

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

**THÈSE PRÉSENTÉE À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DU DOCTORAT EN RESSOURCES MINÉRALES**

**PAR
HASSAN NABIL
M.Sc.**

**GENÈSE DES DÉPÔTS DE Fe-Ti-P ASSOCIÉS AUX INTRUSIONS
LITÉES (EXEMPLES : L'INTRUSION MAFIQUE DE SEPT-ÎLES, AU
QUÉBEC; COMPLEXE DE DULUTH AUX ÉTATS-UNIS)**

Décembre 2003



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

RÉSUMÉ

Les dépôts de fer (Fe), titane (Ti), phosphore (P) et vanadium (V) sont généralement encaissés dans des complexes ignés lités et dans les massifs anorthositiques. Ces minéralisations sont soit stratifiées, soit discordantes. En effet, la partie supérieure de l'intrusion mafique litée de Sept-Îles renferme un gisement de Ti et de P, alors qu'au Complexe de Duluth, les intrusions riches en oxydes «OUI» forment des corps discordants ayant fait intrusion dans l'encaissant troctolitique à la base de l'intrusion. Ce projet de doctorat consiste à caractériser ces deux types de minéralisations afin de déterminer leur origine généralement controversée.

Dans les deux localités, les roches riches en oxydes ont été divisées en trois groupes selon les proportions modales des phases oxydes dans la roche : les oxydes disséminés (10-30 %); les oxydes matriciels (30-60 %) et les oxydes massifs (> 60 %). L'ilménite et la magnétite sont présentes dans les deux dépôts. Les phases silicatées qui contrôlent la chimie de ces roches sont le plagioclase, l'olivine et le clinopyroxène. Dans les roches plus évoluées l'apatite est présente. En particulier, dans la partie supérieure de l'intrusion mafique de Sept-Îles où les roches riches en oxydes litées se composent de 60 % des oxydes de Fe-Ti et de 30 % d'apatite (nelsonite).

Les dépôts d'oxydes de l'intrusion de Sept-Îles formés essentiellement de magnétite et de nelsonite (magnétite, ilménite, apatite et 0 à 5% de phases silicatées) contiennent entre 33.53 et 69.01 % de Fe_2O_3 , entre 7.94 et 26.95 % de TiO_2 , et entre 0.04 et 12.12% de P_2O_5 , ainsi que des teneurs en V inférieures à 2300 ppm.

À Duluth, les OUI se concentrent le long de la marge ouest du complexe. Les dépôts de Boulder Lake North, de Water Hen, de Wyman Creek et de Longear ont été choisis pour cette étude. Les minéralisations renferment entre 22.17 et 64.33 % de Fe_2O_3 , entre 4.28 et 32.69 % de TiO_2 , entre 0.04 et 4.23 % de P_2O_5 et entre 153 à 6805 ppm de V.

Les compositions des phases minérales des deux dépôts s'étendent entre Fo₇₂ à Fo₄₁ pour les olivines et d'An₈₈ à An₄₄ pour les plagioclases. les magnétites renferment des teneurs qui varient de 8 à 18 % en TiO_2 et de 0.1 à 0.2 % en V. L'ilménite contient des teneurs en Al₂O et en MgO < 3 %. Les simulations en utilisant le programme «Pele» et la comparaison avec les résultats expérimentaux de Toplis et de Carroll (1995) indiquent que ces compositions sont en équilibre avec le magma tholeïtique fractionné et saturé en oxydes de Fe-Ti. Les simulations de la composition géochimique des roches totales en utilisant «Pele» et l'application des travaux expérimentaux de Toplis et Carroll (1995) démontrent que les roches riches en oxydes peuvent être formées après 50 à 70 % de cristallisation fractionnée d'un magma tholeïtique suivi d'une accumulation des phases oxydes et silicatées en équilibre avec le magma fractionné.

Une fois le magma saturé en ces éléments, la cristallisation de la magnétite est favorisée suite à une augmentation de fO_2 dans le système. Ces conditions d’oxydation sont favorisées à la fois par le processus de cristallisation fractionnée et par la présence de fluides. Ces derniers sont de nature météorique ($\delta^{18}O$ varie entre -2 et 1.8 ‰) dans le cas de l’intrusion de Sept-Îles et métamorphiques dans le cas de Duluth ($\delta^{18}O$ varie entre 3.908 et 6.044 ‰ pour les OUI et entre 7.534 et 12.935 ‰ dans le cas des sédiments). L’oxydation provoque la conversion de Fe^{2+} en Fe^{3+} et par conséquent la formation de la magnétite. L’accumulation de cette dernière provoque un appauvrissement du liquide en Fe favorisant par la suite une saturation du magma en P. Une telle saturation déclenche la cristallisation de l’apatite et donne ainsi naissance à des nelsonites et à des gabbro-nelsonites dans le cas de Sept-Îles et à des roches riches en apatite à Duluth.

Les valeurs de température et de fO_2 ont été calculées pour les paires de titanomagnétite et d’ilménite qui coexistent en utilisant le programme QUILF. Les données définissent une trajectoire qui s’étend du tampon FMQ à haute température au tampon IM à basse température. L’intervalle de température s’étale entre 500 et 862 °C et celui de la fugacité d’oxygène ($\log fO_2$) entre -17 et -25. Une telle tendance est typique aux intrusions mafiques ignées.

Dans le cas de Sept-Îles, les oxydes sont accumulés en formant des lits riches en oxydes. Dans le cas de Duluth, les lits riches en oxydes sont formés aussi dans la partie supérieure de l’intrusion, toutefois, dans certains cas les oxydes s’infiltrent dans l’encaissant troctolitique par le biais des failles et forme ainsi les OUIs, ou bien certains lits de magnétite de la partie supérieure de l’intrusion sont injectés dans les troctolites sous-jacents suite à une instabilité gravitationnelle.

La composition des phases oxyde (ilménite, magnétite) a été modifiée considérablement au cours du refroidissement de l’intrusion en raison de réactions d’échanges intracristallins et intercristallins. Au cours du refroidissement des deux intrusions, l’oxydation a entraîné la formation des exsolutions d’ilménite de la solution solide de titanomagnétite pour former soit des lamelles distinctes d’ilménite dans la magnétite, soit des exsolutions granulaires d’ilménite autour de grains de magnétite.

Les sulfures disséminés sont associés aux oxydes dans les deux intrusions. Les phases sulfurées sont essentiellement la pyrite et la bornite dans le cas de Sept-Îles et la chalcopyrite, la cubanite et la pyrrhotite dans le cas de Duluth. Ces sulfures occupent les interstices des phases oxydes ainsi que les zones d’altérations. L’investigation géochimique suggère que les phases oxydes ne concentrent pas les IEGP. Des diagrammes de corrélation montrent que les PGE sont contrôlés par les phases sulfurées. L’appauvrissement des roches en EGP par rapport au Ni et au Cu peut être expliqué par une ségrégation précoce des sulfures. Par conséquent, les dépôts de Fe-Ti détaillés dans cette étude sont loin d’être une cible d’exploration pour les EGP.

ABSTRACT

Most iron (Fe), titanium (Ti), phosphorous (P), and vanadium (V) deposits are hosted in layered igneous complexes or anorthositic massifs. The oxide-rich rocks are either stratiform (layered) or discordant. The upper part of the Sept-Îles layered mafic intrusion contains a stratiform (layered) Ti-P deposit, whereas the Duluth Complex hosts discordant, oxide-rich bodies “OUI” intruded into troctolitic rocks at the base of the intrusion. This doctoral thesis will characterize these two types of oxide-rich rocks in order to investigate their origin, which at present is controversial. Three models are proposed for these types of rocks; crystal fractionation and accumulation of oxides, separation of a Fe-oxide liquid from the silicate magma, or metasomatism of the cumulate pile by migration of late magmatic fluids.

At both localities the oxide-rich rocks have been classified into three groups, rocks containing 10-30 % oxides are referred to as disseminated ore; rocks containing 30-60 % oxide are referred as matrix ore and rocks containing > 60 % oxide are referred to as massive ore. Both ilmenite and magnetite are present at most localities. The silicate minerals are olivine, plagioclase and clinopyroxene. In the more evolved rocks apatite is present. In particular at Sept Iles in the upper part of the oxide layer the rock consists of ~60 % Fe-oxides and 30 % apatite, (nelsonite).

The oxide deposits in the Sept-Îles intrusion, which consist mainly of magnetitite and nelsonite (magnetite, ilmenite, apatite, and 0-5 % silicate minerals) contain 33.53 – 69.01 % Fe_2O_3 , 7.94 – 26.95 % TiO_2 , 0.04 – 12.12 % P_2O_5 , and less than 2300 ppm V.

At Duluth, the OUI are concentrated along the west margin of the complex. The Boulder Lake North, Water Hen, Wyman Creek, and Longear deposits were chosen for study. The mineralizations contain 22.17 – 64.33 % Fe_2O_3 , 4.28 – 32.69 % TiO_2 , 0.04 – 4.23 % P_2O_5 , and 153 – 6805 ppm V.

The mineral compositions from both deposits are; olivines range from Fo₇₂ to Fo₄₁; plagioclase An₈₈ to An₄₄, the magnetite Ti concentrations vary from 8-18 %, V 0.1-0.2, the ilmenite contains <3 % Al and Mg. Based on simulations using the computer program Pele and also comparing the experimental results of Toplis and Carroll (1995) these compositions would be in equilibrium with a fractionated tholeiitic magma saturated in Fe-oxides. Simulations of the whole rock geochemistry using Pele and applying the experimental work of Toplis and Carroll (1995) shows that the oxide-rich rocks can be modelled by 50-70 % crystal fractionation from a primitive tholeiitic magma followed by accumulation of the oxides and silicate phases in equilibrium with the fractionated magma.

Once the magma is saturated in the oxides, the crystallization of magnetite is favored by an increase in fO_2 in the system. These oxidation conditions are favored by both fractional crystallization and by the presence of fluids. The fluids were meteoric ($\delta^{18}O$ ranges from -2 to 1.8 ‰) in the case of the Sept-Îles intrusion and metamorphic at Duluth ($\delta^{18}O$ varies from 3.908 to 6.044 ‰ for the OUI and from 7.534 to 12.935 ‰ for host (nearby) sedimentary rocks (country rock sediments). Oxidation causes the conversion of Fe^{2+} to Fe^{3+} and results in the crystallization of magnetite. Accumulation of magnetite brings about a decrease in Fe in the fractionated liquid, which then favors the saturation of the magma in P. This causes the crystallization of apatite, giving rise to nelsonites and gabbro-nelsonites in the case of Sept-Îles and rocks rich in apatite at Duluth.

Temperature and fO_2 conditions have been calculated for coexisting, titanomagnetite-ilmenite pairs using the QUILF program. The data define a trajectory extending from the QFM buffer at high temperature to the IM buffer at low temperature. The temperature interval extends from 500° to 862°C and the log fO_2 from -17 to -25. These results are typical of mafic, igneous intrusions.

In the case of Sept-Îles, oxides-rich layers form by accumulation of oxides on the crystal pile. At Duluth, oxide-rich layers were also formed in the upper part of the intrusion; however, in some places, fractionated silicate liquid infiltrated into the underlying troctolites along faults, and crystallized oxides along their infiltration path thus forming the OUIs. Or some oxide layers in the upper parts of the intrusion became gravitationally unstable and sank into the underlying troctolite.

The composition of the oxide minerals (ilmenite, magnetite) was considerably modified during the cooling of the intrusion by means of intracrystalline and intercrystalline exchange reactions. During cooling of the intrusions, oxidation caused the exsolution of ilmenite from the titanomagnetite solid solution, forming either distinct lamellae of ilmenite in magnetite or granular exsolution of ilmenite around grains of magnetite.

Disseminated sulfide minerals are associated with oxides in both intrusions. The sulfide minerals are mainly pyrite and bornite at Sept-Îles and chalcopyrite, cubanite, and pyrrhotite at Duluth. Sulfides are interstitial to the oxide minerals and also occur in altered zones. The oxide-rich rocks are not enriched in Os, Ir and Ru relative to their host rocks suggesting that the oxide minerals did not concentrate the IPGE. The good correlation between S and PGE suggest that the PGE are controlled by sulfides. The depletion of the rocks in PGE relative to Ni and Cu may be explained if the sulfides segregated from silicate liquid that had already been depleted by earlier sulfide segregation. Consequently, the Fe-Ti deposits discussed in this study are poor exploration targets for PGE.

REMERCIEMENTS

Le parcours doctoral dont l'aboutissement se concrétise dans la réalisation de la thèse nécessite la contribution de nombreuses personnes. Qu'elles soient toutes remerciées pour leur compétence et leur disponibilité.

Je désire tout d'abord exprimer mes profonds et sincères remerciements à Madame Sarah-Jane Barnes, Ph.D., professeure chercheur au département des sciences appliquées de l'Université du Québec à Chicoutimi, qui a dirigé ma recherche. Son appui indéfectible, la justesse de ses conseils et de ses encouragements, sa très grande disponibilité, sa confiance et sa générosité m'ont été extrêmement précieux et m'ont permis de mener à terme ce projet.

Je veux témoigner ma gratitude envers Michael Higgins et Edward Sawyer, professeurs chercheurs au département des sciences appliquées de l'Université du Québec à Chicoutimi et membres du comité de la thèse. Je tiens à souligner leur attitude attentive et constructive, la qualité de leur conseils et de leur remarques ainsi que la générosité avec laquelle ils partagent leur compétences.

Mes sincères remerciements vont également à Mark Severson et Steven Hauck du Natural Ressources Research Institute du Minnesota pour leur collaboration significative, leur support logistique sur le terrain et leur hospitalité lors de mon séjour à Duluth. Je remercie également James McCann de la SOQUEM pour m'avoir donnée la permission de faire l'échantillonnage des carottes de forages du gisement de Sept-Îles; Jules Cimon du Ministère des Ressources naturelles du Québec, pour m'avoir autoriser l'utilisation de données non publiées; Paul Bédard de l'université du Québec à Chicoutimi pour son aide avec le travail analytique; et au Dr. Maryse Ohnenstetter du CRPG-CNRS de Nancy pour avoir accepté de juger ce travail.

La réalisation de ce projet n'aurait pu être possible sans le support financier du Conseil de Recherches en Sciences Naturelles et en Génie du Canada.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance la plus profonde envers mon cousin, mes parents, ma fiancé et le reste de ma famille pour leur support, leur soutien et leur encouragements.

Enfin, je remercie tout le personnel du module des sciences de la Terre, les professeurs, les techniciens, mes consœurs et mes confrères de classes, et à tous les gens qui ont participé à cette recherche et m'ont rendu la tâche facile grâce à leur aide.

TABLES DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	II
ABSTRACT	IV
REMERCIEMENTS	VI
TABLES DES MATIÈRES	VII
LISTE DES FIGURES	XIII
LISTE DES PLANCHES	XXII
LISTE DES TABLEAUX	XXVIII
<i>CHAPITRE I</i>	1
<i>PROBLÉMATIQUE</i>	1
I.1 INTRODUCTION	1
I.2 LES OXYDES Fe-Ti-P-V ASSOCIÉS AUX INTRUSIONS LITÉES	6
<i>I.2.1 Le Complexe de Bushveld</i>	6
<i>I.2.2 Intrusion de Dufek, Antarctique</i>	7
<i>I.2.3 Le Complexe lité de Sept-Îles</i>	8
<i>I.2.4 Le Complexe de Duluth</i>	9
I.3 CONTEXTE TECTONIQUE ET NATURE DU MAGMA	11
I.4 FACTEURS AFFECTANT LA CRISTALLISATION	
DES OXYDES Fe-Ti-P	13
<i>I.4.1 Température</i>	13
<i>I.4.2 Composition du magma</i>	14
<i>I.4.3 Fugacité d'oxygène</i>	17
I.5 SATURATION DU MAGMA EN UN LIQUIDE IMMISCIBLE RICHE	
EN Fe-Ti -P	20
<i>I.5.1 Facteurs affectant la formation d'un liquide d'oxyde de Fe immiscible</i>	21
1.5.1.1 Température	21
1.5.1.2 Effet de la fugacité d'oxygène (fO_2)	24
1.5.1.3 Effet de la composition	24
I.6 ORIGINE MÉTASOMATIQUE DES ROCHES RICHES EN OXYDES	31
I.7 MODÈLES COURANTS POUR LA FORMATION DES	
OXYDES Fe-Ti-P-V	34
<i>I.7.1 Saturation du magma en oxydes</i>	34
I.7.1.1 Cristallisation fractionnée	34
I.7.1.2 Contamination	39

<i>I.7.2 Les sulfures associés aux oxydes de Fe-Ti</i>	41
<i>I.7.3 Accumulation et développement de couches monominérales</i>	42
<i>I.7.4 Altération</i>	43
I.8 ÉTAT DE LA QUESTION	44
I.9 OBJECTIFS	44
CHAPITRE II	45
GÉOLOGIE DE L'INTRUSION MAFIQUE DE SEPT-ÎLES	45
2.1 INTRODUCTION	45
2.2 LOCALISATION ET ASPECT GÉOLOGIQUE DE L'INTRUSION DE SEPT-ÎLES	47
<i>2.2.1 Model de Cimon 1998</i>	49
<i>2.2.2 Model de Higgins</i>	57
<i>2.2.3 Zone Critique (gisement d'apatite)</i>	63
<i>2.2.3.1 Introduction</i>	62
<i>2.2.3.2 Géologie de la zone minéralisée</i>	63
CHAPITRE III	66
PÉTROGRAPHIE ET CHIMIE DES ROCHES DE LA ZONE CRITIQUE DE L'INTRUSION MAFIQUE DE SEPT-ÎLES	66
3.1 INTRODUCTION	66
3.2 SOUS-ZONE DE MAGNÉTITITE	68
3.3 SOUS-ZONE DE NELSONITE	73
3.3.1 INTRODUCTION	73
<i>3.3.2 Nelsonite de Sept-Îles</i>	74
3.4 SOUS-ZONE DE GABBRO-NELSONITE	80
<i>3.4.1 Introduction</i>	81
<i>3.4.2 Les phases oxydes</i>	81
<i>3.4.3 Les silicates</i>	83
3.5 SOUS-ZONE DE LEUCOTROCTOLITE	84
3.6 MICROGABBRO	86
3.7 COMPOSITION DES SILICATES ET DES PHASES OXYDES : INTERPRÉTATION	90
<i>3.7.1 Composition des phases silicatées</i>	90
<i>3.7.2 COMPOSITION DES PHASES OXYDES ET APATITE</i>	92
<i>3.7.2.1 Titanomagnétite</i>	92
<i>3.7.2.2 Ilménite</i>	92
<i>3.7.2.3 Apatite</i>	94
3.8 MICROTEXTURES DES OXYDES Fe-Ti : DISCUSSION	97

CHAPITRE IV	113
GÉOCHIMIE DES ROCHES DE LA ZONE CRITIQUE DE L'INTRUSION	
MAFIQUE DE SEPT-ÎLES	113
4.1 INTRODUCTION	113
4.2 MÉTHODE ANALYTIQUE	113
4.3 ÉLÉMENTS LITHOPHILES	117
4.3.1 <i>Introduction</i>	118
4.3.2 <i>SiO₂ VS Al₂O₃</i>	130
4.3.3 <i>Les éléments majeurs versus Fe₂O₃ + TiO₂</i>	132
4.3.4 <i>Les éléments de transition versus Fe₂O₃ + TiO₂</i>	139
4.3.5 <i>La, Th, Sm, vs P₂O₅ et Ta, HF vs Fe₂O₃ + TiO₂</i>	142
4.3.6 <i>Nature du magma</i>	146
4.3.7 <i>Éléments traces et terres rares</i>	146
4.4 RELATION ENTRE LES DIFFÉRENTS TYPES DE ROCHES	157
4.4.1 <i>Cristallisation fractionnée</i>	157
4.4.2 <i>Contamination</i>	165
4.5 LES SULFURES	172
4.5.1 <i>Éléments chalcophiles</i>	172
4.5.1.1 <i>Les teneurs en ÉGP, Ni, Cu et Au normalisées au manteau</i>	172
4.5.1.2 <i>Comportement des éléments chalcophiles</i>	176
4.5.1.3 <i>Contrôle de la distribution des ÉGP</i>	181
CHAPITRE V	187
GÉOLOGIE DU COMPLEXE DE DULUTH	187
5.1 INTRODUCTION	187
5.2 SYSTÈME DU RIFT MÉDIO-CONTINENTAL	191
5.3 COMPLEXE DE DULUTH	191
5.3.1 <i>Les principales séries du Complexe de Duluth</i>	194
5.3.2 <i>Stratigraphie de la marge ouest du Complexe</i>	196
5.3.2.1 <i>L'intrusion de Partridge River (IPR)</i>	196
5.3.2.2 <i>Région Sud du Complexe</i>	196
5.3.3 <i>Les minéralisations associées au Complexe de Duluth</i>	197
5.3.4 <i>Intrusions ultramafiques riches en oxydes (OUI)</i>	202
5.3.4.1 <i>Boulder Lake North</i>	203
5.3.4.2 <i>Longear</i>	205
5.3.4.3 <i>Intrusion de Water Hen</i>	208
5.3.4.3. <i>Wyman Creek</i>	210

CHAPITRE VI	215
PÉTROGRAPHIE ET CHIMIE DES OUIS ET LES ROCHES ASSOCIÉES DU COMPLEXE DE DULUTH	215
6.1 INTRODUCTION	215
6.2 LES OUI DE BOULDER LAKE NORTH	215
<i>6.2.1 L'unité gabbroïque riche en oxydes</i>	217
<i>6.2.2 Pyroxénite à oxydes (OUI)</i>	224
<i>6.2.3 Anorthosite</i>	228
<i>6.2.4 Les oxydes massifs</i>	231
<i>6.2.5 Compositions des phases oxydes</i>	233
A- Ilménite	233
B- Titanomagnétite	238
C- Apatite	238
6.3 LES OUI DE LONGEAR	243
<i>6.3.1 Pyroxénite riche en oxydes (OUI)</i>	243
<i>6.3.2 Péricidotite (OUI)</i>	249
<i>6.3.3 Les oxydes massifs</i>	251
<i>6.3.4 Troctolite</i>	251
<i>6.3.5 Dunite</i>	253
<i>6.3.6 Composition des phases oxydes</i>	257
6.4 LES OUI DE L'INTRUSION DE WATER HEN	263
<i>6.4.1 L'encaissant troctolitique Roches ultramafiques riches en oxydes (OUI)</i>	263
<i>6.4.2 Roches ultramafiques riches en oxydes (OUI)</i>	265
<i>6.4.3 Les métasédiments : cornéennes</i>	273
6.5 LES OUI DU SECTEUR DE WYMAN CREEK	278
<i>6.5.1 Introduction</i>	278
<i>6.5.2 Encaissant troctolitique et anorthositique</i>	278
<i>6.5.3 Pyroxénite</i>	284
<i>6.5.4 Péricidotite</i>	287
<i>6.5.5 Métasédiment</i>	292
6.6 SOMMAIRE	294

CHAPITRE VII	300
CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE DES ROCHES	
RICHES EN OXYDES «OUI» ET DES ROCHES ASSOCIÉES	300
7.1 INTRODUCTION	300
7.2 MÉTHODE ANALYTIQUE	301
7.3 ÉLÉMENTS LITHOPHILES	302
<i>7.3.1 Description et classification</i>	302
<i>7.3.2 Éléments majeurs, traces et terres rares</i>	312
7.3.2.1 L'encaissant troctolitique	312
7.3.2.2 Les roches riches en oxydes (OUI)	317
7.3.2.3 Éléments de transition	336
7.3.2.4 Évolution du magma	336
<i>7.3.3 Cristallisation fractionnée et contamination</i>	339
7.3.3.1 Cristallisation fractionnée	339
7.3.3.2 Contamination	343
<i>7.3.4 Sommaire</i>	352
7.4 LES ÉLÉMENTS CHALCOPHILES	354
CHAPITRE VIII	371
GÉOTHERMOMÉTRIE ET OXYGÈNE BAROMÉTRIE	371
8.1 INTRODUCTION	371
8.2 DESCRIPTION	371
8.3 PROCÉDURE	374
8.4 RÉSULTATS	374
8.4.1 Oxydes Fe-Ti-P de l'intrusion de Sept-Îles	374
8.4.2 Oxydes Fe-Ti du Complexe de Duluth	376
8.5 DISCUSSION ET INTERPRÉTATION	383
8.6 SOMMAIRE	391
CHAPITRE IX	393
DISCUSSION ET CONCLUSIONS	393
9.1 CONTEXTE TECTONIQUE ET NATURE DU MAGMA	393
9.2 SATURATION DU MAGMA EN Fe, Ti Et P	397
9.2.1 Cristallisation fractionnée	397
9.2.2 Contamination	401

9.3 IMMISCIBILITÉ	404
9.4 ACCUMULATION ET DÉVELOPPEMENT DE COUCHES MONOMINÉRALES	408
9.5 PROCESSUS POST-MAGMATIQUES	413
<i>9.5.1 Rééquilibre sub-solidus</i>	413
<i>9.5.2 Origine métasomatique des roches pegmatitiques riches en oxydes</i>	415
9.6 LES OXYDES DE FE-TI ET LES ÉLÉMENTS DU GROUPE DE PLATINE	418
9.7 CONCLUSIONS : MODÈLE DE MISE EN PLACE	420

LISTE DES FIGURES

- Figure 1.1:** Localisation de quelques gisements de Fe-Ti-P-V associés aux intrusions mafiques litées. 2
- Figure 1.2:** Localisation stratigraphique des unités à oxydes Fe-Ti-P dans quelques intrusions et complexes mafiques stratifiés dans le monde. (Zone supérieure, UZ; Zone principale, MZ; Zone critique, CZ; Série supérieure, SS; Série litée, SL; Série transitionnelle, ST; Série anorthositique, SA; Série inférieure, SI; Zone inférieure; LZ; Zone de bordure supérieure, UBZ; Zone cachée, HZ). 2
- Figure 1.3 :** Localisation des dépôts de Fe-Ti et de Cu-Ni le long de la marge ouest du Complexe de Duluth (tiré de Ripley et al., 1998). 9
- Figure 1.4 :** Diagramme montrant les champs de stabilité des phases en équilibre en fonction de la température et de fO_2 (tiré de Toplis et Carroll, 1995). 15
- Figure 1.5 :** Résultats expérimentaux dans le système $KAlSi_3O_3-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$. F=fayalite; M=magnétite; S=tridymite ou cristobalite, L=liquide. (tiré de Naslund, 1983). 22
- Figure 1.6:** $FeO/(FeO+SiO_2)$ versus Al_2O_3 des liquides expérimentaux dans le système $KAlSi_3O_3-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$ à des températures qui coïncident avec la première apparition des phases silicatées. 23
- Figure 1.7 :** Résultats expérimentales dans le système $NaAlSi_3O_8-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$. F=fayalite; M=magnétite; S=tridymite ou cristobalite; L=liquide. (tiré de Naslund, 1983). 25
- Figure 1.8:** Immiscibilité stable de liquides à 1 atm dans le système fayalite-leucite-silice (Roedder 1951, 1978). Deux champs d'immiscibilité sont présents: à haute température le long du segment EF et à basse température dans la surface ABCD. 26
- Figure 1.9:** Système magnétite-apatite-diorite à 1420 °C avec les champs d'immiscibilité de deux et trois liquides (Philpotts, 1967). 28
- Figure 1.10:** Diagramme de variation des concentrations de TiO_2 , V et Cr à différents stades de cristallisation dans les tholéïites de Karoo (modifié de Eales et al., 1980). 37

Figure 2.1: Localisation de la région de Sept-Îles.	46
Figure 2.2: L'anomalie de Bouguer du Complexe mafique stratifié de Sept-Îles (tiré de Dion et al., 1998).	48
Figure 2.3: Section idéalisée de l'intrusion de Sept-Îles montrant la forme en entonnoir de l'intrusion et la disposition des séries.	50
Figure 2.4: Gradient magnétique vertical montrant la nature stratifiée de l'intrusion (Dion et Dimont 1994).	51
Figure 2.5: Géologie simplifiée des séquences exposées de l'intrusion de Sept-Îles localisant les séries et les zones, dont la zone critique à l'intérieur de laquelle se trouve le gisement d'apatite et d'ilménite (Cimon, 1998).	52
Figure 2.6: Séquence stratigraphique du Complexe litté de Sept-Îles. Olivine (ol), plagioclase (pl), clinopyroxène (cpx), magnétite (mt), ilménite (ilm) et apatite (ap). (modifié de Cimon, 1998).	53
Figure 2.7: Litage magmatique dans la zone critique. On note l'alternance de lits riches en oxydes (bandes noires) et de lits gabbroïques (bandes claires).	56
Figure 2.8: Géologie simplifiée des séries de la suite intrusive de Sept-Îles selon Higgins (en préparation). On note le remplacement de la série transitionnelles de Cimon (1998) par la série de bordure supérieure.	58
Figure 2.9: Blocs d'anorthosites dans la zone littée, interprétés par Higgins (en préparation) comme une partie de la série de bordure supérieure altérée et entraînée à l'intérieur de l'intrusion suite à l'effondrement du toit de la chambre magmatique.	60
Figure 2.10: Modèle de mise en place de la suite intrusive de Sept-Îles proposée par Higgins (en préparation).	61
Figure 2.11: Schéma illustrant les subdivisions de la zone critique.	64
Figure 2.12: Photographie montrant l'injection de gabbros à granulométrie fine dans la zone littée (gabbro-nelsonite de la zone critique).	65
Figure 3.1: Schéma montrant les subdivisions de la zone critique de l'intrusion mafique de Sept-Îles basé sur la compilation des travaux antérieurs (Cimon, 1998) et l'étude des forages 1166-95-04; 1166-95-01; 1166-95-11.	67
Figure 3.2: Variation de la composition des olivines et des plagioclases avec la profondeur des différentes roches de la zone critique.	91

Figure 3.3: Diagramme montrant la variation de MgO et de V ₂ O ₃ des grains de titanomagnétite des différentes roches de la zone critique en fonction de la profondeur.	93
Figure 3.4: Teneurs en MnO et MgO des ilménites des différentes roches en fonction de la profondeur.	95
Figure 3.5: Variation du rapport F/Cl des grains d'apatite avec la profondeur.	96
Figure 3.6: Les phases dans le système FeO-Fe ₂ O ₃ -TiO ₂ , montrant les séries des solutions solides: magnétite-ulvöspinel, hématite-ilménite, et pseudobrookite-(modifié de Buddington et Lindsley, 1964) FeTi ₂ O ₅ .	98
Figure 4.1: Diagramme binaire Al ₂ O ₃ vs SiO ₂ illustrant la distribution des différents types de roches de la zone critique et leur position à l'intérieur du triangle olivine (ol)- magnétite (mag)- plagioclase (pl).	131
Figure 4.2: Diagrammes binaires SiO ₂ ; Al ₂ O ₃ , MgO, CaO, NaO, K ₂ O, P ₂ O ₅ et MnO vs Fe ₂ O ₃ +TiO ₂ illustrant la distribution des différents types de roches de la zone critique. pl: plagioclase; ap: apatite; mag: magnétite; liq: liquide; ol: olivine.	133
Figure 4.3: Diagrammes binaires CaO, Al ₂ O ₃ et Na ₂ O vs P ₂ O ₅ .	138
Figure 4.4: Diagrammes binaires Co, Ni, Zn et V vs Fe ₂ O ₃ +TiO ₂ illustrant la distribution des différents types de roches de la zone critique de l'intrusion mafique de Sept-Îles.	140
Figure 4.5: Diagrammes binaires La et Th vs Fe ₂ O ₃ +TiO ₂ illustrant la distribution des différents types de roches de la zone critique.	143
Figure 4.6: Diagrammes binaires Hf et Ta vs Fe ₂ O ₃ +TiO ₂ illustrant la distribution des différents types de roches de la zone critique.	145
Figure 4.7: Diagramme binaire montrant la corrélation positive entre le Ba, l'Al ₂ O ₃ et le K ₂ O.	147
Figure 4.8: Diagrammes AFM de Irvine et Barager (1971) et ternaire (Al ₂ O ₃ -FeO-TiO ₂) de Jensen (1976) montrant l'affinité tholéïtique des microgabbros de l'intrusion mafique de Sept-Îles.	148
Figure 4.9: Diagrammes des terres rares normalisés sur chondrite de Taylor et McLennan (1995). A- microgabbro avec anomalie en Eu; B- microgabbro sans anomalie en Eu; C) gabbro-nelsonite; D) nelsonite; E- magnétite; F- leucotroctolite.	150

Figure 4.10 : Diagrammes multi-éléments normalisés sur le manteau primitif de McDonough et Sun (1995). A) microgabbro; B) nelsonite; C) gabbro-nelsonite; D) magnétite; E) troctolite.

154

Figure 4.11: Diagrammes binaires SiO_2 vs P_2O_5 et TiO_2 vs Fe_2O_3 illustrant la distribution des différents types de roches de la zone critique de l'intrusion mafique de Sept-Îles et leur position à l'intérieur du triangle apatite-magnétite (Mt)-ilménite (Ilm)-Liquide.

159

Figure 4.12: Diagramme Ba (ppm) vs TiO_2 (%) illustrant les résultats de la modélisation. Les roches riches en oxydes de la zone critique de l'intrusion de Sept-Îles peuvent être formées par accumulation à partir d'un liquide de nature gabbroïque (L2). Ce dernier est formé après un taux de cristallisation fractionnée de 40 % (fractionnement de 24 % d'olivine, 63.5 % de plagioclase (Pl) et 11.9 % de clinopyroxène). L.D = limite de détection; T = fraction de liquide piégé.

166

Figure 4.13: Tableau et diagramme montrant les valeurs isotopiques d'oxygène des différents types de roches de la zone critique de l'intrusion mafique de Sept-Îles.

170

Figure 4.14.A: Réservoirs naturels des isotopes d'oxygènes. La compilation est tirée de Rollinson (1993) et les données proviennent de Taylor (1974), de Onuma et al., (1972), Sheppard (1977), Graham and Harmon (1983) and Hoefs (1987).

171

Figure 4.15: Diagrammes métaux normalisés par rapport au manteau primitif et selon l'ordre défini par Barnes et al. (1988) des différents types de roches.

174

Figure 4.16: Diagrammes montrant la variation du rapport Ni/Cu, Cu/Pd et Pd/Ir avec la profondeur.

177

Figure 4.17: Diagrammes binaires, a) Ir vs S, b) Ru vs S, c) Rh vs S, d) Os vs S, e) Au vs S, f) Pd vs S, g) Pt vs S, h) Cu vs S, i) Ni vs S, j) Ir vs Pd, k) Ir vs Pt, l) Pd vs Pt, m) Ru vs Ir, n) Rh vs TiO_2 , o) Rh vs V, p) Ru vs TiO_2 . La ligne pointillée horizontale correspond à la limite de détection des éléments.

178

Figure 4.18: Diagramme des variations du rapport Ni/Pd vs Cu/Ir des roches de la zone critique de l'intrusion mafique de Sept-Îles. Les champs des différentes roches sont tirées de Barnes et al. 1988.

183

Figure 4.19: Diagramme versus Cu/Pd montrant la position dans les roches de la zone critique de l'intrusion mafique de Sept-Îles (d'après Barnes et al., 1993).	185
Figure 5.1 : Carte de l'emplacement du système de rift médio-continental (d'après Chandelier, 1990; Miller et al., 1993).	188
Figure 5.2 : Carte géologique générale du Complexe de Duluth montrant divers types de roches (Miller et al., 1993). SLD, Série litée de Duluth; CBB, Complexe de Beaver Bay C; ISL, Intrusion de Sonju Lake; ICL, Intrusion de Crystal Lake; IPR, Intrusion de Partridge River; GPL, Gabbro de Powerline; ISK, Intrusion de South Kawishiwi; et IBE, Intrusion de Bald Eagle.	189
Figure 5.3 : Coupe schématique de la stratigraphie ignée de l'intrusion de Partridge River (tiré de Hauk et al., 1997).	190
Figure 5.4 : Carte de localisation des dépôts d'oxydes le long du contact Nord du Complexe de Duluth (d'après Grout, 1950; dans Hauck et al., 1997).	199
Figure 5.5 : Localisation des dépôts de Fe-Ti et de Cu-Ni le long de la marge ouest du Complexe de Duluth (tiré de Ripley et al., 1998).	200
Figure 5.6 : Carte géologique du secteur de Boulder Lake North (Ripley et al., 1998) et description détaillée du forage IV-8 avec localisation des échantillons.	204
Figure 5.7 : Carte géologique de la région de Longear et localisation des OUI le long des failles. (Modifié d'après Severson et Miller, 1999).	206
Figure 5.8 : Localisation et description du Forage LE-3 de l'intrusion ultramafique riche en oxyde (OUI) de Longear dans la partie supérieure de la série stratigraphique du Complexe de Duluth.	207
Figure 5.9 : Surface plane de l'intrusion de Water Hen et localisation du forage CN-7. (D'après Mainwaring et Naldrett, 1977).	209
Figure 5.10 : Schéma montrant: <i>A</i> - Forme des OUI et section Interprétative des forages; <i>B</i> - Description détaillée du forage CN-7 de l'intrusion de Water Hen.	211
Figure 5.11 : Coupe simplifiée des lithologies du forage 26133 de l'intrusion de Wyman Creek.	212

Figure 5.12 : Description du forage 26133 de l'intrusion de Wyman Creek ainsi que la localisation des échantillons.	213
Figure 6.1: Localisation des dépôts de Fe-Ti de Longear, de Wyman Creek, de Water Hen et deBoulder Lake North le long de la marge ouest du Complexe de Duluth (modifié de Ripley et al., 1998).	216
Figure 6.2: Diagrammes montrant: A- la variation de MgO et de MnO dans les grains d'ilménite; B- La teneur du V ₂ O ₃ et de TiO ₂ dans les grains de magnétite des roches de Boulder Lake North.	239
Figure 6.3: Fe ₂ O ₃ vs TiO ₂ et Cr ₂ O ₃ vs V ₂ O ₃ des magnétites de Longear.	262
Figure 7.1: MgO vs Al ₂ O ₃ et Fe ₂ O ₃ vs Al ₂ O ₃ . ol: olivine; pl: plagioclase; mt: magnétite; ilm: ilménite; cpx: clinopyroxène.	314
Figure 7.2: Al ₂ O ₃ vs Na ₂ O et Na ₂ O vs MgO. ol: olivine; pl: plagiocalse; mt: magnétite; ilm: ilménite; cpx: clinopyroxène.	315
Figure 7.3: Diagrammes des terres rares normalisés sur chondrite de Taylor et McLennan, 1995. A) troctolite et B) basalte.	316
Figure 7.4: Diagrammes multi-éléments normalisés sur le manteau primitif de McDonough et Sun (1995). A) troctolite; B) basalte.	318
Figure 7.5: TiO ₂ vs Fe ₂ O ₃ . ol: olivine; pl: plagioclase; mt: magnétite; ilm: ilménite; cpx: clinopyroxène.	319
Figure 7.6: Diagrammes binaires: A) Al ₂ O ₃ vs Fe ₂ O ₃ + TiO ₂ et B) Na ₂ O vs Fe ₂ O ₃ +TiO ₂ . ol: olivine; pl: plagioclase; mt: magnétite; ilm: ilménite; cpx: clinopyroxène.	321
Figure 7.7: Diagramme binaire MgO vs Fe ₂ O ₃ + TiO ₂ . ol: olivine; pl: plagioclase; mt: magnétite; ilm: ilménite; cpx: clinopyroxène.	323
Figure 7.8: Diagrammes des terres rares normalisés sur chondrite de Taylor et McLennan (1995) des oxydes massifs. A) Longear et B) Boulder Lake North.	324
Figure 7.9: Diagrammes multi-éléments normalisés sur le manteau primitif de McDonough et Sun (1995) des oxydes massifs. A) Longear; B) Boulder Lake North.	326
Figure 7.10: Diagrammes des terres rares normalisés sur chondrite de Taylor et McLennan (1995) des oxydes matriciels. A) Wyman Creek; B) Boulder Lake North, C) Longear.	327

Figure 7.11: Diagrammes multi-éléments normalisés sur le manteau primitif de McDonough et Sun (1995) des oxydes matriciels. A) Longear; B) Wyman Creek, C) Boulder Lake North.	330
Figure 7.12: Diagrammes des terres rares normalisés sur chondrite de Taylor et McLennan (1995) des oxydes disséminés. A) Boulder Lake North; B) Longear, Water Hen et Wyman Creek.	334
Figure 7.13: Diagrammes multi-éléments normalisés sur le manteau primitif de McDonough et Sun (1995) des oxydes disséminés. A) Boulder Lake North; B) Water Hen, Wyman Creek, Longear.	335
Figure 7.14: Diagrammes binaires: A) V vs Fe ₂ O ₃ +TiO ₂ ; B) Cr vs Fe ₂ O ₃ +TiO ₂ .	337
Figure 7.15 : Variation de la teneur en Fo dans les olivines de différents types de OUI. On note le caractère évolué des OUI de Boulder Lake North par rapport à ceux de Longear, de Wyman Creek, et de Water Hen.	338
Figure 7.16: A- diagramme montrant le taux de fractionnement en fonction de la température. On note l'apparition de la magnétite à un taux de fractionnement de 70 %. Modélisation en utilisant le logiciel «Pele».	340
Figure 7.16: B- Diagramme La versus Fe ₂ O ₃ +TiO ₂ (%) montrant l'effet de la cristallisation fractionnée. C.F: cristallisation fractionnée; cpx: clinopyroxène; pl: plagioclase; ox: oxydes.	342
Figure 7.17: Diagrammes de terres rares des sédiments et des xénolites des secteurs de Water Hen (a) et de Wyman Creek normalisés sur les chondrites.	345
Figure 7.18: Diagrammes multi-éléments selon l'ordre de classification de Wood et al., (1979) et normalisés sur le manteau primitif de McDonough et Sun 1995 des roches de Wyman Creek.	346
Figure 7.19: Photographies montrant l'évidence de fusion de la Formation de Biwabik et formation de gros cristaux de magnétite à l'intérieur du produit de fusion. Il s'agit du forage NM-22 dans l'intrusion de South Kawishiwi. Les photos sont prisent par S.A. Hauck de l'université de Minnesota.	348
Figure 7.20: A- diagramme multi-éléments normalisé sur le manteau primitif de McDonough et Sun (1995) des roches granitiques représentants le produit de fusion partielle des métasédiments; B- U/Th versus Fe ₂ O ₃ .	351

Figure 7.21: Composition isotopique d'oxygène des OUI et des roches associées. (sédiments, troctolites, gabbros).	353
Figure 7.22: Diagrammes binaires, a) Rh vs Ir, b) Pt vs Ir, c) Pd vs Ir et d) Au vs Ir.	356
Figure 7.23: Diagramme binaires, a) Ir vs $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$; b) V vs Ir.	358
Figure 7.24: Diagrammes binaires, a) Cu vs S, b) Au vs S, c) Rh vs S d) Ir vs S e) Pt vs S f) Pd vs S et g) Ni vs S.	359
Figure 7.25: Diagramme versus Cu/Pd montrant la position des roches riches en oxydes et des roches encaissantes du complexe de Duluth (d'après Barnes et al., 1993).	365
Figure 7.26: Diagrammes métaux normalisés par rapport au manteau primitif et selon l'ordre défini par Barnes et al. (1988). c) oxydes matriciels; d) oxydes massifs.	366
Figureb 7.27: Diagramme métaux normalisés selon l'ordre défini par Barnes (1988) illustrant l'allure des profiles des roches riches en oxydes de Fe-Ti-V des différents intrusions litées.	369
Figure 8.1: Diagramme de T vs $f\text{O}_2$ illustrant les conditions, dans lesquelles certaines paires d'ilménite et de titanomagnétite des oxydes de Sep-Îles ont été rééquilibrées durant le refroidissement sub-solidus. Les lignes représentent les tampons de référence. F = fayalite, M = magnétite, Q = quartz, I = iron, et W = wustite).	377
Figure 8.2: Diagramme T vs $\log f\text{O}_2$ des paires de grains d'ilménite et de titanomagnétite des différents OUI du Complexe de Duluth.	380
Figure 8.3: Diagramme de T vs $\log f\text{O}_2$ montrant la comparaison des résultats de T et de fO obtenus dans cette étude avec ceux de Sassani (1992) et Pasteris (1885) dans les différentes régions du Complexe de Duluth.	382
Figure 8.4: Fugacité de l'oxygène en fonction de la température montrant la tendance probable du liquide de l'intrusion litée de Newark Island (flèche). Les trajectoires possibles de T- $f\text{O}_2$ sont désignées par le champ coloré (Snyder et al., 1993). tmt: titanomagnétite; ilm: ilménite; aug: augite; plag: plagioclase et ol: olivine.	388
Figure 9.1: Schéma montrant une panache mantellique dans une zone de rift avec l'emplacement des intrusions litées et des basaltes de plateau.	395

Figure 9.2: Diagramme ternaire tiré de Roedder, 1978 montrant la composition des roches de la zone critique de l'intrusion mafique de Sept-Îles. La position des roches dans le triangle peut être expliquée uniquement par le processus de cristallisation fractionnée.	407
Figure 9.3: Schémas illustrant certains formes géométriques communes aux intrusions litées (D'après Mathison, 1991).	408
Figure 9.4: Représentation schématique d'une chambre magmatique avec les processus qui peuvent avoir lieu durant le refroidissement du magma. (Tiré de Pirajno, 2000).	410
Figure 9.5: Photomicrographie montrant le processus de filtre-presse: expulsion de liquide interstitiel durant la compaction. Pl, plagioclase; Cpx, clinopyroxène. Échantillon HN-99-21.	411
Figure 9.6 : Modèle de mise en place des minéralisations riches en oxydes de l'intrusion mafique de Sept-Îles et celles du Complexe de Duluth.	421

LISTE DES PLANCHES

Planche 3.1: Photographie montrant: A- la magnétite à la base de la zone critique (échantillon HN-99-51); B- les silicates disséminés et les filons-couches de microgabbro dans la magnétite.	69
Planche 3.2 : L'ilménite en contact irrégulier avec la magnétite. Les lamelles d'ilménite criblées de spinelles formant des exsolutions à l'intérieur de la magnétite. On note la présence des sulfures entre les deux grains d'ilménite et de magnétite.	70
Planche 3.3.A: Microphotographie montrant des cristaux de plagioclases englobés par des grains d'olivine dans une matrice riche en oxydes (magnétite). Échantillon HN-99-51. Longueur de la photo: 3 mm.	72
Planche 3.3.B: Disposition des lattes de plagioclases dans les magnétites de l'intrusion de Sept-Îles. Échantillon HN-99-35.	72
Planche 3.4.A: Photographie montrant un échantillon de nelsonite (apatite en gris et titanomagnétite en noir).	75
Planche 3.4.B: Photomicrographie en lumière naturelle d'une nelsonite (échantillon HN-99-29) montrant des cumulats d'apatite dans une matrice riche en oxydes Fe-Ti. Longueur de la photo: 1.3 cm.	75
Planche 3.5: Photographie montrant le contact graduel entre la nelsonite et le gabbro-nelsonite. Les taches jaunes représentent les sulfures.	76
Planche 3.6.A: Lamelles de spinelles (Sp) dans la titanomagnétite (Mg). Échantillon Hn-99-50.	78
Planche 3.6.B: Lamelles d'ilménite dans la titanomagnétite. Début de développement des spinelles le long des lamelles d'ilménite. Échantillon Hn-99-33.	78
Planche 3.7: Contact irrégulier entre la titanomagnétite (Mg) et l'ilménite (Ilm). On note le développement d'un cordon de microcristaux de spinelles (Sp) dans l'ilménite et une frange fine de spinelles au contact des deux grains. Échantillon HN-99-50.	79

Planche 3.8: Photomicrographies en lumière naturelle montrant : A- la texture matricielle des oxydes semi-massifs dans la sous-zone de gabbro-nelsonite (échantillon HN-99-44). B- la texture disséminée des oxydes dans la sous-zone de gabbro-nelsonite (échantillon HN-99-29). Cristaux poecilitiques de plagioclase et d'olivine avec les oxydes Fe-Ti et l'apatite interstitiels. Longueur des photos : 15 mm.	82
Planche 3.9: Photographie montrant une frange fine de spinelles au contact lobé entre l'ilménite et la titanomagnétite. Échantillon HN-99-14.	83
Planche 3.10: Lamelles d'ilménite en treillis dans une plage de titanomagnétite. Échantillon HN-99-04.	83
Planche 3.11: Photomicrographie d'une troctolite avec des textures coronitiques. A- lumière naturelle et B- lumière polarisée. (Échantillon 1166-12-102.5). B- Longueur des photos : 5 mm.	85
Planche 3.12: Photomicrographie en lumière polarisée d'anorthosite dans la sous-zone de microtroctolite montrant l'altération des plagioclases en séricite. Longueur de la photo : 15 mm.	87
Planche 3.13: Photomicrographie en lumière polarisée d'anorthosite dans la sous-zone de microtroctolite (échantillon 1166-12-71.5). Altération des bordures des plagioclases en séricite et présence de rosettes de chloritoïde avec macle polysynthétique dans les interstices. Longueur de la photo : 2.5 mm.	87
Planche 3.14: Photomicrographie en lumière polarisée d'anorthosite de la sous-zone de microtroctolite (échantillon 1166-12-71.5) montrant les cristaux d'épidote entre les interstices de lattes de plagioclases altérés généralement à la bordure. Longueur de la photo : 6 mm.	88
Planche 3.15: Photomicrographie en lumière naturelle montrant le filon-couche de microgabbro dans la zone de gabbro-nelsonite. On note la serpentinitisation des olivines causée par la circulation des fluides (échantillon HN-99-52). Largeur de la photo : 1.5 cm.	89
Planche 3.16: Photomicrographie en lumière polarisée montrant la texture équigranulaire du microgabbro (échantillon 1166-12-182). Longueur de la photo : 1.5 cm.	90

Planche 6.1: Microphotographie en lumière polarisée d'un gabbro à oxydes (échantillon IV-8-14) montrant une texture intergranulaire. Longueur de la photo : 5.6 mm.	218
Planche 6.2.A: Microphotographie en lumière réfléchie d'un gabbro à oxydes (échantillon IV-8-14) montrant les grains d'ilménite et de titanomagnétite qui occupent les interstices des phases silicatées. Longueur de la photo : 3.4 mm.	223
Planche 6.2.B: Microphotographie en lumière réfléchie montrant des grains de chalcopyrite (Cp) concentrés dans la zone d'altération (échantillon IV-8-1). Longueur de la photo : 1.4 mm.	223
Planche 6.3: Microphotographie en lumière polarisée d'une pyroxénite à oxydes (OUI) (échantillon IV-8-7). On note les cumulats de pyroxène en contact lobés avec les oxydes de Fe-Ti.	225
Planche 6.4: Microphotographie montrant : A- des grains et des lamelles d'ilménite dans la titanomagnétite (échantillon IV-8-2) et B- les lamelles d'ilménite en treillis et le développement de spinelles au contact de la titanomagnétite et de l'ilménite.	227
Planche 6.5: Photomicrographies en lumière polarisée (A) et en lumière naturelle (B) d'une clinopyroxénite à oxydes interstitielle (échantillon IV-8-10). On note la présence des grains d'apatite de forme et de taille variables. Longueur de la photo : 5.6 mm.	229
Planche 6.6.A: Photographie montrant l'anorthosite riche en oxydes (échantillon IV-8-2).	230
Planche 6.6.B: Microphotographie en lumière polarisée montrant les oxydes qui occupent les interstices des lattes de plagioclases (échantillon IV-8-2). Contact lobé entre les oxydes et les plagioclases. Longueur de la photo : 5.6 mm.	230
Planche 6.7 : Microphotographie en lumière réfléchie montrant l'ilménite en contact avec la titanomagnétite. On note la présence de lamelles d'ilménite en exsolution dans la titanomagnétite et les spinelles au contact des deux grains (échantillon IV-8-2). Longueur de la photo : 0.7 mm.	232
Planche 6.8: A- Lamelles d'ilménite en treillis dans une plage de titanomagnétite. Ces lamelles sont criblées de grains de spinelle; B- lamelles d'ulvospinelle dans la titanomagnétite (échantillon IV-8-5).	234

- Planche 6.9:** Microphotographies montrant la pyroxénite pegmatitique riche en oxyde avec : A- des grains d'olivine au pourtour des clinopyroxènes et B- clinopyroxène poecilitique (échantillon LE-3-11).
Longueur de la photo : 5.6 mm. 246
- Planche 6.10.A:** Photomicrographie en lumière polarisée montrant des grains d'ilménite hypidiomorphes avec développement de chalcopyrite (Cp) et de pyrite (Py) dans les interstices. Échantillon (LE-3-8).
Longueur de la photo: 5.6 mm. 247
- Planche 6.10.B:** Photomicrographie montrant des lamelles d'ilménite (Ilm) criblées de microcristaux de spinelles (Sp) dans une plage de titanomagnétite (Tmt) qui contiennent aussi des lamelles de spinelles. Échantillon (LE-3-4). 247
- Planche 6.11:** Microphotographie en lumière polarisée montrant le contact entre une plage d'ilménite primaire et une plage de magnétite. On note la migration des bordures des grains et le développement des spinelles.
Échantillon LE-3-4. Longueur de la photo : 5.6 mm. 248
- Planche 6.12:** Microphotographie en lumière polarisée de la péridotite (échantillon LE-3-6). Les cristaux d'olivine xénomorphes forment des cumulats et sont en contact lobé avec les oxydes.
longueur de la photo : 5.6 mm. 250
- Planche 6.13.A:** Microphotographie montrant des lamelles de spinelles (lamelles noires) et d'ulvospinelles (gris foncé) dans une matrice de titanomagnétite (gris pâle à texture en tissu). Échantillon LE-3-9. 252
- Planche 6.13.B:** Microphotographie montrant des grains d'ilménite avec un point triple. On note la présence de lamelles de titanomagnétite avec des spinelles à l'intérieur . Échantillon LE-3-8. 252
- Planche 6.14.A:** Microphotographie en lumière polarisée de la troctolite avec des cumulats d'olivine dans les interstices des plagioclases (échantillon LE-3-1). Longueur de la photo : 5.6 mm. 254
- Planche 6.14.B:** Microphotographie en lumière polarisée montrant la troctolite à augite (échantillon LE-3-16). Clinopyroxène xénomorphe et poecilitique.
Longueur de la photo : 5.6 mm. 254
- Planche 6.15:** Photomicrographie en lumière naturelle, montrant une dunite serpentinisée. Échantillon LE-3-2.
Longueur de la photo : 5.6 mm. 256

Planche 6.16.A: photomicrographie en lumière polarisée montrant une troctolite (échantillon CN.7.1) avec des plagioclases poecilitiques renfermant des grains d'olivine idiomorphe. Longueur de la photo: 5.6 mm.	264
Planche 6.16.B: photomicrographie en lumière polarisée montrant une anorthosite troctolitique (échantillon CN.7.6) avec une texture intergranulaire. Longueur de la photo : 5.6 mm.	264
Planche 6.17.A: Microphotographie en lumière polarisée d'une troctolite avec clinopyroxène poecilitique (échantillon CN.7.1). Longueur de la photo : 5.6 mm.	268
Planche 6.17.B: Microphotographie en lumière polarisée d'une troctolite avec ilménite, graphite (Gr), et sulfures (S) (échantillon CN.7.6).	268
Planche 6.18.A: Microphotographie en lumière polarisée montrant une dunite riche en oxydes avec des cumulats d'olivine (échantillon CN.7.4). La longueur de la photo: 5.6 mm.	270
Planche 6.18.B: Microphotographie en lumière polarisée montrant une dunite serpentinisée (échantillon CN.7.5) avec oxydes interstitielles . La longueur de la photo: 5.6 mm.	270
Planche 6.19: Microphotographie montrant l'ilménite et les sulfures qui occupent les interstices des silicates. Échantillon CN.7.4.	271
Planche 6.20.A: Photomicrographie en lumière naturelle montrant une péridotite riche en oxydes avec texture poecilitique. Échantillon CN.7.3. Longueur de la photo : 5.6 mm.	272
Planche 6.20.B: Photomicrographie en lumière réfléchie montrant les cristaux d'ilménite qui forment la matrice d'une péridotite. Échantillon CN.7.3. Longueur de la photo: 5.6 mm.	272
Planche 6.21.A: Photomicrographie en lumière polarisée montrant la texture granoblastique des xénolites métasédimentaires (échantillon CN.7.7). On note la présence d'une zone riche en muscovite. Longueur de la lame: 5.6 mm.	276
Planche 6.21.B: Photomicrographie en lumière polarisée montrant le contact entre les xénolites et la troctolite. On note la présence de sulfures, d'oxydes et d'orthopyroxène au contact (échantillon CN.7.7). Longueur de la lame : 5.6 mm.	276

Planche 6.22: Photomicrographie en lumière réfléchie montrant les grains d'ilménite (ilm) et des sulfures (S) disséminés au contact de l'enclave et des anorthosites. Échantillon CN.7.6.

277

Planche 6.23: Photomicroographies montrant : A- une troctolite en lumière polarisée. Avec des cumulats de plagioclase et d'olivine à développement de points triples; B- en lumière naturelle, le clinopyroxène poecilitique dans les interstices de cumulats de plagioclases. Échantillon 26133-1. Longueur de la photo: 5.6 mm.

280

Planche 6.24: Photomicrographie en lumière polarisée de l'anorthosite avec développement de biotite dans les interstices des plagioclases. Cette texture témoigne de la présence des fluides lors de la cristallisation de l'anorthosite (échantillon 26133-6). Longueur de la photo: 5.6 mm.

283

Planche 6.25: Photomicrographie en lumière réfléchie de l'anorthosite (échantillon 26133-6) montrant le grain d'ilménite avec pyrrhotite (Po), chalcopyrite (Cp) et pentlandite (Pn). Longueur de la photo: 0,7 mm.

285

Planche 6.26: Photomicroographies d'une clinopyroxénite (OUI, échantillon 26133-3) montrant: A- cristal poecilitique d'augite avec des oxydes en lumière polarisée; B- grains d'ilménite et de chalcopyrite (Cp) identifiés en lumière réfléchie à l'intérieur du grain d'augite. Longueur de la photo: 5.6 mm.

286

Planche 6.27: Photomicrographie en lumière réfléchie montrant les grains d'ilménite, de chalcopyrite (Cp) et de pentlandite (Pn) dans un échantillon de pyroxénite (OUI). Échantillon 26133-8. Longueur de la photo : 5.6 mm.

290

Planche 6.28: Photomicrographie d'une péridotite (OUI, échantillon 26133-10) montrant : A- des cumulats d'olivine en lumière polarisée et B- grains d'ilménite et de chalcopyrite (Cp) dans les interstices des grains d'olivine. Longueur de la photo : 5.6 mm.

291

Planche 6.29: Photomicrographie en lumière polarisée montrant : A- inclusion de grauwackes foliés (ligne jaune) et composés de plagioclase, de cordiérite et d'orthopyroxène (échantillon 26133-11); B- zone à diopside de la Formation de fer de Biwabik avec texture de recristallisation (échantillon 26133-15). Longueur de la photo: 5.6 mm.

293

Planche 6.30: Microphotographies montrant : A- l'altération des phases silicatées en chlorite, en séricite et en carbonate; B- les grains de chalcopyrite (Cp) disséminés dans les zones d'altération des phases silicatées. Échantillon IV-8-11. Longueur de la photo: 1.4 mm.

298

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1: Coefficients de régression avec une erreur standard pour l'équation (1). (tiré de Kilinc et al., 1983).	18
Tableau 3.1: Composition des magnétites.	101
Tableau 3.2 : Composition des ilménites.	104
Tableau 3.3: Composition des plagioclases.	107
Tableau 3.4: Composition des olivines.	109
Tableau 3.5: Composition des apatites.	111
Tableau 4.1: Résultats obtenus pour les standards Ax-90.	116
Tableau 4.2: Résultats analytiques des éléments majeurs et traces effectués à L'UQAC.	119
Tableau 4.3: Résultats analytiques des éléments majeurs et traces effectués par le Ministère des Ressources naturelles.	124
Tableau 4.4: Modélisation par balance de masse des roches de la zone critique de l'intrusion mafique de Sept-Îles.	162
Tableau 4.5: Composition des échantillons en éléments du groupe du platine, en nickel, en cuivre et en soufre.	173
Tableau 5.1: Les secteurs Généralisés du Complexe de Duluth avec intrusions litées, dépôts et indices de Cu-Ni-PGE et de Fe-Ti (Hauk et al., 1997).	198
Tableau 6.1: Composition des plagioclases de Boulder Lake North.	220
Tableau 6.2: Composition des olivines de Boulder Lake North.	222
Tableau 6.3: Composition des ilménites des roches de Boulder Lake North.	235

Tableau 6.4: Composition des magnétites des roches de Boulder Lake North.	240
Tableau 6.5: Composition des apatites de Boulder Lake North.	242
Tableau 6.6: Composition des olivines de Longear.	244
Tableau 6.7: Composition des plagioclases des roches de Longear.	255
Tableau 6.8: Composition des ilménites de Longear.	258
Tableau 6.9: Composition des magnétites de Longear.	260
Tableau 6.10: Tableau montrant la composition des plagioclases des différentes roches de Water Hen.	266
Tableau 6.11: Composition des olivines des roches de Water Hen.	267
Tableau 6.12: Compositions des grains d'ilménites des roches de Water Hen.	274
Tableau 6.13: Composition des magnétites des roches de Water Hen.	275
Tableau 6.14: Composition des plagioclases des roches de Wymen Creek.	281
Tableau 6.15: Composition des olivines des roches de Wyman Creek.	282
Tableau 6.16: Composition des phases d'ilménite des roches de Wyman Creek.	288
Tableau 6.17: Composition des phases de magnétites des oxydes de Wyman Creek.	289
Tableau 6.18: Caractéristiques des OUI dans différents secteurs du Complexe de Duluth.	295
Tableau 7.1: Composition chimique des troctolites et des leucotroctolites.	303
Tableau 7.2: Composition chimique des roches encaissantes.	305
Tableau 7.3: Composition chimique des roches riches en oxydes: oxydes disséminés, matriciels et disséminés.	306
Tableau 7.4: Composition chimique des dykes et des basaltes présumés liquides initiaux.	313
Tableau 7.5: Tableau montrant la composition du produit de fusion (V-G, veine de granite; Leuc, leucosome)	350

Tableau 8.1: Conditions de températures et de fugacité d'oxygène des roches de la zone critique, intrusion mafique de Sept-Îles.	375
Tableau 8.2: Conditions de température et de fO_2 des roches de Longear, de Boulder Lake North, de Wyman Creek et de Water Hen.	378
Tableau 8.3: Sommaire des données de température et de fugacité d'oxygène des autres intrusions ignées.	386
Tableau 9.1: Superficie et âges des complexes litées intrusifs (modifié d'après Hunter, 1975).	395

CHAPITRE I

PROBLÉMATIQUE

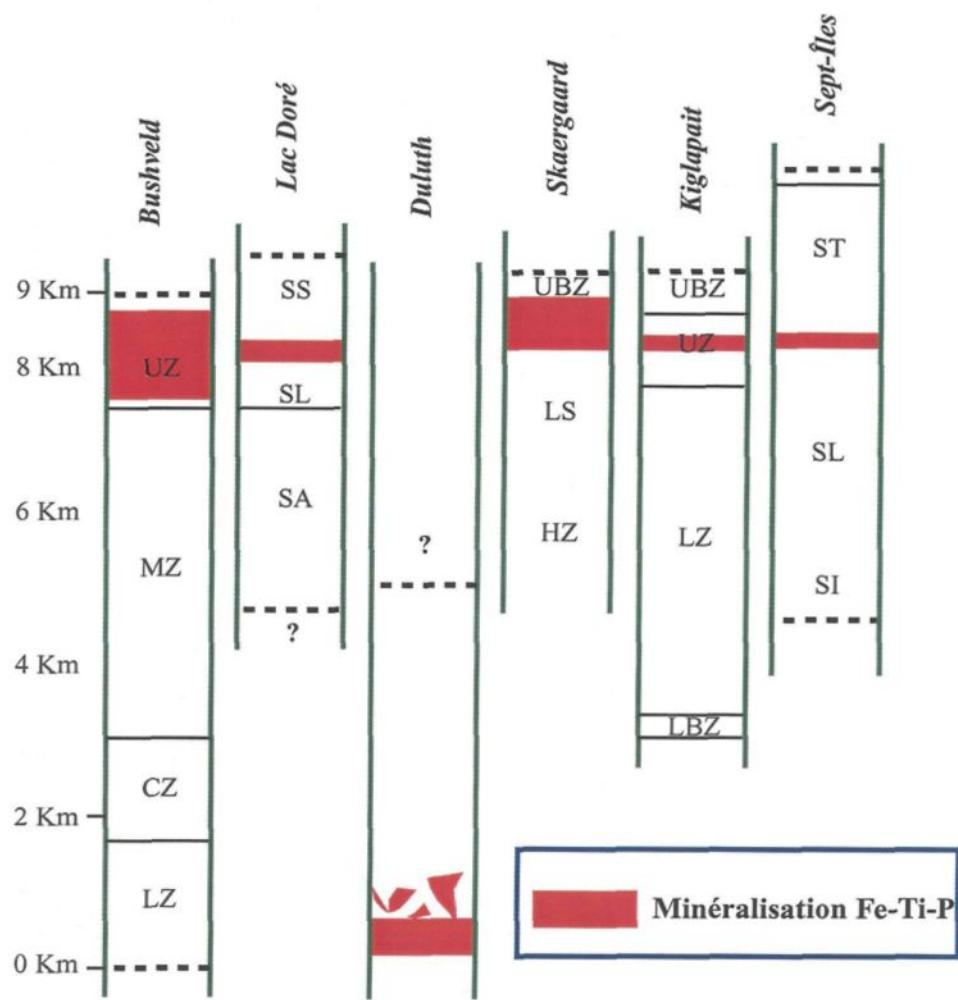
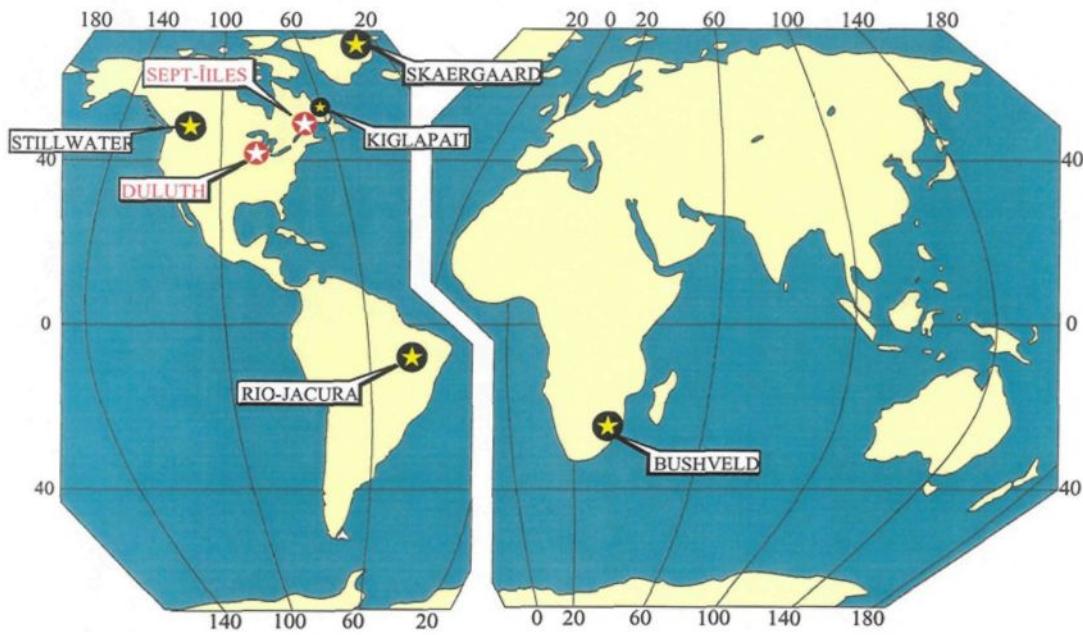
I.1 Introduction

L'ilménite (FeTiO_3), l'hémo-ilménite ($\text{FeTiO}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$), la magnétite (Fe_3O_4), la magnétite titanifère, et l'apatite $\text{Ca}_5 [\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$ représentent les principales phases métallifères des gîtes d'oxydes. Dans ces gîtes, le vanadium (V), le titane (Ti), le fer (Fe) et le phosphore (P) sont les principales substances économiques récupérées. Ce type de minéralisation est encaissé dans des complexes lités ignés ou à l'intérieur de massifs de roches intrusives mafiques. Les gisements à prédominance de magnétite titanifère et apatite sont présents dans des complexes ignés stratifiés et ceux à prédominance d'ilménite se rencontrent dans des massifs d'anorthosites protérozoïques.

Les minéralisations de Fe-Ti-V-P encaissées dans les complexes ignés lités se concentrent essentiellement dans la partie supérieure des intrusions litées tel que le Complexe de Bushveld (Reynolds, 1985), l'intrusion du Lac Doré (Girard, 1998), l'intrusion de Skaergaard (McBirney, 1996), la suite intrusive de Sept-Îles (Cimon, 1998; McCann et Cimon, 1999), l'intrusion de Dufek (Himmelberg, 1977), l'intrusion de Kiglapait et de l'intrusion de Rio Jacera (Sa et al., accepted) (figure 1.1 et 1.2).

Figure 1.1: Localisation de quelques gisements de Fe-Ti-P-V associés aux intrusions mafiques litées.

Figure 1.2: Localisation stratigraphique des unités riches en oxydes Fe-Ti-P dans quelques intrusions et complexes mafiques stratifiés dans le monde. (Zone supérieure, UZ; Zone principale, MZ; Zone critique, CZ; Série supérieure, SS; Série litée, SL; Série transitionnelle, ST; Série anorthositique, SA; Série inférieure, SI; Zone inférieure; LZ; Zone de bordure supérieure, UBZ; Zone cachée, HZ).



Une exception : le Complexe de Duluth où les oxydes forment des corps discordants à la base (Hauck et al., 1997). Ces minéralisations se composent essentiellement de magnétite titanifère, d'apatite et de quantité mineure d'ilménite.

Les minéralisations associées aux massifs anorthositiques se composent essentiellement d'ilménite et d'hémo-ilménite avec des quantités mineures de magnétite titanifère. La minéralisation massive forme des corps irréguliers discordants dans les roches hôtes. Parmi les gisements d'importance, citons ceux du Lac Tio [anorthosite de Havre Saint-Pierre; (Bergeron, 1972; 1986)], de Desgrosbois et d'Ivry (anorthosite de Morin; Diakité, 1997), de Tellnes et Desgersund en Norvège (Wilmart et al., 1989; Duchesne, 1972).

Les magmas basaltiques contiennent de faibles teneurs en FeO (10% poids), TiO₂ (1% poids), P₂O₅ (0.15% poids) et V (250 ppm) (Eales et al., 1980). Malgré leurs faibles teneurs, les gîtes associés à ces magmas peuvent atteindre des concentrations (% poids) très élevées en Fe, Ti, P et V (70%, 20 %, 7% et 2% respectivement) pour en former des gisements d'importance mondiale.

L'objet de la présente étude était de déterminer les processus ou les mécanismes capables de concentrer des teneurs élevées de Fe, de Ti, et de P dans le magma afin de générer des gisements économiques. L'étude des gîtes de Fe-Ti-P associés aux intrusions litées, devraient nous permettre de mieux comprendre les processus mis en jeu pour concentrer ces éléments.

L'autre objectif subsidiaire et d'ordre secondaire était d'examiner le potentiel des lits d'oxydes de Fe-Ti en éléments du groupe de platine (ÉGP). Les lits riches en ÉGP en association avec les oxydes de Fe-Ti ont été récemment observés dans plusieurs intrusions, incluant celles de Skaergaard (Anderson, 1996); de Rin Con del Tigre de Columbia (Prendergast, 199X); de Rio Jacera au Brésil (Sa et al., accepted); et de Stella en Afrique du Sud (Maier et al., accepté).

Les travaux ont été effectués sur les gîtes d'oxydes Fe-Ti-P suivants :

i- L'intrusion mafique litée de Sept-Îles au Québec. Cette dernière a été choisie car il renferme un gisement économique d'apatite-ilménite lité. Nous avons investigué la possibilité que les lits d'oxydes (magnétitite et nelsonite*) se forment par accumulation d'oxydes suite à une saturation du magma en oxydes.

*« *Le terme de nelsonite fut introduit par Watson (1913) pour désigner des roches à rutile et à apatite rencontrées sous forme de dyke dans le comté de Nelson, Virginie. Ce terme fut utilisé par la suite pour d'autres types de roches plus abondantes comme les nelsonites à ilménite et le nelsonites à magnétite (Philpotts, 1967)* »

ii- Les dépôts d'oxydes Fe-Ti du Complexe de Duluth au Minnesota. Notre attention est portée sur le rôle de la contamination crustale et de la cristallisation fractionnée dans la genèse des intrusions ultramafiques riches en oxydes (OUI).

Les travaux de terrain ont été effectués au cours des automnes 1999 et 2000 respectivement dans l'intrusion de Sept-Îles puis dans le Complexe de Duluth. Les

travaux consistaient en l'échantillonnage de carottes de forage provenant du gisement d'apatite de Sept-Îles et des OUI de Duluth ainsi qu'une visite sur le terrain dans les deux régions. Un total de 85 échantillons a été recueilli pour des fins d'investigation pétrographique (pétrographie, pétrochimie et métallogénie) et géochimique (géochimie, géochimie isotopique) afin de caractériser les différents types de minéralisations et leurs encaissants, et d'élaborer un modèle global de mise en place de ce type de minéralisation.

L'intrusion de Sept-Îles est discutée en premier, vu la nature litée (concordante) de la minéralisation. Ce caractère concordant des oxydes rend moins compliqué l'origine de leur formation, contrairement aux lentilles d'oxydes du Complexe de Duluth qui recoupent le litage igné. Dans les deux cas, il y a des chapitres qui regroupent les principales observations géologiques, suivi de chapitres traitant la pétrographie et la chimie des minéraux, puis de chapitres sur l'investigation géochimique. Finalement un dernier chapitre se veut une synthèse avec une comparaison des deux types de minéralisations.

I.2 Les oxydes Fe-Ti-P-V associés aux intrusions litées

I.2.1 *Le complexe du Bushveld*

Le complexe de Bushveld, situé en Afrique du Sud, constitue l'intrusion basique litée la plus vaste connue dans le monde : long de 450 km est-ouest et large de 270 km nord-sud, son épaisseur est de plus de 8 km. Ce complexe contient de larges ressources mondiales en ÉGP (Vermaark, 1995) et un des plus gros gisements de TiO₂ et de V au

monde (Goldberg et al., 1992). Les formations litées ont été subdivisées selon leurs phases minérales (litage de phase) avec, de la base au sommet: i- La zone de bordure inférieure «Marginal Zone»; ii- La zone inférieure «Lower Zone» (0-2200 m), iii- La zone principale «Main Zone» (2200-5700 m), caractérisée par l'absence de magnétite et de chromite; iv- La zone supérieure «Upper Zone» (5700-7300 m), caractérisée par la présence de magnétite. Cette dernière est subdivisée en 3 sous-zones : a, b et c, caractérisée par l'apparition de l'olivine riche en fer (Fo_{40}) au niveau de 600 m et celle de l'apatite au niveau de 400 m. Les horizons de magnétite litée dans le Complexe de Bushveld se trouvent entre 1300 et 1500 m dans la partie supérieure. L'épaisseur des lits de magnétite peut varier de 3 cm à 10 m alors que leur extension latérale peut atteindre des kilomètres autour du Complexe (Lee, 1996). La géochimie de ces magnétites montrent une diminution du V et une augmentation du Ti en fonction de la position stratigraphique (10 % poids de TiO_2 et 2 % poids de V_2O_5 à la base de la zone supérieure jusqu'à 16-20 % poids de TiO_2 et 0.2 % poids de V_2O_5 au sommet de la zone) (Lee, 1996). En dépit des grandes ressources de ÉGPs actuelles dans la Zone Critique de l'intrusion, la Zone Supérieure contient des concentrations très faibles en ÉGP (Barnes et al., 2002, Page et al. 1979).

I.2.2 Intrusion de Dufek, Antarctique

L'intrusion de Dufek est un corps mafique stratiforme de 8 à 9 km d'épaisseur sur une superficie de 24 000 à 34 000 km² dans les «Aensacola Mountains » en Antarctique. La structure, la texture des roches, la relation avec les roches encaissantes et la chimie minérale indiquent que ces roches se sont développées par accumulation de

cristaux dans une chambre magmatique (Himmelberg, 1977). Les oxydes de Fe-Ti-V forment des cumulats dans les premières 200 m du sommet de l'intrusion. Les textures et la composition des oxydes reflètent largement une recristallisation subsolidus. L'application des relations expérimentales $T-f(O_2)-X$ suggèrent que les conditions de cristallisation et de refroidissement sont voisines au condition du tampon Quartz-Fayalite-Magnétite (Himmelberg, 1977).

I.2.4 La suite intrusive litée de Sept-Îles

La suite intrusive litée de Sept-Îles occupe une superficie de 4000 km² dont le centre se situe à environ 30 km au sud de la ville de Sept-Îles. Cette intrusion est circulaire avec un diamètre de 80 km et sa forme rappelle celle d'un entonnoir d'environ 5,6 km de profondeur au centre. Il est lié au rift du Basses-Terres du St-Laurent suite à l'ouverture de l'océan Iapétus (Kumarapeli, 1985). Un âge de 564 ± 4 Ma a été attribué à l'intrusion en utilisant la méthode U/Pb par Higgins et Van Breemen (1998). L'intrusion est subdivisée en 4 séries superposées en étages, identifiées de la base au sommet comme la série inférieure, la série litée, la série transitionnelle et la série supérieure (figure 1.2). Les trois premières sont constituées d'un assemblage de cumulats et d'intercumulats basiques (troctolite, gabbro à olivine et gabbro) alors que la série supérieure s'est formée à partir d'un liquide résiduel riche en silice et en potassium (Cimon, 1998).

En 1993 on assiste à la découverte d'une zone à apatite par le Ministère des Ressources naturelles. Les estimations récentes indiquent 107.8 millions tonnes avec une teneur moyenne de 6.19 % poids de P₂O₅ et 8.41 % poids de TiO₂. Le gisement

d'apatite-ilménite se trouve dans la Zone Critique. Cette dernière est localisée au sommet de la Zone Litée. La zone critique de 250 m d'épaisseur est subdivisée en quatre sous-zones en ordre ascendant : la sous-zone de magnétite (30 à 50 m), la sous-zone à nelsonite (10 m), la sous-zone à nelsonite-gabbro (150 m) et la sous-zone à microtroctolite (30 à 50 m).

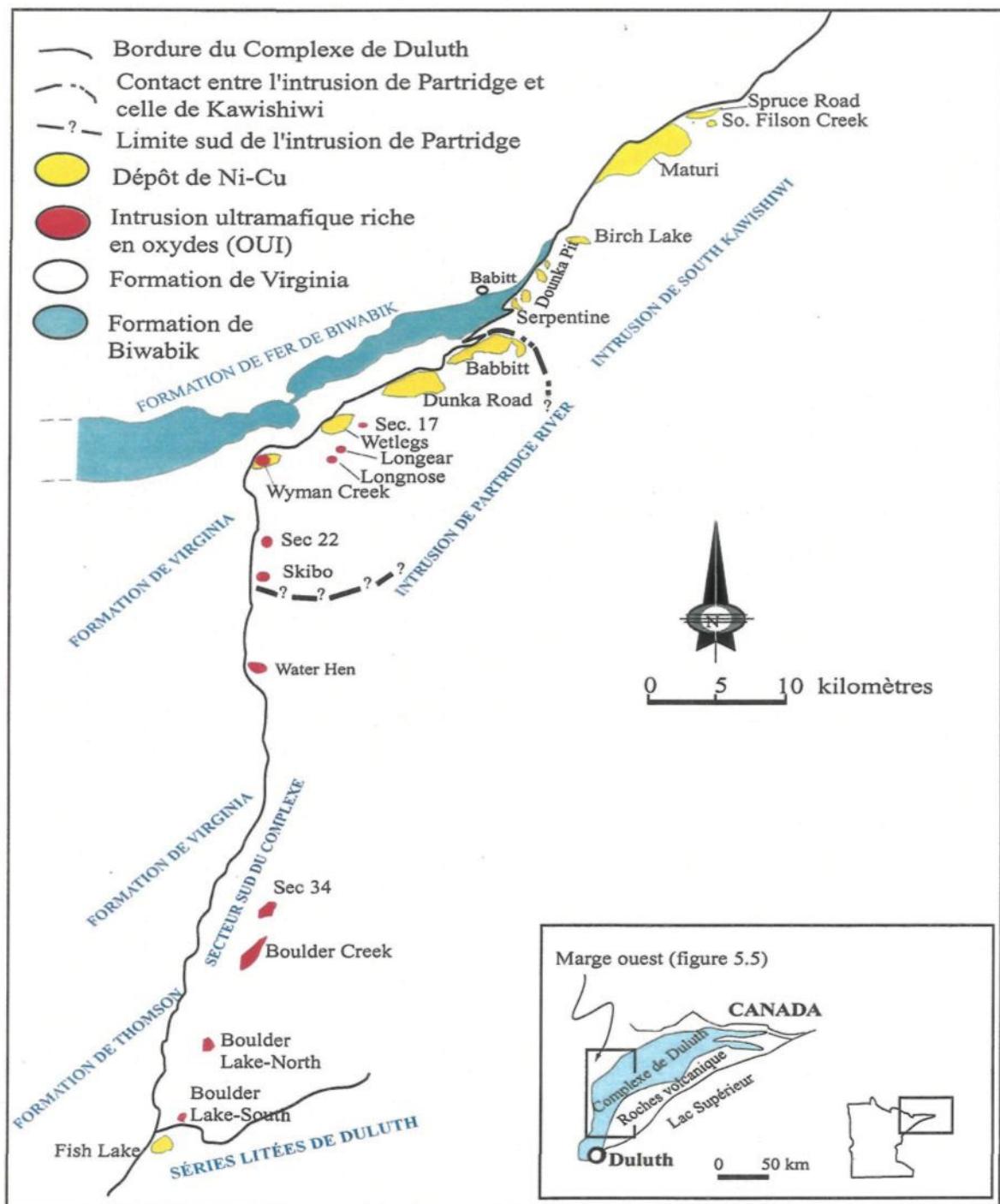
I.2.5 Complexe de Duluth

Le complexe de Duluth est un immense complexe igné qui renferme plusieurs intrusions mafiques exposées sur une superficie de 5000 km² au nord de Minnesota. Il s'agit d'une intrusion mafique d'âge protérozoïque (1100 Ma) associée à la province des basaltes de plateau de Keweenawan. Ces derniers ont été mis en place à l'intérieur du rift médiо-continentale du centre nord des États-Unis (Green, 1983). C'est un des plus grands complexes intrusifs liés au rift connu dans la région du Lac Supérieur (Weiblen, 1982). Le complexe de Duluth, comme plusieurs intrusions mafiques, renferme plusieurs gîtes d'oxydes Fe-Ti et de sulfures de Ni-Cu-ÉGP (Nicholson, 1992) (figure 1.3). Contrairement aux autres intrusions litées, le Complexe de Duluth renferme des dépôts d'oxydes Fe-Ti à caractère discordant à la base de l'intrusion.

Les oxydes Fe-Ti dans le Complexe de Duluth

Les gîtes de Fe-Ti ont été découverts dans les années 1800. La marge Nord du complexe renferme environ 81.6 millions de tonnes de magnétite titanifère de 12 à 14 % de TiO₂ repartis en 14 corps (Grout, 1950). Dans la partie Ouest, les oxydes ont été estimés à 220 millions de tonnes avec des teneurs supérieures à 10 % de TiO₂ (Listerud et Meineke, 1977).

Figure 1.3 : Localisation des dépôts de Fe-Ti et de Cu-Ni le long de la marge ouest du Complexe de Duluth (tiré de Ripley et al., 1998).



Les oxydes de Fe-Ti ont été classés en trois types (Hauck et al., 1997) :

- *Type 1* : Des lits à xénolithes de métasédiments riches en oxydes Fe-Ti à l'intérieur des roches mafiques et ultramafiques. Les relations spatiales suggèrent que la recristallisation totale du type 1 soit reliée à la contamination et à l'assimilation des sédiments de Biwabik et les formations de fer Gunflint par le magma mafique.
- *Type 2* : Les oxydes Fe-Ti correspondent à des cumulats d'oxydes lités dans les roches mafiques. Dans ce type, les oxydes montrent des textures ignées. Ils se présentent soit sous forme de bandes de magnétite et d'ilménite litées, soit sous forme d'horizons ultramafiques riches en oxydes. Les deux premières variétés sont bien exposées dans le contact Nord du complexe. L'origine de ces oxydes reste controversée suite à la présence de formations de fer assimilées. Broderick (1917) suggère qu'ils puissent provenir d'inclusions de la formation de fer Gunflint alors que Lister (1966) suggère que ces oxydes puissent être le résultat d'une ségrégation d'un liquide immiscible.
- *Type 3* : Unité ultramafique riche en oxydes massifs à semi-massifs à caractère discordant (OUI). Les roches troctolitiques du complexe sont recoupées par des intrusions ultramafiques riches en oxydes (OUI). Ces dernières sont généralement à proximité des failles et présentent des similarités avec les corps ultramafiques riches en fer, à caractère pegmatitique et discordant, des complexes de Bushveld (Scoon, 1994), de Stillwater (Nicholson, 1992) et des oxydes de l'intrusion de Rio Jacare au Brésil (Sá, 1993).

L'origine des OUI est encore obscure. Le long de la marge Ouest du complexe, Severson (1994) propose une relation spatiale entre les OUI et les formations de fer de Biwabik. Ces observations suggèrent que les OUI sont liées génétiquement aux xénolithes des formations de fer. Aucune étude n'a été envisagée pour tester cette hypothèse.

I.3 Contexte tectonique et nature du magma

En général, les intrusions ignées litées sont des corps mafiques et ultramafiques caractérisées par une stratification ignée et une variation de composition avec la profondeur. Elles sont économiquement importantes car elles renferment des réserves mondiales en Fe, Ti, V, Cr, Ni, Cu, Au et EGP. Les intrusions litées particulièrement intracontinentales se retrouvent dans un environnement tectonique d'extension (ex. rift). Ces intrusions existent dans tous les âges géologiques, de l'Archéen au Phanérozoïque.

Il est suggéré que les complexes lités intracontinentaux peuvent être intrusifs, ils équivalent aux basaltes de plateau (Sawkins 1990). L'intrusion litée de Sept-Îles s'est mise en place lors de l'ouverture de l'océan Iapetus et par conséquent son lien avec le système de rift de Saint-Laurent. En utilisant la méthode U-Pb, Higgins et van Breemen (1998) attribuent un âge de 564 +/- 4 Ma. En se basant sur cet âge et ceux des autres intrusions, Higgins et van Breemen (1998) associent l'intrusion de Sept-Îles à une importante plume mantellique. Le rift a probablement produit de vastes étendues de basaltes de plateau qui se sont érodés avec le temps. Certains vestiges de ces basaltes d'âge similaire à l'intrusion de Sept-Îles se retrouvent dans les appalaches.

Le complexe de Duluth, quant à lui, est associé avec les basaltes de Keweenawan du System de Mid-continental Rift (MCR) (Nicholson et al., 1992; Allen et al., 1995). Ce rift est comblé par une succession de laves basaltiques, de quelques roches rhyolitique et de roches gabbroïques intrusives. Le complexe lité de Duluth est cogénétique avec les laves basaltiques et il est mis en place à la base de la succession du MCR. L'âge de MCR et le supergroupe de Keweenawan est de 1110 Ma au début du rift et de 1060 Ma à la fin de la sédimentation (Allen et al., 1995). Les données géochimiques et isotopiques mettent en évidence que les magmas de MCR sont dérivés d'une source lithosphérique et d'une plume mantellique. En effet, Hutchison et al. (1990) considèrent que le MCR est causé par le processus de rifting passif au dessus d'une plume mantellique (Keweenaw hotspot). En outre, Cannon (1992) suggère que la plume mantellique commence à se former ou moment de la collision grenvillienne. Ce régime de contraction empêche l'ouverture totale du continent. D'autres intrusions litées sont associées au même environnement tectonique :

L'intrusion de Skaergaard est spatialement associée et comagmatique avec les basaltes de plateau d'âge tertiaire dans un contexte de rifting.

L'association spatiale du Complexe de Bushveld avec les bassins volcano-sédimentaires intracratoniques suggère son emplacement dans un contexte de rift sous l'impact d'une plume mantellique.

Les intrusions de Noril'sk en Sibérie (Naldrett 1989) présentent un meilleur exemple bien documenté concernant l'association de l'activité du point chaud (plume mantellique) et l'emplacement du magma mafique et ultramafique. Cette intrusion est associée aux basaltes de plateau liés au majeur rift d'âge mésozoïque (Naldrett et al., 1992).

En conclusion, la plupart des intrusions mafiques litées est mise en place dans un système de rift associé à une plume mantellique. Cette mise en place est accompagnée d'une activité volcanique donnant naissance à de vastes étendues de basaltes de plateau. L'érosion de ces derniers permet d'exposer les dykes et les intrusions litées sous-jacents. Ces intrusions d'affinité tholeïtique hébergent des gisements magmatiques de classe mondiale. Pour cette raison, la compréhension des mécanismes physiques et chimiques contribuant à la formation et à la précipitation des oxydes est d'une importance fondamentale.

I.4 Facteurs affectant la cristallisation des oxydes Fe-Ti-P

La cristallisation des oxydes de Fe-Ti dépend de plusieurs facteurs. En effet, la température, la fugacité d'oxygène, la composition du magma en Fe-Ti-P sont généralement les principaux facteurs qui contrôlent la précipitation des oxydes, de l'apatite et des silicates riches en Fe-Mg (Snyder et al., 1993; Toplis et Caroll, 1995; Hill et Roeder, 1974).

I.4.1 Température

La position des oxydes Fe-Ti et d'apatite dans la partie supérieure des intrusions suggère que ces phases forment les dernières étapes de l'histoire de cristallisation du magma. Cette position peut être expliquée soit parce que la température du magma primaire est trop haute pour favoriser la cristallisation des phases oxydes, soit parce que le magma primaire ne contient pas suffisamment de Fe et de Ti pour saturer le magma en oxydes de Fe-Ti. Les expériences de Snyder et al. (1993) et de Toplis et Caroll (1995) montrent que la température joue un rôle important dans la précipitation des oxydes. En effet, une diminution de la température provoque la saturation du magma en oxydes et par conséquent la précipitation des oxydes de Fe-Ti. Les expériences de Toplis et Caroll, (1995) démontrent que l'ordre de cristallisation d'un liquide tholéïtique à une fugacité d'oxygène (fO_2) proche de QFM est: olivine-plagioclase, suivis de olivine-plagioclase-clinopyroxène, puis olivine-plagioclase-clinopyroxène-oxydes de Fe-Ti (figure 1.4). Il existe un intervalle de 30°C entre l'apparition de l'olivine plus le plagioclase et l'apparition de la magnétite à QFM + 1(log fO_2 unités) (figure 1.4). Dans les conditions de faible fO_2 , l'intervalle de température est de l'ordre de 60°C entre l'apparition de l'olivine plus plagioclase et l'apparition de l'ilménite à QFM -2.5 (log fO_2 unités) (figure 1.4).

I.4.2 Composition du magma

La composition chimique du magma fractionné représente un important contrôle chimique pour la génération des gîtes d'oxydes. Vincent (1960) suggère que l'apparition tardive de la magnétite titanifère primaire et de l'ilménite dans l'intrusion de Skaergard indique une concentration des éléments Fe^{3+} et Ti à un niveau élevé dans le liquide résiduel avant que la cristallisation ne se produise. Ceci est supporté par les

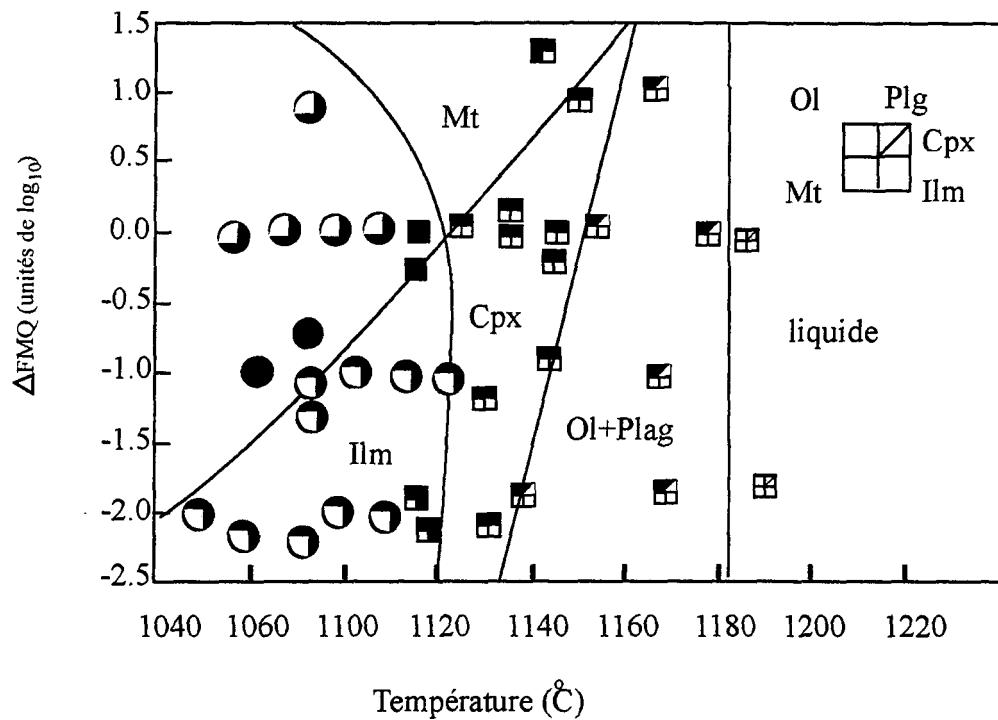


Figure 1.4: Diagramme montrant les champs de stabilité des phases en équilibre en fonction de la température et de $f\text{O}_2$ (tiré de Toplis et Carroll, 1995). Ol, olivine; Cpx, clinopyroxène; Plag, plagioclase; Mt, magnétite; Ilm, ilménite.

travaux de Wager (1960) qui démontre qu'un niveau de 3.5 % poids de Fe_2O_3 et 2.8 % poids de TiO_2 est atteint avant que la magnétite titanifère et l'ilménite précipitent simultanément du magma de Skaergaard. Par la suite, Carmichael (1967) confirme expérimentalement qu'un niveau élevé de Fe_2O_3 (1.2 à 3.5 % poids) et TiO_2 (0.9 à 1.2 % poids) doit être présent dans le liquide tholéïtique avant que la magnétite titanifère et l'ilménite cristallisent comme phase primaire. Plus récemment Toplis et Carroll (1995) ont démontré expérimentalement que l'ilménite apparaît dans le liquide tholéïtique une fois les teneurs en TiO_2 atteignent les 4 à 5 % poids et que le contenu en Fe exprimé en FeO atteint respectivement 17 % poids à faible $f\text{O}_2$ et 18 % poids à forte $f\text{O}_2$. Les travaux expérimentaux de Toplis et Carroll (1995) suggèrent que la cristallisation de l'ilménite est indépendante de l'état d'oxydation et il est probablement contrôlée par la teneur en TiO_2 du liquide et de la température. En plus de la teneur élevée du magma en TiO_2 , la forte teneur en P_2O_5 peut contrôler la paragenèse d'ilménite et de magnétite titanifère. En effet, une teneur de P_2O_5 supérieure à 1 % dans le magma riche en Fe et en Ti empêche la cristallisation de la magnétite et favorise l'ilménite (Toplis et al., 1994). Aussi, la forte concentration en P dans le magma augmente la solubilité du Ti (Ryerson et Hess, 1980).

À la différence de l'ilménite ($\text{TiFe}^{2+}\text{O}_3$), la magnétite ($\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{O}_4$) contient Fe^{3+} . La cristallisation de la magnétite est commandée non pas seulement par les niveaux absous du Fe présents, mais aussi par le niveau de Fe^{3+} présent. La quantité de Fe^{3+} s'est avérée dépendante de la température, de $f\text{O}_2$ et de la composition du magma (Sack et al., 1980; Kilinc, 1983) selon l'équation (1) :

$$\ln(XFe_2O_3/XFeO) = a\ln fO_2 + b/T + c + \sum_{i=1}^n d_i X_i \quad (1)$$

Où T est la température absolue; Xi est la fraction de mole des métaux oxydes; a, b et c sont des constantes. Le terme $\sum_{i=1}^n d_i X_i$ est la somme de i=1 à n des éléments inclus le fer total comme FeO, K₂O, Na₂O, CaO, et Al₂O₃. Tous ces éléments excepté l'Al₂O₃ ont un «d» positif (tableau 1.1), c'est à dire qu'ils ont un effet d'oxydation provoquant la conversion de Fe²⁺ en Fe³⁺. En revanche, Al₂O₃ a un «d» négatif et provoque ainsi la réduction de Fe³⁺ en Fe²⁺. Toplis et al., (1994) ont montré qu'en plus de ces éléments, P₂O₅ peut être ajouté avec une valeur négative de «d» très élevée. Donc, à forte teneur en P₂O₅ et en Al₂O₃, le Fe³⁺ se convertit en Fe²⁺ et l'ilménite, plutôt que la magnétite, devient l'oxyde de Fe-Ti le plus stable.

L'effet relatif de l'eau et de fO_2 dans la cristallisation des magmas basaltiques a été largement documenté (Hamilton, 1964). Ces études indiquent que fO_2 contrôle largement les ratios Fe₂O₃/FeO (Snyder et al., 1993) du magma alors que le rapport fH_2O/fH_2 contrôle fO_2 (Stolper et Walker, 1980).

I.4.3 Fugacité de l'oxygène

La cristallisation de la magnétite à partir d'un magma basaltique est contrôlée largement par fO_2 (Hill et Roeder, 1974 ; Toplis and Carroll, 1995). La solution solide complète existe entre la chromite et la magnétite titanifère à des températures magmatiques. Dans cette solution solide, la magnétite titanifère (solution solide magnétite-ulvöspinel) est la composante de basse température. La figure 1.4 montre qu'à forte fO_2 la magnétite cristallise la première à 1120°C, alors qu'une diminution de la température provoque la cristallisation de la magnétite et de l'ilménite.

<i>Coefficient</i>	<i>Valeur</i>	<i>Erreur standard</i>
a (a lnFO ₂)	0.2185	0.0044
b (b/T (K))	12.670	900
c (constante)	-7.54	0.55
d _{Al₂O₃}	-2.24	1.03
d _{FeO}	1.55	1.03
d _{CaO}	2.96	0.53
d _{Na₂O}	8.42	1.41
d _{K₂O}	9.59	1.45

Tableau 1.1: Coefficients de régression avec une erreur standard pour l'équation (1). (tiré de Kilinc et al., 1983)

À une température inférieure à 1100°C et sous des conditions de faible fO_2 seul l'ilménite précipite.

Dans les expériences de Toplis et Carroll (1995) la magnétite apparaît avant l'ilménite sous des conditions d'oxydation (figure 1.4) (à QFM+1, la teneur en Fe^{3+} dans le magma était de 3.5%). À faible fugacité d'oxygène (QFM-2) seulement l'ilménite cristallise. Même à basse température, aucune magnétite ne se forme car 18.9 % poids du Fe est exprimé sous la forme FeO, alors qu'uniquement 1 % poids est sous la forme Fe^{3+} .

Les théories récentes font appel à une augmentation épisodique de fO_2 comme principal facteur affectant la précipitation d'abondantes quantités d'oxydes riches en Fe-Ti. En effet, l'existence du fer sous trois états d'oxydation incite les chercheurs à utiliser ce paramètre (fO_2) dans les systèmes géologiques pour indiquer les conditions d'oxydation qui règnent lors de la formation des oxydes. La composition des phases oxydes dépend généralement de fO_2 (Buddington et Lindsley, 1964; Naslund et Mc Birney, 1996). Les travaux expérimentaux de Snyder et al. (1993) et Toplis et Carroll (1994) suggèrent que l'abondance et l'ordre d'apparition des oxydes de Fe-Ti dépendent essentiellement de fO_2 et de la température. Dans le magma, le fer est présent principalement à l'état Fe^{2+} sous des conditions de faible fO_2 . Une forte fO_2 initie la formation de Fe^{3+} et favorise la cristallisation de magnétite. Donc, une telle précipitation de magnétite titanifère ne peut se produire que si la fugacité de l'oxygène est assez élevée pour permettre l'oxydation de Fe^{2+} en Fe^{3+} . Si tel n'est pas le cas (oxydation

partielle), on assiste à la formation des pyroxènes riches en fer et/ou de l'olivine fayalitique.

1.5 Saturation du magma en un liquide immiscible riche en Fe

Il existe peu de débat concernant l'origine des sulfures à partir d'un liquide sulfuré immiscible. Cependant, la formation des unités riches en oxydes de Fe à partir d'un liquide immiscible riche en oxyde de Fe est faiblement acceptée. Les indices d'immiscibilité sont généralement originaires des matériaux volcaniques, d'études de verre, de dykes ou de systèmes expérimentaux, où les évidences texturales sont convaincantes. Toutefois, on admettra la difficulté de préserver ces évidences dans un milieu plutonique et à plus forte raison dans un milieu catazonal souvent affecté par le métamorphisme.

La possibilité qu'un liquide magmatique puisse, lors du refroidissement, se séparer en deux fractions immiscibles a été considérée vers la fin du dix-neuvième siècle (Eby, 1983). Roedder et Weiblen (1970) et Roedder (1951, 1978) ont apporté des évidences pour l'immiscibilité dans les roches riches en Fe et Ti. Toutefois, la mise en place des oxydes par un tel processus reste un problème en géologie économique. Philpotts (1967), Kolker (1982) et Force (1991) concluent que le modèle d'immiscibilité constitue le seul mécanisme viable pour expliquer la formation des nelsonites (roches riches en oxydes Fe-Ti-apatite) et Naslund (1983) suggère que ce soit un moyen viable pour former les unités d'oxyde de Fe.

1.5.1 Facteurs affectant la formation d'un liquide oxyde-Fe immiscible

1.5.1.1 Température

Pendant que la température d'un magma silicaté riche en Fe chute, celui-ci devient saturé en phases riches en Fe. Si la phase riche en Fe est un minéral, ce processus, comme il a été discuté au-dessus, est décrit comme une cristallisation. Cependant, le magma silicaté pourrait devenir saturé en un liquide riche en Fe avant que la température ne chute suffisamment pour permettre la cristallisation des phases. Dans ce cas, le liquide riche en Fe se sépare du liquide silicaté. L'exemple le mieux connu et documenté est le liquide sulfuré riche en métaux de base qui se sépare du magma silicaté. Ainsi comme expliqué par Naslund (1983), l'influence de la température sur la séparation d'un liquide riche en oxyde de Fe du magma silicaté devient une grande question : le magma deviendra-t'il saturé en un liquide riche en Fe avant qu'il ne soit saturé en phases oxydes ?

Les expériences de Naslund's (1983) dans des conditions de fO_2 près de QFM montrent effectivement qu'un liquide riche en FeO peut se former avant que les minéraux d'oxydes de Fe ne cristallisent et ceci à des températures entre 1100 et 1300 °C (figures 1.5.c et 1.6.b). Ces températures et fO_2 sont raisonnables pour amener à la cristallisation d'un magma mafique et pour séparer un liquide riche en FeO de son magma silicaté lui aussi riche en Fe.

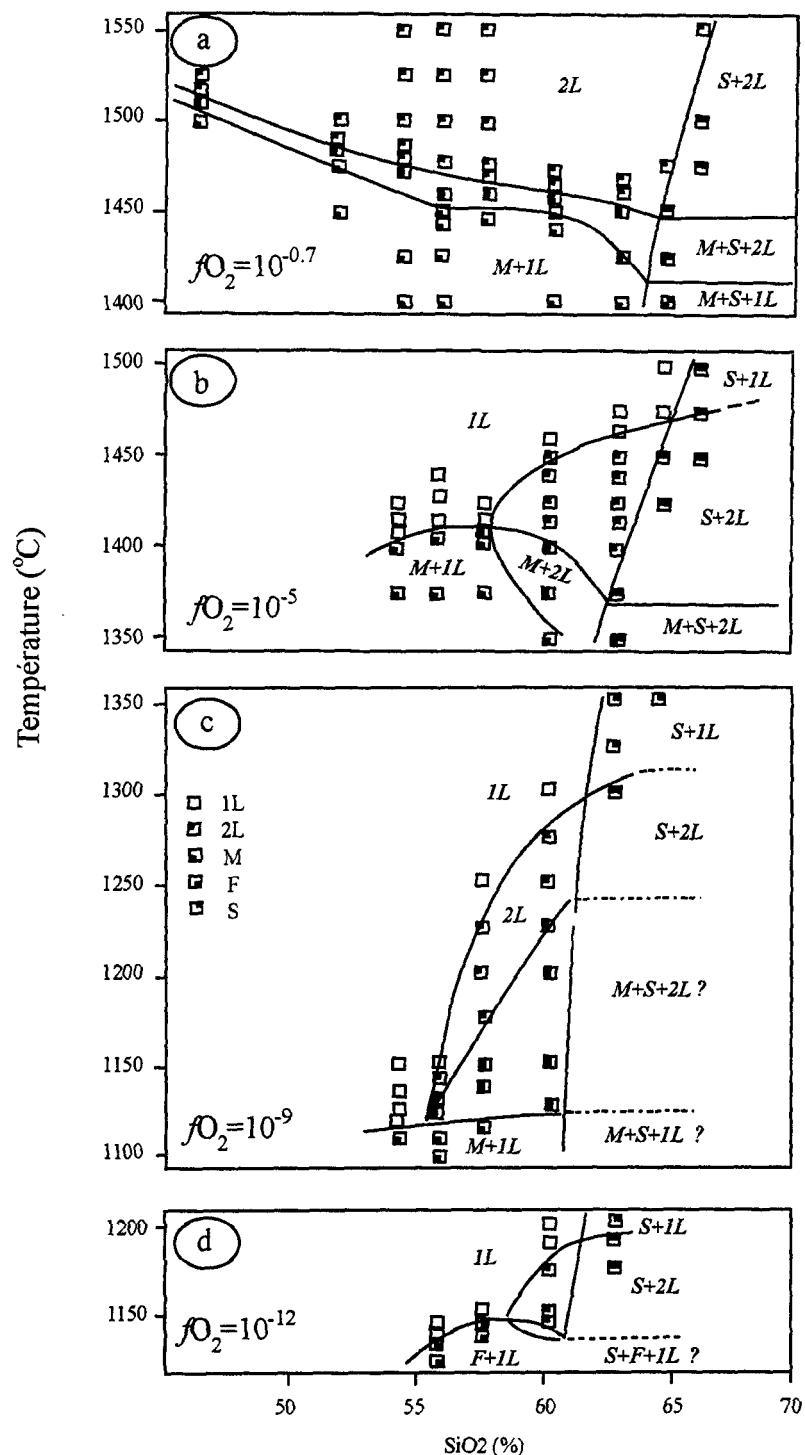


Figure 1.5 : Résultats expérimentaux dans le système $\text{KAlSi}_3\text{O}_3\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. F=fayalite; M=magnétite; S=tridymite ou cristobalite, L=liquide. (tiré de Naslund, 1983).

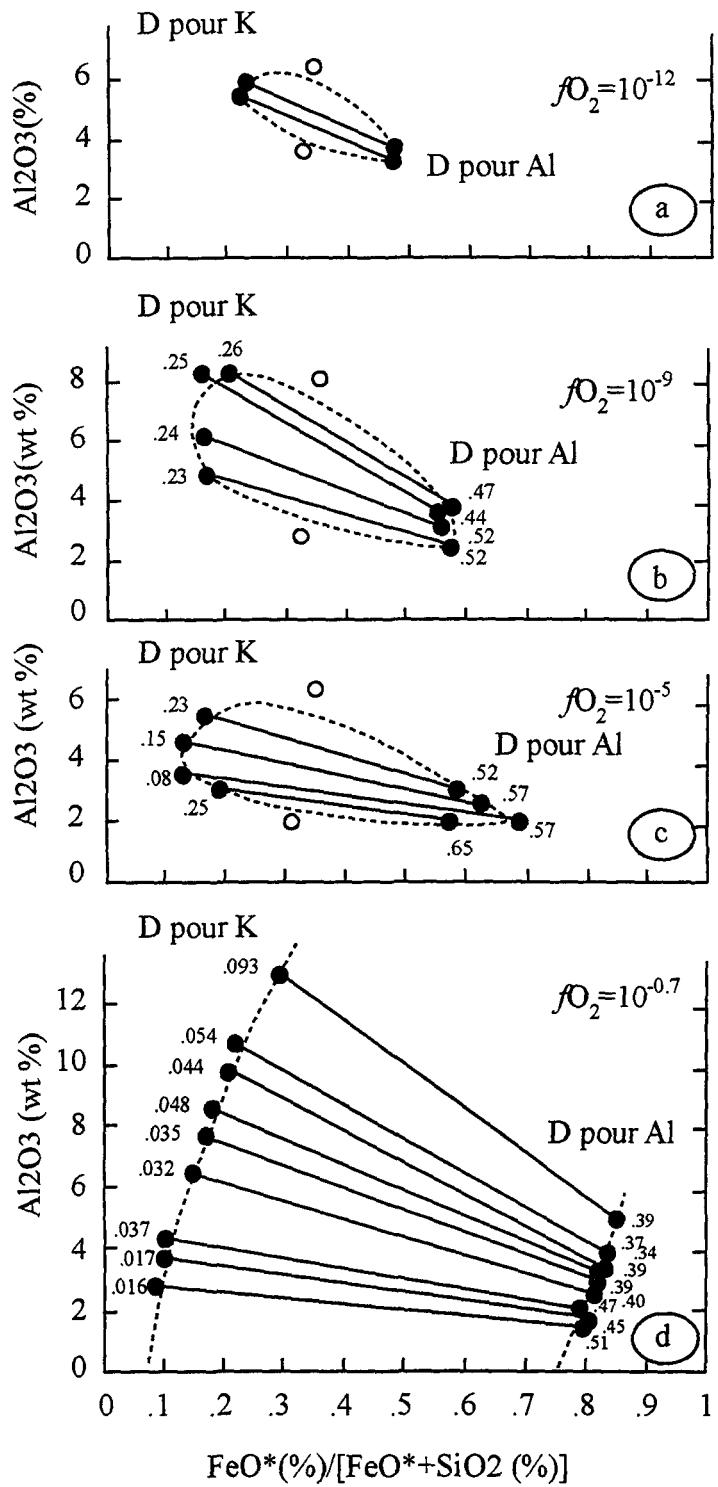


Figure 1.6: $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{SiO}_2)$ versus Al_2O_3 des liquides expérimentaux dans le système $\text{KAlSi}_3\text{O}_3-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ à des températures qui coincident avec la première apparition des phases silicatées. D = cations en (wt %) dans le liquide riche en Fe /cations en wt % dans le liquide riche en silice. ●—● pairs de liquide immiscible; ○ composition où il y a pas d'immiscibilité; - - - limite des champs des deux liquides (tiré de Naslund, 1983).

1.5.1.2 Effet de la fugacité d'oxygène (fO_2).

Naslund (1983) a étudié les effets de fO_2 sur la formation d'un liquide riche en oxyde de Fe dans les systèmes K_2O - FeO - SiO_2 - Al_2O_3 et Na_2O - FeO - SiO_2 - Al_2O_3 . Dans les deux cas (figures 1.5 et 1.7) il constate que le champ d'immiscibilité est très large à haute fO_2 (-0.7). À faible fO_2 , les champs des deux liquides disparaissent complètement dans le système de Na_2O et rétrécissent considérablement dans le système de K_2O . À $\log fO_2$ près de QFM (-9.5 à 1100 °C et de -6 à 1400 °C), conditions raisonnables pour un magma mafique, deux liquides sont présents dans la gamme SiO_2 intermédiaire.

1.5.1.3 Effet de la composition

Roedder (1951, 1978) a démontré que dans la partie centrale du système K_2O - Al_2O_3 - FeO - Fe_2O_3 - SiO_2 , deux liquides immiscibles se forment (figure 1.8). Les travaux de Freestone (1978) sur le rôle du P_2O_5 et du TiO_2 dans le même système ont démontré que l'ajout de faibles quantités d'oxydes (1 % poids de P_2O_5 , 3 % poids de TiO_2) élargit considérablement le champ d'immiscibilité du système. À partir de ces travaux, Mc Birney (1975), Wiebe (1979) et Philpotts (1981) ont appliqué l'immiscibilité d'un liquide riche en Fe, Ti, Mg et P et d'un liquide riche en silice et en alcalin pour expliquer globalement ou en partie la différentiation des liquides résiduels des massifs anorthositiques. La similitude de composition entre les globules de verre immiscibles de certaines andésites avec la composition des jotunites et des magnétites incite Philpotts à recourir à l'immiscibilité pour expliquer l'association de ces deux lithologies. Au niveau de la géochimie, le partage quasi exclusif des éléments à fort potentiel ionique (Ti, Zr, P, REE) au liquide riche en oxyde de fer est en accord avec une plus grande disponibilité d'oxygène non liée (Non-Bonding-Oxygen, NBO) dans le liquide mafique

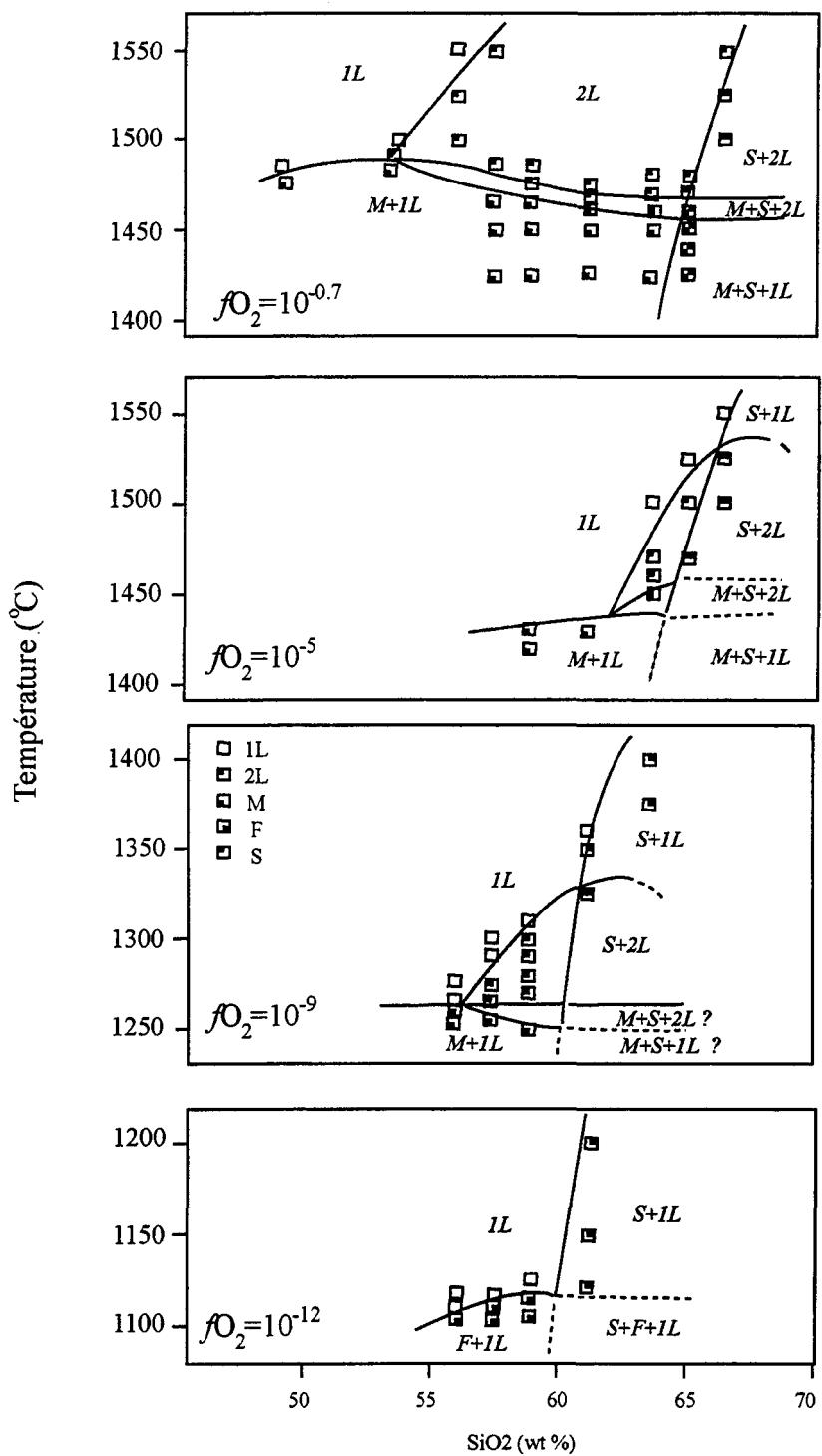


Figure 1.7 : Résultats expérimentales dans le système $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. F= fayalite; M=magnétite; S=tridymite ou cristobalite; L=liquide. (tiré de Naslund, 1983).

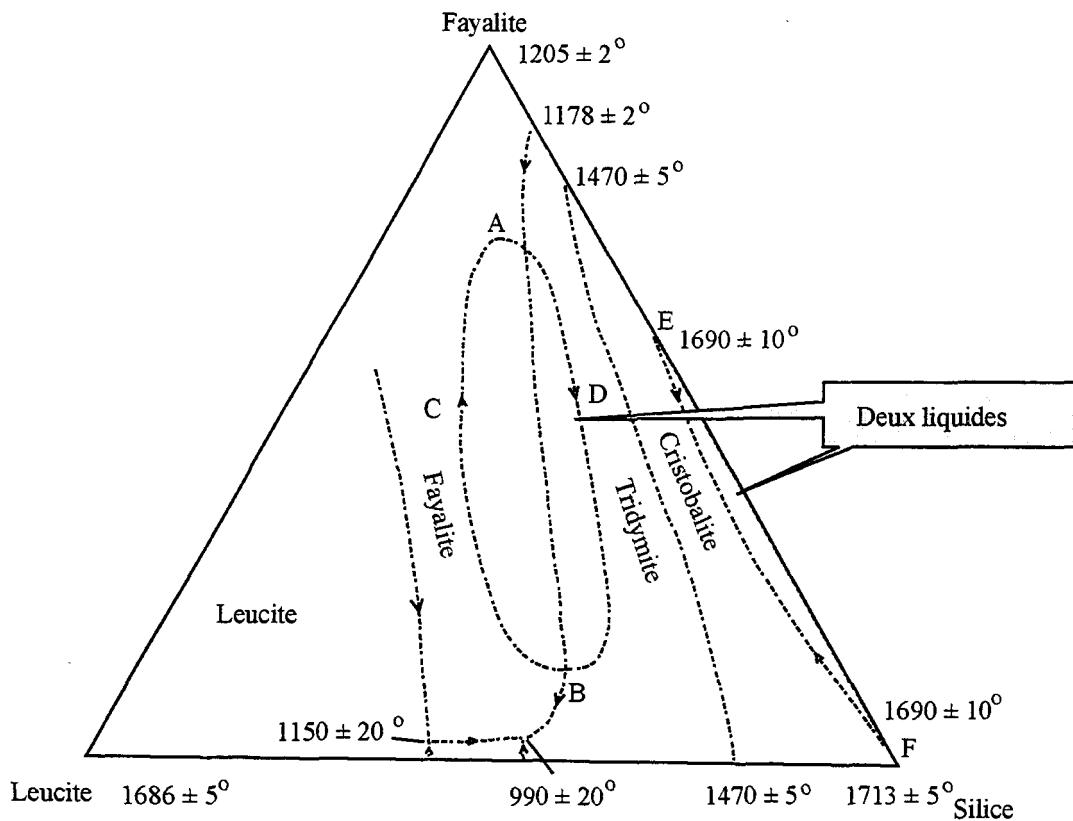
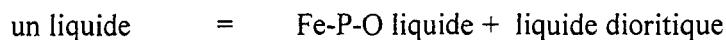
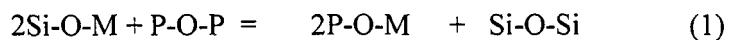


Figure 1.8: Immiscibilité stable de liquides à 1 atm dans le système fayalite-leucite-silice (Roedder 1951, 1978). Deux champs d'immiscibilités sont présents: à haute température le long du segment EF et à basse température dans la surface ABCD. Les températures en °C.

comparativement au liquide felsique (Watson, 1976; Mysen 1980). En accord avec les observations originelles de Greig (1927) sur le fait qu'un rapport de $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ près de l'unité favorise l'immiscibilité, les travaux de Naslund (1983) soulignent l'effet marqué de la fugacité de l'oxygène dans l'élargissement du champ d'immiscibilité dans le système $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}-\text{SiO}_2$ et dans le système $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}-\text{SiO}_2$. Ceci suggère que l'augmentation de la taille du champ des deux liquides avec l'augmentation de $f\text{O}_2$ est due à la présence de plus de Fe^{3+} dans le système. En effet, Philpotts (1967), Kolker (1982) et Force (1991) notent que plusieurs nelsonites contiennent les oxydes Fe-Ti et l'apatite dans les proportions 2 : 1. Dans son diagramme pseudo-ternaire (Figure 1.9) avec magnétite, apatite et diorite, Philpotts (1967) suggère que les proportions 2 : 1 de magnétite et apatite constituent le mélange eutectique qui est immiscible avec le liquide dioritique.

Le modèle généralisé fait appel à la tendance du P à intégrer les HFSE et suggère qu'une fois le niveau de P est suffisamment élevé dans le liquide silicaté, la réaction (1) produise deux liquides :



où M est le cation métal et P le phosphore. La plupart des expériences considérées ci-dessus s'appliquent uniquement aux système alcalin avec la présence de leucite ou de néphéline et non pas aux tholeiites. Afin d'étudier plus en détail les effets de composition sur l'immiscibilité, Nasland (1983) a ajouté TiO_2 , P_2O_5 , MnO , MgO et

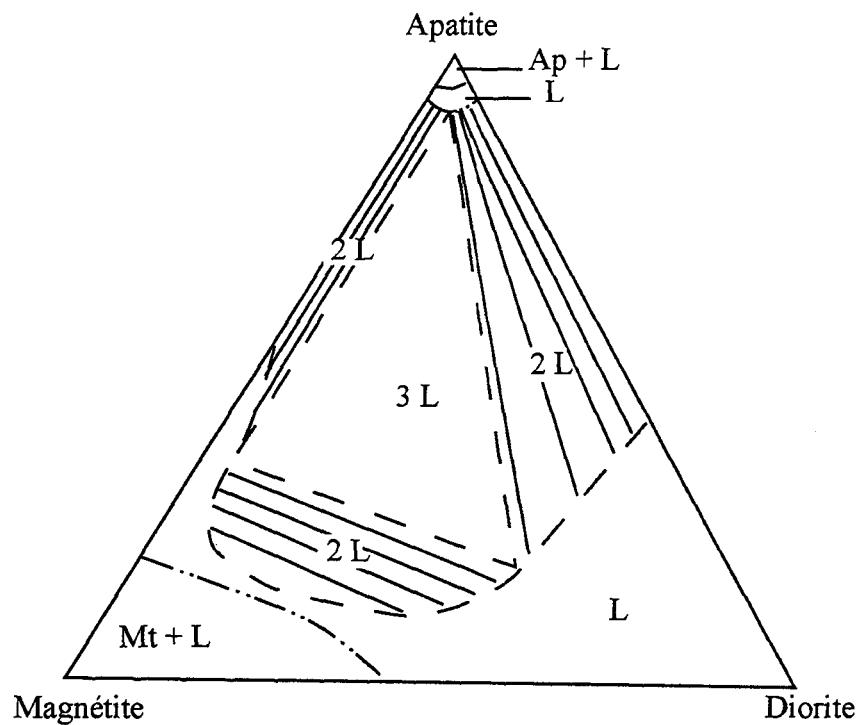


Figure 1.9: Système magnétite-apatite-diorite à 1420 °C avec les champs d'immiscibilité de deux et trois liquides (Philpotts, 1967).

CaO au système K₂O-Al₂O₃-FeO-SiO₂. Il démontre qu'il est possible de produire 2 liquides dans les domaines saturés en silice, et donc de rendre le modèle applicable aux systèmes tholéïtiques. Par ailleurs Mc Birney (1975) et Wiebe (1979) ont évoqué l'immiscibilité pour expliquer la présence d'un sill granophyrique (Tinden Sill) dans la partie supérieure de l'intrusion Skaergaard.

On se basant sur des expériences contenant P₂O₅, TiO₂, MnO, CaO ou MgO, Watson (1976) et Naslund (1983) suggèrent qu'à des teneurs présentes dans le magma mafique, TiO₂, MnO, P₂O₅ n'affectent pas la taille des deux champs liquides. En revanche, l'addition de MgO et de CaO diminue les champs des 2 liquides et les essais «runs» contenant des teneurs supérieures à 5 % poids de MgO ou 5 % poids de CaO ne contiennent pas les deux liquides. Ceci relève certaines questions sur l'application de l'immiscibilité aux magmas tholéïtiques puisqu'on s'attendrait à ce qu'ils contiennent des teneurs élevées en MgO et en CaO. Aussi, toutes les essais «runs» expérimentaux de Naslund's ont contenu des teneurs élevées en FeO (27 à 30 % poids). Ces teneurs sont beaucoup plus élevées que celles observées dans les basaltes normaux. Par ailleurs, Toplis et Carroll (1995) ont commencé leurs expériences par des compositions qui ressemblent à un basalte tholéïtique normal. Elles démontrent que le contenu en FeO dans le magma atteint un maximum de 18 % poids, dans lequel les phases oxydes commencent à cristalliser. Ainsi il semble que les basaltes tholéïtiques normaux ne deviendront jamais suffisamment enrichis pour former un liquide riche en Fe comme il a été démontré par des travaux comme ceux de Nasland.

Les évidences de terrain suggèrent que plusieurs corps riches en Fe-Ti soient émis en place sous forme liquide. Une des évidences les plus fortes est le dépôt de magnétite d'El Laco au Chili. Toutefois aucune approche expérimentale ne le confirme. Pendant des années, Lindsley et ses étudiants ont essayé sans succès de produire des liquides d'oxydes de Fe-Ti en laboratoires à des températures géologiquement raisonnables (Lindsley, 2001).

Les expériences d'Epler (Ms thesis, Stony Brook, cité par Lindsley, 2001) sur une troctolite pegmatite riche en oxyde suggèrent une explication possible. Bien qu'il n'ait pas produit un liquide immiscible d'oxyde, il a prouvé d'une manière concluante que le phosphore et le fer augmentent mutuellement leur solubilité dans le liquide silicaté coexistant avec des oxydes de Fe-Ti. Par exemple, à 5 kbar et 1100 °C, il a produit un liquide silicaté avec 26.2 % poids de fer comme FeO, 4.2 % poids de TiO₂, et 3.8 % poids de P₂O₅. À 1150°C les valeurs s'élèvent jusqu'à 32.7, 8.56, et 4.2 % poids, respectivement. Ainsi, l'association étroite de l'apatite et des oxydes reflète probablement leur co-précipitation à partir d'un liquide silicaté parent : une fois que le liquide silicaté devient saturé avec une de ces phases, l'autre est susceptible de co-précipiter aussi.

Selon Lindsley (2001) les expériences suggèrent que les corps d'oxyde cristallisent à partir des liquides silicatés riches en Fe-Ti-P et soient mis en place sous forme de bouillies de cristaux (crystal mushes) ou à l'état solide.

I.6 Origine métasomatique des roches riches en oxydes

Pour expliquer l'origine des pegmatites ultramafiques riches en oxydes qui recoupent le litage du Complexe de Bushveld, des chercheurs (Cameron et Desborough (1964); Jones (1974); Viljoen et Scoon (1985) et Schiffries (1982)) ont fait appel au processus de métasomatisme. Il existe plusieurs types de corps ultramafiques dans le complexe de Bushveld qui sont similaire aux OUI du complexe de Duluth. Vilijoen et Scoon (1985) définis 4 types de pegmatites riches en fer à caractère discordant. 1- les cheminées ultramafiques riche en platine "platiniferous ultramafic pipes" ; 2- des pegmatites riche en fer à caractère discordante ; 3- cheminé de dunite magnésienne pauvre en platine ; 4- d'autres corps pegmatitiques (cheminées de sulfures de nickel ; anorthosite pegmatitique ; pegmatites riches en vermiculite).

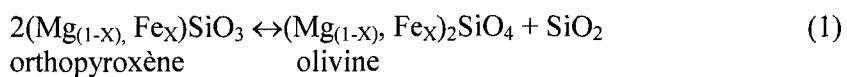
Viljoen et Scoon (1985) interprète ces roches riches en Fe-Ti comme étant le dernier fluide résiduel intercumulus résultant de la cristallisation fractionnée de l'unité cyclique. La migration latéral et la canalisation de ces fluides pegmatitiques dans les zones de faiblesse structurale donne naissance à de larges cheminées de roches ultramafiques riches en oxydes. Ces corps peuvent résulter soit d'un remplacement métasomatique des cumulats préexistants soit par une cristallisation directe des fluides.

Récemment et contrairement à l'implication des fluides riches en Cl dans la genèse des roches ultramafiques riches en oxydes, Scoon et Mitchell (1994) et Reid et Basson (2002) font appel à une injection d'un liquide résiduel dense riche en fer à travers les cumulats plagioclasiques des roches encaissants. Ce liquide du dernier stade

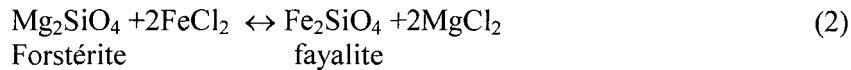
de cristallisation fractionné réagit avec les cumulats de plagioclases et forme les roches ultramafiques pegmatitiques riche en oxydes.

La même origine métasomatique similaire à celle proposée par Schiffries (1982) a été suggéré pas Ross (1985) pour les dunites à périclites riches en oxydes et de granulométrie grossière à la base de la série litée de Duluth. Le processus invoqué consiste à former des oxydes de Fe et à enrichir les olivines en Fe et les plagioclases en Ca. Schiffries (1982) propose une infiltration métasomatique *in situ* pour l'origine du corps ultramafique pegmatitique riche en platine et en oxyde «Dreikop pipe». Il suggère qu'une transformation métasomatique des roches noritiques est à l'origine des cheminées de dunite riche en platine. La conversion des roches encaissantes composées essentiellement d'orthopyroxène et de plagioclase des roches formées uniquement d'olivine peut être accomplie par deux processus : désilicification des orthopyroxènes pour produire des olivines et dissolution des plagioclases.

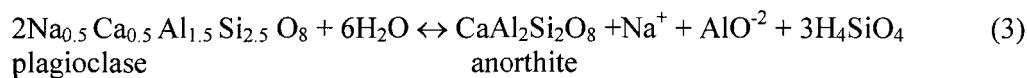
La production des olivines se fait selon l'équation suivante :



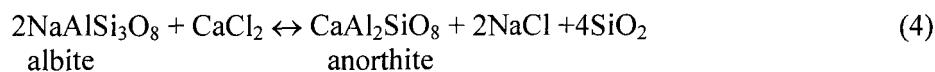
Ou $0 \leq X \leq 1$ et X la fraction molaire $\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$. Cette réaction se base sur des évidences texturales en particulier par le remplacement des orthopyroxènes par des olivines. Les olivines produites par la réaction 1 ont les mêmes valeurs de $\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ que les orthopyroxènes. Donc pour expliquer l'enrichissement des olivines en Fe, le chercheur fait appel aux processus métasomatiques impliquant le changement de cations par l'intermédiaire des complexes chlorurés selon l'équation :



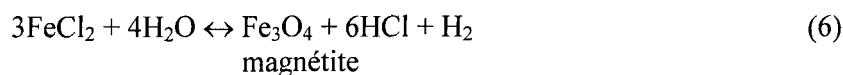
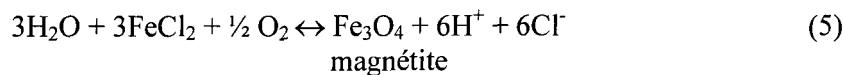
L'autre étape majeure dans la conversion des norites en dunites est la dissolution des plagioclases. Adams (1968) démontre que la solubilité de l'albite et de l'anorthite dans l'eau pure à 700 °C et à 2 kb est de l'ordre de 0.30 ± 0.03 et 0.09 ± 0.03 wt % respectivement. L'enrichissement des plagioclases en calcium peut être expliqué par deux mécanismes. Le premier est illustré par la réaction 3. Ce dernier consiste à un lessivage d'albite alors que l'anorthite reste intacte comme phase solide selon la réaction :



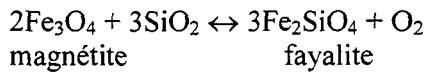
L'enrichissement du plagioclase en Ca peut aussi avoir lieu par l'implication de solution chlorurée selon la réaction suivante :



La magnétite peut aussi précipiter à partir de solution riche en Cl selon les réactions suivantes (Crerar et al., 1978 et Eugster 1977):



L'autre possibilité de former la magnétite et par simple oxydation de l'olivine :



I.7 Modèles courants pour la formation des roches riches en oxydes Fe-Ti-P-V

I.7.1 Saturation du magma en oxydes

Comme il a été mentionné ci-dessus, dans le but de saturer le magma en oxydes de Fe-Ti-P, sa composition devrait être enrichie en Fe, en Ti et en P et sa température doit chuter. Pour former la magnétite, la $f\text{O}_2$ doit être suffisamment élevée pour favoriser l'abondance de Fe^{3+} .

I.7.1.1 Cristallisation fractionnée

La cristallisation fractionnée constitue le processus fondamental pour répondre à la question de la :

a- Composition

- Premièrement, le fractionnement de l'olivine et du plagioclase à partir du magma augmenterait la concentration en Fe, Ti et P dans le magma fractionné. Il est admis que les unités de magnétite titanifère, ilmenite et apatite des intrusions mafiques litées sont attribuées à la cristallisation fractionnée. Ces unités litées se concentrent dans la partie supérieure des intrusions. Un tel processus a été considéré pour expliquer l'enrichissement en Fe, Ti, P dans les intrusions mafiques litées (Morse 1980, 1990; Lee, 1996). Le volume des roches riches en Fe-Ti-P est généralement faible dans ces intrusions. Les lits d'oxydes de la partie inférieure de l'Upper Zone de Bushveld sont

composés de magnétite avec de faibles teneurs en ilménite et en apatite, alors que les oxydes de la partie supérieure de l'Upper Zone sont riches en ilménite et en apatite, suggérant l'ordre de cristallisation magnétite-ilménite-apatite (Reynolds, 1985; VonGruenwald, 1993, Barnes et al., accepté). Au Canada, l'intrusion de Kiglapait loge des unités riches en magnétite titanifère qui se sont accumulées après que 93.5 % de l'intrusion fut cristallisée. Ceci correspond au temps où l'apatite commence à cristalliser (Morse, 1980). Dans l'intrusion de Skaergaard au Greenland, l'apatite commence à cristalliser après que 97 % de l'intrusion soit solidifiée (Ryerson et Hess, 1980). Une période d'enrichissement extensive en Fe-Ti-P-V a pu avoir lieu dans le liquide résiduel avant la précipitation des oxydes de fer et de titane (Eales et al., 1980, figure 1.10). Ceci est supporté par les données expérimentales de Roeder (1966) et Hill et Roeder (1974). Cet enrichissement en Fe-Ti-P-V, responsable de la précipitation des oxydes, se rencontre dans les roches basaltiques à caractère tholéïitique différentié (Eales, 1976) et dans les intrusions litées. Une longue période de cristallisation fractionnée est donc nécessaire pour donner naissance à des teneurs élevées en Fe, Ti, V et P dans le liquide résiduel. L'augmentation de la teneur en Ti et la diminution du V dans les magnétites avec la cristallisation fractionnée progressive peuvent être utilisées comme un argument pour expliquer la précipitation de la magnétite à travers les complexes lités.

- Deuxièmement, après la cristallisation de l'olivine et du plagioclase, la température du magma devrait chuter en favorisant la cristallisation des oxydes.

b) Changement de fO_2 durant la cristallisation fractionnée

Ordre de cristallisation des magnétites titanifères et de l'ilménite

La précipitation de la magnétite dépend essentiellement de fO_2 , de la teneur en Fe dans le magma et de la température alors que l'ilménite dépend essentiellement de la

température et de la teneur du magma en Ti. Une faible fO_2 a été utilisée par Snyder et al. (1993) pour expliquer l'évolution de l'ilménite comme principale phase dominante des oxydes Fe-Ti-P. En effet, à faible fO_2 , le magma est appauvri en Fe^{3+} , et la magnétite ne peut pas précipiter. Une fois que le magma devient saturé en Ti, on assiste à la précipitation de l'ilménite. Par opposition, une forte fO_2 favorise la précipitation de la magnétite titanifère (Buddington et Lindseley, 1964; Klemm et al., 1985). En plus de la teneur élevée du magma en Ti, la forte teneur en P peut contrôler la paragenèse de l'ilménite et de la magnétite titanifère. En effet, une teneur de P_2O_5 supérieure à 1 wt % dans le magma enrichie en Fe et en Ti dissimule la cristallisation de magnétite relative à l'ilménite (Toplis et al., 1994).

La précipitation de la magnétite titanifère dans les roches tholéïtiques est généralement initiée après une longue période de fractionnement des silicates durant laquelle aucun spinelle primaire n'est formé (intervalle de "spinel-Gap") (figure 1.10). Durant cet intervalle, on assiste à un arrêt de la précipitation des spinelles chromifères durant les premiers stades de cristallisation.

Une des caractéristiques des magmas tholéïtiques, est l'augmentation de fO_2 en fonction de la cristallisation fractionnée et suivie d'une chute rapide après la saturation en oxydes de Fe-Ti du magma (Snyder 1993).

Deux cas doivent être considérés:

1- la Cristallisation fractionnée dans un système fermé : soit par un simple fractionnement des silicates qui n'acceptent pas Fe^{3+} , provoquant ainsi une

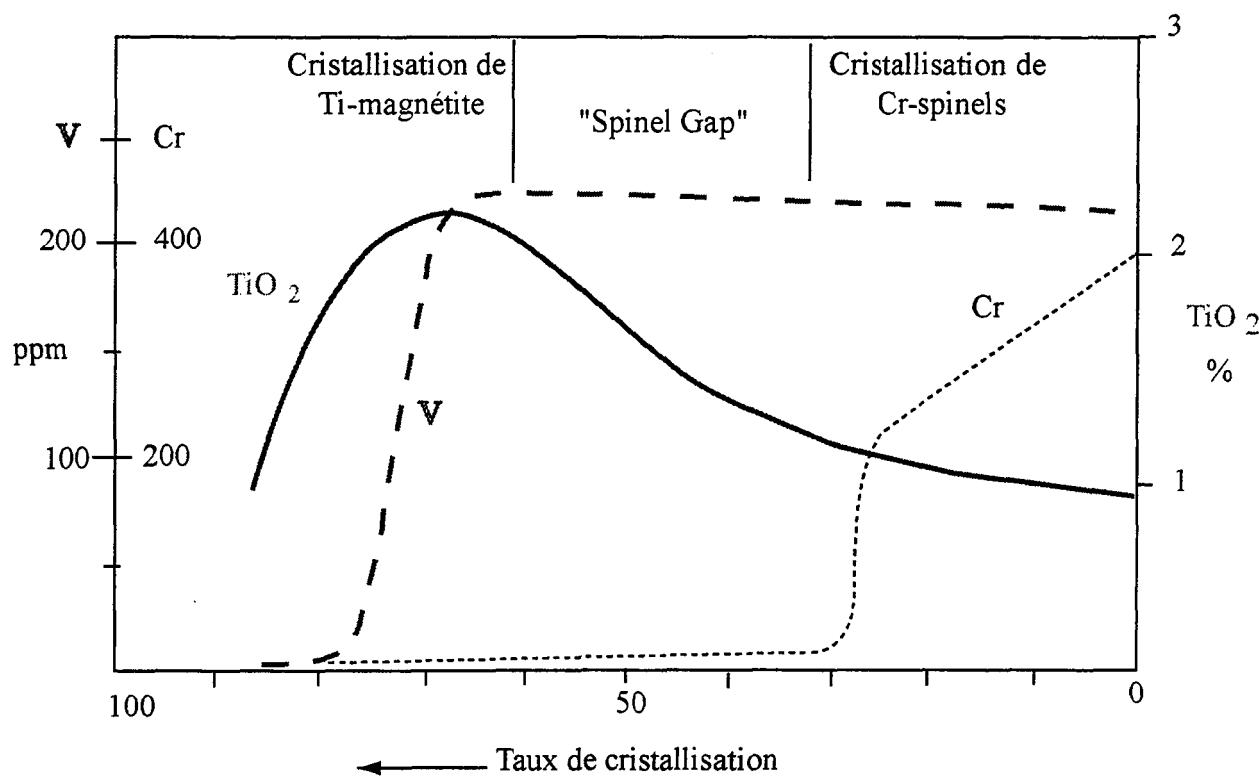
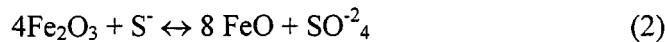
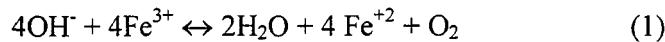


Figure 1.10: Diagramme de variation des concentrations de TiO_2 , V et Cr à différents stades de cristallisation dans les tholéïites de Karoo (modifié de Eales et al., 1980).

augmentation du rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ du liquide résiduel et par conséquent une hausse de $f\text{O}_2$; soit par le fractionnement des silicates anhydres provoquant l'augmentation de la teneur en eau dans le magma, où alors par l'expulsion du liquide interstitiel de la pile des cristaux semi-consolidés (Reynolds, 1985). Toutefois, l'existence de conditions d'oxydoréduction peuvent compenser le changement du ratio $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (réaction 1 et 2 d'après Snyder, 1993).



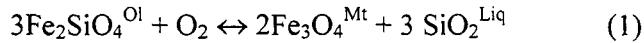
Le fractionnement des cristaux dans un système fermé donne naissance à une augmentation de $f\text{O}_2$ et donc, à la formation de magnétite plutôt que d'ilménite.

2- *Système ouvert «unbuffered»* : soit par l'assimilation des roches encaissantes riches en CO_2 et en eau, combinée à la libération des gaz dans les conduits, soit par libération des volatiles dérivés des roches du plancher ayant subi le métamorphisme thermique (Klemm, 1982) où soit par la circulation des fluides métamorphiques lors de la mise en place de l'intrusion dans la croûte. Dans ce cas la $f\text{O}_2$ change, elle peut diminuer ou augmenter dépendamment de la nature du fluide additionné au magma.

c) D'autres processus dans la chambre magmatique favorisant la formation des oxydes

La magnétite peut être aussi formée par la résorption de l'olivine sous l'effet de $f\text{O}_2$ et de l'activité de la silice. La résorption de l'olivine est une des caractéristiques communes des systèmes silicatés et elle influence l'évolution de la composition des

magmas basaltiques durant la différenciation (Juster, 1989). La résorption de l’olivine peut se faire en formant de la magnétite (réaction 1) ou de la pigeonite (réaction 2).



