400.
- DOWNES, H., BALAGANSKAYA, E., BEARD, A., LIFEROVICH. R., DEMAIFFE, D. 2005. Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatite magmatism in the Kola Alkaline Province : A review. *Lithos* 85, 48-75.
- DRICKER, I.G., ROECKER, S.W., KOSAREV, G.L., VINNIK, L.P., 1996. Shear-wave velocity structure of the crust and upper mantle beneath the Kola Peninsula. *Geophysical Research Letters* 23, 3389-3392.
- DUNWORTH E.A. AND BELL K. 2001. The Turiy Massif, Kola Peninsula, Russia: Isotopic and Geochemical evidence for a multi-source evolution. *J.Petrol.* 42, 377-405.
- EBY GN. 1975. Abundance and distribution of rare-earth elements and yttrium in the rocks and minerals of the Oka carbonatite complex, Quebec. *Geochim. Cosmochim. Acta* 39, 597-620.
- EGGLER D.H. 1978. The effect of CO₂ upon partial melting of peridotite in the system Na₂O-CaO-Al₂O₃-MgO-SiO₂-CO₂ to 35 kb with analysis of melting in a peridotite- H₂O-CO₂ system. *Am. J. Sci.* 278, 305-343.

- EPSHTEYN, E.M. 1994. Geological-petrological Model and genetical peculiarities of ore-bearing Carbonatite complexes, Nedra, Moscow, 296p. (in Russian).
- EPSHTEYN, Y.M., ET DANIL'CHENKO, N.A., 1988. A spatial-genetic model of the Kovdor apatite-magnetite deposit, a carbonatite complex of the ultramafic, ijolite and carbonatite rocks association. *Int. Geol. Rev.* 30, 981-993.
- ERICKSSON, S.C. 1989. Phalaborwa: a saga of magmatism, metasomatism and miscibility. In: Bell (Ed.) *Carbonatite: Genesis and Evolution*. London. Unwin Hyman. 221-254.
- ERIKSSON S.C., FOURIE P.J. AND DE JAGER D.H. 1985. A cumulate origin for the minerals in clinopyroxenite of the Phalaborwa Complex. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 88, 207-214.
- ERIKSSON, S.C. 1984. Age of carbonatite and phoscorite magmatism of the Phalaborwa complex (South Africa). *Isotope Geoscience* 2, 291-299.
- FABRIES, J. 1978. Les types paragénetiques des amphiboles sodiques dans les roches magmatiques. *Bull. Min.* 101, 155-165.
- FALLOON, T.J. ET GREEN, D.H., 1989. The solidus of carbonated, fertile peridotite. *Earth Planet. Sci. Let.* 94, 364-370.
- FAURE, G. ET POWELL, J.L. 1972. *Strontium isotope geology*. Springer Verlag : Berlin, 188p.
- FAYE, G.H. ET HOGARTH, D.D. 1969. On the origin of 'reverse pleochroism' of a phlogopite. *The Canadian mineralogist* 10, 25-34.
- FÉMÉNIAS, O., COUSSAERT, N., BRASSINNES, S., DEMAIFFE, D. 2005. Emplacement processes and cooling history of layered cyclic unit II-7 from the Lovozero alkaline massif (Kola Peninsula, Russia). *Lithos*, 83, 371-393.
- FREESTONE, I.C. ET HAMILTON, D.L. 1980. The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites- an experimental study. *Contrib. Mineral. Petrol.* 73, 105-117.
- GARSON, M.S. 1984. Relationships of carbonatites to plate tectonics. *Indian Mineralogist*. 163-188.
- GASPAR, J.C. ET WYLLIE, P.J. 1987. The phlogopites from the Jacupiranga carbonatite intrusions. *Mineralogy and Petrology* 36, 112-134.
- GASPAR, J.C., ARAÚJO, D.P., MELO, M.V.L.C. 1998. Olivine on carbonatitic and silicate rocks in carbonatite complexes. Seventh international Kimberlite conference, Cape Town, Extended Abstracts, 239-241.
- GEE, D.G. AND ZEYEN, H.J. (Ed). *EUROPROBE 1996 - Lithosphere dynamics: Origin and evolution of continents*. Published by the Europrobe Secretariate, Uppsala University, 138pp
- GERASIMOVSKY, V.I., VOLKOV, V.P., KOGARKO, L.N., POLYAKO, A.I., SAPRYKINA, T.V., BALASHOV, YU. A. 1966. *The Geochemistry of the Lovozero Alkaline Massif : Part 1 and Part 2*. Australian University Press, Canberra.
- GITTINS J. 1989. The origin and evolution of carbonatite magmas. In Bell, K. (Ed): *Carbonatites : genesis and evolution*. Unwin Hyman, London, 580-600.
- GITTINS J. ET HARMER R.E. 1998 The Case for Primary, Mantle-derived Carbonatite Magma. *J Petrol.* 39, 1895-1903.
- GITTINS, J. ET HARMER, R.E. 1997. Dawson's Oldonyo Lengai calcicocarbonatite : a magmatic soviet or an extremely altered natrocarbonatite? *Mineral. Mag.* 61, 331-355.

- GITTINS, J. HARMER, R.E., BARKER, D.S. 2005. The bimodal composition of carbonatites: Reality or misconception? *Lithos* 85 129- 139.
- GITTINS, J., ALLEN, C.R., COOPER, A.F. 1975. Phlogopitisation of pyroxénites; its bearing on composition of carbonatite magmas. *Geol. Mag.* 112, 503-507.
- GLEADOW, A.J.W. ET BROOKS, C.K. 1979. Fission track dating, thermal histories and tectonics of igneous intrusions in East Greenland. *Contrib. Mineral. Petrol.* 71, 45-60.
- GOGOL O. AND DELINITZIN A. 1999. New Rb-Sr data for Kola alkaline province. *Proc. 10th Kratz Conf., Apatity, 43-47* (in Russian). Gon'Shakova et al., 1967
- GRAF, D.L. ET GOLDSMITH, J.C. 1958. The solid solubility of MgCO₃ in CaCO₃: A revision. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 13, 218-219.
- GREEN, D.H. 1972. Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled high-pressure conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 34, 150-166.
- GREIG, J.W., BARTH, T.F.W., 1938. The system Na₂O Al₂O₃ 2SiO₂ (nepheline, carnegieite)-Na₂O Al₂O₃ 6SiO₂ (albite). *Am. J.Sci.* 35, 93-112.
- HAMILTON, D.L. 1961. Nepheline as crystallisation temperature indicators. *J. Geol.* 69, 321-329.
- HARKER, R.J. ET TUTTLE, O.F. 1955. Studies in the system CaO-MgO-CO₂. Part 2. Limits of the solid solution along the binary join CaCO₃-MgCO₃. *Am. J. Sci.* 253, 274-282.
- HARMER, R.E. ET GITTINS, J. 1997. The origin of dolomitic carbonatites: field and experimental constraints. *J. of African Earth Sci.* 25, 5-28.
- HART, S.R., GERLACH, D.C., WHITE, W.M. 1986. A possible new Sr-Nd-Pb mantle array and consequences for mantle mixing. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 50, 1551-1557.
- HAURI, E.H., SHIMIZU, N., DIEU, J.L., HART, S.R. 1993. Evidence for hotspot-related carbonatite metasomatism in the oceanic upper mantle. *Nature* 365, 221-227.
- HEINRICH, E.W. 1966. The geology of carbonatites. *Ran McNally & Co: Chicago*, 555p.
- HENDERSON, C.M.B., GIBB, F.G.F., 1983. Felsic mineral crystallization trends in differentiating alkaline basic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* 84, 355- 364.
- HESS, H.H. 1939. Extreme fractional crystallization of a basaltic magma: the Stillwater igneous complex. *Trans. Amer. Geophys. Union, Reports et papers, Volcanology* 3, 430-432.
- HESS, H.H. 1960. The Stillwater Igneous complex, Montana: a quantitative mineralogic study. *Mem. Geol. Soc. Amer.* 80, 230p.
- HIBAUT, Y. EDGAR, A.D., LLOYD, F.E. 1992. Experimental investigation of melts from a carbonated phlogopite lherzolite: implications for metasomatism in the continental lithospheric mantle. *Am. Mineral.* 77, 784-794.
- HIGGINS, M.D. 1991. The origin laminated and massive anorthosite, Sept Iles layered intrusion, Quebec, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.* 106, 340-354.
- HJELT, S.E. ET DALY, S. 1996. Svekalapko: evolution of palaeoproterozoic and archaic lithosphere. In: Gee et Zeyen (Eds) *EUROPROBE 1996 - Lithosphere dynamics: origin and evolution of continents*. Uppsala, 57-62.
- HOFMANN, A.W. 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature* 385, 219-229.

