

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

MÉMOIRE PRÉSENTÉ À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

**ÉTUDE GÉOCHIMIQUE ET ÉCONOMIQUE DE LA SUITE MAFIQUE ET
ULTRAMAFIQUE DE LA BAIE-À-CADIE AU LAC KÉNOGAMI,
SAGUENAY-LAC ST-JEAN, QUÉBEC**

Par
Christine Vaillancourt

Mars 2001

Droits réservés



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

La suite mafique et ultramafique de la Baie-à-Cadie au lac Kénogami est située à proximité de la suite anorthositique de Lac St-Jean, dans la partie centrale de la province de Grenville. L'âge obtenu pour la suite est de 1150 Ma, ce qui correspond à l'âge de la suite anorthositique de Lac St-Jean (1140 Ma à 1160 Ma). Deux indices de sulfures de nickel et cuivre ont été découverts sur les bordures de l'intrusion. À la lumière de la découverte récente de sulfures massifs à Voisey's Bay dans un contexte tectonique semblable, l'origine de la suite et de ses indices minéralisés ont été étudiés en détail.

Les sulfures se présentent sous trois formes soit interstitiels disséminés entre les silicates, disséminés en forme de globules d'environ 3 cm dans une matrice de silicates et en lentille de sulfures massifs (1 x 2 m) à l'indice Dumont. Les principaux minéraux des sulfures sont la pyrrhotite, la pentlandite et la chalcopyrite. La roche hôte des sulfures est un gabbro-norite. Les unités contenant les sulfures disséminés ont en moyenne 0,2% Ni, 0,1% Cu et 0,2 ppm Pt+Pd. Les sulfures massifs contiennent 2,8% Ni, 1,1% Cu et 1 ppm Pt+Pd.

Le modèle de formation des sulfures magmatiques associés à des intrusions mafiques et ultramafiques peut être divisé en quatre étapes: 1) génération d'un magma résultant d'un pourcentage élevé de fusion partielle du manteau permettant d'absorber les sulfures et ainsi les métaux; 2) transport rapide du magma jusqu'à la croûte pour éviter la perte de sulfures en chemin; 3) saturation du magma en sulfures, probablement par contamination du magma par un produit de fusion partielle des roches encaissantes; 4) accumulation de sulfures en quantité suffisante pour former un gisement.

Les gabbro-norites en marge de l'intrusion sont interprétés comme étant représentatifs du magma parental. Les éléments majeurs indiquent que ce magma est tholéiitique. Le contenu en forstérite des olivines dans les harzburgites (Fo86) indique que le magma était riche en MgO mais les roches ont aussi des anomalies négatives en Ta et positive en Th. La composition peut être modélisée par la contamination d'une picrite tholéiitique avec 10% du paragneiss encaissant. La picrite pouvait représenter le magma riche en Ni et ÉGP. La localisation des sulfures en marge de l'intrusion ainsi que l'anomalie négative en Ta suggèrent que l'assimilation des paragneiss a provoqué la saturation en sulfures du magma. Les sulfures ont collecté des métaux mais ne semblent s'être accumulés que dans de rares endroits en assez grande quantité pour former des sulfures massifs et collecter suffisamment de métaux pour former d'un gisement. Il semble que le processus ait été interrompu avant que les sulfures aient eu l'occasion de s'accumuler. Les sulfures dans le gabbro-norite montrent un appauvrissement en ÉGP par rapport à Ni et Cu. Un contexte tectonique peu favorable à l'ascension rapide et facile du magma pourrait être responsable de ce caractère. Le magma a pu perdre une première fraction de sulfures, entraînant préférentiellement les ÉGP.

ABSTRACT

The Baie-à-Cadie mafic-ultramafic intrusion is located near the Lac St-Jean anorthosite in the central portion of the Grenville Province. The age of the intrusion is 1150 Ma, which is similar to the age of the Lac St-Jean anorthosite (1140 Ma to 1160 Ma). There are two nickel-copper sulphide occurrences at the margins of the intrusion. Given the recent discovery of the Voisey's Bay Ni-Cu sulphide deposit in a very similar context, the origin of the Baie-à-Cadie sulphide showings has been investigated.

The sulphides occur in three forms: disseminated sulphides in the form of interstitial masses between silicate minerals, disseminated sulphides in the form sulphide bubbles averaging 3 cm in a silicate matrix and finally, in the form of a massive sulphide pod (1 x 2 m) at the Dumont showing. The main sulphide minerals are pyrrhotite, pentlandite and chalcopyrite. The silicate host rock is a gabbro-norite. The rocks containing disseminated sulphides have an average of 0.2 % Ni, 0.1 % Cu and 0.2 ppm Pt+Pd. The massive sulphide contain 2.8 % Ni, 1.1 % Cu and 1 ppm Pt+Pd.

The model for the formation of magmatic sulphide deposits involves four steps; 1) partial melting of the mantle at sufficiently high degree to absorb all the sulphides in the mantle and thus release the metals to the magma, 2) rapid transport of the magma to the site of emplacement in order that no sulphides segregate en route, 3) sulphide saturation of the magma, possibly caused by its contamination by partial melts of the country rock, 4) collection of the sulphides in sufficiently large quantities to form an ore deposit. Applying this model to the Baie-à-Cadie showings, the following conclusions were reached.

The gabbro-norite margins of the intrusion are interpreted to represent the parental magma. The major elements indicate that this magma is tholeiitic. The forsterite content of the olivines in the harzburgites (Fo86) indicates that the magma was MgO-rich but the rocks have negative Ta anomalies and positive Th anomalies. The composition can be modelled by assuming that the gabbro formed from a tholeiitic picrite, which was contaminated with 10% of the host paragneiss. The picrite would have provided a Ni-PGE-rich magma. The location of the sulphides at the margins of the intrusion and the negative Ta anomalies suggest that the assimilation of the paragneiss was responsible for triggering sulphide saturation in the magma. The sulphides collected metals but only in rare cases have the sulphides accumulated sufficiently to form massive sulphides and collected sufficient metals to form a deposit. It seems that the process was interrupted before the sulphides had a chance to accumulate. The sulphides in the gabbro-norites at the site of the occurrences show depletion in PGE relative to Ni and Cu. A tectonic context that is unfavourable to a quick and easy rise of the magma could be responsible for this characteristic. The magma could have lost a first fraction of sulphide that preferentially subtracted PGE.

REMERCIEMENTS

La rédaction de ce mémoire a été un long périple au cours duquel mon superviseur m'a supportée dans mes décisions et mes choix, avec comme seul but réel, ma réussite. Elle savait que les délais ajoutés les uns après n'étaient pas ce qu'il y avait de mieux pour la maîtrise elle-même mais comprenait qu'ils étaient des ajouts importants dans le cadre de ma carrière. Elle a su me botter le derrière quand c'était nécessaire et ne me laisser m'égarer, pas trop longtemps, que pour m'apprendre à mieux avancer par mes propres moyens. Elle a aussi été un guide de pensée et une aide précieuse dans la compréhension de ce monde déroutant de la science dans lequel je m'embarquais, probablement pour le reste de mes jours. Je ne sais trop comment vous dire merci Dr Sarah-Jane Barnes, alors simplement, merci.

Je tiens aussi à souligner l'appui du Ministère des Ressources Naturelles du Québec avec le support inconditionnel de Claude Hébert qui m'a fourni de judicieux conseils tout au long de l'accomplissement de cette maîtrise.

Merci aussi aux Drs Ed Sawyer et Michael Higgins pour les corrections apportées à mon mémoire mais aussi pour l'aide fournie au cours de sa rédaction.

Je ne saurais, dans ces remerciements, oublier les innombrables petits conseils tout à fait gratuits du Dr Réal Daigneault. Malgré le fait qu'il ne faisait pas officiellement parti de mon comité de maîtrise, il a été d'un immense support autant au niveau académique que technique et ce, dans la réalisation de mon mémoire ainsi que dans mes débuts dans la jungle professionnelle.

Je dois aussi de sincères remerciements à M. Claude Dallaire pour le temps et l'énergie passée à rendre plus radieux le côté visuel de mon mémoire et des présentations qui y ont été liées.

Sans l'aide précieuse et généreuse de plusieurs professeurs et autres membres du personnel ainsi que de mes consœurs et confrères étudiants du département des Sciences Appliquées de l'Université du Québec à Chicoutimi, cette aventure qu'est la maîtrise n'aurait su être aussi agréable et si peu cahoteuse.

Bien sûre, les personnes sans qui, tout ce que j'ai accompli dans le cadre de cette maîtrise mais surtout dans toute ma vie, n'aurait su voir le jour sont mes parents Lina Mercier et Yves Vaillancourt. Il n'existe pas de mots pour décrire ma reconnaissance et je garderai toujours d'eux ce qu'il y a de plus précieux et essentiel au bonheur, la générosité dans son sens le plus large.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	i
REMERCIEMENTS	iii
TABLE DES MATIÈRES	iv
LISTE DES FIGURES	vi
LISTE DES TABLEAUX	xii
1. INTRODUCTION	1
2. CADRE GÉOLOGIQUE	9
2.1. La Province de Grenville	9
2.1.1. Ceinture parautochtone	10
2.1.2. Ceinture allochtone polycyclique	11
2.1.3. Ceinture allochtone monocyclique	12
2.2. La région du Saguenay-Lac St-Jean	12
2.3. La suite mafique et ultramafique de la Baie-à-Cadie	16
3. PÉTROGRAPHIE	21
3.1. Introduction	21
3.2. Harzburgite et dunites	22
3.3. Gabbonorites à olivine	41
3.4. Gabbonorites	63
3.4.1. Les gabbonorites non minéralisés	64
3.4.2. Les gabbonorites de l'indice Dumont	72
3.4.3. Les gabbonorites de l'indice Gagnon	79
3.5. Roches encaissantes	88
3.5.1. Paragneiss migmatitiques	89
3.5.2. Quartzites	91
3.6. Métamorphisme	93
3.7. Discussion sur la pétrographie	98
3.7.1. Variations de la minéralogie normative	98
3.7.2. Variations sur la composition des minéraux	101
3.7.3. Métamorphisme	105

4. GÉOCHIMIE	108
4.1. Introduction	108
4.2. Méthodologie	109
4.3. Étude génétique du magma	111
4.3.1. Classification de la suite	118
4.3.2. Altération	131
4.3.3. Contamination	133
4.3.4. Cristallisation fractionnée	137
4.3.5. Sulfures et métaux	158
4.4. Discussion sur la géochimie	176
5. DISCUSSION GÉNÉRALE	181
5.1. Introduction	181
5.2. Mise en place	181
5.3. Comparaisons avec le modèle	185
RÉFÉRENCES	190
ANNEXE 1. Résultats des calculs de normes CIPW pour les échantillons de la suite de la Baie-à-Cadie	198
ANNEXE 2. Méthodologie pour les analyses à la microsonde électronique	200
ANNEXE 3. Calcul à 100% sulfures et soustraction des sulfures aux silicates	201

LISTE DES FIGURES

- Figure 1.1.** Modèle de formation des intrusions mafiques et ultramafiques (a; tiré de Barnes et Francis 1995) et des sulfures associés (b). 2
- Figure 1.2.** Indices de Ni-Cu et de Ni dans le Grenville québécois et dans les régions avoisinantes, d'après la banque COGÎTE. Localisation des indices de Clark 1996. 7
- Figure 2.1.** Carte de la Province de Grenville. Modifiée de Rivers et al. (1989). 10
- Figure 2.2.** Géologie et géochronologie de la région du Saguenay-Lac St-Jean. La localisation des échantillons utilisés pour les datations U-Pb est indiquée par un triangle. Le code associé à chaque triangle indique l'âge (en Ma), le type de roche (An = anorthosite; C = charnockite; Di = metabasite; FD = ferrodiorite; G = granite; Mo = monzonite; Lt = leucotroctilite; Lg = leucogabbro; Ma = mangérite; S = syénite) et la référence associée à la datation (1 = Higgins et van Breemen (1992); 2 = Emslie et Hunt (1990); 3 = Hervet et al. (1994); 4 = Higgins et van Breemen (1997). Tirée de Higgins et van Breemen (1997). 13
- Figure 2.3.** Géologie du secteur du Lac Kénogami et localisation des échantillons. Modifiée de Hébert et al. (1995b). 15
- Figure 2.4.** Localisation des échantillons. 18
- Figure 2.5.** Projections ternaires des minéraux normatifs: a) roches ultramafiques; b) roches gabbroïques à olivine; c) roches gabbroïques sans olivine. D'après Streckeisen (1976). 19
- Figure 3.1.** Harzburgite massive avec phénocristaux d'orthopyroxène poecilites qui réfléchissent la lumière. Éch. 2509. 23
- Figure 3.2.** Photomicrographie en lumière naturelle d'une harzburgite montrant la texture mésocumulat et les principales composantes minéralogiques (olivine, chromite, plagioclase, pyroxène). Éch. 2156, largeur de 4,9 mm. 23
- Figure 3.3.** Photomicrographie en lumière naturelle d'une harzburgite montrant les chromites fracturées avec les couronnes de hornblende au contact des plagioclases. Éch. 2503, largeur de 4,9mm. 28

Figure 3.4. Photomicrographie en lumière naturelle d'une harzburgite avec un phénocristal poecilitique de clinopyroxène. Éch. 2509, largeur de 4,9 mm.	28
Figure 3.5. Composition des pyroxènes dans les différents types de roches: a) clinopyroxènes; b) orthopyroxènes. D'après Poldervaart et Hess (1951).	34
Figure 3.6. Photomicrographie en lumière polarisée d'une harzburgite avec une fracture de serpentine et carbonates. Éch. 2505, largeur de 4,9 mm.	39
Figure 3.7. Photomicrographie en lumière réfléchie d'une harzburgite montrant les sulfures. Éch. 2515A, largeur de 0,3 mm.	39
Figure 3.8. a) Affleurement de gabbronorite à olivine montrant la texture en "balles de golf". b) Texture cumulat d'un gabbronorite à olivine montrant les couronnes d'amphiboles.	42
Figure 3.9. Photomicrographie a) en lumière naturelle et b) en lumière polarisée d'un gabbronorite à olivine montrant la texture cumulat et les composantes minéralogiques principales (plagioclase, olivine, pyroxène et hornblende). Éch. 2109, largeur de 4,9 mm.	44
Figure 3.10. Photomicrographie a) en lumière naturelle et b) en lumière polarisée d'un gabbronorite à olivine montrant les phénocristaux poecilitiques d'orthopyroxènes à droite et de clinopyroxènes en haut, à gauche. Éch. 2519A, largeur de 4,9 mm.	45
Figure 3.11. Photomicrographie en lumière polarisée d'un gabbronorite à olivine montrant les couronnes multiples d'orthopyroxène et de hornblende à l'interface olivine-plagioclase. Un phénocristal poecilitique de clinopyroxène avec formation de hornblende au contact avec les plagioclases est visible sur la partie gauche de la photo. Éch. 2311A, largeur de 4,9 mm.	46
Figure 3.12. Photomicrographie en lumière naturelle d'un gabbronorite à olivine montrant le spinelle vert et l'illménite, possiblement en résidus de la transformation totale de l'olivine dans la réaction $ol + pg \rightarrow opx + hb$. Éch. 2109, largeur de 1,2 mm.	46
Figure 3.13. Photomicrographie en lumière naturelle d'un gabbronorite montrant la texture relique des cumulats d'olivine. Éch. 2520A, largeur de 4,9 mm.	56
Figure 3.14. Gabbronorite montrant un litage primaire. Éch. 2523.	66

- Figure 3.15.** Gabbronorite pegmatitique. Éch. 2520B. 66
- Figure 3.16.** Photomicrographie a) en lumière naturelle et b) en lumière polarisée d'un gabbronorite à texture granoblastique. Éch. 2521, largeur de 4,9 mm. 67
- Figure 3.17.** Photomicrographie a) en lumière naturelle et b) en lumière polarisée d'un gabbronorite pegmatitique. Éch. 2519B, largeur de 4,9 mm. 70
- Figure 3.18.** Gabbronorite avec globules de sulfures provenant du site de l'indice minéralisé Dumont. Éch. 2516. 73
- Figure 3.19.** Photomicrographie en lumière naturelle montrant la texture et la minéralogie du gabbronorite hôte des sulfures au site de l'indice minéralisé Dumont. Éch. SC-1, largeur de 4,9 mm. 74
- Figure 3.20.** Photomicrographie en lumière naturelle montrant la texture graphique (instabilité) en bordure d'un globule de sulfures dans un gabbronorite de l'indice minéralisé Dumont. Éch. SC-1, largeur de 4,9 mm. 74
- Figure 3.21.** Photomicrographie en lumière réfléchie d'un globule de sulfures montrant la minéralogie soit la pyrrhotite, la pentlandite et la chalcoppyrite. La pentlandite se retrouve en exsolution dans la pyrrhotite et est aussi remobilisée dans des petits canaux. La chalcoppyrite est souvent mais non exclusivement en bordure des globules. a) éch. 2516 et b) éch. SC-1, largeur de 4,9 mm. 78
- Figure 3.22.** Gabbronorite avec sulfures disséminés provenant du site minéralisé Gagnon. Éch. 2502G. 80
- Figure 3.23.** Photomicrographies en lumière naturelle montrant l'évolution de la déformation (texture protocataclastique à fortement cataclastique) dans les gabbronorites du site de l'indice minéralisé Gagnon: a) éch. 2502G, b) éch. 2502F, c) éch. 2502J et d) éch. 2149C, largeur de 4,9 mm. 82
- Figure 3.24.** Photomicrographie en lumière polarisée d'un cristal de plagioclase avec deux systèmes de macles perpendiculaires, indicateurs de déformations dans le gabbronorite. Éch. 2502G, largeur de 1,2 mm. 83
- Figure 3.25.** Photomicrographie a) en lumière naturelle et b) en lumière polarisée d'un ruban de quartz dans un gabbronorite. Éch. 2149C, largeur de 4,9 mm. 86

- Figure 3.26.** Photomicrographie en lumière réfléchie montrant la minéralogie des sulfures soit la pyrrhotite, la pentlandite et la chalcopryrite dans les gabbronorites au site de l'indice minéralisé Gagnon. La pentlandite forme des lamelles d'exsolution dans la pyrrhotite. Éch. 2149B, a) largeur de 2,4 mm et b) largeur de 0,3 mm. 87
- Figure 3.27.** Photographie des paragneiss encaissants. a) diatexite (éch. 2515b) et b) gneiss migmatitique (éch. 2518). 90
- Figure 3.28.** Photographie de la phase résiduelle de l'encaissant de paragneiss. Éch. 2502b. 90
- Figure 3.29.** Photomicrographie d'un paragneiss migmatitique montrant la minéralogie soit les feldspaths, la biotite, la silimamite, la cordiérite, le grenat et les zircons. Éch. 2515b. 92
- Figure 3.30.** Photomicrographie d'un quartzite avec des inclusions de biotite et de plagioclase. Éch. 2513. 92
- Figure 3.31.** Diagramme Pression-Température pour la fusion partielle avec absence de fluide des métapélites. Lignes de réaction de Vielzeuf et Holloway (1988). 97
- Figure 3.32.** Variation de la minéralogie normative des échantillons: a) traverse sur le bloc sud; b) traverse sur le bloc nord. Ol=olivine,; Pg=plagioclase; Opx=orthopyroxène; Cpx=clinopyroxène; Mt=magnétite; Chr=chromite; Il=ilménite. 99
- Figure 3.33.** Projection pseudo-ternaire à partir du diopside sur le plan olivine-plagioclase-quartz selon la méthode de Irvine (1970). 101
- Figure 3.34.** Pourcentage de forstérite dans l'olivine par rapport à MgO dans la roche. 102
- Figure 3.35.** Diagramme de forstérite en fonction de Ni dans les olivines. Le champ des intrusions litées a été tracé à partir des résultats de Simpskin et Smith (1970). 103
- Figure 3.36.** Baromètre Al^{IV} par rapport à Al^{VI} dans les clinopyroxènes. 105
- Figure 3.37.** Thermomètre olivine-clinopyroxène. 106

Figure 3.38. Thermomètre olivine-orthopyroxène. De Sack (1980).	106
Figure 4.1. Diagramme binaire $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 . De Irvine et Barragar (1971).	118
Figure 4.2. Diagramme AFM. De Irvine et Baragar (1971).	119
Figure 4.3. Diagramme ternaire $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}+\text{TiO}_2 - \text{MgO}$. De Jensen (1976).	120
Figure 4.4. Diagrammes des terres-rares normalisé sur les chondrites. Les valeurs de normalisation proviennent de la compilation de McDonough et Sun (1995).	121
Figure 4.5. Diagramme multiéléments selon l'ordre de classification de Wood (1982) et normalisés sur le manteau primitif de McDonough et Sun (1995).	125
Figure 4.6. Diagrammes discriminants à partir d'éléments-traces: a) Th/Yb - Ta/Yb (Pearce 1983); b) Ta - Th - Hf/3 (Wood 1980); c) Ti/100 - Zr - Y*3 (Pearce et Cann 1973).	130
Figure 4.7. Diagramme multiéléments: a) comparaison des gabbro norites de l'indice Gagnon avec des compositions types: basalte de plateau (Snake River Plain; Thompson et al. 1983), MORB (Sun et McDonough 1989) et picrite (basalte à olivine, Cape Smith; Barnes et Picard 1993); b) modélisation des gabbro norites par la contamination du basalte picritique de Cape Smith (90% basalte + 10% paragneiss).	141
Figure 4.8. Diagramme binaire Al_2O_3 versus MgO montrant la composition des unités de la suite.	142
Figure 4.9. Diagrammes binaires des éléments incompatibles par rapport à MgO: a) Hf versus Mg; b) Th versus MgO; c) La versus MgO; d) Sm versus MgO.	144
Figure 4.10. Diagramme binaire de métaux versus MgO: a) Cr versus MgO; b) Sc versus MgO; c) Ni versus MgO; d) Co versus MgO.	148
Figure 4.11. Diagramme binaire des éléments compatibles avec la chromite: a) Sc versus Cr; b) Ir versus Cr.	155

- Figure 4.12.** Courbes calculées de la composition initiale de l'olivine versus sa composition finale due à l'effet de liquide trappé (trapped liquid effect): a) phase cumulat = 100% olivine; b) phase cumulat = 50% olivine, 50% plagioclase. Tiré de Barnes (1986). 157
- Figure 4.13.** Diagramme binaires des éléments chalcophiles en fonction du soufre: a) Ni; b) Cu; c) Co; d) Zn; e) Au; f) Ag; g) Rh; h) Pd; i) Os; j) Ir; k) Pt; l) Re; m) As; n) Se; o) Sb. 159
- Figure 4.14.** Diagrammes des ÉGP, Ni, Cu, Au selon l'ordre définie par Barnes (1988) et normalisés par rapport au manteau primitif de McDonough et Sun (1995): a) harzburgites et dunites, b) gabbronorites à olivine, c) gabbronorites non-minéralisés, d) gabbronorites de l'indice Dumont et e) gabbronorites de l'indice Gagnon. Les valeurs calculées sont celles pour 100% sulfures. 164
- Figure 4.15.** Diagrammes a) Ni/Pd par rapport à Cu/Ir et b) Pd/Ir par rapport à Ni/Cu. De Barnes et al. (1988). 168
- Figure 4.16.** Diagramme montrant les intervalles de variation a) du facteur d'enrichissement des sulfures (Cs/Cl) par rapport au facteur-R et b) du facteur d'appauvrissement du liquide initial pour différentes valeurs du coefficient de partage D. 171
- Figure 4.17.** Diagramme Cu/Pd versus Pd. De Barnes et al. (1993). 173
- Figure 5.1.** Modèle de mise en place de la suite mafique-ultramafique de la Baie-à-Cadie dans les paragneiss encaissants. 183

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 3.1. Composition chimique des olivines: a) harzburgites et dunites; b) gabbronorites à olivine.	25
Tableau 3.2. Composition chimique des clinopyroxènes: a) harzburgites et dunites; b) gabbronorites à olivine; c) gabbronorites.	30
Tableau 3.3. Composition chimique des orthopyroxènes: a) harzburgites et dunites; b) gabbronorites à olivine; c) gabbronorites.	32
Tableau 3.4. Composition chimique des plagioclases: a) harzburgites et dunites; b) gabbronorites à olivine; c) gabbronorites.	36
Tableau 3.5. Composition chimique des hornblendes: a) harzburgites et dunites; b) gabbronorites à olivine; c) gabbronorites.	47
Tableau 4.1. a) Comparaison entre les résultats analytiques obtenus pour les éléments majeurs sur les standards du Centre de recherche minérale lors de cette étude et ceux obtenus antérieurement. b) Comparaison entre les résultats analytiques obtenus pour les éléments-trace sur le standard AX-90 lors de cette étude et ceux obtenus antérieurement.	111
Tableau 4.2. Composition des échantillons en éléments majeurs et traces.	113
Tableau 4.3. Modélisation par balance de masse des unités de la suite mafique-ultramafique de la Baie-à-Cadie: a) harzburgites; b) harzburgites de bordure; c) gabbronorites à olivine.	152
Tableau 4.4. Composition des roches normalisées à 100% sulfures.	166

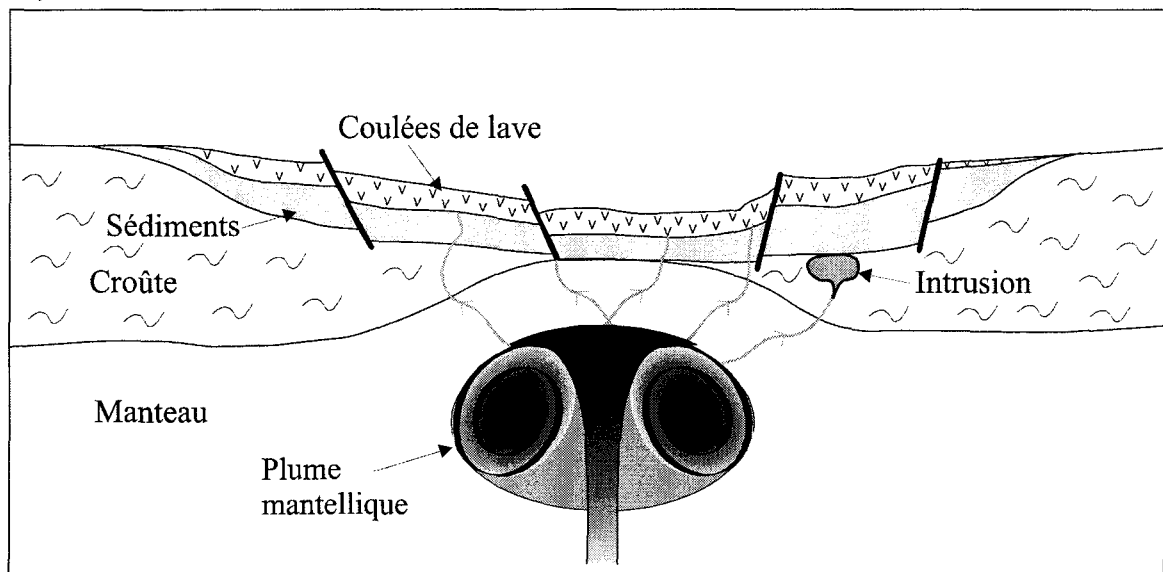
CHAPITRE 1

INTRODUCTION

D'importants gisements de sulfures de nickel et cuivre à travers le monde se retrouvent en association avec des intrusions ou plus rarement des coulées ultramafiques et mafiques (Naldrett 1981). C'est le cas entre autres des gisements d'envergure mondiale de Sudbury et de la région de Noril'sk (intrusions mafiques-ultramafiques) ainsi que des exploitations de l'Ungava (Nord du Québec) et de l'Ouest de l'Australie (coulées ultramafiques). Ces intrusions et coulées sont dérivées de magmas primitifs. Cependant, les concentrations de Ni, Cu et ÉGP dans le magma ne sont pas assez élevées pour justifier la formation d'un gisement magmatique sans un processus de concentration. Des étapes d'enrichissement sont par conséquent nécessaires. Un modèle (figure 1.1) qui considère la rencontre d'un plume mantellique et d'un rift continental est idéal pour la formation de ce type de gisement (Barnes et Francis 1995). Les différentes étapes et critères de ce modèle sont les suivants:

1- Un pourcentage suffisant de fusion partielle du manteau doit avoir lieu afin d'absorber tous les sulfures qui y sont contenus. Barnes et al. (1988) ont déterminé qu'environ 20 à 25% de fusion partielle est nécessaire. En dessous de ce pourcentage, une fraction de sulfures demeure dans la partie non fusionnée du manteau. Ces sulfures retiendront Ni-Cu et ÉGP à la source, appauvrissant ainsi le magma en ces éléments. Dans la partie centrale

a)



b)

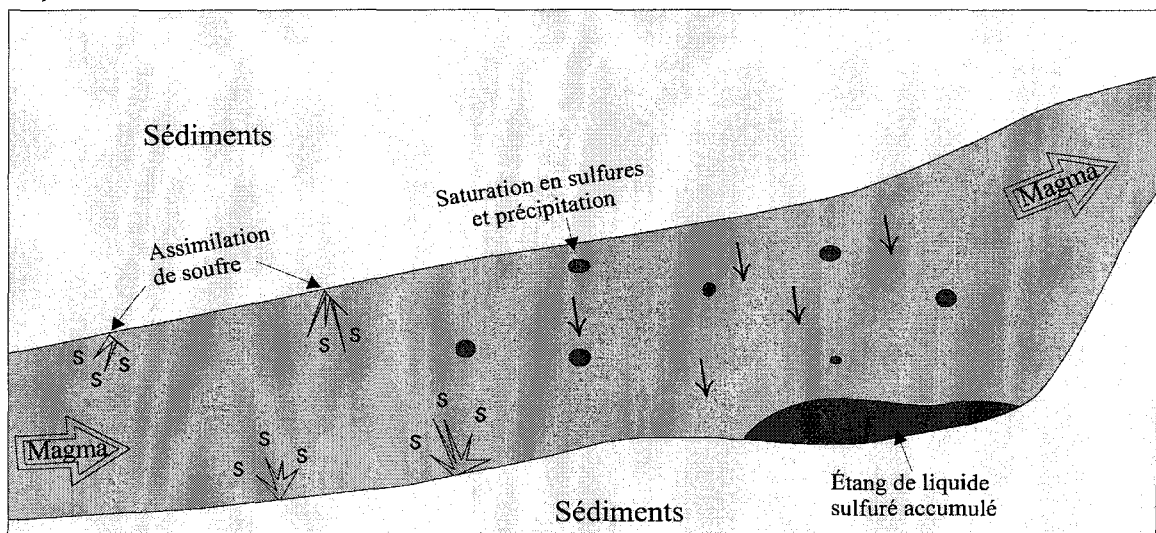


Figure 1.1. Modèle de formation des intrusions mafiques et ultramafiques (a; tiré de Barnes et Francis, 1995) et des sulfures associés (b).

d'un plume mantellique, un taux de fusion partielle élevé peut être atteint (Campbell et Griffiths 1990) et des magmas riches en magnésium et en métaux peuvent y être générés.

2- Après la formation du magma, ce dernier doit être transféré rapidement à la croûte pour éviter la saturation et la ségrégation de sulfures en chemin. Cette ségrégation de sulfures aurait pour effet d'appauvrir fortement le magma en métaux d'intérêt. Un contexte tectonique d'extension (rift) dans la croûte est le plus favorable à la mise en place rapide d'un volume important de magma nécessaire à la formation d'un gisement.

3- Une fois le magma en place dans la croûte, la saturation en sulfures doit être initiée afin que ceux-ci puissent collecter les métaux. Pour concentrer les sulfures, il faudra d'abord qu'il y ait ségrégation du liquide sulfuré. Plusieurs processus ont été proposés comme étant potentiellement responsables de la diminution de la solubilité du soufre. D'abord, une simple diminution de la chaleur peut abaisser la solubilité du soufre dans le magma (Haughton et al. 1974; Shima et Naldrett 1975; Wendlandt 1982). Les études de Wendlandt (1982) montrent que la solubilité du soufre augmente avec la diminution de la pression. Cependant, Naldrett (1989) a démontré que l'effet de la diminution de la chaleur lors de l'ascension du magma contrebalance grandement l'effet de diminution de pression. Comme le soufre se substitue dans les sites occupés par l'oxygène lié à Fe^{+2} , l'augmentation de $f\text{O}_2$ réduira la solubilité du soufre en favorisant la présence de Fe^{+3} aux dépens de Fe^{+2} (MacLean 1969). La température très élevée du magma lors de sa mise en

place peut provoquer une fusion partielle des formations encaissantes. Les processus d'assimilation de l'encaissant peuvent être plutôt complexes. Les différents processus généralement proposés sont d'abord l'assimilation accompagnée de cristallisation fractionnée (AFC; DePaolo 1981), l'assimilation accompagnée de cristallisation à l'équilibre (Dewey et Cox 1987) et finalement, l'assimilation contrôlée par la diffusion qui diffère d'un élément à l'autre (Stewart et DePaolo 1992). À ce propos, Watson (1982) a suggéré que les éléments lithophiles à large rayon ionique (LIL) diffusent de façon plus efficace que les éléments à forte charge ionique (HFSE). Une certaine quantité de soufre pouvant être fournie par des sédiments assimilés engendre une sursaturation de sulfures dans le magma (figure 1.1b). La contamination en silice, réduisant conséquemment le contenu en FeO et ainsi le nombre de sites disponibles pour le soufre, favorise aussi la sursaturation du magma en sulfures.

Quel que soit le mécanisme responsable, lorsque le liquide silicaté est sursaturé en sulfures, des gouttelettes de liquide sulfuré se forment par immiscibilité. Les métaux auront tendance à se concentrer dans les sulfures car le fractionnement entre liquide silicaté et liquide sulfuré dans le cas des métaux favorise grandement les sulfures. En effet, les coefficients de partage du Ni, du Cu et surtout des ÉGP pour les sulfures sont énormes par rapport à ceux pour les silicates. Pour créer un gisement riche, il faut que les sulfures entrent en contact avec une grande quantité de magma pour s'enrichir suffisamment en

métaux. Campbell et Naldrett (1979) ont démontré que la concentration d'un élément dans les sulfures (C_S) est gérée par la relation suivante:

$$C_S = C_L D (R - 1) / (R + D) \quad (1)$$

où C_L = concentration dans le liquide silicaté, D = coefficient de partage entre liquides sulfuré et silicaté et $R = (\% \text{ poids de liquide silicaté}) / (\% \text{ poids de liquide sulfuré})$. Le facteur- R joue un rôle important dans la teneur des sulfures et, comme démontré par Keays et Campbell (1981) et Barnes et Francis (1995), peut varier de la bordure vers l'intérieur d'une intrusion.

4- À la suite de la saturation, il faudra un mécanisme de concentration des sulfures pour former un gisement. Par exemple, si les sulfures contiennent 5% de Ni et que la teneur minimale assurant un rendement (teneur de coupure) est de 1% Ni, il faudra au moins 20% de sulfures dans la roche pour qu'elle soit considérée comme un minerai. Le processus de concentration des sulfures n'est à ce jour pas très clair mais quelques suppositions peuvent être faites. Vu la différence de densité entre silicates et sulfures, ces derniers pourraient s'accumuler à la base formant ainsi une zone fortement enrichie en sulfures et par conséquent, en métaux d'intérêt. Si le magma est transporté, par exemple dans des dykes, la densité plus élevée des sulfures favorisera leur accumulation dans un piège structural,

généralement une dépression. Il est à noter qu'à Noril'sk comme à Voisey's Bay, les sulfures semblent se retrouver dans des dykes ou filons relativement étroits.

Des indices de sulfures de Ni-Cu-ÉGP ont été découverts dans certaines intrusions ultramafiques et mafiques dans la Province de Grenville et les régions avoisinantes (figure 1.2) mais aucun gîte économique important n'a jusqu'à maintenant été démontré. Cette région a par conséquent toujours été considérée comme étant stérile pour ce type de minéralisation.

Les types de roches les plus importants dans les intrusions du Grenville sont les anorthosites et leucotroctolites (Hocq 1977; Woussen et al. 1988). Ces roches ne représentent généralement pas un magma primaire mais résultent d'un fractionnement élevé. Pour cette raison, le contexte tectonique supposé pour leur mise en place serait situé dans une croûte épaissie plutôt que dans un rift. Par conséquent, il est peu probable que les sulfures primaires sont demeurés dans le magma, du moins en quantité suffisante pour former un gisement.

La découverte d'un important indice de sulfures de Ni-Cu (100×10^6 tonnes) près de Voisey's Bay au Labrador (figure 1.2) a fait des roches ignées de la Province de Nain, une cible très intéressante pour la prospection en métaux de base (Ryan et al. 1995; Naldrett et al. 1996). Par extension, les conclusions à propos de la supposée stérilité des roches de la

Province de Grenville pour ce type de gisements ont grandement été remises en question.

La raison est que plusieurs liens peuvent être faits entre les deux régions au niveau du cadre tectonique et des roches hôtes. La découverte d'un indice intéressant dans un dyke ultramafique du secteur du Lac Volant de la région de Sept-Îles (Nabil 1999) en est la démonstration.

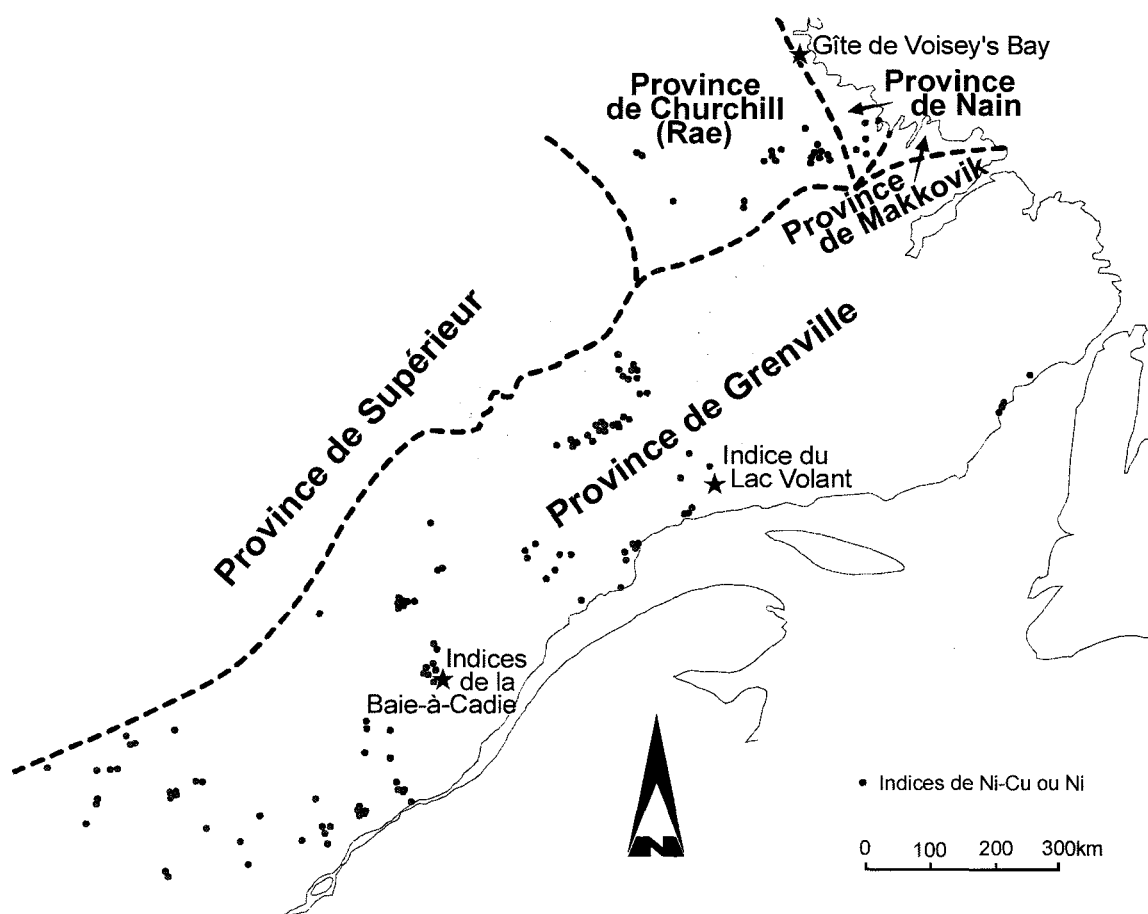


Figure 1.2. Indices de Ni-Cu et de Ni dans le Grenville québécois et dans les régions avoisinantes, d'après la banque COGÎTE. Localisation des indices de Clark 1996.

À la lumière de l'importante découverte de Voisey's Bay ainsi que de l'indice du Lac Volant, il semble justifié de réexaminer les indices de Ni-Cu-ÉGP découverts antérieurement dans la Province de Grenville et ce, dans le but d'établir s'ils représentent ou non un potentiel économique intéressant. Le présent mémoire examinera une intrusion contenant des indices de sulfures de Ni-Cu située dans le secteur du Lac Kénogami, Saguenay-Lac St-Jean. Le but sera de mettre en perspective la minéralisation par rapport au contexte de mise en place de l'intrusion.

Les objectifs principaux sont a) de déterminer si les sulfures contenus dans l'intrusion sont assez riches en métaux pour être économiquement intéressants en caractérisant leur composition et leur distribution; b) de rechercher des indications de la présence possible de sulfures massifs en profondeur reliés à l'intrusion; c) de proposer un modèle quant à l'origine de la suite et le cadre tectonique de sa mise en place par la caractérisation du magma (composition chimique et minéralogique) et par l'étude des relations avec son encaissant.

CHAPITRE 2

CADRE GÉOLOGIQUE

2.1. La province de Grenville

La province de Grenville a longtemps été définie, de façon générale, comme une large ceinture de roches gneissiques (jusqu'à 500 km de largeur) ayant subi un métamorphisme régional élevé d'un âge de refroidissement autour de 1 Ga. Il est maintenant proposé que le terme Grenville soit en fait attribué à l'orogénèse la plus importante sur le territoire concerné parmi les orogénèses Ottawen (~1050 Ma), Elzévirien (~1240-1150 Ma; Moore and Thompson 1980) et peut-être même une autre entre 995 Ma et 980 Ma (Haggart et al. 1993). Le front de Grenville (FG; figure 2.1) est la nomination donnée à la limite nord-ouest des effets associés à la déformation et au métamorphisme considérés comme grenvilliens (Rivers et al. 1989). C'est une structure qui est reconnue comme étant une discontinuité crustale majeure qui recoupe les unités structurales de la province Archéenne de Supérieur et les roches protérozoïques inférieure de la Fosse du Labrador et de la province de Nain (Wynne-Edwards 1972). Au sud-est, la Province de Grenville est bordée par les roches sédimentaires cambro-ordoviciennes de la plaine du St-Laurent et par les Appalaches.

La province de Grenville, telle que décrite par Rivers et al. (1989) se subdivise en trois zones soit la zone parautochtone et les zones allochtone polycyclique et allochtone monocyclique (figure 2.1).

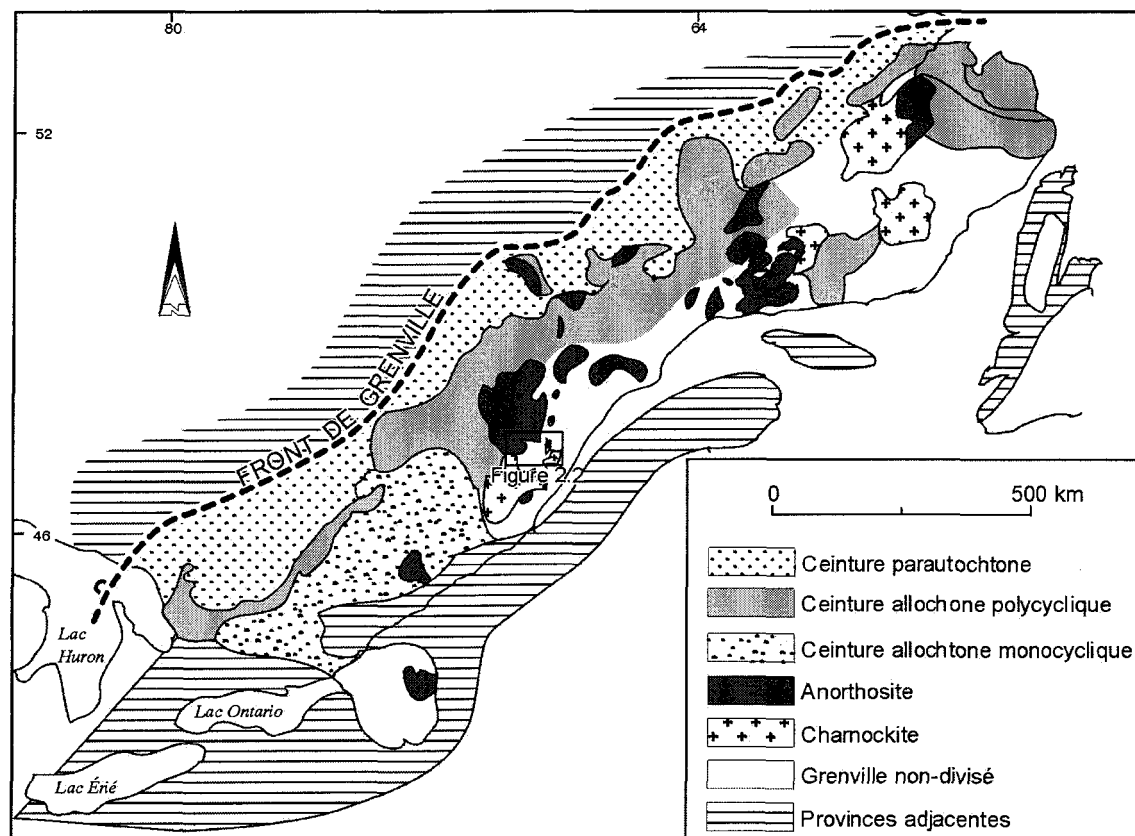


Figure 2.1. Carte de la Province de Grenville. Modifiée de Rivers et al. (1989).

2.1.1. Ceinture parautochtone

La ceinture parautochtone se localise entre le FG et le front de chevauchement allochtone (FCA). Cette dernière limite est généralement bien définie selon des critères structuraux et métamorphiques et par des études géochronologiques. De plus, sa signature aéromagnétique est assez prononcée sur une grande partie de son extension.

En plusieurs endroits, la ceinture parautochtone se caractérise par une continuité lithologique avec les provinces avoisinantes (zone autochtone de Wynne-Edwards 1972). Des zones de cisaillement parallèles au FG sont caractéristiques de cette zone et le grade métamorphique diminue vers le sud, à partir du FG. La ceinture se divise en terrains de second ordre d'âges archéens à protérozoïques moyen ayant chacun une histoire tectono-métamorphique distincte (Rivers et Chown 1986).

2.1.2. Ceinture allochtone polycyclique

La ceinture allochtone polycyclique est située au centre de la province de Grenville, entre le FCA au nord-ouest et la zone limite de la ceinture monocyclique (ZLCM) au sud-est. Le terme polycyclique a été attribué à cette zone car des évidences montrent que les formations ont subi, en plus des effets de l'orogénèse de Grenville, des effets d'orogénèses antérieures.

De façon générale, cette ceinture est formée d'orthogneiss et paragneiss de haut grade métamorphique (amphibolite supérieur à granulite) et de nombreuses intrusions. Le complexe mafique-ultramafique du lac Kénogami est situé à l'intérieur de cette zone.

2.1.3. Ceinture allochtone monocyclique

Le segment de roches dites monocycliques (n'ayant subi que les effets de l'orogénèse de Grenville) formant la ceinture allochtone monocyclique est celui du supergroupe de Grenville (Brock et Moore 1983 et Davidson 1986). Ce groupe présente des formations d'âges autour de 1300 Ma. Des déformations polyphasées et un métamorphisme grenvillien au faciès des schistes-verts à granulite caractérisent cette formation. Plusieurs plutons recoupent également la séquence.

2.2. La région du Saguenay Lac St-Jean

La région du Saguenay-Lac St-Jean (figure 2.2) est située dans la partie centrale de la province de Grenville, dans la ceinture allochtone polycyclique définie par Rivers et al. (1989) ou dans le *core zone* de Woussen et al. (1986,1988). Les roches les plus anciennes de la région sont des gneiss caractérisés par plusieurs phases de déformation et de migmatisation. Ces roches dont le protolithe est interprété comme étant formé de roches pélitiques et volcano-sédimentaires font partie de ce que Woussen et al. (1981) ont appelé le Complexe Gneissique de Chicoutimi (CGC). Le CGC a été redéfini par Hébert et Lacoste (1998) et séparé en deux complexes qui sont (1) le Complexe gneissique du Saguenay et (2) le Complexe gneissique du Cap à l'Est. Ces complexes comprennent les roches supracrustales ainsi que les roches d'origine ignée intrusives dans ces dernières. Elles ont été regroupées car il est impossible de les séparer à l'échelle 1:50 000 et même 1:20 000. Ainsi, deux faciès ont été définis pour le Complexe gneissique du Saguenay soit

le lithodème sag 1, à dominance métasédimentaire et le lithodème sag 2, à dominance ignée. Le lithodème sag 1 inclut les paragneiss migmatitiques, les quartzites, les roches calco-silicatées et les amphibolites. Un ensemble de gabbro, diorite et tonalite généralement gneissiques forme le lithodème sag 2. Un âge modèle Sm/Nd de 1,53 Ga peut représenter l'âge maximal pour la formation de la croûte (Dickin et Higgins 1992). La formation ignée la plus ancienne de la région est une suite gabbro-dioritique du lithodème

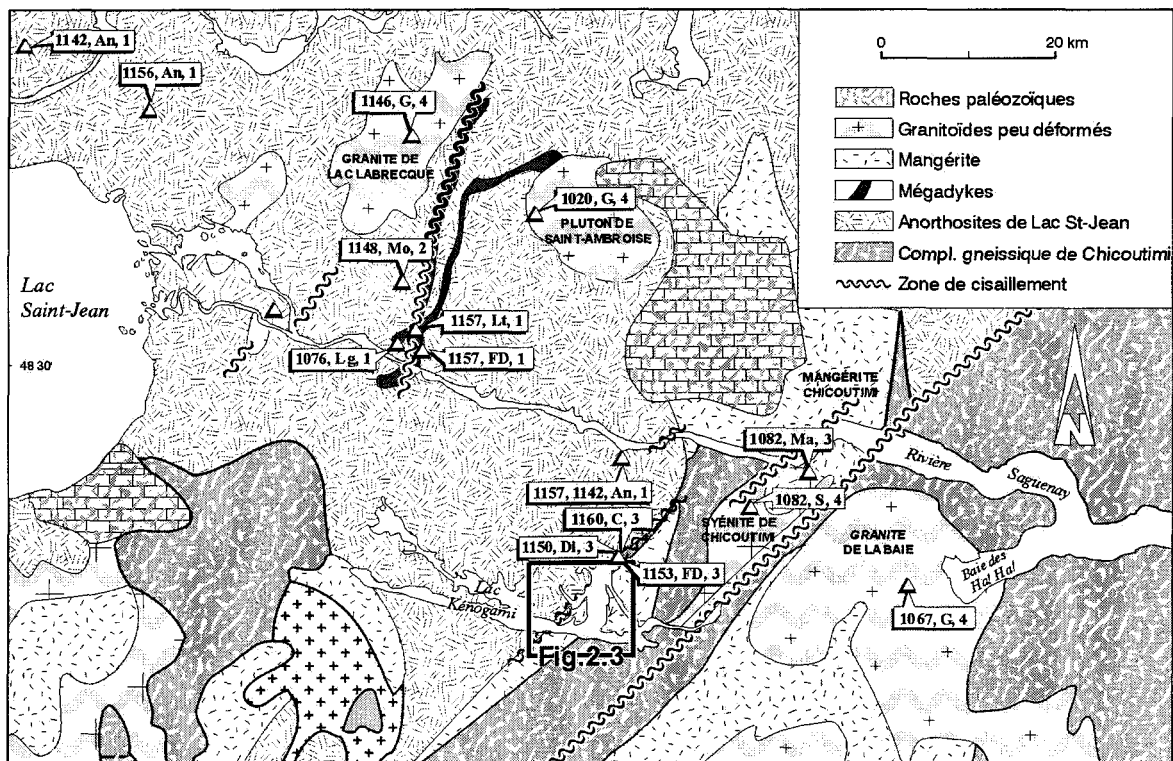


Figure 2.2. Géologie et géochronologie de la région du Saguenay-Lac St-Jean. La localisation des échantillons utilisés pour les datations U-Pb est indiquée par un triangle. Le code associé à chaque triangle indique l'âge (en Ma), le type de roche (An = anorthosite; C = charnockite; Di = metabasite; FD = ferrodiorite; G = granite; Mo = monzonite; Lt = leucotroctilite; Lg = leucogabbro; Ma = mangérite; S = syénite) et la référence associée à la datation (1 = Higgins et van Breemen (1992); 2 = Emslie et Hunt (1990); 3 = Hervet et al. (1994); 4 = Higgins et van Breemen (1996). Tirée de Higgins et van Breemen (1996).

sag 2. D'un âge de $1393 \pm 22/-10$ Ma (Hervet et al. 1994), cette suite a été nommée Intrusion mafique du Ruisseau à Jean-Guy (coin nord-est de la figure 2.3). Dans cette portion du Grenville, trois intrusions se situent approximativement dans cette période. Ce sont, au sud-ouest, les granitoïdes intermédiaires calco-alcalins du Complexe de La Bostonais dans la région de Portneuf (≈ 1400 Ma; Nadeau et van Breemen 1994) et à l'est, le massif d'anorthosite de la Rivière Pentecôte (1354 ± 3 Ma; Martignole et al. 1993) ainsi que le dyke du lac Volant (1350 ± 6 Ma; Gobeil 1998) sur la Côte-Nord.