La réaction 1 est sensible à $f\text{O}_2$ alors que la réaction 2 est sensible à l’activité de la silice. Cette résorption de l’olivine explique entre autres les cumulats de magnétite sans pigeonite de Kiglapait (Morse, 1979) et les cumulats de magnétite et les intercumulats de pigeonite dans l’intrusion de Skaergaard (McBirney, 1989).

I.7.1.2 Contamination

a) Introduction

Des chercheurs (Lesher, 1993; Ripley, 1981; Thériault et al., 1997; Barnes et al., 1997) ont mis en évidence la contamination comme étant le principal processus provoquant la saturation du magma en soufre et par conséquent la formation de gisements de sulfures magmatiques. Les magmas qui proviennent du manteau sont de toute évidence une source de chaleur. Ces magmas assimilent le matériel crustal et incorporent à la composition du magma d’autres éléments comme le soufre, l’argent, l’or, le cuivre et l’antimoine. Si la contamination est bien documentée dans le cas des sulfures, leur association spatiale avec les oxydes laisse penser à un lien génétique entre ces deux espèces et par conséquent à l’effet probable du processus de contamination dans la genèse des oxydes Fe-Ti-P.

L’assimilation de matériel crustal peut se faire, 1) Par la fusion du matériel solide (Watson, 1982; Thériault et al., 1997), 2) Par dégazage, lié à la mise en place du

magma, dans la roche encaissante et dans les xénolithes lors du métamorphisme de contact (Ripley, 1981), 3) La contamination peut se faire aussi par mélange de magmas (Emslie, 1978). La forte concentration de Fe, Ti et P des roches gabbroïques de Kauhajärvi (Ouest de la Finlande; Kärkkänen et Appelqvist, 1999) est interprétée comme étant le résultat de la contamination du magma mantellique par un magma granitique, produit par la fusion partielle de la croûte.

La présence de xénolithes de métasédiments et des Formations de fer de Virginia et de Biwabik à l'intérieur du complexe de Duluth, l'association des xénolithes avec les gîtes d'oxydes et l'association des sulfures avec les oxydes permettent de penser à un éventuel lien génétique entre les formations de fer, les sulfures et les dépôts d'oxydes Fe-Ti du complexe de Duluth.

Les travaux de Pasteris (1985) sur les magnétites et les ilménites à deux endroits du Complexe de Duluth (Kawishiwi du Sud et Minnamax) concluent que fO_2 est plus faible à Minnamax qu'à Kawishiwi. Cette étude de Pasteris (1985) souligne l'importance de l'assimilation non seulement du soufre mais aussi de matériaux réducteurs, pour produire une fO_2 favorable à l'immiscibilité des sulfures et probablement à celle des oxydes.

L'origine de gîtes de Fe-Ti à Duluth est très controversée. L'origine est soit magmatique (immiscibilité; Lister, 1966), ou métasomatique (Hauck et al., 1997; Severson, 1988, 1994; Severson and Hauck, 1990) soit due à la fusion de xénolithes (Grout, 1959). La présence d'évidence physique de contamination (Lafrance, en

préparation) et la divergence d'opinions sur l'origine de ces dépôts nous poussent à examiner avec intérêt la genèse de ces oxydes en testant l'hypothèse de contamination.

On s'attendrait à ce que la contamination abaisse la température et favorise ainsi la saturation du liquide magmatique en oxydes de Fe-Ti. La nature des sédiments est variable, il s'agit des formations riches en fer, des calco-silicates et des schistes graphitiques. L'addition de formation de fer mènerait à des teneurs élevées en Fe et en Fe^{+3} dans le magma, favorisant probablement la formation de magnétite. Mais ces formations renferment de basses concentrations en P et en Ti et ne favoriseraient pas la saturation du magma en ilménite et en apatite. Les sédiments graphitiques quant à eux ont une faible teneur en Fe, en P et en Ti et tendent à diluer ces éléments, empêchant la saturation du magma. Cependant, un ajout au magma du matériel réducteur sous forme de graphite favorisant la saturation en ilménite au lieu de la magnétite.

I.7.2 Les sulfures associés aux oxydes Fe-Ti

Les sulfures disséminés sont généralement associés à des oxydes dans les intrusions litées comme dans le cas du Complexe de Bushveld (Von Gruenewaldt, 1979; Barnes et al., accepté), de l'intrusion de Rio Jacare au Brésil (Sa et al, accepté), du Complexe de Duluth (Ripley, 1998) et de l'intrusion de Sept-Îles (Cimon, 1998). Cette association spatiale entre les sulfures et les oxydes Fe-Ti nous laisse penser à un lien génétique. Ces sulfures sont généralement riches en fer (pyrrhotite et/ou pyrite) et parfois en cuivre, formant de la chalcopyrite et de la cubanite. À Duluth, les sulfures forment des globules à l'intérieur de l'apatite et dans la plupart des cas ils occupent les

interstices entre l’ilménite et l’apatite (Ripley, 1998). La solubilité du soufre dans les magmas mafiques dépend largement de la teneur en Fe^{2+} (Haughton, 1974). On pense que la précipitation de larges quantités de magnétite provoque la diminution de la solubilité du soufre par conséquent la formation des globules de sulfures et la séparation de liquide immiscible. Ceci explique probablement l’association des sulfures avec les oxydes. Cette association est très bien illustrée au Complexe de Duluth où les dépôts de Fe-Ti sont à proximité des gisements de Ni-Cu-ÉGP.

Peu d’études existent sur ces sulfures associés aux oxydes ainsi que leur potentiel en éléments du groupe du platine (ÉGP). En effet, les magnétites de Rio Jacare au Brésil renferment des concentrations élevées en Pt et Pd. Ces derniers sont concentrés dans des minéraux du groupe du platine (MGP) (Sa et al., accepté). Capobianco (1994) montrent que les oxydes peuvent être enrichis en Ir, Ru et Rh. À partir de ces résultats, nous avons examiné la composition et le lien entre les ÉGP et les oxydes dans l’intrusion mafique litée de Sept-Îles et dans le Complexe de Duluth.

I.7.3 Accumulation et développement de couches monominérales

Après la saturation du magma en oxydes Fe-Ti (cristallisation fractionnée ou immiscibilité), il en résulte un liquide où un solide de densité très élevée qui, en s’accumulant, forme une couche stagnante sur le plancher de la chambre magmatique. Toutefois, les cristaux ou le liquide nécessitent une accumulation au plancher de la chambre. Toplis et Carroll (1996) montrent que le maximum de magnétite présent à l’eutectique est de 40 % et les oxydes massifs lités contiennent 95 % d’oxydes. Les lits

riches en magnétite se développent largement par la croissance in-situ des cristaux de magnétite (Reynolds, 1985). Cette formation de cristaux et leur croissance en chaîne finissent par se briser suite à la compaction et forment des agrégats de magnétite dont les interstices sont occupés par une faible proportion modale de silicate et d'ilménite. La densification et la conversion des unités riches en oxydes en des unités monominéraлиques sont généralement accomplies par la croissance (annealing) à des températures subsolidus élevées. Ce liquide interstitiel est généralement expulsé en grande proportion et sa cristallisation va donner naissance à des unités monominéraliques avec des textures polygonales à jonctions triples (120 °).

Le refroidissement sub-solidus, provoque le développement d'intercroissances d'ilménite et d'ulvospinelle. La nature et le degré relatif du développement de ces intercroissances reflètent d'une part la composition des phases hôtes et d'autre part les conditions de fO_2 qui régnaienr durant le refroidissement, après cristallisation.

I.7.4 Altération

Un dernier stade d'altération deutérique peut prendre naissance suite aux conditions variables d'oxydation des assemblages riches en oxydes de Fe-Ti. L'épaisseur et la longueur des unités riches en oxydes de Fe-Ti forment des barrières relativement imperméables au mouvement des phases volatiles durant les derniers stades du refroidissement. Ces barrières permettent la concentration de volatile sur le plancher de ces unités, causant ainsi une altération deutérique intensive des silicates et la concentration possible des EGP et de Cu.

I.8 État de la question

La mise en place des minéralisations de Fe-Ti-V-P est très controversée. Le problème abordé dans ce projet sera de déterminer comment concentrer des teneurs élevées de Fe, Ti, V et P dans le magma, afin de générer des gisements économiques. Notre démarche consiste à tester les hypothèses suivantes : 1- Saturation du magma en oxydes par les mécanismes de cristallisation fractionnée (Eales et al., 1980; Morse 1980, 1990; Lee, 1996; Kärkkäinen et Appelqvist, 1999) 2- Saturation du magma en oxydes, provoqué par la contamination (Grout, 1959; Emslie, 1978; Hauck et al., 1997). Ces deux processus permettront de favoriser d'une part un enrichissement du liquide résiduel en Fe-Ti-V-P et d'autre part les conditions favorables (fO_2 , Fe_2O_3/FeO , H_2O) pour la précipitation des oxydes; 3- Accumulation de grandes quantités d'oxydes Fe-Ti et développement de couches monominérales par la densification (Reynolds, 1985).

I.9 Objectifs

L'objectif principal de cette étude est d'élaborer un modèle global de mise en place des oxydes Fe-Ti-V-P associés aux intrusions litées. Pour cela, il faut déterminer comment le magma arrive à concentrer le Fe, le Ti, le P et le V afin de générer des gisements économiques. Durant le cheminement, les objectifs suivants doivent être suivit :

- 1- Caractérisation géologique, pétrologique et géochimique des nelsonites de Sept-Îles,
- 2- Caractérisation géologique, pétrochimique et géochimique des OUI de Duluth,
- 3- Déterminer les conditions sub-solidus de formation des oxydes des deux intrusions,
- 4- Déterminer le rôle de la contamination dans la formation des gîtes de Fe-Ti-P,
- 5- Déterminer le potentiel en ÉGP ainsi que le lien entre les ÉGP et les magnétites.

CHAPITRE II

GÉOLOGIE DE L'INTRUSION MAFIQUE DE SEPT-ÎLES

2.1 Introduction

L'intrusion de Sept-Îles est reconnue maintenant comme l'une des plus grandes intrusions mafiques litées au monde (figure 2.1). L'intrusion de Sept-Îles a d'abord été associée aux roches intrusives de la série de Morin par Faesler (1942). Wynne-Edwards (1972) considère l'intrusion comme un exemple d'anorthosite peu métamorphisée comparativement aux autres complexes anorthositiques d'âge protérozoïque. La vallée du Saint-Laurent a été décrite par Kumarpeli et Saull (1966) comme une zone de rift. Cette zone a été associée par la suite à l'ouverture de l'océan Iapétus (Kumarpeli, 1985) laquelle fut accompagnée d'une activité ignée. En utilisant la méthode Rb-Sr, Higgins et Doig, (1977 et 1981) établissent l'âge de l'intrusion à 540 Ma, ce qui l'associe par conséquent, à l'ouverture du rift. Par la suite, un âge de 564 +/- 4 Ma a été attribué à l'intrusion en utilisant la méthode U/Pb par Higgins et Van Breemen (1998). On se basant sur cette date et les âges des autres roches ignées de la région, Higgins et Van Breemen (1998) proposent que l'intrusion de Sept-Îles soit associée à une plume mantellique importante. Des études

Figure 2.1: Localisation de la région de Sept-Îles.



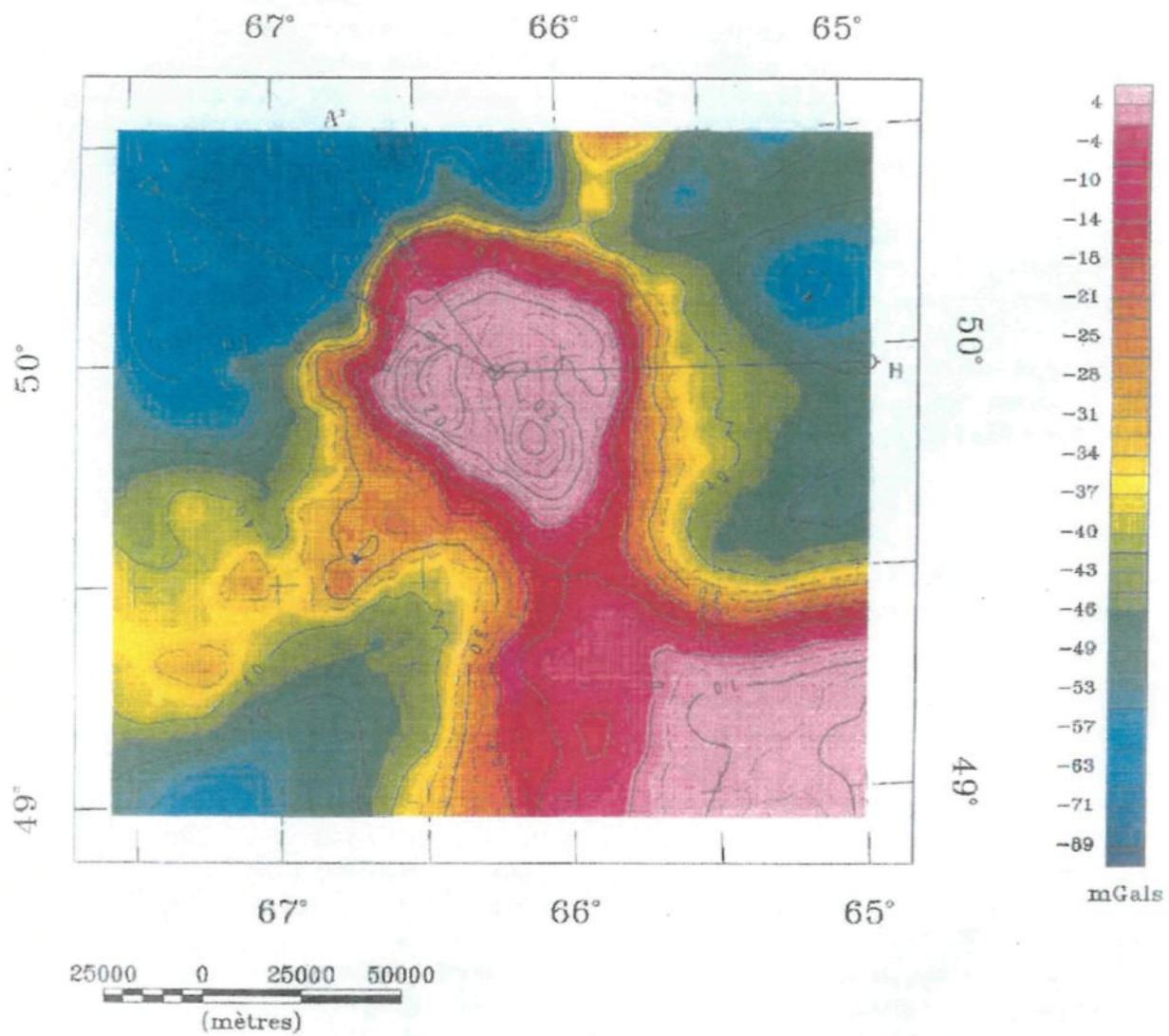
portant sur la pétrologie, la géochimie et la géochronologie des roches de l'intrusion ont été aussi publiées par Higgins, (1991); Higgins et Doig, (1981, 1986) et Cimon (1998).

Loncarevic et al., (1990) supposèrent l'existence d'une série ultramafique en profondeur pour expliquer la forte anomalie gravimétrique associée à l'intrusion. En effet, la densité assignée à la série litée, mesurée à partir des échantillons de surface, n'était pas suffisante pour produire l'anomalie de Bouguer observée (figure 2.2). En se basant sur cette interprétation, la compagnie Inco Exploration Technologies et Services entreprit, en 1991, un ambitieux programme de forages profonds. Les forages visaient à vérifier l'existence d'une unité ultramafique et à déterminer le potentiel en éléments du groupe du platine de l'intrusion (Babineau et al., 1992). Les résultats s'avérèrent négatifs et INCO mit fin au projet. Même si les forages d'INCO ne traversaient pas le gisement d'apatite qui fait l'objet de cette étude, leur disponibilité a mis en évidence la séquence stratigraphique de l'intrusion (Cimon, 1998). Par après, les forages de SOQUEM traversant les unités à apatite ont fourni une information continue sur une séquence stratigraphique additionnelle de plus de 400 mètres (McCann, 1998).

2.2 Localisation et aspect géologique de l'intrusion de Sept-Îles

L'intrusion mafique stratifiée de Sept-Îles est située sur la rive Nord du fleuve Saint-Laurent, en face de la péninsule de Gaspé et à 600 km en aval de la ville de Québec (figure 2.1). À partir des levés gravimétriques et magnétiques, Loncarevic et al. (1990) ont établi une géométrie tridimensionnelle du Complexe de Sept-Îles en le décrivant comme une

Figure 2.2: L'anomalie de Bouguer du Complexe mafique stratifié de Sept-Îles (tiré de Dion et al., 1998).



masse quasi circulaire d'un diamètre de 80 km, dont la forme ressemble à celle d'un entonnoir d'environ 5.6 km de profondeur au centre, et d'un volume d'environ 20 000 km³ (figure 2.3). L'intrusion est localisée presque en totalité sous les eaux du fleuve St-Laurent. Environ 5 % de sa superficie forme une frange d'approximativement 5 km de largeur en bordure de la baie de Sept-Îles; le reste affleure sur la péninsule de Marconi et sur les îles de l'archipel de Sept-Îles. La nature stratifiée de l'intrusion est mise en évidence par la présence de plusieurs bandes fortement magnétiques, observées sur la figure 2.4, qui représentent le gradient magnétique vertical.

Les premiers travaux géologiques de l'intrusion de Sept-Îles ont été publiés par Cimon (1998). En effet, ce dernier a subdivisé l'intrusion en quatre principales séries: la Série Inférieure, la Série Litée, la Série Transitionnelle et la Série Supérieure (figure 2.3). Toutefois, et en se basant sur la structure de l'intrusion de Skaergaard, Higgins (en préparation) propose une nouvelle structure de l'intrusion de Sept-Îles.

2.2.1 Model de Cimon 1998

Après l'examen pétrographique et l'étude de la chimie des minéraux des roches des différents trous de forages, Cimon (1998) distingue quatre séries superposées en étages, identifiées de la base au sommet comme les séries inférieure, litée, transitionnelle et supérieure (figure 2.5 et 2.6).

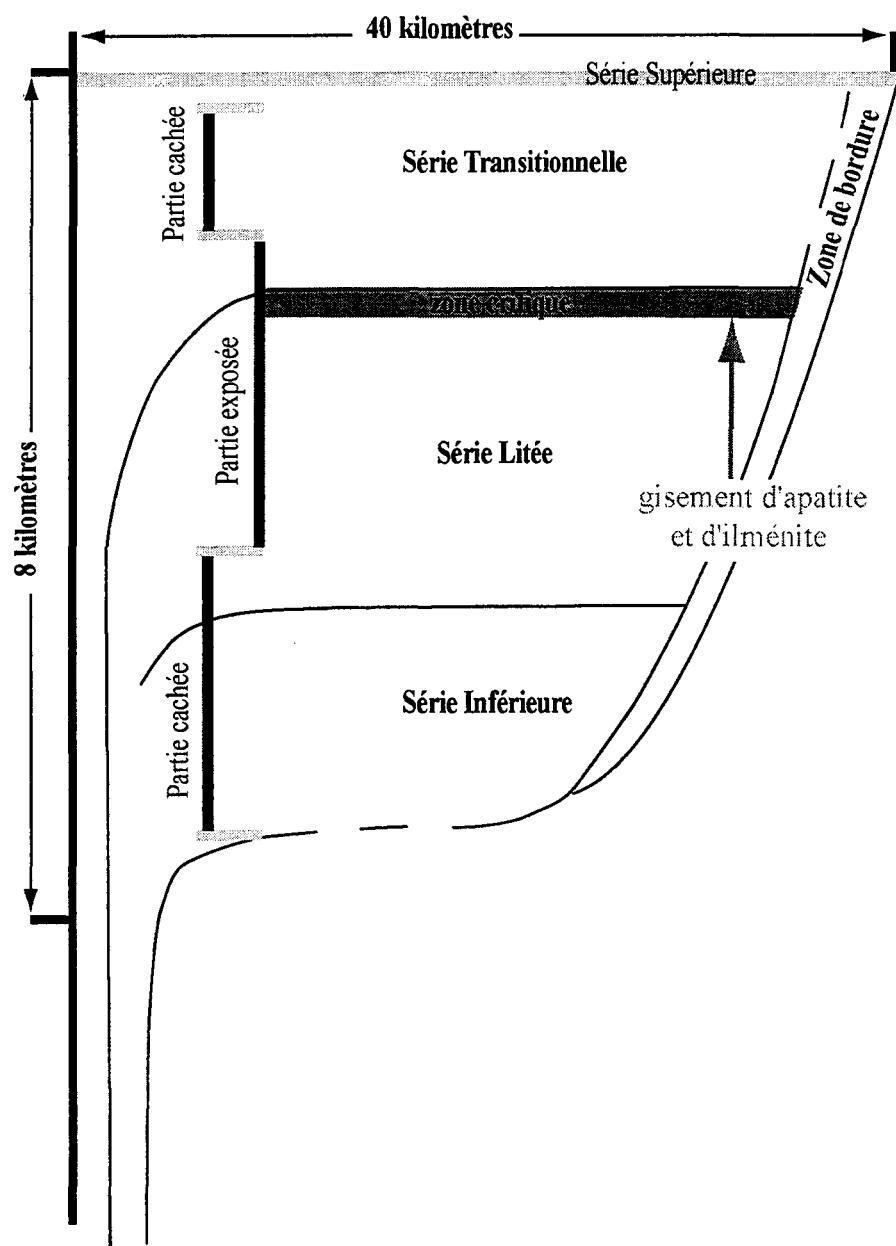


Figure 2.3: Section idéalisée de l'intrusion de Sept-Îles montrant la forme en entonnoir de l'intrusion et la disposition des séries (modifié de Cimon, 1998).

Figure 2.4: Gradient magnétique vertical montrant la nature stratifiée de l'intrusion (Dion et Dimont 1994).

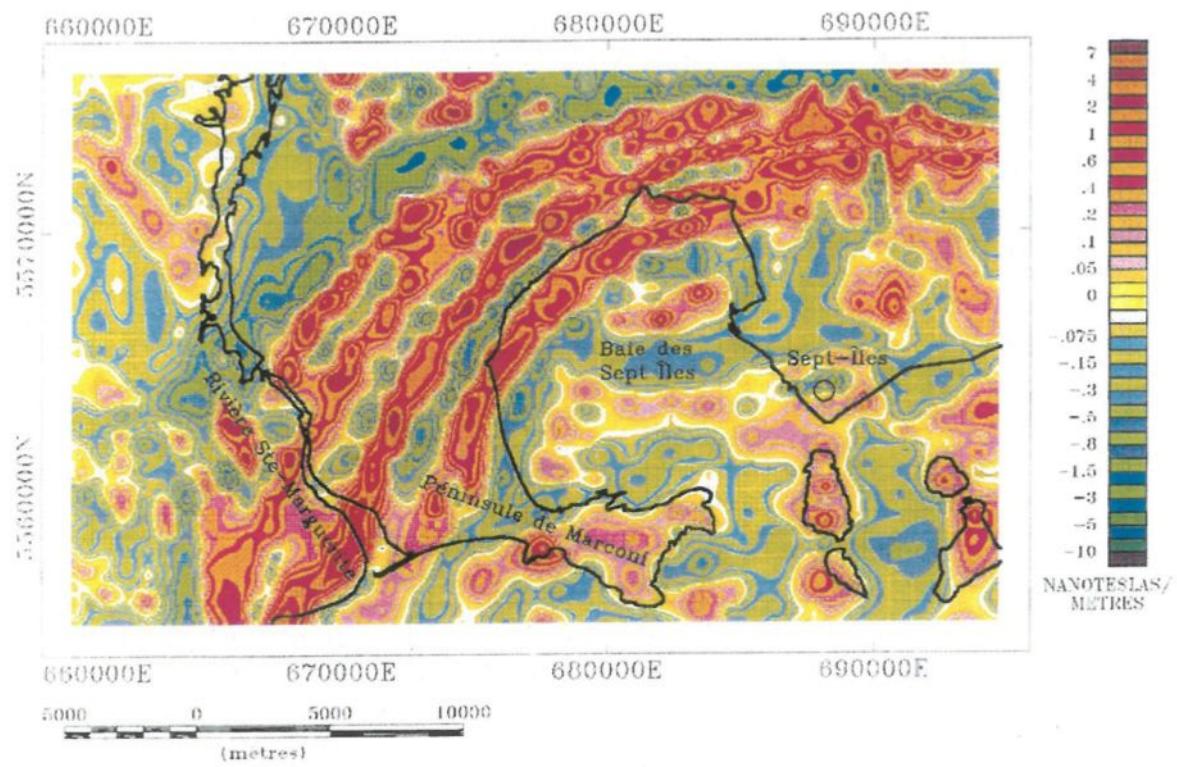
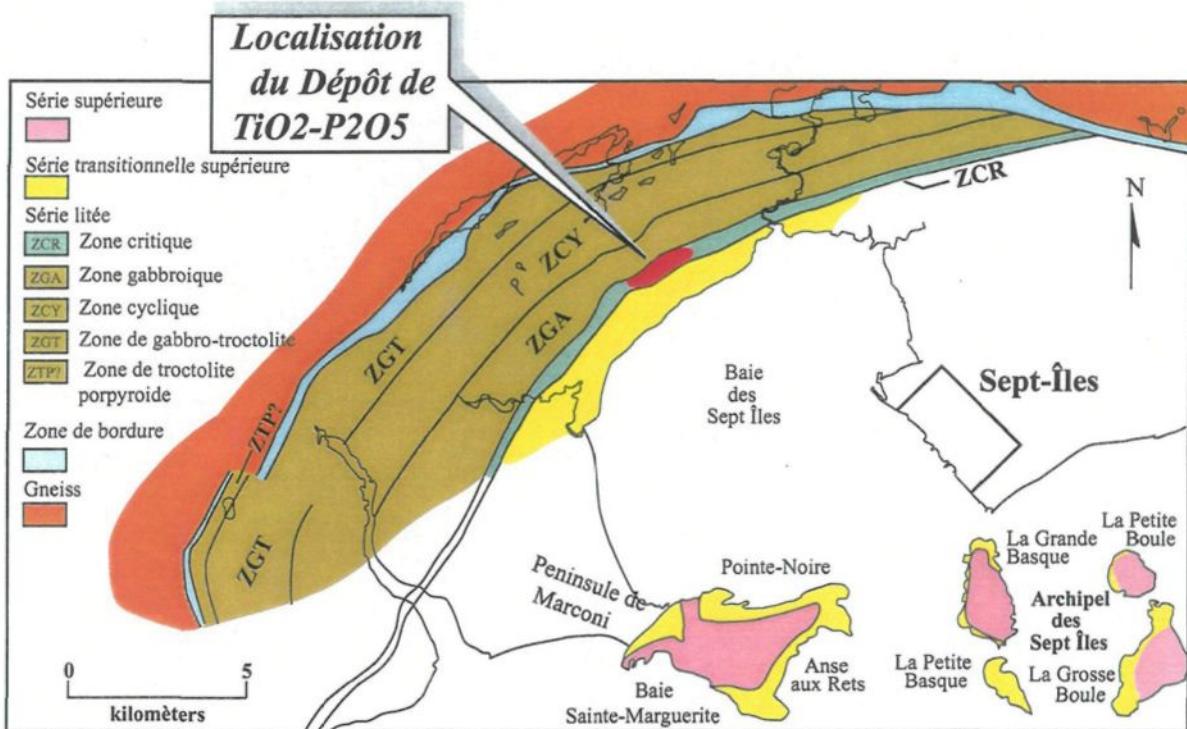


Figure 2.5: Géologie simplifiée des séquences exposées de l'intrusion de Sept-Îles. Localisation les séries et les zones, dont la zone critique à l'intérieur de laquelle se trouve le gisement d'apatite et d'ilménite (Cimon, 1998).



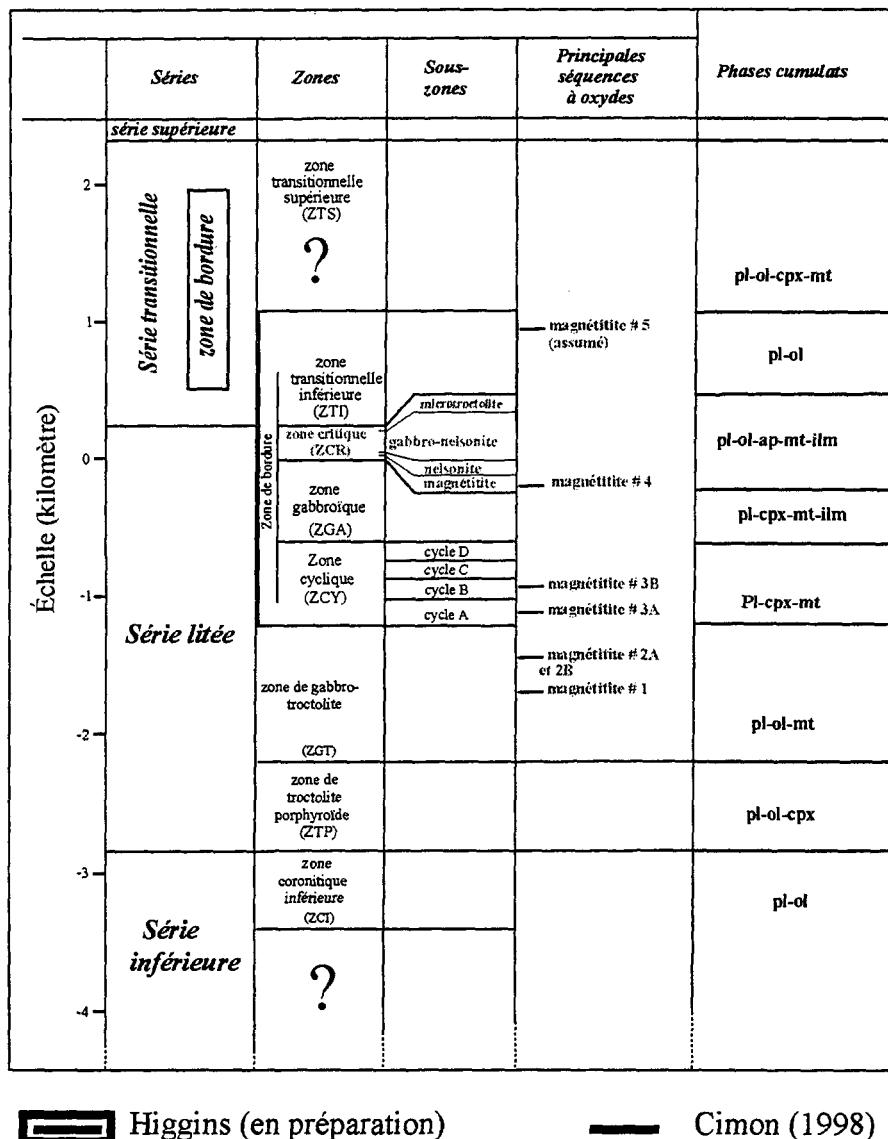


Figure 2.6: Séquence stratigraphique du Complexe lité de Sept-Îles. Olivine (ol), plagioclase (pl), clinopyroxène (cpx), magnétite (mt), ilménite (ilm) et apatite (ap). (modifié de Cimon, 1998)

La série inférieure, d'une épaisseur de 640 mètres, est composée de leucotroctolite à plus de 70% et de leucogabbro à olivine massive de granulométrie grossière sans litage ni foliation magmatique. Le plagioclase est la seule phase cumulus alors que l'olivine et le clinopyroxène sont interstitiels en grands cristaux poecilitiques centimétriques.

La série litée affleure en bordure de la baie de Sept-Îles sur une épaisseur de deux kilomètres. Une épaisseur additionnelle de 0.8 kilomètre a pu être étudiée grâce aux forages d'INCO. La série litée a été subdivisée en cinq zones distinctes qui sont de la base au sommet (Cimon, 1998) : i- *La zone de troctolite porphyroïde* d'une épaisseur de 620 m est composée de séquences de troctolite (40 %) et de gabbro à olivine (24 %). Le reste est formé de gabbro (15 %), d'anorthosite altérée (15 %) et de quelques minces lits de magnétitite. Selon Cimon, cette zone est caractérisée par la disparition de l'orthopyroxène, un appauvrissement graduel en plagioclase et en olivine et une augmentation graduelle en magnétite et en clinopyroxène; ii- *La zone de gabbro-troctolite* fait 950 mètres d'épaisseur et est constituée de 41 % de troctolite, 39 % de gabbro à olivine et 7 % de gabbro avec un apport élevé en ilménite et en magnétite. Le reste est constitué de blocs d'anorthosite altérée (6 %), de magnétitite à plagioclase (4 %), de dunite et de werlite à magnétite qui sont les seules unités ultramafiques répertoriées dans le Complexe; iii- *La zone cyclique*, d'une épaisseur de 620 mètres comprend quatre cycles constitués de séquences répétitives de troctolite (10 %), de gabbro à olivine (29 %) et de gabbro (37 %) associées à une proportion élevée d'anorthosite altérée (20 %). Les magnétitites à plagioclase forment 3 %

de la séquence; iv- *La zone gabbroïque*, quant à elle, forme une séquence homogène de 600 mètres d'épaisseur constituée essentiellement de gabbro à magnétite et ilménite (89 %). Cette séquence est interrompue par quelques minces séquences de gabbro à olivine (6 %), de troctolite (2 %) et d'anorthosite altérée (3 %); et, v- *La zone critique* (description détaillée plus loin).

L'ensemble des roches de la série litée est caractérisé par la disposition parallèle des minéraux planaires et des lithologies en strates dont l'effet est accentué par l'abondance des phases oxydes à la base (figure 2.7). Cette zone est caractérisée par la présence de cinq lits métriques de magnétitite formés par des phases cumulus de magnétite et d'ilménite (figure 2.6). Dion et al. (1998) démontrent que la quantité d'oxydes de fer et de titane présente dans la série litée est probablement suffisante pour causer l'anomalie gravimétrique associée à l'intrusion. La partie supérieure de la série litée est caractérisée par la présence d'unité à apatite (zone critique). Cette dernière est décrite en détail dans ce chapitre. La direction de la stratification est conforme au pourtour de l'intrusion avec des pendages centripètes de 15 à 30 degrés.

La série transitionnelle affleure à l'intérieur d'une mince frange située en bordure de la baie de Sept-Îles entre le ruisseau Hall et la rivière des Rapides. Son sommet est exposé sur le pourtour de la péninsule de Marconi et sporadiquement sur les îles de l'archipel. Cette série a été décrite comme une séquence massive de gabbro et d'anorthosite à granulométrie grossière et de couleur noir (Loncarevic et al., 1990). Cette zone est

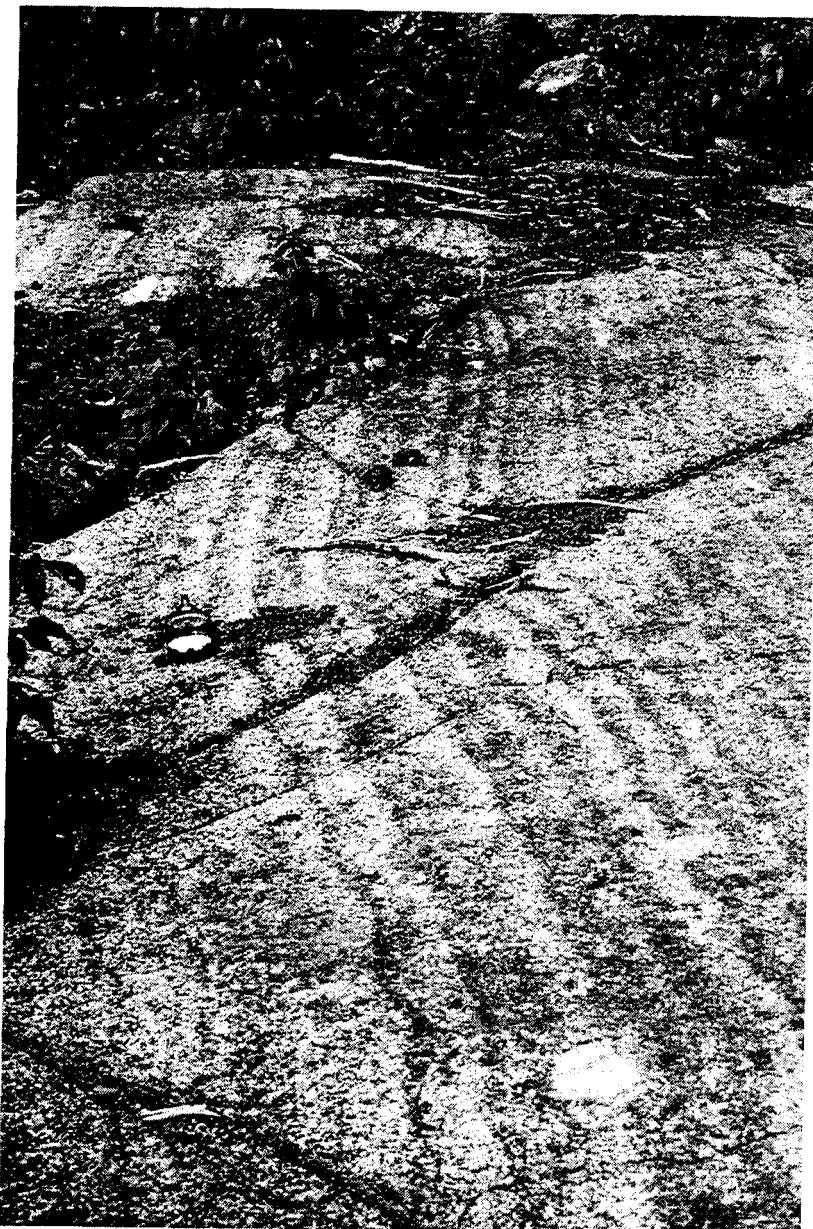


Figure 2.7: Litage magmatique dans la zone critique. On note l'alternance de lits riches en oxydes (bandes noires) et de lits gabbroïques (bandes claires).

caractérisée par la présence d'unités stratiformes riches en oxydes. Elle est considérée par Higgins (en préparation) comme étant le toit de la chambre magmatique. Les autolites (xénolithes), fréquents dans la zone litée, correspondent à l'effondrement du toit de la chambre magmatique.

La série supérieure affleure sur les parties élevées de la péninsule de Marconi et les îles de l'archipel. La transition avec les lithologies sous-jacentes est abrupte et elle coïncide avec l'apparition de feldspath potassique et de quartz. Cette série contient une variété de roches acides de nature différente. Selon Higgins et Doig (1981; 1986), ces roches sont divisées en syénite dans l'intrusion de Pointe du Criade et en granite dans les îles de l'archipel (péninsule de Marconi, Grande Basque, Manowin et Dequen).

2.2.2 Modèle de Higgins

L'anorthosite altérée qui se trouve dans l'intrusion en proportions variées se présente en blocs de dimensions très diverses allant de quelques centimètres à plusieurs dizaines de mètres de diamètre. De tels blocs, dans des proportions de 10 %, ont été rapportés dans la «Middle Zone» du Skaergaard, où ils sont probablement dérivés de l'effondrement du toit ou des roches de «Middle Zone» (Bird et al., 1991).

À la lumière de ces observations, Higgins (en préparation) suggère une nouvelle structure de l'intrusion de Sept-Îles. En effet, le terme « suite intrusive de Sept-Îles (SIIS) » (figure 2.8) regroupe l'ensemble des intrusions de Sept-Îles d'âge post-grenvillien.

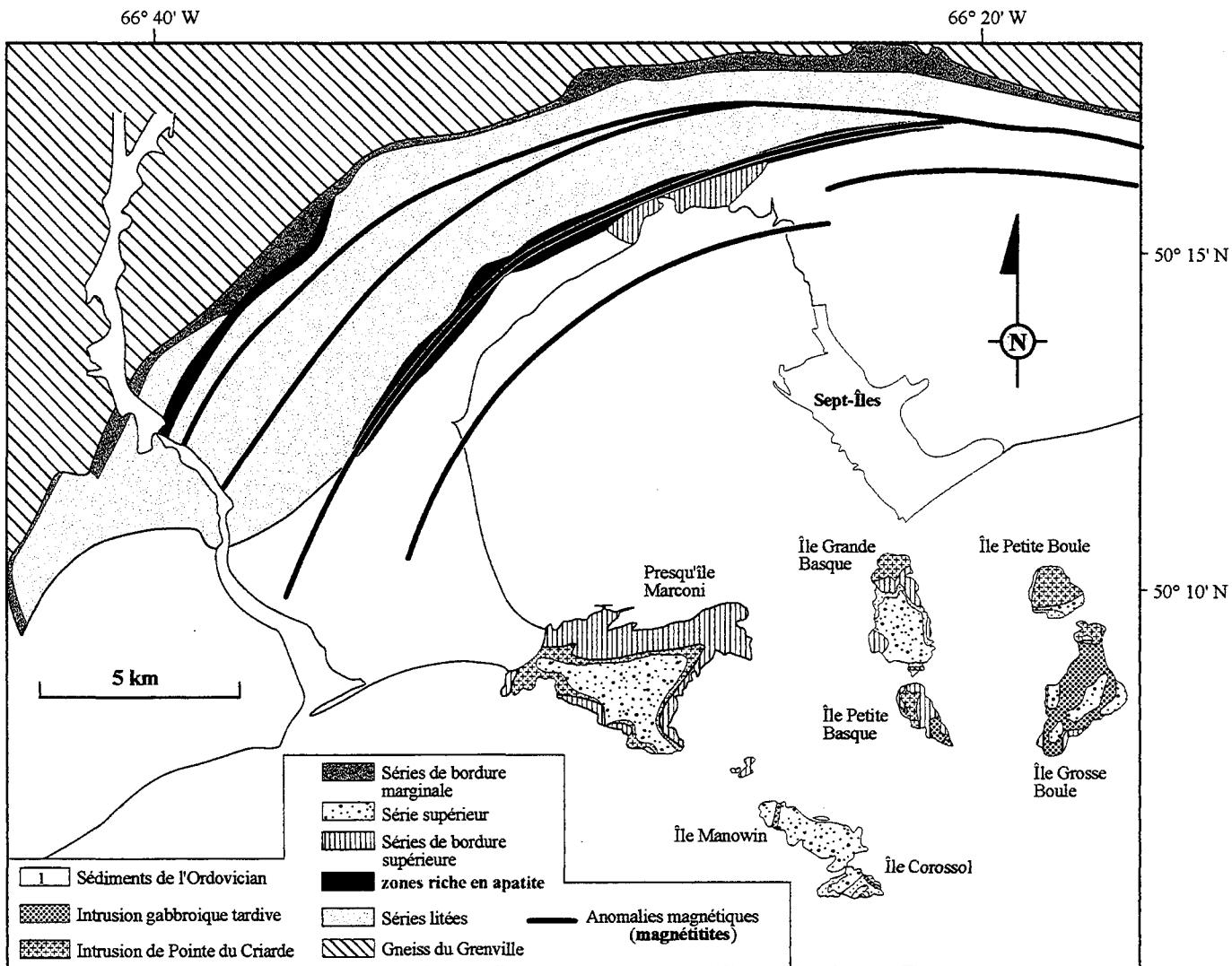


Figure 2.8: Géologie simplifiée des séries de la suite intrusive de Sept-Îles selon Higgins (en préparation). On note le remplacement de la série transitionnelles de Cimon (1998) par la série de bordure supérieure.

Ces roches incluent l'intrusion mafique de Sept-Îles (SIMI), l'intrusion de bordure de Sept-Îles, l'intrusion de Pointe du Criade et l'intrusion des gabbros tardifs de Sept-Îles. La SIMI représente la plus grande composante de la suite (SIIS). La série inférieure et litée est inchangée des descriptions précédentes de Cimon (1998). L'unité à anorthosite, autrefois appelée la zone transitionnelle, est maintenant considérée comme la série de bordure supérieure développée par la flottation des plagioclases. Les autolites communs dans la série litée (figure 2.9) ont été interprétés comme une partie de la série de bordure supérieure altérée, entraînée à l'intérieur de l'intrusion suite à l'effondrement du toit de la chambre magmatique.

La mise en place de SIIS est favorisée par l'ouverture du Rift continental (rift du Bas-Saint-Laurent) et initié par une plume mantellique déjà suggéré par Higgins et Van Breemen (1998). L'érosion des basaltes de plateau fait apparaître les différentes séries formant l'intrusion (figure 2.10, a.b). La formation des séries inférieures et litées est probablement due à la croissance *in situ* des minéraux mafiques et des plagioclases suivie d'une accumulation à la base de la chambre magmatique (figure 2.10, c). Le refroidissement de l'intrusion au toit de la chambre provoque la cristallisation de l'intrusion. L'abondance des plagioclases dans le série de bordure peut être expliquée par leur flottaison vu leur faible densité comparativement au minéraux mafiques (Scoates, 2000). La présence d'anorthosites laminées dans cette série incite Higgins à décrire leur formation dans un environnement où les courants de convection sont très forts. Les limites supérieures de cette zone sont susceptibles à la fracturation au moment de la solidification.

Figure 2.9: Blocs d'anorthosite dans la zone litée. Interprété par Higgins (en préparation) comme une partie de la série de bordure supérieure altérée et entraînée à l'intérieur de l'intrusion suite à l'effondrement du toit de la chambre magmatique.



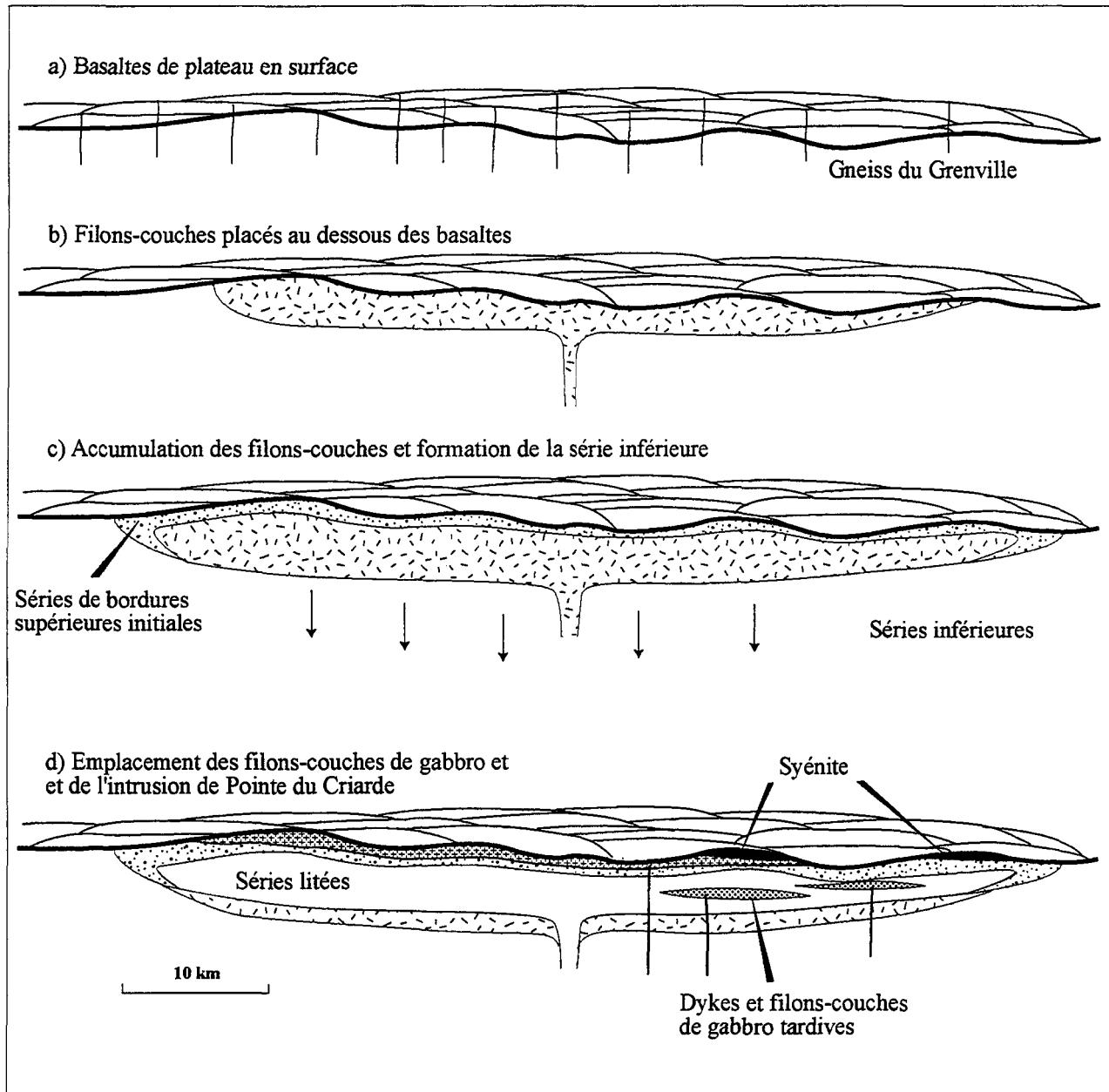


Figure 2.10: Modèle de mise en place de la suite intrusive de Sept-Îles proposée par Higgins (en préparation).

La fracturation est favorisée à la fois par la différence de pression dans la chambre magmatique et aussi par la présence de failles de St-Laurent coupant l'intrusion. Ces failles jouent le rôle de conduit pour la circulation des fluides hydrothermaux. Ces conditions de faiblesse peuvent aboutir à l'effondrement du toit en entraînant des blocs d'anorthosite dans la chambre. Un tel effondrement peut contribuer à la formation de magnétite se trouvant dans la zone litée (chapitre 9).

Des intrusions de granite, de monzonite et de syénite forment la partie supérieure de l'intrusion (figure 2.10, d). Le magma granitique développé par cristallisation fractionnée a été placé le long du toit de la chambre, où il a acquis des xénolithes probablement de nature basaltique. Alors que les monzonites de la même série témoignent probablement d'un autre événement magmatique, les syénites de la partie supérieure de l'intrusion font partie de l'intrusion du point de vue.

2.2.3 Zone Critique (gisement d'apatite)

2.2.3.1 Introduction

Le gisement d'apatite de l'intrusion de Sept-Îles a été découvert initialement par le Ministère des Ressources naturelles lors des travaux de terrain de l'été 1992. Lors de la saison 1993, une partie des travaux a été orientée de façon à vérifier l'extension de la zone qui pouvait atteindre onze kilomètres par 150 mètres de profondeur avec des teneurs en P_2O_5 de l'ordre de 8 % (Cimon 1993). SOQUEM a jalonné la zone favorable à l'automne

1994 et poursuit depuis, en collaboration avec Norsk-Hydro, une campagne de mise en valeur visant à rentabiliser l'exploitation du gisement en récupérant l'apatite, l'ilménite et la magnétite. Les dernières évaluations font état de réserves de 107 Millions de tonnes à des teneurs de 6.23 % poids en P₂O₅ et de 8.45 % poids en TiO₂ (McCann, 1998).

2.2.3.2 Géologie de la zone minéralisée

La zone critique fait partie de la série litée en raison de la présence de stratification. Le dépôt d'apatite et ilménite est localisé à 15 km du port de la ville de Sept-Îles (figure 2.1).

Quatre forages ont été choisis dans cette étude afin de caractériser le gisement d'apatite et de proposer un modèle de mise en place. L'investigation géologique et pétrographique suggère que la zone critique est subdivisée en quatre sous zones (figure 2.11). De la base au sommet, il y a la sous-zone de 30 mètres de magnétitite à plagioclase qui comprend quatre strates de 1 à 6 mètres d'épaisseur. Celle-ci est suivie de nelsonite d'une épaisseur de 10 mètres. La nelsonite est surmontée d'une sous-zone de gabbro-nelsonite d'une épaisseur de 150 mètres. Vient ensuite une sous-zone de microtroctolite de 30 à 50 mètres. Les trois premières sous-zones sont injectées à plus de 50 % de séquences de leucogabbro à olivine de texture fine et pauvre en apatite et en oxyde (figure 2.12). La description détaillée de la zone est effectuée dans le chapitre 3.

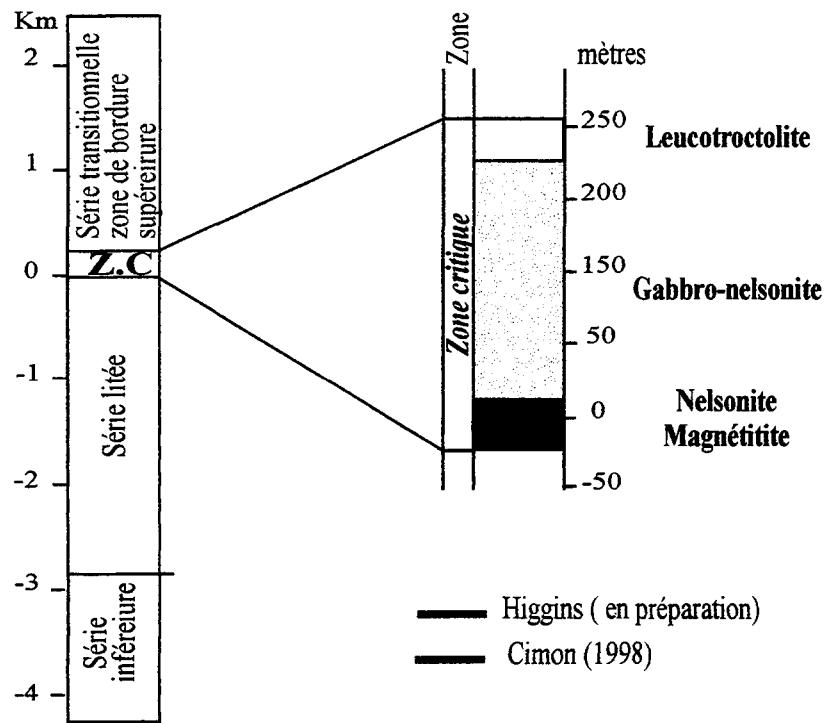


Figure 2.11: Schéma illustrant les subdivisions de la zone critique

Figure 2.12: Photographie montrant l'injection de gabbro à granulométrie fine dans la zone litée (gabbro-nelsonite de la zone critique).



CHAPITRE III

PÉTROGRAPHIE ET CHIMIE DES ROCHES DE LA ZONE CRITIQUE DE L'INTRUSION MAFIQUE DE SEPT-ÎLES

3.1 Introduction

Cette partie vise la détermination et la description pétrographique détaillée des phases constitutives des différentes unités formant la zone critique de l'intrusion de Sept-Îles. Cette étude se base sur l'observation macroscopique de carottes de forages et microscopique de 32 lames minces polies. La composition des phases minérales (olivine, plagioclase, magnétite, ilménite, apatite) a été déterminée à l'université Laval à l'aide de la microsonde électronique de type CAMECA SX-100 équipée de 5 spectromètres de longueur d'onde et un spectromètre de dispersion d'énergie. La composition est déterminé par EDS avec un voltage d'opération de 15 Kv. Les résultats sont annexés à la fin du chapitre et illustrés par les tableaux 3.1, 3.2, 3.3, 3.4 et 3.5.

Dans le texte, la composition des phases est exprimée en (% poids), les teneurs en An et en Fo sont exprimées en (mole %), et les proportions des phases dans les roches sont exprimées en (% modale).

La zone critique renferme le gisement d'apatite et d'ilménite de Sept-Îles. La figure 3.1 illustre les subdivisions de la zone critique. De la base au sommet on

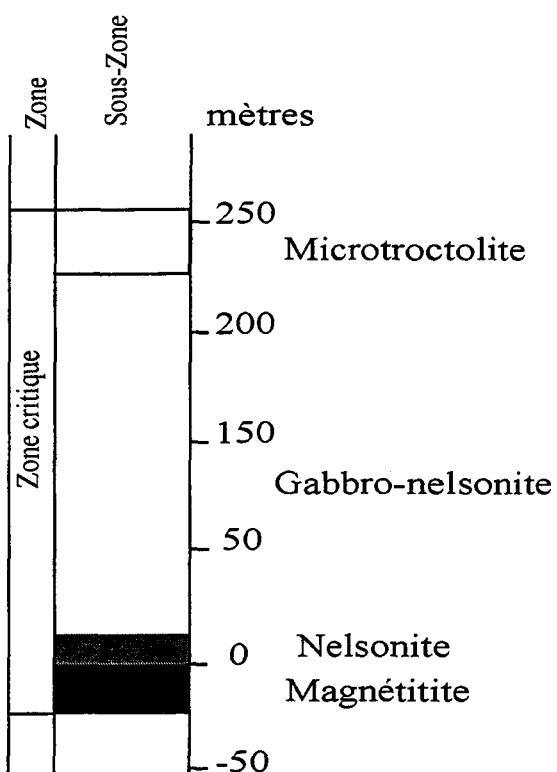


Figure 3.1: Schéma montrant les subdivisions de la zone critique de l'intrusion mafique de Sept-Îles basé sur la compilation des travaux antérieurs (Cimon, 1998) et l'étude des forages 1166-95-04; 1166-95-01; 1166-95-11.

distingue la sous-zone de magnétite, la sous-zone de nelsonite, la sous-zone de gabbro-nelsonite et une sous-zone de microtroctolite.

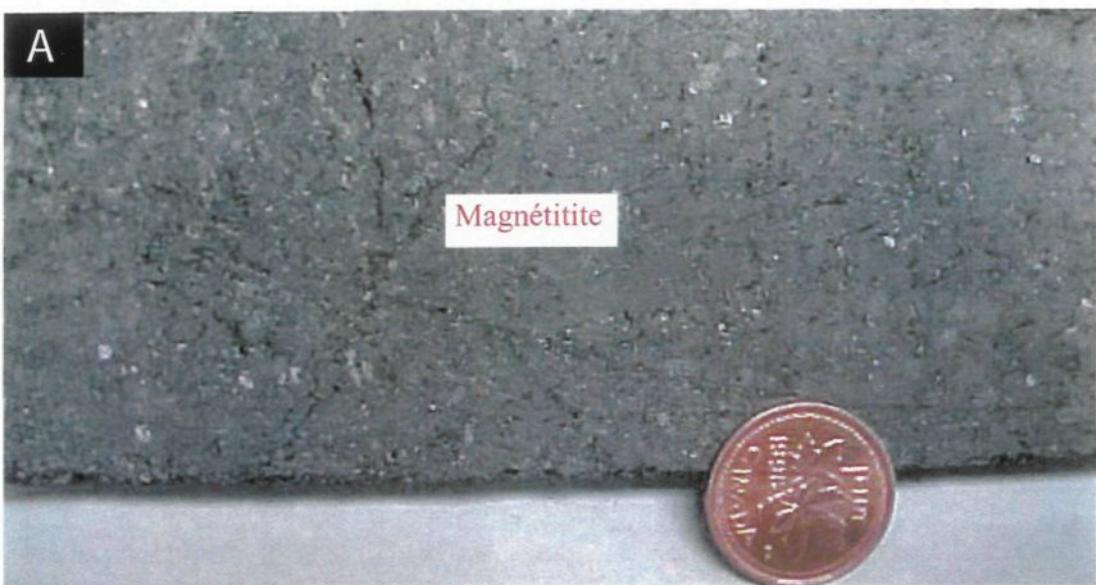
3.2 Sous-zone de magnétite

La sous-zone de magnétite est composée d'orthocumulats de magnétite titanifère et d'ilménite. Son épaisseur peut atteindre 50 mètres. Les strates de magnétites (planche 3.1.A-B) ont une puissance de quelques centimètres à 6 mètres. Ces lits de magnétite contiennent par endroits de 1 à 5 % de phases silicatées (planche 3.1.B). Ces phases incluent les cristaux de plagioclases et d'olivine.

L'examen microscopique révèle que les magnétites présentent des textures en tissus «cloth texture». La magnétite représente plus de 65 % des oxydes, et la taille des grains varient entre 0.3 et 2 mm, à la fois homogène et riches en exsolutions d'ilménite et d'ulvospinelles (planche 3.2). La magnétite forme avec l'ilménite des textures en mosaïques. La composition des magnétites de la zone critique montrent qu'elles sont riches en V_2O_3 (0.57 à 0.86 %), TiO_2 (9 à 12 %), MgO (1.5 à 2 %) et MnO comparativement aux autres roches riches en oxyde de la zone (tableau 3.1). Les teneurs élevées en V (1.1 %) de l'échantillon HN-35 peuvent être dues au problème analytique. En effet, l'abondance d'exsolutions d'ilménite et d'ulvospinelles dans la magnétite provoque des interférences entre le titane et le vanadium et par conséquent sur la fiabilité des résultats.

Planche 3.1: Photographie montrant: A- la magnétite à la base de la zone critique (échantillon HN-99-51); B- les silicates disséminés et les filons-couche de microgabbro dans la magnétite.

A



B

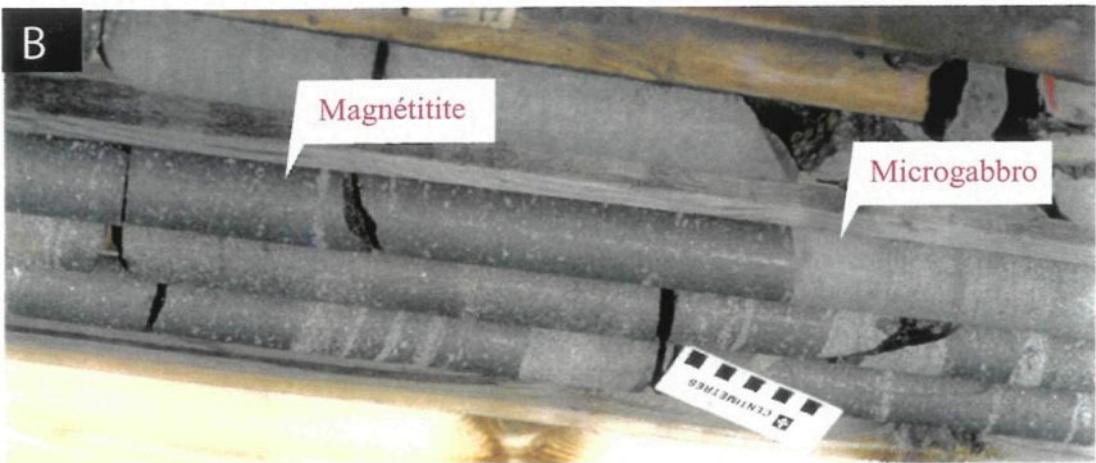
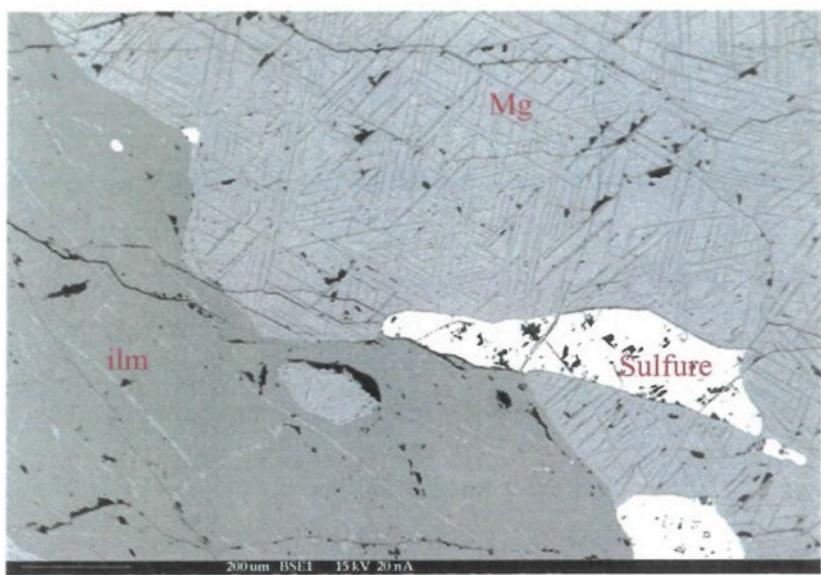


Planche 3.2 : L'ilménite en contact irrégulier avec la magnétite. Les lamelles d'ilménite ciblé de spinelles forme des exsolutions à l'intérieur de la magnétite. On note la présence des sulfures entre les deux grains d'ilménite et de magnétite.



L'ilménite (20 à 30 %) forme des plages homogènes à contact irrégulier. Elle se présente sous forme de lamelles en treillis criblés de microcristaux de spinelle à l'intérieur des grains de magnétite (planche 3.2). La composition des grains d'ilménite est représentée dans le tableau 3.2.

Le plagioclase (2 à 3 %) est de forme subidiomorphe à xénomorphe (1 mm à 1 cm), généralement altéré en bordure et localement englobé dans l'olivine (planche 3.3.A). Les plagioclases ont une disposition parallèle et planaire (planche 3.3.B). La teneur moyenne en An des plagioclases est An₅₃ (tableau 3.3).

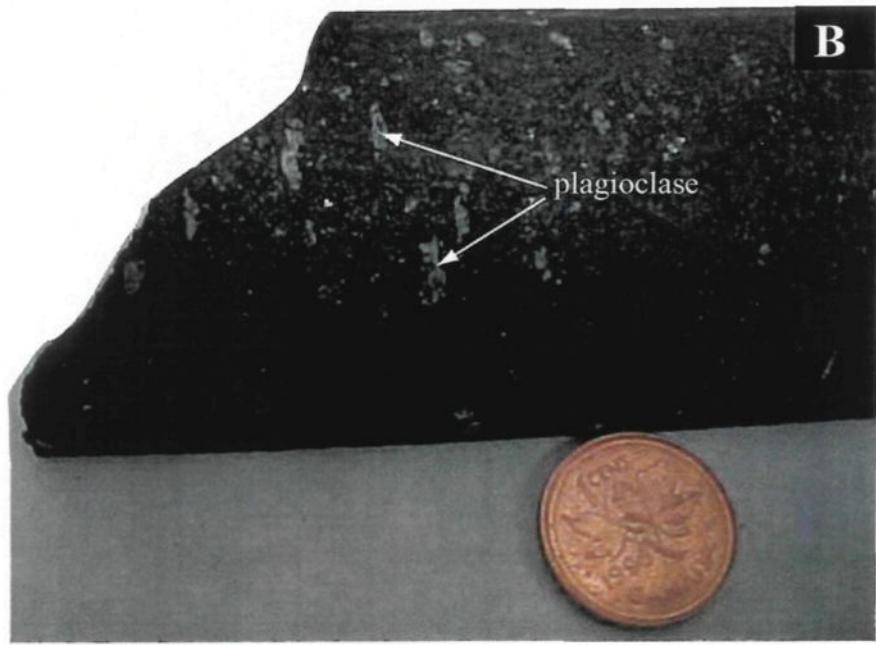
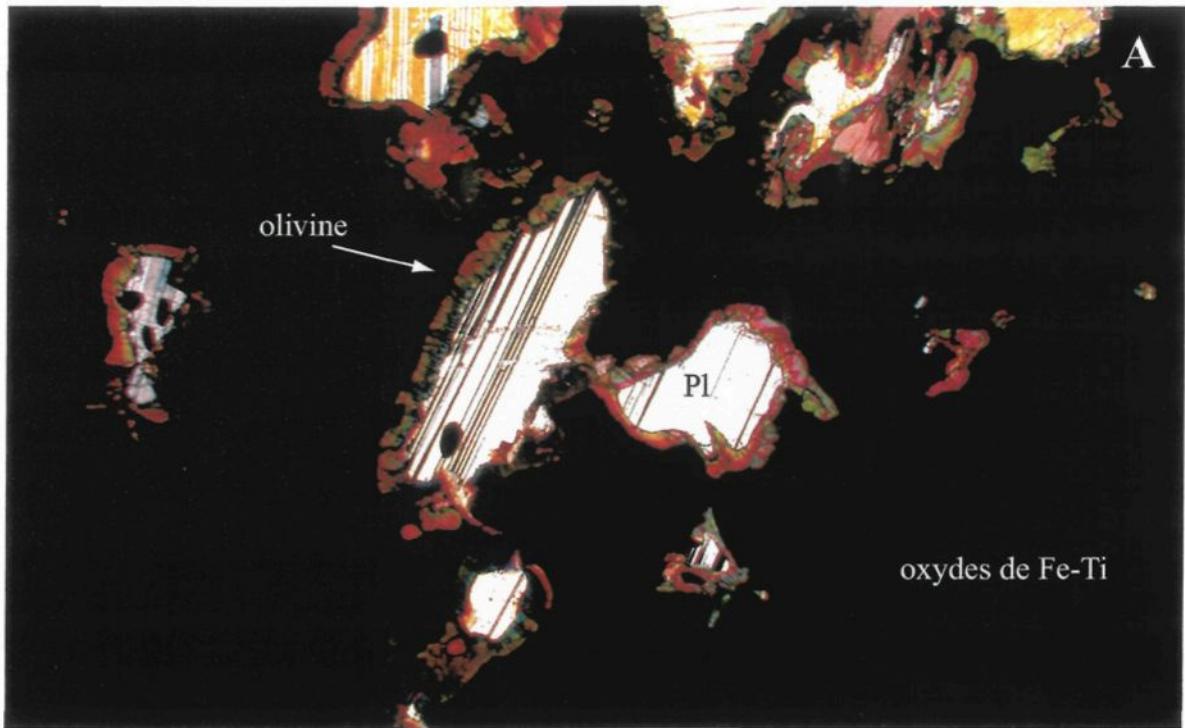
L'olivine (1 à 2 %), de forme xénomorphe (0.6 à 2 mm) est généralement altérée en serpentine. La composition des olivines est Fo₆₇ (tableau 3.4). Les strates de magnétitite sont inter-reliées à des filons-couches de gabbro à texture finement grenue (planche 3.1.B).

Des traces de sulfures sont présentes (planche 3.2) et peuvent atteindre jusqu'à 1 % dans l'échantillon HN-99-40. Leur granulométrie varie entre 0.1 à 0.4 mm. Ils sont constitués essentiellement de pyrrhotite, de pyrite et de chalcopyrite. Les sulfures se retrouvent soit dans les interstices des phases oxydes (magnétite, ilménite), soit à l'intérieur des phases sous forme de globules.

L'apatite est très rare dans la magnétitite. Lorsqu'elle est présente, elle forme des petits grains (0.1 à 0.2 mm) sub-arrondis et/ou des bâtonnets baignant dans la matrice riche en oxyde de Fe-Ti.

Planche 3.3.A: Microphotographie montrant des cristaux de plagioclases (Pl) englobés par des grains d'olivines dans une matrice riche en oxydes (magnétitite). Échantillon HN-99-51. Longueur de la photo est de 5.6 mm.

Planche 3.3.B: Disposition des lattes de plagioclases dans les magnétites de l'intrusion de Sept-Îles. Échantillon HN-99-35.



Des traces de biotite se développent au pourtour des plagioclases et des olivines.

3.3 Sous-zone de nelsonite

3.3.1 Introduction

Le nom nelsonite a été introduit par Watson (1913) pour nommer les roches riches en apatite et en oxydes de Fe-Ti en association avec l'anorthosite de Roseland dans les comtés de Nelson et d'Amherst en Virginie. Watson et Taber (1913) ont documenté plusieurs sortes de nelsonites dans lesquelles les phases d'oxydes étaient le rutile, l'ilménite ou la magnétite. Toutefois, la nelsonite à ilménite est la variété la plus commune (Ross, 1941). Des études postérieures par Herz et Force (1987) ont suggéré une zonation régionale des nelsonites : les nelsonites à rutile trouvées dans les anorthosites, les nelsonites à ilménite dans les ferrodiorites et gneiss granulitiques et les nelsonites à magnétite dans les roches encaissantes (gabbroïques et anorthositiques).

Depuis leur découverte dans le massif anorthositique de Virginie, le terme nelsonite a été utilisé pour désigner d'autres roches similaires dans le monde, y compris le Complexe de Bushveld en Afrique du Sud (Von Gruenewaldt, 1993), le Complexe de Sept-Îles au Québec, Canada (Cimon, 1998), les roches volcaniques felsiques d'affinité alcalines à Kiruna, en Suède (Freitsch et Perdahl, 1995), à Bafq, en Iran (Forster et Jafarzadeh, 1994), les plutons granitiques alcalins ou cal-alcalins des Pyrénées françaises (Van Marcke de Lummen, 1985) ainsi que les Territoires du Nord-ouest, au Canada (Badham et Morton, 1976 ; Hildebrand, 1986). Cependant, l'association la plus

commune pour les nelsonites est avec les massifs anorthositiques. En effet, plusieurs indices ont été rapportés par Kolker (1982). Une particularité importante des nelsonites, est qu'elles sont des roches à oxyde-apatite, de texture granulaire, dépourvues de matériel silicaté.

Dans le cas de l'intrusion de Sept-Îles, le terme nelsonite est utilisé pour désigner les roches riches en apatite et en oxydes de Fe-Ti (magnétite et ilménite) avec du matériel silicaté inférieur à 5 %. Alors que le nom gabbro-nelsonite désigne les roches à oxydes (Fe-Ti- apatite) matriciels et disséminés (10 à 50 %) dont la composante silicaté est de nature gabbroïque.

3.3.2 Nelsonite de Sept-Îles

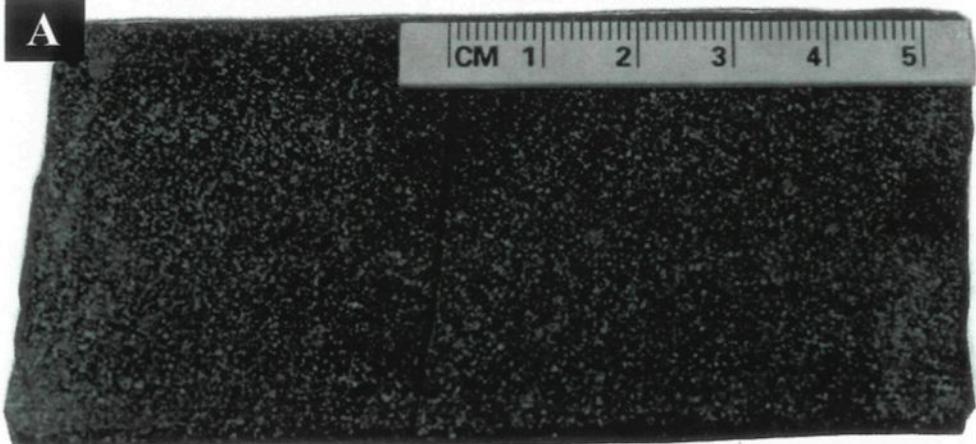
Dans l'intrusion de Sept-Îles, la nelsonite (planche 3.4.A-B) repose directement sur une séquence majeure de magnétite massive. La nelsonite d'une épaisseur de 10 mètres est, d'une part, en contact franc avec la magnétitite, et d'autre part, en contact graduel avec la sous-zone de gabbro-nelsonite (planche 3.5).

L'examen microscopique (planche 3.4.B) montre que la nelsonite est formée des phases suivantes : 30 à 35 % d'apatite (0.2-1.7 mm); 55-60 % de magnétite et d'ilménite (<2 mm); silicates (olivine et plagioclases) et sulfures ne dépassant pas 1 à 5 % de la roche.

Planche 3.4.A: Photographie montrant un échantillon de nelsonite (apatite en gris et titanomagnétite en noir).

Planche 3.4.B: Photomicrographie en lumière naturelle d'une nelsonite (échantillon HN-99-29) montrant des cumulats d'apatite dans une matrice riche en oxydes Fe-Ti. Longueur de la photo est de 5.6 mm.

A



CM 1 2 3 4 5

B

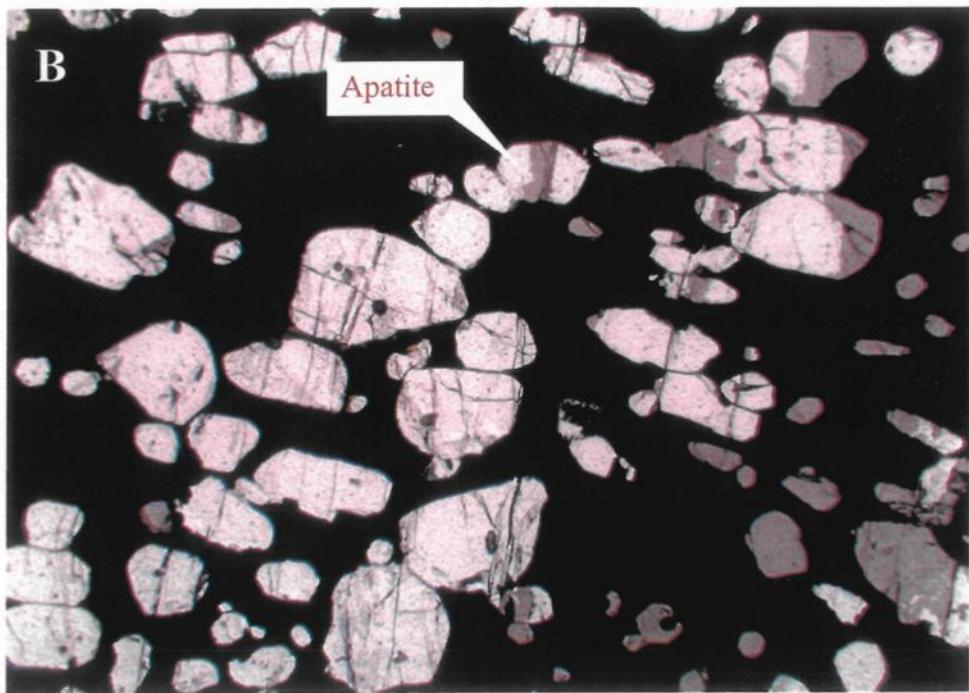


Planche 3.5: Photographie montrant le contact graduel entre la nelsonite et le gabbro-nelsonite. Les taches jaunes représentent les sulfures.



La magnétite (30 %) de, 1 à 2 mm, forme des plages subautomorphes très hétérogènes. Elle est constituée d'exsolutions de spinelle (planche 3.6.A) et de lamelles d'ilménite (planche 3.6.B). La magnétite peut exister en exsolution dans les grains d'ilménite. La magnétite forme un contact à la fois lobé et rectiligne avec l'ilménite (planche 3.7). La teneur en V des magnétites varie de 0.61 à 0.69 %. De fortes teneurs en Ti (8.41-13.88 %) ont été enregistrées (tableau 3.1).

L'ilménite forme plus de 30 % de la roche. Elle est formée de grains homogènes à contour irrégulier et dont la taille varie entre 0.2 et 1.5 mm. Le contact entre l'ilménite et la titanomagnétite est criblé de petits cristaux de spinelle. À l'intérieur du grain d'ilménite, on note le développement de franges fines de spinelle (planche 3.7). L'ilménite existe aussi sous forme de lamelles en treillis à l'intérieur de la magnétite (planche 3.6.B).

L'apatite est subautomorphe à xénomorphe. Elle forme des cumulats intimement associés aux oxydes de Fe-Ti (titanomagnétite et ilménite). Les cristaux d'apatite présentent une orientation préférentielle (planche 3.4.B) qui donne aux roches une stratification magmatique. Cet aspect est accentué par l'agencement tabulaire des plagioclases. La composition des grains d'apatite montre qu'il s'agit d'une fluorapatite dont la teneur en F varie de 3.7 à 4.4 % (tableau 3.5).

Planche 3.6.A: Lamelles de spinelles (Sp) dans la titanomagnétite (Mg). Échantillon HN-99-50.

Planche 3.6.B: Lamelles d'ilménite (Ilm) dans la titanomagnétite (Mg). Début de développement des spinelles (Sp) le long des lamelles d'ilménites. Échantillon HN-99-33.

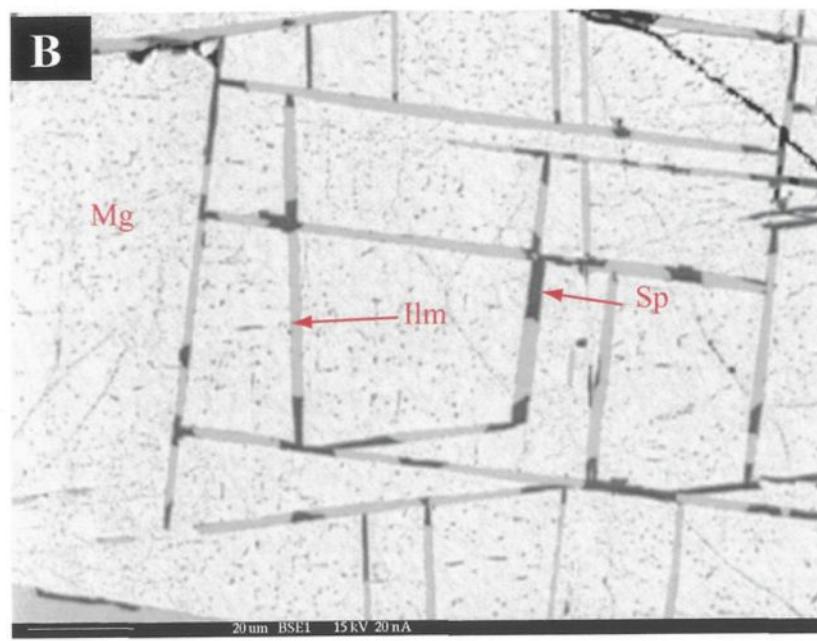
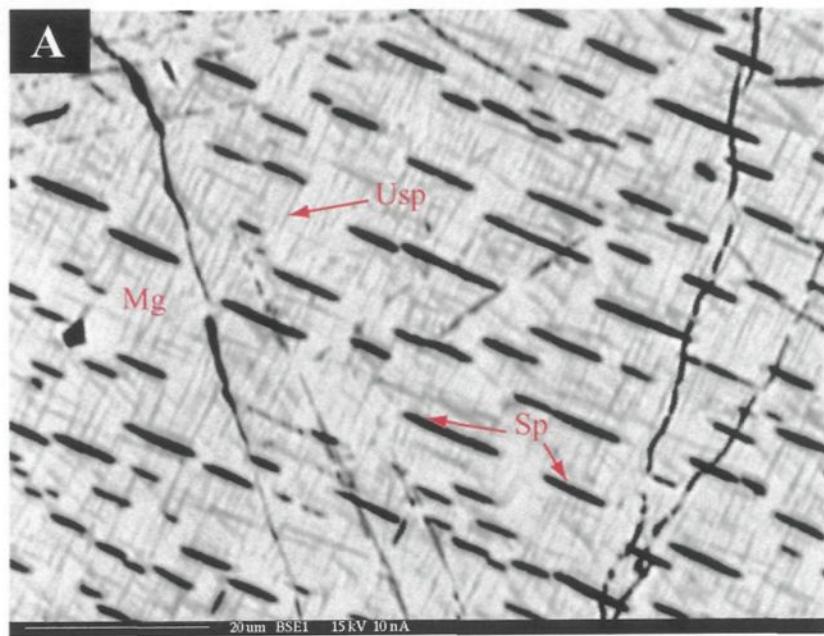
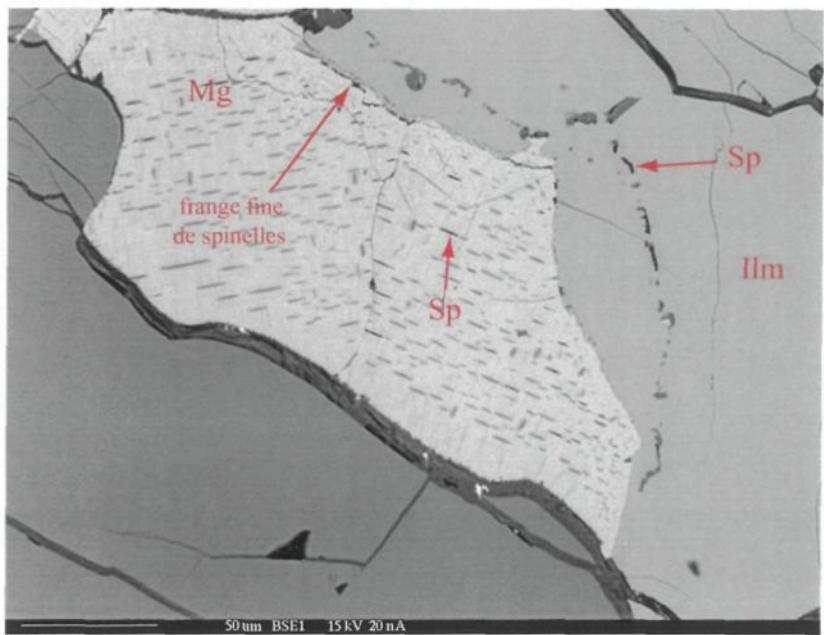


Planche 3.7: Contact irrégulier entre la titanomagnétite (Mg) et l'ilménite (Ilm). On note le développement d'un cordon de microcristaux de spinelles (Sp) dans l'ilménite et une frange fine de spinelles au contact des deux grains. Échantillon HN-99-50.



Des cristaux de plagioclase (< 2 %) xénomorphe (1-6 mm) se trouvent entre les cumulats d'oxydes de Fe-Ti et d'apatite. Ces plagioclases présentent une teneur en An de l'ordre de 49 % (tableau 3.3).

Les grains d'olivine, quant à eux, ne dépassent pas 1% de la roche totale. Ils sont xénomorphes (1-3 mm) et leur composition est de Fo₆₄ (tableau 3.4). Ils constituent avec les plagioclases la seule phase silicatée baignant dans la matrice d'oxydes Fe-Ti et d'apatite.

Des traces de sulfures (<1 %) essentiellement de pyrite et de bornite se concentrent entre les phases d'ilménite et de titanomagnétite.

3.4 Sous-zone de gabbro-nelsonite

3.4.1 Introduction

La sous-zone de gabbro-nelsonite est constituée de séquences cycliques de cumulats d'olivine, de plagioclase et de clinopyroxène en proportions variables dans une matrice interstitielle de composition nelsonitique sur une épaisseur de 150 mètres. Le matériel nelsonitique est constitué essentiellement d'apatite, d'ilménite et de titanomagnétite.

La minéralogie de l'unité de gabbro-nelsonite, mise en évidence par l'examen microscopique, est constituée d'olivine, plagioclase, clinopyroxène, biotite, et une partie

importante des oxydes tels que l'apatite, l'ilménite et les spinelles. Les gabbro-nelsonites peuvent contenir jusqu'à 60 % des oxydes de Fe-Ti-apatite. Ainsi, on distingue les oxydes massifs (nelsonite proprement dite) des semi-massifs et disséminés (planche 3.8.A-B). Les sulfures (< 1 %), sont constitués essentiellement de pyrrhotite et de bornite.

3.4.2 Les phases oxydes

L'apatite (0.1- 3 mm) forme des cristaux allongés et hexagonaux (planche 3.8). Elle est intimement associée à l'ilménite et à la magnétite. Par endroits l'apatite est en inclusion dans les phases silicatées. L'ilménite (0.1-4 mm) est hypidiomorphe, et forme des grains à bordure irrégulière, courbée et/ou rectiligne au contact avec les grains de titanomagnétite (planche 3.9). Au contact des grains d'ilménite et de titanomagnétite se développent des franges fines de spinelle (planche 3.9). L'ilménite se présente aussi sous forme de lamelles criblées de microcristaux de spinelle, formant ainsi des treillis en exsolution à l'intérieur de la titanomagnétite (planche 3.10). La titanomagnétite (<0.75 mm) constitue la phase majeure des oxydes et elle renferme des treillis d'ilménite. Les grains de titanomagnétite contiennent une concentration dense de lamelles de spinelle en exsolution, des lamelles d'exsolution d'ulvöspinel et des grains de spinelles à l'intérieur des lamelles d'ilménites.

3.4.3 Les silicates

Planche 3.8: Photomicrographies en lumière naturelle montrant : A- la texture matricielle des oxydes semi-massifs dans la sous-zone de gabbro-nelsonite (échantillon HN-99-44). B- la texture disséminée des oxydes dans la sous-zone de gabbro-nelsonite (échantillon HN-99-29). Cristaux poecilitques de plagioclase et d'olivine avec les oxydes Fe-Ti et l'apatite interstitiels. Longueur des photos est de 5.6 mm.

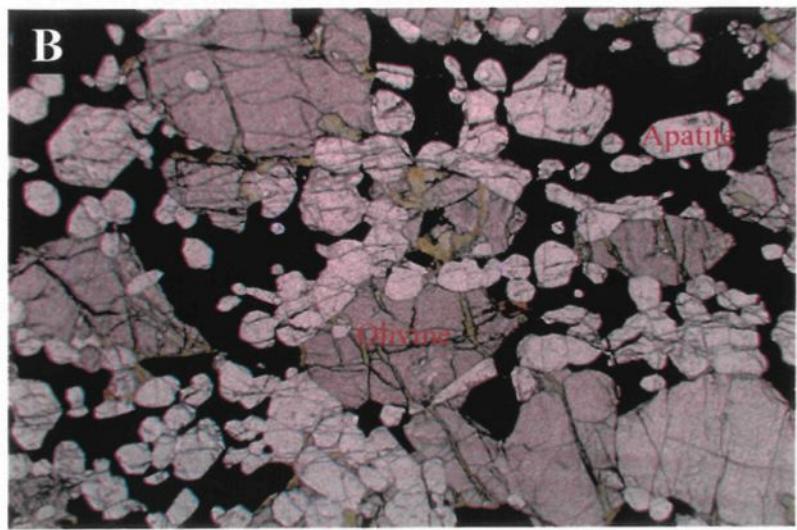
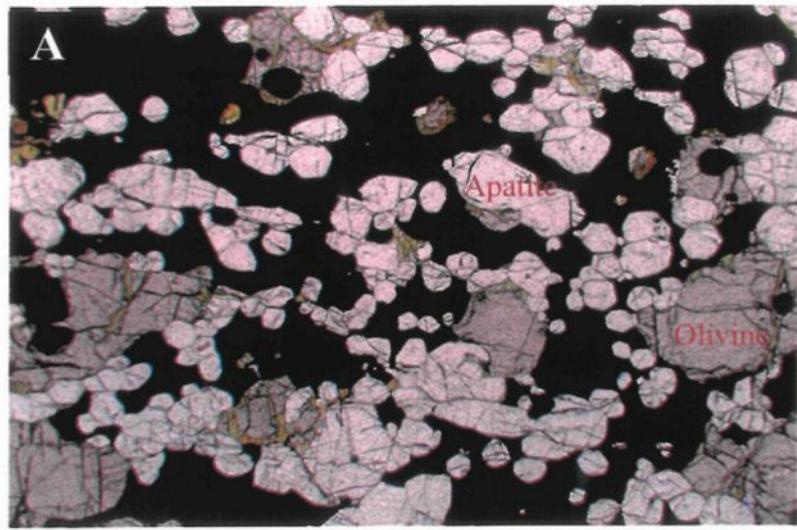
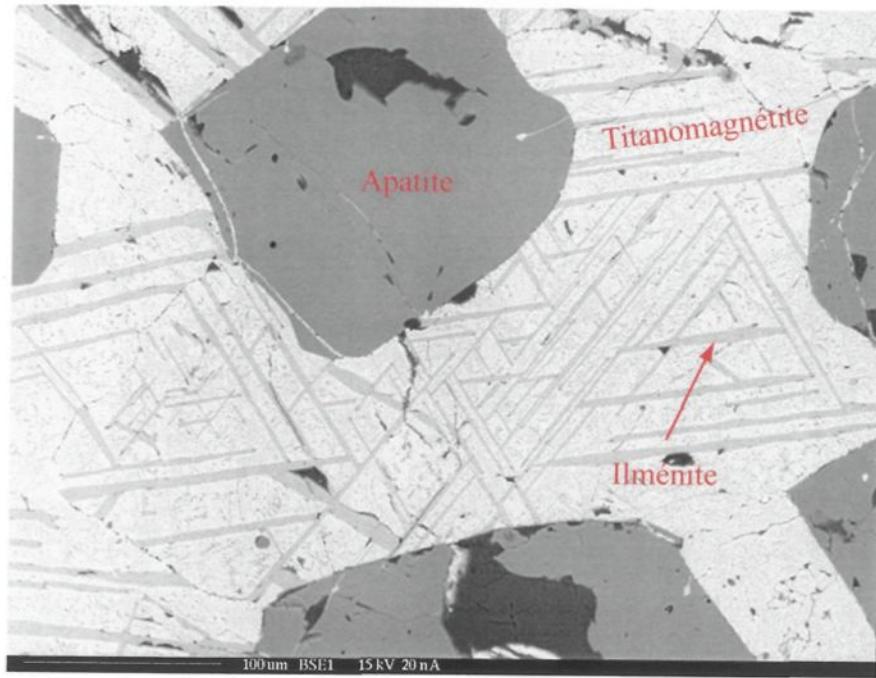
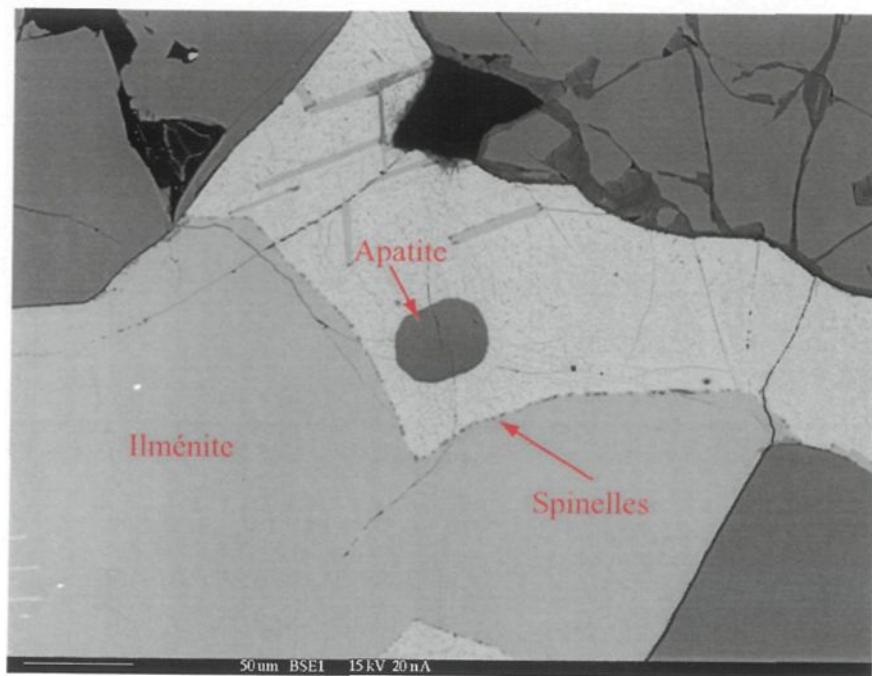


Planche 3.9: Photographie montrant une frange fine de spinelles au contact lobé entre l'ilménite et la titanomagnétite. Échantillon HN-99-14.

Planche 3.10: Lamelles d'ilménite en treillis dans une plage de titanomagnétite. Échantillon HN-99-04.



Au sein de la sous-zone de gabbro-nelsonite, le rapport silicates et oxydes de Fe-Ti-apatite augmente de la base au sommet. Ainsi, on assiste à un passage graduel de nelsonite, à nelsonite semi-massive, puis à nelsonite disséminées (planche 3.8).

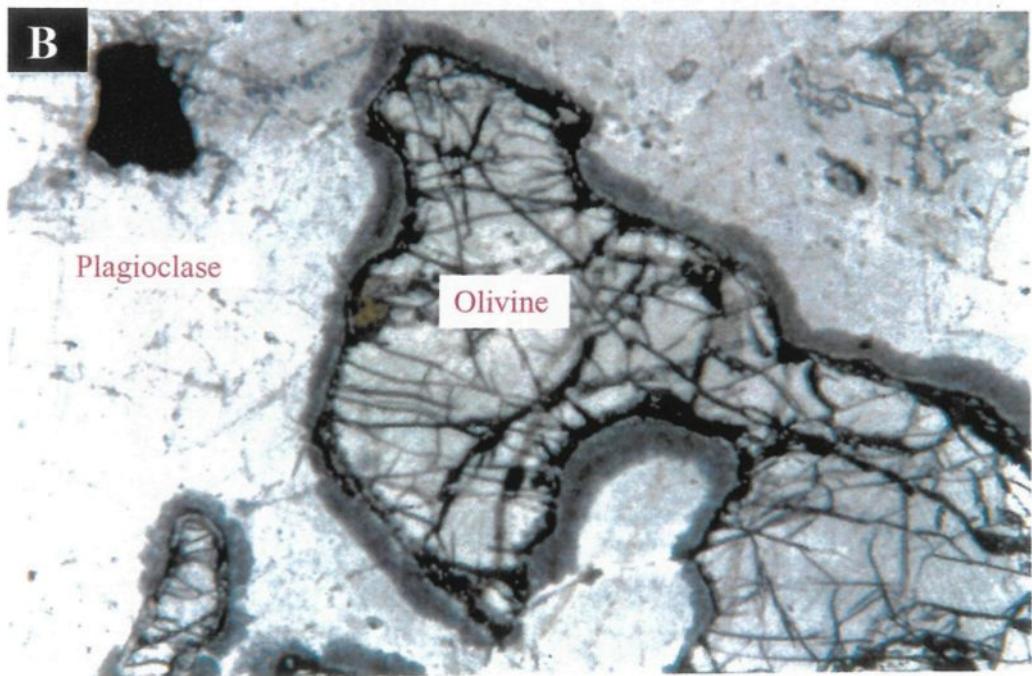
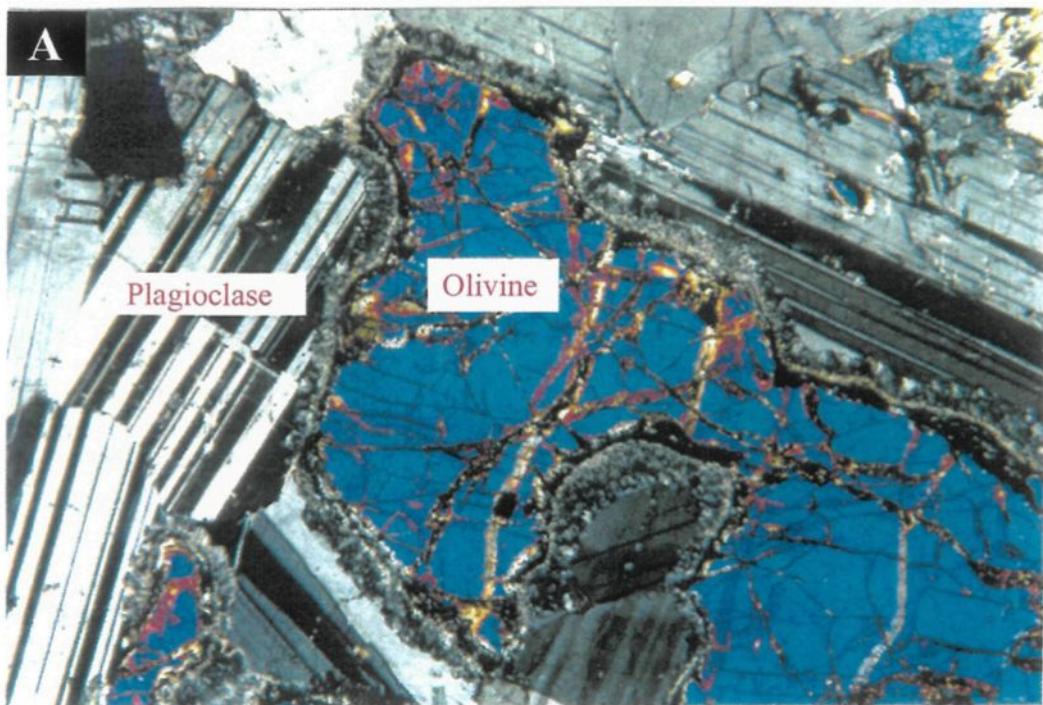
L'olivine (1-4 mm) constitue 15 à 30 % de la roche à texture granulaire. Les cristaux d'olivine sont idiomorphes à hypidiomorphes, formant des cumulats délimitant des espaces interstitiels occupés par le matériel nelsonitique (planche 3.8.A-B). La plupart des grains d'olivine sont craquelée et ne sont serpentinisés qu'à proximité des fractures. Leur composition déterminée à la microsonde révèle une teneur de Fo₅₁ à Fo₆₃ (tableau 3.4).

Le plagioclase (1-8 mm) représente 20 à 30 % de la roche et forme des grains subidiomorphes à xénomorphes, dérivés de la solidification du liquide interstiel entre les minéraux cumulus d'olivine et montrant souvent une texture poecilitique. Dans les espaces interstitiels, ils sont parfois associés avec les oxydes Fe-Ti et apatite. Les plagioclases s'altèrent en séricite localement et uniquement en bordure. Le pyroxène (0.5-2 mm; 10 à 25 %) forme des grains exclusivement xénomorphes et montre souvent une texture poecilitique. La teneur en An des plagioclases varie de 39 à 50 mole % (tableau 3.3).

3.5 Sous-zone de microtroctolite

Au sommet de la zone critique, on distingue une sous-zone de microtroctolite. Cette dernière est formée d'une séquence massive de troctolite, de leucotroctolite,

Planche 3.11: Photomicrographie d'une troctolite avec des textures coronitiques. A- lumière naturelles et B- lumière polarisée. (Échantillon 1166-12-102.5). Longueur des photos est de 5 mm.



d'anorthosite et de microgabbro. La plupart de ces roches présentent une texture hypidiomorphe granulaire. La minéralogie de cette unité est constituée essentiellement de plagioclase, d'olivine, et de clinopyroxène (<5 %). Le plagioclase apparaît comme le seul minéral cumulus alors que l'olivine et le clinopyroxène sont interstitiels en cristaux poecilitiques. Le contact entre l'olivine et le plagioclase est généralement caractérisé par le développement de couronnes (planche 3.11.A-B). Ces dernières sont constituées d'orthopyroxène, de hornblende et de biotite. L'analyse des plagioclases et des olivines par la microsonde révèle des valeurs de $\text{Fo}_{68.72}$ et d' An_{49} (tableaux 3.3 et 3.4).

Les roches anorthositiques alternent avec les troctolites. Elles sont formées de cumulats de plagioclase (> 95 %) de forme subidiomorphe à xénomorphe. L'olivine (< 5 %), lorsqu'elle existe, occupe les interstices des plagioclases. Cette zone de leucotroctolite-anorthosite est formée de minéraux d'altération tels qu'épidote, chloritoïdes, biotite et séricite (planche 3.12 et 3.13). Le matériel d'altération forme les interstices des cristaux de plagioclase et altère uniquement la bordure des grains, suggérant la présence des fluides lors de la cristallisation des plagioclases (planche 3.14).

3.6 Microgabbro

Les sous-zones de nelsonite, de gabbro-nelsonite et de leucotroctolite sont inter-reliées de filons-couches de microgabbro de granulométrie très fine (planche 3.15). Ces roches forment des séquences lenticulaires aplatis le long des strates (planche 3.16). L'épaisseur du filon couche peut varier de quelques centimètres à plusieurs mètres.

Planche 3.12: Photomicrographie en lumière polarisée d'anorthosite dans la sous-zone de microtroctolite montrant l'altération des plagioclases en séricite. Longueur de la photo est de 15 mm.

Planche 3.13: Photomicrographie en lumière polarisée d'anorthosite dans la sous-zone de microtroctolite (échantillon 1166-12-71.5). Altération des bordures des plagioclases en séricite et présence de rosettes de chloritoïde avec macle polysynthétique dans les interstices. Longueur de la photo est de 2.5 mm.

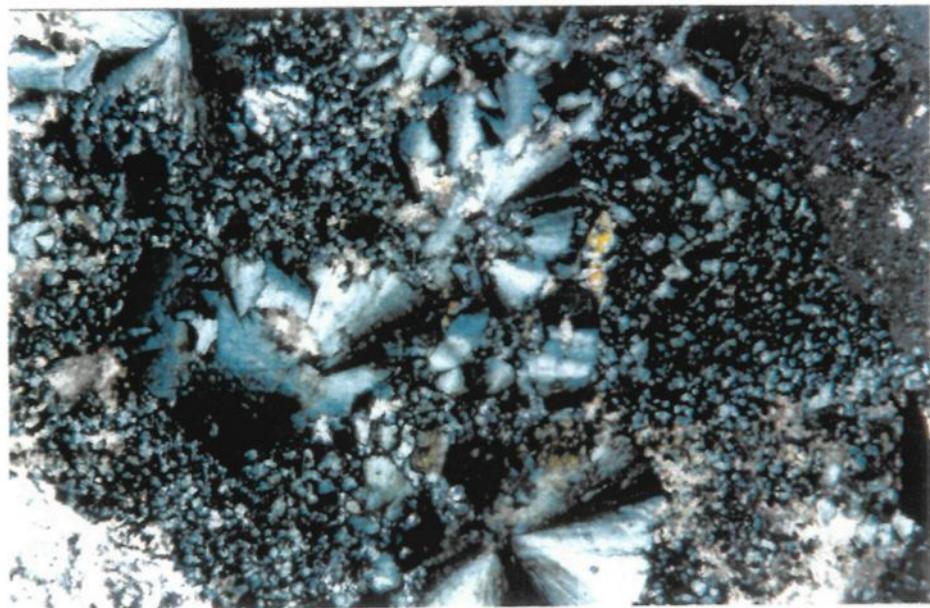
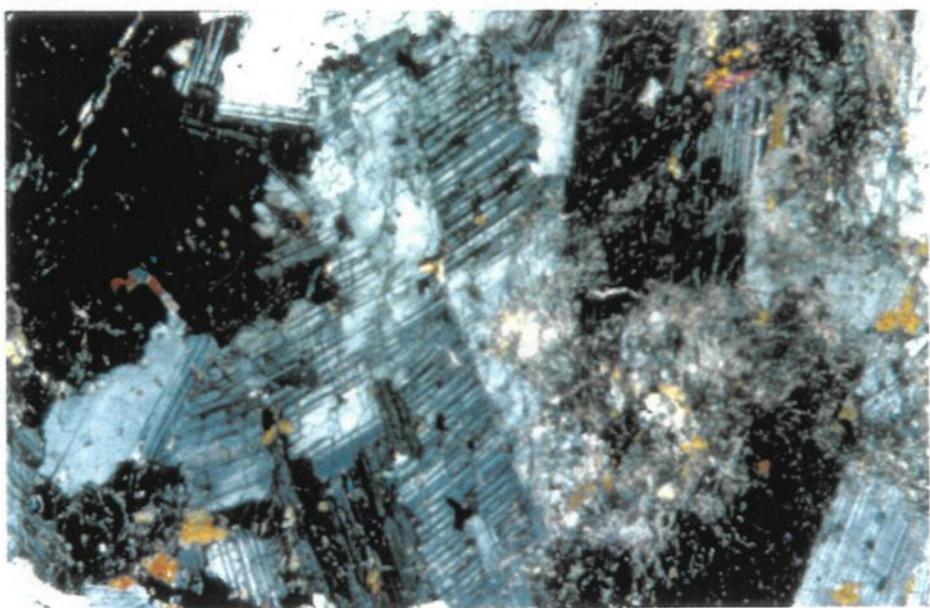


Planche 3.14: Photomicrographie en lumière polarisée d'anorthosite de la sous-zone de microtroctolite (échantillon 1166-12-71.5) montrant les cristaux d'épidote entre les interstices de lattes de plagioclases altérés généralement à la bordure. Longueur de la photo est de 5.6 mm.

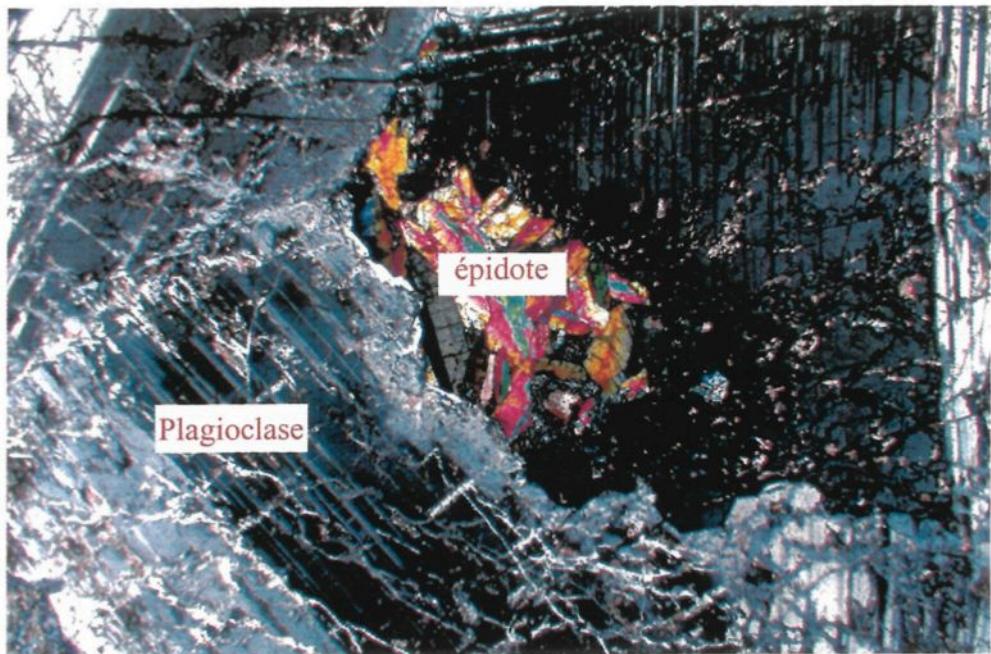
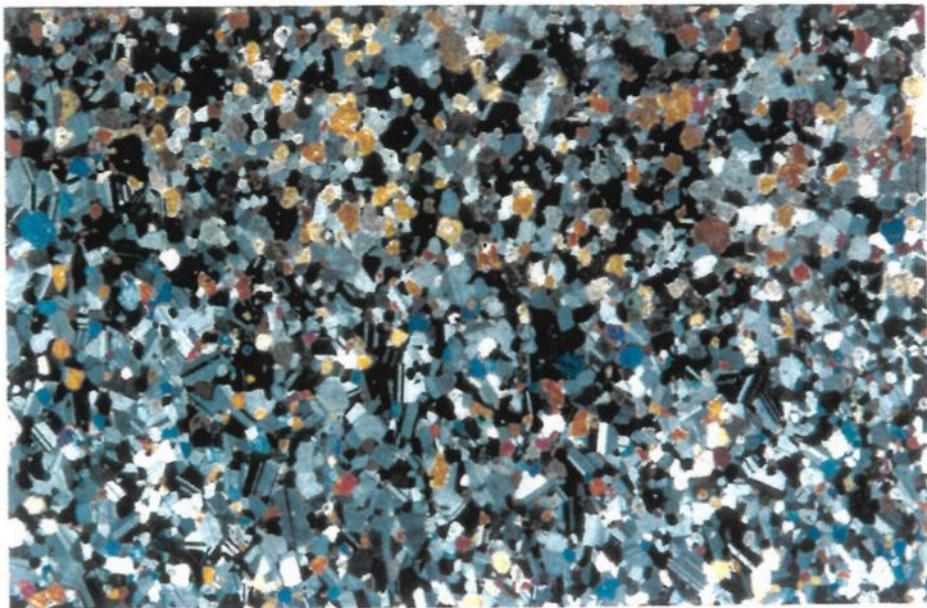
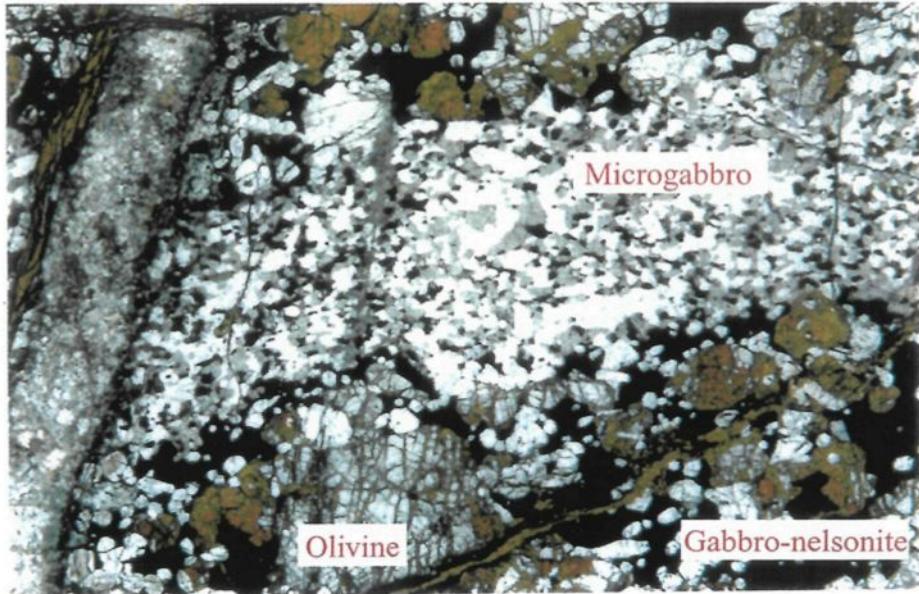


Planche 3.15: Photomicrographie en lumière naturelle montrant le filon-couche de microgabro dans la zone de gabbro-nelsonite. On note la serpentisation des olivines causée par la circulation des fluides (échantillon HN-99-52). Largeur de la photo est de 1.5 cm.

Planche 3.16: Photomicrographie en lumière polarisée montrant la texture équigranulaire du microgabbro (échantillon 1166-12-182). Longueur de la photo est de 1.5 cm.



L'examen microscopique des microgabbros montre la composition minéralogique moyenne suivante : plagioclase (0.4-0.9 mm) – 45 %, clinopyroxène (0.2-0.5 mm) – 20 %, olivine (0.1-0.5 mm) – 25 %, oxydes Fe-Ti (0.1-0.4 mm) – 5 %, apatite (< 0.2 mm) – 1 %. La texture prédominante est hypidiomorphe granulaire à caractère polygonale (planche 3.15). Des textures de recristallisation sont fréquentes avec des points triples. Les cristaux de plagioclase, de texture hypidiomorphe à idiomorphe englobent par endroits des petits cristaux de clinopyroxène et d'olivine. Les cristaux subidiomorphes à xénomorphes de clinopyroxènes et des olivines occupent généralement les interstices des cristaux de plagioclases. La composition des olivines et des plagioclases révèle des teneurs en forstérite de l'ordre de 0.49 et d'anorthite variant entre 0.48 et 0.44 (tableaux 3.3 et 3.4).

3.7 Composition des silicates et des phases oxydes : interprétation

3.7.1 *Composition des phases silicatées*

La composition des olivines et des plagioclases déterminée à la microsonde révèle une diminution de la fraction moléculaire d'anorthite et de forstérite de la base au sommet de la zone critique (figure 3.2; tableaux 3.3 et 3.4). Cette tendance est probablement le reflet de la cristallisation fractionnée du magma. Au niveau de la zone de microtroctolite, la composition des olivines et des plagioclases change reflétant ainsi la nature primitive du magma. Cette tendance peut être expliquée soit par la mise en place d'une nouvelle injection de magma, soit par le caractère primitif des anorthosites formées à la base de la chambre magmatique et transportées par le magma pour former le toit de la chambre.

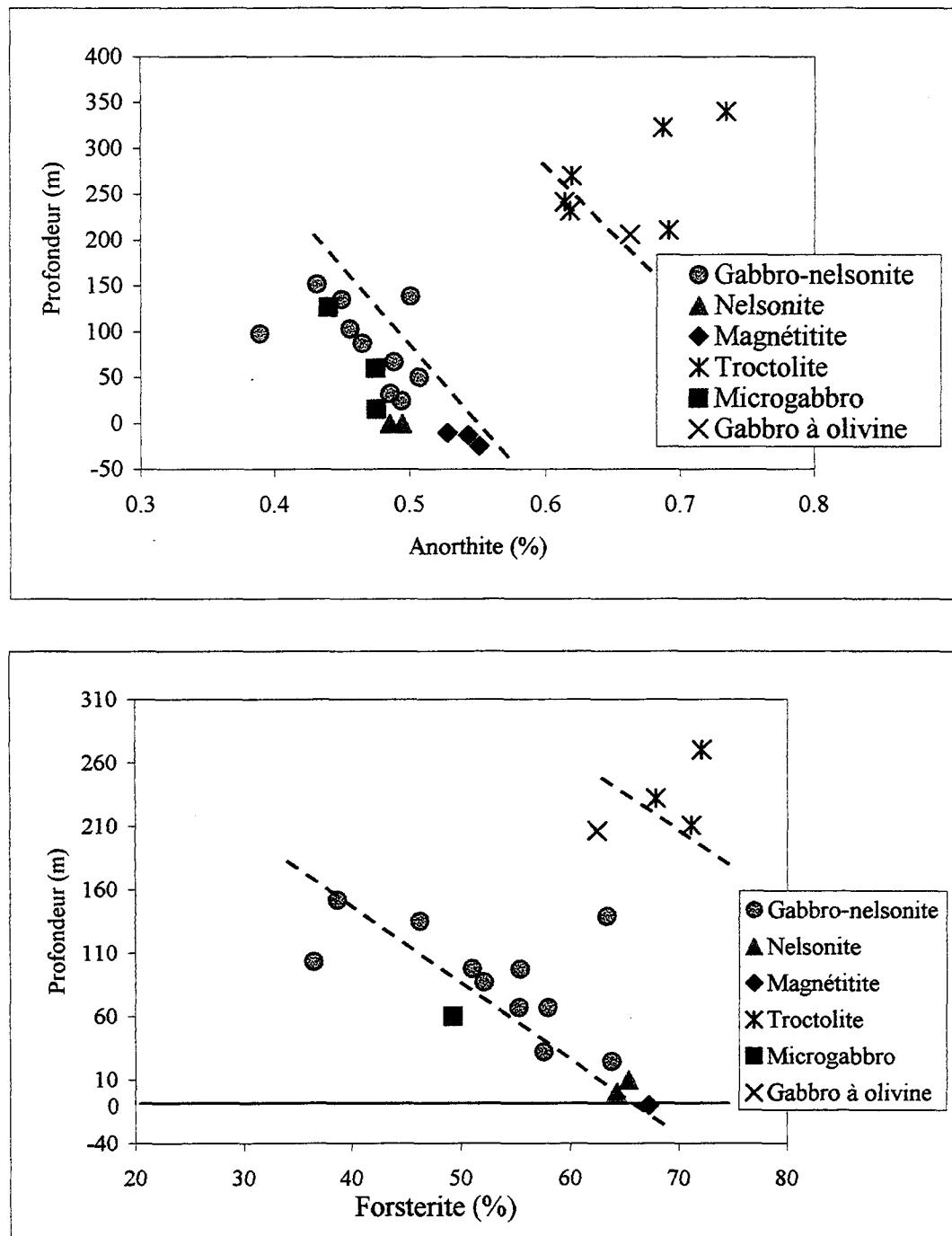


Figure 3.2: Variation de la composition des olivines et des plagioclases avec la profondeur des différentes roches de la zone critique.

3.7.2 Composition des phases oxydes et apatite

3.7.2.1 Titanomagnétite

Les analyses des grains de titanomagnétite sont représentées dans le tableau 3.1. Les grains de titanomagnétite de Sept-Îles consistent en une composante de magnétite (52-93 mole %), une composante modérée d'ulvöspinel (7-48 mole %), et une faible composante de spinelle (1-6 mole %). Les lamelles de magnétite sont très rares dans les oxydes de Sept-Îles par conséquent les analyses n'ont pas été effectuées. Les grains de titanomagnétite analysés renferment des teneurs variables en MgO (0.5 –2 %) et, en Al₂O₃ (1.5 à 3.6 %), (Tableau 3.1). La teneur élevée des éléments MgO et Al₂O₃ dans les magnétites et les nelsonites par rapport au gabbro-nelsonites est probablement due à l'absence de phases silicatées qui incorporent facilement ces éléments (figure 3.3.A). Le vanadium (V₂O₃) est essentiellement concentré à l'intérieur de la magnétite et sa teneur varie de 0.1 à 1.3 % dans certains grains individuels. La teneur en V₂O₃ diminue de la base au sommet de la zone critique (figure 3.3.B). Cette tendance étant probablement le résultat de la cristallisation fractionnée du magma.

3.7.2.2 Ilménite

Les analyses des grains d'ilménites sont présentées dans le tableau 3.2. Les analyses des ilménites par microonde ont permis de comprendre la différence de composition des grains d'ilménite dans les différentes lithologies et entre les types de textures. Ces grains ont une large composante d'ilménite (95-100 moles %), une composante modérée de geikielite (0-18 moles %), une faible composante d'hématite (0-5 moles %), et pratiquement pas de pyrophanite (0-2 moles %).

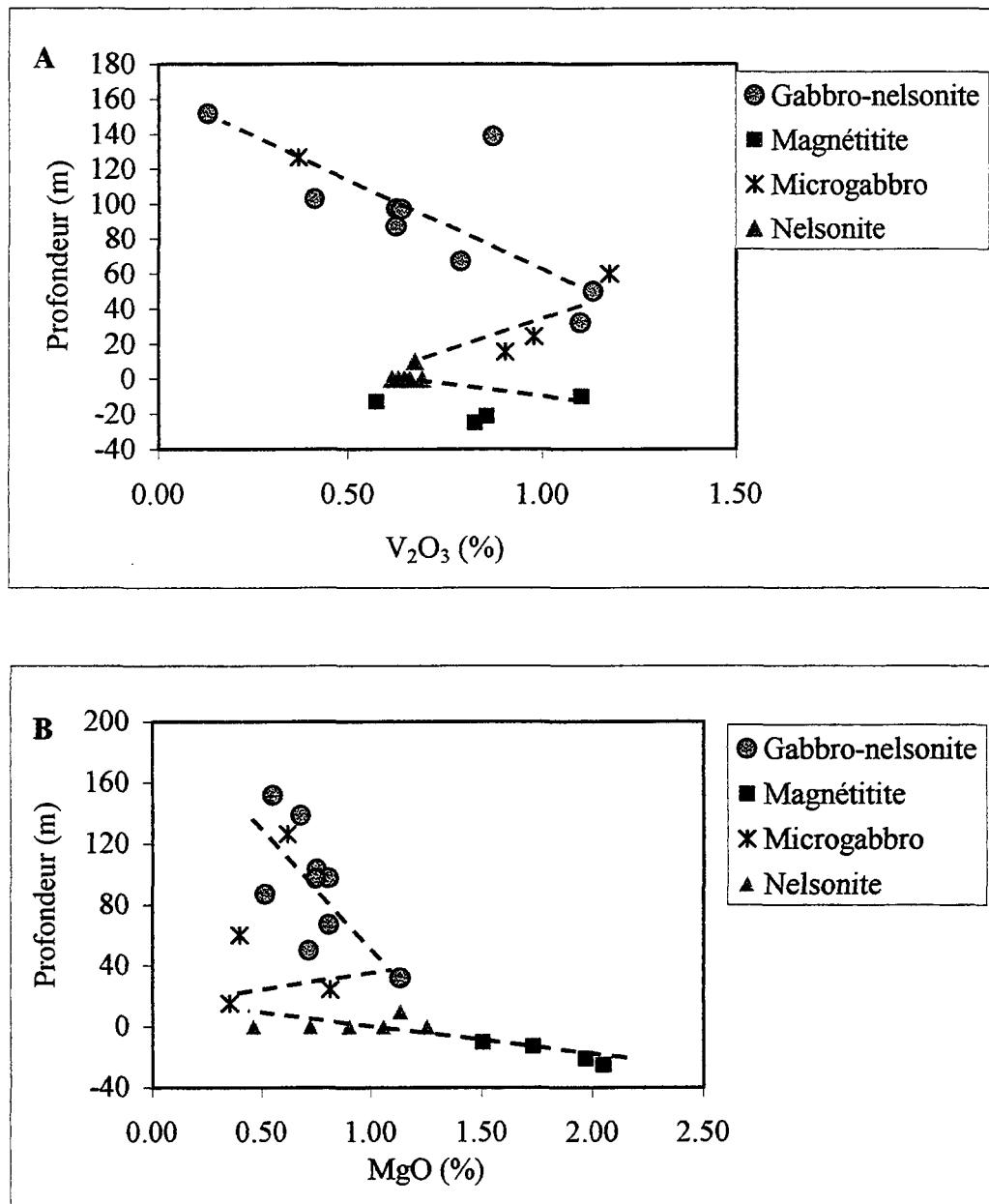


Figure 3.3: Diagramme montrant la variation de MgO et V_2O_3 des grains de titanomagnétites des différentes roches de la zone critique en fonction de la profondeur.

La composition des ilménites révèle que les grains d'ilménite associés aux oxydes massifs contiennent plus de Mg que celles des oxydes disséminés et semi-massifs (figure 3.4.A). Le magnésium est incorporé de préférence dans les silicates au lieu des oxydes. Cette préférence augmente avec la diminution de la température (Bolsover, 1986). Les gabbro-nelsonites et les microgabbros contiennent des phases mafiques qui peuvent incorporer le magnésium. Par conséquent, les ilménites des magnétites et des nelsonites contiennent plus de magnésium que les gabbro-nelsonites probablement parce qu'ils sont dépourvus de silicates. Les teneurs en Mn des ilménites augmentent de la base au sommet (figure 3.4.B). Cette tendance peut être expliquée par la cristallisation fractionnée. L'ilménite contient de Al_2O_3 (0.03-0.3 %), de V_2O_3 (0.1-0.3 %), et de très faibles teneurs en Cr (tableau 3.2). À l'exception des variations de Mn et Mg, la composition de l'ilménite est très homogène.

3.7.2.3 Apatite

L'apatite est le constituant majeur des nelsonites et des gabbros-nelsonites. L'apatite se trouve en phases cumulus, de forme subautomorphe à xénomorphe, localement subarrondis. Les cristaux d'apatite présentent une granulométrie moyenne de 0.2 à 1.7 mm. Ces cristaux sont intimement associés aux oxydes de Fe-Ti (ilménite, magnétite). L'apatite est une fluorapatite. L'analyse à la microsonde électronique de l'apatite des différentes roches révèle une teneur en fluor qui varie de 1.57 à 2.05 % avec une moyenne de 1.8 % (tableau 3.5). Le rapport Cl/F diminue de la base au sommet de la zone critique (figure 3.5). Cette tendance est probablement due à la différentiation magmatique. Le contact entre la nelsonite et le gabbro-nelsonite est graduel. Ce passage est matérialisé par la diminution des grains d'apatite et par

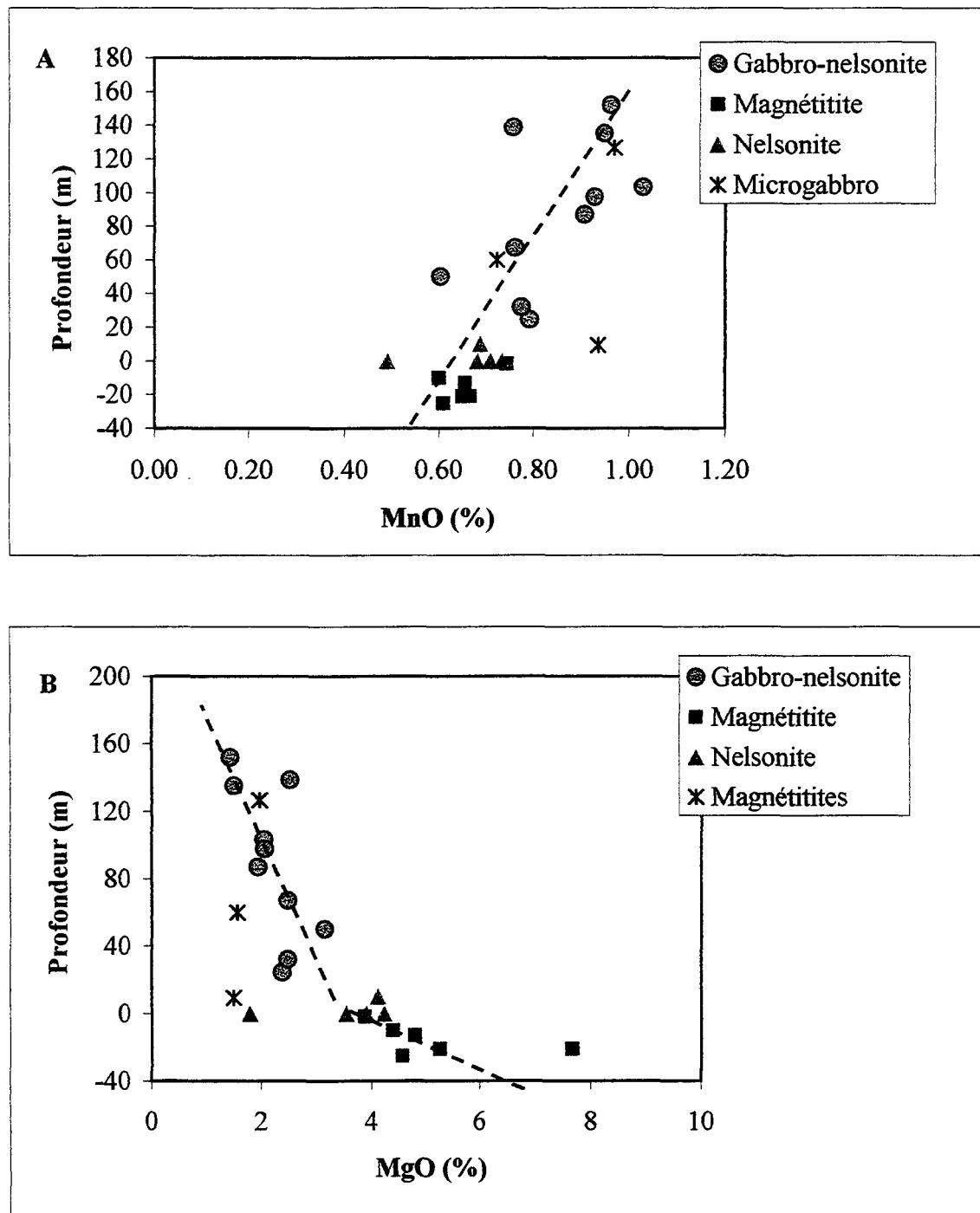


Figure 3.4: Teneurs en MnO et MgO des ilménites des différentes roches en fonction de la profondeur.

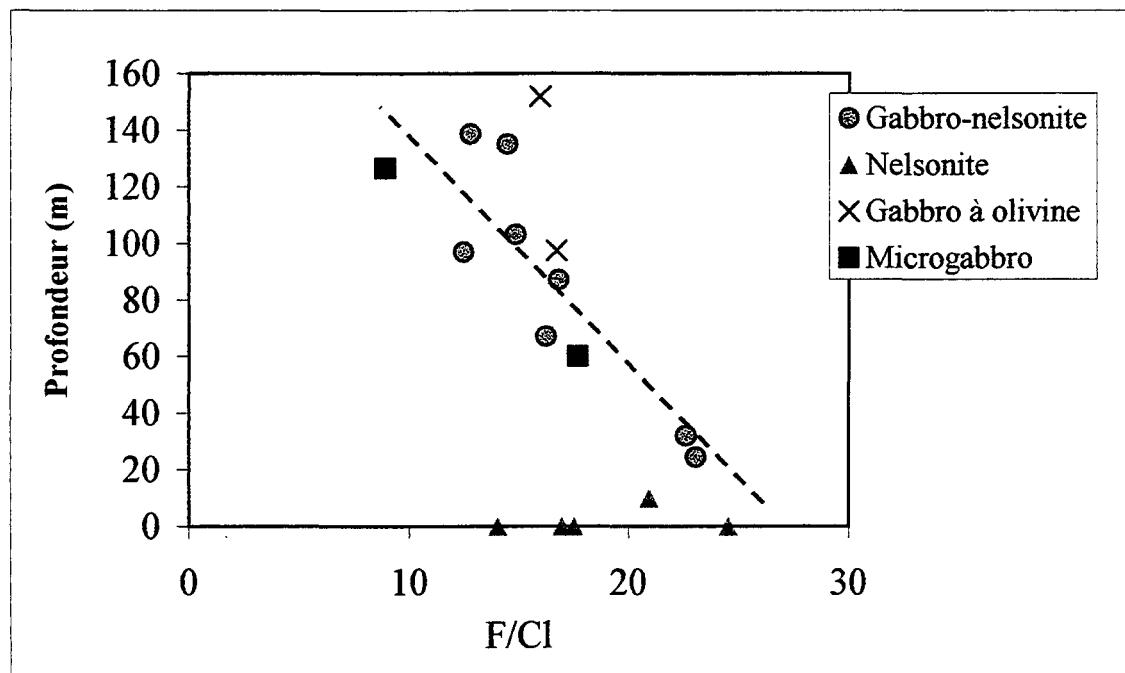


Figure 3.5: Variation du rapport F/Cl des grains d'apatite avec la profondeur.

l'apparition de phases silicatées (plagioclase et olivine) qui deviennent plus abondantes au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la nelsonite.

3.8 Microtextures des oxydes Fe-Ti : discussion

La titanomagnétite, l'ilménite et les pléonastes forment les principales phases oxydes du gisement de Sept-Îles. L'examen microscopique révèle la présence de microtextures telle que des lamelles d'ilménite dans la titanomagnétite, des lamelles de titanomagnétite à l'intérieur de l'ilménite, et des pléonastes dans les lamelles d'ilménite, dans les grains d'ilménite et à l'intérieur des grains de titanomagnétite. Ces phases d'oxydes rencontrées dans les roches de la zone critique sont représentées dans le système Fe-Ti-O (figure 3.6). Les oxydes cubiques traités dans ce chapitre sont définis comme : **titanomagnétite** = série de solution solide entre magnétite (Fe_3O_4) et ulvospinel (Fe_2TiO_4), particulièrement les membres plus riches en magnétite; et **pléonaste** = série de solution solide entre hercynite (FeAl_2O_4) et spinelle (MgAl_2O_4). Dans le groupe des oxydes rhomboédriques, **ilménite** = série de solution solide entre ilménite (FeTiO_3) et hématite (Fe_2O_3). Les exsolutions d'oxydation et de réduction se réfèrent au développement d'une phase au dépend d'une autre phase, en raison des réactions d'oxydo-réductions.

La substitution dans ces séries de solutions solides est $\text{Fe}^{2+} + \text{Ti}^{4+}$ pour 2Fe^{3+} . À haute température, la solution solide est complète pour les trois séries, mais à faible température, chaque série contient un intervalle immiscible "*miscibility gap*". Les essais expérimentaux pour définir cet intervalle sont discutés dans Lindsley (1991). Les

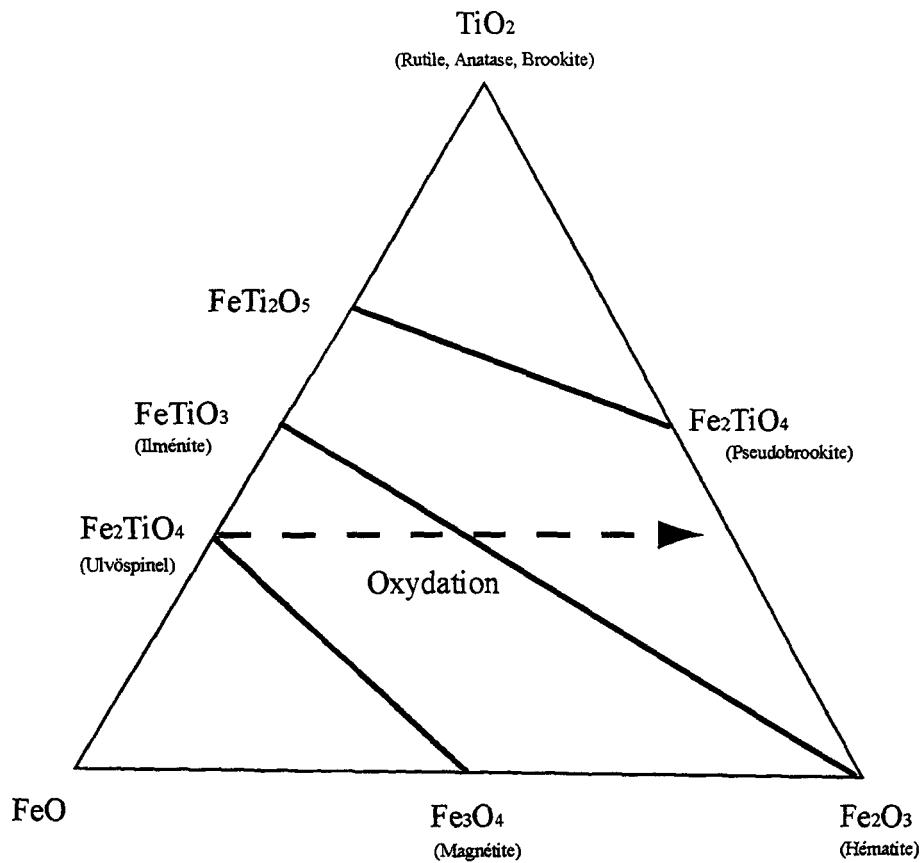


Figure 3.6: Les phases dans le système FeO-Fe₂O₃-TiO₂, montrant les séries des solutions solides: magnétite-ulvöspinel, hématite-ilménite, et pseudobrookite-FeTi₂O₅ (modifié de Buddington et Lindsley, 1964). Les solutions solides sont indiquées par la ligne foncée. La flèche en pointillée indique la tendance d'oxydation.

exsolutions d'ulvospinel et pléonaste à l'intérieur du grain de magnétite se produisent suite à cet intervalle d'immiscibilité.

La crête du solvus dans le système ulvospinel-magnétite est < 600 °C (Price, 1981; Lindsley, 1981) et se trouve du côté de la magnétite plutôt que de celui de l'ulvospinel. Dans la série cubique, il y a une substitution considérable de cation divalent (Mg^{2+} , Fe^{2+} , et faiblement Ni , Zn , Co) et trivalent (Al , Cr , Fe^{3+}) à haute température. La température de la crête du solvus pour les différentes séries de solutions solides détermine le moment (timing) relatif des exsolutions de la minéralisation de Sept-Îles : la formation des pléonastes, et les lamelles d'ulvospinel dans la titanomagnétite. Les lamelles des pléonastes dans la titanomagnétite représentent l'événement précoce à haute température (1100 °C). À faible température (<600 °C), l'ulvospinelle exsolve pour former les lamelles dans la titanomagnétite en développant, ce qu'on appelle les "cloth texture". Dû au temps relatif de ces deux phénomènes d'exsolution, les lamelles de pléonastes agissent comme des sites de nucléation pour les lamelles d'ulvospinel en formant des textures en "sandwiches".

Dans le système Fe-Ti-O, il peut y avoir aussi des réactions d'oxydo-réduction qui peuvent produire d'autres lamelles orientées dans des sites cristallographiques rassemblant des produits d'exsolution. Les réactions d'oxydo-réduction sont isochimiques à l'exception de l'addition ou de la soustraction de l'oxygène. Ces réactions se produisent avec un rapport Fe-Ti constant.

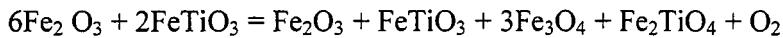
L’oxydation progressive peut être représentée par la ligne horizontale de la figure 3.6 où la fugacité de l’oxygène augmente de la gauche vers la droite. L’oxydation de la titanomagnétite peut être représentée par l’équation suivante :



Titanomagnétite_{ss} riche en Ti

Titanomagnétite Faible en Ti + ilménite_{ss}

Cette réaction est représentée dans la planche 3.10 par le passage du champ d’une phase de titanomagnétite à deux champs de titanomagnétite_{ss} + ilménite_{ss}. Les réactions de ce type produisent des lamelles d’ilménite le long du plan (111) dans la titanomagnétite (planche 3.6-B et 3.10). L’orientation spécifique des lamelles est due à la structure atomique de chaque phase. L’équation inverse, de réduction, s’écrit :



ilménite_{ss} riche en Fe³⁺

ilménite_{ss} pauvre en Fe³⁺ + titanomagnétite_{ss}

Cette réaction produit des lamelles de titanomagnétite en exsolutions dans l’ilménite. Cette texture n’a pas été observée dans les oxydes de Sept-Îles. À l’intérieur des lamelles d’oxydation d’ilménite en exsolution dans la titanomagnétite, aussi bien que dans les lamelles de réduction de titanomagnétite en exsolution dans l’ilménite, d’autres lamelles en exsolution se forment. Dans le premier cas, la formation des lamelles d’oxydation d’ilménite en exsolution épuise la matrice de titanomagnétite en titane et l’enrichit en aluminium. Cela cause la saturation locale de titanomagnétite, les pléonastes exsolvent au pourtour des lamelles d’ilménite, en employant ces dernières comme des sites de nucléation (planche 3.6.B).