- HOGARTH D.D. 1989. Pyrochlore, apatite and amphibole : distinctive minerals in carbonatite. In Bell, K. (Ed): Carbonatites : genesis and evolution. Unwin Hyman, London, 105-148.
- HOGARTH, D.D., HARTREE, R., LOOP, J., SOLBERG, T.N. 1985. Rare-earth element minerals in four carbonatites near Gatineau, Quebec. *Amer. Mineral.* 70, 1135-1142.
- HOGARTH, D.D., HORNE, J.E.T. 1989. Non-metamict uranoan pyrochlore and uranopyrochlore from tuff near Ndale, Fort Portal area, Uganda. *Mineral. Mag.* 53, 257, 262.
- HOLMES A. 1946 An estimate of the age of the earth. *Nature* 157, 680-684.
- HORNIG-KJARSGAARD I. 1998. Rare earth elements in sövitic carbonatites and their mineral phases. *J. Petrol.* 39, 2105-2122.
- HOUTERMANS F.G. 1946 Die Isotopen-häufigkeiten im natürlichen Blei und das Alter des Urans. *Naturwissenschaften* 33, 185-187.
- HULBERT, L.J. ET VON GRUENEWALDT, G. 1985. Textural and compositional features of chromite on the lower and critical zones of the Bushveld Complex south of Potgietersrus. *Econ. Geol.* 80, 872-895.
- HUNTER, R.H. 1987. Textural equilibrium in layered igneous rocks. In: Parsons (Ed) *Origins of igneous layering*. Dordrecht: Reidel. 473-403.
- HUNTER, R.H. 1996. Texture development in cumulate rocks. In : Cawthorn (Ed) *Layered intrusions (Development in Petrology 15)*, Elsevier, 77-101.
- HUNTER, R.H. ET MCKENZIE, D. 1989. The equilibrium geometry of carbonate melts in rocks of mantle composition. *Earth. Planet. Sci. Let.* 92, 347-356.
- IONOV D., HARMER R.E., 2002. Trace element distribution in calcite-dolomite carbonatites from Spitskop: inferences for differentiation of carbonatite magmas and the origin of carbonates in mantle xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters* 198, 495-510.
- IRVINE, T.N. 1982. Terminology for layered intrusions. *J. Petrol.* 23, 127-162.
- IRVING, A.J. ET WYLLIE, P.J. 1973. Solidus and melting relationships for calcite, magnesite and the join $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$ to 3- kilobars. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 39, 35-53.
- ISSA FILHO, A., LIMA, P.R.A. DOS S., SOUZA O.M. 1984. Aspects of the geology of the Barreiro carbonatitic complex, Araxa, MG, Brazil. In: *Carbonatitic complex of Brazil: Geology*. CBMM, Sao Paulo, 19-44.
- IVANIKOV, V.V., RUKHLOV, A.S., BELL, K. 1998. Magmatic evolution of the ménilite-carbonatite-nephelinite dyke series of the Turyi peninsula (Kandalaksha Bay, White Sea, Russia). *J. Petrol.* 39, 2043-2059.
- JACKSON, E.D. 1961. Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana. *US Geol. Surv. Prof. Paper.* 358, 1-106.
- JENNINGS, D.S. ET MITCHELL, R.H. 1969. An estimate of the temperature of intrusion of carbonatite at the fen complex, S. Norway. *Lithos* 2, 167-169.
- JOHAN, Z. 1979. Pyroxènes des complexes basiques et ultrabasiques; particularités d'évolution magmatique des complexes minéralisés en cuivre. Facteurs contrôlant les minéralisations du nickel. *B.R.G.M. Orléans*, 170-218.
- KALINKIN, M.M., ARZAMASTSEV, A.A., POLYAKOV, I.V. 1993. Kimberlites and related rocks of the Kola region. *Petrology* 1, 173-180.

- KAPUSTIN YU.L. 1980. Mineralogy of carbonatites. Amerind Publishing Co, 259pp. Kapustin 1994
- KARCHEVSKY, P.I. ET MOUTTE, J. 2004. The phoscorite-carbonatite complex of Vuoriyarvi, northern Karelia. In: Wall, F., Zaitsev, A.N. (Eds). Phoscorites and carbonatites from Mantle to Mine, Mineralogical Society Series, Vol. 10, 163-199.
- KATZ, K. ET KELLER, J. 1981. Comb-layering in carbonatite dykes. *Nature* 294, 350-352.
- KEMPTON, P.D., DOWNES, H., NEYMARK, L.A., WARTHON, J.A., ZARTMAN, R.E., SHARKOV, E.V. 2001. Garnet granulites xenoliths from the Northern Baltic Shield-the underplated lower crust of a Palaeoproterozoic large igneous province? *J. Petrol.* 42, 731-763.
- KEMPTON, P.D., DOWNES, H., SHARKOV, E.V., VETRIN, V.R., IONOV, D.A., CARSWELL, D.A., BEARD, A. 1995. Petrology and geochemistry of xenoliths from the Northern Baltic shield: evidence for partial melting and metasomatism in the lower crust beneath an Archean terrane. *Lithos* 36, 157-184.
- KHADEM ALLAH, B., MONCHOUX, P., FONTAN, F., BÉZIAT, D., KADAR, M. 1996. Clinopyroxènes des syénites néphéliniques de Tamazert (Haut-Atlas, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris* 323, 841-847.
- KHARITONOV, L.YA. 1966. Structure and stratigraphy of the Karelides of the eastern Baltic Shield. Moscow, 360p. (in Russian).
- KJARSGAARD, B.A. ET HAMILTON, D.L. 1989. The genesis of carbonatites by liquid immiscibility. In: Bell (Ed). *Carbonatites: genesis and evolution*. Unwin Hyman. 288-404.
- KJARSGAARD, B.A. ET PETERSON, T.D. 1991. Nephelinite carbonatite liquid immiscibility at Shombole volcano, East Africa: petrographic and experimental evidence. *Min. Petrol.* 43, 293-314.
- KLEMME S. AND DALPÉ C. 2003. Trace-element partitioning between apatite and carbonatite melt. *Am. Mineral.* 88, 639-646.
- KLEPPA, O. 1981. Thermodynamics of simple molten salt mixtures. In: Newton, Navrotsky, Wood (Eds) *Thermodynamics of minerals and melts*. Springer. 179-188.
- KLEPPA, O. 1977. Thermodynamic properties of molten salt solutions. In: Fraser (Ed) *Thermodynamics in geology*. Boston. 279-299.
- KOGARKO, L.N. 1987. Alkaline rocks of the eastern part of the Baltic Shield (Kola Peninsula). In: Fitton and Upton (Eds) *Alkaline igneous rocks*. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 30, 531-544.
- KOGARKO, L.N., KONONOVA, V.A., ORLOVA, M.P., WOOLLEY, A.R. 1995. Alkaline rocks and carbonatites of the world. Part 2. Former USSR. Chapman and Hall, London, 225 pp.
- KOISTINEN, T., STEPHENS, M.B., BOGATCHEV, V., NORDGULEN, O., WENNERSTROM, M., KORHONEN, J. 2001. Geological map of the Fennoscandian Shield, 1:2000000, Geological Survey of Finland, Norway, Sweden and The Northwest Department of Natural Resources of Russia.
- KOSLOV, M.T. 1980. On the structural position and age of the dykes in southern part of the Keivy zone. In: Geological structure and evolution of Precambrian structural zones on the Kola Peninsula. *Apatity, Kola Branch Ac. Sci. USSR*, 100-103. (in Russian).
- KOSTER VAN GROOS, A.F., WYLLIE, P.J. 1966. Liquid immiscibility in the system Na₂O-Al₂O₃-SiO₂-CO₂ at pressures to 1 kbar. *Am. J. of Sci.* 264, 234-255.
- KOSTER VAN GROOS, A.F., WYLLIE, P.J. 1968. Liquid immiscibility in the joint NaAlSi₃O₈-Na₂CO₃-H₂O and its bearing on the genesis of carbonatites. *Am. J. of Sci.* 266, 932-967.