L'événement suivant dans la stratigraphie du secteur a été la mise en place de la Suite anorthosique de Lac St-Jean (SALSJ) entre 1157 ± 3 Ma et 1142 ± 3 Ma (Higgins et van Breemen 1992 et Hervet et al. 1994). Principalement représentée par des anorthosites et leucotroctolites, la SALSJ couvre une superficie de plus de 20 000 km². Elle est segmentée en blocs par des zones de cisaillement ductiles dont certaines sont synchrones avec la mise en place des composantes de la suite (Higgins et van Breemen 1992).

L'entité lithodémique nommée Suite mafique-ultramafique de la Baie-à-Cadie au Lac Kénogami s'est mise en place sous forme de dyke, au moins en partie dans les gneiss migmatitiques du faciès sag 1 du Complexe gneissique du Saguenay défini plus haut (figures 2.2 et 2.3). La suite a été datée par le Ministère des Ressources Naturelles du Québec à 1150 ± 3 Ma (Hébert et Lacoste 1998). Cet âge correspond à l'âge de la SALSJ. Elle pourrait ainsi représenter des phases moins différenciées de la SALSJ. Le granite de

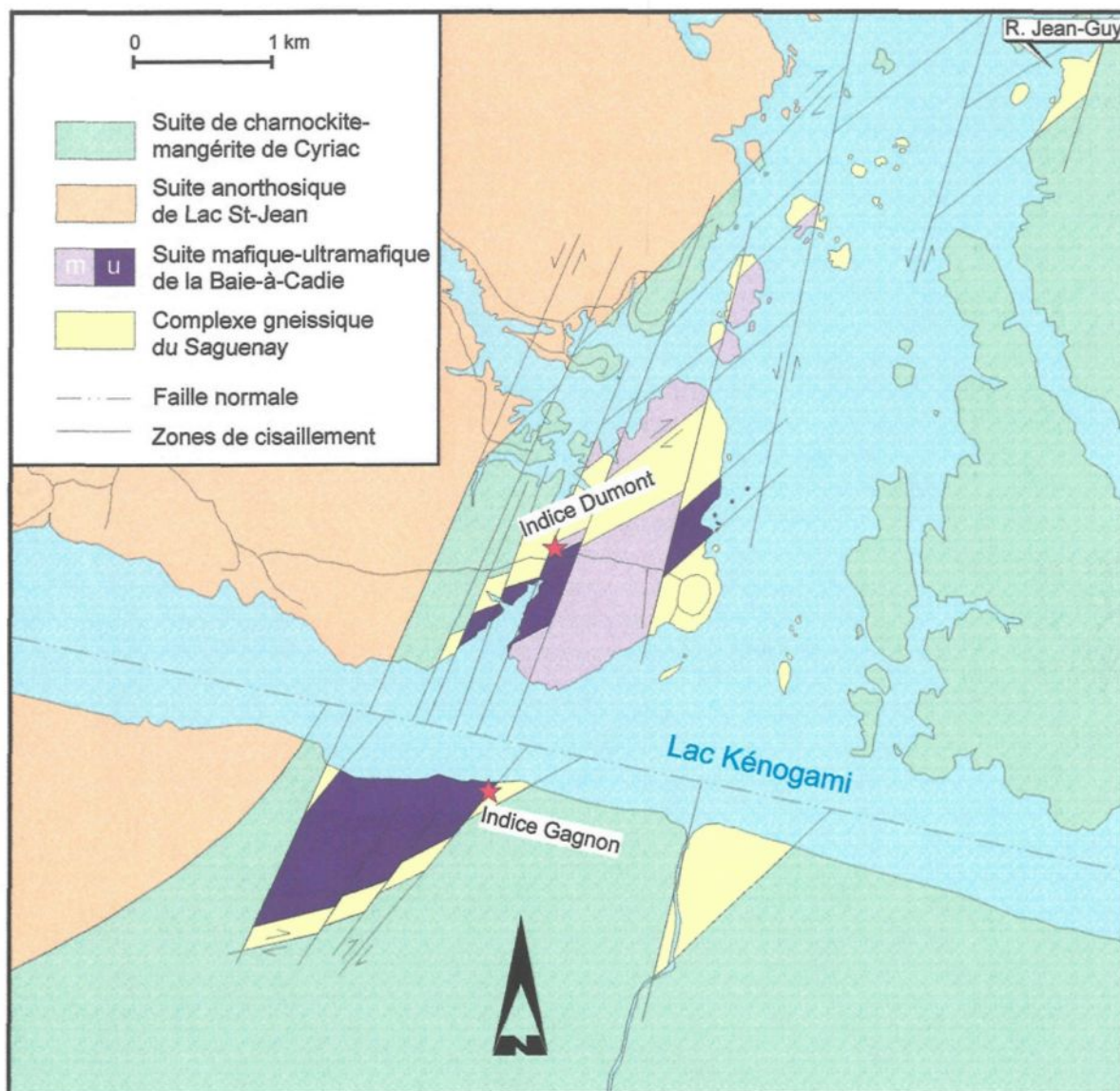


Figure 2.3. Géologie du secteur du Lac Kénogami. Modifié de Hébert et al. (1995b).

Lac Labrecque d'un âge de 1146 ± 3 Ma (Higgins et van Breemen 1996) ferait aussi partie de la suite anorthosite-mangérite-charnockite-granite (AMCG) de la SALSJ.

Plusieurs intrusions felsiques recoupent la SALSJ. Les différentes composantes sont les deux faciès de la Mangérite de Chicoutimi soit le faciès vert (1082 ± 3 Ma; Hervet et al. 1994) et le faciès rose (1082 ± 4 Ma; Higgins et van Breemen 1996), le Granite de La Baie (1067 ± 4 Ma ; Higgins et van Breemen 1996) et finalement, le pluton de St-Ambroise (1020 ± 4 Ma; Higgins et van Breemen 1996).

Les roches les plus récentes de la région sont des dykes de lamprophyre d'âge cambro-ordovicien associés à la carbonatite de St-Honoré et les calcaires ordoviciens qui reposent en discordance sur les unités Grenvilliennes.

2.3. La Suite mafique-ultramafique de la Baie-à-Cadie

Dans le secteur du Lac Kénogami, la SALSJ est en contact du côté est avec la suite de charnockites et mangérites de Cyriac. Ce contact est caractérisé par une importante zone de déformation régionale nord-est appelée Zone de déformation de St-Fulgence (Hébert et al. 1995a; Hébert et Lacoste 1998). Vers l'est, les charnockites et mangérites sont en contact avec les roches du Complexe gneissique du Saguenay. Il s'agit de paragneiss fortement plissés et migmatitiques, de quartzite très massif, d'orthogneiss et de dykes

gabbroïques boudinés. La Suite mafique-ultramafique de la Baie-à-Cadie est, au moins dans les secteurs observés, encaissée dans les métasédiments. Telles que représentées aux figures 2.3 et 2.4, les roches de cette suite se présentent sous forme de dyke d'allure généralement NE, disséqués en blocs par les failles N-S à NNE, en échelon et à mouvement sénestre.

La Suite de la Baie-à-Cadie est composée de dunites, harzburgites, gabbronorites à olivine et gabbronorites (figure 2.5). Les indices connus de sulfures de Ni-Cu sont associés aux bordures (figure 2.3). La suite est segmentée en deux parties de part et d'autre du lac Kénogami. L'allongement E-O du lac est parallèle à la structure majeure du graben du Saguenay. Ainsi, les deux portions du complexe pourraient représenter des niveaux érosionnels différents. Les mentions de bloc sud et bloc nord dans le texte qui suit réfèrent aux deux rives du Lac Kénogami.

Dans le bloc sud, mis à part la très mince unité de bordure sur le site de l'indice Gagnon sur le contact est, seules les unités ultramafiques (harzburgites et dunites) sont présentes. Aucune autre unité plus différenciée soit pyroxénite, gabbro ou autres lithologies discutées par Poirier (1989) n'a été observé sur ce bloc. Au site de l'indice Gagnon, l'unité au contact des paragneiss est un gabbronorite montrant différents degrés de mylonitisation. Cette unité est très mince (d'ordre métrique) et elle sera décrite plus en détail dans les sections sur la pétrographie et la géochimie.

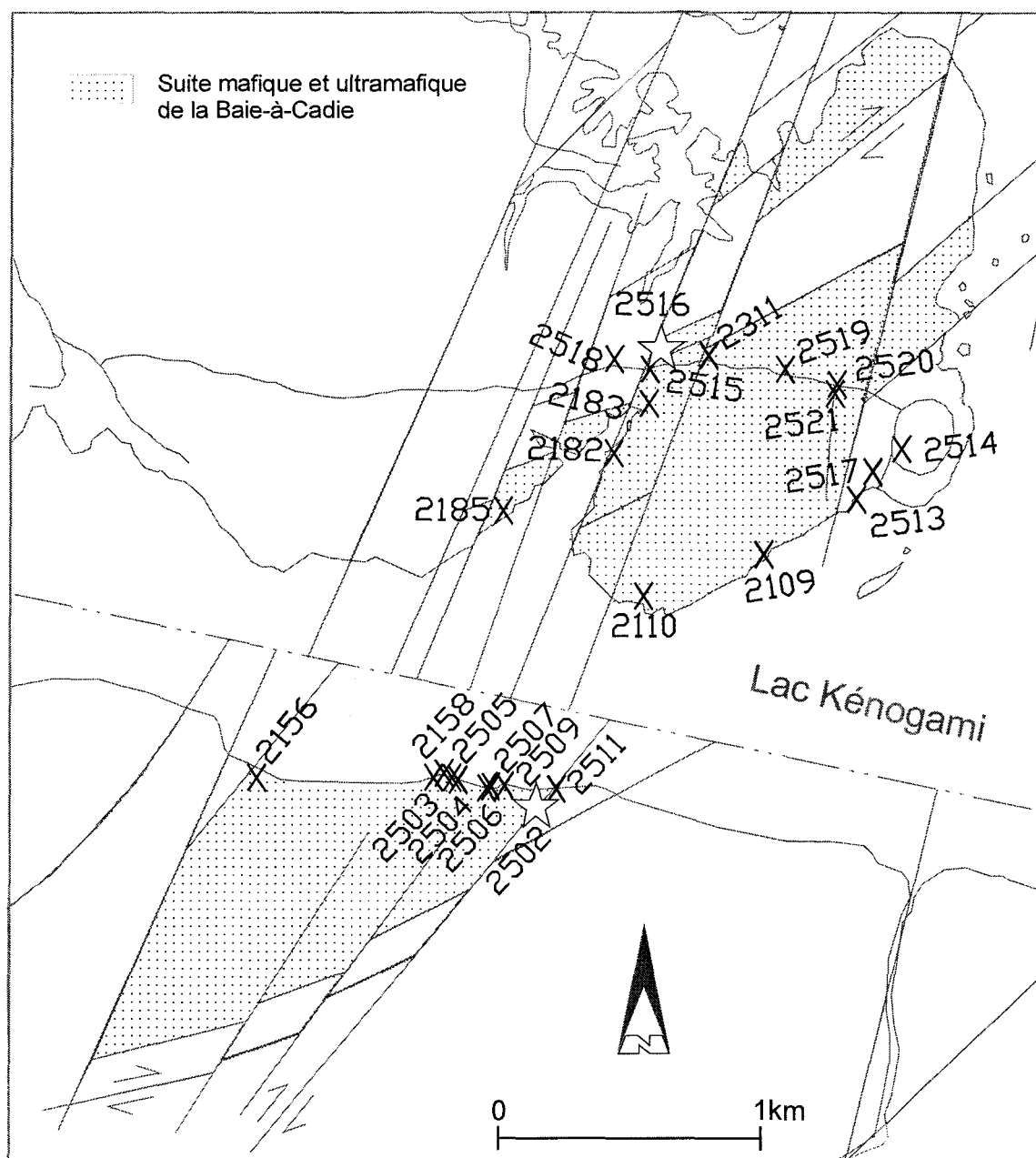


Figure 2.4. Localisation des échantillons.

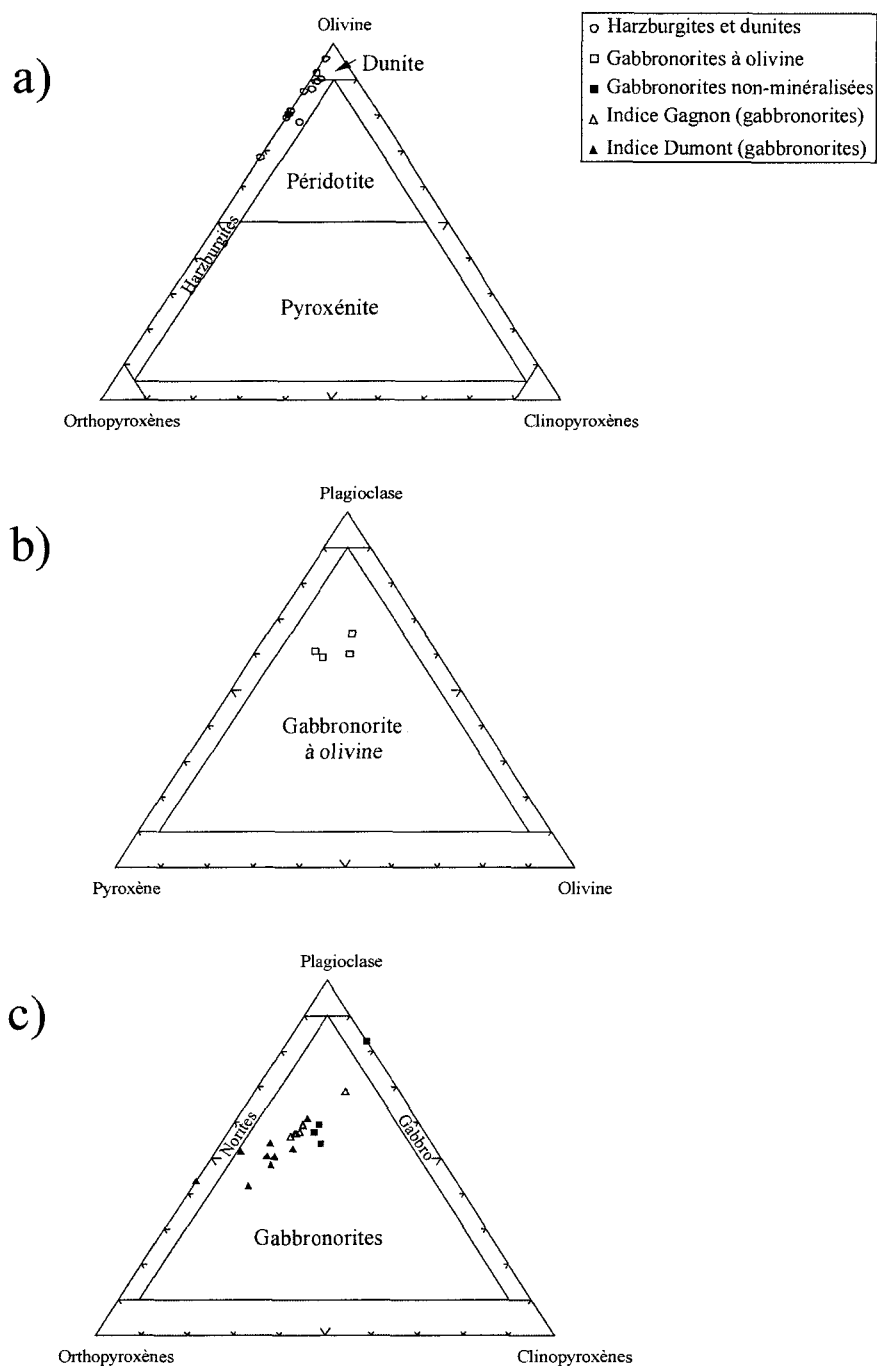


Figure 2.5. Projections ternaires des minéraux normatifs: a) roches ultramafiques; b) roches gabbroïques à olivine; c) roches gabbroïques sans olivine. D'après Streckeisen (1976). Les résultats des calculs de norme sont présentés à l'annexe 1.

Dans le bloc nord, le même gabbronorite est présent sur la bordure ouest mais là aussi, seulement sur une distance de quelques mètres. Il est suivi vers l'est par des harzburgites de même nature que celles qui constituent la majeure partie du bloc sud. Toute la partie est du bloc nord est constituée de gabbronorite avec ou sans olivine. Le passage des harzburgites aux gabbronorites n'a pas été observé directement mais il semble être plutôt brusque que graduel puisque aucune unité de composition intermédiaire n'a été observée entre les deux.

CHAPITRE 3

PÉTROGRAPHIE

3.1. Introduction

Les différentes unités qui composent la Suite de la Baie-à-Cadie sont en général très semblables aux points de vue de la minéralogie et des textures mais sont grandement variables aux niveaux des proportions entre les différents minéraux. De façon globale, les textures ignées dans chacune des unités sont très bien préservées. Des textures métamorphiques se superposent localement aux textures primaires mais ces dernières demeurent très évidentes. La plupart des unités ne présentent pas de structures orientées (foliation, schistosité, rubanement) mis à part de rares démonstrations de litage primaire dans les lithologies les plus leucocrates et grossières. Cependant, les échantillons de gabbro-norite provenant de l'indice Gagnon sur la bordure est du bloc sud montrent une mylonitisation faible à très prononcée. Ce phénomène semble assez restreint puisque les échantillons de harzburgites prélevés à quelques mètres à l'ouest du contact ne montrent aucune déformation.

Pour des fins de simplification, les unités sont décrites séparément. Un premier groupe est formé par les harzburgites et dunites, un second par les gabbro-norites à olivine et un troisième par les gabbro-norites. Il est à noter que ces classifications sont faites à partir des observations microscopiques. Il peut y avoir de l'olivine normative dans certains

échantillons de gabbronorites mais si cette dernière est absente dans les lames minces, les échantillons ont été considérés comme étant des gabbronorites. Le groupe des gabbronorites a par la suite été séparé en sous-groupes se rapportant principalement aux différences de textures.

La méthodologie utilisée pour les analyses des minéraux à la microsonde électronique est décrite à l'annexe 2.

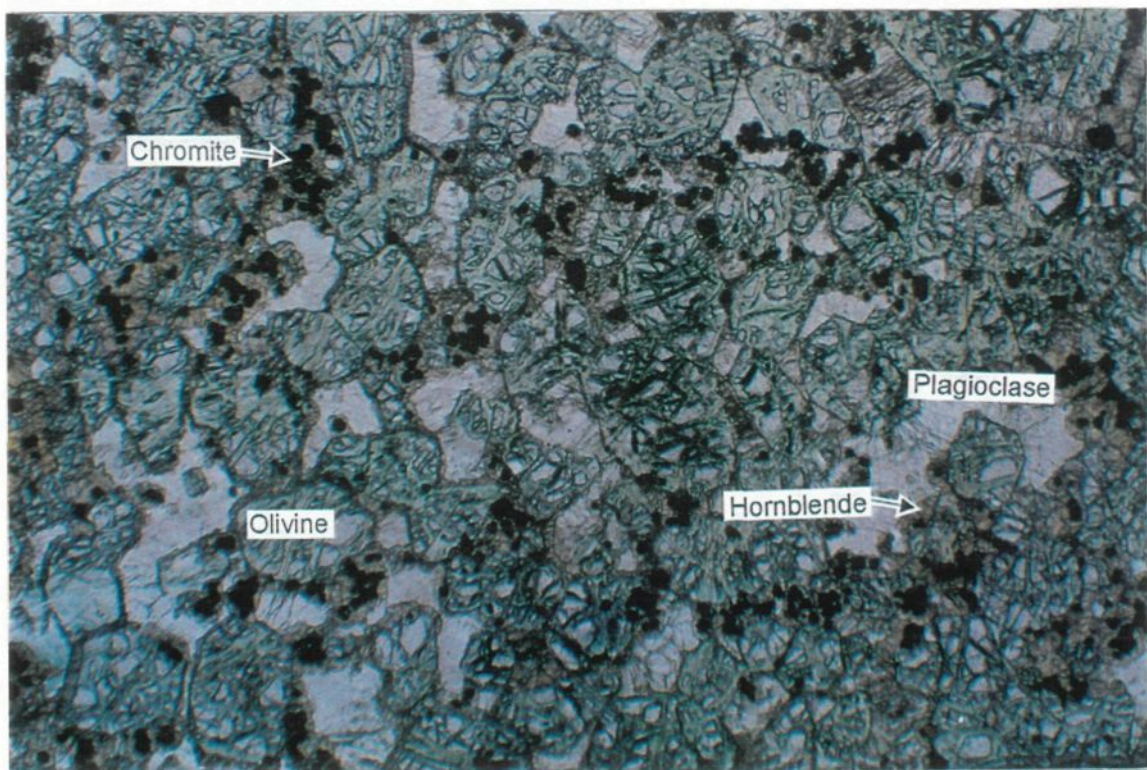
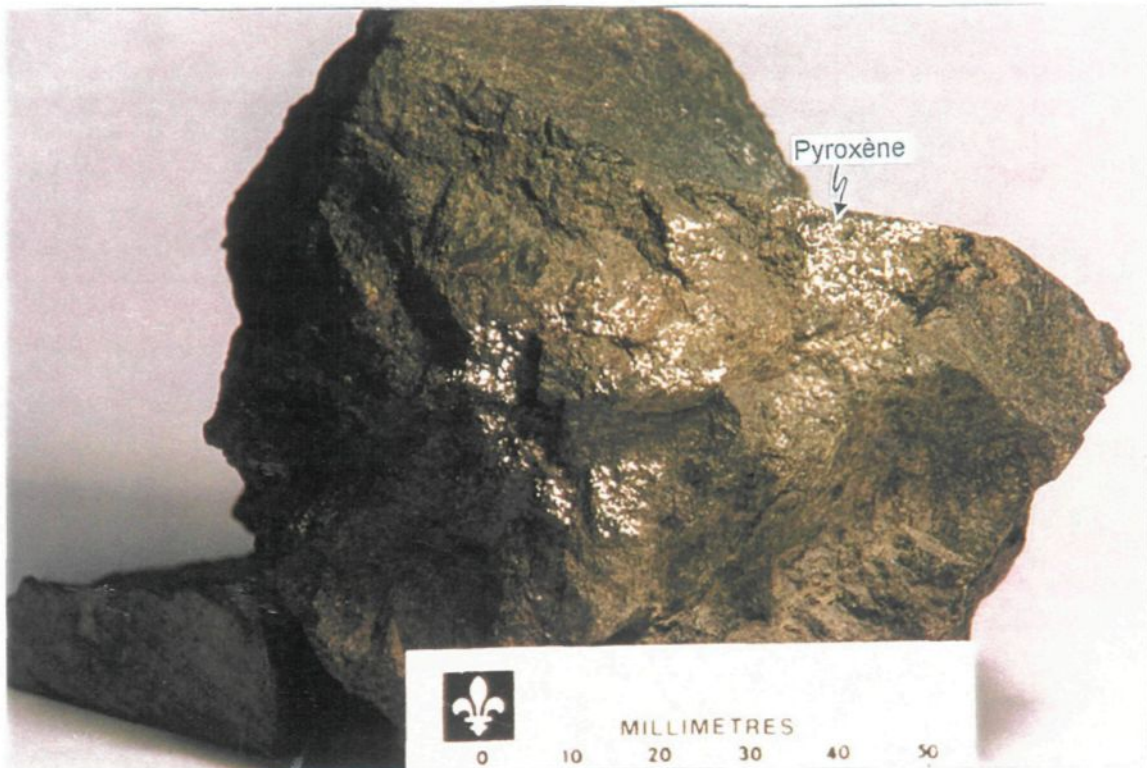
3.2. Les harzburgites et dunités

Les harzburgites et dunités sont très massives et ne montrent pas de litage ni foliation d'aucune nature (figure 3.1). La surface fraîche est gris foncé légèrement verdâtre alors que la surface altérée est plutôt brun moyen. La granulométrie est fine à moyenne soit entre 0,5 et 2 mm sauf pour les cristaux poecilitiques de pyroxène qui peuvent atteindre 2 cm. Les minéraux visibles sont l'olivine, le plagioclase et l'orthopyroxène qui se distingue par son reflet doré à la lumière. Les olivines constituent clairement une phase cumulat. Les phénocristaux d'orthopyroxène englobent plusieurs olivines, formant ainsi des textures poecilitiques. La surface d'altération montre le relief des pyroxènes et les vides laissés par les cumulats d'olivine.

Selon la terminologie de Irvine (1982), l'étude microscopique permet de décrire ces unités comme étant des mesocumulats d'olivines et chromites avec cristaux poecilitiques

Figure 3.1. Harzburgite massive avec phénocristaux d'orthopyroxène poecilitiques qui réfléchissent la lumière. Éch. 2509.

Figure 3.2. Photomicrographie en lumière naturelle d'une harzburgite montrant la texture mésocumulat et les principales composantes minéralogiques (olivine, chromite, plagioclase, pyroxène). Éch. 2156, largeur de 4,9 mm.



d'orthopyroxènes et de clinopyroxènes. De rares cristaux poecilitiques de biotite sont parfois présents. Des quantités variables de plagioclase sont interstitielles aux cumulats. Au contact entre les olivines et les plagioclases, des couronnes de petits cristaux d'orthopyroxènes sont plus ou moins bien formées et préservées selon les échantillons.

Les cristaux d'olivine forment de 60 à 80% de la roche et sont hypidiomorphes à arrondis. Ils varient entre 0,5 et 2 mm environ et sont partiellement en contact les uns avec les autres, révélant ainsi un mésocumulat (figure 3.2). Les cristaux d'olivine sont généralement fracturés dans toutes directions mais à l'occasion selon une direction dominante. Les fractures sont serpentinisées. La serpentine remplace l'olivine de 20% à près de 100% à proximité de fractures dans la roche. L'analyse des olivines à la microsonde indique des pourcentages de forstérite de 85% à la bordure ouest des unités ultramafiques (échantillon 2156) et près de 88% pour les autres échantillons du centre des unités ultramafiques (autres harzburgites et dunités; tableau 3.1a).

Les chromites qui constituent autour de 2 à 5% de la roche sont aussi hypidiomorphes à arrondies et leur taille varie entre 0,05 et 0,15mm. Elles se retrouvent généralement regroupées en petits amas dans les espaces entre les olivines et à l'intérieur même des pyroxènes. Elles sont toujours couronnées de hornblende sauf au contact des pyroxènes (figure 3.3) mais même dans ce cas, elles forment parfois aussi les couronnes. Les chromites sont presque toutes fracturées en 2 ou 3 parties.

Tableau 3.1. Composition chimique des olivines

a) Harzburgites et dunites

	2156				2158				
					n = 4				n = 3
SiO ₂ (%pds)	40.80	40.47	40.99	40.46	40.68	40.57	41.35	40.72	40.88
TiO ₂	< LD	< LD	< LD	< LD		0.20	< LD	< LD	
FeO	14.79	14.18	14.68	13.56	14.30	11.75	12.09	11.82	11.89
MgO	44.98	44.57	44.85	45.05	44.86	46.66	47.11	46.87	46.88
MnO	0.23	0.24	0.19	0.22	0.22	0.14	0.19	0.20	0.18
NiO	0.22	0.21	0.22	0.24	0.22	0.24	0.26	0.26	0.25
total	101.02	99.67	100.93	99.52	100.29	99.57	101.00	99.87	100.15
Si	1.01	1.01	1.02	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.31	0.30	0.30	0.28	0.30	0.24	0.25	0.24	0.25
Mg	1.66	1.67	1.66	1.68	1.67	1.73	1.72	1.73	1.73
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
O	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Si+Ti	1.01	1.01	1.02	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01
Fe+Mg+Mn+Ni	1.98	1.97	1.97	1.97	1.97	1.98	1.98	1.98	1.98
% Forstérite	84.43	84.86	84.49	85.55	84.83	87.62	87.42	87.61	87.55

a) Harzburgites et dunites (suite)

	2503					2504							
						n = 5							
						n = 6							
SiO ₂ (%pds)	40.23	40.26	39.88	40.25	40.73	40.27	39.74	39.59	39.74	40.68	40.33	40.74	40.14
TiO ₂	0.24	0.09	< LD	< LD	0.18		< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	
FeO	12.05	11.84	11.71	12.43	11.70	11.95	11.80	11.56	11.39	11.58	11.46	11.48	11.55
MgO	46.44	46.42	46.36	46.59	46.37	46.44	46.27	46.12	46.25	46.98	47.01	47.34	46.66
MnO	0.17	0.15	0.16	0.13	0.13	0.15	0.20	0.16	0.17	0.16	0.20	0.17	0.18
NiO	0.21	0.15	0.21	0.20	0.24	0.20	0.33	0.23	0.26	0.25	0.30	0.30	0.28
total	99.36	98.92	98.32	99.61	99.35	99.11	98.34	97.67	97.81	99.65	99.30	100.04	98.80
Si	1.00	1.01	1.00	1.00	1.01	1.01	1.00	1.00	1.00	1.01	1.00	1.01	1.00
Ti	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 ²⁺	0.25	0.25	0.25	0.26	0.24	0.25	0.25	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24
Mg	1.73	1.73	1.74	1.73	1.72	1.73	1.74	1.74	1.74	1.74	1.74	1.74	1.74
Mn	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
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
O	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
Si+Ti	1.01	1.01	1.00	1.00	1.02	1.01	1.00	1.00	1.00	1.01	1.00	1.01	1.00
Fe+Mg+Mn+Ni	1.99	1.98	1.99	2.00	1.97	1.99	2.00	1.99	1.99	1.98	1.99	1.99	1.99
% Forstérite	87.29	87.48	87.59	86.98	87.60	87.39	87.48	87.67	87.86	87.85	87.97	88.03	87.81

TiO₂-MnO-NiO analysés par WDS.SiO₂-FeO-MgO analysés par EDS.Al₂O₃-CaO-Cr₂O₃-Na₂O-K₂O déterminés mais inférieurs à la limite de détection (0,1%).

Tableau 3.1. (suite) Composition chimique des olivines

a) Harzburgites et dunites (suite)

	2506						2509						
							n = 6						n = 5
SiO ₂ (%pds)	40.64	40.81	41.23	41.54	41.28	41.39	41.15	40.55	40.59	40.26	39.99	41.12	40.50
TiO ₂	< LD	< LD	< LD	0.13	< LD	< LD		< LD	< LD	< LD	< LD	< LD	
FeO	12.33	11.58	12.11	12.12	11.74	12.10	12.00	11.45	12.10	12.05	11.88	12.02	11.90
MgO	46.39	46.45	47.61	47.90	47.54	47.53	47.24	46.49	46.27	46.92	45.66	46.80	46.43
MnO	0.22	0.18	0.14	0.16	0.21	0.24	0.19	0.17	0.18	0.18	0.22	0.16	0.18
NiO	0.26	0.20	0.16	0.16	0.22	0.24	0.21	0.31	0.24	0.25	0.24	0.21	0.25
total	99.84	99.22	101.24	102.02	100.99	101.50	100.80	98.97	99.37	99.65	97.99	100.30	99.26
Si	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.00	1.01	1.01	1.01
Ti	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 ²⁺	0.26	0.24	0.25	0.25	0.24	0.25	0.25	0.24	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
Mg	1.72	1.72	1.73	1.73	1.73	1.73	1.73	1.73	1.72	1.74	1.72	1.72	1.72
Mn	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
Ni	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
O	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
Si+Ti	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.00	1.01	1.01	1.01
Fe+Mg+Mn+Ni	1.98	1.97	1.99	1.98	1.98	1.98	1.98	1.98	1.98	2.00	1.98	1.97	1.98
% Forstérite	87.02	87.73	87.51	87.57	87.83	87.50	87.53	87.86	87.21	87.41	87.26	87.41	87.43

a) Harzburgites et dunites (suite)

	2510				n = 5
SiO ₂ (%pds)	40.67	40.57	40.95	40.87	40.70
TiO ₂	< LD	< LD	< LD	< LD	
FeO	11.94	11.89	11.94	11.31	11.65
MgO	46.68	47.19	46.93	47.17	46.97
MnO	0.13	0.15	0.15	0.15	0.15
NiO	0.18	0.20	0.22	0.14	0.19
total	99.60	100.00	100.19	99.63	99.67
Si	1.01	1.00	1.01	1.01	1.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.25	0.25	0.25	0.23	0.24
Mg	1.73	1.74	1.73	1.74	1.73
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Si+Ti	1.01	1.00	1.01	1.01	1.01
Fe+Mg+Mn+Ni	1.98	1.99	1.98	1.98	1.98
% Forstérite	87.45	87.62	87.51	88.14	87.78

TiO₂-MnO-NiO analysés par WDS.SiO₂-FeO-MgO analysés par EDS.Al₂O₃-CaO-Cr₂O₃-Na₂O-K₂O déterminés mais inférieurs à la limite de détection (0,1%).

Tableau 3.1. (suite) Composition chimique des olivines

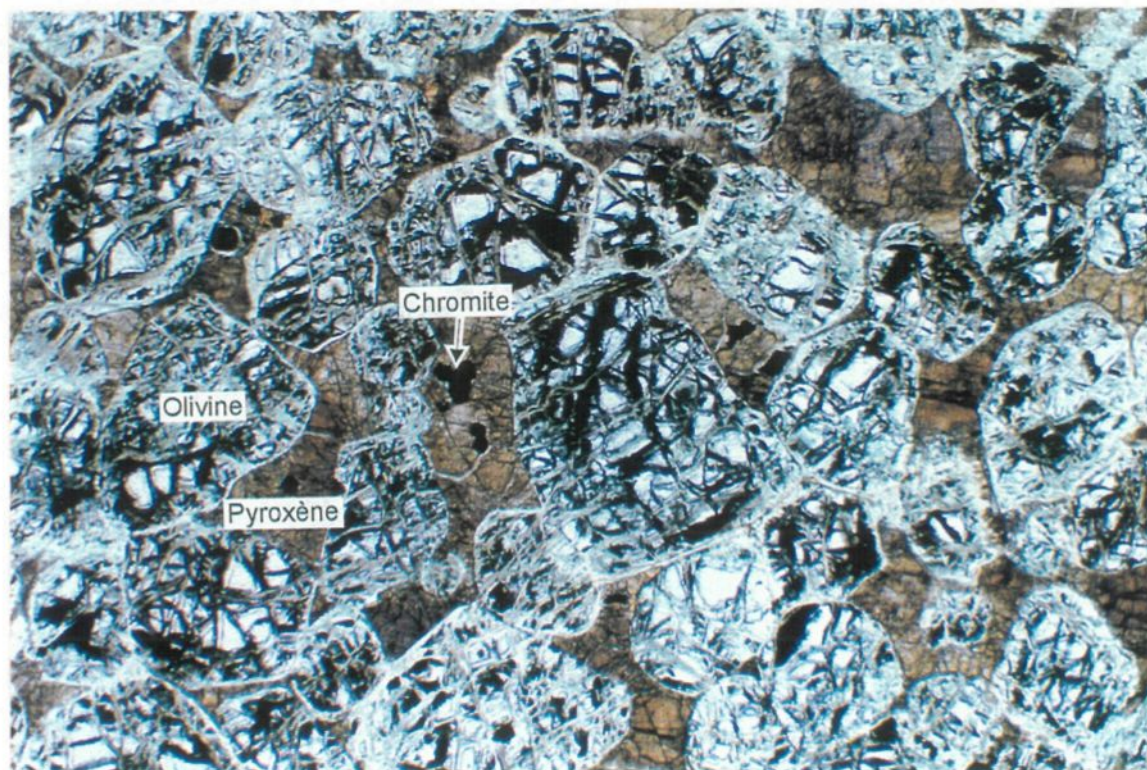
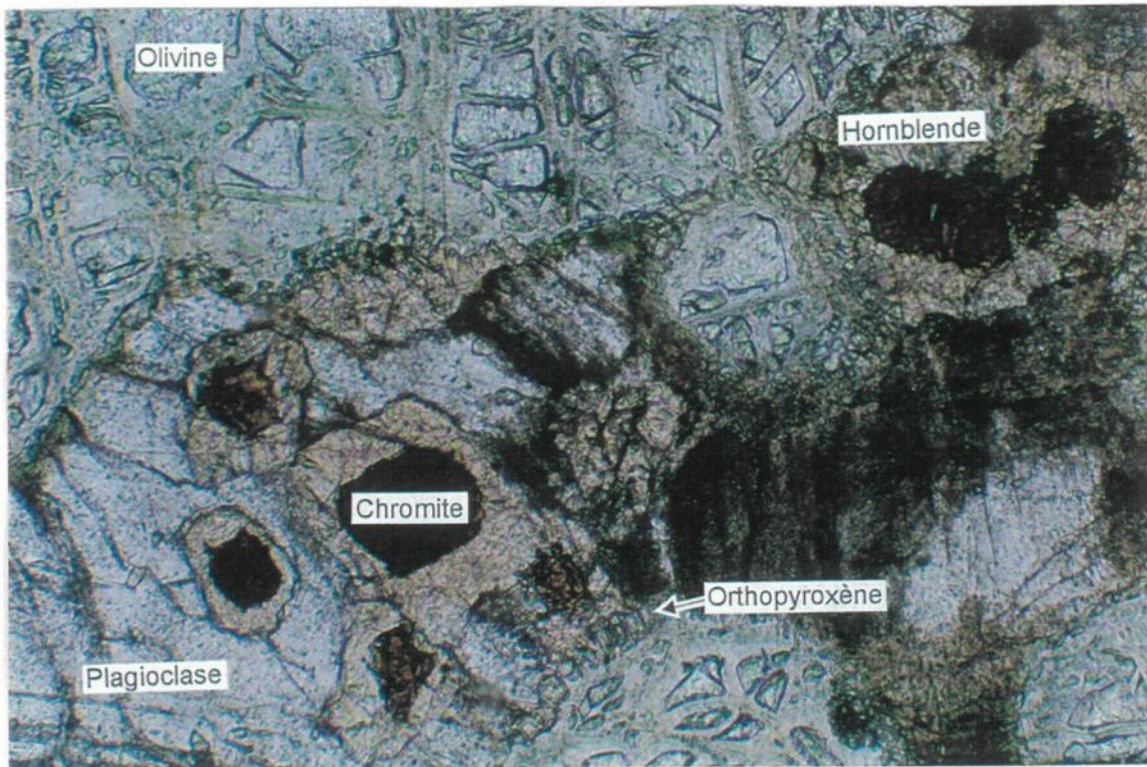
b) Gabbronorites à olivine

	2109					2311A			2519A			
						n = 5			n = 2			
SiO ₂ (%pds)	38.61	39.07	39.09	39.56	39.55	39.18	38.65	39.31	38.98	39.89	39.79	39.84
TiO ₂	< LD	< LD	< LD	< LD	0.09		< LD	< LD	0.00	0.01	0.04	0.03
FeO	17.51	18.54	18.10	17.91	18.10	18.03	18.12	18.85	18.49	19.33	20.09	19.71
MgO	40.46	40.43	40.80	40.95	41.42	40.81	40.15	40.91	40.53	40.66	40.64	40.65
MnO	0.24	0.26	0.19	0.21	0.20	0.22	0.17	0.17	0.17	0.24	0.22	0.23
NiO	0.18	0.25	0.25	0.22	0.18	0.22	0.11	0.13	0.12	0.17	0.18	0.18
total	97.00	98.55	98.43	98.85	99.54	98.47	97.20	99.27	98.24	100.31	100.98	100.65
Si	1.01	1.01	1.01	1.02	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.02	1.01	1.01
Ti	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 ²⁺	0.38	0.40	0.39	0.39	0.39	0.39	0.40	0.41	0.40	0.41	0.43	0.42
Mg	1.58	1.56	1.57	1.57	1.58	1.57	1.57	1.57	1.57	1.55	1.54	1.54
Mn	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ni	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Si+Ti	1.01	1.01	1.01	1.02	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.02	1.01	1.01
Fe+Mg+Mn+Ni	1.97	1.97	1.98	1.96	1.97	1.97	1.97	1.98	1.98	1.97	1.98	1.97
% Forstérite	80.46	79.54	80.07	80.30	80.31	80.14	79.80	79.46	79.63	78.95	78.29	78.62

TiO₂-MnO-NiO analysés par WDS.SiO₂-FeO-MgO analysés par EDS.Al₂O₃-CaO-Cr₂O₃-Na₂O-K₂O déterminés mais inférieurs à la limite de détection (0,1%).

Figure 3.3. Photomicrographie en lumière naturelle d'une harzburgite montrant les chromites fracturées avec les couronnes de hornblende au contact des plagioclases. Éch. 2503, largeur de 4,9mm.

Figure 3.4. Photomicrographie en lumière naturelle d'une harzburgite avec un phénocristal poecilitique de clinopyroxène. Éch. 2509, largeur de 4,9 mm.



Des clinopyroxènes sont présents sous forme de phénocristaux poecilitiques. Ils englobent ainsi les olivines et les chromites (figure 3.4). Leur composition est celle de l'augite (tableau 3.2a et figure 3.5a). Les cristaux sont généralement assez bien préservés. Ils sont directement en contact avec les olivines mais jamais avec les plagioclases. La hornblende s'interpose toujours entre les pyroxènes et les plagioclases.

De la même façon que les clinopyroxènes, les orthopyroxènes forment aussi des phénocristaux poecilitiques. La composition des orthopyroxènes est celle de la bronzite (tableau 3.3a et figure 3.5b). Les phénocristaux d'orthopyroxènes sont proportionnellement plus abondants que les clinopyroxènes et les deux pyroxènes forment ensemble entre 5% et 15% de la roche. Les orthopyroxènes se retrouvent aussi en petits grains couronnant les olivines. Ces couronnes sont plus ou moins fortement développées selon les échantillons, jusqu'au point où les petits cristaux de pyroxènes remplissent presque entièrement l'espace entre les cristaux d'olivine et de chromite. L'observation de la texture suggère la croissance des couronnes d'orthopyroxène de l'olivine vers le plagioclase et non l'inverse.

La biotite n'est pas présente dans tous les échantillons et jamais plus abondante que 1-2%. Elle forme parfois des phénocristaux poecilitiques (moins de 1cm) entourant les phases cumulat à la manière des pyroxènes. Dans d'autres cas, des petits cristaux (1mm) distincts sont présents mais toujours regroupés dans des secteurs spécifiques (probablement des vestiges de cristaux poecilitiques).

Tableau 3.2 Composition chimique des clinopyroxènes

a) Harzburgites et dunites

	2158				EDS		EDS
SiO ₂	54.75	51.83	50.40	54.29	54.47	52.43	53.09
TiO ₂	0.27	0.71	0.32	0.57	0.59	0.52	0.29
Al ₂ O ₃	2.76	3.04	4.19	2.40	2.56	1.21	1.92
FeO	4.31	3.98	4.57	3.63	3.24	4.50	4.37
MgO	20.08	18.24	18.74	18.47	17.44	19.56	18.89
MnO	0.13	0.09	0.07	0.10	0.05	<LD	<LD
CaO	18.43	20.79	18.91	20.59	22.25	19.06	19.45
Cr ₂ O ₃	0.85	0.91	0.91	0.58	0.80	0.84	1.17
NiO	0.07	0.02	0.08	0.07	0.07	<LD	<LD
total	101.67	99.59	98.19	100.70	101.48	98.13	99.18
Si	1.94	1.90	1.87	1.95	1.95	1.94	1.94
Ti	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
Al ^{IV}	0.06	0.10	0.13	0.05	0.05	0.05	0.06
Al ^{VI}	0.06	0.03	0.05	0.05	0.05	0.00	0.02
Fe	0.13	0.12	0.14	0.11	0.10	0.14	0.13
Mg	1.06	0.99	1.04	0.99	0.93	1.08	1.03
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.70	0.81	0.75	0.79	0.85	0.76	0.76
Cr	0.02	0.0263	0.0267	0.0165	0.02	0.02	0.03
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
O	6	6	6	6	6	6	6
Si+Al ^{IV}	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.99	2.00
Fe+Mg+Ca+Ti+Al ^{VI} +Mn+Cr+Ni	1.98	2.01	2.02	1.98	1.97	2.02	1.99
	augite	augite	augite	augite	augite	augite	augite

a) Harzburgites et dunites (suite)

	2504	2506	2509				
SiO ₂	52.51	52.77	53.31	52.36	52.35	51.68	53.25
TiO ₂	0.48	0.48	0.35	0.58	0.43	0.46	0.54
Al ₂ O ₃	4.58	4.32	3.64	3.99	4.48	5.02	4.28
FeO	3.30	3.13	3.20	3.92	4.60	3.81	3.28
MgO	18.59	18.69	18.75	19.41	21.41	18.20	18.33
MnO	0.11	0.09	0.17	0.11	0.14	0.05	0.09
CaO	20.51	20.43	20.12	19.64	16.04	19.67	20.46
Cr ₂ O ₃	0.84	0.82	0.69	0.72	1.07	1.14	0.94
NiO	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04
total	100.95	100.77	100.28	100.75	100.56	100.06	101.23
Si	1.88	1.89	1.92	1.88	1.87	1.87	1.90
Ti	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Al ^{IV}	0.12	0.11	0.08	0.12	0.13	0.13	0.10
Al ^{VI}	0.08	0.07	0.07	0.05	0.06	0.09	0.08
Fe	0.10	0.09	0.10	0.12	0.14	0.12	0.10
Mg	0.99	1.00	1.01	1.04	1.14	0.98	0.98
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.79	0.78	0.78	0.76	0.62	0.76	0.78
Cr	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03
Ni		0.00		0.00	0.00		0.00
O	6	6	6	6	6	6	6
Si+Al ^{IV}	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Fe+Mg+Ca+Ti+Al ^{VI} +Mn+Cr+Ni	2.00	1.99	1.98	2.01	2.00	1.99	1.98
	augite	augite	augite	augite	augite	augite	augite

TiO₂-Al₂O₃-MnO-Cr₂O₃-NiO analysés par WDS sauf si mentionné EDS en haut de la colonne.SiO₂-FeO-MgO-CaO analysés par EDS.Na₂O et K₂O déterminés par EDS mais inférieurs à la limite de détection (0,1%).

Tableau 3.2 (suite) Composition chimique des clinopyroxènes

b) Gabbronorites à olivine

	2311A		2519A		
SiO ₂	54.03	54.06	52.43	53.34	53.65
TiO ₂	0.03	0.11	0.12	0.19	0.25
Al ₂ O ₃	2.33	2.89	3.55	2.65	2.72
FeO	4.03	4.53	7.05	4.40	3.59
MgO	15.71	16.51	19.52	16.04	15.81
MnO	0.20	0.17	0.18	0.15	0.13
CaO	23.79	22.78	15.45	22.85	23.77
Cr ₂ O ₃	0.35	0.46	1.18	0.73	0.42
NiO	<LD	0.08	<LD	<LD	0.04
total	100.46	101.59	99.50	100.36	100.39
Si	1.96	1.94	1.91	1.94	1.95
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Al ^{IV}	0.04	0.06	0.09	0.06	0.05
Al ^{VI}	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07
Fe	0.12	0.14	0.22	0.13	0.11
Mg	0.85	0.88	1.06	0.87	0.86
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Ca	0.93	0.88	0.60	0.89	0.93
Cr	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O	6	6	6	6	6
Si+Al ^{IV}	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Fe+Mg+Ca+Ti+Al ^{VI} +Mn+Cr+Ni	1.98	1.99	1.99	1.98	1.98
	augite	augite	augite	diopside	diopside

c) Gabbronorites

	2521		SC-1			EDS		
SiO ₂	51.79	53.41	53.28	54.40	53.66	53.28	55.70	54.27
TiO ₂	0.47	0.06	0.08	0.06	0.01	0.18	0.07	0.18
Al ₂ O ₃	3.72	1.33	0.95	1.28	0.48	1.00	0.48	0.11
FeO	12.16	10.55	10.85	9.03	5.00	5.11	5.20	5.73
MgO	11.39	12.21	12.12	17.91	15.61	15.27	15.88	15.61
MnO	0.37	0.38	0.36	0.20	0.13	0.15	0.12	<LD
CaO	20.43	23.03	23.12	16.84	23.21	22.65	24.06	23.35
Cr ₂ O ₃	<LD	0.01	0.01	0.58	0.09	0.19	0.11	0.56
NiO	<LD	0.01	0.01	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
total	100.34	100.99	100.77	100.57	98.19	97.84	101.62	99.80
Si	1.94	1.99	1.99	1.99	2.00	1.99	2.01	2.00
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al ^{IV}	0.06	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Al ^{VI}	0.10	0.05	0.03	0.04	0.02	0.04	0.02	0.01
Fe	0.38	0.33	0.34	0.28	0.16	0.16	0.16	0.18
Mg	0.64	0.68	0.68	0.98	0.87	0.85	0.85	0.86
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.82	0.92	0.93	0.66	0.93	0.91	0.93	0.92
Cr	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02
Ni	0.00	0.00	0.00					
O	6	6	6	6	6	6	6	6
Si+Al ^{IV}	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.01	2.00
Fe+Mg+Ca+Ti+Al ^{VI} +Mn+Cr+Ni	1.97	1.98	1.99	1.98	1.98	1.98	1.97	1.98
	salite	salite	salite	augite	diopside	diopside	diopside	diopside

TiO₂-Al₂O₃-MnO-Cr₂O₃-NiO analysés par WDS sauf si mentionné EDS en haut de la colonne.

SiO₂-FeO-MgO-CaO analysés par EDS.

Na₂O et K₂O déterminés par EDS mais inférieurs à la limite de détection (0,1%).

Tableau 3.3 Composition chimique des orthopyroxènes

a) Harzburgites et dunites

	2156		2158		2503		2504	
SiO ₂	54.72	55.32	55.56	55.71	55.70	53.74	56.29	55.46
TiO ₂	0.03	0.09	0.07	0.37	0.14	0.36	<LD	0.29
Al ₂ O ₃	2.34	1.76	2.75	2.31	3.13	3.65	2.51	2.25
FeO	9.33	9.20	10.19	8.91	7.49	7.65	7.79	7.80
MgO	30.81	31.41	31.92	31.44	31.56	31.19	32.46	32.34
MnO	0.24	0.24	0.23	0.22	0.19	0.18	0.21	0.18
CaO	<LD	0.25	0.33	1.25	1.90	0.39	0.32	0.48
Cr ₂ O ₃	0.10	0.04	1.00	0.25	0.51	0.62	0.13	0.12
NiO	0.04	0.07	0.06	0.05	0.05	0.03	0.02	0.07
total	97.62	98.38	101.22	100.50	100.67	97.82	99.74	99.00
Si	1.96	1.96	1.92	1.94	1.93	1.91	1.96	1.95
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Al ^{IV}	0.04	0.04	0.08	0.06	0.07	0.09	0.04	0.05
Al ^{VI}	0.06	0.04	0.03	0.04	0.06	0.06	0.06	0.04
Fe	0.28	0.27	0.29	0.26	0.22	0.23	0.23	0.23
Mg	1.64	1.66	1.64	1.63	1.63	1.65	1.68	1.69
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.00	0.01	0.01	0.05	0.07	0.01	0.01	0.02
Cr	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.02		0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			0.00
O	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Si+Al ^{IV}	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Fe+Mg+Ca+Ti+Al ^{VI} +Mn+Cr+Ni	1.99	2.00	2.01	2.00	2.00	1.99	1.99	2.00
	phénocx	couronne	couronne	phénocx	phénocx	phénocx	couronne	phénocx
	bronzite	bronzite	bronzite	bronzite	bronzite	bronzite	bronzite	bronzite

b) Gabbronorites à olivine

	2109		2311A		2519A						
SiO ₂	55.19	55.87	53.88	53.97	56.11	55.27	56.24	56.31	56.40	56.13	56.20
TiO ₂	<LD	0.03	0.04	<LD	0.04	<LD	0.04	<LD	0.16	<LD	0.21
Al ₂ O ₃	2.95	2.19	5.07	2.06	2.11	2.44	1.71	0.93	1.62	1.63	1.75
FeO	11.92	13.34	13.26	13.58	11.83	14.19	11.98	13.04	11.56	11.94	12.08
MgO	29.22	29.65	26.74	28.47	29.64	27.20	29.07	29.05	29.32	29.50	29.57
MnO	0.30	0.22	0.20	0.22	0.27	0.32	0.23	0.34	0.24	0.29	0.29
CaO	<LD	0.24	2.73	<LD	0.24	0.32	0.27	0.39	1.12	0.23	0.30
Cr ₂ O ₃	<LD	0.02	<LD	1.13	<LD	<LD	0.01	<LD	0.07	<LD	0.04
NiO	0.03	0.06	0.02	0.03	0.05	0.04	0.03	0.04	0.01	0.03	0.03
total	99.98	101.62	101.96	99.46	100.30	99.78	99.57	100.10	100.49	99.80	100.48
Si	1.95	1.95	1.89	1.94	1.97	1.97	1.99	2.00	1.98	1.99	1.98
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al ^{IV}	0.05	0.05	0.11	0.06	0.03	0.03	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02
Al ^{VI}	0.08	0.04	0.10	0.03	0.06	0.08	0.06	0.04	0.05	0.05	0.05
Fe	0.35	0.39	0.39	0.41	0.35	0.42	0.35	0.39	0.34	0.35	0.36
Mg	1.54	1.55	1.40	1.53	1.55	1.45	1.53	1.54	1.54	1.56	1.55
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.00	0.01	0.10	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01
Cr	0.00	0.00		0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00		0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Si+Al ^{IV}	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Fe+Mg+Ca+Ti+Al ^{VI} +Mn+Cr+Ni	1.98	2.00	2.00	2.00	1.98	1.97	1.97	1.98	1.98	1.98	1.98
	phénocx	couronne	couronne	phénocx	couronne	couronne	couronne	couronne	phénocx	couronne	phénocx
	bronzite	bronzite	bronzite	bronzite	bronzite	bronzite	bronzite	bronzite	bronzite	bronzite	bronzite

TiO₂-Al₂O₃-MnO-Cr₂O₃-NiO analysés par WDS sauf si mentionné EDS en haut de la colonne.SiO₂-FeO-MgO-CaO analysés par EDS.Na₂O-K₂O déterminés par EDS mais inférieurs à la limite de détection (0,1%).