Tableau 3.1: Composition des magnétites

	Magnétite				Nelsonite					
	HN-35 (n=2)	HN-40 (n=3)	HN-37 (n=3)	HN-41 (n=3)	HN-29 (n=2)	HN-33 (n=2)	HN-46 (n=3)	HN-53 (n=3)	HN-50 (n=2)	HN-33 (n=3)
TiO ₂	11.79	10.59	12.22	9.18	9.90	10.89	11.66	13.88	8.41	8.69
Al ₂ O ₃	2.85	2.69	2.67	4.11	2.29	2.21	2.75	1.75	1.52	1.42
V ₂ O ₃	0.81	0.86	0.57	0.83	0.67	0.69	0.63	0.61	0.65	0.66
Fe ₂ O ₃	42.71	46.19	42.40	46.62	46.22	45.28	42.59	39.42	50.77	50.52
MgO	1.50	1.97	1.73	2.05	1.13	1.25	0.90	1.06	0.46	0.73
MnO	0.44	0.31	0.39	0.30	0.32	0.36	0.40	0.49	0.28	0.32
FeO	39.32	37.92	39.45	36.43	37.88	38.93	40.05	41.58	37.93	37.74
Total	99.44	100.52	99.44	99.49	98.42	99.62	98.97	98.79	100.02	100.06
Cations basés sur 32 oxygènes										
Ti	2.63	2.34	2.73	2.03	2.25	2.45	2.64	3.13	1.90	1.96
Al	0.99	0.93	0.93	1.41	0.81	0.78	0.97	0.62	0.54	0.50
V	0.26	0.20	0.14	0.20	0.16	0.17	0.15	0.15	0.16	0.16
Fe ³⁺	9.52	10.22	9.48	10.34	10.51	10.17	9.61	8.91	11.50	11.43
Mg	0.66	0.86	0.76	0.90	0.51	0.56	0.40	0.47	0.21	0.32
Mn	0.11	0.08	0.10	0.07	0.08	0.09	0.10	0.12	0.07	0.08
Fe ²⁺	9.74	9.32	9.80	8.98	9.57	9.72	10.06	10.44	9.54	9.49
Total	23.92	23.94	23.94	23.93	23.89	23.93	23.94	23.84	23.92	23.94
Mt	65	69	64	72	70	32	65	59	75	75
Usp	35	31	36	28	30	68	35	41	25	25

Tableau 3.1: Composition des magnétites (suite)

Gabbro-nelsonite		HN-01 (n=2)	HN-11 (n=4)	HN-13 (n=1)	HN-14 (n=2)	HN-18 (n=2)	HN-25 (n=2)	HN-21 (n=3)	HN-43 (n=2)	HN-44 (n=3)
TiO ₂		15.75	11.06	12.88	8.99	8.55	6.38	2.49	6.44	9.45
Al ₂ O ₃		2.93	3.43	3.64	2.32	2.86	4.15	2.27	3.41	3.44
V ₂ O ₃		0.13	0.41	0.63	0.62	0.79	1.10	1.13	0.87	0.64
Fe ₂ O ₃		33.73	42.29	39.30	48.20	48.56	51.02	61.22	51.61	46.06
MgO		0.55	0.76	0.81	0.52	0.81	1.13	0.72	0.68	0.75
MnO		0.64	0.47	0.50	0.39	0.33	0.26	0.07	0.26	0.40
FeO		43.93	39.52	41.47	38.17	37.48	35.07	32.28	35.72	38.42
Total		97.67	97.94	99.23	99.21	99.38	99.10	100.17	98.98	99.15
Cations basés sur 32 oxygènes										
Ti		3.59	2.52	2.89	2.04	1.93	1.43	0.56	1.46	2.13
Al		1.05	1.22	1.28	0.82	1.00	1.46	0.80	1.21	1.21
V		0.03	0.10	0.15	0.15	0.19	0.26	0.27	0.21	0.15
Fe ³⁺		7.70	9.63	8.82	10.94	10.96	11.44	13.82	11.69	10.37
Mg		0.25	0.34	0.36	0.23	0.36	0.50	0.32	0.31	0.33
Mn		0.17	0.12	0.13	0.10	0.08	0.07	0.02	0.07	0.10
Fe ²⁺		11.15	10.00	10.34	9.63	9.40	8.74	8.10	8.99	9.61
Total		23.94	23.93	23.96	23.92	23.92	23.90	23.89	23.93	23.91
Mt		74	66	61	73	74	81	93	80	71
Usp		26	34	39	27	26	19	7	20	29

Tableau 3.1: Composition des magnétites (suite)

Microgabbro				
	HN-06 (n=1)	HN-19 (n=1)	HN-26 (n=2)	HN-27 (n=1)
TiO ₂	8.44	7.42	8.77	6.25
Al ₂ O ₃	3.20	2.61	2.53	2.12
V ₂ O ₃	0.37	1.17	0.98	0.91
Fe ₂ O ₃	47.59	50.41	48.72	52.98
MgO	0.62	0.40	0.82	0.36
MnO	0.41	0.31	0.46	0.47
FeO	37.45	36.94	37.56	35.53
Total	98.08	99.25	99.84	98.60

Cations basés sur 32 oxygènes				
	Ti	Al	V	Fe ³⁺
Ti	1.92	1.68	1.97	1.42
Al	1.14	0.92	0.89	0.75
V	0.09	0.28	0.23	0.22
Fe ³⁺	10.84	11.39	10.96	12.01
Mg	0.28	0.18	0.36	0.16
Mn	0.11	0.08	0.12	0.12
Fe ²⁺	9.48	9.28	9.39	8.95
Total	23.86	23.81	23.93	23.62
Mt	52	78	74	72
Usp	48	22	26	28

Tableau 3.2 : Composition des ilménites (suite)

Gabbro-nelsonite											
	HN-01(n=2)	HN-04 (n=4)	HN-11 (n=3)	HN-13 (n=1)	HN-14 (n=3)	HN-18 (n=2)	HN-26 (n=2)	HN-25 (n=3)	HN-21 (n=2)	HN-43 (n=2)	HN-44 (n=3)
TiO ₂ (%)	52.31	51.87	51.54	51.20	51.75	51.54	51.48	51.30	52.13	49.60	50.90
Al ₂ O ₃	0.03	0.07	0.12	0.03	0.07	0.05	0.04	0.05	0.06	0.21	0.07
V ₂ O ₃	0.14	0.08	0.12	0.37	0.10	0.17	0.08	0.11	0.26	0.18	0.00
Fe ₂ O ₃	0.56	1.39	1.96	2.96	2.29	2.96	3.08	4.44	3.14	4.59	4.04
MgO	1.45	1.51	2.06	2.07	1.95	2.48	2.38	2.48	3.15	2.52	2.34
MnO	0.96	0.95	1.03	0.93	0.91	0.76	0.79	0.78	0.60	0.76	0.77
FeO	42.95	43.04	41.60	41.44	42.20	41.18	41.27	40.95	40.71	39.51	40.89
Total	98.39	98.91	98.42	98.99	99.27	99.13	99.11	100.10	100.05	97.37	99.00
Proportions atomique sur une base de 6 oxygènes											
Ti	1.99	1.97	1.96	1.93	1.95	1.94	1.94	1.91	1.93	1.88	1.92
Al	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
V	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Fe ³⁺	0.02	0.05	0.07	0.11	0.09	0.11	0.12	0.17	0.12	0.17	0.15
Mg	0.11	0.11	0.15	0.16	0.15	0.19	0.18	0.18	0.23	0.19	0.17
Mn	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Fe ²⁺	1.82	1.81	1.76	1.74	1.77	1.72	1.73	1.70	1.68	1.66	1.71
Total	3.99	4	4	4	4	4	4	4	4	3.96	4
Ilm	100	97	98	97	98	97	100	95	97	95	96
Hem	0	3	2	3	2	3	0	5	3	5	4

Tableau 3.2 : Composition des ilménites (suite)

Gabbro-nelsonite												
		HN-01(n=2)	HN-04 (n=4)	HN-11 (n=3)	HN-13 (n=1)	HN-14 (n=3)	HN-18 (n=2)	HN-26 (n=2)	HN-25 (n=3)	HN-21 (n=2)	HN-43 (n=2)	HN-44 (n=3)
TiO ₂ (%)	52.31	51.87	51.54	51.20	51.75	51.54	51.48	51.30	52.13	49.60	50.90	
Al ₂ O ₃	0.03	0.07	0.12	0.03	0.07	0.05	0.04	0.05	0.06	0.21	0.07	
V ₂ O ₃	0.14	0.08	0.12	0.37	0.10	0.17	0.08	0.11	0.26	0.18	0.00	
Fe ₂ O ₃	0.56	1.39	1.96	2.96	2.29	2.96	3.08	4.44	3.14	4.59	4.04	
MgO	1.45	1.51	2.06	2.07	1.95	2.48	2.38	2.48	3.15	2.52	2.34	
MnO	0.96	0.95	1.03	0.93	0.91	0.76	0.79	0.78	0.60	0.76	0.77	
FeO	42.95	43.04	41.60	41.44	42.20	41.18	41.27	40.95	40.71	39.51	40.89	
Total	98.39	98.91	98.42	98.99	99.27	99.13	99.11	100.10	100.05	97.37	99.00	
Proportions atomique sur une base de 6 oxygènes												
Ti	1.99	1.97	1.96	1.93	1.95	1.94	1.94	1.91	1.93	1.88	1.92	
Al	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	
V	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	
Fe ³⁺	0.02	0.05	0.07	0.11	0.09	0.11	0.12	0.17	0.12	0.17	0.15	
Mg	0.11	0.11	0.15	0.16	0.15	0.19	0.18	0.18	0.23	0.19	0.17	
Mn	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	
Fe ²⁺	1.82	1.81	1.76	1.74	1.77	1.72	1.73	1.70	1.68	1.66	1.71	
Total	3.99	4	4	4	4	4	4	4	4	3.96	4	
Ilm	100	97	98	97	98	97	100	95	97	95	96	
Hem	0	3	2	3	2	3	0	5	3	5	4	

Tableau 3.2 : Composition des ilménites (suite)

Microgabbro			
	HN-06 (n=1)	HN-19 (n=1)	HN-27 (n=1)
TiO₂ (%)	51.70	50.91	51.34
Al₂O₃	0.05	0.05	0.04
V₂O₃	0.06	0.14	0.02
Fe₂O₃	1.05	3.50	2.82
MgO	1.98	1.58	1.51
MnO	0.97	0.73	0.94
FeO	42.02	42.28	42.56
Total	97.83	99.18	99.21

Cations basés sur 6 oxygènes			
	Ti	Al	V
Ti	1.97	1.93	1.94
Al	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.01	0.00
Fe³⁺	0.04	0.13	0.11
Mg	0.15	0.12	0.11
Mn	0.04	0.03	0.04
Fe²⁺	1.78	1.78	1.79
Total	4	4	4
Ihm	99	96	97
Hem	1	4	3

Tableau 3.3: Composition des plagioclases

	Magnétitite			Nelsonite	Gabbro-nelsonite					
	<i>Hn-35 (n=2)</i>	<i>HN-37 (n=1)</i>	<i>HN-41 (n=2)</i>	<i>HN-50 (n=1)</i>	<i>HN-01 (n=2)</i>	<i>HN-04 (n=2)</i>	<i>HN-11 (n=1)</i>	<i>HN-13 (n=1)</i>	<i>HN-14 (n=1)</i>	<i>HN-18 (n=1)</i>
SiO₂	54.54	54.22	53.80	55.47	56.76	56.59	56.15	57.72	55.97	55.74
Al₂O₃	28.68	29.23	28.51	27.80	26.75	26.93	27.33	26.24	27.50	27.79
CaO	11.04	11.16	11.30	10.28	8.95	9.27	9.49	8.07	9.65	10.15
FeO	0.08	0.12	0.30	0.11	0.26	0.20	0.19	0.24	0.21	0.15
Na₂O	5.41	5.15	4.97	5.74	6.06	5.96	6.07	6.38	5.91	5.73
K₂O	0.05	0.03	0.17	0.09	0.67	0.46	0.28	0.92	0.33	0.22
Total	99.80	99.92	99.05	99.48	99.45	99.42	99.50	99.57	99.57	99.78
Proportions atomique sur une base de 8 oxygènes										
Si	2.46	2.45	2.45	2.51	2.56	2.56	2.53	2.60	2.53	2.51
Al	1.53	1.55	1.53	1.48	1.42	1.43	1.45	1.39	1.46	1.48
Ca	0.53	0.54	0.55	0.50	0.43	0.45	0.46	0.39	0.47	0.49
Fe	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.47	0.45	0.44	0.50	0.53	0.52	0.53	0.56	0.52	0.50
K	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	0.03	0.02	0.05	0.02	0.01
Total	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.99	5.00	5.00	5.00	5.00
Anorthite	0.53	0.54	0.55	0.49	0.43	0.45	0.46	0.39	0.47	0.49
Albite	0.47	0.45	0.44	0.50	0.53	0.52	0.53	0.56	0.52	0.50
Orthose	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	0.03	0.02	0.05	0.02	0.01

Tableau 3.3: Composition des plagioclases (suite)

	Gabbro-nelsonite				Microgabbro			Troctolite
	<i>HN-26 (n=2)</i>	<i>HN-25 (n=1)</i>	<i>HN-21 (n=2)</i>	<i>HN-43 (n=2)</i>	<i>HN-06 (n=3)</i>	<i>Hn-19 (n=2)</i>	<i>HN-27 (n=1)</i>	<i>Hn-33 (n=2)</i>
SiO₂	55.27	55.59	55.43	54.77	56.82	55.96	56.17	55.71
Al₂O₃	28.05	27.87	27.96	27.51	26.85	27.69	28.23	28.08
CaO	10.33	10.12	10.22	10.48	9.07	9.92	10.00	10.11
FeO	0.20	0.24	0.22	0.14	0.21	0.23	0.18	0.07
Na₂O	5.74	5.72	5.73	5.72	6.09	5.91	6.02	5.90
K₂O	0.15	0.29	0.22	0.08	0.42	0.23	0.10	0.03
Total	99.74	99.83	99.78	98.71	99.46	99.93	100.70	99.91
Proportions atomique sur une base de 8 oxygènes								
Si	2.49	2.51	2.50	2.50	2.56	2.52	2.51	2.50
Al	1.49	1.48	1.49	1.48	1.43	1.47	1.49	1.49
Ca	0.50	0.49	0.49	0.51	0.44	0.48	0.48	0.49
Fe	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Na	0.50	0.50	0.50	0.51	0.53	0.52	0.52	0.51
K	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00
Total	5.00	5.00	5.00	5.01	4.99	5.00	5.01	5.00
Anorthite	0.49	0.49	0.51	0.50	0.44	0.48	0.48	0.49
Albite	0.50	0.50	0.48	0.49	0.53	0.51	0.52	0.51
Orthose	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00

Tableau 3.4: Composition des olivines.

	Magnétites	Nelsonites		Gabbro-nelsonites					
	HN-35 (n=2)	HN-29 (n=1)	HN-33 (n=1)	HN-01 (n=2)	HN-04 (n=2)	HN-11 (n=2)	HN-13 (n=1)	HN-14 (n=1)	HN-18 (n=2)
SiO ₂ (% pds)	36.68	36.15	36.11	25.68	25.95	18.04	26.62	27.34	35.35
FeO	29.09	30.71	31.45	54.11	49.31	56.87	45.84	44.67	36.01
MgO	33.56	32.53	31.81	19.14	23.82	18.34	26.85	27.31	27.85
MnO	0.48	0.51	0.48	0.85	0.70	0.54	0.53	0.53	0.65
NiO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.03	0.01
Total	99.81	99.90	99.86	99.78	99.79	93.80	99.84	99.89	99.86

Proportions atomique sur une base de 4 oxygènes									
Si	0.99	0.98	0.99	0.81	0.80	0.60	0.81	0.82	0.99
Fe ²⁺	0.66	0.70	0.72	1.44	1.27	1.57	1.16	1.12	0.84
Mg	1.35	1.32	1.29	0.91	1.10	0.90	1.21	1.22	1.16
Mn	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.01	3.01	3.01	3.18	3.18	3.18	3.18	3.18	3.18
Fo (%)	67.28	65.38	64.33	38.68	46.27	36.50	51.08	52.15	57.96
Fa	32.72	34.62	35.67	61.32	53.73	63.50	48.92	47.85	42.04

Les teneurs faibles de Si et élevées de Fe+Mg sont dues à un problème analytique (mauvaise calibration)

Tableau 3.4: Composition des olivines (suite).

	Gabbro-nelsonites			Gabbro à olivine	Troctolite		
	<i>HN-26 (n=2)</i>	<i>HN-25 (n=2)</i>	<i>HN-44 (n=1)</i>	<i>1166-12-182 (n=4)</i>	<i>JS-12-111 (n=4)</i>	<i>JS-12-153.5 (n=4)</i>	<i>JS-12-177 (n=4)</i>
SiO₂ (% pds)	40.43	35.03	34.97	35.38	37.67	36.71	36.97
FeO	29.50	36.41	37.83	32.62	25.03	28.57	26.40
MgO	29.28	27.67	26.37	30.53	36.19	33.80	36.42
MnO	0.55	0.68	0.69	0.65	0.68	0.61	0.41
NiO	0.01	0.05	0.02	0.10	0.08	0.07	0.00
Total	99.77	99.84	99.88	99.27	99.64	99.76	100.19

Proportions atomique sur une base de 4 oxygènes							
	Si	0.98	0.99	0.98	1.00	0.99	0.98
Fe²⁺	0.66	0.85	0.89	0.75	0.55	0.64	0.59
Mg	1.16	1.16	1.11	1.26	1.43	1.36	1.44
Mn	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.18	3.18	3.18	3.01	2.99	3.00	3.01
Fo (%)	63.89	57.53	55.41	62.53	72.06	67.84	71.09
Fa	36.11	42.47	44.59	37.47	27.94	32.16	28.91

Les teneurs faibles de Si et élevées de Fe+Mg sont dues à un problème analytique (mauvaise calibration)

Tableau 3.5: Composition des apatites

	Nelsonite					Gabbro-nelsonite			
	HN99-46(n=3)	HN99-53 (n=3)	HN99-50 (n=2)	HN99-29 (n=2)	HN99-33 (n=3)	HN 99-01(n= 2)	HN-99-04(n= 4)	HN-99-11(n= 3)	HN99-14 (n=2)
P ₂ O ₅	42.63	43.06	42.08	42.02	41.87	41.86	41.98	41.91	42.20
CaO	55.16	54.77	54.89	54.92	55.02	54.84	54.52	54.76	54.93
FeO	0.15	0.22	0.23	0.28	0.17	0.11	0.22	0.17	0.43
SrO	0.80	0.11	0.11	0.16	0.11	0.13	0.10	0.12	0.11
H ₂ O	0.07	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
F	3.73	4.32	4.09	3.91	4.44	4.52	4.76	4.87	4.61
Cl	0.09	0.11	0.12	0.08	0.08	0.11	0.14	0.13	0.12
Total	102.95	102.81	101.84	101.61	101.88	101.99	102.15	102.30	102.74

Proportions atomique sur une base de 25 oxygènes

P	6.00	6.03	5.98	5.98	5.95	5.94	5.94	5.93	5.95
Ca	9.83	9.71	9.87	9.91	9.89	9.86	9.77	9.80	9.80
Fe	0.02	0.03	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03	0.02	0.06
Sr	0.08	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
H ₂ O	0.19	0.31	0.23	0.39	0.36	0.17	0.06	0.14	0.14
F	1.57	1.82	1.72	1.64	1.87	1.90	2.00	2.05	1.94
Cl	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03
Total	17.71	17.94	17.87	18.00	18.11	17.92	17.86	17.99	17.92

Tableau 3.5: Composition des apatites

	Gabbro-nelsonite					Gabbro à olivine	Microgabbro	
	HN99-18 (n=2)	HN99-26 (n=2)	HN99-25(n=2)	HN99-43(n=3)	HN99-44(n=3)	HN99-13 (n=1)	HN99-06 (n=2)	HN99-19 (n=2)
P ₂ O ₅	42.66	42.18	42.15	41.89	42.23	42.71	42.39	41.92
CaO	54.91	54.76	54.99	54.77	54.84	54.78	54.52	55.20
FeO	0.11	0.18	0.13	0.09	0.23	0.26	0.16	0.19
SrO	0.16	0.14	0.13	0.08	0.07	0.17	0.10	0.11
H ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
F	4.78	4.32	4.59	3.99	4.38	4.88	4.20	4.03
Cl	0.12	0.08	0.09	0.13	0.15	0.12	0.19	0.10
Total	103.04	101.86	102.43	101.26	102.25	103.40	102.10	101.85

Proportions atomique sur une base de 25 oxygènes

P	5.98	5.98	5.95	5.98	5.97	5.97	6.00	5.96
Ca	9.74	9.83	9.83	9.90	9.82	9.69	9.77	9.94
Fe	0.01	0.03	0.02	0.01	0.03	0.04	0.02	0.03
Sr	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
H ₂ O	0.19	0.28	0.50	0.31	0.21	0.16	0.15	0.18
F	2.01	1.82	1.93	1.68	1.84	2.05	1.77	1.70
Cl	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02
Total	17.96	17.97	18.26	17.92	17.92	17.95	17.77	17.84

CHAPITRE IV

GÉOCHIMIE DES ROCHES DE LA ZONE CRITIQUE DE L'INTRUSION MAFIQUE DE SEPT-ÎLES

4.1 Introduction

Parmi les buts principaux de cette étude il y a d'une part, la caractérisation des roches de la zone critique de l'intrusion mafique de Sept-Îles, et d'autre part, la détermination du rôle de la cristallisation fractionnée et de la contamination dans la genèse des dépôts d'oxydes de Fe-Ti et de P. Le deuxième objectif nous amène à comprendre comment les magnétites se forment. Nous avons distingué cinq types de roches dans la zone critique de l'intrusion mafique de Sept-Îles, soit : les magnétites, les nelsonites, les gabbro-nelsonites, les microgabbros et les troctolites. Dans ce chapitre nous nous attarderons sur les caractéristiques géochimiques de chacun des types de roches, en étudiant les variations des éléments majeurs et traces, des terres rares et enfin des éléments du groupe du platine (EGP). Nous serons ainsi en mesure de définir les relations entre les différents types de roches. Dans le but de tester l'hypothèse de la contamination dans la genèse des dépôts d'oxydes, l'analyse isotopique de l'oxygène des différentes roches a été envisagée afin d'en révéler la contribution, s'il y a lieu.

4.2 Méthode analytique

En tout 78 analyses ont été utilisées dans cette étude. 32 échantillons ont été analysés pour les éléments en traces, les terres rares (ÉTR), les oxydes majeurs et les

éléments du groupe de platine (EGP) à l'université du Québec à Chicoutimi (UQAC), alors que 46 analyses ont été fournies par le Ministère des Ressources naturelles du Québec par le biais de Jules Cimon.

Les 32 échantillons que nous avons analysés ont été coupés par tranches d'un centimètre d'épaisseur, de façon à obtenir environ un kilogramme de roche sans altération ni fracture et ceci à l'UQAC. L'étape qui suit consiste à pulvériser environ 200 grammes du produit du premier broyage. La pulvérisation s'est faite à l'aide d'un pulvérisateur (Shatter Box) avec l'intérieur en alumine afin de réduire au maximum la contamination par les éléments métalliques comme le chrome, le nickel et le fer. De cette quantité 5 grammes furent utilisés pour l'analyse des éléments majeurs au laboratoire des géosciences (Géolabs) à Sudbury, en Ontario. Les éléments majeurs Al_2O_3 , TiO_2 , MnO , Fe_2O_3 , MgO et Na_2O analysés par XRF, ont été déterminés par INAA à l'UQAC. Les résultats de XRF révèlent une diminution en TiO_2 , en Fe_2O_3 et en Na_2O dans les échantillons riches en oxydes. Ceci nous a incité à utiliser les résultats de INAA pour TiO_2 , Fe_2O_3 et Na_2O .

L'analyse des autres éléments traces, ainsi que des ÉTR a été effectuée par INAA à l'UQAC selon la méthode décrite par Bédard et Barnes (2002). Les échantillons sont d'abord activés par le réacteur nucléaire "SLOWPOKE" de l'Institut de génie énergétique de l'École polytechnique à Montréal. Le temps d'irradiation est de 4 heures avec un flux de neutrons de 5.10^{11} neutrons $\text{cm}^{-2} \text{s}^{-1}$. La lecture des spectres est faite au laboratoire d'analyse par activation neutronique à l'UQAC.

L'utilisation du standard Ax 90 (tableau 4.1) nous a permis de contrôler la qualité des analyses.

Le cuivre (Cu) a été déterminé par l'absorption atomique à l'UQAC, alors que le soufre (S) a été estimé par la méthode LECO. Cette dernière méthode fonctionne par titration après vaporisation du soufre dans un four à induction.

Nous avons analysé les EGP par INAA à l'UQAC, selon la méthode de Gingras (2002) (modifiée de Robert et al. 1971). La méthode consiste ainsi à:

i) Mettre dans un creuset en céramique 20 grammes de poudre de l'échantillon, 3.2 grammes de soufre, 4.4 grammes de nickel métal, 24 grammes de carbonate de sodium (Na_2CO_3) et 12 grammes de borate de sodium (Na_2BO_4). Les ingrédients devront être bien mélangés. Si la quantité de soufre dans l'échantillon est très élevée (> 8 % poids) et si les échantillons sont riches en oxydes de fer, un ajout en silice est indispensable.

ii) Mettre les creusets dans le four pendant une heure et demie à 1050 °C. Retirer du four, laisser refroidir. Ensuite retirer le bouton en brisant le creuset à l'aide d'un marteau.

iii) Broyer le bouton à l'aide d'un broyeur à bouton pour accélérer le processus de dissolution. Cette dernière se fait dans 400 ml d'acide chlorhydrique concentré (HCl à 37 %). Les EGP sont récupérés par la suite sur un papier filtre millipore, puis envoyés

Tableau 4.1: Résultats obtenus pour les standards Ax-90

Échantillon	Source UQAC										(Géolab, Ontario)	
	Ax 90 INAA	Résultats antérieurs	Moy.	Std.dé	max	min	n	Ax 90 XRF				
SiO ₂ (% XRF)	—	—	—	—	—	36,50	0,53	37,45	35,22	16	35,56	
TiO ₂	0,13	0,15	0,13	0,14	0,14	0,23	0,01	0,26	0,21	16	0,24	
Al ₂ O ₃	4,74	4,69	4,62	4,60	4,63	4,44	0,21	4,78	3,98	16	4,6	
Fe ₂ O ₃	14,60	12,79	14,27	14,48	14,53	15,26	0,58	16,26	13,76	43	15,09	
MnO	0,18	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	0,01	0,19	0,16	16	0,17	
MgO	28,17	28,01	26,87	27,88	27,12	27,69	0,44	28,33	26,93	16	28,56	
CaO (XRF)	—	—	—	—	—	5,22	0,19	5,54	4,88	16	5,2	
Na ₂ O	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,01	0,06	0,02	33	0,04	
K ₂ O	0,18	0,06	0,05	0,09	0,04	0,05	0,03	0,15	0,02	22	0,03	
P ₂ O ₅ (XRF)	—	—	—	—	—	0,01	0,01	0,03	0,01	16		
Ag (ppm)	0,53	0,55	0,71	0,65	<1,1	0,78	0,23	1	0,4	16		
As	0,58	0,43	0,54	0,65	0,43	0,52	0,25	1,1	0,113	29		
Au	5,60	5,30	5	5	5,4	5,43	1,30	9,8	3	26		
Ba	8,02	6,19	—	—	—	19,8	20,20	64	5	36		
Ce	1,49	0,74	0,68	0,55	2,27	1,37	0,38	2,3	0,841	30		
Co	208	183	210	214	212	223	12	245	200	36		
Cr	3703	3246	3548	3630	3605	3935	247	4325	3135	39		
Cs	0,54	0,13	0,33	0,33	0,36	0,40	0,32	1,1	0,09	33		
Eu	0,19	0,24	0,16	0,23	0,23	0,17	0,04	0,29	0,09	34		
Cu	—	—	—	—	—	864,2	99,18	1120	710	27		
Hf	0,29	0,26	0,25	0,35	0,37	0,29	0,09	0,53	0,12	27		
Ho	0,21	0,15	0,17	0,16	0,16	0,19	0,06	0,33	0,08	15		
Dy	0,89	0,77	0,71	0,55	0,72	0,85	0,05	0,9	0,8	3		
La	0,55	0,45	0,46	0,44	0,47	0,434	0,07	0,67	0,26	34		
Lu	0,08	0,07	0,07	0,07	0,08	0,09	0,01	0,11	0,054	33		
Nd	0,80	0,45	0,44	0,91	0,80	1,08	0,37	1,829	0,6	29		
Ni	7134	6290	7637	7671	8013	7207	675	8800	5900	44		
Rb	5,83	3,78	3,10	5,90	5,48	4,58	2,44	10	1	35		
Sr	24	108	<230	275	<170	5,17	5,40	17	1	7		
Sb	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,16	0,34	1,25	0,05	29		
Sc	16	14	16	16	16	17,08	0,97	20	15	34		
Se	1,32	1,13	1,33	1,99	1,41	2,70	1,38	6	1,2	31		
Sm	0,39	0,34	0,39	0,39	0,39	0,45	0,06	0,72	0,354	34		
Ta	0,05	0,01	0,06	0,02	0,02	0,05	0,03	0,1	0,016	25		
Tb	0,10	0,08	0,07	0,10	0,09	0,12	0,03	0,18	0,09	33		
Th	0,07	0,04	0,07	0,04	0,04	0,15	0,09	0,3	0,08	31		
U	0,00	0,00	0,04	<0,1	0,09	0,48	1,60	5	0,2	29		
V	114	111	109	110	112	97,33	16,12	128	80	9		
W	0,33	0,04	0,16	0,45	0,33	2,12	1,24	3,7	0,45	22		
Yb	0,50	0,43	0,44	0,48	0,49	0,53	0,07	0,69	0,43	33		
Zn	58	52	71	58	47	52,91	28,22	176	20	26		
Zr	<87	<83	<71	66,15	<120	20,4	6,79	32	10	20		
Cl	237	272	261	215	248	—	—	—	—	—	—	
In	63	51	69	58	41	4,73	1,71	8	2,5	10		
Os (ppb)	3,7	—	—	3,3	—	2,6	16,23	4,4	1,6	24		
Ir	2,84	2,49	3,05	2,75	—	3,15	9,02	3,65	2,45	25		
Ru	13,22	11,88	16,67	13,94	—	15,64	17,21	22	10	25		
Rh	12,30	10,84	12,14	12,30	—	11,96	10,91	14,61	8,3	25		
Pt	149,6	142,0	150,1	141,2	—	137,1	8,46	157	116	25		
Pd	304,3	342,9	297,6	343,1	—	347	9,47	399	278	25		
Au	4,4	4,3	3,3	4,3	—	5,2	10,90	13	3,586	25		
Re	1,77	1,17	1,32	2,23	—	1,77	6,74	2,24	1,33	22		

pour l'irradiation dans le réacteur nucléaire "SLOWPOKE" (Safe Low Power Kritical Experiments).

Pour l'analyse des éléments possédant une demi-vie entre 3 et 7 jours (Pt, Os, Ir, Ru, Au), la procédure d'irradiation et la lecture sont les mêmes que pour les terres rares. Seul le délai entre l'irradiation et la lecture est plus court, soit entre 5 et 7 jours. Pour les éléments ayant une courte demi-vie comme palladium (Pd) et rhodium (Rh), le délai avant la lecture est encore plus court. Pour le Pd, le flux et le temps d'irradiation sont les mêmes que pour les autres platinoïdes. Le délai se situe entre neuf et vingt sept heures. Le temps de comptage est autour de 7000 secondes. Toutefois, Gingras (2002) a démontré que le temps d'irradiation est déterminant dans la qualité des analyses. Un temps d'irradiation de 480 min est ainsi appliqué pour tous nos échantillons afin de récupérer le maximum d'EGP dans nos roches. Comme le Rh possède une demi-vie de quelques minutes, il faut faire des irradiations de courtes durées et prendre des lectures immédiatement après avoir sorti l'échantillon du réacteur. Le temps d'irradiation est de 30 secondes.

4.3 Éléments lithophiles

Les observations pétrographiques suggèrent que les roches de la zone critique soient essentiellement des adcumulats et les phases cumulats sont le plagioclase, l'olivine, les oxydes Fe-Ti et l'apatite. Les éléments lithophiles par le biais d'une série de diagramme confirment les observations de l'investigation pétrographique.

Les tableaux 4.2 et 4.3 représentent la composition en éléments majeurs (oxydes) et traces des différents types de roches (magnétites, nelsonites, gabbro-nelsonites, microgabbros et troctolites) formant la zone critique de l'intrusion mafique de Sept-Îles. Les teneurs en éléments majeurs sont exprimées en % poids.

Le tableau 4.3 en particulier illustre les résultats des analyses effectuées par le Ministère des Ressources naturelles. L'utilisation d'un pulvérisateur en tungstène lors du broyage nous pousse à utiliser les éléments en traces avec prudence. En effet, certaines anomalies en Th, Ta et en Co enregistrées uniquement dans les échantillons du Ministère sont liées à la contamination suite à l'utilisation du pulvérisateur en tungstène. Pour les mêmes raisons de contamination, d'autres éléments ont été éliminés comme Ho, Gd, Tm et Li.

4.3.1 Introduction

La composition chimique des microgabbros est marquée par une variation considérable en TiO_2 (entre 0.6 et 6.73 %). MgO varie entre 4.94 et 8.09 %. Na_2O et K_2O varient de 1.91 à 3.58 et de 0.12 à 0.91 % respectivement. SiO_2 , CaO et Al_2O_3 varient de 41.2 à 50.5, de 8.02 à 12.2 et de 12.5 à 16.4 % respectivement.

Les roches nommées « gabbro-nelsonites » possèdent des concentrations en SiO_2 , MgO et Al_2O_3 formant 20 à 45 % de la roche. Cette forte teneur en ces éléments indique la quantité significative des minéraux silicatés, principalement les plagioclases et des olivines. Les gabbro-nelsonites enregistrent de faibles teneurs en Na_2O et en K_2O (0.4-1.54 %). En plus de la composante silicatée ces roches renferment des cumulats

Tableau 4.2: Résultats analytiques des éléments majeurs et traces ***

Échantillons	HN99-34	HN99-35	HN99-37	HN99-40	HN99-41	HN99-51
Forage #	1166-95-04	1166-95-04	1166-95-04	1166-95-04	1166-95-04	1166-95-13
Type de roche	Magnétitite	Magnétitite	Magnétitite	Magnétitite	Magnétitite	Magnétitite
SiO₂ (%)	3,41	2,02	4,34	1,53	28,27	1,23
TiO₂ (INAA)	26,95	24,30	20,67	21,11	10,44	24,60
Al₂O₃	3,03	3,30	4,56	3,58	11,57	3,18
Fe₂O₃ (INAA)	59,99	69,01	62,42	68,33	33,53	59,87
MnO	0,49	0,45	0,44	0,41	0,28	0,48
MgO	3,66	3,63	4,18	3,65	6,51	3,54
CaO	1,14	0,29	0,86	0,25	7,65	0,27
Na₂O (INAA)	0,10	0,08	0,22	0,01	1,64	0,02
K₂O	0,04	0,05	0,04	0,03	0,09	0,03
P₂O₅	0,24	0,04	0,05	0,04	0,13	0,05
S	0,37	0,40	0,19	0,48	0,27	0,42
P.A.F	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
Total	99,42	103,56	97,97	99,42	100,37	93,69
 Cr (ppm)	11	13	11	54	48	13
Co	135	158	153	184	122	156
Ni	112	158	181	140	53	173
Cu (AA)	45	27	23	42	25	25
Zn	682	742	940	871	304	1082
Ag	7,6	2,5	1,3	0,5	0,8	2,4
As	0,10	0,09	0,13	0,15	0,04	0,03
Se	4,6	3,1	0,1	1,7	0,8	3,4
Sc	34,4	30,8	25,3	26,1	34,4	31,4
V	1880	2295	2438	2648	1411	2149
 Cs (ppm)	0,7	0,5	0,6	0,5	0,3	0,1
Rb	6	16	21	11	13	10
Ba	7	16	4	11	115	8
Hf	3,01	2,22	2,06	1,93	1,42	2,59
Ta	0,81	0,48	0,08	0,22	0,11	0,48
W	0,3	0,1	0,3	0,1	0,2	0,4
Th	0,1	0,1	0,2	0,1	0,04	0,1
U	0,10	0,09	0,09	0,10	0,07	0,12
 La (ppm)	2,44	1,03	1,37	0,66	3,72	1,34
Ce	5,18	2,46	1,05	0,47	5,98	2,60
Nd	5,25	1,20	1,90	0,78	5,91	1,13
Sm	1,10	0,32	0,38	0,17	2,02	0,42
Eu	0,65	0,27	0,22	0,06	1,13	0,09
Tb	0,11	0,12	0,05	0,05	0,30	0,03
Ho	0,15	0,05	0,05	0,01	0,23	0,08
Yb	0,33	0,19	0,21	0,16	0,57	0,21
Lu	0,068	0,039	0,038	0,027	0,086	0,029
 Cl (ppm)	26	466	142	387	115	133
In	113	125	122	175	64	135

***: Données de cette étude

N.D: non déterminer

Tableau 4.2: Résultats analytiques des éléments majeurs et traces ***

Échantillons	HN99-29	HN99-33	HN99-46	HN99-50	HN99-52	HN99-53
Forage #	1166-95-04	1166-95-04	1166-95-01	1166-95-13	1166-95-11	1166-95-11
Type de roche	Nelsonite	Nelsonite	Nelsonite	Nelsonite	Nelsonite	Nelsonite
SiO₂	4,77	1,86	1,25	9,48	14,93	2,27
TiO₂ (INAA)	17,36	20,03	21,08	17,72	10,71	19,33
Al₂O₃	3,09	2,19	1,21	3,73	3,32	2,06
Fe₂O₃ (INAA)	49,04	49,81	44,78	39,65	42,39	47,51
MnO	0,39	0,39	0,39	0,36	0,37	0,43
MgO	3,58	2,84	2,57	3,40	7,67	2,74
CaO	14,46	13,75	18,54	16,16	12,83	15,99
Na₂O (INAA)	0,32	0,14	0,06	0,61	0,52	0,12
K₂O	0,01	0,00	0,00	0,09	0,04	0,02
P₂O₅	9,94	9,52	12,69	10,53	8,61	11,19
S	0,34	0,40	0,51	0,32	0,32	0,34
P.A.F	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
Total	103,29	100,93	103,08	102,05	101,71	102,00
Cr	22	11	9	16	11	16
Co	112	110	112	85	118	98
Ni	197	153	164	147	84	165
Cu (AA)	87	44	57	90	73	21
Zn	603	691	433	263	540	613
Ag	0,3	3,9	2,3	2,1	0,2	2,5
As	0,45	0,02	0,16	0,40	0,25	0,18
Se	1,6	1,4	4,4	2,8	2,4	3,6
Sc	23,5	23,0	32,2	25,7	26,0	24,8
V	1561	1573	1143	1025	701	1382
Cs	0,6	0,7	0,2	0,3	0,01	1,1
Rb	7	11	2	8	3	26
Ba	3	1	20	19	11	30
Hf	2,12	1,68	3,25	4,38	2,68	2,55
Ta	0,44	0,39	0,56	0,51	0,28	0,41
W	1,1	0,3	0,4	0,4	0,5	0,7
Th	0,5	0,5	1,0	2,1	1,1	0,9
U	0,14	0,15	0,32	0,62	0,44	0,37
La	69,6	57,6	94,6	82,3	83,4	77,8
Ce	251,8	265,1	412,8	307,9	222,0	344,1
Nd	159,0	124,2	186,4	173,4	137,5	168,7
Sm	34,33	31,69	46,53	41,67	35,02	39,51
Eu	12,67	12,97	17,96	14,47	9,67	15,85
Tb	4,63	4,43	6,34	5,41	5,15	5,25
Ho	3,60	3,22	4,99	4,29	3,49	4,12
Yb	4,92	3,78	7,16	6,30	7,01	5,69
Lu	0,626	0,482	0,864	0,809	0,898	0,779
Cl	186	200	275	459	478	308
In	215	139	115	103	140	162

***: Données de cette étude

N.D: non déterminer

Tableau 4.2: Résultats analytiques des éléments majeurs et traces ***

Échantillons	HN99-04	HN99-11	HN99-14	HN99-18	HN99-21	HN99-25
	1166-95-04	1166-95-04	1166-95-04	1166-95-04	1166-95-04	1166-95-04
Type de roche	Gab-nels	Gab-nels	Gab-nels	Gab-nels	Gab-nels	Gab-nels
SiO₂	23,50	17,16	17,51	12,61	15,73	9,10
TiO₂ (INAA)	7,94	10,33	10,00	11,33	10,06	11,88
Al₂O₃	6,78	3,98	4,54	2,23	3,90	1,18
Fe₂O₃ (INAA)	35,24	37,99	40,37	43,51	40,74	40,27
MnO	0,43	0,49	0,41	0,41	0,38	0,39
MgO	6,89	7,77	7,86	8,41	8,86	7,78
CaO	10,48	12,52	12,69	14,04	12,00	16,66
Na₂O (INAA)	1,43	0,77	0,86	0,35	0,62	0,13
K₂O	0,20	0,06	0,07	0,02	0,06	0,00
P₂O₅	5,44	7,97	8,01	9,80	7,84	12,12
S	0,23	2,68	0,31	0,28	0,22	0,26
P.A.F	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
Total	98,55	101,72	102,63	102,99	100,40	99,77
Cr	19	19	18	20	24	24
Co	51	71	92	93	98	97
Ni	62	32	119	14	44	78
Cu (AA)	27	37	38	18	33	33
Zn	526	539	471	465	492	346
Ag	0,3	1,7	1,9	2,3	0,8	0,5
As	0,59	0,63	0,24	0,11	0,59	1,10
Se	2,3	3,5	3,4	3,5	2,6	3,2
Sc	19,7	23,9	23,9	25,4	21,5	22,7
V	236	423	541	634	720	774
Cs	0,1	0,4	0,1	0,4	0,4	0,2
Rb	8	9	12	3	8	8
Ba	240	93	128	44	72	6
Hf	2,94	3,42	3,43	3,72	2,84	2,97
Ta	3,26	4,67	0,19	0,39	3,83	4,18
W	0,6	1,9	0,5	0,5	0,9	0,3
Th	1,4	1,6	2,0	1,5	1,0	1,2
U	0,47	0,57	0,60	0,41	0,28	0,28
La	83,9	106,5	114,9	120,5	89,1	116,1
Ce	206,1	275,1	321,2	326,6	234,9	301,8
Nd	127,7	171,0	166,8	179,1	147,9	209,2
Sm	29,27	40,68	44,85	45,50	34,12	47,19
Eu	7,73	10,70	11,25	12,59	9,19	14,57
Tb	3,98	5,74	6,31	6,47	4,77	6,51
Ho	2,85	4,62	4,07	4,38	3,71	4,96
Yb	5,69	7,13	8,20	8,71	6,30	8,06
Lu	0,818	0,976	0,988	1,083	0,867	1,114
Cl	357	406	315	570	277	561
In	76	98	155	135	135	117

Gab-nel: gabbro-nelsonite

***: Données de cette étude

N.D: non déterminer

Tableau 4.2: Résultats analytiques des éléments majeurs et traces ***

Échantillons	<i>HN99-26</i>	<i>HN99-43</i>	<i>HN99-44</i>	<i>HN99-45</i>	<i>HN99-47</i>	<i>HN99-49</i>
Forage #	<i>1166-95-04</i>	<i>1166-95-01</i>	<i>1166-95-01</i>	<i>1166-95-01</i>	<i>1166-95-13</i>	<i>1166-95-13</i>
Type de roche	Gab-nels	Gab-nels	Gab-nels	Gab-nels	Gab-nels	Micro
SiO₂	12,91	20,32	14,02	22,60	16,90	48,91
TiO₂ (<i>INAA</i>)	11,38	10,20	9,99	7,03	10,56	3,38
Al₂O₃	2,65	3,36	2,25	6,32	3,79	15,19
Fe₂O₃ (<i>INAA</i>)	37,39	37,91	39,52	38,46	36,34	13,91
MnO	0,40	0,39	0,45	0,47	0,42	0,24
MgO	8,59	8,12	8,58	8,09	7,59	4,94
CaO	14,24	13,50	13,00	9,67	13,65	8,02
Na₂O (<i>INAA</i>)	0,40	0,53	0,37	1,29	0,78	3,58
K₂O	0,02	0,05	0,03	0,11	0,11	0,92
P₂O₅	9,87	8,60	8,93	5,54	8,79	0,42
S	0,27	0,19	0,51	0,17	0,31	0,04
P.A.F	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
Total	98,12	103,17	97,64	99,76	99,24	99,54
Cr	25	21	23	16	24	67
Co	93	87	83	65	75	38
Ni	86	45	49	59	43	112
Cu (<i>AA</i>)	38	121	81	106	24	11
Zn	328	401	535	615	500	155
Ag	0,5	1,2	1,5	0,9	1,1	0,3
As	0,87	0,002	0,22	0,38	0,65	0,14
Se	3,2	3,2	2,9	2,4	5,2	2,5
Sc	22,1	37,1	23,7	13,4	21,3	23,1
V	709	554	617	221	539	336
Cs	0,2	0,4	0,3	0,3	0,5	0,2
Rb	11	8	10	8	3	10
Ba	58	58	49	121	142	488
Hf	2,15	3,06	3,68	1,70	4,34	5,55
Ta	3,93	0,44	4,41	3,04	6,32	2,62
W	3,3	0,5	4,1	1,3	2,4	0,3
Th	0,7	1,7	1,7	1,0	1,3	1,3
U	0,16	0,32	0,40	0,32	0,35	0,25
La	86,2	100,2	95,1	85,4	120,5	20,6
Ce	220,3	281,8	237,8	227,6	299,8	49,1
Nd	158,9	160,1	163,4	134,9	185,5	26,1
Sm	36,81	40,72	39,29	31,93	41,87	5,43
Eu	11,23	9,77	10,59	8,25	12,89	3,47
Tb	5,33	6,11	5,86	4,46	6,06	0,69
Ho	3,43	4,21	4,28	3,16	4,40	0,84
Yb	5,46	8,47	7,05	5,36	6,96	2,20
Lu	0,736	1,029	0,996	0,725	0,909	0,342
Cl	454	198	506	122	469	115
In	143	170	159	63	188	70

Gab-nel: gabbro-nelsonite; **Micr:** microgabbro

***: Données de cette étude

N.D: non déterminer

Tableau 4.2: Résultats analytiques des éléments majeurs et traces ***

Échantillons	HN99-06	HN99-09	HN99-19	HN99-27	HN99-01	HN99-13	DN-1	RC-1
Forage #	1166-95-04	1166-95-04	1166-95-04	1166-95-04	1166-95-04	1166-95-04		
Type de roche	Micro	Micro	Micro	Micro	Oliv-gab	Oliv-gab	Dunite	Gabbro
SiO₂ (%)	49,21	47,66	43,87	42,63	33,20	37,01	34,71	49,55
TiO₂ (INAA)	1,44	1,51	2,32	4,90	6,28	4,46	1,79	0,95
Al₂O₃	16,26	15,13	15,92	13,22	11,57	11,68	2,34	16,82
Fe₂O₃ (INAA)	10,48	14,20	16,54	18,30	29,38	23,16	16,32 (XRF)	9,7(XRF)
MnO	0,17	0,24	0,23	0,27	0,48	0,30	0,24	0,18
MgO	7,38	7,11	6,56	6,92	5,75	6,57	30,68	7,44
CaO	10,05	10,50	10,44	10,87	8,36	11,62	2,23	11,68
Na₂O (INAA)	3,41	3,22	3,02	2,53	2,47	2,39	0,08(XRF)	3,19 (XRF)
K₂O	0,37	0,30	0,24	0,13	0,31	0,29	0,01(XRF)	0,31(XRF)
P₂O₅	0,49	0,43	0,76	0,70	2,81	2,69	0,05	0,02
S (LECO)	0,31	0,02	0,02	0,23	0,21	0,18	0,05	0,16
P.A.F	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	11,76	0,69
Total	99,57	100,31	99,92	100,70	100,82	100,34	83,85	87,49
Cr (ppm)	273	204	100	82	12	15	1613	39
Co	40	47	52	56	35	65	113	38
Ni	178	116	73	154	36	66	505	33
Cu (AA)	11	5	3	5	3	16	15	35
Zn	69	48	127	234	452	150	102	56
Ag	0,5	1,6	1,5	0,6	1,4	0,5	<0.82	<1.0
As	0,35	0,16	0,25	0,04	0,40	0,39	<0.39	<0.50
Se	0,2	1,1	0,7	1,5	2,5	0,8	0,3	<0.25
Sc	26,2	39,9	33,4	34,1	20,6	39,4	15,7	35,6
V	186	294	355	459	75	528	—	—
Cs (ppm)	0,1	0,1	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2	0,6
Rb	0	2	1	3	8	3	<3.6	<4.4
Ba	511	446	340	171	379	375	19	170
Hf	1,93	1,15	0,78	1,17	2,26	1,77	0,82	0,55
Ta	0,66	0,29	0,41	1,90	2,77	1,68	0,34	0,04
W	1,5	0,3	0,9	1,9	1,2	1,9	<0.79	<1.1
Th	0,3	0,04	0,1	0,1	1,0	0,3	0,1	<0.054
U	0,05	0,08	0,04	0,02	0,35	0,10	<0,074	<0,082
La (ppm)	21,6	14,3	12,7	10,1	46,0	62,4	1,3	2,0
Ce	51,8	37,5	34,0	30,3	122,6	163,7	4,1	5,3
Nd	25,8	20,2	21,4	22,4	80,2	96,0	2,7	3,9
Sm	5,62	5,10	5,56	6,02	19,72	19,89	0,87	1,35
Eu	1,97	2,19	2,85	2,59	7,26	4,15	0,45	1,25
Tb	0,83	0,95	0,86	1,01	2,60	2,83	0,13	0,26
Ho	0,90	1,07	0,88	1,00	2,06	2,66	0,05	0,04
Yb	2,27	2,77	1,65	1,83	3,44	5,06	0,33	0,51
Lu	0,356	0,437	0,25	0,27	0,502	0,73	0,051	0,082
Cl (ppm)	49	79	90	62	97	86	—	—
In	41	98	64	63	54	30	—	—

Micr: microgabbro; Oliv-gab: gabbro à olivine

***: Données de cette étude

— : pas de valeur

Tableau 4.3: Résultats analytiques des éléments majeurs et traces***

Échantillons	164,5	174	186	151	155	160	41	64	82,6
Forage #	1166-04	1166-04	1166-04	1166-04	1166-04	1166-04	1166-05	1166-05	1166-05
Rock Type	Magnétite	Magnétite	Magnétite	Magnétite	Nelsonite	Nelsonite	Gab-nels	Gab-nels	Gab-nels
SiO₂ (%)	2,04	3,50	1,71	4,53	2,82	2,12	27,20	22,00	17,90
TiO₂	25,70	19,90	25,70	17,00	18,30	19,00	7,84	10,50	11,80
Al₂O₃	2,89	4,03	2,59	1,91	2,13	2,32	8,56	5,02	3,53
Fe₂O₃	66,40	68,70	66,30	44,60	45,20	51,50	33,20	36,00	37,60
MnO	0,46	0,40	0,41	0,37	0,34	0,37	0,47	0,44	0,47
MgO	3,28	3,65	3,83	4,23	2,52	2,66	6,73	7,12	7,76
CaO	0,61	0,78	0,36	15,60	16,40	13,10	10,50	11,80	12,30
Na₂O	0,10	0,20	0,10	0,10	0,10	0,10	1,54	0,76	0,43
K₂O	0,03	0,05	0,03	0,02	0,03	0,03	0,19	0,11	0,07
P₂O₅	0,05	0,11	0,03	11,60	11,90	9,61	5,32	7,04	7,85
Total	101,56	101,32	101,06	99,96	99,74	100,81	101,55	100,79	99,71
P.A.F	-3,15	-3,06	-2,91	-1,59	-1,34	-2,17	-1,27	-1,15	-1,07
Co (ppm)	278	265	303	144	169	169	51	78	90
Ni	16		6	19		7	27	34	13
Cu	1000	787	1000	386	364	576	167	242	248
Zn	474	509	398	327	279	362	399	312	403
Ga	38	41	37	18	19	26			
Sc	31	24	32	22	22	22	21	22	26
V	1900	2300	2200	1000	1000	1300	222	404	438
Cs (ppm)	-	5	5	-	0,20	-	-	-	-
Rb	-	5	5	-	3	-	-	-	-
Sr	30	65	23	271	265	217	-	-	-
Ba	22	44	14	21	20	21	298	192	97
Hf	2,80	1,70	3,30	2,10	2,20	2	2,5	35,0	3,3
Ta	3,00	1,10	2,60	2,60	2,40	2,30	2,2	3,8	3,6
Th	24	33	27	17	21	22	0,8	1,0	0,9
La (ppm)	1	2	1	74	72	53	78	100	110
Ce	-	4	-	200	200	150	200	260	290
Nd	-		-	170	170	130	150	190	220
Sm	0,35	0,71	0,24	42	43	32	35	44	48
Eu	0,2	0,3	0,1	14	15	12	10	11	13
Tb	-	-	-	4,9	4,8	3,8	3,8	4,7	5,3
Ho	-	-	-	4,3	4,3	4,4	4,7	6,0	5,9
Y	5	4	7	128	122	97			
Yb	-	0,2	0,3	5,30	4,80	3,80	6,40	7,90	8,40
Lu	-	-	-	0,74	0,65	0,49	0,96	1,10	1,10

Gab-nels: gabbro-nelsonite

*****:** Données du Ministère du Ressources naturelles_ : pas de valeur

Tableau 4.3: Résultats analytiques des éléments majeurs et traces***

Échantillo	108,5	117	125	120	130,5	33	42	52	62,5
Forage #	1166-05	1166-05	1166-05	1166-04	1166-04	1166-12	1166-12	1166-12	1166-12
Rock Typ	Gab-nels	Gab-nels	Gab-nels	Gab-nels	Gab-nels	Leucotr	Leucotr	Leucotr	Leucotr
SiO₂	18,60	16,50	15,10	12,00	13,70	45,90	46,90	44,20	49,30
TiO₂	10,90	11,50	11,80	12,80	12,10	0,26	0,32	0,58	0,36
Al₂O₃	4,44	3,27	2,98	1,45	2,97	22,20	25,60	21,50	25,30
Fe₂O₃	36,70	36,70	38,70	38,80	37,20	8,80	5,07	10,40	4,27
MnO	0,44	0,46	0,44	0,40	0,38	0,12	0,07	0,11	0,06
MgO	7,97	8,37	8,80	8,09	7,48	10,20	4,51	8,93	2,68
CaO	12,60	14,00	13,10	14,70	14,50	9,80	12,20	9,68	11,00
Na₂O	0,67	0,37	0,27	0,10	0,39	2,20	2,58	2,17	3,59
K₂O	0,07	0,05	0,04	0,04	0,04	0,30	0,25	0,34	0,33
P₂O₅	7,95	9,26	9,08	10,70	10,10	0,09	0,08	0,06	0,09
Total	100,34	100,48	100,31	99,08	98,86	99,87	97,58	97,97	96,98
P.A.F	-0,95	-1,20	-0,99	-1,14	-0,67	0,36	2,38	1,82	1,88
Co	91	94	113	89	124	69	30	80	23
Ni	16	16	41	24	37	332	247	748	148
Cu	237	264	331	210	294	35	161	534	101
Zn	335	362	359	248	302	60	29	67	28
Ga				12	17				
Sc	20	23	22	24	21	4	4	5	4
V	415	558	681	493	761	69	46	170	73
Cs	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Rb	—	—	—	4	5	—	—	—	—
Sr				258	326				
Ba	108	79	61	25	51	134	150	145	261
Hf	3,1	3,7	3,20	3,2	2,6	0,6	0,7	0,7	6,1
Ta	3	4	3,1	3	3	0,2	0,3	0,2	0,8
Th	1,1	0,9	1	24	23	0,3	0,4	0,2	1,4
La	88	110	100	97	94	5	5	5	13
Ce	240	290	170	260	250	10	11	10	26
Nd	180	220	210	210	190	3	7	4	14
Sm	44	51	50	48	45	1	1	1	3
Eu	14	16	15	13	13	1	1	1	2
Tb	4,9	5,6	5,2	5,5	5,1	0,1	0,1	0,1	0,3
Ho	5,8	5,9	6,3	6,4	5,4	—	—	—	—
Y				146	138				
Yb	6,1	7,3	7,2	6,7	6,3	0,4	0,5	—	1,10
Lu	0,87	1,1	1,1	1	0,89	0,06	0,06	0,05	0,17

Gab-nels: gabbro-nelsonite

Leucotr: lecuotroctolite

***: Données du Ministère du Ressources naturelles

— : pas de valeur

Tableau 4.3: Résultats analytiques des éléments majeurs et traces***

Échantillo	71,5	81,5	91,5	102,5	111	122,7	132,5	142,5	153,5
Forage #	1166-12	1166-12	1166-12	1166-12	1166-12	1166-12	1166-12	1166-12	1166-12
Rock Typ	Leucotr								
SiO₂	50,90	47,00	46,70	44,60	46,70	47,30	46,70	47,10	42,50
TiO₂	0,23	0,42	0,60	0,93	0,66	0,57	0,80	1,00	1,44
Al₂O₃	26,00	21,20	22,70	21,00	23,90	23,20	20,60	22,20	20,90
Fe₂O₃	2,37	7,94	9,16	13,00	8,88	8,18	10,80	10,00	15,50
MnO	0,02	0,09	0,11	0,12	0,09	0,08	0,11	0,10	0,15
MgO	1,66	6,67	7,39	8,11	5,41	5,31	7,48	4,48	7,97
CaO	9,83	10,10	9,51	8,68	10,00	10,30	9,72	11,10	8,65
Na₂O	3,90	2,92	2,97	2,75	3,11	2,87	2,98	3,30	2,48
K₂O	1,57	0,34	0,29	0,26	0,25	0,42	0,28	0,27	0,22
P₂O₅	0,07	0,08	0,09	0,06	0,08	0,07	0,06	0,05	0,03
Total	96,55	96,76	99,52	99,51	99,08	98,30	99,53	99,60	99,84
P.A.F	2,39	2,45	0,24	0,37	0,77	1,95	0,55	0,33	-0,07
Co	21	43	49	68	43	49	56	47	78
Ni	338	215	219	354	216	200	233	165	340
Cu	641	77	56	101	112	87	104	102	82
Zn	14	42	60	76	52	49	64	65	99
Ga	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sc	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V	35	95	146	250	180	134	227	319	411
Cs	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Rb	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sr	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ba	310	195	158	168	208	228	224	269	175
Hf	1,1	0,7	0,6	0,5	0,4	0,8	0,5	0,8	0,5
Ta	0,5	0,2	0,3	0,2	0,1	0,3	0,2	0,3	0,2
Th	1,1	0,4	0,2	0,1	0,1	0,4	0,1	0,2	0,2
La	10	7	5	5	4	7	5	6	4
Ce	21	14	10	10	9	14	10	10	7
Nd	12	7	5	2	4	7	5	9	5
Sm	2	1	1	1	1	1	1	2	1
Eu	1	1	1	1	1	1	1	2	1
Tb	0,2	—	0,2	—	—	0,1	0,1	—	—
Ho	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Y	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Yb	0,5	0,4	—	—	—	0,4	0,5	1	—
Lu	0,1	—	—	—	—	0,05	0,07	0,08	—

Leucotr: leucotroctolite

***: Données du Ministère du Ressources naturelles

— : pas de valeur

Tableau 4.3: Résultats analytiques des éléments majeurs et traces***

Échantillons	163,5	173	177	38,5	69	89,3	95,5	114	135
Forage #	1166-12	1166-12	1166-12	1166-05	1166-05	1166-05	1166-05	1166-05	1166-05
Rock Type	Leucotr	Leucotr	Leucotr	Micro	Micro	Micro	Micro	Micro	Micro
SiO₂	45,10	41,10	44,70	49,50	50,50	47,70	44,10	40,50	48,90
TiO₂	0,35	1,25	0,48	1,17	0,69	0,91	1,72	5,29	0,60
Al₂O₃	22,80	22,20	19,80	15,40	16,40	15,30	15,70	13,10	16,20
Fe₂O₃	7,75	15,10	11,60	12,90	11,20	13,90	17,30	21,00	11,40
MnO	0,10	0,13	0,12	0,28	0,23	0,20	0,26	0,29	0,22
MgO	9,18	7,77	10,70	6,53	6,02	7,29	5,36	5,87	7,72
CaO	10,60	9,59	8,35	10,10	10,30	10,40	10,40	11,10	11,00
Na₂O	2,31	1,99	2,31	3,21	3,38	3,04	3,06	2,51	3,04
K₂O	0,24	0,17	0,28	0,37	0,37	0,29	0,28	0,24	0,27
P₂O₅	0,10	0,07	0,02	0,86	0,59	0,52	1,49	1,15	0,36
Total	98,53	99,37	98,36	100,32	99,68	99,55	99,67	101,05	99,71
P.A.F	1,21	0,13	0,31	0,02	0,18	0,17	0,02	-0,63	0,44
Co	59	84	89	35	29	51	46	43	44
Ni	455	579	190	53	76	105	15	33	94
Cu	28	52	19	33	42	27	66	109	20
Zn	50	80	71	114	74	129	192	199	45
Ga	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sc	4	7	3	33	31	35	33	39	37
V	73	425	189	219	140	310	281	401	187
Cs	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Rb	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sr	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ba	176	159	154	560	499	320	383	347	348
Hf	0,3	0,4	0,4	1,40	1,1	0,90	0,80	2	0,80
Ta	0,1	0,2	—	0,70	0,1	0,20	0,30	0,9	0,30
Th	0,1	—	1,6	0,1	—	—	0,1	—	0,1
La	4	3	3	20	16	13	25	14	8
Ce	7	6	5	49	37	30	64	35	18
Nd	4	2	3	35	26	25	48	29	14
Sm	1	1	—	9	7	5	12	8	4
Eu	1	1	1	5	4	2	5	4	3
Tb	—	—	—	1,1	0,9	0,8	1,4	0,9	0,6
Ho	—	—	—	1,9	1,3	1,3	1,9	2,1	0,6
Y	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Yb	—	—	—	2,90	2,60	2,20	2,90	2,20	1,30
Lu	—	—	—	0,41	0,35	0,34	0,42	0,31	0,22

Leucotr: leucotroctolite

Micro: microgabbro

***: Données du Ministère du Ressources naturelles

— : pas de valeur

Tableau 4.3 (suite): Résultats analytiques des éléments majeurs et traces

Échantillon	113	152	161	170	180,3	190	182	28,5	49	143
Forage #	1166-04	1166-04	1166-04	1166-04	1166-04	1166-04	1166-12	1166-05	1166-05	1166-04
Rock Typ	Micro	Micro	Micro	Micro	Micro	Micro	Gabbro	Oliv-gab	Oliv-gab	Oliv-gab
SiO₂	48,20	45,90	42,30	38,10	41,60	41,20	46,80	34,30	41,90	32,90
TiO₂	0,94	1,48	2,90	5,97	5,39	6,73	0,71	5,84	1,99	4,66
Al₂O₃	16,30	13,30	14,10	13,40	13,90	12,50	16,40	11,50	15,10	11,10
Fe₂O₃	9,93	14,50	18,00	23,20	18,70	17,60	12,50	29,00	19,00	25,50
MnO	0,14	0,25	0,22	0,24	0,20	0,21	0,17	0,49	0,33	0,28
MgO	7,42	8,09	7,14	6,46	5,84	6,33	9,12	5,94	5,67	6,85
CaO	11,70	12,20	11,40	9,57	11,90	12,30	11,90	8,89	10,70	11,70
Na₂O	2,80	2,25	2,29	2,06	2,18	1,91	1,94	2,18	2,96	1,82
K₂O	0,17	0,12	0,16	0,15	0,14	0,13	0,25	0,30	0,30	0,11
P₂O₅	0,39	0,60	0,92	0,09	0,07	0,32	0,02	2,95	2,16	4,09
Total	97,99	98,69	99,43	99,24	99,92	99,23	99,81	101,39	100,11	99,01
P.A.F	0,29	-0,16	-0,48	-0,67	-0,57	-0,30	-0,32	-1,20	-0,45	-0,47
Co	46	50	56	75	66	85	61	42	40	79
Ni	172	94	13	147	75	2	260	12	9	37
Cu	7	27	30	112	66	141	66	126	66	127
Zn	102	123	144	176	132	106	82	348	215	212
Ga	18	18	21	24	24	20				21
Sc	30	35	28	27	37	46	40	23	32	19
V	159	175	348	532	543	382	322	78	216	388
Cs	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Rb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sr	752	592	617	530	535	475	—	—	—	594
Ba	224	182	170	145	172	164	105	379	480	178
Hf	0,7	0,6	0,6	0,90	1,4	2,2	0,8	2,1	1,1	0,9
Ta	0,1	—	0,1	0,50	0,4	0,90		1,7	0,9	0,4
Th	—	—	—	14	—	—	0,2	0,6	0,3	12,0
La	10	7	7	3	4	7	2	45	36	33
Ce	23	18	17	6	10	18	5	120	87	88
Nd	17	14	13	5	6	15	6	93	71	71
Sm	4	5	4	2	3	4	2	22	17	17
Eu	2	3	2	2	2	2	1	8	6	6
Tb	0,6	0,7	0,6	0,2	0,5	5	0,3	2,3	1,9	2,0
Ho	—	—	—	—	—	1,6	—	3,1	2,4	1,9
Y	—	—	—	—	—	—	—	—	—	51
Yb	1,70	1,20	—	0,5	1	1,20	1	4,30	3,6	2,3
Lu	0,25	0,17	1,30	0,12	0,17	0,22	0,18	0,64	0,55	0,37

Micro: microgabbro

Oliv-gab: gabbro à olivine

***: Données du Ministère du Ressources naturelles

d'oxydes de fer et d'apatite matérialisé par la forte teneur en $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2$ (40 à 50 %) et en P_2O_5 (5 à 10 %).

Les magnétites possèdent de fortes concentrations en Fe_2O_3 (60-72 %) et en TiO_2 (20-30 %), et une faible teneur en MgO (3.28-3.83 %) et en Al_2O_3 (2.59-4.56 %). Ces valeurs corroborent l'analyse pétrographique. La présence de grains d'ilménite dans les magnétites ainsi que les exsolutions d'ilménite et d'ulvospinelle dans les grains de magnétite expliquent les fortes concentrations de TiO_2 , de MgO et d' Al_2O_3 .

La composition des troctolites présente un caractère primitif. En effet, MgO et Fe_2O_3 montrent une variation considérable allant de 10.7 % à 15 % respectivement. Les roches avec de faibles teneurs en MgO correspondent à des leucotroctolites. CaO et SiO_2 varient de 8.35 à 11 % et de 41 à 50 % respectivement. Le caractère primitif des olivines et des plagioclases, la composition élevé en MgO ($\text{Mg}^{\#}$ entre 0.56 et 0.72) des roches troctolitiques ainsi que leur position au sommet de la zone critique suggère probablement une injection de nouveau magma.

Deux échantillons de gabbro (RC- 1) et de dunite (DN-1) ont été échantillonnés à la marge de l'intrusion. Le gabbro présente une perte au feu de 0.69 et une composition chimique formée de 49.55 de SiO_2 ; de 0.95 % de TiO_2 , 16.82 % d' Al_2O_3 et 9.7 % de Fe_2O_3 . La dunite quant à elle présente une perte au feu de l'ordre de 11.68 suite la serpentinitisation. Elle est composé de 34.71 % de SiO_2 , de 1.79 % de TiO_2 ; 16.32 de Fe_2O_3 et de 30.68 % de MgO .

Après cette brève description des éléments majeurs des roches de la zone critique, une série de diagrammes a été effectuée afin de visualiser les principales phases qui contrôlent la chimie des différents types de roches.

La composition du liquide (Fe-42) ainsi que celle des phases (olivine, plagioclase, clinopyroxène, magnétite, ilménite) reportée dans ces diagrammes est tirée des travaux expérimentales de Toplis et Caroll (1995).

4.3.2 SiO_2 vs Al_2O_3

Dans le diagramme SiO_2 vs Al_2O_3 (figure 4.1), les échantillons tombent à l'intérieur du triangle dont les pôles sont formés de plagioclase, olivine et oxydes. Cette position suggère que la chimie de ces roches soit contrôlée par les trois phases. Dans ce diagramme on constate que les microgabbros et les gabbros forment une large bande. Les microgabbros à forte teneur en silice interceptent la ligne plagioclase-olivine suggérant les ratios de plagioclase et de l'olivine dans la roche de l'ordre de 2 : 1 respectivement. Toutefois, la plupart des échantillons de microgabbros sont du pôle oxyde en continuité avec les gabbro-nelsonites. Ceci suggère que ces gabbros contiennent certains cumulats d'oxyde de fer.

Les leucotroctolites définissent une trajectoire différente et se concentrent au pôle plagioclase. Toutefois, leur position dans la ligne plagioclase-oxyde de fer suggère que ces roches renferment des cumulats d'oxydes.

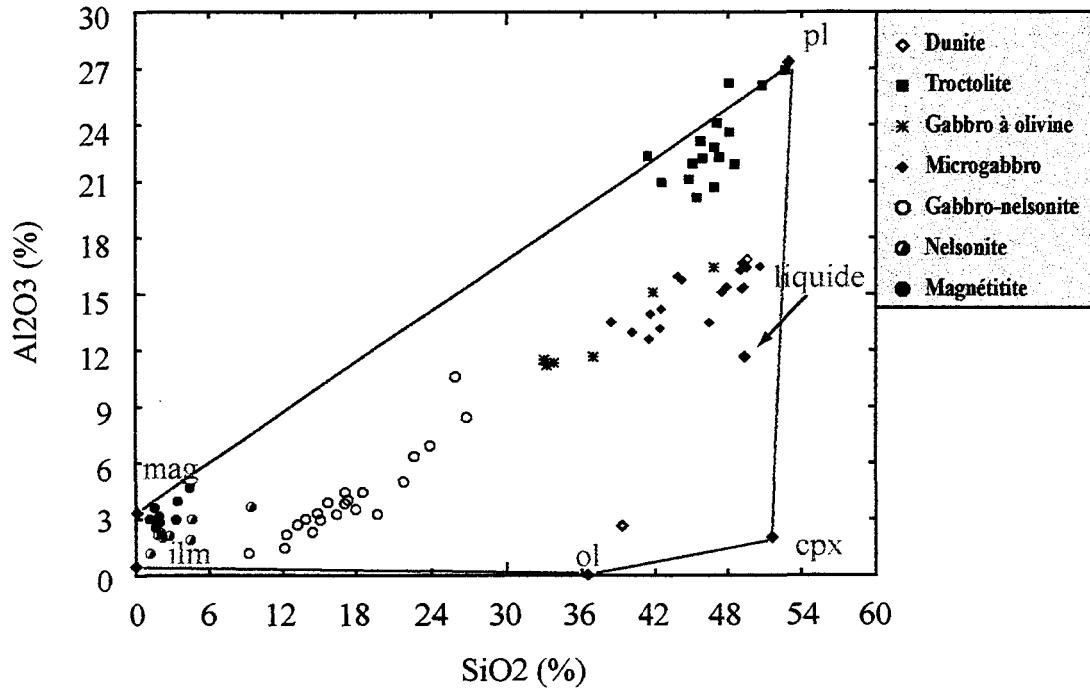


Figure 4.1: Diagramme binaire Al₂O₃ vs SiO₂ illustrant la distribution des différentes types de roches de la zone critique et leur position à l'intérieur du triangle olivine (ol)- magnétite (mag)- plagioclase (pl). La composition du liquide et celle des phases sont tirées des travaux expérimentales de Toplis et Carroll (1995).

Les magnétites et les nelsonites, quant à elles, se concentrent dans le champ de faible teneur en SiO₂ et en Al₂O₃. Elles contiennent 2 à 5 % de SiO₂ suggérant que ces roches renferment 10 à 12 % de matériel silicaté. Ceci corrobore les données pétrographiques montrant que certains magnétites et nelsonites contiennent des plagioclases et parfois des olivines.

4.3.3 Les éléments majeurs versus Fe₂O₃ + TiO₂

Les diagrammes binaires des éléments majeurs vs Fe₂O₃+TiO₂ illustrent l'influence des oxydes de fer sur la composition des roches (figure 4.2).

SiO₂ vs Fe₂O₃+TiO₂

Dans ce diagramme, le plagioclase, les oxydes de fer et l'olivine sont dans la même ligne. Tous les gabbros sont projetés le long de la ligne. Le déplacement de certains échantillons de gabbros de la ligne plagioclase-olivine est probablement dû plus à la présence de cumulats de magnétites qu'à des cumulats d'apatite. Le diagramme montre aussi que plus de la moitié des microgabbros contiennent plus de 20 % d'oxydes.

Les gabbros-nelsonites forment une large bande qui connecte les gabbros et les nelsonites. L'intercepte de la ligne apatite-magnétite suggère que toutes les roches contiennent de l'apatite et les oxydes de fer dans les proportions moyennes respectivement 1 : 2.

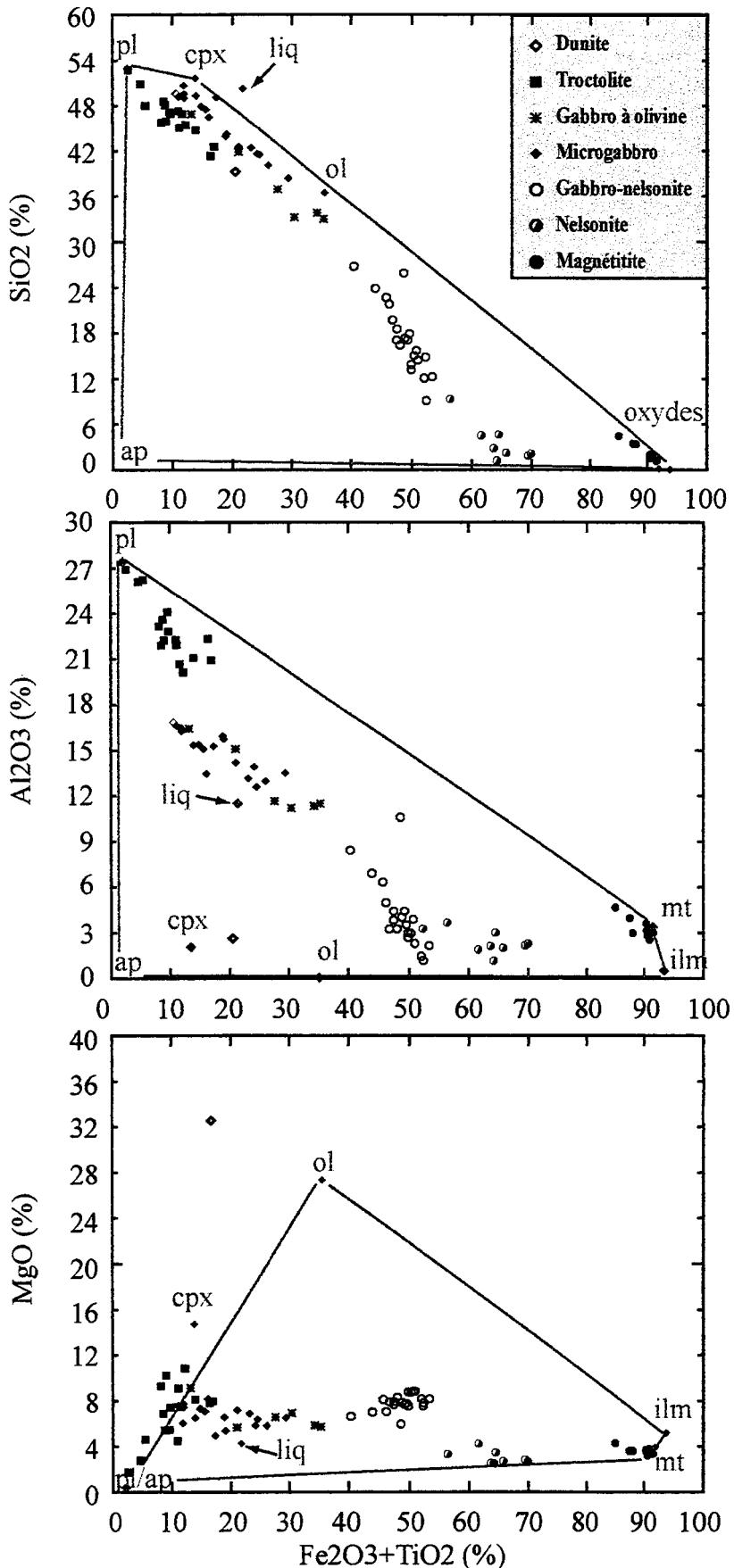


Figure 4.2: Diagrammes binaires SiO_2 ; Al_2O_3 et MgO vs $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ illustrant la distribution des différentes types de roches de la zone critique. pl: plagioclase; ap: apatite; mt: magnétite; liq: liquide; ol: olivine. La composition du liquide et celle des phases sont tirées des travaux expérimentales de Toplis et Carroll (1995).

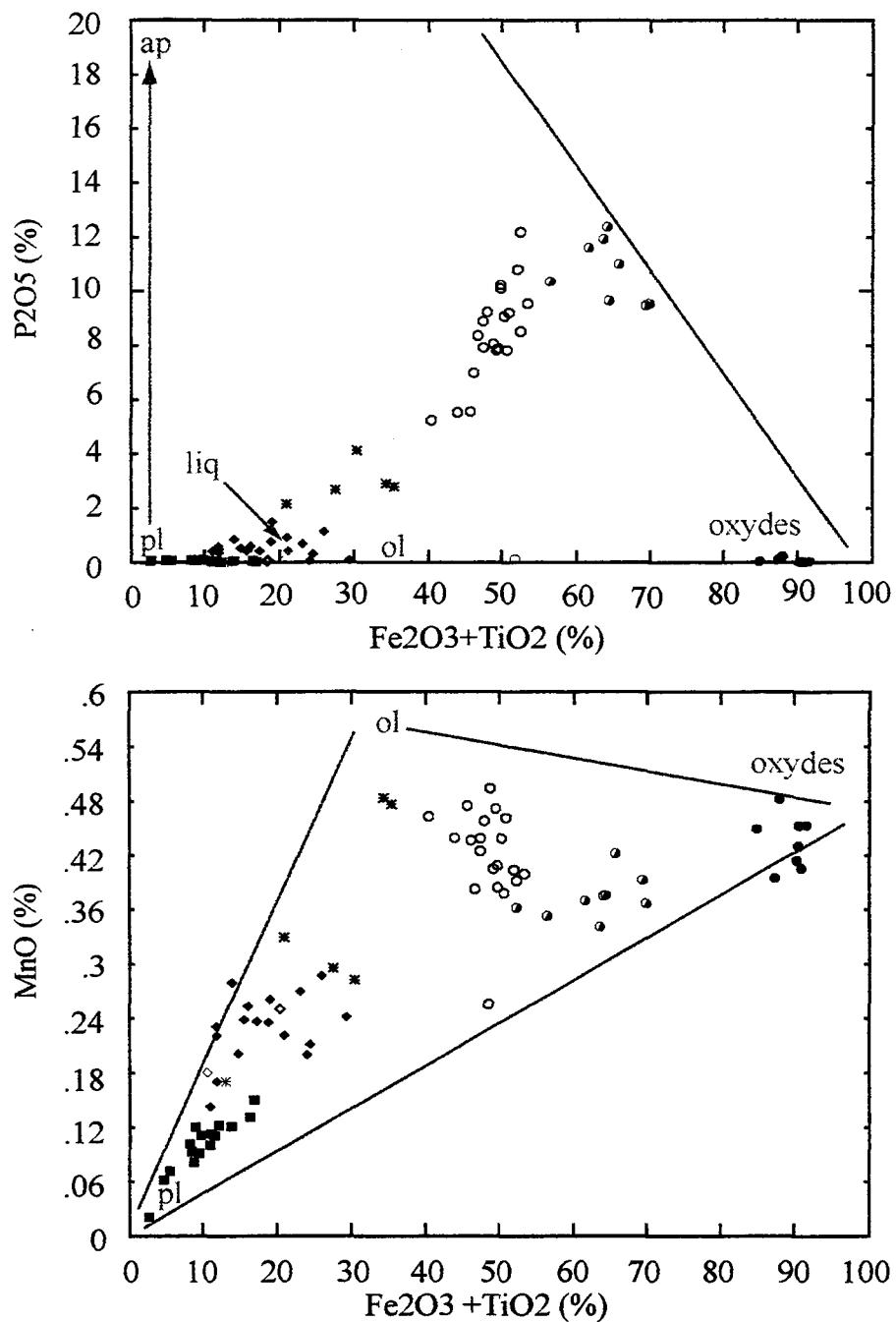


Figure 4.2 (suite): Diagrammes binaires P_2O_5 et MnO vs $Fe_2O_3 + TiO_2$ illustrant la distribution des différentes types de roches de la zone critique.

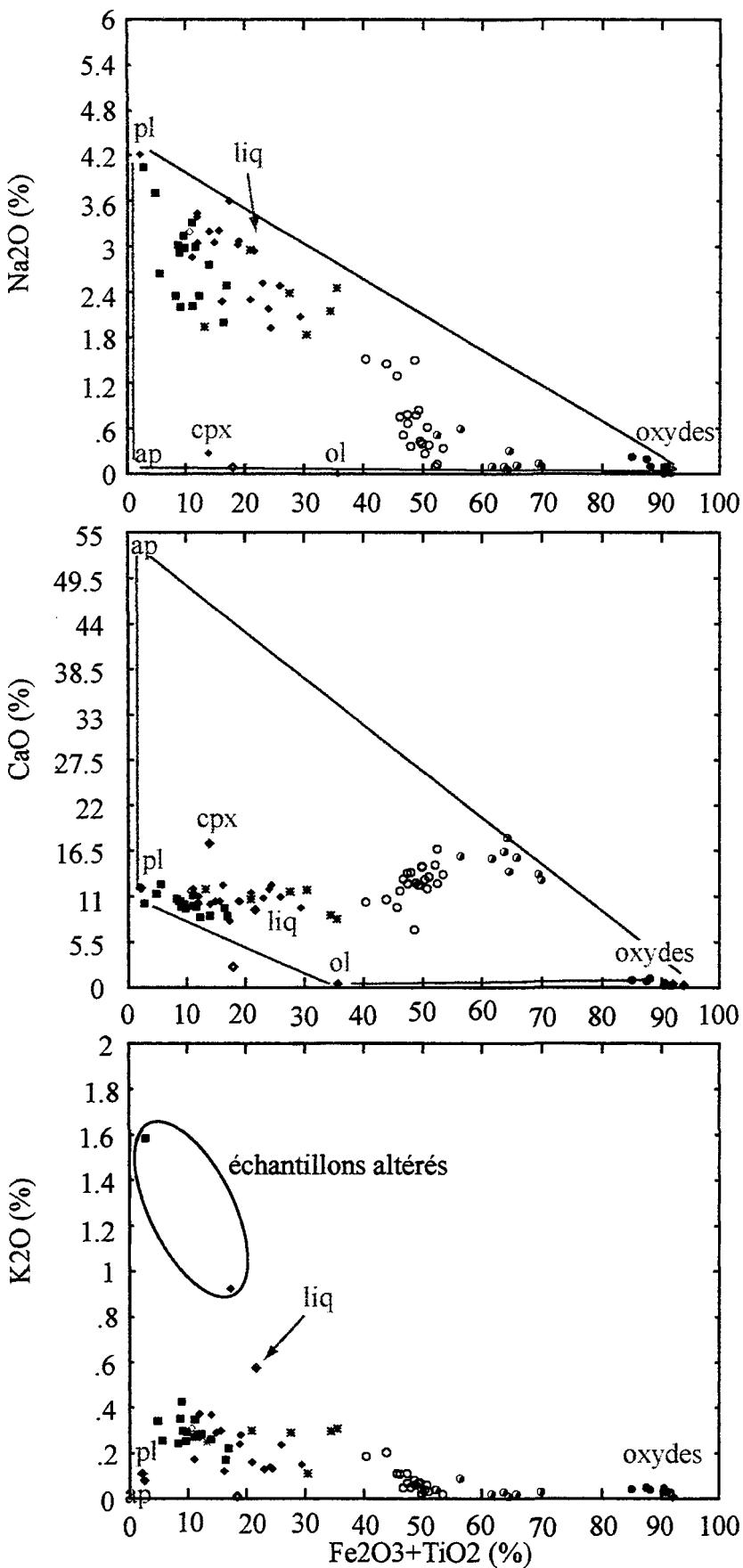


Figure 4.2 (suite): Diagrammes binaires CaO ; Na_2O et K_2O vs $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ illustrant la distribution des différentes types de roches de la zone critique. La composition du liquide et celle des phases sont tirées des travaux expérimentales de Toplis et Carroll (1995).

Les nelsonites et les magnétites se concentrent le long de la ligne apatite-oxydes de fer, mais elles ne forment pas de bande continue. Les magnétites contiennent entre 90 et 97 % d'oxydes de fer et sont dépourvues d'apatite.

Al₂O₃ vs Fe₂O₃+TiO₂

Dans ce diagramme, l'olivine, l'apatite et la magnétite semblent contrôler la composition chimique des roches. Encore une autre fois, les gabbros, les gabbro-nelsonites et les nelsonites forment une bande semi continue suggérant qu'on puisse former les nelsonites uniquement par une addition d'apatite et de magnétite dans les proportions 1: 2. Les magnétites sont formées de 90 à 97 % d'oxydes et 3 % d'Al₂O₃. La teneur en Al de 3 % dans les magnétites est confirmée par les travaux de microsonde. Les leucotroctolites se concentrent du pôle du plagioclase et leur déplacement de la ligne plagioclase-magnétite est expliqué par la présence de cumulats d'olivine.

MgO vs Fe₂O₃ + TiO₂

Les gabbros et les gabbro-nelsonites tombent le long de la même trajectoire suggérant que l'accumulation de magnétite et de l'olivine dans les proportions 1: 7. Les magnétites contiennent 3 % MgO, une teneur confirmée par les résultats de la microsonde.

Na_2O et CaO vs $Fe_2O_3 + TiO_2$

On constate que les roches tombent dans un champ dont les pôles sont formés d'apatite, de magnétite, d'olivine et de plagioclase. Les microgabbros sont liées aux nelsonites par une addition des oxydes dans les proportions 2 : 1.

K_2O vs $Fe_2O_3 + TiO_2$

Les magnétites et les nelsonites présentent des teneurs très faibles suggérant l'absence de phase qui concentrent cet élément. La teneur en K_2O est élevée chez les troctolites suite à la présence des plagioclases qui contiennent jusqu'à 0.6 % de K_2O .

P_2O_5 vs $Fe_2O_3 + TiO_2$

Dans ce diagramme on constate que P_2O_5 est contrôlé par l'apatite. Une autre fois les nelsonites peuvent être formées à partir du gabbro par une addition des oxydes dans les proportions 2 : 1.

Le contrôle des éléments majeurs par de l'apatite semble être très minime comme le témoigne les corrélations négatives entre l' Al_2O_3 , le Na_2O vs P_2O_5 de la figure 4.3. Toutefois, la corrélation positive entre P_2O_5 et CaO suggère le contrôle exclusif de l'apatite.

Sommaire

Les diagrammes binaires des éléments majeurs vs $Fe_2O_3+TiO_2$ suggèrent que les phases principales qui contrôlent la chimie des différentes roches sont le plagioclase, l'olivine, l'apatite et les oxydes de fer. Les diagrammes révèlent aussi que les gabbro-

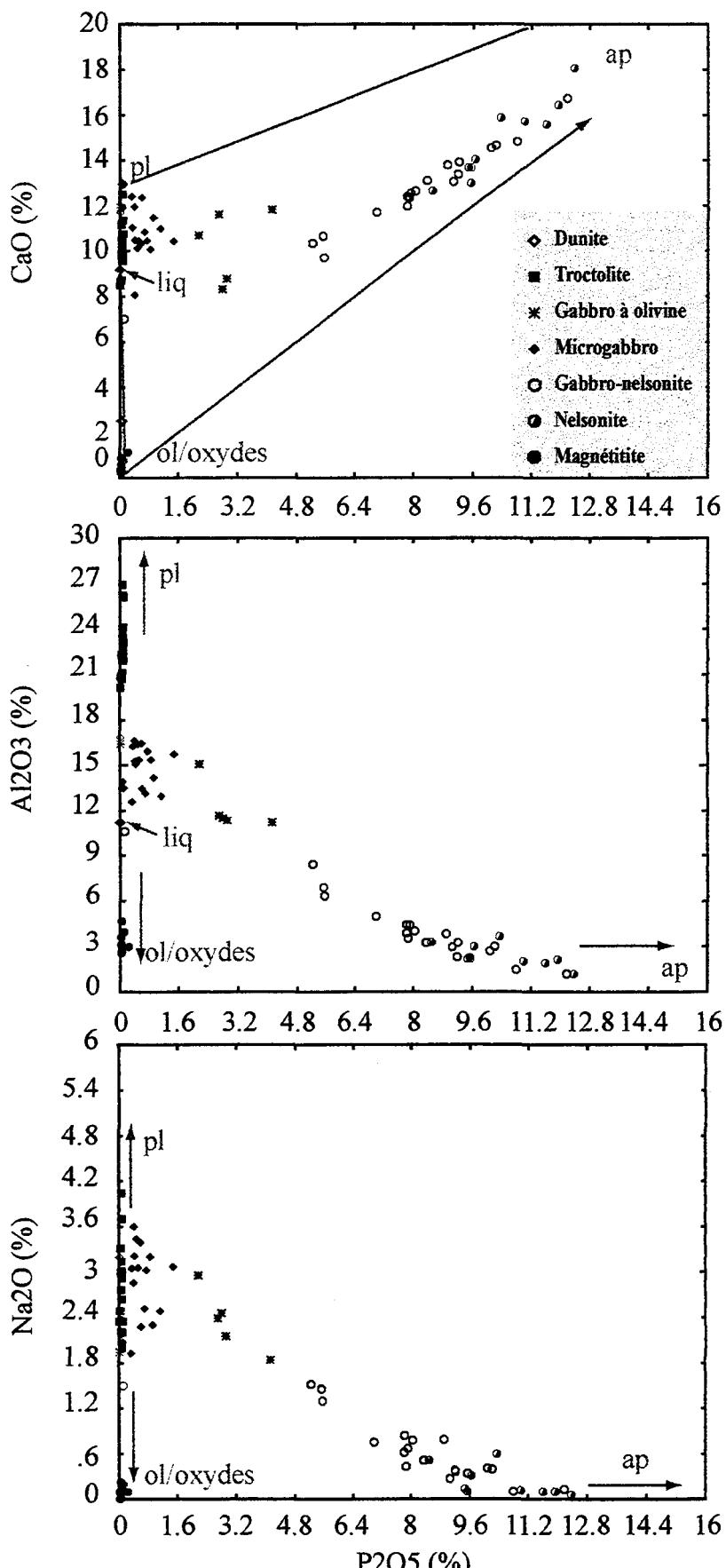


Figure 4.3: Diagrammes binaires CaO , Al_2O_3 et Na_2O vs P_2O_5 . La composition du liquide et celle des phases sont tirées des travaux expérimentales de Toplis et Carroll (1995).

nelsonites se concentrent dans la ligne de mélange entre les nelsonites et les microgabbros. Ainsi, les nelsonites s'expliquent par une addition des oxydes de fer et d'apatite aux microgabbros dans les proportions 2 : 1.

4.3.4 Éléments de transition (*Co, Ni, Sc, Zn, V*) vs $Fe_2O_3 + TiO_2$

Les diagrammes binaires de Co, Ni, Zn et V vs $Fe_2O_3 + TiO_2$ sont illustrés dans la figure 4.4. Le Co présente une corrélation positive avec Fe+Ti. La magnétite contient jusqu'à 120 ppm de Co. Les échantillons du ministère sont éliminés à cause des valeurs élevées dues à la contamination lors du broyage (utilisation d'un pulvérisateur en tungstène). Le Ni vs $Fe_2O_3 + TiO_2$ ne présente aucune corrélation. La teneur élevée de Ni dans les troctolites est due principalement aux olivines. La teneur en Sc varie de 24 à 36 ppm dans les microgabbros. Cette valeur est typique aux magmas mafiques. Les magnétites ont des teneurs de 30 ppm suggérant un coefficient de partage de 1. Les nelsonites présentent des teneurs plus faibles que les magnétites probablement à cause de la dilution par l'apatite. La faible teneur en Sc dans les troctolites (3 ppm) est expliquée par l'absence de phase qui le concentre. Si on suppose que le liquide contient 30 ppm de Sc, la teneur de 3 ppm dans les troctolites peut être expliquée par la présence de 10 % de liquide. Ces résultats confirment les observations pétrographiques.

La corrélation positive entre le Fe+Ti et le V suggère que le V est contrôlé par les phases oxydes de Fe-Ti. À travers la zone critique, on constate un enrichissement en V dans les magnétites à la base de la zone critique et une diminution vers le sommet de la zone. La teneur en V peut atteindre jusqu'à 2.7 % dans les magnétites. Les travaux de Toplis et Corgne (2002) montrent que l'enrichissement des magnétites en V dépend

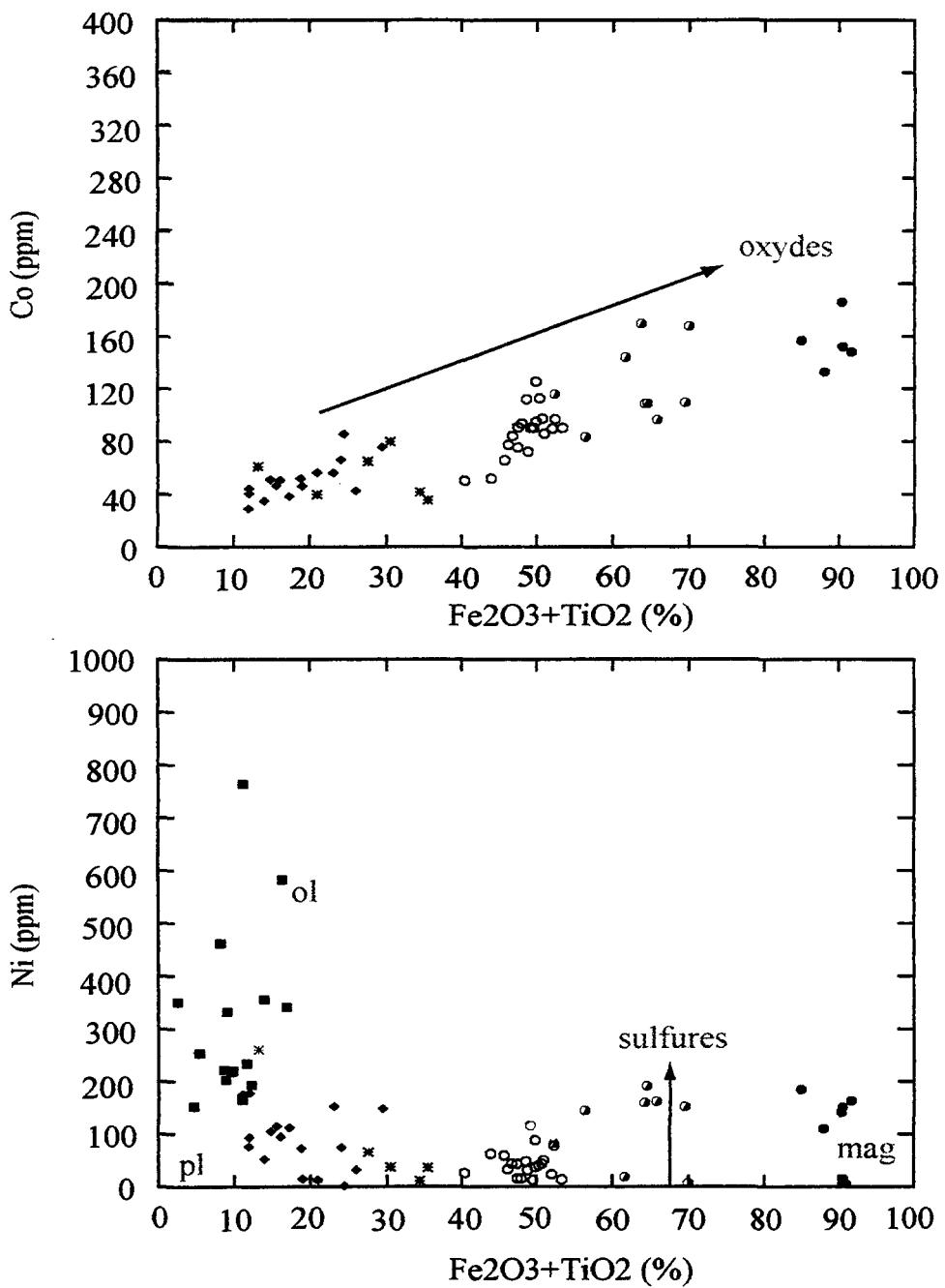


Figure 4.4: Diagrammes binaires Co et Ni vs Fe₂O₃ + TiO₂ illustrant la distribution des différentes types de roches de la zone critique de l'intrusion mafique de Sept-Îles.

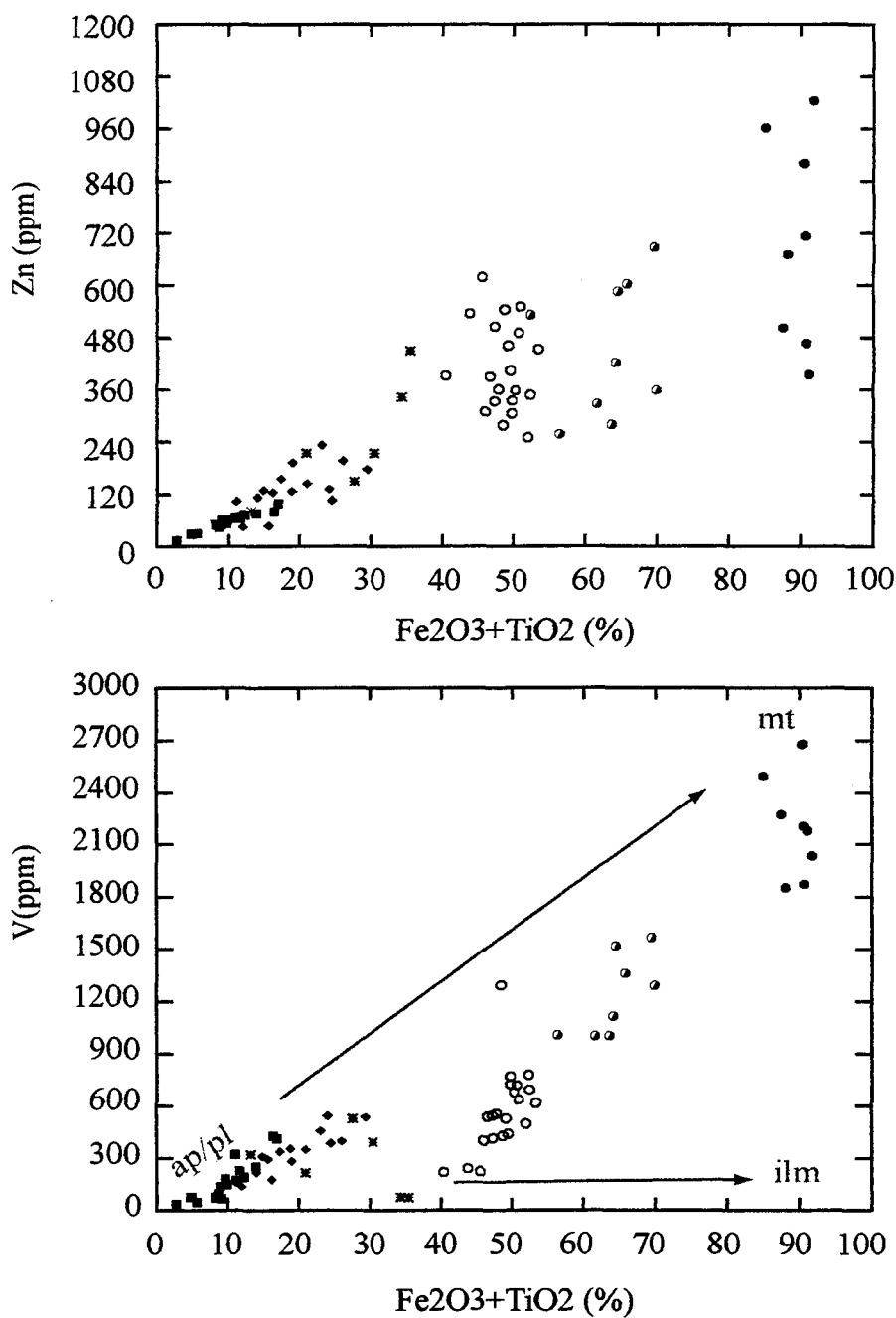


Figure 4.4 (suite1): Diagrammes binaires Zn et V vs $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ illustrant la distribution des différentes types de roches de la zone critique de l'intrusion mafique de Sept-Îles.

essentiellement des conditions de fO_2 et principalement entre les tampons NNO et NNO-1.5. La fO_2 dans le cas des oxydes de Sept-Îles est autour de QFM (chapitre 8) favorisant ainsi l'enrichissement des magnétites en V. Il faut noter que les travaux de microsonde ne corroborent pas avec la chimie totale des roches, suite à la présence d'interférence avec le titane. L'abondance d'exsolutions d'ilménite dans les magnétites diminue la fiabilité des résultats d'analyse du V.

La teneur en Zn varie entre 48 et 1082 ppm. La corrélation positive entre le Zn et le $Fe_2O_3 + TiO_2$, et aussi entre le Zn et l'Al suggère que ces deux éléments sont présents dans les mêmes phases tel que les spinelles (figure 4.4).

4.3.5 La, Th, Sm, Vs P_2O_5 et Ta, Hf vs $Fe_2O_3 + TiO_2$

La présence de corrélation positive entre le La, le Th, le Sm et le Yb, vs le P_2O_5 suggère que ces éléments sont contrôlés par de l'apatite (figure 4.5). Ces éléments incompatibles se concentrent dans le liquide magmatique lors de la différenciation magmatique. L'enrichissement des apatites en ces éléments reflète le degré d'évolution du magma lors de la cristallisation de l'apatite.

Le Ta vs Fe+Ti ne présente pas de corrélation positive (figure 4.6). Le Ta est normalement concentré dans l'ilménite, toutefois des valeurs élevées ont été enregistrées dans les gabbro-nelsonites.

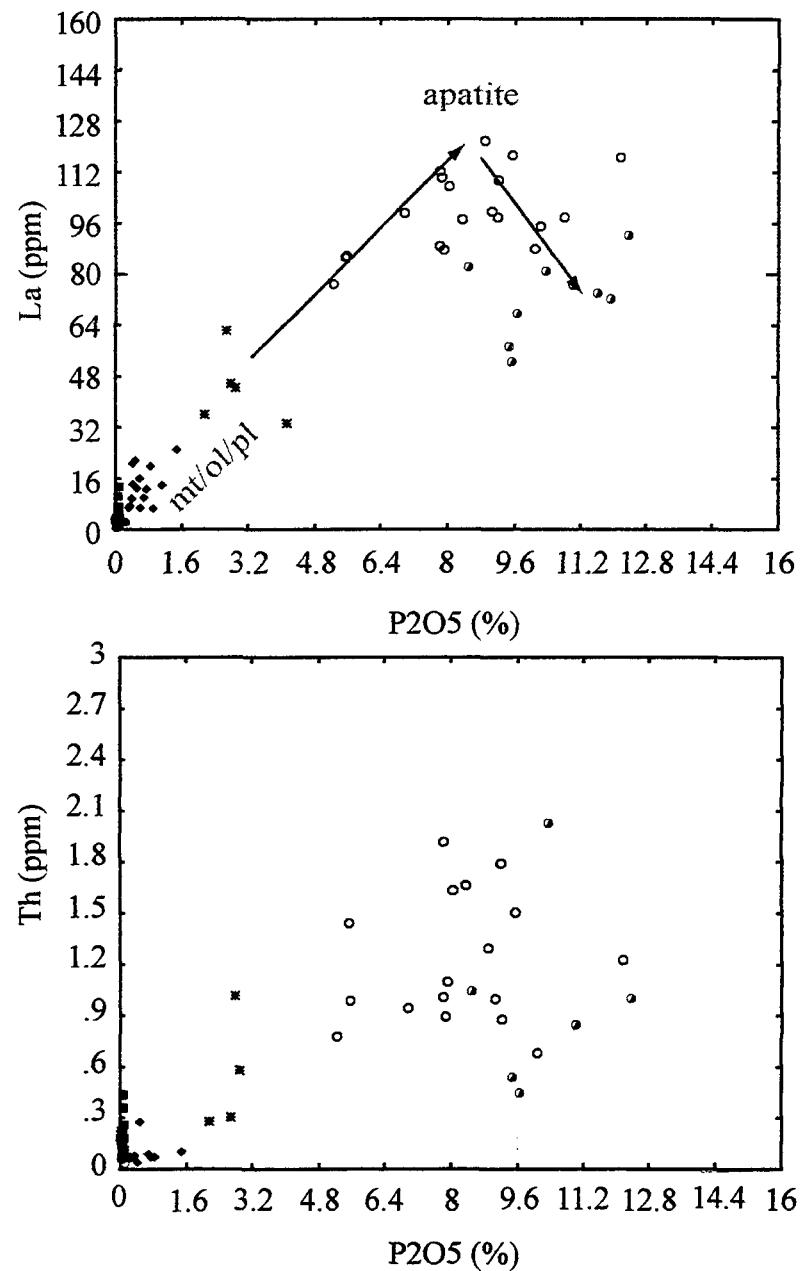


Figure 4.5: Diagrammes binaires La et Th vs $Fe_2O_3+TiO_2$ illustrant la distribution des différentes types de roches de la zone critique.

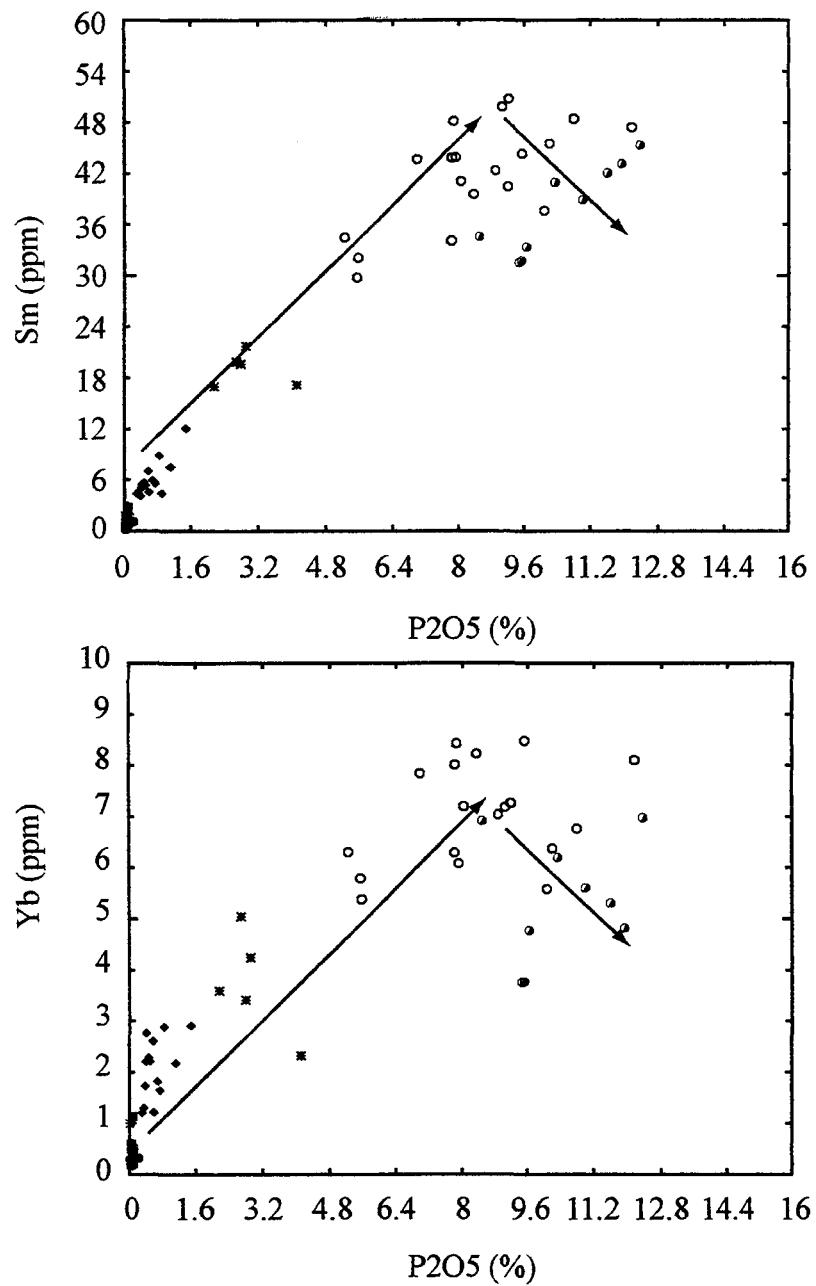


Figure 4.5 (suite): Diagrammes binaires Sm et Yb vs $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ illustrant la distribution des différentes types de roches de la zone critique.

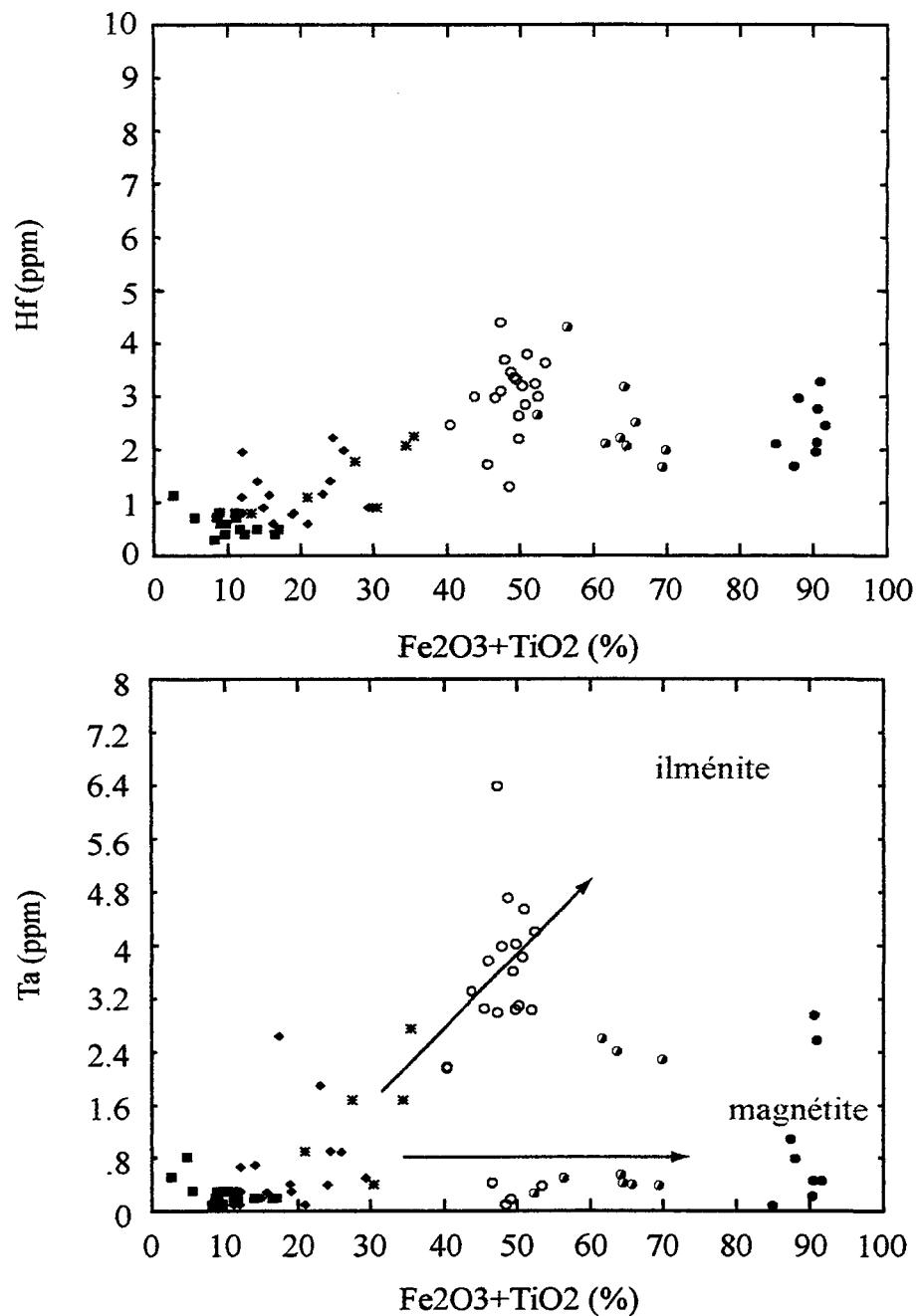


Figure 4.6: Diagrammes binaires Hf et Ta vs $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ illustrant la distribution des différentes types de roches de la zone critique.

Le diagramme Hf vs Fe+Ti présente une corrélation positive (figure 4.6). Les teneurs en Hf varient de 2 à 3 ppm dans les magnétites. La magnétite et l'ilménite constituent les phases principales pour concentrer le Hf.

Le Ba présente une corrélation positive avec K₂O (figure 4.7). Cette tendance suggère que ces deux éléments soient contrôlés par le même minéral, qui est le plagioclase. En effet, K₂O présente une corrélation positive avec Al₂O₃, suggérant le contrôle du plagioclase (figure 4.7).

4.3.6 Nature du magma

La présence de cumulats d'oxydes, d'olivine et de plagioclases dans la plupart des roches de la zone critique ne permet pas de tirer de conclusion sur la nature du magma. Toutefois, l'utilisation des diagrammes AFM (Irvine et Baragar, 1971 ; Jensen 1976) uniquement pour les microgabbros indiquent une affinité tholéitique du magma. Ces microgabbros sont les seules roches qui ne possèdent pas de texture cumulat. En effet, dans les diagrammes de la figure 4.8, les échantillons montrent un enrichissement en fer. Cette tendance est commune dans la différenciation des séries tholéitiques.

4.3.7 Éléments traces et terres rares

Grâce à leurs caractéristiques géochimiques particulières et à leur caractère compatible ou incompatible, les éléments traces et les terres rares jouent un grand rôle

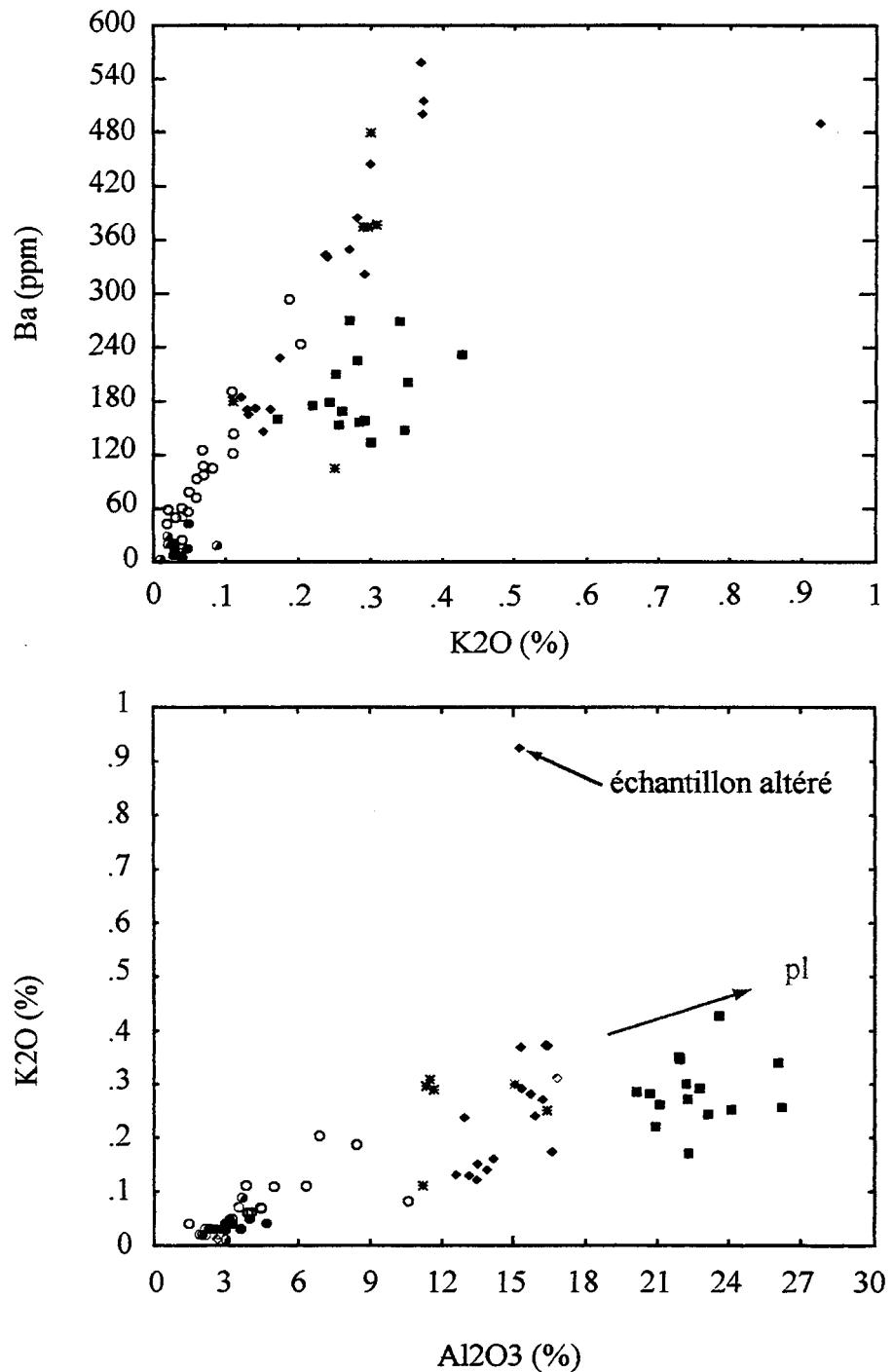


Figure 4.7: Diagramme binaire montrant la corrélation positive entre le Ba, l'Al₂O₃ et le K₂O.

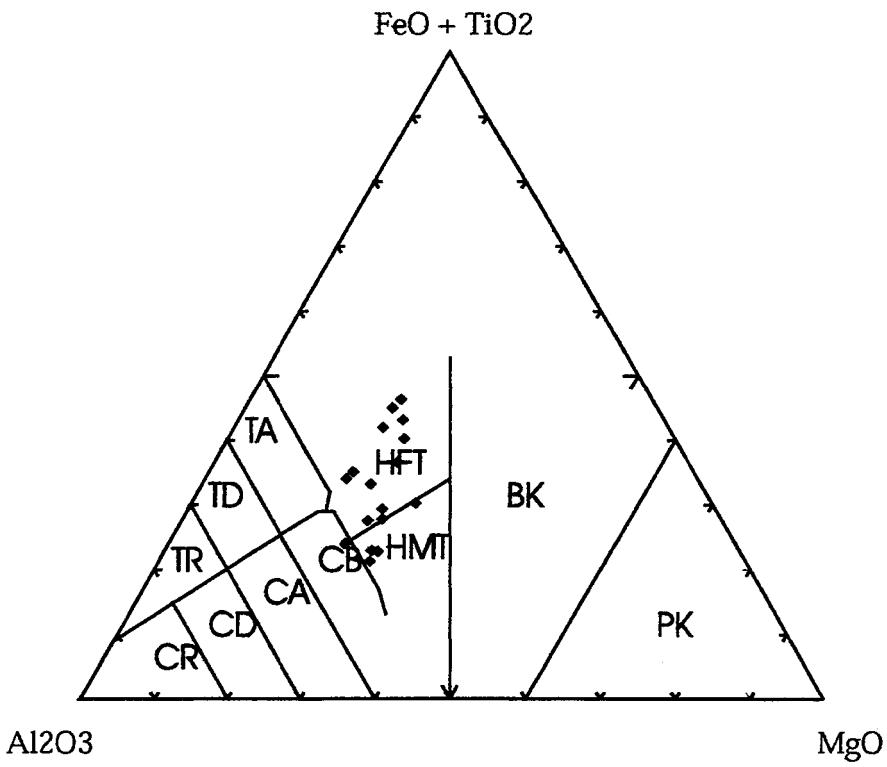
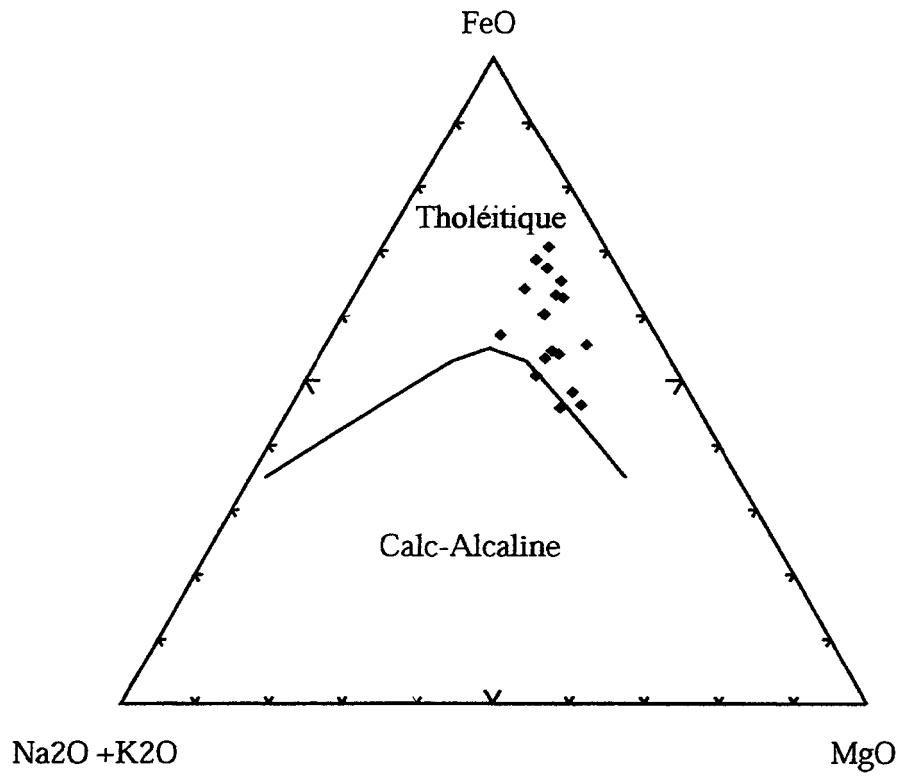


Figure 4.8: Diagrammes AFM de Irvine et Barager (1971) et ternaire (Al₂O₃-FeO-TiO₂) de Jensen (1976) montrant l'affinité tholéitique des microgabbros (♦) de l'intrusion mafique de Sept-Îles.

dans l'identification des processus d'évolution ignée. Toutefois, le degré de compatibilité ou d'incompatibilité dépend de la phase minérale qui cristallise.

Les profils des terres rares (REE) des différents types de roches sont illustrés par la figure 4.9. Les microgabbros montrent des profils de REE faiblement enrichis comparativement aux nelsonites et aux gabbro-nelsonites avec un rapport $(La/Lu)_n$ qui varie entre 5 et 10 (figure 4.9). On note la présence de légères anomalies positives en Eu liées à la cristallisation des plagioclases (figure 4.9A). La figure 4.9B montre des profils de certains microgabbros riches en REE et ne présentant pas d'anomalie en Eu. Un des échantillons, HN-99-06, d'affinité tholéïtique et dont la composition est proche du liquide basaltique (Fe-42) de Toplis et Caroll (1995), a été choisi dans cette étude comme liquide à partir duquel les oxydes sont accumulés (voir modélisation).

Les nelsonites et les gabbro-nelsonites sont très riches en terres rares légères avec un rapport La/Lu normalisé sur les chondrites de l'ordre de 10 à 20. Les éléments tel que La et Ce peuvent atteindre jusqu'à 300 fois plus la teneur du manteau primitif. Cet enrichissement est expliqué par la présence de l'apatite en proportion très élevées (jusqu'à 30 % de la roche). Ce contrôle des REE par l'apatite est illustré par la figure 4.5.

Dans le cas des troctolites formées essentiellement de cumulats de plagioclase et d'olivine, l'abondance des REE est proportionnelle à la fraction liquide qui coexiste avec les phases cumulats. Les ratios La/Lu normalisés aux chondrites (Taylor et

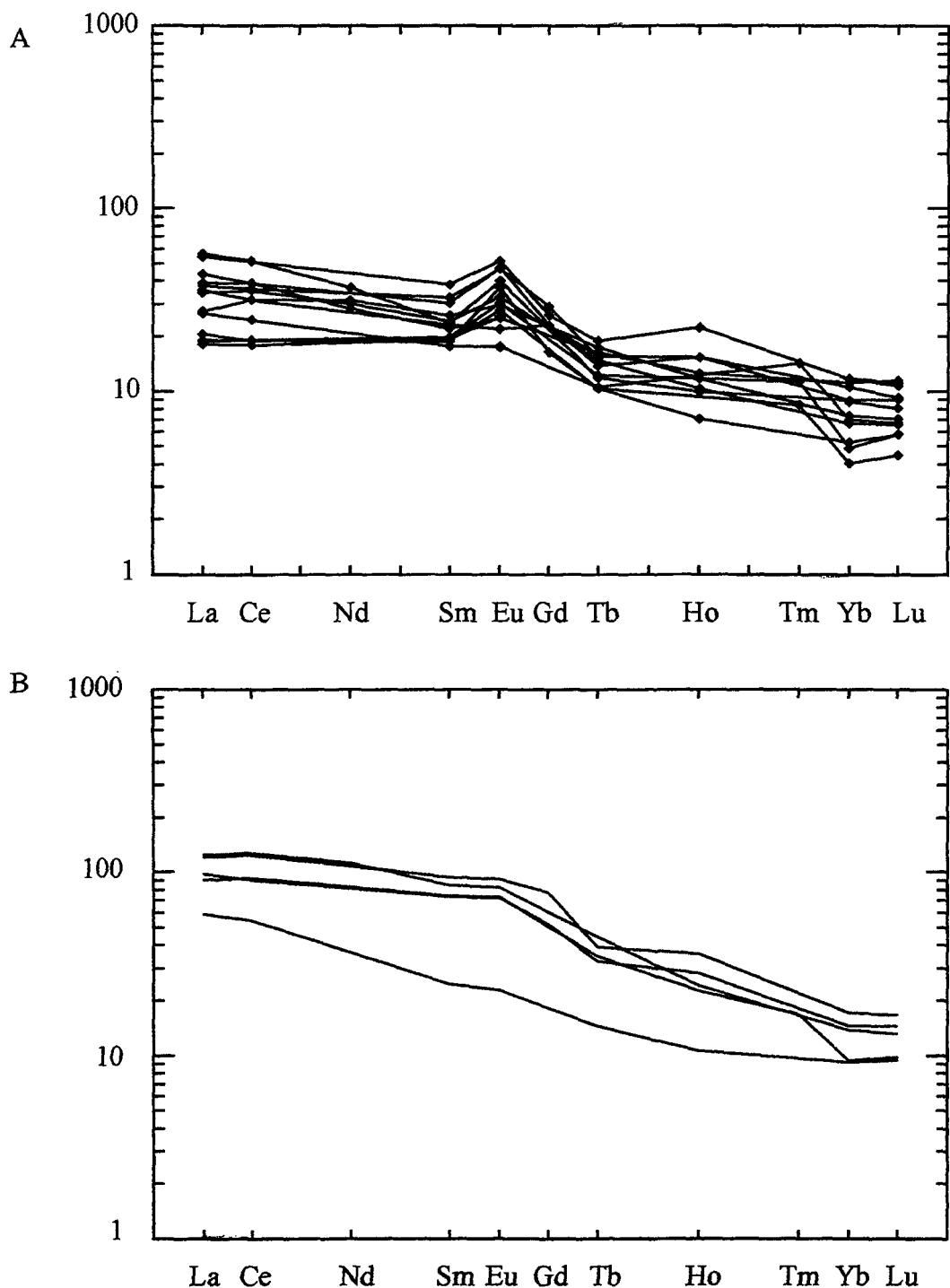


Figure 4.9: Diagrammes des terres rares normalisées sur chondrite de Taylor et McLennan (1995). A- microgabbro avec forte anomalie positive en Eu; B- microgabbro sans ou avec légère anomalie en Eu.

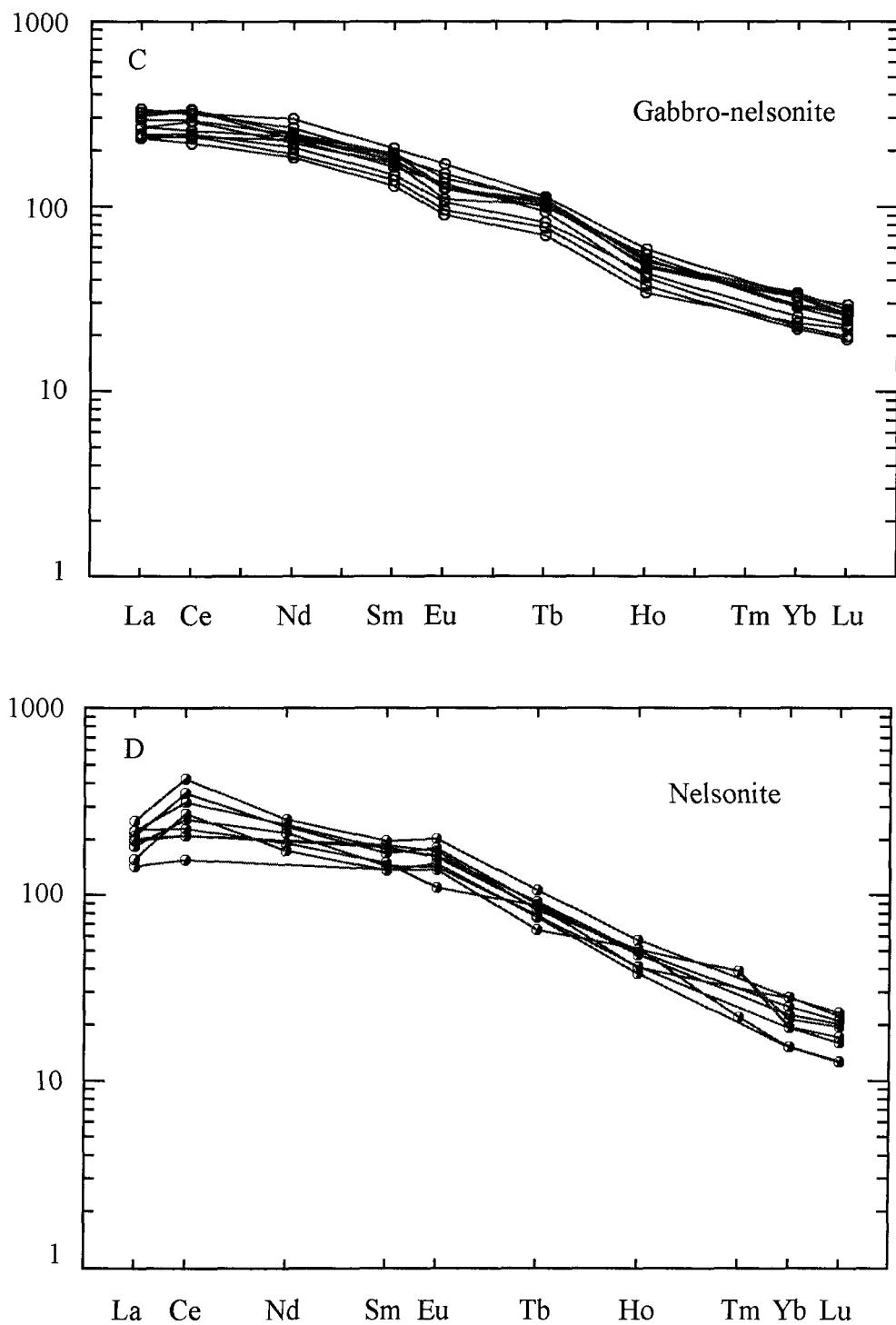


Figure 4.9 (suite): Diagrammes des terres rares normalisées sur chondrite de Taylor et McLennan, 1995. B) gabbro-nelsonite; C) nelsonite.

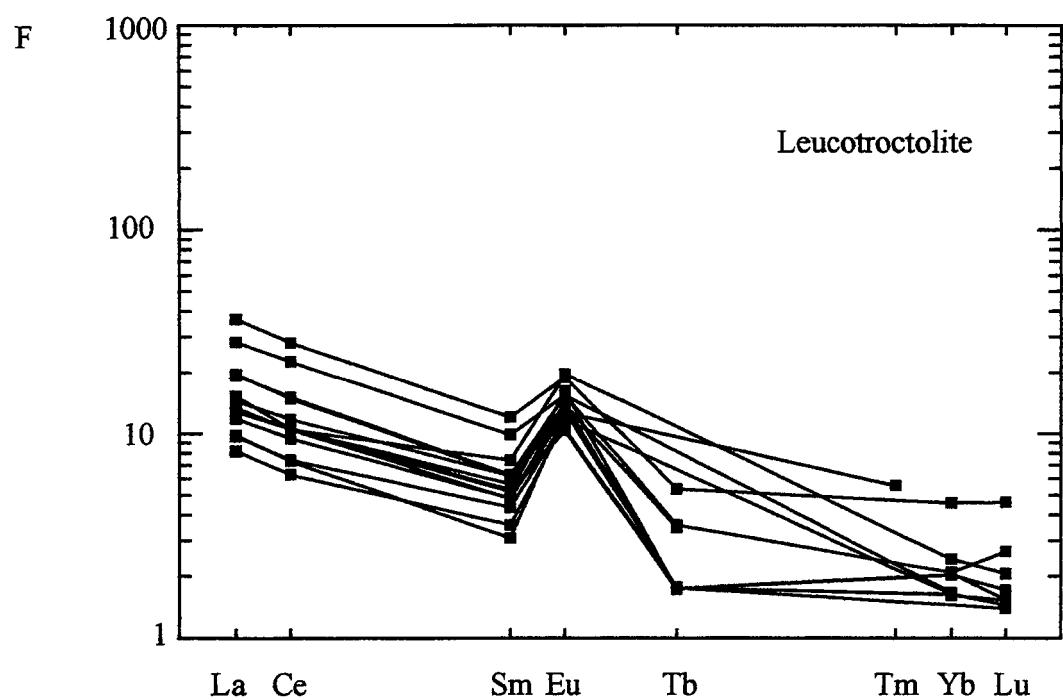
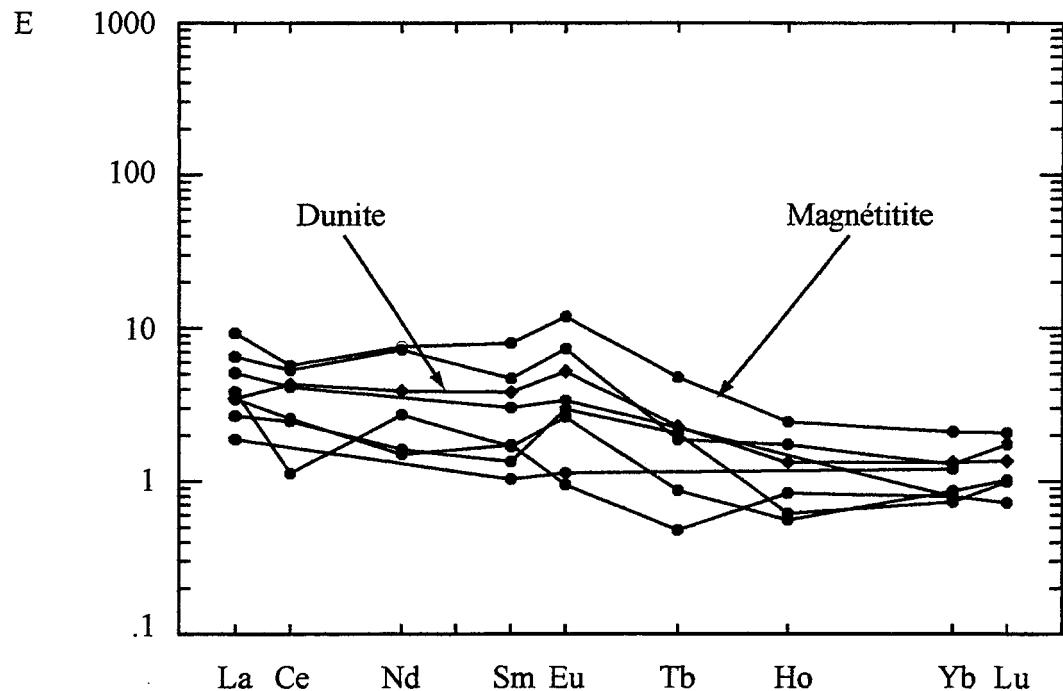


Figure 4.9 (suite): Diagrammes des terres rares normalisées sur chondrite de Taylor et McLennan (1995). E- magnétite et dunite; F- leucotroctolite.

McLennan, 1985) sont variables et se situent entre 3 et 8. Les profils de REE montrent une anomalie positive en Eu suggérant une accumulation de plagioclase (figure 4.9 F).

Les magnétitites et les dunites, quant à eux, présentent des profils de REE relativement plats (figure 4.9 E) à l'exception de certains échantillons de magnétitites qui présentent des teneurs en La, Ce, Nd, Sm et Eu dix fois plus élevées que les chondrites. Ces éléments sont probablement concentrés dans le liquide piégé dans les magnétitites et représentés par les phases silicatées (plagioclase, olivine).

Les diagrammes multi-éléments sont les plus utiles pour montrer le comportement individuel des gros ions lithophiles tels que K, Rb, Ba (faible valence, mobile), ainsi que Th, Nb, Ta, Hf et Zr (forte valence, immobile). Ces diagrammes offrent un plus grand nombre de pics reflétant les comportements des différents groupes d'éléments traces. Les diagrammes multi-éléments normalisés sur le manteau primitif (Sun et McDonough, 1995) dévoilent une composition élevée en certains éléments lithophiles tel que Cs, Rb, Ba (figure 4.10). Les microgabbros présentent un enrichissement en Ba probablement dû à la présence de plagioclases. La teneur très faible en Th peut être liée à l'appauvrissement du magma en cet élément (figure 4.10 A).

Les nelsonites et les gabbro-nelsonites montrent un enrichissement en Cs, Rb, Th et en REE (figure 4.10 B et C). Cet enrichissement est expliqué par la présence de l'apatite en proportion importante. Les diagrammes montrent des anomalies positives en K, Hf et Ti. La variation en K est expliquée par le contenu modal en plagioclase dans

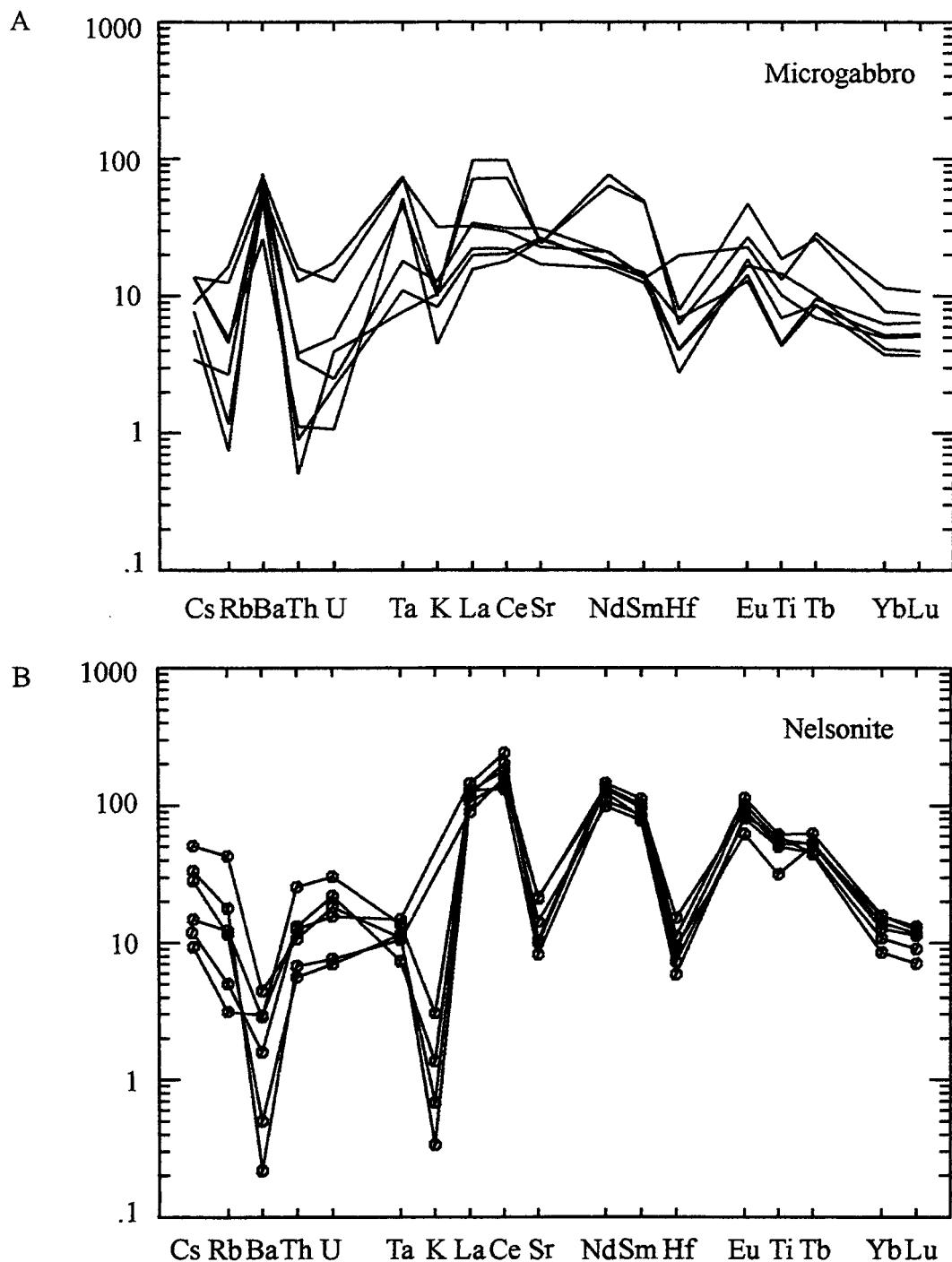


Figure 4.10 : Diagrammes multi-éléments normalisés sur le manteau primitif de McDonough et Sun (1995). A) microgabbro; B) nelsonite

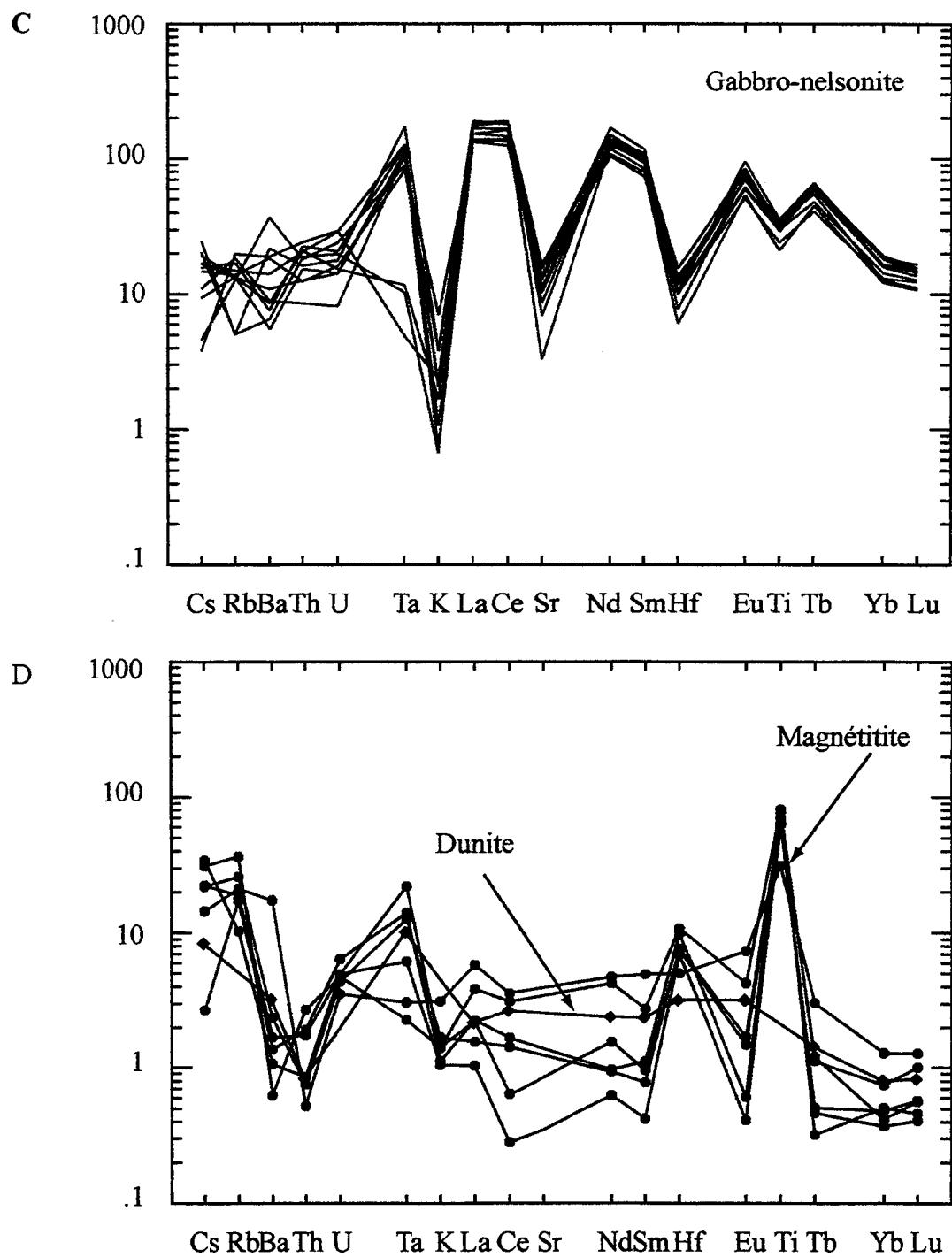


Figure 4.10 (suite): Diagrammes multi-éléments normalisés sur le manteau primitif de McDonough et Sun (1995). C) gabbro-nelsonite; D) magnétitite et dunite.