KOSTER VAN GROOS, A.F., WYLLIE, P.J. 1973. Liquid immiscibility in the joint NaAlSi₃O₈-CaAl₂Si₂O₈-Na₂CO₃-H₂O. *Am. J. of Sci.* 273, 465-487.

KOSTER VAN GROOS, A.F. 1975. The effect of high CO₂ pressures on alkalic rocks and its bearing on the formation of alkalic ultrabasic rocks and the associated carbonatites. *Am. J. of Sci.* 275, 163-185.

KOVALENKO, V.I. 1968. On the chemical composition, properties, and mineral paragenesis of riebeckite and arfvedsonite. *Int. Min.* 261-284.

KRAMM U. ET KOGARKO L. 1994. Nd and Sr isotope signatures of the Khibiny and Lovozero apaitic centres, Kola Alkaline Province, Russia. *Lithos* 32, 225-242.

KRAMM U., KOGARKO L., KONONOVA V.A. AND VARTIAINEN H. 1993. The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380-360 Ma age range for all magmatism. *Lithos* 30, 33-44.

KRAMM, U. 1993. Mantle components of carbonatites from the Kola alkali province, Russia and Finland: a Nd-Sr study. *Europ. J. Mineral.* 5, 985-989.

KRAMM, U. ET SINDERN, S., 2004. Timing of Kola ultrabasic alkaline, alkaline and phoscorite-carbonatite magmatism. In: Wall, F., Zaitsev, A.N. (Eds). *Phoscorites and carbonatites from Mantle to Mine*, Mineralogical Society Series, Vol. 10, 75-98.

KRASNOVA, N., PETROV, T., MOUTTE, J. 2003. Chemical diversity of ultrabasic-alkaline and phoscorite-carbonatite rocks. *Periodico di Mineralogia* 72, 115-123.

KRASNOVA, N.I. ET KOPYLOVA, L.N. 1988. The geological basis for mineral-technological mapping at Kovdor ore deposit. *Intern. Geol. Rev.* 30, 307-319.

KRASNOVA, N.I., PETROV, T.G., BALAGANSKAYA, E., GARCIA, D, MOUTTE, J., ZAITSEV A.N., WALL, F. 2004. Introduction to phoscorites: occurrences, composition, nomenclature and petrogenesis. In: Wall, F., Zaitsev, A.N. (Eds). *Phoscorites and carbonatites from Mantle to Mine*, Mineralogical Society Series, Vol. 10, 45-74.

KRAVCHENKO, S.M, BELYAKOV, A.YU., BABUSHKIN, P.N., KALYUSHNY, V.A. 1992. Khibiny massif sodic nepheline syenites as likely derivatives of a high-Ca alkali ultrabasic magma. *Geochim. Int.* 39, 75-86.

KRESTEN, P. ET MOROGAN, V. 1986. Fenitization at the Fen complex, Southern Norway. *Lithos* 19, 27-42.

KRISHNAMURTY, 1997. A report on Carbonatite Workshop held At Ambadongar. *Journal Geological Society of India* 49, 451-452.

KUDRYASHOV, N.M. 1993. Rb-Sr, U-Pb and Pb-Pb dating of the Belomorian complex rocks (preliminary results). In : *Geology of the Baltic Shield. Abstracts. 7th Young Scientists Conference dedicated to the memory of K.O. Kratz*, 22 (In Russian).

KUKHARENKO A.A., ORLOVA M.P., BOULAKH A.G., BAGDASAROV E.A., RIMSKAYA-KORSAKOVA O.M., NEFEDOV E.I., ILINSKIYI G.A., SERGEEV A.S. AND ABAKUMOVA N.B. 1965. The Caledonian complex of ultrabasic alkaline rocks of the Kola Peninsula and North Karelia. *Nedra : Moscow*, 772p. (in Russian)

KUSHIRO, I. 1960. Si-Al relations in clinopyroxènes from igneous rocks. *Am. J. Sci.* 258, 548-554.

KUSHIRO, I. 1969. Clinopyroxene solid solutions formed by reactions between diopside and plagioclase at high pressures. *Min. Soc. Am. Spec. Paper*, 179-191.

KUSZNIR, N.J., STOVBA, S.M, STEPHENSON, R.A., POPLAVSKII, K.N. 1996. The formation of the northwestern Dnieper-Donets basi: 2D forward and reverse syn-rift and post-rift modelling. In: Stephenson, Wilson, de Boorder, Starostenko (Eds) Europrobe: Intraplate tectonics and basin dynamics of the Eastern European Platform. *Tectonophysics* 268, 237-255.

KWON, S.T., TILTON, G.R., GRÜNENFELDER, M.H. 1989. Lead isotope relationships in carbonatites and alkalic complexes: an overview. In: Bell (Ed) *Carbonatites: genesis and evolution*. Unwin Hyman. London. 360-387.

LAPIN A.V. AND VARTIAINEN V.H. 1983. Orbicular and spherulitic carbonatites from Sokli and Vuoriyarvi. *Lithos* 16, 53-60.

LARSEN, L.M. 1976. Clinopyroxenes and coexisting mafic minerals from the alkaline Ilimaussaq intrusion, South Greenland, *J. Petrol.* 17, 258-290.

LE BAS M.J. 1989. Diversification of carbonatite. In Bell, K. (Ed): *Carbonatites : genesis and evolution*. Unwin Hyman, London, 428-445.

LE BAS M.J. AND HANDLEY C. 1979. Variation in apatite composition in ijolitic and carbonatitic igneous rocks. *Nature* 279, 54-56.

LE BAS, M.J. 1977. *Carbonatite-Nephelinite volcanism*. John Wiley and Sons. Bristol. 347p.

LE BAS, M.J. 1981. Carbonatite magmas. *Min. Mag.* 44, 133-140.