Tableau 3.3 (suite) Composition chimique des orthopyroxènes

c) Gabbronorites

	2185A	EDS	SC-1	EDS	EDS	2516					
SiO ₂	51.63	51.98	51.90	53.60	55.04	54.93	54.53	54.61	54.52	54.79	55.25
TiO ₂	0.03	0.09	<LD	0.01	<LD	<LD	0.04	0.06	0.04	0.12	0.02
Al ₂ O ₃	1.04	0.96	<LD	1.04	<LD	<LD	2.35	2.39	2.10	1.21	2.48
FeO	29.71	29.66	30.77	19.82	21.53	18.91	16.48	15.01	14.82	18.29	15.11
MgO	17.38	17.44	17.86	24.32	24.64	26.36	26.11	27.18	26.60	24.98	27.07
MnO	0.74	0.69	0.68	0.39	<LD	<LD	0.25	0.31	0.28	0.33	0.29
CaO	0.55	0.38	0.56	0.27	0.25	0.52	0.24	<LD	0.26	0.38	<LD
Cr ₂ O ₃	<LD	0.04	<LD	0.03	<LD	<LD	0.48	0.28	0.29	0.12	0.13
NiO	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0.03	0.02	0.02	0.03
total	101.09	101.24	101.77	99.47	101.46	100.74	100.47	99.87	98.93	100.25	100.39
Si	1.97	1.98	1.98	1.98	2.00	1.99	1.96	1.96	1.97	1.99	1.97
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ^{IV}	0.03	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.04	0.03	0.01	0.03
Al ^{VI}	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.06	0.06	0.06	0.04	0.07
Fe	0.95	0.94	0.98	0.61	0.65	0.57	0.50	0.45	0.45	0.56	0.45
Mg	0.99	0.99	1.02	1.34	1.34	1.42	1.40	1.45	1.44	1.35	1.44
Mn	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
Cr					0.00		0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Ni							0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Si+Al ^{IV}	2.00	2.00	1.98	2.00	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Fe+Mg+Ca+Ti+Al ^{VI} +Mn+Cr+Ni	2.00	2.00	2.04	2.00	2.00	2.02	1.98	1.98	1.98	1.98	1.98
	hyperst.	hyperst.	hyperst.	hyperst.	hyperst.	bronzite	bronzite	bronzite	bronzite	bronzite	bronzite

c) Gabbronorites (suite)

	2149b	2502F						
SiO ₂	54.27	53.47	53.79	53.81	53.54	53.14	53.73	53.39
TiO ₂	0.09	0.03	0.03	0.04	0.07	0.10	0.05	0.04
Al ₂ O ₃	0.98	1.16	1.38	0.85	1.04	1.02	0.85	0.85
FeO	23.77	23.75	24.72	23.71	23.49	22.60	23.46	24.61
MgO	21.57	21.24	20.39	20.71	20.91	20.86	20.42	19.67
MnO	0.65	0.65	0.66	0.70	0.68	0.63	0.74	0.71
CaO	0.38	0.25	0.24	0.24	0.52	0.49	0.33	0.30
Cr ₂ O ₃	0.03	0.01	0.05	<LD	0.03	0.04	<LD	<LD
NiO	0.06	0.06	0.01	0.03	0.08	0.08	0.04	0.05
total	101.80	100.62	101.28	100.09	100.38	98.95	99.63	99.63
Si	1.99	1.99	1.99	2.01	1.99	2.00	2.01	2.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ^{IV}	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al ^{VI}	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04
Fe	0.73	0.74	0.76	0.74	0.73	0.71	0.74	0.78
Mg	1.18	1.18	1.12	1.15	1.16	1.17	1.14	1.11
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Si+Al ^{IV}	2.00	2.00	2.00	2.01	2.00	2.00	2.01	2.01
Fe+Mg+Ca+Ti+Al ^{VI} +Mn+Cr+Ni	1.98	1.99	1.97	1.97	1.98	1.97	1.96	1.96
	hyperst.	hyperst.	hyperst.	hyperst.	hyperst.	hyperst.	hyperst.	hyperst.

TiO₂-Al₂O₃-MnO-Cr₂O₃-NiO analysés par WDS sauf si mentionné EDS en haut de la colonne.

SiO₂-FeO-MgO-CaO analysés par EDS.

Na₂O-K₂O déterminés par EDS mais inférieurs à la limite de détection (0,1%).

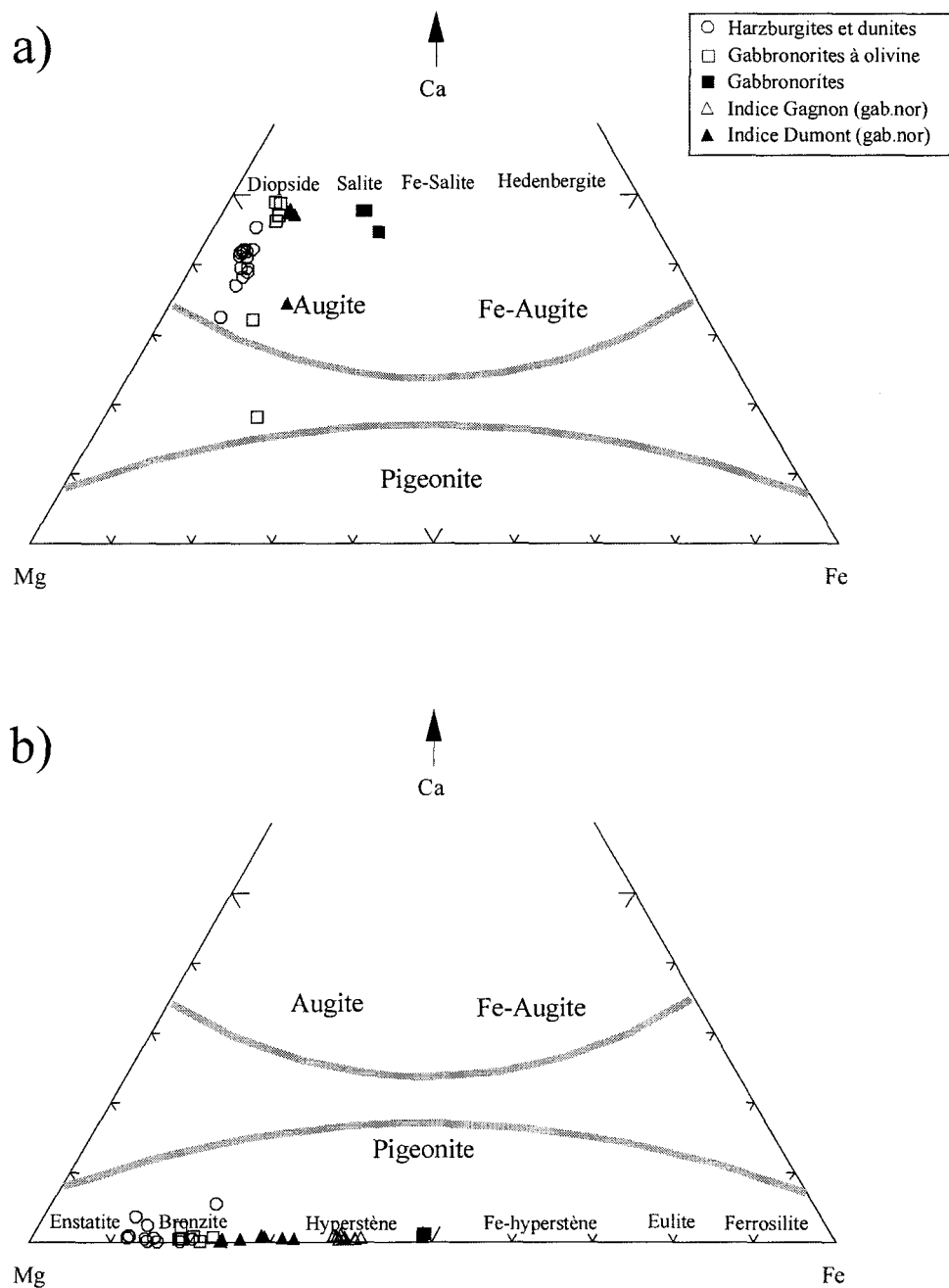


Figure 3.5. Composition des pyroxènes dans les différents types de roches. a) clinopyroxènes; b) orthopyroxènes. D'après Poldervaart et Hess (1951).

La phase interstitielle principale est le plagioclase (figure 3.2). Les pourcentages sont assez variables (de 5 à 20%) et il en est de même avec leur degré d'altération. La calcicité varie de An₆₅ à An₉₀ (tableau 3.4a) de l'ouest vers l'est dans le bloc sud de l'intrusion. Dans certains échantillons, le plagioclase n'est présent que sous forme résiduelle ou a totalement disparu. Il est alors remplacé par des minéraux tels que carbonates, séricite et autres minéraux des argiles.

La serpentine se forme dans les olivines, à partir des fractures. Elle est généralement d'un vert assez clair ou incolore, rarement brunâtre. Elle forme ainsi un réseau de fractures parfois orientées à l'intérieur des olivines et se retrouvent aussi dans des petites veines d'une épaisseur toujours inférieure à 1mm. Dans ce dernier cas, elle est souvent accompagnée de carbonates (figure 3.6).

L'ilménite et la magnétite sont des phases mineures en très faibles traces ou même absentes. Les rares grains sont toujours interstitiels dans les cumulats et couronnés de hornblende. En aucun cas la réaction $[\text{olivine} + \text{H}_2\text{O} \longrightarrow \text{serpentine} + \text{magnétite}]$ n'est évidente.

De rares grains de sulfures ($\ll 1\%$) interstitiels de taille inférieure à 0,3mm sont présents (figure 3.7). Au microscope avec lumière réfléchie, les petits grains sont jaunâtres, peut-être un peu pâles pour être de la chalcopryrite. Vu leur très petite taille et leur faible

Tableau 3.4. Composition chimique des plagioclases**a) Harzburgites et dunites**

	2156				2158					
					n = 3			n = 5		
SiO ₂	51.98	51.58	53.08	52.21	50.79	49.14	49.23	48.92	49.99	49.61
Al ₂ O ₃	29.08	31.06	31.83	30.66	32.26	33.83	33.47	33.85	31.61	33.00
FeO	0.84	<LD	<LD	0.28	<LD	0.64	0.64	<LD	0.31	0.32
CaO	14.21	13.38	13.4	13.66	15.45	15.76	16.22	16.28	15.07	15.76
Na ₂ O	3.51	4.01	3.91	3.81	2.71	2.63	2.118	2.22	3.01	2.54
total	99.62	100.03	102.22	100.62	101.21	102	101.68	101.27	99.99	101.23
Si	2.38	2.34	2.35	2.36	2.29	2.21	2.22	2.21	2.28	2.24
Al	1.57	1.66	1.66	1.63	1.71	1.79	1.78	1.80	1.70	1.76
Fe	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01
Ca	0.70	0.65	0.64	0.66	0.74	0.76	0.78	0.79	0.74	0.76
Na	0.31	0.35	0.34	0.33	0.24	0.23	0.18	0.19	0.27	0.22
O	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Si+Al	3.95	4.00	4.01	3.99	4.00	4.00	3.99	4.01	3.98	4.00
Ca+Na+Ti+Fe +Mg+Mn	1.04	1.00	0.97	1.00	0.98	1.01	0.99	0.98	1.01	1.00
Anorthite	69.11	64.84	65.44	66.46	75.91	76.81	80.89	80.21	73.45	77.45

a) Harzburgites et dunites (suite)

	2503					2504			
						n = 5		n = 2	
SiO ₂	47.95	46.49	47.42	49.32	48.37	47.91	46.49	46.83	46.66
Al ₂ O ₃	31.7	30.9	33.11	33.02	30.94	31.93	34.99	34.79	34.89
FeO	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD		<LD	<LD	
CaO	15.67	15.28	15.54	15.93	17.27	15.94	17.86	17.75	17.81
Na ₂ O	2.37	2.31	2.07	2.26	1.91	2.18	1.11	1.25	1.18
total	97.69	94.98	98.14	100.53	98.49	97.966	100.45	100.62	100.54
Si	2.24	2.24	2.21	2.24	2.25	2.23	2.12	2.13	2.13
Al	1.74	1.75	1.81	1.76	1.69	1.75	1.88	1.87	1.88
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.78	0.79	0.77	0.77	0.86	0.80	0.87	0.87	0.87
Na	0.21	0.22	0.19	0.20	0.17	0.20	0.10	0.11	0.10
O	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Si+Al	3.98	3.99	4.02	4.00	3.94	3.99	4.01	4.00	4.01
Ca+Na+Ti+Fe +Mg+Mn	1.00	1.00	0.96	0.97	1.03	0.99	0.97	0.98	0.98
Anorthite	78.51	78.52	80.58	79.57	83.32	80.10	89.89	88.70	89.29

Tous les éléments analysés en EDS

K₂O déterminé mais inférieur à la limite de détection (0,1%).

Tableau 3.4. (suite) Composition chimique des plagioclases**b) Gabbronorites à olivine**

	2109									
										n = 9
SiO ₂	51.82	53.34	50.36	47.81	49.52	49.09	52.03	51.43	53.39	50.98
Al ₂ O ₃	32.14	30.72	32.56	34.44	33.95	33.56	32.15	30.14	30.87	32.28
FeO	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	
CaO	15.02	13.33	14.91	16.82	15.99	16.38	14.1	13.23	13.17	14.77
Na ₂ O	2.85	3.78	2.92	1.59	2.31	2.02	3.42	3.57	3.92	2.93
total	101.83	101.17	100.75	100.66	101.77	101.05	101.7	98.37	101.35	100.96
Si	2.31	2.38	2.28	2.17	2.22	2.22	2.32	2.37	2.38	2.29
Al	1.69	1.62	1.73	1.84	1.79	1.79	1.69	1.64	1.62	1.71
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.72	0.64	0.72	0.82	0.77	0.79	0.67	0.65	0.63	0.71
Na	0.25	0.33	0.26	0.14	0.20	0.18	0.30	0.32	0.34	0.26
O	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Si+Al	4.00	4.00	4.01	4.01	4.01	4.01	4.01	4.00	4.00	4.01
Ca+Na+Ti+Fe +Mg+Mn	0.96	0.97	0.98	0.96	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97
Anorthite	74.44	66.09	73.83	85.39	79.28	81.76	69.50	67.19	64.99	73.61

b) Gabbronorites à olivine (suite)

	2311A				
					n = 4
SiO ₂	52.24	49.56	49.67	53	51.12
Al ₂ O ₃	30.84	32.76	33.19	31.72	32.13
FeO	<LD	<LD	<LD	<LD	
CaO	13.7	15.79	15.7	13.96	14.79
Na ₂ O	3.44	2.31	2.45	3.6	2.95
total	100.22	100.42	101.01	102.28	100.98
Si	2.36	2.25	2.24	2.35	2.30
Al	1.64	1.75	1.77	1.66	1.70
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.66	0.77	0.76	0.66	0.71
Na	0.30	0.20	0.21	0.31	0.26
O	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Si+Al	4.00	4.00	4.01	4.01	4.01
Ca+Na+Ti+Fe +Mg+Mn	0.96	0.97	0.97	0.97	0.97
Anorthite	68.76	79.07	77.98	68.18	73.50

Tous les éléments analysés en EDS

K₂O déterminé mais inférieur à la limite de détection (0,1%).

Tableau 3.4. (suite) Composition chimique des plagioclases**c) Gabbronorites**

	2185A							
								n = 7
SiO ₂	56.31	56.72	56.31	56.99	56.56	56.83	57.09	56.69
Al ₂ O ₃	28.02	27.7	28.15	28.34	27.59	28.35	28.38	28.08
FeO	<LD	0.61	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0.09
CaO	10.59	10.48	10.37	10.28	10.44	10.64	10.38	10.45
Na ₂ O	5.35	5.42	5.41	5.83	5.77	5.57	5.51	5.55
total	100.27	100.93	100.24	101.44	100.36	101.39	101.36	100.86
Si	2.52	2.53	2.52	2.52	2.53	2.52	2.53	2.52
Al	1.48	1.46	1.48	1.48	1.45	1.48	1.48	1.47
Fe	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.51	0.50	0.50	0.49	0.50	0.51	0.49	0.50
Na	0.46	0.47	0.47	0.50	0.50	0.48	0.47	0.48
O	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Si+Al	4.00	3.99	4.01	4.00	3.98	4.00	4.01	4.00
Ca+Na+Ti+Fe +Mg+Mn	0.97	0.99	0.97	0.99	1.00	0.98	0.96	0.98
Anorthite	52.24	51.66	51.44	49.35	50.00	51.35	51.00	51.01

c) Gabbronorites (suite)

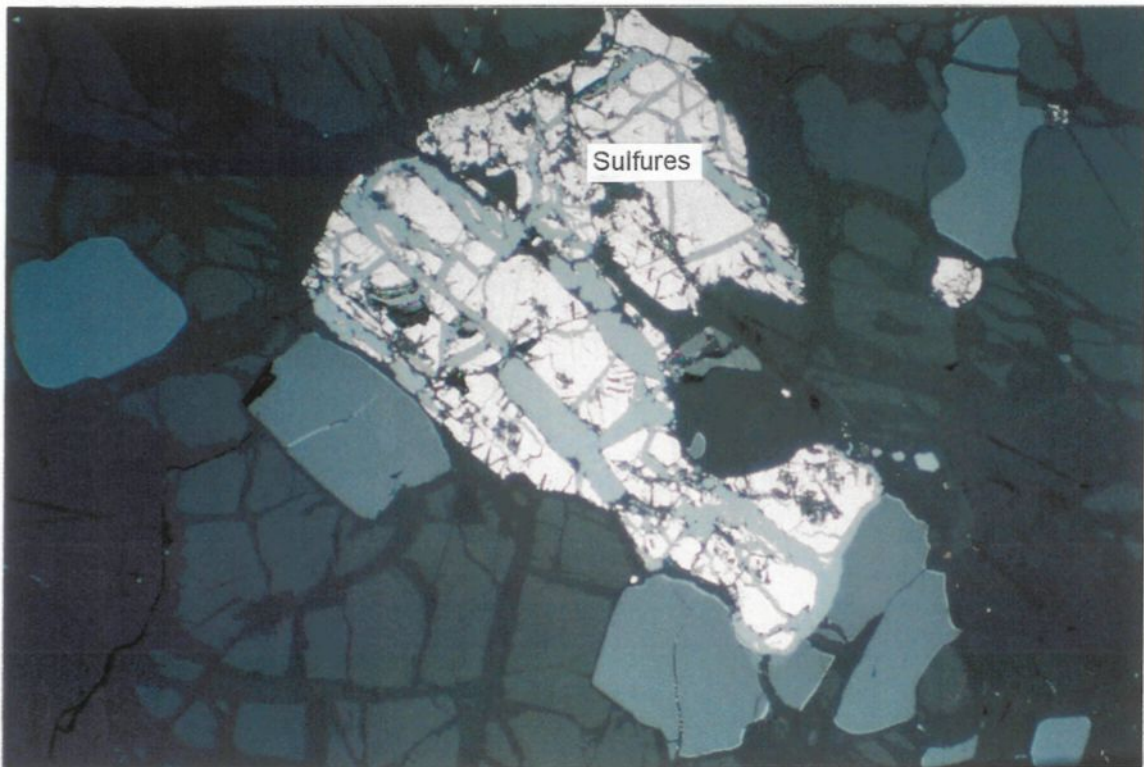
	SC-1						
							n = 6
	(Mn en WDS)						
SiO ₂	56.95	49.6	53.28	54.47	55.26	50.28	53.31
Al ₂ O ₃	28	32.84	28.18	29.2	27.5	30.96	29.45
FeO	<LD	<LD	0.86	<LD	<LD	<LD	0.14
CaO	10.36	15.73	12.16	11.32	9.93	13.95	12.24
Na ₂ O	5.47	2.36	4.09	5.01	5.74	3.17	4.31
total	100.78	100.53	98.57	100.00	98.43	98.36	99.45
Si	2.53	2.25	2.45	2.45	2.52	2.32	2.42
Al	1.47	1.76	1.53	1.55	1.48	1.68	1.58
Fe	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01
Ca	0.49	0.76	0.60	0.55	0.49	0.69	0.60
Na	0.47	0.21	0.36	0.44	0.51	0.28	0.38
O	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Si+Al	4.00	4.00	3.97	4.00	4.00	4.01	4.00
Ca+Na+Ti+Fe +Mg+Mn	0.96	0.97	1.00	0.98	0.99	0.97	0.98
Anorthite	51.14	78.65	62.16	55.53	48.87	70.86	61.20

Tous les éléments analysés en EDS

K₂O déterminé mais inférieur à la limite de détection (0,1%).

Figure 3.6. Photomicrographie en lumière polarisée d'une harzburgite avec une fracture de serpentine et carbonates. Éch. 2505, largeur de 4,9 mm.

Figure 3.7. Photomicrographie en lumière réfléchie d'une harzburgite montrant les sulfures. Éch. 2515A, largeur de 0,3 mm.



abondance, il est difficile d'être certain de leur composition et aucune analyse à la microsonde n'a été faite sur ces grains. Il semble cependant qu'il n'y ait qu'un seul minéral métallique. La photomicrographie montre le remplacement d'une importante proportion des sulfures par la magnétite. Ce remplacement pourrait exprimer une perte en soufre, ce qui expliquerait les très faibles valeurs obtenues pour cet élément dans les unités ultramafiques (tableau 4.2).

En résumé, les phases cumulat sont l'olivine et la chromite. Les pyroxènes poecilitiques, le plagioclase, la biotite et les oxydes ont cristallisé à partir du liquide piégé. La hornblende et les petits cristaux de pyroxènes entre les olivine et le plagioclase et entre la chromite et le plagioclase sont le résultat de transformations causées par une instabilité ou encore par le métamorphisme.

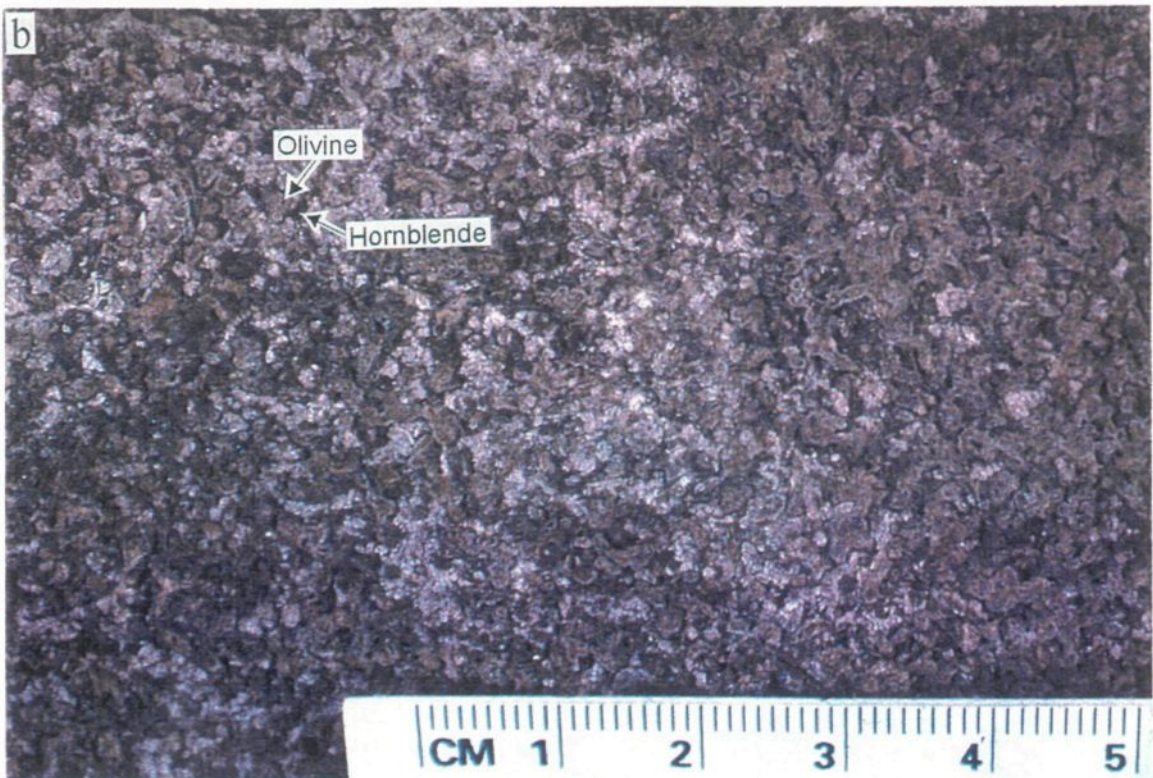
Beaucoup de réactions sont identifiables par les contacts existants ou non entre les différents minéraux. L'olivine est toujours séparée du plagioclase par l'orthopyroxène et séparée des chromites par la hornblende. Le plagioclase et les pyroxènes ne sont jamais en contact direct car la hornblende s'interpose entre les deux. Ces instabilités entre les minéraux sont généralisées dans tous les échantillons étudiés, quelles que soient leurs proportions (qui ne varient pas vraiment beaucoup) ou encore leur degré d'altération. La réaction d'instabilité entre olivine et plagioclase qui provoque la formation de couronnes d'orthopyroxènes et d'amphiboles est très certainement présente. Cette réaction sera décrite

plus en détail pour les gabbronorites à olivine à la section 3.3 dans lesquels elle est beaucoup mieux développée et ainsi plus évidente au point de vue visuel. La formation des couronnes d'amphiboles autour des autres minéraux sera aussi abordée dans la section 3.3.

3.3. Gabbronorites à olivine

Tout comme les harzburgites et dunites les gabbronorites à olivine sont très massifs et aucune trace de déformation n'y a été observée. La surface altérée de cette lithologie est facilement reconnaissable par sa couleur verdâtre assez particulière et un relief d'altération préférentielle. Ces deux caractéristiques sont causées par la présence de couronnes d'amphiboles vertes autour des olivines (figure 3.8a-b). La surface des affleurements montre souvent une texture en "balles de golf" (figure 3.8a). Cette texture ne semble pas se retrouver à l'échelle microscopique et aucune explication particulière n'a été vraiment envisagée par l'auteur. La granulométrie est moyenne, autour de 1mm. La minéralogie est très bien visible à cause de la texture cumulat parfaitement préservée et du fort contraste de couleur entre les différents minéraux. Les olivines brun clair sont couronnées de hornblende verte et les plagioclases gris clair forment le reste de la roche. La surface fraîche n'est différente que par la couleur générale verte plus foncée avec une légère teinte violacée des plagioclases et l'absence du relief causé par les couronnes d'amphibole.

Figure 3.8. a) Affleurement de gabbronorite à olivine montrant la texture en "balles de golf". b) Texture cumulat d'un gabbronorite à olivine montrant les couronnes d'amphiboles.



L'analyse microscopique montre bien une texture mésocumulus avec comme phases principales le plagioclase (50-70%) et l'olivine (5-20%) et de façon mineure, quelques petits grains de chromite (< 1%; figure 3.9). Des phénocristaux poecilites de pyroxènes sont aussi présents et souvent couronnés de hornblende (figure 3.10 et 3.11). De façon générale, toutes les caractéristiques de cette roche sont pratiquement les mêmes que celles observées dans les harzburgites et dunités mises à part les proportions entre les minéraux.

La phase cumulus la plus importante est le plagioclase. En tout, il représente en moyenne 60% de la roche et il semble qu'une forte proportion soit cumulus. Les cristaux sont tabulaires avec des axes longs qui varient entre 0,5 et 2 mm. Il n'y a pas d'orientation préférentielle évidente des cristaux. Les bordures cristallines sont plutôt ondulées. Les cristaux sont limpides mais montrent une très légère séricitisation. Les analyses à la microsonde révèlent une calcicité moyennes de An_{74} sur deux échantillons (tableau 3.5b).

L'olivine est la seconde phase cumulus en importance. En grains de dimensions autour de 1mm, les olivines sont de forme plutôt amiboïde souvent allongée mais aucune direction préférentielle n'est observable. Les olivines ne sont présentes qu'en reliques dans la roche. Elles sont en majeure partie transformées en petits cristaux d'orthopyroxènes (figure 3.9 et 3.11). Les reliques sont limpides et dans la majorité des échantillons, aucune trace de serpentine n'est présente. Quelques traces ont été observées en périphérie de l'olivine mais il semble que ce soit un phénomène plus rare que dans les harzburgites et

Figure 3.9. Photomicrographie a) en lumière naturelle et b) en lumière polarisée d'un gabbro norite à olivine montrant la texture cumulat et les composantes minéralogiques principales (plagioclase, olivine, pyroxène et hornblende). Éch. 2109, largeur de 4,9 mm.

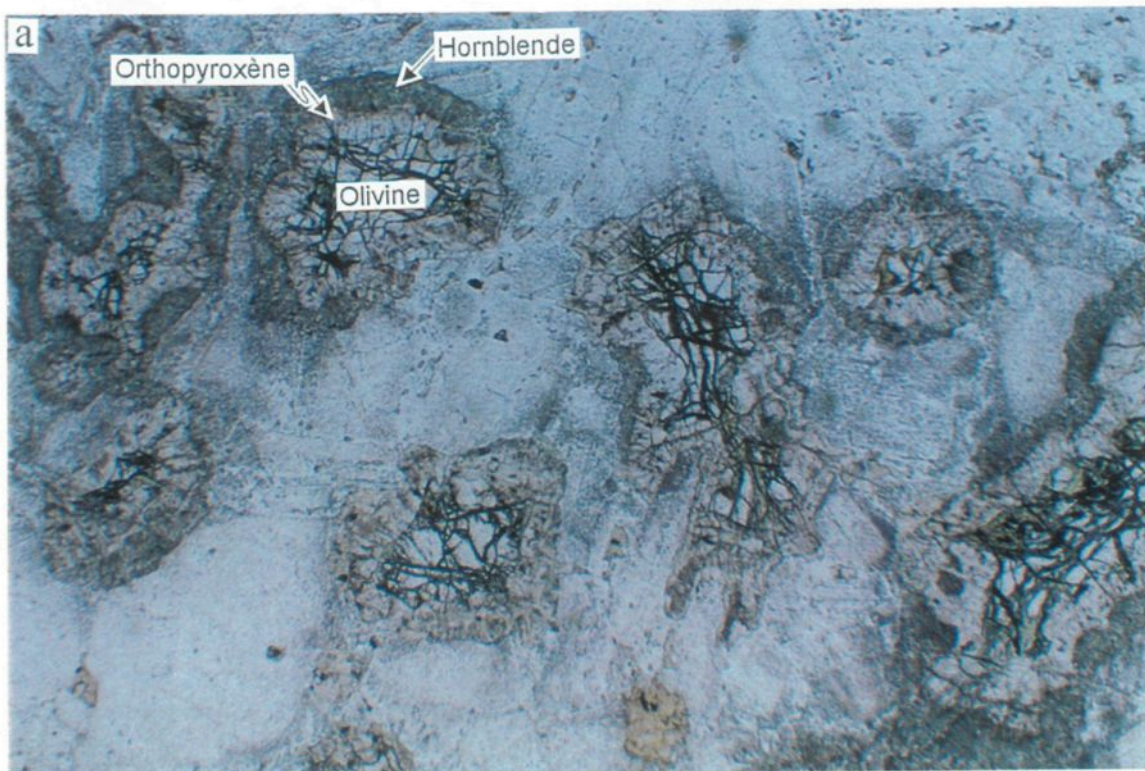


Figure 3.10. Photomicrographie a) en lumière naturelle et b) en lumière polarisée d'un gabbro norite à olivine montrant les phénocristaux poecilites d'orthopyroxènes à droite et de clinopyroxènes en haut, à gauche. Éch. 2519A, largeur de 4,9 mm.

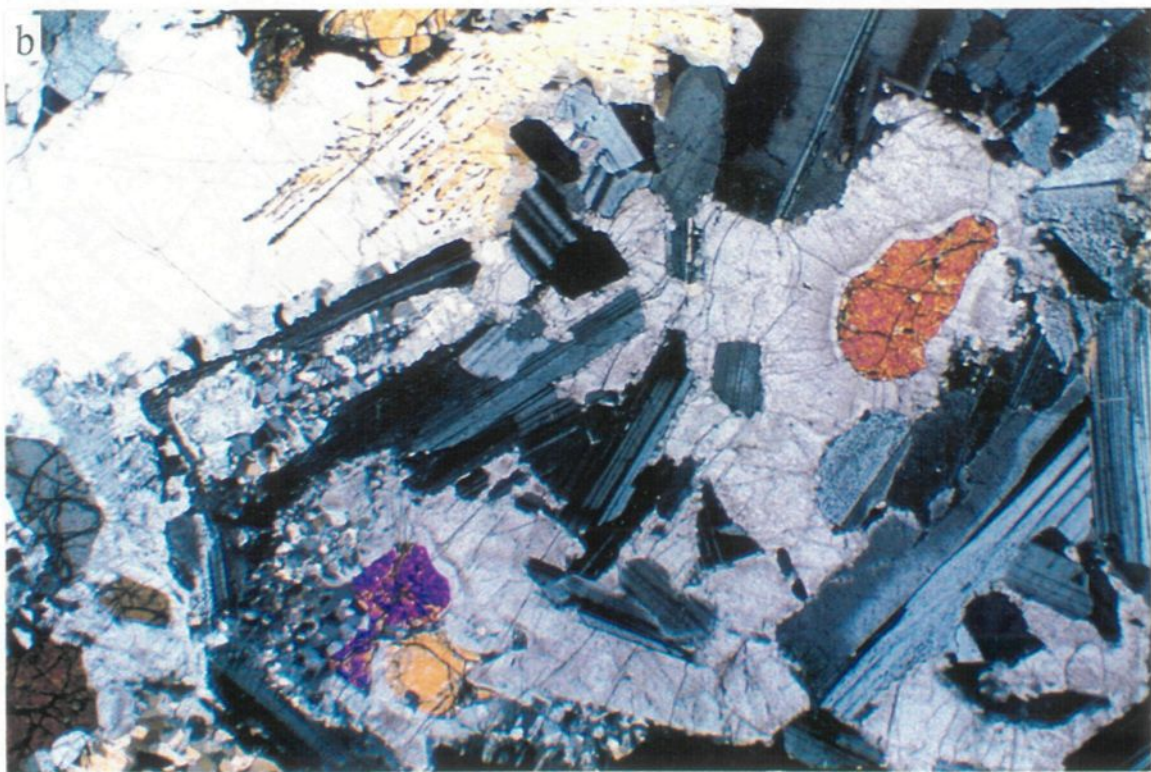
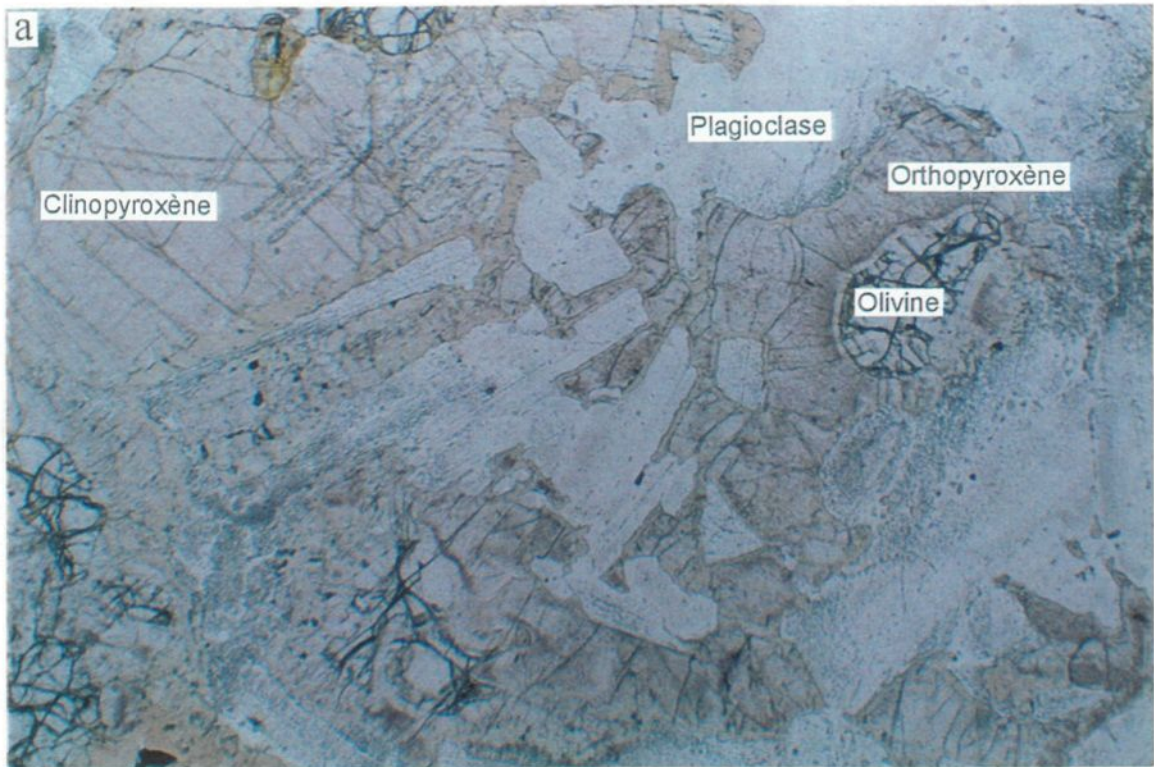


Figure 3.11. Photomicrographie en lumière polarisée d'un gabbronorite à olivine montrant les couronnes multiples d'orthopyroxène et de hornblende à l'interface olivine-plagioclase. Un phénocristal poecilitique de clinopyroxène avec formation de hornblende au contact avec les plagioclases est visible sur la partie gauche de la photo. Éch. 2311A, largeur de 4,9 mm.

Figure 3.12. Photomicrographie en lumière naturelle d'un gabbronorite à olivine montrant le spinelle vert et l'illménite, possiblement en résidus de la transformation totale de l'olivine dans la réaction $ol + pg \rightarrow opx + hb$. Éch. 2109, largeur de 1,2 mm.

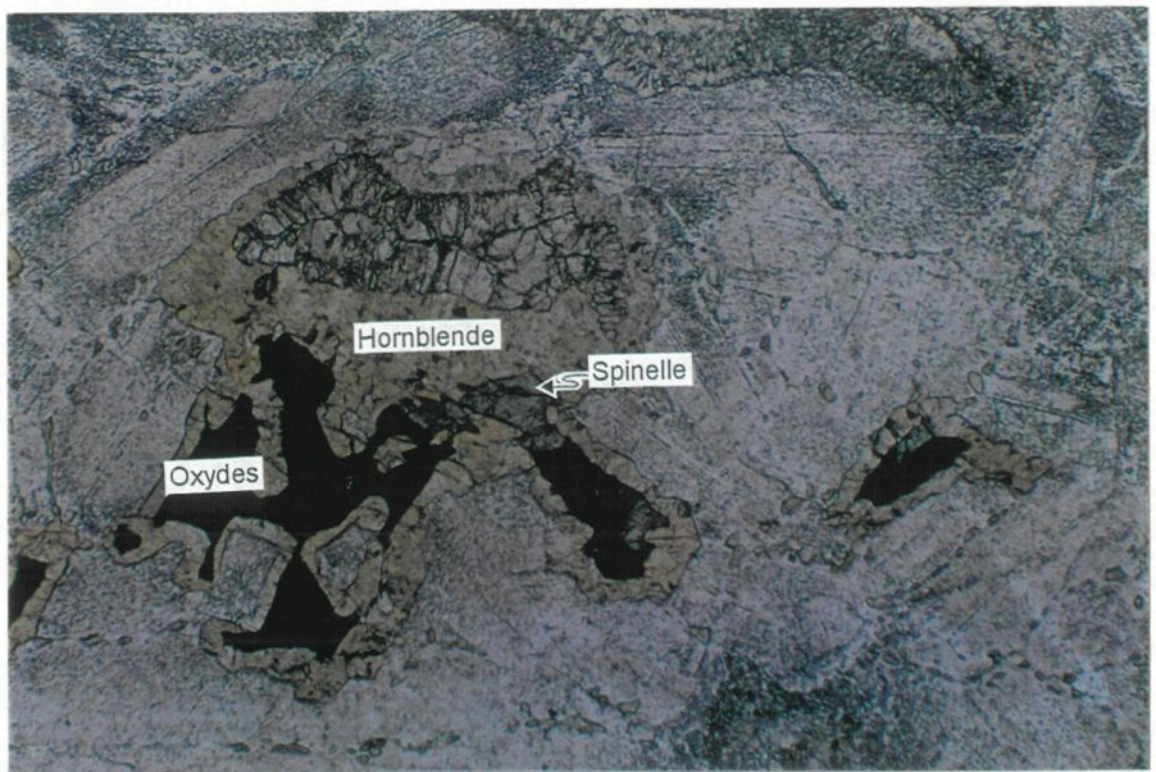
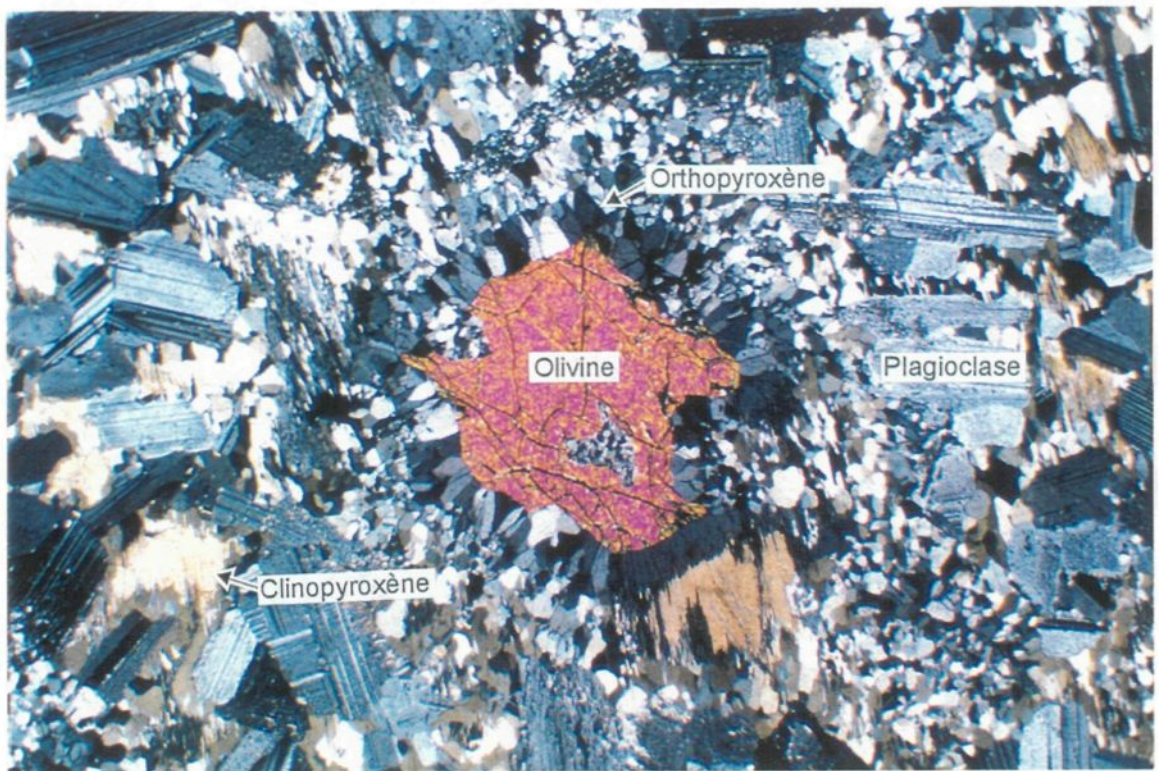


Tableau 3.5. Composition chimique des hornblendes

a) Harzburgites et dunites

	2156						2158			EDS		
							n = 5			n = 4		
SiO ₂ (%pds)	41.94	40.68	41.34	41.41	41.71	41.42	43.18	43.74	43.60	43.76	43.57	
TiO ₂	2.24	3.80	2.83	2.63	2.28	2.76	3.18	3.39	1.73	3.15	2.86	
Al ₂ O ₃	14.91	16.19	17.12	16.87	17.08	16.43	13.18	12.93	13.25	13.95	13.33	
FeO	4.53	4.73	4.66	4.45	3.95	4.46	5.45	5.18	4.99	4.61	5.06	
MgO	16.05	14.03	15.21	14.92	14.96	15.03	17.17	16.52	17.81	16.70	17.05	
MnO	0.07	0.08	0.07	0.06	0.08	0.07	0.07	0.06	0.03	<LD	0.05	
CaO	11.97	12.35	11.99	12.18	12.32	12.16	12.28	12.13	11.70	12.26	12.09	
Na ₂ O	1.79	2.23	2.10	1.72	1.77	1.92	3.25	3.38	2.75	3.31	3.17	
K ₂ O	<LD	0.74	0.76	0.82	0.74	0.77	0.65	0.47	0.51	0.56	0.55	
Cr ₂ O ₃	1.07	0.95	0.80	1.00	0.64	0.89	0.27	0.70	1.04	0.38	0.60	
NiO	0.06	0.05	0.10	0.03	0.08	0.06	0.07	0.09	0.09	NA	0.08	
total	94.64	95.81	96.98	96.10	95.61	95.83	98.73	98.59	97.50	98.68	98.38	
Si	6.13	5.93	5.93	5.99	6.04	6.01	6.14	5.94	5.96	5.91	5.99	
Ti	0.25	0.42	0.31	0.29	0.25	0.30	0.34	0.35	0.18	0.32	0.30	
Al ^{IV}	1.87	2.07	2.07	2.01	1.96	1.99	1.86	2.06	2.04	2.09	2.01	
Al ^{VI}	0.70	0.72	0.83	0.86	0.95	0.81	0.35	0.01	0.10	0.13	0.15	
Fe	0.55	0.58	0.56	0.54	0.48	0.54	0.65	0.59	0.57	0.52	0.58	
Mg	3.50	3.05	3.25	3.22	3.23	3.25	3.64	3.35	3.63	3.36	3.50	
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	
Ca	1.88	1.93	1.84	1.89	1.91	1.89	1.87	1.77	1.71	1.77	1.78	
Na	0.51	0.63	0.58	0.48	0.50	0.54	0.90	0.89	0.73	0.87	0.85	
K	0.00	0.14	0.14	0.15	0.14	0.14	0.12	0.08	0.09	0.10	0.10	
Cr	0.12	0.11	0.09	0.11	0.07	0.10	0.03	0.08	0.11	0.04	0.06	
Ni	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	
Si+Al ^{IV}	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	
Fe+Mg+Mn+Ca +Na+K+Cr +Ni+Ti+Al ^{VI}	7.53	7.59	7.63	7.55	7.54	7.57	7.91	7.12	7.14	7.12	7.32	

TiO₂-Al₂O₃-MnO-Cr₂O₃-NiO analysés par WDS sauf si mentionné EDS en haut de la colonneSiO₂-FeO-MgO-CaO-K₂O-Na₂O analysés par EDS

Limite de détection (LD) = 0,1%

Tableau 3.5. (suite) Composition chimique des hornblendes

a) Harzburgites et dunites (suite)

	2503			2504			2506			2509			
	n = 2			n = 2			n = 2			n = 3			
SiO ₂ (%pds)	42.94	42.77	42.86	41.54	42.21	41.88	41.96	43.39	42.68	40.47	41.24	43.10	41.60
TiO ₂	3.51	2.51	3.01	1.00	0.70	0.85	1.53	1.96	1.75	2.47	1.64	2.36	2.16
Al ₂ O ₃	15.58	17.06	16.32	18.78	18.83	18.81	19.02	15.89	17.46	17.33	15.10	17.41	16.61
FeO	4.39	4.29	4.34	3.73	3.95	3.84	3.85	4.09	3.97	3.96	4.40	3.95	4.10
MgO	16.05	16.46	16.26	16.74	16.03	16.39	16.71	17.64	17.18	15.66	16.75	16.30	16.24
MnO	0.08	0.08	0.08	0.06	0.06	0.06	0.09	0.10	0.10	0.09	0.11	0.10	0.10
CaO	12.37	12.63	12.50	12.04	12.83	12.44	12.02	12.18	12.10	11.93	11.40	12.92	12.08
Na ₂ O	1.87	1.92	1.90	<LD	1.56	1.56	1.83	1.96	1.90	1.69	1.84	2.18	1.90
K ₂ O	0.82	0.57	0.70	<LD	<LD	0.70	0.55	0.62	0.59	0.71	<LD	0.54	0.63
Cr ₂ O ₃	0.96	0.85	0.91	0.40	0.38	0.39	0.85	0.91	0.88	1.05	0.98	0.71	0.91
NiO	0.08	0.09	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.05	0.03	0.03	0.04
total	98.66	99.23	98.95	94.38	96.63	95.51	98.49	98.85	98.67	95.41	93.48	99.61	96.17
Si	6.05	5.98	6.02	6.00	6.00	6.00	5.88	6.08	5.98	5.88	6.10	5.99	5.99
Ti	0.37	0.26	0.32	0.11	0.07	0.09	0.16	0.21	0.18	0.27	0.18	0.25	0.23
Al ^{IV}	1.95	2.02	1.98	2.00	2.00	2.00	2.12	1.92	2.02	2.12	1.90	2.01	2.01
Al ^{VI}	0.64	0.79	0.72	1.19	1.16	1.17	1.02	0.71	0.86	0.85	0.73	0.85	0.81
Fe	0.52	0.50	0.51	0.45	0.47	0.46	0.45	0.48	0.47	0.48	0.54	0.46	0.49
Mg	3.37	3.43	3.40	3.60	3.40	3.50	3.49	3.69	3.59	3.39	3.69	3.38	3.49
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
Ca	1.87	1.89	1.88	1.86	1.95	1.91	1.80	1.83	1.82	1.86	1.81	1.93	1.86
Na	0.51	0.52	0.52	0.00	0.43	0.43	0.50	0.53	0.51	0.48	0.53	0.59	0.53
K	0.15	0.10	0.12	0.00	0.00	0.07	0.10	0.11	0.10	0.13	0.00	0.10	0.11
Cr	0.11	0.09	0.10	0.05	0.04	0.04	0.09	0.10	0.10	0.12	0.11	0.08	0.10
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Si+Al ^{IV}	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Fe+Mg+Mn+Ca +Na+K+Cr +Ni+Ti+Al ^{VI}	7.56	7.61	7.59	7.28	7.54	7.41	7.64	7.67	7.66	7.60	7.61	7.63	7.62

TiO₂-Al₂O₃-MnO-Cr₂O₃-NiO analysés par WDS sauf si mentionné EDS en haut de la colonneSiO₂-FeO-MgO-CaO-K₂O-Na₂O analysés par EDS

Limite de détection (LD) = 0,1%

Tableau 3.5. (suite) Composition chimique des hornblendes

b) Gabbonorites à olivine

	2109				2311A				2519A					
					n = 4				n = 4				n = 2	
SiO ₂ (%pds)	41.77	41.44	40.78	43.13	41.78	44.19	46.49	47.97	44.44	45.77	43.81	43.66	43.74	
TiO ₂	2.12	1.82	2.67	2.31	2.23	0.77	0.31	0.67	0.75	0.63	2.37	2.26	2.32	
Al ₂ O ₃	18.57	19.36	19.47	14.84	18.06	17.56	15.08	10.21	16.46	14.83	13.39	13.09	13.24	
FeO	6.15	6.67	6.26	6.63	6.43	7.86	7.21	4.91	6.83	6.70	6.45	6.58	6.52	
MgO	14.34	13.96	14.39	15.56	14.56	14.15	15.45	17.15	14.75	15.38	15.82	14.83	15.33	
MnO	0.07	0.03	0.12	0.05	0.07	0.07	0.08	0.09	0.10	0.09	0.11	0.08	0.10	
CaO	12.63	12.53	12.40	12.03	12.40	12.38	12.62	13.92	12.61	12.88	11.55	12.44	12.00	
Na ₂ O	1.93	2.16	1.59	2.95	2.16	1.37	<LD	<LD	<LD	1.37	2.13	1.94	2.04	
K ₂ O	0.49	0.61	0.51	0.62	0.56	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	<LD	0.04	0.02	0.03	0.36	0.60	0.56	0.39	0.01	0.22	0.12	
NiO	0.09	0.05	0.03	0.06	0.06	0.05	0.09	0.03	0.05	0.06	0.05	0.04	0.05	
total	98.18	98.63	98.22	98.21	98.31	98.43	97.70	95.56	96.55	97.06	95.68	94.95	95.32	
Si	5.93	5.88	5.79	5.89	5.87	6.24	6.55	6.88	6.34	6.50	6.36	6.39	6.38	
Ti	0.23	0.19	0.29	0.24	0.24	0.08	0.03	0.07	0.08	0.07	0.26	0.25	0.25	
Al ^{IV}	2.07	2.12	2.21	2.11	2.13	1.76	1.45	1.12	1.66	1.50	1.64	1.61	1.62	
Al ^{VI}	1.04	1.11	1.05	0.28	0.87	1.16	1.05	0.60	1.11	0.98	0.65	0.65	0.65	
Fe	0.73	0.79	0.74	0.76	0.76	0.93	0.85	0.59	0.82	0.80	0.78	0.81	0.79	
Mg	3.04	2.95	3.05	3.17	3.05	2.98	3.24	3.67	3.14	3.26	3.42	3.24	3.33	
Mn	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	
Ca	1.92	1.90	1.89	1.76	1.87	1.87	1.90	2.14	1.93	1.96	1.80	1.95	1.87	
Na	0.53	0.59	0.44	0.78	0.59	0.37	0.00	0.00	0.00	0.37	0.60	0.55	0.58	
K	0.09	0.11	0.09	0.11	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.07	0.06	0.04	0.00	0.03	0.01	
Ni	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	
Si+Al ^{IV}	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	
Fe+Mg+Mn+Ca +Na+K+Cr +Ni+Ti+Al ^{VI}	7.60	7.66	7.56	7.12	7.48	7.41	7.15	7.15	7.16	7.22	7.53	7.49	7.51	