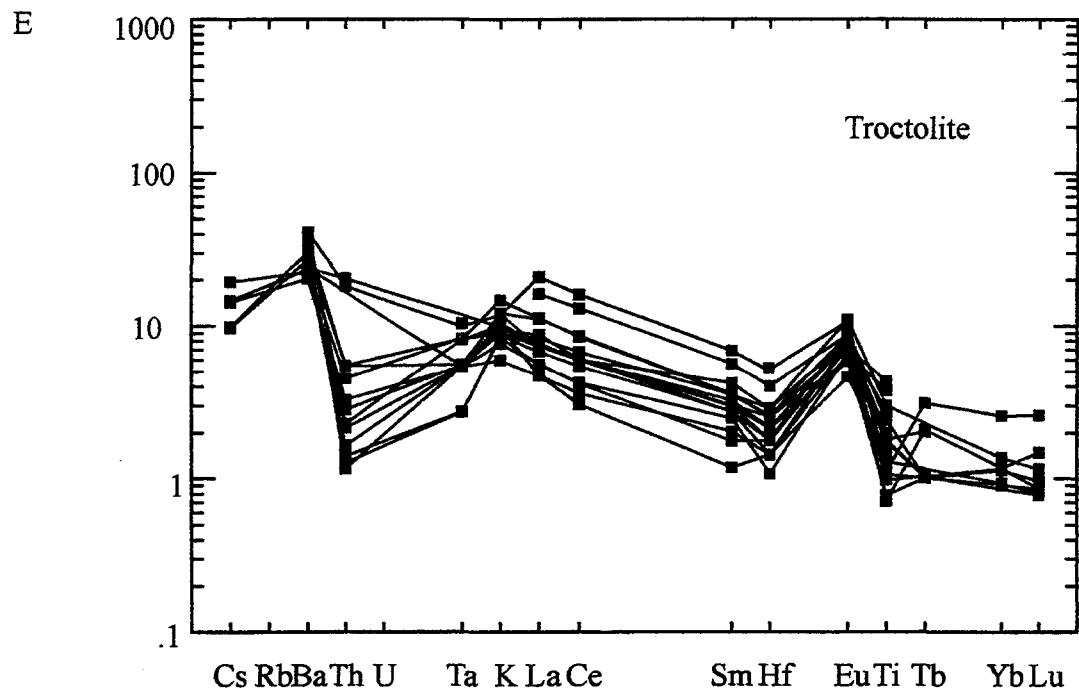


Figure 4.10 (suite): Diagrammes multi-éléments normalisés sur le manteau primitif de McDonough et Sun (1995). E) troctolite.

les différents types de roches. L'abondance d'apatite affecte la variation de CaO et d'Eu. Il y a donc une absence de corrélation bien marquée entre les différents éléments. Les variations en Ta, Hf et Ti sont contrôlées par la cristallisation de la magnétite et de l'ilménite.

L'absence de l'apatite dans les magnétites de Sept-Îles explique la différence de profils entre les nelsonites et les magnétites. Le comportement des profils de ces dernières (figure 4.10 D) est influencé par des phases oxydes comme la magnétite, l'ilménite et les phases silicatés (rares). Les pics de Hf et Zr peuvent être contrôlés par les phases riches en Ti comme l'ilménite et/ou la titanomagnétite.

Les leucotroctolites montrent une légère enrichissement en Ba, probablement dû à la présence des plagioclases (figure 4.10 E). L'anomalie positive en Eu est expliquée par l'accumulation de plagioclase. L'abondance des REE dans ces roches s'explique par la présence de fraction liquide (estimée à 10 %) piégée entre les cristaux cumulats de plagioclase.

4.4 Relation entre les différents types de roches

4.4.1 Cristallisation fractionnée

Un des objectifs fondamentaux de cette étude est la détermination du rôle du processus de la cristallisation fractionnée dans la genèse du gisement de P-Ti de l'intrusion mafique de Sept-Îles. Répondre à cette question revient à déterminer le lien entre les différents types de roches formant la zone critique de Sept-Îles. La cristallisation fractionnée est un processus majeur dans le système igné. Ce processus

cause des tendances très visibles dans les diagrammes binaires. Dans le cas de roches à cumulats, ces tendances sont essentiellement contrôlées par la composition des cristaux présents.

Les magnétites, les nelsonites et les troctolites présentent des textures cumulat. Les filons-couches de gabbros de granulométrie fine de la zone critique, pourraient correspondre à une composition du liquide. Une légère anomalie en Eu est présente dans certaines roches alors que d'autres en sont dépourvues. L'échantillon HN-99-06 de nature gabbroïque, ne possédant pas d'anomalie en Eu, a été choisi comme liquide initial. Ce liquide possède une composition similaire au liquide expérimentale de l'intrusion de Skaegaard (Toplis et Carroll, 1995) qui génère le même ordre de cristallisation plagioclase-olivine, plagioclase-olivine-magnétite, plagioclase-olivine-ilménite. L'absence du P dans le liquide expérimentale du départ explique l'absence d'apatite.

Les diagrammes de Harker représentés ci-dessus (figure 4.2) permettent d'illustrer le lien entre le liquide et les différents types de roches de la zone critique. Par exemple le diagramme binaire SiO_2 par rapport à P_2O_5 (figure 4.11 A) montre que les roches suivent une tendance qui se situe à l'intérieur du triangle qui délimite l'espace de composition d'apatite, d'oxydes Fe-Ti et du liquide. Les échantillons de nelsonite représenteraient ainsi des proportions d'apatite de 30 % modale, de magnétites et d'ilménites de 67 % modale et de la fraction liquide de 3 % modale. Les magnétites, quant à elles, seront formées à 98 % modale de magnétite-ilménite et de 2 % modale de liquide. Les gabbro-nelsonites représenteraient des proportions de 5.7 à 10.7 % modale

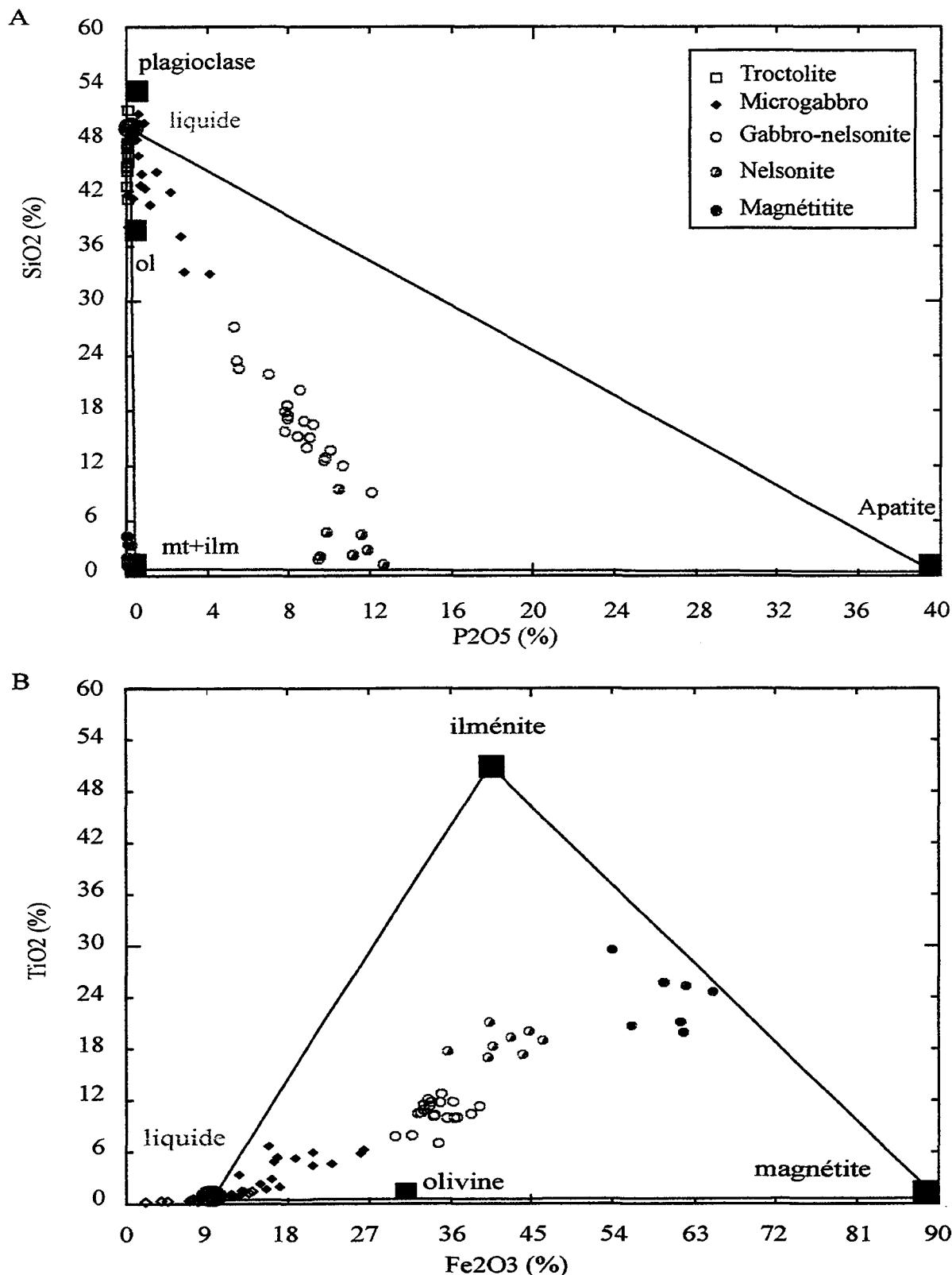


Figure 4.11: Diagrammes binaires SiO₂ vs P₂O₅ et TiO₂ vs Fe₂O₃ illustrant la distribution des différents types de roches de la zone critique de l'intrusion mafique de Sept-Îles et leur position à l'intérieur du triangle apatite-magnétite (Mt)-ilménite (Ilm)-Liquide.

d'apatite, 20 à 22 % modale de magnétite-ilménite, et 69.3 à 72.3 % modale de liquide (plagioclase et olivine). Ces proportions corroborent les résultats de l'investigation pétrographique du chapitre 3. Les proportions d'ilménite et de titanomagnétite dans les oxydes massifs (nelsonites et magnétitites), sont dévoilées par le biais du diagramme TiO_2 vs Fe_2O_3 (figure 4.11B). En effet, la nelsonite est formée de 34 % modale d'ilménite, 31 % modale de magnétite et 35 % modale de liquide + apatite, alors que la magnétitite est composée de 50 % modale d'ilménite, 48 % modale de magnétite et 2 % modale de liquide (silicate).

Les tendances observées dans les diagrammes binaires suggèrent que les magnétitites, les nelsonites et les gabbros-nelsonites puissent être générés par accumulation à partir d'un liquide de nature gabbroïque (exemple de l'échantillon HN-99-06).

Approche par simple balance de masse

Une approche par simple balance de masse a été effectuée dans le but de vérifier la validité des estimés faits à partir des diagrammes de Harker. La modélisation consiste à calculer les oxydes majeurs du liquide formé en utilisant la composition des phases déterminées par la microsonde électronique dans l'équation suivante (Cox et al., 1979) :

$$W_I C_I + W_{ap} C_{ap} + W_{mt} C_{mt} + W_{ol} C_{ol} + W_{pl} C_{pl} + W_l C_l = C_c$$

W est la fraction en poids des phases cristallisées (I: ilménite, ap : apatite, mt : magnétite, ol: olivine, pl: plagioclase) ; $C_{ap,mt,ol,pl,I}$ est la concentration des éléments oxydes respectivement dans l'apatite, la magnétite, l'olivine, le plagioclase et le liquide ; C_c est la concentration des éléments dans le cumulat. Les résultats de la modélisation sont présentés dans le tableau 4.4. Les éléments majeurs utilisés dans la modélisation proviennent d'analyses à la microsonde des différentes phases. Les résultats de la modélisation suggèrent qu'un mélange de 34 % poids d'ilménite, 31 % poids de magnétite, 32 % poids d'apatite et 3 % poids de liquide forme la nelsonite, un mélange de 50 % poids d'ilménite, 48% poids de magnétite et 2 % poids de liquide forme la magnétitite, alors que le gabbro-nelsonite est formé d'un mélange de 15 % poids d'ilménite, 15 % poids de magnétite, 10 % poids d'apatite, 15 % poids d'olivine, 15 % poids de plagioclase, et 30 % poids de liquide. Les résultats de la modélisation appuient l'analyse pétrographique illustrée dans le chapitre 3.

Modélisation par l'équation de Raleigh

Nous pouvons aussi déterminer la quantité de fractionnement ainsi que la proportion des différents minéraux en utilisant l'équation pour la cristallisation fractionnée de type Raleigh. Toutefois, pour modéliser la composition des phases cumulat, il est nécessaire d'estimer le liquide piégé présent dans les cumulats. L'équation suivante est ainsi utilisée pour modéliser la composition du liquide :

$$C_l = C_o * (1 - F^D * (1 - T) + T) / (1 - F)$$

Tableau 4.4: Modélisation par balance de masse des roches de la zone critique de l'intrusion mafique de Sept-Îles.

A) - magnétites

	Éléments de modélisation				Modèle	Comparaison magnétite (n=6)
	Liquide*	magnétite	ilménite	apatite		
	0.03	0.65	0.28	0		
SiO ₂ %	48.7	0	0		1.46	2.51
TiO ₂	5.1	10.5	53		21.82	23.53
Al ₂ O ₃	11.15	3	0		2.28	3.53
FeO	16.3	87	42		68.80	63.93
MnO	0.24	0.35	0.6		0.40	0.45
MgO	4.23	1.7	4.5		2.49	3.73
CaO	9.3	0	0	55	0.28	0.56
Na ₂ O	2.9	0	0		0.09	0.09
K ₂ O	0.57	0	0		0.02	0.04
P ₂ O ₅	0.42	0	0	43	0.01	0.08

$$(Co^*(1-F^*(D^*(1-T)+T))/(1-F))$$

Liquide **						
Ni ppm	112	3	5	0	327.21	136.10
Cu	11	0	0	0	0.35	31.28
Cr	67	1	1	0	62.67	29.78
Co	38	10	2	0	195.90	181.96
Sc	23	1	1.8	0	26.23	36.46
V	336	20	7	0	2633.94	2564.35
Zn	155	10	0.3	0	761.63	924.02
Cs	0.2	0	0	0	0.01	0.53
Rb	10	0	0	0	0.32	15.43
Ba	488	0	0.01	0	16.79	32.24
Cl	115	0	0	1000	3.63	26.00
Hf	5.55	0.2	1		2.45	2.64
Ta	2.62	0.1	1		0.99	0.44
Th	1.3	0	0		0.04	0.13
U	0.25	0	0		0.01	0.11
La	20.6	0	0	100	0.65	2.11
Ce	49	0	0	100	1.55	3.55
Sm	5.4	0	0	100	0.17	0.88
Eu	3.47	0	0	100	0.11	0.49
Tb	0.69	0	0	100	0.02	0.13
Yb	2.2	0	0	100	0.07	0.33
Lu	0.342	0	0	100	0.01	0.06

* liquide Fe-42 de Tolpis et Carroll (1995)

** liquide: échantillon HN-99-49

Tableau 4.4 (suite): Modélisation par balance de masse des roches de la zone critique de l'intrusion mafique de Sept-Îles.

B) Nelsonites

wt frac	Éléments de modélisation				Modèle	Comparaison nelsonite
	Liquide*	magnétite	ilménite	apatite		
SiO ₂ %	48.70	0.00	0.00		1.46	1.25
TiO ₂	5.10	11.70	51.50		21.13	21.08
Al ₂ O ₃	11.15	2.75	0.00		1.27	1.21
FeO	16.30	87.03	42.89		44.23	44.78
MnO	0.24	0.40	0.70		0.37	0.39
MgO	4.23	0.90	3.90		1.72	2.57
CaO	9.30	0.00	0.00	55.00	16.78	18.54
Na ₂ O	2.90	0.00	0.00		0.09	0.06
K ₂ O	0.57	0.00	0.00		0.02	0.00
P ₂ O ₅	0.42	0.00	0.00	42.60	12.79	12.69
Cl	0.01	0.00	0.00	0.10	0.03	275.31

Liquide**

(Co*(1-F^(D*(1-T)+T))/(1-F))

Ni ppm	112	1	5	0	209.00	164.33
Cu	11	0	0	0	0.35	57.43
Cr	67	1	1	0	46.32	8.69
Co	38	10	2	0	129.85	111.55
Sc	23	1	1.8	0	21.60	32.25
V	336	20	7	0	2039.86	1142.94
Zn	155	10	0.3	0	469.42	432.98
Cs	0.2	0	0	0	0.01	0.20
Rb	10	0	0	0	0.32	1.94
Ba	488	0	0.01	0	17.04	20.08
Hf	5.55	0.2	1		2.38	3.25
Ta	2.62	0.1	1		1.04	0.56
Th	1.3	0	0	2	0.81	1.02
U	0.25	0	0	4	0.30	0.32
La	20.6	0	0	20	94.78	94.64
Ce	49	0	0	40	346.71	412.84
Sm	5.4	0	0	50	42.38	46.53
Eu	3.47	0	0	20	15.97	17.96
Tb	0.69	0	0	50	5.42	6.34
Yb	2.2	0	0	13	7.28	7.16
Lu	0.342	0	0	9	0.83	0.86

* liquide Fe-42 de Tolpis et Carroll (1995)

** liquide: échantillon HN-99-49

Tableau 4.4 (suite): Modélisation par balance de masse des roches de la zone critique

C) Gabbro-nelsonite

wt frac	Éléments de modélisation						Modèle	comparaison gabbro-nelsonite (n=19)
	Liquide*	magnétite	ilménite	apatite	plagioclase	olivine		
SiO ₂ %	48.7	0	0		55	35	22.24	27.20
TiO ₂	5.1	11.7	51.5				8.14	7.84
Al ₂ O ₃	11.15	2.75	0		28		5.86	8.56
FeO	16.3	87.03	42.89		0.2	36	39.59	33.20
MnO	0.24	0.4	0.9			0.6	0.35	0.47
MgO	4.23	0.9	2			28	6.86	6.73
CaO	9.3	0	0	55	10.4		10.05	10.50
Na ₂ O	2.9	0	0		5.7		1.15	1.54
K ₂ O	0.57	0	0		0.2		0.13	0.19
P ₂ O ₅	0.42	0	0	42.6			5.62	5.32
Cl	0.011	0	0	0.1			0.02	223

Liquide**

(Co*(1-F^(D*(1-T)+T))/(1-F))

Ni ppm	112	1	5	0	5	165.74	27
Cu	11	0	0	0		2.29	167
Cr	67	1	1	0		34.11	12.29
Co	38	10	2	0	1	99.22	51
Sc	23	1	1.8	0		12.74	21
V	336	20	7	0		1456.23	222
Zn	155	10	0.3	0		373.50	399
Cs	0.2	0	0	0		0.04	0.00
Rb	10	0	0	0	0.1	2.17	0
Ba	488	0	0.01	0	0.5	122.13	298
						0.00	
Hf	5.55	0.2	1			1.75	2.50
Ta	2.62	0.1	1			0.76	2.20
Th	1.3	0	0	2		0.55	0.79
U	0.25	0	0	4		0.16	0.00
La	20.6	0	0	20	0.1	44.13	78
Ce	49	0	0	40		180.48	200
Sm	5.4	0	0	50		23.43	35
Eu	3.47	0	0	20		7.41	9.60
Tb	0.69	0	0	50		2.99	3.80
Yb	2.2	0	0	13		3.32	6.40
Lu	0.342	0	0	9		0.39	0.96

* liquide Fe-42 de Tolpis et Caroll (1995)

** liquide: échantillon HN-99-49

où C_l est la concentration de l'élément dans le liquide final, C_o est la concentration dans le liquide initial, D est le coefficient de partage global des phases qui cristallisent, T est la fraction du liquide piégé estimé à partir de l'équation ($T = C_c/C_l$), C_c et C_l sont les concentrations de l'élément dans le cumulat et dans le liquide respectivement. Le magma parental choisi est l'échantillon HN-99-06 et nommé liquide 1 (L1). Les résultats de la modélisation sont représentés par le diagramme Ba vs TiO₂ (figure 4.12). Le choix des éléments est basé sur le degré de compatibilité. En effet, le Ba est un élément incompatible ($D_{pl} = 0.26$, Kravuchuk et al., 1981 ; $D_{cpx} = 0.03$, Larsen 1979; $D_{ilm} = 0.01$ et $D_{mt} = 0.028$, Sisson, 1991; $D_{ap} = 0.05$, Paster 1974) alors que TiO₂ est compatible. Le liquide L1 présente une valeur faible en TiO₂ (1.44 % poids). Une évolution de ce liquide (un taux de fractionnement de 60 % en utilisant l'équation de Raleigh ($C_l/C_o = F^{D-1}$)) abouti à un liquide L2 après fractionnement de 24 % poids d'olivine, 63.5 % poids de plagioclase, et 11.9 % poids de clinopyroxène. Le liquide L2 présente des teneurs en TiO₂ et de Ba de l'ordre de 3.32 % poids et de 1087 ppm respectivement. À partir d'une telle composition (L2), il est possible de générer les roches de la zone critique (nelsonite-gabbro-nelsonite-magnétitite) par accumulation avec une valeur de T de 1 à 2 % (figure 4.12A). Le même résultat est visualisé par les courbes de simulation en utilisant le logiciel «Pele» avec une apparition des phases oxydes et apatite après un taux de fractionnement de 60 % (figure 4.12 B).

4.4.2 Contamination

Des chercheurs (Lesher 1993; Ripley, 1981; Thériault et al., 1997; Barnes et al., 1997) ont mis en évidence la contamination comme étant le principal processus provoquant la saturation du magma en soufre et par conséquent, la formation de gisements de sulfures magmatiques. Les magmas qui proviennent du manteau sont, de

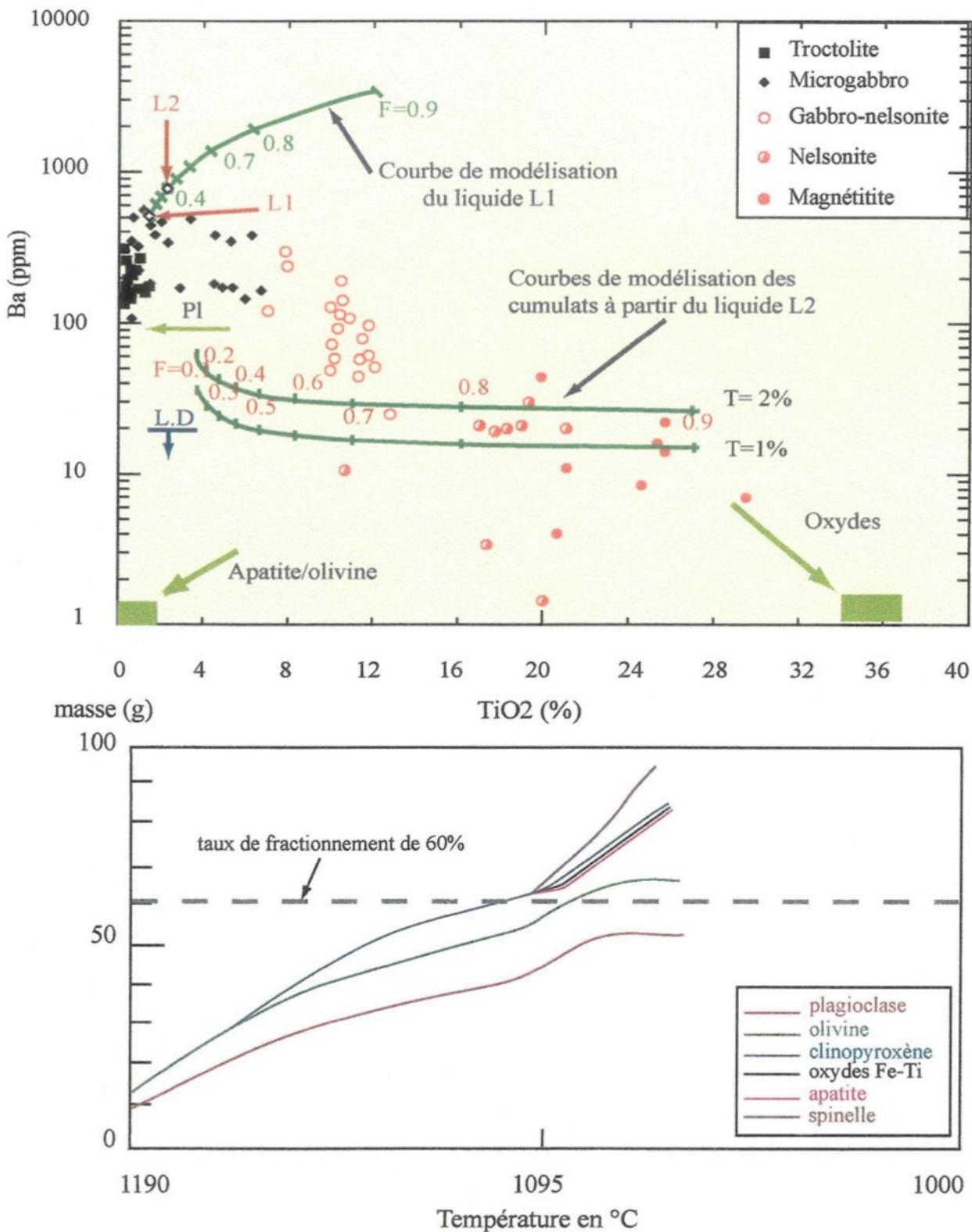


Figure 4.12: A- Diagramme Ba (ppm) vs TiO₂ (% poids) illustrant les résultats de la modélisation. Les roches riches en oxydes de la zone critique de l'intrusion de Sept-Îles peuvent être formées par accumulation à partir d'un liquide de nature gabbroïque (L2). Ce dernier est formé après un taux de fractionnement de 60 % (1-F) (fractionnement de 24 % d'olivine, 63.5 % poids de plagioclase (Pl) et 11.9 % poids de clinopyroxène). L.D = limite de détection; T = fraction de liquide piégé. B- Résultats de simulation en utilisant le logiciel «Pele»: à partir du liquide tholeïtique HN-99-06, on note l'apparition des phases oxydes et apatite après 60% de fractionnement.

toute évidence, une source de chaleur. Ces magmas assimilent le matériel crustal et incorporent à la composition du magma d'autres éléments comme le soufre, l'argent, l'or, le cuivre et l'antimoine. Si la contamination est bien documentée dans le cas des sulfures, l'association spatiale des sulfures avec les oxydes insinue un lien génétique entre ces deux espèces et suggère, par conséquent, un effet probable du processus de contamination dans la genèse des oxydes Fe-Ti-P.

L'assimilation du matériel crustal peut se faire : 1) Par la fusion du matériel solide (Watson 1982; Thériault et al., 1997), 2) Par dégazage lié à la mise en place du magma dans l'encaissant et les xénolithes lors du métamorphisme de contact, (Ripley, 1981), 3) La contamination peut se faire aussi par mélange de magmas (Emslie, 1978). Par exemple, la forte concentration de Fe, Ti et P des roches gabbroïques de Kauhajärvi (Ouest de la Finlande; Kärkkänen et Appelqvist, 1999) est interprétée comme étant le résultat de la contamination du magma mantellique par un magma granitique, produit par la fusion partielle de la croûte.

Tester l'hypothèse de contamination dans l'intrusion mafique litée de Sept-Îles revient à détecter s'il existe une contribution crustale modifiant la composition chimique du magma lors de sa mise en place. Lors de l'investigation géologique et pétrographique, et comme en témoigne l'absence de contaminant à proximité de l'intrusion mafique, il semble que la contamination n'a pas joué un grand rôle lors de la mise en place de l'intrusion. En outre, l'absence d'enclaves de métasédiments et/ou de granite à l'intérieur de l'intrusion éloigne la possibilité d'assimilation d'une composante grenvillienne. Cependant, l'investigation isotopique ($\delta^{18}\text{O}$ de cette étude;

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de Higgins, données non publiées) suggère qu'il y ait eu contamination du magma.

L'assimilation de la croûte continentale par un magma mafique affecte principalement les teneurs en SiO_2 , Sr, Ba, Rb, Th et terres rares légères. En effet ces éléments sont fortement enrichis dans la croûte continentale tout en étant présents à de faibles teneurs dans les magmas de nature tholéïtique. L'un des principaux éléments indicateur de la contamination dans un système igné est Th. Ce dernier est très abondant dans la croûte continentale : $\text{Th}_{\text{croûte continentale supérieure}} = 10.7 \text{ ppm}$ (Taylor et McLennan, 1985) et très pauvre dans le manteau : $\text{Th}_{\text{chondrite}} = 0.042$ (Taylor et McLennan, 1985), $\text{Th}_{\text{manteau primitif}} = 0.0813$ (Anderson, 1989). La teneur en Th dans le cas des roches de l'intrusion de Sept-Îles montre des valeurs très faible allant de 0.1 à 2.1. La teneur en Rb dans les magnétites varie de 0.1 à 21. Cette anomalie dévoilée par ces échantillons peut être expliquée par les minéraux hydratés comme la biotite qui existe dans les roches riches en oxydes. Ceci suggère probablement la présence de fluide tardive.

La composition isotopique de l'oxygène des minéraux silicatés contient des informations importantes sur leur origine et condition de formation. La composition isotopique de l'oxygène dans les silicates et les oxydes est exprimée en terme de la notation delta, par rapport à la valeur de référence SMOW (valeur moyenne standard de l'eau de mer). Pour libérer l'oxygène des minéraux silicatés, il faut les faire réagir avec du pentafluorure de brome (BrF_5) dans des tubes de nickel, à une température de 600 °C pendant 10 à 14 heures (Clayton et Mayeda 1963). L'oxygène ainsi libéré est ensuite réduit en CO_2 pour être mesuré dans un spectromètre de masse. Les valeurs ont été

déterminées avec une précision de $\pm 0.2\text{‰}$. Les résultats de cette étude ont été obtenus au laboratoire de géochimie isotopique de l'université de Laval à Québec.

L'implication d'un fluide météorique dans la genèse des oxydes est suggérée et renforcée par les résultats isotopiques d'oxygènes. L'oxygène possède trois isotopes stables : $^{16}\text{O} = 99.763\text{‰}$, $^{17}\text{O} = 0.0375\text{‰}$, et $^{18}\text{O} = 0.1995\text{‰}$. L'ubiquité de cet élément dans tous les réservoirs terrestres, ainsi que l'ampleur du fractionnement isotopique qu'il révèle, rend fondamentale la géochimie de son isotope. Les différentes roches de la zone critique de l'intrusion mafique de Sept-Îles ont été analysées pour l'oxygène ^{18}O afin de déterminer la source de l'oxygène et par conséquent mettre en évidence l'effet de la contamination.

Les résultats de l'investigation sont résumés dans la figure 4.13. Ils révèlent des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ qui s'étendent entre -4.4‰ et 4.2‰ avec une moyenne de 0.29‰ (11 échantillons). Les roches riches en oxydes telles que les magnétitites, les nelsonites et les gabbro-nelsonites montrent des valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ qui varient entre -2 et 1.8‰ . La signature isotopique d'oxygène des roches de l'intrusion mafique de Sept-Îles est semblable à celle des eaux météoriques (figure 4.14). Cette signature suggère et renforce l'implication de fluides de nature météorique dans la genèse des dépôts d'oxydes de Sept-Îles. Deux échantillons de nature gabbroïque (le premier, « RC-1 », prélevé par Sarah-Jane Barnes au contact de l'intrusion, et le deuxième, « MH-86-72 », recueilli par Michael Higgins au milieu de la zone litée ayant une valeur isotopique de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'ordre de 0.70335 et 0.70530) révèlent des teneurs de $\delta^{18}\text{O}$ de 4.2 et 4.0‰ respectivement. Ces valeurs suggèrent que ces roches ont été affectées par les roches

Échantillons	Nature de l'échantillon	Zone	$\delta^{18}\text{O}$ ‰
HN-99-18	Gabbro-nelsonite	Critique	-0.9
HN-99-44	Gabbro-nelsonite		-2.0
HN-99-52	Nelsonite		0.1
HN-99-33	Nelsonite		1.8
HN-99-35	Magnétitite		-1.2
HN-99-41	Magnétitite		0.9
HN-99-19	Microgabbro		-0.9
HN-99-49	Microgabbro		-4.4
MH-86-68	Gabbro	Litée	1.6
MH-86-72	Gabbro		4.0
R-C-1	Gabbro	Contact	4.2

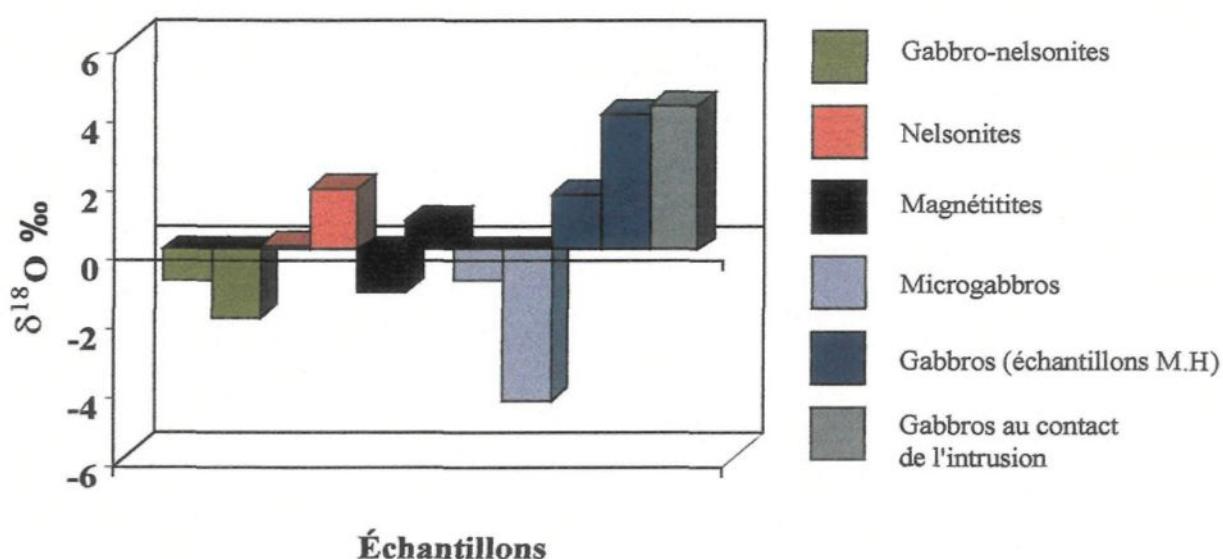


Figure 4.13: Tableau et diagramme montrant les valeurs isotpiques d'oxygène des différentes types de roches de la zone critique de l'intrusion mafique de Sept-Îles.

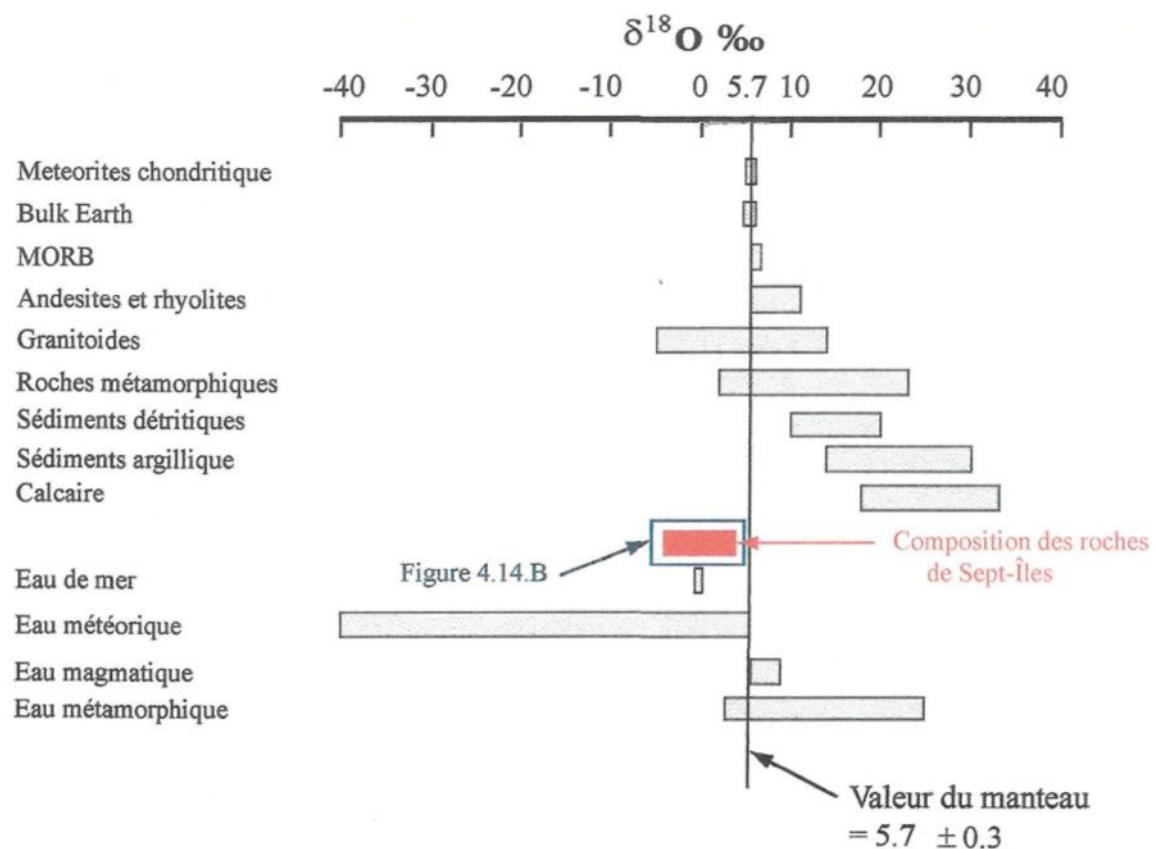


Figure 4.14.A: Réservoirs naturels des isotopes d'oxygènes. La compilation est tirée de Rollinson 1993 et les données proviennent de Taylor (1974), de Onuma et al., (1972), Sheppard (1977), Graham and Harmon (1983) and Hoefs (1987).

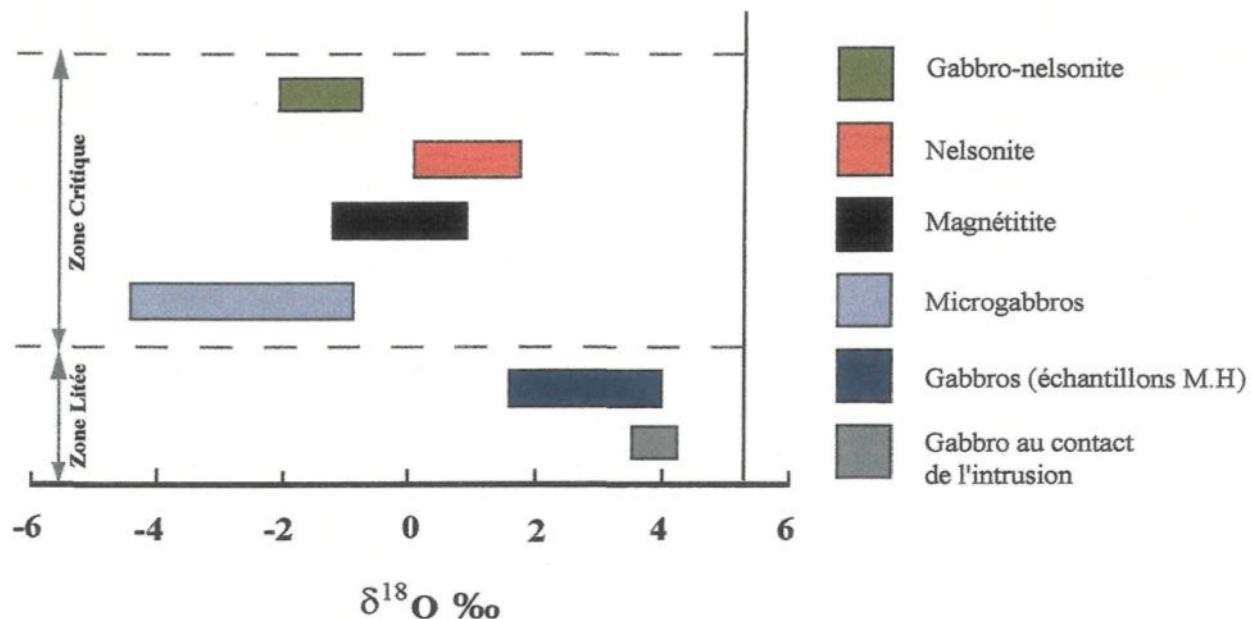


Figure 4.14.B: Diagramme illustrant la composition isotopique de l'oxygène des différentes types de roches de la zone critique et de la zone litée de l'intrusion mafique de Sept-Îles. Cette composition coïncide avec celle des eaux météoriques.

sédimentaires et/ou métamorphiques régionales dont la signature isotopique de $\delta^{18}\text{O}$ varie respectivement entre 7-40 ‰ et de 3-23 ‰.

4.5 Les sulfures

4.5.1 Éléments chalcophiles

Dans cette section, on s'attachera à l'étude de la distribution des éléments chalcophiles (EGP, Cu, Ni) et des relations inter-éléments dans les roches de la zone critique. Le but recherché consiste à déterminer d'une part le potentiel des oxydes Fe-Ti en EGP et d'autre part le lien entre les oxydes, les sulfures et les EGPs. Les résultats d'analyses sont présentés dans le tableau 4.5.

4.5.1.1 Les teneurs en EGP, Ni, Cu et Au normalisées au manteau

En général les valeurs des métaux nobles dans ces roches sont très faibles. En effet, les teneurs en Os, Ir et Au varient de 0.01 à 3 ppb. Les valeurs en Ru sont généralement inférieure à la limite de détection qui est de l'ordre de 10 ppb. Le Pt et le Pd présentent des valeurs qui s'étendent sur un intervalle de 1 à 50 ppb.

Les valeurs des EGP des différents types normalisées au manteau primitif sont illustrées par les diagrammes de la figure 4.15. Dans ces diagrammes, les EGP sont placés selon un ordre de point de fusion décroissant (Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd, Au) qui est le même que leur ordre de compatibilité. En tenant compte du degré de compatibilité, le Ni et le Cu sont placés à droite et à gauche des EGP respectivement (Barnes et al., 1988). Les quatre types de roches affichent des profiles similaires. Ces derniers sont

Tableau 4.5: Composition des échantillons en éléments du groupe du platine, en nickel, en cuivre et en soufre.

Echantillons	Nom de la roche	Au (ppb)	Os (ppb)	Ir (ppb)	Ru (ppb)	Pt (ppb)	Pd (ppb)	Rh (ppb)	Cu (ppm)	Ni (ppm)	S (%)
HN99-06	Microgabbro	0.1	<0.1	<0.02	<2.4	1.3	0.4	0.43	11	178	0.31
HN99-09	Microgabbro	0.2	0.8	0.19	0.9	0.9	<1.4	1.96	5	116	0.02
HN99-19	Microgabbro	0.1	0.1	0.02	5.6	15.5	3.1	0.01	3	73	0.02
HN99-27	Microgabbro	3.0	3.0	3	11.0	50.1	0.7	20.69	5	154	0.23
HN99-49	Microgabbro	0.3	0.2	0.09	<6.9	1.4	3.6	0.32	11	112	0.04
HN99-01	Olivine-gabbro	0.3	0.7	0.12	7.3	<5.7	<3.9	<0.56	3	36	0.21
HN99-13	Olivine-gabbro	0.3	1.2	0.02	<13.3	6.2	<2.6	0.51	16	66	0.18
HN99-04	Gabbro-nelsonite	1.1	<2.3	1.19	<21	12.5	<7.4	6.30	27	62	0.23
HN99-11	Gabbro-nelsonite	0.3	0.6	0.14	<35	1.1	3.0	0.36	37	32	2.68
HN99-14	Gabbro-nelsonite	0.6	<0.2	0.14	9.7	<7.9	3.3	<0.08	38	119	0.31
HN99-18	Gabbro-nelsonite	0.1	0.2	0.07	4.1	11.3	1.9	0.38	18	14	0.28
HN99-21	Gabbro-nelsonite	0.6	1.2	0.11	<14.2	1.7	6.4	<0.97	33	44	0.22
HN99-25	Gabbro-nelsonite	0.2	<0.3	0.05	1.5	1.8	5.5	1.86	33	78	0.26
HN99-26	Gabbro-nelsonite	0.5	<0.1	0.19	<1.6	0.4	2.5	1.34	38	86	0.27
HN99-43	Gabbro-nelsonite	0.5	0.5	0.04	3.08	<2.7	<2.6	1.40	121	45	0.19
HN99-44	Gabbro-nelsonite	0.3	2.9	<0.14	<7	17.4	3.2	1.20	81	49	0.51
HN99-45	Gabbro-nelsonite	0.3	0.7	0.54	10.2	11.2	1.2	1.94	106	59	0.17
HN99-29	Nelsonite	0.5	0.9	0.03	<6.7	<3.5	<3.1	<1.7	87	197	0.34
HN99-33	Nelsonite	0.1	0.4	0.04	5.8	<0.5	<1.2	0.76	44	153	0.40
HN99-46	Nelsonite	0.4	0.3	0.06	18.4	9.4	2.4	<0.33	57	164	0.51
HN99-50	Nelsonite	0.2	<1.1	0.04	<6.2	<9	<5	<1.5	90	147	0.32
HN99-52	Nelsonite	0.4	<1.7	<0.11	<14	<8.8	<7.3	<2.3	73	84	0.32
HN99-53	Nelsonite	0.3	<2.3	<0.11	13.7	<12	<7.3	<2.3	21	165	0.34
HN99-34	Magnétitite	0.5	<2.3	0.34	<15	<20.1	1.8	3.97	45	112	0.37
HN99-35	Magnétitite	0.5	<1.3	0.03	23.2	31	<0.1	1.02	27	158	0.4
HN99-37	Magnétitite	0.5	<1.1	0.14	<28.5	<2.9	7.3	3.82	23	181	0.19
HN99-40	Magnétitite	0.3	1.1	0.05	2.3	1.1	2.5	1.28	42	140	0.48
HN99-41	Magnétitite	0.1	<0.1	0.10	<1.8	4.3	4.5	0.63	25	53	0.27
HN99-51	Magnétitite	0.8	<7.6	0.31	<33	16.2	11.8	<12	25	173	0.42

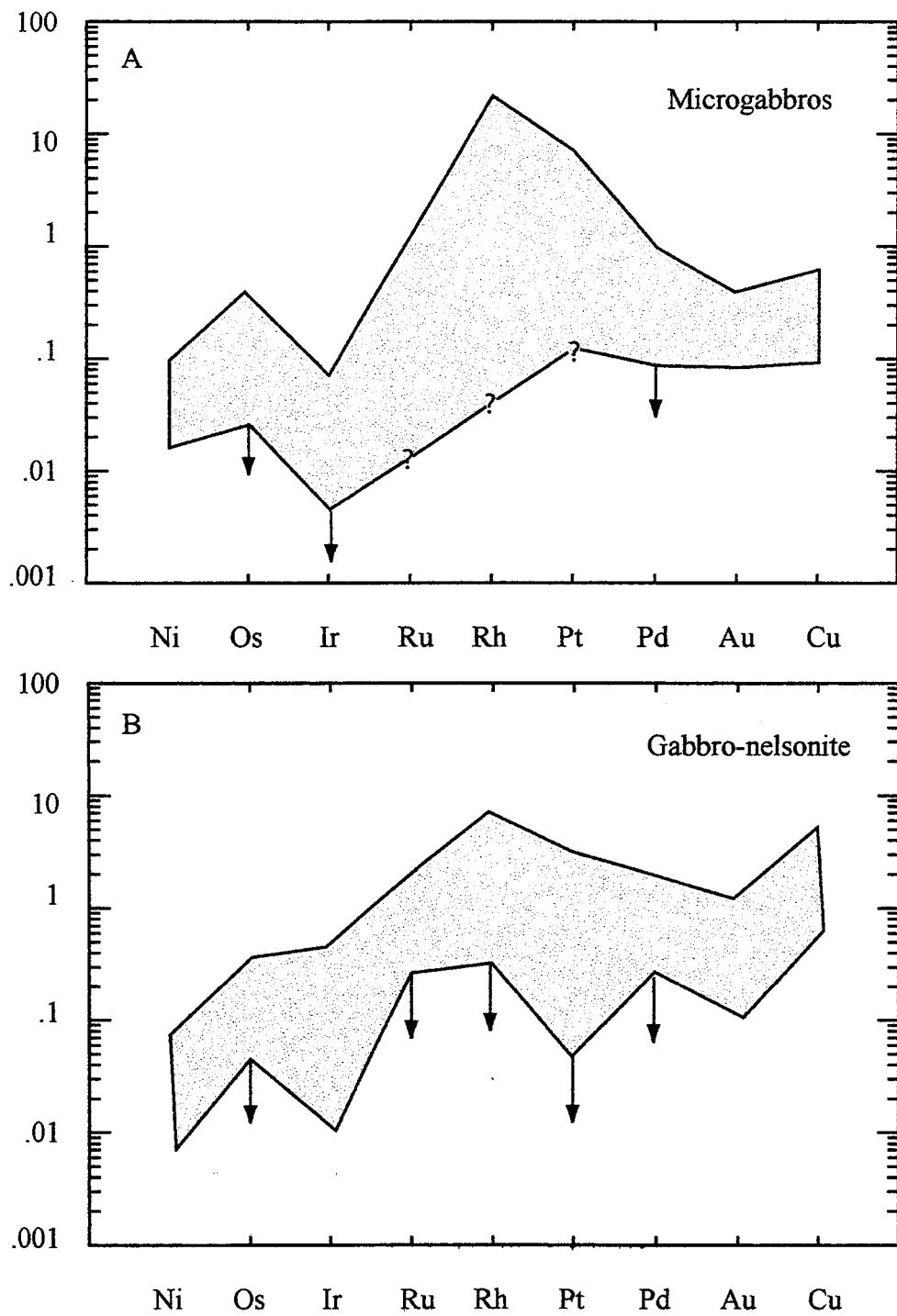


Figure 4.15: Diagrammes métaux normalisées par rapport au manteau primitif et selon l'ordre défini par Barnes et al. (1988).

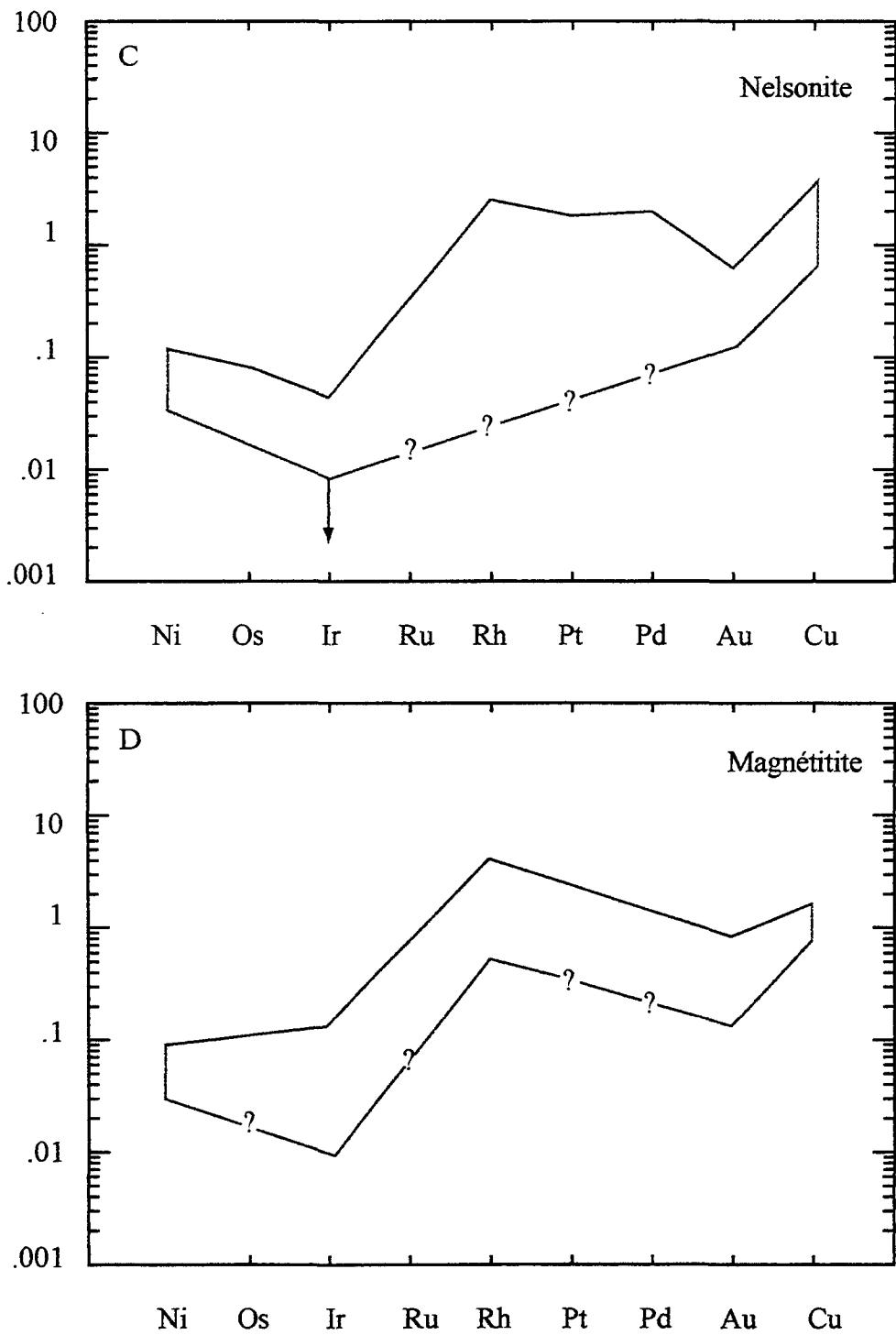


Figure 4.15 (suite): Diagrammes métaux normalisées par rapport au manteau primitif et selon l'ordre défini par Barnes et al. (1988).

caractérisés par : i- Une diminution du Ni à l'Ir; ii- Une augmentation abrupte de l'Ir au Ru ($\text{Ru}/\text{Ir}_N=100$); iii- Une diminution progressive de Ru jusqu'à Au ($\text{Ru}/\text{Au}_N=10$); iv- Une augmentation de tous les profiles de l'Au vers le Cu. La teneur et la forme des profiles sont identiques à ceux des magnétites de Bushveld (Barnes, et al., 2003).

Les différents types de roches montrent un appauvrissement en Ni et Ir (voir profiles). Les rapports Ni/Cu et Pd/Ir semblent montrer une diminution progressive de la base au sommet de la zone critique alors que le rapport Cu/Pd enregistre une augmentation (figure 4.16).

4.5.1.2 Comportement des éléments chalcophiles

La distribution des métaux avec la profondeur est proportionnelle à celle du soufre. En effet, la teneur en soufre varie de 0.37 % poids ($n=6$) pour les nelsonites ($n=6$), de 0.35 % poids dans les magnétites ($n=6$), à 0.31 % poids dans les gabbro-nelsonites ($n=9$), et de 0.12 % poids dans les microgabbros ($n=5$). Afin de déterminer si les sulfures contrôlent la distribution des métaux chalcophiles, une série de diagrammes binaires a été utilisée (figure 4.17). Ces derniers ne dévoilent aucune corrélation significative entre les éléments et le soufre. En effet, les éléments tels que l'Ir, Ru, Rh, Os et Au n'affichent pas de corrélation avec le soufre (figure 4.17 A,B,C,D et E). Toutefois, en tenant compte de la limite de détection des éléments représentée par la ligne horizontale en pointillé, une corrélation positive s'observe entre le Pd, le Pt, le Cu, et le soufre (figure 4.17 F,G,H et I). Le Ni, quant à lui, est contrôlé aussi bien par le soufre que par les oxydes (figure 4.17 H). Au sein des EGP, une faible corrélation est

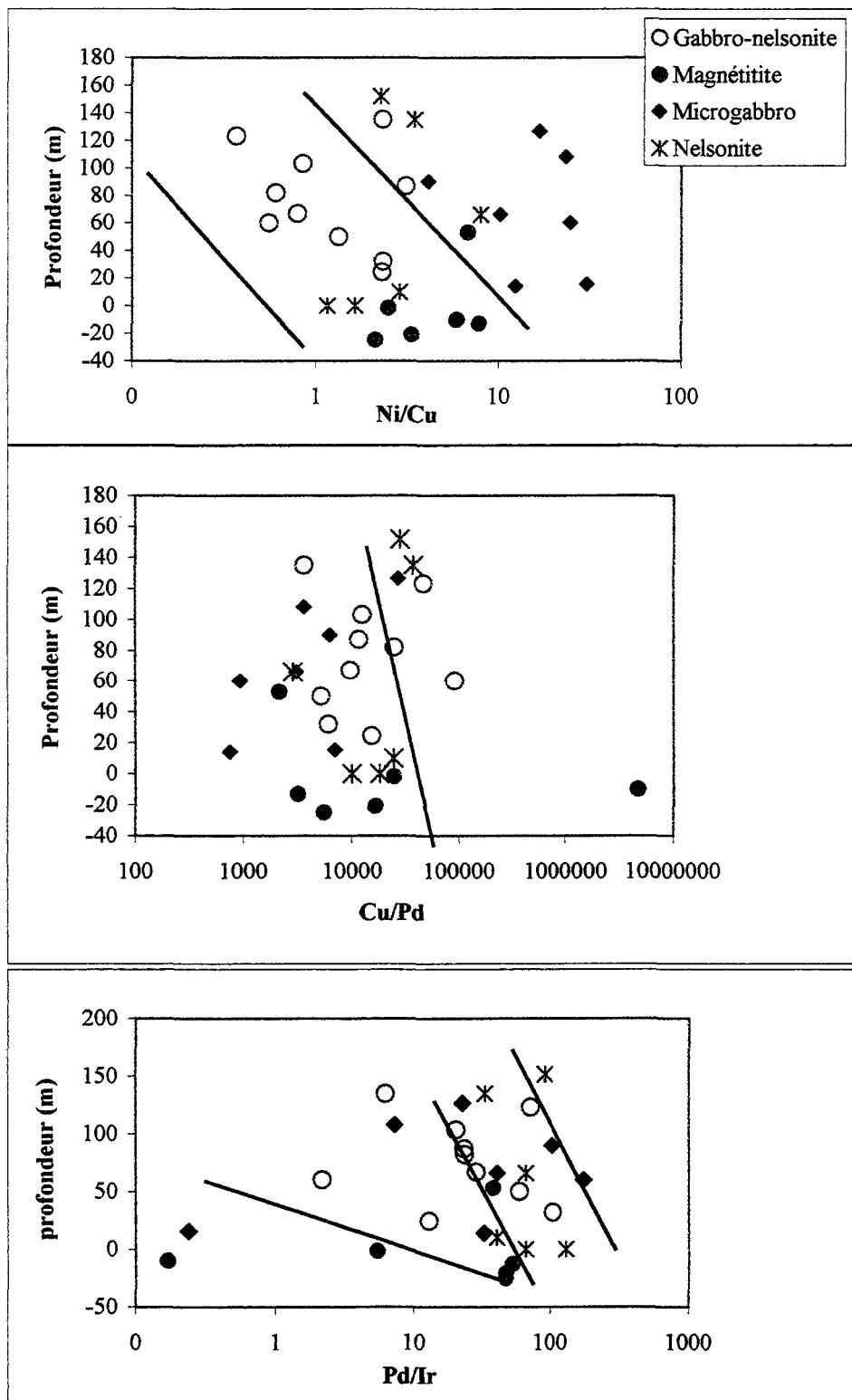


Figure 4.16: Diagrammes montrant la variation du rapport Ni/Cu, Cu/Pd et Pd/Ir avec la profondeur.

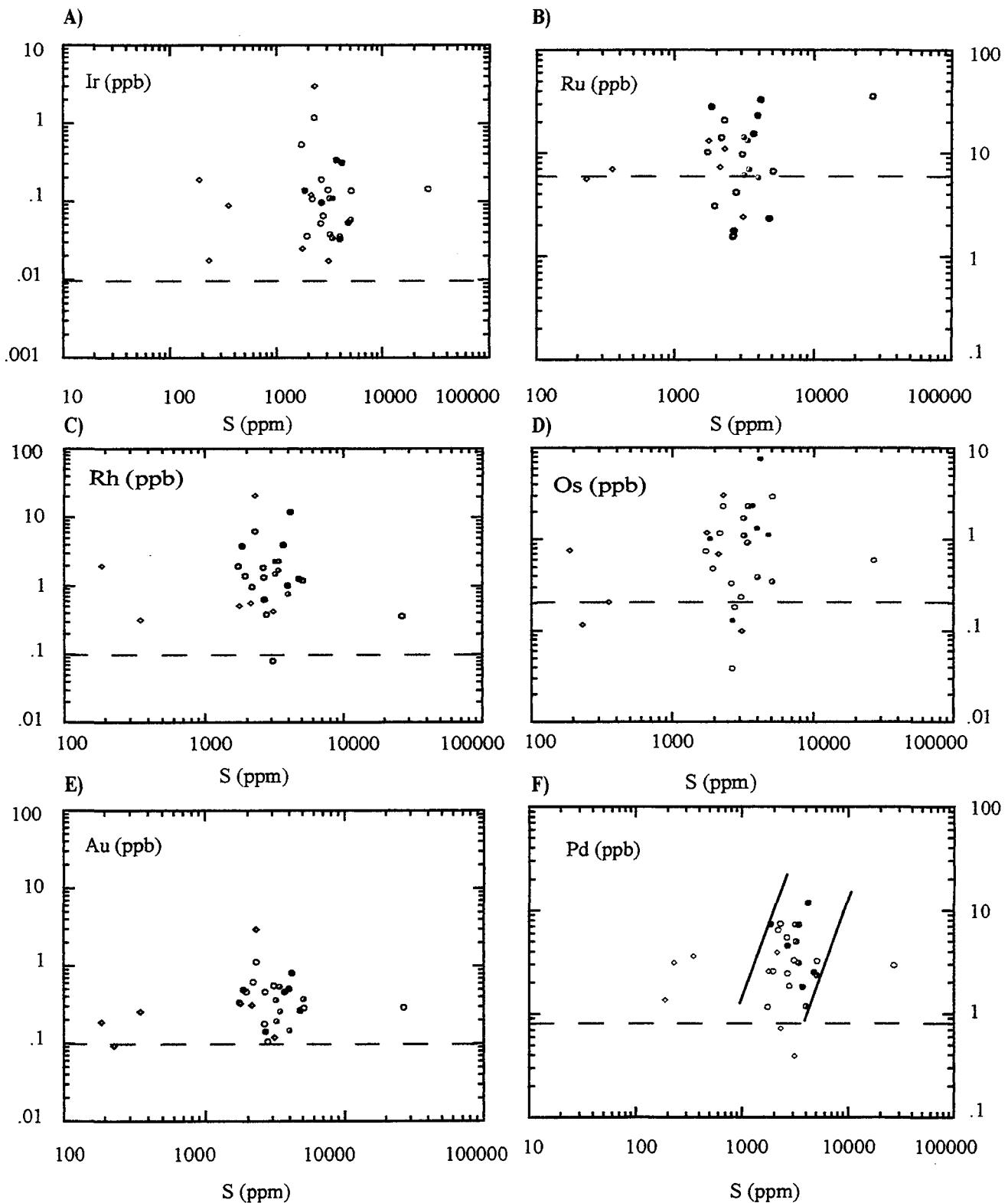


Figure 4.17: Diagrammes binaires, A) Ir vs S, B) Ru vs S, C) Rh vs S, D) Os vs S, E) Au vs S, F) Pd vs S.
La ligne pointillée horizontale correspond à la limite de détection des éléments.

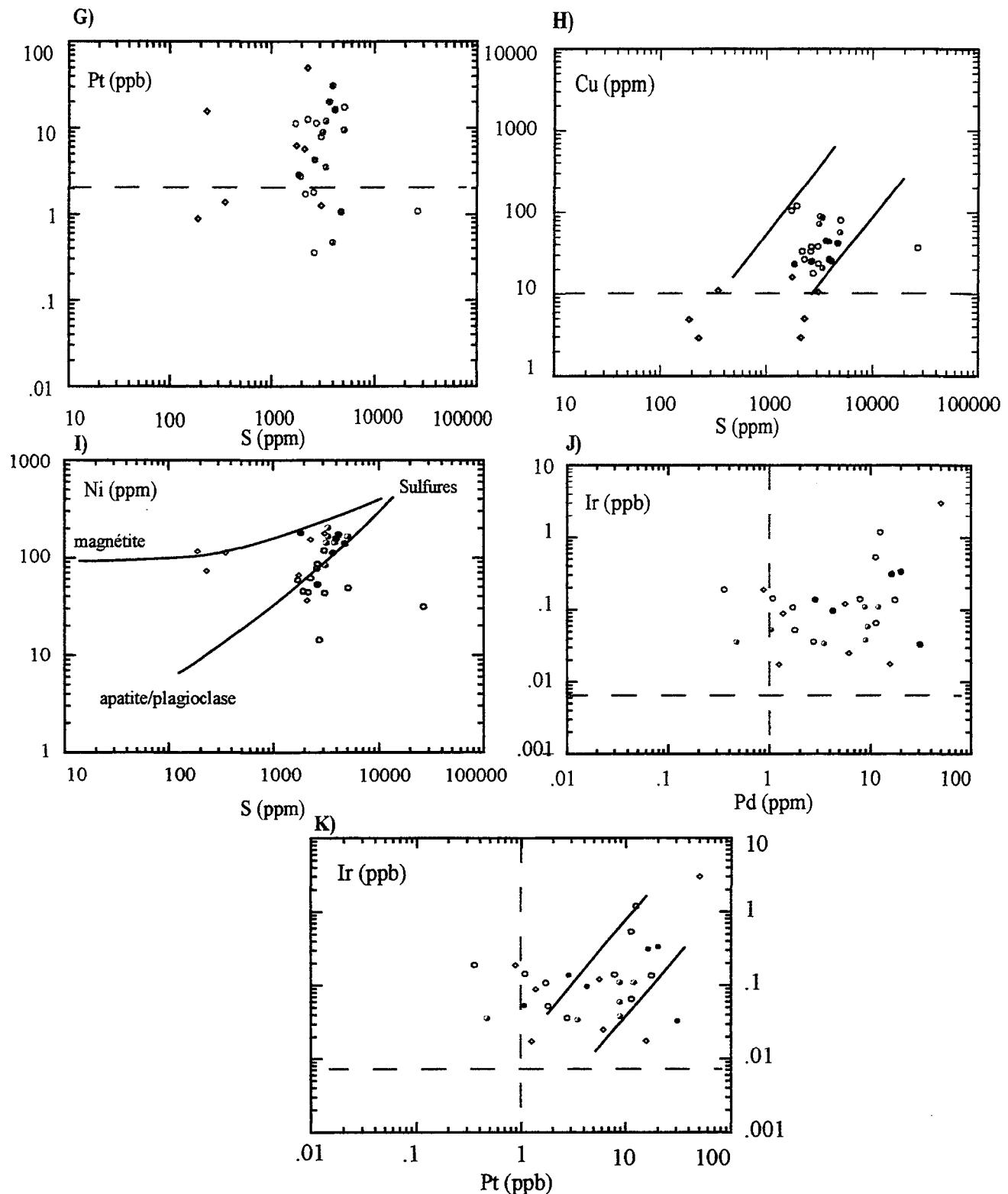


Figure 4.17 (suite): Diagrammes binaires, G) Pt vs S, H) Cu vs S, I) Ni vs S, J) Ir vs Pd, K) Ir vs Pt. La ligne pointillée correspond à la limite de détection des éléments.

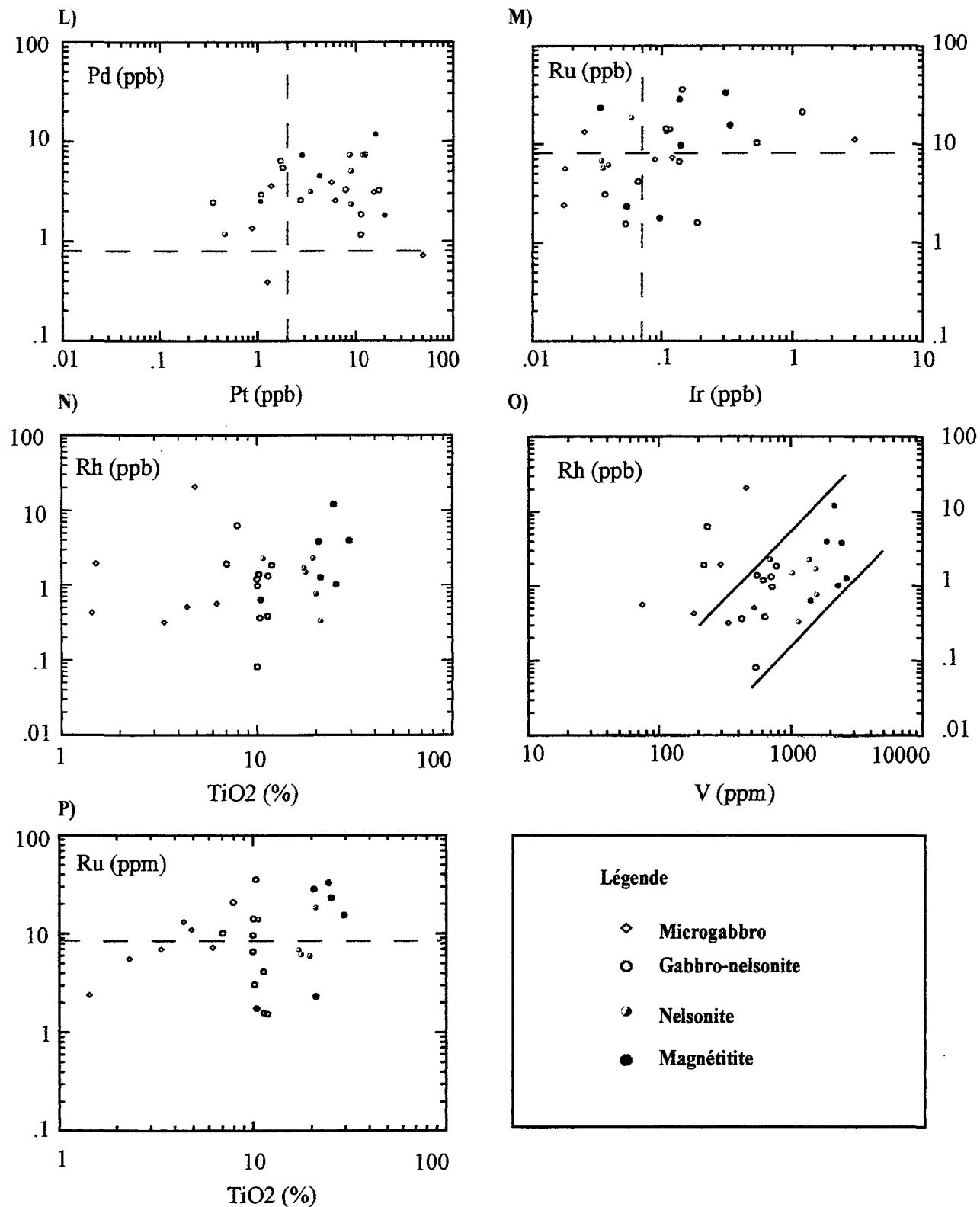


Figure 4.17 (suite): Diagrammes binaires, L) Pd vs Pt, M) Ru vs Ir, N) Rh vs TiO₂, O) Rh vs V, P) Ru vs TiO₂. La ligne pointillée horizontale correspond à la limite de détection des éléments.

noté entre l'Ir et le Pd et entre l'Ir et le Pt (figure 6.17 J et K) alors que aucune ni observé entre le Pd et le Pt et entre le Ru et l'Ir (figure 6.17 L et M). D'autre part, il existe une corrélation à la fois apparente entre Rh et le V et très modeste entre le Rh, le Ru et le TiO₂ (figure 4.17 N, O et P).

L'enrichissement en EGP des roches à proximité des lits de magnétites est très commun dans les intrusions mafiques et ultramafiques litées. En effet, cet enrichissement caractérise : i- Les horizons riches en sulfures au-dessous des lits de magnétites du Complexe de Bushveld (Harney et von Gruenewaldt 1995); ii- Les roches riches en oxyde de fer de l'intrusion litée de Hongge (Hong Zhong et al., 2002) et de Skaergaard; iii- Les magnétites de Rio Jacura; et iv- Les roches ultramafiques riches en oxyde de Birch Lake dans le Complexe de Duluth (Hauk et al., 1997).

4.5.1.3 Contrôle de la distribution des EGP

Ségrégation des phases sulfurées

La distribution des métaux nobles, du nickel et du cuivre dans les roches mafiques et ultramafiques est contrôlée principalement par les sulfures, les chromites, les olivines et les minéraux du groupes du platine (PGM) (Barnes et al., 1988). La ségrégation des minéraux sulfurés à partir de la cristallisation d'un magma silicaté est considérée cruciale dans la genèse des dépôts de EGP (Keays, 1995). Les études antérieures ont suggéré que la saturation des magmas en soufre dans les intrusions litées et principalement due au mélange des magmas (exemple, Harney et von Gruenewaldt 1995).

Si les roches contiennent des sulfures magmatiques, les EGPs seront essentiellement concentrés dans les phases sulfurées. La teneur en soufre des roches de la zone critique de Sept-Îles (0.17 à 0.5 %) est expliquée par la présence de sulfures disséminés associés aux oxydes de Fe-Ti. Une forte teneur en FeO est très importante dans l'augmentation de la capacité du soufre dans le magma (Haughton et al., 1974). La cristallisation des oxydes riche en Fe-Ti réduit considérablement la capacité en soufre du liquide. Le résultat est la formation de globules de sulfures qui se précipitent et se concentrent entre les cristaux de magnétite, comme dans le cas de l'intrusion de Sept-Îles.

Le contrôle de la concentration des EGP par les phases sulfurées est visualisé dans le diagramme de Cu/Ir versus Ni/Pd (figure 4.18). La raison est que le coefficient de partage de Cu et de Ni entre les liquides sulfurés et le magma silicaté est très faible par rapport à celui des EGPs. La ségrégation du liquide sulfuré à partir d'un magma silicaté peut provoquer l'appauvrissement du magma en EGP par rapport au Ni et au Cu. Les ratios élevés de Ni/Pd et de Cu/Ir des roches de la zone critique tombent dans le champ des intrusions litées et leurs positions suggèrent qu'une ségrégation précoce des sulfures a eu lieu avant la mise en place du magma (figure 4.18) (voir ci-dessous).

Le rapport Cu/Pd est l'un des ratios les plus sensibles à la ségrégation des sulfures. L'avantage de ce rapport repose sur le fait que pour des cumulats et des liquides évolués, ce rapport ne change pas sauf s'il y a ségrégation des sulfures. D'autre part, les oxydes et les silicates sont dépourvus de teneurs significatives en Cu ou en Pd capables d'affecter le rapport Cu/Pd. Ceci a amené Barnes et al. (1993) à proposer un

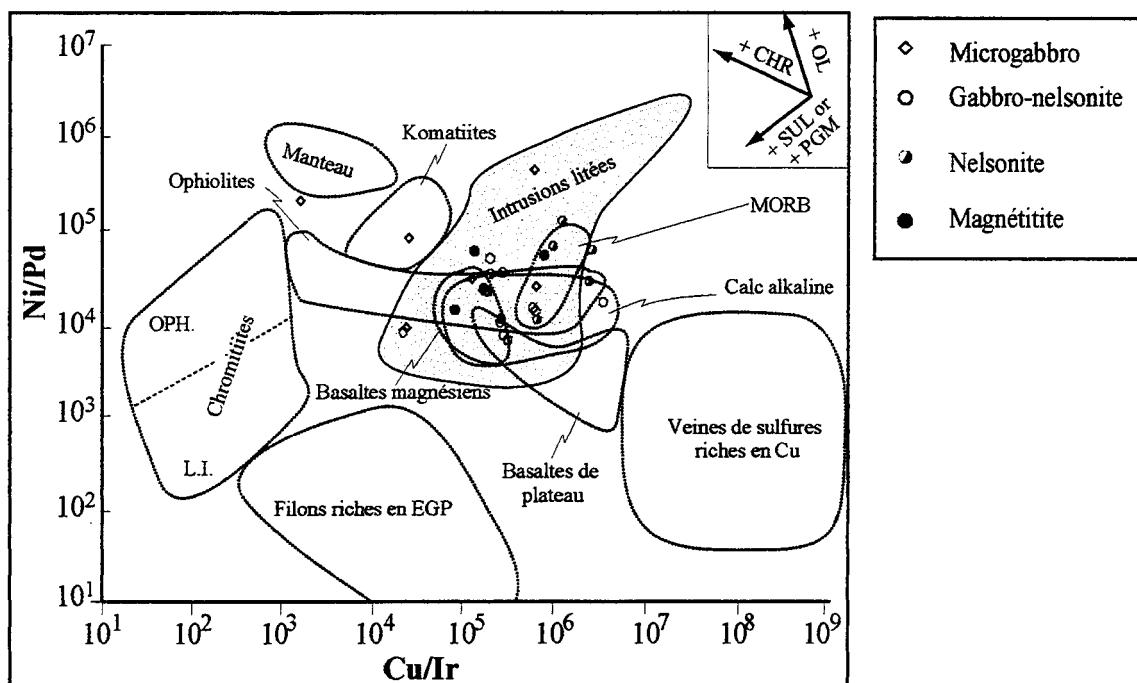


Figure 4.18: Diagramme des variations du rapport Ni/Pd vs Cu/Ir des roches de la zone critique de l'intrusion mafique de Sept-Îles. Les champs des différents types de roches sont tirés de Barnes et al. 1988.

diagramme Cu/Pd versus Pd, capable de discriminer le domaine mantellique des domaines appauvris et enrichis en EGP, et ce sans avoir à recalculer les résultats analytiques à 100% de sulfure. La plupart des échantillons de la zone critique tombent dans le champ appauvri témoignant d'une ségrégation précoce des sulfures (figure 4.19).

Le magma parental des roches de la zone critique a ségrégué les sulfures avant son emplacement. Les corrélations positives entre Pt, Pd, Cu et S suggèrent un contrôle par les phases sulfurées. Toutefois, les éléments Ir, Rh et Os sont probablement contrôlés par d'autres phases.

Fractionnement de la chromite, de l'olivine et de la magnétite

Dans la littérature, il est documenté que la chromite et l'olivine préfèrent concentrer plus les IPGE (Os, Ir, Ru) et le Ni que les PPGE (Rh, Pt, Pd) et Cu (Barnes et al., 1988). Il est aussi suggéré que la chromite joue un rôle dans le fractionnement de l'Os, de l'Ir et du Ru et particulièrement dans les roches qui cristallisent dans des conditions de haute fugacité d'oxygène (Capobianco et al., 1994). La solubilité des IEGP dans le magma silicaté est réduite d'une manière significative quand fO_2 augmente suite à la précipitation de la chromite (Amossé et al. 2000), ce qui a pour conséquence l'association des IPGEs avec la chromite.

Les échantillons de Sept-Îles montrent un appauvrissement en Ni, Ir et Ru (figure 4.15), indiquant une possible cristallisation précoce des chromites et des olivines

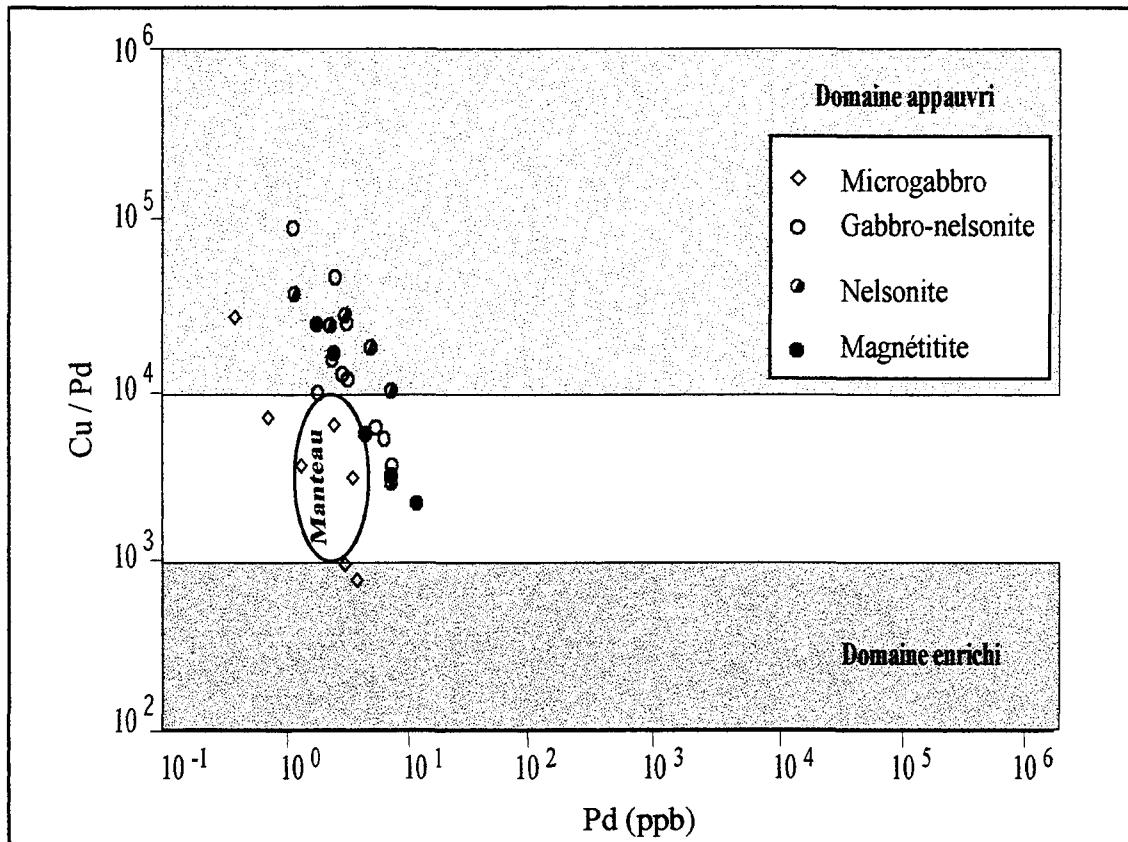


Figure 4.19: Diagramme versus Cu/Pd montrant la position dans les roches de la zone critique de l'intrusion mafique de Sept-Îles (d'après Barnes et al., 1993).

avant la mise en place des magmas. Cette suggestion n'est pas confirmée par les diagrammes binaires (Cr vs MgO, Ir vs Cr et Ir vs MgO), qui ne révèlent aucune corrélation, et même contredite par l'absence de chromite dans la zone litée de l'intrusion et particulièrement dans la zone inférieure de l'intrusion.

Plusieurs investigations pétrologiques et géochimiques ont montré que l'olivine ne peut pas contenir des teneurs significatives en Ir, Ru, et Rh (Lorand et al., 1999). Donc, ni la chromite ni l'olivine ne sont responsables du contrôle des IPGEs des roches de la zone critique de l'intrusion mafique de Sept-Îles.

Capobianco et al. (1994) suggèrent que le Cr n'affecte pas la solubilité du Ru et Rh dans la magnétite et que les profils de fractionnement igné des EGP pourraient parfois être contrôlés par le fractionnement des oxydes de fer. Melcher et al. (1997) indiquent aussi que la précipitation de la chromite stabilise la cristallisation de la magnétite. La possibilité que la magnétite contrôle la distribution de l'Ir, Ru et Rh dans le cas des échantillons de Sept-Îles est visualisé par leur corrélation positive très marquée avec le V et très modeste avec le TiO₂ (figure 4.17 N,O et P). Ces résultats rejoignent les conclusions de Capobianco et al. (1994) et de Harney et al. (1990) qui démontrent que la magnétite peut contenir de IEGP.

CHAPITRE V

GÉOLOGIE DU COMPLEXE DE DULUTH

5.1 Introduction

Le Complexe de Duluth est une série d'intrusions mafiques d'âge protérozoïque (1100 Ma) associée à la province de basaltes de plateau de Keweenawan, lesquels furent mis en place à l'intérieur du rift médo-continentale du centre Nord des États-Unis (Green, 1983) (figures 5.1 et 5.2). Les minéralisations de Fer (Fe)-titane (Ti) et les sulfures de cuivre (Cu)-nickel (Ni) se concentrent le long de la bordure Nord et Ouest du Complexe de Duluth au Minnesota. Les intrusions mafiques riches en oxydes de Fe-Ti (OUI) sont intrusives dans les unités troctolitiques en contact avec les roches métasédimentaires de la formation de Virginia et de Biwabik (figure 5.3). L'origine des OUI est encore obscure. Cette étude a été entreprise afin d'évaluer l'influence des processus de cristallisation fractionnée et de contamination du magma sur l'origine des OUI. Quatre sites répartis le long de la bordure Ouest du complexe ont été choisis pour cette étude. Longear et Wyman Creek de l'intrusion de Partridge River; Water Hen et Boulder Lake North de la région sud du complexe.

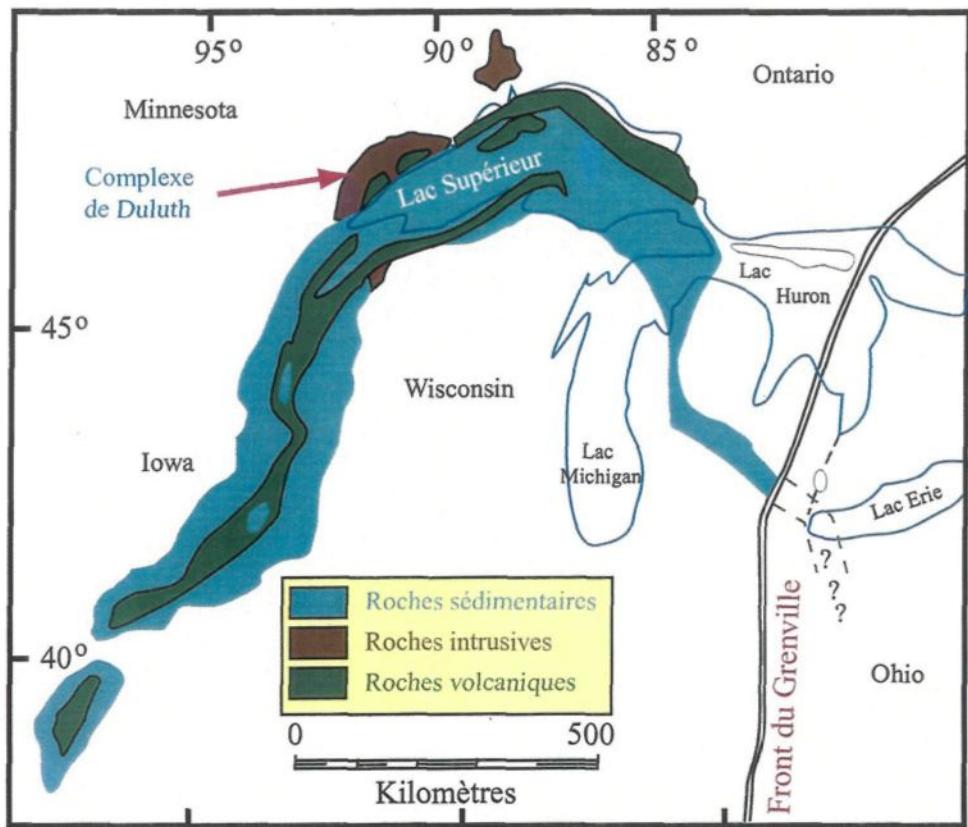


Figure 5.2 : Carte géologique générale du Complexe de Duluth montrant divers types de roches (Miller et al., 1993). SLD, Série litée de Duluth; CBB, Complexe de Beaver Bay C; ISL, Intrusion de Sonju Lake; ICL, Intrusion de Crystal Lake; IPR, Intrusion de Partridge River; GPL, Gabbro de Powerline; ISK, Intrusion de South Kawishiwi; et IBE, Intrusion de Bald Eagle.

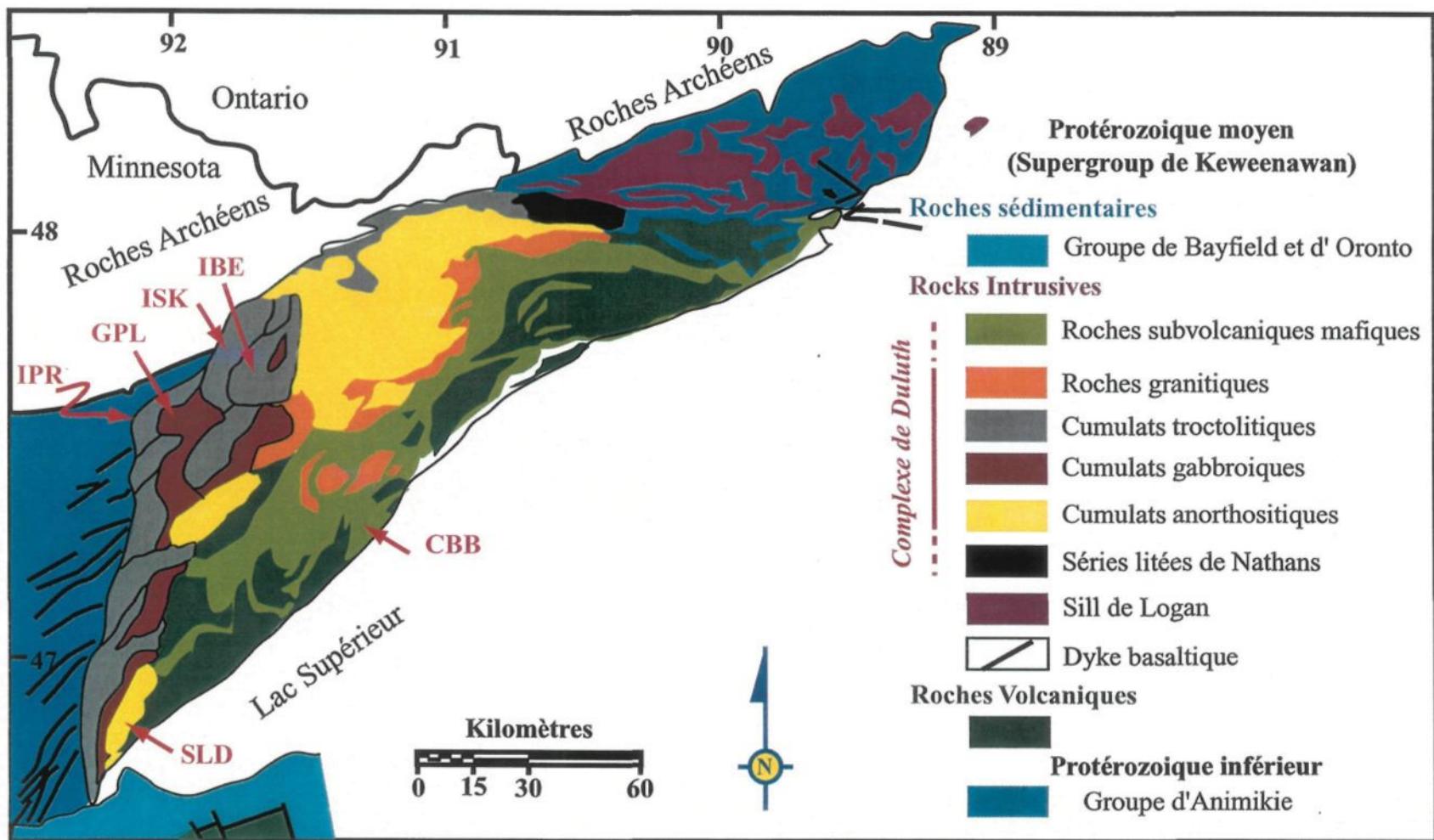
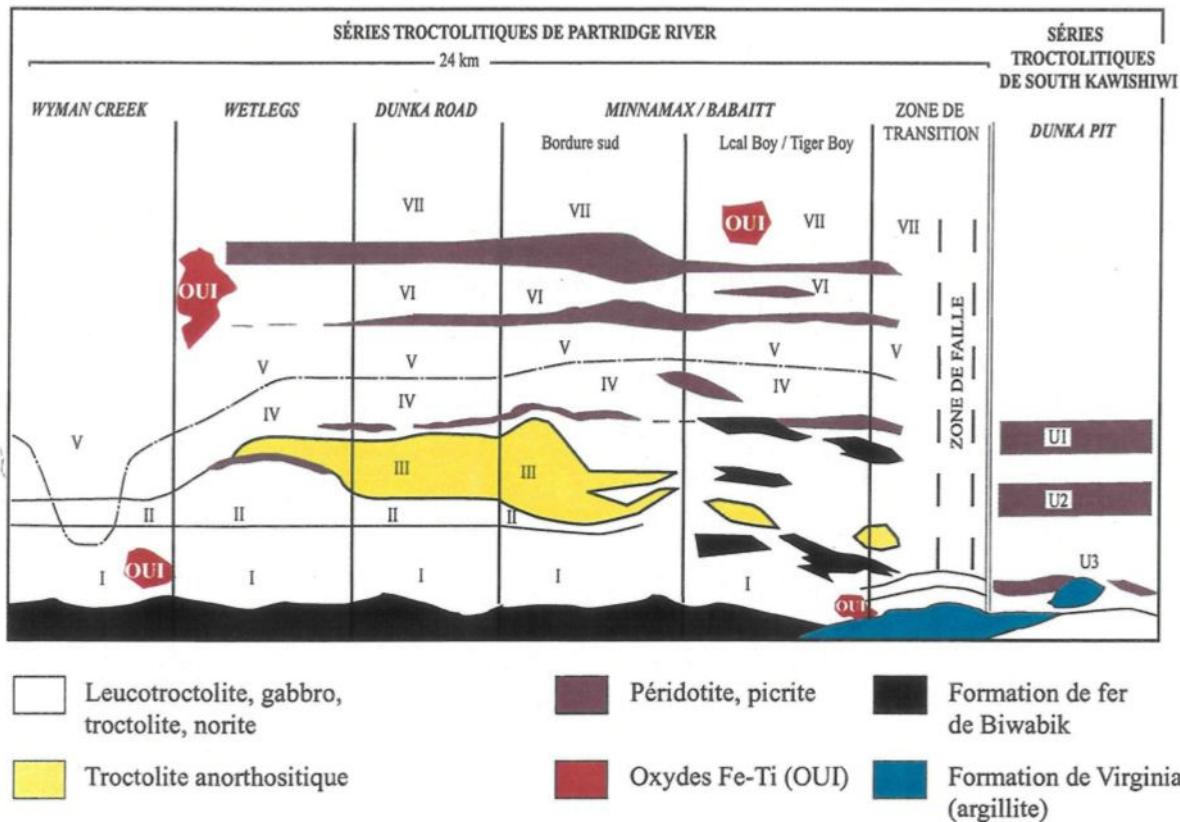


Figure 5.3 : Coupe schématique de la stratigraphie ignée de l'intrusion de Partridge River (tiré de Hauk et al., 1997).



5.2 Système du rift médo-continental

Le système de rift est reconnu par une forte anomalie gravimétrique positive ($> + 70$ mgal) flanqué par une anomalie négative (-110 mgal), qui s'étend du Kansas vers le nord, au Minnesota, à travers le Lac Supérieur, le Michigan et possiblement l'Ohio et le Kentucky au sud-est (Van Shumus et Hinze, 1985). Le rift coupe transversalement plusieurs terrains d'âge précambriens, de composition et de structure différentes. Les roches caractéristiques du rift affleurent au Minnesota, au Wisconsin, et à la péninsule supérieure du Michigan. Ces roches incluent les roches volcaniques de Keweenawan, le Complexe de Duluth, et les roches sédimentaires clastiques sus-jacentes.

Les seules roches exposées le long du rift se concentrent autour du Lac Supérieur au Minnesota, au Wisconsin, et au Michigan. Les forages dans les autres parties du rift ont révélé des roches similaires à celles qui affleurent.

Les roches associées au système de rift-médocontinental peuvent être divisées en trois catégories : volcaniques, plutoniques et sédimentaires. Le complexe de Duluth fait partie de la catégorie des intrusions plutoniques.

5.3 Complexe de Duluth

Le Complexe de Duluth est un immense complexe igné qui renferme plusieurs intrusions mafiques exposées sur une superficie supérieure à 5000 km^2 au Nord du Minnesota (figure 5.2). C'est un des plus grands complexes intrusifs lié au rift, connu dans

la région du Lac Supérieur. Le complexe est composé de plusieurs intrusions litées de grande taille. En effet, on distingue des roches troctolitiques, des roches anorthositiques, et des roches acides. Les roches troctolitiques représentent 90% des roches associées au Complexe de Duluth. Contrairement aux complexes de Stillwater et de Bushveld, le complexe de Duluth n'est pas complètement lité dans son ensemble, et des études ont démontré qu'il est formé d'intrusions multiples. Plusieurs unités ignées ont été identifiées et cartographiées dans les intrusions anorthositiques et troctolitiques du Complexe de Duluth. En effet, durant les dernières années, les centaines de kilomètres cartographiés en détail étaient basés sur 550 carottes de forages (> 175 km de carottes) (Severson, 1988; Martineau, 1989; Severson and Hauck, 1990; Geerts et al., 1990; Severson, 1991; Geerts, 1991; Hauck, 1993; Severson, 1994; and Zanko et al., 1994).

Plusieurs caractéristiques physiques du Complexe de Duluth démontrent son lien avec un contexte de rifting. La première caractéristique est la nature subtile de sa stratigraphie, reconnue par le changement minéralogique léger et le faible changement dans la composition, qui ont été corrélé dans les secteurs de l'intrusion de Partridge River et de South Kawishiwi (Severson et Hauck, 1990; Severson, 1991; Severson, 1994). La deuxième caractéristique est le grand volume de roches qui forme les intrusions individuelles. Au Complexe de Duluth, les gabbros à sulfures minéralisés, contiennent les premiers cumulats d'olivine. Dans ce type de roche, l'ilménite est la première phase oxyde qui apparaît. En contraste, les troctolites non minéralisées renferment le plagioclase comme première phase cumulat et la magnétite comme première phase oxyde (Martineau, 1989).

L'association spatiale des intrusions gabbroïques et troctolitiques suggèrent différentes sources de magma, ce qui est possible dans un environnement de rift. Une troisième caractéristique du complexe est le contact avec les sédiments (Formation de Thompson, Formation de Virginia, Formation de fer de Biwabik).

La *Formation de Fer de Biwabik* (BIF) consiste en une alternance de séquences de grès et d'ardoise subdivisée par Wolff (1919) en quatre membres lithostratigraphiques : 1- Upper Slaty, 2- Upper Cherty, 3- Lower Slaty, et 4- Lower Cherty. Plus tard, Gundersen et Schwartz (1962) subdivisent ces quatre membres en 22 sub-membres. Les mines de fer se concentrent essentiellement dans l'Upper Cherty au contact du Complexe. De larges inclusions de Formation de Fer de Biwabik se trouvent à l'intérieur des unités stratigraphiques du Complexe (Severson, 1994).

Par dessus la Formation de Fer de Biwabik se trouve la *Formation de Virginia* (Luente et Morey, 1983). Cette dernière se concentre au contact basal du Complexe et s'étend le long de la marge. La Formation de Virginia est l'équivalent de la Formation de Thomson au Sud-Est (Morey et Ojakangas, 1970) et de la Formation de Rove au Nord (Morey, 1969). Elles sont formées essentiellement d'argilite et de grauwacke avec de faibles interlits de siltstone, d'argilite graphitique, de chert et de calco-silicate. De nombreuses et larges inclusions de la Formation de Virginia (50 mètres d'épaisseur sur une distance d'un kilomètre) se concentrent dans les unités troctolitiques à la base du

Complexe. La Formation de Virginia est très riche en sulfure comme le témoigne les lits riches en pyrrhotite de «Bedded Pyrrhotite Unit».

5.3.1 Les principales séries du Complexe de Duluth

Les OUI sont intrusives dans le complexe en recouplant les principales séries. Ces dernières consistent en des roches litées et non litées, dont les relations et l'histoire de leur mise en place restent méconnues. On distingue les séries intrusives suivantes :

La série anorthositique représente 35 à 40 % (volume) du Complexe de Duluth. Elle forme une suite de cumulat de plagioclase dont la séquence de cristallisation est : plagioclase, olivine, clinopyroxène et ilménite.

La série troctolitique représente 45 à 50 % (volume) du complexe et elle comprend une suite de cumulat d'olivine-plagioclase-augite-ilménite. La série troctolitique est la plus étudiée de par son exposition et par la présence de minéralisation sulfurée d'importance économique. Cette série est l'hôte d'un certain nombre d'intrusions comme celles de Partridge River et de Kawishiwi.

Le plagioclase, l'olivine, et le clinopyroxène des séries anorthositiques et troctolitiques ont une composition intermédiaire similaire qui se situe entre An₄₅ à An₇₁; Fo₃₇ à Fo₇₁ et En₅₈ à En₈₂ (Weiblen et al., 1989)

La série de Nathan est une suite de gabbro à olivine riche en oxydes qui se présente sous forme d'intrusions individuelles. Nathan (1969) regroupe 27 unités de roches gabbroïques et troctolitiques répétitives. Ces roches se distinguent des autres séries par des lits riches en pyroxène et/ou en oxydes.

Les séries acides regroupent des petites intrusions granophyriques à granitiques qui se concentrent le long des contacts entre les séries anorthositiques et les séries troctolitiques.

Les travaux antérieurs (Taylor, 1964 et Davidson, 1972) divisent les roches en une série anorthositique ancienne et une série troctolitique jeune. Toutefois, les données récentes (Paces and Miller, 1993) révèlent une mise en place contemporaine et un rajeunissement des séries anorthositiques. En effet, l'application de la méthode de datation U/Pb, par Paces et Miller (1993) aux diverses séries a donné des âges différents. Les résultats montrent $1106,9 \pm 0,6$ Ma pour les séries litées de Nathan's, $1099,1 \pm 0,5$ Ma pour les séries anorthositiques et $1099,3 \pm 0,3$ Ma pour les séries troctolitiques. Ces dates suggèrent que l'activité intrusive ne soit pas constante mais se produise en deux épisodes. La première activité correspond à la mise en place des séries litées de Nathan. Après une période calme de 8 millions d'années, on assiste à l'intrusion simultanée des anorthosites et des gabbros.

5.3.2 Stratigraphie de la marge Ouest du Complexe

5.3.2.1 L'intrusion de Partridge River (IPR)

L'intrusion de Partridge River (IPR) est composée de sept unités ignées subhorizontales (figure 5.3) d'une épaisseur de 900 mètres sur une longueur de 24 kilomètres. De la base au sommet du complexe, ces unités sont caractérisées par : Unité I, troctolites hétérogènes riches en sulfures et en inclusions variables de sédiments; Unité II, troctolites homogènes avec des roches ultramafiques à la base; Unité III, troctolites à texture marbrée (mottled-texture) avec des olivines oikocrystiques; Unité IV à VII, chacune consiste en une série de troctolite homogène avec des roches ultramafiques à la base. Les OUI de Wyman Creek et de Longear font partie de IPR.

5.3.2.2 Région Sud du Complexe

Les roches, au sud de l'intrusion de Partridge River et au sud du Complexe de Duluth, sont composés d'une série d'unités troctolitiques variables avec de rares horizons subhorizontaux ultramafiques, de roches gabbroïques litées riches en oxydes, d'intrusions ultramafiques tardives riches en oxydes (OUI) et d'inclusions de roches métasédimentaires localement présentes. La cartographie détaillée des carottes de forage suggère qu'il n'existe pas d'unité stratigraphique logique dans le sud du complexe (Severson, 1994). Ce secteur est constitué de plusieurs petites intrusions ignées. Les minéralisations de Cu-Ni se produisent sporadiquement au sud du complexe et elles sont généralement associées avec

les intrusions ultramafiques riches en oxydes (OUI). Cette région renferme les OUI de Water Hen et de Boulder Lake North choisies dans cette étude.

5.3.3 Les minéralisations associées au Complexe de Duluth

Les sulfures de Cu-Fe-Ni, EGP, et les oxydes de Fe-Ti (tableau 5.1) représentent les principales minéralisations du complexe (Nicholson, 1992). Ces minéralisations se concentrent le long du contact nord et ouest du complexe (figures 5.4 et 5.5).

Les minéralisations sulfurées ont fait l'objet de nombreuses études. Elles contiennent des ressources de l'ordre de 4.4 milliards de tonnes de minerais à 0.66 % Cu et 0.2% Ni (Listerud et Meineke, 1977). Elles font partie des plus gros gisements non exploités au monde (Naldrett, 1989). Il existe 5 types de minéralisation de sulfure de Cu-Ni :

- 1- Sulfures sédimentaires riches en Cu-Fe-Zn à la base du Complexe,
- 2- Sulfures de Ni-Cu disséminés à la base de l'unité troctolitique,
- 3- Sulfures semi-massifs à massifs dans les troctolites,
- 4- Sulfures dans les unités riches en oxydes,
- 5- Sulfures tardifs dans les troctolites.

Le modèle proposé pour expliquer l'origine de la minéralisation est la ségrégation des sulfures à partir d'un magma mafique suite à une contamination par assimilation des roches sédimentaires encaissantes (Mainwaring et Naldrett, 1977; Ripley, 1986;

Tableau 5.1: Les secteurs Généralisés du Complexe de Duluth avec intrusions litées, dépôts et indices de Cu-Ni-PGE et de Fe-Ti
(Hauk et al., 1997)

Secteurs	Noms formels et informels des intrusions	Dépôts et indices de Cu-Ni-PGE	Dépôts et indices de Fe-Ti
Marge Nord	Séries anorthositiques		
	Séries felsiques/granophyre		
	Filons-couche de Logan		
	Intrusions de Pigeon River		
	et filons-couches des Séries litées de Nathan		Gamme du Nord et Sud
	Intrusions de Tuscarora		
Marge Ouest	Intrusion de Crystal Lake	Great Lake Nickel	
	Intrusion de Partridge River	Wyman Creek, Wetlegs, Dunka Road, Babbitt	Longnose, Longear, Sec.17 Wyman Creek, Sec.22, Skibo
	Gabbro de Powerline		
	Intrusion de South Kawishiwi	Spruce Road, South Filson Cr., Maturi, Birch Lake, Dunka Pit, Serpentine	Birch Lake
	Bald Eagle Intrusion		
	Secteur Sud du Complexe		Water Hen, Sec.34, Boulder Cr. Et Boulder lakes Nord et Sud
Marge Est Complexe de Beaver Bay	Séries Litées de Duluth	Fish Lake	Fish Lake, Bardon Peak
	Séries Anorthositiques		
	Séries felsiques/granophyre		
	Gabbro de Lax Lake		
	Intrusion de Sonju Lake		
	Diabase de Beaver River		
	Autres filons-couches dans le groupe volcanique nord		

Figure 5.4 : Carte de localisation des dépôts d'oxydes le long du contact Nord du Complexe de Duluth (d'après Grout, 1950; dans Hauck et al., 1997).

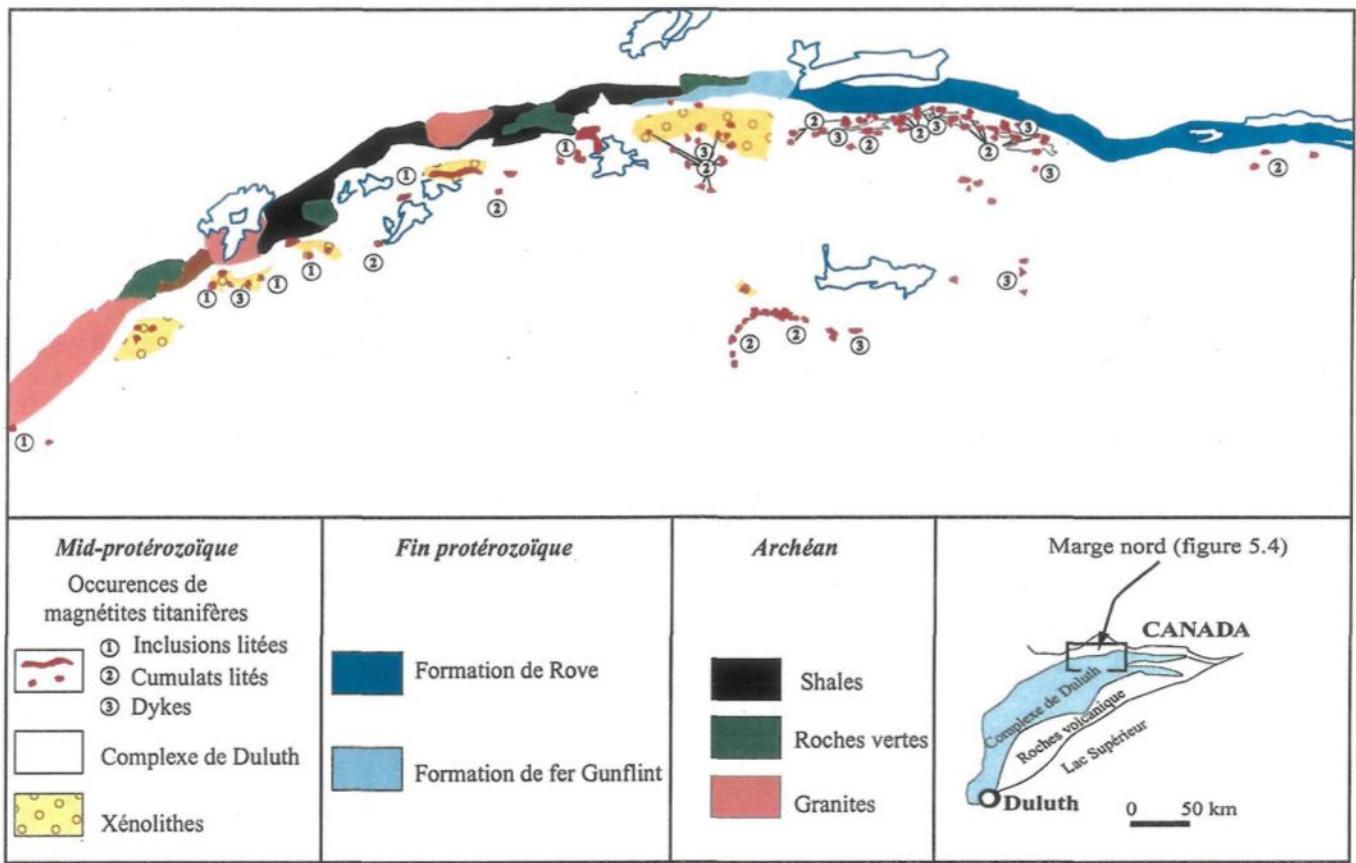
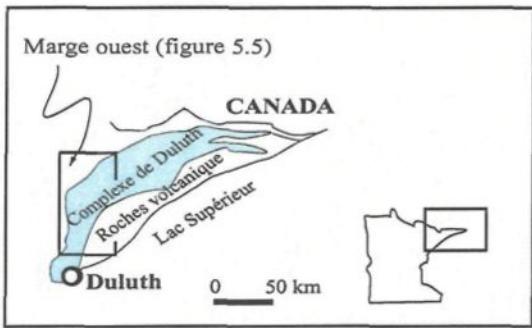
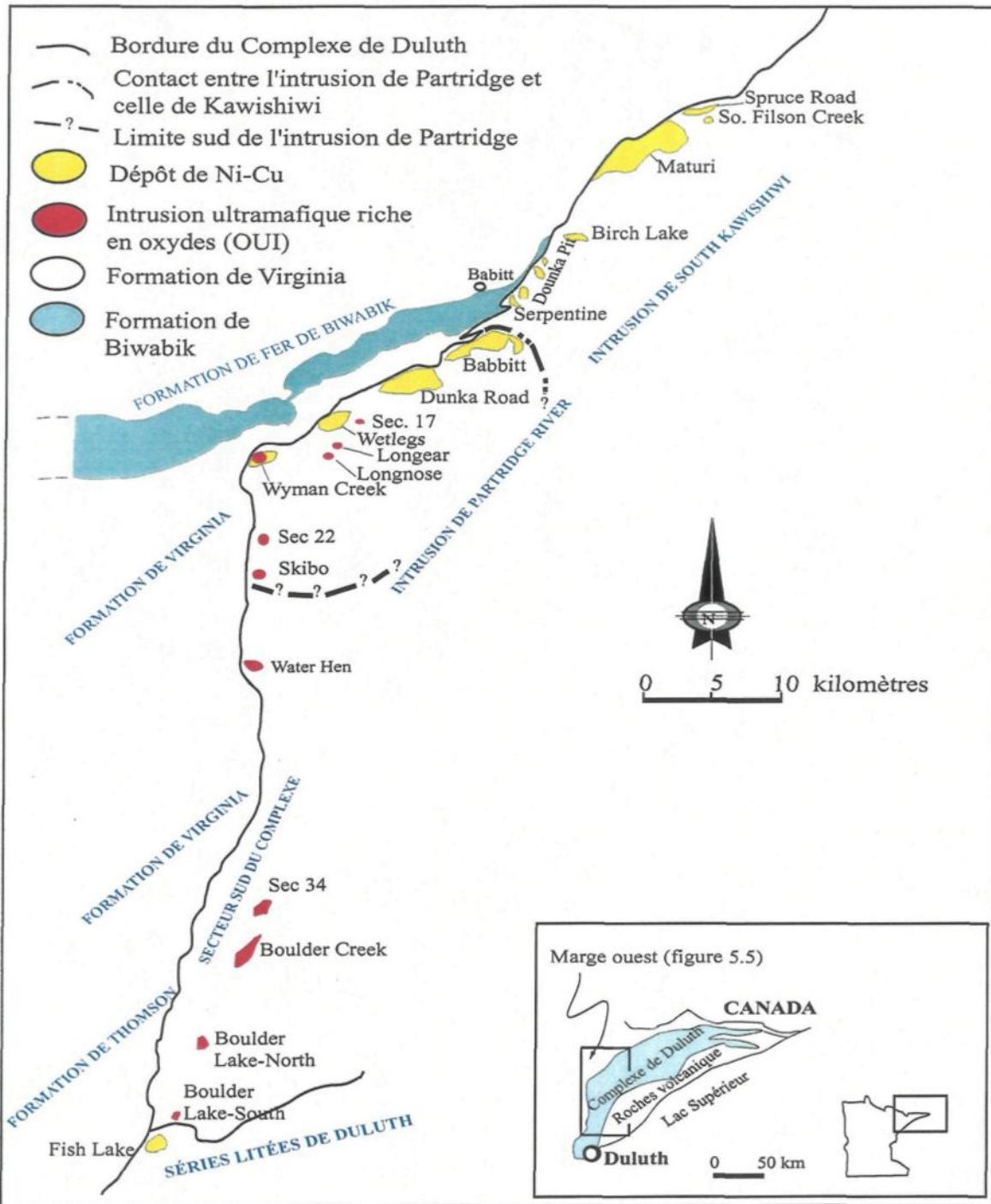


Figure 5.5 : Localisation des dépôts de Fe-Ti et de Cu-Ni le long de la marge ouest du Complexe de Duluth (tiré de Ripley et al., 1998).



Thériault et al., 2000). Une remobilisation tardive des métaux sous l'action de fluides hydrothermaux a été suggérée par Ripley et al., (1993).

Les dépôts de Fe-Ti ont été découverts dans les années 1800 (Winchell, 1897). La marge Nord du complexe renferme environ 81.6 millions de tonnes de magnétite titanifère de 12 à 14 % poids de TiO₂ répartis en 14 corps. La partie ouest les oxydes ont été découverts durant la campagne d'exploration pour le Ni-Cu en 1960 (Bonnichsen, 1972). Les ressources ont été estimées à 220 millions de tonnes avec des teneurs supérieures à 10 % poids de TiO₂ dans les intrusions de Wyman Creek, Section 17 de Partridge River et Water Hen. D'autres réserves ont été évaluées à 25 millions de tonnes dans le dépôt de Longnose à l'intérieur de l'intrusion de Partridge River.

Les oxydes Fe-Ti ont été classés en trois types (Hauck et al., 1997): Type 1: lits à xénolithes de métasédiments riches en oxydes Fe-Ti encaissés dans des roches mafiques et ultramafiques. Les relations spatiales suggèrent que la recristallisation totale du type 1 est liée à la contamination et à l'assimilation des sédiments de Biwabik et des formations de Fer Gunflint par le magma mafique. Cette variété d'oxyde est bien exposée dans le contact Nord du complexe (figure 5.4). Son origine reste controversée suite à la présence de formations de fer assimilées. Broderick (1917) suggère que ces oxydes proviennent d'inclusions de la formation de fer de Gunflint alors que Lister (1966) suggère qu'ils soient le résultat d'une ségrégation d'un liquide immiscible; Type 2 : oxydes Fe-Ti correspondent à des cumulats d'oxydes lités dans les roches mafiques (figure 5.4). Dans ce type, les

oxydes montrent des textures ignées. Ils se présentent, soit sous forme de bandes litées de magnétite et d'ilménite, soit sous forme d'horizons ultramafiques riches en oxydes. Type 3 : unités ultramafiques riches en oxydes massifs à semi-massifs à caractère discordant (figure 5.5). Les roches troctolitiques du complexe sont recoupées par des intrusions ultramafiques riches en oxydes (OUI). Contrairement aux minéralisations sulfurées dont la genèse est comprise, les oxydes de Fe-Ti (OUI) et leur origine restent encore obscurs.

5.3.4 Intrusions ultramafiques riches en oxydes (OUI)

L'acronyme OUI a été utilisé la première fois par Severson et Hauck (1990) pour désigner les corps pegmatitiques de dunite, de péridotite, de mélatroctolite, de mélagabbro, de clinopyroxénite et d'orthopyroxénite injectés dans les séries troctolitiques riches en oxydes. Les teneurs des oxydes varient de 15 % modale pour les oxydes disséminés à 100% modale pour les zones à oxydes massifs. L'ilménite est la phase dominante pour certains OUI alors que la titanomagnétite est la plus abondante dans d'autres. La plupart des OUI ont une forme sphéroïdale avec d'abondantes apophyses dans les roches troctolitiques adjacentes (Hauck et al., 1997). Les OUI se concentrent à la fois au contact basal du complexe et aussi à 2000 pieds du contact. Severson et Hauck (1990) ont décrit brièvement les OUI du Complexe. Ces OUI incluent du Nord au Sud : la Section 17, Longear, Longnose, la Section 22, Skibo, Water Hen, la Section 34, Boulder Creek, Boulder Lake North et Boulder Lake South (figure 5.5). Aucun de ces dépôts n'affleure. Leur mise à jour a été effectuée en examinant les carottes de forages. En effet, l'intrusion de Water Hen a été

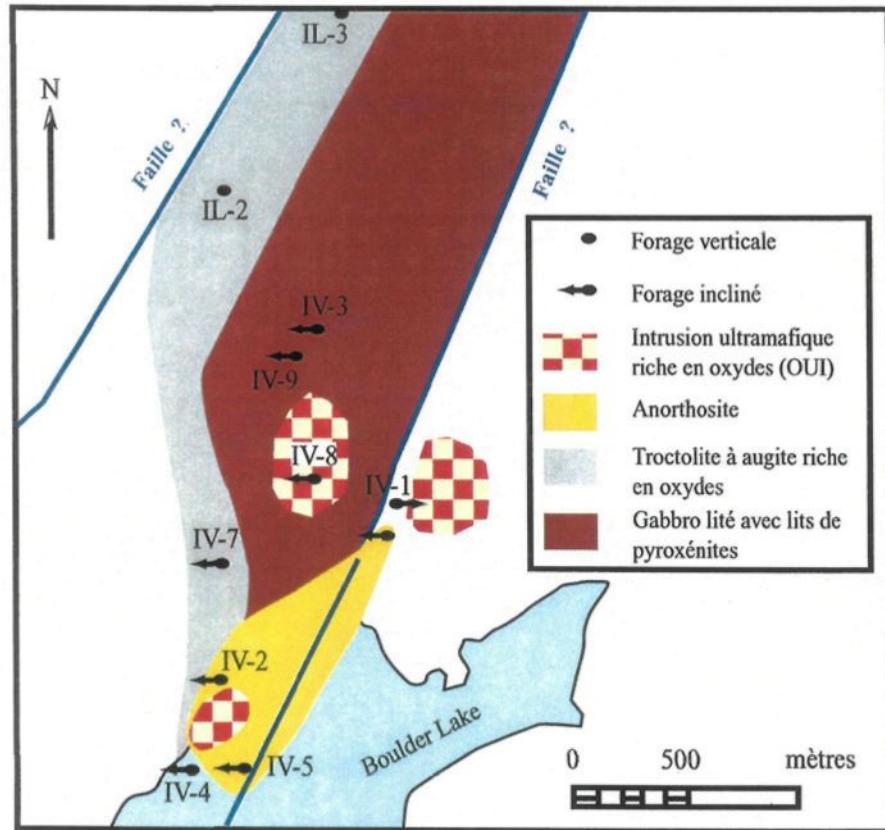
décrise par Mainwaring et Naldrett (1975) et Strommer et al. (1990). Celle de Skibo le fut par Seitz et Pasteris (1988) et par Severson et Hauck (1990); Longnose, Longear et les Sections 17 et 22 ont été décrit brièvement par Severson et Hauck (1990). Gwendolyn (1995) donna plus de détail sur Longnose.

Afin d'évaluer l'influence des processus de la cristallisation fractionnée du magma et l'assimilation de roches sédimentaires encaissantes sur l'origine des OUI, quatre sites répartis le long de la bordure ont été choisis pour cette étude : Boulder Lake North et Longear, Intrusion de Water Hen, Intrusion de Wyman Creek. Le choix des OUI dans les quatre secteurs espacés et différents avaient pour but de révéler l'impact de la contamination dans la genèse des OUI. En effet, les OUI de Wyman Creek et de Water Hen sont très proches du contact avec les formations métasédimentaires (contamination probable), alors que ceux Boulder Lake North et Longear sont très éloignés.

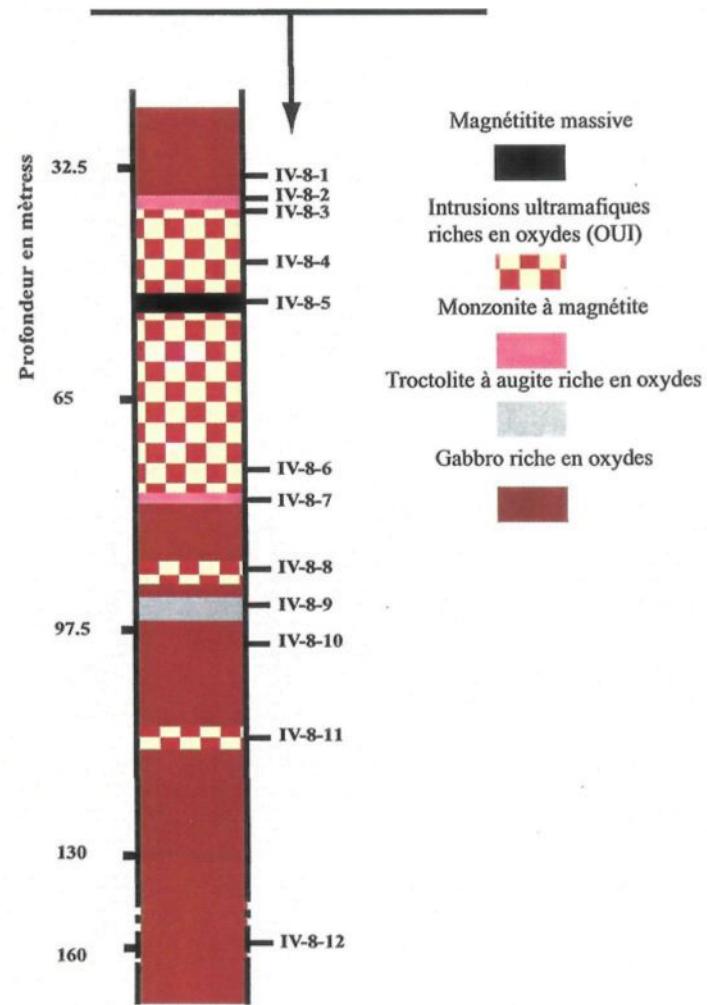
5.3.4.1 Boulder Lake North

Boulder Lake North est situé au sud du Complexe de Duluth à environ 180 km de la ville de Duluth (figure 5.5). Douze trous de forage ont été effectués dans cette zone. Cinq lithologies ignées ont été interceptées dans ces forages (figure 5.6) : 1- Partie supérieure formée par des roches gabbroïques litées riches en oxydes de Fe-Ti; 2- Unité intermédiaire troctolitique à augite et riche en oxydes; 3- Partie inférieure formée de roches troctolitiques hétérogènes; 4- Lambeaux formés de blocs anorthositiques; 5- Corps intrusif tardif (OUI).

Figure 5.6 : Carte géologique du secteur de Boulder Lake North (Ripley et al., 1998) et description détaillée du forage IV-8 avec localisation des échantillons.



Localisation des échantillons du forage IV-8

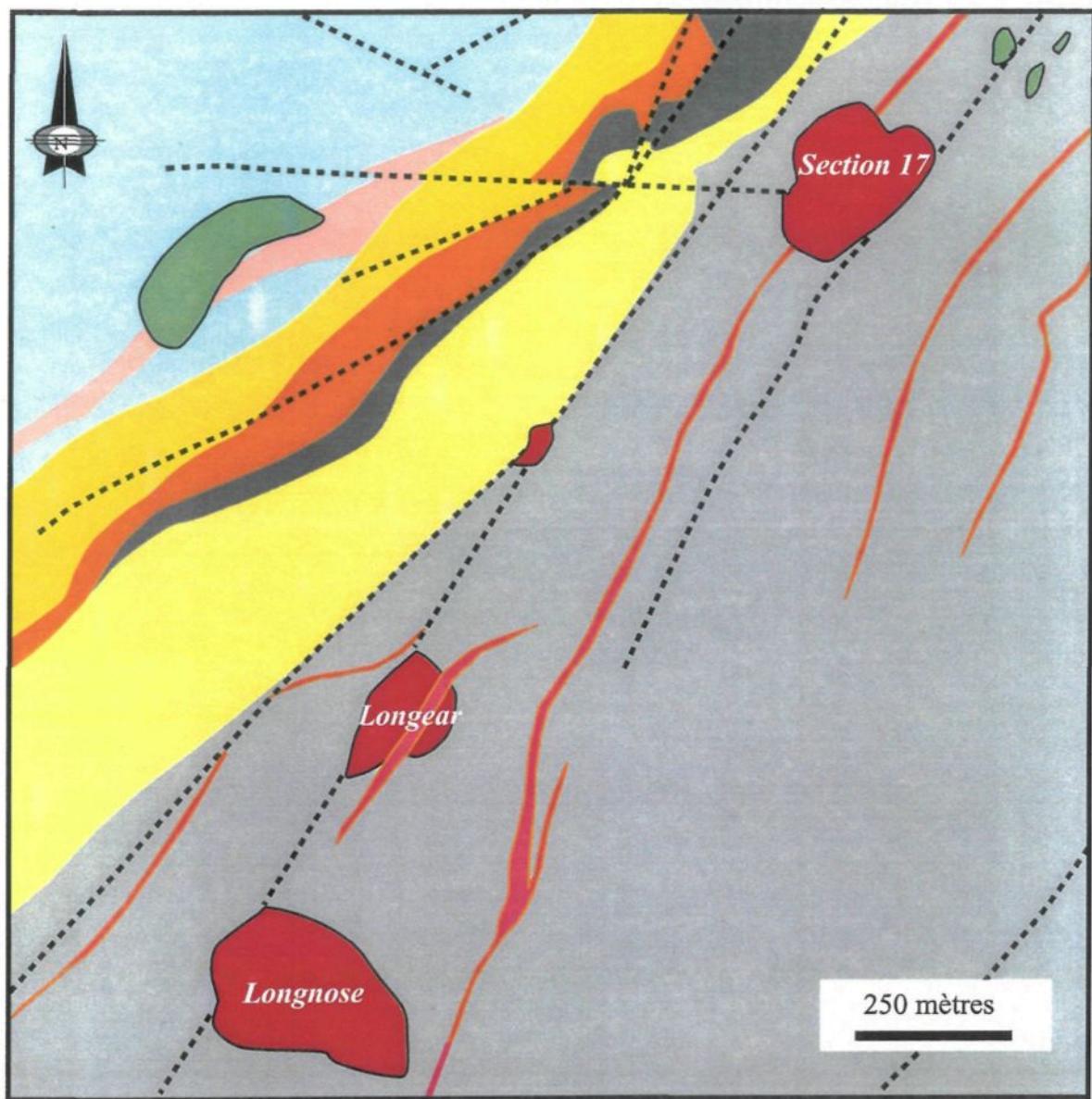


Les masses et les lentilles de OUI sont présentes dans les 12 trous de forages de Boulder Lake North. Le forage IV-8 (figure 5.6) a été choisi car il intercepte un corps minéralisé très large. Dans ce forage, la partie supérieure du OUI est formée par des gabbros avec 40 % modale d'oxydes. Les OUI sont représentées par des pyroxénites avec 20 à 30 % modale d'oxydes et 2 à 4 % modale de sulfures. Deux intervalles d'oxydes massifs à semi-massifs sont présents dans la partie supérieure du forage. La pétrographie et la composition des phases d'oxydes sont détaillées dans le chapitre 6.

5.3.4.2 Longear

Trois corps ultramafiques riches en oxydes (OUI) sont localisés dans la partie est et sud-ouest de la région de Wetlegs (figure 5.7). Ils sont disposés le long d'une faille de direction NE-SO. Du NE au SO on distingue : Section 17, Longear, et Longnose. Le dépôt de Longear a été choisi dans cette étude, d'une part pour son association spatiale avec la faille, et d'autre part, à cause du manque d'études comparativement aux autres dépôts. Trois forages (LE-1, LE-2, LE-3) ont été effectués dans ce corps ultramafique par "American Shield Corporation of Duluth, Minnesota". L'examen du forage LE-3 (figure 5.8) montre la présence d'une alternance de pyroxénite pegmatitique riche en oxyde (OUI) qui développe un contact net avec les roches encaissantes. Les OUI consistent en une masse sphéroïde dans les unités stratigraphiques supérieures (V et VI) (figure 5.8). Les oxydes sont, soit disséminés (5 à 25 % modale) dans la pyroxénite, soit massifs (100 % modale oxydes). Les sulfures sont présents en traces (0.5 % modale) dans la partie supérieure du

Figure 5.7 : Carte géologique de la région de Longear et localisation des OUI le long des failles. Modifiée d'après Severson et Miller, 1999.



Intrusions ultramafiques riches en oxydes (OUI)

Intrusion de Part ridge River



Troctolite



Troctolite à augite



Mélatroctolite



Troctolite poecilitique



Zone de contact
(gabbro à olivine)



Inclusions volcaniques



Formation de Virginia



Grauwacke, pélite, microgrès

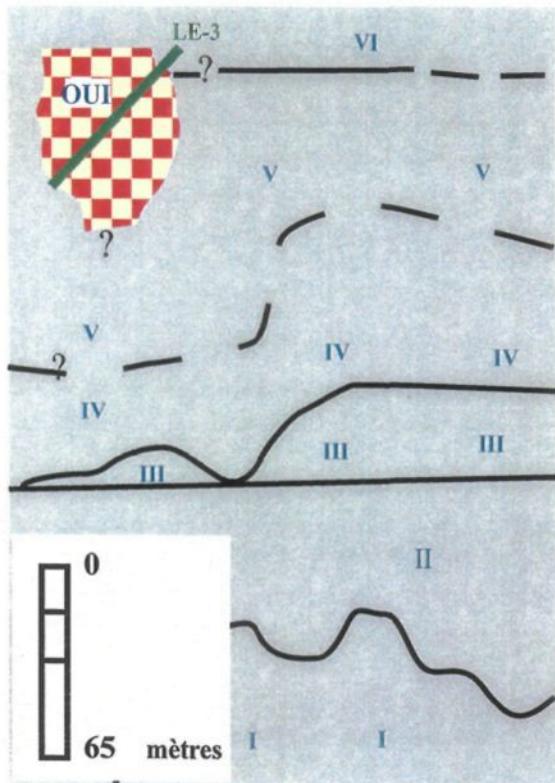


argilite graphitique

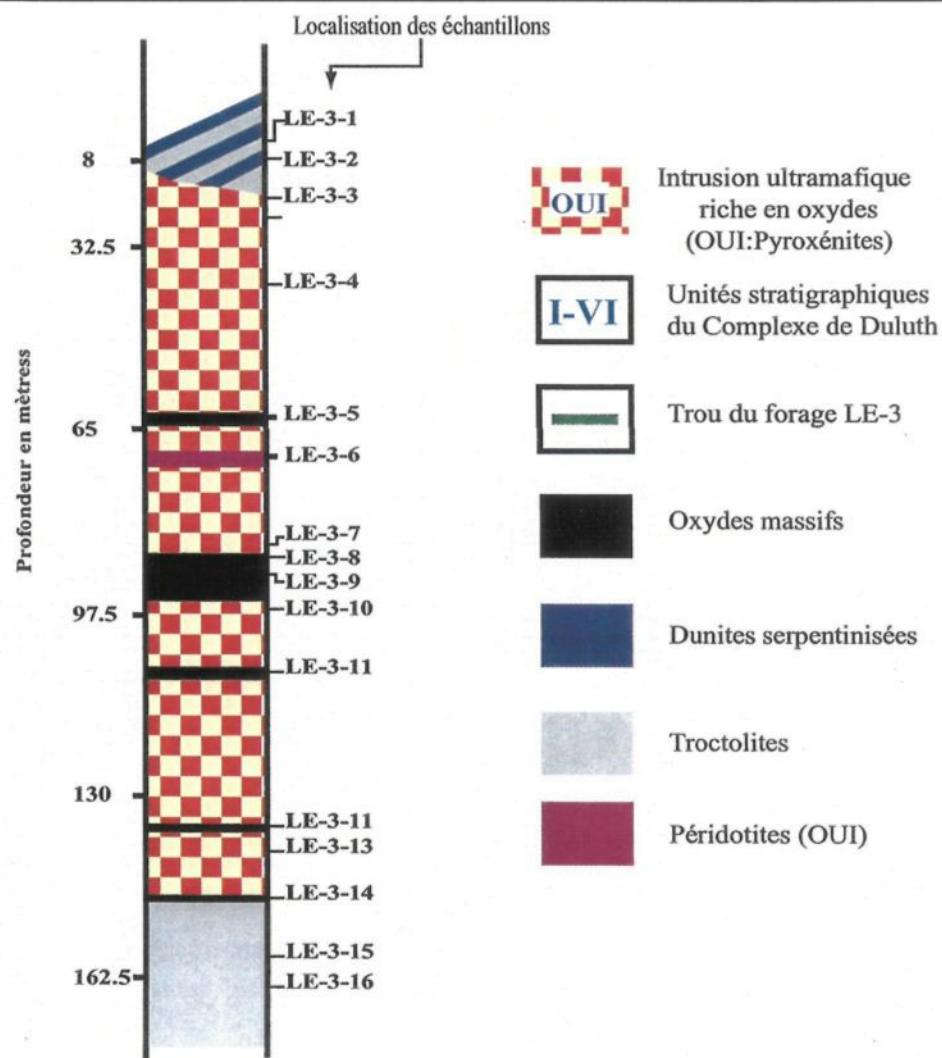


Faille

Figure 5.8 : Localisation et description du Forage LE-3 de l'intrusion ultramafique riche en oxyde (OUI) de Longear dans la partie supérieure de la série stratigraphique du Complexe de Duluth.



Échelle verticale



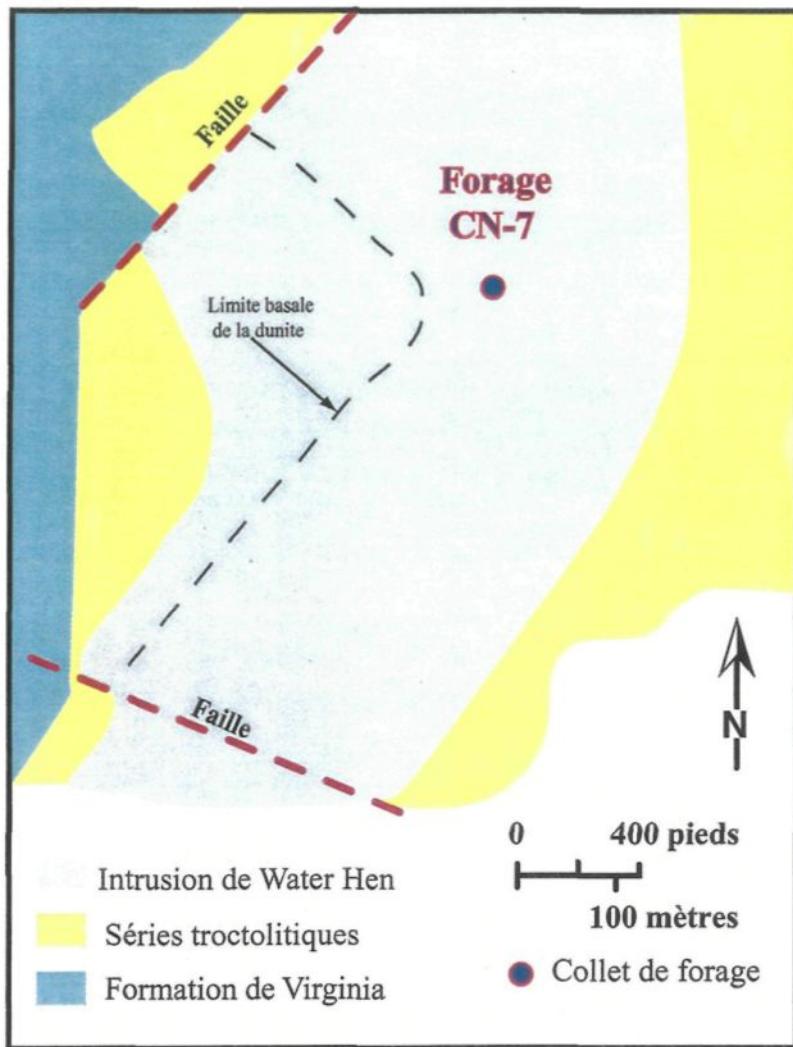
forage. Les teneurs les plus élevées en sulfures sont généralement associées à des zones riches en oxyde. La chalcopyrite est plus abondante que la pyrrhotite.

5.3.4.3 Intrusion de Water Hen

La figure 5.5 montre la position de l'intrusion de Water Hen à la base du Complexe de Duluth. L'intrusion de Water Hen est une intrusion ultramafique riche en oxydes (OUI) qui est mise en place le long d'une faille à la base de la série troctolitique du Complexe de Duluth (Strommer et al., 1990) (figure 5.9). Dans les années 50, l'intrusion a été explorée pour le titane. Par après, les forages ont été utilisés à la définition du potentiel en Ni-Cu de l'intrusion.

Mainwaring (1975) a étudié plusieurs carottes de forages de l'intrusion et il a conclu que l'intrusion de Water Hen est large et formée : 1- D'une dunite basale très épaisse qui contient uniquement de l'ilménite comme phase d'oxyde; 2- De roches litées cycliques; 3- De graphite et d'inclusions riches en cordiérite. Le graphite, la cordiérite, l'orthopyroxène et les zones riches en spinelle d'alumine de l'intrusion de Water Hen représentent des inclusions de roches argileuses de la formation de Virginia. L'examen isotopique de soufre suggère que celui-ci soit dérivé des sédiments des roches encaissantes. Mainwaring (1975) suggère que la présence de graphite dans les dunites et dans les roches litées de l'intrusion soit le résultat de la contamination du magma par les roches encaissantes (Mainwaring et Naldrett, 1977).

Figure 5.9 : Surface plane de l'intrusion de Water Hen et localisation du forage CN-7.
(D'après Mainwaring et Naldrett, 1977.



Dans cette étude, les observations des trous de forages ont montré que l'intrusion de Water Hen est formée de cinq types de roches : 1- Intrusion riche en oxyde (OUI); 2-Roches de la série troctolitique; 3- Troctolites litées, 4- Zone de mélange entre troctolites et apophyses de OUI; 5- Roches au faciès des cornéennes, généralement des inclusions de la formation de Virginia métamorphisées et de basaltes métamorphisés. La distribution de ces unités est illustrée dans le forage CN-7 (figure 5.10). L'intrusion riche en oxyde (OUI) de Water Hen est représentée par des périclites et localement des pyroxénites riches en ilménite. La taille du OUI est de 520 mètres de long x 162 mètres de large x 227 mètres de profondeur. Les OUI sont clairement identifiées dans le forage CN-7. Le contact avec les troctolites et les autres roches est très net. La taille du grain est moyenne (3-5 mm) à pegmatitique (20-30mm). Les pyroxénites sont pegmatitiques alors que les périclites et les dunites sont à grain moyen. La pétrographie des OUI est détaillée dans le chapitre 3.

5.3.4.3.Wyman Creek

Wyman Creek fait partie de l'intrusion de Partridge River (figure 5.5). La plupart des OUI sont associées aux dépôts de Cu-Ni de Wyman Creek. Les OUI se présentent sous forme de larges lentilles (32.5 à 65 mètres d'épaisseur) injectées dans l'unité stratigraphique I de Partridge River. De petites lentilles (0.32 à 9 mètres) sont aussi présentes dans la partie supérieure de l'intrusion et particulièrement dans les unités IV et V (figures 5.11 et 5.12). Les OUI à l'intérieur de l'Unité I sont discordantes à la stratigraphie. Les roches sont des périclites et des pyroxénites. Les oxydes sont disséminés (5 à 15 %

Figure 5.10 : Schéma montrant: A- Forme des OUI et section interprétative des forages;
B- Description détaillée du forage CN-7 de l'intrusion de Water Hen.