LE BAS, M.J. 1987. Nephelinites and carbonatites. In : Fitton et Upton (Eds). *Alkaline igneous rocks*. Geol. Soc. of London, Special publication 30, 53-83.

LE BAS, M.J., KELLER, J., TAO K., WALL, F., WILLIAMS, C.T., PEISHAN, Z. 1992. Carbonatites dykes at Bayan Obo, Inner Mongolia, China. *Mineral. Petrol.* 46, 195-228.

LE BAS, M.J., MIAN, I., REX, D.C. 1987. Age and nature of carbonatite emplacement in north Pakistan. *Geol. Rund.* 76, 317-323.

LE MAITRE, R.W. (Ed) *Igneous rocks. A classification and glossary terms*, 2nd edition. Cambridge University Press, UK. 236p.

LEAKE, B.E., WOOLLEY, A.R., ARPS, C.E.S., BIRCH, W.D., GILBERT, M.C., GRICE, J.D., HAWTHORNE, F.C., KATO, A., KISCH, H.J., KRIVOVICHEV, V.G., LINTHOUT, K., LAIRD, J., MANDARINO, J., MARESCH, W.V., NICKEL, E.H., ROCK, N.M.S., SCHUMACHER, J.C., SMITH, D.C., STEPHENSON, N.C.N., UNGARETTI, L., WHITTAKER, E.J.W., YOUZHI, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee an amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. *Min. Mag.* 61, 295- 321.

LEE W-J AND WYLLIE P-J 1996. Liquid immiscibility in the join NaAlSi₃O₈-CaCO₃ to 2.5 GPa and the origin of calciocarbonatite magmas. *J. Petrol.* 37, 1125-1152.

LEE W-J AND WYLLIE P-J 1998. Petrogenesis of carbonatite magmas from mantle to crust constrained by the system CaO-(MgO+FeO*)-(Na₂O+K₂O)-(SiO₂+Al₂O₃+TiO₂)-CO₂. *J. Petrol.* 39, 495-517.

LEE W-J ET WYLLIE, P.J. 1997. Liquid immiscibility between nephelinite and carbonatite from 1.0 to 2.5 GPa compared with melt mantle compositions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 127, 1-16.

LEE W-J ET WYLLIE, P.J. 1997. Liquid immiscibility in the joint NaAsiO₄-NaAlSi₃O₈-CaCO₃ at 1 GPa : implications for crustal carbonatites. *J. Petrol.* 38, 1113-1135.

LEE W-J ET WYLLIE, P.J. 1998. Processes of crustal carbonatite formation by liquid immiscibility and differencation elucidated by model systems. *J. Petrol.* 39, 2005-2013.

- LEE W.-J. ET WYLLIE, P.J. 1994. Experimental data bearing on carbonatite immiscibility, crystal fractionation, and the origin of calcicarbonatites and natrocarbonatites. *Int. Geol. Rev.* 36, 797-818.
- LUMSDEN, J. 1966. *Thermodynamics of molten salt mixtures*. London: Academic Press.
- MAHOTKIN, I.L. ET ZHURAVLEV, D.Z. 1993. Sr and Nd isotopic data for diamond-kimberlites and melilitites and basalts of the Arkhangelsk region. *Dokl. Acad. Nauk.* 332, 491-496. (in Russian).
- MAHOTKIN, I.L. 1998. Petrology of group 2 kimberlite-olivine lamproite (K2L) series from the Kostomuksha area, Karelia, NW Russia. 7th Kimberlite conference Abst. Cape town, South Africa, 529-531.
- MAHOTKIN, I.L. ET JERVED, P.YU. 1993. New data on the alkali ultrabasic rocks of the explosion pipe of the Arkhangelsk area. *Dokl. Acad. Nauk.* 329, 484-490. (in Russian).
- MAHOTKIN, I.L., DOWNES, H., HEGNER, E., BEARD, A. 2003. Devonian dike swarms of alkaline, carbonatite and primitive magma-type rocks from the south Kola Peninsula: geochemical and isotopic constraints on plume-lithospheric interaction. 8th International Kimberlite Conference Long Abstract. FLA_0346.
- MAHOTKIN, I.L., GIBSON, S.A., THOMPSON, R.N., ZHURAVLEV, D.Z., ZHERDEV, P.U. 2000. Late Devonian diamondiferous kimberlite and alkaline picrite (Proto-Kimberlite ?) - magmatism in the Arkhangelsk Region, NW Russia. *J. Petrol.* 41, 201-227.
- MARIANO, A.N. 1989. Nature of economic mineralization in carbonatites and related rocks. In: Bell (Ed). *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman. London. 149-176.
- MARKOV, M.S., AVAKIAN, K.KH., BARZHITSKY V.V. ET AL. 1987. Late archean structural-formational zones of the Kola Peninsula (to the publication of the Geodynamic Map of the Kola Region). *Apatity, Kola Branch Ac. Sci. USSR.* 44p. (in Russian).
- MATHISON, C.I. 1987. Pyroxene oikocrysts in troctolitic cumulates - evidence for supercooled crystallisation and postcumulus modification. *Contrib. Mineral. Petrol.* 97, 228-236.
- MCBIRNEY, A.R. ET NOYES, R.M. 1979. Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion. *J. Geol.* 103, 114-122.
- MCCORMICK, G.R. ET LE BAS, M.J. 1996. Phlogopite crystallization in carbonatitic magmas from Uganda. *The Canadian Mineralogist* 34, 469-478.
- MCCULLOCH, M.T. ET CHAPPEL, B.W. 1982. Nd isotopic characteristics of S- and I- type granites. *Earth Planete. Sci. Lett.* 58, 51-64.
- MCDONOUGH, W.F. & SUN, S.-S. 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223-253.
- MCKENZIE, D. 1985. The extraction of magma from the crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 74, 81-91.
- MEEN, J.K., AYERS, J.C., FREGEAU, E.J. 1989. A model of mantle metasomatism by carbonated alkaline melts: trace elements and isotopic compositions of mantle source regions of carbonatite melt and other continental igneous rocks. In: Bell (Ed). *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman. London. 464-499.
- MINARIK, W.G. ET WATSON, E.B. 1995. Interconnectivity of carbonate melt at low melt fraction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 133, 423-437.
- MITCHELL, R.H. (Ed) 1996. *Undersaturated Alkaline rocks: mineralogy, petrogenesis, and economic potential*. Mineralogical Association of Canada. Short Course series 24, 312p.