TiO₂-Al₂O₃-MnO-Cr₂O₃-NiO analysés par WDS sauf si mentionné EDS en haut de la colonneSiO₂-FeO-MgO-CaO-K₂O-Na₂O analysés par EDS

Limite de détection (LD) = 0,1%

Tableau 3.5. Composition chimique des hornblendes

c) Gabbronorites

	2185A								2521							
	EDS								EDS							
	n = 9								n = 3							
SiO ₂ (%pds)	47.45	47.19	48.41	45.88	47.53	46.43	46.93	47.54	46.57	47.10	43.81	46.74	43.01	44.52		
TiO ₂	1.17	1.27	0.85	1.04	0.86	1.22	0.96	1.10	1.15	1.07	1.55	1.30	1.75	1.53		
Al ₂ O ₃	9.13	9.50	7.91	8.33	7.31	8.38	8.95	8.77	8.76	8.56	8.83	7.61	9.99	8.81		
FeO	16.08	16.43	16.93	17.42	18.11	16.42	16.73	16.81	16.18	16.79	17.53	15.78	17.26	16.86		
MgO	12.71	12.48	13.29	12.54	13.44	12.65	12.25	12.65	12.30	12.70	9.07	10.43	9.02	9.51		
MnO	0.25	0.24	0.25	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0.25	0.20	0.23	0.23	0.22		
CaO	10.76	10.61	9.51	9.85	8.93	10.39	10.91	10.68	10.92	10.28	12.67	14.40	12.15	13.07		
Na ₂ O	1.52	1.45	1.41	1.35	1.33	1.47	1.41	1.49	1.57	1.44	0.00	0.74	0.00	0.25		
K ₂ O	<LD	0.43	<LD	<LD	<LD	<LD	0.49	<LD	0.44	0.45	1.21	0.90	1.14	1.08		
Cr ₂ O ₃	0.03	0.04	0.07	0.18	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0.08	0.02	0.00	0.01	0.01		
NiO	<LD	<LD	<LD	NA	NA	NA	NA	NA	NA	<LD	0.00	0.03	0.04	0.02		
total	99.11	99.63	98.63	96.57	97.50	96.94	98.62	99.04	97.90	98.22	94.89	98.18	94.60	95.89		
Si	6.89	6.84	7.05	6.88	7.04	6.90	6.89	6.92	6.88	6.92	6.80	6.95	6.68	6.81		
Ti	0.13	0.14	0.09	0.12	0.10	0.14	0.11	0.12	0.13	0.12	0.18	0.15	0.20	0.18		
Al ^{IV}	1.11	1.16	0.95	1.12	0.96	1.10	1.11	1.08	1.12	1.08	1.20	1.05	1.32	1.19		
Al ^{VI}	0.45	0.46	0.41	0.35	0.31	0.37	0.43	0.42	0.40	0.40	0.41	0.29	0.50	0.40		
Fe	1.95	1.99	2.06	2.18	2.24	2.04	2.05	2.05	2.00	2.06	2.27	1.96	2.24	2.16		
Mg	2.75	2.70	2.89	2.80	2.97	2.80	2.68	2.74	2.71	2.78	2.10	2.31	2.09	2.17		
Mn	0.03	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03		
Ca	1.67	1.65	1.48	1.58	1.42	1.66	1.72	1.67	1.73	1.62	2.11	2.30	2.02	2.14		
Na	0.43	0.41	0.40	0.39	0.38	0.42	0.40	0.42	0.45	0.41	0.00	0.21	0.00	0.07		
K	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.08	0.08	0.24	0.17	0.23	0.21		
Cr	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00		
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		
Si+Al ^{IV}	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00		
Fe+Mg+Mn+Ca																
+Na+K+Cr																
+Ni+Ti+Al ^{VI}	7.42	7.45	7.37	7.45	7.42	7.44	7.48	7.42	7.50	7.44	7.34	7.42	7.32	7.36		

TiO₂-Al₂O₃-MnO-Cr₂O₃-NiO analysés par WDS sauf si mentionné EDS en haut de la colonneSiO₂-FeO-MgO-CaO-K₂O-Na₂O analysés par EDS

Limite de détection (LD) = 0,1%

Tableau 3.5. Composition chimique des hornblendes

c) Gabbonorites (suite)

	SC-1	EDS		EDS	2516		2149B		2502F					
					n = 4		n = 2		n = 2		n = 2			
SiO ₂ (%pds)	44.92	42.21	44.55	44.87	44.14	43.17	43.25	43.21	51.77	46.70	49.24	47.19	47.54	47.37
TiO ₂	2.16	1.66	1.80	1.31	1.73	1.85	2.51	2.18	0.05	1.16	0.61	1.28	1.05	1.17
Al ₂ O ₃	11.58	12.69	12.66	12.30	12.31	12.33	14.59	13.46	11.51	10.53	11.02	8.52	8.83	8.68
FeO	9.17	9.52	8.98	10.46	9.53	7.65	8.28	7.97	14.75	12.17	13.46	11.92	12.80	12.36
MgO	15.18	13.32	14.91	14.57	14.50	13.96	14.09	14.03	11.82	13.07	12.45	13.57	13.19	13.38
MnO	0.08	0.09	<LD	<LD	0.09	0.09	0.10	0.10	0.37	0.16	0.27	0.18	0.18	0.18
CaO	12.28	11.33	11.64	11.73	11.75	12.15	11.86	12.01	3.70	11.99	7.85	11.71	11.65	11.68
Na ₂ O	2.55	2.52	2.69	2.58	2.59	1.73	2.13	1.93	1.86	0.00	0.93	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.73	0.70	0.65	0.47	0.64	0.00	0.68	0.34	0.00	0.53	0.27	0.49	0.00	0.25
Cr ₂ O ₃	0.66	0.24	0.25	0.34	0.37	1.20	1.04	1.12	0.07	0.14	0.11	0.10	0.10	0.10
NiO	<LD	<LD	NA	NA	<LD	0.04	0.03	0.04	0.04	0.10	0.07	0.11	0.10	0.11
total	99.31	94.29	98.12	98.64	97.59	94.17	98.56	96.37	95.94	96.55	96.25	95.08	95.44	95.26
Si	6.42	6.36	6.42	6.46	6.42	6.43	6.20	6.31	7.44	6.84	7.14	7.01	7.03	7.02
Ti	0.23	0.19	0.19	0.14	0.19	0.21	0.27	0.24	0.01	0.13	0.07	0.14	0.12	0.13
Al ^{IV}	1.58	1.64	1.58	1.54	1.58	1.57	1.80	1.69	0.56	1.16	0.86	0.99	0.97	0.98
Al ^{VI}	0.38	0.62	0.56	0.55	0.53	0.60	0.66	0.63	1.39	0.66	1.02	0.50	0.57	0.54
Fe	1.10	1.20	1.08	1.26	1.16	0.95	0.99	0.97	1.77	1.49	1.63	1.48	1.58	1.53
Mg	3.24	2.99	3.20	3.13	3.14	3.10	3.01	3.06	2.53	2.85	2.69	3.01	2.91	2.96
Mn	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
Ca	1.88	1.83	1.80	1.81	1.83	1.94	1.82	1.88	0.57	1.88	1.23	1.86	1.85	1.86
Na	0.71	0.74	0.75	0.72	0.73	0.50	0.59	0.55	0.52	0.00	0.26	0.00	0.00	0.00
K	0.13	0.13	0.12	0.09	0.12	0.00	0.12	0.06	0.00	0.10	0.05	0.09	0.00	0.05
Cr	0.07	0.03	0.03	0.04	0.04	0.14	0.12	0.13	0.01	0.02	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	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Si+Al ^{IV}	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Fe+Mg+Mn+Ca +Na+K+Cr +Ni+Ti+Al ^{VI}	7.75	7.74	7.74	7.74	7.74	7.46	7.60	7.53	6.84	7.16	7.00	7.14	7.07	7.11

TiO₂-Al₂O₃-MnO-Cr₂O₃-NiO analysés par WDS sauf si mentionné EDS en haut de la colonneSiO₂-FeO-MgO-CaO-K₂O-Na₂O analysés par EDS

Limite de détection (LD) = 0,1%

dunites. Une fracturation importante est présente dans les olivines et les fractures les plus larges sont généralement dans le sens le plus long des cristaux. Souvent, le cristal d'olivine est complètement transformé en orthopyroxènes et hornblende (et probablement spinelle) qui forme des couronnes multiples (figure 3.11). Les analyses à la microsonde révèlent un pourcentage en forstérite de 80% pour les échantillons analysés (tableau 3.1b).

Tout comme dans les unités ultramafiques, des clinopyroxènes se retrouvent sous forme de phénocristaux poecilitiques. Les analyses à la microsonde donnent des résultats différents pour les deux échantillons analysés soit la composition de l'augite pour l'échantillon 2311A et celle du diopside pour l'échantillon 2519A (tableau 3.2b; figure 3.5b). Puisque les espaces interstitiels sont moins importants et généralement non continus, les phénocristaux peuvent être déduits par la présence de petits grains interstitiels séparés mais en continuité optique dans une proximité immédiate (figure 3.10 et gauche de 3.11). Ils ont une dimension de 1 à 2 cm, en regroupant les grains en continuité optique. Les phénocristaux remplissent les espaces entre les plagioclases mais englobent aussi les olivines à l'occasion. C'est le seul cas où l'olivine ne montre pas de couronne de réaction (pas d'orthopyroxène et de hornblende ; figure 3.10). La hornblende est toujours présente au contact entre les pyroxènes et les plagioclases.

Des orthopyroxènes forment des phénocristaux poecilitiques qui se présentent de la même façon que les clinopyroxènes. Leur composition est celle de la bronzite (tableau

3.3b; figure 3.5a). Les phénocristaux des deux pyroxènes sont en proportions semblables et constituent ensemble autour de 10% de la roche. Les orthopyroxènes sont aussi présents sous une autre forme soit celle de petits cristaux polygonaux variant de 0,05 à 0,3 mm. Ces derniers forment des couronnes autour des olivines et les remplacent souvent entièrement (figure 3.9 et 3.11). Ils sont disposés de façon radiale. Ces couronnes sont elles mêmes couronnées de hornblende. La composition des orthopyroxènes est celle de la bronzite pour les couronnes et les phénocristaux poecilitiques (tableau 3.3b et figure 3.5b). La seule différence entre les deux semble être une teneur un peu plus élevée en Cr_2O_3 dans les phénocristaux poecilitiques. Cette différence pourrait caractériser une composition plutôt primaire que métamorphique dans le cas des couronnes.

La hornblende constitue de 5 à 15% de la roche. Elle couronne à peu près tous les autres minéraux soit le pyroxène, la chromite, les oxydes et la biotite. Elle forme aussi des amas de petits grains dans l'espace intercumulat. L'étude systématique des différents échantillons de gabbronorite à olivine révèle que l'importance des couronnes de hornblende est inversement proportionnelle à la quantité d'olivine dans l'échantillon. Il est difficile de savoir si les couronnes en périphérie des orthopyroxènes sont constituées de hornblende pure ou d'une simplectite hornblende-spinelle. Dans certaines lames minces, la hornblende est parfaitement limpide mais dans d'autres un peu moins. Cette perturbation pourrait résulter de la présence de petites exsolutions de spinelle. Les analyses à la microsonde

donnent des compositions de hornblende assez homogènes à l'intérieur d'un même échantillon (tableau 3.5b).

Moins de 1% de petits grains de chromite (0,05mm) sont présents, le plus souvent à l'intérieur des plagioclases. Ils sont craquelés et présentent systématiquement une couronne de hornblende.

Des traces de biotite sont parfois visibles dans l'espace intercumulat. De rares cristaux de 0,5 mm ont été observés en association avec les oxydes. Plus fréquemment, elle forme de petits amas de cristaux de 0,3 mm avec la hornblende.

Les oxydes (probablement magnétite et ilménite) sont toujours interstitiels et xénomorphes. Leur taille varie de 0,05 à 1 mm et comme la chromite, ils sont toujours couronnés de hornblende.

Quelques grains de spinelles verts ont été observés. Ce sont des petits grains interstitiels de moins de 0,3mm qui semble toujours être accompagnés par la hornblende et les oxydes (figure 3.12). Une analyse à la microsonde d'une précision plutôt qualitative révèle une composition intermédiaire entre hercynite et spinelle appelée ceylonite. Mall et Shama (1988) ont fait des observations similaires dans des métagabbros d'âge protérozoïque dans l'Est de l'Inde. Ils ont noté que lorsque le remplacement de l'olivine

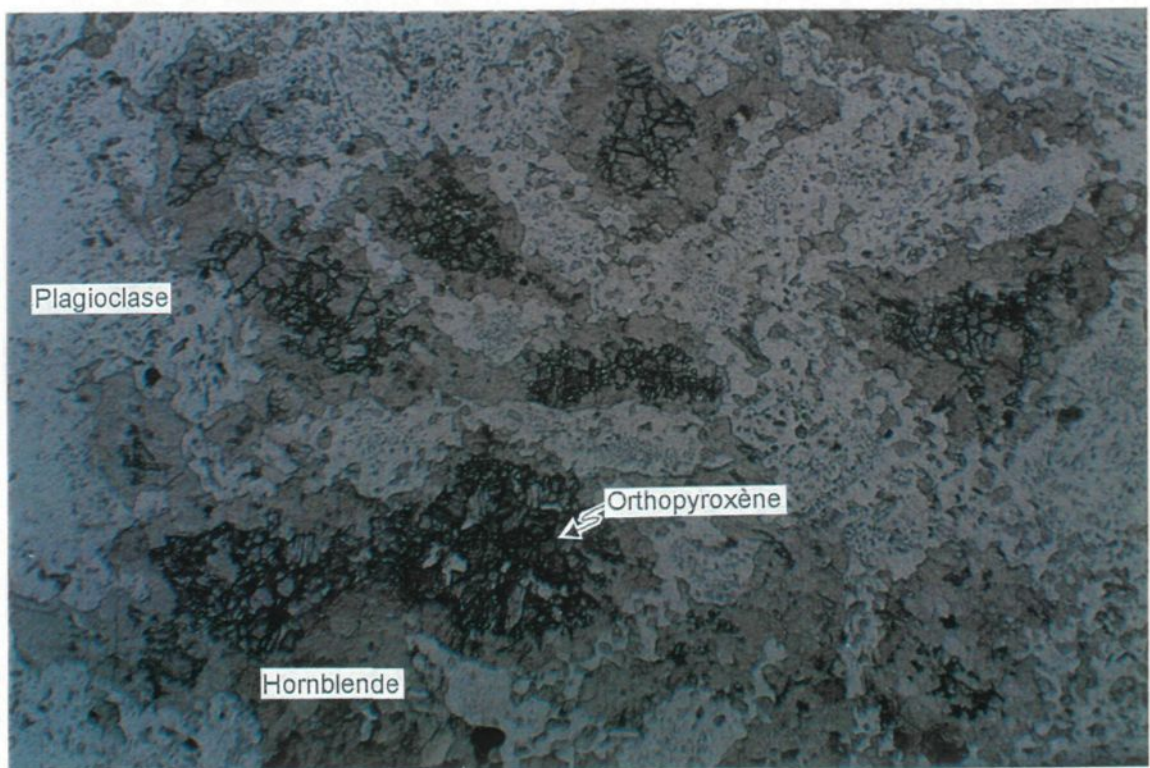
par l'orthopyroxène est total, des petits cristaux de spinelles et/ou d'ilménite se retrouvent souvent au cœur du pyroxène.

Certains échantillons ne contiennent pas d'olivine modale mais une certaine proportion d'olivine normative. Ce sont probablement des échantillons dans lesquels la transformation de l'olivine est totale. L'apparence de la surface altérée et de la cassure fraîche est exactement la même à l'exception de l'absence de la teinte légèrement violacée des plagioclases sur la surface altérée. La hornblende verte couronne des amas d'orthopyroxène brun doré autour de 1mm et le reste de la roche est constitué de plagioclase.

En lame-mince, cette unité est probablement un cumulat d'olivine, laquelle est maintenant complètement transformée en orthopyroxène (figure 3.13). La hornblende couronne les amas de pyroxènes. Les autres phases interstitielles sont les vestiges d'orthopyroxène poecilitique, la biotite, les oxydes et les sulfures.

Les plagioclases sont tabulaires mais les bordures sont très irrégulières. Ils varient entre 0,5mm et 2mm et sont peu à moyennement séricitisés. Ils constituent autour de 50% de la roche.

Figure 3.13. Photomicrographie en lumière naturelle d'un gabbro norite montrant la texture relique des cumulats d'olivine. Éch. 2520A, largeur de 4,9 mm.



De petits amas de cristaux de 0,02 à 0,05mm d'orthopyroxènes sont présents et rappellent les cumulats d'olivine dans les gabbronorites à olivine (texture relique). Ces amas sont toujours entourés de hornblende et ne sont ainsi jamais en contact direct avec les plagioclases. Les orthopyroxènes se retrouvent aussi sous forme de cristaux poecilitiques englobant les plagioclases et les amas de petits orthopyroxènes. Ces cristaux sont souvent discontinus car les espaces intercumulats ne sont pas toujours reliés mais la continuité optique définit bien le cristal unique qui varie entre 2mm et 5mm de largeur. Des cristaux semblables de clinopyroxène sont présents mais en très faible proportion. La hornblende s'interpose aussi entre ces pyroxènes et les plagioclases.

La hornblende, qui représente autour de 40% de la roche totale, couronne les pyroxènes, les oxydes et les sulfures et constitue la majeure partie du matériel intercumulat sous forme de petits cristaux polygonaux de 0,05 à 0,2mm.

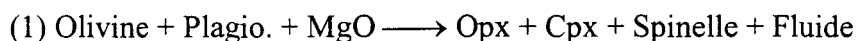
Les biotites ont entre 0,2 et 0,5 mm de largeur et forment moins de 1% de la roche. Elles ne montrent pas de relations particulières avec les autres minéraux sauf qu'elles semblent toujours liées aux hornblendes interstitielles. Les oxydes et les sulfures constituent moins de 1% de la roche et sont interstitiels entre les cumulats de plagioclases desquels ils sont toujours séparés par la hornblende.

En résumé pour les gabbronorites à olivine, les phases cumulat sont le plagioclase, l'olivine et la chromite. L'orthopyroxène et le clinopyroxène forment tous deux des

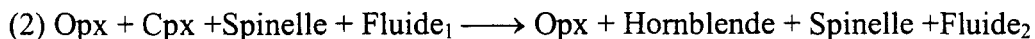
phénocristaux poecilitiques qui englobent les phases cumulus. Les autres minéraux observés sont la biotite, les oxydes et la ceylonite. La texture coronitique est bien définie par l'orthopyroxène et la hornblende en réaction entre l'olivine et le plagioclase et le remplacement de l'olivine est localement total.

Des textures coronitiques comme celles rencontrées dans les gabbronorite à olivine ont été souvent décrites pour différents types de gabbro à olivine à travers le monde (NE Écosse: Mongkoltip et Ashworth 1983; Norvège: Barnes 1986; Province de Grenville de l'Ouest du Labrador: Rivers 1986; Est de l'Inde: Mall et Sharma 1988 et autres régions).

Pour le système olivine-plagioclase, Mall et Sharma (1988) proposent une réaction en deux étapes soit:



où Fluide = SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , CaO , MnO et Na_2O



où $\text{Fluide}_1 = \text{SiO}_2$, Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , H_2O ;

$\text{Fluide}_2 = \text{FeO}$, MgO

Aucune trace de clinopyroxène n'a été observée ou analysée dans les couronnes. Ceci porte à croire soit que la réaction de formation des couronnes ne s'est produite qu'en

une seule étape directe ou encore que la réaction (1) était terminée lorsque le système a été fixé. Contrairement à ce qui a été observé dans les harzburgites et les dunites, il semble que la réaction de formation des couronnes se soit produite de la bordure de l'olivine vers l'intérieur de celle-ci et ce, jusqu'à sa transformation complète. Cette interprétation est basée sur l'observation que dans le cas des harzburgites et des dunites, les olivines sont encore très polygonales et les couronnes s'y superposent. Dans les gabbro-norites à olivine, les quelques cumulats d'olivine restant sont plutôt de formes amiboïdales et les interstices sont comblés par les cristaux de bronzite.

Pour la formation des couronnes de hornblende autour des oxydes, Mall et Sharma (1988) donne la réaction suivante:



où $\text{Fluide}_1 = \text{FeO}, \text{MgO}, \text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O}, \text{H}_2\text{O};$

$\text{Fluide}_2 = \text{TiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{CaO}$

Enfin, pour la réaction entre les pyroxènes et les plagioclases qui produit la hornblende, de trop grandes quantités et variétés d'éléments sont impliquées et la solution n'est pas unique.

Dans toutes ces réactions, Mall et Sharma (1988) proposent que plusieurs cations sont transférés ou échangés par une phase fluide entre les minéraux primaire, et les

minéraux coronitiques sur de courtes distances sans changer la chimie de la roche totale. Ceci implique que les transformations minéralogiques observées pourraient être isochimiques à l'échelle de la roche totale. L'homogénéité dans la composition des minéraux analysés (opx poecilitique et coronitique, hornblende, plagioclase) à la microsonde suggère un équilibre ou un rééquilibre du système.

Mongkoltip et Ashworth (1983) et Mall et Sharma (1988) ont démontré que les réactions de formation des couronnes autour des olivines ne provoquent pas de changement de volume de la roche (au moins pour des réactions produisant une quantité suffisante de hornblende). Les deux derniers s'entendent aussi sur l'immobilité de Si et Al pendant ce type de réaction. En considérant ces trois facteurs et avec les analyses à la microsonde, des calculs peuvent être effectués pour déterminer la stœchiométrie de la réaction Olivine + Plagio. \longrightarrow Opx + Hornblende. Les calculs ont été effectués pour l'échantillon 2311A (figure 3.11) pour lequel des analyses des quatre minéraux avaient été faites. Les densités (d) utilisées sont $d_{ol}=3,4$; $d_{pl}= 2,7$; $d_{opx}= 3,4$ et $d_{hb}= 3,0$ (Klein et Hulburt 1985) pour les calculs de volumes proportionnels. Ainsi, les conditions suivantes sont posées:

a) Si (réactifs) \longrightarrow Si (produits) = constante

b) Al (réactifs) \longrightarrow Al (produits) = constante

c) Volume (réactifs) \longrightarrow Volume (produits) = constante

et

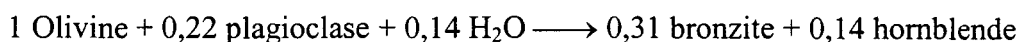
Olivine: $(\text{Mg,Fe})_2 \text{SiO}_4$

Plagioclase: $(\text{Ca, Na}) (\text{Si,Al})_4 \text{O}_8$

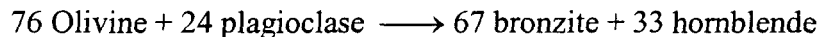
Bronzite: $(\text{Fe,Mg,Al,Ca,Cr}) (\text{Si,Al}) \text{O}_3$

Hornblende: $(\text{Fe,Mg,Al,Ti,Ca,Na,Cr})_8 (\text{Si,Al})_8 \text{O}_{22} (\text{OH})_2$

En résolvant le système à 3 équations - 3 inconnus si olivine = 1 et H_2O est déterminé par le surplus de H, la stœchiométrie obtenue est la suivante:



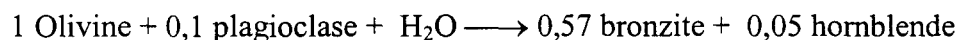
Cette réaction nécessite un apport de Ca (0,12 moles) et génère un surplus de Mg (0,64 moles) et de Fe (0,17 moles). La réaction suppose la mobilité et la disponibilité de l'oxygène. En terme de volume, la réaction peut s'écrire ainsi:



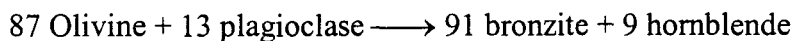
De façon grossière, ces proportions sont assez concordantes avec les observations pétrographiques dans ces unités. Si les spinelles sont présents dans la réaction, leur composition est ici incluse dans celle de la hornblende. Comme les suppositions de départ ont été vérifiées, au moins une conclusion importante peut être tirée à savoir que les réactions sont relativement isochimiques. Par conséquent, il est possible de supposer que le métamorphisme a pu ne pas trop perturber la composition ignée de la roche.

Tel que mentionné dans la section précédente, les couronnes de réaction entre les différents minéraux sont aussi observables dans les harzburgites et les dunites. Les réactions sont moins bien développées, peut être à cause de la moins grande disponibilité de plagioclase mais elles y sont tout de même présentes, surtout dans les échantillons les moins riches en olivine (et donc plus riches en plagioclase). La hornblende est beaucoup plus limpide, ce qui ne laisse pas trop de doute sur l'absence des spinelles dans les couronnes.

Le calcul de la stœchiométrie de la réaction peut être modélisé de la même façon que pour les gabbro norites à olivine. Les résultats obtenus pour l'échantillon 2158 (harzburgite) sont les suivants:



Cette réaction génère un surplus de Mg (0,63 moles) et de Fe (0,08 moles) ainsi que de légers manques de Ca (0,04 moles) et de Na (0,02 moles). Bien sûr, cette réaction suppose aussi la mobilité et la disponibilité de l'oxygène. En terme de volume, la réaction s'écrit comme suit:



Pour les harzburgites, la réaction obtenue semble assez concordante avec les observations. Elle suppose une production de près de 10 fois plus de bronzite que de hornblende ce qui est assez près de ce qui a été observé dans les lames-minces puisque la hornblende est présente mais en quantité beaucoup plus faible.

Les calculs effectués ci haut pour les gabbroonorites à olivine et les harzburgites sont très approximatifs étant donné que les conditions posées au départ sont très restrictives. Aussi, les valeurs de densité sont des moyennes pour le minéral et les masses moléculaires ont été calculées en ignorant certains éléments qui sont en très faibles quantités. Malgré tout, les résultats concordent grossièrement avec les observations pétrographiques. Ceci permet de tirer des conclusions intéressantes par rapport aux conditions de réactions soit l'immobilité de Si et Al ainsi que la conservation du volume.

3.4. Les gabbroonorites

Les gabbroonorites ne se retrouvent qu'en bordure du complexe et sont hôtes des deux indices minéralisés Gagnon et Dumont, lesquels sont situés respectivement sur les bordures est et ouest du complexe. Malgré leur composition chimique et leur minéralogie souvent semblables, ces roches montrent des textures très différentes et ce, particulièrement dans le cas des deux indices.

La transition entre les gabbronorites à olivine et les gabbronorites est plus graduelle que celle entre les harzburgites et dunités et les gabbronorites à olivine. Les échantillons ont été nommés gabbronorites à partir du moment où l'olivine n'est plus observée et ne représente plus un pourcentage normatif important ($<10\%$). Ce changement pourrait être dû à un processus primaire de différenciation ou encore à l'apport de matériel contaminant par l'encaissant.

Tous les gabbronorites se composent de plagioclase, de hornblende, d'orthopyroxène et de clinopyroxène comme phases majeures. Les échantillons peuvent aussi contenir de la biotite, de la magnétite ainsi que des quantités variables de sulfures (pyrrhotite, chalcopyrite et pentlandite).

Les gabbronorites échantillonnées seront décrits selon 3 catégories texturalement très distinctes: 1) les gabbronorites peu ou non minéralisés sur les bordures est et ouest du bloc nord; 2) les gabbronorites de l'indice minéralisé Dumont dans le bloc nord; 3) les gabbronorites de l'indice minéralisé Gagnon dans le bloc sud.

3.4.1. Les gabbronorites non minéralisés

Ces gabbronorites ont une granulométrie très variable, soit un peu moins de 1 mm à 2 cm. Un litage primaire relié à ce changement de granulométrie et à des variations de proportions minérales a été observé dans de très rares secteurs à une échelle centimétrique

(figure 3.14). Dans les secteurs non lités, les unités à granulométrie très grossière (pegmatitiques; figure 3.15) semblent former des poches d'ordre décimétrique ou encore sont injectées dans les unités à granulométrie plus fines de gabbronorites ou même de gabbronorites à olivine. Dans tous les cas, aucune déformation structurale n'a été observée.

La composition chimique de toutes ces lithologies est assez homogène mais celles-ci se présentent sous des formes et textures distinctes. Deux groupes ont été constitués et seront décrits séparément étant donné les divergences importantes surtout du point de vue de la texture mais aussi de la minéralogie. Ces groupes sont: a) Les gabbronorites à texture granoblastique et b) les cumulats de plagioclase pegmatitiques.

a) Gabbronorites à texture granoblastique

Sur les échantillons mégascopiques de ces gabbronorites, seuls la hornblende verte et le plagioclase sont observables. La granulométrie varie de fine à moyenne (un peu moins de 1 mm à 2 mm). Le pourcentage de minéraux ferromagnésiens se situe le plus souvent autour de 50% mais peut parfois diminuer à moins de 10% de la roche totale.

En lame mince, la texture ignée est difficile à observer car la hornblende et une importante partie des plagioclases sont recristallisés, formant une texture granoblastique (figure 3.16).

Figure 3.14. Gabbronorite montrant un litage primaire. Éch. 2523.

Figure 3.15. Gabbronorite pegmatitique. Éch. 2520B.

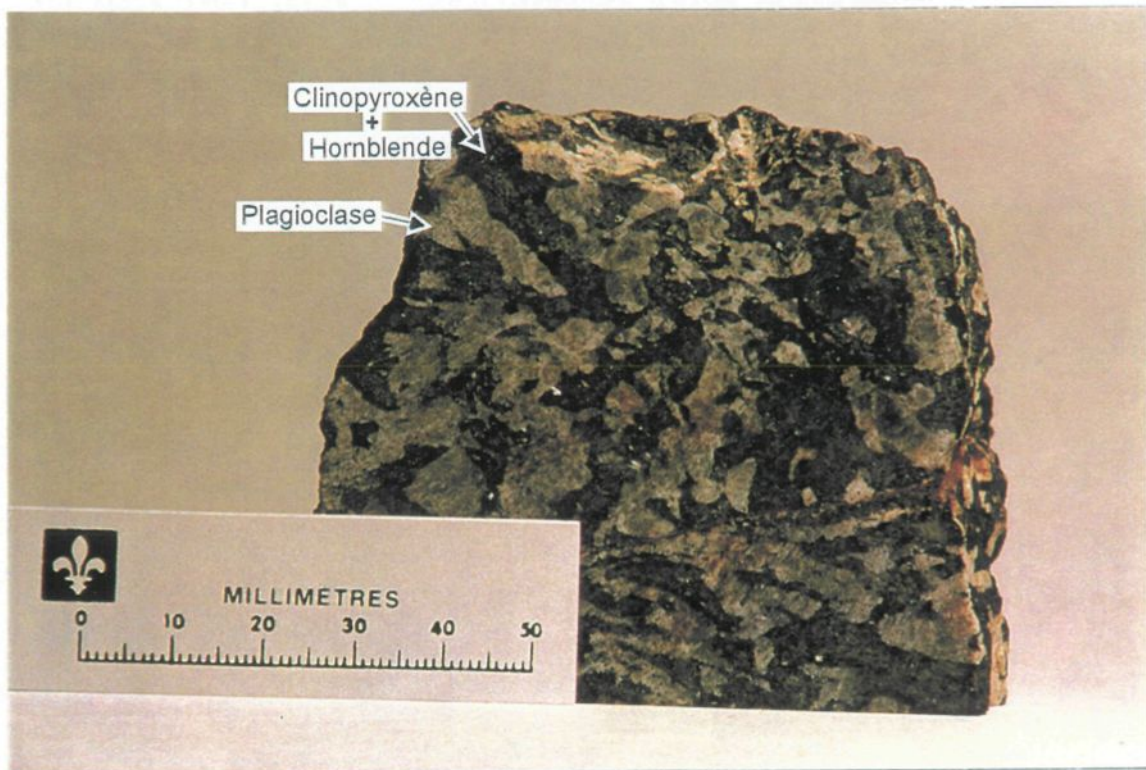
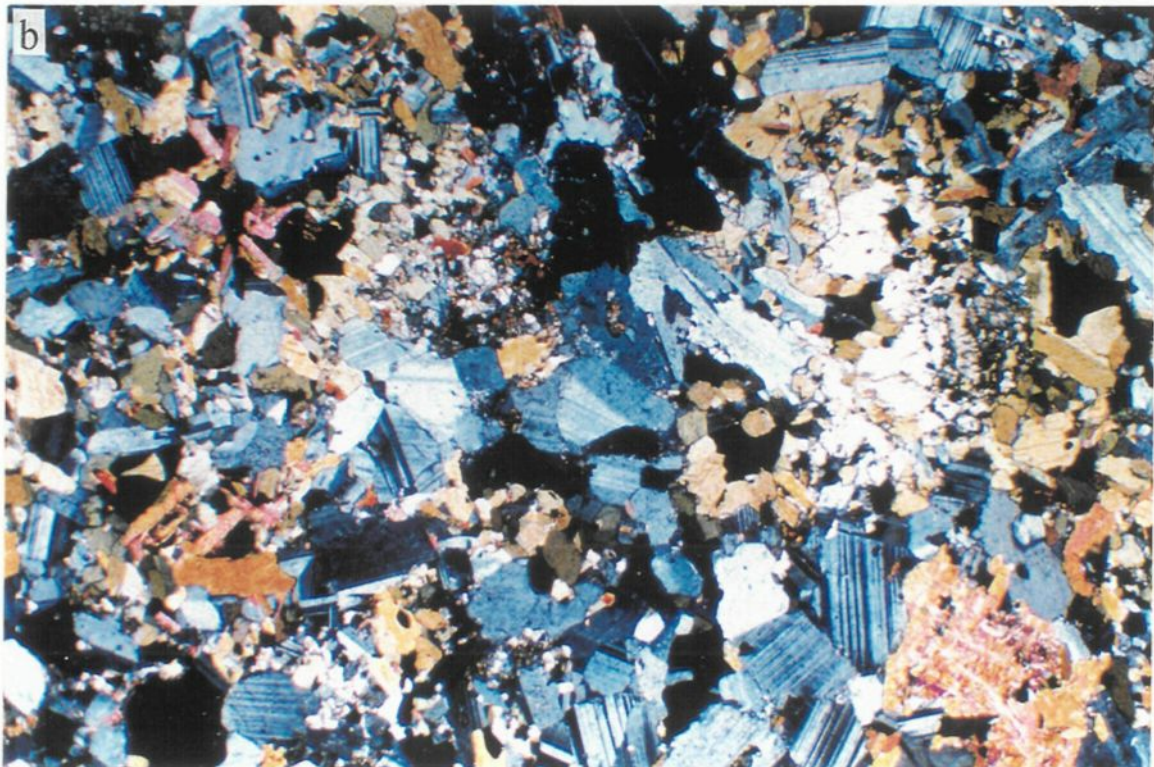
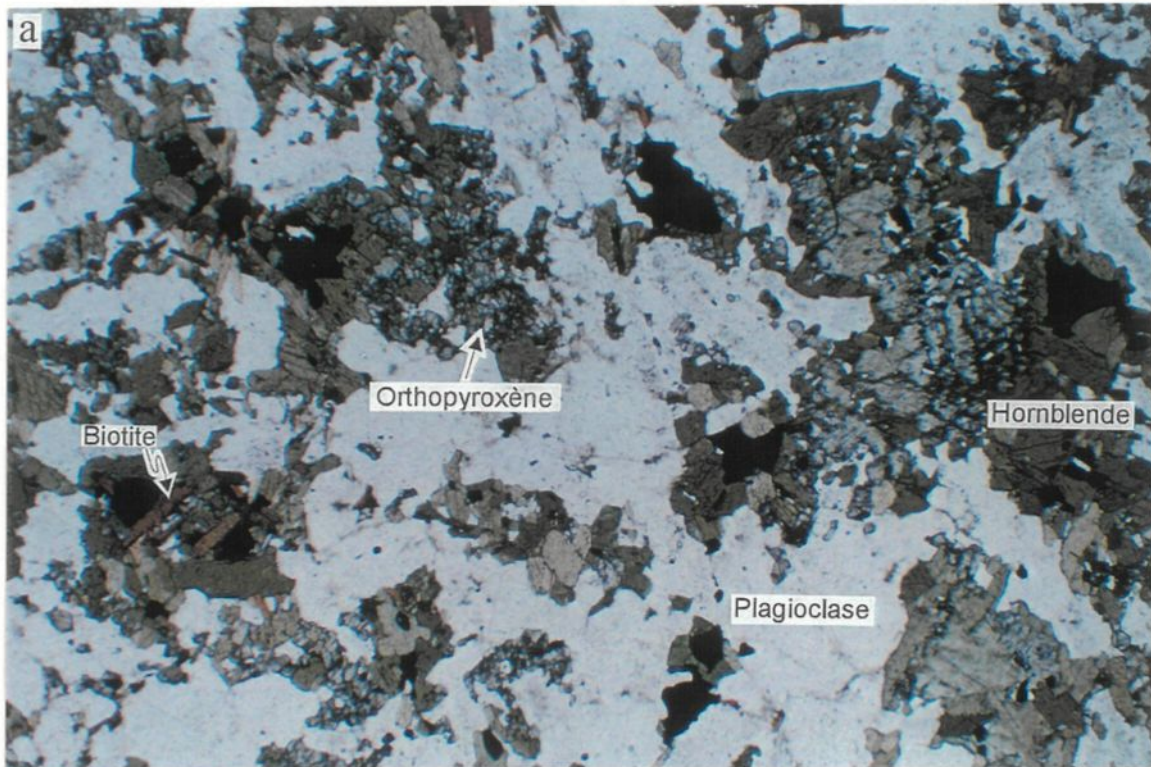


Figure 3.16. Photomicrographie a) en lumière naturelle et b) en lumière polarisée d'un gabbro-norite à texture granoblastique. Éch. 2521, largeur de 4,9 mm.



Des reliques d'orthopyroxènes et de clinopyroxènes plutôt massifs (distincts des amas de petits cristaux dans les gabbronorites à olivine) sont présentes à l'intérieur de la hornblende. Leur proportion par rapport à la hornblende varie de traces à près de la moitié du contenu en hornblende. Les analyses à la microsonde réalisés sur un échantillon fournissent la composition de la salite pour le clinopyroxène (tableau 3.2c; figure 3.5a). Les analyses sur un autre échantillon révèlent une composition d'hyperstène pour les orthopyroxènes (tableau 3.3c; figure 3.5b). Aucune continuité optique entre les pyroxènes laissant supposer d'anciens cristaux poecilites n'est vraiment évidente dans ces gabbronorites.

Les plagioclases varient de tabulaires avec bordures irrégulières à polygonaux. Dans ce dernier cas, les cristaux forment des points triples (figure 3.16b). Ils ont de 0,2 mm à 1,5 mm environ et sont limpides et très peu séricitisés. Les analyses à la microsonde révèlent une composition moyenne de An_{51} (tableau 3.4c).

La hornblende forme des couronnes autour des vestiges de pyroxènes interstitiels et les remplace presque entièrement parfois. Dans ces cas, les cristaux sont plus polygonaux et montrent des points triples. Ici, comme dans les autres unités décrites précédemment, la hornblende entoure les petits grains d'oxydes et les sulfures. Cependant, des contacts entre les oxydes et les plagioclases sont présents, à la différence des autres unités.

Moins de 1% de biotite peut se retrouver en association avec la hornblende en petits cristaux autour de 0,2 mm. La biotite n'est pas présente dans tous les échantillons étudiés.

La magnétite forme jusqu'à 2-3% de la roche et semble avoir cristallisé autour des plagioclases ou se retrouve à l'intérieur des hornblendes. Elle forme des cristaux xénomorphes de 0,2 mm à 1 mm.

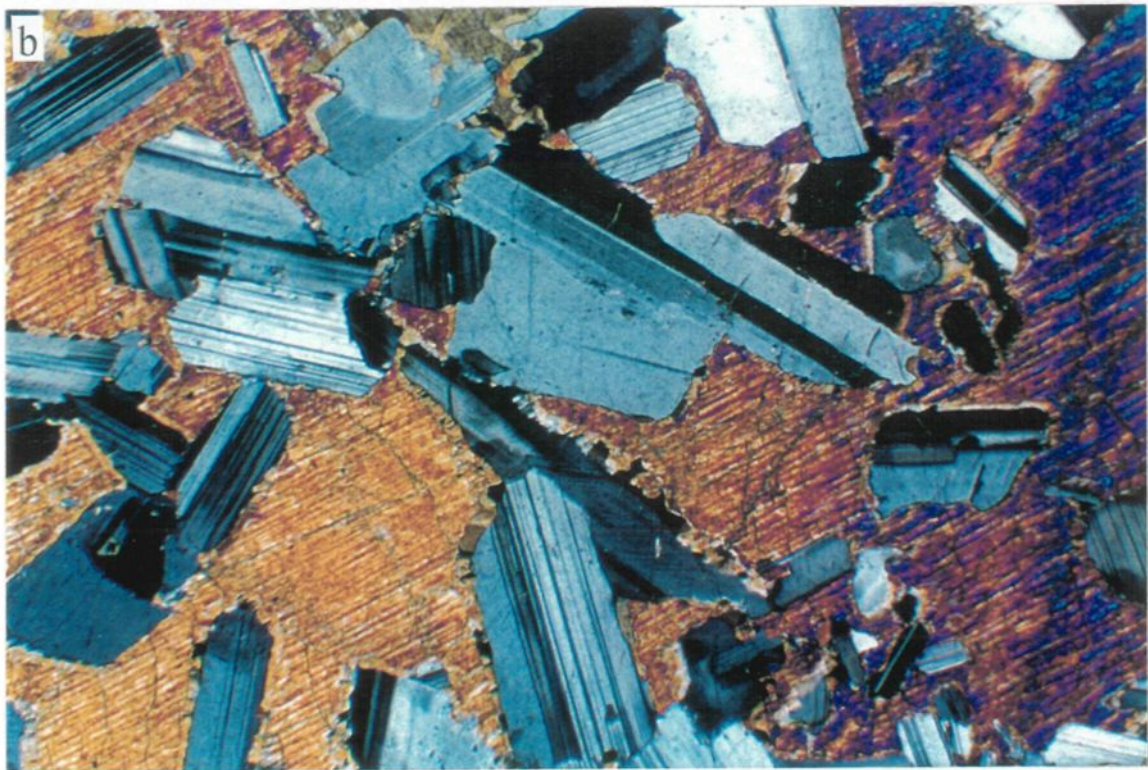
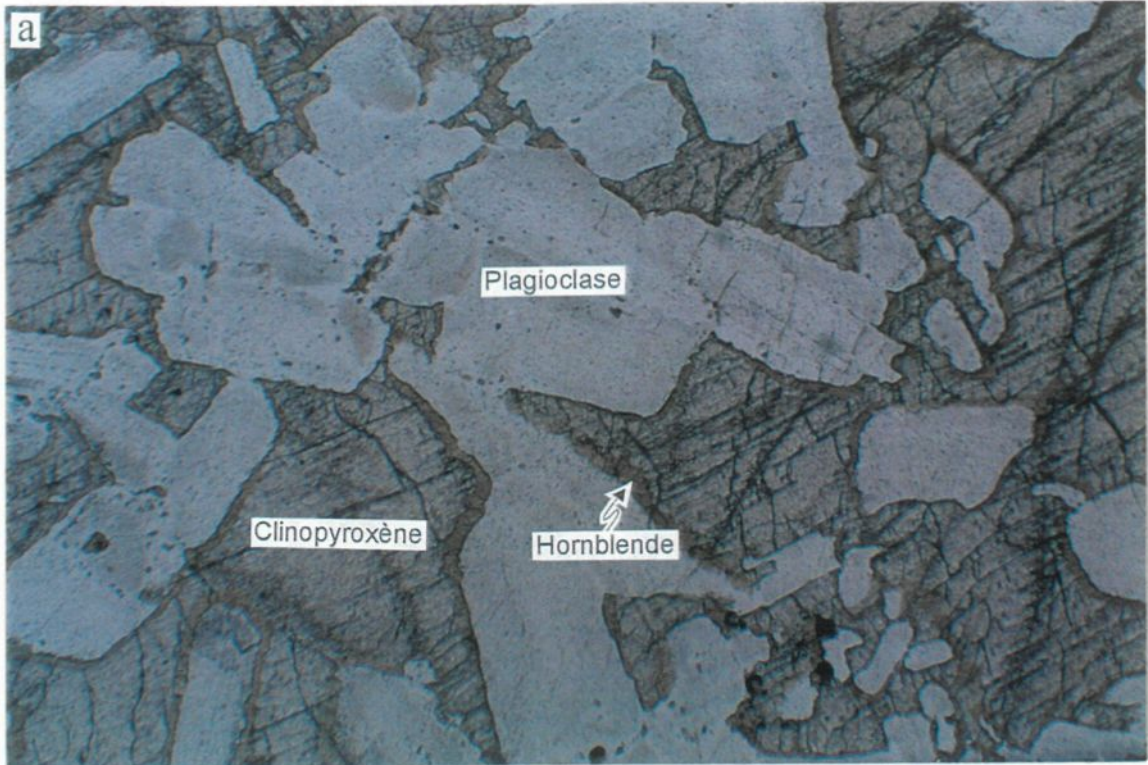
Les sulfures (chalcopyrite et pyrrhotite), dans des pourcentages allant jusqu'à 1%, forment des petits grains de moins de 0,1 mm. Ils sont souvent associés avec la magnétite ou avec de la hornblende mais ne se retrouvent jamais dans les plagioclases.

b) Gabbronorites pegmatitiques

Les gabbonorites à grains très grossiers montrent des lattes de plagioclase et des pyroxènes couronnés de hornblende de dimensions pouvant atteindre 2 cm. Les plagioclases forment environ 50% de la roche par rapport aux ferromagnésiens. La texture visible sur les échantillons est poecilitique (figure 3.17). La chalcopyrite et la magnétite sont visibles à l'œil dans certains échantillons mais ne constituent pas plus de 1% de la roche totale respectivement.

En lame mince, le degré de recristallisation diffère selon les échantillons. Les échantillons les plus recristallisés ne contiennent à peu près plus de pyroxènes, les plagioclases sont plus petits et les grains de hornblende plus polygonaux. À ce stade, ils

Figure 3.17. Photomicrographie a) en lumière naturelle et b) en lumière polarisée d'un gabbronorite pegmatitique. Éch. 2519B, largeur de 4,9 mm.



contiennent aussi du quartz. Dans les échantillons les moins recristallisés, les plagioclases peuvent atteindre autour de 5 mm et les pyroxènes 1,5 cm.

Les plagioclases sont plutôt peu séricitisés en général et représentent probablement une phase cumulat. Ils sont majoritairement de forme assez tabulaire avec des bordures ondulées figure (3.17).

Les gros pyroxènes semblent tous être monocliniques. Ils sont couronnés par des petits grains de hornblende (0,2 à 0,5 mm). La hornblende est aussi développée à l'intérieur des clinopyroxènes et elle se propage à partir de fractures.

Des petits cristaux de quartz autour de 0,3 mm sont présents dans les échantillons qui ne contiennent presque plus de pyroxènes. Ils se retrouvent principalement dans la hornblende mais aussi dans les plagioclases sous forme de microveinules discontinues. Ce quartz pourrait résulter du métamorphisme.

Ainsi, les gabbonorites non-minéralisés se distinguent en deux catégories qui pourraient être interprétées comme suit: a) un premier groupe montrant une composition plus évoluée du magma que les gabbonorites à olivine où l'olivine ne cristallise plus et le plagioclase est la seule phase cumulat et b) un deuxième groupe encore plus évolué de cumulat de plagioclase mais à texture pegmatitique (dernière phase de la suite).

3.4.2. Les gabbronorites de l'indice minéralisé Dumont

Situées dans le bloc nord, les roches de cet indice sont hôte de la minéralisation en sulfures la plus importante de l'intrusion. Comme mentionné dans la section précédente, cet indice présente un contact interprété comme étant intrusif dans les paragneiss migmatitiques. La roche hôte est un gabbronorite massif c'est-à-dire qu'il ne montre aucune foliation primaire ou structurale. La granulométrie moyenne se situe autour de 0,5 mm. La surface d'altération est brun foncé très rouillé et la cassure fraîche plutôt gris foncé (figure 3.18). Les minéraux visibles à l'œil sont les pyroxènes, les plagioclases ainsi que les sulfures. Les sulfures forment des globules de moins de 2 mm à plus de 2 cm et se retrouvent aussi en petits grains disséminés dans la roche. Les sulfures identifiables sont la pyrrhotite qui forme la majeure partie des globules et la chalcoppyrite qui se retrouve souvent en périphérie mais aussi à l'intérieur. La pentlandite peut aussi être devinée dans les plus gros globules. Les globules ne se répartissent pas uniformément dans la roche formant de 1 à 10% maximum selon les secteurs observé.

L'étude microscopique montre une composition d'environ 40% de plagioclase, 30% de pyroxènes, 25% de hornblende, 3% de chromite, 2% de chlorite et de moins de 1% de biotite et d'oxydes en excluant les sulfures qui sont en quantités variables (figure 3.19). La texture générale rappelle celle des gabbronorites avec textures reliques d'olivine sauf pour leur contenu beaucoup plus élevé en chromite. Des textures d'instabilité ont été observées, particulièrement à proximité des sulfures (figure 3.20).

Figure 3.18. Gabbronorite avec globules de sulfures provenant du site de l'indice minéralisé Dumont. Éch. 2516.