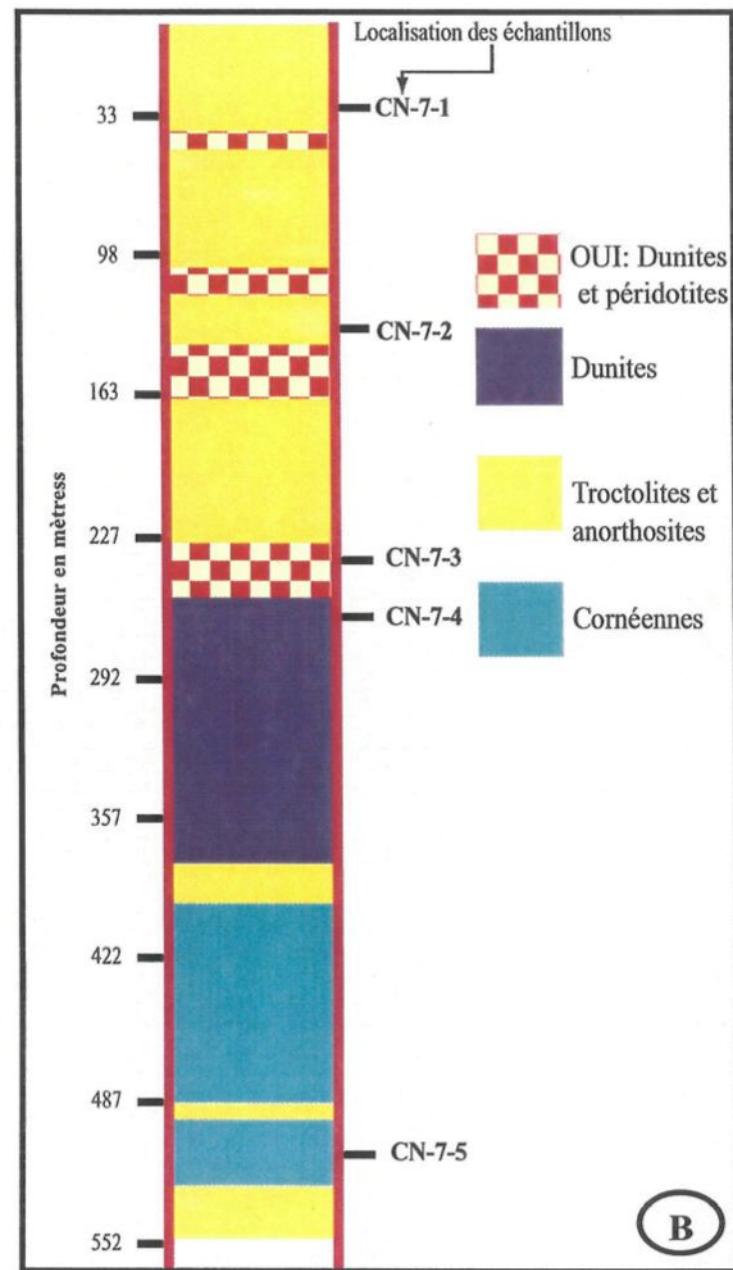
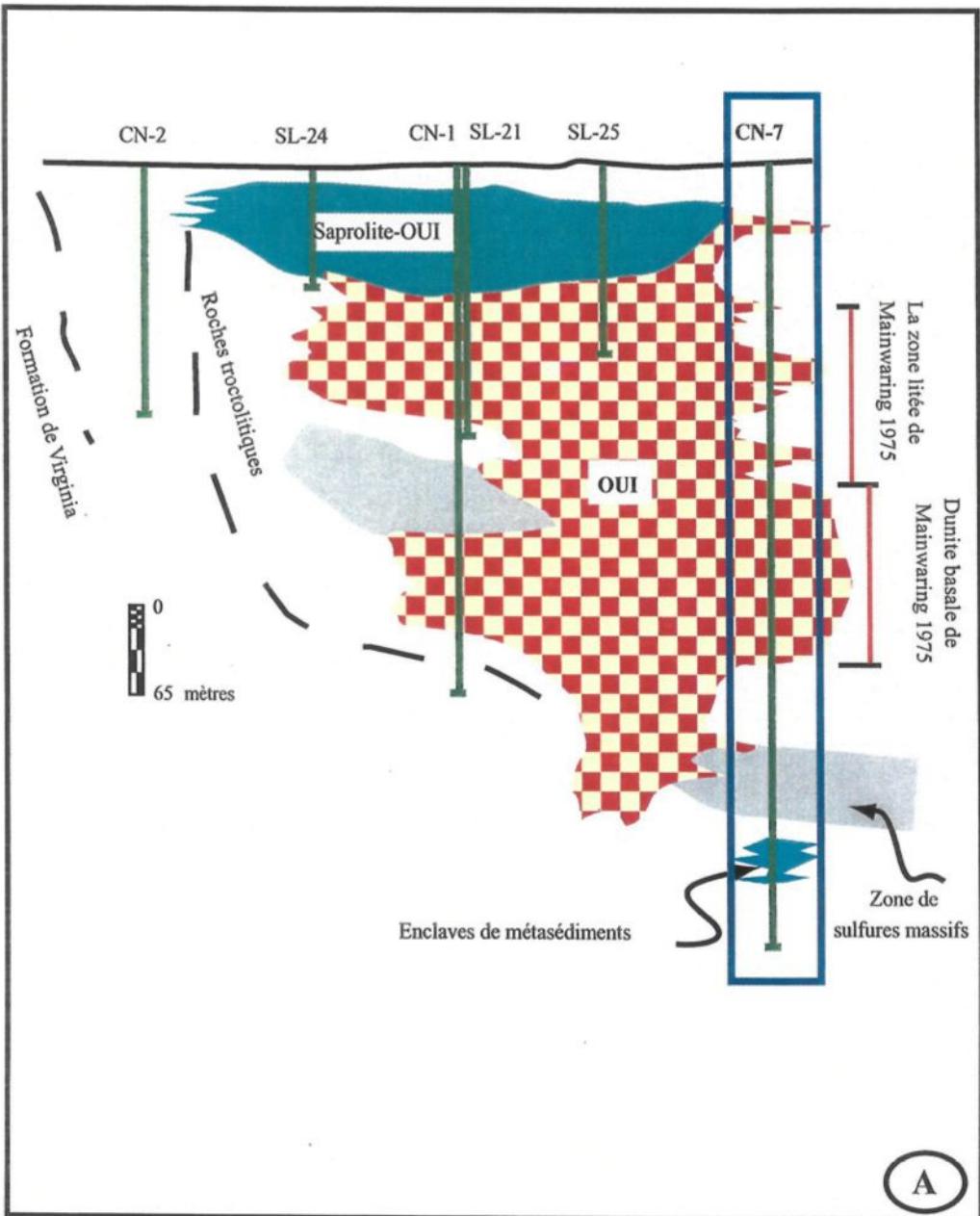
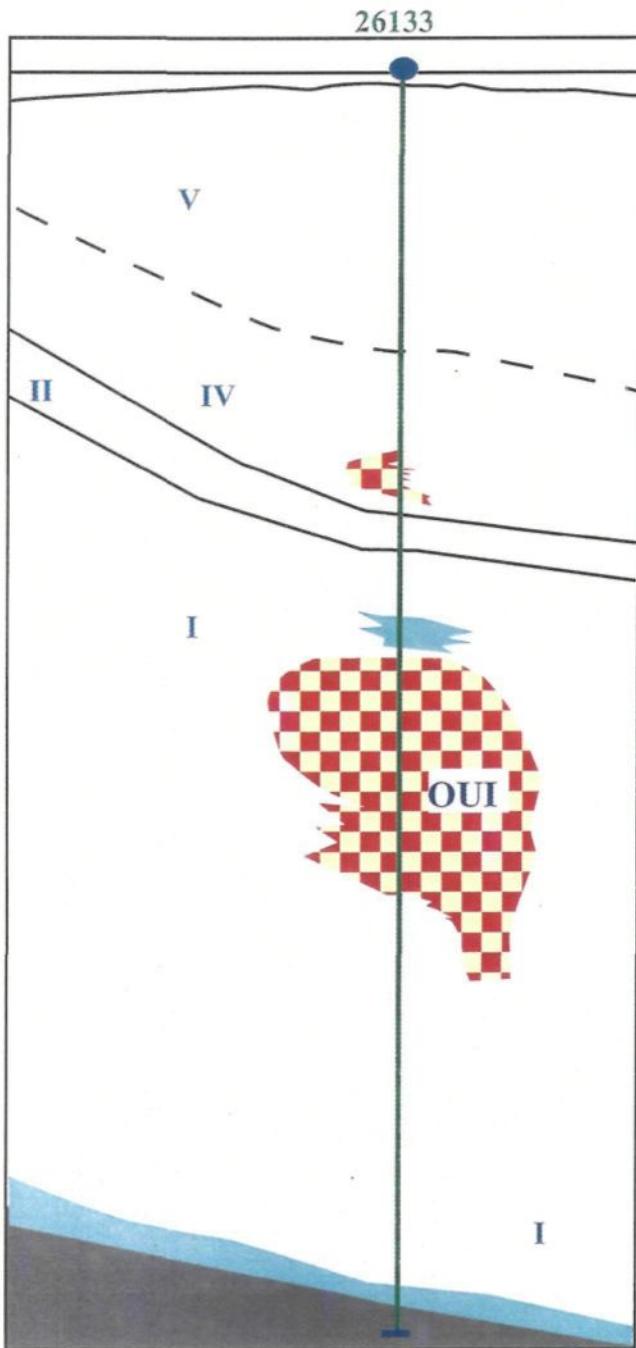


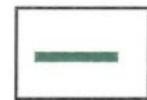
Figure 5.11 : Coupe simplifiée des lithologies du forage 26133 de l'intrusion de Wyman Creek.



Intrusion ultramafique
riche en oxydes



Unités stratigraphiques du
Complexe de Duluth



Trou de forage 26133



Formation de Virginia



Formation de Biwabik

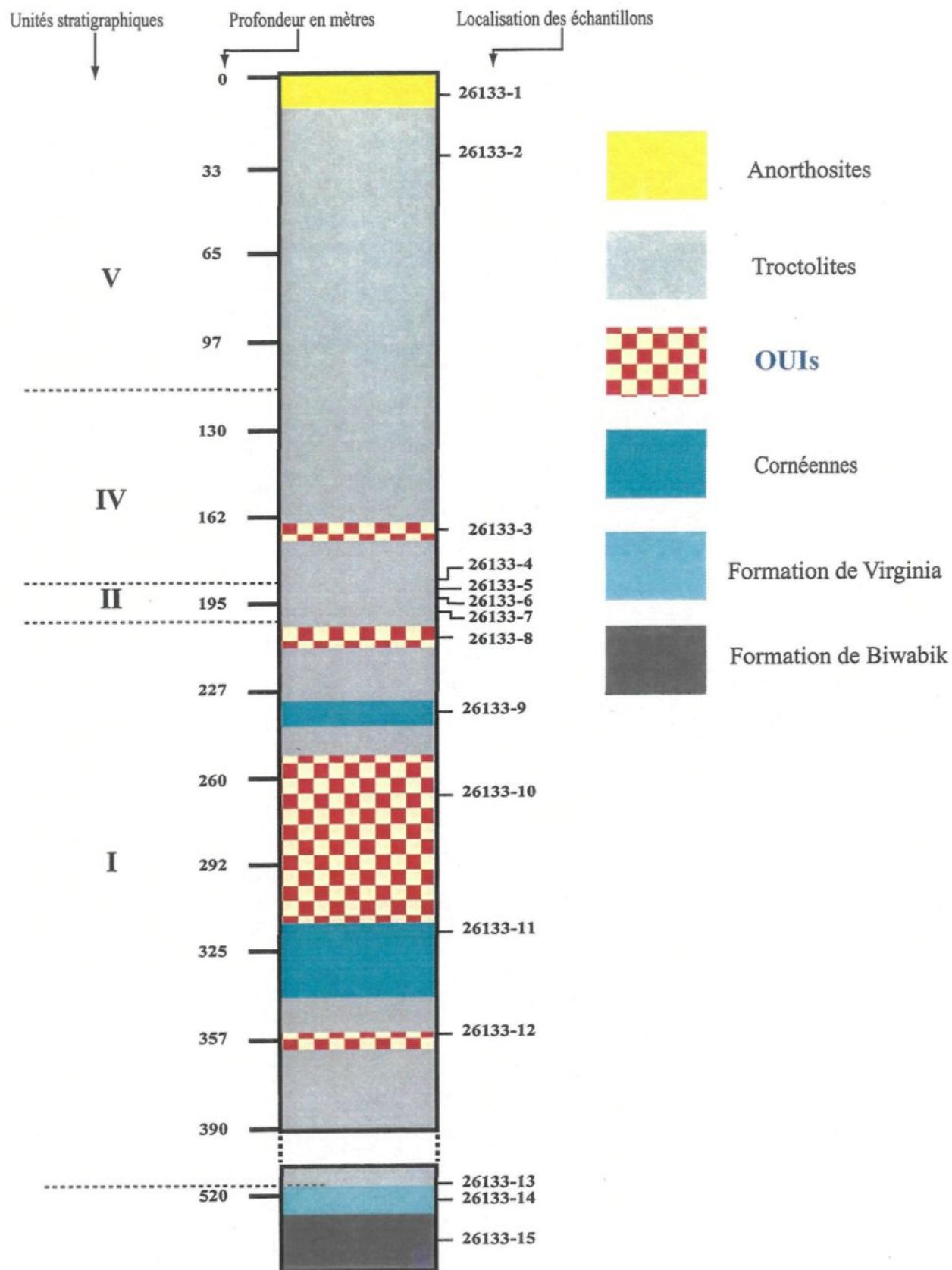


Collet du forage



Échelle verticale

Figure 5.12 : Description du forage 26133 de l'intrusion de Wyman Creek ainsi que la localisation des échantillons.



modale) et massifs (épaisseur de 4.5 mètres dans le forage 26133). La teneur des sulfures est extrêmement variable et se concentre autour de 3 % modale. La chalcopyrite est généralement la phase dominante à l'exception des zones riches en oxydes où la pyrrhotite est majoritaire.

CHAPITRE VI

PÉTROGRAPHIE ET CHIMIE DES OUI ET LES ROCHES ASSOCIÉES DU COMPLEXE DE DULUTH

6.1 Introduction

Cette partie vise à caractériser la pétrographie des lithologies ainsi que la chimie des différentes phases d'oxydes (ilménite, magnétite et spinelle) qui forment les quatre dépôts de Fe-Ti choisis dans cette étude. Ces minéralisations se retrouvent dans la bordure NO du Complexe de Duluth. Il s'agit des gisements de Boulder Lake, de Longear, de Wyman Creek, et de Water Hen (figure 6.1). Cette étude consiste en : 1- Une description détaillée des lithologies (roches mafiques et ultramafiques, OUI, et sédiments) formant les différentes zones; 2- Une discussion sur la nature des textures internes des oxydes; 3- La composition des phases d'oxydes (ilménite, magnétite et apatite). Les outils de détermination de cette étude sont l'observation macroscopique et microscopique des lames minces polies. La microsonde électronique de l'université Laval, à Québec, a été utilisée pour déterminer la composition des olivines, des plagioclases et des oxydes Fe-Ti-apatite (ilménite et magnétite).

Dans le texte, la composition des phases est exprimée en (% poids), les teneurs en An et en Fo sont exprimées en (mole %), et les proportions des phases dans les roches sont exprimées en (% modale).

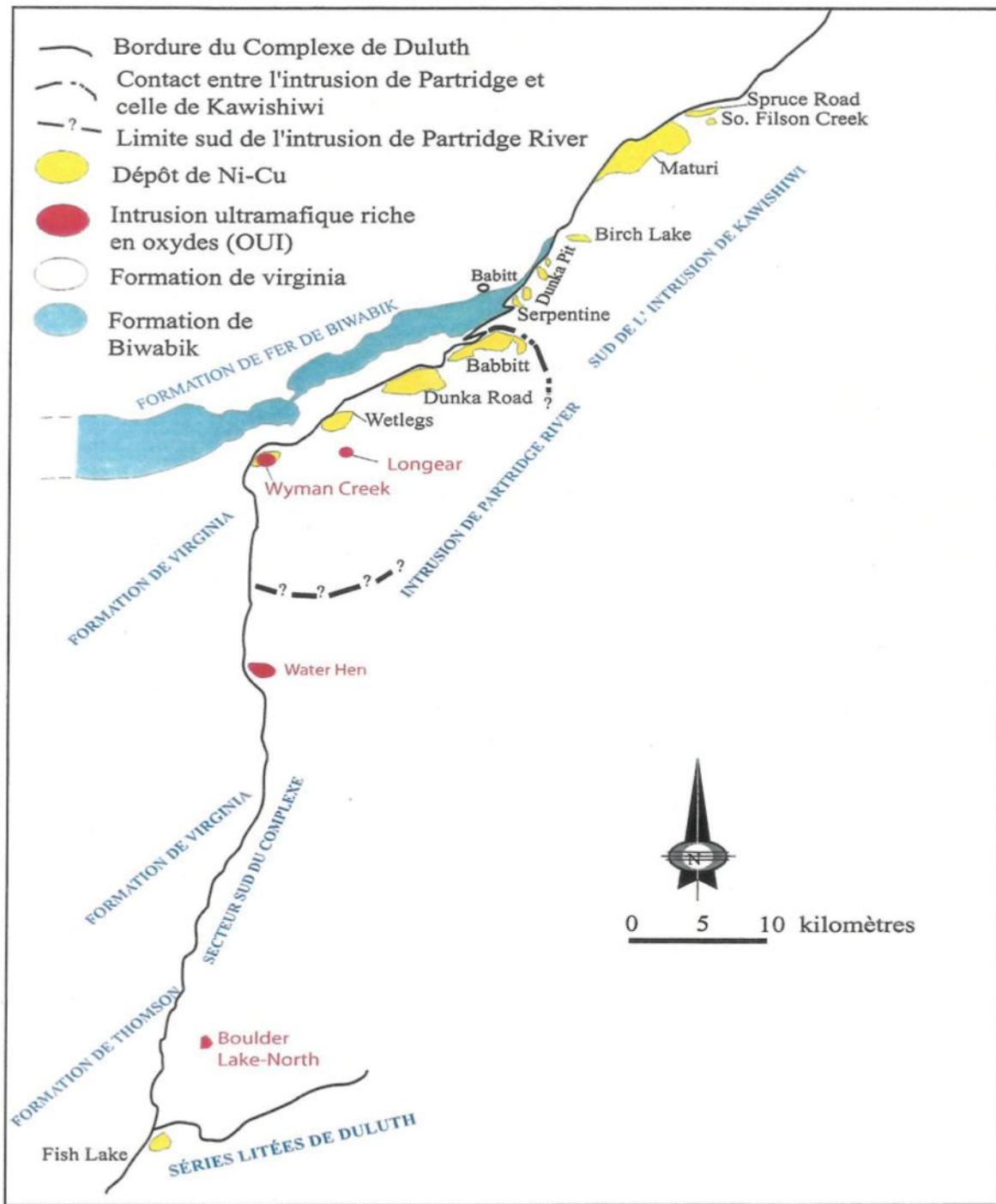


Figure 6.1: Localisation des dépôts de Fe-Ti de Longear, de Wyman Creek, de Water Hen et de Boulder Lake North le long de la marge ouest du Complexe de Duluth (modifié de Ripley et al., 1998).

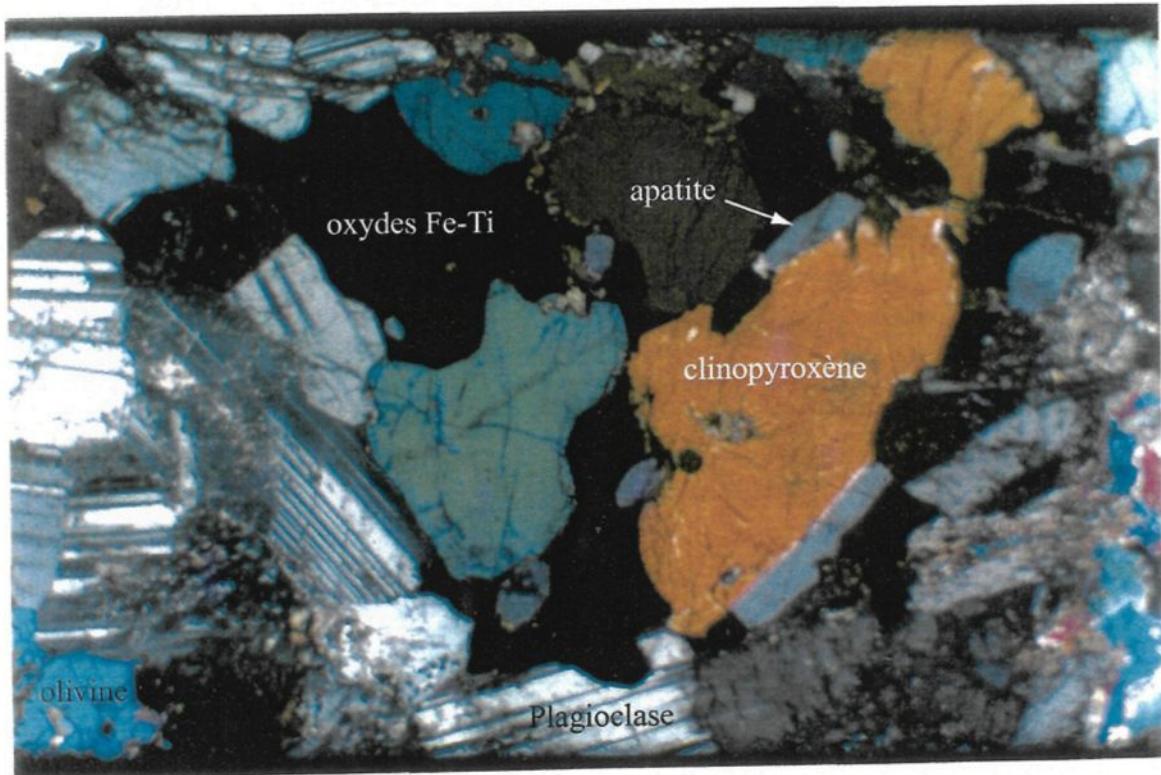
6.2 Dépôt de Fe-Ti de Boulder Lake North

La zone de Boulder Lake North est située au sud du Complexe de Duluth à environ 180 km de la ville de Duluth (figure 6.1). Douze forages ont été effectués dans cette zone. Les figures 5.8 et 5.9 montrent la géologie et la position des forages dans cette zone. Cinq lithologies ont été interceptées dans ces forages: 1- Une partie supérieure occupée par des roches gabbroïques litées riches en oxydes de Fe-Ti; 2- Une unité troctolitique à augite riche en oxydes; 3- Une partie inférieure formée de roches troctolitiques hétérogènes; 6- Une masse minéralisée tardive (OUI et magnétite). Les masses et les lentilles de OUI sont présentes dans tous les forages de Boulder Lake North. Le forage n° IV-8 a été choisi puisqu'il renferme un corps minéralisé très large. Dans ce forage, la partie supérieure est formée par des gabbros contenant 40% d'oxydes. Les OUI sont représentées par des pyroxénites et des anorthosites avec 20% à 40 % d'oxydes et 2 à 4 % de sulfures.

6.2.1 L'unité gabbroïque riche en oxydes

La minéralogie primaire de cette unité gabbroïque, mise en évidence par l'examen macroscopique et microscopique des échantillons du forage IV-8 du Boulder Lake North, est constituée par le clinopyroxène (Cpx), le plagioclase (Pl), l'olivine (Ol), l'apatite (Ap), la biotite (Bi), les sulfures (chalcocrite (Cp), la pentlandite (Pn)) et une partie importante d'oxydes tels que la magnétite (Mt), la titanomagnétite (tMt) et l'ilménite (Il). Le plagioclase (0.5 à 3 mm) constitue 20 à 35% de la roche à texture intergranulaire (planche 6.1). Les cristaux de plagioclases sont des cumulats,

Planche 6.1: Microphotographie en lumière polarisée d'un gabbro à oxydes (échantillon IV-8-14) montrant une texture intergranulaire. Longueur de la photo est de 5.6 mm.



idiomorphes à hypidiomorphes, parfois xénomorphes. Par endroits, les plagioclases sont altérés en séricite et corrodés au contact des oxydes. Certains cristaux de plagioclases présentent des points triples témoignant d'une recristallisation. La disposition des macles polysynthétiques suggère que ces roches aient subit une légère déformation. L'analyse à la microsonde des plagioclases révèle une composition An₄₃₋₅₅ (tableau 6.1).

L'olivine (1 à 5 mm) constitue 4 à 10 % de la roche. Ces cristaux sont généralement de forme xénomorphe. Les cristaux d'olivine sont souvent altérés en serpentine à partir des craquelures et des fissures caractéristiques. Les analyses des olivines donnent une composition de Fo₄₁ qui peut atteindre Fo₅₃ dans les gabbros pegmatitiques (tableau 6.2).

Le clinopyroxène (0.5 à 6 mm) constitue 10 à 20 % de la roche. Il est sous forme de poeciloblaste hypidiomorphe à xénomorphe présentant une texture intercumulus. Les clinopyroxènes sont en étroite relation avec les plagioclases qui s'altèrent à leur tour en séricite. Ces cristaux sont fracturés par endroits.

La biotite (1 à 5 mm) est relativement fréquente (2 à 5 %), quoi qu'en petite quantité, dans les espaces interstitiels, où elle se développe généralement autour des silicates, au contact des oxydes de Fe-Ti.

Les opaques sont formés d'oxydes de Fe-Ti et des sulfures. Les oxydes Fe-Ti constituent 20 à 30 % modale de la roche. Ils sont essentiellement formés de

Tableau 6.1: Composition des plagioclases de Boulder Lake North

	Anorthosite				Gabbro pegmatitique				Gabbro								
	IV-8-2	n=2	IV-8-3	n=2	IV-8-1	n=1	IV-8-8	n=2	IV-8-9	n=5							
SiO₂	54.60	54.70	54.65	63.96	54.37	59.17	53.90	53.90	59.20	54.85	57.03	56.35	54.7	53.46	52.40	53.0	54.0
Al₂O₃	29.41	29.39	29.40	23.28	29.62	26.45	29.30	29.30	25.98	28.54	27.26	28.37	29.3	30.16	30.84	30	29.8
CaO	11.04	11.23	11.13	3.72	10.99	7.36	11.59	11.59	7.25	11.01	9.13	9.87	11.0	11.90	12.07	12.2	11.4
FeO	0.16	0.14	0.15	0.01	0.14	0.07	0.23	0.23	0.25	0.34	0.29	0.13	0.12	0.18	0.08	0.22	0.15
Na₂O	5.36	5.37	5.37	9.66	5.47	7.56	5.00	5.00	7.53	5.28	6.41	6.04	5.32	4.84	4.42	4.60	5.04
K₂O	0.12	0.15	0.13	0.05	0.33	0.19	0.33	0.33	0.31	0.35	0.33	0.22	0.13	0.29	0.22	0.27	0.22
Total	100.69	101.32	101.00	100.85	101.12	100.99	100.52	100.52	100.80	100.48	100.64	101.07	100.68	101.05	100.18	100.90	100.78

Proportions atomique sur une base de 8 oxygènes

Si	2.45	2.44	2.44	2.80	2.44	2.62	2.43	2.43	2.63	2.47	1.70	2.51	2.45	2.40	2.37	2.39	2.42
Al	1.55	1.55	1.55	1.20	1.56	1.38	1.56	1.56	1.36	1.52	0.96	1.49	1.55	1.60	1.64	1.61	1.58
Ca	0.53	0.54	0.53	0.18	0.53	0.35	0.56	0.56	0.35	0.53	0.29	0.47	0.53	0.57	0.59	0.59	0.55
Fe	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Na	0.47	0.47	0.47	0.82	0.48	0.65	0.44	0.44	0.65	0.46	0.37	0.52	0.46	0.42	0.39	0.40	0.44
K	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01
Total	5.01	5.01	5.01	5.00	5.03	5.01	5.01	5.01	5.01	5.01	3.34	5.01	5.00	5.01	5.00	5.01	5.01
An	0.53	0.53	0.53	0.18	0.52	0.35	0.55	0.55	0.34	0.53	0.44	0.47	0.53	0.57	0.59	0.59	0.55
Ab	0.47	0.46	0.46	0.82	0.47	0.65	0.43	0.43	0.64	0.46	0.55	0.52	0.46	0.42	0.39	0.4	0.44
Or	0	0.01	0.01	0	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01

Tableau 6.1: Composition des plagioclases de Boulder Lake North (suite)

	Gabbro	Pyroxénite (OUI)		
	IV-8-11	IV-8-12	n=2	
SiO₂	54.89	53.28	53.79	53.54
Al₂O₃	29.00	29.41	30.03	29.72
CaO	10.94	11.60	11.79	11.69
FeO	0.30	0.21	0.15	0.18
Na₂O	5.32	4.93	4.89	4.91
K₂O	0.41	0.19	0.25	0.22
Total	101	100	101	100

Proportions atomique sur une base de 8 oxygènes

Si	2.46	2.42	2.41	2.42
Al	1.53	1.57	1.59	1.58
Ca	0.53	0.56	0.57	0.57
Fe	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.46	0.43	0.43	0.43
K	0.02	0.01	0.01	0.01
Total	5.01	5.01	5.01	5.01
An	0.52	0.56	0.56	0.56
Ab	0.46	0.43	0.42	0.43
Or	0.02	0.01	0.01	0.01

Tableau 6.2: Composition des olivines de Boulder Lake North

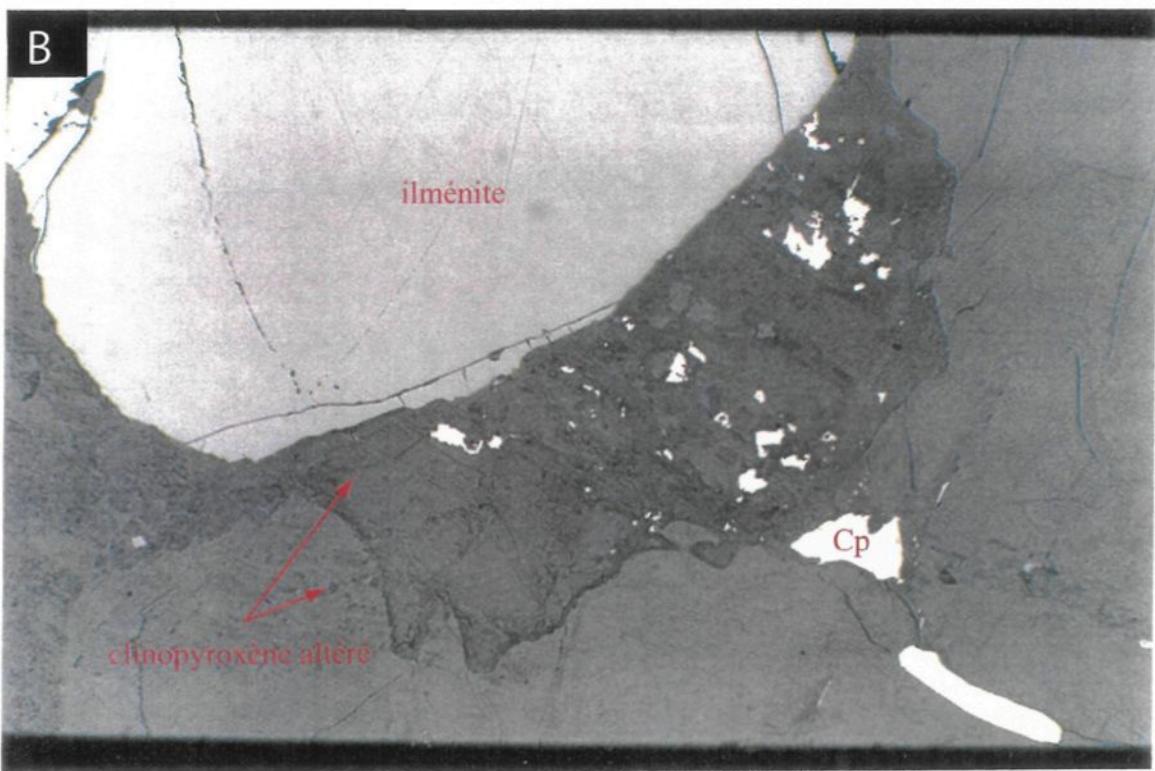
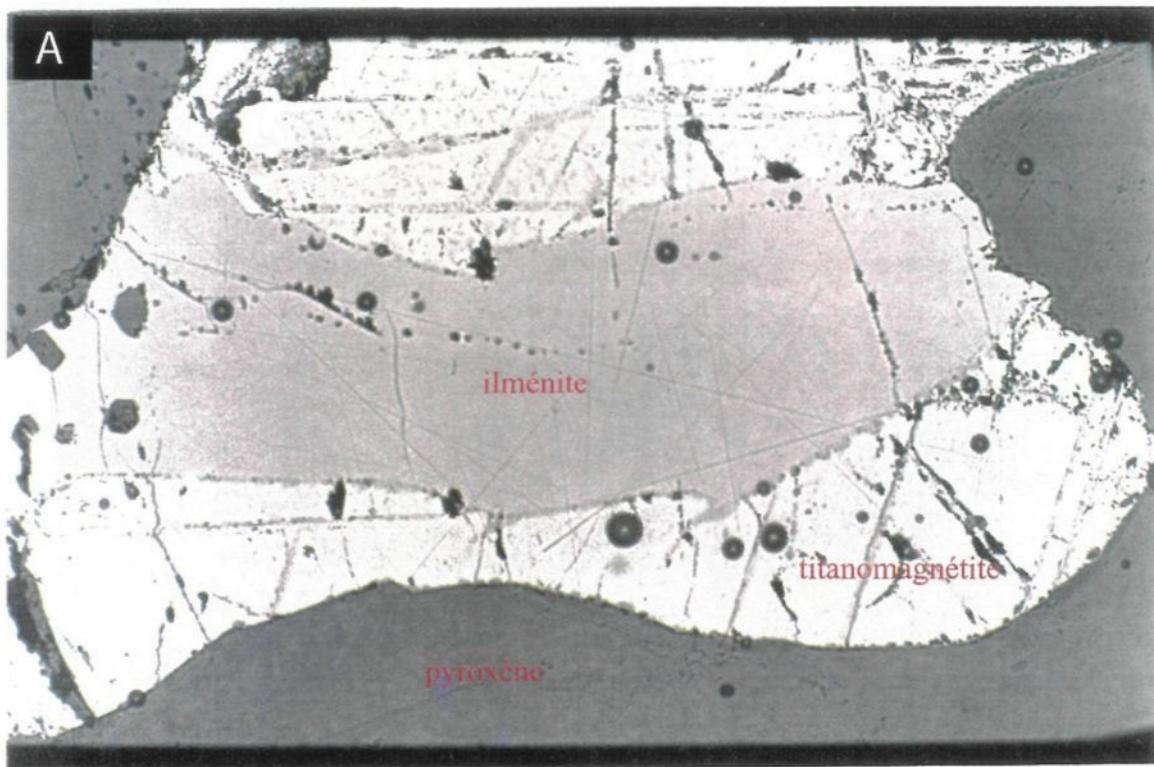
	Gabbro pegmatitique		Gabbro	Pyroxénite (OUI)					
	IV-8-1-1	IV-8-1 (n=2)	IV-8-9	IV-8-10	IV-8-4-1	IV-8-6-1	IV-8-6-2	IV-8-6-3	IV-8-6 (n=3)
SiO ₂ (%pds)	34.08	34.08	33.45	34.27	34.36	34.03	34.40	34.19	34.21
FeO	44.14	44.14	47.28	43.88	42.31	43.53	43.92	43.94	43.80
MgO	21.89	21.89	18.54	21.04	22.62	21.24	21.70	21.56	21.50
MnO	0.54	0.54	0.75	0.60	0.47	0.62	0.60	0.56	0.60
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.02	0.01	0.03
Total	101	101	100	100	100	100	101	100	100

Proportions atomique sur une base de 4 oxygènes

Si	0.99	0.49	0.99	1.00	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99
Fe	1.07	0.53	1.17	1.07	1.02	1.06	1.06	1.07	1.06
Mg	0.94	0.47	0.82	0.91	0.98	0.93	0.93	0.93	0.93
Mn	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.01	1.50	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Fo	0.47	0.53	0.41	0.46	0.49	0.47	0.47	0.47	0.47
Fa	0.53	0.47	0.59	0.54	0.51	0.53	0.53	0.53	0.53

Planche 6.2.A: Microphotographie en lumière réfléchie d'un gabbro à oxydes (échantillon IV-8-14) montrant les grains d'ilménites et de titanomagnétite qui occupent les interstices des phases silicatées. Longueur de la photo est de 3.4 mm.

Planche 6.2.B: Microphotographie en lumière réfléchie montrant des grains de chalcopyrite (Cp) concentrés dans la zone d'altération (échantillon IV-8-1). Longueur de la photo est de 1.4 mm.



titanomagnétite (20 à 30 mm) - 25%; d'ilménite (5 à 10 mm) - 5%. L'apatite (0.1-0.3 mm) représente 1 à 5 % modale de la roche totale (planche 6.2.A-B).

La titanomagnétite forme des grains hypidiomorphes à xénomorphes séparés. Elle forme de plages pleines de lamelles d'ilménite, d'ulvospinel et de spinelle qui occupent les interstices des phases silicatées.

L'ilménite forme des grains homogènes et séparés, renfermant par endroits de la pyrite et de la chalcopyrite. L'ilménite peut parfois atteindre jusqu'à 20 % de la roche, et existe soit sous forme de grains, soit sous forme de lamelles d'exsolution à l'intérieur de la magnétite.

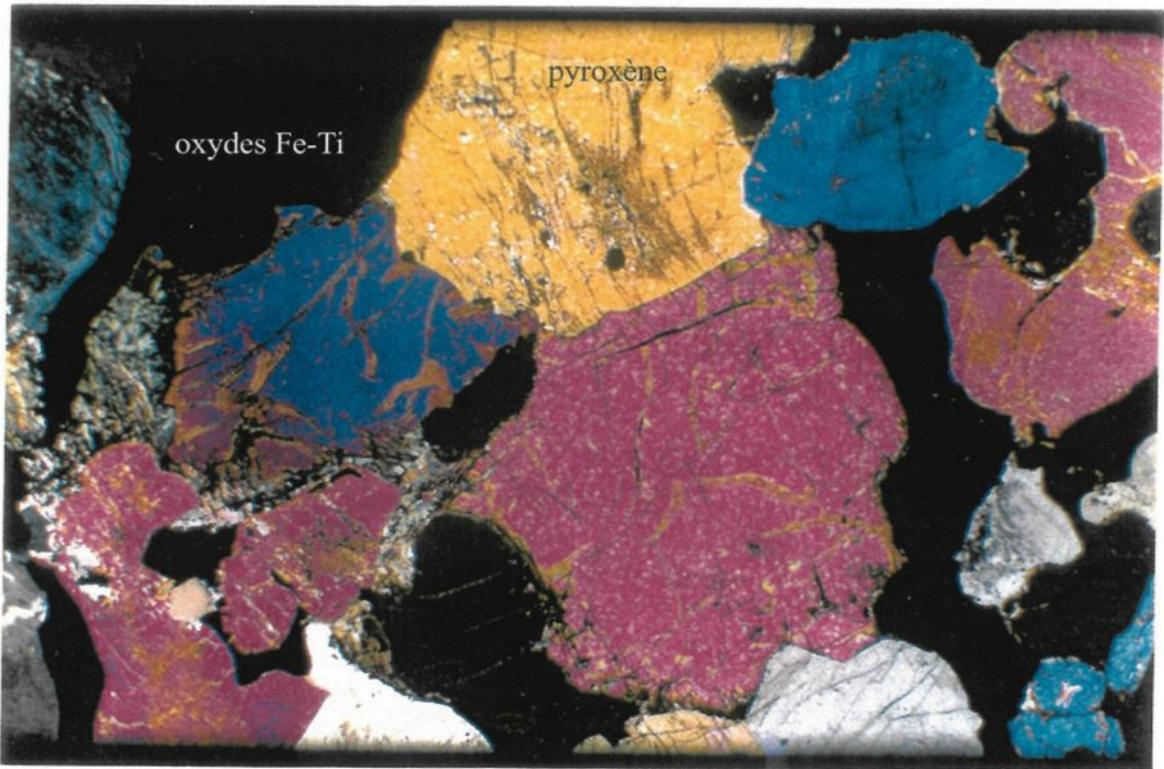
L'apatite forme des grains hexagonaux dans les interstices des phases silicatées (pyroxène, plagioclase). L'apatite est intimement liée aux oxydes Fe-Ti.

Les sulfures forment de petits grains dispersés dans les zones d'altérations des silicates. Ces sulfures sont formés essentiellement de chalcopyrite (0.1 à 0.5 mm, 1 à 5 %) (planche 6.2. A-B).

6.2.2 Pyroxénite à oxydes (OUI)

Cette lithologie est dominée essentiellement par des cumulats de pyroxènes (2 à 5 mm; 50 à 60 %) et des amas polygranulaires (20 à 30 %) d'ilménite et de titanomagnétite (planche 6.3). L'olivine (5%) et le plagioclase (10 %) sont distingués

Planche 6.3: Micropographie en lumière polarisée d'une pyroxénite à oxydes (OUI) (échantillon IV-8-7). On note les cumulats de pyroxènes en contact lobés avec les oxydes de Fe-Ti.



Les clinopyroxènes forment des grains xénomorphes, de 3 à 10 mm, à l'exception des zones pegmatitiques qui contiennent des grains dépassant 5 cm de longueur. Ces zones pegmatitiques sont fréquentes dans les carottes de forages. Les grains d'olivines sont fracturés et mesurent de 3 à 4 mm de diamètre. Ils se présentent sous forme de grains hypidiomorphes isolés entre les grains de pyroxènes. La serpentine peut remplacer jusqu'à 25 % de certains grains. L'analyse des grains d'olivine à la microsonde révèle une teneur en Fo₄₇₋₄₉ (tableau 6.2).

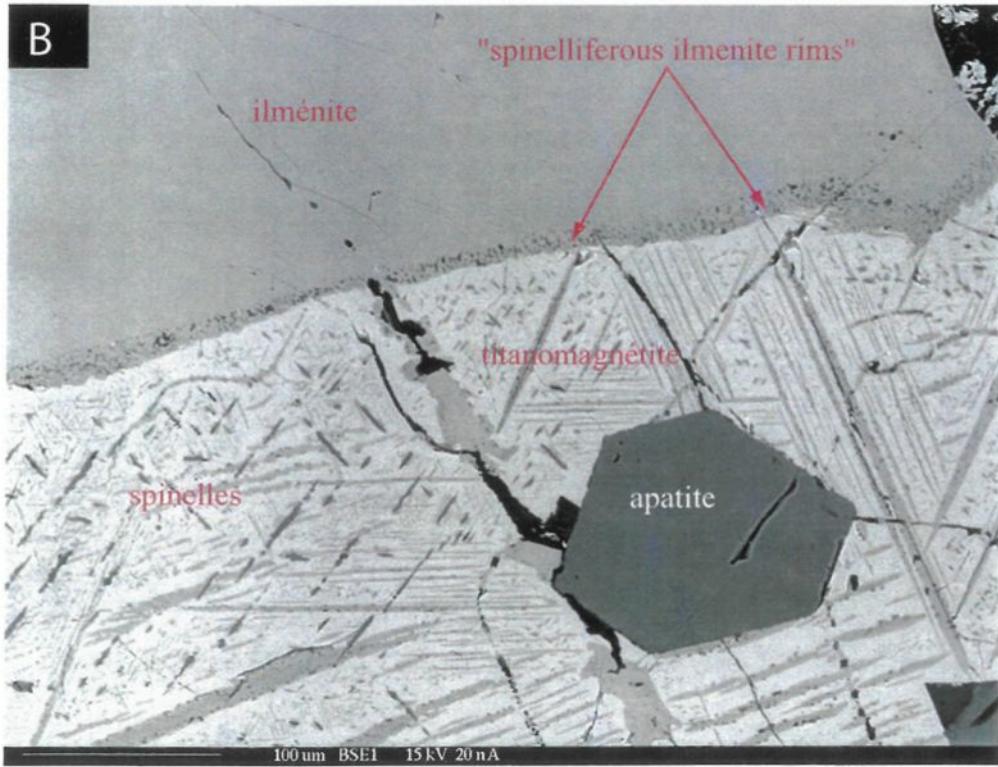
Les plagioclases (5-10 mm) forment 1 à 2 % de la roche. Ils sont hypidiomorphes à idiomorphes avec une extinction ondulante. Les plagioclases sont légèrement séricités et parfois carbonisés. L'analyse des plagioclases à la microsonde donne des teneurs moyenne (n=3) de An₅₆ (tableau 6.1).

Les oxydes Fe-Ti occupent les interstices des phases silicatées. Les phases oxydes consistent en titanomagnétite (40 à 50 %), ilménite (50 à 55 % des phases oxydes totales), et spinelle (2-5 %).

La titanomagnétite est xénomorphe et forme des plages hétérogènes avec des lamelles d'ilménites et des grains de spinelle en exsolution (planche 6.4.A).

L'ilménite est homogène et xénomorphe, en contact rectiligne et irrégulier avec la titanomagnétite. Les lamelles d'ilménite forment des treillis à l'intérieur de la magnétite (planche 6.4.B). Au contact des plages d'ilménite et de magnétite se

Planche 6.4: Microphotographie montrant : A- des grains et des lamelles d'ilménite dans la titanomagnétite (échantillon IV-8-2) et B- les lamelles d'ilménites en treillis et développement de spinelles au contact de la titanomagnétite et de l'ilménite.



développent généralement un cordon d'ilménite criblé de microcristaux de spinelles alumineux (planche 6.4.B).

Les spinelles se disposent en une série de franges régulières dont les cristaux ont des tailles constantes dans chaque frange. Les spinelles les plus grossiers sont situés du côté de l'ilménite primaire.

L'apatite (0.1 à 0.4 mm) représente 0.5 à 8 % de la roche. Elle est étroitement liée aux oxydes de fer-titane. Elle est en prisme et en grain subarrondis. Quelques sections hexagonales sont parfois observées (planche 6.5). Les roches riches en apatite développent des textures matricielles qui sont semblables à celles des gabbro-nelsonites de Sept-Îles (voir chapitre 3).

6.2.3 Anorthosite

Une zone riche en plagioclase (planche 6.6.A) et en oxydes, est localisée dans la partie supérieure du forage et en contact graduel avec le gabbro à oxyde. La roche est formée de 60 à 70 % de plagioclases et de 30 à 40% d'oxydes de Fe-Ti.

Les plagioclases ont une taille de 2 à 1 cm. Ils forment des cristaux idiomorphes à subidiomorphes partiellement altérés en bordure.

Les phases d'oxydes (10 à 20 %) se développent entre les lattes de plagioclases (planche 6.6.B), et sont constituées essentiellement d'ilménite et de titanomagnétite.

Planche 6.5: Photomicrographies en lumière polarisée (**A**) et en lumière naturelles (**B**) d'une clinopyroxénite à oxydes interstitielles (échantillon IV-8-10). On note la présence des grains d'apatite de forme et de taille variables. Longueur de la photo est de 5.6 mm.

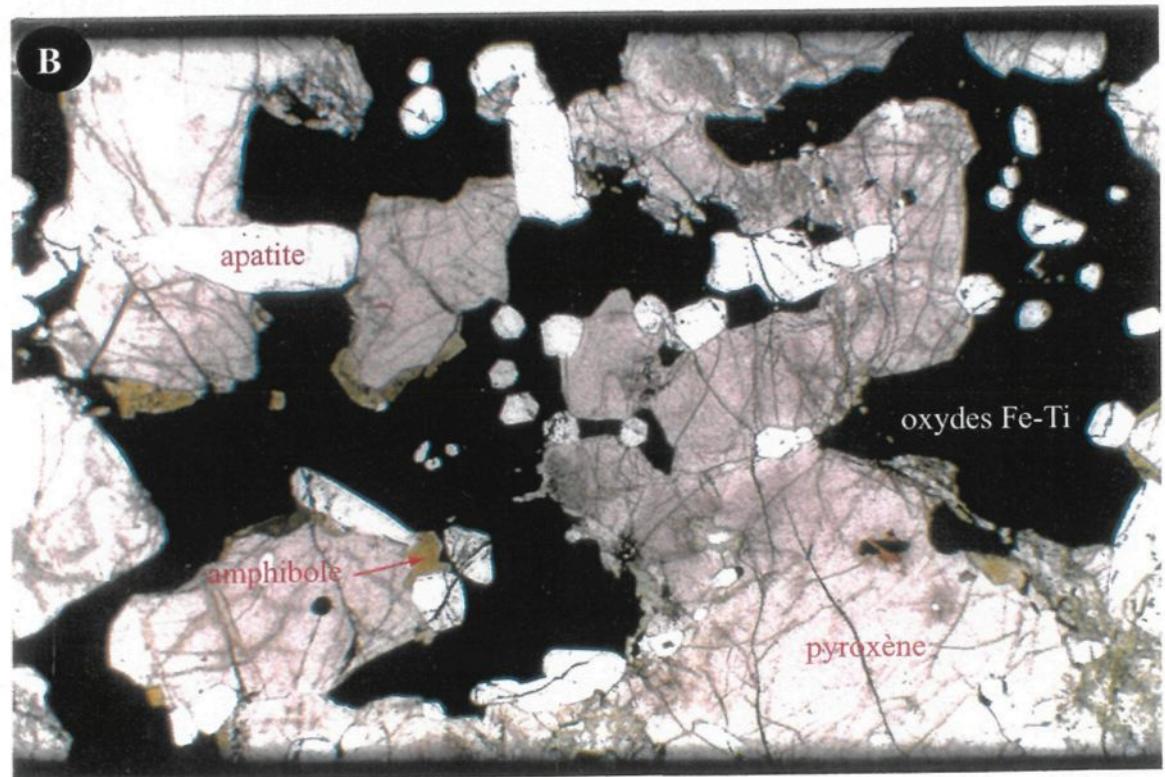
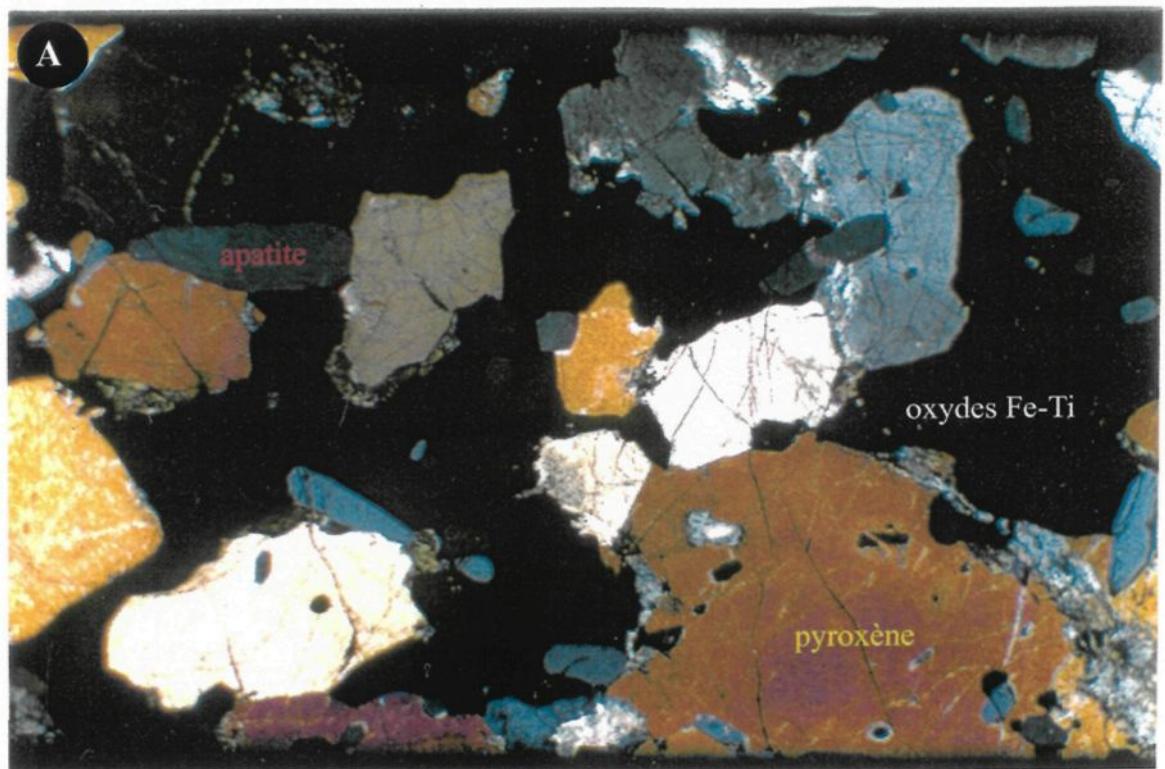


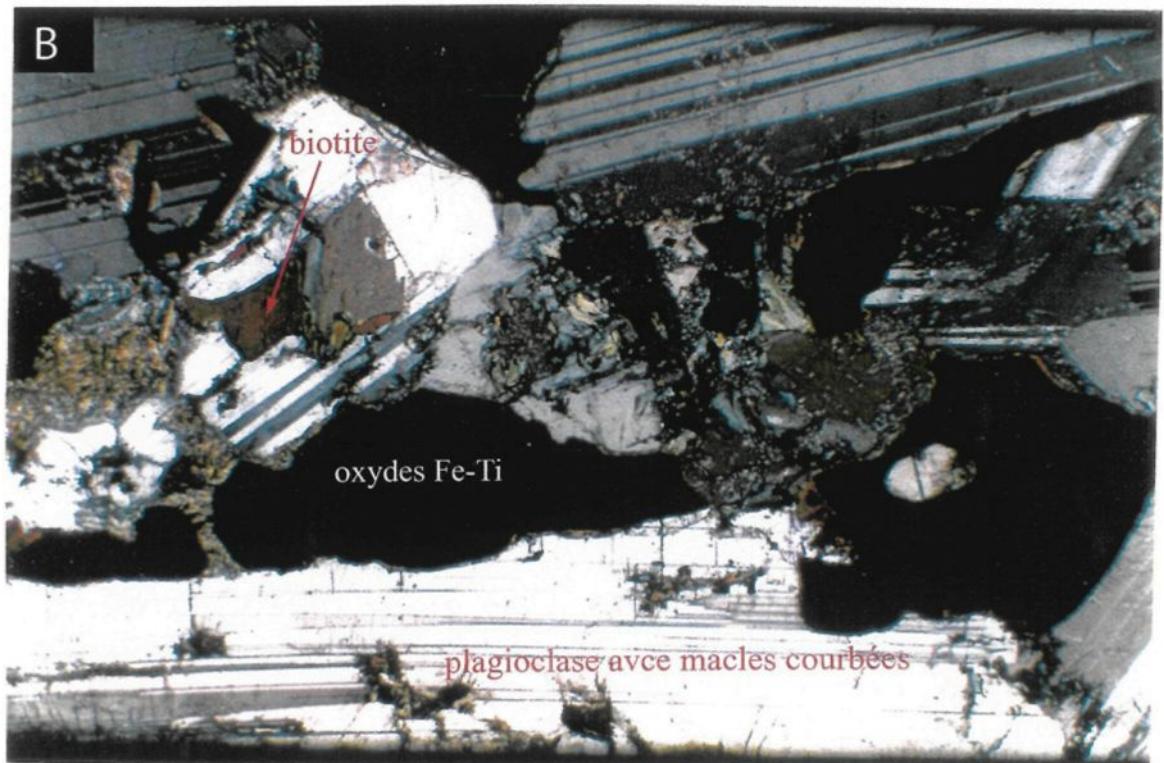
Planche 6.6.A: Photographie montrant l'anorthosite riche en oxydes (échantillon IV-8-2).

Planche 6.6.B: Microphotographie en lumière polarisée montrant les oxydes qui occupent les interstices des lattes de plagioclases (échantillon IV-8-2). Contact lobé entre les oxydes et les plagioclases. Longueur de la photo est de 5.6 mm.

A



B



La titanomagnétite (1-4 mm) forme des plages avec à l'intérieur des lamelles d'ilménite et des grains de spinelle disséminés. Les cristaux de titanomagnétite présentent des contacts irréguliers avec l'ilménite et les plagioclases.

L'ilménite est sous forme de grains (1-3 mm) et de lamelles d'exsolution à l'intérieur de la titanomagnétite. Cette dernière, forme des plages qui logent des exsolutions de spinelle et d'ilménite (planche 6.7). Un cordon d'ilménite riche en spinelle se développe au contact des deux grains d'ilménite et de titanomagnétite.

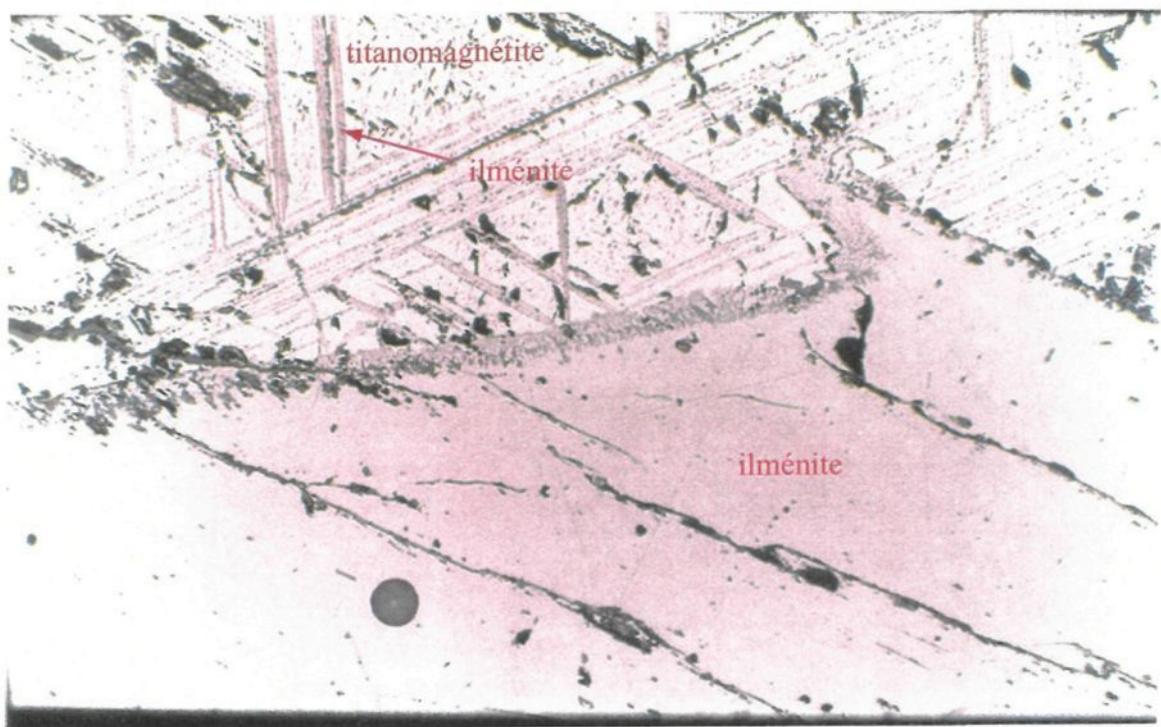
Les sulfures (< 1%) sont constitués essentiellement de chalcopyrite et de pyrite concentrée en petits grains dans des zones d'altération des phases silicatées et/ou entre les interstices des phases oxydes.

6.2.4 Les oxydes massifs

Les oxydes massifs ou magnétites, sont notés dans plusieurs endroits du forage IV-8. Ces unités sont en contact net avec les autres roches riches en oxydes. Les roches à oxydes massives sont dominées par des cristaux équigranulaires de titanomagnétite (60%) et d'ilménite (32%) avec de faible teneurs en spinelle (2 à 6%). Les sulfures et les silicates représentent moins de 1% de la roche. L'ilménite et la titanomagnétite développent mutuellement une bordure courbée.

En général le ratio titanomagnétite / ilménite est de 2 /1, toutefois, ce rapport varie selon les endroits. Les grains d'ilménite concentrent des lamelles d'exsolution de

Planche 6.7 : Microphotographie en lumière réfléchie montrant l'ilménite en contact avec la titanomagnétite. On note la présence de lamelles d'ilménite en exsolutions dans la titanomagnétite et des spinelles au contact des deux grains (échantillon IV-8-2). Longueur de la photo est de 0.7 mm.



titanomagnétite d'une épaisseur de 1 µm. Des exsolutions de spinelle se développent souvent le long des lamelles de titanomagnétite. Les grains de titanomagnétite renferment de longues lamelles d'oxydation d'ilménite (20-25 µm) en treillis (planche 6.8A). Les spinelles ainsi que des lamelles se retrouvent à l'intérieur de la magnétite. Les lamelles d'ulvospinelle sont développées et forment des "cloth texture" (planche 6.8B). Dans certains cas, les spinelles sont entourés d'ulvospinelle et forment des textures en "sandwich". Les spinelles forment des grains dans la matrice des titanomagnétite et dans les lamelles d'ilménite.

Les silicates sont représentés essentiellement par des cristaux d'olivine (<0.4 mm; <1%) de forme xénomorphe. Ces cristaux sont partiellement altérés avec développement de magnétite dans les craquelures caractéristique.

Les sulfures sont formés de grains de chalcopyrite (<0.2 mm; < 1%). Ces derniers se limitent à des zones d'altération au pourtour des silicates et à des veines millimétriques tardives.

6.2.5 Composition des phases d'oxydes

A- Ilménite

Les analyses des grains d'ilménite par la microsonde électronique sont présentées dans le tableau 6.3. Les grains d'ilménite dans la région de Boulder Lake North consistent en des grains de large composante d'ilménite (93-98 mol %), une composante modérée de geikielite (0-14 mol %), une faible composante d'hématite (2-

Planche 6.8: A- Lamelles d'ilménites en treillis dans une plage de titanomagnétite. Ces lamelles sont criblées de grains de spinelles; B- lamelles d'ulvospinelles dans la titanomagnétite (échantillon IV-8-5).

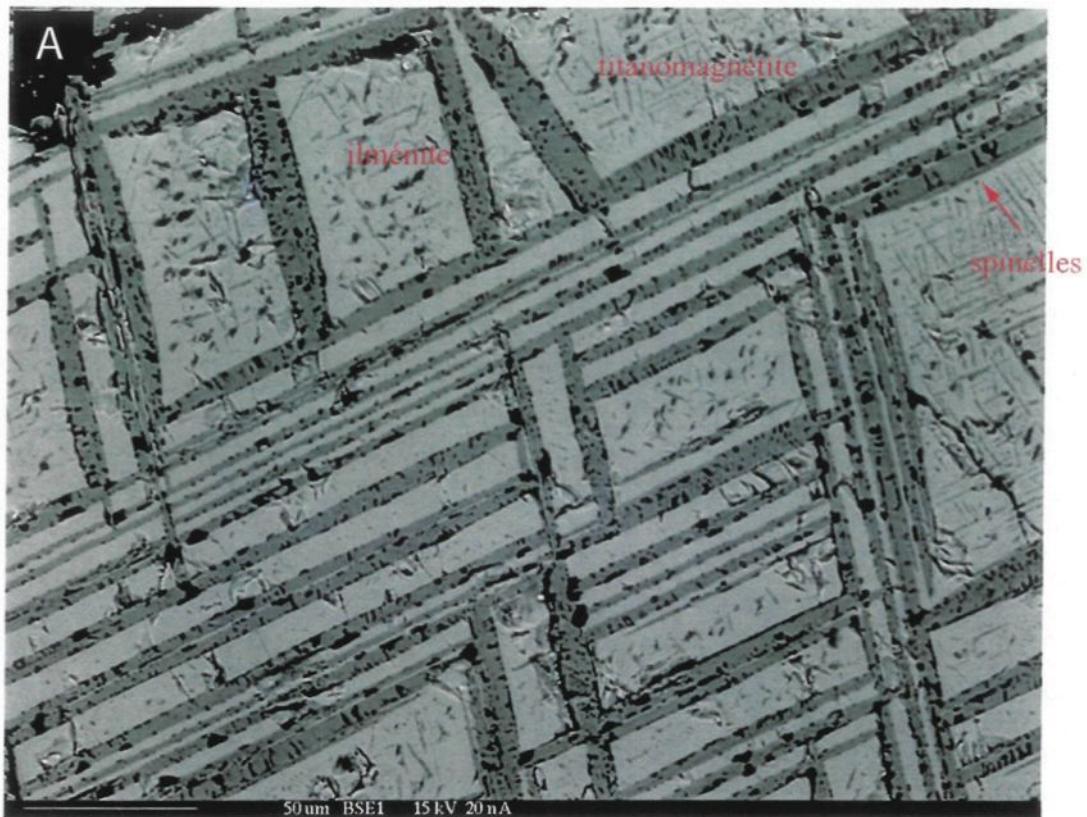


Tableau 6.3: Composition des ilménites des roches de Boulder Lake North

Pyroxénite (OUI)																			
	IV-8-12			n=3	IV-8-6				n=4			IV-8-10			n=3	IV-8-4			n=3
TiO ₂	51.76	52.22	52.09	52.02	51.79	51.77	51.20	51.57	51.58	51.46	51.56	51.61	51.54	52.39	52.46	51.53	52.13		
Al ₂ O ₃	0.03	0.01	0.02	0.02	0.03	0.00	0.05	0.03	0.03	0.01	0.04	0.06	0.04	0.04	0.04	0.07	0.03	0.05	
Fe ₂ O ₃	4.26	2.71	2.86	3.28	3.53	2.65	3.38	3.26	3.21	3.81	3.27	3.87	3.65	2.75	2.37	3.24	2.78		
MgO	1.26	1.12	0.96	1.11	1.39	0.84	1.91	1.34	1.37	1.17	0.94	1.52	1.21	2.23	2.25	1.68	2.05		
MnO	0.70	0.88	0.85	0.81	0.65	0.63	0.51	0.71	0.62	0.94	0.84	0.98	0.92	0.61	0.37	0.57	0.52		
FeO	43.61	44.09	44.30	44.00	43.49	44.45	42.19	43.30	43.35	43.24	43.86	42.76	43.29	42.55	42.84	42.80	42.73		
ZnO	0.00	0.00	0.05	0.02	0.01	0.00	0.07	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.02		
Total	101.63	101.03	101.13	101.26	100.89	100.34	99.31	100.20	100.18	100.63	100.51	100.79	100.64	100.60	100.39	99.84	100.28		

Proportions atomique sur une base de 6 oxygènes

Ti	1.92	1.95	1.94	1.94	1.93	1.95	1.93	1.94	1.94	1.93	1.94	1.92	1.93	1.95	1.95	1.93	1.94
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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.16	0.10	0.11	0.12	0.13	0.10	0.13	0.12	0.12	0.14	0.12	0.14	0.14	0.10	0.09	0.12	0.10
Mg	0.09	0.08	0.07	0.08	0.10	0.06	0.14	0.10	0.10	0.09	0.07	0.11	0.09	0.16	0.17	0.13	0.15
Mn	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02
Fe ²⁺	1.80	1.83	1.84	1.82	1.80	1.86	1.77	1.81	1.81	1.80	1.83	1.77	1.80	1.76	1.77	1.79	1.77
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.00	4.00	3.99	4.00	3.99	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	3.99	4.00	4.00	4.00	3.99	4.00
Ilm	97	97	97	97	97	97	97	97	97	96	96	96	96	98	98	98	98
Hem	3	3	3	3	3	3	3	3	3	4	4	4	4	2	2	2	2

Tableau 6.3: Composition des ilménites des roches de Boulder Lake North (suite)

	Gabbro (OUI)						n=6	Gabbro pegmatitique						n=2	IV-8-11	n=2	
	IV-8-9			IV-8-1				n=3	IV-8-8			n=2					
TiO ₂	51.38	51.89	51.31	51.19	51.38	50.89	51.34	51.94	51.68	51.43	51.68	50.79	50.61	50.70	51.17	51.45	51.31
Al ₂ O ₃	0.02	0.03	0.02	0.06	0.05	0.04	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.01	0.02	0.00	0.05	0.03
Fe ₂ O ₃	2.78	3.81	3.56	3.06	2.83	3.77	3.30	3.39	3.53	4.94	3.95	4.25	4.25	4.25	3.53	5.09	4.31
MgO	0.52	0.84	0.15	0.78	0.05	0.02	0.39	1.42	1.78	1.82	1.67	0.02	0.12	0.07	0.11	2.15	1.13
MnO	1.06	0.79	1.19	0.79	1.04	1.23	1.02	0.55	0.44	0.39	0.46	0.89	0.76	0.82	0.63	0.51	0.57
FeO	44.25	44.39	44.68	43.89	45.09	44.51	44.47	43.64	42.94	42.68	43.09	44.76	44.54	44.65	45.20	41.96	43.58
ZnO	0.00	0.06	0.08	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.05	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.04
Total	100.01	101.81	100.98	99.75	100.43	100.46	100.57	100.98	100.47	101.33	100.93	100.74	100.29	100.52	100.64	101.28	100.96

Proportions atomique sur une base de 6 oxygènes

Ti	1.94	1.93	1.93	1.94	1.94	1.93	1.93	1.93	1.93	1.91	1.92	1.917	1.917	1.92	1.93	1.90	1.92
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.002	0.001	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.11	0.14	0.13	0.12	0.11	0.14	0.12	0.13	0.13	0.18	0.15	0.161	0.161	0.16	0.13	0.19	0.16
Mg	0.04	0.06	0.01	0.06	0.00	0.00	0.03	0.11	0.13	0.13	0.12	0.001	0.009	0.01	0.01	0.16	0.08
Mn	0.05	0.03	0.05	0.03	0.04	0.05	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.038	0.033	0.04	0.03	0.02	0.02
Fe ²⁺	1.86	1.83	1.87	1.85	1.90	1.87	1.86	1.81	1.78	1.76	1.78	1.879	1.876	1.88	1.90	1.72	1.81
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.000	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.99	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	3.99	4.00
Ilm	97	97	97	97	97	97	97	97	97	97	97	96	96	96	96	96	96
Hem	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	4	4	4	4	4	4

Tableau 6.3: Composition des ilménites des roches de Boulder Lake North (suite)

	Anorthosite IV-8-2						Magnétite IV-8-5				
			n=3	IV-8-3		n=2			n=3		
TiO₂	51.80	50.98	52.32	51.70	51.97	52.19	52.08	53.10	53.14	53.28	53.17
Al₂O₃	0.06	0.24	0.06	0.12	0.06	0.04	0.05	0.07	0.09	0.07	0.08
Fe₂O₃	2.82	5.82	2.89	3.84	3.11	3.30	3.20	2.39	3.08	2.89	2.78
MgO	0.54	1.13	1.59	1.09	0.95	0.14	0.55	3.79	3.45	3.50	3.58
MnO	0.66	1.02	0.70	0.79	0.64	0.66	0.65	0.46	0.45	0.50	0.47
FeO	45.00	43.01	43.54	43.85	44.45	46.05	45.25	40.57	41.25	41.22	41.01
ZnO	0.00	0.00	0.08	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	100.88	102.20	101.18	101.42	101.20	102.39	101.79	100.38	101.46	101.45	101.10

Proportions atomique sur une base de 6 oxygènes

Ti	1.94	1.88	1.94	1.92	1.94	1.94	1.94	1.95	1.94	1.94	1.94
Al	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe	0.11	0.22	0.11	0.14	0.12	0.12	0.12	0.09	0.11	0.11	0.10
Mg	0.04	0.08	0.12	0.08	0.07	0.01	0.04	0.28	0.25	0.25	0.26
Mn	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
Fe²⁺	1.87	1.76	1.80	1.81	1.84	1.90	1.87	1.66	1.67	1.67	1.67
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Ilm	95	95	95	95	97	97	97	97	97	97	97
Hem	5	5	5	5	3	3	3	3	3	3	3

5 % mol), et peu de pyrophanite (0-2 % mol). Cette composition est semblable à celle des ilménites de l'intrusion litée de Sept-Îles (chapitre 3). La composition des ilménites est presque homogène à l'exception de la teneur en MgO. En effet, l'ilménite des oxydes massifs contient plus de MgO que celle des autres roches (figure 6.2). Cet enrichissement est probablement dû à l'appauvrissement des oxydes massifs en matériel silicaté. La teneur en MnO des ilménites varie de 0.45 à 0.5 % pour les oxydes massifs, de 0.5 à 0.9 % dans les OUI, et de 0.65 à 0.7 dans les anorthosites. Les grains d'ilménite sont très pauvres en Al et en Cr (< 0.1 %).

B- Titanomagnétite

Les analyses des magnétites à la microsonde sont présentées dans le tableau 6.4. Les grains sont formés d'une composante de magnétite (54-100 mol %) et d'ulvöspinelle (0-47 mol %). La composition des magnétites est homogène à l'exception de la teneur en TiO₂ qui varie de 2 à 15 % (figure 6.2). La teneur en V₂O₃ des magnétites ne dépasse pas 1.5 % dans les oxydes massifs et dans les OUI, alors qu'un échantillon de gabbro pegmatitique enregistre des valeurs de 4 % probablement suite à un problème analytique (figure 6.2).

C- Apatite

L'apatite peut représenter 8 à 10 % des OUI (pyroxénites). Généralement en prisme et en grains subarrondis de 0.1 à 0.3 mm. L'apatite est une fluorapatite. L'analyse des apatites à la microsonde électronique est présentées par le tableau 6.5.

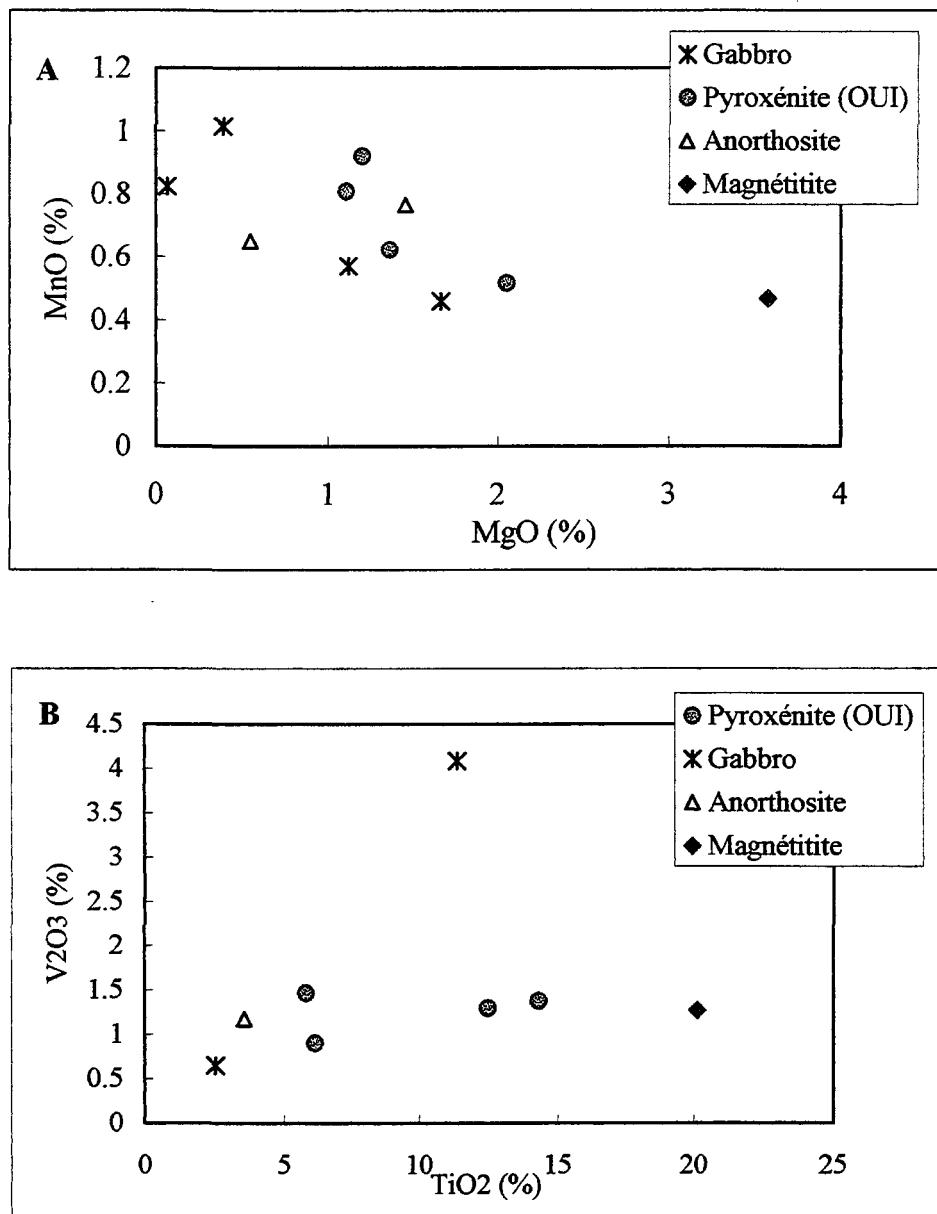


Figure 6.2: Diagrammes montrant: A- la variation de MgO et de MnO dans les grains d'ilménites; B- La teneur du V₂O₃ et de TiO₂ dans les grains de magnétites des roches de Boulder Lake North.

Tableau 6.4: Composition des magnétites des roches de Boulder Lake North

Pyroxénite (OUI)																	
	IV-8-10			n=3	IV-8-4			n=3	IV-8-12			n=3	IV-8-6			n=4	
TiO ₂	8.30	0.57	4.01	4.29	13.44	12.29	11.78	12.50	7.64	1.84	3.98	4.49	0.31	15.44	13.48	14.06	10.82
Al ₂ O ₃	1.14	0.34	2.00	1.16	3.35	3.03	3.03	3.14	0.63	2.96	0.91	1.50	0.14	3.65	2.59	3.81	2.55
V ₂ O ₃	0.82	0.00	0.99	0.60	1.61	1.18	1.10	1.30	1.69	0.45	1.24	1.13	0.00	1.40	1.46	1.27	1.03
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.02	0.01	1.22	0.82	1.13	1.05	0.07	0.00	0.03	0.03	0.03	1.77	1.56	1.73	1.27
Fe ₂ O ₃	52.23	69.32	61.45	61.00	38.82	41.47	41.33	40.54	56.04	66.67	62.44	61.72	69.45	34.32	39.94	37.57	45.32
MgO	0.21	0.09	0.52	0.27	0.73	0.64	0.51	0.63	0.20	5.86	0.08	2.04	0.10	0.33	0.33	0.61	0.34
MnO	0.15	0.04	0.00	0.06	0.32	0.38	0.33	0.34	0.15	0.02	0.04	0.07	0.00	0.38	0.43	0.42	0.31
FeO	38.70	32.25	35.35	35.43	42.94	41.75	41.21	41.97	38.93	24.93	35.73	33.19	31.73	45.63	43.74	44.18	41.32
Total	101.55	102.61	104.33	102.83	102.43	101.55	100.42	101.47	105.35	102.73	104.44	104.17	101.76	102.90	103.54	103.64	102.96

Cations basés sur 32 oxygènes

Ti	1.86	0.13	0.87	0.95	2.92	2.70	2.62	2.75	1.66	0.37	0.87	0.97	0.07	3.34	2.92	3.02	2.34
Al	0.40	0.12	0.68	0.40	1.14	1.04	1.06	1.08	0.21	0.94	0.31	0.49	0.05	1.24	0.88	1.28	0.86
V	0.20	0.00	0.23	0.14	0.37	0.28	0.26	0.30	0.39	0.10	0.29	0.26	0.00	0.32	0.34	0.29	0.24
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.19	0.26	0.24	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.40	0.35	0.39	0.29
Fe ³⁺	11.69	15.57	13.38	13.55	8.44	9.12	9.20	8.92	12.15	13.49	13.69	13.11	15.78	7.42	8.66	8.06	9.98
Mg	0.09	0.04	0.22	0.12	0.32	0.28	0.23	0.27	0.08	2.35	0.03	0.82	0.05	0.14	0.14	0.26	0.15
Mn	0.04	0.01	0.00	0.02	0.08	0.09	0.08	0.08	0.04	0.01	0.01	0.02	0.00	0.09	0.11	0.10	0.08
Fe ²⁺	9.62	8.05	8.56	8.74	10.38	10.21	10.19	10.26	9.38	5.61	8.70	7.90	8.01	10.97	10.54	10.54	10.01
Total	23.89	23.92	23.95	23.92	23.93	23.91	23.90	23.91	23.92	22.86	23.91	23.56	23.97	23.92	23.93	23.94	23.94
Mt	76	98	88	88	59	63	64	62	79	95	89	87	99	53	60	58	68
Usp	24	2	12	12	41	37	36	38	21	5	11	13	1	47	40	42	32

Tableau 6.4: Composition des magnétites des roches de Boulder Lake North (suite)

	Gabbro IV-8-9						Gabbro pegmatitique IV-8-11			Anorthosite IV-8-2			Magnétite IV-8-5				
							n=6		n=2		n=2		n=3				
TiO ₂	3.33	2.29	3.10	2.44	2.42	1.67	0.95	11.91	10.84	11.38	3.86	3.27	3.56	0.00	0.16	15.53	5.23
Al ₂ O ₃	0.77	0.61	0.70	0.63	0.78	0.34	0.24	0.75	1.84	1.30	0.82	0.46	0.64	1.55	0.06	2.81	1.47
V ₂ O ₃	0.49	0.72	0.72	0.65	0.67	0.67	0.24	4.23	3.94	4.08	1.18	1.18	1.18	0.02	0.01	1.19	0.41
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.06	0.01	2.85	0.83	1.84	0.30	0.29	0.29	0.00	0.00	0.47	0.16
Fe ₂ O ₃	63.87	65.71	64.06	65.54	65.01	67.24	24.46	44.32	48.56	46.44	61.68	63.66	62.67	68.30	69.51	36.63	58.15
MgO	0.08	0.05	0.10	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.31	0.15	0.10	0.05	0.08	0.04	0.04	1.47	0.52
MnO	0.12	0.11	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.42	0.11	0.26	0.00	0.00	0.00	0.14	0.06	0.32	0.18
FeO	35.01	33.90	34.72	34.26	34.14	33.51	12.85	42.82	42.39	42.60	35.23	34.88	35.06	31.61	31.47	43.66	35.58
Total	103.67	103.40	103.39	103.58	103.02	103.48	38.78	107.29	108.82	108.06	103.17	103.78	103.48	101.67	101.32	102.07	101.69

Cations basés sur 32 oxygènes

Ti	0.74	0.51	0.69	0.54	0.54	0.37	0.21	2.51	2.25	2.38	0.86	0.72	0.79	0.00	0.04	3.37	1.14
Al	0.27	0.21	0.24	0.22	0.27	0.12	0.08	0.25	0.60	0.42	0.29	0.16	0.22	0.55	0.02	0.96	0.51
V	0.12	0.17	0.17	0.15	0.16	0.16	0.06	0.95	0.87	0.91	0.28	0.28	0.28	0.01	0.00	0.28	0.09
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.63	0.18	0.41	0.07	0.07	0.07	0.00	0.00	0.11	0.04
Fe ³⁺	14.14	14.61	14.23	14.57	14.52	14.97	5.44	9.35	10.06	9.71	13.71	14.09	13.90	15.42	15.58	7.96	12.99
Mg	0.04	0.02	0.04	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.13	0.06	0.05	0.02	0.03	0.02	0.02	0.63	0.22
Mn	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.02	0.06	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.08	0.04
Fe ²⁺	8.61	8.38	8.57	8.46	8.47	8.29	3.17	10.04	9.76	9.90	8.70	8.58	8.64	7.93	7.84	10.55	8.77
Total	23.94	23.93	23.95	23.97	23.96	23.93	8.98	23.84	23.86	23.85	23.94	23.93	23.93	23.96	23.51	23.93	23.80
Mt	91	94	91	93	93	95	93	66	69	67	89	91	90	100	99	54	84.33
Usp	9	6	9	7	7	5	7	34	31	33	11	9	10	0	1	46	15.67

Tableau 6.5: Composition des apatites de Boulder Lake North

	Gabbro (OUI)						Pyroxénite (OUI)					n=3	IV-8-12
	IV-8-9			n=5			IV-8-10						
P ₂ O ₅	43.39	43.89	43.32	44.26	43.93	43.76	44.30	45.06	44.61	44.66	43.77		
CaO	53.25	53.49	53.38	53.88	53.70	53.54	54.69	54.98	55.17	54.95	54.30		
FeO	0.27	0.12	0.18	0.06	0.07	0.14	0.07	0.16	0.12	0.12	0.19		
SrO	0.06	0.08	0.04	0.07	0.06	0.06	0.04	0.12	0.07	0.07	0.08		
H ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.55	0.14	0.14	0.00	0.69	0.15	0.28	0.00		
F	4.84	3.80	4.85	2.65	3.49	3.92	4.01	2.42	3.54	3.32	3.92		
Cl	0.03	0.04	0.08	0.05	0.05	0.05	0.07	0.05	0.07	0.06	0.28		
Total	101.84	101.41	101.85	101.52	101.44	101.61	103	104	104	104	103		

Proportions atomique sur une base de 25 oxygènes

P	6.09	6.17	6.08	6.18	6.17	6.14	6.14	6.17	6.14	6.15	6.12		
Ca	9.45	9.52	9.48	9.52	9.54	9.50	9.59	9.53	9.61	9.58	9.60		
Fe	0.04	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03		
Sr	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01		
H ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.60	0.40	0.00	0.33	0.94		
F	2.04	1.60	2.04	1.12	1.47	1.65	1.69	1.02	1.49	1.40	1.65		
Cl	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.06		

Les analyses révèlent une teneur en fluor qui varie de 2.42 à 4.84 %, avec une moyenne de 4 %.

6.3 Le gisement de Fe-Ti de Longear

Les roches du secteur de Longear sont caractérisées par une alternance de pyroxénites riches en oxyde à granulométrie grossière et d'autres par leur caractère pegmatitique. Ces roches sont en contact net avec l'unité troctolitique. Des horizons minces, de dunites et de périclases, ont été interceptés dans la partie supérieure du forage. En plus des oxydes disséminés et matriciels, des oxydes massifs sont présents et forment des lits et/ou des amas de quelques centimètres à quelques dizaines de mètres.

6.3.1 Pyroxénites riche en oxydes (OUI)

Les pyroxénites riches en oxydes (OUI) de Longear sont dominées par une texture pegmatitique. L'examen microscopique montre que les pyroxénites sont formées de 60 à 90 % de cumulats de clinopyroxène, 0 à 3 % de plagioclase, 0 à 5 % d'olivine, et de 5% d'oxydes (à l'exception des zones riches en oxydes qui en contiennent plus de 95 %).

L'olivine forme des petits cristaux xénomorphes généralement englobés par les pyroxènes. L'analyse des olivines par la microsonde électronique révèle des teneurs en Fo de 68 mol % (tableau 6.6).

Tableau 6.6: Composition des olivines de Longear

	Troctolite				Péridotite				Pyroxénite (OUI)		
	LE 3 1		n=2	LE3-16	LE 3 6		n=3		LE 3 8		n=2
	SiO ₂ (%pds)	36.91	36.95	36.93	34.96	36.30	36.33	36.49	36.37	36.74	38.07
FeO	30.13	30.07	30.10	38.22	34.66	34.11	33.95	34.24	31.74	25.99	28.87
MgO	33.08	33.13	33.10	26.35	29.76	30.30	30.41	30.16	32.14	37.03	34.59
MnO	0.36	0.34	0.35	0.40	0.41	0.49	0.41	0.43	0.31	0.24	0.28
NiO	0.13	0.17	0.15	0.10	0.11	0.09	0.10	0.10	0.10	0.15	0.13
Total	100.61	100.66	100.64	100.04	101.24	101.31	101.36	101.30	101.04	101.49	101.26

Proportions atomique sur une base de 4 oxygènes

Si	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99
Fe ²⁺	0.68	0.68	0.68	0.90	0.79	0.78	0.77	0.78	0.72	0.57	0.64
Mg	1.33	1.33	1.33	1.11	1.21	1.23	1.23	1.22	1.29	1.44	1.36
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.01	3.01	3.01	3.01	3.00	3.01	3.00	3.01	3.01	3.00	3.00
Fo	0.66	0.66	0.66	0.55	0.60	0.61	0.61	0.61	0.64	0.72	0.68
Fa	0.34	0.34	0.34	0.45	0.40	0.39	0.39	0.39	0.36	0.28	0.32

Les cristaux de clinopyroxène sont xénomorphes et développent un contact lobé avec les oxydes (planche 6.9.A). La taille des cristaux peut atteindre 1 à 2 cm.

Les cristaux de plagioclases (0.3-3 mm) sont hypidiomorphes à xénomorphes et localement altérés en séricite. Ils se concentrent entre les interstices des pyroxènes.

Les oxydes montrent des textures disséminées à matricielles occupant les interstices des phases silicatées. Par endroits les oxydes sont englobés par les cristaux de pyroxènes poecilitiques (planche 6.9B). L'ilménite représente la phase majeure des oxydes (planche 6.10A). Il forme des grains de 1 à 5 mm et est généralement idiomorphe à hypidiomorphe. L'ilménite se développe en lamelles d'exsolution dans la titanomagnétite. Le contact entre l'ilménite et la titanomagnétite est caractérisé par le développement d'un cordon d'ilménite riche en spinelle "spinelliferous ilmenite rim" (planche 6.11)

Les spinelles sont en exsolution dans la titanomagnétite et dans les lamelles d'ilménite (planche 6.10B).

Les sulfures sont formés par des petits grains de chalcopyrite (0.4 à 1 mm), de cubanite (0.1 à 0.4 mm), et de pyrite (0.1 mm). Ces sulfures se développent entre les interstices des phases oxydes ilménite et magnétite (planche 6.10.A).

Planche 6.9: Microphotographies montrant la pyroxénite pegmatitique riche en oxyde avec : A- des grains d'olivines au pourtour des clinopyroxènes et B- clinopyroxène poecilitique (échantillon LE-3-11). Longueur de la photo est de 5.6 mm.

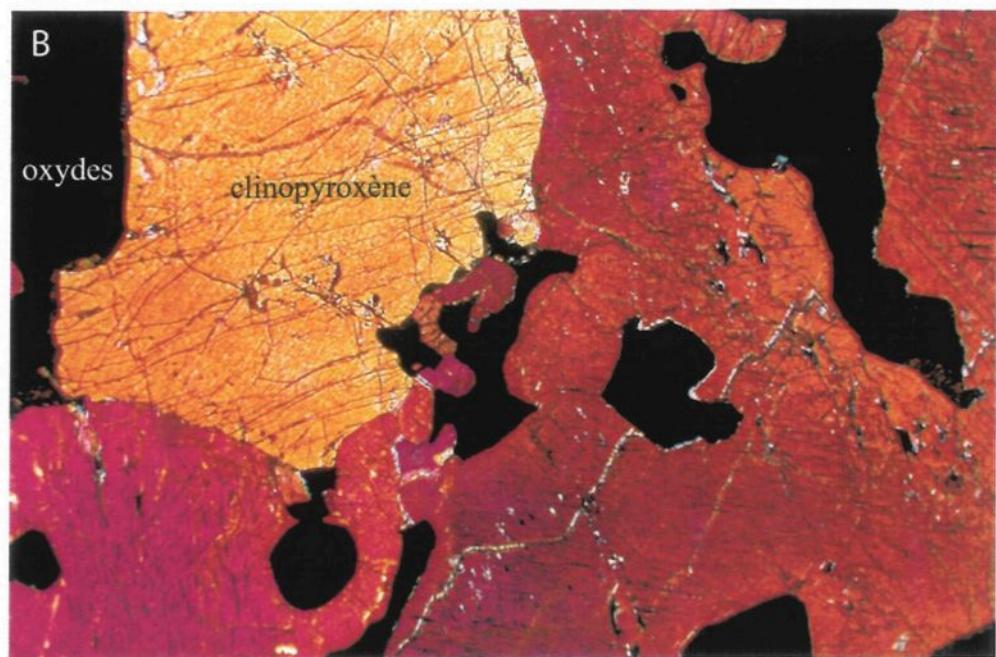
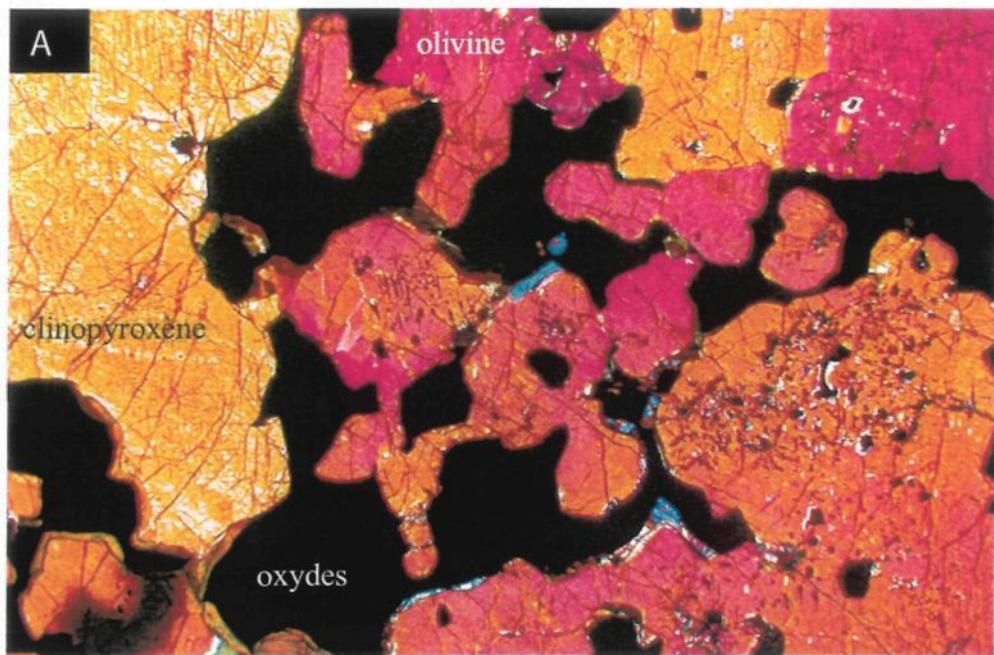


Planche 6.10.A: Photomicrographie en lumière polarisée montrant des grains d'ilménite hypidiomorphes avec développement de chalcopyrite (Cp) et de pyrite (Py) dans les interstices. Échantillon (LE-3-8). Longueur de la photo est de 5.6 mm.

Planche 6.10.B: Photomicrographie montrant des lamelles d'ilménite (Ilm) criblées de microcristaux de spinelles (Sp) dans une plage de titanomagnétite (Tmt) qui contiennent aussi des lamelles de spinelles. Échantillon (LE-3-4).

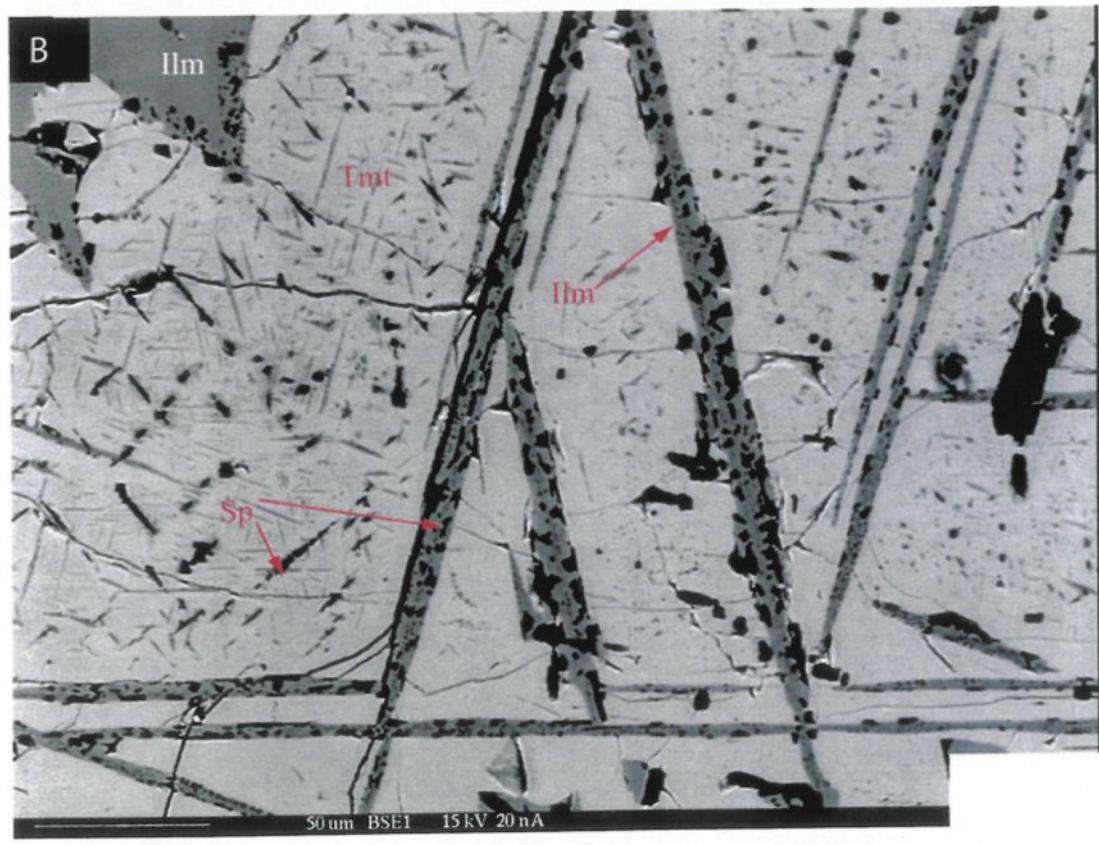
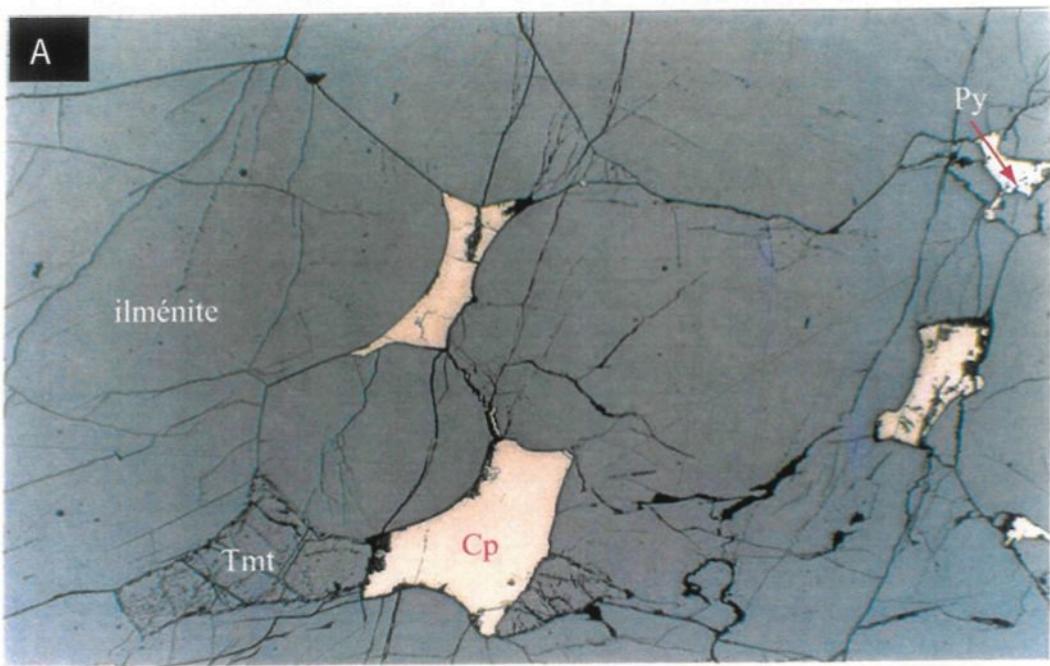
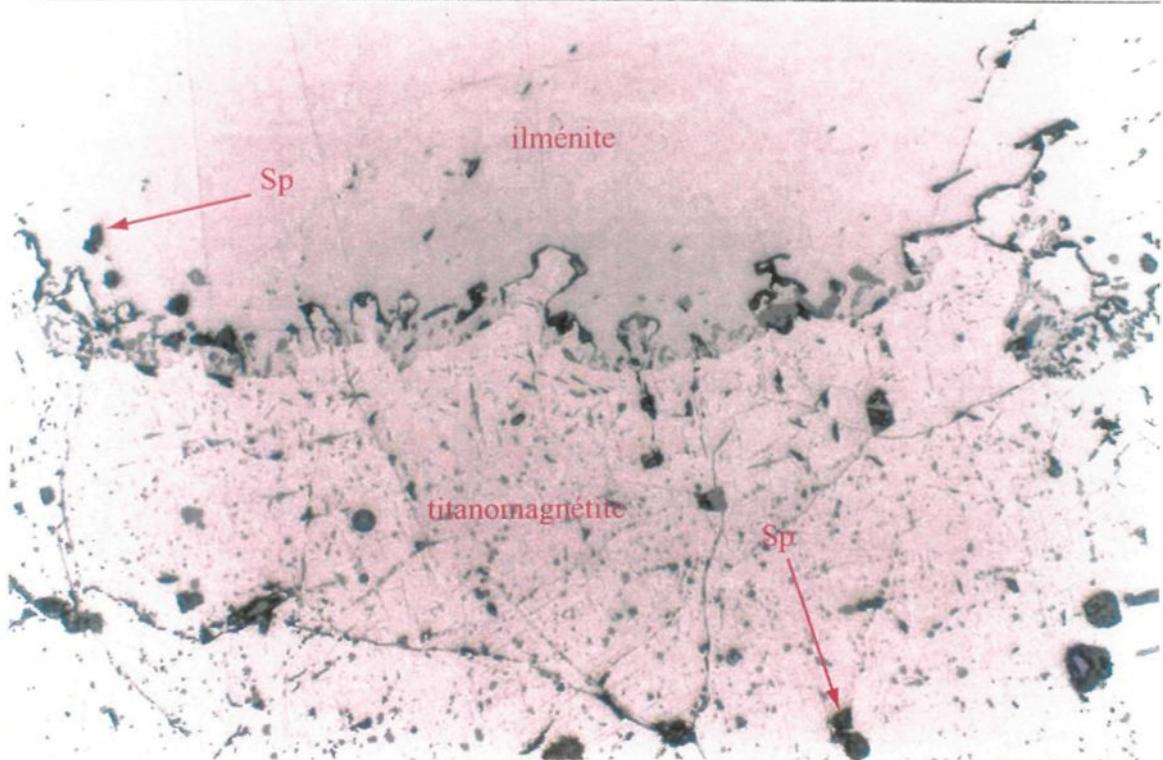


Planche 6.11: Microphotographie en lumière polarisée montrant le contact entre une plage d'ilménite primaire et une plage de magnétite. On note la migration des bordures des grains (ilménite vers titanomagnétite) et développement des spinelles. Échantillon LE-3-4. Longueur de la photo est de 5.6 mm.



6.3.2 Péridotite (OUI)

Deux lits minces de péridotite sont interceptés dans le forage LE-3. Il sont formés de cumulats d'olivine avec des oxydes interstitiels (planche 6.12).

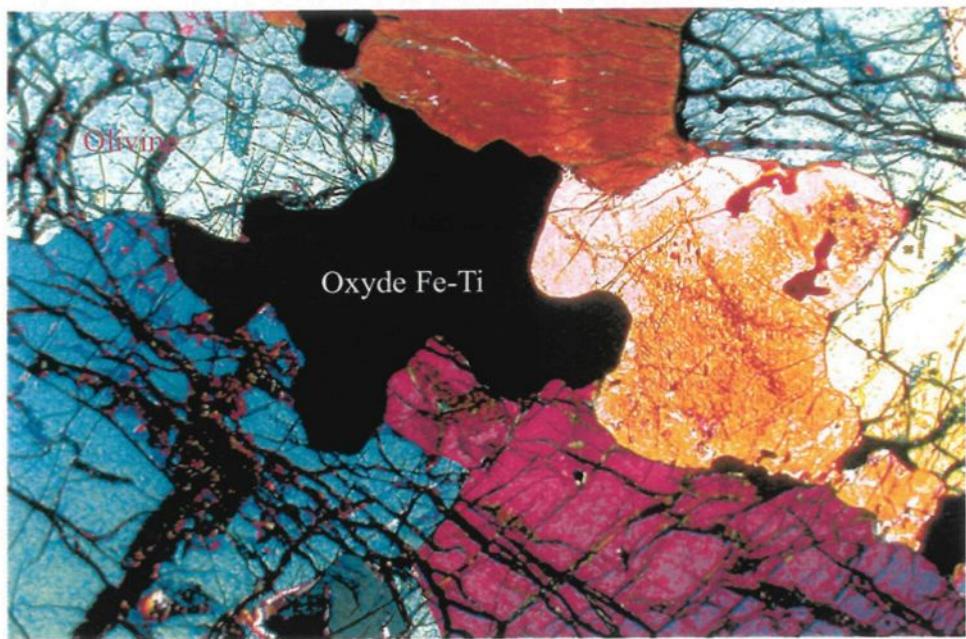
L'olivine (1-3 mm) - 50 %, est xénomorphe et altérée par endroits en serpentine. Elle développe un contact lobé avec les oxydes. L'analyse à la microsonde donne des teneurs en Fo de 61 mol % (tableau 6.6).

Les clinopyroxènes présentent une texture pegmatitique (1 à 6 mm) - 20% qui englobent par endroits les cristaux d'olivines. Les pyroxènes sont xénomorphes et occupent les interstices des olivines.

Les oxydes forment 20 à 30 % de la roche. Ils sont formés d'ilménite et de titanomagnétite. La titanomagnétite (0.5-2 mm) - 55%, de forme xénomorphe, renferme des exsolutions de spinelle et de lamelles d'ilménite. Ces dernières forment des textures en treillis. L'ilménite forme 45 % de la totalité des oxydes. Les grains ont une taille de 1 à 4 mm et une forme xénomorphe. Le contact entre les phases oxydes est irrégulier.

Les sulfures (< 1%) sont dominés essentiellement par la chalcopyrite et la cubanite. Ces derniers se développent à la fois dans les interstices des phases oxydes et dans les zones d'altération des phases silicatées.

Planche 6.12: Microphotographie en lumière polarisée de la péridotite (échantillon LE-3-6). Les cristaux d'olivines xénomorphes forment des cumulats et ils sont en contact lobé avec les oxydes. longueur de la photo est de 5.6 mm.



6.3.3 Les oxydes massifs

Les oxydes massifs (> 80 % des phases oxydes dans la roche) ont une épaisseur supérieure à 15 mètres. L'ilménite domine essentiellement les pyroxénites à oxydes et les oxydes semi-massifs, alors que la titanomagnétite constitue la phase dominante des oxydes massifs. La titanomagnétite (1 à 5 mm) - 55%, présente une texture en tissu «cloth texture». Elle renferme dans sa matrice des lamelles d'ulvöspinel et de spinelle (planche 6.13.A) définissant une texture en «sandwich». L'ilménite, (1 à 6 mm) - 45 %, est de forme idiomorphe à xénomorphe. Par endroit l'ilménite renferme des lamelles d'exsolution de titanomagnétite. Les grains d'ilménite forment par endroits des points triples délimitant un angle de 120° (planche 6.13.B). Les sulfures occupent les interstices des phases oxydes et il s'agit essentiellement de chalcopyrite et de pyrite.

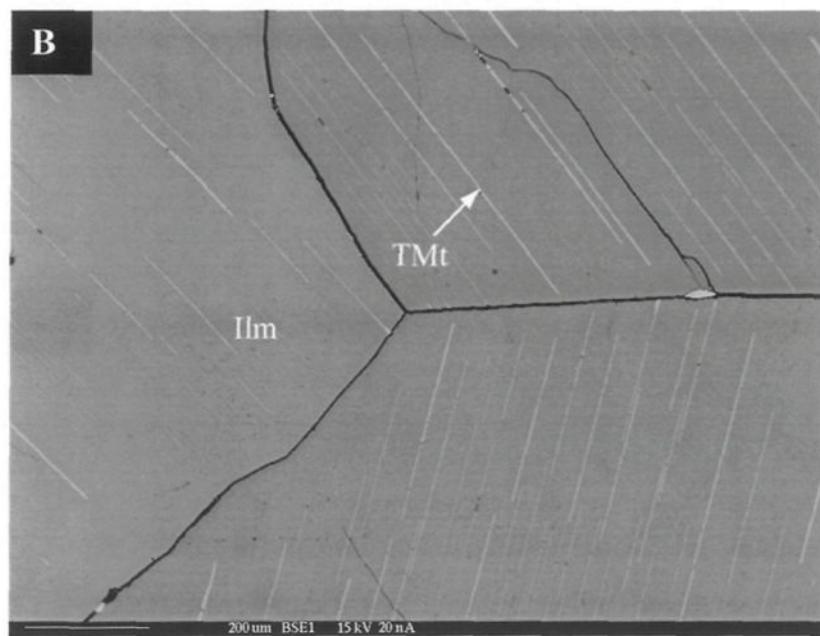
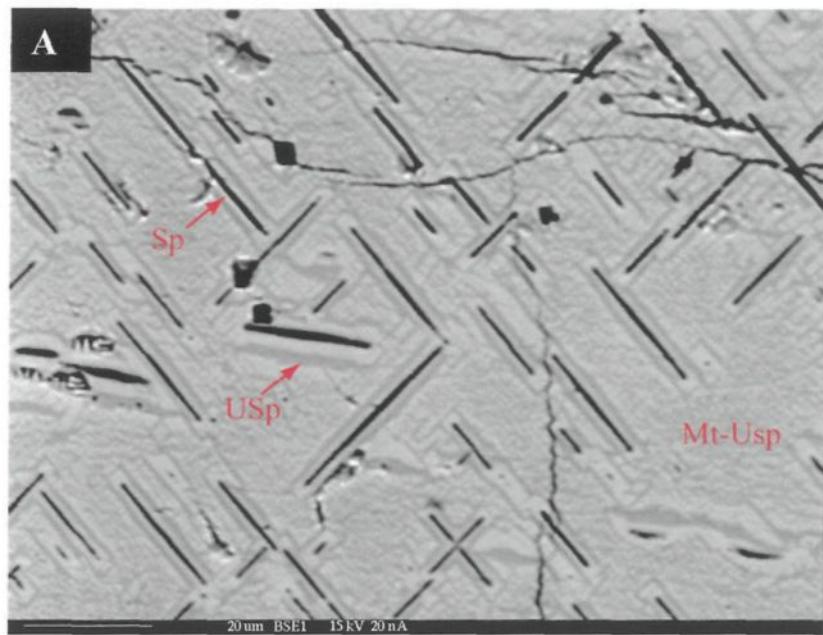
6.3.4 Troctolite

Les troctolites et troctolites à augite constituent les roches encaissantes des OUI. Les corps pyroxénitiques riches en oxyde et à caractère pegmatitiques sont intrusifs dans la série troctolitique de Partridge River. Les OUI exposent un contact net et franc avec les troctolites.

L'examen microscopique des troctolites montre la composition minéralogique moyenne suivante : de plagioclase (0.5-6 mm) - 60%; d'olivine (0.2-1.5 mm) - 25%; de clinopyroxène (2-5 mm) - 12 %; biotite (1-2 mm) - 1%; opaques (2%). Les cristaux d'olivine sont des cumulats, hypidiomorphes, parfois idiomorphes et arrondis. La

Planche 6.13.A: Microphotographie montrant des lamelles de spinelles (lamelles noires) et d'ulvospinelles (gris foncé) dans une matrice de titanomagnétite (gris pâle à texture en tissu). Texture en «Sandwich». Échantillon LE-3-9.

Planche 6.13.B: Microphotographie montrant des grains d'ilménites avec un point triple. On note la présence de lamelles de titanomagnétite avec des spinelles à l'intérieur. Échantillon LE-3-8.



texture granulaire essentiellement poecilitique est dominante (planche 6.14.A). Les olivines occupent les interstices des lattes de plagioclases. Les analyses à la microsonde montrent des valeurs de Fo de l'ordre de 55 mol % (tableau 6.6).

Les cristaux de plagioclases hypidiomorphes, localement idiomorphes, peuvent être englobés par le clinopyroxène (planche 6.14.B) dérivé du liquide interstitiel. Les cristaux de plagioclase sont rarement altérés. L'analyse à la microsonde des cristaux de plagioclase révèle des teneurs de 61 mol % d'anorthite pour les troctolites du sommet du forage alors que, celles de la base enregistre des valeurs de 88 mol % (tableau 6.7).

Le clinopyroxène est dominé par des cristaux poecilitiques, et est en étroite association avec le plagioclase. Dans la plupart du cas le clinopyroxène est altéré à partir des clivages (planche 6.14.B). Les relations des phases suggèrent que la séquence de cristallisation est : olivine-plagioclase-clinopyroxène. Les opaques sont formés de magnétite titanifère.

6.3.5 Dunite

Les dunites se trouvent dans la partie supérieure du forage. Elles sont en contact net avec les roches troctolitiques encaissantes et parallèles à la foliation régionale. Elles sont fortement serpentinisées et foliées (planche 6.15).

L'examen microscopique montre que la dunite est formée de plus de 95% d'olivine. Ces dernières sont idiomorphes et forment des accumulats compacts et

Planche 6.14.A: Microphotographie en lumière polarisée de la troctolite avec des cumulats d'olivines dans les interstices des plagioclases (échantillon LE-3-1). Longueur de la photo est de 5.6 mm.

Planche 6.14.B: Microphotographie en lumière polarisée montrant la troctolite à augite (échantillon LE-3-16). Clinopyroxène xénomorphe et poecilitique. Longueur de la photo est de 5.6 mm.

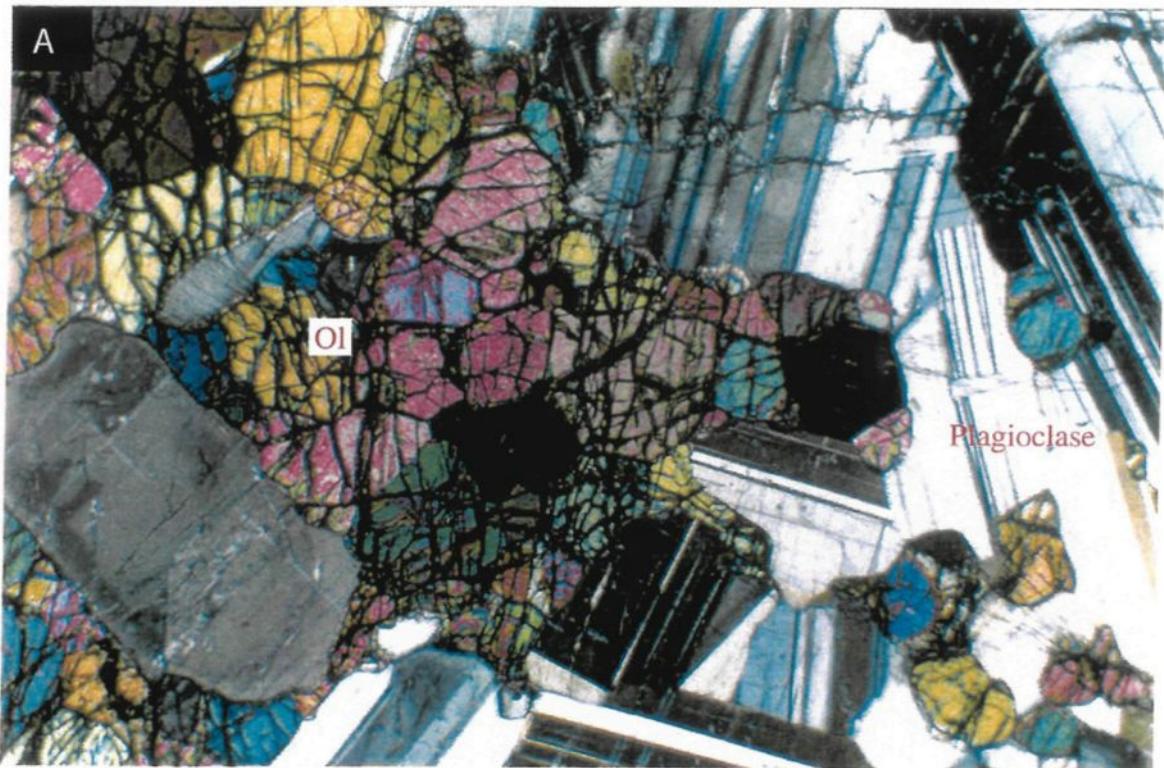


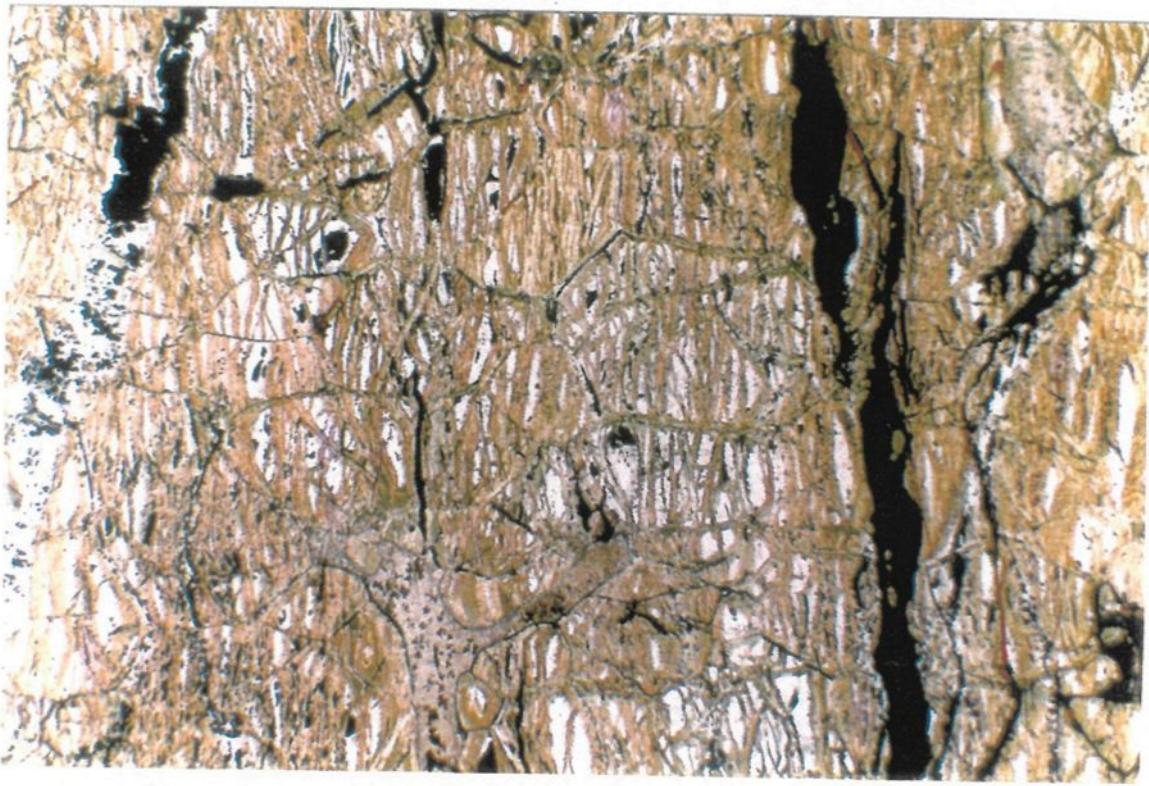
Tableau 6.7: Composition des plagioclases des roches de Longear

Troctolite							
	LE.3.1	n=2	LE.3.16	n=3			
SiO₂	52.15	52.30	52.23	45.41	45.49	46.29	45.73
Al₂O₃	30.55	30.43	30.49	34.74	34.33	34.01	34.36
CaO	12.72	12.37	12.55	18.16	17.90	17.74	17.93
FeO	0.24	0.28	0.26	0.19	0.29	0.25	0.24
Na₂O	4.09	4.36	4.23	1.26	1.35	1.53	1.38
K₂O	0.42	0.42	0.42	0.02	0.02	0.02	0.02
Total	100.26	100.34	100.30	99.86	99.44	99.96	99.75

Proportions atomique sur une base de 8 oxygènes

Si	2.36	2.37	2.37	2.10	2.11	2.14	2.11
Al	1.63	1.63	1.63	1.89	1.88	1.85	1.87
Ca	0.62	0.60	0.61	0.90	0.89	0.88	0.89
Fe	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.36	0.38	0.37	0.11	0.12	0.14	0.12
K	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	5.01	5.02	5.01	5.01	5.01	5.01	5.01
An	0.62	0.60	0.61	0.89	0.88	0.86	0.88
Ab	0.36	0.38	0.37	0.11	0.12	0.13	0.12
Or	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00

Planche 6.15: Photomicrographie en lumière naturelle, montrant une dunite serpentinisée. Échantillon LE-3-2. Longueur de la photo est de 5.6 mm.



massifs sans espace interstiel. Tous les grains d'olivine sont craquelés et serpentinisés. La serpentine se développe à partir des craquelures avec une cristallisation concomitante des sulfures et des oxydes de fer. Des fractures et/ou des veines tardives sont fréquentes et elles sont remplies d'oxydes, essentiellement de la magnétite (planche 6.15). Ces fractures ont servi à la circulation des fluides et par conséquent à l'altération des olivines.

6.3.6 Composition des phases d'oxydes

La composition chimique des phases d'oxydes des roches de Longear, identifiée lors de l'examen pétrographique, fut analysée à l'aide la microsonde. La composition des ilménites est homogène à l'exception du MgO dont la teneur varie de 1.89 % pour les troctolites jusqu'à 6 % dans les roches riches en oxydes (OUI et oxydes massifs) (tableau 6.8). L'ilménite est formée d'une composante dominante d'ilménite (92-99 % mol), d'une composante modérée de geikielite (1-7 % mol) et d'une faible composante en hématite (1-7 % mol). La teneur en MnO des ilménites présente une moyenne de 0.44 % avec un intervalle couvrant de 0.37 % dans les roches à oxydes à 0.46 % dans les roches silicatées.

L'analyse des titanomagnétites (tableau 6.9) révèle une composition dominée

Tableau 6.8: Composition des ilménites de Longear

Pyroxénite (OUI)		LE.3.3					n=4			LE.3.4			n=3			LE.3.8			n=3			LE.3.10			n=2		LE.3.11				n=4	
TiO ₂	48.72	50.52	50.27	49.80	49.83	51.37	51.28	52.04	51.56	51.36	52.34	51.88	51.86	52.60	52.00	52.30	53.73	54.19	53.54	53.69	53.79											
Al ₂ O ₃	0.05	0.06	0.03	0.07	0.05	0.04	0.06	0.03	0.05	0.08	0.04	0.05	0.05	0.02	0.08	0.05	0.03	0.03	0.02	0.09	0.04											
Fe ₂ O ₃	9.39	7.61	8.07	8.09	8.29	5.76	6.85	4.95	5.85	6.96	5.56	5.90	6.14	3.08	4.12	3.60	2.67	2.16	2.42	2.93	2.55											
MgO	2.41	2.45	3.28	2.79	2.73	3.25	3.50	3.85	3.53	3.56	3.41	3.40	3.45	3.22	3.28	3.25	6.31	5.65	6.09	5.48	5.88											
MnO	0.50	0.34	0.23	0.42	0.37	0.40	0.34	0.43	0.39	0.41	0.57	0.49	0.49	0.43	0.60	0.51	0.43	0.43	0.44	0.38	0.42											
FeO	39.09	40.77	39.15	39.43	39.61	40.05	39.59	39.55	39.73	39.49	40.47	40.12	40.03	41.14	40.36	40.75	36.67	38.25	36.86	38.20	37.49											
ZnO	0.00	0.00	0.07	0.00	0.02	0.00	0.00	0.08	0.03	0.00	0.09	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00											
Total	100.16	101.75	101.10	100.59	100.90	100.87	101.6	100.92	101.14	101.84	102.46	101.84	102.05	100.50	100.44	100.47	99.84	100.72	99.45	100.77	100.2											

Proportions atomique sur une base de 6 oxygènes

Tableau 6.8: Composition des ilménites de Longear (suite)

	Pyroxénite (OUI)					Péridotite (OUI)			Oxydes massifs							Troctolite								
	LE.3.15				n=4	LE.3.6		n=2	LE.3.5			n=3	LE.3.9		n=3	LE.3.12		n=3	LE.3.16	n=2				
	TiO ₂	52.69	52.75	54.19	52.77	53.10	52.22	51.74	51.98	52.91	53.25	52.65	52.94	53.12	53.37	52.39	52.96	53.04	53.67	53.85	53.52	50.6	51.34	51.0
Al ₂ O ₃	0.07	0.02	0.03	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.01	0.04	0.04	0.03	0.05	0.04	0.05	0.05	0.06	0.05	0.52	0.21	0.04	0.04	0.04
Fe ₂ O ₃	3.58	5.79	1.71	4.35	3.86	3.32	5.12	4.22	4.05	3.47	3.87	3.80	3.75	4.45	4.44	5.17	4.69	3.68	3.21	1.81	2.90	4.12	3.98	4.05
MgO	3.52	4.91	4.29	4.17	4.22	2.52	2.97	2.74	4.29	3.52	3.43	3.75	5.43	5.44	5.43	5.43	5.53	5.56	5.59	5.56	1.73	2.05	1.89	
MnO	0.64	0.41	0.60	0.56	0.55	0.43	0.37	0.40	0.41	0.59	0.55	0.51	0.50	0.36	0.37	0.41	0.47	0.30	0.35	0.37	0.47	0.45	0.46	
FeO	40.50	38.28	40.50	39.49	39.69	42.11	40.92	41.51	39.55	41.05	40.72	40.44	37.61	37.96	37.09	37.55	37.40	38.10	38.46	37.99	42.0	42.08	42.1	
ZnO	0.06	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	
Total	101.1	102.2	101.3	101.4	101.5	100.7	101.2	100.9	101.3	101.9	101.2	101.5	101.2	101.6	100.5	101.1	100.2	100.9	100.6	100.6	99.1	99.9	99.5	

Proportions atomique sur une base de 6 oxygènes

Ti	1.93	1.89	1.97	1.92	1.93	1.93	1.90	1.92	1.92	1.93	1.93	1.93	1.92	1.92	1.90	1.91	1.93	1.94	1.95	1.94	1.92	1.92	1.92
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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.13	0.21	0.06	0.16	0.14	0.12	0.19	0.16	0.15	0.13	0.14	0.14	0.16	0.16	0.19	0.17	0.13	0.12	0.07	0.11	0.16	0.15	0.15
Mg	0.26	0.35	0.31	0.30	0.30	0.19	0.22	0.20	0.31	0.25	0.25	0.27	0.39	0.39	0.39	0.39	0.40	0.40	0.40	0.40	0.13	0.15	0.14
Mn	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
Fe ²⁺	1.65	1.53	1.63	1.60	1.60	1.73	1.67	1.70	1.60	1.66	1.66	1.64	1.51	1.52	1.50	1.51	1.51	1.53	1.55	1.53	1.77	1.75	1.76
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00												
Total	4.00	4.00	3.99	4.00	4.00	3.99	3.99	3.99	4.00	3.99	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	3.99	4.00	4.00	4.00	3.99	3.99	3.99
Ilm	96	96	98	96	96	96	96	96	96	96	96	96	95	95	95	95	97	97	97	97	96	96	96
Hem	4	4	2	4	4	4	4	4	4	4	4	4	5	5	5	5	3	3	3	3	4	4	4

Tableau 6.9: Composition des magnétites de Longear

Pyroxénite (OUI)																				
	LE.3.4		n=2	LE.3.8		n=3	LE.3.10		n=2	LE.3.11				n=4	LE.3.15					
SiO₂	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.04	0.03	0.04	0.06	0.01	0.04	0.01	0.03	0.02	0.02	0.05	0.08	0.04
TiO₂	6.65	12.61	9.63	9.32	6.35	15.91	10.53	9.36	8.70	9.03	16.63	17.24	17.13	16.21	16.80	12.70	14.20	12.1	16.26	13.81
Al₂O₃	2.36	1.16	1.76	1.68	1.47	1.70	1.62	2.08	2.46	2.27	4.01	3.34	4.14	2.85	3.58	2.29	1.58	1.09	6.45	2.85
V₂O₃	2.30	1.96	2.13	2.82	2.69	2.01	2.51	2.30	1.95	2.12	1.55	1.41	1.54	1.55	1.51	1.24	1.52	1.66	1.78	1.55
Cr₂O₃	0.67	0.63	0.65	0.90	0.90	1.16	0.98	0.48	0.48	0.48	0.25	0.26	0.23	0.24	0.25	0.20	0.32	0.27	0.41	0.30
Fe₂O₃	54.80	46.09	50.44	50.15	57.06	37.65	48.29	49.65	50.68	50.16	35.05	34.11	32.65	36.41	34.55	43.01	40.13	46.5	32.22	40.46
MgO	0.96	0.94	0.95	0.78	0.50	0.84	0.71	0.62	0.65	0.63	3.04	2.92	2.88	2.21	2.76	0.69	0.27	0.64	2.84	1.11
MnO	0.07	0.21	0.14	0.15	0.01	0.19	0.12	0.15	0.22	0.18	0.36	0.16	0.16	0.26	0.23	0.30	0.47	0.24	0.30	0.33
FeO	36.83	42.64	39.73	39.37	37.66	45.61	40.88	39.61	39.04	39.33	42.83	43.45	43.21	43.46	43.24	42.38	43.89	42.1	43.11	42.87
Total	104.63	106.25	105.44	105.17	106.63	105.09	105.63	104.29	104.21	104.25	103.78	102.89	101.96	103.20	102.96	102.82	102.41	104.58	103.43	103.31

Cations basés sur 32 oxygènes

Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
Ti	1.43	2.67	2.05	1.99	1.35	3.39	2.25	2.02	1.88	1.95	3.49	3.66	3.65	3.46	3.57	2.77	3.12	2.60	3.38	2.97
Al	0.79	0.39	0.59	0.56	0.49	0.57	0.54	0.70	0.83	0.77	1.32	1.11	1.38	0.96	1.19	0.78	0.54	0.37	2.10	0.95
V	0.53	0.44	0.48	0.64	0.61	0.46	0.57	0.53	0.45	0.49	0.35	0.32	0.35	0.35	0.34	0.29	0.36	0.38	0.39	0.36
Cr	0.15	0.14	0.15	0.20	0.20	0.26	0.22	0.11	0.11	0.11	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.07	0.06	0.09	0.07
Fe³⁺	11.78	9.76	10.77	10.74	12.14	8.03	10.30	10.72	10.94	10.83	7.36	7.25	6.97	7.78	7.34	9.39	8.83	10.0	6.71	8.74
Mg	0.41	0.40	0.40	0.33	0.21	0.36	0.30	0.26	0.28	0.27	1.26	1.23	1.22	0.93	1.16	0.30	0.12	0.28	1.17	0.47
Mn	0.02	0.05	0.03	0.04	0.00	0.05	0.03	0.04	0.05	0.04	0.09	0.04	0.04	0.06	0.06	0.07	0.12	0.06	0.07	0.08
Fe²⁺	8.80	10.04	9.42	9.37	8.90	10.81	9.70	9.50	9.36	9.43	9.99	10.27	10.25	10.32	10.21	10.28	10.74	10.1	9.98	10.27
Total	23.90	23.88	23.89	23.89	23.90	23.93	23.91	23.89	23.91	23.90	23.92	23.94	23.92	23.93	23.93	23.92	23.91	23.90	23.92	23.91
Mt	81.00	65.00	73.00	73.00	82.00	54.00	70.00	73.00	75.00	74.00	52.00	50.00	49.00	53.00	51.00	63.00	59.00	34.00	50.00	60.00
Usp	19.00	35.00	27.00	27.00	18.00	46.00	30.00	27.00	25.00	26.00	48.00	50.00	51.00	47.00	49.00	37.00	40.00	66.00	50.00	40.00

Tableau 6.9: Composition des magnétites de Longear (suite)

	Péridotite (OUI)				Oxydes massifs										Troctolite				
	LE.3.6			n=3	LE.3.12			n=3	LE.3.9			n=3	LE.3.5			n=3	LE.3.16		n=2
SiO₂	0.04	0.02	0.02	0.03	0.05	0.01	0.04	0.03	0.05	0.09	0.05	0.06	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.06	0.05
TiO₂	11.83	10.56	12.64	11.68	18.62	17.58	18.06	18.08	19.39	15.00	16.07	16.82	8.42	6.29	11.96	8.89	7.71	6.86	7.29
Al₂O₃	3.37	2.82	3.55	3.25	2.99	3.13	2.16	2.76	1.61	1.22	1.63	1.48	2.92	1.57	1.63	2.04	1.53	1.43	1.48
V₂O₃	1.41	1.94	1.75	1.70	1.52	1.77	1.70	1.66	2.06	2.15	2.06	2.09	1.99	0.74	1.69	1.47	2.15	1.61	1.88
Cr₂O₃	1.16	1.14	1.29	1.19	0.12	0.22	0.15	0.16	0.55	0.48	0.48	0.50	0.54	0.10	0.55	0.40	0.66	0.52	0.59
Fe₂O₃	43.05	45.86	41.40	43.44	30.62	32.54	32.36	31.84	30.67	38.83	38.07	35.86	51.04	56.26	48.65	51.99	53.44	54.96	54.20
MgO	0.31	0.50	0.66	0.49	2.53	2.28	1.24	2.02	2.01	0.53	1.84	1.46	1.12	0.97	1.24	1.11	0.38	0.13	0.25
MnO	0.39	0.19	0.40	0.33	0.40	0.27	0.46	0.37	0.20	0.41	0.27	0.29	0.07	0.15	0.18	0.14	0.15	0.08	0.11
FeO	42.61	41.07	42.89	42.19	44.51	44.23	45.96	44.90	46.28	44.18	43.85	44.77	38.36	35.89	42.40	38.88	38.47	38.01	38.24
Total	104.16	104.10	104.6	104.29	101.35	102.02	102.11	101.83	102.82	102.88	104.32	103.34	104.50	102.0	108.3	104.94	104.53	103.66	104.09

Cations basés sur 32 oxygènes

Si	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Ti	2.54	2.28	2.69	2.50	4.02	3.78	3.93	3.91	4.17	3.27	3.43	3.63	1.80	1.40	2.48	1.89	1.67	1.50	1.59
Al	1.13	0.95	1.19	1.09	1.01	1.05	0.74	0.93	0.54	0.42	0.54	0.50	0.98	0.55	0.53	0.68	0.52	0.49	0.51
V	0.32	0.45	0.40	0.39	0.35	0.41	0.39	0.38	0.47	0.50	0.47	0.48	0.45	0.17	0.38	0.33	0.50	0.38	0.44
Cr	0.26	0.26	0.29	0.27	0.03	0.05	0.03	0.04	0.13	0.11	0.11	0.11	0.12	0.02	0.12	0.09	0.15	0.12	0.14
Fe³⁺	9.25	9.89	8.83	9.32	6.62	7.00	7.05	6.89	6.61	8.47	8.13	7.74	10.92	12.49	10.10	11.17	11.59	12.05	11.82
Mg	0.13	0.21	0.28	0.21	1.08	0.97	0.53	0.86	0.86	0.23	0.78	0.62	0.48	0.43	0.51	0.47	0.17	0.05	0.11
Mn	0.10	0.05	0.10	0.08	0.10	0.06	0.11	0.09	0.05	0.10	0.07	0.07	0.02	0.04	0.04	0.03	0.04	0.02	0.03
Fe²⁺	10.18	9.84	10.17	10.06	10.70	10.57	11.13	10.80	11.08	10.72	10.40	10.73	9.12	8.85	9.78	9.25	9.27	9.26	9.27
Total	23.93	23.92	23.94	23.93	23.92	23.90	23.94	23.92	23.92	23.84	23.93	23.90	23.89	23.95	23.94	23.93	23.91	23.89	23.90
Mt	65.00	69.00	63.00	65.00	45.00	48.00	48.00	47.00	44.00	57.00	54.00	52.00	75.00	82.00	67.00	75.00	78.00	89.00	79.00
Usp	35.00	31.00	37.00	35.00	55.00	52.00	52.00	53.00	56.00	43.00	46.00	48.00	25.00	18.00	33.00	25.00	22.00	20.00	21.00

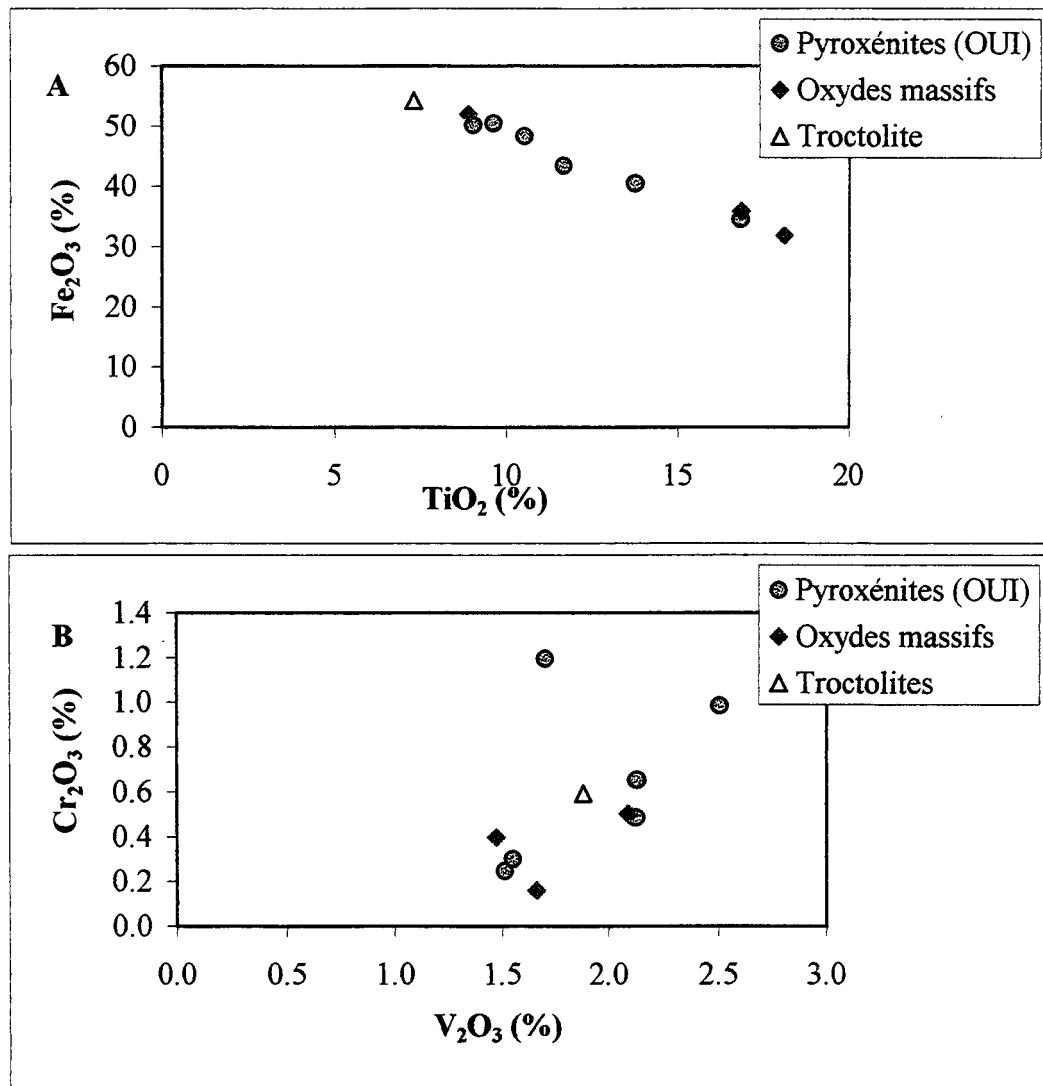


Figure 6.3: Fe₂O₃ vs TiO₂ (**A**) et Cr₂O₃ vs V₂O₃ (**B**) des magnétites de Longear.

(figure 6.3A). Les teneurs en V₂O₃ varient entre 1.5 à 2.5 % et présentent une corrélation positive avec les faibles teneurs de Cr₂O₃ (figure 6.3B). Les teneurs élevées de MgO dans la magnétite des oxydes massifs, par rapport aux oxydes semi-massifs et disséminés, sont probablement dues à l'absence des phases silicatées.

6.4 Les OUI de l'intrusion de Water Hen

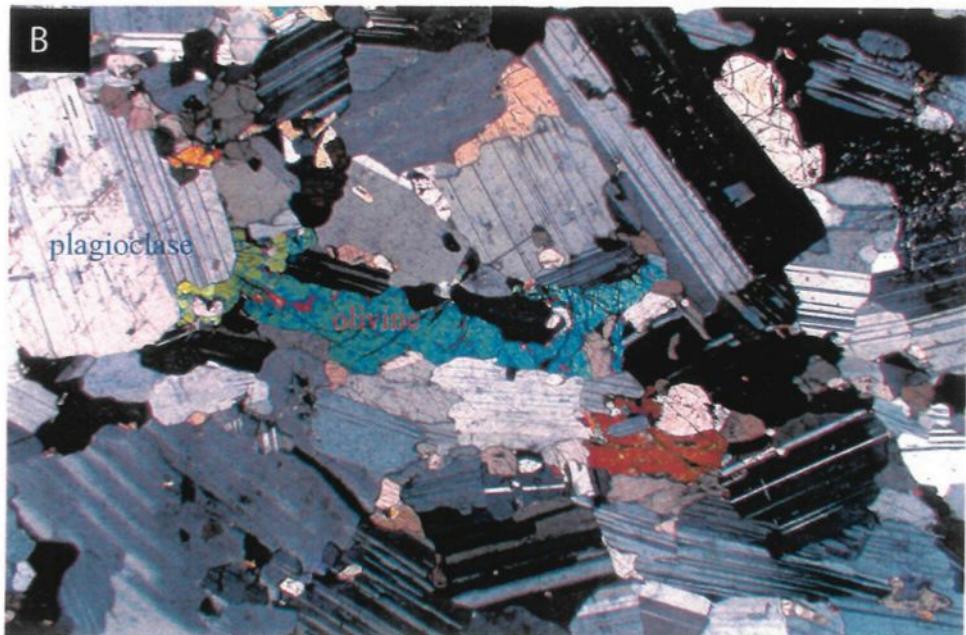
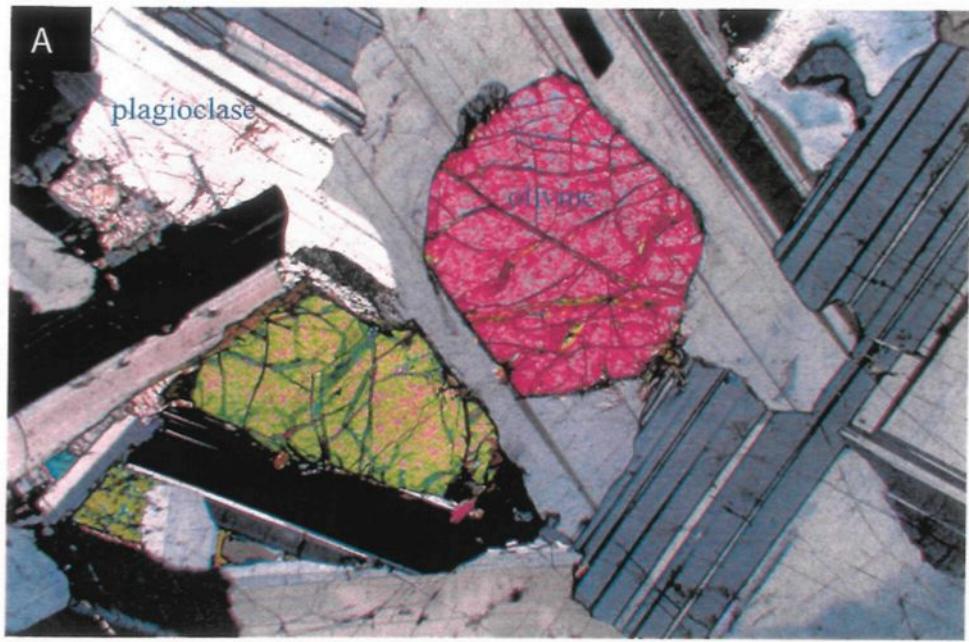
L'intrusion de Water Hen est formée de dunite et de périclase à grain moyen et localement de pyroxénite pegmatitique. Les oxydes sont sous forme disséminée et/ou semi-massive (5 à 40 % de la roche). L'ilménite constitue la phase dominante des OUI (> 90%). Les sulfures représentent 1 à 5 % des roches et sont dominés essentiellement par la pyrrhotite, pyrite et rarement par la chalcopyrite et la pentlandite. L'intrusion contient aussi des concentrations importantes de graphite (5-50 %). Ci-dessous une description détaillée des OUI et des roches encaissantes.