- MITROFANOV, F.P. 1995. (ed.). *Geology of the Kola Peninsula*. Apatity, 145pp
- MITROFANOV, F.P. ET POZHILENKO, V.I. 1991. Voche-Lambina Archean geodynamic study area. Apatity, 196p. (in Russian).
- MOORE K.R. ET WOOD B.J. 1998. THE TRANSITION FROM CARBONATE TO SILICATE MELTS IN THE CAO-MGO-SIO₂-CO₂ SYSTEM. *J. PETROL.* 39, 1943-1951.
- MORBIDELLI, L., BECCALUVA, L., BROTZU, P., CONTE, A., GARBARINO, C., GOMES, C.B., MACCIOTTA, G., RUBERTI, E., SCHEIBE, L.F., TRAVERSA, G. 1986. Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brasil. 3. Fenitization of Jacupirangite by carbonatite magmas in the Jacupiranga complex, SP. *Per. Mineral.* 55, 261-295.
- MORIMOTO, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Can. Mineral.* 27, 143-156.
- MORSE, S.A. 1979. a) Kiglapait geochemistry II: Petrography. *J. Petrol.* 20, 591-624.
- MORSE, S.A. 1986. Convection in aid of adcumulus growth. *J. Petrol.* 27, 1183-1214.
- MOSHKIN, S.V., SHELEMOTOV, A.S., BOGACHEV, V.A., IVANIKOV, V.V., PETROV, T.G., PHILIPPOV, N.B., FRANK-KAMENETSKY, D.A. 2000. 'Petros' the new program complex for processing and analysis of petrochemical information. In : Deep-seated magmatism, magmatic sources and the problem of plumes (Vladykin, Ed). Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk-vladivostok, Russia. (in Russian).
- NASH, W.O. ET WILKINSON, J.F.G. 1970. Shonkin Sag Laccolith, Montana. I. Mafic minerals and estimates of temperature, pressure, oxygen fugacity and silica activity. *Contrib. Mineral. Petrol.* 25, 241-260.
- NASH, W.P. 1972. Mineralogy and petrology of the Iron Hill carbonatite complex, Colorado. *Geol. Soc. of Am. Bull.* 83, 1361-1382.
- NAVEZ, J. 1995. Déterminations d'éléments en traces dans les roches silicatées par ICP-MS, Dépt. Géol. MRAC, Rapp. Ann. 93-94, 139-147.
- NIELSEN, T.F.D. 1980. The petrology of a melilitolite, melteigite, carbonatite and syenite ring dyke system un the Gardiner complex, East Greenland, *Lithos* 13, 181-197
- NIKITIN, I.V. 1986. Structure and peculiarities of the formation of tectonic- lithologic complexes in the Kolmozero-Voronja suture zone. Ph.D. thesis. Diss. Leningrand, 18p. (in Russian).
- NOTHOLT, A.J.G., HIGHLEY, D.E., DEANS, T. 1990. Economic minerals in carbonatites and associated alkaline igneous rocks. *Trans. Inst. Min. Metall.* 99, 59-80.
- ONUMA, K. ET YAGI, K. 1967. The system diopside-akermanite-nepheline. *Amer. Mineral.* 52, 227-243.
- PALACZ, Z.A. SANDERS A.D. 1986. Coupled trace element and isotope enrichment in the Cook-Austral-Samoa islands, southwest Pacific. *Earth Planret. Sci. Lett.* 79-270-280.
- PAN, V. ET LONGHI, J. 1989. Low pressure liquidus relations in the system Mg₂SiO₄-Ca₂SiO₄-NaAlSiO₄-SiO₂. *Am. J. Sci.* 289, 1-16.
- PARSADANYAN, K.S., KONONOVA, V.A., BOGATIKOV, O.A. 1996. Sources of heterogeneous magmatism of the Arkhangelsk diamondiferous province. *Petrol.* 4, 460-476.
- PELTONEN ; P. AND IRMELI, M. 2001. An ion microprobe U-Th-Pb study of zircon xenocrysts fro the Lachtojoki kimberlite pipe, Eastern Finland. *Bull. Geol. Surv. Of. Finland.* 73, 47-58.

- PETROV, T.G. 1971. The justification of variant general classification for geochemical systems. Vestnik of Leningrad state university, 18, 30-38. (in Russian).
- PETROV, T.G. 2001. Informative language for description of poly-component object's composition. Scientific-technical information 3, 8-18. (In Russian).
- PICCOLI P. ET CANDELA, P. 2002. Apatite in igneous systems. Rev. in Min. and Geochim. 48, 255-292.
- PLATT, R.G. ET WOOLLEY, A.R. 1986. The mafic mineralogy of peralkaline syenites and granites of the Malanje complex, Malawi. Mineral. Mag. 50, 85-99.
- POWEL, J.L., HURLEY, P.M., FAIRBAIRN, H.W. 1966. The strontium isotopic composition and origin of carbonatites. In: Tuttle et Gittins (Eds) Carbonatites. Interscience Publishers. New York. 365-378.
- POWELL, R., CONDLIFFE, D.M., CONDLIFFE, E. 1984. Calcite-dolomite geothermometry in the system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3$: an experimental study. J. Metamorph. Geol. 2, 33-41.
- POZHILENKO, V.I. 1984. The structure and data on the formational characteristic of the Rikolatvi zone in Belomorje. In: Geology and history formation of Precambrian structure on the Kola Peninsula. Apatity. Kola Branch Ac. Sci. USSR, 56-63 (in Russian).
- POZHILENKO, V.I. 1987. Belomoride zone. In: Markov, M.S., Avakian, K.Kh., Barshitsky V.V. et al. Late archean structural formational zones of the Kola peninsula. Apatity. Kola Branch Ac. Sci. USSR. 16-21. (in Russian).
- PRINS, P. 1972. Apatite from African carbonatites. Lithos 6, 133-144.
- PUSHKAREV, YU.D., VETRIN, V.R., VINOGRADOV, A.N. ET AL. 1975. Age position of the Litsa-Araguba and Umba complexes of porphyreous granitoids from the data U-Th-Pb, Rb-Sr and K-Ar methods. In: Charnockites and porphyreous granites of the Kola peninsula. Apatity. Kola Branch Ac. Sci. USSR. 329-351. (in Russian).
- PUTINTSIVA, E.V. ET UVADIEV, L.I. 1987. On the evolution of dyke magmatism of the Kandalaksha shield (Kola Peninsula). Magmatism, metamorphism and geochronology of the west-east Precambrian platform. Acad. Nauk. USSR, Kola Branch, 91-93. (in Russian).
- PYATENKO, I.K. ET OSOKIN, YE.D. 1988. Geochemical features of the carbonatite palaeovolcano at Kontozero, Kola Peninsula. Geochem. Inter. 25, 101-113.
- PYATENKO, I.K. ET SAPRYNIKA, L.G. 1980. Petrological features of alkaline basaltoids and volcanic carbonatite of the Russian Platform. In: Petrology and geochemistry of ore magmatic series. Moscow, Nauka, 233-255. (in Russian).
- PYLE, J.M. ET HAGGERTY, S.E. 1994. Silicate-carbonate liquid immiscibility in upper-mantle eclogites: implications for natrosilicic and carbonatitic conjugate melts. Geochim. Cosmochim. Acta. 58, 2997-3011.
- RADCHENKO, A.T., BALAGANSKY, V.V., MINOGRADOV, A.N. 1992. Precambrian tectonics of the northeastern Baltic Shield (An explanatory note on tectonic map of a scale 1:500000), Leningrad, 112p. (in Russian).
- RANKIN, A.H. ET LE BAS, M.J. 1974. Liquid immiscibility between silicate and carbonate melts in naturally occurring ijolite magma. Nature 250, 206-209.
- REYNOLDS, I.M. 1985. The nature and origin of titaniferous magnetite-rich layers in the Upper Zone of the Bushveld complex. Econ. Geol. 80, 1089-1108.