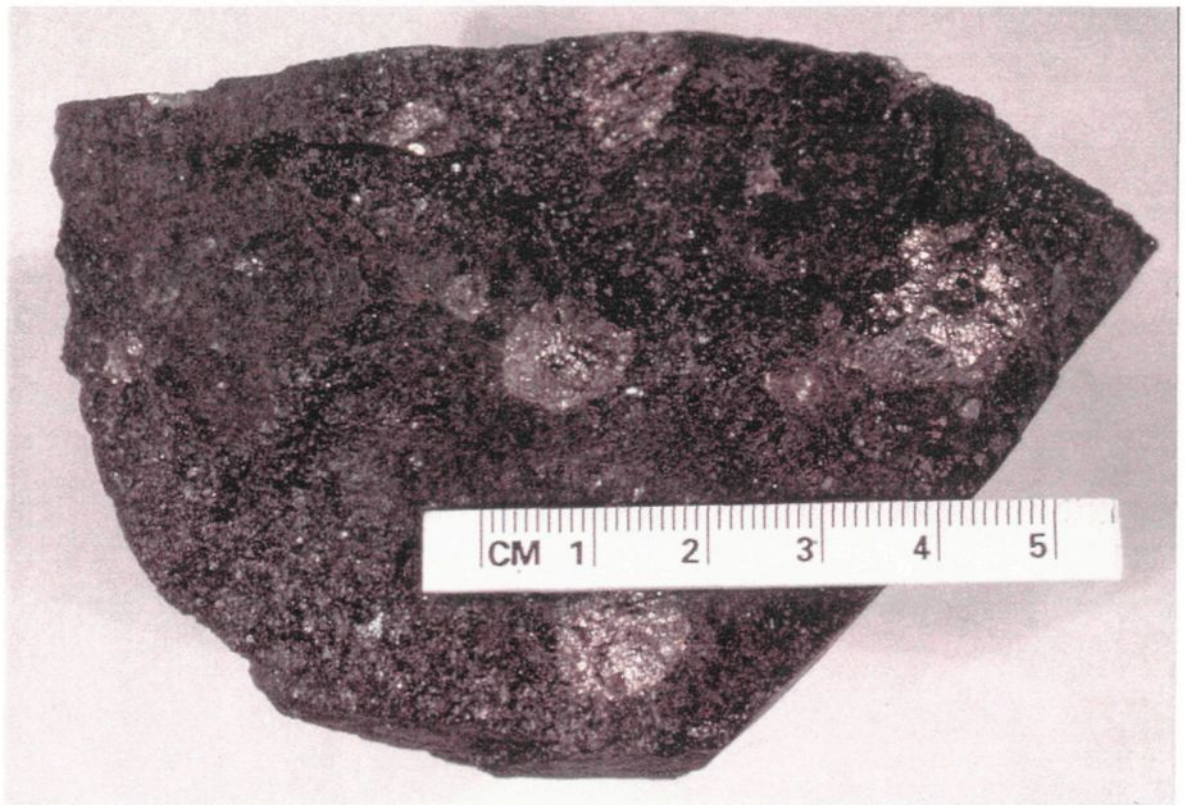
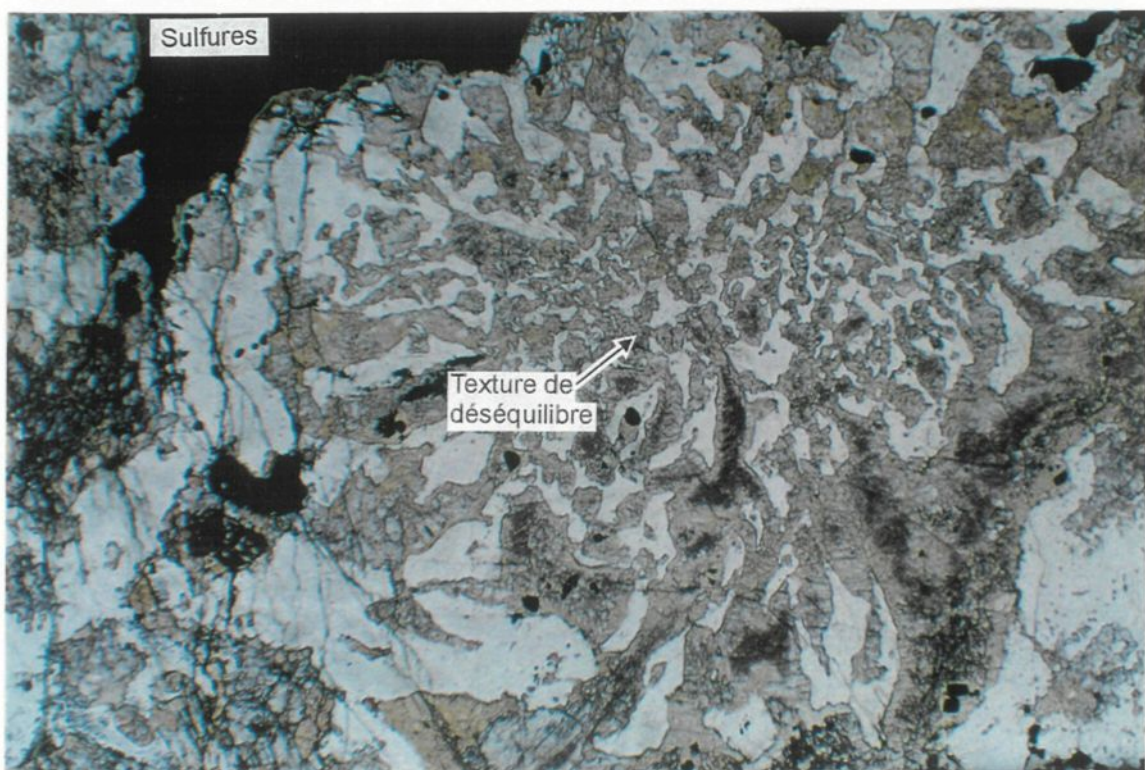
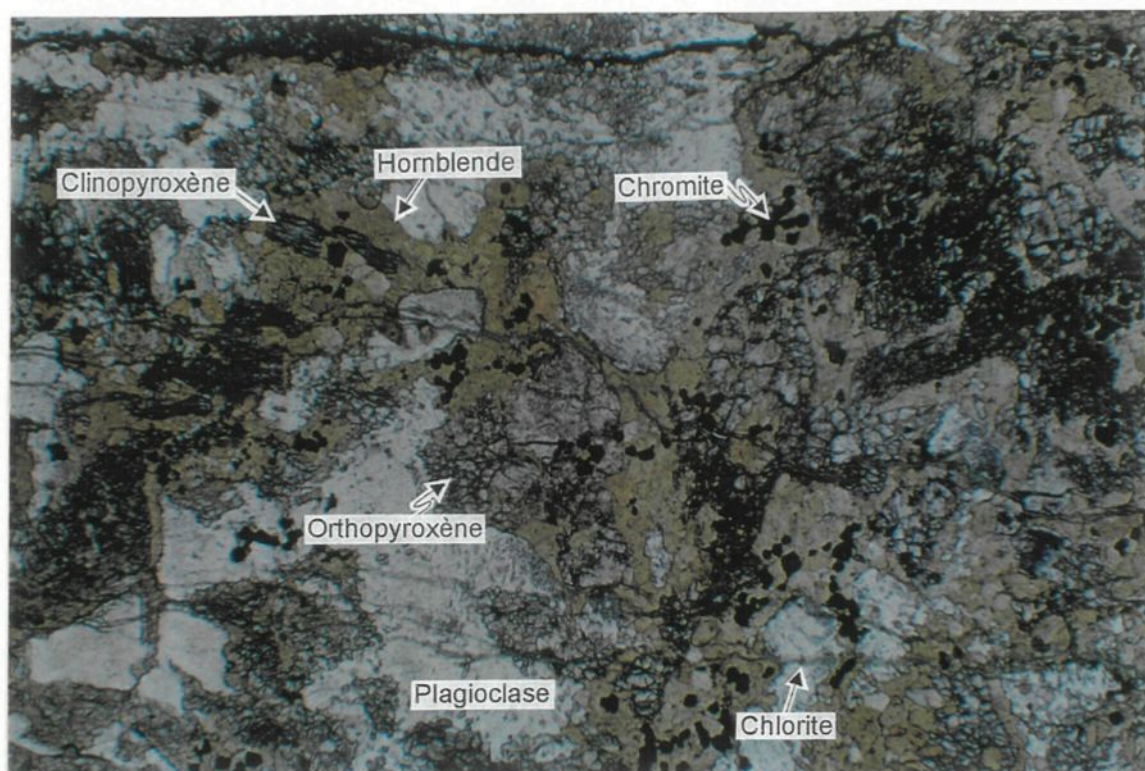


Figure 3.19. Photomicrographie en lumière naturelle montrant la texture et la minéralogie du gabbronorite hôte des sulfures au site de l'indice minéralisé Dumont. Éch. SC-1, largeur de 4,9 mm.

Figure 3.20. Photomicrographie en lumière naturelle montrant la texture graphique (instabilité) en bordure d'un globule de sulfures dans un gabbronorite de l'indice minéralisé Dumont. Éch. SC-1, largeur de 4,9 mm.



Les plagioclases sont présents sous deux formes soit polygonaux, autour de 0,1 mm de diamètre ou encore tabulaires, près de 1mm de longueur. Les plus gros sont assez séricitisés et leurs bordures sont très irrégulières. La composition moyenne est An_{60} (tableau 3.5c).

Les clinopyroxènes se présentent sous forme de vestiges de gros cristaux d'environ 1 mm. Ils sont toujours couronnés par la hornblende et sont souvent partiellement remplacés par la chlorite à partir des fractures ou les plans de clivages. Les analyses à la microsonde révèlent majoritairement la composition du diopside. Cependant, l'analyse d'un coeur résiduel donne plutôt la composition de l'augite (tableau 3.2c; figure 3.5).

Des cristaux d'orthopyroxènes montrant exactement les mêmes caractéristiques que les clinopyroxènes décrits ci haut sont aussi présents. Leur composition n'est pas très uniforme et varie de bronzite à hyperstène ($\#Fe = 24$ à 33 ; tableau 3.3c; figure 3.5). Les orthopyroxènes se retrouvent aussi en petits cristaux polygonaux de 0,1 mm environ. Ces derniers sont limpides, à l'opposé des reliques. Ils sont souvent en petits amas et entourés de hornblende mais peuvent aussi être en contact direct avec le plagioclase. Les analyses telles qu'effectuées ne montrent pas de distinctions chimiques entre les pyroxène primaires et ceux qui semblent recristallisés.

La hornblende se présente généralement sous forme de petits grains polygonaux de 0,1 mm mais forme aussi des plus gros grains de près de 1 mm englobant les autres minéraux. Elle couronne ainsi systématiquement les pyroxènes, la chromite et les oxydes.

Les grains de chromites de 0,01 à 0,1 mm sont polygonaux et souvent très fracturés comme dans les autres lithologies. Les grains ne se répartissent pas uniformément dans la roche mais ils forment des petits amas, toujours couronnés de hornblende.

Quelques grains de biotite sont présents sous forme de petits cristaux tabulaires de 0,5 mm en moyenne. Ils sont généralement associés à la hornblende mais sont parfois aussi au contact des pyroxènes. La biotite n'est qu'une phase mineure de la roche.

La chlorite se retrouve en très faible quantité un peu partout dans la roche mais de est beaucoup plus abondante autour des globules et veinules de sulfures. Elle constitue aussi un remplacement partiel ou total de certains vestiges de gros pyroxènes.

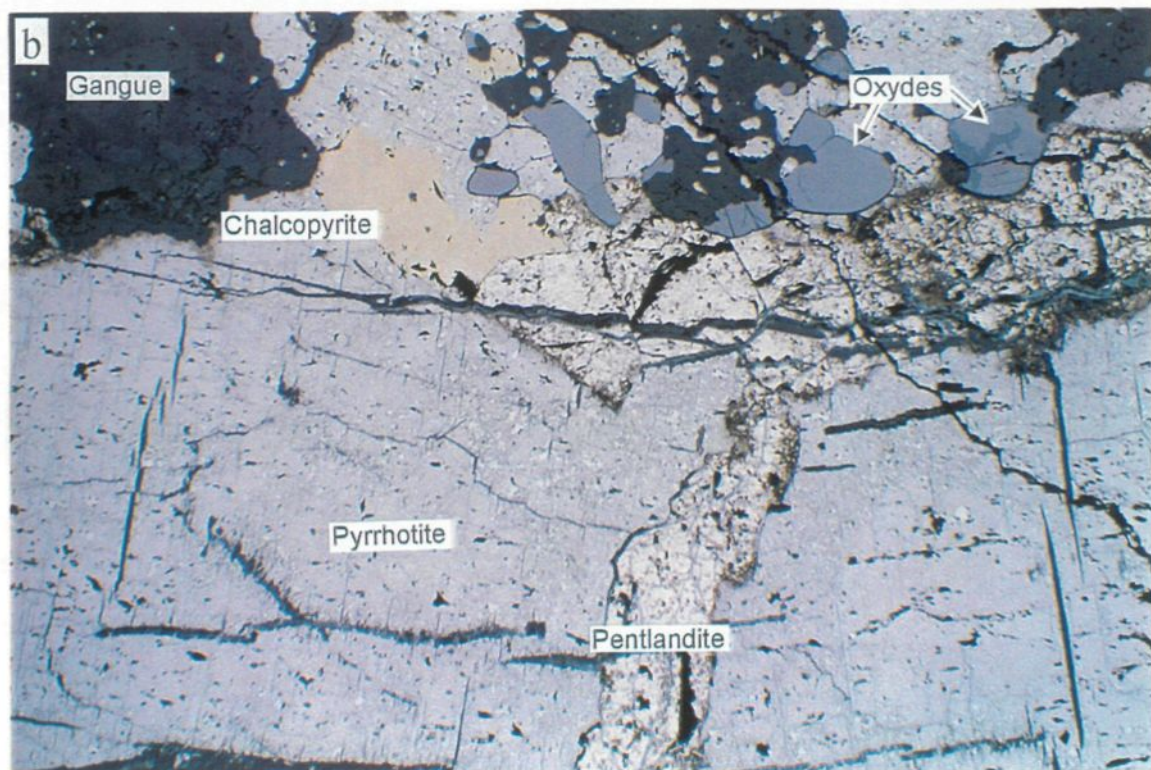
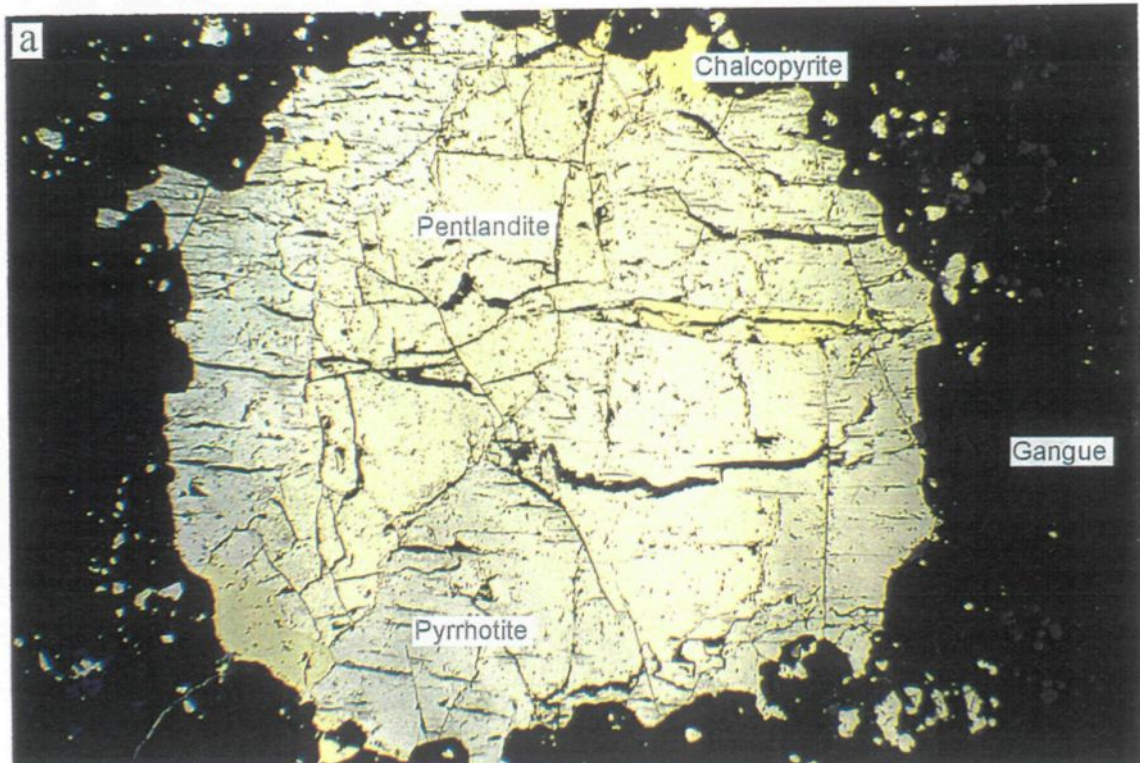
Les oxydes se situent majoritairement autour des globules de sulfures mais sont aussi présents sous forme de petits grains xénomorphes d'environ 0,2 mm. Dans ce cas, ils sont ou non associés avec des petits grains de pyrrhotite et sont toujours entourés de hornblende.

Tel que mentionné plus haut, les sulfures sont présents à des pourcentages variables. Les phases identifiées sont la pyrrhotite, la chalcopryrite et la pentlandite (figures 3.21a et b). Les trois minéraux se retrouvent dans les globules ainsi que dans des petits grains disséminés.

Les globules de sulfures sont parfois complètement arrondis (figure 3.21), souvent plutôt ovales avec un aplatissement orienté dans la même direction pour un même échantillon. Ils sont formés majoritairement de pyrrhotite. La chalcopryrite est principalement mais non exclusivement localisée en périphérie des globules en petits grains de 0,5 à 1 mm. La pentlandite se retrouve à l'intérieur même de la pyrrhotite sous forme d'exsolutions lamellaires. Ces exsolutions sont de dimensions variables. Des veinules de pentlandite traversent localement les globules et forment même des embranchements. Il semble que la pentlandite se propage à partir des exsolutions vers les veinules.

En résumé, l'indice Dumont est un gabbronorite non folié à hornblende, chlorite et chromite. La texture rappelle celle des gabbronorites du groupe a de la section 3.4.1 mais la minéralogie est différente. Ces gabbronorites sont hôtes de globules de sulfures de Fe, Ni et Cu soient pyrrhotite, pentlandite et chalcopryrite.

Figure 3.21. Photomicrographie en lumière réfléchie d'un globule de sulfures montrant la minéralogie soit la pyrrhotite, la pentlandite et la chalcopryrite. La pentlandite se retrouve en exsolution dans la pyrrhotite et est aussi remobilisée dans des petits canaux. La chalcopryrite est souvent mais non exclusivement en bordure des globules. a) éch. 2516 et b) éch. SC-1, largeur de 4,9 mm.



3.4.3. Les gabbronorites de l'indice minéralisé Gagnon

Tout comme pour l'indice Dumont, l'indice minéralisé Gagnon est lui aussi localisé près du contact avec des paragneiss migmatitiques. Cependant, ce contact se situe le long d'une faille, ce qui le distingue de l'autre indice. Les études effectuées ne permettent pas de distinguer clairement s'il s'agit de déformation synchrone ou postérieure à l'intrusion.

Les gabbronorites de cet indice varient au niveau de l'intensité de la déformation qui les affecte. Les échantillons étudiés montrent des textures cataclastiques qui varient de protomylonitique à fortement mylonitique.

Quel que soit leur degré de déformation, les échantillons mégascopiques montrent une surface d'altération brun foncé rouillée et une cassure fraîche gris moyen à clair. La granulométrie varie de fine (0,5 mm) à aphanitique. Dans les échantillons les plus massifs, les silicates bien visibles sont le plagioclase et la hornblende mais la biotite se devine sur certains échantillons. Les sulfures, soit la pyrrhotite et la chalcopryrite représentent de 2% à moins de 5% de la roche. Ils sont disséminés ou remplissent des fractures parallèles ou obliques à la foliation (figure 3.22).

L'étude microscopique d'un éventail d'échantillons montre bien l'évolution de la même roche à partir d'une texture granoblastique massive jusqu'à mylonitique avancée

Figure 3.22. Gabbronorite avec sulfures disséminés provenant de l'indice minéralisé Gagnon. Éch. 2502G.

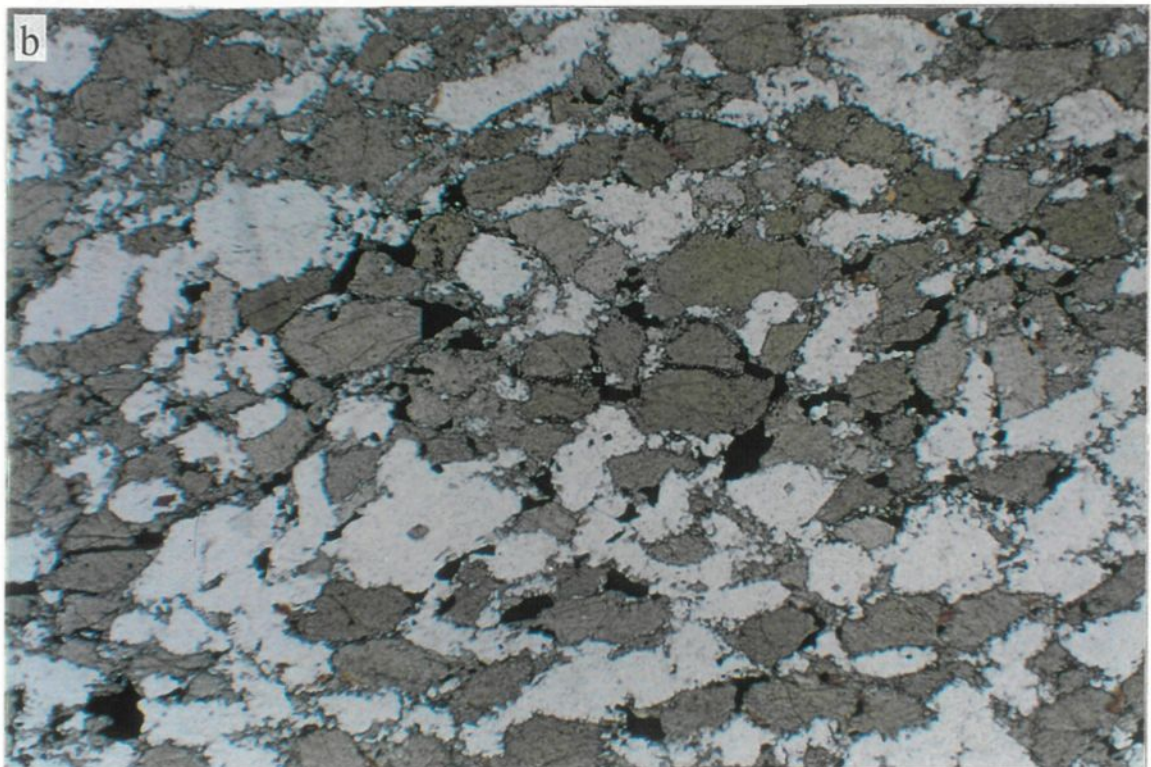
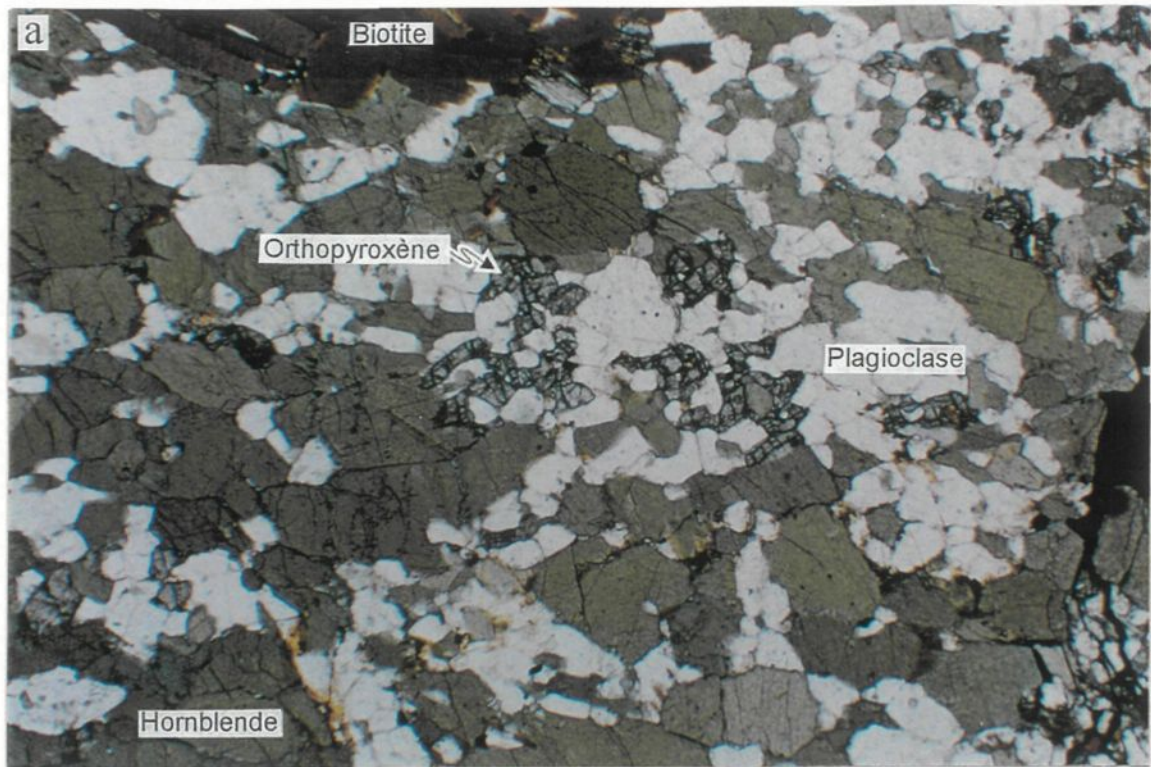


(figure 3.23a-b-c-d). Ils se composent de hornblende, plagioclase, pyroxène, biotite et sulfures (pyrrhotite, chalcopyrite et pentlandite).

La quantité de hornblende se situe autour de 50% mais est un peu moins importante dans les échantillons les plus déformés, au profit de la biotite. À l'intérieur même des échantillons massifs, la taille des hornblendes varie de 0,1 mm à 1 mm. Elle est polygonale et les contacts avec les plagioclases sont plus ou moins "grugés" selon le degré de déformation (figure 3.23a-b). Dans les cas extrêmes, les hornblendes sont complètement arrondies à ovales avec l'allongement dans le sens de la déformation. À ce stade les porphyroclastes ont une taille moyenne de 0,5 mm et les petits grains dans la matrice sont autour de 0,02 mm de taille (figure 3.23c-d).

Les plagioclases constituent autour de 40% de la roche totale et forment des cristaux polygonaux à plutôt arrondis. Ils sont de dimensions relativement homogènes dans les échantillons massifs soit autour de 0,5 mm. Les échantillons les plus mylonitiques présentent encore de rares porphyroclastes de plagioclase mais la plus importante proportion se retrouve dans la matrice sous forme de petits grains de même taille que les hornblendes soit autour de 0,02 mm. Même dans les échantillons les moins déformés, les plagioclases présentent souvent une extinction roulante et deux systèmes de macles perpendiculaires qui pourrait être indicateurs de la déformation (figure 3.24).

Figure 3.23. Photomicrographies en lumière naturelle montrant l'évolution de la déformation (texture protocataclastique à fortement cataclastique) dans les gabbroonorites du site de l'indice minéralisé Gagnon: a) éch. 2502G, b) éch. 2502F, c) éch. 2502J et d) éch. 2149C, largeur de 4,9 mm.



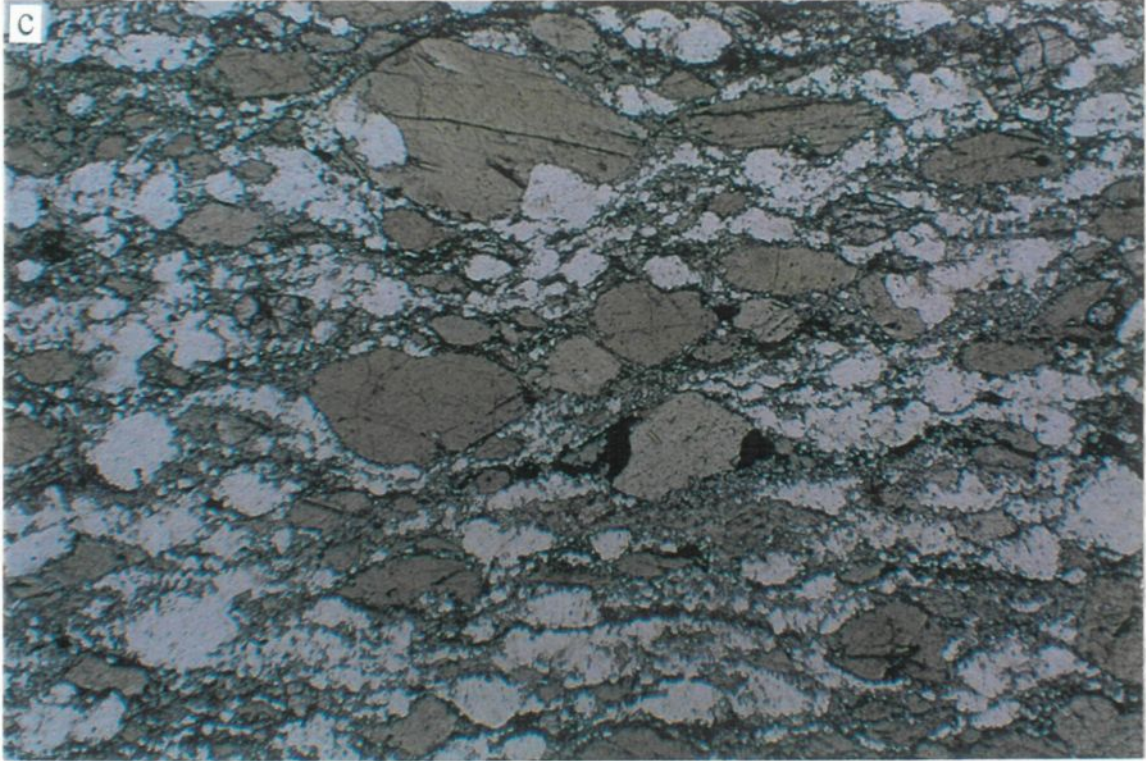
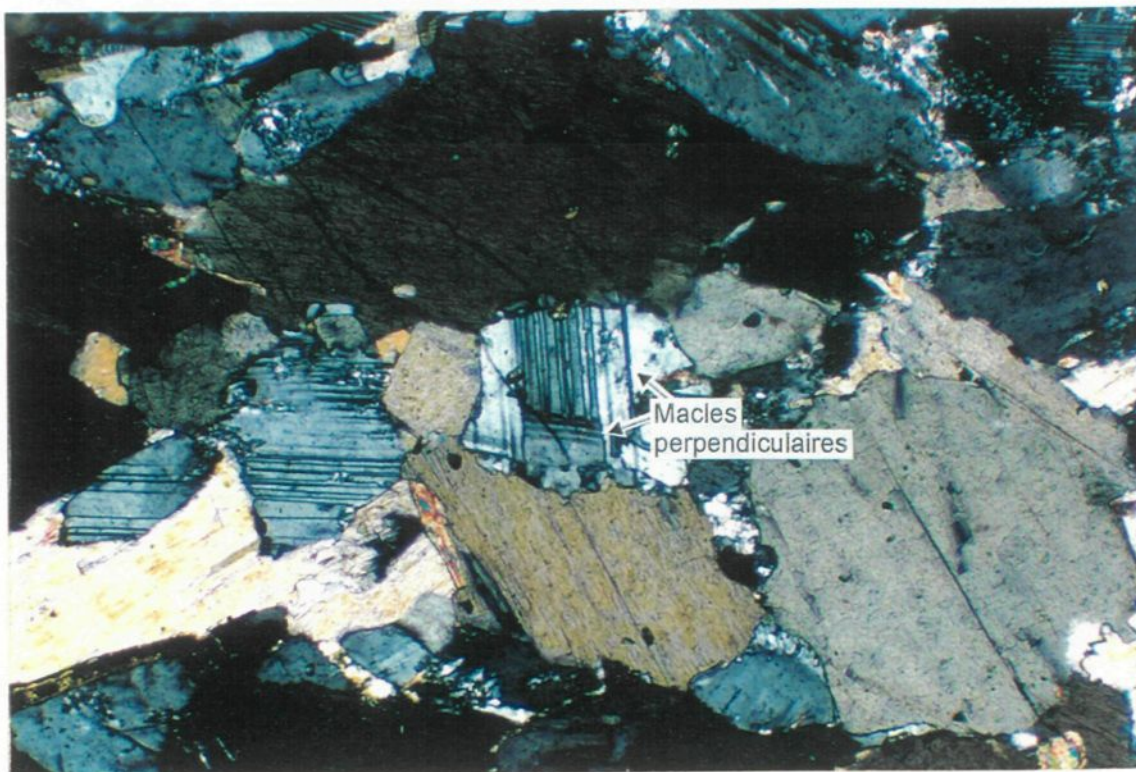


Figure 3.24. Photomicrographie en lumière polarisée d'un cristal de plagioclase avec deux systèmes de macles perpendiculaires, indicateurs de déformations dans le gabbronorite.
Éch. 2502G, largeur de 1,2 mm.



Macles
perpendiculaires

La plupart des échantillons contiennent des pyroxènes mais dans des proportions inférieures à 5%. De façon générale, ils forment des cristaux autour de 0,5 mm de largeur, souvent à l'intérieur de la hornblende mais aussi en contact avec les plagioclases. Ils peuvent aussi former des phénocristaux poecilites avec comme inclusion principale les plagioclases mais aussi la hornblende et la biotite. Ces cristaux s'étendent sur environ 1 à 2 mm de façon discontinue mais les différentes fractions montrent entre elles une continuité optique. Les pyroxènes analysés à la microsonde sur deux échantillons ont une composition homogène d'hyperstène (tableau 3.3c; figure 3.5a).

Des clinopyroxènes ont aussi été observés sur certaines lames minces. Ils sont en proportion moins importante que les orthopyroxènes mais se présentent de la même façon soit en cristaux isolés ou en phénocristaux poecilites discontinus. Il ne semble pas y avoir de différences entre orthopyroxènes et clinopyroxènes en ce qui concerne leur relation avec les autres minéraux.

La biotite est présente à des pourcentages différents mais plus ou moins indépendants du taux de déformation. Sauf pour un échantillon hautement mylonitique, le contenu en biotite varie de traces à 5%. Elle forme de petites paillettes de toutes tailles jusqu'à 1,5 mm environ. La biotite n'est pas répartie uniformément dans la roche mais se concentre souvent dans des plans de foliation. Elle se retrouve parfois en petits grains en périphérie des hornblendes ou encore en plus grosses paillettes avec la hornblende, les plagioclases ou même les pyroxènes. Dans les échantillons hautement mylonitiques, la

biotite constitue environ 20% de la roche sous forme de petits cristaux de 0,05 mm dans la matrice avec la hornblende et les plagioclases (figure 3.4d).

Des rubans polycristallins de quartz sont présents dans les échantillons les plus fortement mylonitisés (figure 3.25). Ils ont entre 1 et 3 mm de longueur et de 0,05 à 0,1 mm de largeur. Les petits grains de quartz qui les composent sont xénomorphes et ne montrent pas de direction optique préférentielle. Cette caractéristique démontre une recristallisation en milieu statique (Bard, 1980).

L'ilménite constitue environ 2% de la roche et se retrouve sous forme de cristaux xénomorphes interstitiels de 0,05 à 0,5 mm environ. Elle est disséminée et peut être associée avec les sulfures mais pas de façon systématique. Dans les échantillons plus déformés, l'ilménite se concentre de chaque côté des porphyroclastes et forme des ombres de pression qui indiquent bien leur mouvement de rotation (figure 3.23c).

Les sulfures observés dans ces unités sont la pyrrhotite, la chalcopyrite et la pentlandite (figure 3.26). Quelques traces de cuprite sont aussi présentes. La cuprite se concentre à proximité des fractures, dans de petites veinules ou est disséminée dans la roche. Comme l'ilménite, les sulfures sont clairement interstitiels et dans les échantillons plus déformés, ils forment des ombres de pression autour des porphyroclastes. La pentlandite forme généralement des lamelles d'exsolution dans la pyrrhotite mais il arrive

Figure 3.25. Photomicrographie a) en lumière naturelle et b) en lumière polarisée d'un ruban de quartz dans un gabbronorite. Éch. 2149C, largeur de 4,9 mm.

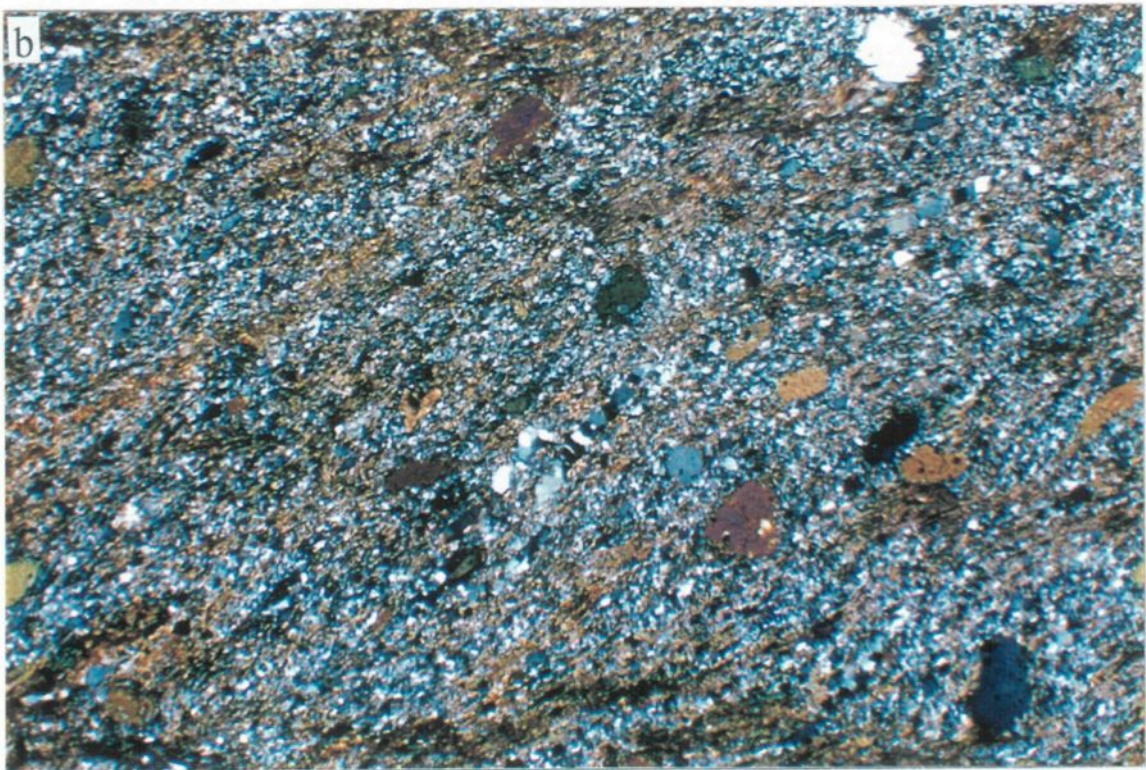
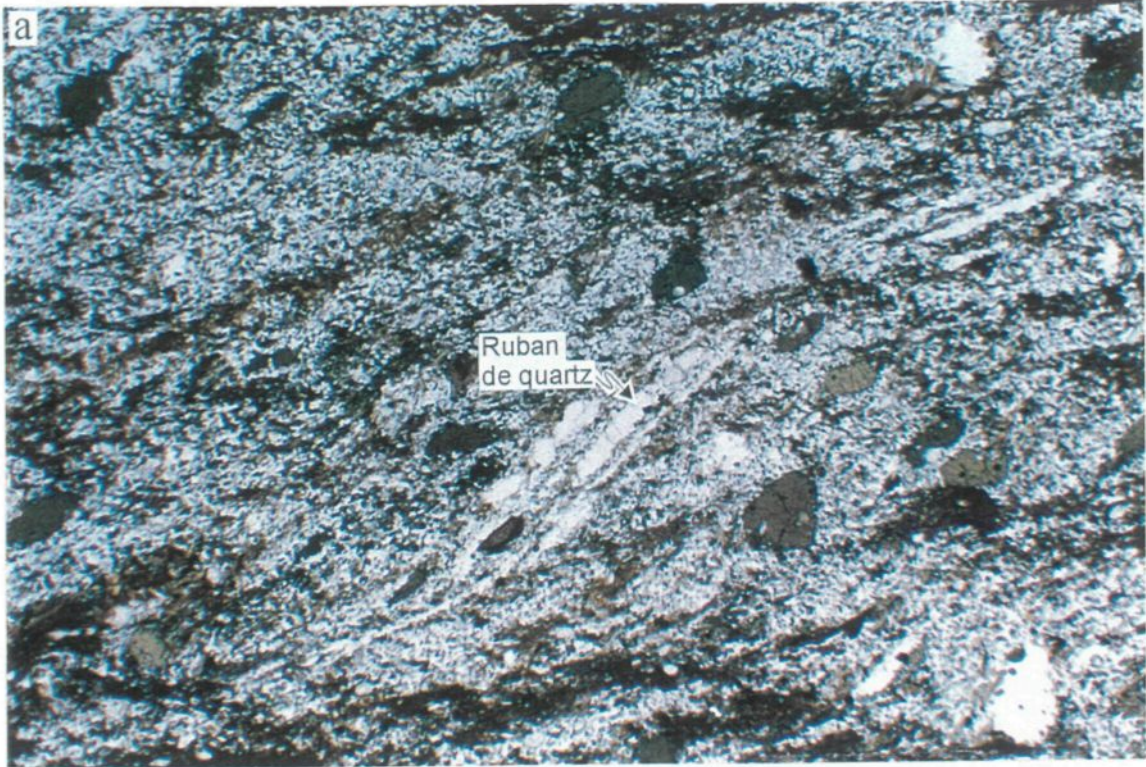
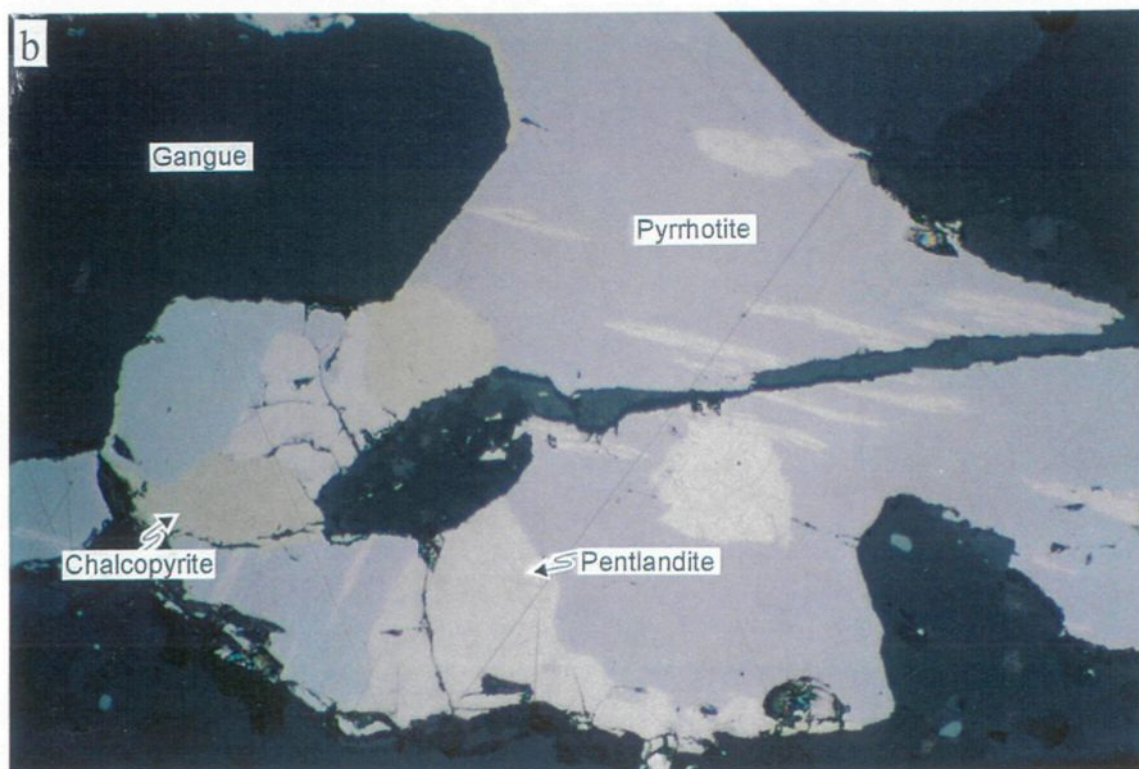
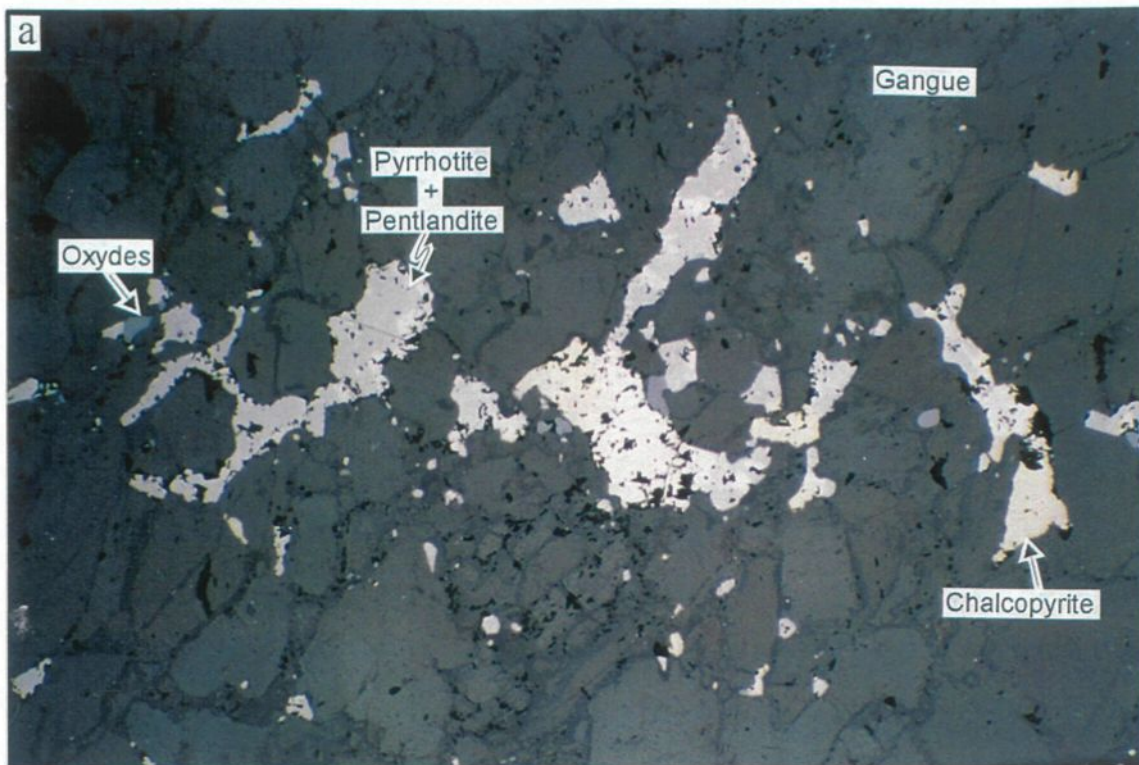


Figure 3.26. Photomicrographie en lumière réfléchie montrant la minéralogie des sulfures soit la pyrrhotite, la pentlandite et la chalcoppyrite dans les gabbro-norites au site de l'indice minéralisé Gagnon. La pentlandite forme des lamelles d'exsolution dans la pyrrhotite. Éch. 2149B, a) largeur de 2,4 mm et b) largeur de 0,3 mm.



que les exsolutions se rejoignent pour former des masses plus importantes. Il ne semble pas y avoir de relation spatiale particulière entre la chalcopryrite et les autres sulfures.

Les différents échantillons de cet indice ont des compositions de gabbro-norites avec des textures qui passent de porphyroclastique à mylonitique ocellée. Leur contenu en sulfures est assez faible (moins de 5%) et ils ne montrent pas de textures primaires. En fait, il semble que la majeure partie des sulfures soient remobilisés dans des fractures ou plans de foliation et sous forme d'ombres de pression sur les porphyroclastes de hornblende et de plagioclase.

3.5. Les roches encaissantes

L'intrusion mafique-ultramafique est encaissée de part et d'autre par le Complexe gneissique du Saguenay. Les lithologies de ce complexe avec lesquelles des contacts ont été observés sont les paragneiss et les quartzites qui font partie du lithodème sag 2 de Hébert et Lacoste (1998). Des échantillons ont été prélevés dans deux endroits différents soit le près du contact ouest sur le bloc nord et près du contact est sur le bloc sud. Ces endroits ont été choisis à cause de la proximité des indices minéralisés de Gagnon et Dumont.

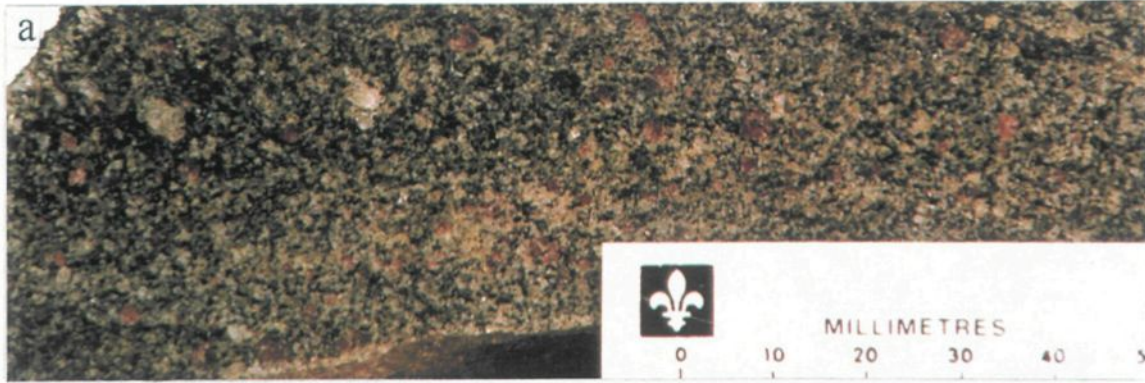
3.5.1. Paragneiss migmatitiques

Tous les paragneiss observés sont migmatitiques, même à une certaine distance de l'intrusion. Ceci implique que la migmatisation n'est probablement pas le seul résultat du métamorphisme de contact lors de la mise en place du complexe. Les différents échantillons montrent des degrés de fusion partielle très variables. L'exemple extrême de fusion a été observé près du contact est sur le bloc sud. La fusion presque totale y a oblitéré la gneissosité laissant une texture granoblastique avec de rares schlieren composés de biotite et de sillimanite (figure 3.27a). D'autres échantillons montrent une gneissosité mieux préservée et probablement un taux de fusion et/ou de ségrégation moins élevé (figure 3.27b).

De façon générale, les minéraux visibles à l'œil nu sont la biotite, le quartz, les feldspaths, le grenat et la sillimanite. Les proportions entre les minéraux sont assez variables puisque les gneiss ne sont pas homogènes à petite ni à grande échelle. Le contenu en biotite varie de 2% à 20% environ. Le quartz, le plagioclase et le feldspath potassique ont entre eux des abondances relativement semblables. La sillimanite n'est pas présente dans tous les échantillons mais peut atteindre près de 10% dans certains cas. Elle forme alors des fibres de quelques millimètres et se concentre dans les secteurs riches en biotite. La texture varie de gneissique à granoblastique, en passant par tous les stades de migmatisation.

Figure 3.27. Photographie des paragneiss encaissants. a) diatexite (éch. 2515b) et b) gneiss migmatitique (éch. 2518).

Figure 3.28. Photographie de la phase résiduelle de l'encaissant de paragneiss. Éch. 2502b.



L'étude au microscope révèle jusqu'à 15% environ de cordiérite dans certains échantillons. Une multitude de petits zircons forment des halos pléochroïques noirs dans la biotite et jaune citron dans la cordiérite, ce qui en facilite l'identification (figure 3.29).

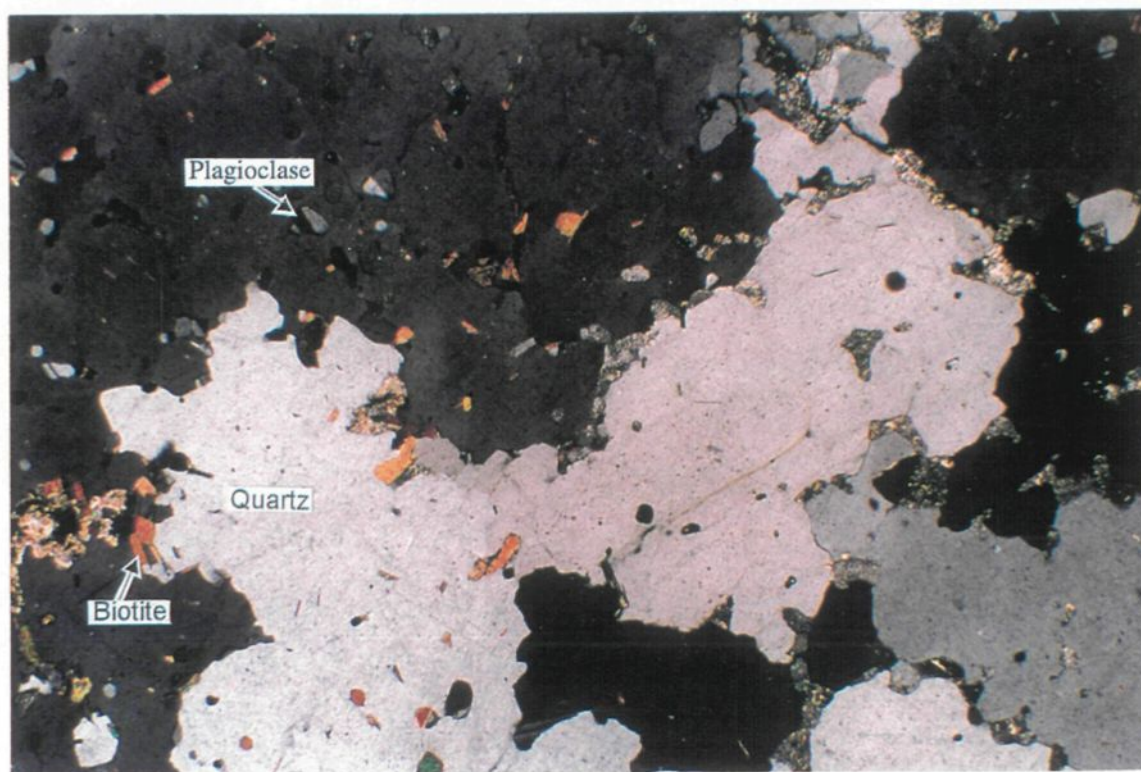
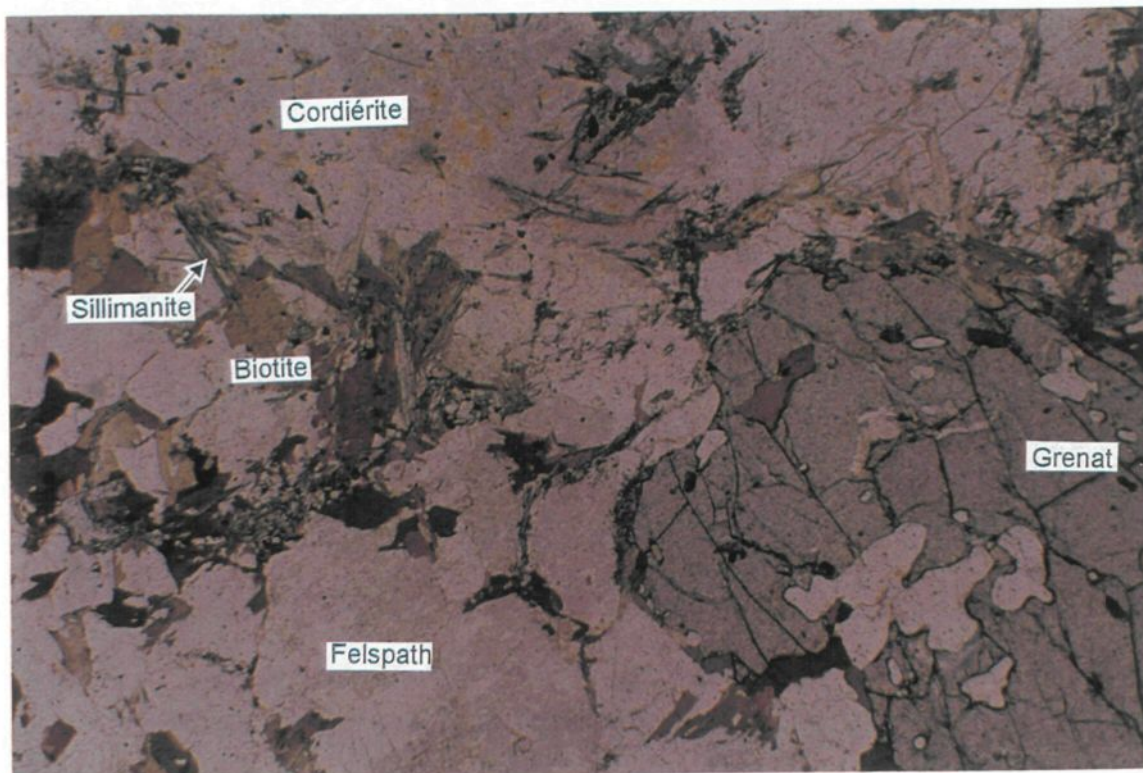
Certains échantillons recueillis au site de l'indice Gagnon montrent des compositions et des textures assez particulières. Ils sont formés de mégacristsaux de plagioclase de plus de 1cm dans une matrice composée de biotite, quartz et plagioclase (figure 3.28). Cette lithologie pourrait représenter la partie restante d'une migmatite après extraction de la partie fusionnée. Elle peut être la démonstration du fait que la mise en place de l'intrusion a favorisé une forte fusion partielle de l'encaissant gneissique et qu'une fraction fusionnée a pu être assimilée par le magma mafique. Cette caractéristique est importante dans l'étude du potentiel économique d'une intrusion mafique-ultramafique. C'est un élément qui supporte l'hypothèse de l'assimilation du soufre contenu dans l'encaissant comme mécanisme déclencheur de la saturation en sulfures. Ces échantillons particuliers ont été recueillis directement sur le contact avec l'intrusion.