6.4.1 L'encaissant troctolitique

Ces roches présentent une granulométrie moyenne à grossière, passant parfois de troctolite à anorthosite troctolitique. L'examen microscopique montre que ces roches présentent des textures intergranulaires (planche 6.16.A-B) et sont formées de plagioclases (5mm – 1 cm) - 50 à 65 %; d'olivine (3-6mm) - 20 à 35 %; de clinopyroxène (1- 5 mm) - 5 %; de minéraux secondaires (< 1%) comme la biotite et les oxydes. Les sulfures (< 1%) sont constitués de pyrrhotite, de chalcopyrite et de cubanite.

Planche 6.16.A: Photomicrographie en lumière polarisée montrant une troctolite (échantillon CN.7.1) avec des plagioclases poecilitique renfermant des grains d'olivines idiomorphe. Longueur de la photo est de 5.6 mm.

Planche 6.16.B: Photomicrographie en lumière polarisée montrant une anorthosite troctolitique (échantillon CN.7.6) avec une texture intergranulaire. Longueur de la photo est de 5.6 mm.



Les plagioclases forment des cumulats hypidiomorphes à xénomorphes, localement altérés en bordure. L'analyse des plagioclases à la microsonde révèle des teneurs de 76 mol % d'anorthite à la base et de 63 mol % au sommet du forage (tableau 6.10).

L'olivine forme des cristaux idiomorphes à hypidiomorphes occupant les interstices des lattes de plagioclases et/ou englobés par les cristaux de plagioclases (planche 6.16.A). L'olivine est localement altérée en serpentine. La teneur en Fo diminue de 59 mol % au sommet pour atteindre 50 mol % à la base du forage (tableau 6.11).

Les cristaux de clinopyroxène xénomorphes sont les derniers des magmas à cristalliser et présentent des textures poecilitiques (planche 6.17.A).

Des minéraux hydratés, comme de la biotite xénomorphe, se développent au pourtour des olivines en contact avec les plagioclases et les oxydes.

Le graphite et les sulfures (chalcocrite et pyrrhotite) forment des petits cristaux disséminés dans la roche et intimement liés aux oxydes et particulièrement à l'ilménite (planche 6.17.B).

6.4.2 Roches ultramafiques riches en oxydes (OUI)

Tableau 6.10: Tableau montrant la composition des plagioclases des différentes roches de Water Hen

	Troctolite				Péridotite (OUI)				Anorthosite-troctolite			
	CN7-1		n=3		CN7-3		n=3		CN7-6		n=3	
SiO₂	53.17	52.20	51.30	52.22	50.40	50.08	49.78	50.09	48.66	50.27	48.19	49.04
Al₂O₃	29.97	29.69	30.34	30.00	32.11	31.03	32.38	31.84	33.21	32.21	33.26	32.89
CaO	12.73	13.11	13.81	13.21	14.59	14.51	15.29	14.80	15.86	14.69	16.47	15.67
FeO	0.32	0.30	0.28	0.30	0.12	0.14	0.12	0.13	0.08	0.13	0.12	0.11
Na₂O	4.40	3.98	3.94	4.11	3.29	3.53	2.98	3.27	2.57	3.30	2.36	2.74
K₂O	0.22	0.32	0.15	0.23	0.15	0.07	0.12	0.11	0.07	0.12	0.05	0.08
Total	100.95	99.67	100.08	100.23	100.81	99.51	100.92	100.41	100.62	100.83	100.59	100.68

Proportions atomique sur une base de 8 oxygènes

Si	2.39	2.38	2.34	2.37	2.28	2.30	2.26	2.28	2.22	2.28	2.20	2.23
Al	1.59	1.60	1.63	1.61	1.71	1.68	1.73	1.71	1.78	1.72	1.79	1.76
Mg	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	0.61	0.64	0.68	0.64	0.71	0.71	0.74	0.72	0.77	0.71	0.81	0.76
Fe	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Na	0.38	0.35	0.35	0.36	0.29	0.31	0.26	0.29	0.23	0.29	0.21	0.24
K	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	5.00	5.00	5.01	5.01	5.01	5.01	5.00	5.01	5.01	5.01	5.01	5.01
An	0.61	0.63	0.65	0.63	0.70	0.69	0.73	0.71	0.77	0.71	0.79	0.76
Ab	0.38	0.35	0.34	0.36	0.29	0.30	0.26	0.28	0.23	0.29	0.21	0.24
Or	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00

Tableau 6.11: Composition des olivines des roches de Water Hen.

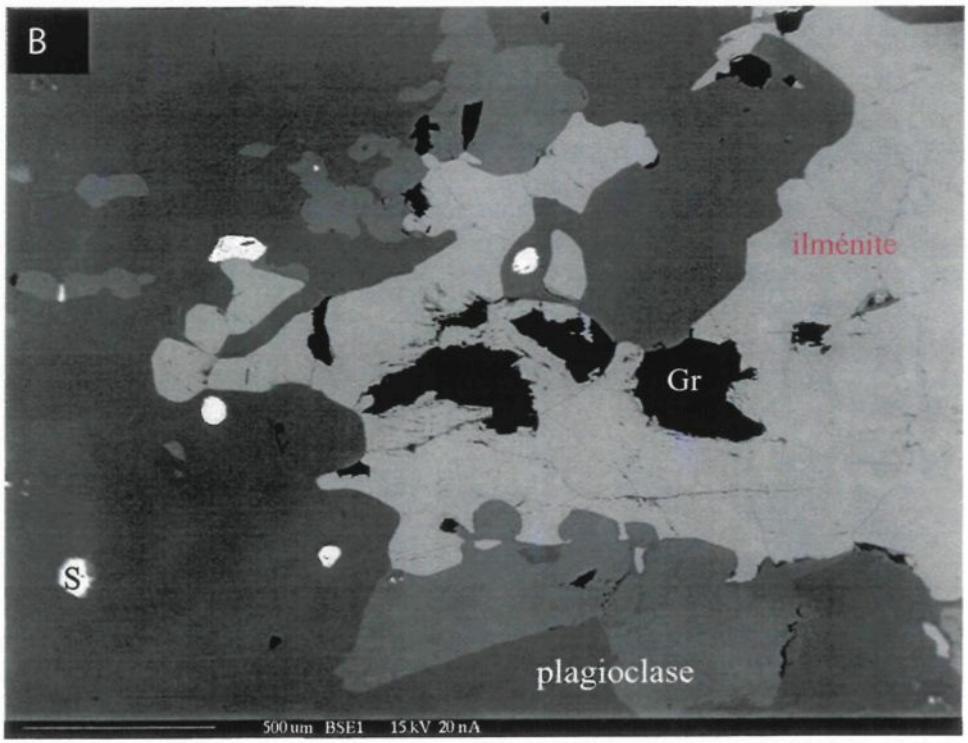
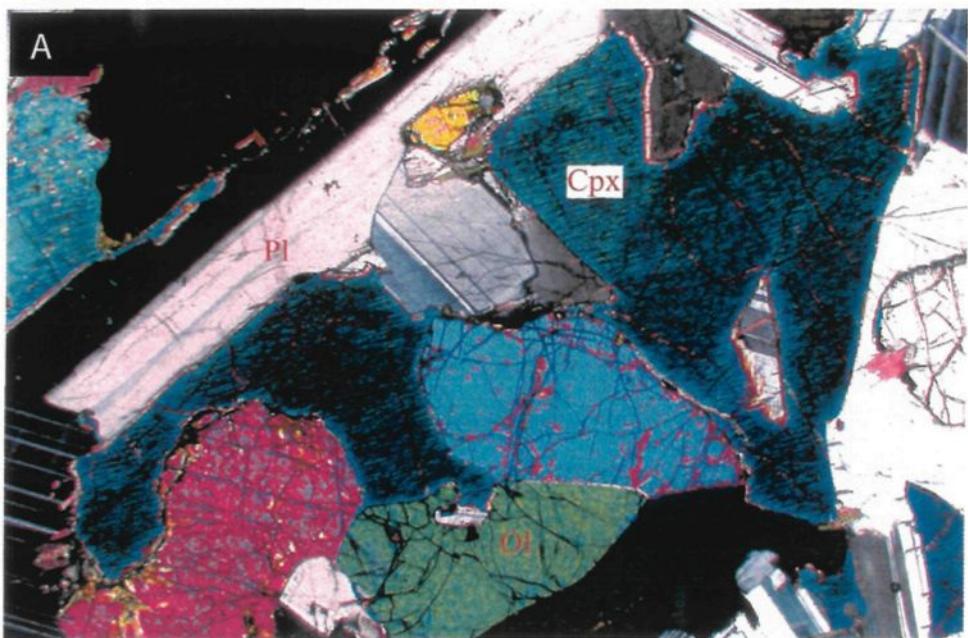
	Dunite (OUI)					Péridotite (OUI)					Anorthosite troctolite					Troctolite		
	CN7-4				n=4	CN7-3				n=3	CN7-6				n=3	CN7-1		n=2
SiO ₂ (%)	34.91	34.88	35.26	35.16	35.05	34.90	34.61	34.84	34.78	35.04	34.89	34.95	34.96	36.04	35.94	35.99		
FeO	40.12	39.40	38.78	39.05	39.34	40.52	40.63	40.72	40.62	41.48	41.59	41.37	41.48	35.45	35.80	35.62		
MgO	25.22	25.62	26.28	25.83	25.74	24.26	24.33	24.60	24.40	23.81	23.89	23.74	23.82	29.00	28.53	28.76		
MnO	0.46	0.44	0.40	0.39	0.42	0.50	0.46	0.47	0.48	0.50	0.38	0.38	0.42	0.38	0.34	0.36		
NiO	0.06	0.04	0.04	0.07	0.05	0.06	0.08	0.09	0.08	0.01	0.04	0.00	0.02	0.11	0.14	0.13		
Total	100.86	100.44	100.83	100.61	100.69	100.31	100.26	100.88	100.49	100.96	100.90	100.53	100.80	101.06	100.80	100.93		

Proportions atomique sur une base de 4 oxygènes

Si	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	1.00	0.99	1.00	0.99	0.99	0.99	0.99
Fe	0.95	0.93	0.91	0.92	0.93	0.97	0.97	0.97	0.97	0.99	0.99	0.99	0.99	0.82	0.83	0.82
Mg	1.06	1.08	1.10	1.09	1.08	1.03	1.04	1.04	1.04	1.01	1.01	1.01	1.01	1.19	1.18	1.18
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.00	3.01	3.01	3.01	3.00	3.00	3.00	3.00	3.01	3.01	3.01
Fo	53	54	55	54	54.00	52	52	52	52.00	51	51	51	51.00	59	59	59.00
Fa	47	46	45	46	46.00	48	48	48	48.00	49	49	49	49.00	41	41	41.00

Planche 6.17.A: Microphotographie en lumière polarisée d'une troctolite avec clinopyroxène poecilitique (échantillon CN.7.1). Longueur de la photo est de 5.6 mm.

Planche 6.17.B: Troctolite avec ilménite, graphite (Gr), et sulfures (S) (échantillon CN.7.6).



Ces roches sont en contact net avec les troctolites. Les OUI sont constituées essentiellement de dunite, de périclase riche en ilménite. Les dunites sont formées de cumulats d'olivine (1 à 4 mm) - 50-90 %, de forme idiomorphe à hypidiomorphe avec craquelures caractéristiques (planche 6.18.A). Par endroits l'olivine est complètement altérée en serpentine (planche 6.18.B). La composition de l'olivine montre des teneurs en Fo de l'ordre de 54 % (tableau 6.11). Les oxydes forment 30 à 40 % de la roche et se concentrent dans les interstices de phases silicatées. Les oxydes sont localement englobés par les olivines. Ils sont constitués essentiellement d'ilménite. L'ilménite (1-3 mm) forme des grains idiomorphes à hypidiomorphes (planche 6.19) et se développe dans les interstices des grains d'olivine. Les sulfures représentent 1 à 2 % de la roche. Ils sont formés de pyrrhotite, de chalcopyrite, et de cubanite. Les sulfures sont étroitement liés aux oxydes et forment des petits globules (0.1 mm) à l'intérieur de l'ilménite.

Les périclases sont formées d'olivine (1 à 7 mm) - 50 à 80 %, de plagioclase (1-3 mm) - 20%, de clinopyroxène (3 à 5 mm) - < 3 %, d'oxydes (1- 10 mm) - 20 %, et des sulfures (<1%) (planche 6.20.A). L'olivine présente une forme hypidiomorphe à xénomorphe. Elle est altérée en serpentine au niveau des craquelures. Le plagioclase est de forme xénomorphe et présente une texture poecilitique en englobant des cristaux d'olivine. Le pyroxène, généralement poecilitique, développe une forme xénomorphe. Il occupe les interstices des autres phases silicatées et par conséquent, interprété comme la dernière phase silicatée à cristalliser. Les oxydes Fe-Ti sont dominés essentiellement par l'ilménite. Cette dernière est sub-automorphe à xénomorphe et occupe les interstices

Planche 6.18.A: Microphotographie en lumière polarisée montrant une dunite riche en oxydes avec des cumulats d'olivines (échantillon CN.7.4). La longueur de la photo est de 5.6 mm.

Planche 6.18.B: Microphotographie en lumière polarisée montrant une dunite serpentiniisée (échantillon CN.7.5) avec oxydes interstitielles. La longueur de la photo est de 5.6 mm.

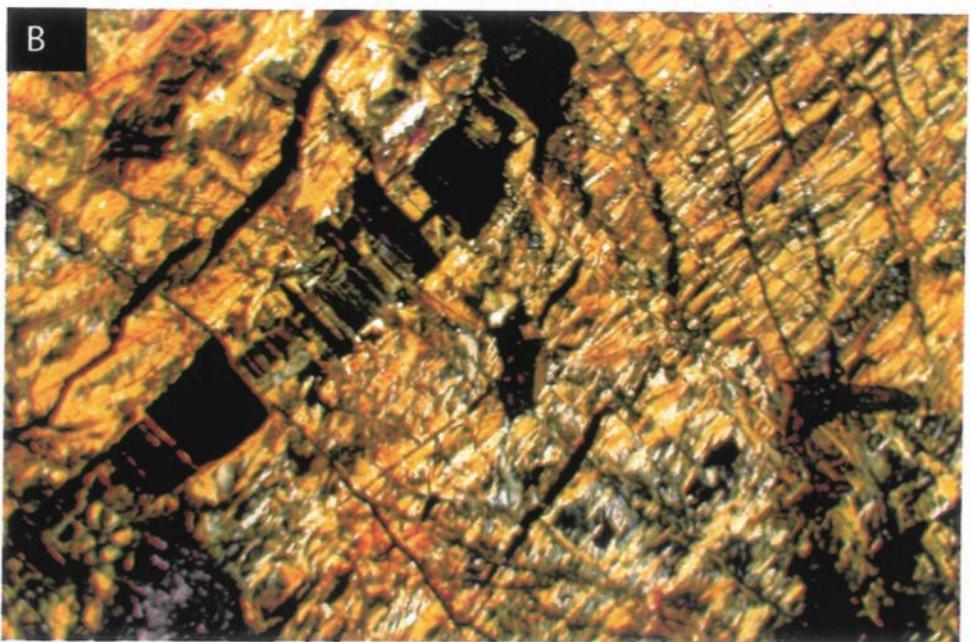
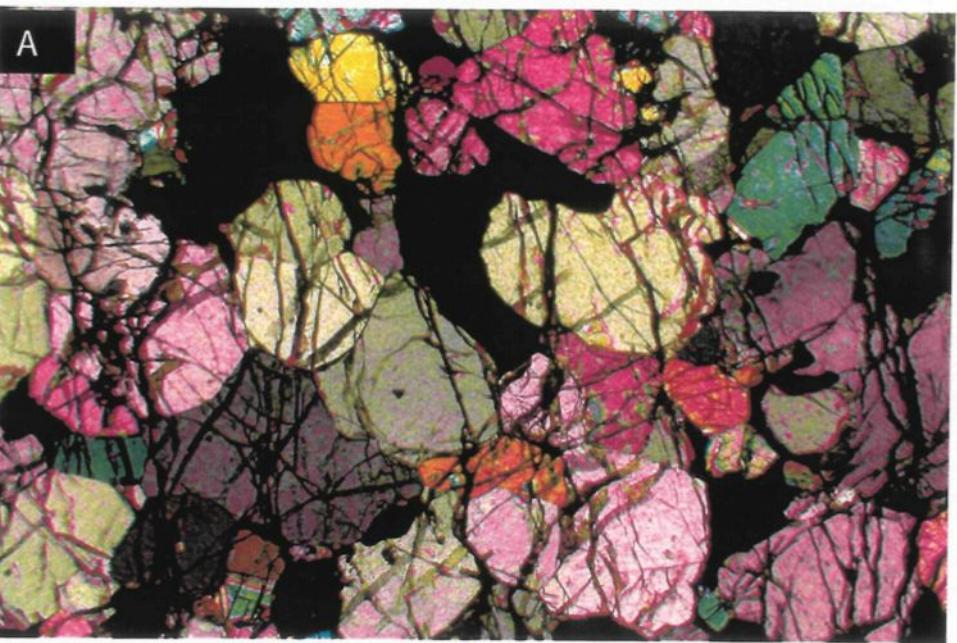
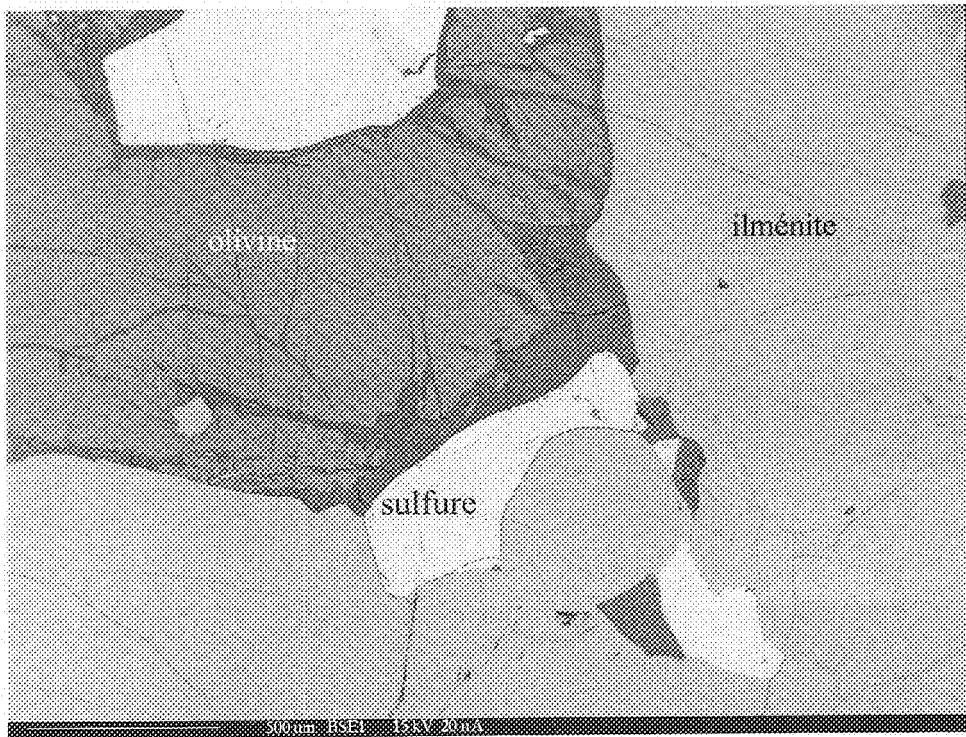


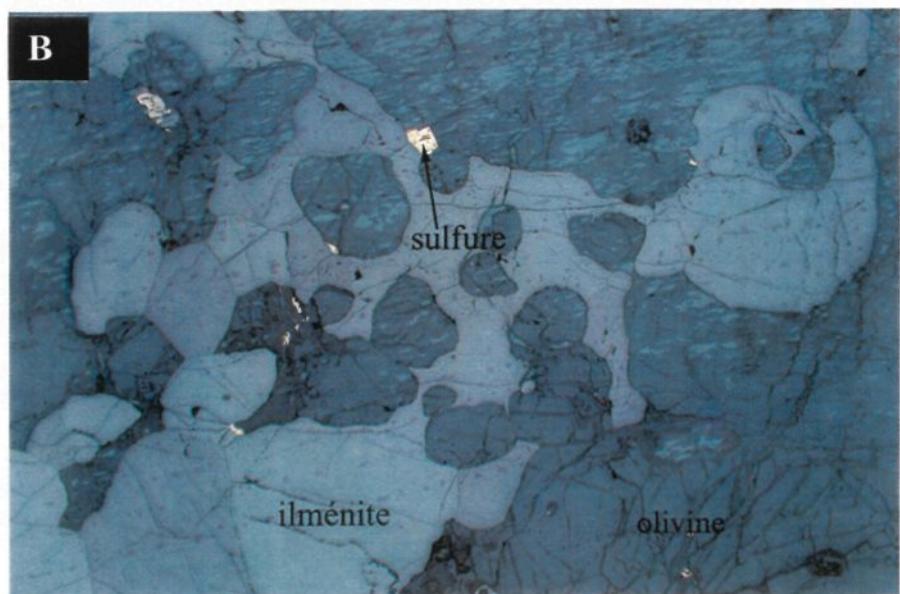
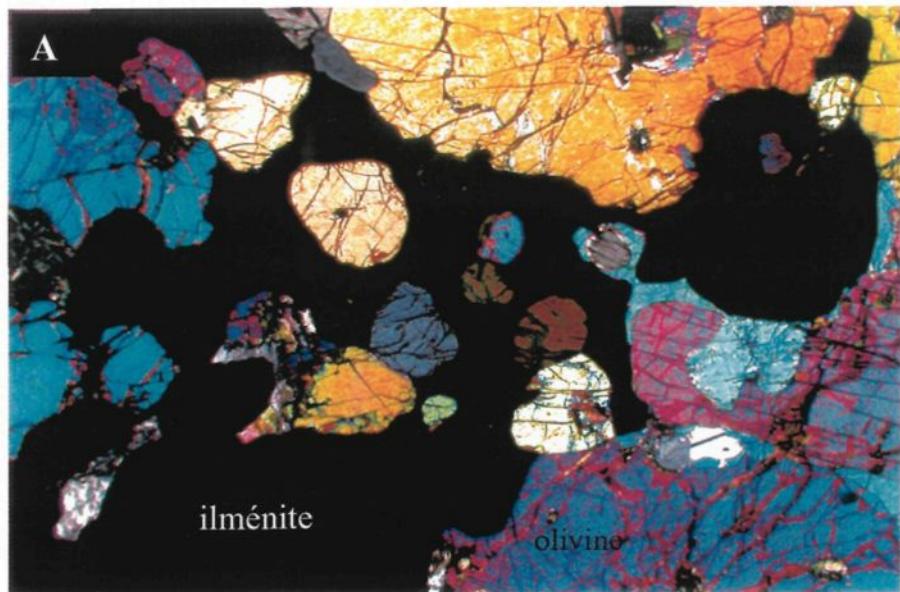
Planche 6.19: Ilménite et sulfures qui occupent les interstices des silicates. Échantillon CN.7.4.



500 nm BSEI 15 kV 2013

Planche 6.20.A: Photomicrographie en lumière naturelle montrant une péridotite riche en oxydes avec textures poecilitiques. Échantillon CN.7.3. Longueur de la photo est de 5.6 mm.

Planche 6.20.B: Photomicrographie en lumière réfléchie montrant les cristaux d'ilménite qui forme la matrice d'une péridotite. Échantillon CN.7.3. Longueur de la photo est de 5.6 mm.



des olivines. Elle est parfois englobée par l'olivine, développant des textures en atoll (planche 6.20.B).

Les sulfures sont associés au graphite et à l'ilménite. Ils sont constitués de chalcopyrite, de pyrrhotite et de cubanite.

L'analyse des ilménites de Water Hen (tableau 6.12) à la microsonde révèle une composition formée d'une composante dominante d'ilménite (96-99 mol %), une composante modérée de geikielite (1- 6 mol %) et peu d'hématite (0-4 mol %). La teneur en MgO varie de 1 à 3 %, alors que la teneur en MnO est inférieure à 1 %. La titanomagnétite est très rare dans les oxydes de Water Hen. Lorsqu'elle existe, elle est formée d'une composante dominante de magnétite (44-100 mol %) et d'une composante modérée d'ulvospinelle (0-56 % mol) (tableau 6.13).

6.4.3 Les métasédiments : Cornéennes

Des inclusions de Formation de Virginia recristallisées sont très abondantes à la base du forage CN-7. Ces enclaves recristallisées développent des points triples et elles contiennent l'assemblage minéralogique suivant : cordiérite, pyrrhotite, plagioclase, orthopyroxène, graphite, ilménite et biotite (planche 6.21.A). Les sulfures et l'ilménite se concentrent essentiellement au contact de l'enclave et de l'anorthosite (planches 6.21.B et 6.22).

Tableau 6.12: Compositions des grains d'ilménites des roches de Water Hen.

	Péridotite				Dunite								Troctolite-anorthosite			
	CN7-3	n=3	CN7-4	n=4	CN7-5	n=2	CN7-1	n=2	CN7-6							
TiO ₂	53.29	53.15	53.48	53.31	52.59	53.16	53.73	53.17	53.16	53.52	54.17	53.85	51.70	52.96	52.33	53.84
Cr ₂ O ₃	0.10	0.11	0.16	0.12	0.31	0.14	0.24	0.33	0.25	0.15	0.19	0.17	0.21	0.17	0.19	0.32
Fe ₂ O ₃	0.72	2.01	0.61	1.11	0.76	0.58	0.28	1.27	0.72	2.44	0.00	1.22	4.63	2.09	3.36	0.00
MgO	1.46	2.21	2.37	2.01	1.79	2.30	2.47	2.43	2.25	3.41	2.25	2.83	2.09	2.27	2.18	2.38
MnO	0.50	0.47	0.45	0.47	0.44	0.39	0.54	0.48	0.46	0.39	0.50	0.45	0.24	0.33	0.28	0.34
FeO	44.88	43.47	43.52	43.96	43.83	43.38	43.49	43.18	43.47	41.76	43.04	42.40	42.65	43.35	43.00	44.01
Total	100.94	101.42	100.59	100.98	99.70	99.96	100.76	100.84	100.31	101.67	100.15	100.91	101.51	101.17	101.34	100.89

Proportions atomique sur une base de 6 oxygènes

Ti	1.98	1.96	1.98	1.97	1.97	1.98	1.99	1.96	1.98	1.95	2.01	1.98	1.91	1.95	1.93	1.99
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe ³⁺	0.03	0.07	0.02	0.04	0.03	0.02	0.01	0.05	0.03	0.09	0.00	0.04	0.17	0.08	0.12	0.00
Mg	0.11	0.16	0.17	0.15	0.13	0.17	0.18	0.18	0.17	0.25	0.17	0.21	0.15	0.17	0.16	0.17
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe ²⁺	1.86	1.78	1.79	1.81	1.83	1.80	1.79	1.77	1.80	1.69	1.77	1.73	1.75	1.78	1.76	1.81
Total	4.00	3.99	3.99	3.99	4.00	3.99	4.00	4.00	4.00	3.99	3.98	3.98	4.00	3.99	4.00	4.00
Ilm	99	98	99	99	99	99	96	98	99	97	100	99	95	98	96	99
Hem	1	2	1	1	1	1	4	2	1	3	0	1	5	2	4	1

Tableau 6.13: Composition des magnétites des roches de Water Hen.

	Dunite (serpentinisée)		Troctolite
	CN7-5	n=2	CN7-1 (n=1)
TiO₂	0.00	0.00	0.00
Al₂O₃	0.02	0.03	0.02
V₂O₃	0.01	0.03	0.02
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.00
Fe₂O₃	70.77	70.72	70.75
MgO	0.47	0.00	0.24
MnO	0.00	0.09	0.04
FeO	31.01	31.75	31.38
Total	102.54	102.76	102.65
			107.79

Cations basés sur 32 oxygènes

Ti	0.00	0.00	0.00	3.51
Al	0.01	0.01	0.01	1.41
V	0.00	0.01	0.00	0.89
Cr	0.00	0.00	0.00	1.43
Fe³⁺	15.93	15.95	15.94	5.42
Mg	0.21	0.00	0.11	0.42
Mn	0.00	0.02	0.01	0.00
Fe²⁺	7.76	7.96	7.86	10.73
Total	23.90	23.95	23.93	23.81
Mt	100	100	100	44
Usp	0	0	0	56

Planche 6.21.A: Photomicrographie en lumière polarisée montrant la texture granoblastique des xénolites métasédimentaires (échantillon CN.7.7). On note la présence d'une zone riche en muscovite. Longueur de la photo est de 5.6 mm.

Planche 6.21.B: Photomicrographie en lumière polarisée montrant le contact entre les xénolites à gauche et la troctolite à droite. On note la présence de sulfures, d'oxydes et d'orthopyroxène au contact (échantillon CN.7.7). Longueur de la photo est de 5.6 mm.

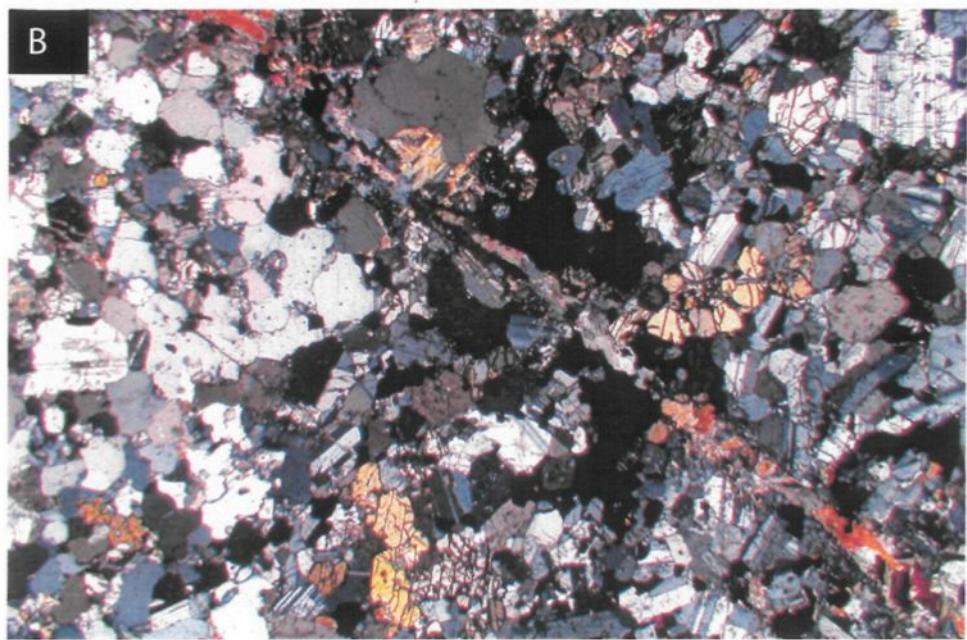
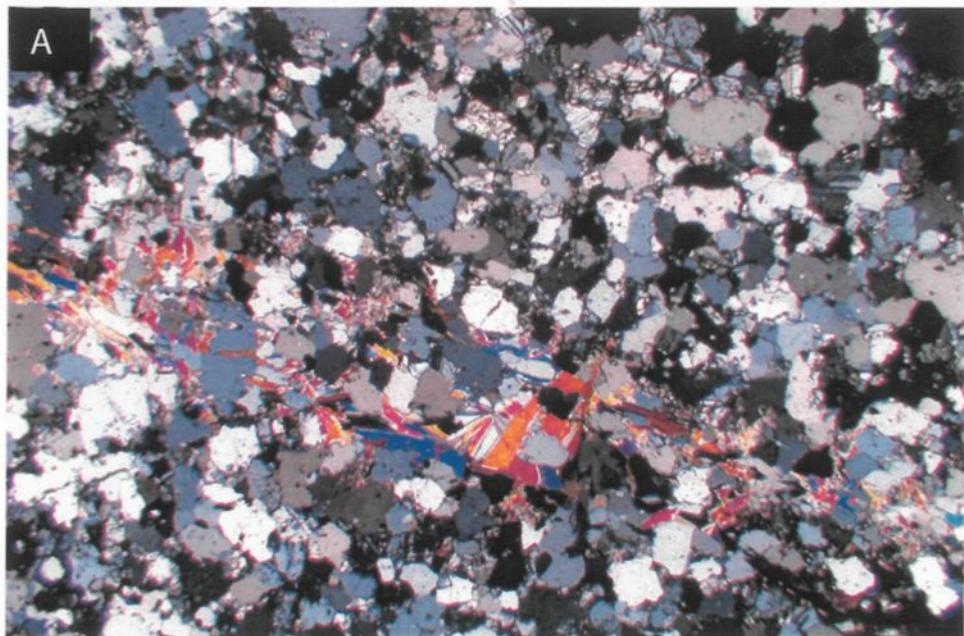
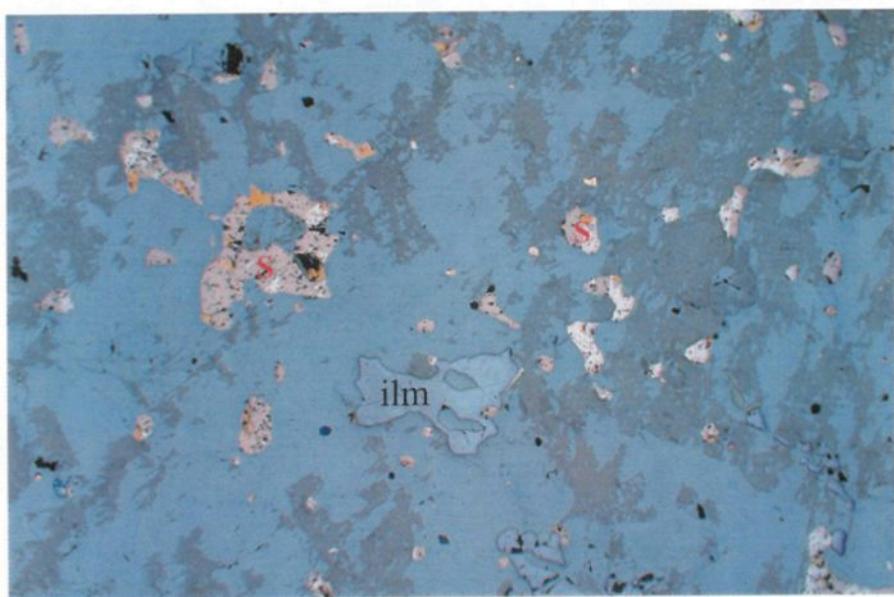


Planche 6.22: Photomicrographie en lumière réfléchie montrant les grains d'ilménites (ilm) et des sulfures (S) disséminés au contact de l'enclave et des anorthosites. Échantillon CN.7.6. Longueur de la photo est de 5.6 mm.



6.5 Les OUI du secteur de Wyman Creek

6.5.1 *Introduction*

Les différentes unités stratigraphiques de Partridge River sont préservées dans le forage 26133 du secteur de Wyman Creek. Le forage intercepte la Formation de Virginia et de Biwabik qui se trouvent à la base de l'intrusion. Les enclaves de sédiments sont abondantes dans la carotte du forage 26133. Les OUI présentent un contact net avec l'encaissant troctolitiques et se sont mises en place dans les unités stratigraphiques I et IV du Complexe de Duluth.

Les OUI forment des apophyses de pyroxénites et de périclites riches en oxydes. L'ilménite représente la phase d'oxyde dominante. Dans le secteur de Wyman Creek, on note l'association spatiale entre les oxydes, les sulfures et les métasédiments. Les sulfures sont formés essentiellement de chalcopyrite et de pyrrhotite.

6.5.2 *Encaissant troctolitique et anorthositique*

Les troctolites et les anorthosites forment l'encaissant des OUI. Ces roches sont formées de 60 à 85 % de cumulats de plagioclase, de 5 à 10 % d'intercumulats d'olivine, de 5 à 10 % de pyroxène, et de faibles teneurs en biotite, en oxydes et en sulfures.

Le *plagioclase* forme la principale phase cumulat (planche 6.23.A) et se présente sous forme de grain tabulaire, idiomorphe à hypidiomorphe avec une taille entre 2 et 5 mm. L'analyse des plagioclases à la microsonde révèle une teneur de 62 à 70 % d'anorthite (tableau 6.14). Les plagioclases montrent un degré d'altération en séricite important à proximité des fractures.

L'*olivine* est le deuxième minéral en abondance (cumulats et intercumulats). Il présente une taille et une forme variable. Les grains d'olivine sont hypidiomorphes à idiomorphes et forment des chaînes à la bordure des lattes de plagioclases. Ces cristaux suggèrent une cristallisation simultanée du plagioclase et de l'olivine. Cette agglomération des cristaux d'olivine développe des jonctions triples (planche 6.23.A). Le deuxième type de texture de l'olivine est la forme xénomorphe, qui se développe dans les interstices, témoignant d'une cristallisation tardive après celle du plagioclase. Généralement l'olivine est englobée par les pyroxènes poecilitiques (planche 6.23.B). La teneur moyenne en forstérite des olivines est de 61% (tableau 6.15).

Le *clinopyroxène* le plus abondant est l'augite. Cette dernière forme le minéral intercumulus dans l'unité troctolitique. L'augite forme 5 à 10 % et elle se présente sous forme de large cristaux orbiculaires englobant les grains d'olivine et de plagioclase (planche 6.23.B).

La *biotite* (<1%) de couleur brun est localisée dans les interstices des grains de plagioclases (planche 6.24) et généralement en association avec les oxydes.

Planche 6.23: Photomicrographies en lumière polarisée montrant : A- une troctolite en avec des cumulats de plagioclase et d'olivine à développement de points triples; B- le clinopyroxène poecilitique dans les interstices de cumulats de plagioclases. Échantillon 26133-1. Longueur de la photo est de 5.6 mm.

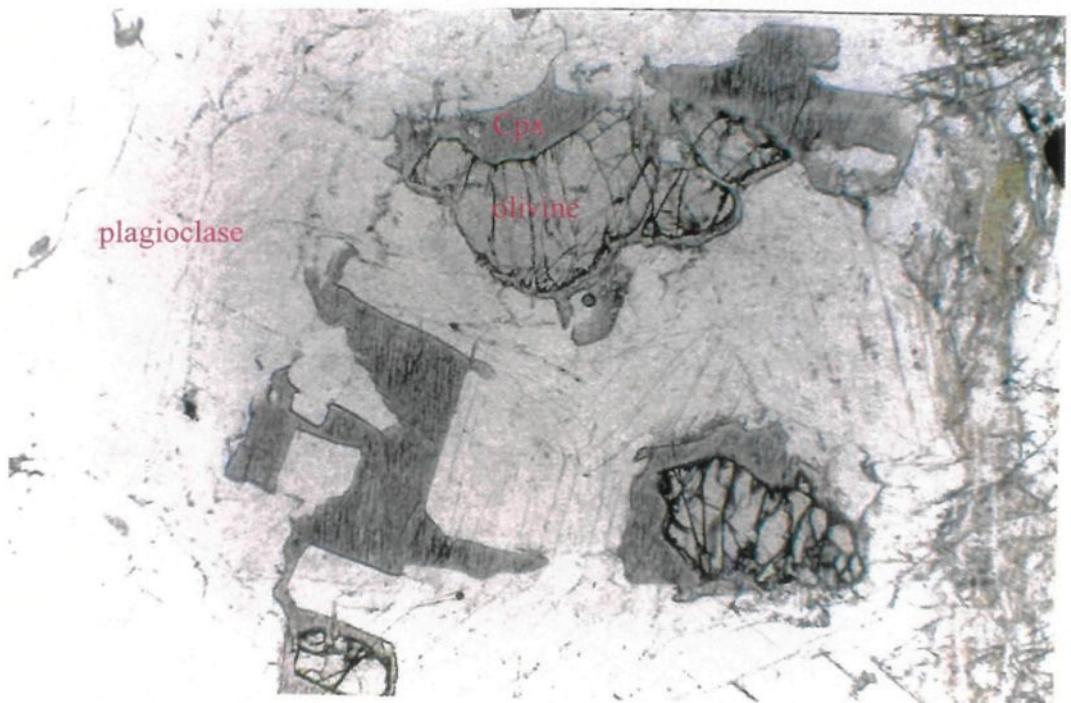
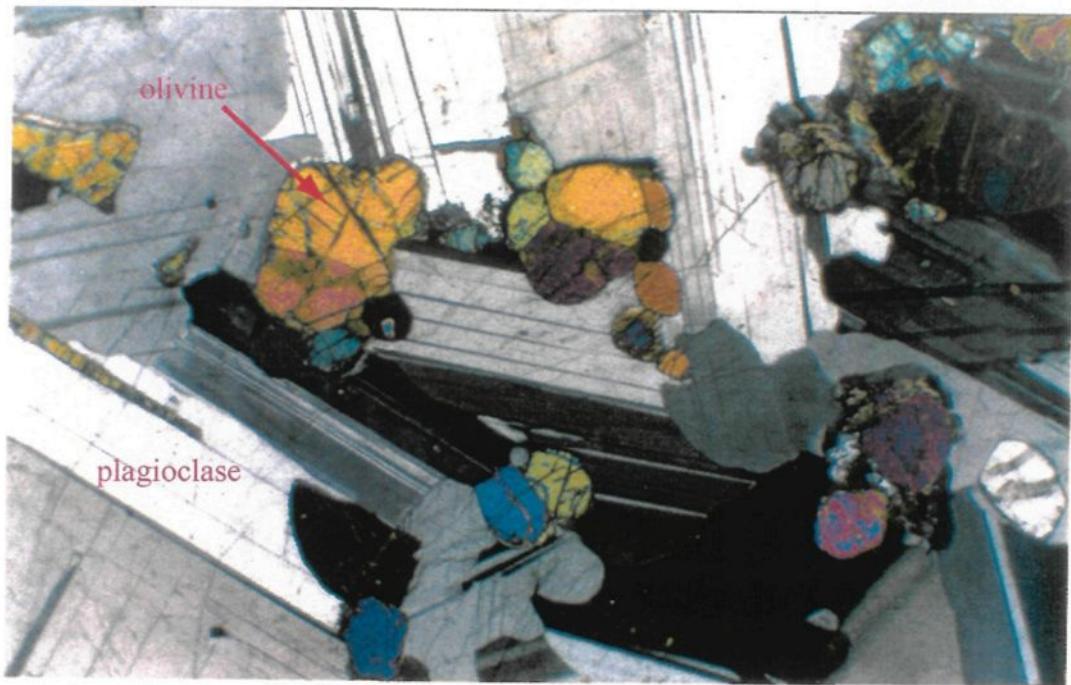


Tableau 6.14: Composition des plagioclases des roches de Wyman Creek.

	Troctolite				Péridotite			
	26133_1 n=3				26133_4 n=3			
SiO₂	52.43	51.60	52.81	52.28	50.16	50.31	50.64	50.37
Al₂O₃	30.86	30.92	30.69	30.83	32.37	32.22	31.88	32.16
CaO	13.06	12.68	13.00	12.92	14.60	14.54	14.38	14.51
FeO	0.30	0.31	0.34	0.31	0.30	0.29	0.21	0.27
Na₂O	4.02	4.10	4.19	4.10	3.19	3.35	3.52	3.35
K₂O	0.35	0.35	0.31	0.34	0.21	0.21	0.20	0.20
Total	101.16	100.00	101.44	100.86	100.98	101.09	100.92	101.00

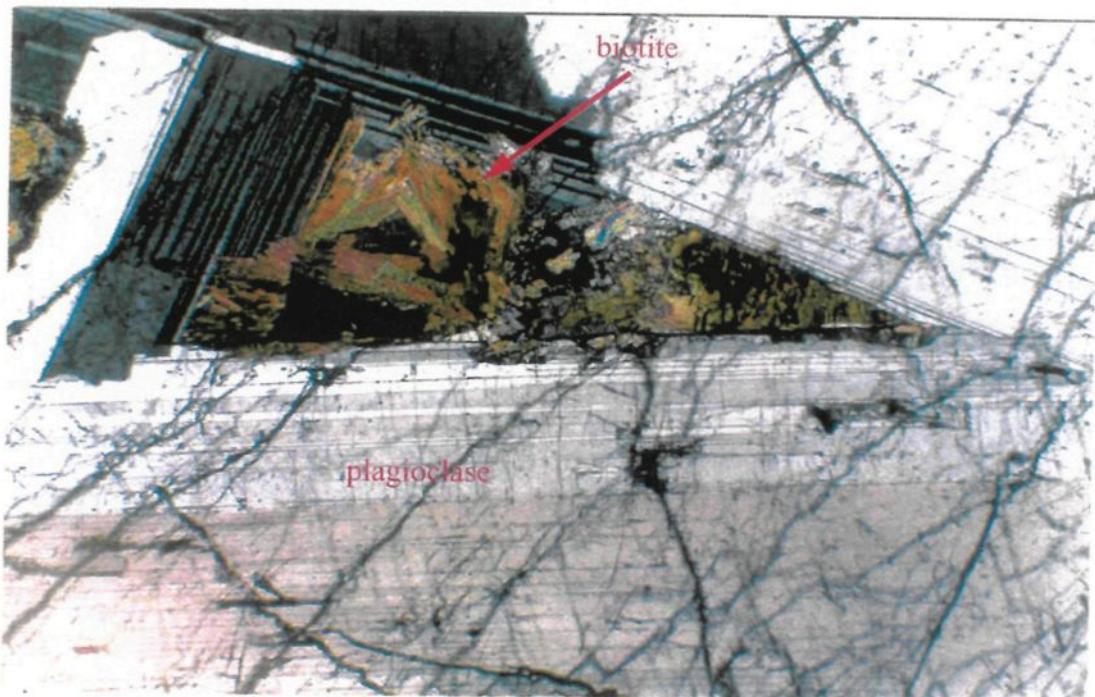
Proportions atomique sur une base de 8 oxygènes

Si	2.36	2.35	2.37	2.36	2.27	2.28	2.29	2.28
Al	1.64	1.66	1.62	1.64	1.73	1.72	1.70	1.71
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.63	0.62	0.63	0.62	0.71	0.70	0.70	0.70
Fe	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.35	0.36	0.36	0.36	0.28	0.29	0.31	0.29
K	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	5.00	5.02	5.01	5.01	5.01	5.02	5.02	5.01
Anorthite	0.63	0.62	0.62	0.62	0.71	0.70	0.69	0.70
Albite	0.35	0.36	0.36	0.36	0.28	0.29	0.30	0.29
Orthose	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01

Tableau 6.15: Composition des olivines des roches de Wyman Creek

	Troctolite			Péridotite				Pyroxénite (OUI)		
	26133_1	n=2		26133_4		n=3		26133_7	n=2	
SiO₂ (%)	36.25	35.95	36.10	36.44	36.62	36.47	36.51	35.06	34.83	34.94
FeO	34.27	34.70	34.48	32.03	31.98	32.21	32.07	41.27	41.08	41.18
MgO	29.70	29.73	29.72	31.69	31.57	31.42	31.56	23.86	23.74	23.80
MnO	0.41	0.48	0.44	0.39	0.33	0.42	0.38	0.46	0.39	0.43
NiO	0.12	0.09	0.11	0.21	0.29	0.24	0.25	0.10	0.12	0.11
Total	100.85	101.02	100.93	100.83	100.84	100.81	100.83	100.79	100.24	100.51
Proportions atomique sur une base de 4 oxygènes										
Si	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	1.00	1.00	1.00
Mg	1.21	1.22	1.21	1.28	1.28	1.27	1.28	1.01	1.01	1.01
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe	0.79	0.80	0.79	0.73	0.73	0.73	0.73	0.98	0.98	0.98
Ni	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.00	3.00	3.00
Fo	61	61	61	64	64	63	64	51	51	51
Fa	39	39	39	36	36	37	36	49	49	49

Planche 6.24: Photomicrographie en lumière polarisée de l'anorthosite avec développement de biotite dans les interstices des plagioclases. Cette texture témoigne de la présence des fluides lors de la cristallisation de l'anorthosite (échantillon 26133-6). Longueur de la photo est de 5.6 mm.



Les *oxydes* (<1%) occupent les interstices des phases silicatées. L'ilménite représente la phase la plus commune des troctolites et des anorthosites (planche 6.25).

Les *sulfures* (<1%) sont représentés par des grains de chalcopyrite, de pyrrhotite et de pentlandite (planche 6.25).

6.5.3 Pyroxénite

Les pyroxénites riches en oxydes (OUI) de Wyman Creek présentent une texture pegmatitique. L'examen microscopique montre que les pyroxénites sont formées de 80 à 90 % de cumulats de clinopyroxène, de 0 à 5 % de plagioclase, de 0 à 3 % d'olivine, et de 5 % d'oxydes (à l'exception des zones riches en oxydes qui contiennent plus de 50 % d'oxydes).

Les cristaux de pyroxène sont hypidiomorphes à xénomorphes et ont une taille qui varie de 5 à 15 mm. Ils présentent un contact lobé avec les oxydes (planche 6.26.A-B). L'olivine forme des petits cristaux xénomorphes généralement englobés par les pyroxènes. L'analyse des olivines à la microsonde électronique révèle des teneurs en Fo de 51 % (tableau 6.15).

Les cristaux de plagioclases sont hypidiomorphes à xénomorphes et localement altérés en séricite. Les oxydes affichent des textures disséminées à matricielles occupant les interstices des phases silicatées et dans la majorité des cas à l'intérieur des pyroxènes (planche 6.26.B).

Planche 6.25: Photomicrographie en lumière réfléchie de l'anorthosite (échantillon 26133-6) montrant le grain d'ilménite avec pyrrhotite (Po), chalcopyrite (Cp) et pentlandite (Pn). Longueur de la photo est de 0.7 mm.

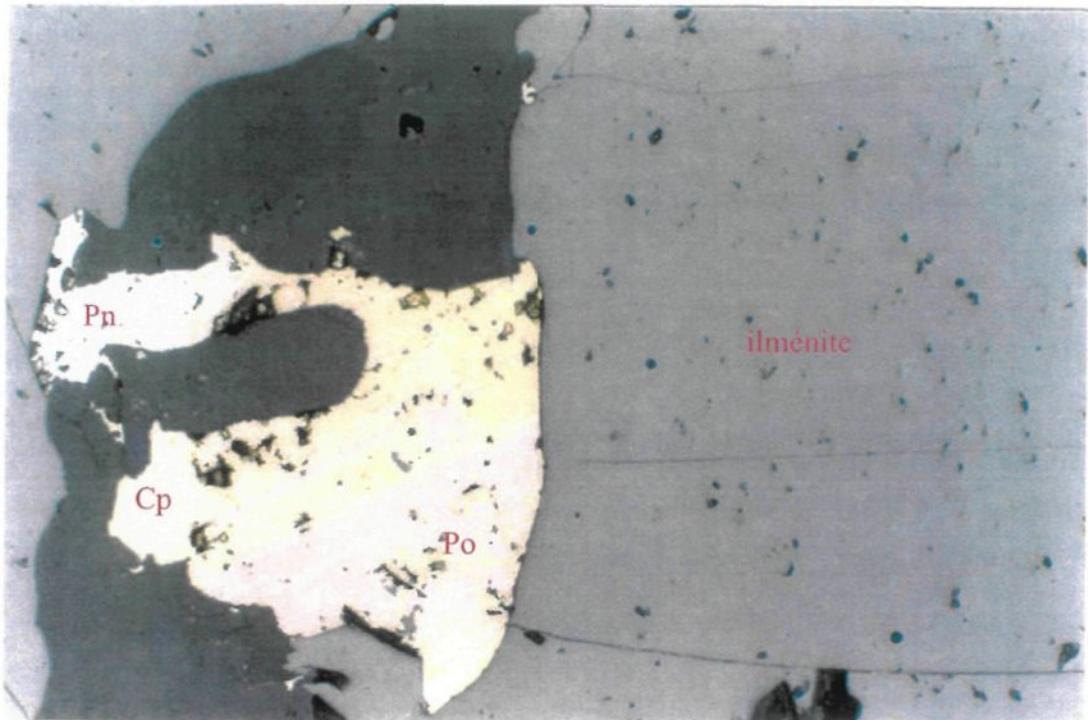
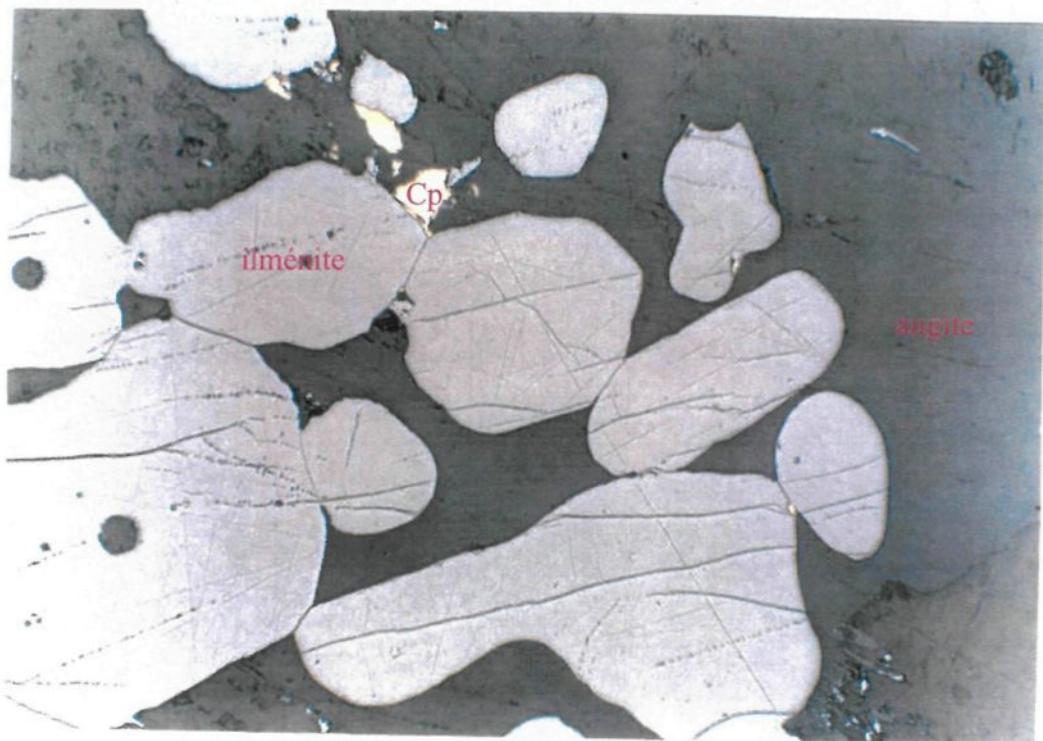
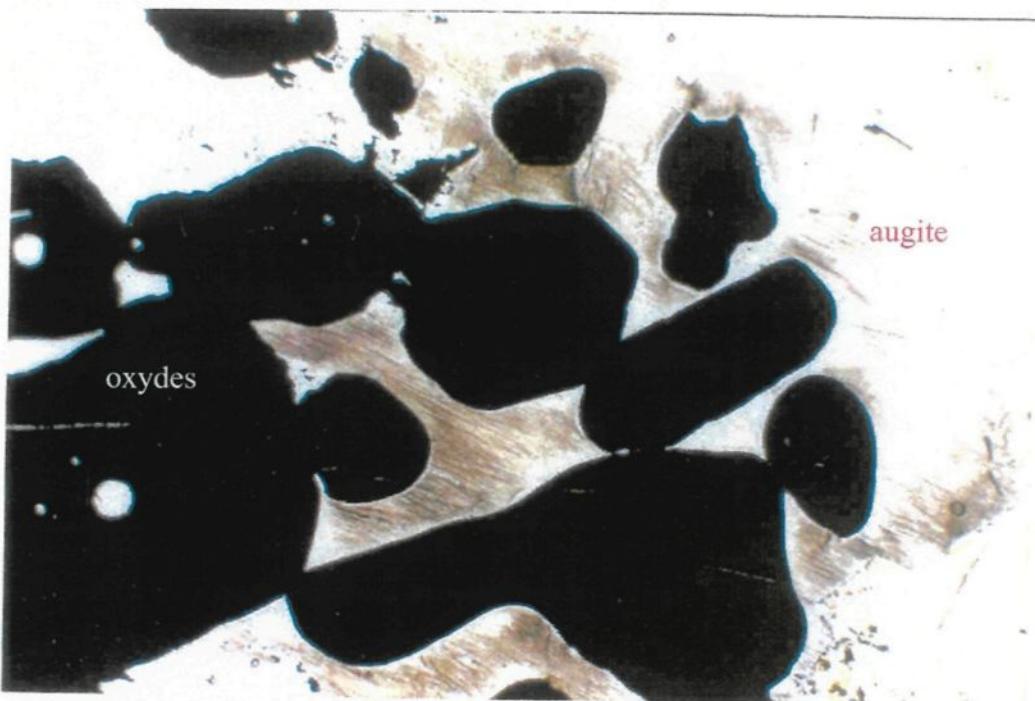


Planche 6.26: Photomicrographies d'une clinopyroxénite (OUI, échantillon 26133-3) montrant: A- cristal poecilitique d'augite avec des oxydes en lumière naturelle; B- grains d'ilménite et de chalcopyrite (Cp) identifiés en lumière réfléchie à l'intérieur du grain d'augite. Longueur de la photo est de 5.6 mm.



Les oxydes sont constitués essentiellement d'ilménite et rarement de titanomagnétite. L'ilménite représente la phase majeure des oxydes. Elle forme des grains de 1 à 5 mm et est généralement idiomorphe à hypidiomorphe. La composition des grains d'ilménite est représentée dans le tableau 6.16. Les grains d'ilménite consistent en une large composante d'ilménite (95– 98 % mol) et une faible composante d'hématite (2-5 % mol) et de geikielite (0-2 %).

La magnétite est très rare dans les OUI de Wyman Creek. Les petits grains observés et analysés (tableau 6.17) sont formés essentiellement de 60 % mol d'ulvospinelle et 40 % de magnétite.

Les sulfures (0.5 à 1%) sont formés de petits grains de chalcopyrite, de pyrite et de pentlandite disséminés dans les interstices des cristaux d'ilménite (planche 6.27).

6.5.4 Péridotite

Les péridotites riches en oxydes sont formées de cumulats d'olivine avec des oxydes interstitiels (planche 6.28.A-B). L'olivine forme 70 à 85 % de la roche, elle présente une forme hypidiomorphe et sa taille varie entre 1 et 3 mm. Localement, l'olivine est altérée en serpentine. L'analyse à la microsonde des grains d'olivine donne des teneurs en Fo de 64 % (tableau 6.15). Les clinopyroxènes (5-10 %) de texture poecilitique et de taille 1 à 4 mm occupent les interstices des olivines. Les oxydes forment 5 à 20 % de la roche. Ils sont composés d'ilménite et de magnétite. L'ilménite de taille de 1 à 3 mm, représente plus de 80 % de la totalité des oxydes. Des grains de

Tableau 6.16: Composition des phases d'ilménite des roches de Wyman Creek.

Troctolite	Pyroxénite (OUI)										Péridotite (OUI)							
	26133_1	26133_7	n=4				26133_3	n=3			26133_5	n=3			26133_10	n=2		
TiO₂	50.01	51.70	51.02	52.14	51.10	51.49	51.95	50.44	51.82	51.40	49.74	51.31	50.81	50.62	51.84	51.49	51.67	53.44
Al₂O₃	0.12	0.02	0.06	0.02	0.02	0.03	0.05	0.02	0.05	0.04	0.01	0.05	0.06	0.04	0.07	0.03	0.05	0.04
Fe₂O₃	8.88	2.87	4.94	3.49	3.97	3.82	4.29	5.44	3.93	4.55	6.64	6.79	5.14	6.19	2.66	4.37	3.51	1.76
MgO	3.00	1.35	1.60	2.00	1.33	1.57	1.05	1.13	1.29	1.16	1.78	2.11	1.26	1.72	1.97	2.06	2.01	3.10
MnO	0.47	0.63	0.59	0.47	0.60	0.57	0.48	0.52	0.55	0.52	0.51	0.50	0.30	0.44	0.58	0.50	0.54	0.43
FeO	39.36	43.49	42.52	42.88	43.01	42.98	44.39	42.89	43.79	43.69	41.04	41.94	43.24	42.08	42.59	42.22	42.40	42.26
Total	101.84	100.05	100.72	101.00	100.04	100.45	102.20	100.45	101.43	101.36	99.72	102.70	100.82	101.08	99.71	100.67	100.19	101.02

Proportions atomique sur une base de 6 oxygènes

Ti	1.82	1.94	1.90	1.93	1.92	1.92	1.92	1.89	1.92	1.91	1.87	1.87	1.90	1.88	1.94	1.91	1.93	1.96
Al	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	0.00	0.00	0.00
Fe³⁺	0.32	0.11	0.18	0.13	0.15	0.14	0.16	0.20	0.15	0.17	0.25	0.25	0.19	0.23	0.10	0.16	0.13	0.06
Mg	0.22	0.10	0.12	0.15	0.10	0.12	0.08	0.08	0.10	0.09	0.13	0.15	0.09	0.13	0.15	0.15	0.15	0.22
Mn	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
Fe²⁺	1.60	1.82	1.76	1.77	1.80	1.78	1.82	1.79	1.81	1.81	1.72	1.70	1.79	1.74	1.78	1.74	1.76	1.72
Total	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	4.00	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.98
Ilm	91	100	95	96	96	96	96	95	96	96	93	93	94	94	97	95	96	98
Hem	9	0	5	4	4	4	4	5	4	4	7	7	6	6	3	5	4	2

Tableau 6.17: Composition des phases de magnétites des oxydes de Wyman Creek.

	Péridotite (OUI)			Pyroxénite (OUI)						
	26133_4	26133_10	n=2	26133_7	n=2	26133_5	n=3			
SiO₂	0.13	0.00	0.06	0.03	0.06	0.06	0.06	0.03	0.09	0.06
TiO₂	0.00	11.93	12.82	12.37	12.02	14.15	13.08	8.97	11.43	10.20
Al₂O₃	0.00	4.02	3.43	3.72	3.65	3.65	3.65	2.33	1.87	2.10
V₂O₃	0.03	1.85	2.26	2.06	4.17	2.69	3.43	1.75	2.23	1.99
C_{r2}O₃	0.00	5.40	6.77	6.08	3.49	2.10	2.79	0.83	1.23	1.03
Fe₂O₃	70.13	37.05	34.37	35.71	40.16	37.40	38.78	50.02	46.14	48.08
MgO	0.34	0.43	0.19	0.31	0.58	0.73	0.65	0.11	0.35	0.23
MnO	0.07	0.17	0.07	0.12	0.17	0.06	0.12	0.20	0.20	0.20
FeO	30.88	42.57	43.72	43.15	42.70	44.47	43.59	40.27	42.39	41.33
Total	101.57	103.42	103.69	103.55	107.01	105.30	106.15	104.51	105.94	105.22
Cations basés sur 32 oxygènes										
Si	0.04	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02
Ti	0.00	2.56	2.75	2.66	2.49	2.98	2.74	1.94	2.43	2.18
Al	0.00	1.35	1.16	1.25	1.19	1.21	1.20	0.79	0.62	0.71
V	0.01	0.42	0.52	0.47	0.92	0.60	0.76	0.40	0.51	0.45
Cr	0.00	1.22	1.53	1.37	0.76	0.46	0.61	0.19	0.28	0.23
Fe³⁺	15.95	7.96	7.38	7.67	8.34	7.88	8.11	10.81	9.81	10.31
Mg	0.15	0.18	0.08	0.13	0.24	0.30	0.27	0.05	0.15	0.10
Mn	0.02	0.04	0.02	0.03	0.04	0.02	0.03	0.05	0.05	0.05
Fe²⁺	7.80	10.16	10.44	10.30	9.85	10.42	10.13	9.67	10.02	9.85
Total	23.97	23.90	23.88	23.89	23.85	23.89	23.87	23.91	23.88	23.89

Planche 6.27: Photomicrographie en lumière réfléchie montrant les grains d'ilménite, de chalcopyrite (Cp) et de pentlandite (Pn) dans un échantillon de pyroxénite (OUI). Échantillon 26133-8. Longueur de la photo est de 5.6 mm.

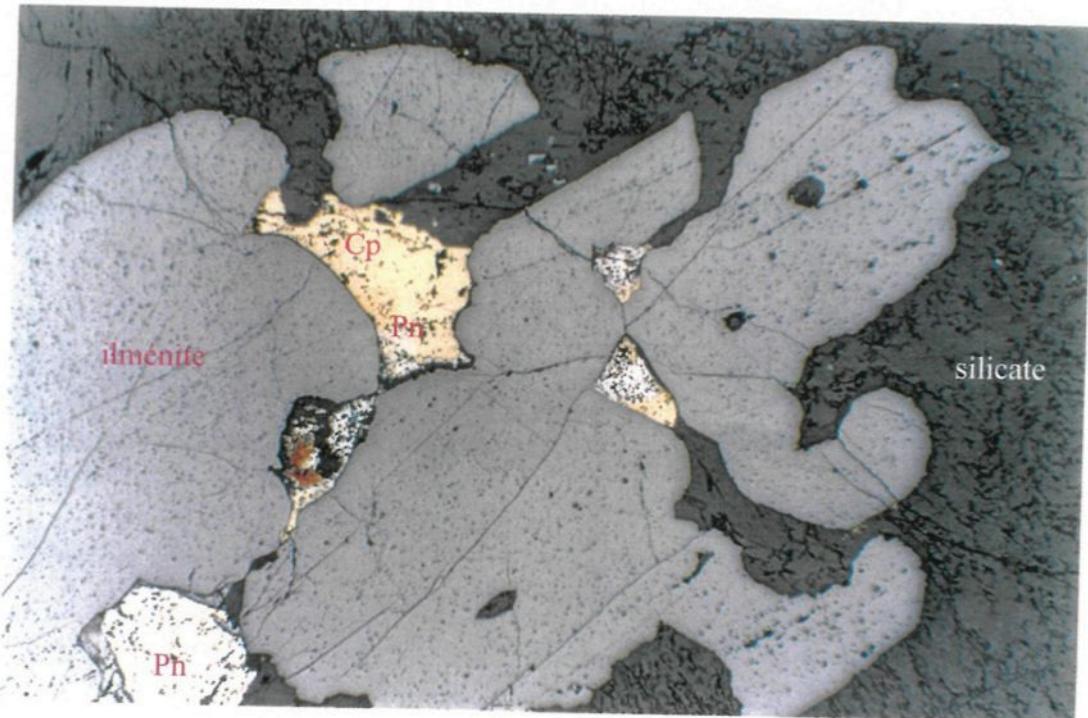
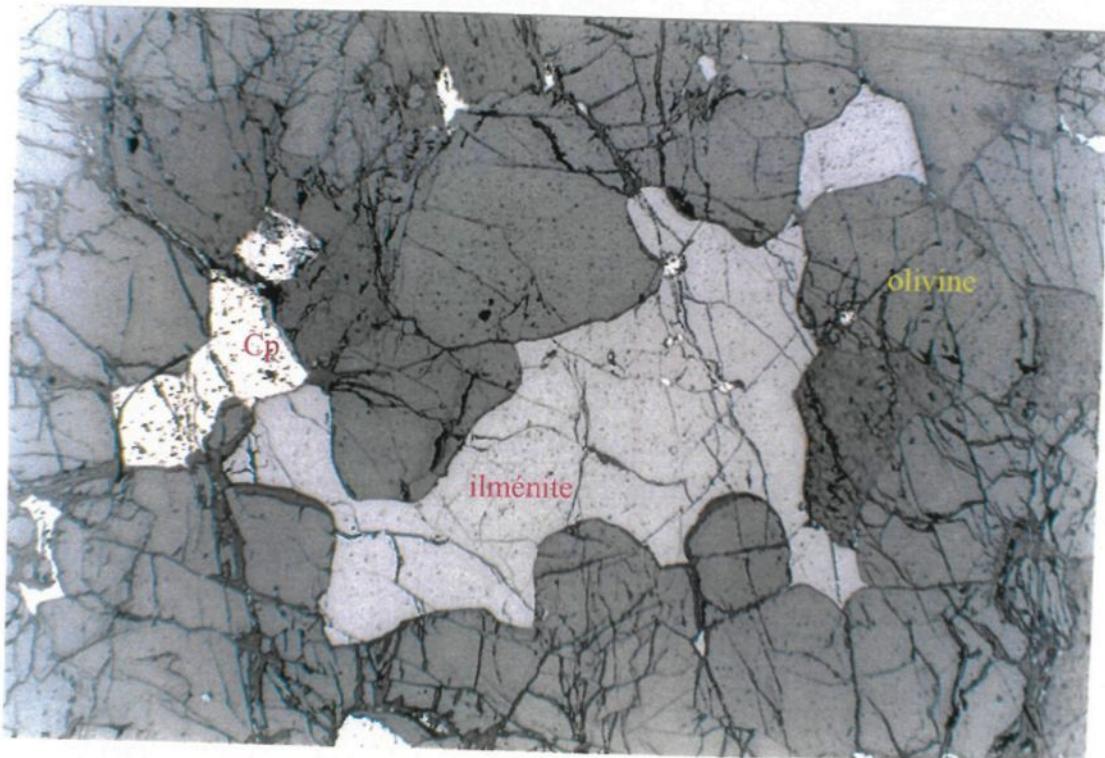
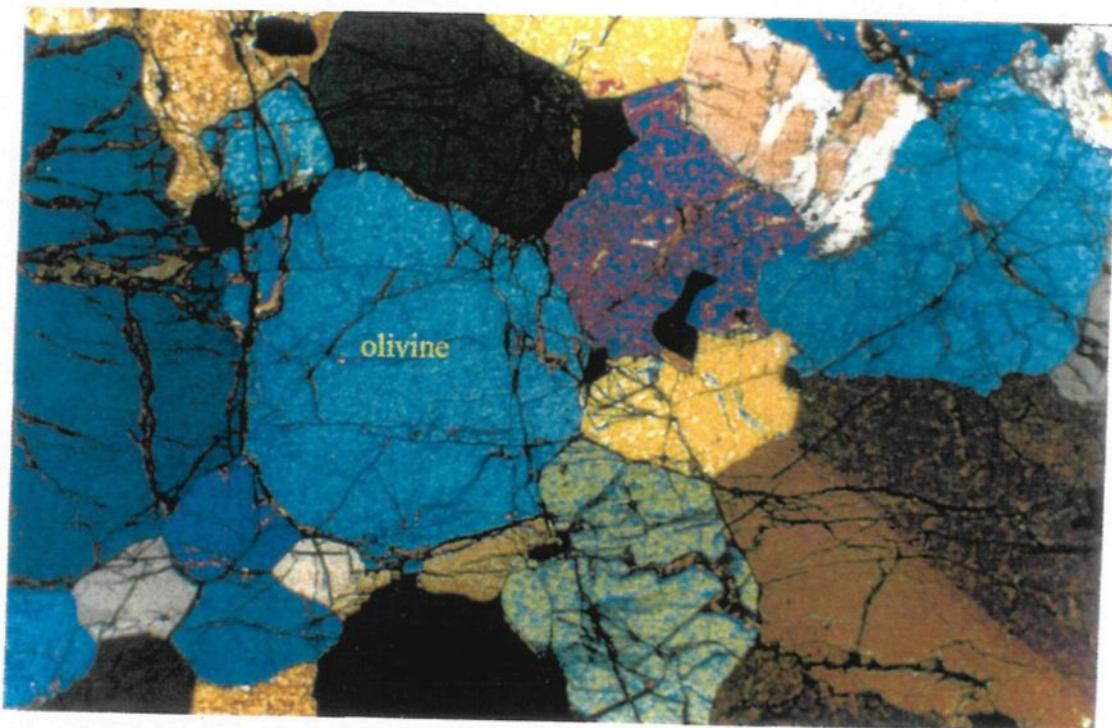


Planche 6.28: Photomicrographie d'une péridotite (OUI, échantillon 26133-10) montrant : A- des cumulats d'olivine en lumière polarisée et B- grains d'ilménite et de chalcopyrite (Cp) dans les interstices des grains d'olivine. Longueur de la photo est de 5.6 mm.



magnétite homogènes en contact rectiligne avec l'ilménite sont très communs. Ces magnétites renferment par endroit des lamelles d'exsolution d'ilménite. Les phases d'oxydes sont intimement liées aux sulfures. Ces dernières représentent 1 à 2 % de la roche et sont formées de chalcopyrite et de pyrrhotite. Les sulfures occupent les interstices et ne se retrouvent jamais à l'intérieur des phases oxydes.

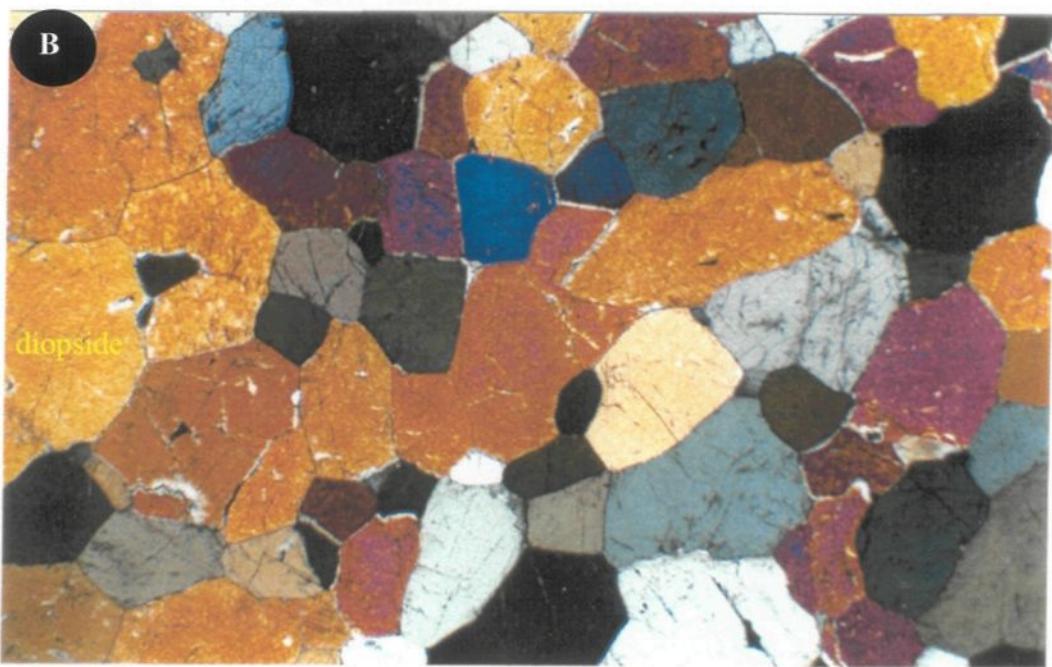
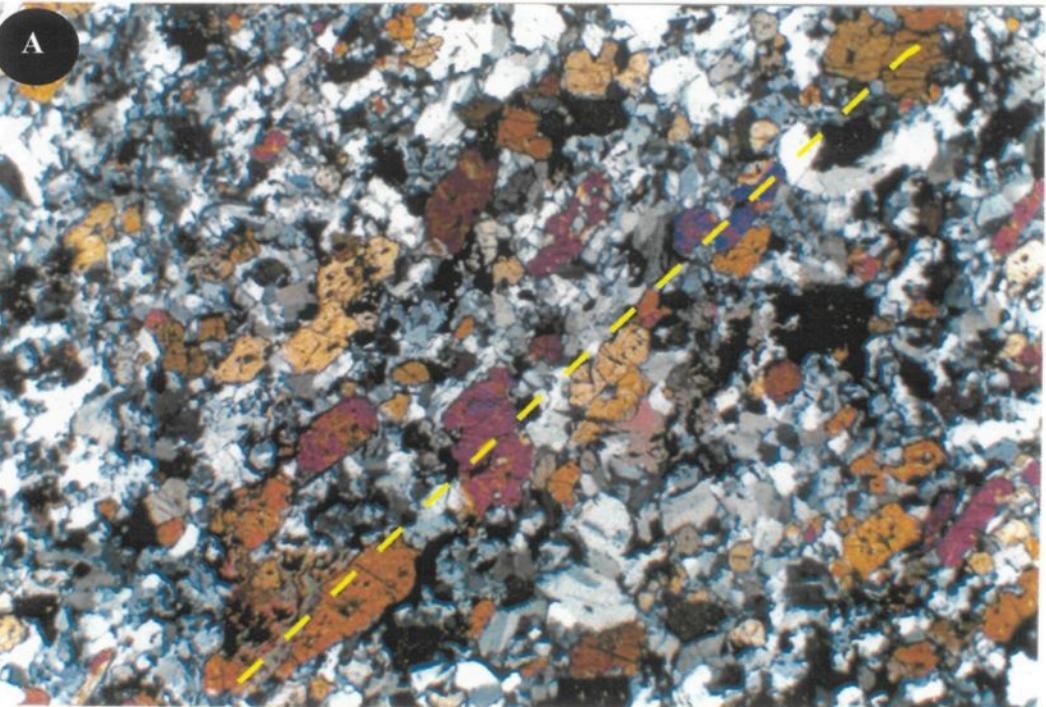
6.5.5 Métasédiment

Le forage 26133, dans la zone de Wyman Creek, intercepte la base de la Formation de Virginia et celle de Biwabik. D'autres part, dans le forage, plusieurs inclusions de métasédiments ont été identifiées, essentiellement dans l'unité I de l'intrusion de Partridge River.

Ces roches du faciès des cornéennes de la Formation de Virginia, présentent une texture granoblastique. Se sont des métagrauwackes composés de plagioclase, d'orthopyroxène, de cordierite, et de biotite. Elles ont une faible teneur en quartz (planche 6.29.A).

La Formation de Biwabik se situe au-dessous et en contact net avec la Formation de Virginia. Cette unité est formée de calco-silicates et de zones à diopside (planche 6.29.B). Les cristaux de diopside présentent une texture granoblastique avec développement de points triples (planche 6.29.B). Des constituants, de granulométrie très fine, incluent l'ilménite (<1%) et des sulfures (pyrrhotite, chalcopyrite et pyrite) (<1%).

Planche 6.29: Photomicrographie en lumière polarisée montrant : **A-** inclusion de métagrauwackes foliés (ligne jaune) et composés de plagioclase, de cordérite et d'orthopyroxène (échantillon 26133-11); **B-** zone à diopside de la Formation de fer de Biwabik avec des textures de recristallisation (échantillon 26133-15). Longueur de la photo est de 5.6 mm.



6.6 Sommaire

L'examen macroscopique et microscopique permet de caractériser les différentes OUI du Complexe de Duluth. Le tableau 6.18 résume les principales ressemblances et différences entre les différents types de OUI choisies dans cette étude. Selon la phase d'oxyde dominante, on distingue deux types de OUI : *Type 1*- OUI dominées par la titanomagnétite (exemple de Boulder Lake North et de Longear); *Type 2*- OUI dominées par l'ilménite (exemple de Water Hen et de Wyman Creek).

Dans les trois lithologies formant les OUI de Boulder Lake North et de Longear contenant les minéraux silicatés, les relations entre les phases d'oxydes et les silicates sont différentes. Dans les gabbros à oxydes et les anorthosites à oxydes, les phases d'oxydes montrent des bordures mutuellement courbées avec les silicates. Cependant, dans les pyroxénites et les périclases à oxydes, les oxydes développent des textures en cornes qui accentuent leur relation interstitielle aux grains de pyroxène et d'olivine. La forme des phases, leurs proportions et leur ordre de cristallisation, sont les principaux paramètres qui contrôlent les relations de bordures entre les grains. La forme des phases cumulats et intercumulats, des silicates dans les sections polies, ont une influence directe sur la forme des oxydes. Par exemple, dans les gabbros et les anorthosites, les cristaux de clinopyroxènes et de plagioclases sont xénomorphes et développent un contact courbé avec les oxydes adjacents. Au microscope, ces deux phases semblent avoir co-précipité, mais uniquement à cause de la forme des grains. D'après la description des lames minces, l'ordre de cristallisation des phases est : olivine, plagioclase, clinopyroxène, oxydes et sulfures. Par conséquent, les oxydes occupent les

Tableau 6.18: Caractéristiques des OUIs dans différents secteurs du Complexe de Duluth.

<i>Localisation</i>	<i>Nature des OUIs</i>	<i>Roches Encaissantes des OUIs</i>	<i>Phases oxydes majeurs et % modale</i>	<i>An et Fo (mol %) dans les OUIs</i>	<i>Sulfures</i>	<i>Autres caractéristiques</i>	
<i>Boulder Lake North</i>	<i>Sud du Complexe</i>	Gabbros Pyroxénites Oxydes massifs	Troctolite Anorthosite	Titanomagnétite (55 %), Ilménite (40 %), Apatite Spinelles	Fo (41-53 %) An (55 %)	Chalcopyrite Pentlandite Cubanite Pyrite	Présence d'une faille Altération des plagioclases en séricite Texture pegmatitique Apatite est une fluorapatite Chalcopyrite se concentre dans les zones altérées Absence de cornéenne
<i>Longear</i>	<i>Intrusion de Partridge River</i>	Pyroxénites Péridotites Oxydes massifs	Troctolite	Titanomagnétite (55 %) Ilménite (45 %) Spinelles	Fo (68 %)	Chalcopyrite Cubanite	Texture pegmatitique Présence d'une faille majeure Présence de chlorite, feldspath potassique, séricite, serpentine
<i>Wyman Creek</i>	<i>Intrusion de Part-Ridge River</i>	Pyroxénites Péridotites	Troctolite	Ilménite	Fo (51- 64 %) An (62 %)	Chalcopyrite Pyrrhotite	Présence de cornéenne (métasédiments) Présence de séricite et de serpentine Graphite
<i>Water Hen</i>	<i>Sud du Complexe</i>	Dunites Péridotites	Troctolite	Ilménite	Fo (54 %)	Chalcopyrite Pyrrhotite Pentlandite	Présence de cornéenne (métasédiments) Présence d'une faille Graphite

interstices des phases silicatées. La proportion des phases silicatées, par rapport aux phases oxydes, est aussi un facteur majeur qui provoque l'isolement des oxydes en petites pochettes qui forment un réseau tridimensionnel.

Les différentes roches présentent des caractéristiques semblables. En effet, les roches contiennent, en proportions variables, les mêmes phases silicatées (cumulats et intercumulats) et les mêmes phases d'oxydes. Les gabbros sont dominés par des cumulats de plagioclases équigranulaires et de clinopyroxènes xénomorphes avec des phases intercumulats d'olivine. Les oxydes occupent les parties interstitielles. Les pyroxénites sont formées de cumulats de pyroxène avec des oxydes interstitiels. Les roches à oxydes massifs sont composées de 100% de phases d'oxydes, essentiellement, de la titanomagnétite comme phase dominante, de l'ilménite, et des spinelles. La variation de composition chimique des plagioclases et des olivines peut être expliquée par le processus de cristallisation fractionnée. Par conséquent, il est raisonnable de penser que les différentes roches sont issues de la cristallisation d'un seul magma où les phases mafiques sont les premières phases à cristalliser. La première phase à cristalliser est l'olivine, suivie de plagioclase et de pyroxène. Ces deux dernières phases ayant cristallisé à partir d'un liquide résiduel riche en oxyde.

Ces roches sont caractérisées par la présence de texture pegmatitique. Cette dernière se développent essentiellement au contact des OUI et des roches encaissantes de nature troctolitique. Cette texture pegmatitique, témoigne de la présence des fluides et de volatiles lors de la cristallisation des phases. Des fluides tardifs probablement métamorphiques ont circulés dans les fractures et ont affectés les phases silicatées en

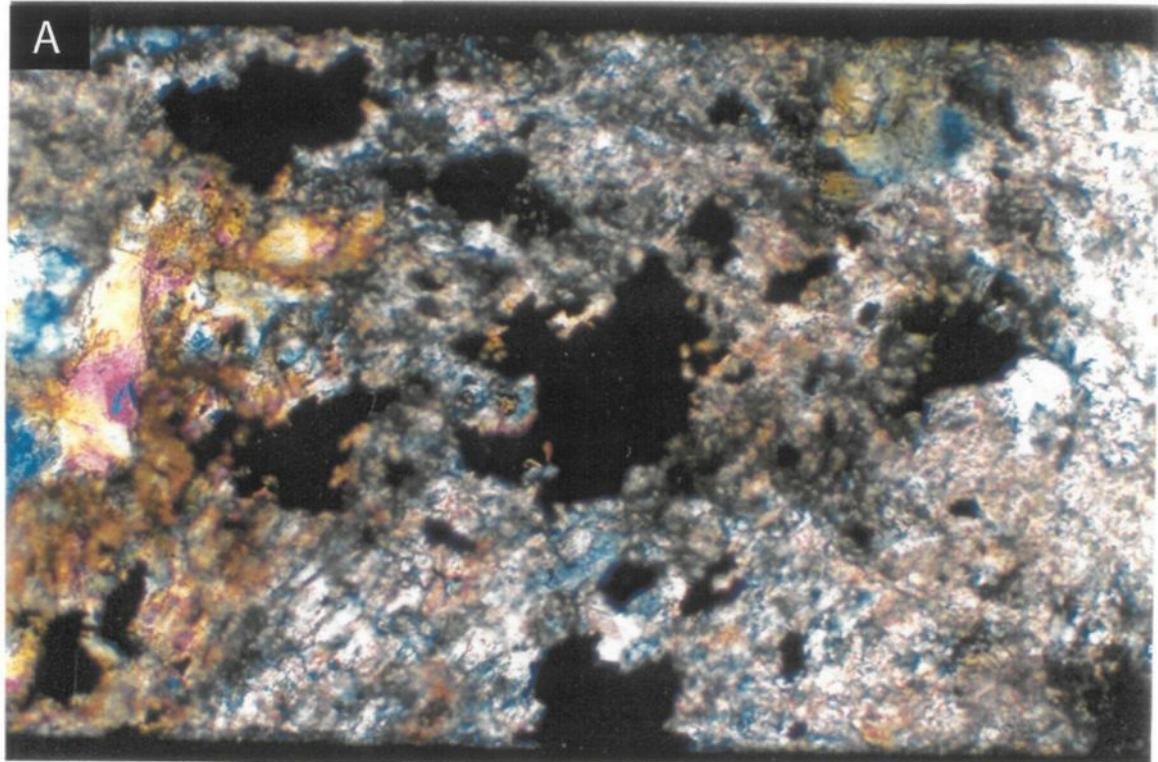
provoquant leur altération en séricite, en epidote et en carbonate (planche 6.30.A). Les fluides présents lors de la cristallisation des silicates ont probablement contribués à la formation des oxydes par l'oxydation du magma.

Les sulfures sont sous forme de grains disséminés dans les zones d'altération des silicates (planche 6.30.B). Ils sont composés essentiellement de chalcopyrite, de pyrite, de pentlandite, et de cubanite. Les fluides tardifs ont probablement redistribué les éléments chimiques comme le cuivre et les ont déposés dans des zones d'altérations.

Les OUI où l'ilménite est la phase dominante, regroupe Water Hen et en partie Wyman Creek. Les oxydes sont logés à la fois dans les pyroxénites, les péridotites et les dunites. L'ilménite constitue la phase majeure des OUI dans le cas de Water Hen. Les grains d'ilménite, de forme idiomorphe à hypidiomorphe, se développent dans les interstices des cristaux cumulats d'olivine et de pyroxène. Contrairement aux OUI de Boulder Lake North et de Longear, ces OUI sont caractérisées par leur association étroite avec les inclusions métasédimentaires de la Formation de Virginia et par la présence de graphite. Les conditions réductrices d'un tel environnement peuvent aisément favoriser la formation de l'ilménite au lieu de la magnétite. Par conséquent, l'origine de ces OUI est favorisée par l'assimilation de sédiments riches en graphite par le magma mafique. Les sulfures sont intimement liés aux phases d'oxydes et se développent dans les interstices des grains d'ilménite. Les phases sulfurées sont essentiellement de la chalcopyrite, de la pyrrhotite et de la pentlandite. Des fluides tardifs ont provoqué la sérichtisation des plagioclases et la serpentinitisation des olivines.

Planche 6.30: Microphotographies montrant : A- l'altération des phases silicatées en chlorite, en séricite et en carbonate; B- les grains de chalcopyrite (Cp) disséminés dans les zones d'altération des phases silicatées. Échantillon IV-8-11. Longueur de la photo est de 1.4 mm.

A



B



Les différents OUI se sont mis en place le long de failles. Ces dernières contrôlent la forme et l'étendue des OUI, en épousant des formes de lentilles et d'apophysés. Ces failles ont servit de conduit pour les fluides tardifs qui ont provoqué l'altération des phases silicatées en séricite, chlorite, serpentine et parfois en carbonate.

La pétrographie des phases d'oxydes dans ce chapitre est concentrée essentiellement sur les particularités des exsolutions trouvées dans l'ilménite et dans les grains de titanomagnétite. En effet, la coexistence de ces phases fournit une excellente information sur les conditions de température et de fugacité d'oxygène lors du refroidissement sub-solidus de l'intrusion (voir chapitre 8).

CHAPITRE VII

CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE DES ROCHES RICHES EN OXYDES «OUI» ET DES ROCHES ASSOCIÉES

7.1 Introduction

Ce chapitre vise la détermination des caractéristiques géochimiques des roches ultramafiques riches en oxydes (OUI) ainsi que de leur roches encaissantes. Le but de cette étude consiste à fournir des données géochimiques, sur lesquelles nous nous appuyons pour discuter l'origine des OUI. La démarche sera de tenter de discerner les effets des différents processus ayant participé à la formation des OUI. Ces processus sont principalement la cristallisation fractionnée et la contamination.

Nous nous attarderons surtout à caractériser la géochimie des roches encaissantes, des roches riches en oxydes (massif, matriciel et disséminé). Pour ce faire, un totale de 53 échantillons englobant les différents types de OUI et les roches encaissantes ont été analysés pour les éléments majeurs et traces.

L'association des sulfures avec les oxydes nous pousse à vérifier d'une part le potentiel des oxydes en éléments du groupe du platine (EGP) et d'autre part le lien entre les

IPGE et les oxydes de Fe-Ti. Dans ce cadre 53 échantillons ont été analysés pour le Cu, le S et les EGP.

7.2 Méthode analytique

En tout, 53 analyses ont été utilisées dans cette étude. 52 échantillons ont été analysés pour les éléments en traces, les terres rares (ETR), les oxydes majeurs (MgO , MnO , Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O , K_2O) et les éléments du groupe de platine (EGP), alors qu'une analyse a été fournie par Thériault et al. (2000).

Les 52 échantillons que nous avons analysés (14 de Boulder Lake North; 16 de Longear; 16 de Wyman Creek et 6 de Water Hen) ont été coupé par tranche d'un centimètre d'épaisseur, de façon à obtenir environ un kilogramme de roche sans altération ni fracture et ceci à l'université du Québec à Chicoutimi (UQAC). La dernière étape consiste à pulvériser environ 200 grammes du produit du premier broyage. La pulvérisation s'est faite à l'aide d'un pulvérisateur (Shatter Box) avec l'intérieur en alumine afin de réduire au maximum la contamination par les éléments métalliques comme le chrome, le nickel et le fer.

En plus des 54 échantillons analysés à l'UQAC pour les éléments majeurs (Al_2O_3 , TiO_2 , MnO , Fe_2O_3 , MgO et Na_2O), 24 ont été analysés par XRF au laboratoire des géosciences (Géolabs) à Sudbury. Les résultats de XRF révèlent une diminution en TiO_2 ,

en Fe₂O₃ et en Na₂O dans les échantillons riches en oxydes. Ceci nous incitent à utiliser les résultats de INAA pour TiO₂, Fe₂O₃ et Na₂O.

L'analyse des autres éléments traces, du Na₂O ainsi que des ETR a été effectuée à l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC) selon la méthode décrite par Bédard et Barnes (2002). Nous avons analysé les EGP (Au, Pt, Pd, Ir, Rh, Ru, Os) par INAA à l'UQAC, selon la méthode de Gingras (2002) (modifiée d'après Robert et al. 1971). La méthode a été décrite dans le chapitre 4 (titre 4.2).

Le cuivre (Cu) a été déterminé par l'absorption atomique à l'UQAC, alors que le soufre (S) a été estimé par la méthode LECO. Cette dernière méthode fonctionne par titration après vaporisation du soufre dans une fournaise à induction.

L'utilisation du standard Ax 90 (tableau 4.1) nous a permis de contrôler la qualité des analyses.

7.3 Éléments lithophiles

7.3.1 *Description et classification*

On se basant sur les observations pétrographiques, les roches hôtes des oxydes sont dominées essentiellement par des troctolites avec quelques roches ultramafiques (tableau 7.1).

Tableau 7.1: Composition chimique des roches encaissantes des OUIs.

<i>Échantillon</i>	<i>26133-1</i>	<i>26133-2</i>	<i>26133-4</i>	<i>26133-6</i>	<i>26133-12</i>	<i>CN7-1</i>	<i>CN7-6</i>	<i>LE3-2</i>	<i>CN-7-5</i>
<i>Localisation</i>	<i>WM-CRK</i>	<i>WM-CRK</i>	<i>WM-CRK</i>	<i>WM-CRK</i>	<i>WM-CRK</i>	<i>W-HEN</i>	<i>W-HEN</i>	<i>LONGEAR</i>	<i>W-HEN</i>
<i>Type de roche</i>	<i>Leu-troc</i>	<i>Troc</i>	<i>troc</i>	<i>Troc</i>	<i>troc/diss</i>	<i>Troc</i>	<i>Troc</i>	<i>Dunite</i>	<i>Péridotite</i>
SiO₂ (%)	—	—	—	—	—	47.64	43.95	31.99	—
TiO₂	0.68	0.77	0.74	0.75	3.16	0.95	1.39	0.09	0.19
Al₂O₃	21.51	21.66	11.64	18.54	15.20	19.43	18.44	1.16	4.64
Fe₂O₃ (totale)	7.14	8.25	17.14	11.21	13.83	9.70	14.06	21.49	22.11
MnO	0.09	0.10	0.20	0.12	0.18	0.13	0.14	0.15	0.36
MgO	5.84	5.75	16.16	9.98	7.16	7.60	7.01	28.35	20.75
CaO	—	—	—	—	—	9.39	9.79	0.56	—
Na₂O	2.47	2.71	1.48	2.10	2.53	2.68	1.36	0.02	0.24
K₂O	—	—	—	—	—	0.38	0.08	—	—
P₂O₅	—	—	—	—	—	0.07	0.08	0.02	—
S	0.04	0.03	0.56	1.29	0.11	0.10	1.80	0.03	0.88
Cr (ppm)	72	98	76	46	154	85	239	125	119
Ni	205	236	1982	2071	279	390	1002	1216	1373
Co	43	48	128	112	62	56	142	171	210
Sc	7	6	10	7	29	9	12	8	8
V	62	64	66	62	302	71	147	26	99
Cu	51	43	4019	6525	309	124	1121	10	3478
Zn	74	102	165	176	128	123	192	235	289
W	0.01	<0.16	0.06	<0.05	0.08	0.13	0.24	0.26	<0.46
As	0.30	0.39	0.14	0.65	0.86	0.30	25.06	0.52	24.77
Se	0.49	0.93	1.98	3.74	0.60	0.41	0.47	0.45	2.44
Sb	0.05	0.07	0.03	0.07	0.12	0.05	0.21	0.02	0.37
Ag	0.2	0.3	1.4	3.0	<0.8	0.1	1.4	0.4	1.7
Rb	5	8	<1	1	3	<1.5	7	<1.5	5
Cs	0.44	0.68	0.17	0.23	0.42	0.13	0.22	0.04	0.09
Ba	113	151	79	136	149	129	64	6	23
Sr	337	415	<210	332	290	264	414	<140	<260
Ta	0.30	0.26	0.29	0.26	0.79	0.21	0.25	0.02	0.15
Hf	1.12	1.24	0.76	1.33	3.55	0.87	0.32	0.14	0.09
Zr	42	130	<120	25	<76	16	20	<18	<3
Th	0.76	0.80	0.19	0.84	1.96	0.57	0.05	0.02	0.04
U	0.24	0.22	0.05	0.13	0.57	0.16	<0.08	0.14	0.04
La	5.93	6.10	4.15	7.89	14.52	4.95	1.72	0.32	0.76
Ce	15.02	13.38	7.33	18.54	34.60	10.95	2.12	0.31	1.10
Nd	7.30	6.92	4.19	9.26	19.41	4.93	1.33	0.22	0.35
Sm	1.54	1.47	1.12	2.00	4.39	1.24	0.22	0.08	0.14
Eu	1.10	1.47	0.89	1.20	1.94	1.20	0.97	0.01	0.47
Tb	0.21	0.18	0.14	0.22	0.64	0.12	0.04	0.02	0.07
Ho	0.31	0.28	0.23	0.36	0.80	0.26	0.13	0.03	0.15
Yb	0.74	0.70	0.62	0.86	2.27	0.61	0.28	0.19	0.15
Lu	0.11	0.11	0.09	0.12	0.32	0.09	0.05	0.03	0.03
Cl	101	39	1049	286	79	69	22	1062	2769
Au (ppb)	0.509	0.345	75	16.870	1.194	0.976	—	0.494	124.368
Os	0.78	0.03	<2	0.87	<2	1.70	—	1.2	1.4
Ir	0.1	0.1	0.41	3.4	0.84	0.2	—	0.2	2.1
Ru	7.1	0.45	<5	4.3	<5	32	—	9.6	10.3
Rh	1.40	0.83	52.93	4.33	18.21	0.69	—	0.82	5.14
Pt	7	4.25	4.50	43.24	1.79	27	—	7.30	80.52
Pd	0.45	0.41	31.94	8.71	1.65	16	—	4	166.92
Re	0.03	0.02	0.04	0.41	0.02	0.79	—	0.36	0.44

— : non déterminer

<: sous la limite de détection

Il existe trois types de roches encaissantes (tableau 7.2) : **a-** la Formation de Virginia, composée de roches semi-pélitiques et graphitiques qui se concentrent soit au contact de l'intrusion soit sous forme de cornéennes riche en Al à l'intérieur de l'intrusion; **b-** la formation de fer de Biwabik; **c-** les roches calco-silicatées de la Formation de Biwabik.

En se basant sur la teneur modale en oxydes Fe-Ti des roches, on a subdivisé les roches riches en oxydes (OUI) en trois types (tableau 7.3): **i-** les oxydes disséminés (10-30%); **ii-** les oxydes matriciels (30-60 %) dont les phases oxydes forment la matrice des roches silicatées; **iii-** oxydes massifs (60-100%). Dans ce type de roches, les minéraux silicatés ne sont jamais en contact les uns avec les autres.

Les principales phases contrôlant les éléments lithophiles dans les roches de l'intrusion sont le plagioclase, l'olivine et les phases oxydes Fe-Ti. En plus de ces dernières, le clinopyroxène est présent dans toutes les roches à l'exception de celle Water Hen.

Le Complexe de Duluth a été considéré comme étant une chambre nourricière aux basaltes de plateau de Keweenawan. Donc, le complexe devrait cristalliser à partir d'un magma dont la composition est similaire à celle des basaltes de plateau de Keweenawan. Thériault et al. (1999) fournissent 3 analyses de dykes et de basaltes échantillonnées proche du Complexe (tableau 7.4). Ces échantillons ont une composition semblable à celle des

Tableau 7.2: Composition chimique des roches encaissantes.

Échantillon	26133-13	26133-15	26133-16	26133-14	26133-11	26133-9	CN7-7	DC-17
Localisation	WM-CRK	WM-CRK	WM-CRK	WM-CRK	WM-CRK	WM-CRK	W-HEN	Dunka Road
Type de roche	VIRG-Form	BIW-format	BIW-format	Calc-silicate	Hornfels	Hornfels	Hornfels	BIW
SiO₂ (%)	----	----	----	----	----	----	53.13	41.79
TiO₂	1.54	0.17	0.22	0.18	0.23	1.22	0.24	0.02
Al₂O₃	21.60	5.25	3.44	6.19	21.80	20.41	18.32	0.28
Fe₂O₃ (totale)	12.88	7.98	29.68	2.08	10.80	11.83	7.51	53.93
MnO	0.13	0.30	0.17	0.43	0.02	0.09	0.13	0.17
MgO	7.41	10.81	3.35	1.23	9.56	7.10	2.41	1.12
CaO	----	----	----	----	----	----	12.96	0.65
Na₂O	0.79	0.03	0.09	0.01	0.47	0.95	0.86	0.01
K₂O	----	----	----	----	----	----	0.15	0.02
P₂O₅	----	----	----	----	----	----	0.09	<.01
S	0.28	0.24	0.56	0.03	1.18	0.85	1.44	0.09
Cr (ppm)	437	15	38	68	561	365	212	9
Ni	257	430	67	81	366	278	657	<2
Co	53	17	9	6	66	46	65	68.18
Sc	54	3	9	4	44	43	19	0.62
V	383	83	138	12	572	402	153	<2
Cu	108	1709	8	8	202	210	763	<25
Zn	363	39	<62	20	855	649	122	907
W	0.68	0.93	0.10	0.49	0.64	0.91	0.28	0.86
As	5.44	7.10	0.53	7.27	22.19	11.13	41.52	0.86
Se	1.07	0.50	1.27	0.52	1.74	2.22	1.65	7.4
Sb	0.21	2.87	<0.03	1.08	1.25	0.81	0.14	0.94
Ag	<0.06	0.5	<0.4	0.1	0.9	0.9	2.3	0.32
Rb	33	0.4	0.2	1	47	74	1	<3.4
Cs	3.10	0.10	0.13	0.20	6.78	6.85	0.54	0.47
Ba	493	<1	12	45	65	185	44	<53
Sr	189	50	40	226	65	201	513	2.05
Ta	0.97	<0.1	0.13	0.03	0.10	0.78	0.12	<.23
Hf	2.28	1.31	0.57	0.17	1.04	2.11	0.69	0.11
Zr	180	63	9	<5	27	96	23	<.10
Th	2.07	0.18	0.16	0.17	2.21	3.88	0.88	0.8
U	0.65	0.53	<0.02	0.10	2.22	2.51	0.32	<1.1
La	17.33	5.99	2.04	3.70	6.11	15.26	10.98	1.84
Ce	29.58	15.16	4.92	10.93	14.18	30.83	23.26	0.18
Nd	12.40	9.36	2.05	5.78	4.60	12.20	10.38	0.05
Sm	2.06	2.20	0.51	1.82	1.51	2.56	1.78	<.10
Eu	1.94	0.74	0.24	0.72	0.19	1.19	2.57	<.09
Tb	0.17	0.32	0.07	0.41	0.13	0.21	0.25	0.19
Ho	0.54	0.49	0.10	0.54	0.77	0.69	0.26	0.01
Yb	2.15	1.22	0.36	1.27	1.44	1.70	0.91	---
Lu	0.35	0.20	0.05	0.18	0.27	0.24	0.13	---
Cl	36	675	36	93	66	146	1466	---
Au (ppm)	2.5	18.8	1.7	0.5	13.4	----	27.3	<.0019
Os	1.70	0.83	1.10	0.96	1.30	----	1.40	<.72
Ir	0.2	0.1	0.02	0.1	0.2	----	0.3	<.02
Ru	4.7	6.9	5.8	5.8	8.6	----	9.4	<2.9
Rh	1.00	1.30	0.50	1.70	1.80	----	1.40	<.09
Pt	3.98	8.87	59.06	7.10	33.42	----	13.69	<3.0
Pd	1.10	1.61	16.00	0.58	8.70	----	23.40	1.37
Re	0.08	0.05	0.86	0.05	1.20	----	0.40	<.07

— : non déterminer

< : sous la limite de détection

Tableau 7.3: Composition chimique des roches riches en oxydes: oxydes disséminés.

<i>Échantillon</i>	<i>26133-7</i>	<i>CN-7-3</i>	<i>IV-8-1</i>	<i>IV-8-11</i>	<i>IV-8-14</i>	<i>IV-8-9</i>	<i>IV-8-13</i>	<i>LE-3-3</i>
<i>Localisation</i>	<i>WM-CRK</i>	<i>W-HEN</i>	<i>BL-LK-NT</i>	<i>BL-LK-NT</i>	<i>BL-LK-NT</i>	<i>BL-LK-NT</i>	<i>BL-LK-NT</i>	<i>LONGEAR</i>
<i>Type de roche</i>	<i>Troc</i>	<i>Troc</i>	<i>Gabbro</i>	<i>Gabbro</i>	<i>Gab(OUI)</i>	<i>Gab(OUI)</i>	<i>Px (OUI)</i>	<i>Px (OUI)</i>
SiO₂ (%)	—	—	—	39.98	—	—	—	44.08
TiO ₂	3.09	7.21	6.85	7.35	3.65	4.68	6.19	4.12
Al ₂ O ₃	8.02	9.33	10.83	8.85	14.55	11.76	10.41	3.74
Fe ₂ O ₃ (totale)	22.01	22.78	14.73	17.47	17.82	22.75	23.27	13.19
MnO	0.28	0.28	0.22	0.22	0.22	0.26	0.26	0.19
MgO	14.61	11.80	7.33	6.66	3.89	5.34	5.43	12.37
CaO	—	—	—	10.03	—	—	—	18.71
Na ₂ O	0.74	1.13	1.65	1.88	2.27	1.88	1.39	0.32
K ₂ O	—	—	—	0.51	—	—	—	0.04
P ₂ O ₅	—	—	—	0.05	—	—	—	0.04
S	0.81	0.27	0.07	0.23	0.18	0.21	0.16	0.12
Cr (ppm)	127	240	90	57	4	3	52	422
Ni	1461	497	123	101	58	<48	35	306
Co	139	115	55	67	44	69	63	62
Sc	34	34	74	59	46	40	71	123
V	267	621	478	353	153	343	551	907
Cu	3828	673	508	1402	172	441	413	556
Zn	289	162	14	104	143	236	211	22
W	0.48	0.02	0.51	0.92	0.15	0.15	0.43	1.61
As	0.90	4.61	2.03	0.52	0.18	0.09	0.13	0.52
Se	3.84	3.03	1.24	1.33	0.29	<0.46	0.16	0.79
Sb	0.05	0.25	0.24	0.85	0.07	0.02	0.01	0.09
Ag	0.4	0.1	1.8	0.1	1.0	0.8	1.0	1.3
Rb	0.5	8	0.5	8	3	7	2	2
Cs	0.41	0.50	0.28	1.50	2.44	0.48	0.69	0.04
Ba	36	49	141	153	189	129	95	13
Sr	263	108	165	396	238	231	319	<130
Ta	0.53	2.10	0.89	0.97	0.27	0.56	0.27	1.05
Hf	1.61	1.41	1.74	1.43	0.66	0.43	0.91	2.62
Zr	79	<25	74	57	65	101	<34	114
Th	0.18	0.20	0.15	0.09	0.24	0.05	0.13	0.22
U	0.04	<0.12	0.06	0.05	<0.10	<0.08	<0.20	<0.13
La	3.58	3.65	2.63	2.08	12.38	13.63	7.94	4.76
Ce	9.76	8.84	7.51	5.65	37.77	46	25.28	17.72
Nd	7.25	5.34	5.86	3.58	27.09	35.38	19.23	10.99
Sm	1.94	1.65	1.84	1.32	6.49	8.91	5.33	4.17
Eu	0.92	1.36	0.96	0.47	4.54	5.34	0.83	1.19
Tb	0.40	0.30	0.34	0.18	0.97	1.32	0.89	0.81
Ho	0.42	0.77	0.48	1.32	0.92	1.02	0.76	0.90
Yb	1.17	0.91	1.03	0.72	1.40	1.46	1.13	2.07
Lu	0.19	0.15	0.16	0.12	0.21	0.20	0.19	0.31
Cl	360	44	85	110	40	40	37	35
Au (ppm)	44.18	3.79	—	3.73	0.11	0.94	0.83	—
Os	1.37	1.40	—	16.00	1.80	1.60	4.20	—
Ir	1.3	0.1	—	0.9	0.1	0.1	0.6	—
Ru	7.8	9.4	—	18	7.2	13	23	—
Rh	4.13	0.61	—	4.19	0.79	2.20	1.90	—
Pt	56.69	10.46	—	731	28.09	11	14	—
Pd	11.07	5.90	—	130	8.62	0.90	2.30	—
Re	0.04	0.36	—	6.30	0.82	0.06	0.11	—

— : non déterminer

< : sous la limite de détection

Tableau 7.3: Composition chimique des roches riches en oxydes: oxydes matriciels.

<i>Échantillon</i>	<i>LE-3-13</i>	<i>LE-3-15</i>	<i>LE-3-6</i>	<i>LE-3-4</i>	<i>IV-8-10</i>	<i>IV-8-3</i>	<i>IV-8-4</i>	<i>IV-8-12</i>
<i>Localisation</i>	<i>LONGEAR</i>	<i>LONGEAR</i>	<i>LONGEAR</i>	<i>LONGEAR</i>	<i>BL-LK-NT</i>	<i>BL-LK-NT</i>	<i>BL-LK-NT</i>	<i>BL-LK-NT</i>
<i>Type de roche</i>	<i>Pyrx (OUI)</i>	<i>Pyrx (OUI)</i>	<i>Périd (OUI)</i>	<i>Pyrx (OUI)</i>	<i>Gab(OUI)</i>	<i>Monzonite</i>	<i>OUI</i>	<i>Pyrx (OUI)</i>
SiO₂ (%)	26.70	31.78	29.01	24.39	23.34	—	—	—
TiO₂	9.94	9.97	10.64	24.45	8.94	12.36	20.21	18.15
Al₂O₃	3.26	3.32	2.13	2.26	2.15	16.06	2.42	5.24
Fe₂O₃ (totale)	34.10	26.02	30.31	28.90	36.85	23.35	38.84	42.07
MnO	0.25	0.24	0.31	0.28	0.36	0.17	0.41	0.32
MgO	8.75	9.97	15.82	9.22	4.46	1.33	9.08	4.66
CaO	11.29	13.72	7.81	10.51	13.02	—	—	—
Na₂O	0.15	0.18	0.19	0.17	0.14	2.14	0.28	0.56
K₂O	0.01	0.01	0.05	0.03	—	—	—	—
P₂O₅	—	—	0.02	—	4.23	—	—	—
S	0.04	0.02	1.04	0.06	0.29	0.20	0.73	0.36
Cr (ppm)	243	357	525	370	11	560	935	139
Ni	465	288	841	395	28	140	598	288
Co	139	105	165	119	111	76	150	132
Sc	84	97	63	101	81	19	66	65
V	3451	1932	1217	1642	1092	1494	1123	2951
Cu	40	18	4771	255	667	1441	3388	2054
Zn	303	138	273	152	359	324	288	442
W	1.88	1.01	0.68	1.78	0.95	0.54	0.85	1.31
As	0.15	<0.33	0.30	<0.12	<0.16	2.82	0.33	0.25
Se	0.21	1.39	3.47	3.97	0.80	2.26	4.57	1.79
Sb	<0.02	<0.33	0.06	0.01	0.06	0.14	0.08	0.11
Ag	<1.2	<0.8	2.6	<1.6	1.4	1.6	0.9	0.1
Rb	<4	6	4	6	11	17	6	2
Cs	<0.31	0.29	0.62	0.27	0.34	1.00	0.14	0.52
Ba	9	17	24	10	29	215	21	60
Sr	120	<190	230	118	216	329	<320	<320
Ta	0.54	1.00	1.31	3.36	0.58	1.16	2.55	1.03
Hf	1.58	2.10	1.86	4.31	0.91	1.14	2.19	1.64
Zr	<19	<49	49	218	6	<66	<125	<116
Th	0.02	<0.05	0.05	0.15	0.20	<0.02	<0.17	<0.01
U	—	—	—	—	—	—	—	—
La	1.40	1.39	2.03	1.73	21.95	0.95	0.71	1.01
Ce	3.80	4.48	4.74	6.40	61.92	2.38	2.30	<0.37
Nd	4.76	7.08	3.86	6.31	47.24	0.40	2.60	1.34
Sm	1.78	2.09	1.39	2.04	12.46	0.11	0.69	0.99
Eu	0.52	0.65	0.38	0.59	1.40	0.02	0.48	0.57
Tb	0.37	0.44	0.32	0.34	2.16	<0.03	0.14	0.13
Ho	0.35	0.61	0.37	0.52	1.55	0.09	0.22	0.32
Yb	0.93	1.20	0.94	1.29	2.42	0.01	0.56	0.50
Lu	0.16	0.19	0.15	0.22	0.37	0.02	0.11	0.08
Cl	18	33	85	56	91	31	76	49
Au (ppb)	—	2.22	65.53	—	0.81	4.87	5.31	2.19
Os	—	1.60	0.71	—	1.50	0.55	0.56	1.00
Ir	—	0.2	0.2	—	0.1	0.1	0.3	0.1
Ru	—	7.5	12	—	7.2	2.8	4.4	11
Rh	—	0.68	1.10	—	0.76	0.85	0.93	1.90
Pt	—	2.00	21.34	—	11.59	3.17	6.66	4.00
Pd	—	8.10	21.62	—	14.00	0.47	1.01	1.40
Re	—	0.30	0.29	—	0.45	0.04	0.05	0.09

— : non déterminer

< : sous la limite de détection

Tableau 7.3: Composition chimique des roches riches en oxydes: oxydes matriciels (suite).

<i>Échantillon</i>	<i>26133-10</i>	<i>26133-8</i>	<i>26133-5</i>	<i>26133-3</i>	<i>CN-7-4</i>	<i>IV-8-7</i>
<i>Localisation</i>	<i>WM-CRK</i>	<i>WM-CRK</i>	<i>WM-CRK</i>	<i>WM-CRK</i>	<i>W-HEN</i>	<i>BL-LK-NT</i>
<i>Type de roche</i>	<i>OUI</i>	<i>OUI</i>	<i>OUI</i>	<i>Troc</i>	<i>OUI</i>	<i>Pyrx (OUD)</i>
<i>SiO₂ (%)</i>	—	—	—	—	31.46	—
<i>TiO₂</i>	4.28	5.81	19.35	13.05	9.45	11.28
<i>Al₂O₃</i>	4.89	3.53	3.27	5.35	3.09	2.06
<i>Fe₂O₃ (totale)</i>	26.60	22.17	26.77	24.88	28.84	29.12
<i>MnO</i>	0.32	0.29	0.32	0.29	0.36	0.30
<i>MgO</i>	16.25	13.13	10.10	10.35	14.87	8.69
<i>CaO</i>	—	—	—	—	4.80	—
<i>Na₂O</i>	0.58	0.59	0.43	0.67	0.31	0.20
<i>K₂O</i>	—	—	—	—	0.19	—
<i>P₂O₅</i>	—	—	—	—	0.23	—
<i>S</i>	0.14	0.72	1.11	0.14	0.94	0.28
<i>Cr (ppm)</i>	2073	179	290	336	574	76
<i>Ni</i>	703	1069	992	392	541	104
<i>Co</i>	144	118	123	108	152	99
<i>Sc</i>	27	68	83	65	38	119
<i>V</i>	693	474	983	846	952	1827
<i>Cu</i>	630	3782	3247	874	1583	1754
<i>Zn</i>	378	148	149	166	305	126
<i>W</i>	0.62	1.22	1.59	1.62	<0.04	2.37
<i>As</i>	2.92	3.68	0.36	0.90	10.82	0.68
<i>Se</i>	1.41	2.64	4.70	3.30	3.39	2.75
<i>Sb</i>	0.19	0.20	0.12	0.25	0.16	0.11
<i>Ag</i>	0.3	1.6	2.5	0.3	<0.1	2.0
<i>Rb</i>	8	4	<4	8	10	3
<i>Cs</i>	1.38	0.38	1.07	0.92	0.74	0.18
<i>Ba</i>	65	59	33	71	40	40
<i>Sr</i>	71	65	127	99	170	46
<i>Ta</i>	0.97	1.82	5.03	3.95	1.65	1.04
<i>Hf</i>	2.44	3.64	5.94	5.22	2.24	1.83
<i>Zr</i>	251	166	468	135	90	<10
<i>Th</i>	1.11	1.13	0.53	0.63	0.38	<0.03
<i>U</i>	0.37	0.30	0.18	0.28	0.18	0.05
<i>La</i>	8.84	10.68	5.02	10.44	5.40	1.28
<i>Ce</i>	21.71	33.34	19.63	28.89	13.92	4.31
<i>Nd</i>	12.92	22.39	12.27	19.88	8.98	4.91
<i>Sm</i>	3.15	6.43	4.19	5.79	2.27	2.07
<i>Eu</i>	1.08	1.57	1.30	1.39	0.65	0.84
<i>Tb</i>	0.44	1.13	0.76	0.99	0.30	0.38
<i>Ho</i>	0.65	1.41	1.01	1.25	0.47	0.47
<i>Yb</i>	1.56	3.16	2.36	2.96	1.25	1.43
<i>Lu</i>	0.23	0.44	0.39	0.44	0.21	0.23
<i>Cl</i>	1793	353	216	575	592	21
<i>Au (ppm)</i>	4.22	46.696	76	2.695	23.139	2
<i>Os</i>	1.70	0.68	1.70	0.50	0.9	2.3
<i>Ir</i>	1.0	0.5	0.6	0.6	1.4	0.2
<i>Ru</i>	5.4	10	6.7	2.73	7.1	16
<i>Rh</i>	3.28	0.91	1.68	2.25	2.11	1.5
<i>Pt</i>	378.8	175.4	21.84	11.05	78	7.6
<i>Pd</i>	38.70	38.53	56.52	0.85	85.04	1.5
<i>Re</i>	0.67	1.00	0.38	0.03	0.39	0.13

— : non déterminer

< : sous la limite de détection

Tableau 7.3: Composition chimique des roches riches en oxydes: oxydes massifs.

<i>Échantillon</i>	<i>IV-8-5</i>	<i>IV8-2</i>	<i>IV8-6</i>	<i>LE3-12</i>	<i>LE3-14</i>	<i>LE-3-9</i>	<i>LE-3-5</i>
<i>Localisation</i>	<i>BL-LK-NT</i>	<i>BL-LK-NT</i>	<i>BL-LK-NT</i>	<i>LONGEAR</i>	<i>LONGEAR</i>	<i>LONGEAR</i>	<i>LONGEAR</i>
<i>Type de roche</i>	<i>OX-MF</i>	<i>OUI</i>	<i>OUI</i>	<i>OX-MF</i>	<i>OX-MF</i>	<i>OX-MF</i>	<i>OX-MF</i>
SiO₂ (%)	—	—	—	2.97	1.67	0.34	9.65
TiO₂	30.78	23.38	19.06	22.45	18.75	27.03	32.69
Al₂O₃	2.21	7.86	2.32	3.14	3.79	3.15	2.24
Fe₂O₃ (totale)	59.03	46.59	45.85	59.62	64.33	61.45	42.25
MnO	0.41	0.33	0.47	0.35	0.36	0.36	0.35
MgO	2.44	2.44	8.81	4.45	4.32	3.69	6.20
CaO	—	—	—	0.64	0.67	0.01	4.15
Na₂O	0.01	0.95	0.17	0.01	0.02	0.01	0.07
K₂O	—	—	—	<0.01	<0.01	<0.01	0.01
P₂O₅	—	—	—	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
S	0.15	0.22	0.33	0.03	0.05	0.04	0.09
Cr (ppm)	1825	968	3801	540	406	1637	851
Ni	236	314	624	902	720	1002	489
Co	176	144	151	236	234	239	166
Sc	47	34	51	34	30	39	72
V	4215	2311	2480	6489	4700	7399	2999
Cu	781	1327	1849	73	139	146	324
Zn	1044	649	625	1020	1102	973	417
W	1.55	0.47	0.10	0.50	0.89	1.37	2.10
As	3.34	<0.49	0.16	0.17	<0.33	0.57	0.03
Se	3.58	1.41	1.70	2.16	1.57	0.82	1.25
Sb	0.29	0.05	0.03	0.02	0.03	0.05	0.06
Ag	1.8	<1	<0.5	0.7	1.2	<1.8	2.6
Rb	10	2	<1	2	6	5	3
Cs	0.19	0.19	0.13	<0.23	0.63	0.64	0.23
Ba	12	35	1	8	18	35	<24
Sr	356	282	96	570	561	390	410
Ta	2.61	1.62	1.66	0.95	0.42	1.84	3.73
Hf	2.76	1.20	1.70	1.62	0.60	2.17	3.49
Zr	314	125	<1	<19	22	57	<110
Th	0.14	<0.01	0.05	0.16	0.25	0.22	0.14
U	0.29	0.03	<0.24	<0.39	<0.30	<0.22	<0.38
La	0.54	0.38	0.69	0.12	0.20	0.43	0.82
Ce	2.30	<0.04	1.63	0.50	<1.05	2.60	2.30
Nd	2.60	0.10	2.36	0.38	0.33	2	2.03
Sm	0.27	0.06	0.55	0.11	0.13	0.02	0.80
Eu	0.12	0.10	0.16	0.02	0.12	0.08	0.24
Tb	<0.01	<0.14	0.06	<0.01	0.18	0.16	0.12
Ho	0.07	0.05	0.12	0.06	0.19	0.29	0.13
Yb	0.18	0.16	0.51	0.13	0.15	0.11	0.66
Lu	0.03	0.02	0.07	0.02	0.02	0.01	0.12
Cl	20	75	79	34	21	99	44
Au (ppb)	1.4	2.411	9.379	1.14	—	2.250	4.877
Os	1.50	1.80	0.99	0.97	—	1.60	0.90
Ir	0.1	0.1	0.2	0.1	—	0.2	0.3
Ru	12	7.9	8.4	16	—	35	23
Rh	1.4	0.73	1.2	0.8	—	1	1.90
Pt	13	13	9.31	11	—	15	27.78
Pd	9.57	12	0.96	5.30	—	6.90	5.00
Re	0.58	0.83	0.06	0.46	—	0.39	0.45

—

: non déterminer

<

: sous la limite de détection

Tableau 7.3: Composition chimique des roches riches en oxydes: oxydes massifs (suite).

Échantillon	LE-3-11	LE3-10	LE3-8
Localisation	LONGEAR	LONGEAR	LONGEAR
Type de roche	Pyrx (OUI)	Pyrx (OUD)	Pyrx (OUI)
SiO ₂ (%)	0.69	15.75	13.47
TiO ₂	25.16	24.18	32.41
Al ₂ O ₃	2.89	2.53	1.89
Fe ₂ O ₃ (totale)	62.12	37.79	37.30
MnO	0.37	0.32	0.37
MgO	4.15	7.36	8.23
CaO	0.27	6.52	4.78
Na ₂ O	0.01	0.10	0.07
K ₂ O	<0.01	0.02	0.01
P ₂ O ₅	<0.01	<0.01	<0.01
S	0.04	0.04	0.30
Cr (ppm)	1032	860	734
Ni	911	688	792
Co	238	147	155
Sc	39	69	75
V	6805	3271	2095
Cu	62	43	2500
Zn	828	379	209
W	1.81	0.77	0.44
As	<0.14	<1.06	0.47
Se	1.66	1.89	6.07
Sb	<0.06	<0.09	0.03
Ag	<0.4	<0.6	2.2
Rb	2	<1	<1
Cs	0.65	0.36	0.11
Ba	37	56	10
Sr	420	650	134
Ta	1.75	1.98	3.36
Hf	1.85	2.69	3.28
Zr	320	<99	44
Th	0.25	0.30	0.07
U	<0.21	<0.25	<0.34
La	0.24	0.75	0.48
Ce	2.40	2.34	<0.31
Nd	2.40	2.73	<0.08
Sm	0.06	1.08	0.72
Eu	0.36	0.71	0.24
Tb	0.10	0.24	0.15
Ho	0.08	0.22	0.39
Yb	0.12	0.82	0.67
Lu	0.04	0.13	0.10
Cl	52	88	18
Au (ppb)	0.110	0.668	27.36
Os	1.50	1.90	0.80
Ir	0.1	0.1	0.4
Ru	8	19	7.1
Rh	0.98	0.89	1.06
Pt	11	11.13	26.29
Pd	8.40	7.50	33.63
Re	0.45	0.52	0.51

— : non déterminer

< : sous la limite de détection

Tableau 7.4: Composition chimique des dykes et des basaltes présumés liquides initiales (tires de Terniaut, 1999).

Échantillons: Localisation Type de roche	<i>DC-34</i>		<i>DC-35</i>		<i>DC-37</i>		<i>DC-38</i>		<i>Basalte Toplis et caroll, 1995</i>	
	<i>Dunka Road</i>		<i>Dunka Road</i>		<i>Dunka Road</i>		<i>Dunka Road</i>			
	<i>DIKE</i>	<i>DIKE</i>	<i>KEW</i>	<i>KEW</i>	<i>KEW</i>	<i>KEW</i>	<i>KEW</i>	<i>KEW</i>		
<i>SiO₂</i> (%)	49.04	47.01	49.1	48.87					48.8	
<i>TiO₂</i>	1.39	0.96	0.82	0.95					2.9	
<i>Al₂O₃</i>	16.26	16.98	17.16	16.9					14.9	
<i>Fe₂O₃</i> (totale)	12.11	9.22	8.3	9.97					13.1	
<i>MnO</i>	0.18	0.29	0.14	0.15						
<i>MgO</i>	8.2	8.36	8.28	8.55					6.5	
<i>CaO</i>	10.5	9.88	10.6	10.8					10.9	
<i>Na₂O</i>	2.89	2.45	2.37	2.51					2.7	
<i>K₂O</i>	0.44	0.23	0.36	0.36					0.3	
<i>P₂O₅</i>	0.13	0.09	0.07	0.1						
<i>S</i>	<.01	<.01	0.01	<.01						
 <i>Cr (ppm)</i>	 196	 177	 332	 337						
<i>Ni</i>	181	181	221	218						
<i>Co</i>	85	57	59	62						
<i>Sc</i>	31.0	29.3	27.6	29.5						
<i>Cu</i>	102	74	97	117						
<i>Zn</i>	236	575	76	61.58						
<i>W</i>	308	53	160	178.67						
<i>As</i>	0.46	0.57	0.2	0.21						
<i>Se</i>	<2.9	<1.9	1.6	<1.6						
<i>Sb</i>	0.5	0.51	0.65	1.37						
<i>Ag</i>	<.36	<.24	0.48	<.48						
<i>Rb</i>	<4.3	2.88	11	<6.2						
<i>Cs</i>	<.31	1.78	0.56	0.44						
<i>Ba</i>	122.6	64.9	79.4	83.5						
<i>Ta</i>	1.51	0.21	0.23	0.39						
<i>Hf</i>	2.97	1.36	0.81	0.95						
<i>Th</i>	1.17	0.54	0.22	0.38						
<i>U</i>	0.23	<.24	0.16	0.16						
<i>La</i>	12.02	7.52	4.55	5.42						
<i>Ce</i>	28.76	16.24	13.41	15.1						
<i>Nd</i>	11.8	8.3	5.88	5.81						
<i>Sm</i>	4.11	2.3	1.93	2.45						
<i>Eu</i>	1.59	1.25	0.61	0.94						
<i>Tb</i>	0.81	0.47	0.3	0.43						
<i>Ho</i>	0.57	0.29	0.32	0.44						
<i>Yb</i>	2.25	1.35	1.28	1.66						
<i>Lu</i>	0.38	0.23	0.22	0.29						
 <i>Au (ppb)</i>	 <.0036	 <.0017	 0.0017	 0						
<i>Os</i>	<.43	<.47	0.47	<2						
<i>Ir</i>	0.05	0.03	0.19	0.21						
<i>Ru</i>	<.8	<.4	1.4	<2						
<i>Pt</i>	<3.1	<3.4	10.1	0.43						
<i>Rh</i>	0.3	<.13	0.43	7.01						
<i>Pd</i>	2.28	3.28	9.21	10.72						
<i>Re</i>	0.21	0.15	0.09	—						

— : non déterminer
< : sous la limite de détection

basaltes utilisés dans les expériences de Toplis et Carroll (1995) (tableau 7.4). Ces derniers ont modélisés l'intrusion de Skaergaard qui est aussi en relation avec les basaltes de plateaux. Les résultats de modélisation de Toplis et Carroll (1995) sont directement applicables à cette étude. L'ordre de cristallisation qu'ils ont obtenu était plagioclase et olivine, puis plagioclase, clinopyroxène et olivine, suivie de plagioclase, clinopyroxène, oxydes de Fe-Ti, +/- olivine.

À faible fO_2 (QFM-2) l'olivine était toujours présente et les oxydes étaient sous forme d'ilménite. À forte fO_2 (QFM+1), la magnétite est la phase oxyde dominante et l'assemblage libre d'olivine est formé une fois que les oxydes de Fe-Ti sont dans le liquidus.

En gardant à l'esprit cet ordre de cristallisation et en notant que les unités riches en oxydes recoupent les troctolites, on assume que les troctolites sont les premiers types de roches à se former.

7.3.2 Éléments majeurs, traces et terres rares

7.3.2.1 L'encaissant troctolitique

La composition des olivines et des plagioclases des troctolites est Fo₆₆₋₅₉ et An₆₁₋₆₅ respectivement. Les basaltes quant à eux possèdent une composition de Fo₇₀₋₈₅ et An₇₀₋₇₂. Donc le liquide à partir duquel les troctolites sont formées est très évolué que les basaltes.

Dans les travaux expérimentaux de Toplis et Caroll (1995), les compositions de Fo_{61-65} et An_{60-65} se produisent après 50 % de fractionnement. La composition des phases minérales révélée lors de ces travaux expérimentales dans les conditions de QFM et à 50 % de fractionnement est reportée dans les diagrammes binaires ci-dessous.

Dans le diagramme MgO ou Fe_2O_3 vs Al_2O_3 (figure 7.1), on constate que la plupart des troctolites tombent le long de la ligne de contrôle olivine-plagioclase et que les proportions plagioclase/olivine sont approximativement 2 :1. Ces proportions sont semblables à celles de la cotectique de Toplis et Caroll (1996).

Le diagramme Al_2O_3 vs Na_2O (figure 7.2.A) affiche que la majorité des troctolites coïncide avec la ligne du contrôle du plagioclase. Exception faite des deux cas éloignés probablement à cause de la mobilité de Na_2O . Le diagramme Na_2O vs MgO (figure 7.2.B) montre que les échantillons de troctolites tombent légèrement éloigné de la ligne olivine-plagioclase suggérant la présence d'une autre composante. Cette dernière correspond à la fraction de liquide piégé entre les cumulats.

Les profiles des terres rares (REE) des troctolites (figure 7.3.A) sont approximativement parallèles au REE des basaltes de Keweenawan supposés représenter le liquide initial (figure 7.3.B), sauf qu'ils présentent de larges anomalies positives en Eu. Cette anomalie est expliquée par le fait que le coefficient de partage de l'Eu dans le plagioclase est égal à 1 alors que les REE de part et d'autre de l'Eu ont un faible coefficient

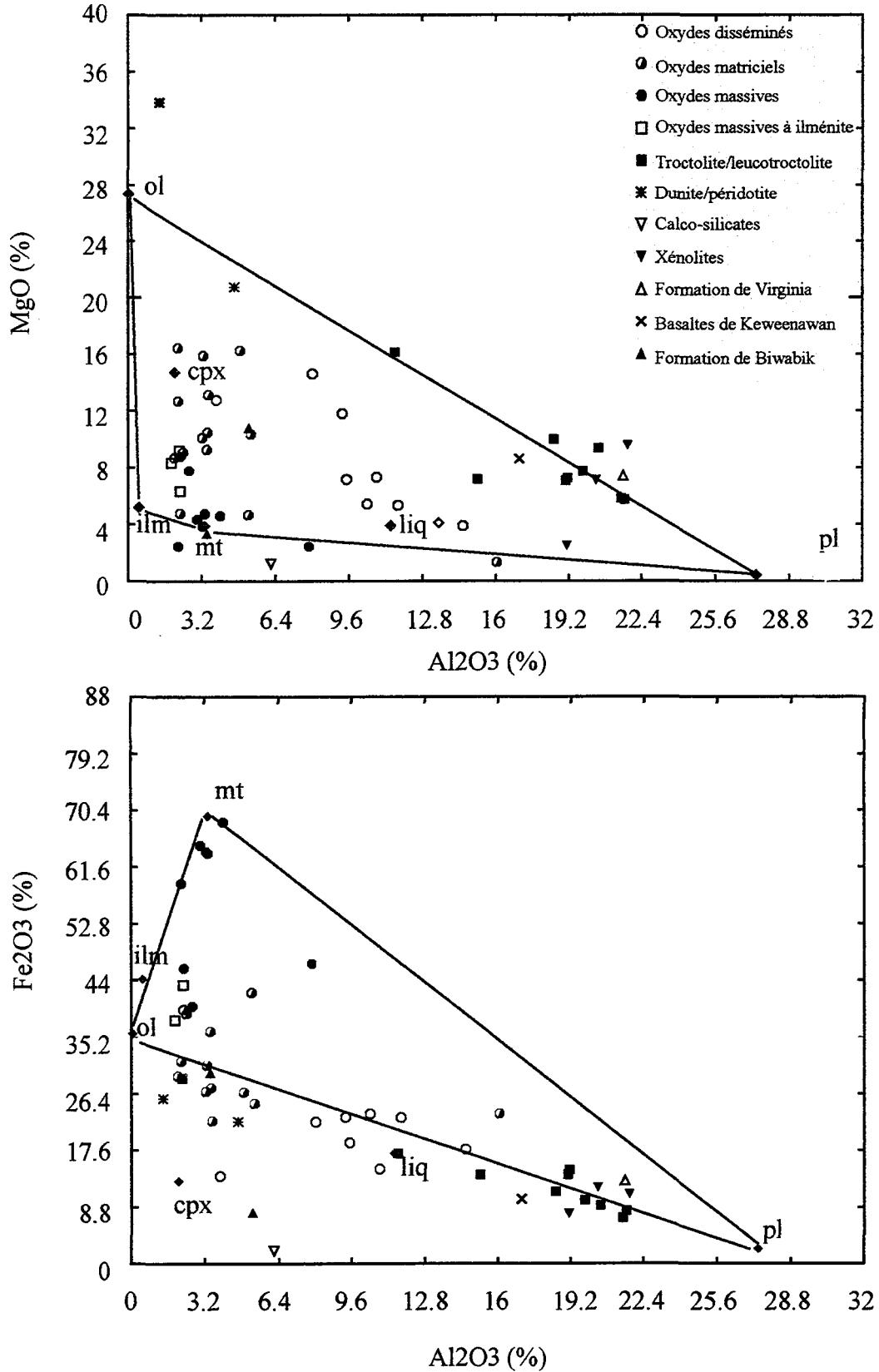


Figure 7.1: MgO vs Al₂O₃ et Fe₂O₃ vs Al₂O₃. ol: olivine; pl: plagiocalcse; mt: magnétite; ilm: ilménite; cpx: clinopyroxène. La composition des phases et du liquide est tirée des travaux expérimentales de Toplis et Carroll, (1995).

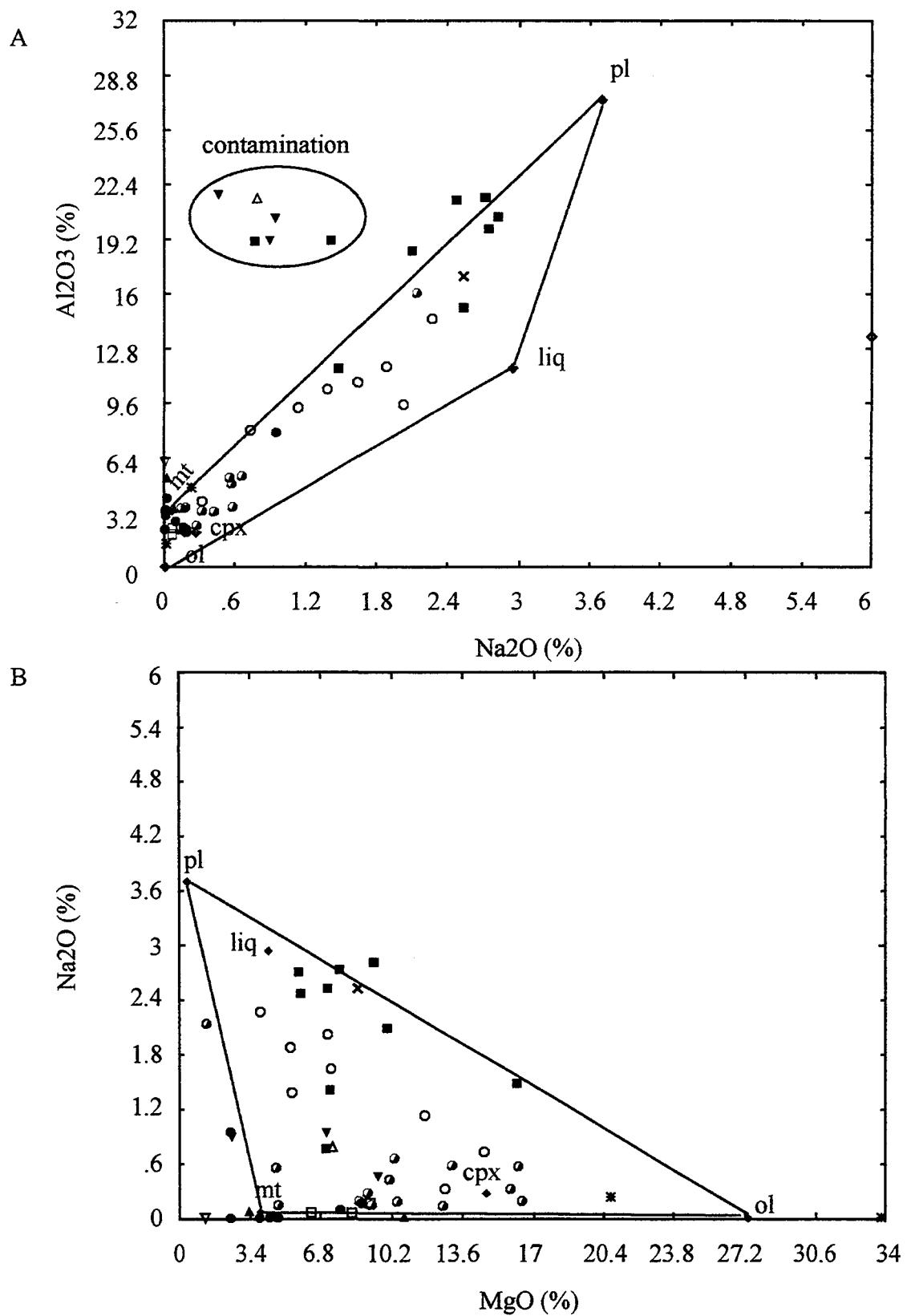


Figure 7.2: Al_2O_3 vs Na_2O et Na_2O vs MgO . ol: olivine; pl: plagiocalse; mt: magnétite; ilm: ilménite; cpx: clinopyroxène.

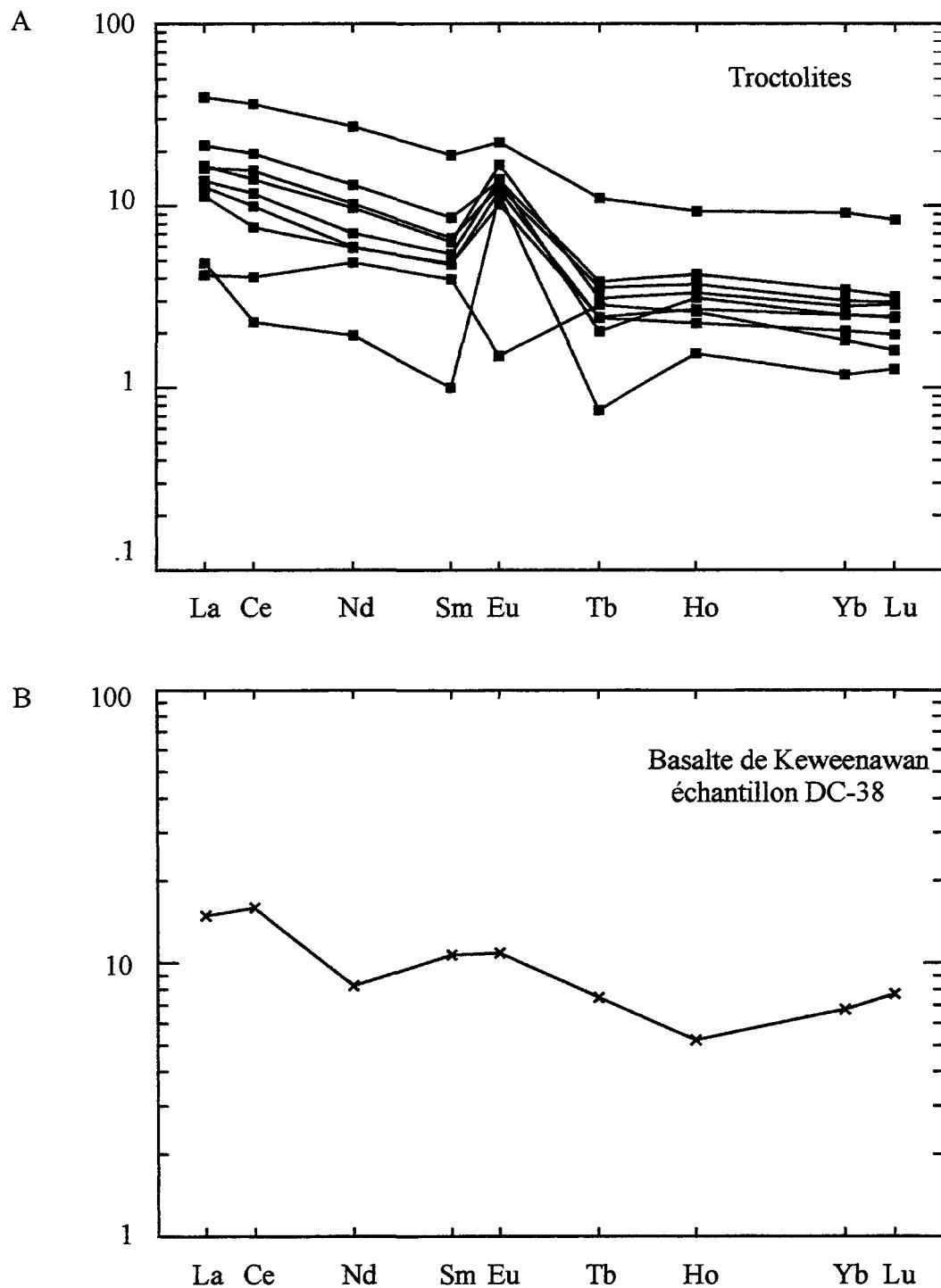


Figure 7.3: Diagrammes des terres rares normalisées sur chondrite de Taylor et McLennan, 1995. A) troctolite et B) basalte.

de partage dans les plagioclases. La plupart des troctolites contiennent approximativement 1 ppm de Sm alors que le liquide initial renferme 2.5 ppm de Sm. Ceci suggère que les troctolites puissent contenir 20 % poids de composant liquide.

Les diagrammes multi-éléments normalisés sur le manteau primitif (Sun et McDonough, 1995) des troctolites (figure 7.4) sont aussi parallèles à ceux du liquide initial (figure 7.4) avec une anomalie positive en Ba, K₂O et Eu. Les anomalies en Ba et en K₂O reflètent le fait que ces éléments ont une petite taille mais aussi un coefficient de partage significatif dans les plagioclases. La concentration de la plupart des autres éléments incompatibles est probablement contrôlée par la fraction liquide piégée. Il existe deux échantillons (LE-16 et 26113-12) où ce n'est probablement pas le cas. Dans les deux cas, ces échantillons montrent des anomalies positives en TiO₂ et sont riches en V par rapport aux autres troctolites, suggérant la présence de faibles cumulats d'oxydes. Suite à cette composition, ces deux échantillons méritent d'être classés dans les roches enrichies en oxydes.