- RICE, J.M. 1977. Contact metamorphism of impure dolomitic limestone in the Boulder aureole, Montana. *Contrib. Mineral. Petrol.* 59, 237-259.
- RIMSKAYA-KORSAKOVA, O.M. ET KRASNOVA, N.I. 2002. Geology of Mineral deposit of the Kovdor complex. Leningrad, Russia, 143p.
- RIMSKAYA-KORSAKOVA, O.M., KRASNOVA, N.I., KOPYLOVA, L.N. 1979. Typochemical peculiarities of apatite from the Kovdor complex deposit. *Min. and Geochim.* 6, 58-70. (in Russian).
- RONSBØ, J.G. 1989. Coupled substitutions involving REEs and Na and Si in apatites in alkaline rocks from the Illímaussaq intrusion, South Greenland, and the petrological implications. *Am. Mineral.* 74, 968-901.
- RUDNICK, R. L. ET FOUNTAIN, M.D. 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev. Geophys.* 33, 267-309.
- RUDNICK, R.L., MCDONOUGH, W.F., CHAPPELL, B.C. 1993. Carbonatitism metasomatism in the northern Tanzanian mantle. *Earth Plant. Sci. Lett.* 114, 463-475.
- RUSSEL H.D., HIEMSTRA S.A. AND GROENVALD D. 1954. The mineralogy and the petrography of the carbonatite. *Trans. and Proceed. Geol. Soc. South Africa*, 197-208.
- SABLUKOVA, L.I. 1995. Mantle nodules in kimberlite rocks of Arkhangelsk. 6th Kimberlite Conference Conf. Abst. 484-486.
- SAMOYLOV, V.S. 1977. *Karbonatity (fatsii usloviya obrazovaniya)*. Moscow : Nauka (in Russian).
- SAMOYLOV, V.S. ET GORMASHEVA, G.S. 1975. Alkali amphiboles of carbonatites and genetically related rocks. *Zapiski Vsesoyuznogo Mineralogicheskogo Obschestva* 104, 145-159 (in Russian).
- SANT'AGOSTINO, L.M., ALVES, P.R., SHIMABUKURO, N., Bon, T.B. 2001. Applied mineralogy as a tool for mine planning of phosphate rock. *Minerals Engineering* 14, pp. 1649-1657.
- SCHLEICHER, H., TODT, W., SHRIVINAS, S., VILADKAR, S., SCHMIDT F. 1997. Pb/Pb age determinations on the Newania and Sevattur carbonatites of India: evidence for multi-stage histories. *Chemical Geology* 140, 261-273.
- SCHMIDT, S.M., CASEY, M., STARKEY, J. 1981. The microfabric of calcite tectonites from the Helvetic nappes (Swiss Alps). In: McClay, Price (Eds) *Thrust and nappes tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 9, 151-158.
- SHAND, S.J. 1949. The undersaturated rocks (feldspathoidal division), occurrence and genesis. In: *Eruptive rocks*. Murby, London, chap. 18.
- SHAND, S.J., 1922, The problem of the alkaline rocks. *Proc. Geol. Soc. S. Afr.*, 25, 19-33.
- SHANNON, C.E. 1948^{A,B}. A mathematical theory of communication. *Bell System Technology Journal* 27, 379-423 ; 623-656.
- SINDERN, S., ZAITSEV, A.N., DEMÉNY, A., BELL, K., CHAKMOURADIAN, A.R., KRAMM, U., MOUTTE, J. RUKHLOV, A.S. 2004. Mineralogy and geochemistry of silicate dyke rocks associated with carbonatites from the Khibina complex (Kola, Russia)-isotope constraints on genesis and small-scale mantle sources. *Mineral. Petrol.* 80, 215-239.
- SINITSYN, A.V., GRIB, V.P., ERMOLÉVA, L.A. 1982. The Vendian activation in the north part of the Russian platform. *USSR Acad. Sci. Rep.* 264, 680-681. (in Russian).
- SMYTH, F. ET ADAMS, L.H. 1923. The system calcium oxyde-carbon dioxide. *Am. Chem. Soc. J.* 45, 1169-1184.

SOMMERAUER, J. ET KATZ-LEHNERT, K. 1985. A new partial substitution mechanism CO_3/CO_3OH and SiO_4 for the PO_4 group in hydroxyapatite from Kaiserstuhl alkaline complex (SW Germany). *Contrib. Mineral. Petrol.* 91, 360-368.

SPENCER, K.J., AND LINDSLEY, D.H. 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *American Mineralogist*, 66, 1189-1201.

STACEY J.S. et KRAMERS J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 26, 207-221.

STAUDIGEL H PARK K-H PRINGLE M. RUBENSTONE J.L SMITH W.H.F ZINDLER A. 1991. The longevity of the South Pacific isotopic and thermal anomaly. *Earth Planet. Sci. Lett.* 102-24-44.

STEPHENSON, D. 1982. Ferromagnesian silicates in a differentiated alkaline complex: Kungnat Fjeld, South Greenland. *Mineral. Mag.* 46, 283-300.

STEPHENSON, R. 1996. GEORIFT. Geodynamics of intracratonic Rifting. Pp. 69-79. In: EUROPROBE 1996 Lithosphere dynamics : origin and evolution of continents (D.G. Gee and H.K. Zeyen eds.) Uppsala university, Sweden.

STOPPA, F. ET LIU, Y. 1995. Chemical composition and petrogenetic implications of apatites from some ultra-alkaline Italian rocks. *Eur. J. Mineral.* 7, 391-402.

STRECKEISEN, A. 1973. Plutonic rocks - classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: *Geotimes* 18, 26-30.

STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev. Inter. Mag. for Geoscientists.* 12, 1-33.

STRECKEISEN, A. 1978. IUGS subcommittee on the systematics of igneous rocks. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. Recommendations and suggestions. *N. J. Mineral. Abst.* 134, 1-14.

SUBBOTIN, V.V., SUBBOTINA, G.F. 2000. Minerals of pyrochlore group in phosphorites and carbonatites of the Kola Peninsula. *Vestnik MGTU.* 3, 273-284.

SUBBOTIN, V.V., VOLOSHIN, A.V., PAKHOMOVSKII, Y.A., MENSHIKOV, Y.P., SUBBOTINA, G.F. 1997. Ternovite, $(Mg, Ca)Nb_4O_{11} \cdot nH_2O$, a new mineral and other hydrous tetranobates from carbonatites of the Vuoriyarvi massif, Kola Peninsula, Russia. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte* 1997, 49-60

SUBBOTIN, V.V., VOLOSHIN, A.V., PAKHOMOVSKII, Y.A., BAKHCHISARAITSEV, A.YU., PUCHCHAROVSKY, D.YU., RASTSVETAeva, R.K., NADHEZINA, T.N. 1998. Vuoriyarvite $(K,Na)_2(Nb,Ti)_2Si_4O_{12}(O, OH)_2 \cdot 4H_2O$ - a new mineral from carbonatites of the Vuoriyarvi massif, Kola Peninsula. *Doklady* 358, 73-75.

SUBBOTIN, V.V., VERLINO, S., PUCHCHAROVSKY, D.YU., PAKHOMOVSKII, Y.A., FERRO, O., BOGDANOVA, A.N., VOLOSHIN, A.V., SOROKHTINA, N.V., ZUBKOVA, N.V. 2000. Tumchaite $Na_2(Zr,Sn)Si_4O_{11} \cdot 2H_2O$ - a new mineral from carbonatites of the Vuoriyarvi alkali-ultrabasic massif, Murmansk region, Russia. *Am. Mineral.* 85, 1516-1520.

SUNDHEIM, B.R. (Ed) 1964. Fused salts. New York: McGraw-Hill.

SWEENEY, R.J. 1994. Carbonatite melt compositions in the earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 128, 259-270.

TAIT, S.R., HUPPERT, H.E., SPARK, R.S.J. 1984. The role of compositional convection in the formation of adcumulus rocks. *Lithos* 17, 139-146.

TAUBENECK W.H. ET POLDERVAART, A. 1960. Geology of the Elkhorn Mountainsn northeastern Oregon, part 2: Willow Lake intrusion. Bull. Geol. Soc. Am. Abst. 71, 1295-1332.