3.5.2. Quartzites

Des quartzites sont en contact avec la Suite de la Baie-à-Cadie sur le bloc nord, du côté est. Les quartzites sont généralement interstratifiées dans les paragneiss. Elles sont massives, assez translucides et teintées de rose orangé ou de gris.

Figure 3.29. Photomicrographie d'un paragneiss migmatitique montrant la minéralogie soit les feldspaths, la biotite, la sillimanite, la cordiérite, le grenat et les zircons. Éch. 2515b.

Figure 3.30. Photomicrographie d'un quartzite avec des inclusions de biotite et de plagioclase. Éch. 2513.



L'étude au microscope révèle des grains de quartz qui ont généralement entre 5 et 10 mm. La forme des grains est amiboïde résultant probablement de mouvements en bordure des grains (croissance post-déformationnelle des grains). Ils sont poecilites avec des petites inclusions de 0,1mm de biotite et de plagioclase souvent fortement séricitisé (figure 3.30). Des grains de chlorite vert très clair ainsi que des carbonates forment une matrice discontinue entre les grains. Le quartz constitue plus de 95% de la roche.

L'assimilation de cette lithologie lors de la mise en place de l'intrusion mafique aurait pu causer un enrichissement du magma en silice. Un tel enrichissement constitue un des facteurs pouvant réduire la solubilité des sulfures et ainsi aider à la saturation et à la ségrégation de sulfures (Naldrett 1989). Aucune preuve réelle physique ou chimique d'assimilation des quartzites n'a cependant été observée directement.

3.6. Métamorphisme

Les effets du métamorphisme sur le dyke mafique-ultramafique ne seront abordés que de façon très sommaire puisqu'ils ne constituent pas un élément majeur dans le cadre de cette étude.

Tout d'abord, les unités ultramafiques montrent des signes de métamorphisme rétrograde avec l'apparition de la serpentine qui remplace en partie l'olivine. Sans les

analyses spécifiques de la serpentine, il n'est pas possible d'être absolument certain que l'apparition de la serpentine est due à un métamorphisme rétrograde ou à l'altération de surface. La présence de la serpentine à 28 m de profondeur dans un échantillon provenant d'un des forages effectués par SOQUEM en 1989 indique que l'altération de surface ne peut probablement pas à elle seule en expliquer la formation.

L'apparition des couronnes d'orthopyroxènes et d'amphibole autour des olivines démontre une instabilité entre l'olivine et le plagioclase à une pression supérieure à 5 kbars (Griffin et Heier 1973). Il n'est ainsi pas évident que cette réaction est d'origine métamorphique plutôt qu'ignée. Plusieurs évidences montrent que ce type de couronne se forme lors du refroidissement à partir de températures ignées (Mongkoltip et Ashworth 1983; Griffin et Heier 1974; Gardner et Robins 1973). Les analyses à la microsonde effectuées ne permettent pas d'identifier la présence des couronnes de symplectites d'amphibole et spinelles souvent rapportées dans la littérature dans les roches troctolitiques. Si les spinelles sont présents dans les couronnes, ils sont trop petits pour une identification certaine au microscope. Des couronnes de zircon sur la baddeleyite dans la suite anorthositique de Lac St-Jean ont données des âges correspondant aux métamorphisme de contact par les plutons adjacent de la même suite (Higgins et vanBreemen 1992). Les couronnes d'orthopyroxène et d'amphibole dans la suite de la Baie-à-Cadie pourraient résulter du même processus.

Tel que mentionné dans les sections précédentes, les paragneiss encaissants ont subi plus d'une phase de déformation et peut-être aussi de métamorphisme. La présence de la sillimanite avec la cordiérite, le grenat et le feldspath potassique indique un équilibre métamorphique au faciès des granulites. Les paragneiss sont clairement migmatitiques et sur le terrain, les affleurements montrent un degré de fusion partielle de plus en plus élevé en s'approchant de l'intrusion. L'affleurement situé le plus près de l'intrusion est une diatexite dont le taux de fusion partielle est très élevé et dans laquelle le litage et même la foliation ne sont plus reconnaissables (figure 3.27).

Dans cette étude, une des hypothèses pour expliquer la formation des sulfures et certaines caractéristiques géochimiques envisage la contamination du magma de l'intrusion par les migmatites encaissantes. La première étape à considérer pour supporter cette possibilité est d'évaluer si la mise en place du dyke a transmis suffisamment de chaleur aux migmatites pour provoquer leur fusion. L'approche utilisée est d'effectuer le calcul proposé par Turcotte et Schubert (1982). Les équations sont les suivantes:

$$\frac{L\sqrt{\pi}}{c(T_m - T_0)} = \frac{e^{-\lambda_2^2}}{\lambda_2(1 + \operatorname{erf} \lambda_2)}$$

$$\theta = \left(\frac{T - T_0}{T_m - T_0} \right) = \frac{1}{1 + \operatorname{erf} \lambda_2}$$

$$\text{Fonction d'erreur erf}(\eta) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\eta} e^{-\eta'^2} d\eta'$$

T_m = Température du magma (K)

T = Température au contact du dyke (K)

T_0 = Température initiale des roches encaissantes (K)

λ_2 = constante - température (adimensionnel)

L = Chaleur latente de fusion (kJ/kg K)

c = Chaleur spécifique (kJ/kg K)

θ = Rapport de température (adimensionnel)

Les valeurs utilisées pour les calculs sont:

$$T_m = 1400 \text{ K}$$

$$T_0 = 700 \text{ K}$$

$$L = 400 \text{ kJ/kg}$$

$$c = 1 \text{ kJ/kg K}$$

La température supposée pour les roches encaissantes (T_0) est assez élevée. Elle a été choisie ainsi en raison du métamorphisme régional, de la présence de la sillimanite dans les paragneiss et de la proximité de la masse anorthositique du même âge.

Le résultat des équations donne une température en bordure du dyke (T) d'environ 900 °C. Cette température est largement suffisante pour induire la fusion dans les migmatites comme le montre le diagramme P-T de la figure 3.31.

La connaissance des conditions exactes de pression, température, profondeur, et tectoniques n'est pas très élevée dans cette région de la Province de Grenville. Par contre,

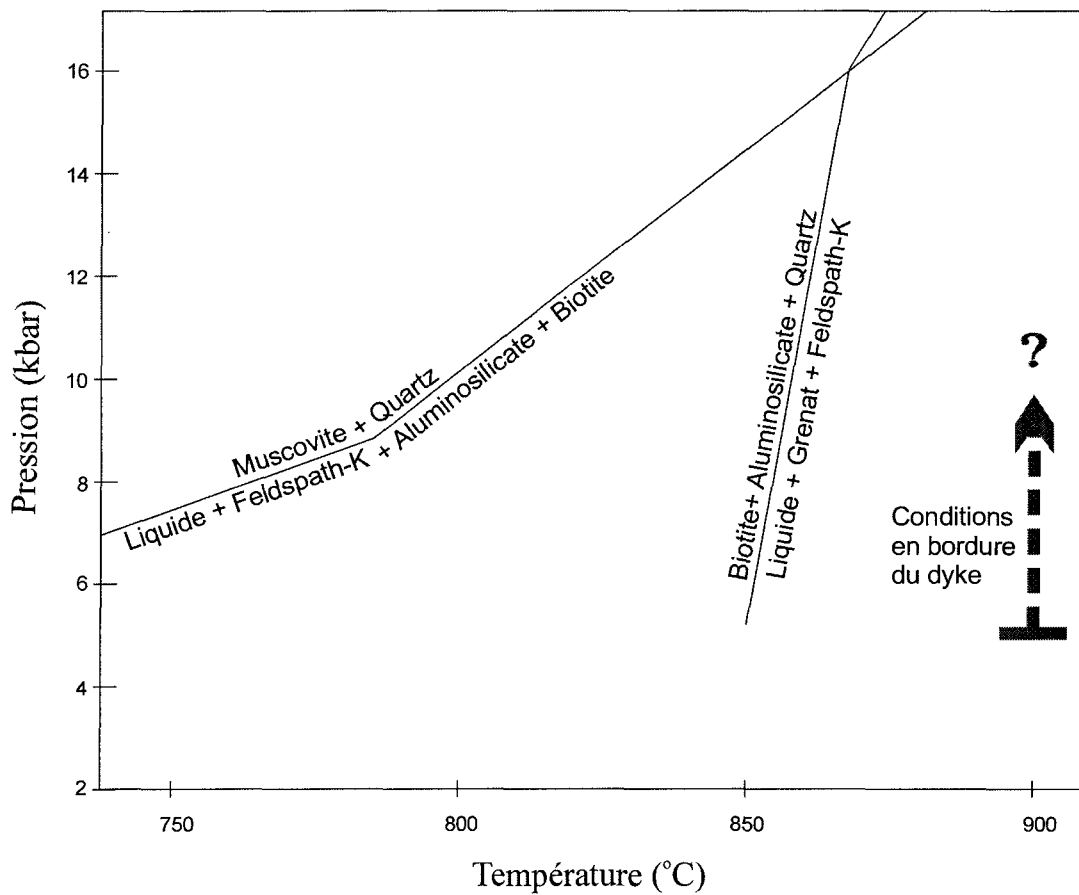


Figure 3.31. Diagramme Pression-Température pour la fusion partielle avec absence de fluide des métapélites. Lignes de réaction de Vielzeuf et Holloway (1988).

les restrictions ici posées permettent de circonscrire le champ de ces conditions. Ces données indiquent que les conditions de mise en place de la Suite mafique-ultramafique de la Baie-à-Cadie étaient favorables à la contamination du magma mafique par les paragneiss encaissants. L'assimilation de l'encaissant est un mécanisme important pour la formation de gisements de sulfures massifs reliés à des intrusions mafiques et ultramafiques.

3.7. Discussion sur la pétrographie

3.7.1. Variation de la minéralogie normative

Dans le but de visualiser la variation de la minéralogie normative, deux traverses ont été reportées sur les figures 3.32 a-b. Puisque Poirier (1989) a interprété la suite comme étant une intrusion litée, les traverses ont été orientées de façon à recouper les différentes unités décrites. Sur le bloc sud (figure 3.32a), le contenu en olivine semble, de façon très grossière, varier à la hausse de l'ouest vers l'est. Les proportions relatives des autres minéraux ne varient que très peu et de façon plutôt aléatoire. Selon ces patrons, l'interprétation de Poirier montrant des unités de plus en plus évoluées des bordures vers le centre ne semble pas se vérifier. Selon les observations pétrographiques, le mode est concordant avec la variation normative c'est-à-dire que le contenu en olivine augmente d'ouest en est. Sur le bloc nord, les différents échantillons ont été transposés sur une droite perpendiculaire aux bordures de l'intrusion. La traverse (figure 3.32b) ne montre que le passage des unités ultramafiques aux unités mafiques. À l'intérieur d'un même groupe, aucun patron particulier ne peut en être déduit. Les normes ne montrent même pas le

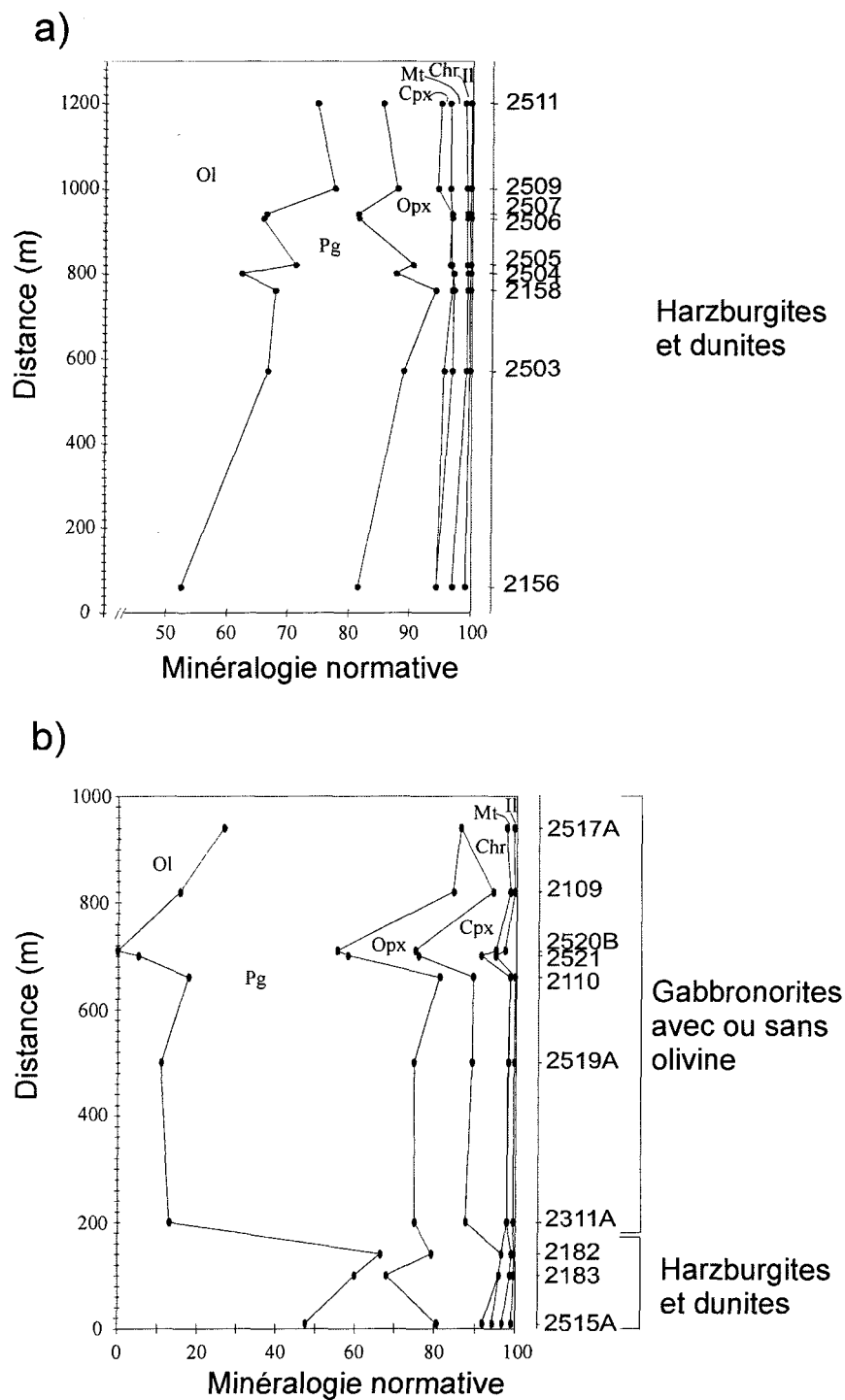


Figure 3.32. Variation de la minéralogie normative des échantillons: a) traverse sur le bloc sud; b) traverse sur le bloc nord. Ol=olivine; Pg=plagioclase; Opx=orthopyroxène; Cpx=clinopyroxène; Mt=magnétite; Chr=chromite; Il=ilménite.

passage des gabbronorites à olivine aux gabbronorites sans olivine. L'effet de topographie est probablement plus important sur ce bloc et il est plus difficile de visualiser la répartition initiale des différentes unités.

Selon les critères de terrains et les observations pétrographiques, la suite pourrait effectivement être un filon (ou dyke) dans lequel le litage ne se retrouvent qu'à échelle décamétrique. Les observations pétrographiques suggèrent trois étapes principales de cristallisation. En premier lieu, l'olivine et la chromite sont les phases cumulus. Ensuite, le magma cristallise le plagioclase et l'olivine comme phases cumulus. Finalement, seul le plagioclase est la phase cristallisante.

Cette évolution se visualise sur le diagramme de phase de la figure 3.33. Le gabbronorite de l'indice minéralisé Gagnon est ici considéré comme représentatif de la composition initiale du magma. Les différents échantillons de harzburgites se retrouvent sur la droite de contrôle de l'olivine, montrant ainsi l'accumulation de celle-ci à des proportions différentes. Les gabbronorites sont situés sur la droite contrôlée par l'accumulation de plagioclase. La position des échantillons de gabbronorite à olivine peut s'expliquer par un vecteur résultant de l'influence de la cristallisation de l'olivine et du plagioclase simultanément à partir du liquide initial sauf pour deux échantillons où l'olivine semble nettement dominante. Ces deux derniers sont aussi attirés vers la composition des paragneiss encaissants, tout comme les gabbronorites de l'indice minéralisé Dumont qui se positionnent autour d'une ligne représentant la contamination.

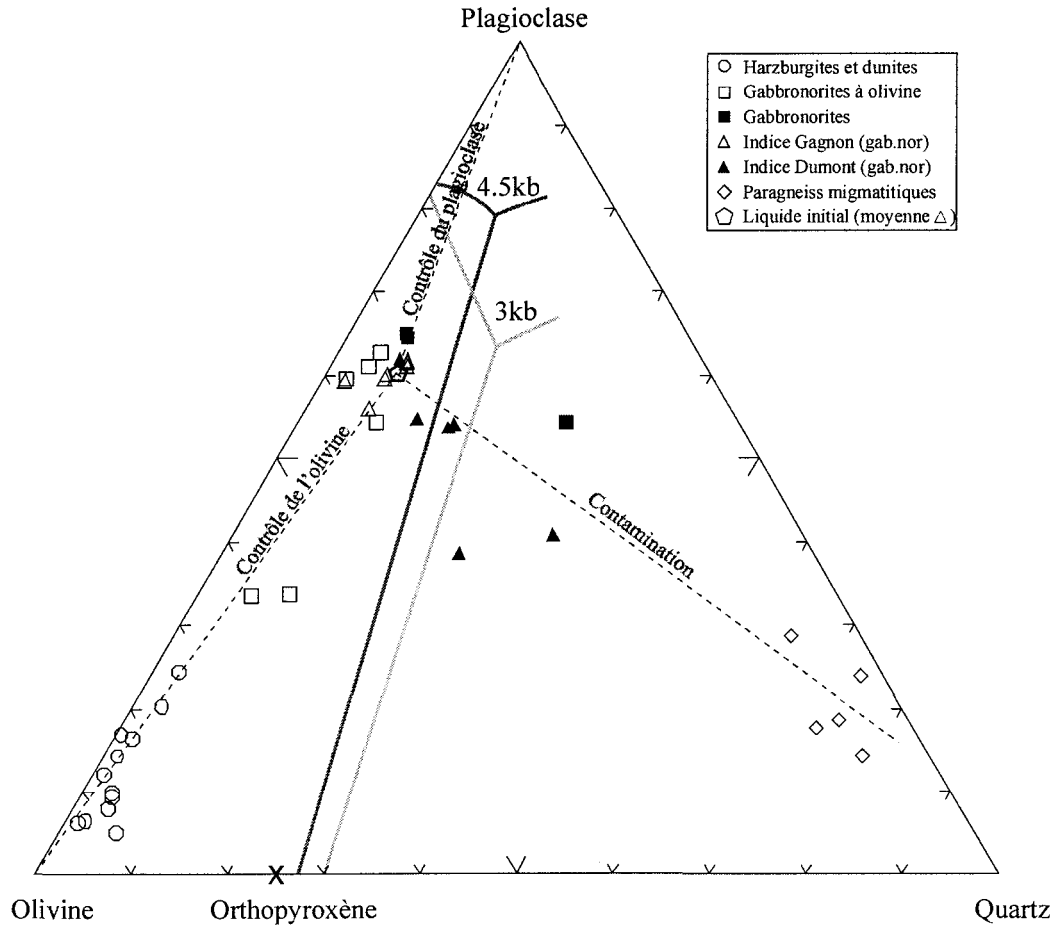


Figure 3.33. Projection pseudo-ternaire à partir du diopside sur le plan olivine-plagioclase-quartz selon la méthode de Irvine (1970).

Une étude plus en détail de la cristallisation sera discutée dans le chapitre 4 sur la géochimie.

3.7.2. Variation de la composition des minéraux

Dans le cas d'une intrusion litée, les minéraux cumulats devraient montrer une évolution de leur composition qui reflète l'évolution du liquide lui-même lors de la

cristallisation fractionnée. Les échantillons étudiés ne montrent pas une suite de compositions continues mais se regroupent plutôt dans deux extrêmes. Ce phénomène est représenté à la figure 3.34. La relation du contenu en forstérite des olivines par rapport au pourcentage de MgO de la roche totale montre surtout deux concentrations. Seul un échantillon de bordure à composition intermédiaire se retrouve bien dans l'alignement des deux concentrations mais l'argument est plutôt faible puisqu'il ne s'agit que d'un échantillon. Par contre, sur le diagramme du pourcentage de forstérite par rapport au Ni

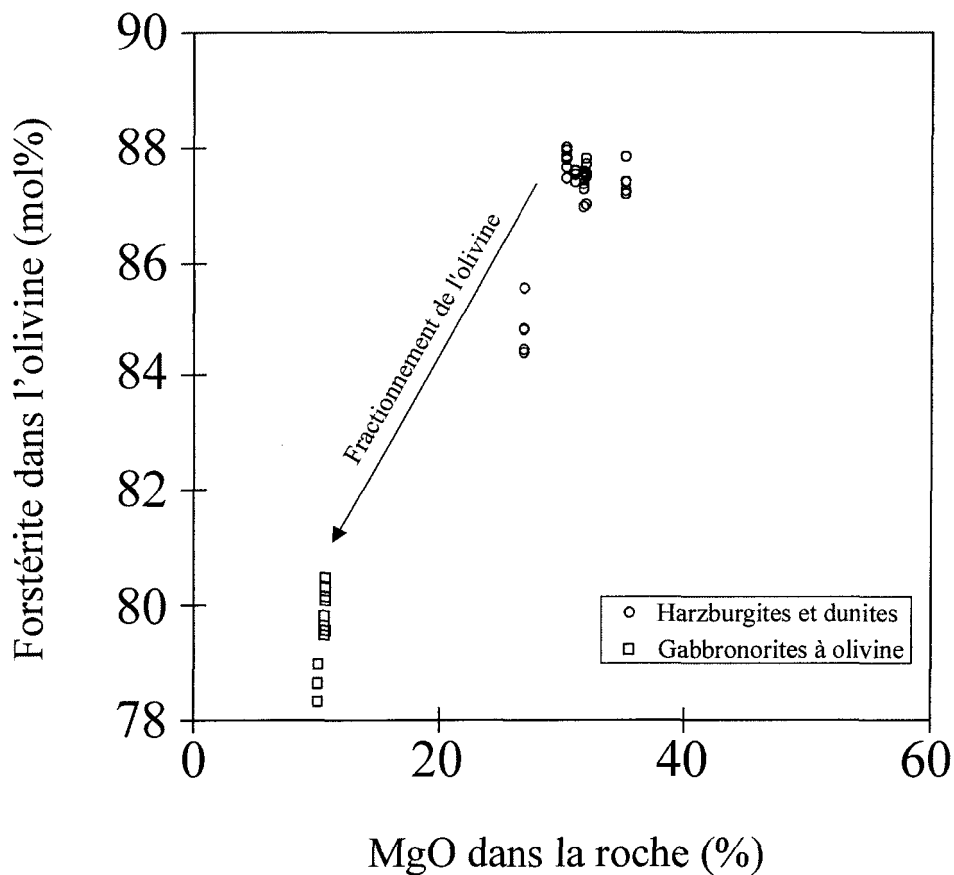


Figure 3.34. Pourcentage de forstérite dans l'olivine par rapport à MgO dans la roche.

dans les olivines (figure 3.35), les échantillons étudiés se retrouvent dans le champ des intrusions litées de Simpkin et Smith (1970).

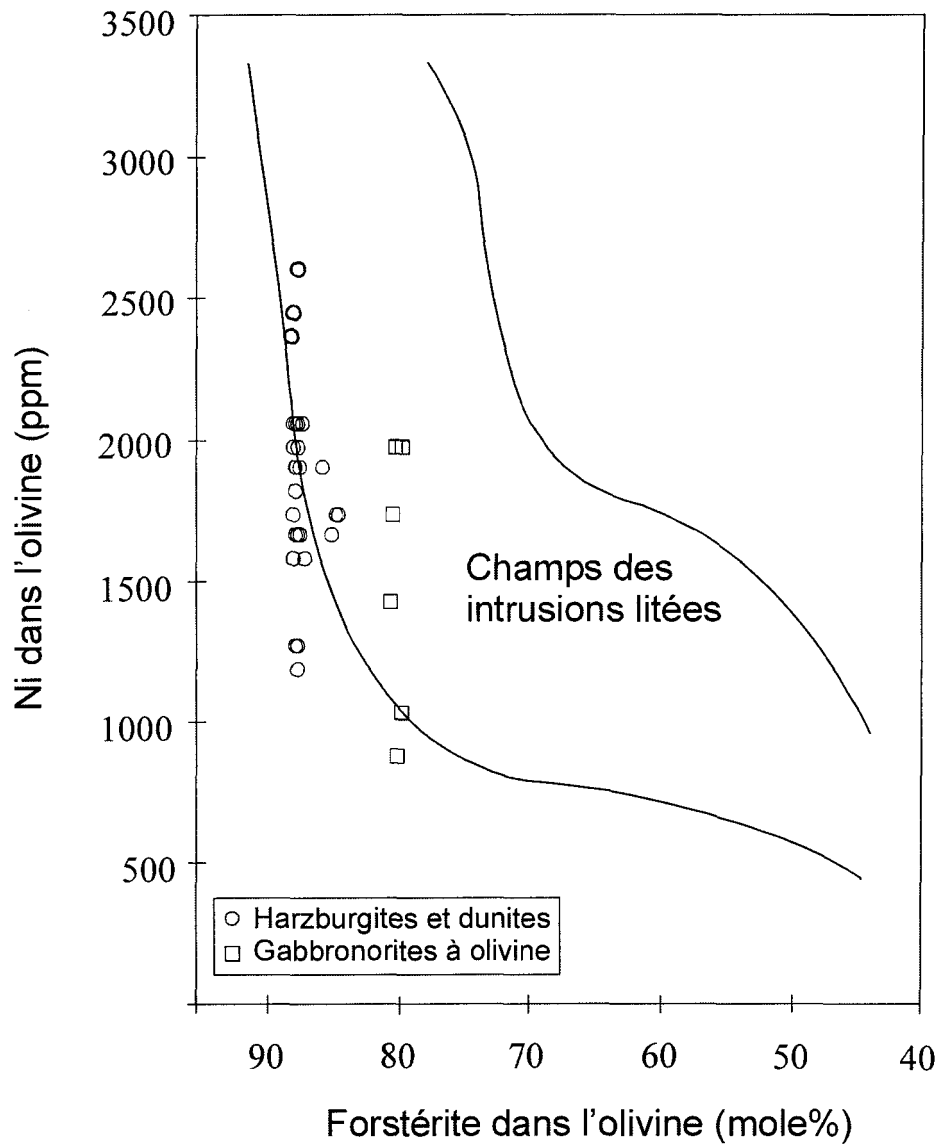


Figure 3.35. Diagramme forstérite en fonction de Ni dans les olivines. Le champ des intrusions litées a été tracé à partir des résultats de Simpkin et Smith (1970).

Il ne semble pas y avoir de relation très évidente entre le taux de différenciation des unités et la composition en anorthite des plagioclases (tableau 3.5). Le métamorphisme a pu favoriser des échanges avec les pyroxènes et/ou les amphiboles, provoquant ainsi une homogénéisation relative. La quantité d'analyse de plagioclase à la microsonde est de toute façon insuffisante pour envisager une interprétation.

La composition des pyroxènes varie de façon régulière avec une proportion FeO/MgO qui augmente des harzburgites et dunites aux gabbro-norites à olivine et finalement aux gabbro-norites. Un point intéressant dans les cumulats est que les orthopyroxènes qui couronnent les olivines ne montrent pas une composition distincte de celle des phénocristaux poecilitiques. La seule exception dans ce cas est le Cr_2O_3 qui est systématiquement plus élevé dans les phénocristaux. Cette différence s'explique par le fait que les couronnes d'orthopyroxènes se sont formées à partir du plagioclase et de l'olivine et que ces derniers ne peuvent pas accommoder le Cr_2O_3 .

En fait, la composition des minéraux en général varie dans les différents types de roche de façon assez typique pour des unités provenant d'un même liquide initial. Deux raisons pourraient expliquer le manque d'unités intermédiaires: 1) un échantillonnage non représentatif de l'ensemble de l'intrusion; 2) l'absence réelle de ces unités au niveau érosionnel actuel. La suite intrusive pourrait ainsi être constituée d'injections de liquides provenant de la même source mais avec des degrés de différenciation différents. Dans ce cas, la suite ne constitue pas vraiment une intrusion litée différenciée sur place.

3.7.3 Métamorphisme

Les paragenèses présentes dans les différentes unités de la suite ne sont pas particulièrement révélatrices d'un grade métamorphique précis. Seules les textures coronitiques indiquent un équilibre à une pression supérieure à 5 kbars (Griffin et Heier 1973), ce qui n'est guère diagnostique. Les figures 3.36, 3.37 et 3.38 sont des baromètres et thermomètres basés sur l'équilibre de composition des olivines, orthopyroxènes et

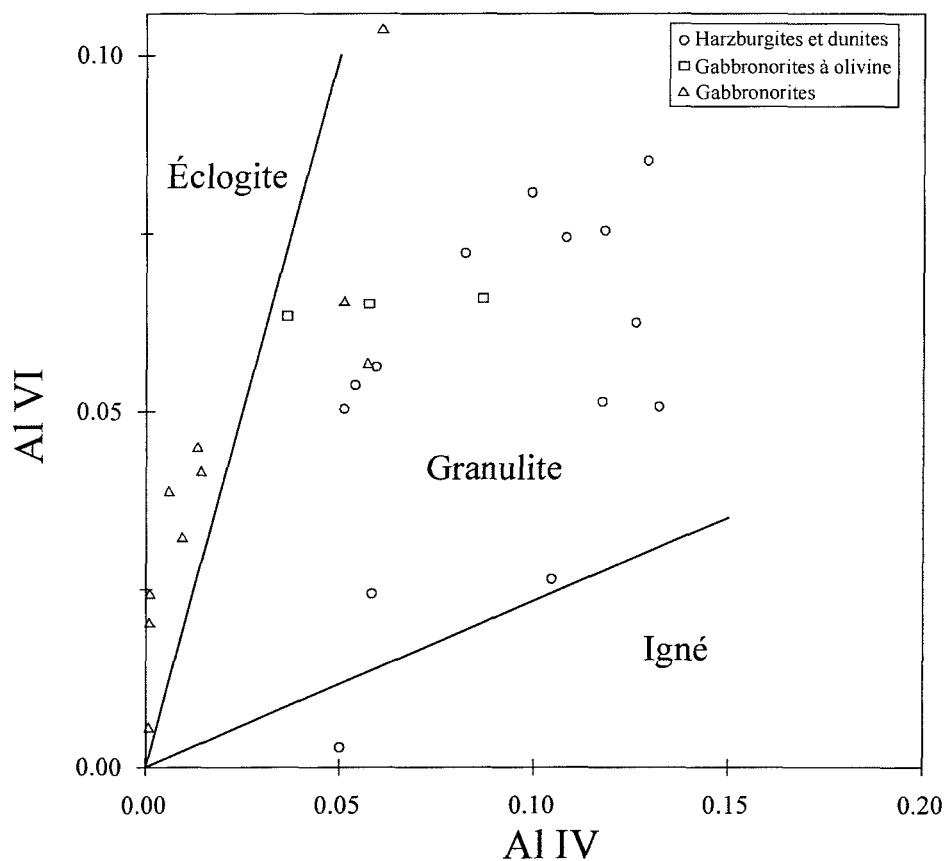


Figure 3.36. Baromètre Al^{IV} versus Al^{VI} dans les clinopyroxènes.

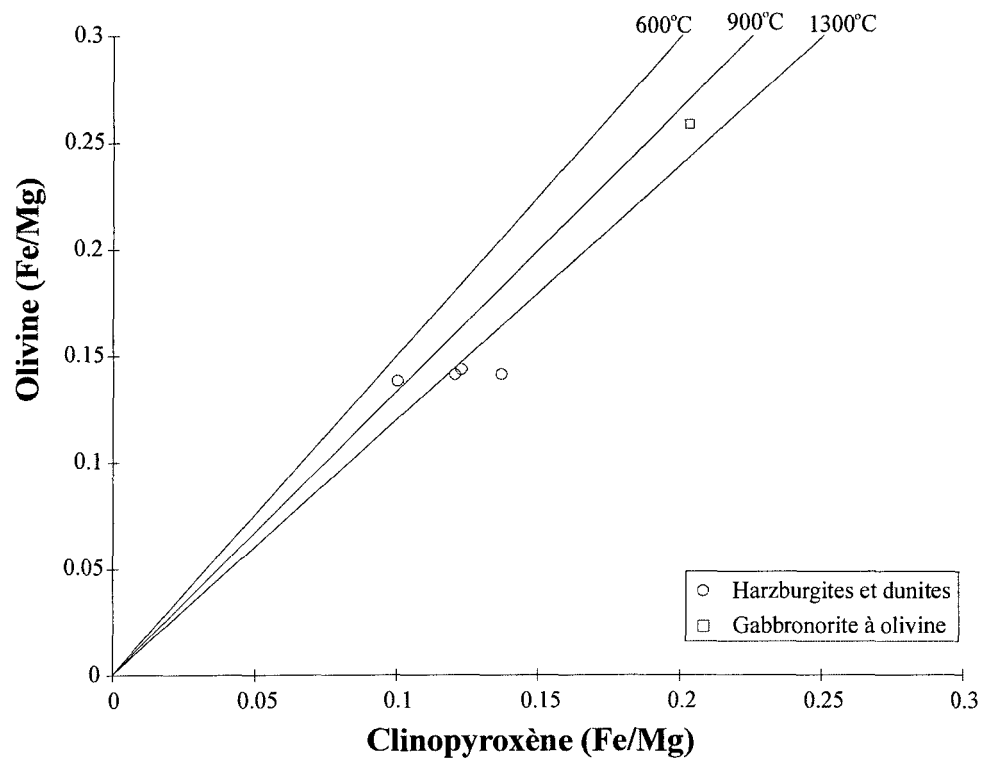


Figure 3.37. Thermomètre olivine - clinopyroxène.

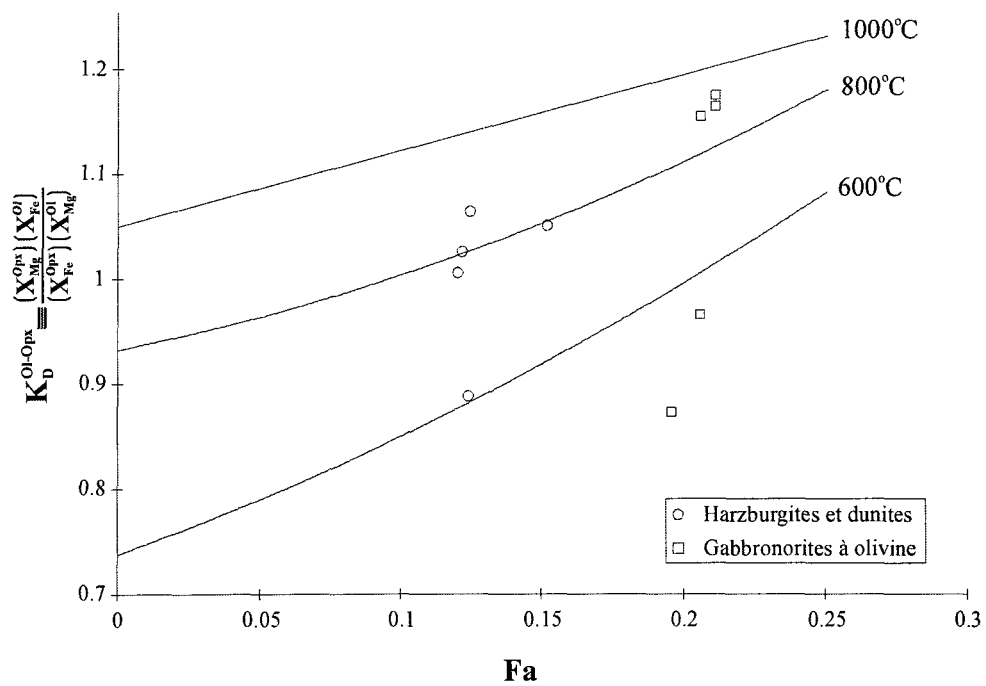


Figure 3.38. Thermomètre olivine-orthopyroxène de Sack (1980).

clinopyroxènes. Selon le baromètre de Al dans les clinopyroxènes, la majorité des échantillons se retrouvent dans le champ des granulites. Il est cependant possible que la suite soit tout-de-même ignée et ce positionnement pourrait résulter d'un refroidissement lent, dans des conditions de pression plus élevées que celles d'après lesquelles les champs de ce diagramme ont été déterminés. Les thermomètres olivine-orthopyroxène et olivine-clinopyroxène ne montrent pas d'équilibre spécifique à une température donnée. La répartition des points démontre plutôt une rééquilibration plus ou moins importante dans les différents grains analysés.

La modélisation du transfert de chaleur du dyke vers l'encaissant donne une température en bordure autour de 900°C. La pyrite est un minéral qui est détruit à une température supérieure à 800°C. Ceci a une implication importante dans la considération du potentiel économique dans le secteur de la suite. L'intrusion a produit une auréole métamorphique d'une température supérieure, en bordure, à la température de destruction de la pyrite. Le soufre contenu dans les paragneiss a ainsi pu être mobilisé sans qu'il y ait eu nécessairement assimilation de la roche totale de l'encaissant.

CHAPITRE 4

GÉOCHIMIE

4.1. Introduction

Un total de 43 échantillons englobant les différentes lithologies (harzburgites, dunités, gabbronorites à olivine et gabbronorites) de la suite ainsi que quelques représentants des encaissants (gneiss migmatitiques et quartzites) ont été analysés pour les éléments majeurs et traces.

Le but principal de ces études est de comprendre l'évolution du magma relativement à la formation des différentes lithologies de la suite. Les différences et ressemblances dans la minéralogie, la composition des minéraux, les textures et les structures ont été établies dans le chapitre précédent. Il sera important dans le présent chapitre de déterminer et de démontrer si et comment les unités peuvent être liées génétiquement. La démarche sera de tenter de discerner les effets des différents processus ayant pu participé à la formation des lithologies de la suite. Ces processus sont principalement la fusion partielle, la cristallisation fractionnée, la contamination et/ou altération ainsi que la ségrégation avec ou sans retrait de phases sulfurées. La compréhension de ces facteurs permettra d'établir des comparaisons avec des intrusions semblables à proximité ou non de la suite de la Baie-à-Cadie et peut être de lier la suite avec des événements tectoniques connus.

La classification de la suite magmatique à savoir si elle est d'affinité tholéïitique ou calco-alcaline devra être faite à partir des analyses. C'est un facteur essentiel à l'élaboration d'un modèle géotectonique de mise en place de la suite.

La composition des sulfures pourra être évaluée à partir de normalisation des analyses de roche totale à 100% sulfures. Cette procédure vise principalement à comparer des échantillons qui contiennent des quantités différentes de sulfures. Les paramètres devant être fixés pour la normalisation seront choisis en considération des analyses des minéraux à la microsonde. Les détails de la procédure ainsi que les paramètres utilisés se retrouvent à l'annexe 3.

Pour l'étude géochimique des processus magmatiques, les échantillons ont été recalculés après avoir soustrait les éléments contenus dans les sulfures. De cette façon, les échantillons contenant plus de sulfures peuvent aussi être utilisés pour l'étude génétique du magma.

4.2. Méthodologie

Pour le soufre ainsi que les oxydes majeurs à l'exception de Na_2O , les échantillons ont été broyés dans un mortier en carbure de tungstène puis analysés par fluorescence-X

sauf pour les éléments Cu et Zn qui ont été analysés par spectrophotométrie d'absorption atomique. Le tout a été effectué par le Centre de recherche minérale du Ministère des Ressources Naturelles du Québec.

Pour l'ensemble des analyses des éléments traces, les échantillons ont été broyés dans un mortier en céramique (Al). Les éléments Ga, Nb, Pb, Sr, Y et Zr ont été déterminés par fluorescence-X au Geochemical laboratories, Earth and Planetary Sciences, McGill University. Les analyses des autres éléments traces et Na₂O ont été effectuées par activation neutronique instrumentale à l'Université du Québec à Chicoutimi après irradiation dans le réacteur SLOWPOKE II de l'École Polytechnique de Montréal selon la méthode décrite par Bédard et Barnes (1990). Les éléments du groupe du platine (Ru, Rh, Pd, Os, Ir et Pt) et Re ont préalablement été concentrés, à partir de 50 g de poudre de roche, dans une pastille de sulfure de nickel selon la méthode de Robert et al. (1971) avec les modifications apportées par Lavoie (1992).

Le standard Ax-90 a été analysé pour tous les éléments traces avec les autres échantillons dans le but de valider les analyses. Les standards du Centre de recherche minérale du Ministère des Ressources Naturelles ont été utilisés à titre de références pour les éléments majeurs, Cu et Zn. Les tableaux 4.1 a-b montrent les résultats d'analyse des standards en comparaison avec les résultats préalablement obtenus pour ces standards et les résultats pour les échantillons de cette étude sont compilés dans le tableau 4.2.

La composition des différents échantillons du dyke a été recalculée en enlevant les sulfures et en format anhydre pour le tracé des diagrammes utilisés pour décrire l'évolution magmatique. Les analyses complètes (avec les sulfures) mais en format anhydre ont été utilisées pour les diagrammes de métaux.

4.3. Étude génétique du magma

Les différents processus ayant mené à la composition actuelle des unités étudiées sont principalement la fusion partielle (source), la cristallisation fractionnée, la

Tableau 4.1a. Comparaison entre les résultats analytiques obtenus pour les éléments majeurs sur les standards du Centre de recherche minérale lors de cette étude et ceux obtenus antérieurement.

	Cette étude	Résultats antérieurs			Cette étude	Résultats antérieurs			Cette étude		Résultats antérieurs		
Échantillon	AM-01				AM-15				GEO-25	GEO-25			
Méthode	FX				FX				FX	FX			
		Moy.	DS	n		Moy.	DS	n			Moy.	DS	n
SiO ₂ (%)	73.2	72.5	0.6	6	<0,1	0.11	0.01	13	62.5	63.5	63.1	2.5	56
Al ₂ O ₃	12.9	12.6	0.1	6	0.32	0.03	0.03	13	15.6	15.7	15.6	0.7	56
Fe ₂ O ₃	2.42	2.92	0.26	6	0.50	0.12	0.03	13	4.95	4.90	4.91	0.63	59
MgO	0.31	0.33	0.08	6	21.5	21.6	0.4	13	3.40	3.40	3.26	0.7	56
CaO	1.40	1.48	0.02	6	29.8	31.1	0.5	13	5.66	5.58	5.46	1.01	59
Na ₂ O	2.78	2.83	0.03	6	<0,10	0.11	0.02	13	3.74	3.69	3.69	0.22	59
K ₂ O	5.28	5.37	0.08	6	<0,01	0.01	0.01	13	1.80	1.84	1.98	0.67	56
TiO ₂	0.33	0.32	0.02	6	<0,01	0.02	0	13	0.51	0.50	0.49	0.07	56
MnO	0.06	0.06	0.02	6	0.01	0.02	0.01	13	0.08	0.08	0.08	0.01	56
P ₂ O ₅	0.07	0.06	0.02	6	<0,01	-	-	-	0.10	0.09	0.09	0.02	56
S					0.06	-	-	-			0.03	0	15
PAF	0.85	0.9	0.1	6	47.0	46.3	0.7	13	1.27	1.29	1.27	0.11	56
Méthode	SAA				SAA				SAA	SAA			
Cu	15	18	2	6	4	-	-	-	45	38	47	5.5	61
Zn	83	74	6	6	9	-	-	-	81	70	74	17	61

DS: Déviation standard; FX: Fluorescence-X; SAA: Spectrométrie d'absorption atomique

Tableau 4.1b. Comparaison entre les résultats analytiques obtenus pour les éléments-trace sur le standard AX-90 lors de cette étude et ceux obtenus antérieurement.