7.3.2.2 Les roches riches en oxydes (OUI)

a- Introduction

Les roches ultramafiques riches en oxydes (OUI) ont été divisées en oxydes disséminés, matriciels et massifs. L'ilménite et la titanomagnétite ont été observés dans toutes les sections polies. Dans le diagramme Fe₂O₃ vs TiO₂ (figure 7.5), les échantillons

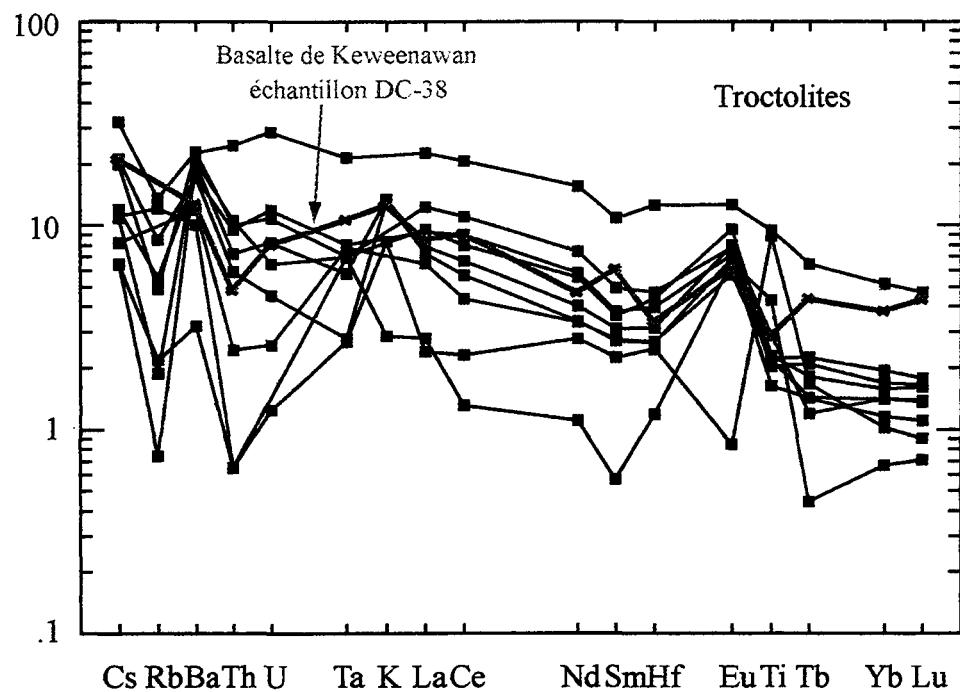


Figure 7.4: Diagrammes multi-éléments normalisés sur le manteau primitif de McDonough et Sun (1995) des troctolites.

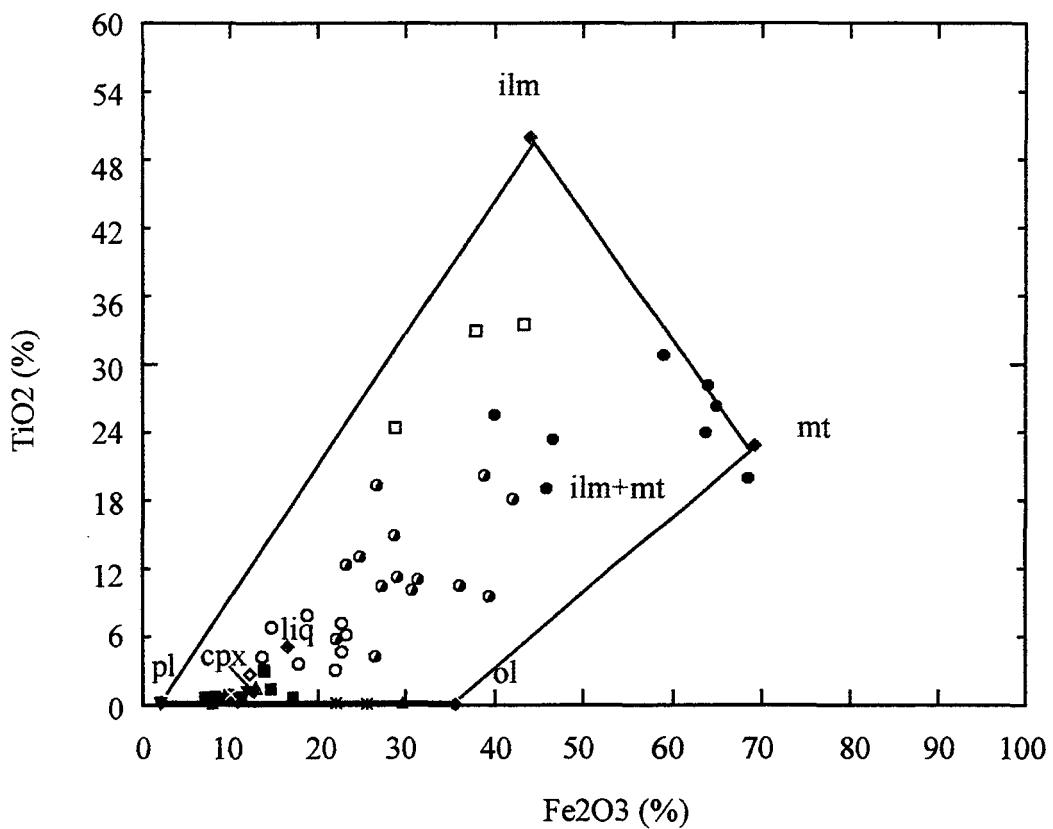


Figure 7.5: TiO_2 vs Fe_2O_3 . ol: olivine; pl: plagiocalcse; mt: magnétite; ilm: ilménite; cpx: clinopyroxène.

riches en oxydes de Boulder Lake North et certains de Longear tombent le long de la ligne de contrôle suggérant que les phases oxydes soient un mélange de titanomagnétite et d'ilménite. Les échantillons de Wyman Creek et certains de Longear tombent uniquement le long de la ligne de contrôle de l'ilménite. Les travaux expérimentaux de Toplis et Caroll (1995) indiquent que la cristallisation de l'ilménite sans magnétite implique que les conditions sont assez réduites (<QFM-1). Par conséquent les roches riches en oxydes de Wyman Creek et certaines de Longear se sont formées dans un environnement réducteur.

La présence de magnétite et d'ilménite dans des proportions égales implique des conditions plus oxydées (~QFM) à Boulder Lake et dans certains échantillons de Longear. Les phases oxydes contrôlant les échantillons de Water Hen ne sont pas évidentes car uniquement deux échantillons possèdent des oxydes > 10% modale. Cependant, les observations pétrographiques indiquent que l'ilménite est l'oxyde le plus commun. Ceci implique que les oxydes de Fe-Ti de Water Hen se sont formés dans des conditions de réduction très élevées.

b- Éléments majeurs vs $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2$

Afin d'étudier le contrôle des phases oxydes, des diagrammes binaires des éléments versus $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2$ ont été effectués. Les proportions cotectiques de plagioclase, de clinopyroxène et d'olivine quand les oxydes de Fe-Ti commencent à se cristalliser sont respectivement 40 :40 :10 :10 (Toplis et Caroll, 1996). L'olivine disparaît rapidement de la cotectique. Dans le diagramme Al_2O_3 vs $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2$ (figure 7.6.A) peu d'échantillons

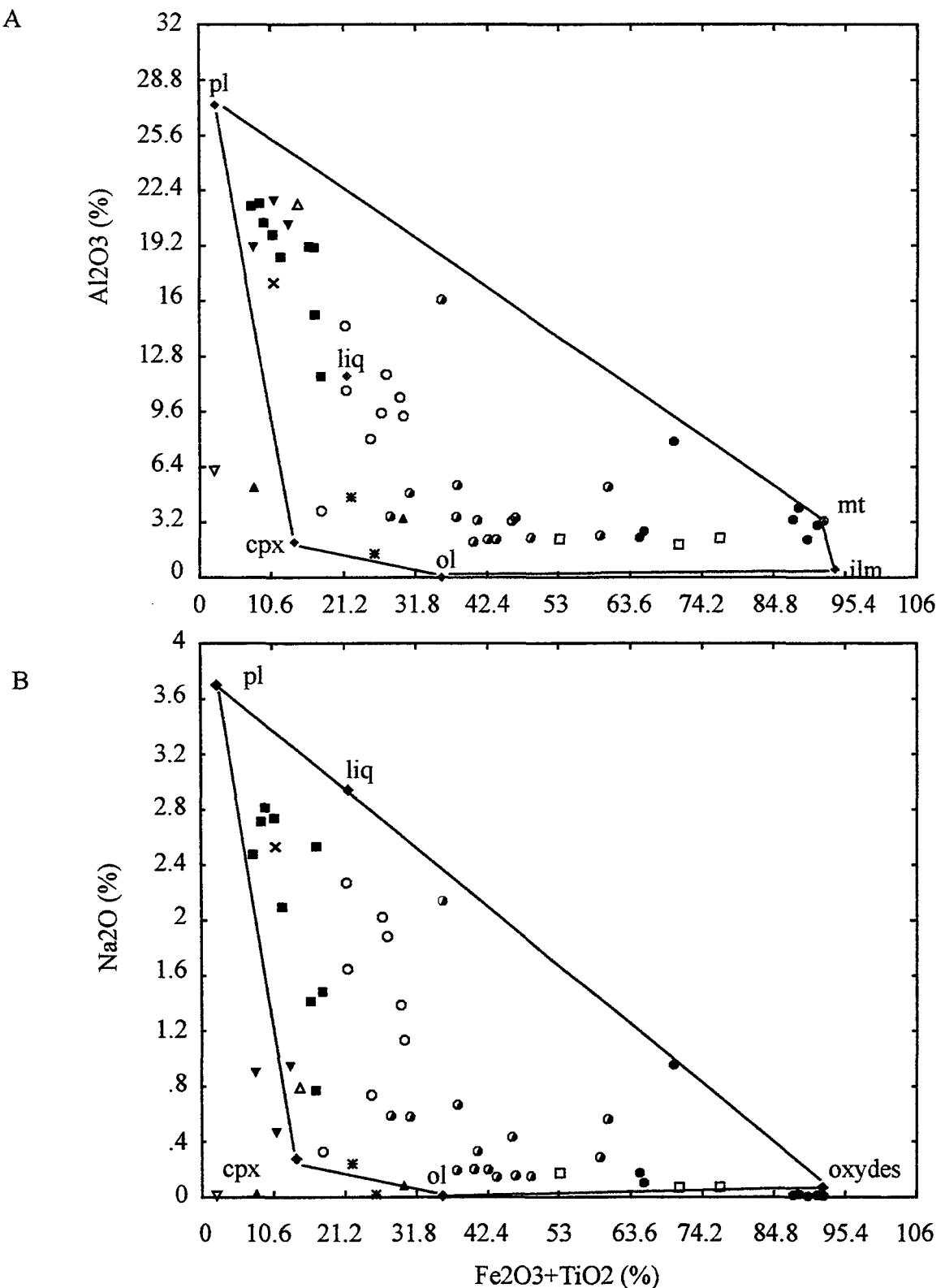


Figure 7.6: Diagrammes binaires: A) Al₂O₃ vs Fe₂O₃ + TiO₂ et B) Na₂O vs Fe₂O₃ + TiO₂. ol: olivine; pl: plagioclase; mt: magnétite; ilm: ilménite; cpx: clinopyroxène.

d'oxydes disséminés enregistrent ces proportions, cependant la plupart des échantillons d'oxydes matriciels et massifs tombent le long de la ligne oxydes-clinopyroxène. Cela suggère que si les roches riches en oxydes soient formées par cristallisation à partir d'un magma silicaté, les minéraux denses ont été séparés des plagioclases. Dans le diagramme Na_2O vs $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2$ (figure 7.6.B), on peut observer le même point sauf qu'il faut particulièrement noter que les échantillons de Longear ne contiennent pas de Na_2O , c'est à dire pas de plagioclase. Dans le diagramme MgO vs $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2$ (figure 7.7), les échantillons d'oxydes de Longear, Water Hen et Wyman Creek tombent le long de la ligne oxyde-clinopyroxène.

c- Oxydes massifs

La concentration des REEs dans les oxydes massifs est très faible (0.2 à 4 fois la chondrite) (figure 7.8). Ceci suggère que les oxydes Fe-Ti n'intègrent pas les REEs en quantité significatif dans leur structure. Comme il a été démontré expérimentalement, certains profils des REEs de Longear (figure 7.8.A) sont appauvris en terres rares légères (LRRE) possiblement à cause de la présence de clinopyroxène qui ne les intègrent pas contrairement aux terres rares lourdes (HREE). Les échantillons en provenance de Boulder Lake (figure 7.8.B) présentent un léger enrichissement en LREE, reflétant ainsi la présence de faibles teneurs en plagioclase.

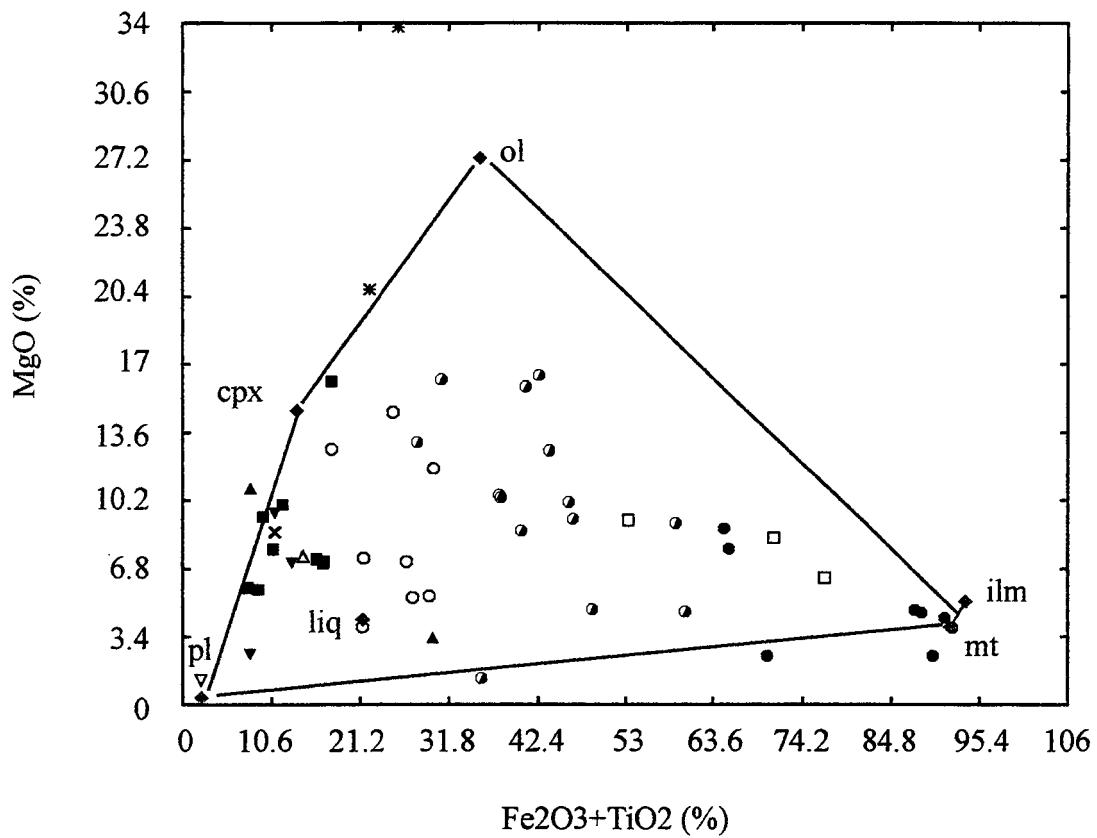


Figure 7.7: Diagramme binaire MgO vs Fe₂O₃ + TiO₂. ol: olivine; pl: plagiocalcè; mt: magnétite; ilm: ilménite; cpx: clinopyroxène.

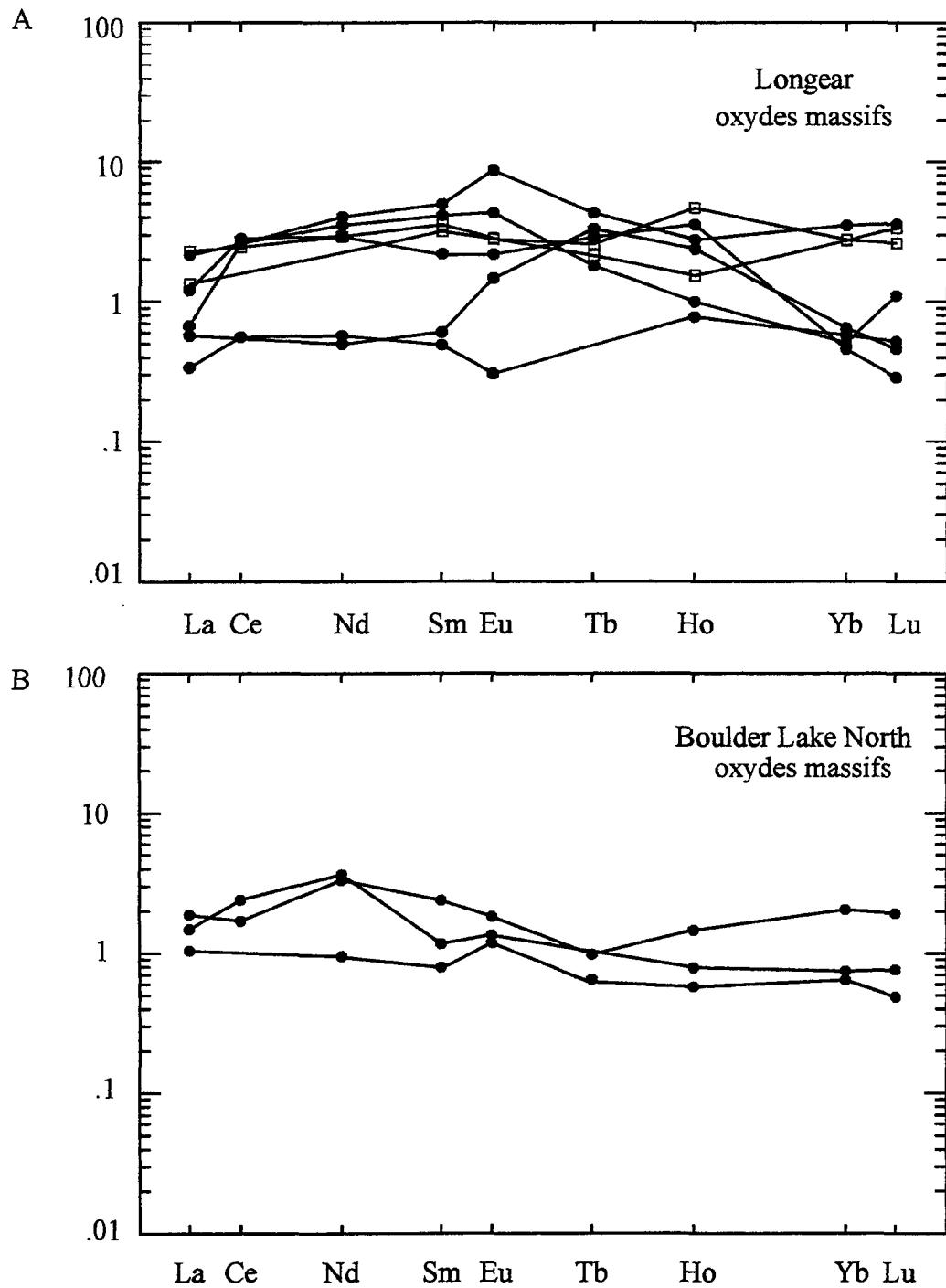


Figure 7.8: Diagrammes des terres rares normalisées sur chondrite de Taylor et McLennan (1995) des oxydes massifs. A) Longear et B) Boulder Lake North.

\square dominé par l'ilménite \bullet dominé par l'ilménite et magnétite

Les diagrammes multi-éléments des oxydes massifs (figure 7.9) montrent une forte anomalie positive en Ti, Ta et Hf reflétant leur caractère compatible avec les phases oxydes. La plupart des autres éléments sont présente à des niveaux beaucoup plus bas que le liquide initial, suite à une forte dilution des LREEs. Les LREEs sont 0.1 à 1 fois le manteau alors que le liquide initial contient 10 fois le manteau. Ceci implique d'une part que la composante liquide dans ces roches est inférieure à 10% et d'autre part, qu'il y a absence de cumulats d'apatite qui concentrerait les LREEs.

Les éléments lithophiles (LILE) ont une faible valence. Les plus mobiles tels que le Cs, le Rb, le Ba, l'U et le Th illustrent la même allure générale que celle du liquide. On enregistre un enrichissement en U à Cs. Les LILEs n'ont pas subi de dilution comme les LREEs. Le Th varie de 0.6 à 5 fois le manteau alors que le liquide initial contient 6 fois le manteau. Ceci suggère que les LILEs soient mobiles ou que quelques LILEs ont été ajoutés.

d- Oxydes matriciels

Les oxydes matriciels montrent un grand éventail dans le niveau et dans la forme des profiles des REEs (figure 7.10ABC). Les échantillons de Wyman Creek sont généralement les plus riches en REE (figure 7.10A), à l'exception d'un échantillon de Boulder Lake North (IV-8-10) qui contient 5 % poids de P₂O₅ impliquant que les roches contiennent 10% poids d'apatite (figure 7.10B). Les coefficients de partage de tous les REEs dans l'apatite sont très élevés et par conséquent les échantillons riches en apatite

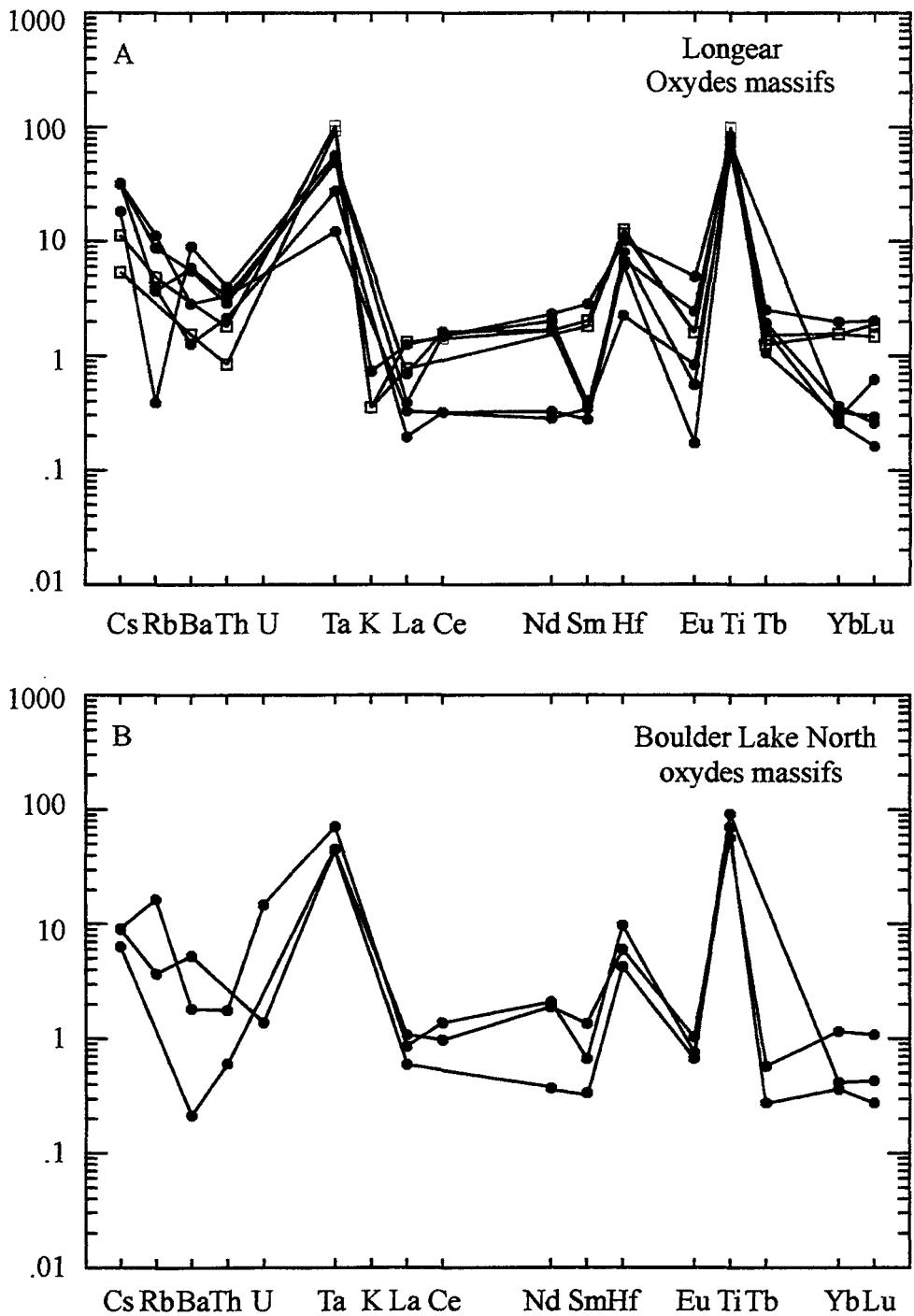


Figure 7.9: Diagrammes multi-éléments normalisés sur le manteau primitif de McDonough et Sun (1995) des oxydes massifs. A) Longear; B) Boulder Lake North. □ dominé par l'ilménite • dominé par l'ilménite et magnétite

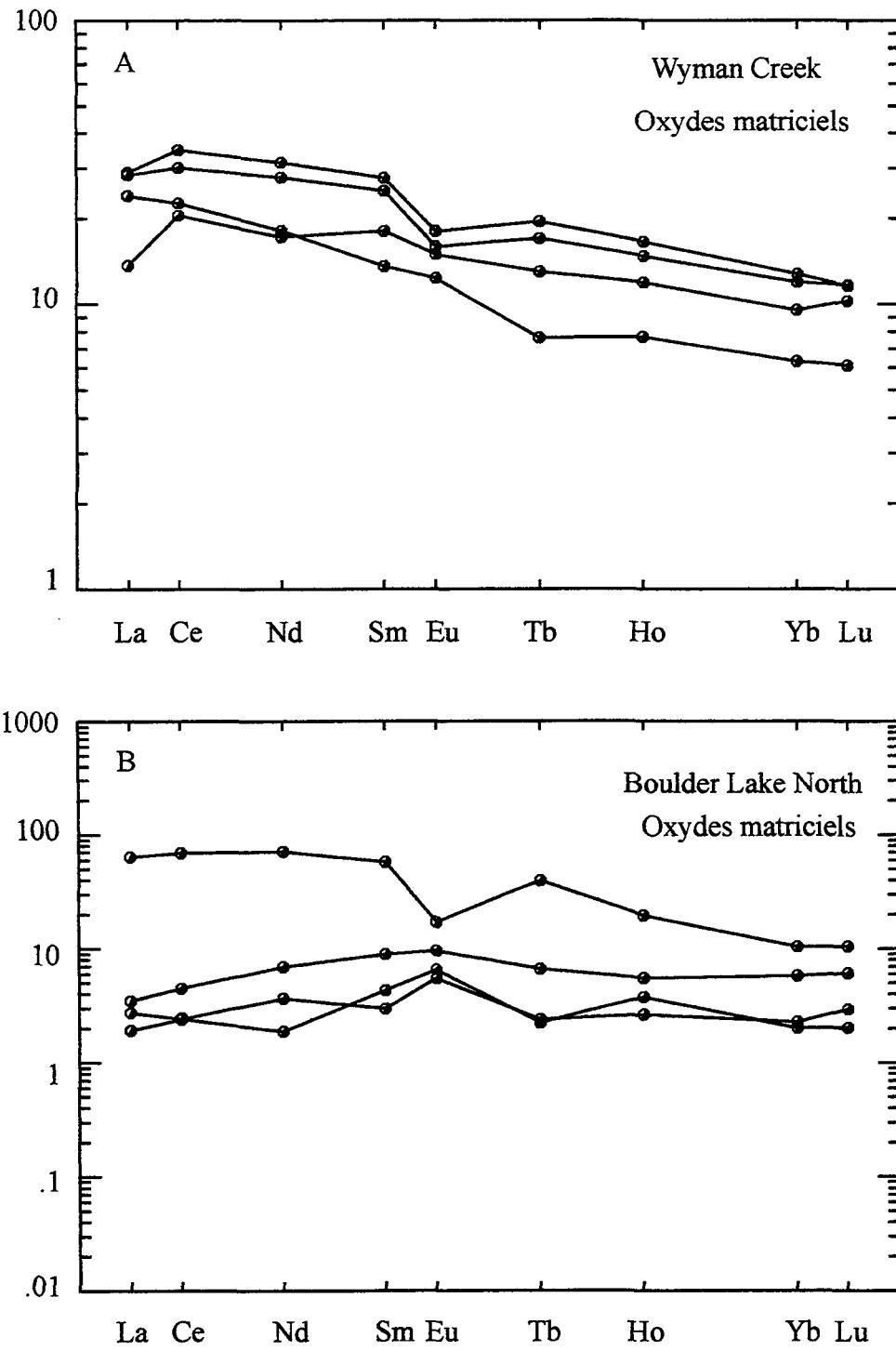


Figure 7.10: Diagrammes des terres rares normalisées sur chondrite de Taylor et McLennan (1995) des oxydes matriciels. A) Wyman Creek; B) Boulder Lake North.

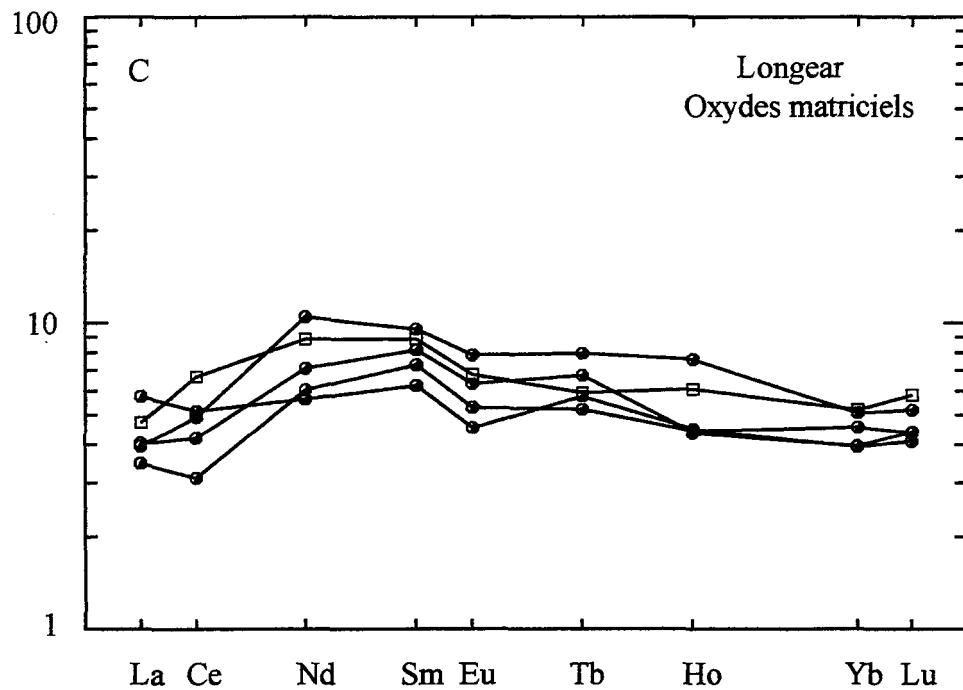


Figure 7.10: Diagrammes des terres rares normalisées sur chondrite de Taylor et McLennan (1995) des oxydes matriciels. C) Longear.
□ dominé par l'ilménite

montrent un fort enrichissement en REE. Le profile de REE pour cet échantillon est typique par rapport à ceux normalement observés pour l'apatite et qui ont un enrichissement en REE moyen. Il montre aussi une anomalie négative en Eu. Pour des difficultés analytiques, nous n'avons pas les analyses de phosphore de tous les échantillons, mais la forte teneur des REEs et la forme des profiles, pour la plupart des échantillons de Wyman Creek, suggère qu'ils contiennent de l'apatite.

Le reste des échantillons de Boulder Lake a des profiles reflétant la présence de matériel interstitiel aux oxydes (figure 7.10B). Les deux échantillons qui contiennent des plagioclases illustrent des profiles de faible niveau mais avec une anomalie positive en Eu.

Les échantillons de Longear ont une faible teneur en LREE (3 à 6 fois la chondrite) et montrent un appauvrissement en LREE (figure 7.10C). Comme mentionné dans le cas des oxydes massifs, ces roches reflètent une dilution des LREEs par les phases qui ne les acceptent pas, comme le clinopyroxène et les oxydes.

Les HREEs sont plats et légèrement plus élevés (5 à 7 fois la chondrite) reflétant la présence de clinopyroxène.

Les diagrammes multi-éléments (figure 7.11ABC) montrent des anomalies positives en Ti, Ta et Hf, reflétant leur caractère compatible dans les phases oxydes. Comme pour les

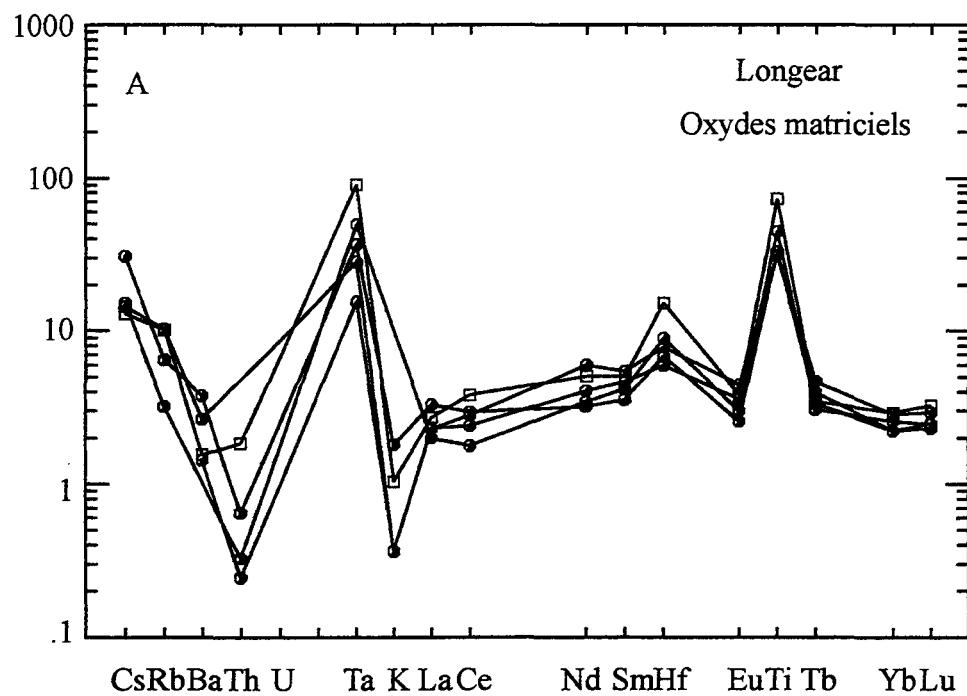


Figure 7.11: Diagrammes multi-éléments normalisés sur le manteau primitif de McDonough et Sun (1995) des oxydes matriciels. A) Longear.

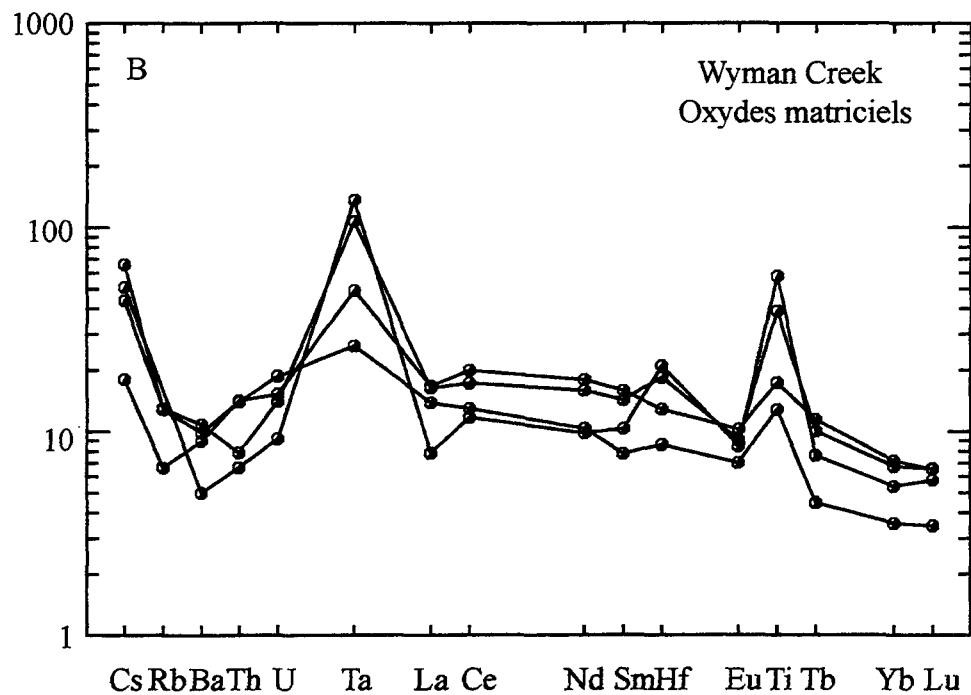


Figure 7.11 (suite): Diagrammes multi-éléments normalisés sur le manteau primitif de McDonough et Sun (1995) des oxydes matriciels. B) Wyman Creek.

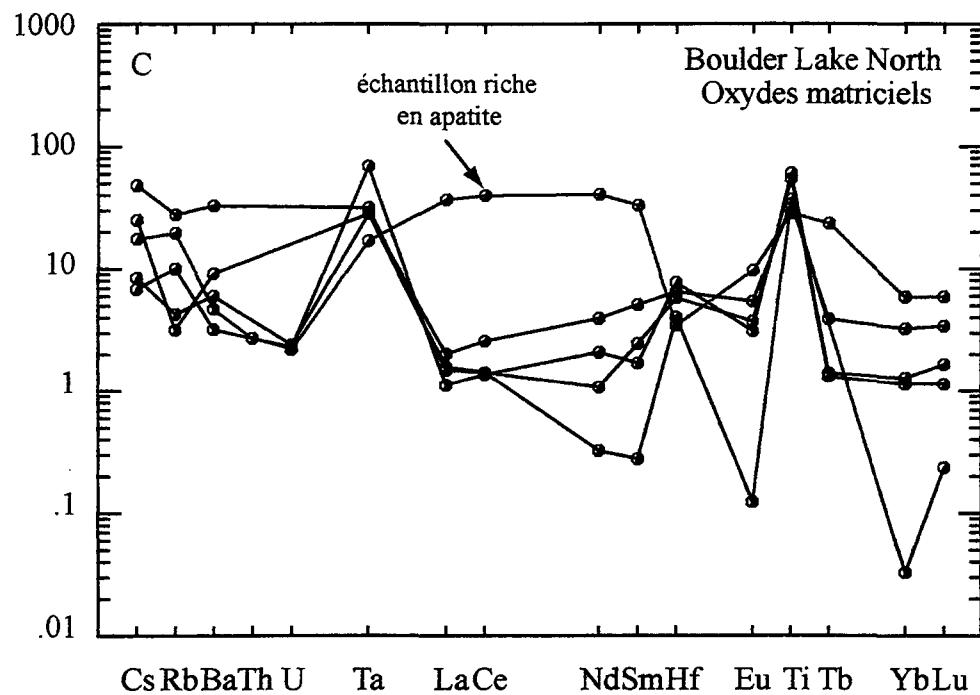


Figure 7.11 (suite): Diagrammes multi-éléments normalisés sur le manteau primitif de McDonough et Sun (1995) des oxydes matriciels. C) Boulder Lake North.

oxydes massifs, les LILEs montrent un enrichissement en Th, en Ba, en Rb et en Cs, mais cette fois légèrement plus raide que le liquide initial.

L'échantillon riche en apatite nous offre une opportunité d'examiner l'influence de l'apatite sur la distribution des éléments. Le diagramme multi-éléments de la figure 7.11C montre l'échantillon riche en apatite et d'autres échantillons de Boulder Lake North. À l'exception des REEs et du P, la concentration des autres éléments dans le diagramme est similaire à celle des autres roches suggérant que l'apatite n'ait pas affecté les autres éléments.

e- Oxydes disséminés

Les oxydes disséminés de Boulder Lake ont une forte teneur en REE et la forme des profiles de REE est identique à celle des oxydes matriciels riches en apatite (figure 7.12A). Cette similitude suggère que ces roches contiennent des cumulats d'apatite. Les échantillons du niveau élevé aussi possèdent une anomalie en Eu due à la présence de plagioclase. Les profiles des roches des autres localités (Longear, Water Hen et Wyman Creek) (figure 7.12B) sont inférieurs mais semblables, reflétant probablement un mélange de profiles d'apatite riche en MREE avec des profiles de plagioclases riches en LREE.

Dans les diagrammes multi-éléments (figure 7.13AB), les anomalies en Ti et Ta sont encore évidentes mais l'anomalie en Hf est masquée par l'enrichissement en REE dans

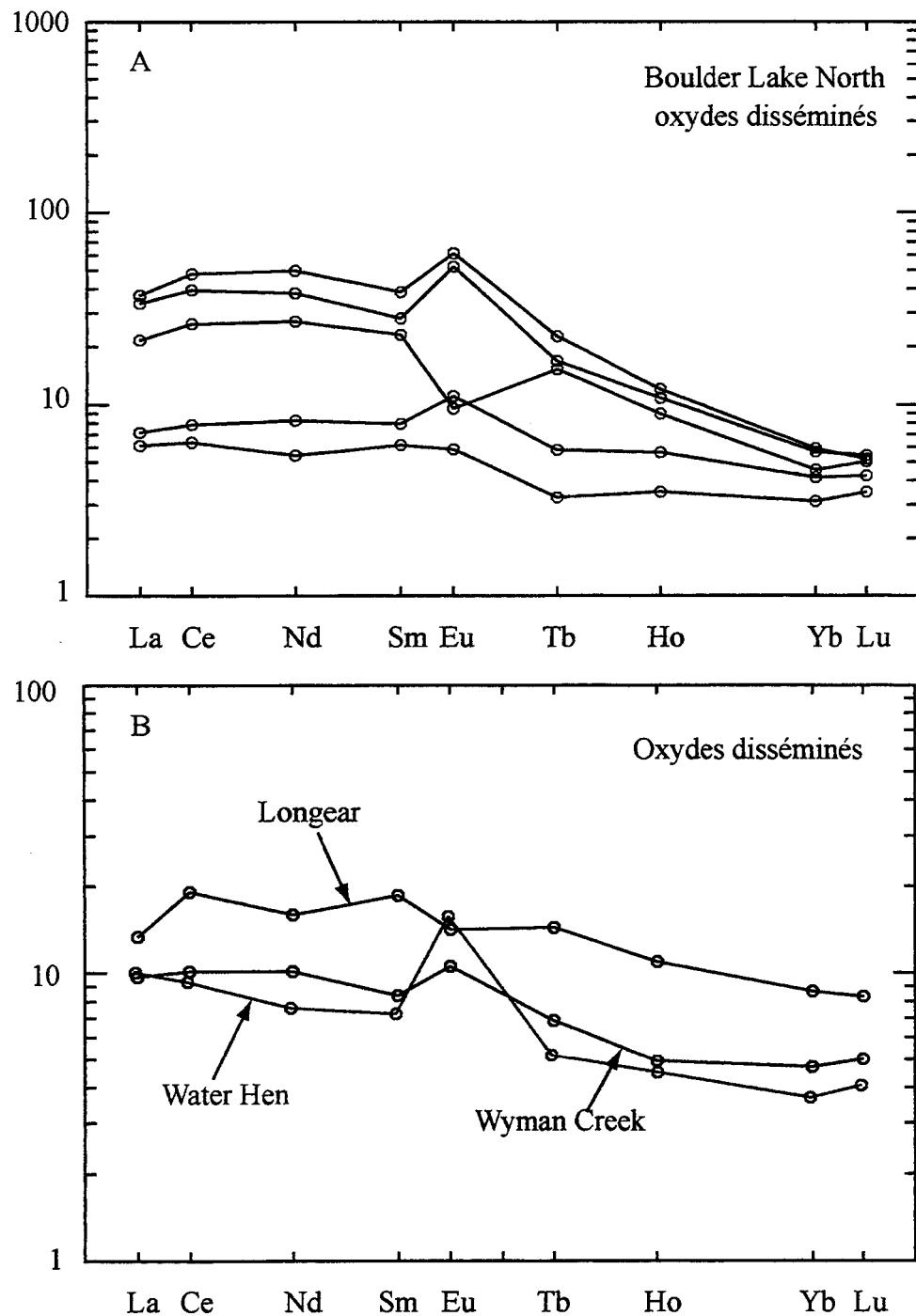


Figure 7.12: Diagrammes des terres rares normalisées sur chondrite de Taylor et McLennan (1995) des oxydes disséminés. A) Boulder Lake North; B) Longear, Water Hen et Wyman Creek.

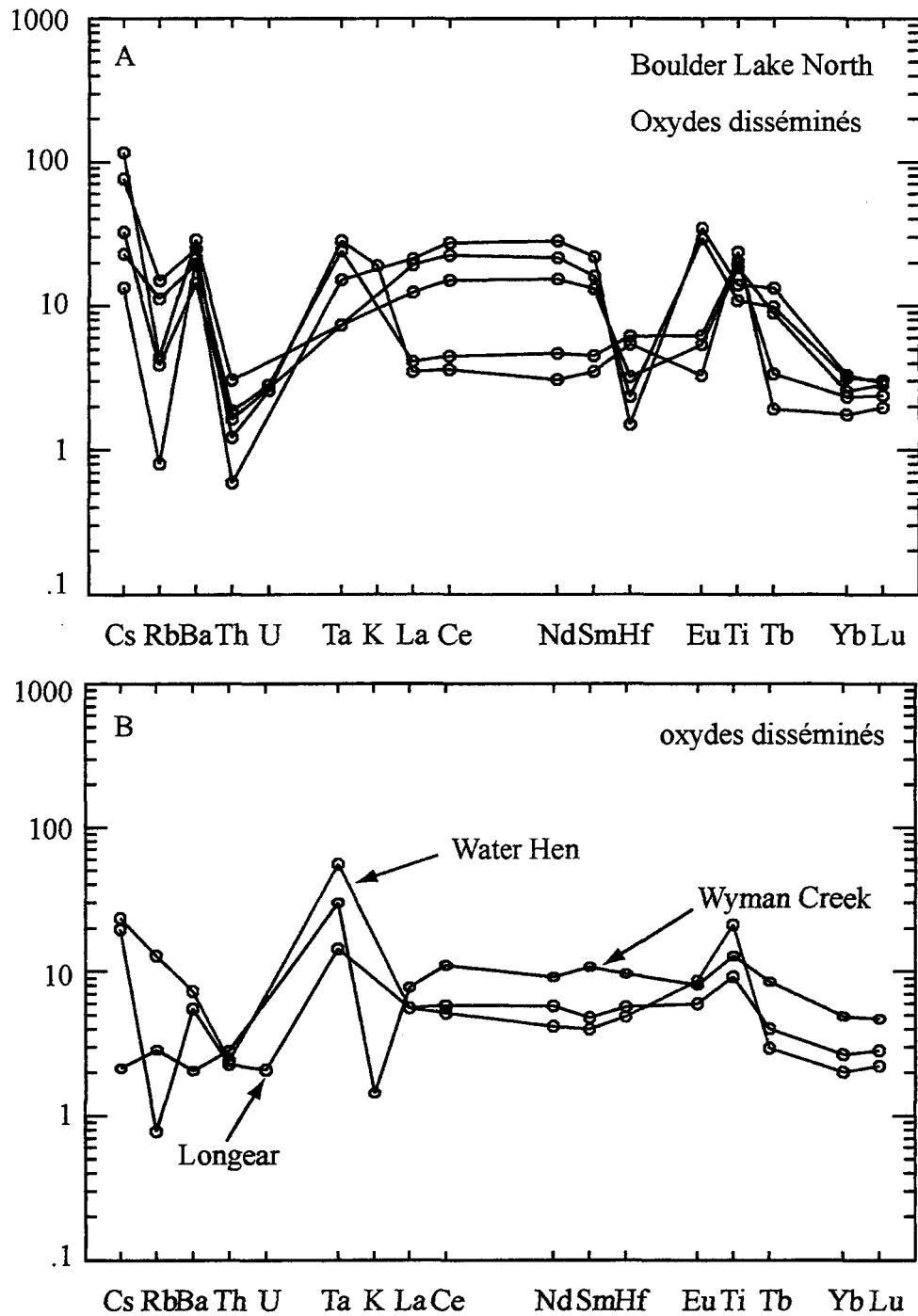


Figure 7.13: Diagrammes multi-éléments normalisés sur le manteau primitif de McDonough et Sun (1995) des oxydes disséminés. A) Boulder Lake North; B) Water Hen, Wyman Creek, Longgear.

les échantillons riches en apatite. Les profiles des REEs des oxydes disséminés affichent une anomalie en Ba reflétant la présence de cumulats de plagioclase.

7.3.2.3 Éléments de transition

Les éléments de transition tels que le Sc, le V, et le Cr présentent des teneurs très variables. La forte teneur en Sc (8-123 ppm) suggère la présence de clinopyroxènes. Ce contrôle est renforcé par la corrélation positive entre le Sc et le CaO. Les teneurs en V varient entre 153 et 6805 ppm. La corrélation positive entre le V et les éléments tels que le TiO₂ et le Fe₂O₃ suggère son contrôle exclusif par les phases oxydes et particulièrement par la magnétite (figure 7.14A). Le Cr, quant à lui, présente des teneurs pouvant atteindre jusqu'à 3801 ppm. La corrélation observée dans le diagramme binaire Cr versus Fe₂O₃+TiO₂ (figure 7.14B) suggère que ce dernier soit contrôlé principalement par les phases oxydes.

7.3.2.4 Évolution du magma

La teneur en forstérite des olivines des roches riches en oxydes de fer de Boulder Lake est la plus faible des quatre localités (figure 7.15). Le pourcentage molaire en forstérite est de 41 à 49 à Boulder Lake, de 51 à Wyman Creek, de 52 à 54 à Water Hen et de 61 à 68 à Longear. Dans la même optique, le pourcentage molaire en An des plagioclases dans les roches de Boulder Lake varie de 52 à 56, de 62 à 70 de Wyman Creek

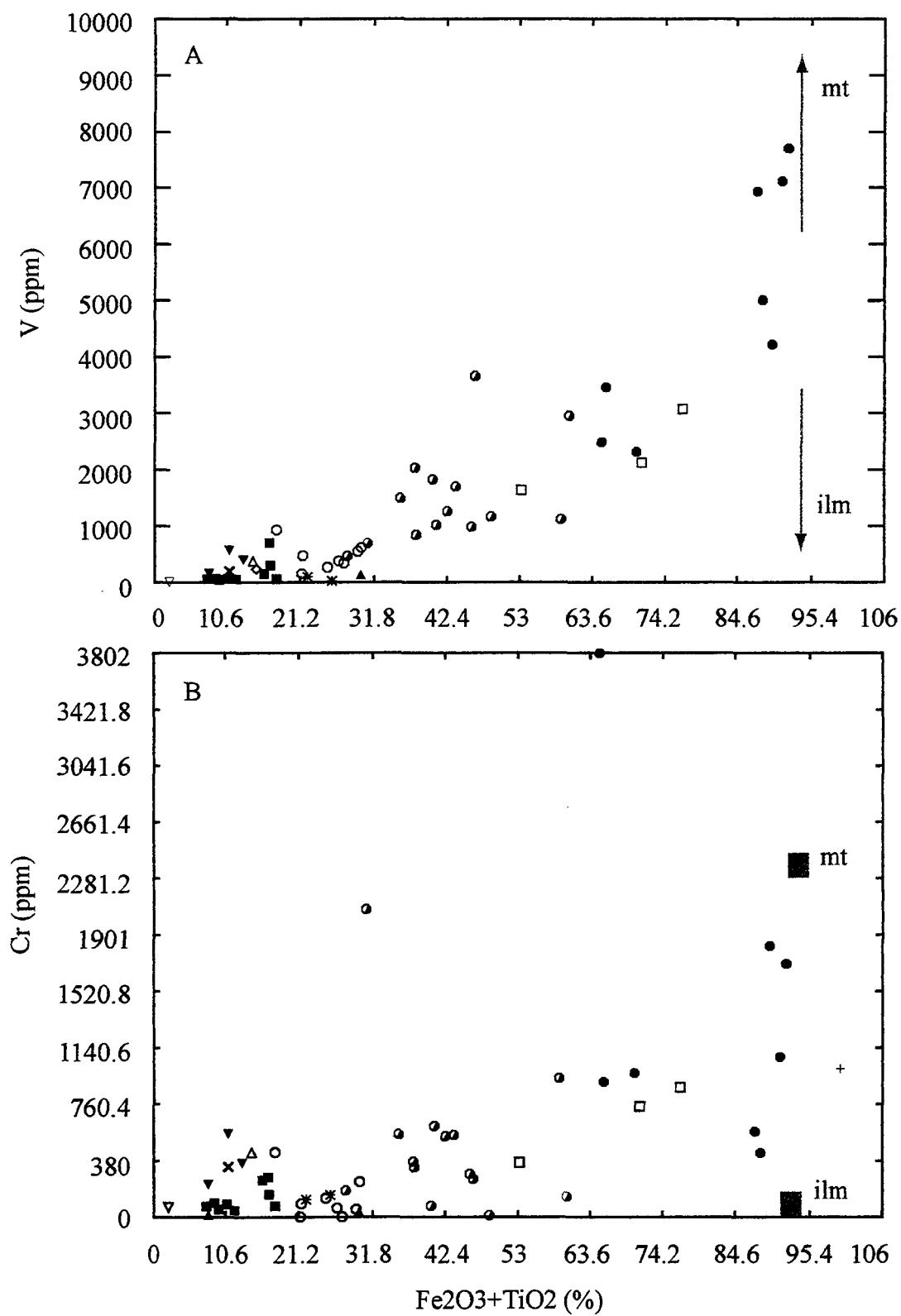


Figure 7.14: Diagrammes binaires: A) V vs $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$; B) Cr vs $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$.

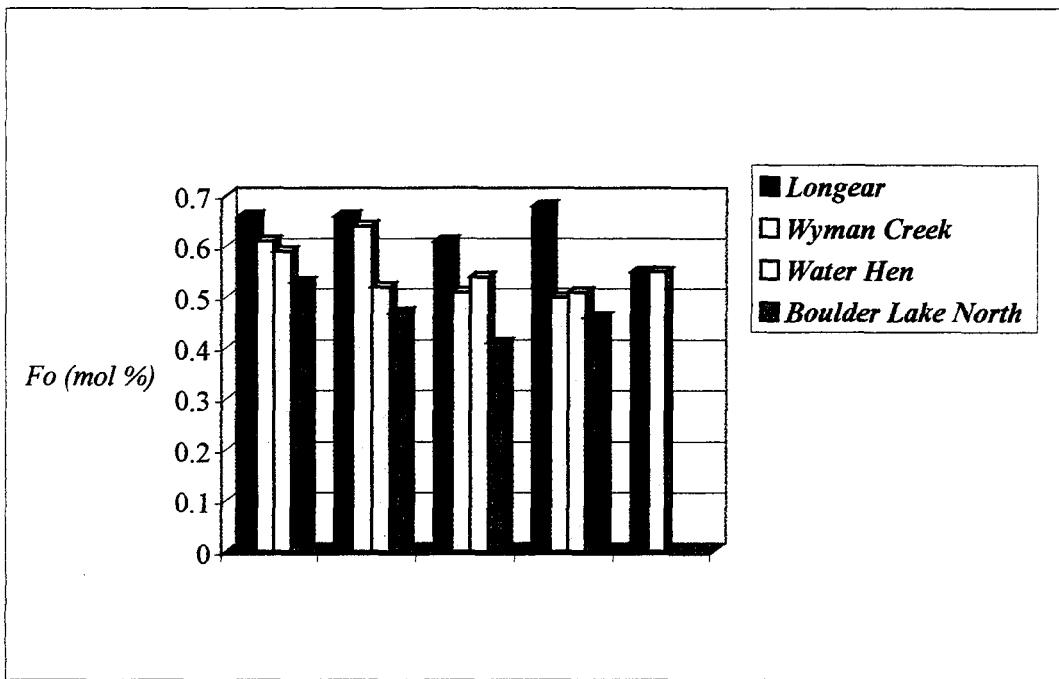


Figure 7.15 : Variation de la teneur en Fo dans les olivines de différentes types de OUIs. On note le caractère évolué des OUIs de Boulder Lake North par rapport à ceux de Longear, de Wyman Creek, et de Water Hen.

et de 61 à 88 à Longear. La composition de ces minéraux suggère que le magma soit plus fractionné à Boulder Lake et moins fractionné à Longear. La différentiation du magma par le processus de cristallisation fractionnée explique son enrichissement en éléments tels que le Fe, le Ti et le P et, par conséquent, la formation des phases oxydes de Fe-Ti.

7.3.3 Cristallisation fractionnée et contamination

7.3.3.1 Cristallisation fractionnée

Les variations des éléments majeurs des différents types de OUI suggèrent qu'une accumulation des oxydes de fer-titanium pourrait prendre naissance à partir d'un liquide de nature tholéitique tels que DC-37 et DC-39. Ces variations sont observées dans les diagrammes des figures 7.1, 7.2, 7.6 et 7.7. Dans le but de tester cette hypothèse, une modélisation a été effectuée en utilisant la cristallisation fractionnée de type Raleigh par le biais du logiciel «Pele».

Les deux liquides DC-37 et DC-39 sont très mafiques pour donner naissance aux troctolites et aux roches riches en oxydes. Les résultats de modélisation suggèrent que ces deux liquides doivent subir un taux de fractionnement de 55 % afin de générer des troctolites. À ce stade, le produit de fractionnement est : 37 % poids de plagioclase; 11 % poids d'olivine et 6 % poids de clinopyroxène. À ce stade de fractionnement la composition des plagioclases et des olivines est An₆₂ et Fo₆₅ respectivement. Ce n'est qu'à après 70 % de fractionnement que commence l'apparition de la magnétite avec une olivine de Fo₄₈ et de plagioclase à An₅₂ (figure 7.16A). Comme dans le cas expérimental de Toplis et Carroll

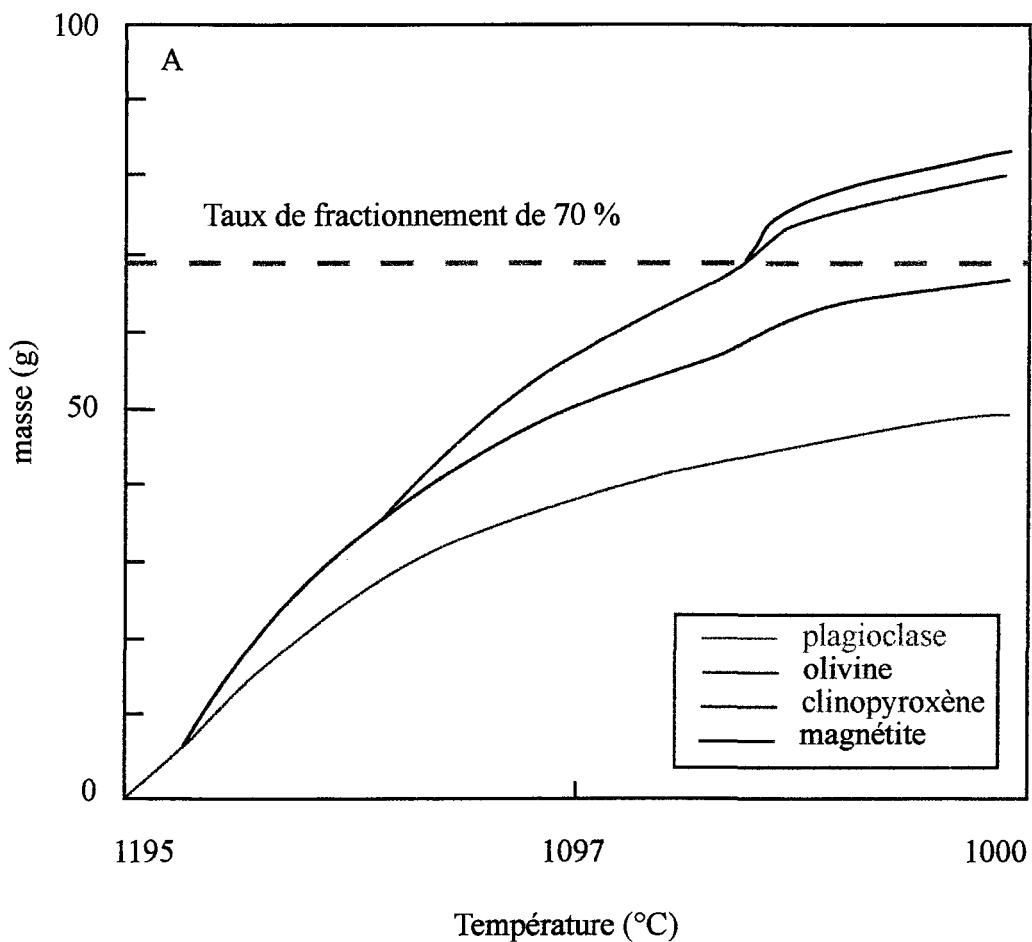


Figure 7.16: A- diagramme montrant le taux de fractionnement en fonction de la température. On note l'apparition de la magnétite à un taux de fractionnement de 70 %. Modélisation en utilisant le logiciel «Pele».

(1995), un tel taux de fractionnement engendre un liquide de composition (51.55 % poids de SiO₂; 3.09 % poids de TiO₂; 10.01 % poids d'Al₂O₃; 17.80 % poids de Fe₂O₃ totale; 4.8 % poids de MgO; 6.94 % poids de CaO et 3.29 % poids de Na₂O; 1.17 % poids de K₂O et 0.33 % poids de P₂O₅) similaire au filon-couche de Logan qui fait partie du système igné du Complexe de Duluth.

Le diagramme La vs Fe₂O₃+TiO₂ (figure 7.16B) montre l'effet de la cristallisation fractionnée. On note une diminution de la teneur en La dans les oxydes massive suite à l'absence de fraction liquide. L'augmentation de La dans certains peut être expliquée à la fois par la présence d'apatite comme dans le cas de Boulder Lake North et de Wyman Creek mais aussi par le processus de cristallisation fractionnée.

On assumant les basaltes de plateaux comme liquide initiale ayant une composition semblable à celle des travaux expérimentales de Toplis et Caroll (1995), il s'est avéré qu'ont peuvent générer les roches troctolitiques et les roches riches en oxydes (OUI) après 55 % et 70 % de cristallisation fractionnée respectivement. Une telle suggestion est démontrée suite aux travaux de modélisation géochimiques.

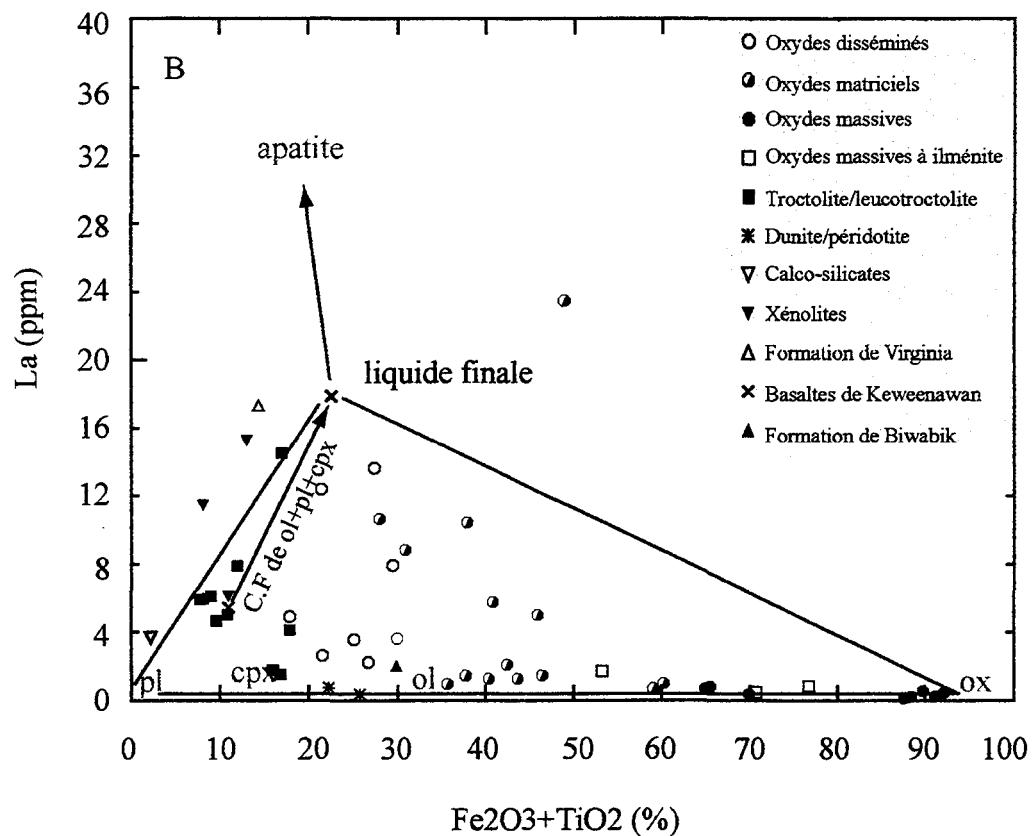


Figure 7.16: B- Diagramme La versus Fe₂O₃+TiO₂ (%) montrant l'effet de la cristallisation fractionnée. C.F: cristallisation fractionnée; cpx: clinopyroxène; pl: plagioclase; ox: oxydes.

7.3.3.2 Contamination

a- Introduction

Lesher (1993), Ripley, (1981), Thériault et al., (1997, 1998 et 2000) et Barnes et al., (1997) ont mis en évidences la contamination comme étant le principal processus provoquant la saturation du magma en soufre et par conséquent la formation de gisements de sulfures magmatiques. Le magma original du manteau assimile le matériel crustal et incorpore à la composition du magma d'autres éléments comme le soufre, l'argent, l'or, le cuivre et l'antimoine. Si la contamination est bien documentée dans le cas des sulfures, c'est très loin d'être le cas pour les oxydes.

Dans le cas du Complexe de Duluth, les évidences de contamination par assimilation de roches sédimentaires sont nombreuses et laissent suggérer que ce processus ait eu une influence sur la genèse des OUI. Outre l'association spatiale directe entre les OUI, les sulfures, les xénolithes et les formations sédimentaires de Virginia et de Biwabik nous poussent à tester l'hypothèse de contamination dans la genèse des OUI.

Pour mieux déterminer le rôle de la contamination, le choix des forages de l'étude est pris en considération. En effet, les OUI de Wyman Creek et de Water Hen ont été choisis car ils sont à proximité de la formation de Virginia et de Biwabik et renferment des xénolithes de métasédiments. Les OUI de Boulder Lake North et de Longear sont éloignés des formations sédimentaires et elles ne renferment pas de xénolithes.

L'investigation pétrographique des OUI révèle la présence d'évidences de contribution des fluides : 1- présence de phases hydratées comme la biotite en association avec les OUI; 2- la présence de feldspaths potassiques (monzonite) de texture pegmatitique entre les OUI et les roches troctolitiques; 3- présence de serpentine entre les craquelures des olivines. Toutefois, il faut distinguer les fluides post-magmatiques qui ont provoqué les altérations énumérées ci-dessus des fluides magmatiques qui ont contribués à la formation des OUI.

b- Caractérisation du contaminant

Afin de révéler une contribution de la contamination dans la genèse des OUI, il est nécessaire de bien caractériser les lithotypes formant le contaminant. Pour ce faire, nous avons déterminé la composition géochimique, isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) des lithotypes de la roche encaissante du Complexe de Duluth, principalement la formation de Virginia, et la formation de fer de Biwabik. Cette dernière est très présente sous forme de xénolithes dans le magma. Les analyses majeures et traces des différents types de roches sont illustrées dans le tableau 7.2. Pour avoir une idée représentative sur les sédiments, un certain nombre d'échantillons de métasédiments sont tirés de Thériault (1999). Les diagrammes de terres rares normalisées sur les chondrites (Sun et McDonough, 1989) des roches sédimentaires et des xénolithes sont illustrés dans la figure 7.17. Les ratios de La/Lu normalisés sur la chondrite se situent entre 2.16 et 8.7 dans le cas de la Formation de Virginia alors que dans la formation de Biwabik, ils varient de 3.1 à 4.22. En plus de l'abondance des REEs dans

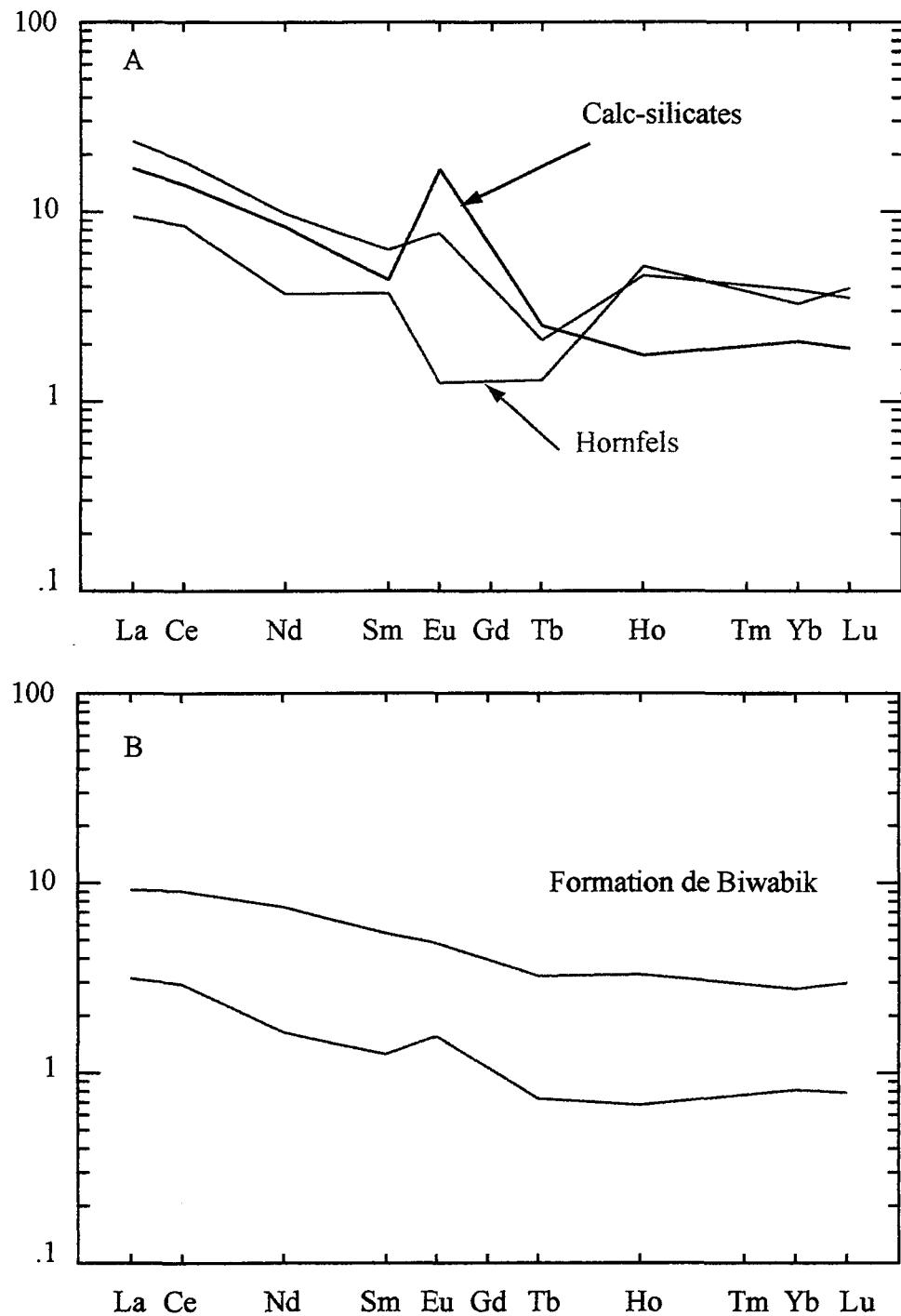


Figure 7.17: Diagrammes de terres rares des sédiments et des xénolites des secteurs de Water Hen (A) et de Wyman Creek (B) normalisées sur les chondrites.

les sédiments de la Formation de Virginia, on note l'abondance des éléments tels que le Cs, le Rb, le Ba et le Th (figure 7.18A).

La géochimie des sédiments révèle aussi des teneurs élevées en soufre (jusqu'à 1.44 %), en cuivre (1709 ppm) et en arsenic (41.52 ppm). L'argent et l'antimoine présente des teneurs de 2.3 et 2.87 ppm respectivement.

c- Évidences physiques et non géochimiques de la contamination?

Les sources potentielles de contamination du magma de Duluth sont : a) les pélites et les grauwackes de la formation de Virginia et/ou de Biwabik; b) les roches riches en fer de la formation de Biwabik; et c) les roches calco-silicates de la formation de Virginia et/ou de Biwabik. Cependant, la contribution des formations de Fer de Biwabik et de Virginia dans la formation des OUI est écartée par plusieurs chercheurs suite à la difficulté de les fusionner. En effet la température de fusion à faible pression de la magnétite et de l'hématite est de 1600 °C et 1550 °C respectivement.

Si les roches riches en fer sont difficile à fusionner, les grauwackes et les pélites de la formation de Virginia ainsi que les schistes de la formation de Biwabik ne le sont pas. En effet, des évidences très frappantes de fusion de la formation de fer de Biwabik sont observées au forage NM-22 de l'intrusion de South Kawishiwi (figure 7.19). La figure 7.19

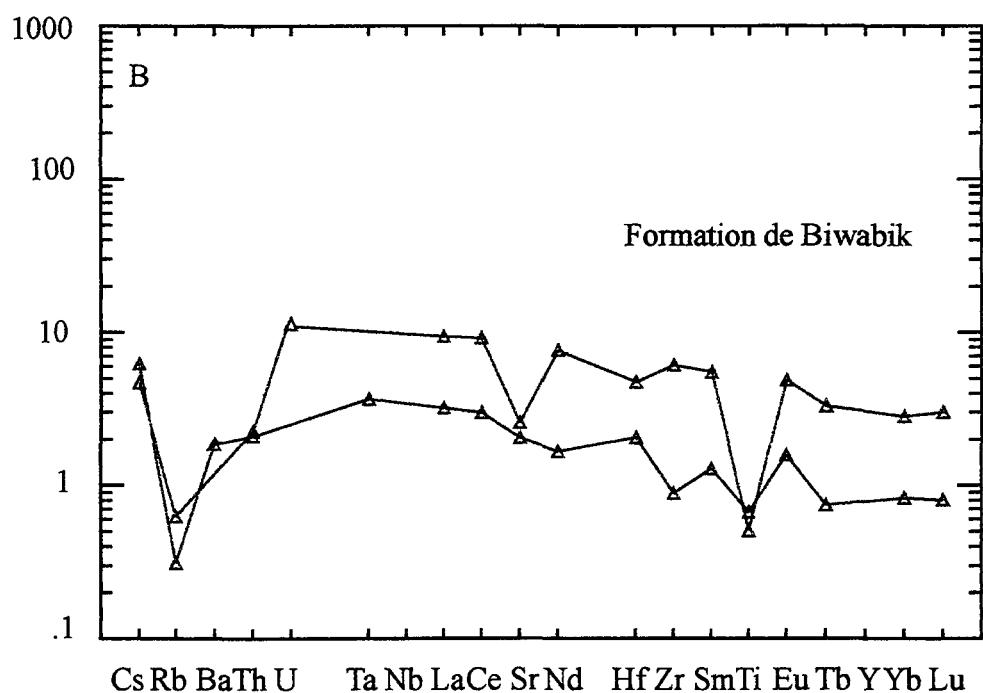
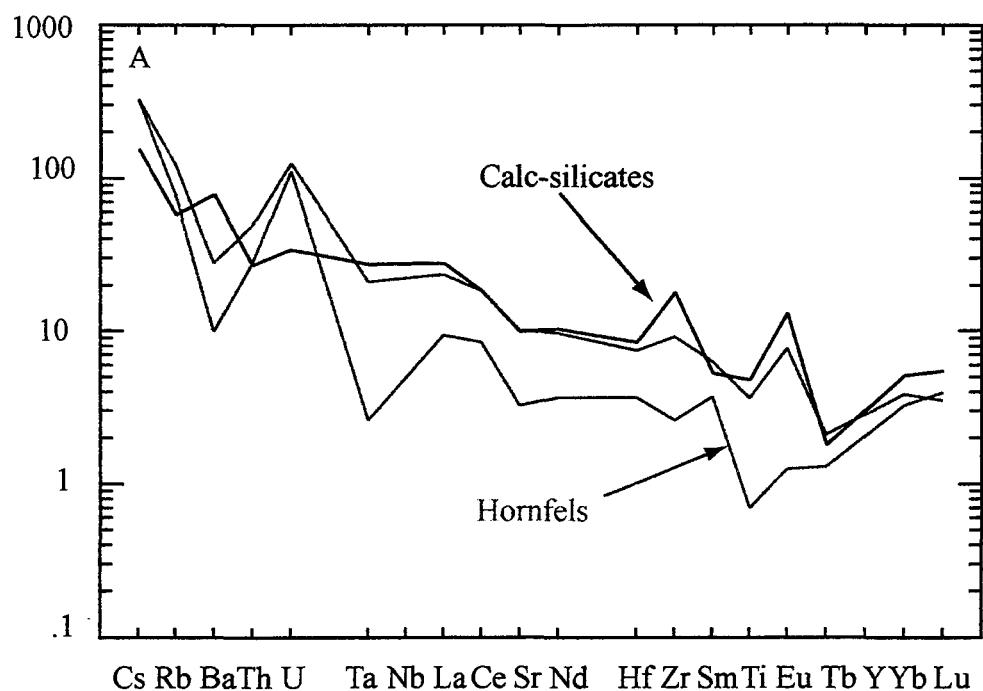
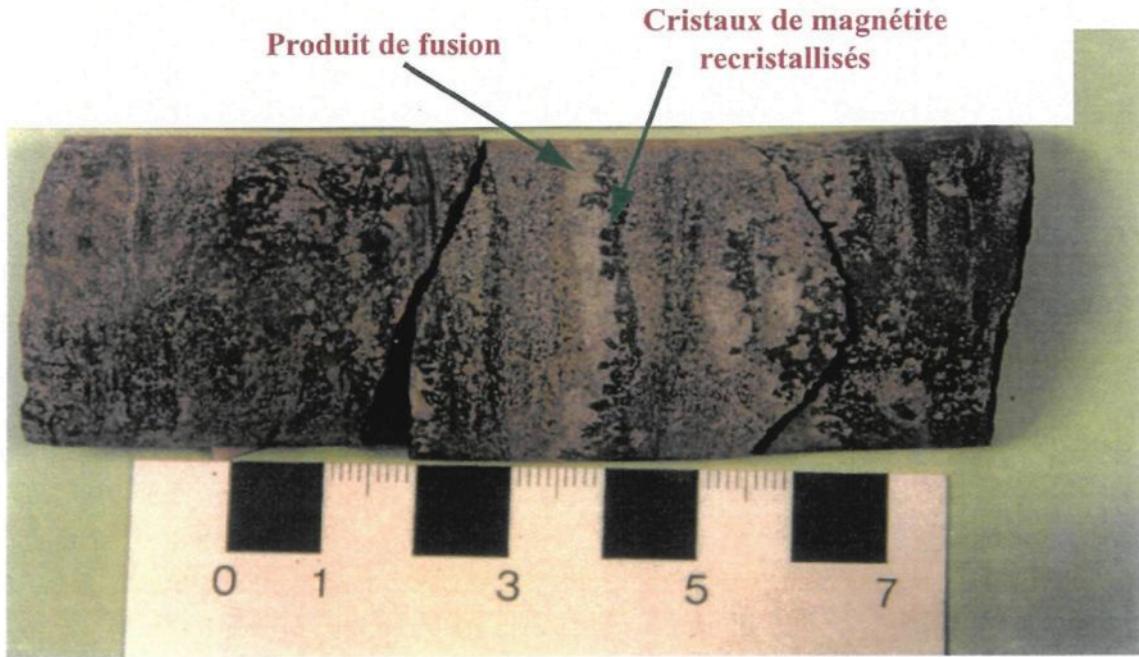
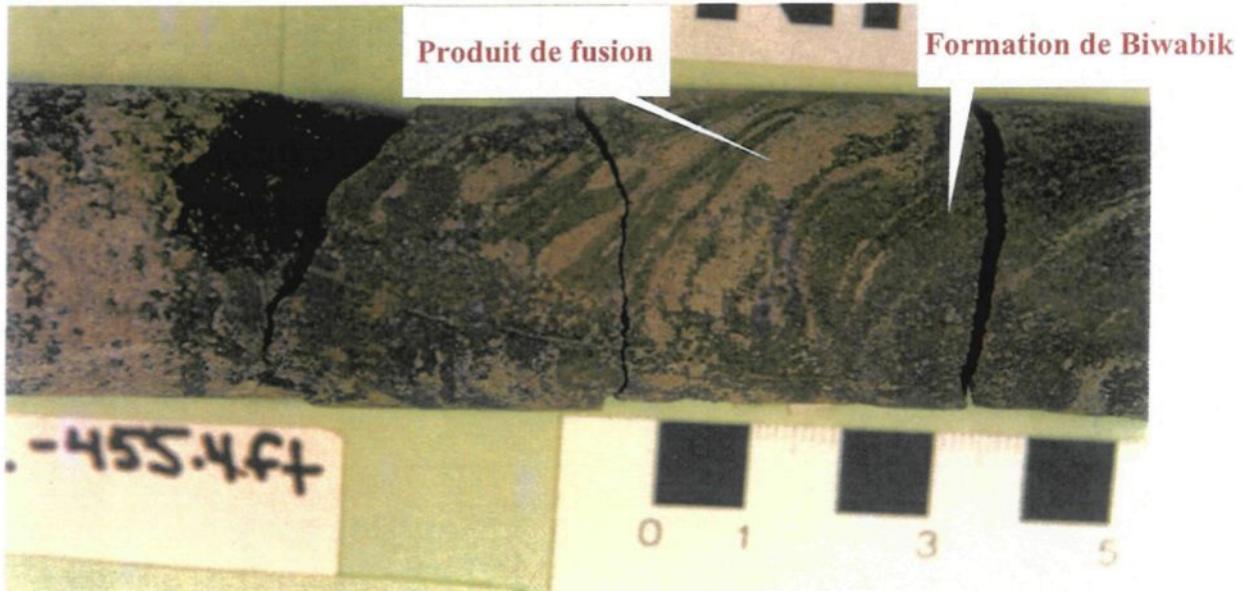


Figure 7.18: Diagrammes multi-éléments selon l'ordre de classification de Wood et al., (1979) et normalisés sur le manteau primitif de McDonough et Sun 1995 des roches de Wyman Creek.

Figure 7.19: Photographies montrant l'évidence de fusion de la formation de Biwabik et formation de gros cristaux de magnétite à l'intérieur du produit de fusion. Il s'agit du forage NM-22 dans l'intrusion de South Kawishiwi. Les photos sont prises par S.A. Hauck de l'université de Minnesota.



illustre le produit de fusion perturbé et au sein duquel de larges cristaux de magnétite se forment.

Le produit de fusion partielle migre dans le magma en laissant un résidu mafique qui forme les xénolites «hornfels». Ces dernières sont très abondants dans le Complexe de Duluth.

La composition du produit de fusion est très riches en éléments incompatible (tableau 7.5). Le matériel fusionné additionné au magma mafique pourrait provoquer la cristallisation des oxydes. D'une part, par la diminution de la température et d'autre part, par l'augmentation des éléments K_2O et Na_2O qui favorise l'oxydation du magma (Kilinc et al., 1983). Toutefois, la faible teneur en Ti et en Fe du contaminant empêche la cristallisation des oxydes. En revanche, l'ajout de H_2O dans le système peut provoquer l'oxydation du magma et la formation de magnétite.

L'évidence physique indique que la contamination a eu lieu, mais il est difficile de l'apercevoir dans les analyses géochimiques des roches probablement suite à une accumulation des cristaux. En effet, les sédiments ont une anomalie positive en U (figure 7.20A), donc le ratio U/Th indiquera normalement qu'il y a contamination. Cependant, le diagramme U/Th versus Fe_2O_3 (% poids) (figure 7.20B) ne révèle aucun effet du processus de contamination dans la genèse des oxydes.

Tableau 7.5: Tableau montrant la composition du produit de fusion (V-G, veine de granite; Leuc, leucosome)

Éch.	DC-80	B1-175-18.2	26015-1	26015-3	B1-384	6014-14	A4-37	A4-34	A4-06	EC14C
Roches	V-G	V-G	V-G	V-G	V-G	V-G	Leuc	Leuc	Leuc	Leuc
Local.	D.R	D.R	D.R	D.R	D.R	D.R	Wtg	Wtg	Wtg	D.P
Réf.	*	**	**	**	**	**	***	***	***	***
SiO ₂ (%)	60.61	63.3	69.1	73.25	75.64	75.4	83.3	74.55	71.92	76.46
TiO ₂	0.75	0.90	0.59	0.14	0.10	0.05	0.29	0.11	0.16	0.11
Al ₂ O ₃	17.24	17.18	14.7	13.53	12.72	13.02	9.26	13.53	15.48	12.55
FeO	6.15	2.33	2.67	1.13	0.41	0.46	0.41	2.75	0.4	0.95
Fe(S)	0.22	N.D	0.58	0.1	N.D	N.D	1.65	0.34	2.16	0.11
MnO	0.05	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01	0.02
MgO	3.41	0.97	1.52	0.7	0.5	0.21	0.63	1.63	0.85	1.76
CaO	0.87	1.65	0.7	0.74	0.74	2.6	0.28	0.97	0.32	0.2
Na ₂ O	4.73	3.12	4.61	2.18	1.81	2.82	1.16	2.07	1.93	0.67
K ₂ O	4.29	9.2	3.51	7.19	7.46	4.59	4.59	4.1	8.81	7.14
P ₂ O ₅	0.01	0.45	0.22	0.13	0.01	0.04	0.09	0.24	0.13	0.14
SiO ₂	1.15	0.072	0.38	0.068	N.D	0.01	1.07	0.22	1.4	0.07
LOI	1.22	0.51	1.52	0.66	0.52	0.65	1.5	1.97	2.43	1.77
Total	99.88	99.72	100.11	99.84	99.95	99.86	100	100	100	100
Cu (ppm)	646	507	86	2	156	2	42.5	14.56	51.14	8.1
Ni	123	161	41	95	9	0	21.77	<2.08	154.07	<5.06
V	N.D	52	84	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
La	33.97	22.41	8.77	4.92	26.85	5.27	9.37	4.11	13.2	3.75
Ce	71.77	68.38	22.7	11.58	58.19	9.73	17.96	8.42	32.34	8.23
Nd	32.14	25	15.73	8.14	22.27	5.89	8.36	3.02	9.43	4.59
Sm	6.42	7.66	6.54	4.55	5.31	3.5	3.99	6.18	5.33	3.71
Eu	N.D	3.11	0.86	0.79	0.82	0.14	1.19	0.99	2.78	1.61
Ho	N.D	0.94	4.48	3.37	1.21	3.25	N.D	N.D	N.D	N.D
Tb	0.77	0.92	0.46	0.43	0.49	0.35	0.36	0.31	0.4	0.25
Yb	N.D	1.66	4.09	4.43	1.89	2.1	1.6	2.42	1.99	1.57
Lu	N.D	0.24	0.96	0.93	0.31	0.45	0.25	0.39	0.45	0.24
Ag	N.D	<2.6	2	<1.5	<0.48	<0.9	<1.04	<0.89	0.96	0.62
As	24.6	8.33	24.18	4.07	1.57	19.28	24.25	8.53	14.32	8.61
Ba	539	3310	169	129	86	90	442	176	N.D	453
Co	25	10	9.03	1.01	0.69	1.58	7	5	3.26	2.92
Cr	N.D	13	64	8	5	3	24	12	30	8
Cs	5.1	3.1	0.26	3.32	9.04	6.69	2.71	1.82	2.61	5.05
Hf	3.51	0.7	3.16	3.42	3.27	2.1	2.16	2.7	1.04	0.96
Rb	5.1	225	46	198	369	270	118	64	223	197
Sb	1.91	3.52	0.3	3.77	10.27	7.59	1.62	3.39	1.97	1.32
Sc	N.D	3.61	38.99	4.45	1.2	3.85	14.47	5.48	8.23	7.78
Se	<1.4	<0.99	4.4	2.65	1.35	4.35	1.71	1.69	0.67	0.5
Ta	0.62	0.75	1.61	1.11	0.7	3.49	0.42	1.5	0.22	0.24
Th	15.15	2.44	6.29	6.51	17.05	4.07	6.51	2.36	4.62	0.89
U	5.3	2.93	34.24	25.62	7.43	8.41	19.93	48.18	31.19	27.52
W	N.D	0.4	1.56	1.29	0.52	18	N.D	N.D	N.D	N.D
Zn	N.D	<36	51	20	<11	<6.5	<12.44	<13.52	34	66
Zr	N.D	<110	<200	242.8	195.37	<69	70.48	54.07	43.17	13.17

N.D: non déterminer

*: Theriault; **: Lafrance; ***: Duschene

<: sous la limite de détection

Wtg: Wetlegs

D.P: Dunka Pit;

D.R: Dunka Road

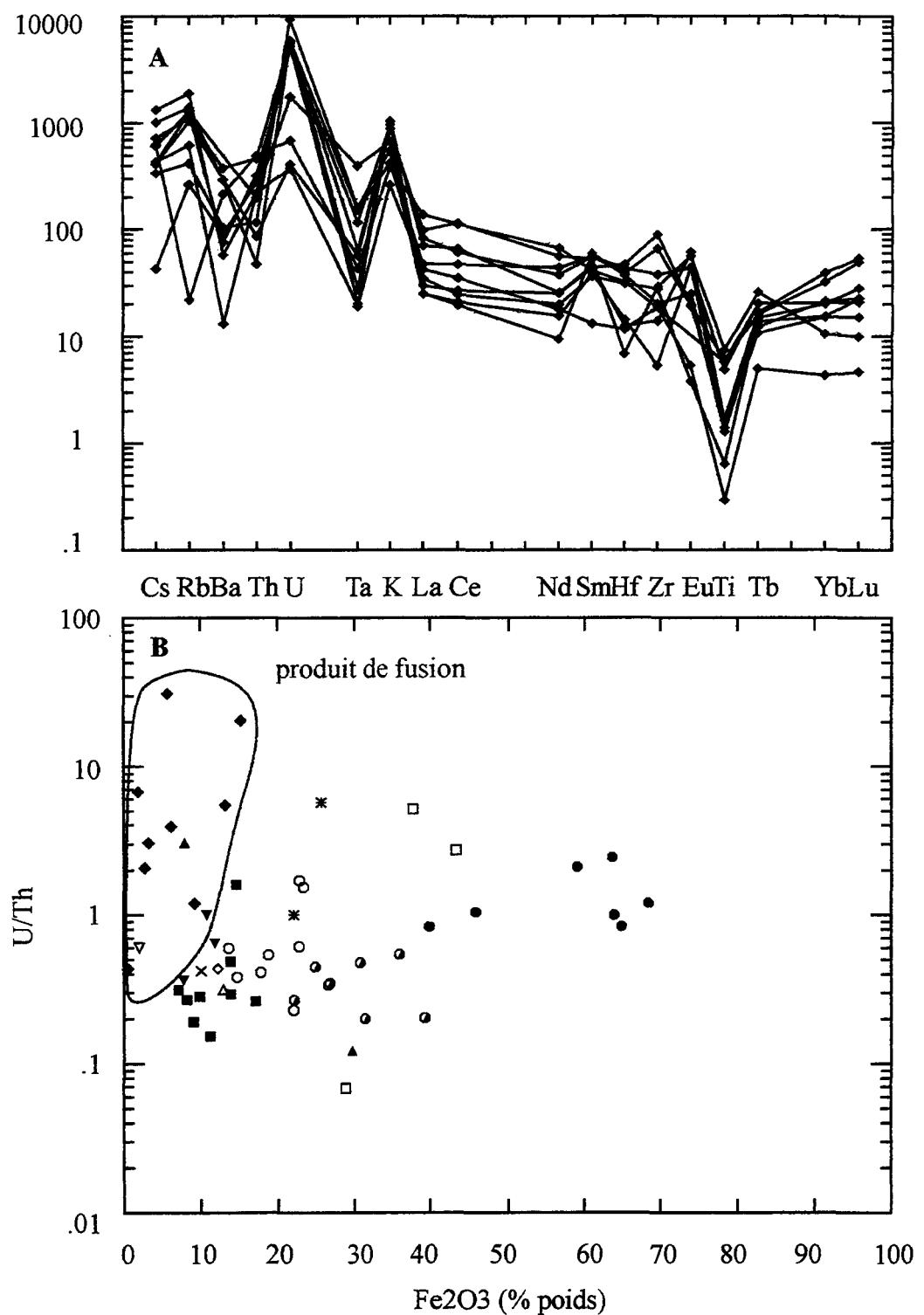


Figure 7.20: A- diagramme multi-éléments normalisé sur le manteau primitif de McDonough et Sun (1995) des roches granitiques représentants le produit de fusion partielle des métasédiments; B- U/Th versus Fe₂O₃.

Dans la même optique, des analyses isotopiques d'oxygène ont été effectuées pour différents types de roches incluant les OUI, les sédiments et les roches associées. Les résultats de ces analyses sont illustrés dans la figure 7.21. Les signatures isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ ‰) des roches silicatées, sédimentaires et des oxydes sont clairement différentes. En effet, les intervalles couverts sont de 3.9 à 6.0 ‰ pour les magnétitites et les OUI, de 6.2 à 8.1 ‰ pour les roches ignées silicatées (anorthosite, troctolite, gabbro et dunite) et de 7.5 à 12.9 ‰ pour les sédiments et les métasédiments.

L'analyse des isotopes stables (O, C, S et H) dans différente secteurs du Complexe de Duluth a révélé la présence de trois sources de fluides (Hauck et al., 1997). On distingue une source magmatique, une source métamorphique par déshydratation des roches de la base du Complexe (Formation de Virginia et de Biwabik) et enfin une source météorique.

Dans le cas des roches riches en oxydes de Longear, de Boulder Lake North, de Wyman Creek et de Water Hen, les analyses isotopiques révélées par cette étude suggèrent l'implication des fluides de nature magmatique dans leur formation.

7.3.4 Sommaire

L'investigation géochimique démontre que la composition des troctolites est contrôlée essentiellement par les plagioclases et les olivines alors que celles des roches riches en oxydes est contrôlée par les plagioclases, les clinopyroxènes et les oxydes de Fe-

<i>Échantillon</i>	<i>Nom de la roche</i>	$\delta^{18}\text{O}$
26133-1	Anorthosite	6.2
CN-7-1	Troctolite	6.6
LE-3-1	Troctolite	8.1
LE3-2	Dunite	6.8
IV-81	Gabbro	7.4
IV-8-5	Magnétitite	3.9
LE3-14	Magnétitite	4.6
LE-3-8	Magnétitite	4.7
26133-5	OUI	5.5
26133-8	OUI	5.6
CN-7-4	OUI	6.0
IV-8-13	OUI	5.1
26133-14	Calco-silicate (F.V)	9.4
26133-13	Grauwacke (F.V)	7.5
26133-16	Sédiment (F.B)	12.9
CN7-7	Hornfels	11.8
26133-11	Hornfels (co-bt-pl-ox-gr)	11.5
IV-8-3	Monzonite	7.5

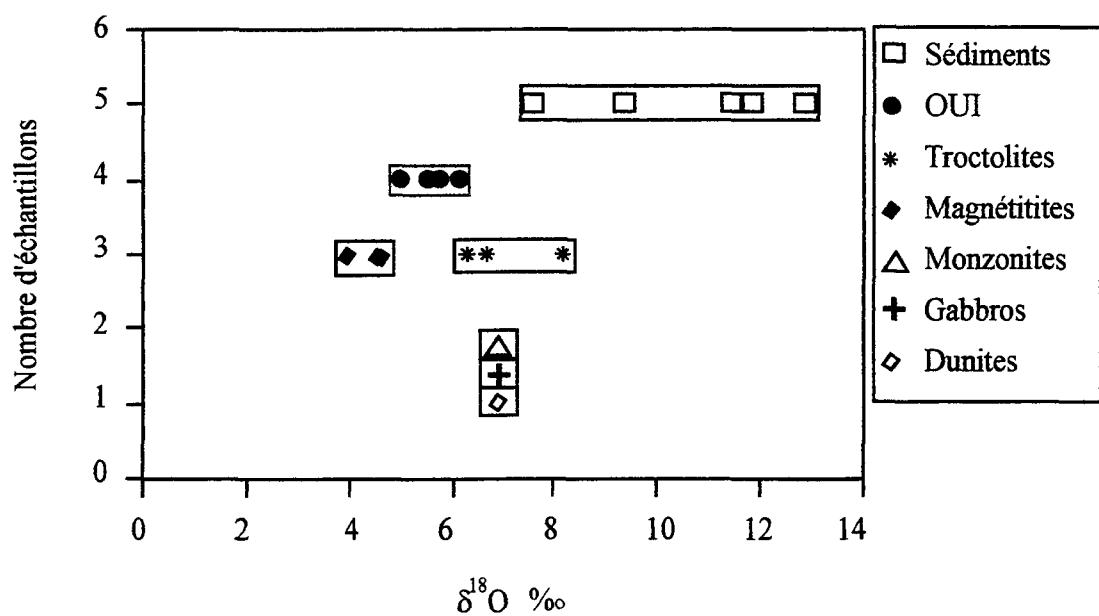


Figure 7.21: Composition isotopique d'oxygène des OUIs et des roches associées.

Ti. Ces résultats corroborent les observations pétrographiques. Les diagrammes binaires ainsi que les résultats de la modélisation géochimique suggèrent que les roches riches en oxydes sont formées par le processus de cristallisation fractionnée à partir d'un liquide basaltique de nature tholeiitique (basalte de Keweenawan).

L'investigation géologique et pétrographique des roches des secteurs étudiés suggère la présence d'évidences de contamination du magma du Complexe de Duluth par la Formation de Virginia et de Biwabik. Toutefois, l'investigation géochimique de la contamination dans la genèse des OUI reste permissive. En effet l'assimilation des roches encaissantes (Formation de Virginia, Formation de Fer de Biwabik, calco-silicates) ne peut pas expliquer la saturation du magma en Ti et en P. Une telle saturation en ces éléments est mieux expliquée par le processus de cristallisation fractionnée. Cependant, l'ajout du Fe suite à l'assimilation de la Formation de fer de Biwabik est possible.

Les analyses isotopiques d'oxygène ont révélé l'implication de fluides magmatique dans la genèse des oxydes Fe-Ti. Ces fluides sont responsables des conditions d'oxydation (formation de la magnétite) et/ou de réduction (formation de l'ilménite).

7.4 Les éléments chalcophiles

Les éléments tel que le Ni, le Cu, l'Au et les EGP sont chalcophiles. Par conséquent ces éléments doivent être contrôlés par le soufre et contenus essentiellement dans les phases

sulfurées. Dans les différentes roches des secteurs étudiés, les teneurs en éléments chalcophiles sont extrêmement variables d'un échantillon à l'autre. Les intervalles couverts sont de 35 à 2071 ppm pour le Ni, de 18 à 6525 pour le Cu, de 39 à 166 ppb pour le Pd, de 2 à 731 ppb pour le Pt, de 0.1 à 3.4 ppb d'Ir, de 4.3 à 23 ppb pour le Ru et de 0.6 à 5.1 pour le Rh. D'autre part, les OUI des différents secteurs présentent des teneurs en soufre qui varient entre 0.04 et 1.8 % poids (tableau 7.1 et 7.2).

Les EGP et l'Au se corrèlent entre eux comme le témoigne les diagrammes de la figure 7.22ABCD). Ceci suggère que ces éléments sont contrôlées par les mêmes phases. Les diagrammes binaires Ir+Ru vs TiO₂+Fe₂O₃ et V vs Ir (figure 7.23AB) n'affichent aucune corrélation et suggèrent que les oxydes de Fe-Ti ne contrôlent pas les IEGP. Les sulfures sont présents dans les différentes roches et représentent les meilleurs candidats pour concentrer les EGP.

Le Cu se corrèle avec le S (figure 7.24A), et tous les roches se concentrent le long de la ligne de pente 2 indiquant que les sulfures contiennent approximativement 19 % poids de Cu. Ceci suggère que 50 à 60 % poids des sulfures est de la chalcopyrite. Ces données corroborent avec les observations pétrographiques. Dans Ce diagramme les roches sédimentaires tombent au dessous de la ligne suggérant qu'il ne contiennent pas de Cu.

L'Au et le S se corrèle entre eux (figure 7.24B) suggérant que l'Au est contrôlé par les sulfures. Cependant, la tendance de l'Au est plus large avec un groupe d'échantillon de

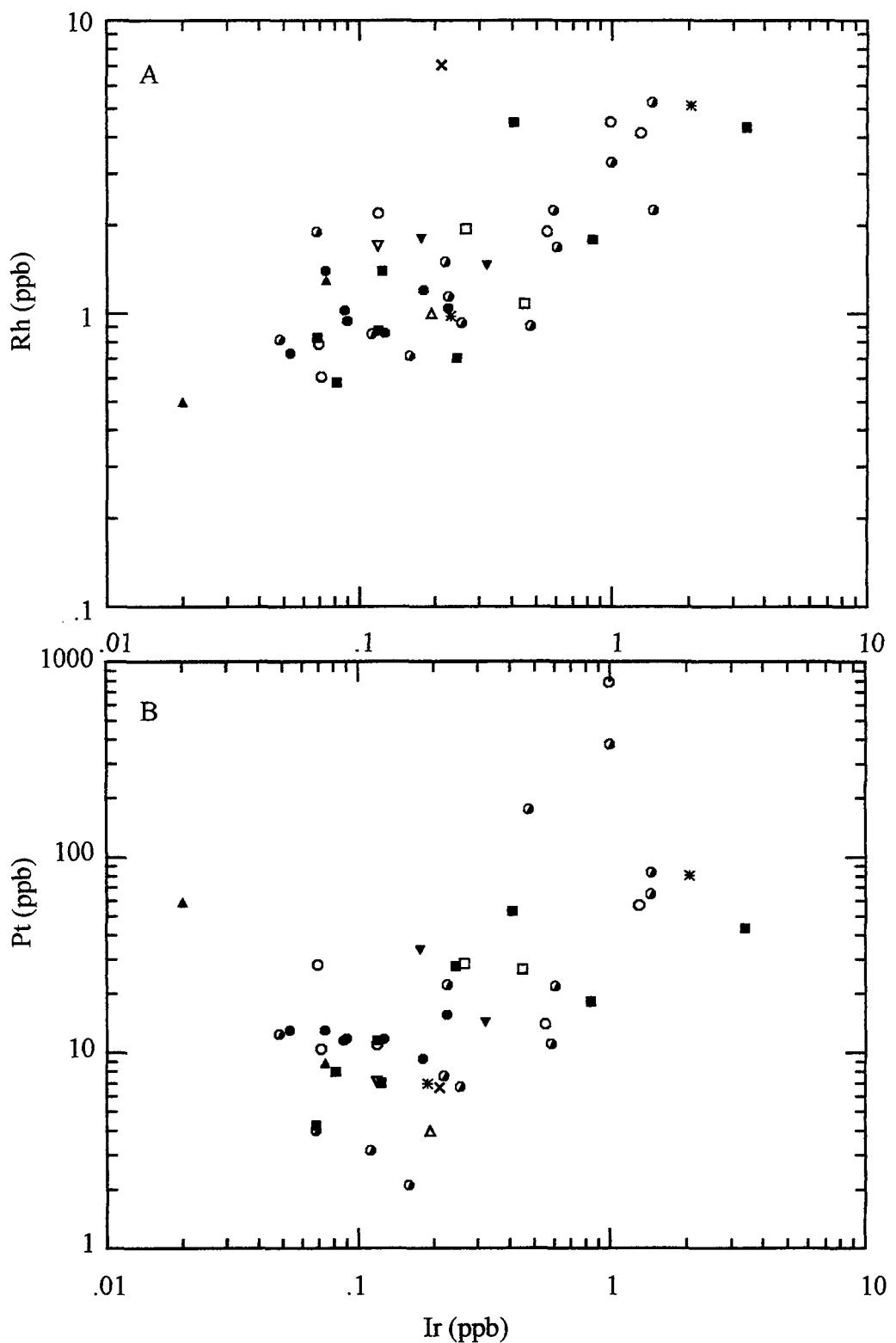


Figure 7.22: Diagrammes binaires, a) Rh vs Ir et b) Pt vs Ir.

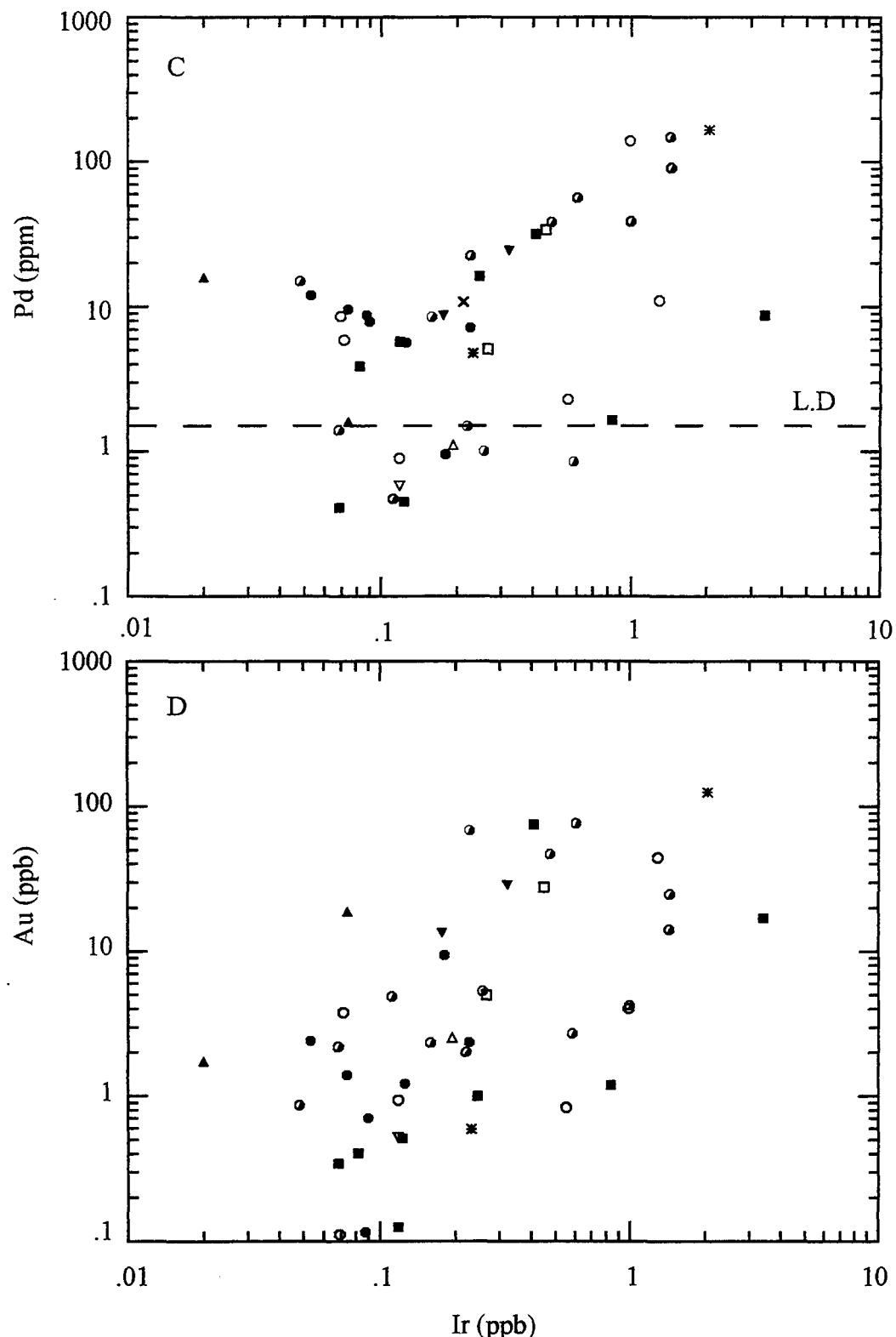


Figure 7.22 (suite): Diagrammes binaires, c) Pd vs Ir et d) Au vs Ir.

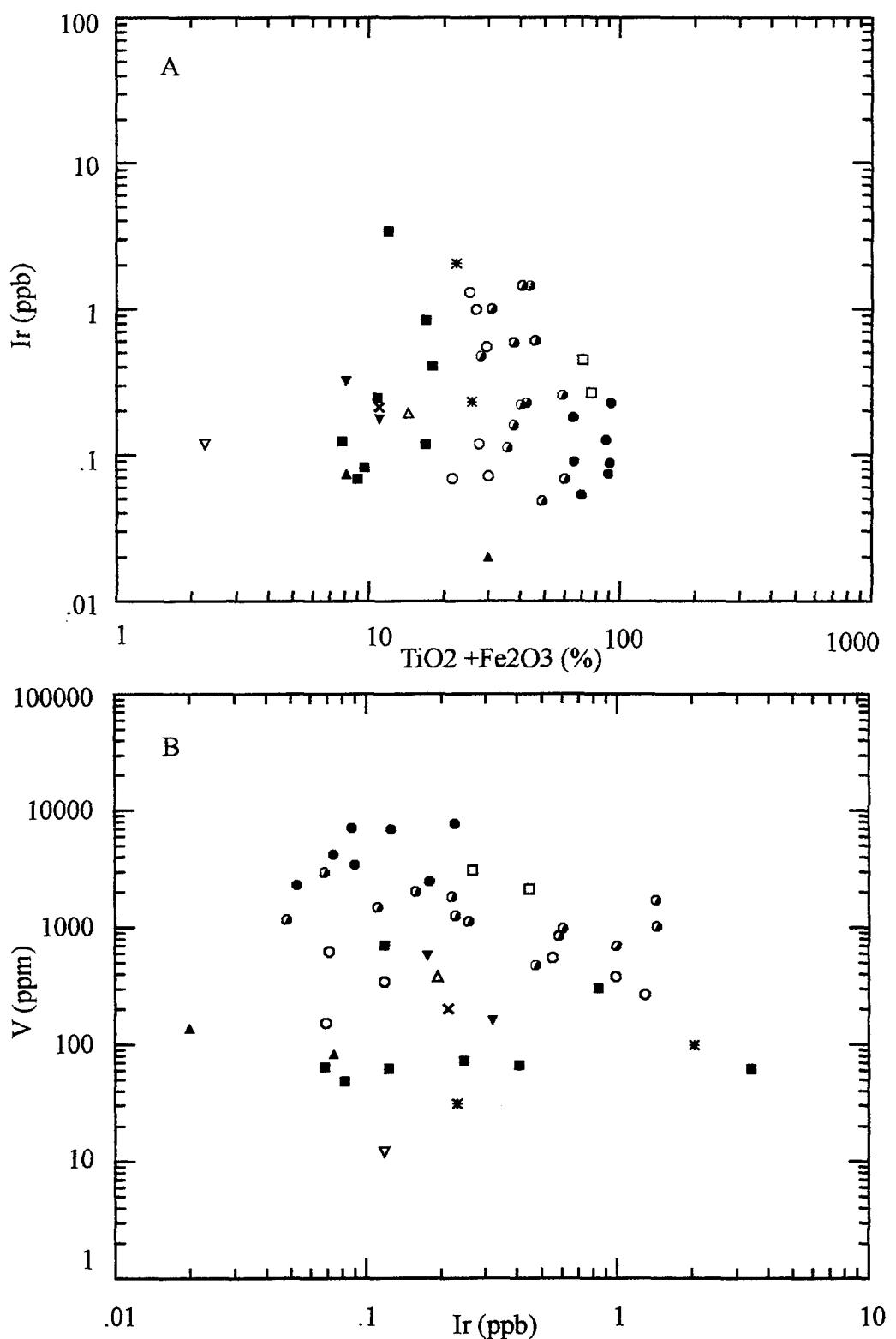


Figure 7.23: Diagramme binaires, a) Ir vs $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$; b) V vs Ir.

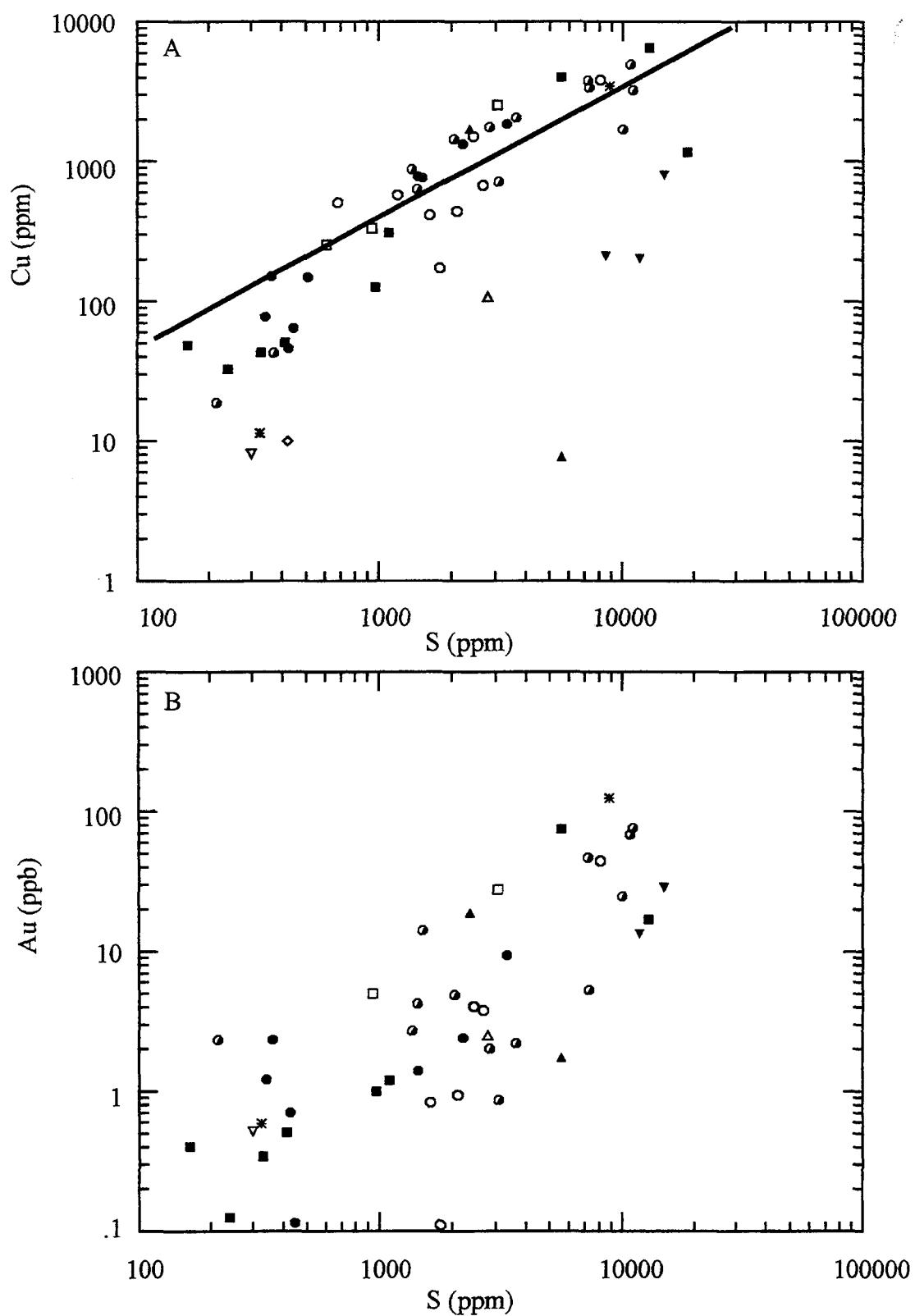


Figure 7.24: Diagrammes binaires, A) Cu vs S et B) Au vs S.

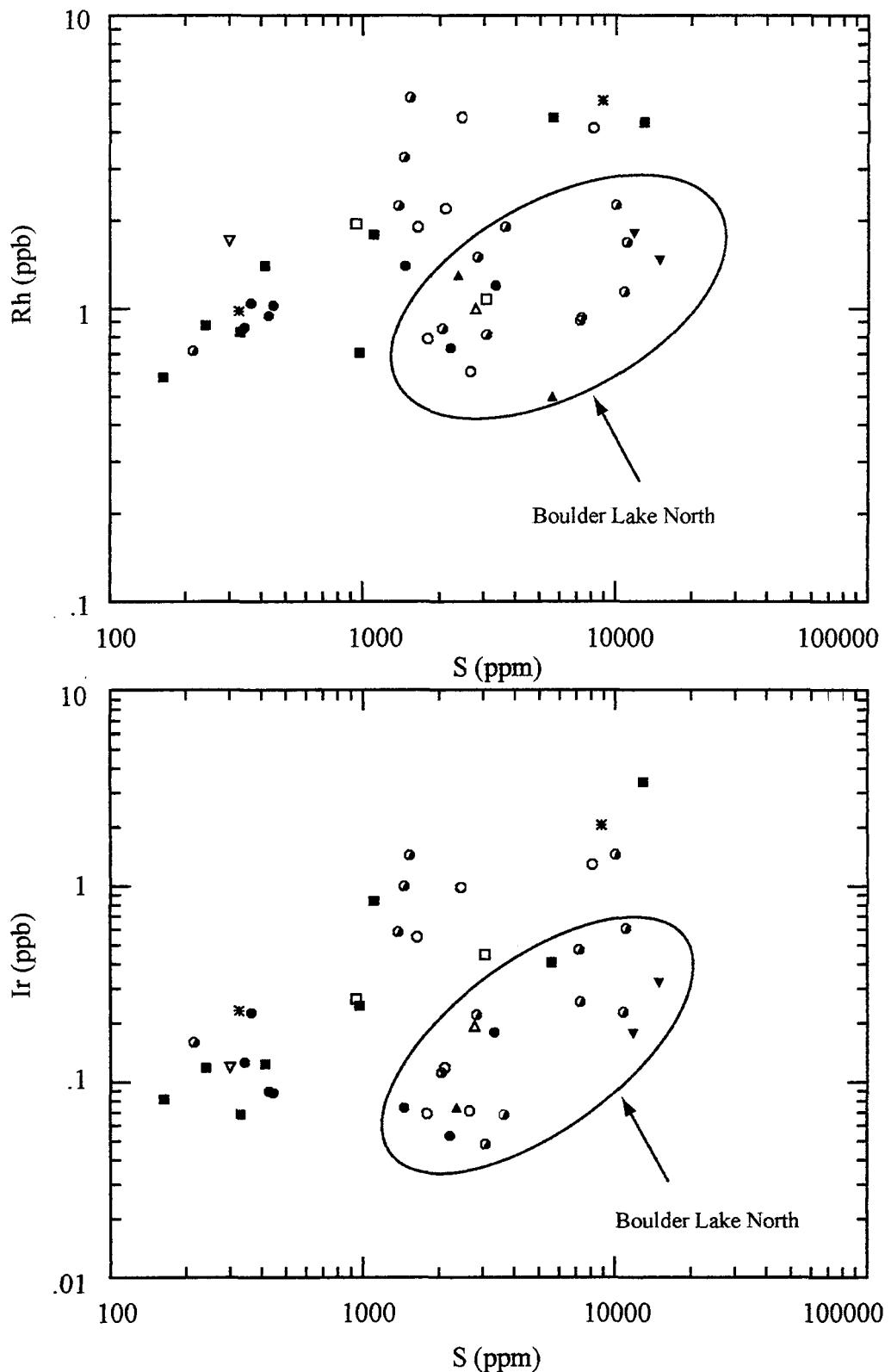


Figure 7.24: Diagrammes binaires, c) Rh vs S et d) Ir vs S .

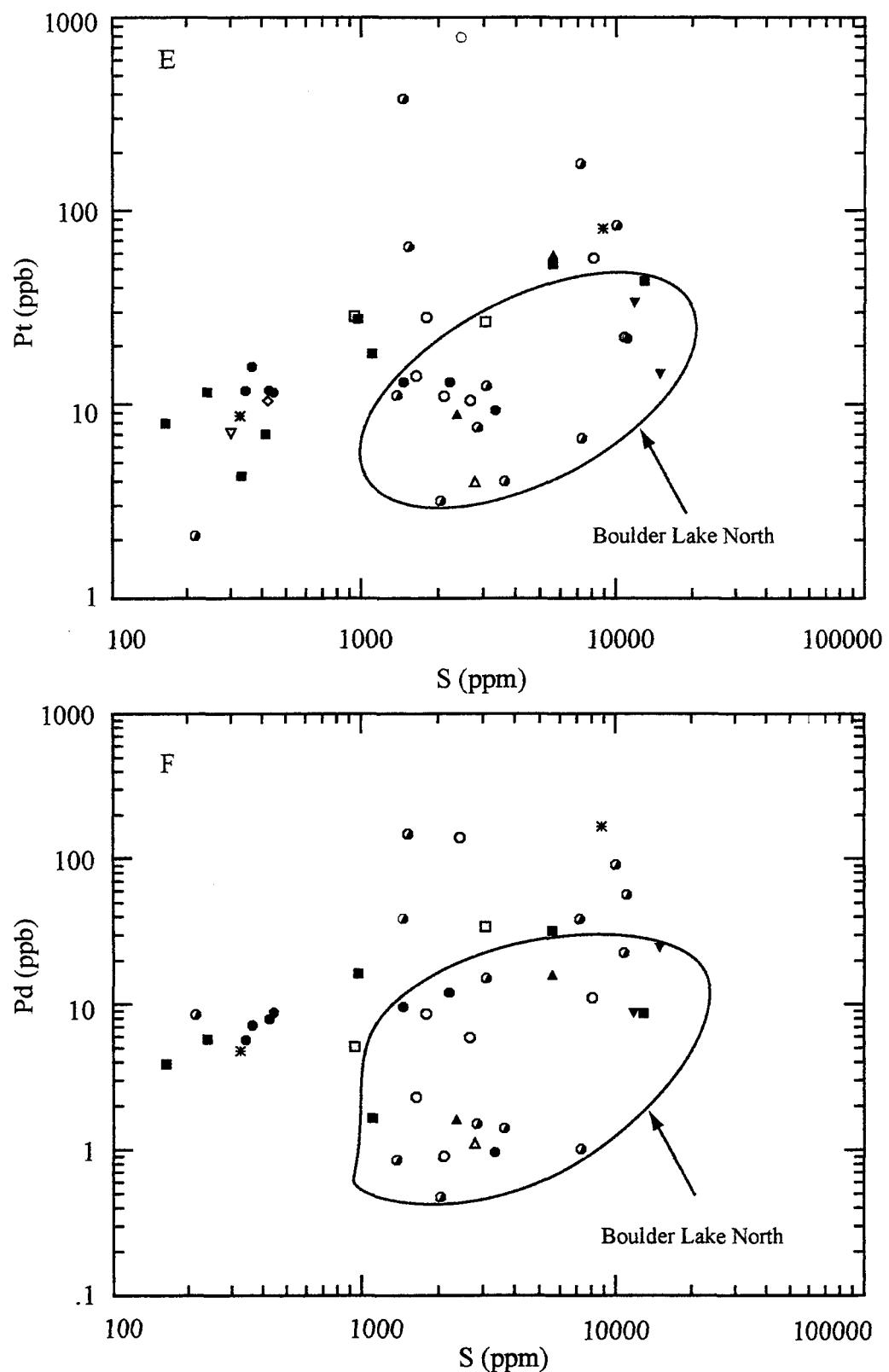


Figure 7.24: Diagrammes binaires, E) Pt vs S et F) Pd vs S.

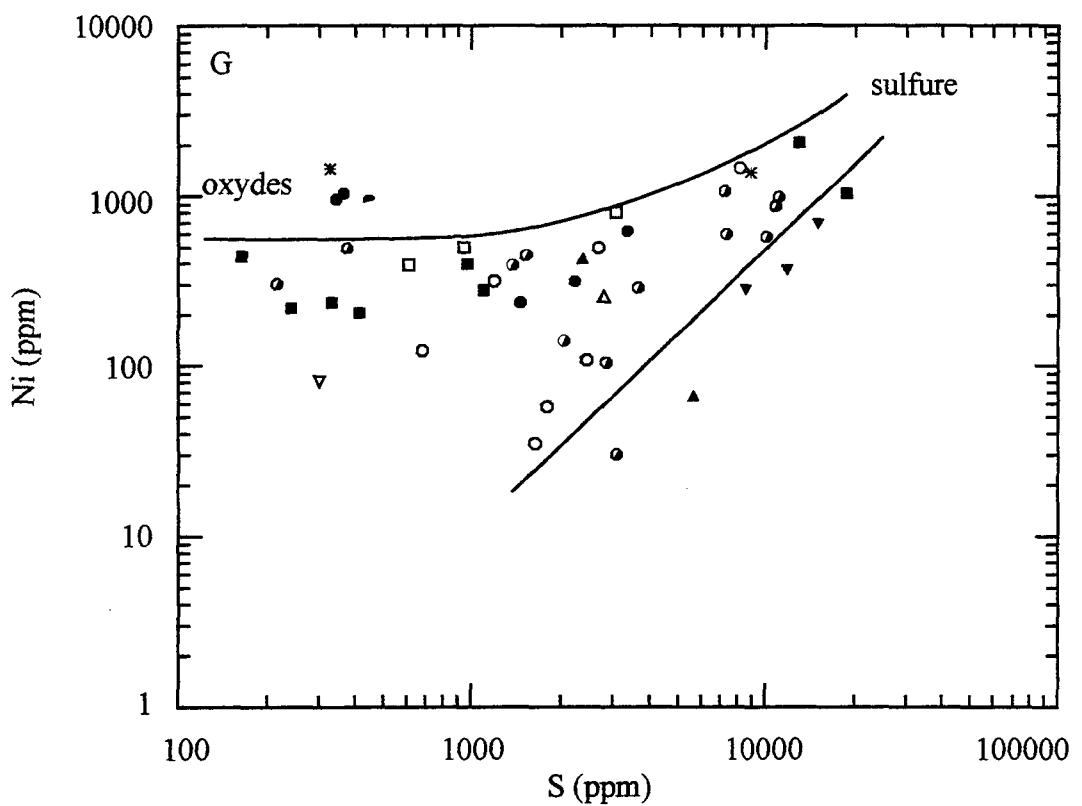


Figure 7.24: Diagramme binaires, G) Ni vs S.

Longear, de Water Hen et certains de Wyman Creek formant la tendance supérieure et un autre groupe d'échantillons de Boulder Lake et certains de Wyman Creek formant la tendance inférieure (figure 7.24B). À Longear, les OUI sont faiblement fractionnées et par conséquent la tendance supérieure représente les sulfures en équilibre avec le liquide faiblement fractionnée, alors que la tendance inférieure représente les sulfures ségrégué à partir du liquide fractionnée déjà appauvri en EGP.

Un effet similaire peut être observé dans les diagrammes S vs Rh, Ir, Pt et Pd (figure 7.24C,D,E et F). La tendance générale entre le Cu, Au, Ir, Rh, Pt , Pd et S suggère un contrôle par les phases sulfurées. Le Ni, quant à lui, est contrôlé en plus des sulfures par l'olivine (figure 7.24G).

La tendance générale qui consiste a avoir les échantillons de Longear à former la partie supérieur et ceux de Boulder Lake North à former la partie inférieure, suggère que les sulfures des roches de Longear sont riches en EGP par rapport à ceux de Boulder Lake North. Les analyses recalculées à 100 % sulfures des échantillons dont la teneur est supérieur à 1% poids révèlent des teneurs en Ir (60 ppb) et en Au (3000 ppb) plus élevés que ceux de Boulder Lake North (Ir = 20 ppb; Au = 300 ppb).

Les faibles valeurs peuvent être expliquées par l'une des deux possibilités i- le faible facteur R (liquide silicaté en % poids/liquide sulfuré en % poids) ; ii- la faible teneur en EGP dans le magma. Le fait que les roches de Boulder Lake North sont les plus

fractionnées des autres localités permet de favoriser l'hypothèse ii. Aussi dans le diagramme Cu/Pd vs Pd (figure 7.25), les échantillons de Boulder Lake North ont un rapport Cu/Pd plus élevé indiquant qu'ils sont formés à partir d'un magma déjà appauvrie en EGP suite à une ségrégation précoce des sulfures en profondeur.

Les profils de métaux des différents types de OUI (oxydes disséminés, matriciels et massifs) normalisés par rapport au manteau primitif (Barnes et Maier, 1999) sont représentés dans la figure 7.26.

Le profiles des troctolites sont parallèles a ceux des basaltes (figure 7.26A). Le profile montre un appauvrissement marqué du Ni à l'Ir suivi d'une pente positive de l'Ir au Cu. Cette augmentation est accompagné de certains anomalies négatives en Pd.

Les oxydes disséminés forment un profil à pente positive de Ni à Ir dans le cas des roches de Boulder Lake North et une pente négative dans le cas de Wyman Creek et de Water Hen (figure 7.26B). Par la suite le profile présente une pente positive de l'Ir au Pd suivie d'une diminution vers l'Au. Le profile se termine par une augmentation très forte en Cu. Le profile des oxydes disséminés est à la fois semblable et parallèle à celui des basaltes à l'exception de l' échantillon qui possède une anomalie positive en Pt.

La forme des profiles des oxydes matriciels (figure 7.26C) est semblables à celui des oxydes disséminés. Ils montrent un profile plat de Ni à l'Ir suivi d'une augmentation de

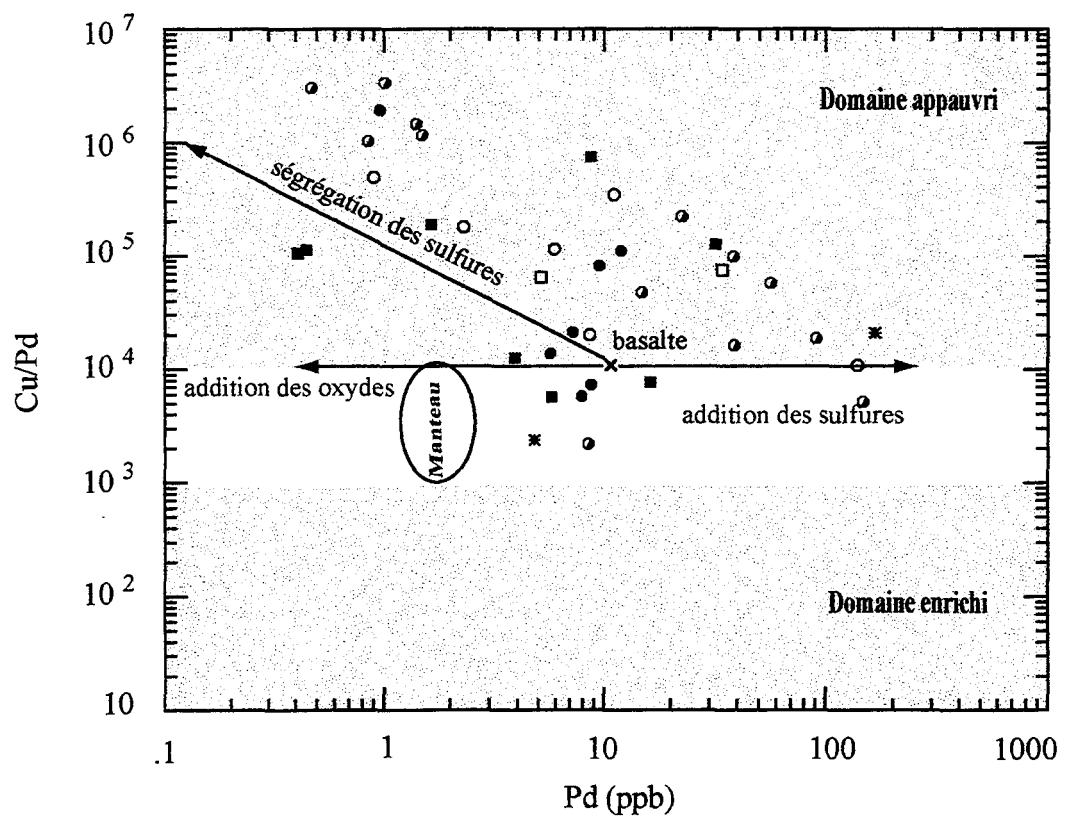


Figure 7.25: Diagramme Cu/Pd versus Pd montrant la position des roches riches en oxydes et des roches encaissantes du complexe de Duluth (d'après Barnes et al., 1993).

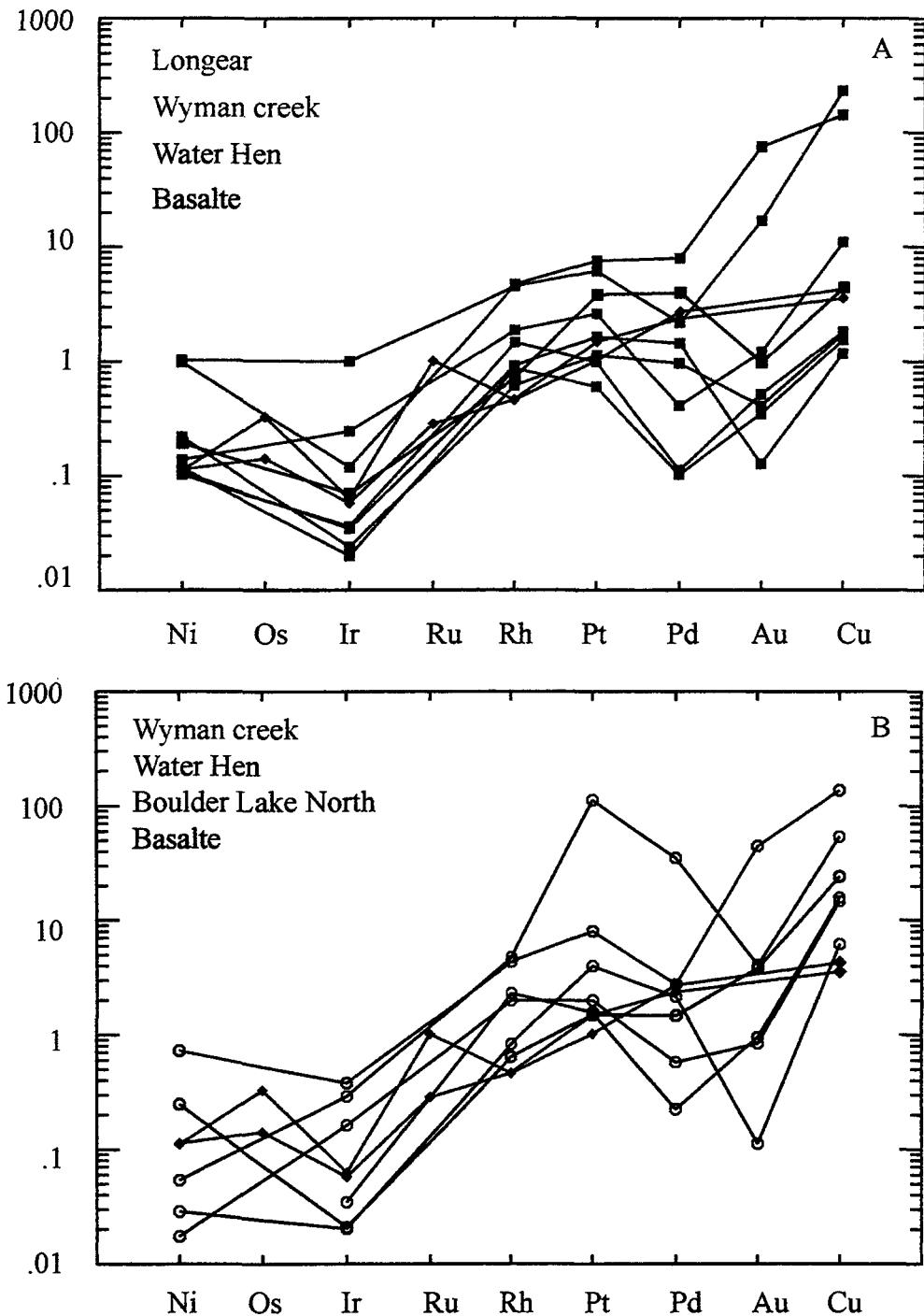


Figure 7.26: Diagrammes métaux normalisées par rapport au manteau primitif et selon l'ordre défini par Barnes et al. (1988). a) troctolites; b) oxydes déssiminés.

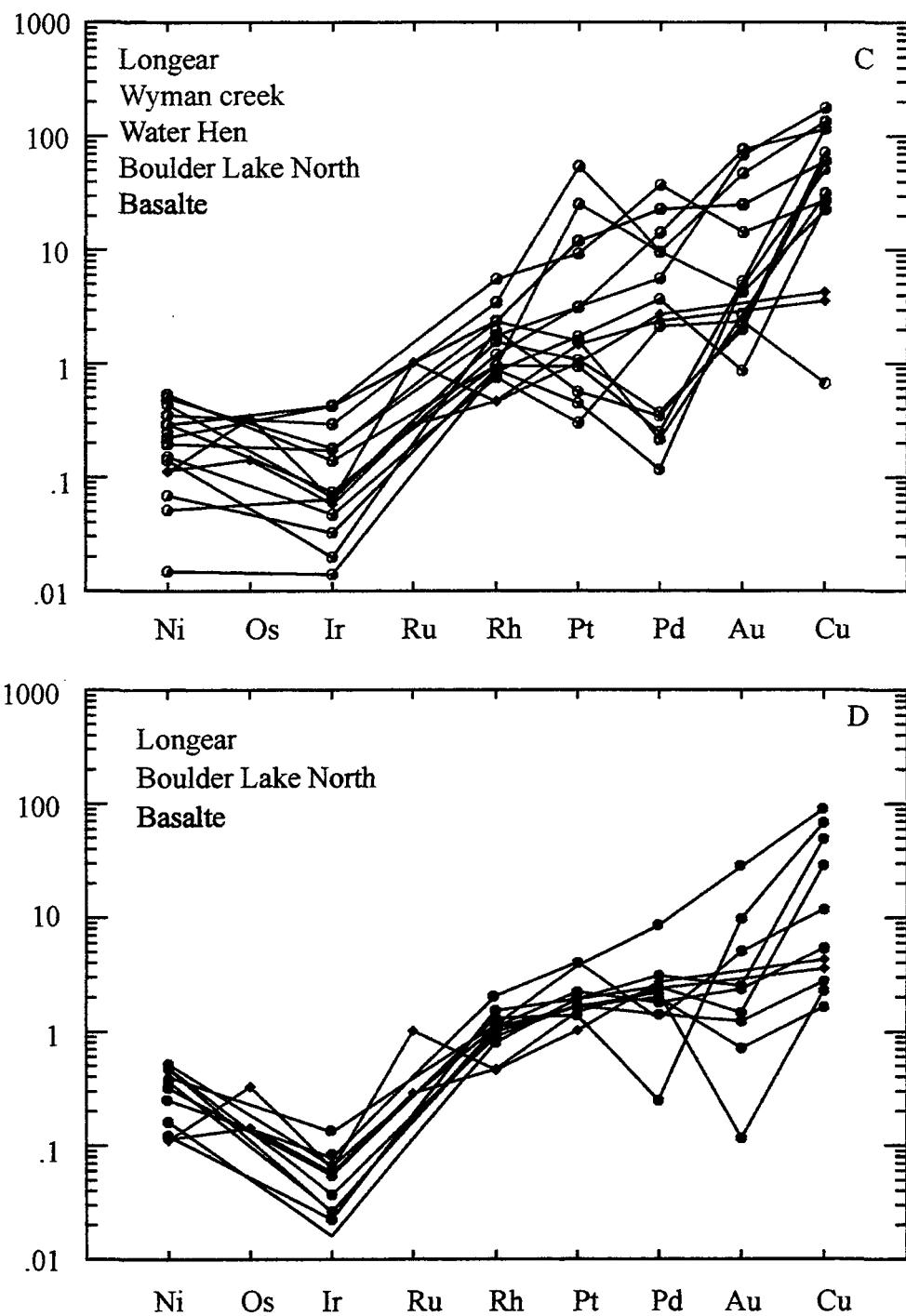


Figure 7.26: Diagrammes métaux normalisées par rapport au manteau primitif et selon l'ordre défini par Barnes et al. (1988). c) oxydes matriciels; d) oxydes massifs.

l'Ir au Cu. Ces profiles présentent aussi certains anomalies positives en Pt de certains échantillons de Wyman Creek et des anomalies négative en Pd de certains échantillons de Boulder Lake North.

Les oxydes massifs présentent des profiles semblables à ceux des basaltes à l'exception de la teneur élevée en Cu. Le profil des oxydes massifs se distingue des autres profiles par des faibles concentrations en EGP (figure 7.26D).

L'ensemble des profiles montre un appauvrissement en métaux nobles par rapport au Ni et au Cu. Les concentrations sont plus élevés dans les oxydes disséminés et matriciels que les oxydes massifs. Ceci peut être expliqué par le contact prolongé entre les gouttelettes de sulfures et le magma silicaté. Aussi, au sein des oxydes, les roches du secteur de Longear sont plus riches en EGP que celles de Boulder Lake North. Cette enrichissement peut être expliqué par le faible fractionnement des roches de Longear.

Certains anomalies positives en Au et en Pd peuvent être expliquées par des événement postmagmatiques comme le métamorphisme.

À l'exception des OUI de Birch Lake (Hauk et al., 1997), la concentration en Ni-Cu-EGP des différents OUI du Complexe de Duluth présentent des similitudes avec ceux de Skaergaard (Andersen et al., 2001), de Rio Jacera (Barnes et al., accepté), de Bushveld (Barnes et al., accepté) et de Hongge (Hong Zhong et al., 2002) (figure 7.27).