TAYLOR, S. R. ET S. M. MCLENNAN. 1985. *The Continental Crust: its composition and evolution*. Oxford: Blackwell Scientific Publishers.

TAYLOR, S. R. ET S. M. MCLENNAN. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geo-phys.* 33: 241-265.

TAYLOR, S.R. ET MCLENNAN, S.M. 1981. The composition and evolution of the continental crust : rare earth element evidence for sedimentary rocks. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A* 301, 381-399.

TIMMERMAN M.J. AND DALY J.S. 1995. Sm-Nd evidence for Late Archean crust formation in the Lapland-Kola mobile belt, Kola Peninsula, Russia and Norway. *Prec. Res.* 72, 97-107.

TOLSTIKHIN, I.N., DOKUCHAIEVA, V.S., KAMENSKY, I.L. AMELIN, YU.V. 1992. Juvenile helium in ancient rocks : U-He, K-Ar, Sm-Nd and Rb-Sr systematics in the Monche pluton. $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios frozen in uranium free ultramafic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 56, 987-999.

TOLSTIKHIN, I.N., KAMENSKY, I.L., MARTY, B., NIVIN, N.A., VETRIN, V.R., BALAGANSKAYA, E.G., IKORSKY, S.V., GANNIBAL, M.A., WEISS, D., VERHULST, A., DEMAIFFE, D. 2002. Gas rare isotopes and parent trace elements in ultrabasic-alkaline-carbonatite complexes, Kola peninsula: identification of lower mantle plume component. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 66, 881-901.

TORSVIK, T.H., SMETHURST, M.A., MEERT, J.G., VAN DER VOO, R., MCKERROW, W.S., BRASIER, M.D., STURT, B.A. WALDERHAUG, H.J. 1996. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and palaeozoic- a tale of Baltica and Laurentia. *Earth. Sci. Rev.* 40, 229-258.

TREIMAN, A.H. ET ESSENE, E.J. 1985. The Oka carbonatite complex, Quebec : geology and evidence for silicate-carbonate liquid immiscibility. *Am. Mineral.* 70, 1101-1113.

TREIMAN, A.H. ET SCHEDL, A. 1983. Properties of carbonatite magma and processes in carbonatite magma chambers. *J. Geol.* 91, 437-447.

TUTTLE, O.F. ET GITTINS, J. 1966. *Carbonatites*. John Wiley & Sons. London. 591p.

TYLER, R.C. ET KING, B.C. 1967. The pyroxenes of the alkaline igneous complexes of eastern Uganda. *Mineral. Mag.* 36, 5-21.

ULMER, G.C. ET GOULD, D.P. 1982. Monomineralicity and oikocrysts : keys to cumulus cooling rates ? *Lunar Planet. Inst. Tech. Rept.* 80-81, 154.

URAĪ, J.L., WILLIAMS, P.F., LISTER, G.S. 1986. Dynamic recrystallization of minerals. In: Hobbs and Heard (eds) *Mineral and rock deformation : laboratory studies*. *Am. Geophys. Un. Mon.* 36, 161-199.

V. ECKERMAN, H. 1928. Dikes belonging ti the Alnö-formation in the cutting of the east coast railway. *Boletin Geologiska Foreningens I Strockholm Forhandlingar*.

VARTIAINEN, H. 1980. The petrography, mineralogy, petrochemistry of the Sokli carbonatite massif, northern Finland. *Bull. Geol. Surv. Finland* 313, 126p.

VEKSLER I.V., NIELSEN T.F.D. AND SOKOLOV S.V. 1998a. Phase equilibria in the silica-undersaturated part of the $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{-Mg}_2\text{SiO}_4\text{-Ca}_2\text{SiO}_4\text{-SiO}_2\text{-F}$ system at 1 atm and the larnite-normative trend of melt evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.* 131, 347-363.

VEKSLER I.V., PETIBON C. , JENNER G.A., DORFMAN M. AND DINGWELL D.B. 1998b, Trace element partitioning in immiscible silicate-carbonate liquid systems: an initial experimental study using a centrifuge autoclave. *J. Petrol.* 39, 2095-2104.

- VERHULST A. 2001. Pétrogenèse du massif ultrabasique-carbonatitique de Kovdor (peninsula de Kola, Russie) : approche minéralogique et géochimique (traces et isotopes). Thèse de doctorat, ULB, 386p.
- VERHULST, A., BALAGANSKYA, E., KIRNARSKY, Y. AND DEMAÏFFE, D. 2000. Petrological and geochemical (trace elements and Sr-Nd isotopes) characteristics of the Paleozoic Kovdor ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion (Kola Peninsula, NW Russia). *Lithos* 51, 1-25.
- VERICHEV, E.M. 1995. Arkhangelsk Kimberlite Province. In: Sinitsin and Grib (Eds) Field guide book. 6th Kimberlite Conf. 31pp.
- VERNON, R.H. 1970. Comparative grain boundary studies in some mafic and ultramafic granulites, nodules and cumulates. *Scott. J. Geol.* 6, 337-351.
- VERNON, R.H. 2004. A practical guide to rocj microstructure. Cambridge University Press. 594p.
- VERWOERD, W.J. 1967. The carbonatites of South Africa and South West Africa. Handbook, South African Geological Survey, 6, 452p.
- VERWOERD, W.J. 1978. Liquid immiscibility and the carbonatite-ijolite relationship : preliminary data on the join NaFe₃+Si₂O₆-CaCO₃ and related compositions. *Carn Inst. Wash. Ybk* 77, 767-774.
- VETRIN, V.R. 1984. Granitoids of the Murmansk block. Apatity, KSCAS USSR, 124p. (in Russian).
- VETRIN, V.R. et Shlafstein., B.A. 1986. Petrology of granites from the Jokanga massif (Kola peninsula). *Izv. AN. SSSR, ser. Geol.* 5, 39-49. (in Russian).
- VLASOV, K.A., KUZMENKO, M.Z., ESKOVA, E.M., 1959. The Lovozero Alkaline Massif (in Russian). *Izd. Acad. Sci., Moscow.* (English translation: Edinburgh: Oliver and Boyd, 1966, 627 pp.)
- VOLL, G. 1960. New work on petrofabrics. *Liverpool and Manchester Geological Journal* 2, 503-567.
- VOLOSHIN, A.V., SUBBOTIN, V.V., YAKOVENCHUK, V.N., PAKHOMOSKY, YA.A. MENSHIKOV, YU.P., PUSTCHAROVSKY, D.YU. 1990. New data on ewaldite. *Zapiski Vserossiskogo Mineralogicheskogo Obschestva* 131, 56-57 (in Russian).
- VREVSKY, A.B. 1983. The Polmos-Poros Archean supracrustal belt : petrology and development stages. Ph.D. Diss. Thesis. Leningrad. 23p. (in Russian).
- VUORINEN, J. ET SKELTON, A. 2004. Origin of silicate minerals in carbonatites from Alno Island, Sweden: magmatic crystallization or wall rock assimilation? *Terra Nova*, 16, 210-215.
- VUORINEN, J., HÄLENIUS, U., WHITEHOUSE, M.J., MANSFELD J., SKELTON, A.D.L. 2005. Compositional variations (major and trace elements) of clinopyroxene and Ti-andradite from pyroxenite, ijolite and nepheline syenite, Alnö Island, Sweden. *Lithos* 81, 55-77.
- WADSWORTH, W.J. 1985. Terminology of postcumulus processes and products in the Rhum layered intrusion. *Geol. Mag.* 122, 549-554.
- WAGER, L.R. 1963. The mechanism of adcumulus growth in the layered series of the Skaergaard intrusions. *Min. Soc. of Am. Spec. Pap.* 1, 1-9.
- WAGER, L.R. ET BROWN, G.M. 1968. Layered igneous Rocks. Edinburgh: Oliver and Boyd. 558p.