Échantillon Type de roche Méthode	Cette étude						Résultats antérieurs		
	AX90_1	AX90_2	AX90_3	AX90_4	AX90_5	AX90_6	Moy.	Dév. std	n
	KOM ANI	KOM ANI	KOM ANI	KOM ANI	KOM ANI	KOM FX			
Cr (ppm)	3725	3765					3999	243	25
Co	232	236					224	12	23
Ni	6543	7285					7154	775	30
Cu							830	239	16
Zn	86	72					54	32	17
Ga						5.6	4.5	2.5	2
Pb						4.3	<5		4
Ag	<0,7	<0,5					<0,5		5
As	0.25	<0,41					0.50	0.32	17
Se	3.1	3.0					3.5	1.0	19
Sb	<0,03	0.07					<0,20		17
Sc	16.02	16.10					17.41	0.90	21
Rb (ppm)	4	1					2	2	22
Sr						6.2	4.5	5.7	6
Y						8.7	6.6	1.9	11
Zr						9.8	21.0	6.0	9
Nb						4.3	5.7	4.7	6
Cs	<0,2	<0,2					<5,0		20
Ba	<9,4	<11					<20	13	23
Hf	0.24	0.26					0.36	0.09	16
Ta	<0,05	0.05					<0,10		12
W	0.9	<1,8					<5,0		12
Th	0.04	<0,08					<0,10		17
U	<0,05	<0,09					<0,50		17
La (ppm)	0.43	0.43					0.44	0.04	19
Ce	1.91	2.00					<2,00		15
Nd	1.85	<1,50					<2,00		15
Sm	0.39	0.41					0.46	0.07	19
Eu	0.20	0.19					0.17	0.05	19
Tb	0.08	0.12					0.12	0.02	19
Ho	<0,29	0.24					0.16	0.10	6
Yb	0.47	0.43					0.55	0.07	19
Lu	0.075	0.072					0.09	0.01	19
Os (ppb)			4.0	2.78	1.82		2.7	0.4	42
Ir			3.01	2.9	2.9		3.10	0.20	42
Ru			17.5	20.3	18.1		19.0	4.0	42
Rh			11.85	13.17	11.52		11.80	0.70	42
Pt			115.1	108.8	112.1		134.0	12.0	42
Pd			312.4	301.3	287.3		328.0	14.0	42
Au	4.2	5.5					4.5	0.7	42
Re			1.45	1.3421	1.3161		1.50	0.14	16

KOM: Komatiite; ANI: Activation neutronique instrumentale; FX: Fluorescence-X

Tableau 4.2. Composition des échantillons en éléments majeurs et traces

# Échantillon	2156	2158	2182	2183	2503	2504	2505	2506	2507	2509	2511
Type de roche	HAR	DUN	HAR	HAR	HAR	HAR	DUN	HAR	HAR	DUN	HAR
SiO ₂ (%)	40,0	38,5	38,0	37,8	38,4	38,8	37,5	36,9	37,3	36,0	34,7
Al ₂ O ₃	8,96	7,77	4,37	4,24	6,74	8,19	5,76	5,75	5,77	3,12	3,26
FeO	9,89	8,13	8,77	9,48	8,37	8,53	9,33	8,73	8,78	9,73	8,57
MgO	26,9	31,0	33,6	32,6	31,7	30,3	32,7	31,9	32,3	35,1	33,6
CaO	4,26	3,71	1,62	1,09	3,59	3,95	2,85	2,27	1,98	2,02	2,05
Na ₂ O	0,71	0,68	0,36	0,17	0,45	0,39	0,39	0,25	0,36	0,13	0,04
K ₂ O	0,12	0,04	0,05	0,09	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,03	0,03
TiO ₂	0,41	0,11	0,18	0,23	0,11	0,10	0,10	0,11	0,14	0,10	0,09
MnO	0,17	0,13	0,15	0,22	0,14	0,13	0,13	0,18	0,16	0,14	0,14
P ₂ O ₅	0,05	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
S	0,10	0,02	0,03	0,05	0,03	0,02	0,04	0,02	0,02	0,08	0,07
Fe (sulf)	0,14	0,00	0,02	0,04	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,06	0,07
PAF	6,66	8,08	11,50	12,00	9,10	8,43	10,50	12,50	11,50	12,50	16,30
Total	99,45	98,58	99,09	98,59	99,14	99,28	99,80	99,07	98,75	99,50	99,45
Cr (ppm)	8984	1898	2440	3423	2478	1815	2239	2133	1865	2424	3255
Co	107	118	122	138	119	112	126	118	118	137	128
Ni	1427	1858	1842	1875	1728	1729	1946	1810	1802	2169	1930
Cu	92	31	10	22	43	13	25	6	9	58	26
Zn	75	48	48	55	46	44	49	55	45	60	50
Ga	NA	6,3	5	5,8	NA	5,9	5,6	5,4	5,4	18,5	4,7
Pb	NA	<1	1,4	2,0	NA	<1	<1	1,7	<1	12	<1
Ag	<0,5	<0,4	<0,8	<0,9	<0,5	<0,4	<0,9	<0,5	<0,4	<0,7	<0,3
As	<0,10	0,47	0,42	<0,22	<0,12	0,31	0,50	<0,23	0,55	<0,57	<0,57
Se	<1,1	<1,0	<1,0	<1,5	<0,7	<0,5	<0,1	<1,1	<1,0	<0,7	<1,3
Sb	<0,02	0,08	0,20	0,13	0,11	0,11	0,10	0,04	0,13	0,02	0,03
Sc	16,57	7,59	11,08	10,00	8,83	7,10	9,35	7,45	7,21	8,90	7,79
Rb (ppm)	6	3	<3	5	2	<3	<3	1	<2	<1	<1
Sr	NA	117	23	71	NA	88	62	94	29	253	22
Y	NA	5,9	7,5	7,8	NA	6,3	5,8	6,2	6,8	27,7	6
Zr	NA	5,2	7,8	12,0	NA	5,5	3,9	4,9	8,3	68,2	4,2
Nb	NA	4,8	4,8	5	NA	5	4,7	5,2	5,2	4,7	5,3
Cs	0,2	<0,1	<0,2	0,3	<0,2	0,3	<0,1	<0,1	0,4	<0,2	<0,2
Ba	36	<13	<13	32	27	35	<15	25	5	<13	<13
Hf	0,53	0,18	0,24	0,43	0,12	0,09	0,09	0,18	0,19	0,17	0,15
Ta	<0,08	<0,07	<0,05	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,05	<0,04	<0,06	<0,02
W	<0,4	<0,2	<0,3	<0,5	0,4	<0,4	<0,5	<0,4	<0,3	<1,5	0,6
Th	0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
U	<0,10	<0,05	0,07	<0,10	<0,10	<0,03	<0,07	0,05	<0,08	<0,12	<0,07
La (ppm)	1,45	0,50	0,73	0,99	0,45	0,47	0,70	0,47	0,66	0,35	0,43
Ce	4,41	1,04	1,71	2,68	0,98	1,12	1,38	1,17	2,20	1,50	1,71
Nd	1,76	4,99	5,17	2,50	<0,84	0,65	0,66	0,50	1,06	<1,60	<0,70
Sm	0,83	0,24	0,36	0,43	0,22	0,20	0,21	0,22	0,29	0,17	0,18
Eu	0,10	0,12	0,05	0,05	0,14	0,11	0,12	0,12	0,13	0,11	0,14
Tb	0,19	<0,05	0,12	0,08	0,03	0,03	<0,06	<0,05	0,06	<0,04	0,02
Ho	0,30	<0,09	0,13	0,10	<0,14	<0,12	<0,27	<0,24	<0,19	0,24	<0,14
Yb	0,73	0,18	0,36	0,37	0,23	0,18	0,21	0,24	0,27	0,21	0,20
Lu	0,102	0,038	0,058	0,058	0,031	0,030	0,038	0,033	0,039	0,027	0,032
Os (ppb)	<2,1	1,2	<1,7	<1,2	<1,0	<1,2	1,0	<1,4	<1,0	<2,2	<1,6
Ir	0,63	0,17	0,11	0,22	0,19	0,19	0,14	0,13	0,15	0,23	0,19
Ru	4,6	2,7	4,1	7,3	5,2	5,7	3,0	7,5	4,0	4,7	5,7
Rh	1,59	1,14	0,74	1,01	1,18	1,24	0,91	1,02	1,17	1,52	0,84
Pt	11,6	<5,4	4,5	<7,5	<16,0	<8,7	8,3	<5,4	3,6	<9,1	<5,5
Pd	102,6	68,5	49,3	64,7	44,5	56,0	47,0	52,9	69,0	104,7	46,0
Au	2,9	2,9	2,2	2,0	3,2	1,7	3,5	2,9	0,9	21,5	<1,1
Re	0,48	0,16	0,10	0,20	0,22	<0,17	0,21	0,13	0,13	0,27	0,19

HAR= harzburgite; DUN= dunite; GNO= gabbroïnite à olivine; GN= gabbroïnite; ID= indice Dumont; IG= indice Gagnon

MIG= migmatite; QZT= quartzite

NA= non analysé

Tableau 4.2. (suite)

# Échantillon	2515	2109	2110	2311A	2517A	2519A	2185	2520B	2521	2516A	2516C
Type de roche	HAR	GNO	GNO	GNO	GNO	GNO	GN	GN	GN	GN (ID)	GN (ID)
SiO ₂ (%)	41,8	47,1	46,7	48,0	45,4	48,4	49,0	52,0	47,8	51,2	49,6
Al ₂ O ₃	10,20	22,1	19,8	19,6	20,3	20,3	16,3	14,4	14,6	16,3	16,2
FeO	9,52	4,21	4,44	5,94	5,81	5,64	9,24	8,34	13,58	8,71	9,53
MgO	25,3	10,7	11,8	10,6	10,40	10,1	7,71	6,53	5,70	9,52	9,34
CaO	5,29	11,5	11,4	11,5	10,6	11,6	10,3	9,73	8,79	9,05	10,1
Na ₂ O	0,98	3,08	1,77	1,84	1,84	1,86	2,56	2,76	2,80	1,17	1,66
K ₂ O	0,13	0,16	0,19	0,21	2,01	0,18	0,48	0,35	0,81	0,22	0,16
TiO ₂	0,50	0,26	0,21	0,34	0,31	0,26	1,27	1,32	2,51	0,76	0,93
MnO	0,16	0,08	0,09	0,10	0,13	0,10	0,17	0,15	0,21	0,15	0,16
P ₂ O ₅	0,05	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,15	0,08	0,24	0,08	0,09
S	0,21	0,27	0,05	0,02	<0,01	0,05	0,06	0,77	0,15	0,43	0,60
Fe (sulf)	0,29	0,02	0,05	0,03	0,00	0,07	0,09	1,14	0,22	0,57	0,77
PAF	3,92	1,02	2,51	0,85	2,28	0,67	0,79	1,54	0,38	0,00	0,00
Total	99,55	100,62	99,15	99,14	99,21	99,34	98,19	99,23	98,11	98,69	99,39
Cr (ppm)	9814	179	450	325	90	364	71	103	76	3713	368
Co	108	45	48	47	46	46	50	68	55	81	97
Ni	1670	525	616	346	376	365	120	122	70	933	1496
Cu	191	102	34	43	12	43	39	407	139	169	269
Zn	57	158	46	41	80	30	96	71	124	73	67
Ga	11,8	12,3	11,1	13	12,5	12,5	18,5	4,5	23	13,3	17,4
Pb	1,8	<1	<1	1,3	9,5	<1	8,6	<1	7,4	8,3	7,2
Ag	<0,3	0,5	<0,6	<0,6	<0,6	<1,1	<0,9	1,0	<1,3	<0,7	<1,0
As	0,21	0,21	0,07	0,23	0,37	<0,54	<0,26	<1,10	<0,86	1,55	3,18
Se	0,9	0,6	<0,6	1,0	<0,9	<0,5	3,0	2,7	4,4	<0,6	4,0
Sb	0,12	0,07	0,04	0,12	0,08	0,05	0,06	0,44	0,15	0,18	0,09
Sc	17,29	11,63	16,34	18,79	13,14	16,32	30,88	45,81	34,12	22,33	30,65
Rb (ppm)	<2	4	8	8	105	<1	9	7	24	14	2
Sr	121	297	271	285	310	292	243	33	261	238	234
Y	12,2	8,3	8,1	11	9,8	7,7	30,5	6,1	40,1	16,4	23
Zr	24,3	11,6	7,7	18,1	16,8	6,2	88,2	3,9	170,2	46,4	67,1
Nb	4,4	4,4	4	4,2	3,8	3,9	4,3	5,2	7,6	4,2	4,7
Cs	0,1	0,3	0,7	0,1	3,0	<0,1	0,3	<0,3	0,6	0,3	<0,2
Ba	33	53	33	84	368	32	115	99	217	206	96
Hf	0,58	0,37	0,29	0,56	0,55	0,22	2,41	1,79	4,32	1,29	1,72
Ta	<0,07	<0,10	<0,10	<0,10	<0,05	<0,05	0,15	0,14	0,45	0,07	<0,07
W	<1,0	0,3	0,4	<0,4	<0,9	1,0	1,5	4,7	2,5	<0,8	<1,6
Th	0,1	0,2	0,1	0,3	0,3	0,1	0,5	1,0	1,9	0,6	0,9
U	<0,12	<0,07	<0,04	0,10	0,13	<0,09	0,20	0,63	0,52	0,17	0,36
La (ppm)	1,48	1,33	1,03	1,83	3,53	0,85	9,08	8,75	13,37	4,18	6,69
Ce	7,45	2,95	2,58	4,62	5,51	2,19	22,69	17,90	32,26	12,83	15,94
Nd	1,95	1,52	2,20	2,14	3,94	1,27	12,52	13,84	24,04	6,03	11,26
Sm	0,84	0,61	0,51	0,84	0,81	0,40	3,97	2,76	5,62	1,62	2,44
Eu	0,38	0,34	0,20	0,45	0,44	0,34	1,70	1,16	2,02	0,67	0,95
Tb	0,18	0,13	0,07	0,19	0,17	0,08	0,77	0,63	1,01	0,31	0,47
Ho	0,29	0,11	0,18	0,29	0,15	0,23	1,10	1,45	1,16	0,28	0,94
Yb	0,77	0,52	0,52	0,76	0,72	0,41	2,77	2,48	3,42	1,35	1,98
Lu	0,114	0,074	0,072	0,113	0,118	0,061	0,400	0,370	0,517	0,208	0,287
Os (ppb)	1,7	<1,2	1,0	<1,0	<0,8	<1,0	<0,9	<1,0	<0,8	<1,5	<1,3
Ir	1,35	0,03	0,05	0,02	0,02	0,05	<0,02	0,03	<0,01	0,34	0,07
Ru	10,2	3,8	<4,9	<2,3	2,5	5,1	<2,5	<3,8	2,2	<10,0	3,6
Rh	3,36	0,21	<1,30	0,22	<0,34	<1,00	<0,22	<0,38	<0,22	0,92	<0,41
Pt	36,0	10,7	14,0	<5,2	<12,0	10,7	<5,0	<8,9	<6,3	<8,8	<7,3
Pd	172,2	8,2	12,1	3,4	4,4	3,8	<4,9	3,9	1,5	54,1	26,7
Au	6,3	1,3	3,1	<1,0	<1,0	3,8	<1,0	<1,3	<1,5	4,1	10
Re	1,10	0,28	0,21	0,39	0,12	0,16	<0,12	1,18	0,42	0,82	0,83

HAR= harzburgite; DUN= dunite; GNO= gabbroïte à olivine; GN= gabbroïte; ID= indice Dumont; IG= indice Gagnon

MIG= migmatite; QZT= quartzite

NA= non analysé

Tableau 4.2. (suite)

# Échantillon	2516D	2516E	2516G	2516H	2516I	2516J	2516K	2502E	2502F	2502G	2502I
Type de roche	GN (ID)	GN (ID)	GNO (ID)	GNO (ID)	GN (ID)	GN (ID)	GN (ID)	GN (IG)	GN (IG)	GN (IG)	GN (IG)
SiO ₂ (%)	49,8	48,6	44,5	47,1	49,0	44,5	16,2	48,2	47,4	47,3	48,4
Al ₂ O ₃	16,4	15,1	12,0	11,1	14,6	12,5	5,66	17,0	15,8	16,4	17,1
FeO	8,81	8,08	10,98	9,11	8,61	12,65	0,00	8,21	8,76	9,13	8,16
MgO	9,59	11,3	18,0	18,0	10,0	8,91	3,35	8,80	8,09	9,39	8,87
CaO	10,7	9,88	7,01	7,15	9,31	5,13	3,23	10,6	9,38	9,98	10,8
Na ₂ O	1,54	1,94	1,18	1,27	1,99	1,55	0,54	1,90	2,16	1,44	1,88
K ₂ O	0,15	0,23	0,41	0,25	0,18	0,16	0,77	0,39	0,53	1,21	0,38
TiO ₂	0,93	0,84	0,63	0,69	0,78	0,46	0,32	1,04	0,90	0,94	1,03
MnO	0,16	0,15	0,16	0,17	0,15	0,20	0,06	0,17	0,16	0,17	0,16
P ₂ O ₅	0,06	0,03	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,08	0,08	0,07	0,08
S	0,10	0,87	1,21	1,17	1,64	4,40	28,20	0,54	1,91	0,67	0,23
Fe (sulf)	0,14	1,28	1,68	1,38	2,19	6,04	39,68	0,49	2,15	0,74	0,26
PAF	0,00	0,45	1,20	0,98	0,82	1,41	-	1,04	1,73	1,74	1,15
Total	98,48	98,94	99,64	99,11	99,79	98,86	102,19	98,96	100,06	99,64	98,71
Cr (ppm)	441	1016	3704	1613	498	365	508	247	239	348	265
Co	53	62	106	215	98	282	1091	69	164	85	52
Ni	231	458	1347	3886	1896	6202	28106	1598	6800	2389	497
Cu	81	262	784	962	2000	1800	11400	2800	2700	1300	844
Zn	63	64	58	60	73	128	52	100	88	112	90
Ga	16,2	14	11,3	10,8	15	13,1	6,4	15,7	14,4	15,5	16,1
Pb	4,3	5,6	7,5	11,2	6,4	7,4	9,5	26,1	22,4	11,8	6,4
Ag	<0,8	0,7	<1,1	1,5	9,3	0,5	2,8	6,5	3,7	<1,2	0,9
As	<0,51	<0,67	4,39	3,59	37,08	8,82	6,47	4,80	4,16	1,75	1,69
Se	1,4	1,4	2,4	9,1	3,1	14,2	49,8	3,4	8,8	3,5	1,2
Sb	0,07	0,08	0,29	0,11	0,19	0,12	0,10	0,30	0,29	0,15	0,13
Sc	33,75	30,24	23,75	25,35	25,88	19,50	11,19	31,40	26,75	30,08	31,26
Rb (ppm)	2	4	9	5	3	<4	<3	<3	11	39	3
Sr	238	228	143	137	238	184	66	250	221	275	251
Y	21,4	16,2	15,4	15,2	19,4	15,9	14,8	19,9	19,1	18,9	20,4
Zr	53,5	35,0	53,2	42,0	57,7	35,2	18,2	44,1	43,3	40,2	44,1
Nb	4,3	4,4	4,4	3,8	4,3	4,8	2,9	3,4	3,4	3,7	4,3
Cs	0,3	0,5	0,2	0,2	<0,1	<0,2	<0,4	0,2	1,1	2,5	0,1
Ba	96	77	72	56	95	74	17	72	105	234	96
Hf	1,47	1,13	1,43	0,99	1,45	0,88	0,50	1,15	1,27	1,30	1,26
Ta	0,13	0,09	0,10	<0,09	0,13	0,17	<0,08	0,05	<0,12	<0,08	0,06
W	2,3	<2,3	<1,5	<3,1	<1,9	<1,3	1,7	0,7	0,8	1,5	0,8
Th	0,7	0,6	0,8	0,5	0,8	1,1	1,2	0,3	0,8	0,6	0,2
U	0,33	0,12	0,27	0,12	0,31	0,27	0,28	0,08	0,33	0,50	0,04
La (ppm)	4,76	3,60	4,51	3,41	6,30	5,87	3,86	3,03	5,84	4,47	3,01
Ce	11,48	8,75	13,27	8,89	14,33	11,36	7,96	7,63	12,63	10,03	7,80
Nd	9,65	6,02	6,45	5,16	9,74	7,61	7,93	8,10	9,52	7,50	6,78
Sm	2,18	1,47	1,48	1,30	2,23	1,60	1,74	2,01	2,10	1,98	2,00
Eu	0,93	0,68	0,57	0,62	0,85	0,79	0,44	0,81	0,79	0,89	0,89
Tb	0,51	0,33	0,32	0,33	0,45	0,26	0,20	0,45	0,40	0,40	0,40
Ho	0,71	0,32	0,29	0,38	0,78	0,46	0,52	0,74	0,75	0,61	0,71
Yb	1,77	1,26	1,21	1,17	1,58	1,62	1,05	1,64	1,57	1,56	1,62
Lu	0,266	0,199	0,174	0,180	0,244	0,230	0,131	0,248	0,232	0,227	0,244
Os (ppb)	<1,0	<0,9	1,1	<1,5	0,5	3,7	24,0	<1,2	<1,6	<1,3	<1,1
Ir	0,04	0,09	0,32	0,62	0,18	1,21	5,68	0,04	0,22	0,03	<0,01
Ru	2,8	4,3	<4,1	5,4	<7,4	14,0	35,6	2,3	2,1	2,3	<3,4
Rh	<0,28	0,47	1,38	2,39	0,59	3,28	14,41	<0,17	1,09	0,28	<0,18
Pt	<6,5	<3,7	7,3	11,2	<6,3	12,0	<25,0	23,4	29,6	11,0	<10,0
Pd	4,1	17,4	92,3	123,0	43,6	241,6	748,7	77,6	91,7	27,3	3,2
Au	<1,2	2,2	18,5	43,6	2,1	7,1	36,9	105,8	178,4	39,3	10,5
Re	0,52	0,80	2,16	6,45	1,81	27,55	140,35	0,49	1,33	0,65	0,48

HAR= harzburgite; DUN= dunite; GNO= gabbroïte à olivine; GN= gabbroïte; ID= indice Dumont; IG= indice Gagnon

MIG= migmatite; QZT= quartzite

NA= non analysé

Tableau 4.2. (suite)

# Échantillon	2502J	2502K	2502L	2502B	2502C	2502D	2513	2514	2515B	2518
Type de roche	GN (IG)	GNO (IG)	GN (IG)	MIG	MIG	MIG	QZT	QZT	MIG	MIG
SiO₂ (%)	48,0	46,9	47,8	72,1	65,3	58,7	97,2	94,6	66,7	66,4
Al₂O₃	17,0	16,6	17,1	15,0	17,2	19,4	0,72	2,38	14,9	15,7
FeO	8,18	8,80	8,48	1,95	5,47	6,59	0,55	0,87	6,09	4,48
MgO	9,44	9,12	9,61	0,97	2,40	3,40	0,08	1,06	2,42	2,19
CaO	10,5	9,90	10,8	2,61	1,51	2,16	<0,02	0,34	1,64	1,36
Na₂O	1,93	2,06	1,82	4,25	2,58	1,79	0,13	0,34	1,98	3,70
K₂O	0,45	1,13	0,33	1,36	3,74	3,12	0,07	0,16	3,72	4,64
TiO₂	1,04	1,02	1,02	0,27	0,67	0,90	0,01	0,13	0,79	0,69
MnO	0,16	0,16	0,16	0,02	0,08	0,05	<0,01	0,01	0,09	0,06
P₂O₅	0,08	0,07	0,08	0,04	0,03	0,02	<0,01	<0,01	0,05	0,07
S	0,26	0,51	0,15	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	0,02	<0,01
Fe (sulf)	0,28	0,50	0,19							
PAF	1,19	1,43	1,05	0,98	0,62	1,40	0,81	0,14	0,70	0,73
Total	98,74	98,72	98,72	99,62	99,77	97,68	99,58	100,04	99,35	100,17
Cr (ppm)	312	319	421	18	77	88	2	12	135	67
Co	62	72	52	9	13	17	1	5	24	12
Ni	719	1579	274	129	<47	<35	<4	36	<29	<24
Cu	1000	2100	487	30	9	45	13	2	39	18
Zn	71	95	69	37	112	33	13	2	65	77
Ga	16	15,6	16,7	15,7	23,5	27,7	2,4	3,3	18,2	19,3
Pb	14	24,3	6,7	12,7	19,3	16,4	<1	<1	17,7	17,3
Ag	1,2	4,5	0,7	<0,4	<0,8	0,4	<0,1	<0,2	<1,3	<0,8
As	1,77	3,73	0,65	0,36	<0,19	<0,18	0,06	0,38	<0,56	<0,47
Se	2,3	3,4	2,0	2,9	7,9	7,8	1,3	1,4	10,4	6,9
Sb	0,16	0,26	0,19	<0,02	<0,02	<0,02	0,03	0,06	<0,03	<0,03
Sc	32,06	32,37	30,64	3,04	17,65	8,06	0,12	1,56	21,21	8,63
Rb (ppm)	6	29	6	48	152	171	3	8	129	108
Sr	234	393	238	301	207	214	8	26	238	235
Y	20,9	19,2	20,4	7,5	32,9	11,4	5,9	6,6	63,8	25,2
Zr	48,7	41,7	57,1	98,9	234,8	280,2	46,9	56,1	370,0	272,2
Nb	4,5	2,1	4,7	6,8	12,6	16,8	4,3	4,5	11,1	12,4
Cs	0,2	1,9	<0,2	1,7	3,5	5,6	0,2	0,3	2,7	2,4
Ba	113	853	51	266	960	671	13	41	1556	819
Hf	1,34	1,09	1,63	2,71	7,04	6,63	1,42	1,55	10,12	7,66
Ta	0,10	<0,07	<0,06	<0,09	0,18	0,29	0,06	0,04	0,84	0,62
W	1,2	<0,3	<0,7	<0,4	1,0	0,9	0,2	0,7	1,7	1,2
Th	0,2	0,7	0,3	1,4	11,0	11,1	1,0	2,2	15,5	14,1
U	<0,08	0,42	<0,13	0,38	1,05	1,16	0,39	0,32	1,78	2,72
La (ppm)	3,31	8,14	3,60	13,70	48,60	45,35	2,87	6,96	60,23	48,76
Ce	8,83	17,63	9,97	22,38	90,70	80,84	6,36	15,80	121,24	98,52
Nd	8,06	8,63	8,72	12,48	52,42	48,46	3,15	8,55	72,09	63,44
Sm	2,08	2,18	2,10	1,65	6,93	6,76	0,47	1,06	10,14	8,80
Eu	0,91	1,33	0,85	1,85	1,80	1,67	0,10	0,20	2,15	1,69
Tb	0,45	0,39	0,42	0,18	0,93	0,50	0,07	0,09	1,38	0,95
Ho	0,70	0,82	0,79	0,22	1,88	0,49	0,09	0,20	2,98	1,75
Yb	1,76	1,66	1,67	0,37	4,46	0,85	0,20	0,19	7,99	2,33
Lu	0,257	0,237	0,251	0,047	0,637	0,129	0,033	0,024	1,154	0,360
Os (ppb)	<1,8	<2,3	<1,2	<1,2	<0,9	<1,1	<1,0	<0,7	<0,9	<0,9
Ir	<0,02	0,03	<0,02	0,03	<0,03	<0,05	<0,01	0,01	0,03	0,02
Ru	3,6	<5,5	<3,4	<4,2	<3,6	<3,7	<5,3	2,9	3,6	3,7
Rh	<0,76	<0,46	<0,30	<0,27	<0,23	<0,28	<0,39	<0,26	<0,26	0,32
Pt	14,3	159,4	7,8	<6,0	<3,6	10,8	<5,7	<4,7	<11,0	<6,7
Pd	27,5	938,3	<3,0	<5,6	<3,7	2,5	<2,2	<1,6	0,8	<1,4
Au	43,3	193,3	13,3	<0,9	<1,2	2,1	<0,6	0,5	<1,5	<1,0
Re	0,33	<0,45	0,30	<0,14	<0,29	0,14	<0,14	<0,08	0,09	0,12

HAR= harzburgite; DUN= dunite; GNO= gabbroonite à olivine; GN= gabbroonite; ID= indice Dumont; IG= indice Gagn

MIG= migmatite; QZT= quartzite

NA= non analysé

Tableau 4.2. (suite)

# Échantillon	Snake Riv. Cape Smith		
Type de roche	N-M	BCP	BPO
Référence	1	2	3
SiO ₂ (%)		46,2	46,9
Al ₂ O ₃	16	14,5	10,5
Fe ₂ O ₃	9,00	13,5	12,3
MgO	7,5	9,99	15,6
CaO	12	9,68	9,98
Na ₂ O	2,75	2,63	0,95
K ₂ O	0,13	0,61	0,36
TiO ₂	1,27	2,06	0,65
MnO	0,17	0,19	0,19
P ₂ O ₅	0,072	0,44	0,05
S			0,02
PAF			3,37
Total		99,77	100,85
Cr (ppm)	275	256	1218
Co	40		49
Ni	100	193	459
Cu		59	70
Zn		97	80
Ga	16,0	20,0	
Pb	0,3	5,0	
As			<0,50
Se			<1,0
Sb			0,05
Sc	40		25,34
Rb (ppm)	1	14	12
Sr	90	285	81,1
Y	28	31	13,0
Zr	74	167	42,43
Nb	2,3	15,1	<5,0
Cs	0,007		1,2
Ba	6,3	298	12
Hf	2,05	3,87	0,62
Ta	0,13	0,93	<0,10
Th	0,12	1,78	0,29
U	0,047		0,10
La (ppm)	2,5	18,3	2,64
Ce	7,5	41,2	5,98
Nd	7,3	23	3,80
Sm	2,63	5,6	1,54
Eu	1,02	1,94	0,64
Tb	0,67		0,30
Ho	1,01	1,05	
Yb	3,05	2,78	1,40
Lu	0,455	0,420	0,230
Os (ppb)			<1,0
Ir			0,44
Ru			<5,0
Rh			0,89
Pt			10,7
Pd			8,4
Au			5,1

N-M=N-MORB; BCP=basalte continental de plateau; BPO=basalte à phénocristaux d'olivine
 Réf: 1-Sun et McDonough(1989);2-Thompson et al.(1983);3-Barnes et Picard(1993)

contamination ainsi que l'altération. Une saturation en sulfures avec ou sans retrait préalable à la mise en place du magma aurait aussi pu affecter certains éléments. Le comportement des éléments majeurs et traces sera étudié pour tenter de discerner les effets potentiels de chacun de ces processus.

4.3.1. Résultats et classification

De façon générale, les échantillons des différentes lithologies semblent montrer une certaine cohérence entre eux en terme de suite. Différents diagrammes peuvent être utilisés à des fins de classification. Tout d'abord, dans le diagramme de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ par rapport à SiO_2 (figure 4.1), les échantillons se situent clairement dans le domaine sub-alcalin. Le

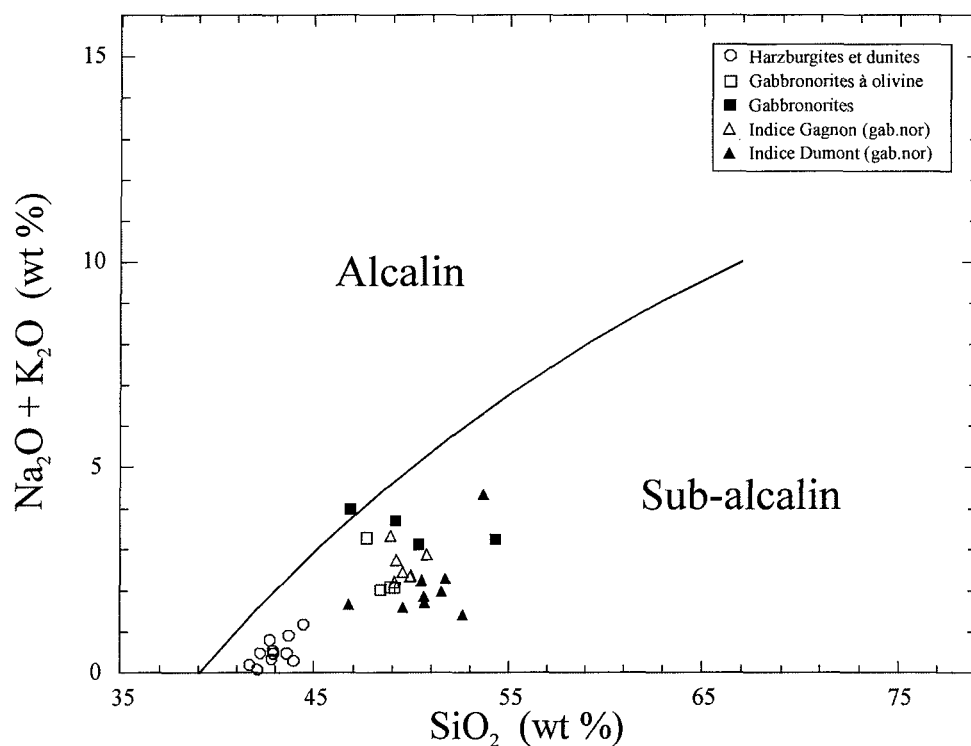


Figure 4.1. Diagramme binaire $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 . De Irvine et Barager 1971.

diagramme AFM (figure 4.2) positionne de façon plus précise les unités étudiées dans le champ tholéiitique. Sur le diagramme de Jensen (figure 4.3), la classification n'est pas aussi claire. Tout d'abord, les harzburgites et dunites se situent dans les champs des komatiites picritiques. Ces unités ont été précédemment identifiées comme des cumulat principalement d'olivine, ce qui explique leur position dans ce diagramme. La majeure partie des gabbronorites se regroupe dans le champ des tholéiites riches en magnésium et les gabbronorites à olivine, plutôt du côté calco-alcalin. De façon générale, les éléments majeurs s'entendent tout de même sur l'affinité tholéiitique du magma parental de la suite.

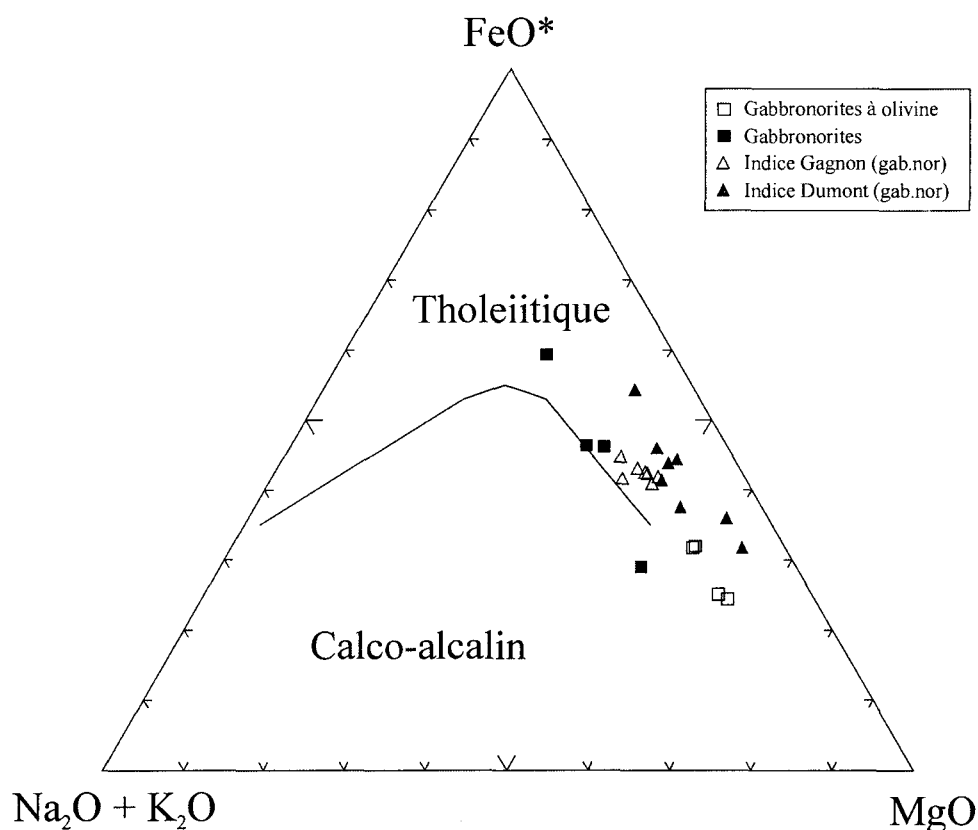


Figure 4.2. Diagramme AFM. De Irvine and Barager 1971.

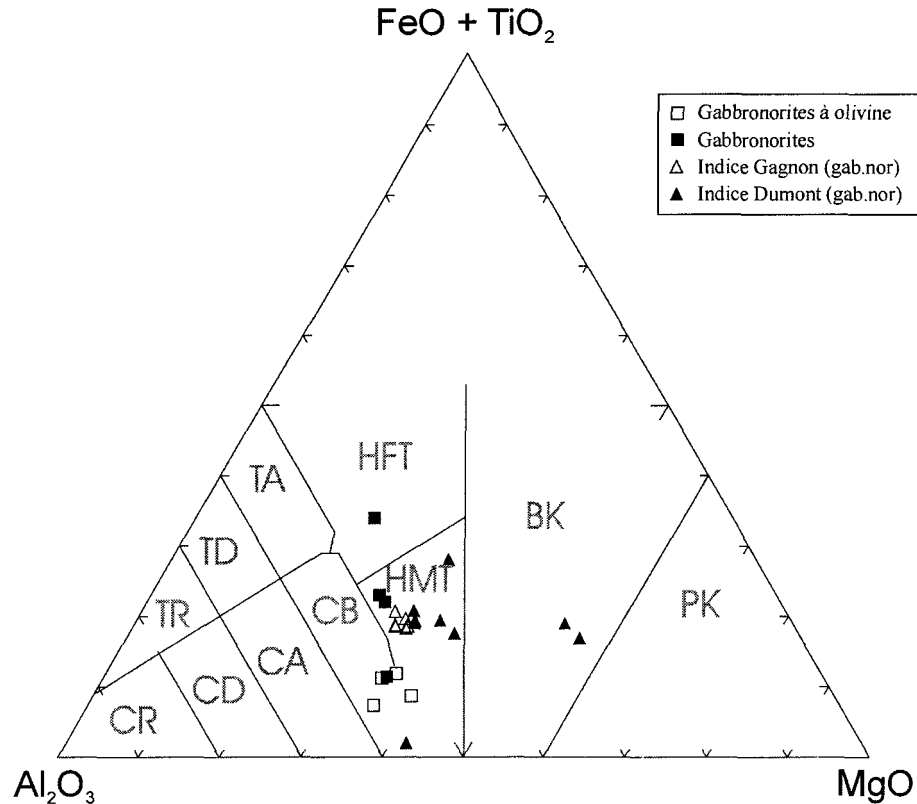


Figure 4.3. Diagramme ternaire Al_2O_3 - $\text{FeO}+\text{TiO}_2$ - MgO . De Jensen 1976.

Une approche peut aussi être faite à partir des éléments traces. La figure 4.4 montre le diagramme des terres rares normalisées sur les chondrites (CI, compilation de McDonough et Sun 1995). Un diagramme multiélément selon l'ordre de classification de Wood (1980) et normalisé sur le manteau primitif "pyrolite" de Mc Donough et Sun (1995) est aussi présenté à la figure 4.5.

L'allure générale des patrons de terres rares montre une tendance plutôt tholéiitique avec un rapport $(\text{La/Lu})_{\text{NC}}$ (normalisé sur les chondrites) généralement autour de 1,5 à 2,0 et

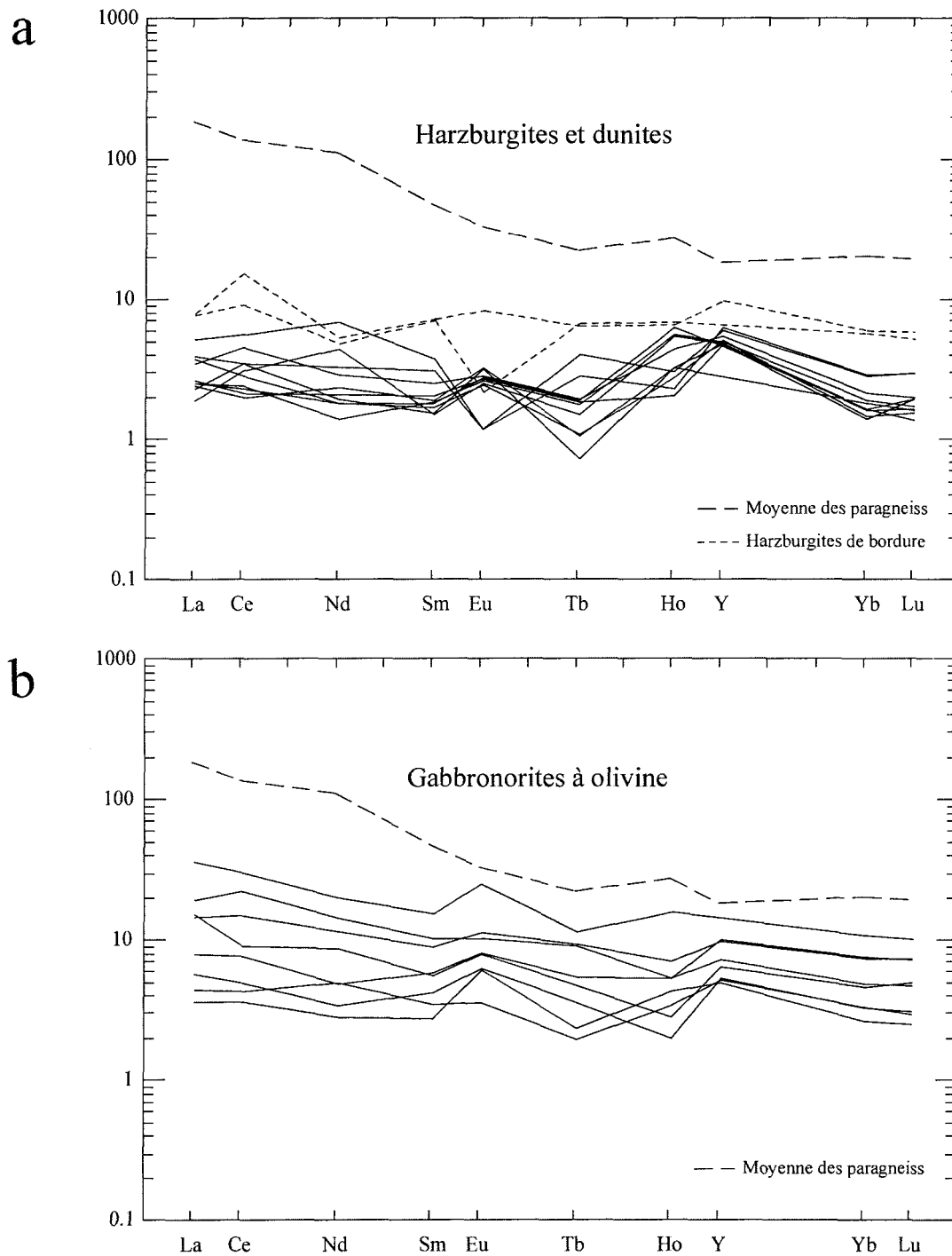


Figure 4.4. Diagrammes des terres-rare normalisé sur les chondrites. Les valeurs de normalisation proviennent de la compilation de Mc Donough et Sun 1995. a) harzburgites et dunites; b) gabbro-norites à olivine.

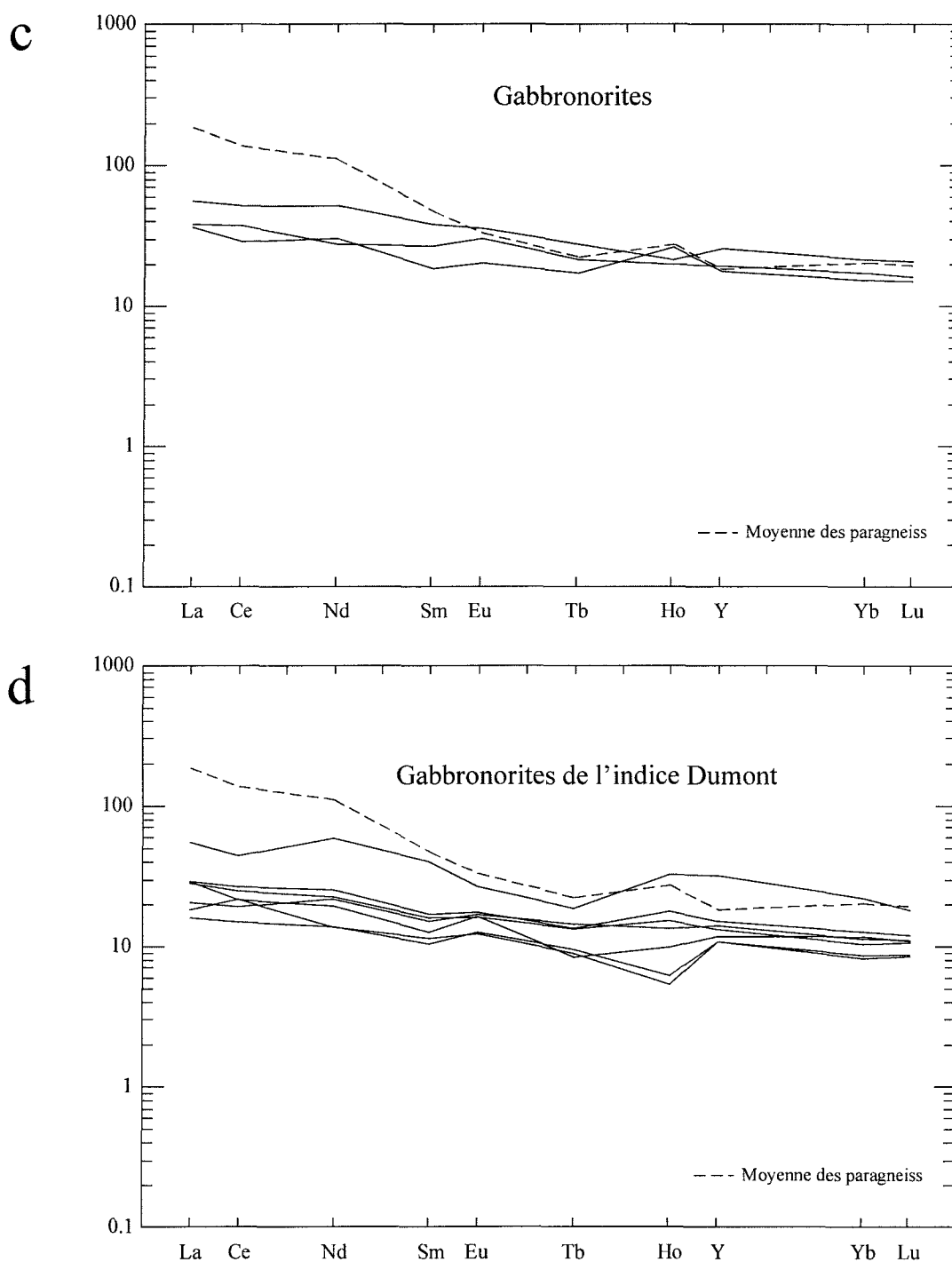


Figure 4.4 (suite). Diagrammes des terre-rare normalisé sur les chondrites. Les valeurs de normalisation proviennent de la compilation de Mc Donough et Sun 1995. c) gabbronorites d) gabbronorites de l'indice Dumont.

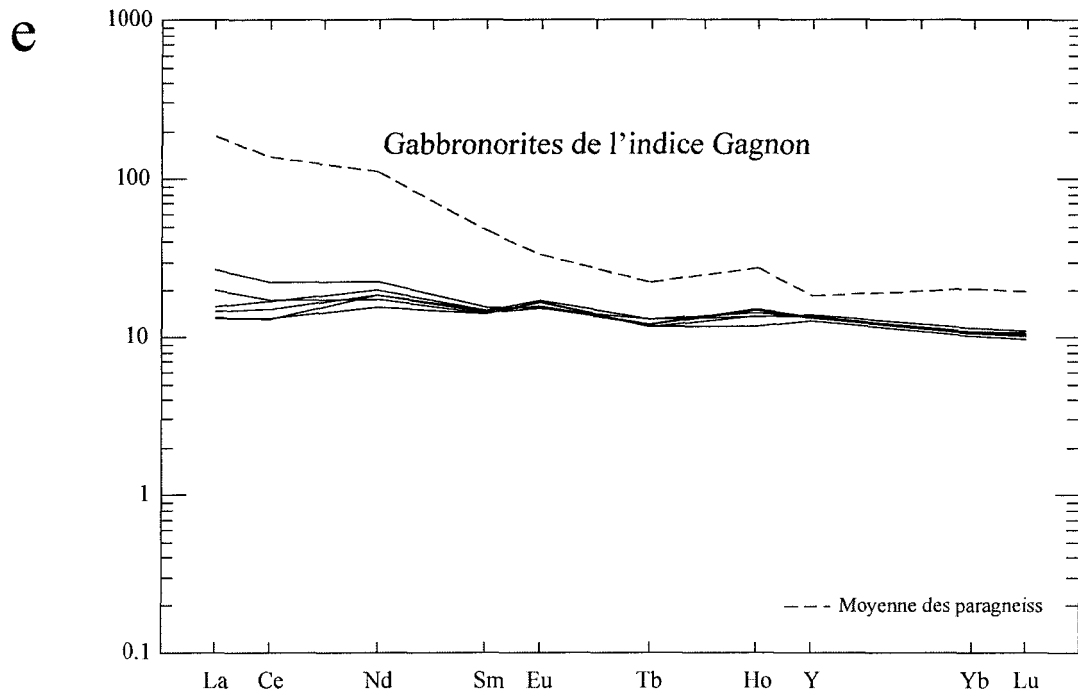


Figure 4.4 (suite). Diagrammes des terre-rares normalisé sur les chondrites. Les valeurs de normalisation proviennent de la compilation de Mc Donough et Sun 1995. e) gabbro-norites de l'indice Gagnon.

quelques rares échantillons jusqu'à 3,0. Les abondances par rapport aux chondrites sont différentes pour les trois lithologies. Elles varient autour de 1 à 10 pour les harzburgites et dunités, de 2 à 6 pour les gabbro-norites à olivine et de 3 à 40 pour l'ensemble des gabbro-norites. Comme les terres rares sont des éléments incompatibles, leur abondance est directement proportionnelle avec la quantité de liquide par rapport à la fraction cumulat dans les lithologies. Les patrons sont relativement plats à l'exception de l'anomalie en Eu. En effet, les échantillons de harzburgites et dunités contenant les concentrations les plus élevées dans la majorité des terres rares montrent des anomalies négatives en Eu. Par contre, les autres échantillons montrent une anomalie positive. Comme le plagioclase est la phase qui influence le comportement de Eu, l'anomalie positive peut résulter d'une

accumulation de cristaux de plagioclase. L'anomalie négative devrait au contraire être indicatrice de la présence d'un liquide ayant subi un fractionnement par le retrait de plagioclases ou encore de la mobilité de Eu. En fait, les échantillons contenant plus de plagioclase cumulat présentent une anomalie positive (échantillons 2158, 2503, 2504, 2505, 2506, 2507, 2509 et 2511) alors que ceux contenant moins de plagioclase et plus de liquide piégé montrent une anomalie négative (échantillons 2156, 2182 et 2183). Les derniers sont les harzburgites qui proviennent de la bordure de l'intrusion et celles du bloc nord de la suite. Si ces échantillons représentent une phase précoce du fractionnement, le solidus du plagioclase n'avait alors pas été atteint et le liquide ne devrait pas montrer un appauvrissement en Eu. La mobilité de Eu dans les roches ultramafiques est courante (Barnes 1985; Bandyayera 1997) et plus probable ici que le fractionnement du liquide piégé. Tous les gabbronorites à olivine montrent une anomalie positive assez marquée en Eu. Ce caractère est concordant avec la conclusion faite à partir de critères pétrographiques à savoir qu'une bonne partie du plagioclase dans ces unités est effectivement cumulat. Dans les gabbronorites, l'anomalie est absente ou faiblement positive. Le patron plat et régulier des gabbronorites provenant des bordures de l'intrusion (aux sites des indices minéralisés) sont des caractéristiques qui sont en faveur d'une composition se rapprochant d'un liquide. D'autres critères en faveur de cette interprétation seront discutés plus loin.

Le diagramme multiélément (figure 4.5) offre un patron assez perturbé. L'élément Sr se comporte d'une façon difficile à expliquer. Le Sr a une compatibilité encore plus

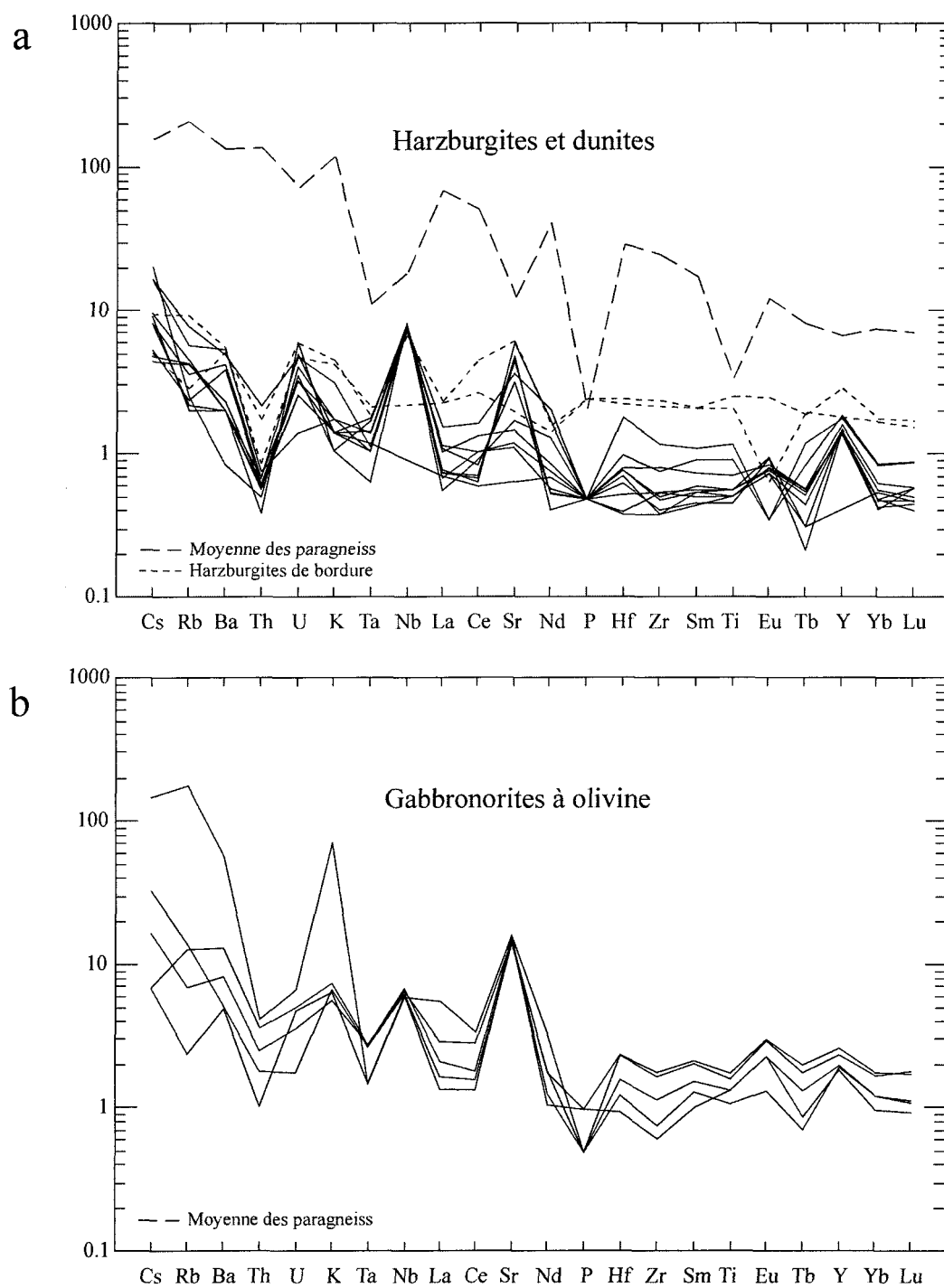


Figure 4.5. Diagrammes multiéléments selon l'ordre de classification de Wood et al. (1979) et normalisé sur le manteau primitif de McDonough et Sun 1995. a) harzburgites et dunites; b) gabbronorites à olivine.

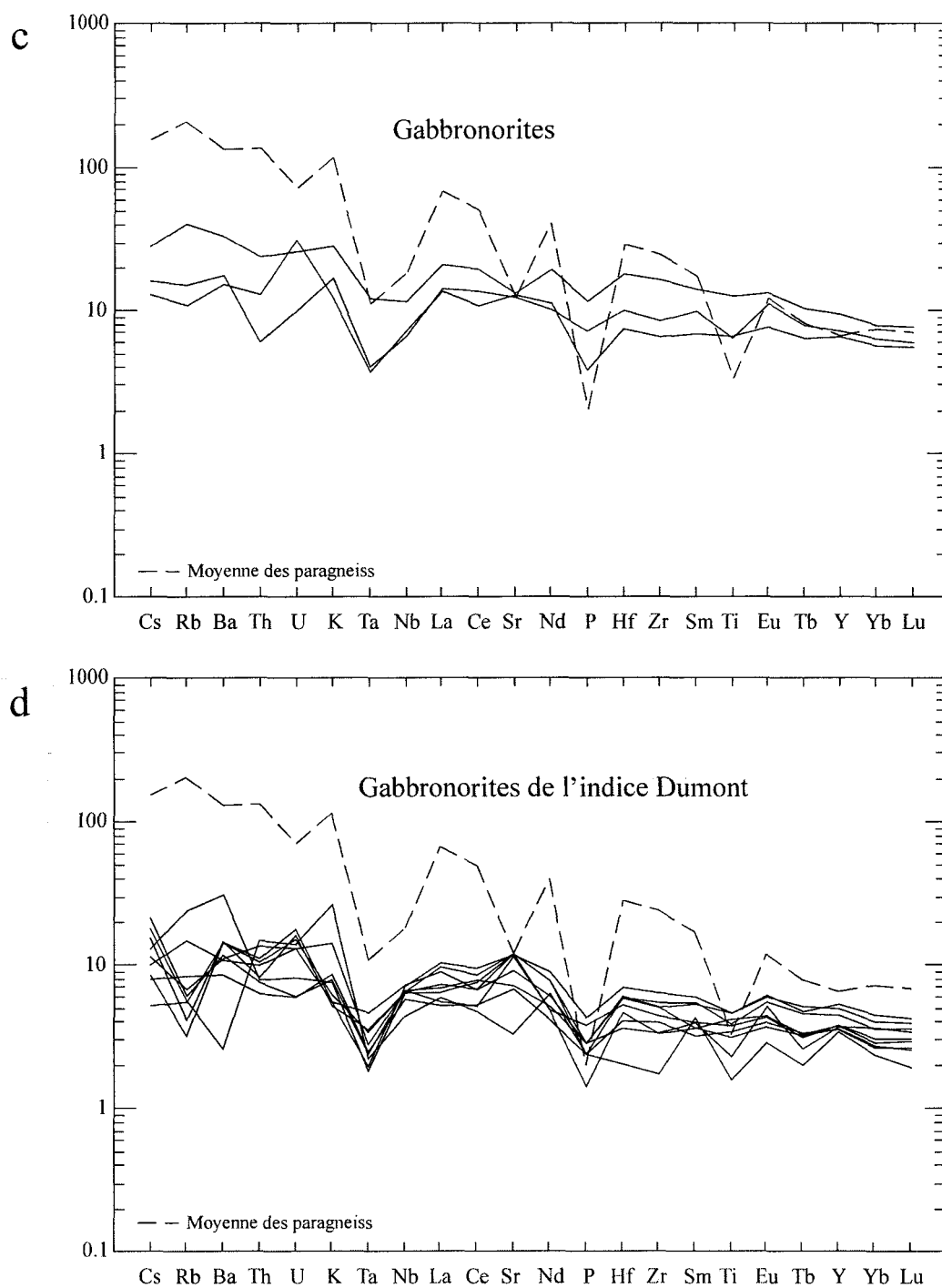


Figure 4.5 (suite). Diagrammes multiéléments selon l'ordre de classification de Wood et al. (1979) et normalisé sur le manteau primitif de McDonough et Sun 1995. c) gabbro-norites; d) gabbro-norites de l'indice Dumont..