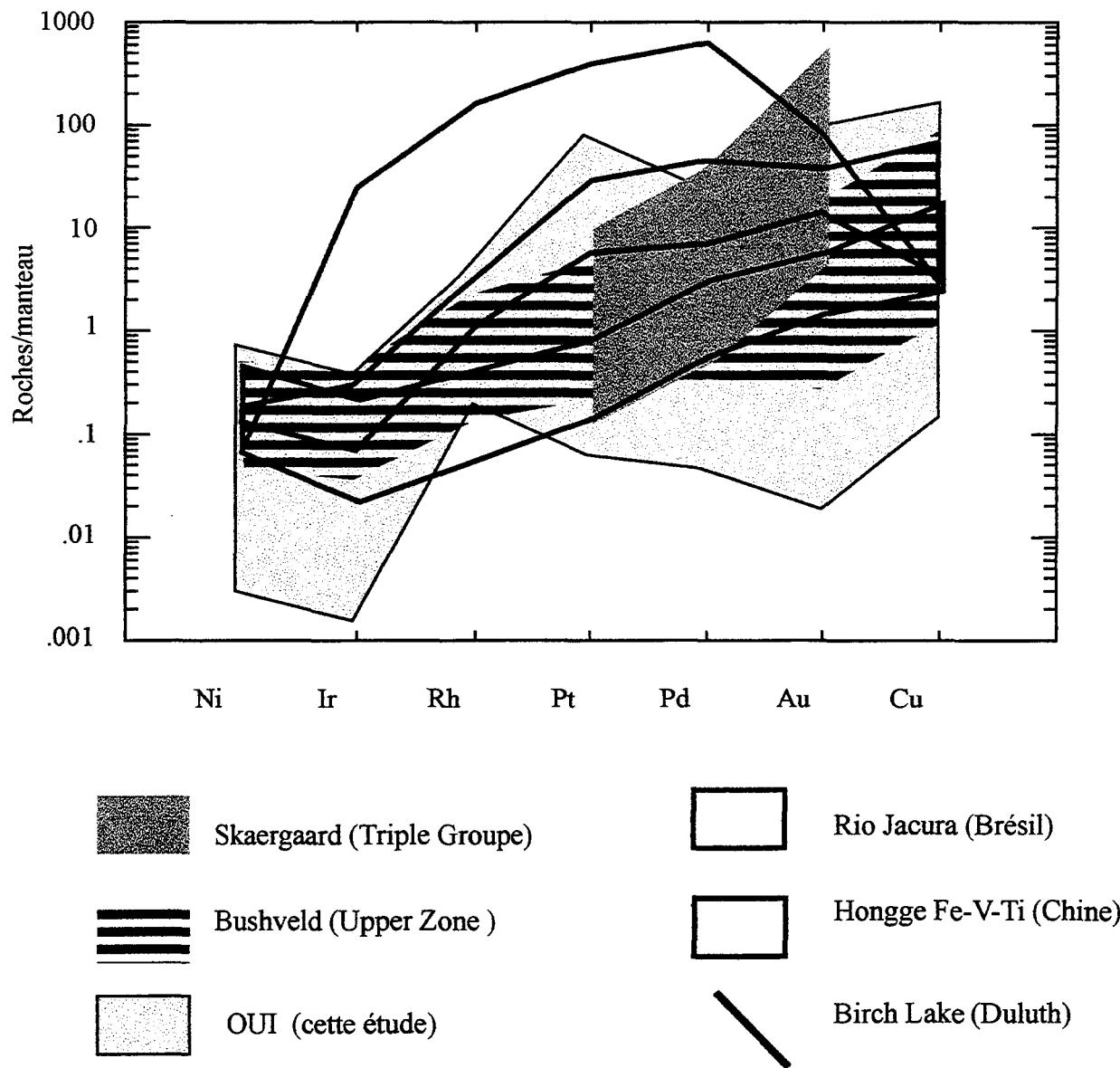


Figure 27: Diagramme métaux normalisé selon l'ordre défini par Barnes (1988) illustrant l'allure des profiles des roches riches en oxydes de Fe-Ti-V des différents intrusions litées. Sources des données est nentionnée dans le texte.

Sommaire

L'absence de corrélation positive entre l'IEGP et le V, Fe₂O₃+TiO₂ ainsi que la forme des profiles normalisés au manteau primitif, suggèrent que la magnétite ne contrôle pas l'Ir, Ru et Rh. Il est probable que la présence de sulfures en association avec les OUI pourra masquer l'effet des oxydes sur les IEGP.

Les EGP, Cu et Au sont contrôlés par les phases sulfurés. La chalcopyrite constitue la phase principale des phases sulfurés. La distribution des EGP montrent que les roches du secteur de Longear sont très riche en EGP par rapport à celles de Boulder Lake North. Cette distribution est expliquée par l'équilibre du liquide sulfuré avec le magma de Longear faiblement fractionné.

L'appauvrissement des différents profils en métaux nobles comparativement au Cu et Ni peut être expliqué par une ségrégation précoce des sulfures (haut coefficient de partage dans les sulfures).

L'abondance des cristaux de chalcopyrite dans les zones d'altération et dans des fractures, et aussi la présence de certains anomalies positive en Pd et en Au peuvent être expliquées par des événements postmagmatiques qui ont provoqué une redistribution des métaux.

CHAPITRE VIII

GÉOTHERMOMÉTRIE ET OXYGÈNE BAROMÉTRIE

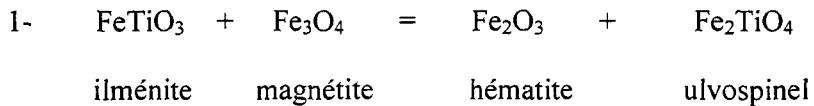
8.1 Introduction

Les phases d'ilménite et de titanomagnétite des minéralisations riches en oxydes de l'intrusion mafique de Sept-Îles et du Complexe de Duluth ont subi un vaste rééquilibre, aboutissant aux particularités d'exsolution décrites dans le chapitre III et IV. L'application de la version modifiée de l'original barométrie oxygène-géothermomètre de Buddington et Lindsley (1964) à la composition des phases d'ilménite et de titanomagnétite coexistantes permet le calcul de la température et de la fugacité d'oxygène pour l'événement de rééquilibre sub-solidus.

Ce chapitre inclut le contexte et la procédure pour calculer la température et la fugacité de l'oxygène, les résultats dans le cas des oxydes de l'intrusion mafique de Sept-Îles et du Complexe de Duluth, l'interprétation et discussion des données, et la comparaison avec celles des autres dépôts.

8.2 Description

La méthode de géothermométrie et de barométrie des oxydes de fer-titane par la méthode d'oxygène a été formulée par Buddington Lindsley (1964). Elle est basée sur la coexistence d'une phase $(\text{ilménite}-\text{hematite})_{ss}$ et d'une phase $(\text{ulvöspinel}-\text{magnétite})_{ss}$. Les deux équations qui en résultent sont :



dont le facteur dépendant est la température et



dont le facteur dépendant, est la fugacité de l'oxygène.

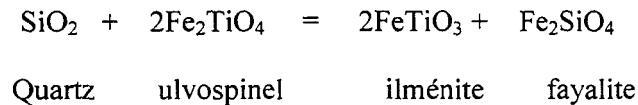
Pour utiliser ces deux équations deux hypothèses doivent être considérées :

1- Les phases d'ilménite_{ss} et de magnétite_{ss} doivent être en équilibre; 2- Si on suppose que la pression est constante, alors l'unique température et la fugacité d'oxygène peuvent être calculées. Dans le système Fe-Ti-O, les phases d'oxydes contiennent généralement des teneurs des autres cations, comme le Mg, le Mn, l'Al, le Cr, et le V. Actuellement, il existe deux formules de géothermométrie et de barométrie par oxygène qui tiennent compte de l'addition de ces cations.

Ghiorso et Sack (1991), présentent le model thermodynamique en tenant compte des cations de Mg, de Mn, d'Al, et de Cr dans les phases du système Fe-Ti-O. Ce model est spécialement appliqué pour les roches ayant des phases multiples à système cubique (ex. spinelle, chromite, ulvospinelle). Il existe plusieurs versions de ce programme informatique basées sur ce model.

Frost et al. (1988), ont modifié le model original de Buddington et Lindsley (1964) en ajoutant quartz et fayalite, et en tenant compte des cations Mg, Mn, et Al dans

les phases du système Fe-Ti-O. La réaction pertinente, appelée QUILF (Lindsley et Frost, 1992; Frost et Lindsley, 1992) est :



Il existe un programme en langage PASCAL, appelé QUILF, qui évalue les solutions solides des phases d'ilménite, de magnétite, d'olivine, d'orthopyroxène, de clinopyroxène et de quartz (Anderson et al., 1993).

Le programme QUILF a été utilisé dans cette étude pour deux raisons : 1- Les dépôts de Sept-Îles et de Duluth contiennent de la magnétite, de l'ilménite, de l'olivine et du pyroxène; 2- Les phases d'oxydes de Sept-Îles et de Duluth contiennent de faibles teneurs en V et en Cr (pas de chromite) qui ne sont pas explicites dans le programme QUILF.

Le programme utilise 71 réactions à partir de 6 phases. Les paramètres du programme sont : la température, la pression, la fugacité d'oxygène, la composition de spinelle, d'ilménite, d'olivine, d'augite, d'orthopyroxène ainsi que l'activité du SiO₂, du Fe et du TiO₂. Chacune de ces variables peut être fixée ou calculée. Par exemple, si on fixe la température, la pression et la composition des spinelles et de l'ilménite, la fugacité d'oxygène peut être calculée.

8.3 Procédure

La composition chimique des phases, établie par la microsonde électronique, a été utilisée pour calculer la température et la fugacité d'oxygène en utilisant le programme QUILF. Plus de 100 analyses ont été effectuées dans les grains d'ilménite, de titanomagnétite, de plagioclase et d'olivine. Chaque analyse du grain d'ilménite ou de titanomagnétite a été classée selon le type de texture des grains d'oxydes. Pour calculer la température et la fugacité d'oxygène, en utilisant QUILF, deux paires d'oxydes ont été désignées : 1- Un grain d'ilménite et un grain de titanomagnétite; 2- Un grain de titanomagnétite et des lamelles d'ilménite. À l'intérieur de chaque lame mince polie, la moyenne des analyses appropriées est effectuée. Cette moyenne est ensuite entrée dans le programme QUILF afin de calculer les T et fO_2 .

8.4 Résultats

8.4.1 Oxydes Fe-Ti-P de l'intrusion de Sept-Îles

À partir de la composition des grains d'ilménite et de titanomagnétite des lithologies formant la zone critique, la température et la fO_2 ont été calculées à une pression de 2 kb. Considérant la profondeur de mise en place de l'intrusion, le choix de 2 kb (Higgins, communication personnelle) est raisonnable pour le calcul de T et fO_2 . La température et la fugacité d'oxygène ont été calculées pour les deux seuls types de textures qui forment les oxydes de la zone critique: a- Grain d'ilménite-grain de titanomagnétite; b- Lamelles d'ilménite - grains de titanomagnétite. Le tableau 8.1 représente les résultats de fO_2 et de T obtenus.

Tableau 8.1: Conditions de températures et de fugacité d'oxygène des roches de la zone critique, intrusion mafique de Sept-Îles.

Échantillon	Ilménite				Magnétite			T (°C)	P (bars)	Log <i>fO</i> ₂
	Xilm	Xhem	XGk	Xpy	Nti	NMg	NMn			
HN-06	0.988	0.011	0.075	0.021	0.451	0.030	0.021	699	2000	-16.688
HN-11	0.980	0.018	0.078	0.022	0.243	0.033	0.013	550	2000	-24.318
HN-13	0.969	0.028	0.078	0.020	0.364	0.043	0.016	569	2000	-23.055
HN-18	0.968	0.028	0.093	0.016	0.257	0.028	0.013	597	2000	-21.479
HN-19	0.964	0.034	0.059	0.016	0.214	0.022	0.010	613	2000	-20.425
HN-26	1.016	0.000	0.000	0.018	0.250	0.044	0.015	594	2000	-21.846
HN-33	0.972	0.024	0.144	0.016	0.309	0.068	0.012	585	2000	-22.388
HN-35	0.980	0.016	0.161	0.013	0.331	0.080	0.014	536	2000	-25.148
HN-25	0.953	0.042	0.092	0.016	0.172	0.747	0.013	625	2000	-19.362
HN-21	0.966	0.030	0.116	0.013	0.071	0.039	0.002	531	2000	-22.647
HN-40	0.972	0.022	0.189	0.013	0.296	0.104	0.010	573	2000	-23.027
HN-37	0.978	0.018	0.176	0.014	0.344	0.092	0.012	549	2000	-24.468
HN-27	0.971	0.027	0.057	0.020	0.181	0.020	0.015	577	2000	-22.081
HN-41	0.969	0.025	0.169	0.013	0.257	0.106	0.010	584	2000	-22.226
HN-43	0.948	0.046	0.096	0.016	0.184	0.036	0.008	641	2000	-18.712
HN-50	0.975	0.022	0.101	0.016	0.240	0.025	0.009	566	2000	-23.149
HN-44	0.957	0.039	0.088	0.016	0.269	0.040	0.013	646	2000	-19.208
HN-46	0.961	0.033	0.132	0.015	0.332	0.048	0.013	637	2000	-19.943
HN-53	0.951	0.041	0.156	0.014	0.397	0.058	0.016	685	2000	-18.254

Le diagramme T versus $\log fO_2$, présente le moyen efficace d'expliquer les valeurs calculées. Le diagramme consiste à illustrer et à comparer les valeurs calculées par rapport à certains tampons de référence (QFM, IM, MW). La figure 8.1 présente les valeurs de T et $\log fO_2$ des pairs de grains ilménite-titanomagnétite des nelsonites, des gabbros-nelsonites, des magnétites et des microgabbros. Les données définissent une trajectoire qui s'étend du tampon QFM à haute température au tampon IM à basse température. L'intervalle de température s'étale entre 531 et 700 °C et celui de la fugacité d'oxygène entre -17 et -25. Les températures obtenues sont inférieures à celles de la cristallisation magmatique, indiquant ainsi qu'un certain rééquilibre sub-solidus entre les phases oxydes a eu lieu lors du refroidissement. Les oxydes cumulats illustrent des températures et des fugacités d'oxygène faibles, alors que les oxydes interstitiels (gabbro-nelsonite, microgabbro) montrent des fO_2 et T élevées proches du tampon QFM.

8.4.2 Oxydes Fe-Ti du Complexe de Duluth

À partir de la composition de l'ilménite, de la titanomagnétite et de l'olivine des différentes lithologies de Boulder Lake North, de Longear, de Water Hen et de Wyman Creek, la température (T) et la fugacité de l'oxygène (fO_2) ont été calculées à une pression de 2 kb (Sawyer, communication personnelle). Les analyses ont été exécutées sur la paire de grain de titanomagnétite-grain d'ilménite. Les résultats et la trajectoire T- fO_2 définis par les différents dépôts sont illustrés respectivement dans le tableau 8.2 et la figure 8.2. Dans le cas des OUI de Water Hen et de Wyman Creek où l'ilménite est la

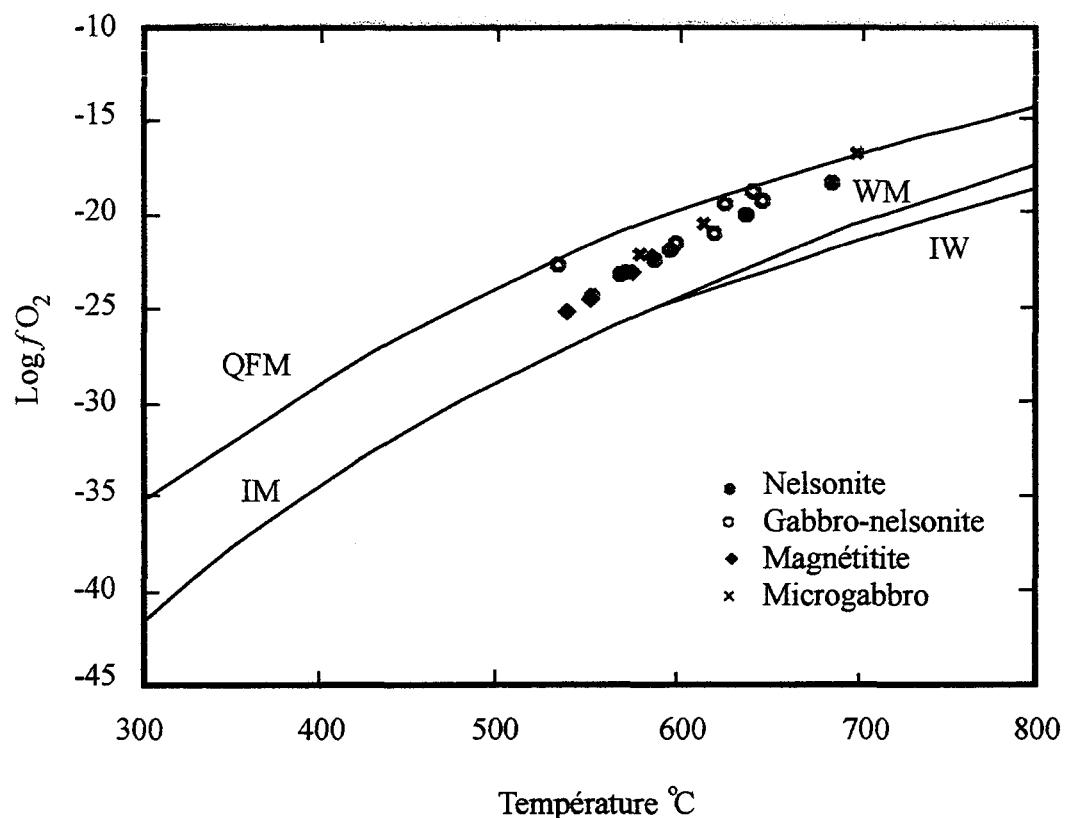


Figure 8.1: Diagramme de T vs. fO_2 illustrant les conditions, dont certains paires d'ilménite et de titanomagnétite des oxydes de Sep-Îles ont été rééquilibrer durant le refroidissement sub-solidus. Les lignes représentent les tampons de références. F = fayalite, M = magnétite, Q = quartz, I = iron, et W = wustite).

Tableau 8.2: Conditions de température et de fO_2 des roches de Longear.

Échantillon	Ilménite				Magnétite				P (bars)	Log fO_2
	Xilm	Xhem	XGk	Xpy	Nti	NMg	NMn	T (°C)		
LE-3-4	0.937	0.054	0.128	0.008	0.265	0.050	0.004	692	2000	-17.177
LE-3-5	0.989	0.018	0.019	0.079	0.243	0.058	0.004	542	2000	-24.616
LE-3-6	0.956	0.040	0.100	0.008	0.323	0.025	0.010	662	2000	-18.813
LE-3-8	0.935	0.050	0.124	0.010	0.291	0.038	0.037	689	2000	-17.465
LE-3-9	0.947	0.043	0.194	0.008	0.467	0.079	0.009	715	2000	-17.472
LE-3-10	0.919	0.071	0.117	0.009	0.251	0.033	0.006	724	2000	-15.798
LE-3-11	0.970	0.023	0.212	0.009	0.455	0.140	0.007	603	2000	-22.005
LE-3-12	0.965	0.028	0.200	0.008	0.499	0.106	0.001	643	2000	-20.390
LE-3-15	0.994	0.005	0.157	0.012	0.265	0.050	0.004	411	2000	-33.840
LE-3-16	0.958	0.039	0.071	0.010	0.204	0.014	0.004	626	2000	-19.645

Tableau 8.2 (suite): Conditions de température et de fO_2 des roches de Boulder Lake North.

Échantillon	Ilménite				Magnétite				P (bars)	Log fO_2
	Xilm	Xhem	XGK	Xpy	Nti	NMg	NMn	T (°C)		
IV-8-2	0.955	0.042	0.053	0.016	0.101	0.004	0.000	588	2000	-20.047
IV-8-4	0.985	0.014	0.020	0.044	0.353	0.033	0.011	520	2000	-26.113
IV-8-5 (Mt-Ti)	0.970	0.026	0.130	0.010	0.558	0.086	0.009	648	2000	-20.458
IV-8-5 (Mt)	0.970	0.026	0.130	0.010	0.002	0.002	0.003	319	2000	-28.333
IV-8-6 (Mt-Ti)	0.967	0.031	0.015	0.013	0.399	0.022	0.013	637	2000	-20.235
IV-8-6 (Mt)	0.967	0.031	0.015	0.013	0.009	0.006	0.000	399	2000	-25.387
IV-8-9	0.967	0.014	0.015	0.022	0.071	0.003	0.001	464	2000	-27.782
IV-8-10(Mt-Ti)	0.963	0.035	0.045	0.019	0.172	0.020	0.002	602	2000	-20.569
IV-8-10 (Mt)	0.963	0.035	0.045	0.019	0.016	0.005	0.001	443	2000	-23.810
IV-8-11	0.957	0.004	0.042	0.012	0.317	0.008	0.008	386	2000	-35.746
IV-8-12 (Mt-Ti)	0.967	0.031	0.041	0.017	0.161	0.003	0.003	585	2000	-21.382
IV-8-12 (Mt)	0.967	0.031	0.041	0.017	0.049	0.001	0.001	509	2000	-22.950

Tableau 8.2 (suite): Conditions de température et de fO_2 des roches de Wyman Creek (suite).

Échantillon	Ilménite				Magnétite					$\log fO_2$
	Xilm	Xhem	XGk	Xpy	Nti	NMg	NMn	T (°C)	P (bars)	
26133-5 (n=3)	0.949	0.049	0.016	0.036	0.662	0.044	0.008	862	2000	-14.325
26133-7 (n=2)	0.961	0.036	0.058	0.012	0.365	0.034	0.004	658	2000	-19.189
26133-10 (n=2)	0.976	0.022	0.020	0.043	0.362	0.017	0.004	581	2000	-22.765

Tableau 8.2 (suite): Conditions de température et de fO_2 des roches de Water Hen (suite).

Échantillon	Ilménite				Magnétite					$\log fO_2$
	Xilm	Xhem	XGk	Xpy	Nti	NMg	NMn	T (°C)	P (bars)	
CN.7-1	0.965	0.032	0.080	0.006	0.490	0.055	0.000	668	2000	-19.328

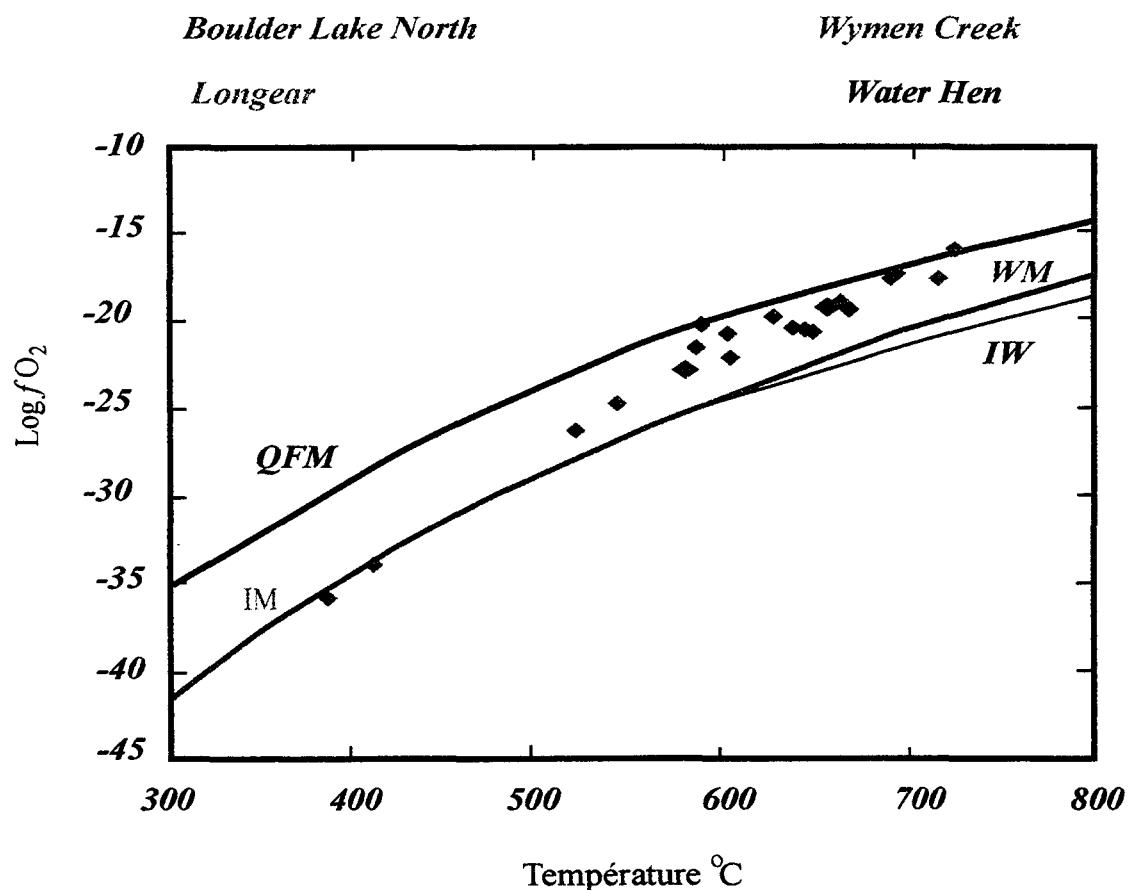


Figure 8.2: Diagramme T vs. $\log f\text{O}_2$ des paires de grains d'ilménites et de titanomagnétites des différentes OUls du Complexe de Duluth.

phase d'oxyde dominante et la titanomagnétite est presque absente, seulement quatre valeurs ont été calculées (3 dans le cas de Wyman Creek et 1 dans celui de Water Hen).

Les résultats de $T-fO_2$ de Boulder Lake North définissent une trajectoire interceptant la ligne du tampon QFM à haute température, et celle du tampon IM à basse température. Les températures varient de 648 à 464 °C. Dans le cas de Longear, la trajectoire est la même que celle de Boulder Lake North, à l'exception de l'intervalle de température qui s'étale entre 411 et 724 °C. La température obtenue pour les OUI de Water Hen est de 668 °C, alors que celle de Wyman Creek est comprise entre 581 et 862 °C.

Les températures des différents dépôts témoignent d'un rééquilibre sub-solidus lors du refroidissement de l'intrusion. Les résultats de T et de fO_2 obtenus des OUI de cette étude corroborent ceux obtenus par Sassani (1992) et Pasteris (1985) dans différentes régions du Complexe (figure 8.3). Les résultats de ces deux chercheurs ont été obtenus en utilisant le programme QUILF. Les données de Sassani (1992) proviennent des cumulats d'oxydes qui longent les troctolites de la région de Fish Lake et celle du sud Ouest de Boulder Lake. Les données de Pasteris (1985) proviennent des échantillons riches en oxydes et en sulfures des différentes régions, le long de la bordure Ouest du Complexe. Ces données montrent des températures qui varient entre 830 et 300 °C, et de $\log fO_2$ qui s'étale entre -10 et -45. Ces températures sont inférieures à celle de la cristallisation magmatique. Par conséquent, les phases d'oxydes ont subi un rééquilibre à des températures sub-solidus. La trajectoire de $T-fO_2$ des différentes études

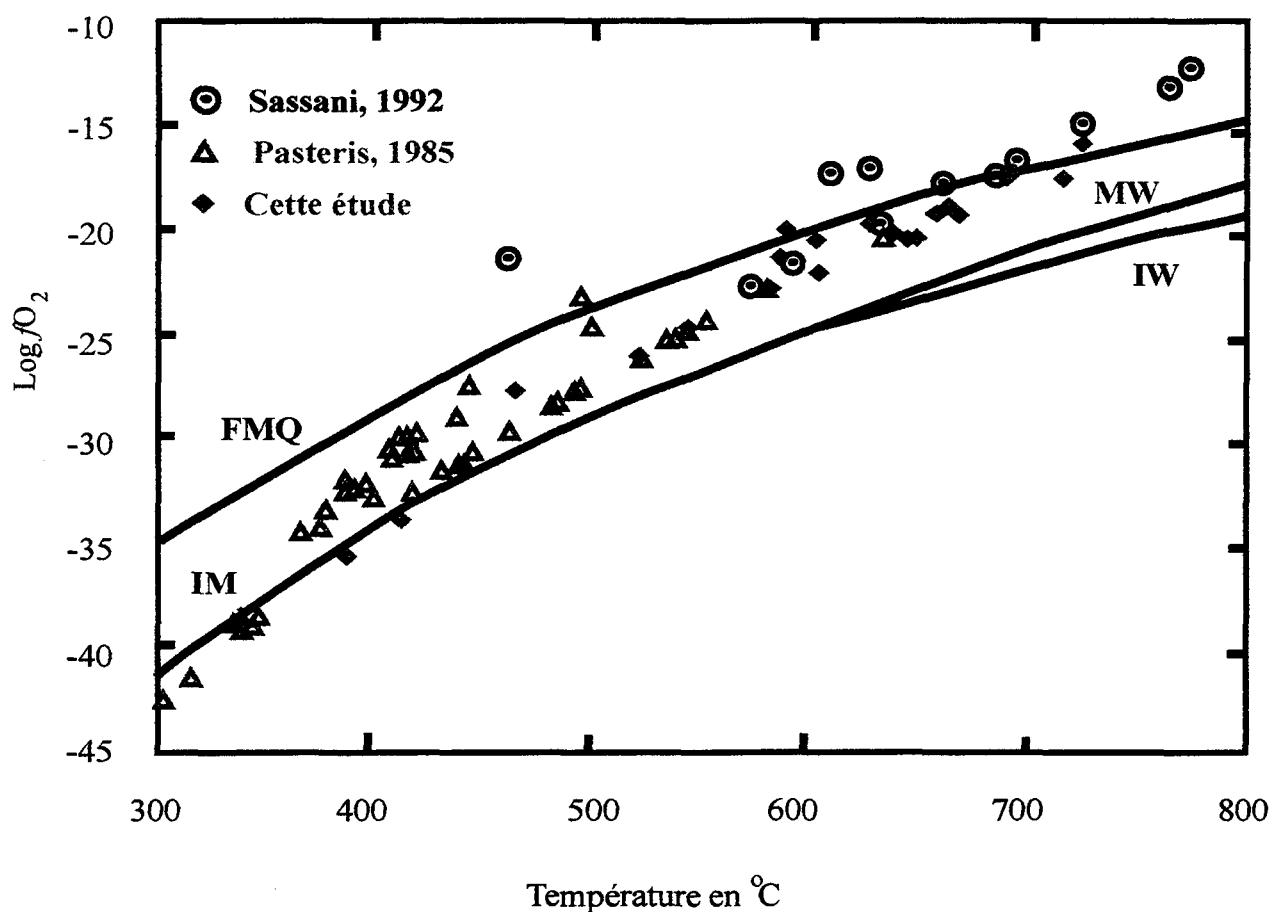


Figure 8.3: Diagramme de T vs. $\text{Log } f\text{O}_2$ montrant la comparaison des résultats de T et de $f\text{O}_2$ obtenus dans cette étude avec ceux de Sassani (1992) et Pasteris (1885) dans les différentes régions du Complexe de Duluth.

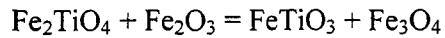
montre une tendance qui commence au tampon QFM à haute température pour atteindre le tampon IM à faible température.

8.5 Discussion et interprétation

Il est important de noter que les valeurs de T et de fO_2 calculées pour chaque paire de minéraux représentent les dernières conditions enregistrées pour chaque minérale de la paire. En effet, les valeurs calculées pour la paire de grain de titanomagnétite-lamelle d'ilménite constituent les dernières conditions de rééquilibre interne enregistrées pour les grains de titanomagnétite. Les valeurs calculées pour la paire de grain ilménite-titanomagnétite représentent les conditions du large système duquel ces phases font partie. Donc, les valeurs de T et fO_2 enregistrent d'une part les conditions d'équilibre interne des oxydes et d'autres part les conditions du système entier. Toutefois, dans le cas des oxydes de Sept-Îles et de Duluth, les différentes paires de minéraux définissent la même trajectoire dans le diagramme T- fO_2 , indiquant à la fois le rééquilibre interne des phases, et les conditions de fO_2 du large système.

Comme discuté par Frost et al. (1988), la trajectoire de T- fO_2 enregistrée par un corps igné renseigne généralement sur l'histoire de l'état de l'oxygène dans le système. Les phases d'oxydes de Fe-Ti subissent un rééquilibrage à des températures sub-solidus lors du refroidissement de l'intrusion. Ce rééquilibrage peut résulter de la combinaison de 3 processus : la réaction entre les oxydes et les silicates, la réaction interoxyde, et la réaction intraoxyde. Dans le cas de la réaction entre les oxydes et les silicates (*rock-buffering system*), la trajectoire de T- fO_2 doit être parallèle aux tampons de référence. L'exemple de Sept-Îles et celui de Duluth ne présente pas une trajectoire parallèle au

tampon de référence (QFM). Le rééquilibrage intraoxyde, se manifeste généralement par le développement des exsolutions. En effet, les lamelles d'ilménite dans la titanomagnétite observées dans les oxydes de Duluth et de Sept-Îles résultent de ce processus. Le rééquilibrage interoxyde est difficile à détecter à cause de l'absence d'évidences pétrographiques. Dans ce processus, l'équilibre interoxyde implique l'échange de Fe^{3+} et Ti entre la magnétite et l'ilménite selon la réaction (Rumble, 1970) :



Le changement de composition de la magnétite et de l'ilménite, et particulièrement de la trajectoire $T-f\text{O}_2$ par la réaction décrite ci-dessus, dépend essentiellement de la proportion relative des phases d'oxydes présentes. Si la magnétite est la phase dominante par rapport à l'ilménite, le refroidissement interoxyde suit l'isopleth de la magnétite avec changement de composition de l'ilménite. Si cette dernière est la phase dominante, le refroidissement suit l'isopleth d'ilménite. La composition d'ilménite reste inchangée durant le refroidissement, alors que celle de la magnétite change selon la réaction ci-dessus. Dans le cas des oxydes de Sept-Îles et des OUI de Duluth, la proportion des phases titanomagnétite/ilménite est très variable selon la lithologie en question. Dans certains secteur comme Water Hen et Wyman Creek, la phase d'oxyde dominante est l'ilménite.

Considérant les processus discutés ci-dessus, la trajectoire $T-f\text{O}_2$ des roches de Sept-Îles et du complexe de Duluth ne peut être expliquée par un unique processus mais probablement par la combinaison de plusieurs.

Rappelons que la trajectoire $T-fO_2$, définie par les oxydes de Sept-Îles et de Duluth, se manifeste par une ligne qui commence à QFM à haute température et qui se termine à IM à faible température. Plusieurs études montrent que le passage du tampon QFM à IM ou MW dans un diagramme $T-fO_2$ est très commun, mais son explication reste toujours obscure. Le tableau 8.3 regroupe une variété de types de roches avec un large intervalle de température et plusieurs méthodes de calcul de $T-fO_2$. Six de ces exemples présentent des trajectoires qui commencent par QFM et s'approche de IM ou de MW. Un fait important est que les six exemples se produisent dans les roches mafiques.

Il existe plusieurs explications invoquées pour éclaircir le passage du tampon QFM à IM ou MW. Il peut être causé par le changement du système à tampon interne à un système de tampon externe (Williams, 1971). Un changement d'un équilibre cristalliquide à un équilibre solide-liquide-vapeur (Williams, 1971) peut aussi en être la cause. La plupart des recherches concluent que les oxydes Fe-Ti ne sont pas en équilibre pour ne pas avoir à donner d'explication sur les trajectoires de $T-fO_2$.

Dans le but d'examiner les résultats des trajectoires ou des tendances des diagrammes $T-fO_2$, les travaux expérimentaux de Snyder et al. (1993) ont déterminé la ligne d'évolution d'un liquide riche en fer, dont la composition est similaire au liquide parental de l'intrusion mafique litée de Newark Island (NILI). Les travaux montrent que les trajectoires de $T-fO_2$ dans le cas de NILI dépendent : 1- De l'ordre d'apparition des phases d'oxydes; 2- De la proportion des phases d'oxydes relatives. Dans cette étude expérimentale de Snyder et al., (1993), la saturation en ilménite précède celle de la

Tableau 8.3: Sommaire des données de température et de fugacité d'oxygène des autres intrusions ignées.

Roches	Nom	Température (°C)	Tampons	Méthode de calcul	Référence
Laves rholitiques	Yellowstone, WY	875-725	parallèle mais au dessous de FMQ	Ghiorso et Sack, 1991	Carmichael, 1991
Les volcanites siliceuses	Bishop Tuff, New Zealand	1000-700	au dessus NNO	Ghiorso et Sack, 1992	Carmichael, 1992
Granulite mafique	Kiglapait, Labrador	975-580	De FMQ à MW	Buddington et Lindsley, 1964	Docka et al., 1986
Massif anorthositique	Bjerkrem-Sogndal, Norway	975-500	au dessus NNO et en bas de FMQ	Buddington et Lindsley, 1964	Duchesne, 1972
Monzosyenite	Laramie, WY	1060-635	Le long CCO; que MW	Frost et al., 1988	Fuhrman et al., 1988
Corps mafique stratiforme	Intrusion de Dufek, Antarctica	950-590	Le long de FMQ	Buddington et Lindsley, 1964	Himmelberg et Ford, 1977
Dolérites tholeiitique	Dykes de Koster, Sweden	1375-870	De FMQ à MW	Andersen et Lindsley, 1988	Jensen, 1990
Intrusion mafique litée	Somerest Dam, Australia	725-625	Le long de NNO	Buddington et Lindsley, 1964	Mathison, 1975
Beach sands	Cox's Bazar, Bangladesh	850-625	Le long FMQ	Spencer et Lindsley, 1981	Mitra et al., 1992
Granulite mafique	Kiglapait, Labrador	1000-500	De FMQ à IM	Lindsley, 1977	Morse, 1980
Dunite pipe	Mooihoek et Onverwacht, Bushveld Complex	590-410	De FMQ à IM	Spencer et Lindsley, 1981; Stormer, 1983	Rudashevsky et al., 1992
Laves basaltiques	Deccan Traps, India	1025-650	Parallèle mais au dessous de FMQ	Stormer, 1983	Sen, 1986
Intrusion mafique litée	Fongen-Hyllingen, Norway	575-390	De FMQ à IM	Powell et Powell, 1977	Thy, 1982
Intrusion mafique litée	Skaergaard, Greenland	1300-900	Au dessus de FMQ à MW	Williams, 1971	Williams, 1971

titanomagnétite à faible fO_2 (de IW jusqu'à la moitié entre IW et QFM). À forte fO_2 (à QFM), on assiste à l'ordre d'apparition inverse des phases oxydes (titanomagnétite en premier et l'ilménite après). Si le liquide est saturé avec les deux phases, le ratio ilménite/titanomagnétite augmente avec la diminution de fO_2 . Snyder et al. (1993) déterminent la tendance T- fO_2 probable pour le liquide NILI (figure 8.4) en se basant sur l'histoire de cristallisation observée dans la stratigraphie de l'intrusion. L'ilménite cristallise avant la titanomagnétite. Donc les conditions de fO_2 qui régnaient étaient faibles (autour de IW). Le rapport Fe_2O_3/FeO augmente provoquant ainsi une augmentation de fO_2 . Une fois que les cumulats de titanomagnétite commencent à cristalliser on assiste à une chute de fO_2 (figure 8.4). Si l'ilménite est la phase dominante du système, la trajectoire va chuter au-dessous du tampon IW.

Dans l'intrusion de Skaergaard, de Kiglapait, et de l'intrusion de Somerset Dam, le début de cristallisation des cumulats d'ilménite et de titanomagnétite se produit en même temps dans la stratigraphie, et les cumulats d'ilménite sont les phases d'oxydes dominantes dans les niveaux élevés de la stratigraphie (Morse, 1980). Par conséquent, la tendance de T- fO_2 est semblable à celle de l'intrusion NILI. Snyder et al. (1993) concluent que cette tendance (passage de QFM à IW) est typique aux magmas tholéitiques et proposent deux mécanismes pour expliquer ces tendances.

Le premier mécanisme concerne un *système fermé*: comme les cristaux d'olivine cristallisent, le ratio Fe_2O_3/FeO dans le liquide résiduel augmente, donc fO_2 augmente. Lorsque la saturation en ilménite est atteinte, elle précipite et le ratio Fe_2O_3/FeO augmente. Ceci conduit le liquide au champ de stabilité de titanomagnétite,

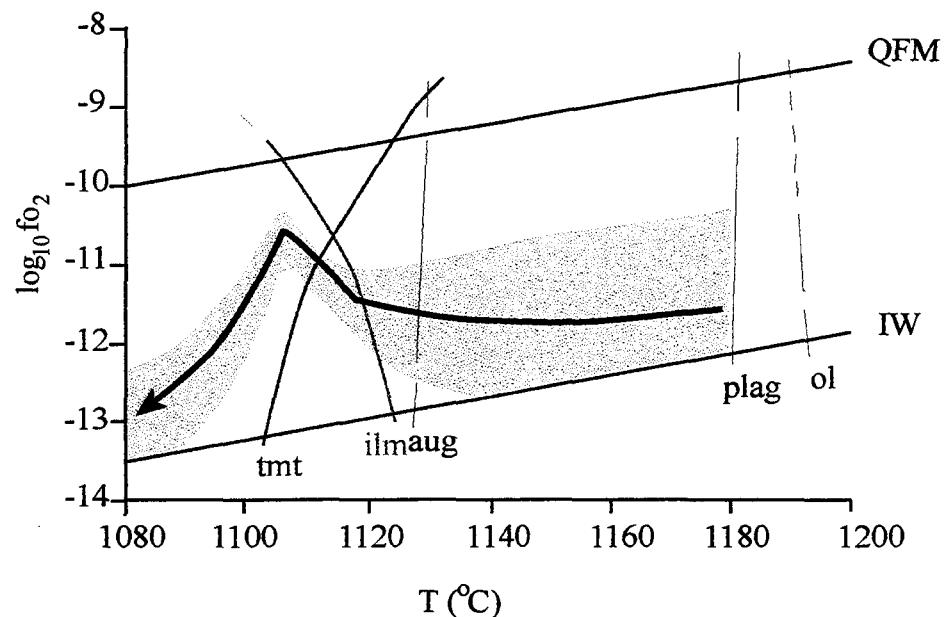


Figure 8.4: Fugacité de l'oxygène en fonction de la température montrant la tendance probable du liquide de l'intrusion littée de Newark Island (flèche). Les trajectoires possibles de $T-f\text{O}_2$ sont désignées par le champ coloré (Snyder et al., 1993). tmt: titanomagnétite; ilm: ilménite; aug: augite; plag: plagioclase et ol: olivine.

provoquant l'augmentation de fO_2 , et la saturation du système en titanomagnétite. La cristallisation de la titanomagnétite cause l'appauvrissement du liquide en Fe_2O_3 et par conséquent la diminution de fO_2 . Dans le cas où la saturation de la titanomagnétite serait atteinte avant celle d'ilménite, la diminution de fO_2 conduit rapidement le liquide dans le champ de stabilité de l'ilménite. La saturation du liquide magmatique en ilménite et en magnétite de plusieurs intrusions litées peut être le résultat de l'une ou l'autre possibilité (Wager et Brown 1967, Morse 1980).

Le deuxième mécanisme dans lequel Snyder et al., (1993) propose un effet cinétique, concerne le *système ouvert*. Lorsque l'olivine cristallise, l'oxygène qui s'échange avec l'entourage est faible, et par conséquent fO_2 devient parallèle à la courbure du tampon de référence. Quant la saturation de l'ilménite est atteinte, il y a une mobilisation de Fe^{2+} et une production d'oxygène dans le liquide. fO_2 devient élevée et on assiste à la saturation du liquide en titanomagnétite. La précipitation de cette dernière provoque la diminution de fO_2 .

Le mécanisme d'un système fermé s'applique probablement pour les deux intrusions en question. Toutefois, les échanges entre l'intrusion, l'encaissant et l'influx des composantes externes peuvent aussi contribuer à la formation des oxydes et par conséquent la mise en évidence d'un système ouvert. Les études pétrographiques de Lindsley (1976) et les travaux expérimentaux de Hammond et Taylor (1982) montrent que durant le refroidissement d'un système riche en oxydes, l'oxydation de la titanomagnétite a lieu d'une manière plus facile et plus rapide que la réduction de l'ilménite. Ceci explique la rareté et même l'absence des lamelles de magnétite dans

l'ilménite des différents dépôts d'oxydes Fe-Ti de Sept-Îles et de Duluth. Hammond et Taylor (1982) montrent aussi que le facteur de vitesse contrôlant le rééquilibre (synthétique) des deux phases d'oxydes est la vitesse de circulation du fluid réactant. Il existe des évidences de fluides tardifs dans le Complexe de Duluth et dans l'intrusion de Sept-Îles. Par conséquent, les oxydes intercumulats sont plus exposés à la circulation des fluides et ils sont plus facilement rééquilibrés que les oxydes complètement enfermés à l'intérieur des phases silicatées. Les données des différents dépôts définissent la même trajectoire. En effet les premiers cumulats d'oxydes et les grains exsolvés à partir des silicates de haute température sont plus réduits que le tampon QFM, alors que les phases intercumulats rééquilibrées enregistrent des valeurs de $T-fO_2$ qui tombent sur la courbe de QFM et même parfois au-dessus du tampon QFM (exemple de Boulder Lake North). Ces phases intercumulats sont associées avec les dernières conditions d'oxydation. Une fois que le système de cumulats et d'intercumulats refroidit, il s'approche des conditions de fO_2 intermédiaires et particulièrement réductrices. Ces conditions peuvent être attribuées soit à l'équilibre avec les phases d'oxydes déjà existantes, soit à l'influx tardif d'une composante réductrice. Whitney et Stormer (1983) considèrent que l'assimilation du matériel crustal qui possède de la magnétite et de la pyrite peut provoquer la formation de la pyrrhotite et de l'oxygène. Une fois que la température du matériel assimilé augmente, fO_2 du système augmente, elle atteint rapidement la courbe du tampon. Des processus similaires peuvent avoir lieu essentiellement au Complexe de Duluth, où la formation de Virginia composée de magnétite et de pyrite est assimilée. L'abondance du matériel graphitique de ces sédiments, toutefois, empêche fO_2 d'atteindre le tampon QFM.

8.6 Sommaire

La trajectoire de T- fO_2 définie par les paires des phases d'oxydes de Sept-Îles et de l'intrusion de Duluth commence au tampon QFM à haute température et diminue en direction du tampon IM. Cette tendance est commune aux roches des intrusions litées à caractère tholéïitique. Les données de T- fO_2 obtenues pour cette étude corroborent les résultats de Sassani (1992) et de Pasteris (1985) calculés dans différentes régions du Complexe de Duluth. Ces valeurs de T et fO_2 suggèrent que les dépôts aient pris naissance dans des conditions ignées. Le refroidissement des deux intrusions se manifeste par une diminution de température et particulièrement de fO_2 . Le mécanisme d'un système fermé peut être évoqué pour expliquer la trajectoire observée. Toutefois la présence de minéraux hydratés (biotite, chlorite, analyses isotopiques (voir chapitre VI)) dans les deux minéralisations implique le mécanisme du système ouvert. Ceci suggère que les intrusions aient interagi avec les fluides (eau météorique dans le cas de Sept-Îles et fluide métamorphique dans le cas de Duluth) qui ont causé le rééquilibre des phases d'oxydes lors du refroidissement de l'intrusion. Les valeurs élevées de fO_2 peuvent être expliquées par les conditions d'oxydation mises en évidence par les processus ignés et/ou par l'ajout des fluides. La diminution de fO_2 lors du refroidissement peut s'expliquer soit par la cristallisation de titanomagnétite (cas de Sept-Îles et Duluth essentiellement Boulder Lake North et Longear), soit par l'incorporation du matériel graphitique créant des conditions réductrices (cas de Duluth : Water Hen et Wyman Creek).

Les conditions de T et de fO_2 calculées pour les minéralisations de Sept-Îles et de Duluth nous permettront de définir les mécanismes responsables de la formation des dépôts de P-Ti (voir chapitre VIII).

CHAPITRE IX

DISCUSSION ET CONCLUSIONS

Les précédents chapitres constituent une caractérisation détaillée de la géologie, de la pétrographie et de la géochimie des oxydes de Fe-Ti-P de l'intrusion mafique de Sept-Îles et de celle du complexe de Duluth.

L'objectif de ce chapitre est de répondre à la question sur l'origine des deux minéralisations de Fe-Ti-P. La démarche consiste à récapituler les points saillants des minéralisations de Fe-Ti-P dans les deux intrusions en intégrant les résultats de l'investigation géologique, pétrographique et géochimique afin d'élaborer un modèle de mise en place des différentes minéralisations.

Les étapes conduisant à la formation de larges dépôts associés aux roches mafiques et ultramafiques sont : **i)** la fusion partielle; **ii)** la cristallisation fractionnée; **iii)** la saturation du magma en phases minérales; **iv)** accumulation des phases; et **v)** processus post-magmatiques.

9.1 Contexte tectonique et nature du magma

En général, les intrusions ignées littées sont des corps mafiques et ultramafiques caractérisées par une stratification ignée et une variation de composition avec la

profondeur. Elles sont économiquement importantes car elles renferment des réserves mondiales en Fe, Ti, V, Cr, Ni, Cu, Au et EGP. Les intrusions litées particulièrement intracontinentales se retrouvent dans un environnement tectonique d'extension (ex. rift) (figure 9.1). Ces intrusions existent dans tous les âges géologiques, de l'Archéen au Phanérozoïque.

Il est suggéré que les complexes lités intracontinentaux peuvent être intrusifs, ils équivalent aux basaltes de plateau (Sawkins 1990). L'intrusion litée de Sept-Îles s'est mise en place lors de l'ouverture de l'océan Iapetus et par conséquent est lié avec le système de rift de Saint-Laurent. En utilisant la méthode U-Pb, Higgins et van Breemen (1998) attribuent un âge de 564 +/- 4 Ma. En se basant sur cet âge et ceux des autres intrusions, Higgins et van Breemen (1998) associent l'intrusion de Sept-Îles à une importante plume mantellique. Le rift a probablement produit de vastes étendues de basaltes de plateau qui se sont érodés avec le temps. Certains vestiges de ces basaltes d'âge similaire à l'intrusion de Sept-Îles se retrouvent dans les appalaches.

Le complexe de Duluth, quant à lui, est associé avec les basaltes de Keweenawan du System de Mid-continent Rift (MCR) (Nicholson et al., 1992; Allen et al., 1995). Ce rift est comblé par une succession de laves basaltiques, de quelques roches rhyolitiques et de roches gabbroïques intrusives. Le complexe lité de Duluth est cogénétique avec les laves basaltiques et il est mis en place à la base de la succession du MCR. L'âge de MCR et le supergroupe de Keweenawan est de 1110 Ma au début du rift et de 1060 Ma à la fin de la sédimentation (Allen et al., 1995). Les données géochimiques et isotopiques mettent en évidence que les magmas de MCR sont dérivés

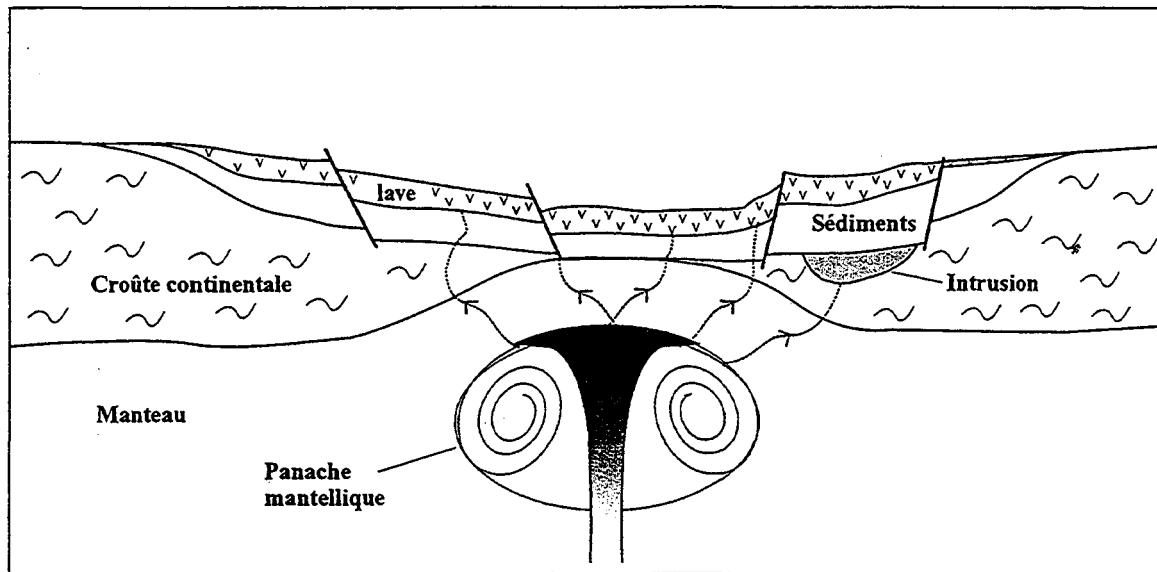


Figure 9.1: Schéma montrant une panache mantellique dans une zone de rift avec l'emplacement des intrusions litées et des basaltes de plateaux.

d'une source lithosphérique et d'une plume mantellique. En effet, Hutchison et al. (1990) considèrent que le MCR est causé par le processus de rifting passif au dessus d'une plume mantellique (Keweenaw hotspot). En outre, Cannon (1992) suggère que la plume mantellique commence à se former ou moment de la collision grenvillienne. Ce régime de contraction empêche l'ouverture totale du continent. D'autres intrusions litées sont associées au même environnement tectonique :

L'intrusion de Skaergaard est spatialement associée et comagmatique avec les basaltes de plateau d'âge tertiaire dans un contexte de rifting.

L'association spatiale du Complexe de Bushveld avec les bassins volcano-sédimentaires intracratoniques suggère son emplacement dans un contexte de rift sous l'impact d'une plume mantellique.

Les intrusions de Noril'sk en Sibérie (Naldrett 1989) présentent un meilleur exemple bien documenté concernant l'association de l'activité du point chaud (plume mantellique) et l'emplacement du magma mafique et ultramafique. Cette intrusion est associée aux basaltes de plateau liés au majeur rift d'âge mésozoïque (Naldrett et al., 1992).

En conclusion, la plupart des intrusions mafiques litées est mise en place dans un système de rift associé à une plume mantellique. Cette mise en place est accompagnée d'une activité volcanique donnant naissance à de vastes étendues de basaltes de plateau. L'érosion de ces derniers permet d'exposer les dykes et les intrusions litées sous-

jacents. Ces intrusions d'affinité tholeiitique hébergent des gisements magmatiques de classe mondiale. Pour cette raison, la compréhension des mécanismes physiques et chimiques contribuant à la formation et à la précipitation des oxydes est d'une importance fondamentale.

9.2 Saturation du magma en magnétite, ilménite et apatite

Afin de générer un gisement magmatique de Fe-Ti-P, une saturation du magma en phases oxydes (magnétite, ilménite et apatite) est impérative. Une telle saturation est expliquée par les processus de cristallisation fractionnée et de contamination.

9.2.1 Cristallisation fractionnée

La différentiation magmatique est définie par Middlemost (1985) comme une évolution de différentes roches ignées à partir d'un magma parental commun. Cette évolution se produit pendant la période de mise en place et de refroidissement de l'intrusion.

Dans le cas des roches mafiques et ultramafiques, la différentiation est accompagnée de deux tendances. La première est caractérisée par un enrichissement en Fe par rapport à Mg qui reflète la cristallisation et la composition des minéraux mafiques. L'autre tendance est définie par un enrichissement progressif des alcalis par rapport au Ca et reflète la cristallisation et la composition des phases felsiques. La dernière tendance est généralement accompagnée d'un enrichissement en éléments incompatibles.

La cristallisation fractionnée semble être le plus important des processus de différentiation magmatique. Toutefois, les degrés et produits de cristallisation fractionnée sont généralement affectés et modifiés par l'assimilation des roches encaissantes et par l'influx de nouveaux magmas.

Les gisements magmatiques qu'on retrouve dans les intrusions litées sont de quatre types : **1-** les dépôts d'oxydes de Ti, V, P ± EGP; **2-** Les dépôts de Cr ± EGP; **3-** EGP disséminés; **4-** les dépôts de sulfures de Ni et de Cu. Les sulfures et les chromites se concentrent à la base de l'intrusion alors que les oxydes de Fe-Ti se trouvent dans des niveaux stratigraphiques élevés. Par conséquent, les dépôts Cu-Ni-EGP sont associés à des magmas ayant des ratios élevés en Mg/Fe, pauvre en Ca et en alcalis, alors que les dépôts de Fe-Ti-P-V sont associés à des magmas riches en Fe et en alcalis. Cette répartition spatiale de la minéralisation fait appel à la cristallisation fractionnée comme processus fondamental pour la formation des oxydes.

En général, les fortes concentrations en P et en Ti sont typiques des basaltes riches en aluminium ou des basaltes de plateau tholeïtiques (Hess, 1989). Ils sont communs aux ferrodiorites, aux gabbros reliés aux anorthosites (Lister, 1966; Philpotts 1967; Force, 1991; Ashwal, 1993) et aussi aux séquences cumulatives des complexes litées intrusives (Reynolds 1985; von Gruenewaldt 1993). Morse (1980, 1990) et Lee (1996) ont fait appel à la cristallisation fractionnée du magma mafique pour expliquer l'enrichissement en titane, en vanadium et en phosphore dans les intrusions mafiques litées. Par conséquent le volume de roches riche en Ti et en P est faible. Au Canada, l'intrusion de Kiglapait loge des unités riches en magnétites titanifères qui se sont

accumulées après que 93.5 % de l'intrusion a cristallisée (Morse, 1980). Dans l'intrusion de Skaergaard en Groenland, l'apatite commence à cristalliser après que 97 % de l'intrusion est solidifiée (Reyerson et Hess, 1980). Une période d'enrichissement extensive en Fe-Ti-P-V a pu avoir lieu dans le liquide résiduel avant la précipitation des oxydes de fer et de titane (Eales et al., 1980). Ceci est supporté par les données expérimentales de Roeder (1966); Hill et Roeder (1974) et Toplis et Caroll (1995).

Dans le cas des deux intrusions étudiées, les oxydes sont formés à partir d'un liquide résiduel riche en Fe-Ti et P issu du processus de cristallisation d'un liquide tholéïitique.

Intrusion mafique de Sept-Îles

Dans l'intrusion de Sept-Îles et particulièrement dans la zone critique, on assiste à une évolution du magma. En effet, la cristallisation fractionnée est le processus adéquat pour expliquer la variation de composition cryptique des phases minérales (silicates et oxydes) ainsi que celle de la roche totale. La variation de composition est enregistrée dans les plagioclases (An_{39-55}), dans les olivines (Fo_{37-67}), dans les magnétites (Mn et V) et dans l'apatite (Cl/F). Le changement des variables critiques (An, Fo, Mn, V, Cl/F) définissent une tendance négative avec des valeurs élevées à la base qui diminuent progressivement vers le sommet de la zone critique (chapitre 3; figure 3.2 et 3.3).

L'investigation pétrographique des roches de la zone critique suggère que ces roches soient des mesocumulats à adcumulats alors que les phases cumulats sont le plagioclase, l'olivine, les oxydes et l'apatite. La chimie des roches affiche des tendances suggérant l'implication du processus de cristallisation fractionnée dans la genèse des roches riches en oxydes. Pour tester l'hypothèse de cristallisation fractionnée, des modélisations pour les éléments majeurs (balance de masse) et traces (fractionnement de Raleigh; figure 4.13) ont été effectuées (chapitre 4; figure 4.13). Les résultats de cette modélisation révèlent qu'à partir d'un liquide tholéïtique on peut générer les différents types de roches (nelsonite, magnétite et gabbro-nelsonite). Un taux de fractionnement du liquide (exemple HN-99-06) de 40 à 50 % est suffisant pour qu'il devienne riche en Ti et en P. Un tel enrichissement favorise la cristallisation des oxydes et par la suite leur accumulation.

Complexe de Duluth

Dans le cas des roches riches en oxydes de l'intrusion de Duluth, l'investigation pétrographique suggère que les principales phases contrôlant la composition chimique soient le plagioclase, l'olivine, et les oxydes Fe-Ti. Le clinopyroxène est présent presque dans toutes les roches. L'investigation géochimique détaillée dans le chapitre 7 suggère que les roches riches en oxydes puissent être formées à partir d'un liquide tholéïtique de nature basaltique (DC-37) ayant subi 70 % de cristallisation fractionnée. En effet, le liquide basaltique dont la composition est proche de celle des basaltes utilisés par Tolpis et Carroll (1995) devient riche en Fe-Ti-P suite à une cristallisation fractionnée. Un taux de fractionnement est attribué selon la nature de la roche. Par exemple, pour générer une roche riche en apatite (échantillon IV-8-10), un taux de

fractionnement de 80 % est nécessaire, alors que le taux de 40 à 50 % est suffisant pour les roches troctolitiques et des roches pauvres ou dépourvues d'apatite (les résultats de la modélisation sont résumés dans le chapitre 7). En effet, l'investigation géochimique a démontré que le magma est très fractionné à Boulder Lake North mais faiblement fractionné à Longear. Ce degré de différenciation explique la présence de roches riches en apatite uniquement à Boulder Lake North.

9.2.2 Contamination

L'approche de la contamination dans la genèse des oxydes de fer-titane est rarement abordée dans la littérature. Emslie (1978) et Karkkainen (1999) suggèrent que le mélange du magma tholeïtique dérivé du manteau avec le magma granitique généré par la fusion partielle de la croûte provoquent la saturation du magma en magnétite, en ilménite et en apatite. Cette conclusion est basée essentiellement sur les observations géologiques. Toutefois, cette saturation du magma en Fe-Ti-P peut être due uniquement au processus de cristallisation fractionnée. Le rôle de la contamination sur la formation des oxydes réside surtout dans l'implication des fluides d'origines diverses. Ces fluides provoquent les changements de conditions physico-chimiques capables de déclencher la saturation et la précipitation des magnétites.

Intrusion mafique de Sept-Îles

Si l'investigation géologique, pétrographique et géochimique des oxydes de l'intrusion de Duluth suggèrent la présence d'évidences de contamination dans la genèse des OUI, l'intrusion de Sept-Îles, quant à elle, en est dépourvue (absence de

contaminant à proximité de l'intrusion; pas d'enclaves de métasédiments). Toutefois, une analyse isotopique d'oxygène des différents types de roches de la zone litée et de la zone critique suggère l'implication de fluides météoriques dans la genèse des oxydes (chapitre 4; figure 4.15). En outre, Higgins (données non publiées) avait effectué des analyses isotopiques de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ à travers le complexe. Les résultats isotopiques (valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variant entre 0.70335 et 0.70530) suggèrent une contamination du magma de l'intrusion, particulièrement à proximité de la zone critique.

Dans la même optique, les enclaves syngénétiques d'anorthosite (autoliths) communes dans la série litée (figure 2.9) ont été interprétées par Higgins (en préparation) comme une partie de la série de bordure supérieure altérée, entraînée à l'intérieur de l'intrusion suite à l'effondrement du toit de la chambre magmatique. La nature météorique des fluides démontre l'implication des eaux de surface dans la genèse des oxydes. En effet, la contamination du magma qui a accompagné cet événement a provoqué l'oxydation du Fe^{2+} en Fe^{3+} et par conséquent la précipitation de magnétite sur la périphérie de l'intrusion. L'épuisement ou l'appauvrissement du magma en fer a incité la saturation en apatite (Toplis et Carroll, 1995) et la formation de deux couches riches en apatite. La première proche de la base de la série litée et l'autre au sommet dans la zone critique.

Complexe de Duluth

En se basant sur la présence des OUI à proximité des roches sédimentaires métamorphisées (formation de fer de Biwabik), Severson (1995) suggère un lien

génétique. En effet, la fusion partielle de la formation de fer de Biwabik a probablement joué un rôle important dans la formation des OUI. La difficulté de fusionner une formation de fer ainsi que la source de titane ont poussé certains chercheurs à écarter cette hypothèse. Les formations de fer typiques ont des valeurs minimales en titane. Toutefois, Muhich (1993) démontre d'une part que la formation de fer de Biwabik, en contact de l'intrusion de South Kawishiwi, est très riche en Ti et d'autre part que les basaltes de Keweenawan présentent des teneurs en Ti suffisantes pour aboutir à un gisement de Ti après un taux de fractionnement de 40 à 50 % (chapitre 7). Pour la question de la fusion partielle des formations de fer, des évidences de fusion très frappantes ont été observées au contact entre l'intrusion de South Kawishiwi et des formations de fer (chapitre 7; figure 7.19).

Miner et Pasteris (1995) ont proposé que les pyroxénites et les dunites riches en oxydes de Longnose étaient en interaction avec des fluides riches en Ca dérivés des roches pélitiques de la formation de Virginia. Toutefois, les minéraux hydratés sont peu abondants dans ces roches. Ripley et al. (1998) expliquent la teneur élevée de l'anorthite des plagioclases dans les roches riches en oxyde-apatite de Boulder-Lake-North par l'intervention d'un fluide riche en Ca.

L'implication des fluides dans la genèse des OUI choisie dans cette étude se limite aux phases hydratées comme la biotite et l'amphibole. La géochimie des roches ainsi que les analyses isotopiques d'oxygène ne démontrent pas l'implication de fluides météoriques ni métamorphiques dans la genèse des OUIs. Les résultats montrent que les oxydes ont réagi avec des fluides magmatiques.

Au sein des OUI, on constate que ceux qui sont en contact avec les formations métasédimentaires sont très riches en ilménite. Il s'agit de Wyman Creek et de Water Hen. Cet enrichissement en ilménite au lieu de la magnétite peut être expliqué par l'abondance du graphite dans les sédiments. Une telle concentration favorise des conditions réductrices avec un faible fO_2 . Une diminution de fO_2 a déjà été utilisée par Snyder et al. (1993) pour expliquer l'abondance d'ilménite dans un système igné. À faible fO_2 le magma est pauvre en Fe^{3+} , et la magnétite ne précipite pas. Une augmentation de Ti et de Fe provoque la saturation du magma et par conséquent la formation de l'ilménite.

Les OUI de Boulder-Lake-North et de Longear ne sont pas à proximité des formations métasédimentaires et les carottes de forages ne contiennent pas des enclaves métasédimentaires. Ces OUI se concentrent le long des failles. Ces dernières ont servi à la fois à la mise en place des OUI et à la fois à la circulation des fluides. L'implication d'un fluide magmatique en interaction avec le liquide résiduel provoque une oxydation du magma et par conséquent la formation de la magnétite.

9.3 Immiscibilité

De fortes évidences de terrain suggèrent que plusieurs dépôts de Fe-Ti soient mis en place sous forme de liquide. L'évidence est très frappante dans le cas du dépôt à El Laco, au Chili, où les magnétites semblent mises en place sous forme de laves.

Cependant, les efforts pour trouver une évidence expérimentale s'avèrent jusqu'à aujourd'hui sans résultat (Lindsley, 2001).

L'origine des oxydes massifs est attribuée depuis longtemps à une différenciation par immiscibilité (Anderson, 1966; Lister, 1966; Philpotts, 1966, 1967). La séparation d'un magma unique en deux phases liquides distinctes, a de fortes chances de survenir dans un système dont la composition globale est très riche en Fe_2O_3 , en TiO_2 et en P_2O_5 (Naslund, 1983). Les évidences en faveur du mécanisme d'immiscibilité ont été obtenues à partir de l'étude expérimentale du système magnétite-fluorapatite où on a observé qu'un magma eutectique non miscible composé de 2/3 environ de magnétite et de 1/3 d'apatite peut se séparer d'un bain silicaté (Philpotts, 1967) à une température de 1420 °C. Cette température est irréaliste dans les conditions géologiques. Ce processus a été ensuite proposé pour expliquer les oxydes de Fe-Ti riche en apatite (nelsonites). Kolker (1982) note que plusieurs nelsonites contiennent les oxydes Fe-Ti et l'apatite dans les proportions 2 :1, toutefois, les proportions varient largement et mettent en doute l'existence d'un liquide eutectique. Les travaux expérimentaux de Naslund (1983) expliquent qu'il est possible de générer un liquide riche en FeO avant que les oxydes de Fe ne cristallisent et ceci à des températures raisonnables. Toutefois, les teneurs élevées en FeO (27 à 30 %) et faibles en MgO et en CaO des liquides expérimentaux posent un problème pour l'application du processus d'immiscibilité aux magmas tholéïtiques.

Dans la même optique, Lindsley et ses étudiants ont réalisé de nombreux travaux expérimentaux afin de générer un liquide riche en oxyde Fe-Ti à des températures

raisonnables, toutefois, les résultats s'avèrent négatifs. À la lumière de ces travaux expérimentaux, Lindsley, (2001) suggère que les dépôts d'oxydes cristallisent à partir d'un liquide silicaté riche en Fe-Ti-P et déposé sous forme de "crystal mushes" ou bien à l'état solide.

Pour tester l'hypothèse d'immiscibilité dans la genèse des nelsonites, on a utilisé le diagramme ternaire de Roedder, (1978) (figure 9.2). La composition des différentes roches tombe à l'extérieur du champ d'immiscibilité (figure 9.2). Les oxydes disséminés se concentrent dans la ligne de mélange entre les oxydes massifs et le liquide silicaté. Cette tendance est facilement expliquée par le processus de cristallisation fractionnée (chapitre 4).

En résumé, l'absence d'évidences géologiques, pétrographiques et géochimiques en faveur du processus d'immiscibilité nous incitent à conclure que ce processus n'a joué aucun rôle dans la genèse des oxydes de Fe-Ti-P de l'intrusion de Sept-Îles et du complexe de Duluth. Aussi, les résultats négatifs de l'investigation expérimentale à des températures et des compositions raisonnables permettent de mettre en question le processus d'immiscibilité dans la formation des oxydes en générale.

9.4 Accumulation et développement de couches monominérales

La géométrie des intrusions litées est difficile à interpréter à partir des affleurements à cause du niveau d'érosion. Mais l'utilisation de la gravité et de la sismique donne une idée générale sur la forme globale de l'intrusion litée. La figure 9.3

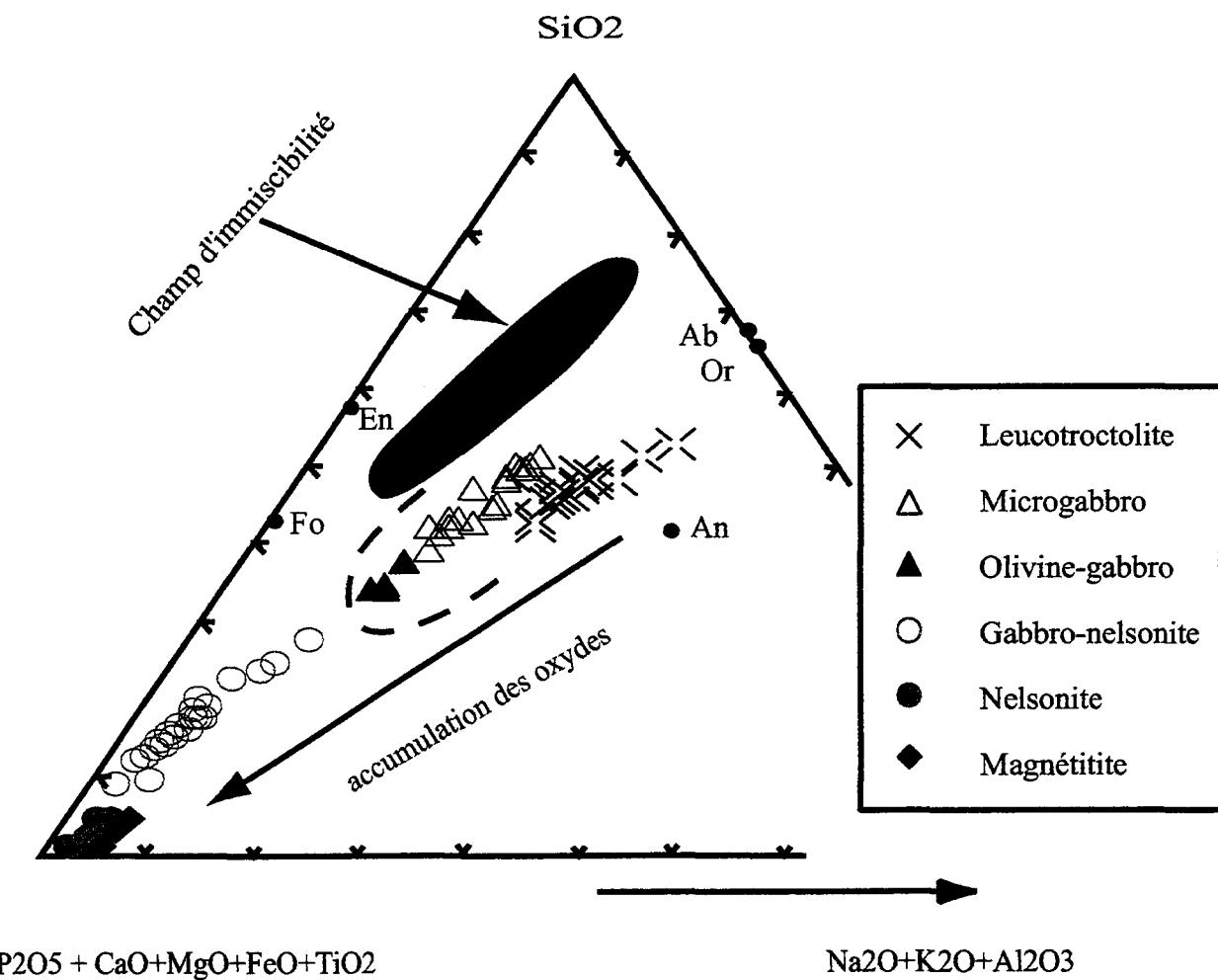


Figure 9.2: Diagramme ternaire tiré de Roedder, 1978 montrant la composition des roches de la zone critique de l'intrusion mafique de Sept-Îles. La position des roches dans le triangle peut être expliquée uniquement par le processus de cristallisation fractionnée.

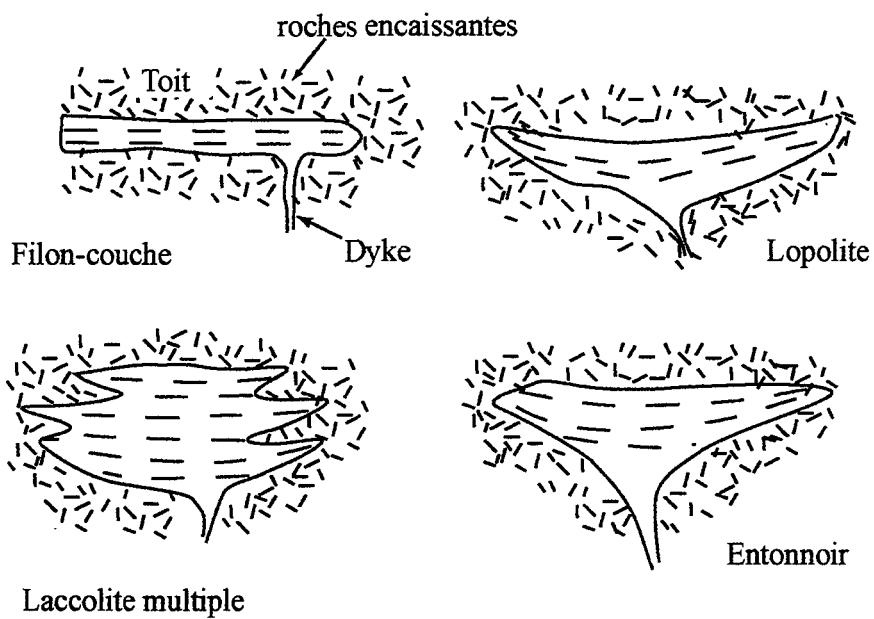


Figure 9.3: Schémas illustrant certains formes géométriques communs aux intrusions litées (D'après Mathison, 1991).

illustre certaines formes communes aux intrusions litées. Dans un système fermé (exemple d'une seule intrusion), la cristallisation dans la chambre magmatique se fait au plancher, au toit et dans les murs. Les courants de convection parcourent la totalité de la chambre. Les cristaux se forment et s'accumulent par gravité. Toutefois, dans la plus part des cas, le système est ouvert et la chambre est alimentée régulièrement par de nouvelles pulsions de magma. La cristallisation in-situ se fait dans les murs et dans le plancher de la chambre magmatique. Le mélange avec de nouveaux magmas donne naissance à de multiples cellules de convection. Un des problèmes majeurs rencontré durant l'étude des processus magmatiques est que les chambres magmatiques actives sont inaccessibles.

La figure 9.4 résume certains processus pouvant avoir lieu dans une chambre magmatique. Elle schématise une zone où les cristaux flottent et s'accumulent. Les expériences ont montré que les cristaux peuvent être distribués de façon uniforme dans la chambre par les courants de convection (Sparks et al., 1993). Il existe 4 mécanismes possibles qui peuvent être responsable de la séparation des cristaux du melt : 1- filter pressing ; 2- fluage ; 3- gravity settling ; 4- cristallisation in situ et accumulation. Le filter pressing consiste à expulser le liquide interstitiel à l'extérieur de l'empilement des cristaux. Ce mécanisme lié à la gravité est observé dans l'intrusion de Sept-Îles en se basant sur la texture des phases silicatees. On observe des grains de pyroxène pris en sandwich entre les lattes de plagioclases ondulés (échantillon HN-99-21) (figure 9.5). Ce processus est probablement responsable de l'expulsion du liquide riche en oxydes et, par la suite, de la formation des OUI dans le cas de Duluth. Le fluage est généralement évident dans les cas du dyke avec un écoulement laminaire et subparallèle aux murs.

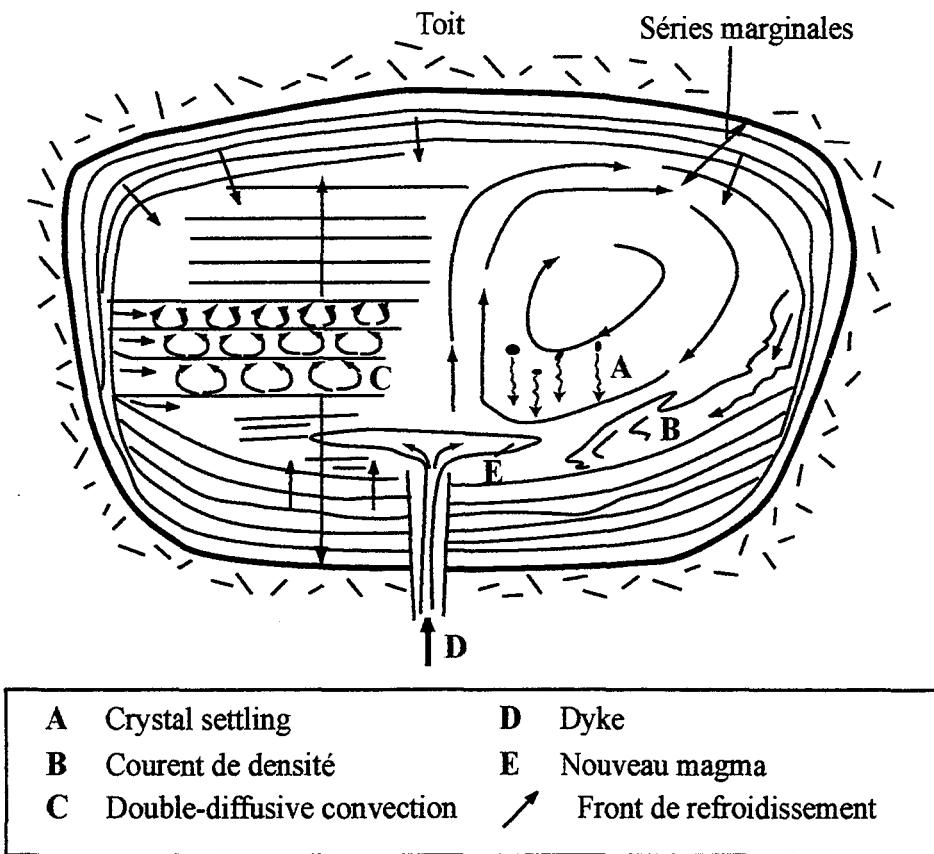
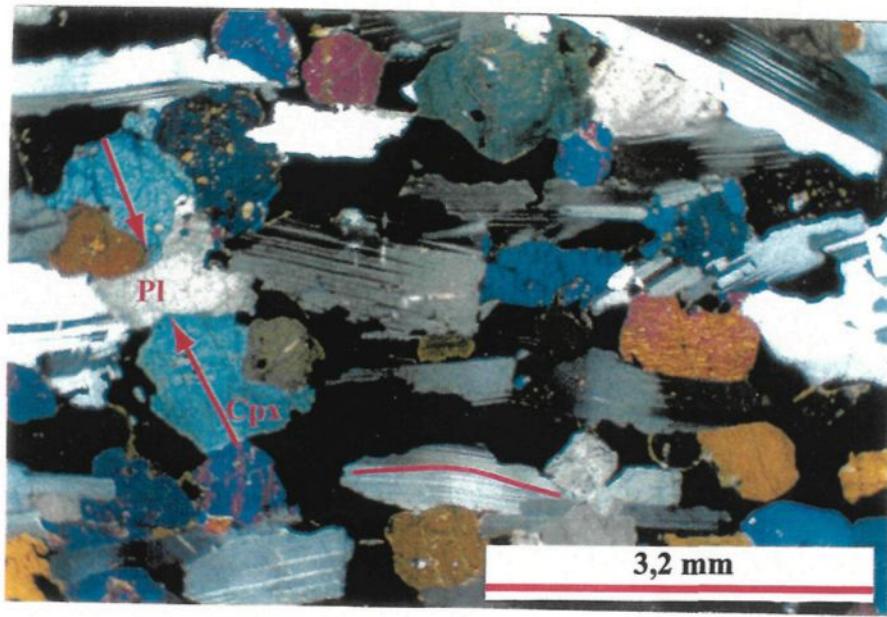


Figure 9.4: Représentation schématique d'une chambre magmatique avec les processus qui peuvent avoir lieu durant le refroidissement du magma. (Tiré de Pirajno, 2000).

Figure 9.5: Photomicrographie montrant le processus de filter pressing: expulsion de liquide interstitiel durant la compaction. Pl, plagioclase; Cpx, clinopyroxène. Échantillon de l'intrusion mafique de Sept-Îles: HN-99-21.



Les cristaux sont généralement concentrés au centre du chenaux (Best 1982). La «Gravity settling» consiste en la montée et à la descente des primocrystes dans le magma selon la différence de densité entre le cristal et le melt. Le mécanisme de cristallisation in-situ quant à lui, se produit le long des marges et du plancher de la chambre magmatique.

Après la saturation du magma en oxydes Fe-Ti (cristallisation fractionnée et +/- contamination), il résulte un solide de densité très élevée qui, en s'accumulant, forme une couche stagnante sur le plancher de la chambre magmatique. Les lits riches en magnétite se développent largement par la croissance in-situ des cristaux de magnétite. Cette formation de cristaux et leur croissance en chaîne fini par se briser suite à la compaction et forment des agrégats de magnétite dont les interstices sont occupés par une faible proportion modale de silicate. La densification et la conversion des unités riches en oxydes à des unités monominéraлиques sont généralement accomplies par la croissance (grain growth) à des températures subsolidus moins élevées. Ce liquide interstitiel est généralement expulsé en grande proportion et sa cristallisation va donner naissance à des unités monominéraliques avec des textures polygonales à jonctions triples (120 °).

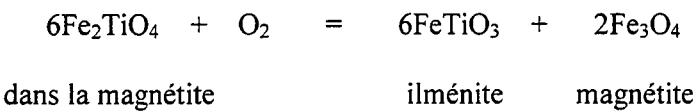
L'accumulation des cristaux forme des lits dans le cas de Sept-Îles alors que dans le cas de Duluth le liquide est expulsé par filtre-presse le long des failles et des zones de faiblesse expliquant le caractère discordant des OUI. Ce liquide peut réagir en partie ou complètement avec l'encaissant troctolitique provoquant ainsi la précipitation des oxydes.

9.5 Processus post-magmatiques

Les processus post-magmatiques provoquent d'importantes modifications dans la microstructure et dans la composition de la roche originale. La tectonique, le métamorphisme, la compaction, l'infiltration métasomatique, et l'activité hydrothermale constituent les principaux facteurs responsables de ces changements.

9.5.1 Rééquilibre sub-solidus

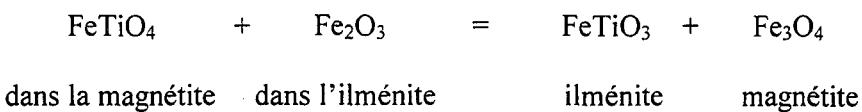
Dans le cas des oxydes de Fe-Ti, la composition des phases oxyde (ilménite, magnétite) peut être modifiée considérablement au cours du refroidissement de l'intrusion en raison de réactions d'échanges intracristallins et intercristallins. Au cours d'un refroidissement lent (typique aux intrusions litées), une oxydation peut entraîner une exsolution d'ilménite de la solution solide de titanomagnétite pour former soit des lamelles distinctes d'ilménite dans la magnétite, soit des exsolutions granulaires d'ilménite autour de grains de magnétite. Il s'agit selon Buddington et Lindsley (1964) du processus d'oxydo-exsolution :



Cette réaction d'oxydation est généralement favorisée par la présence de l'oxygène et par des conditions de température pouvant atteindre jusqu'à 400-500 °C. Il en résulte que les grains de titanomagnétite se purgent de tout le titane qu'ils renfermaient au départ. Ce processus d'oxydo-exsolution est très frappant dans les oxydes Fe-Ti de Sept-Îles et dans les OUI de Duluth. Les lamelles d'ilménites et les grains d'ilménite autour de la magnétite très abondants témoignent d'une oxydation

extensive lors du refroidissement des deux intrusions. Les résultats de la géothermométrie révèlent des températures subsolidus pouvant atteindre jusqu'à 400 °C ou 300 °C de Pasteris (1985).

L'échange de titane entre les grains de magnétite et d'ilménite peut aussi se faire à des températures élevées selon la réaction d'équilibre suivante, dont le déplacement vers la droite est favorisé par une température décroissante :



Une telle réaction produit des grains de magnétite et d'ilménite dont la composition s'approche de celle des membres extrêmes au fur et à mesure du refroidissement.

La description et la discussion des microtextures observées dans les différents types d'oxydes (chapitre 3, 6 et 8) reflètent les changements de $f\text{O}_2$ qui ont eu lieu durant l'histoire du refroidissement, d'une part des phases minérales en question et d'autre part de l'intrusion.

En plus des transformations causées par les changements de conditions de $f\text{O}_2$ et de température, une altération deutéritique a affecté la minéralogie des roches et celle des oxydes. Plusieurs fractures ont été observées dans les carottes de forage et dans les lames minces. L'altération devient très forte proche des fractures, alors qu'elle diminue au fur et à mesure qu'on s'éloigne. Les principales transformations rencontrées sont celles de la magnétite en chlorite et de l'olivine en iddingsite.

9.5.2 Origine métasomatique des OUI ??

Il existe plusieurs types de corps intrusives dans le complexe de Bushveld qui sont similaires aux OUI du complexe de Duluth. Viljoen et Scoon (1985) définissent 4 types de pegmatites riches en fer à caractère discordant : 1- les cheminées ultramafiques riches en platine "platiniferous ultramafic pipes" ; 2- les pegmatites riches en fer à caractère discordant ; 3- les cheminées de dunite magnésiennes pauvres en platine ; 4- d'autres corps pegmatitiques (cheminées de sulfures de nickel ; anorthosite pegmatitique ; pegmatite riche en vermiculite). Pour l'intérêt de notre étude, nous allons nous contenter des types 2.

La deuxième catégorie de Viljoen et Scoons's (1985) concerne les pegmatites ultramafiques riches en fer. Ces pegmatites: 1- sont des corps discordants ; 2- sont dominées par des minéraux mafiques et les oxydes de Fe-Ti ; 3- ont une composition riche en fer ; 4- ont une texture pegmatitique (Scoon et Mitchell, 1994). Il existe deux types de pegmatites ultramafiques riches en oxyde : i- pegmatite à olivine et clinopyroxène, et ii- pegmatite riche en oxydes (Scoon et Mitchell, 1994). Scoon et Mitchell (1994) suggèrent que les deux types de pegmatites soient formées par le processus appelé "channelled infiltration". Ils suggèrent qu'un liquide dense soit ségrégué à partir des anorthosites de l'Upper Zone. Ce liquide résiduel est généralement au sommet de la chambre magmatique et au-dessus des anorthosites. Ce liquide s'infiltre dans les anorthosites à travers des fractures et incorpore le liquide intercumulus en formant les cheminées riches en oxydes. Au fur et à mesure que le

liquide s'infiltre, il dissout les minéraux de l'encaissant (plagioclase) et forme des pegmatites ultramafiques riches en oxydes.

La même origine métasomatique similaire à celle proposée par Schiffries (1982) a été suggérée par Ross (1985) pour les dunites à périclites riches en oxydes et de granulométrie grossière à la base de la série litée de Duluth. Ross (1985) propose que des fluides riches en volatiles dérivés du liquide interstitiel des basaltes dissolvent les plagioclases des roches encaissantes (troctolite) et cristallisent l'olivine, l'ilmenite, et le clinopyroxène pour former ces corps pegmatitiques.

Récemment et contrairement à l'implication des fluides riches en Cl dans la genèse des roches ultramafiques riches en oxydes, Reid et Basson (2002) ont fait appel à une injection d'un liquide résiduel dense riche en fer à travers les cumulats plagioclasiques des roches encaissantes. Ce liquide du dernier stade de cristallisation fractionné réagi avec les cumulats de plagioclases et forme les roches ultramafiques pegmatitiques riches en oxydes.

Dans cette étude, la plupart des textures observées dans les différents types de lithologies formant les OUI indique une cristallisation à partir d'un liquide. Il existe des cumulats d'olivine et de pyroxène avec des phases interstitielles définissant des textures purement ignées. D'autre part, la persistance du rééquilibre des phases d'oxydes Fe-Ti à travers un large intervalle de température peut être attribué au refroidissement normal de l'intrusion durant la mise en place. En effet, la trajectoire de $T-fO_2$ définie par les paires des phases d'oxydes de l'intrusion de Duluth commence au tampon FMQ à haute

température et diminue en direction du tampon IM (chapitre 8). Cette tendance est commune aux roches des intrusions litées à caractère tholeiitique (chapitre 8; tableau 8.3).

Dans les quatre secteurs d'étude, on note l'absence de norite comme roche encaissante ainsi que de texture de remplacement des orthopyroxènes par l'olivine. Il existe toutefois certaines textures qui ne sont pas explicables par les processus magmatiques. À titre d'exemple, je cite certains cristaux de feldspaths potassiques qui sont au contact des OUI de Boulder-Lake-North avec l'encaissant gabbroïque. Ces cristaux sont présents uniquement à cet endroit. Des fluides tardifs ayant circulé le long de la faille et des fractures secondaires sont probablement à l'origine de ces cristaux.

Une origine magmatique des OUI de l'intrusion de Duluth combinée à des fluides métamorphiques tardifs est donc envisagée pour les exemples cités dans cette étude. Mais, faire appel à un fluide riche en Cl et en Ca (Schiffries, 1982) capable de donner naissance à une paragenèse formée d'olivine, pyroxène, magnétite, ilménite, et apatite est loin d'être un explication convaincante. Le processus de cristallisation fractionnée explique facilement la composition des plagioclases et des olivines. Pour l'origine d'une texture pegmatitique, cette dernière est très communs dans les roches d'origine ignée. Elle peut être expliquée uniquement par la présence des fluides lors de la cristallisation des phases et sa présence n'implique pas automatiquement le métasomatisme.

9.6 Les oxydes de Fe-Ti et les éléments du groupe de platine

Les sulfures disséminés sont généralement associés à des oxydes dans les intrusions litées comme dans le cas du Complexe de Bushveld (Von Gruenewaldt, 1979; Barnes et al., accepté), de l'intrusion de Rio Jacare au Brésil (Sa et al. soumis), du Complexe de Duluth (cette étude; Ripley, 1998) et du Complexe de Sept-Îles (Cimon, 1998). Ces sulfures sont généralement riches en fer (pyrrhotite et ou pyrite) et en cuivre en formant de la chalcopyrite et de la cubanite. À Duluth, les sulfures occupent les interstices entre les phases oxydes et parfois dans les zones d'altération. La solubilité du soufre dans les magmas mafiques dépend largement de la teneur en Fe^{2+} (Haughton, 1974). On pense que la précipitation de larges quantités d'oxydes provoque la diminution de la solubilité du soufre et par conséquent la formation des globules de sulfures et la séparation de liquide immiscible. Ceci explique probablement l'association des sulfures avec les oxydes. Cette association est très bien illustrée au Complexe de Duluth où les dépôts de Fe-Ti sont à proximité des gisements de Ni-Cu-EGP.

Peu d'études existent sur ces sulfures associés aux oxydes ainsi que leurs potentiels en éléments du groupe du platine (EGP). Les études récentes montrent que les magnétites peuvent contenir les IEGP. En effet, les magnétites de Rio Jacura au Brésil renferment des concentrations élevées en Pt et Pd (Sa et al., accepté). Ces données corroborent avec les travaux expérimentaux de Capobianco (1994) qui montrent que les oxydes peuvent être enrichis en Ir, Ru et Rh. En outre, Righter (2001) suggère que l'Ir

et les IEGP soit compatibles dans les spinelles. Toutefois, et comme illustré dans les chapitres précédents (profils de normalisation des métaux par rapport au manteau) les oxydes de Fe-Ti ne concentrent pas d'une manière préférentielle les IEGP par rapport au Pt et Pd. Alors que les corrélations entre le V et les IEGP diffèrent d'une intrusion à l'autre.

Les travaux récents de Toplis et Corgne, (2002) montrent que le coefficient de partage V peut atteindre 30 dans la magnétite. Ce caractère compatible du V avec la magnétite nous a permis de l'utiliser dans des diagrammes binaires afin de révéler l'existence de lien entre les IEGP et la magnétite. Des corrélations positives ont été observées dans le cas des oxydes de Fe-Ti de l'intrusion de Sept-Îles, témoignant que les magnétites peuvent concentrer l'Ir, Ru et Rh (figure 6.18PQ). Toutefois, dans le cas des oxydes Fe-Ti de Duluth, aucune corrélation entre le V, $\text{TiO}_2+\text{Fe}_2\text{O}_3$ et les IEGP n'a été observée. Il est probable que l'affinité entre les IEGP et les magnétites dépend de la teneur en soufre dans le magma. Si le magma est saturé en soufre, les EGP sont contrôlés par les sulfures vu leur coefficient de partage très élevé. Ainsi, dans le cas des roches riches en oxydes du Complexe de Duluth, les EGP, le Cu et l'Au sont contrôlés par les sulfures. La distribution des EGP montre aussi que les roches du secteur de Boulder Lake North sont très riches en EGP par rapport à celles de Longear. Cette distribution est expliquée par le faible fractionnement du magma à Boulder Lake North.

L'appauvrissement des différents profils en métaux nobles comparativement au Cu et Ni peut être expliqué par une ségrégation précoce des sulfures. Par conséquent,

les dépôts de Fe-Ti détaillés dans cette étude sont loin d'être une cible d'exploration pour les EGP.

L'abondance des cristaux de chalcopyrite dans les zones d'altération ainsi que la présence de certains anomalies positives en Au et en Pd suggèrent l'effet de remobilisation et de redistribution des métaux par des processus postmagmatiques.

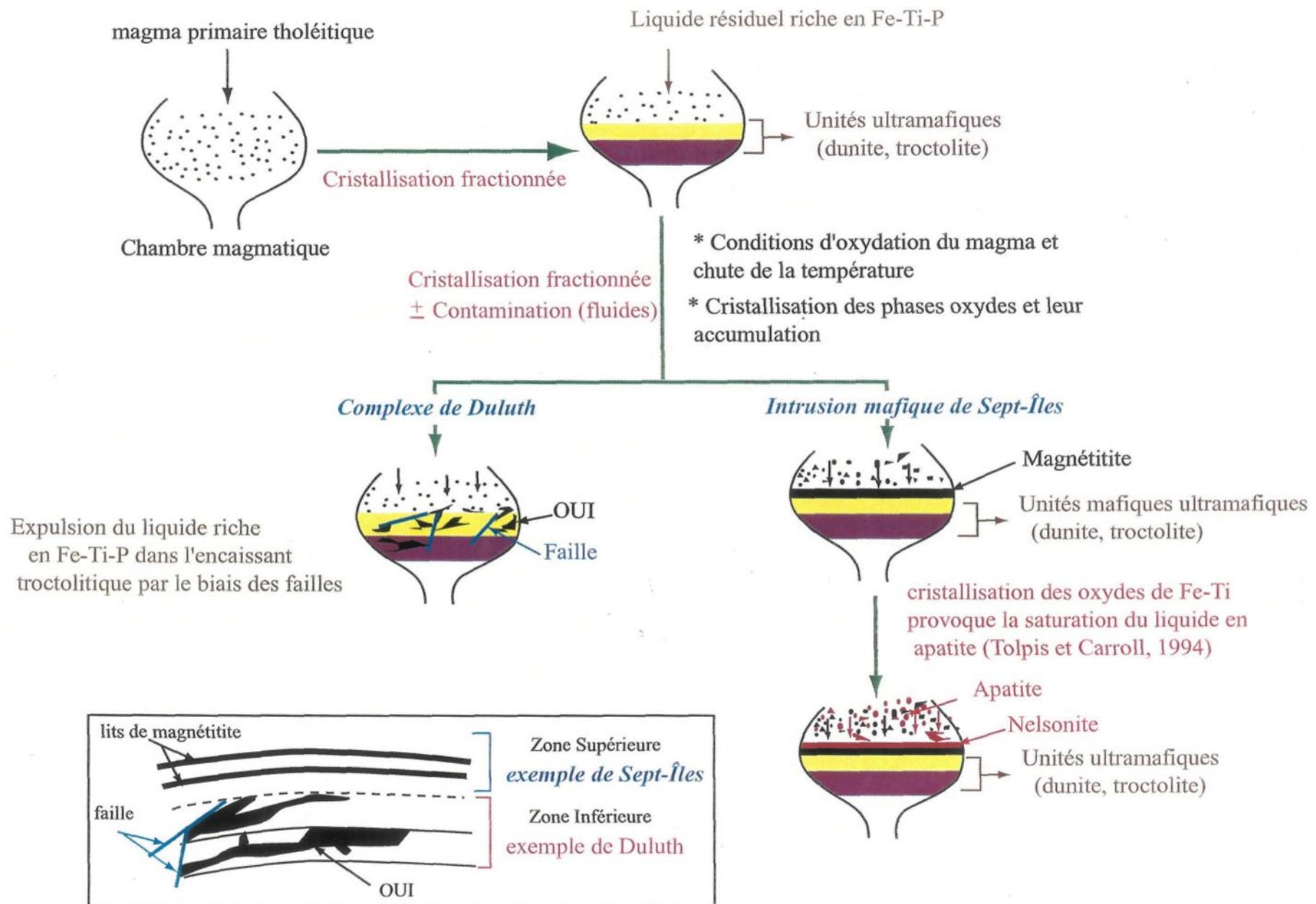
La concentration en Ni-Cu-EGP des différents OUI du Complexe de Duluth et des oxydes de Fe-Ti de l'intrusion de Sept-Îles présente des similitudes avec celle de Skaergaard, de Rio Jacura (Barnes et al., accepté), du Bushveld (Barnes et al., accepté) et de Hongge (Hong Zhong et al., 2002).

9.7 Conclusions : Modèle de mise en place

Afin de former un gisement magmatique de Fe-Ti-P, plusieurs critères doivent être pris en considération. Ci-dessous sont cités les points saillants favorisant la formation des oxydes de Fe-Ti-P de l'intrusion mafique de Sept-Îles et du complexe de Duluth (les différentes étapes du modèle sont illustrées dans la figure 9.6) :

- 1- Une longue période de cristallisation fractionnée d'un magma tholeïitique est nécessaire afin de donner naissance à des teneurs élevées en Fe, Ti, et P dans le liquide résiduel. Ce liquide primaire est de composition gabbroïque dans le cas de Sept-Îles et basaltique dans le cas de Duluth.

Figure 9.6 : Modèle de mise en place des minéralisations riches en oxydes de l'intrusion mafique de Sept-Îles et celles du Complexe de Duluth.



- 2- Une fois la saturation en Fe-Ti-P est atteinte, une oxydation importante du magma se produit à partir des fluides d'origine météorique dans le cas des oxydes de Sept-Îles, et d'origine magmatique dans le cas des OUI de Duluth.
- 3- L'oxydation du magma a provoqué la transformation de Fe^{2+} en Fe^{3+} et par conséquent la cristallisation de la magnétite. Un appauvrissement du magma en fer favorise la saturation du magma en phosphore (Toplis et Caroll, 1995) et par la suite la cristallisation de l'apatite.
- 4- Sous l'effet de gravité on assiste à une accumulation de cristaux de magnétite et d'apatite formant des lits de magnétite à la base suivis de lits de nelsonite et de gabbro-nelsonite.
- 5- Dans le complexe de Duluth, les évidences physiques suggèrent que le magma a assimilé les roches métasédimentaires de la Formation de Biwabik et celle de Virginia. La genèse des OUI à prédominance ilménite tel que Water Hen et en partie Wyman Creek est due principalement à l'assimilation des sédiments riches en graphite. Il en résulte des conditions réductrices favorisant le développement de l'ilménite au lieu de la magnétite. Ces dépôts sont localisés proche du contact avec les sédiments. Les OUI dont la magnétite est la phase dominante sont localisés dans des zones de faille et très loin du contact avec les sédiments. Il s'agit de Boulder-Lake-North et de Longear. L'intervention de fluides magmatiques en contact avec le liquide résiduel a provoqué une oxydation du magma et la formation de magnétite au lieu de l'ilménite.

- 6- Une faible teneur en soufre a été ségrégée du liquide résiduel par immiscibilité et a précipité entre les interstices des phases oxydes. Il s'agit essentiellement de chalcopyrite, de cubanite, de pyrrhotite, et de pyrite. Ces sulfures sont pauvres en EGP par rapport au Ni et Cu, probablement suite à une ségrégation précoce. La magnétite ne semble pas concentrer des IEGP, probablement à cause de la présence des sulfures.
- 7- L'évolution des microtextures dans les différents types d'oxydes est largement contrôlée par des conditions de fO_2 qui règnent lors du refroidissement sub-solidus. Une augmentation de fO_2 se manifeste par la formation de lamelles d'ilménite en exsolution dans la magnétite, alors qu'une diminution donne naissance à des exsolutions d'ulvospinel. Le développement relatif de chaque microtexture représente la meilleure méthode pour tracer la variation de fO_2 et de la température durant le refroidissement sub-solidus. L'estimation de la température et de fO_2 basée sur la composition des phases oxydes qui coexistent révèlent des conditions de rééquilibre subsolidus dans un intervalle de température de 464 à 862 °C et un fO_2 autour de QFM.
- 8- Une circulation de fluides tardifs provoque d'une part l'altération de l'assemblage riche en oxyde et d'autre part une redistribution des métaux dans le cas des sulfures. Des veines et veinules riches en chalcopyrite, chlorite et biotite sont ainsi développées.

RÉFÉRENCES

- Allen, D.J., Braile, L. W., Hinze, W.J. et Mariano, J., 1995. The Midcontinent rift system, USA: A major Proterozoic continental rift, in K.H. Olsen (ed), Continental rifts: evolution, structure, tectonics, Developments in Geotectonics 25, Elsevier: 375-408.
- Amossé, J., Dablé, P. et Allibert, M., 2000. Thermochemical behaviour of Pt, Ir, Rh, and Ru vs. fO_2 and fS_2 in a basaltic melt: implications for the differentiation and percpitation of these elements. *Mineral Petrology*, **68**:29-62.
- Anderson, A.T., 1966. Mineralogy of the Labrieville anorthosite, Québec; *American Mineralogist*, **51**: 1671-1711.
- Anderson, D.L., 1989. Theory of the Earth. Blackwell, Science Publication, Boston, United States, 366 pages.
- Andersen, D.J. et Lindsley, D.H., 1988. Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides: Part I. Fe-Ti oxides: *American Mineralogist*, **73**: 714-726.
- Andersen, D.J., Lindsley, D.H. et Davidson, P.M., 1993. QUILF: A PASCAL program to assess equilibria among Fe-Mg-Mn-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz: *Computers and Geosciences*, **19**: 1333-1350.
- Andersen, Jens C.O., Rasmussen, H., Nielsen, T.D, Ronsbo, J.G, 2001. The Triple Group and the Platinova gold and palladium reefs in the Skaergaard Intrusion; stratigraphic and petrographic relations. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, **93**: No 4 : 488-509.
- Ashwal, L.D., 1993. Anorthosites. Springer. Berlin Heidelberg New York.
- Babineau, J. Bouth, R.B. et Lambert, R., 1992. Exploration en éléments du groupe du platine dans le complexe mafique lité de Sept-Îles. 8^e Conférence du district n° 2 de l'ICM, 8 au 11 septembre 1992, Sept-Îles, Québec (non publié).
- Badham, J.P.N. et Morton, R.D., 1976. Magnetite-apatite intrusions and calc-alkali magmatism, Camsell River, N.W.T. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **13**: 348-354.
- Barnes, S.-J., Maier, W.D. et Ashwal., 2003 (soumis). Platinum-Group Element Distribution in the Main Zone and in the Upper Zone of the Northern limb of the Bushveld Complex.

Barnes, S.-J., Couture, J.F., Sawyer, E.W. et Bouchaib, C., 1993. Nickel-copper occurrences in the Belleterre-Angliers belt of the Pontiac subprovince and the use of Cu-Pd ratios in interpreting platinum-group element distributions. *Economic Geology*, **88**: 1402-1418.

Barnes, S.-J., Zientek, M.L. et Severson, M.J., 1997. Ni, Cu, Au, and platinum-group element contents of sulfides associated with intraplate magmatism: a synthesis. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **34**: 337-351.

Barnes, S.-J., Boyd, R., Korneliussen, A., Nilsson, L.-P., Often, M., Pederson, R.B. et Robins, B., 1988. The use of mantle normalization and metal ratios in discriminating between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulfide segregation on platinum group elements, gold, nickel and copper: examples from Norway. Dans: *Geoplatinum 87*, H.M. Prichard et al., Elsevier, pp 113-143.

Bédard, L.P. et Barnes, S.-J., 2002. A comparison of N-type semi-planar and coaxial INAA detectors for 33 geochemical reference samples. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, **254**, No. 3: 485-497.

Bergeron, M., 1972. A mineralogical study of hemo-ilmenite ore from Lac Tio, Québec. Thèse de Maîtrise, 125 pages.

Bergeron, M., 1986. Minéralogie et géochimie de la suite anorthositique de la région du Lac Allard, Québec: évolution des membres mafiques et origine des gîtes massifs d'ilménite. Thèse de doctorat, 485 pages.

Best, M.G., 1982. Igneous and Metamorphic Petrology. W.H. Freeman and company, New York.

Bolsover, L.R., 1986. Petrogenesis of the Sybille iron-titanium oxide deposit, Laramie anorthosite complex, Laramie mountains, Wyoming: M.S. Thesis, State University of New York at Stony Brook, NY, 78 pages.

Bonnichsen, B., 1972. Southern part of the Duluth Complex, in Sims, P.K., and Morey, G. B., eds., *Geology of Minnesota: A centennial volume*: St. Paul, Minnesota Geological Survey: 361-387.

Broderick, T.M., 1917. The relation of the titaniferous magnetites of north-eastern Minnesota to Duluth Gabbro. *Economic Geology*, **12**: 663-696.

Buddington, A. H. et Lindsley, D.H., 1964. Iron-Titanium Oxide Minerals and Synthetic Equivalents. *Journal of Petrology*, **5**: 310-357.

- Cannon, W.F. et Hinze, W.J., 1992. Speculations on the origin of the North American Midcontinent Rift. *Tectonophysics*, **213**: 49-55.
- Capobianco, J. C., Drake, M.J. et Hervig, L.R., 1994. Experiments on Ru, Rh and Pd compatibility in Fe-oxides crystallizing from silicate melt. *Chemical Geology*, **113**: 23-43.
- Carmichael, I.S.E., 1991. The redox states of basic and silicic magmas: A reflection of their source regions ?: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **106**: 129-141.
- Carmichael, I. S. E. et Nicholls, J., 1967. Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. *Journal of Geophysics Research*, **72**: 4665-4687.
- Chandler, V.W., 1990. Geologic interpretation of gravity and magnetic data over the central part of the Duluth Complex, northeastern Minnesota: *Economic Geology*, **85**: 816-829.
- Cimon, J., 1998. L'unité à apatite de Rivière des Rapides, Complexe de Sept-Îles: localisation stratigraphique et facteurs à l'origine de sa formation. Ministère des Ressources naturelles, Québec, **ET 97-05**: 1 - 32.
- Clayton, R.N. et Mayeda, T.K., 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, **29**: 43-52.
- Cox, K.G., Bell, J.D. et Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of two-element variation diagrams, in: *The Interpretation of Igneous Rocks*, 450 pages.
- Davidson, D.M., 1972. Eastern part of the Duluth Complex, in Sims, P.K., and Morey, G.B., eds., *Geology of Minnesota: A centennial volume* St. Paul, Minnesota Geological Survey Miscellaneous Map Series Map M-8, scale 1:24 000.
- Diakité, O., 1997. Étude de deux gisements de fer et titane dans le complexe anorthositique de Morin, Québec. Thèse de maîtrise, 125 pages.
- Dion, D.-J., et Dumont, R., 1994. Diffusion des données numériques (mailles du champ magnétique total résiduel), Territoire du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 95-25X.
- Dion, D.J., Authier, K., Cimon, J. et Finninger, T., 1998. Interpretation gravimétrique du complexe mafique stratifié de Sept-Îles. Dans: *Le Complexe de Sept-Île, partie II*. Ministère des Ressources naturelles du Québec; ET-97-05, pages 964-968.
- Docka, J.A., Berg, J.H., et Klewin, K.W., 1986. Geothermometry in the Kiglapait aureole: Part II. Evaluation of exchange thermometry in a well-constrained thermal setting: *Journal of Petrology*, **27**: 605-626.

- Duchesne, J.C., 1972. Iron-titanium oxide minerals in the Bjerkrem-Sogndal massif, southwestern Norway: *Journal of Petrology*, **13**: 57-81.
- Dymek, R.F. et Owens, B.E., 2001. Petrogenesis of apatite-rich rocks (nelsonites and oxide-apatite gabbronorites) associated with massif anorthosites. *Economic Geology*, **96**: 797-815.
- Eales, H.V. et Robey, J. Van A., 1976. Differentiation of tholeiitic Karoo magma at Birds River, South Africa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **56**: 101-117.
- Eales, H.V., Reynolds, I.M., et Gouws, D.A., 1980. The spinel-group minerals of the central Karoo tholeiitic province. *Geological Society of South Africa*, **83**: 243-253.
- Eby, G. N., 1983. The identification of silicate-liquid immiscibility processes using minor and trace element distributions. In: *The significance of Trace Element in Solving Petrogenetic Problems and Controversies*. (Édité par) Augusthitis, S.S., Theophrastus Publications S.A. Athens, Greece: 27-38.
- Emslie, R.F., 1978. Anorthosite massifs, rapakivi granites, and late Proterozoic rifting of North America. *Precambrian Research*, **7**:61-98.
- Faesler, C., 1942. Région de Sept-Îles, Côte-Nord du Saint-Laurent, comté de Saguenay, Québec. Ministère des Mines du Québec; RG-11.
- Force, E. R., 1991. Geology of titanium mineral deposits. *Geological Society of America Special Paper* 259, 112 pages.
- Forster, H. et Jafarzadeh, A., 1994. The Bafq mining district in central Iran-Ahighly mineralized Infracambrian volcanic field: *Economic Geology*, **89**: 1697-1721.
- Frestone, I. C., 1978. Liquid immiscibility in alkali-rich magmas. *Chemical Geology*, **23**: 115-123.
- Frietsch, R. et Perdahl, J.-H., 1995. Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron types: *Ore Geology Reviews*, **9**: 489-510.
- Frost, B.R. et Lindsley, D.H., 1992. Equilibria among Fe-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz: Part II. Application: *American Mineralogist*, **77**: 1004-1020.
- Frost, B.R., Lindsley, D.H. et Andersen, D.J., 1988. Fe-Ti oxide-silicate equilibria: Assemblages with fayalitic olivine: *American Mineralogist*, **73**: 727-740.

- Fuhrman, M.L., Frost, B.R. et Lindsley, D.H., 1988. Crystallization conditions of the Sybille monzosyenite, Laramie anorthosite complex, Wyoming: *Journal of Petrology*, **29**: 699-729.
- Geerts, S.D., Barnes, R.J. et Hauck, S.A., 1990. Geology and mineralization in the Dunka Road copper-nickel mineral deposits, St.Louis Country, Minnesota: Natural Resources Research Institute, University of Minnesota, Duluth, Technical Report, NRRI/GMIN-TR-89-16, 69 pages.
- Geerts, S.D., 1991. Geology, stratigraphy, and mineralization of the Dunka Road Cu-Ni prospect, northeastern Minnesota: Natural Resources Research Institute, University of Minnesota, Duluth, Technical Report, NRRI/TR-91/14, 63 pages.
- Ghiorso, M.S. et Sack, R.O., 1991. Fe-Ti oxide geothermometry: thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **108**: 485-510.
- Gingras, P., 2002. Développement d'un processus analytique de préconcentration pour les éléments du groupe de platine et l'or. Université du Québec à Chicoutimi, Projet de fin d'étude, 46 pages.
- Girard, G. et Allard, G. O., 1998. Le Gîte de vanadium du Lac Doré, Chibougamau. Dans: *Géologie et Métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau*, DV **98-03**: 115-118.
- Goldberg, I., Hammerbeck, E. C. I., Labuschagne, L. S. et Rossouw, C., 1992. International Strategic Minerals Inventory summary report; vanadium. U. S. Geological Survey Circular, Report: C 0930-K, 45 pp.
- Graham, C.M., et Harmon, R.S., 1983. Stable isotope evidence on the nature of crust-mantle interactions. In: Hawkesworth C.J. and Norry, M.J. (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, pp. 20-45.
- Green, J. C., 1983. Geologic and geochemical evidence for the nature and development of the Middle Proterozoic (Keweenawan) midcontinent rift of North America. *Tectonophysics*, **94**: 413-437.
- Greig, J.W., 1927. On the evidence which has been presented for liquid silicate immiscibility in the laboratory and in the rocks of Agate Point, Ontario. *American Journal of Science*, **15**: 375-402.
- Grout, F.F., Sharp, R.P. et Schwartz, G.M., 1959. The Geology of Cook County: Minnesota. *Geological Survey Bulletin*, **39**: 163 pages.

- Gundersen, J.N. et Schwartz, G.M., 1962. The geology of the metamorphosed Biwabik Iron-Formation, eastern Mesabi district, Minnesota: Minnesota Geological Survey Bulletin **43**, 139 pages.
- Gwendolyn, C.M. 1995. Aspects of the petrogenesis of the Longnose Fe-Ti-oxide-rich ultramafic body, Duluth Complex, Minnesota. Masters thesis at Washington University. 243 pages.
- Hammond, P.A. et Taylor, L.A., 1982. The ilmenite/titano-magnetite assemblage; kinetics of re-equilibration. *Earth and Planetary Science Lettrs*, **61**: 143-150.
- Hamilton, D. L., Burham, W.C. et Osborn, E.F., 1964. The solubility of water and effects of oxygen fugacity and water content on crystallisation in mafic magma. *Journal of Petrology*, **5**: 21-39.
- Harney, D. M. W. et Merkle R.K.W., 1990. Pt-Pd minerals from the upper zone of the eastern Bushveld complex, South Africa. *Canadian Mineralogist*, **28**: 619-628.
- Harney, D.M.W. et von Gruenewaldt, G., 1995. Ore-forming processes in the upper part of Bushveld Complex, South Africa. *Journal African of Sciences*, **20**: 77-89.
- Haughton, D.R., Roeder, P.L. et Skinner, B.J., 1974. Solubility of sulfur in mafic magmas. *Economic Geology*, **69**: 451-467.
- Hauk, S.A., Severson, M.J. et Zanko, L., 1997. An overview of the geology and oxide, sulfide, and platinum-group element mineralization along the western and northern contacts of Duluth Complex. In: Middle Proterozoic to Cambrian Rifting Central North America (Édité par) Ojakangas, OW., Dickas, B.A., and Green, J.C. Geological Society of America, Special Paper 312, 137-185.
- Hauck, S.A., 1993. Geology and mineralization of the Bathtub Cu-Ni area, Minnamax Cu-Ni deposit: Natural Resources Research Institue, University of Minnesota, Duluth, Technical Report, NRRI/TR-93/48, 59 pages.
- Herz, N. et Force, E.R., 1987. Geology and mineral deposits of the Roseland district of central Virginia: U.S. Geological Survey Professional Paper 1371, 56 pages.
- Hess, C., 1989. Origin of ignous rocks. Harvard University Press, Cambridge.
- Higgins, M. D., 1991. The origin of laminated and massive anorthosite, Sept-Îles layered intrusion, Québec, Canada. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **106**: 340-354.

- Higgins, M.D. et Doig, R., 1986. Geochemical constraints on the differentiation processes that were active in the Sept-Îles Complex. Canadian Journal of Earth Sciences, **23**: 670-681.
- Higgins, M.D. et Doig, R., 1977. 540 Myr-old anorthosite complex in the Grenville province of Québec, Canada. Nature, **167**: 40-41.
- Higgins, M.D. et Doig, R., 1981. The Sept-Îles anorthosite Complex: Field relationships, geochronology and petrology. Canadian Journal of Earth Sciences, **23**: 561-573.
- Higgins, M.D. et van Breemen, O., 1998. The age of Sept-Îles Layered Mafic Intrusion, Canada: Implications for the Late Neoproterozoic/ Cambrian History of Southeastern Canada. Journal of Geology, **106**: 421-431.
- Hildebrand, R.S., 1986. Kiruna-type deposits: Their origin and relationship to intermediate subvolcanic plutons in the Great Bear magmatic zone, Northwest Canada. Economic Geology, **81**: 640-659.
- Hill, R. et Roeder, P.L., 1974. The crystallisation of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. Journal of Geology, **82**: 709-729.
- Himmelberg, G.R. et Ford, A.B., 1977. Iron-titanium oxides of the Dufek intrusion, Antarctica: American Mineralogist, **62**: 623-633.
- Hoefs, J., 1987. Stable isotope geochemistry, 3rd edition, Springer-Verlag, Berlin.
- Hutchinson, D.R., White, R.S., Cannon, W.F. et Schulz, K.J., 1990. Keweenaw hot spot: Geophysical Research, **95**: 19869-10884.
- Irvine, T.N. et Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. Geochimica et Cosmochimica Acta, **39**: 991-1020.
- Jensen, A., 1990. Development of the Fe-Ti-oxides in the Koster dyke swarm during amphibolite facies metamorphism: Bulletin of the Geological Society of Denmark, **38**: 109-118.
- Jensen, L.S., 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Geological Survey, Division of Mines, MP 66: 22 pp.
- Juster, T.C., Grove, T.L. et Perfit, M.R. 1989. Experimental constraints on the generation of Fe-Ti basalts, andesites, and rhyodacites at the Galapagos spreading centre, 85 W and 95 W. Journal of Geophysical Research, **94**: 9251-9274.

- Kärkkäinen, N. et Appelqvist , H., 1999. Genesis of a low-grade apatite-ilmenite deposit in the Kauhajarvi gabbro, Western Finland. *Mineralium Deposita*, **34**: 754-769.
- Kravuchuk, I.K., Chernysheva, I. et Urosov, S., 1981. Element distribution between plagioclase and groundmass as an indicator for crystallization conditions of the basalts in the southern vent of Tolbachik. *Geochemistry International* **17**: 18-24.
- Keays, RR., 1995. The role of komatiitic and picritic magmatism and S-saturation in the formation of the ore deposits. *Lithos*, **34**: 1-18.
- Kilinc, A., Carmichael, I.S.E., Rivers, M.L., et Sack, R.O., 1983. The ferric-ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **83**: 136-140.
- Klemm, D.D., Henckel, J., Dehm, R. et VonGruenewaldt, G., 1985. The geochemistry of titanomagnetite in magnetite layers and their host rocks of the eastern, Bushveld Complex, *Economic Geology*, **80**: 1075-1088.
- Klemm, D.D., Snethlage, R., Dehm, R.M., Henckel, J. et Schmidt-Thome, R., 1982. The formation of chromite and titanomagnetite deposits within the Bushveld Igneous Complex. In: Ore genesis. Édité par Amstutz, G.C., et al., The State of the art: Berlin, Springer Verlag, 351-370.
- Kolker, A., 1882. Mineralogy and Geochemistry of Fe-Ti Oxide and Apatite (Nelsonite) Deposits and Evaluation of the Liquid Immiscibility Hypothesis. *Economic Geology*, **77**: 1146-1158.
- Kumarapeli, P.S. et Saull, V.A., 1966. The St.Lawerence Valley System: A North American equivalent of the East African Rift Valley System. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **3**: 639-658.
- Kumarapeli, P.S., 1985. Vestiges of Iapetan rifting in the craton of the northern Appalachians. *Geosciences Canada*, **12**: 54-59.
- Larsen, L.M., 1979. Distribution of REE and other trace elements between phenocrysts and peralkaline undersaturated magmas, exemplified by rocks from the Gardar igneous province, south Greenland. *Lithos* **12**: 303-315.
- Lavoie, C., 1992. Évaluation du processus analytique pour les éléments du groupe du platine et Or dans les laboratoires géochimiques de l'UQAC, projet de fin d'étude, 50 pages.
- Lee, C.A., 1996. A review of mineralisation in the Bushveld Complex and some other layered mafic intrusions. In: Layered intusions, édité par Cawthorn, R.G. Elesvier, Amsterdam : 103-146.

Lesher, M. et Campbell, I.H., 1993. Geochemical and Fluid Dynamic Modelling of Composition Variations in Archean Komatiite-Hosted Nickel Sulfide Ores in Western Australia. *Economic Geology*, **88**: 80-816.

Lindsley, D.H., 2001. Do Fe-Ti oxide magma exist ? Geology: yes; experiments: no. Abstract in Geode field workshop on ilmenite deposits in the Rogaland anorthosite province, Norway. page 83.

Lindsley, D.H., 1977. Thermodynamic solution model for coexisting Ti-magnetite plus ilmenite: Transactions of the American Geophysical Union, **58**: page 519.

Lindsley, D.H. et Frost, B.R., 1992. Equilibria among Fe-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz: Part I. Theory. *American Mineralogist*, **77**: 987-1003.

Lindsley, D.H., 1981. Some experiments pertaining to the magnetite-ulvöspinel miscibility gap. *American Mineralogist*, **66**: 759-762.

Lindsley, D.H., 1976. The crystal chemistry and structure of oxide minerals as exemplified by the Fe-Ti oxides. *Mineralogical Society of America Short Course Notes*, 60 pages.

Lister, G. F., 1966. The composition and origin of selected iron-titanium deposits. *Economic Geology*, **61**: 275-310.

Listerud, W.H. et Meineke, D.G., 1977. Mineral resources of a portion of the Duluth Complex and adjacent rocks in St.Louis and Lake Counties, northeastern Minnesota: Minnesota Department of Natural Resources, Division of Minerals, Report 93, 74 pages.

Loncarevic, B.D., Feininger, T. et Lefebvre, D., 1990. The Sept-Îles layered mafic intrusion: geophysical expression. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **27**: 501-512.

Lorand, J.P., Pattou, L. et Gros, M., 1999. Fractionation of platinum-group elements and gold in the upper mantle: a study in Pyrenean orogenic lherzolites. *Journal of Petrology*, **10**: 957-981.

Luente, M.E. et Morey, G.B., 1983. Stratigraphy and sedimentology of the Lower Proterozoic Virginia Formation, northern Minnesota: Minnesota Geological Survey, Report of Investigations 28, 28 pages.

Mainwaring, P.R., 1975. The petrology of a sulfide-bearing layered intrusion at the base of the Duluth Complex, St.Louis Country, Minnesota: Unpubl. Ph.D. thesis, University of Toronto, Toronto, Canada, 251 pages.

- Mainwaring, P.R. et Naldrett, A. J., 1977. Country rock assimilation and genesis of Cu-Ni sulfides in the Water Hen Intrusion, Duluth Complex, Minnesota: Economic Geology, **72**: 1269-1284.
- McBirney, A. R., 1975. Differentiation of Skaergaard intrusion. Nature, **253**: 691-694.
- McBirney, A.R., 1989. The Skaergaard layered series: I structure and average compositions. Journal of Petrology, **30**: 363-397.
- McBirney, A.R., 1996. The Skaergaard Intrusion. In: Layered Intrusions, édité par, Cawthorn R.G. Elsevier Science. 147-229.
- McCallum, I.S., 1996. The Stillwater Complex. In: Layered intrusions, édité par Cawthorn, R.G., elsevier science, 441-483.
- McCann, A.J., 1998. Exploration and developpement of apatite and ilmenite: the Sept-Îles of Norsk Hydro-SOQUEM. In: Proceeding of the 33 rd Annual Forum on the Geology of Industrial Minerals 1997. Québec City, Québec, 57-73.
- McDonough, W.F. et Sun, S.-S. 1995. The composition of the earth. Chemical Geology, **120**: 223-253.
- Martineau, M.P., 1989. Empirically derived controls on Cu-Ni mineralization: A comparison between fertile and barren gabbros in the Duluth Complex, Minnesota, U.S.A., in Prendergast, M.D., and Jones, M.J., eds., Magmatic Sulphides - The Zimbabwe Volume: The institution of Mining and Metallurgy, London: 117-137.
- Mathison, C.I., 1975. Magnetites and ilmenites in the Somerset Dam layered basic intrusion, southeastern Queensland: Lithos, **8**: 93-111.
- Maze, W.B. et Carlson, R.R., 1981. Fe-Ti oxides in the upper banded zone of the Stillwater Complex, Montana. EOS, **62**: page 415.
- Melcher, F., Grum, W., Simon, G., Thalhammer, TV. et Stumpf, EF., 1997. Petrogenesis of the giant ophiolitic chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite, Journal of Petrology, **38**: 1419-1458.
- Middlemost, A.K. 1985. Magmas and magmatic rocks. Longman, london and New York.
- Miller, J.D., Green,J.C. et Chandler, V.W., 1993. The geology of the Duluth Complex at Duluth: Institutue on Lake Superior Geology, 39th, Eveleth, Minnesota, Part 2, Field Trips: 131-157.

- Miner, G.C. et Pasteris, J.D., 1995. Natural in situ solution processing in the Longnose Fe-Ti oxide body, Duluth Complex, MN: International Geological Correlation Program Project 336, Proceedings: 129-130.
- Mitra, S., Ahmed, S.S. et Moon, H.-S., 1992. Mineralogy and chemistry of the opaques of Cox's Bazar (Bangladesh) beach sands and the oxygen fugacity of their provenance: *Sedimentary Geology*, **77**: 235-247.
- Morse, S. A., 1979. Kiglapait geochemistry II: Petrography. *Journal of Petrology*, **20**: 591-624.
- Morse, S.A., 1980. Kiglapait mineralogy II: Fe-Ti oxide minerals and the activities of oxygen and silica. *Journal of Petrology* **21**: 685-719.
- Morse, S.A., 1990. The differentiation of the Skaergaard intrusion. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**: 451-461.
- Morey, G.B., 1969. The geology of the middle Precambrian Rove Formation in northeastern Minnesota: Minnesota Geological Survey, Special Publication 7, 62 pages.
- Morey, G.B. et Ojakaangas, R.W., 1970. Sedimentology of the middle Precambrian Thomson Formation, east-central Minnesota: Minnesota Geological Survey, Report of Investigations **13**, 13 pages.
- Muhich, T.G., 1993. Movement of titanium across the Duluth Complex - Biwabik Iron Formation contact at Dunka Pit, Mesabi Iron Range, northeastern Minnesota: M.S. thesis, University of Minnesota, Duluth, MN, 154 pages.
- Mysen, B.O., Ryerson, F.J. et Virgo, D., 1980. The structural role of phosphorus in silicate melts. *Year-Book-Carnegie Institution of Washington*, **79**: 314-315.
- Naldrett, A.J., 1989. Ores associated with flood basalts. *Reviews in Economic Geology*, **4**: 103-118.
- Naldrett, A.J., 1992. A model for the Ni-Cu-PGE ores of the Noril'sk region and its application to other areas of flood basalt. *Economic Geology*, **87**: 1945-1962.
- Naslund, H.R., 1983. The effect of oxygen fugacity on liquid immiscibility in iron-bearing silicate melts. *American Journal of Science*, **283**: 1034-1059.
- Naslund, H.R. et McBirney, A.R., 1996. Mechanisms of formation of Igneous Layering. In: Layered intrusions, édité par, Cawthron, R.G. Elsevier Science. 1-43.

- Närkkäinen, N. et Appelqvist, H., 1999. Genesis of low-grade apatite-ilmenite deposit in the Kauhajarvi Gabbro, Western Finland. *Mineralium Deposita*, **34**: 754-769.
- Nathan, H.D., 1969. The geology of a portion of the Duluth Complex, Cook Country, MN: Ph.D thesis, University of Minnesota, Minneapolis, MN, 198 pages.
- Nicholson, S.W., Cannon, W.F. et Schulz, K.J., 1992. Metallogeny of the Midcontinent Rift System of North America. *Precambrian Research*, **58**: 355-386.
- Onuma N., Clayton R.N. et Mayeda, T.K., 1972. Oxygen isotope thermometer. *Geochimical et Cosmochimica Acta*, **36**: 169-188.
- Paces, J.B. et Miller, J.D., 1993. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: New insights for physical, petrogenetic, paleomagnetic and tectono-magmatic processes associated with 1.1 Ga Midcontinent Rift system: *Journal of Geophysical Research*, **98**: 13997-14013.
- Paster, T.P., Schauwecher, D.S. et Haskin, L.A., 1974. The behavior of some trace elements during solidification of the Skaergaard layered series: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **38**: 1549-1577.
- Pasteris, J.D., 1985. Relationships between temperature and oxygen fugacity among Fe-Ti oxides in two regions of the Duluth Complex. *Canadian Mineralogist*, **23**: 11-27
- Pasteris, J.D., 1988. Secondary graphitization in mantle-derived rocks: *Geology*, **16**: 804-807.
- Philpotts, A.R., 1967. Origin of certain Iron-Titanium oxide and apatite rocks. *Economic Geology*, **62**: 303-315.
- Philpotts, A.R., 1981. A model for generation of massif-type anorthosites. *Canadian Mineralogist*, **19**: 223-253.
- Powell, R. et Powell, M., 1977. Geothermometry and oxygen barometry using coexisting iron-titanium oxides: A reappraisal: *Mineralogical Magazine*, **41**: 257-263.
- Pirajno, F., 2000. Direct links: Magmatic ore deposits - fundamental features and concepts. In *Ore Deposits and Mantle Plumes*, 322-385.
- Price, G.D., 1981. Subsolidus phase relations in the titanomagnetite solid solution series: *American Mineralogist*, **66**: 751-758.

- Reid, D.L. et Basson, I.J., 2002. Iron-rich ultramafic pegmatite replacement bodies within the Upper Critical Zone, Rustenburg Layered Suite, Northam Platinum Mine, South Africa. *Mineralogical Magazine*, **66**: 895-914.
- Reynolds, I. M., 1985. Contrasted mineralogy and textural relations in the uppermost Ti-magnetite layers of the Bushveld Complex in the Bierkraal area north of Rustenberg. *Economic Geology*, **80**: 1027 - 1048.
- Righter, K., 2001. Rhenium and iridium partitioning in silicate and magmatic spinels: implications for planetary magmatism and mantles. *Lunar and Planetary Science*, XXXII, 1759.
- Ripley, E. M., Severson, M.J. et Hauck, S. A., 1998. Evidence for Sulfide and Fe-Ti-P Rich Liquid Immiscibility in the Duluth Complex, Minnesota. *Economic Geology*, **93**: 1052-1062.
- Ripley, E.M. et Alawi, J.A., 1986. Sulfide mineralogy and chemical evolution of the Babbitt Cu-Ni deposit, Duluth Complex, Minnesota: *Economic Geology*, **85**: 347-368.
- Ripley, E.M., Bulter, B.K., Taib, N.I. et Lee, I., 1993. Hydrothermal alteration in the Babbitt Cu-Ni deposit, Duluth Complex: Mineralogy and hydrogen isotope systematics. *Economic Geology*, **88**: 679-696.
- Ripley, E. W., 1981. Sulfur Isotopic Studies of the Dunka Road Cu-Ni Deposit, Duluth Complex, Minnesota. *Economic Geology*, **76**: 610-620.
- Robert, T.W., Wyk, E.V. et Palmer, R., 1971. Concentration of the noble metals by fire-assay technique using nickel sulphide as the collector, National Institute for Metallurgy, South Africa: Report 1371, 15 pages.
- Roedder, E., 1951. Low temperature liquid immiscibility in the system K₂O-FeO-Al₂O₃-SiO₂. *American Mineralogist*, **36**: 282-286.
- Roedder, E., 1978. Silicate liquid immiscibility in magmas and the system K₂O-FeO-Al₂O₃-SiO₂: an example of serendipity. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**: 1597-1617.
- Roedder, E. et Weiben, P.W., 1970. Silicate liquid immiscibility in lunar rocks. *Science*, **167**: 641-644.
- Roedder, P. L. et Osborn, E.F., 1966. Experimental data for the system MgO-FeO-Fe₂O₃-CaAl₂Si₂O₈ and their petrologic implications. *American Journal of Science*, **264**: 428-480.

- Rollinson, B., 1993. Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation. Longman, Angleterre, 352 pages.
- Ross, C.S., 1941. Occurrence and origin of the titanium deposits of Nelson and Amherst Counties, Virginia: U.S. Geological Survey Professional Paper 198, 59 pages.
- Ross, B.A., 1985. A petrologic study of Bardon Peak peridotite, Duluth Complex: M.S. thesis, University of Minnesota, Duluth, Mn, 140 pages.
- Rudashevsky, N.S., Avdontsev, S.N. et Dneprovskaya, M.B., 1992. Evolution of PGE mineralization in hortonolitic dunites of the Mooihoek and Onverwacht pipes, Bushveld Complex: Mineralogy and Petrology, **47**: 37-54.
- Ryerson, F.J. et Hess, C., 1980. The role of P_2O_5 in silicate melts. Geochimica and Cosmochimica Acta **44**: 611-624.
- Sá, J. H. S., Barnes , S-J., Prichard, H.M. et Bowles, J.F.W., 1993. Platinum-palladium in iron-rich rocks of Rio Jacare Complex, Bahia, Brazil. Encontro Brasileiro Sobre Elementos geology, Kenora, Ontario, **31**: 83-84.
- Sassani, D.C., 1992. Petrologic and thermodynamic investigation of the aqueous transport of platinum-group elements during alteration of mafic intrusive rocks: Ph.D. thesis, Washington University, St. Louis, MO, 952 pages.
- Sawkins, F.J., 1990. Metal deposits in relation to plate tectonics. Springer-Verlag. Berlin.
- Schiffries, C.M., 1982. The petrogenesis of platiniferous dunite pipe in the Bushveld Complex: Infiltration metasomatism by a chloride solution: Economic Geology, **77**: 1439-1453.
- Scoates, J.S., 2000. The plagioclase-magma density paradox re-examined and the crystallization of Proterozoic anorthosites. Journal of Petrology, **41**: 627-649.
- Scoon, R. N. et Michell, A.A., 1994. Discordant Iron-Rich Ultramafic Pegmatites in the Bushveld Complex and their Relationship to Iron-Rich Intercumulus and Residual Liquids. Journal of Petrology, **35**: 881-917.
- Sen, G., 1986. Mineralogy and petrogenesis of the Deccan Trap lava flows around Mahabaleshwar, India: Journal of Petrology, **27**: 627-663.
- Severson, M.J., 1988. Geology and structure of a portion of Partridge River Intrusions: A progress report: Duluth, University of Minnesota, Natural Resources Research Institute, Technical Report, NRRI/GMIN-TR-88-08, 78 pages.

- Severson, M.J. et Hauck, S.A., 1990. Geology, Geochemistry, and stratigraphy of a portion of the Partridge River intrusion: Natural Resources Research Institute, University of Minnesota, Duluth, Technical Report, NRRI/GMIN-TR-89-11, 235 pages.
- Severson, M.J., 1994. Igneous stratigraphy of the South Kawishiwi Intrusion, Duluth Complex, northeastern Minnesota: Duluth, University of Minnesota, Natural Resources Research Institute. Technical Report, NRRI/TR-93/34, 210.
- Severson, M.J., 1995. Geology of the southern portion of the Duluth Complex: Duluth, University of Minnesota, Natural Resources Research Institute, technical Report, NRRT/TR -95/26, 185 pages.
- Severson, M.J., 1991. Geology, mineralization, and geostatistics of the Minnamax/Babbitt Cu-Ni deposit (Local Boy area), Minnesota, Duluth, Technical Report, NRRI/TR-91/13a, 96 pages.
- Sheppard, S.M.F., 1977. The cornubian batholith, SW England: D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ studies of kaolinite and other alteration minerals. *Journal of the Geological Society*, **133**: 573-591.
- Sisson, T.W., 1991. Pyroxene-high silica rhyolite trace element partition coefficients measured by ion microprobe: *Geochimica et Cosmochimica Acta* **55**: 1575-1585.
- Snyder, D., Carmichael, I.S.E. et Wiebe, R.A., 1993. Experimental study of liquid evolution in an Fe-rich layered mafic intrusion: constraints of Fe-Ti oxide precipitation of the T-fO₂ and T-p paths of tholeiitic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **113**, 73-86.
- Sparks, R.S., Huppert, H.E., Koyaguchi, T. et Hallworth, M.A., 1993. Origin of modal and rhythmic igneous layering by sedimentation in a convective magma chamber. *Nature*, **361**: 246-249.
- Spencer, K.J. et Lindsley, D.H., 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides: *American Mineralogist*, **66**: 1189-1201.
- Stolper, E. et Wolker, D., 1980. Melt density and the average composition of basalt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **74**: 7-12.
- Stormer, J.C., 1983. The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides: *American Mineralogist*, **68**: 586-594.
- Strommer, J., Morton, P., Hauck, S.A. et Barnes, R. J., 1990. Geology and mineralization of a cyclic layered series, Water Hen Intrusion, St. Louis Country, Minnesota: Duluth,

University of Minnesota, Natural Resources Research Institute, Technical Report, NRRI/GMIN-TR89-17, 29 pages.

Taylor, H.P., 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*, 843-883.

Taylor, R.B., 1964. Geology of the Duluth gabbro complex near Duluth, Minnesota; Minnesota Geological Survey, Bulletin 44: 1-63.

Thériault, R.D., Barnes, S.-J. et Severson, M.J., 1997. The influence of country-rock assimilation and silicate to sulfide ratios (R factor) on the genesis of the Dunka Road Cu-Ni-platinum-group element deposit, Duluth Complex, Minnesota. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34: 375-389.

Thériault, R.D., Barnes, S.-J. et Severson, M.J., 2000. Origin of Cu-Ni-PGE sulfide mineralization in the Partridge River Intrusion, Duluth Complex, Minnesota. *Economic Geology*, xx: yy-zz.

Thy, P., 1982. Titanomagnetite and ilmenite in the Fongen-Hyllingen basic complex, Norway: *Lithos*, 15: 1-16.

Toplis, M.J. et Corgne, A., 2002. An experimental study of element partitioning between magnetite, clinopyroxene and iron-bearing silicate liquids with particular emphasis on vanadium. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, 144: 22-37.

Toplis M.J. et Carroll, M.R., 1994. The role of phosphorus in crystallisation processes of basalts: an experimental study. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 58: 797-810.

Toplis, M.J. et Carroll, M.R., 1995. An Experimental Study of the Influence of Oxygen Fugacity on Fe-Ti Oxide Stability, Phase Relations, and Mineral-Melt Equilibria in Ferro-Basaltic Systems. *Journal of Geology*, 36, Numéro 5: 1137-1170.

Van Marcke de Lummen, G., 1985. An Fe-Ti oxideapatite-biotite (nelsonite) deposit related to Costabonne granite, eastern Pyrenees, France: *Bulletin de Minéralogie*, 108: 353-365.

Van Shumus, W.R. et Hinze, W.J., 1985. The Midcontinent Rift system: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 13: 345-383.

Vermaak, C.F., 1995. Chapter 2. Sources and resources. In: *The platinum-group metals - a global perspective*. MINTEK, Randburg, South Africa.

- Viljoen, M.J. et Scoon, R.N., 1985. The distribution and main geologic features of discordant bodies of iron-rich ultramafic pegmatite in the Bushveld Complex: Economic Geology, **80**: 1109-1128.
- Vincent, E. A., 1960. Ulvöspinel in the Skaergaard intrusion, Greenland. Neus Jahrb. Mineralogie Abh., **94**: 993-1016.
- Von Gruenewaldt, G., 1979. A review of some recent concepts of the Bushveld Complex with particular reference to sulfide mineralization. Canadian Mineralogist, **17**: 233-256.
- Von Gruenewaldt, G., 1993. Ilmenite-apatite enrichments in the upper zone of the Bushveld complex: a major titanium-rock phosphate resource. International Geology Review, **35**: 987-1000.
- Wager, R. L., 1960. The major element variation of the layered series of the Skaergaard intrusion. Journal of Petrology, **1**: 364-398.
- Wager, R. L. et Brown, C.M., 1967. Layered Igneous Rocks, Oliver and Boyd, Ltd., Edinburgh, 588 pages.
- Watson, E.B., 1976. Two-liquid partition coefficients; experimental data and geochemical implications. Contributions to Mineralogy and Petrology, **56**: 119-134.
- Watson, E.B., 1982. Basalt contamination by continental crust: some experiments and models. Contributions to Mineralogy and Petrology, **80**: 73-87.
- Watson, T. L. et Taber, S. 1913. Geology of the titanium and apatite deposits of Virginia. Virginia Geological Survey Bulletin 111-A,
- Weiblen, P. W., 1982. Keweenawan intrusive rocks, in Wold, R.J., and Hinze, W. J., eds., Geology and tectonics of the Lake Superior basin. Geological Society of American Memoir, **156**: 57-82.
- Weiblen, P.W., Saini-Eidukat, B. et Miller, Jr., J.D., 1989. Duluth Complex and associated rocks of the Midcontinent Rift System: Field Trip Guiidebook T345, American Geophysical Union, Washington, D.C., 43 pages.
- Whitney, J.A. et Stormer, J., 1983. Ignous sulfides in the Fish Canyon Tuff and the role of sulfur in calc-alkaline magmas. Geology, **11**, n: 2: 99-102.
- Wiebe, R. A., 1979. Fractionation and liquid immiscibility in an anorthositic pluton of the Nain Complex, Labrador. Journal of Petrology, **20**: 239-269.

- Williams, R.J., 1971. Reaction constants in the system Fe-MgO-SiO₂-O₂: Intensive parameters in the Skaergaard intrusion, East Greenland: American Journal of Science, **271**: 132-146.
- Wilmart, E., Demaiffe, D. et Duchesne, J.C., 1989. Geochemical Constraints on the Genesis of the Tellnes Deposit, Southwest Norway. Economic Geology, **84**: 1047-1056.
- Winchell, H.V., 1897. Reputed nickel mines in Minnesota: Engineering Mining Journal, **64**: page 578.
- Wolff, J.F., 1919. Recent geologic developments on the Mesabi range, Minnesota: American Institute Mining Metallurgy Engineering Transactions, **56**: 142-169.
- Wynne-Edwards , H.R., 1972. The Grenville Province, in: Variations in tectonic style in Canada. Geological Association of Canada; Special Paper 11, pages 203-334.
- Zanko, L.M., Severson, M.J. et Ripley, E.M., 1994. Geology and mineralization of the Serpentine copper-nickel deposit, Duluth Complex, Minnesota: Natural Resources Research Institute, University of Minnesota, Duluth, Technical Report, NRRI/TR-93/52, 90 pages.
- Zhong, H., Zhou, X.-H., Zhou, M-F., Sun, M. et Liu, B.-G., 2002. Platinum-group element geochemistry of the Hongge Fe-V-Ti deposit in the Pan-Xi area, Southwestern China. Mineralium Deposita, **37**: 226 - 239.