- WAGER, L.R., BROWN, G.M., WADSWORTH, W.J. 1960. Type of igneous cumulates. *J. Petrol.* 1, 73-85.
- WALL, F. 2003. Kola Peninsula: minerals and mines. *Geology Today* 19, 206-211.
- WALL, F. ET ZAITSEV, A.N. 2004. Rare earth mineral in Kola carbonatites. In: Wall, F., Zaitsev, A.N. (Eds). *Phoscorites and carbonates from Mantle to Mine*, Mineralogical Society Series, Vol. 10, 341-373.
- WALL, F., ZAITSEV, A.N., MARIANO, A.N. 2001. Rare earth pegmatites in carbonatites. *J. Afr. Earth Sci.* 32, 35-36.
- WALLACE M.E. AND GREEN D.H. 1988. An experimental determination of primary carbonatite magma composition. *Nature* 335, 343-348.
- WALLACE, G.M., WHALEN, J.B., MARTIN, R.F. 1990. Agpaitic and miaskitic nepheline syenites of the McGerrigle plutonic complex, Gaspé, Quebec: an unusual petrological association. *Can. Mineral.* 28, 251-266.
- WALTER, A.V., FLICOTEAUX, R., PARRON, C., LOUBET, M., NAHON, D. 1995. Rare-earth elements and isotopes (Sr, Nd, O, C) in minerals from the Juquia carbonatite (Brazil) : tracers of a multistage evolution. *Chem. Geol.* 120, 27-44.
- WATKINSON, D.H. ET WYLLIE, P.J. 1971. Caractérisation minéralogique et géochimique de l'altération de la carbonatite de Juquia (S.P. Brésil)- comportement des terres rares dans les minéraux phosphatés. Thèse de doctorat de l'Université d'Aix-Marseille II, 257p.
- WATSON E.B. AND GREEN T.H. 1980. Apatite/liquid partition coefficients for the rare earth elements and strontium. *Earth Planet. Sci. Lett.* 56, 405-421. Weaver 1991
- WATSON E.B. ET BRENNAN, J.M. 1987. Fluids in the lithosphere. 1. Experimentally-determined wetting characteristics of CO₂-H₂O fluids and their implications for fluid transport, host-rock typical properties, and fluid inclusion formation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 85, 497-515.
- WATSON, E.B., BRENNAN, J.M., BAKER, D.R. 1990. Distribution of fluids in the continental mantle. In: Menzies (Ed) *Continental Mantle*. Clarendon Press. Oxford. 111-125.
- WEAVER B.L. 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions : trace element and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.* 104, 381-397.
- WEDEPOHL, K. H. 1995. The composition of the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 59: 1217-1232.
- WEYER S., MÜNKER C. AND MEZGER K. 2003. Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantle system. *Earth Planet. Sci. Lett.* 205, 309-324.
- WHITE, S.H. 1977. Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz. *Tectonophysics*, 143-170
- WILSON, M. ET LYASHKEVICH, Z.M. 1996. Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat-Dnieper-Donets rift, East European Platform. *Tectonophysics* 268, 65-81.
- WOLFF, J.A. 1994. Physical properties of carbonatite magmas inferred from molten salt data, and application to extraction patterns from carbonatite-silicate magma chambers. *Geol. Mag.* 131, 145-153.
- WOOLLEY, A.R., WILLIAMS, C.T., WALL, F., GARCIA, D., MOUTTE, J. 1995. The Bingo carbonatite-ijolite-nepheline syenite complex, Zaire: geology, petrography, mineralogy and petrochemistry. *J. Afr. Earth. Sci.* 21, 329-348.

- WOOLLEY A.R. 2003. Igneous silicate rocks associated with carbonatites: their diversity, relative abundances and implications for carbonatite genesis. *Period. di Mineral.* 72, 9-17.
- WOOLLEY, A.R ET PLATT, R.G. 1986. The mineralogy of népheline syenite complexes from the northern part of the Chilwa province, Malawi. *Mineral. Mag.* 50, 597-610.
- WOOLLEY, A.R. 1989. The spatial and temporal distribution of carbonatites. In: Bell (Ed.) *Carbonatites: Genesis and evolution*. Unwin Hyman, London, 15-37.
- WOOLLEY, A.R., AND KEMPE D.R.C. 1989. Carbonatites : Nomenclature, average chemical compositions, and element distribution. In Bell, K. (Ed): *Carbonatites : genesis and evolution*. Unwin Hyman, London, 1-14.
- WOOLLEY, A.R., ET PLATT, R.G. 1988. The peralkaline népheline syenites of the Junguni intrusion, Chilwa province, Malawi. *Mineral. Mag.* 52, 425-433.
- WYLLIE P.J. AND HUANG W-L. 1976. Carbonation and melting relations in the system CaO-MgO-SiO₂ at mantle pressures with geophysical and petrological applications. *Contrib. Mineral. Petrol.* 54, 79-107.
- WYLLIE P.J. AND LEE W-L. 1998. Model system controls on conditions for formation of magnesiocarbonatite and calciocarbonatite magmas from the mantle. *J. Petrol.* 39, 1885-1893.
- YAXLEY, G.M. 1999. Phase relations of carbonated eclogite under upper mantle conditions-implications for carbonatite petrogenesis. In: Gurney, Gurney, Pascoe, Richardson (Eds) *The Nixon volume: Proceedings of the VIIth international Kimberlite conference*, 2, 933-939.
- YEGOROV, L.S. 1993. Phoscorites of Maymecha-Kotuy ijolite-carbonatite association. *Inter. Geol. Rev.*, 35, 346-358.
- YOUNG, E.J. ET MUNSON, E.L. 1966. Fluor-chlor-oxy-apatite and sphene from Crystal Lode pegmatite near Eagle, Colorado. *Am. Mineral.* 51, 1476-1493.
- ZAGORODNY, V.G. ET RADCHENKO, A.T. 1988. Tectonics of the Karelides of the northeastern Baltic Shield. Leningrad. 111p. (in Russian).
- ZAITSEV A.N. AND BELL K. 1995. Sr and Nd isotope data of apatite, calcite and dolomite as indicators of source and the relationships of phoscorites and carbonatites from the Kovdor massif, Kola Peninsula, Russia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 121, 324-335.
- ZAITSEV, A.N. ET POLEZHAEVA, L. 1994. Dolomite-calcite textures in early carbonatites of the Kovdor ore deposit, Kola peninsula, Russia : their genesis and application for calcite-dolomite geothermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.* 115, 339-344.
- ZARTMAN, R.R. ET HAINES S.M. 1988. The pumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs-A case for bi-directional transport. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 52, 1327-1339.
- ZARZYCKI, J. 1962. High-temperature X-Ray diffraction studies of fused salts: structure of molten alkali carbonates and sulfates. *Discussions of the Faraday Society* 32, 28-48.
- ZHABIN , A.J. 1971. Primary textural-structural features of carbonatites and their metamorphic evolution. *Intern. Geol. Rev.* 13, 1087-1096.
- ZIEGLER, P.A. 1989. Evolution of Larussia - a study in Late Palaeozoic Plate tectonics. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 102p.
- ZINDLER A., HART, A. 1986. Chemical geodynamics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 14, 493-571.