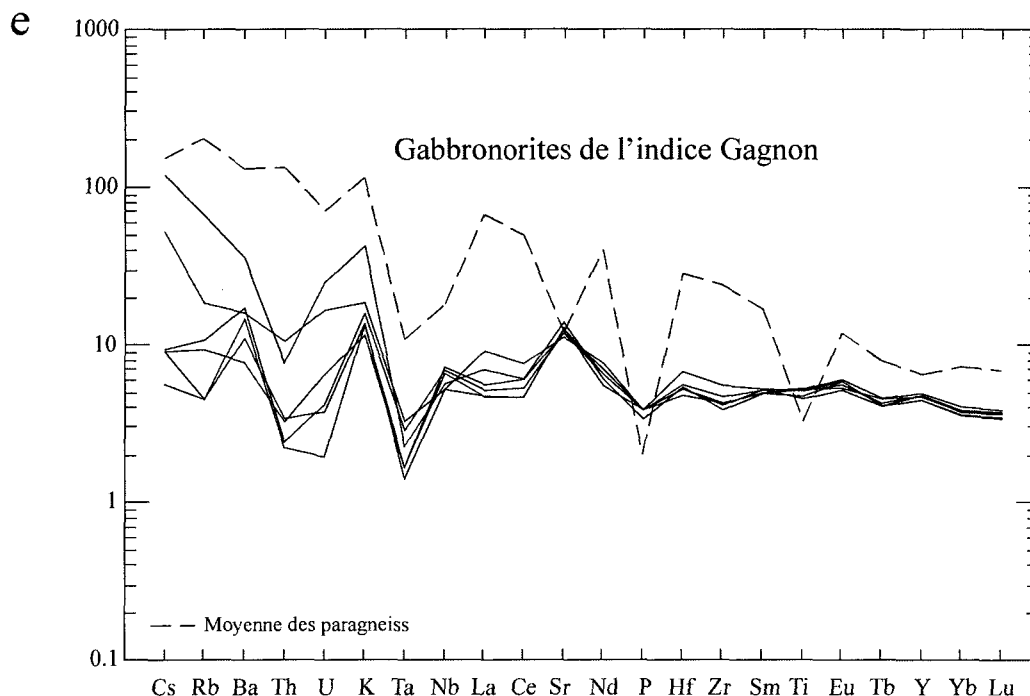


Figure 4.5 (suite). Diagrammes multiéléments selon l'ordre de classification de Wood et al. (1979) et normalisé sur le manteau primitif de McDonough et Sun 1995. e) gabbronorites de l'indice Gagnon.

élevée pour le plagioclase que Eu. Le comportement attendu du Sr serait par conséquent de suivre la tendance de l'Eu mais de façon plus marquée. Le Sr montre en effet une très forte anomalie positive dans les unités à cumulat (harzburgites, dunites et gabbronorites à olivine) mais aussi dans les gabbronorites non-cumulat. Le fractionnement des éléments Eu et Sr dans les plagioclases peut varier en fonction des conditions de cristallisation (entre autres fO_2). Les coefficients de partage plagioclase-liquide (D_{pg}) provenant d'une compilation par Rollinson (1993) pour un liquide basaltique sont $D_{pg}^{Sr} = 1,83$ et $D_{pg}^{Eu} = 0,340$ à $1,1255$. De façon grossière et en considérant le pire des cas pour D_{pg}^{Eu} , l'anomalie en Sr pourrait être environ 5 fois plus importante que celle de Eu. Le diagramme montre

plutôt des proportions de 15 à 25 fois. Aucune explication valable n'a encore été trouvée pour cette importante anomalie en Sr dans l'ensemble des unités autant cumulat que non cumulat sauf la possibilité d'une erreur expérimentale. Le Sr a été déterminé par fluorescence-X par le même laboratoire que les éléments Nb, Y et Zr. Il semble que les éléments Nb et Y seraient aussi en quantités anormalement élevées dans les cumuls (harzburgites, dunites et gabbro-norites à olivine). La limite de détection de 1 ppm annoncée par le laboratoire est remise en question pour ces éléments. Dans le cas du Nb, les résultats sont douteux surtout pour les unités cumulat mais aussi pour la plupart des gabbro-norites. En effet, l'ensemble des valeurs obtenues pour le Nb dans les échantillons provenant de l'intrusion se situe entre 2,1 et 7,6 sans égard à la lithologie elle-même. En principe, des valeurs plus élevées dans les échantillons mafiques par rapport aux ultramafiques étaient anticipées. Cette caractéristique peut amener à penser que les valeurs obtenues ressemblent plus à des limites de détection qu'à des résultats valables. Munker (1998) a fait une comparaison directe d'échantillons analysés par fluorescence-X et par ICP-MS. Les valeurs obtenues sont concordantes pour des compositions supérieures à 10-15 ppm. Pour des concentrations inférieures, les valeurs sont systématiquement plus élevées par fluorescence-X. Selon Munker (1998), cette différence est attribuable à une erreur systématique des mesures par fluorescence-X près de la limite de détection. Pour cette raison, les valeurs de Nb sont présentées dans le tableau 4.2 mais les valeurs obtenues pour les roches ultramafique en particulier ne seront pas considérées dans l'interprétation générale. L'élément Y est élevé dans toutes les unités mais particulièrement dans les

ultramafiques. Les valeurs obtenues sont aussi présentées dans le tableau mais comme le degré de confiance qui leur est accordé est plutôt faible, Y ne sera pas utilisé à des fins de classification ou interprétation, comme le Sr et le Nb.

L'allure générale du diagramme multiélément n'est pas très régulière même en faisant abstraction des anomalies discutées ci haut. La partie droite du diagramme est relativement plane avec comme seule anomalie négative marquée celle de P_2O_5 . Celle-ci peut résulter de la contamination, comme le montre le contenu en P_2O_5 des migmatites encaissantes. La partie gauche du diagramme est beaucoup plus anomalique. Les éléments lithophiles à large rayon ionique (K, Rb, Cs, Ba) sont enrichis par rapport aux éléments à forte charge ionique (Th, Ta, Hf, Zr et autres). Pour mieux visualiser les relations directes entre les différents éléments traces, le diagramme Th/Yb versus Ta/Yb (Pearce, 1982) ainsi que le diagramme triangulaire Ta-Th-Hf/3 (Wood 1980) sont présentés à la figure 4.6. Seuls les échantillons avec des abondances au-dessus de la limite de détection pour tous les éléments concernés y ont été représentés. Le diagramme de la figure 4.6b place toutes les lithologies dans le champ calco-alkalin alors que celui de la figure 4.6a positionne les échantillons provenant de l'indice Gagnon dans les tholeiites et ceux de l'indice Dumont du côté calco-alkalin. Le diagramme de la figure 4.6c positionne les échantillons dans un environnement de MORB ou de basalte calc-alkalin. Cette disposition des éléments traces en général peut être interprétée comme étant causée par un basculement vers le côté calc-

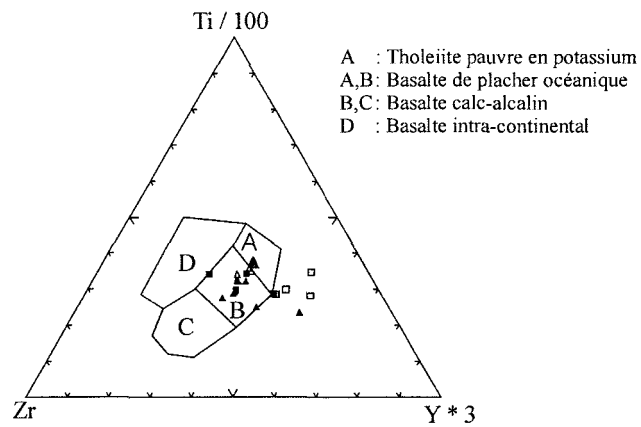
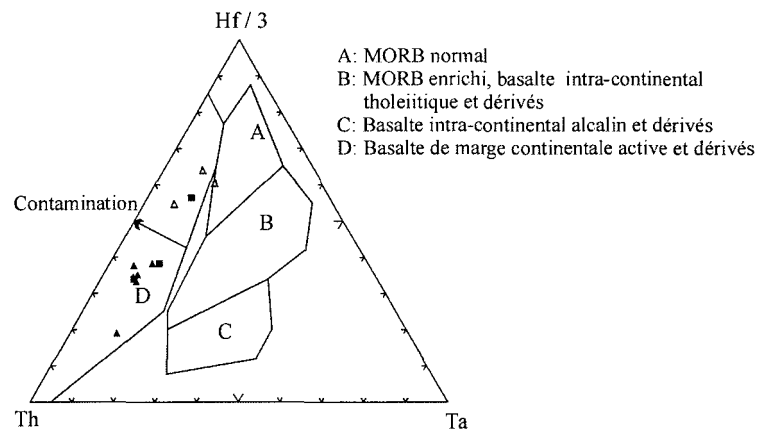
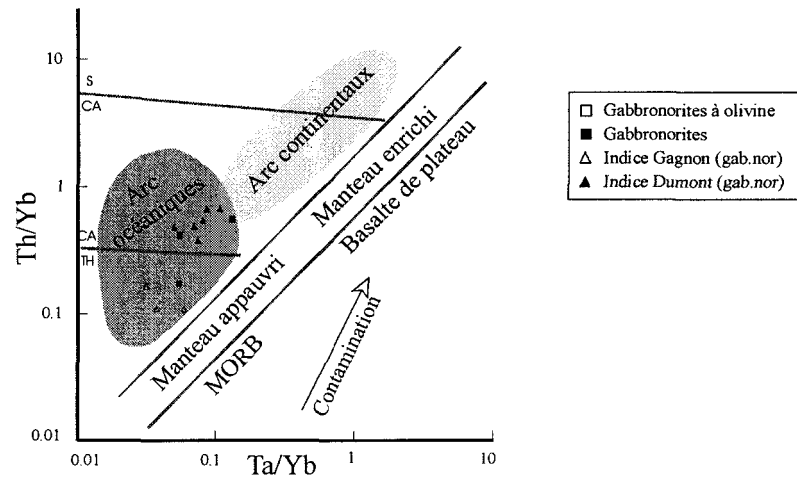


Figure 4.6. Diagrammes discriminants à partir d'éléments-traces: a) Th/Yb versus Ta/Yb (Pearce 1983); b) Hf/3 - Th - Ta (Wood 1980); c) Ti/100 - Zr - Y*3 (Pearce & Cann 1973).

alcalin d'un produit d'affinité MORB de type normal. Les anomalies qui poussent les échantillons vers le domaine calc-alcalin et qui perturbent les diagrammes multiélément pourraient dans certains cas être causées par un certain degré d'altération ou encore par une contamination par les migmatites encaissantes. Dans ce dernier cas, les gabbro-norites de l'indice Dumont seraient plus contaminées que celles de l'indice Gagnon. Bien sûr, une combinaison des processus d'altération et de contamination peut être aussi à considérer. Leurs effets respectifs sont discutés de façon plus détaillée ci-après.

4.3.2. Altération

L'altération peut modifier fortement la composition des roches et il est parfois difficile d'en distinguer les effets de ceux de la contamination. Pour mobiliser un élément, deux critères doivent être respectés. D'abord, l'élément doit être soluble. De façon générale, la solubilité des éléments augmente avec l'augmentation de leur rayon ionique et avec la diminution de la charge ionique (rapport rayon ionique/charge ionique élevé). Parmi les éléments analysés dans cette étude, ceux à surveiller seraient par conséquent les suivants: Cs, Rb, K, Na, Ba, Sr, Ca, Au, Cu et S. Le second critère de mobilité est que l'élément en question soit disponible c'est-à-dire qu'il ne soit pas stabilisé à l'intérieur d'une phase minérale. Les éléments immobiles (potentiellement stabilisés à l'intérieur de la structure d'un minéral) seraient en contrepartie les terres rares, Sc, Y, Th, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta et P (Pearce, 1983).

Les observations pétrographiques des différentes unités permettent assez bien dans la présente étude de circonscrire les phénomènes attribuables à l'altération. Tout d'abord, il est évident qu'une fraction de H_2O a été ajoutée aux harzburgites et dunites, ce qui a eu pour résultat de transformer une partie de l'olivine en serpentine. C'est ce que les valeurs de perte au feu (PAF) de 3 à 16% dans ces unités représentent. Par contre, le processus d'altération n'a probablement pas été poussé très loin car les textures sont parfaitement bien préservées et les minéraux de basses températures (séricite, carbonates, chlorite) sont absents ou en quantité négligeable dans la majorité des échantillons. Les unités mafiques c'est-à-dire les gabbro-norites à olivine et les différents gabbro-norites semblent encore mieux préservés de l'altération. Les minéraux sont frais et limpides et même les olivines sont proportionnellement moins serpentinisées. Les PAF dans ces unités sont toutes en dessous de 2,5% et majoritairement inférieures à 1%. Aucun minéral d'altération n'a été observé dans l'ensemble des échantillons de gabbro-norite et gabbro-norite à olivine. De plus, il ne semble y avoir aucune corrélation entre les éléments mobiles et la perte au feu. Pour toutes ces raisons, les effets de l'altération seront supposés absents ou tout au moins négligeables dans l'ensemble des harzburgites, dunites et gabbro-norites à olivine.

Certains échantillons de gabbro-norites auraient par contre pu subir des effets d'altération. Un des échantillons provenant du site de l'indice Dumont en montre des évidences. Il a été prélevé dans une zone de faille et contient un pourcentage de sulfures

élevé (plus de 65%). L'échantillon est très friable et noirci. Pour des fins de comparaison, il a été recalculé à 100% silicates après avoir retiré les éléments devant être contenus dans les sulfures (détail de la procédure à l'annexe 3). Comme plusieurs des anomalies géochimiques causées par l'altération peuvent tout aussi bien l'être par la contamination cet échantillon sera discuté plus en détail dans la section suivante. Les caractéristiques attribuables à chacun des deux processus seront déterminées. Il en sera de même pour l'échantillon de gabbro norite 2517B qui présente plusieurs dissidences par rapport aux autres gabbro norites, celles-ci pouvant aussi possiblement être attribuables à l'altération.

4.3.3. Contamination

Si l'altération ne semble pas avoir joué un rôle important dans la modification de la chimie des échantillons des différentes unités de la suite, ce n'est probablement pas le cas pour la contamination. Dans la section sur le métamorphisme, les calculs effectués montrent que la mise en place du dyke a potentiellement fourni suffisamment de chaleur aux migmatites pour provoquer la fusion. Le processus ainsi que la quantité de fusion partielle ou totale de ces formations dépasse le cadre de cette étude mais il est important de déterminer si les anomalies géochimiques observées peuvent en résulter. La possibilité que les paragneiss représentent une source de soufre pour la formation des sulfures aux deux indices est d'une importance majeure pour cette étude.

Une moyenne a été calculée pour les 5 échantillons de paragneiss migmatitiques prélevés sur les bordures SE et NO du dyke. Elle a été représentée par une ligne pointillée sur les diagrammes de terres rares et multiélément (figures 4.4 et 4.5). Le rapport La/Lu_{NC} est de 9,6. De façon très générale, cela signifie qu'une contamination par ces migmatites devrait faire varier à la hausse le rapport d'un magma d'origine tholéiitique ($La/Lu_{NC} = 1$). Dans les migmatites, les terres rares lourdes (HREE) montrent un profile assez plat. Ce sont les terres rares légères (LREE) qui offrent une pente régulière. En fait, l'effet de la contamination du magma tholéiitique serait de créer une pente de plus en plus forte sur la partie gauche seulement du diagramme. Les unités contenant le plus de la composante liquide seraient les plus affectées. Cet effet est parfaitement vérifiable dans les différentes lithologies. Dans les unités cumulat, la pente est très faible alors que dans les gabbro-norites une pente est présente sur la gauche du diagramme. À l'indice Gagnon, les différents échantillons forment un éventail du côté des LREE montrant la variabilité dans l'ampleur de la contamination qui affecte de plus en plus les éléments en se déplaçant vers la gauche dans le diagramme. La moyenne des rapports La/Lu_{NC} des échantillons provenant de cet indice est plus basse que celle des échantillons provenant de l'indice Dumont. Cette remarque est en accord avec le diagramme Th/Yb - Ta/Yb (figure 4.6a) où les échantillons de l'indice Dumont se retrouvaient dans le domaine calco-alcalin.

Des signes de contamination peuvent aussi être étudiés sur le diagramme multiélément (figure 4.5). La comparaison des patrons des différentes unités avec les

migmatites montre en première observation que s'il y a effectivement eu contamination, elle n'est probablement pas du type assimilation de la roche totale. Si une assimilation totale était survenue, tous les éléments auraient dû en principe réagir de la même façon. Le résultat anticipé serait que les patrons observés dans les unités mafiques et ultramafiques montreraient une tendance vers celui des migmatites et ce, pour tous les éléments. Ainsi, il semble que la contamination soit plutôt sélective. En premier lieu, la partie gauche du diagramme qui représente les éléments à plus faible diffusivité est relativement peu perturbée. Ce sont les éléments qui auront la moins grande facilité à être mobilisés et donc à intégrer le contaminant. Les éléments à haute diffusivité sur la partie gauche du diagramme sont beaucoup plus anomaux. La signature d'un magma contaminé par l'assimilation totale d'un paragneiss serait de tendre vers un patron de sédiment. Par contre, l'assimilation sélective devrait plutôt montrer une tendance vers une composition granitique produite par fusion partielle des migmatites. Ce contaminant montrera des concentrations supérieures dans les éléments les plus incompatibles et à diffusivité la plus élevée.

En tenant compte de tout ceci, les patrons des unités de la suite de la Baie-à-Cadie peuvent être mieux étudiés. Tout d'abord, la partie de gauche ne semble avoir subi qu'une influence mineure des paragneiss. Même le Ti est demeuré bien aligné avec les autres éléments. Cependant, une anomalie négative en P_2O_5 est bien évidente. Le comportement de P est très variable lors du processus de fusion partielle de l'encaissant. Si le magma

granitique généré est métalumineux, la solubilité de l'apatite est très basse. Par conséquent, la diffusivité de P sera aussi très basse et le contaminant en sera appauvri. Cependant, advenant la génération d'un magma peralumineux, l'apatite aura un comportement hautement soluble et P sera enrichi dans le fondu (Harrison et Watson 1983). Vu leur composition, il pourrait être anticipé que le fondu résultant de la fusion partielle des paragneiss encaissants soit peralumineux. L'anomalie négative peut probablement s'expliquer par la possibilité que l'apatite soit incluse dans un autre minéral plus réfractaire à la fusion.

Sur la section des éléments à plus haute diffusivité, la tendance générale est de suivre l'allure des paragneiss mais pas de façon intégrale. L'anomalie typique en Ta est bien représentée. Le comportement des éléments Ba, Rb et K devrait être assez semblable c'est-à-dire qu'ils devraient être enrichis dans les roches contaminées. Dans la majorité des échantillons, Rb montre une tendance plutôt appauvrie comparé aux deux autres.

L'échantillon 2516K discuté plus haut contient des concentrations supérieures aux autres échantillons dans l'ensemble des éléments traces. La signification de ceci pourrait être, avec l'altération, un plus haut degré de contamination. D'ailleurs, le patron de cet échantillon montre beaucoup plus de similitudes avec les migmatites pour tous les éléments à l'exception de deux secteurs. Le premier est une anomalie négative dans les éléments Rb et Ba comparativement à K. Ce sont des éléments très mobiles et sont ainsi les premiers à

s'appauvrir lors de processus d'altération. Les éléments Hf et Zr présentent aussi une anomalie négative dans cet échantillon. La concentration de ces deux éléments est directement reliée au zircon et une rétention de celui-ci dans le matériel résiduel peut facilement expliquer cette anomalie (Sawyer 1991).

4.3.4. Cristallisation fractionnée

Pour tenter de modéliser les effets de la cristallisation fractionnée et surtout la formation des unités par ce processus, il sera d'abord supposé que celles-ci sont constituées d'une fraction cumulat (principalement olivine, plagioclase et chromite) et d'une fraction de liquide capté. Ces présomptions sont supportées par les critères pétrographiques et géochimiques précédemment développés. La composition du liquide capté utilisé doit être en équilibre avec les phases cumulat.

Les différents échantillons de gabbronorite en marge de la suite et ne présentant pas de texture cumulat pourraient correspondre à une composition de liquide. L'anomalie en Eu n'est pas ou très peu présente (figure 4.4c-d-e), ce qui pourrait signifier que le plagioclase n'y est effectivement pas une phase cumulat.

D'abord, il est important de vérifier lesquelles des gabbronorites pourraient être en équilibre avec la composition des olivines dans les cumulats. Le #Mg varie de 43 à 60

dans les gabbronorites non minéralisés, de 56 à 78 à l'indice Dumont et de 62 à 67 à l'indice Gagnon. Roeder et Emslie (1970) ont démontré que la distribution de Fe et Mg entre l'olivine et le liquide est la suivante:

$$K_D = (\text{FeO/MgO})_{\text{ol}} / (\text{FeO/MgO})_{\text{liq}}$$

$$\text{où } K_D = 0,3 \pm 0,03$$

La valeur de K_D est relativement insensible à la température, à la fugacité d'oxygène ainsi qu'à la composition du magma. Selon les analyses à la microsonde, le #Mg des olivines dans les harzburgites et dunites est de 88 et celui dans les gabbronorites à olivine est de 80 (tableau 3.1). Mis à part deux échantillons des cumulats de bordure qui seront discutés plus en détails, ces valeurs sont parfaitement homogènes pour l'ensemble des harzburgites et dunites et pour les gabbronorites à olivine. Si un processus de cristallisation non à l'équilibre avait eu lieu, il aurait été plus probable de voir une évolution dans les rapports Fe-Mg c'est-à-dire que des compositions intermédiaires entre les #Mg = 88 et 80 auraient aussi été présentes. Comme ce n'est pas le cas, il peut être supposé que dans pour une même lithologie, la cristallisation des olivines s'est effectuée proche de l'équilibre.

Les valeurs des #Mg suggèrent que le rapport MgO/FeO du liquide en équilibre avec ces olivines doivent se situer autour de 1,23 (#Mg=69) et de 0,67 (#Mg=54) pour les ultramafiques et les gabbronorites à olivine respectivement. Le #Mg d'un liquide en

équilibre avec les olivines mantelliques devraient, selon la relation de Roeder et Emslie (1970), se situer entre 0,68 et 0,75. Ces chiffres indiquent que les olivines des harzburgites et dunites se sont formées en équilibre avec un liquide qui pouvait être primitif. Pour les gabbronorites à olivine, il est facilement concevable que le liquide avait évolué par rapport au moment où les harzburgites et dunites se sont formées. De façon concrète, en utilisant les valeurs moyennes des gabbronorites de l'indice Gagnon et celles des olivines dans les unités ultramafiques dans la relation de Roeder et Emslie, les résultats suivants sont obtenus:

Pour l'équilibre:

$$K_D = (\text{FeO/MgO})_{\text{ol}} / (\text{FeO/MgO})_{\text{liq}} = 0,3 \pm 0,03$$

$$K_D = (11,62/47,8)_{\text{ol dans u-maf.}} / (8,69/9,38)_{\text{gabbronorite}} = 0,27$$

Ce calcul montre que ces gabbronorites ont une composition en équilibre avec les olivines des ultramafiques et peuvent ainsi être utilisés dans le but de modéliser la cristallisation fractionnée.

Dans le but d'estimer la nature originale du liquide parental (composition estimé semblable à celle des gabbronorites de l'indice Gagnon moins les effets de l'altération et de la contamination), différents magmas types ont été reportés sur un diagramme

multiéléments avec le champ des gabbonorites (figure 4.7a; valeurs dans le tableau 4.2). Au premier coup d'œil, il est évident que le contenu général en éléments traces, particulièrement pour les éléments lourds (partie droite du diagramme) est beaucoup trop élevé dans un magma de type basalte de plateau (Snake River plain). Le même phénomène est observable sur les éléments lourds pour un basalte de type MORB, en plus du fait que les éléments mobiles (gauche du diagramme) ne montrent absolument pas la même tendance. Le basalte picritique reporté sur le diagramme se rapproche du patron des gabbonorites de la Suite de la Baie-à-Cadie avec des teneurs généralement plus basses. Le calcul de la contamination de ce basalte avec environ 10% du paragneiss encaissant est reporté à la figure 4.7b. Comme discuté précédemment, il est peu probable que la contamination par l'encaissant se soit faite par assimilation de la roche totale. Cette modélisation ne permet qu'une approximation. Le résultat est assez satisfaisant au point de vue de la similarité et infère que la composition du magma parental pouvait se rapprocher de celle d'un basalte picritique, lequel a été contaminé par la suite.

Modélisation à partir des diagrammes binaires

Le diagramme binaire Al_2O_3 par rapport à MgO permet de reproduire le mélange d'une fraction de liquide avec de l'olivine et du plagioclase, soit les deux principales phases cumulat impliquées dans la génération des unités étudiées (figure 4.8). Les harzburgites et dunités de la première catégorie s'alignent bien sous une droite de mélange entre olivine

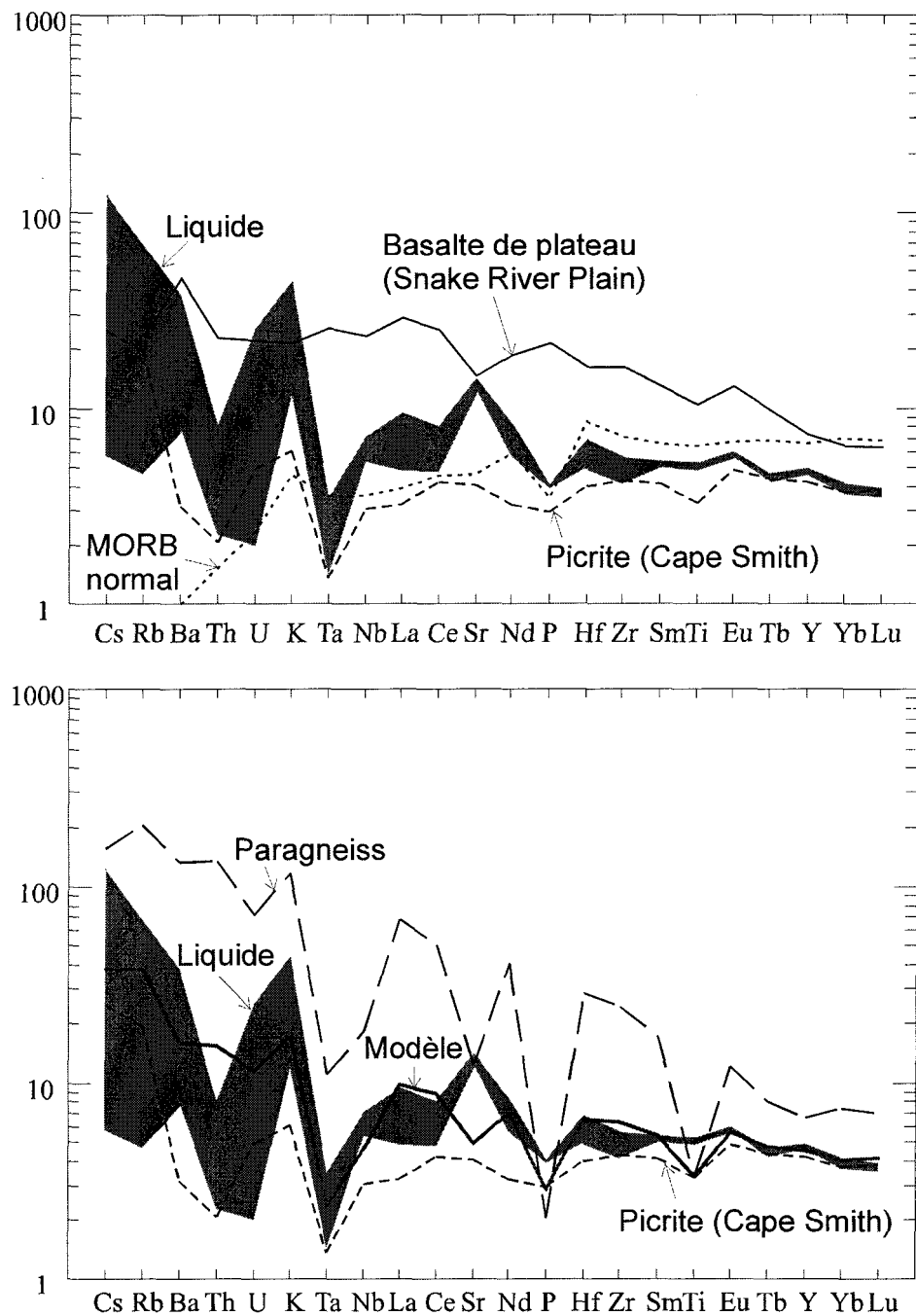


Figure 4.7. Diagrammes multiéléments: a) Comparaison des gabbro-norites de l'indice Gagnon avec des compositions types: basaltes de plateau (Snake River Plain; Thompson et al. 1983), MORB (Sun et Mc Donough 1989) et picrite (basalte à olivine, Cape Smith; Barnes et Picard 1993); b) modélisation des gabbro-norites par la contamination du basalte picritique de Cape Smith (90% basalte + 10% paragneiss).

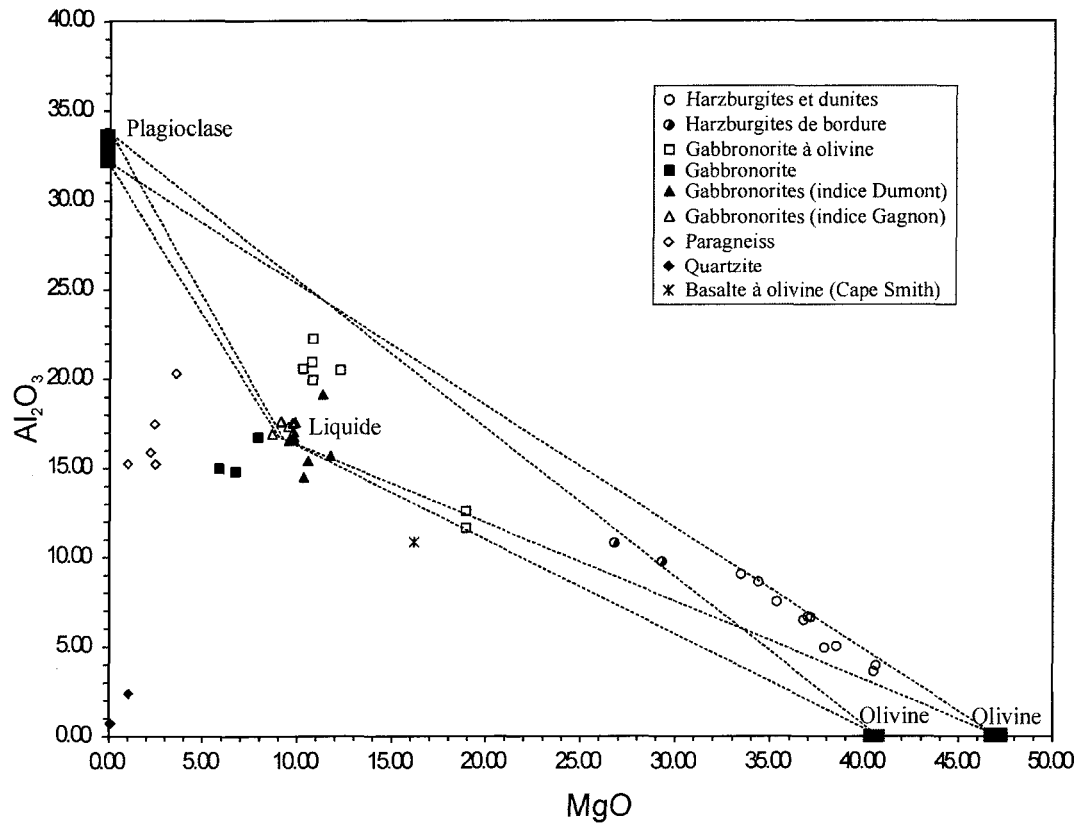


Figure 4.8. Diagramme binaire Al_2O_3 par rapport à MgO montrant la composition des unités de la suite.

(moyenne de 47% MgO dans les unités ultramafiques) et plagioclase (32-34% Al_2O_3). La position légèrement sous la droite peut être occasionnée par une fraction de liquide (composition des gabbronorites de l'indice Gagnon) contenue dans ces roches. Les différents échantillons représenteraient ainsi des proportions d'olivine entre 70 et 85% et la différence en plagioclase et une fraction de liquide (environ 12% plagioclase et 8% liquide pour les échantillons à 80% d'olivine). Les deux harzburgites les moins riches en MgO (échantillons de bordure) ainsi que les gabbronorites à olivine se retrouvent plus loin sous la

droite entre olivine et plagioclase. Deux phénomènes pourraient expliquer cette disposition. À prime abord, toujours en considérant que les gabbronorites de l'indice Gagnon représentent la composition du liquide, un mélange d'environ 55% olivine, 15% plagioclase et 30% liquide pourrait former les harzburgites de bordure. Un mélange de 45% de plagioclase, 20% d'olivine et 35% de liquide saurait expliquer la position moyenne des gabbronorites à olivine sur ce diagramme sauf pour les deux échantillons étant positionnés sur une droite entre olivine et liquide. Ces proportions concordent assez bien avec les observations pétrographiques discutées dans le chapitre 3. L'effet des deux pyroxènes pouvant être complètement absents confirme aussi l'interprétation faite dans la section pétrographie à savoir que ces derniers ne sont pas des phases cumulat. Ainsi, leur composition est incluse dans celle du liquide. Les effets de contamination ont été discutés plus haut et l'utilisation des gabbronorites comme liquides fait ainsi en sorte que la contamination est incluse dans la fraction "liquide". Les échantillons de gabbronorites ne provenant pas des indices (carrés pleins) tendent vers les paragneiss et sont par conséquent probablement plus fortement contaminé ou résultent d'un liquide plus évolué.

Pour vérifier les dernières observations et surtout pour mieux représenter les effets du liquide, d'autres diagrammes binaires peuvent être tracés. Les éléments Hf, Th et les REE sont incompatibles avec toutes les phases cumulat impliquées ici soit olivine, plagioclase et chromite (figure 4.9a à d). Avec le Hf en ordonné et en utilisant les gabbronorites de l'indice Gagnon comme liquide, les échantillons de gabbronorite à olivine

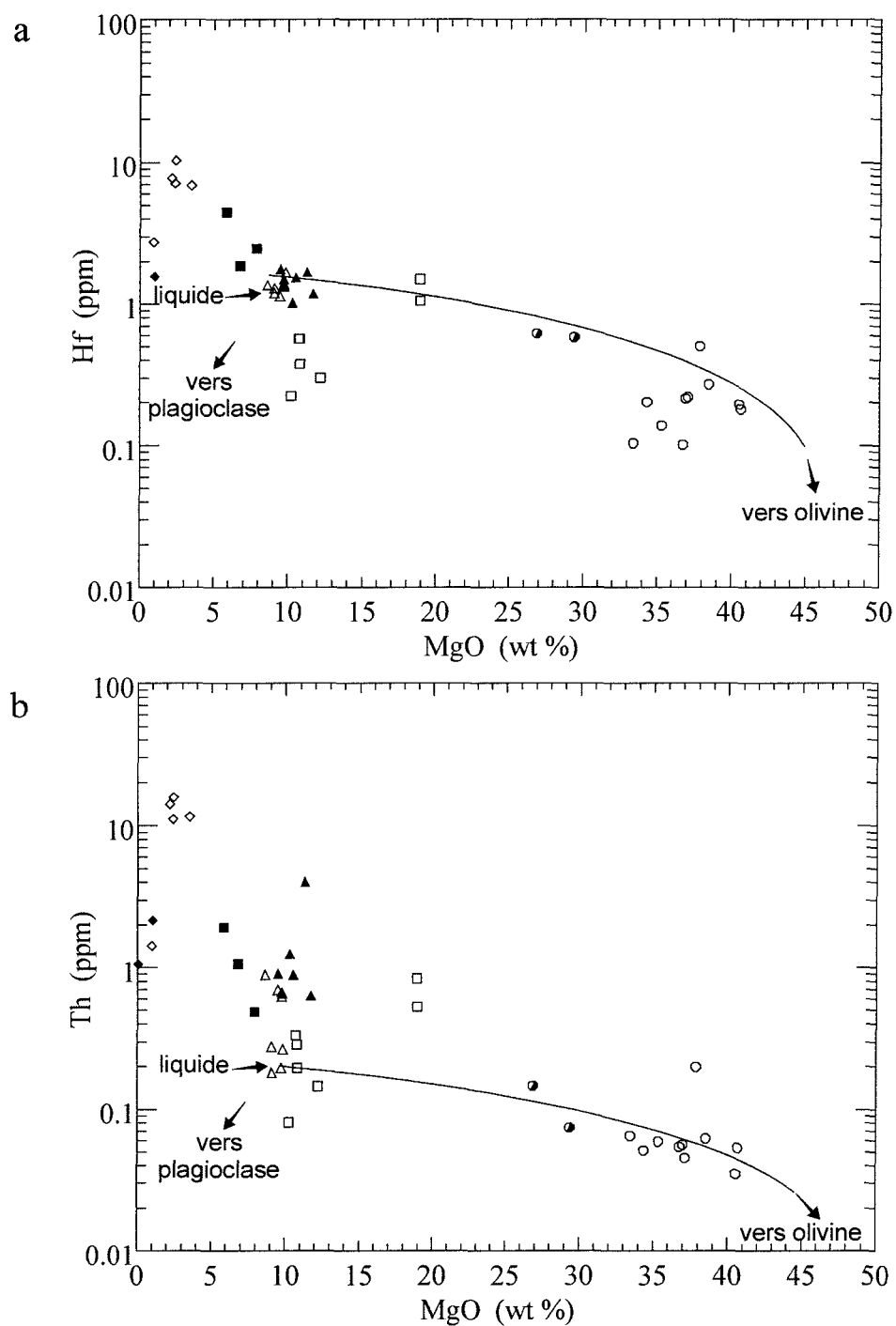


Figure 4.9. Diagrammes binaires des éléments incompatibles par rapport à MgO: a) Hf versus MgO; b) Th versus MgO; c) La versus MgO et d) Sm versus MgO. Légende comme à la figure 4.8.

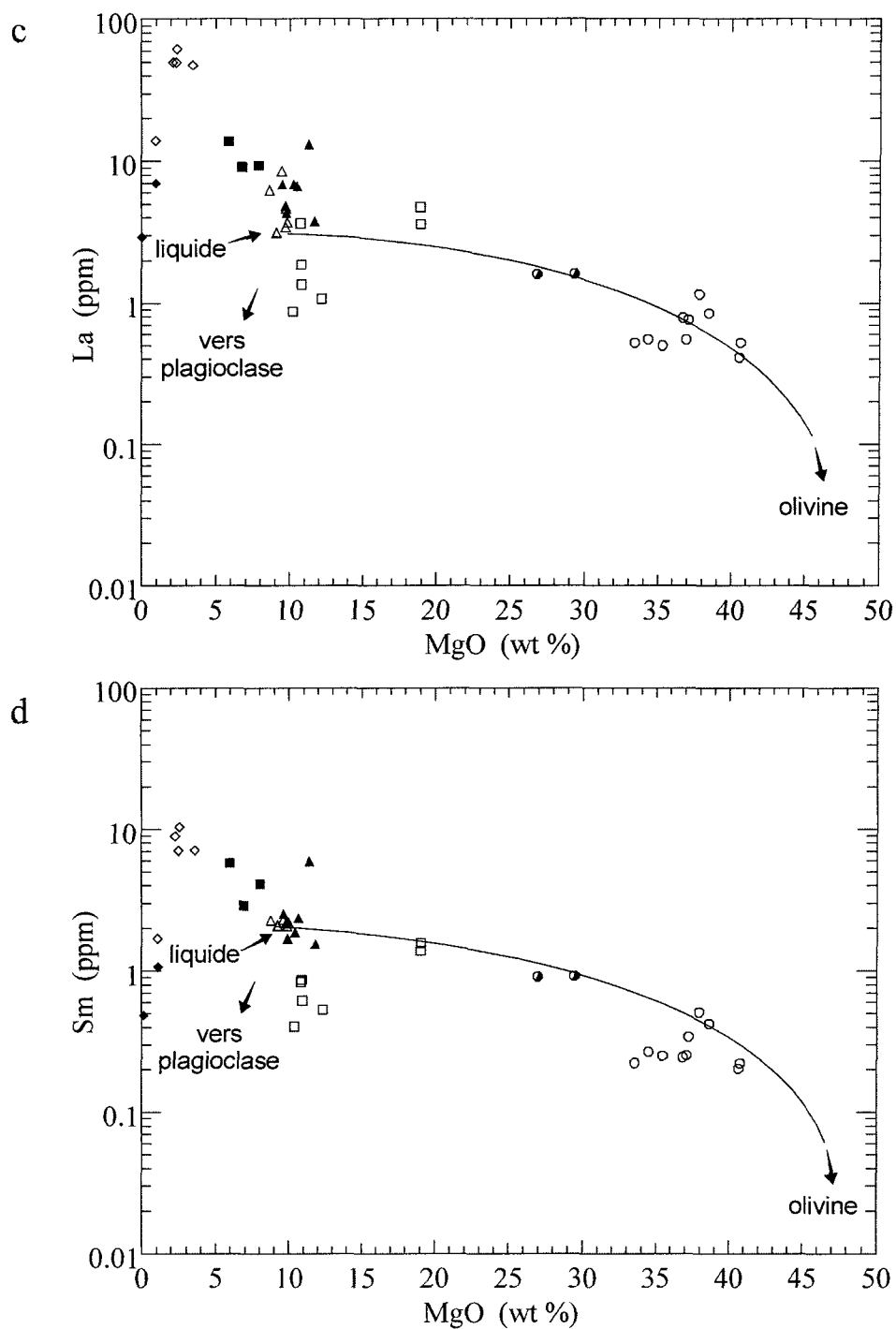


Figure 4.9(suite). Diagrammes binaires des éléments incompatibles par rapport à MgO: a) Hf versus MgO; b) Th versus MgO; c) La versus MgO et d) Sm versus MgO. Légende comme à la figure 4.8.

se retrouvent assez bien entre les compositions du liquide (9,5% MgO et 1,5% Hf), de l'olivine (47% MgO et 0% Hf) et du plagioclase (0% MgO et 0% Hf). Les proportions semblent comparables à celles calculées à partir du diagramme de MgO en fonction de Al_2O_3 . Les effets de la contamination assez marquée de certains échantillons se visualisent bien sur ce diagramme ainsi que sur les diagrammes de MgO en fonction de Th, La et Sm où les mêmes observations qu'avec le Hf peuvent être faites.

Un des points importants de l'étude des précédents diagrammes est que l'utilisation des gabbronorites provenant de l'indice minéralisé Gagnon, donne des résultats cohérents pour la modélisation. Cette remarque est en accord avec les interprétations faites plus haut à savoir que la composition de ce liquide est en équilibre avec les cumulat d'olivine.

Il est aussi important de noter que les échantillons les plus dissidents sont en général ceux qui contiennent le plus de sulfures dans le cas des indices. Les gabbronorites qui ne proviennent pas des indices minéralisés (■) montrent quant à elles un enrichissement systématique dans les éléments incompatibles. Il semble clair que la composition du liquide utilisé dans la modélisation des autres cumulat n'est pas appropriée dans ce cas. Elles semblent avoir été générées à partir d'un liquide beaucoup plus évolué ou plus contaminé.

Dans cette dernière modélisation, les cumulat de chromite ont été laissés de côté. Il a été décrit dans la section pétrographique que les harzburgites et dunites montrent des proportions de chromite autour de 2 à 5%. Selon les analyses des chromites à la microsonde (pour $\text{Cr}_2\text{O}_3 \approx 28\%$) et la quantité de chrome contenue dans les roches totales ($\text{Cr} < 10000 \text{ ppm}$), une proportion maximale autour de 4% de chromite est atteinte. Le diagramme de Cr en fonction de MgO (figure 4.10a) montre une corrélation positive entre les deux éléments. Cela pourrait indiquer que l'olivine et la chromite cristallisent ensemble. Au point de vue texturale, cette interprétation est valable. Le Sc est aussi affecté par la cristallisation de la chromite. Sur un diagramme Sc par rapport à MgO (figure 4.10b), la relation est la même. Les relations sont assez évidentes pour les harzburgites et dunites mais ce n'est pas le cas pour les gabbro-norites à olivine. La quantité de chromite observée dans cette unité est tout à fait négligeable, ce qui expliquerait leur dispersement. Les deux échantillons ultramafiques de bordure ne suivent pas la tendance des autres échantillons et montrent des concentrations très élevées en Cr et Sc. Pétrographiquement, ces échantillons sont en effet ceux qui contiennent le plus de chromite et en même temps, le moins d'olivine ce qui explique assez bien leur position sur les deux diagrammes.

Des informations génétiques supplémentaires peuvent être déduites à partir d'autres diagrammes binaires de métaux en fonction de MgO. Les éléments Ni et Co sont assez fortement compatibles avec l'olivine. Dans le cas des harzburgites et dunites, les diagrammes de Ni et Co vs MgO montrent une relation positive (figure 4.10c-d). Il

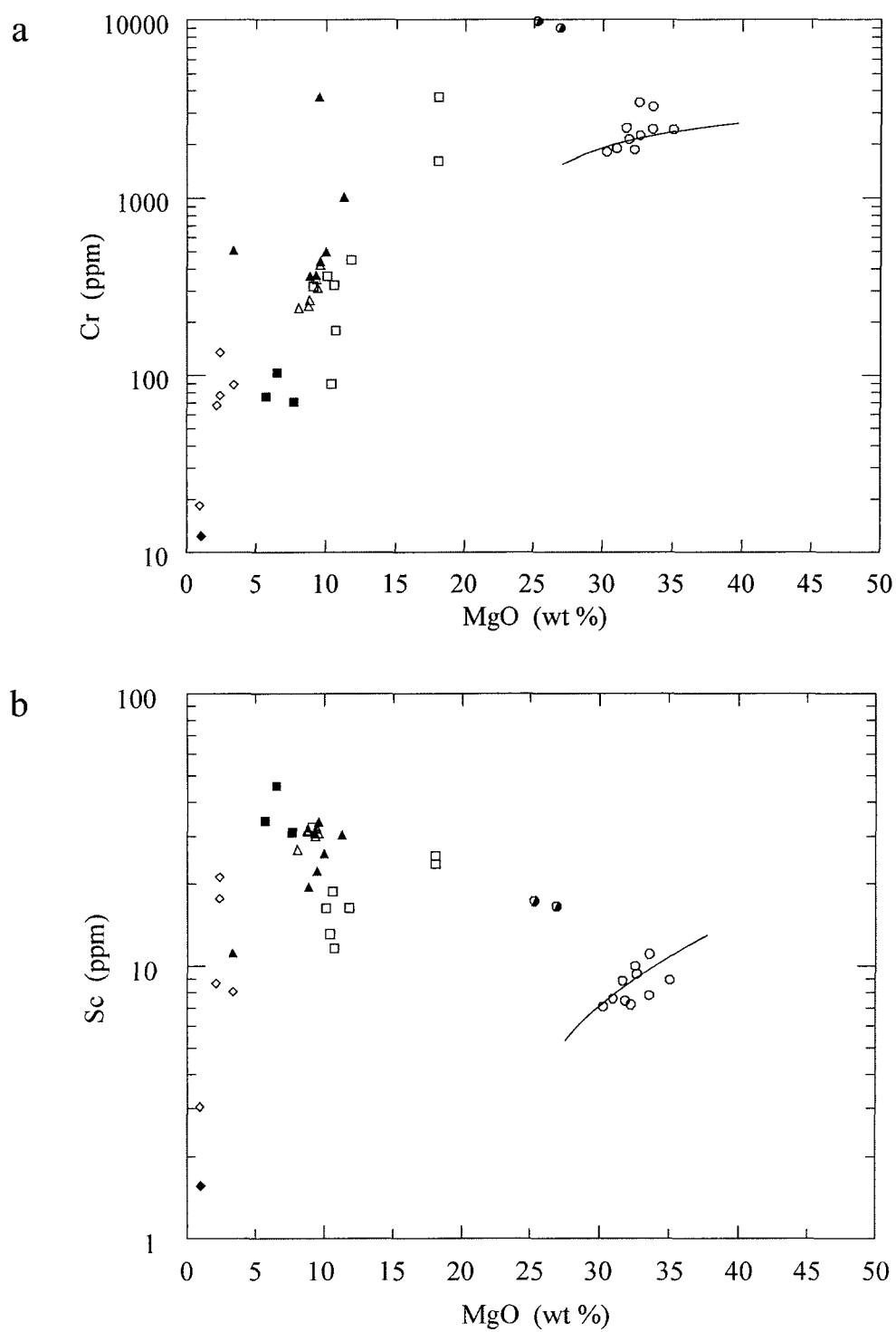


Figure 4.10. Diagrammes binaires de métaux par rapport à MgO: a) Cr versus MgO; b) Sc versus MgO; c) Ni versus MgO et d) Co versus MgO. Légende comme à la figure 4.8.

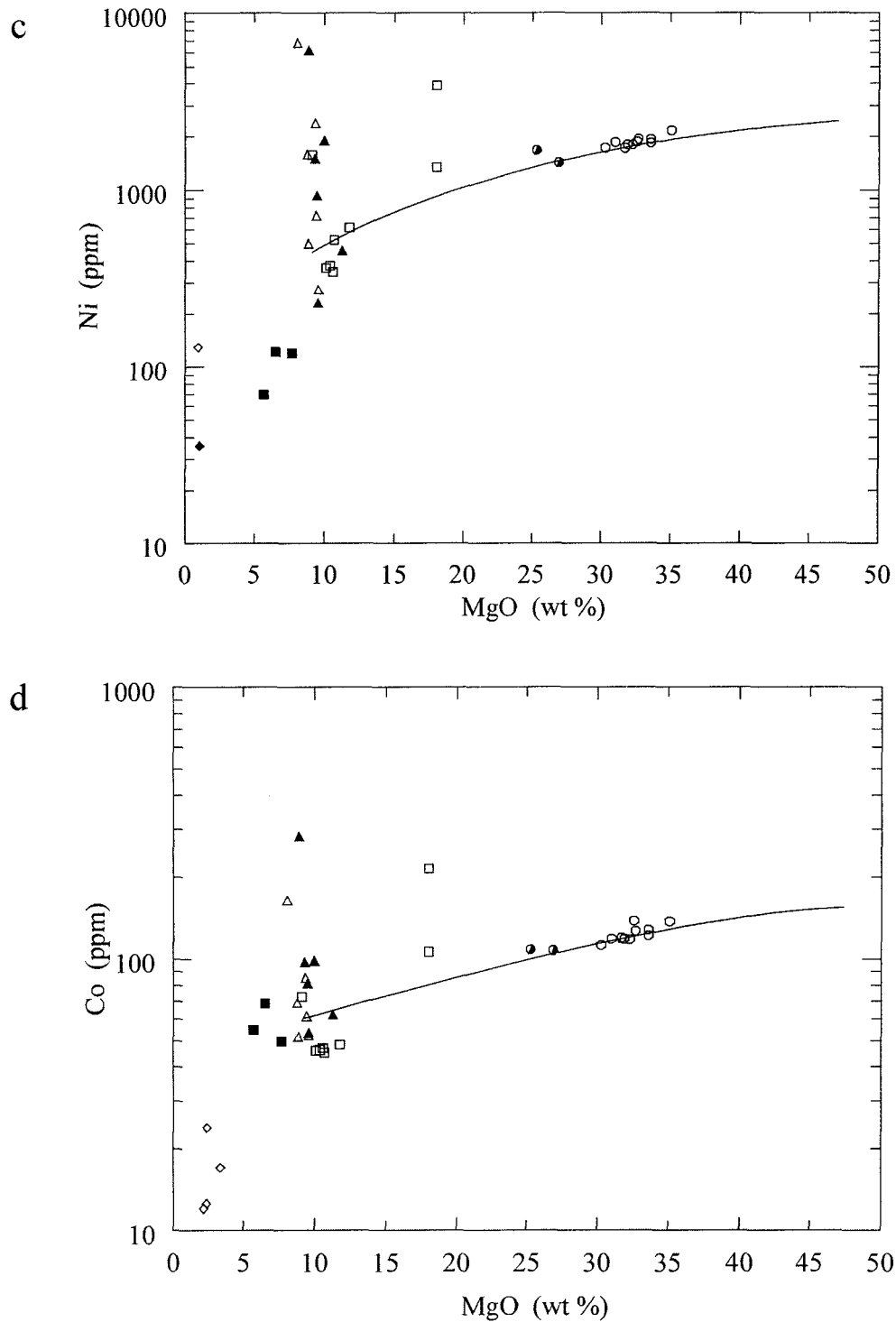


Figure 4.10 (suite). Diagramme binaires de métaux par rapport à MgO: a)Cr versus MgO; b)Sc versus MgO; c) Ni versus MgO; d) Co versus MgO. Légende comme à la figure 4.8.

semblerait ainsi que les contenus en Ni et Co sont au moins partiellement contrôlés par l'olivine. Le contenu en Ni des olivines est de 0,25% en moyenne. En considérant que les harzburgites et dunites contiennent de 60 à 80% d'olivine, le pourcentage de Ni de la roche totale devrait se situer entre 0,15 et 0,2% si l'olivine était le seul contrôle de cet élément. Ces valeurs se rapprochent effectivement des valeurs en nickel des unités ultramafiques soit entre 0,14 et 0,21%. Malgré le caractère fortement chalcophile des éléments Ni et Co, il semble que les sulfures n'ont eu qu'un contrôle restreint sur ces éléments. Cette relation est en accord avec l'interprétation faite dans le chapitre sur la pétrographie à savoir que les olivines ont cristallisé avant la saturation en sulfures.

Modélisation par balance de masse

Une approche par simple balance de masse a été aussi effectuée dans le but de vérifier la validité des estimés faits à partir des diagrammes binaires. Selon les données accumulées jusqu'ici, les unités cumulat peuvent être séparées en quatre catégories qui seront modélisées séparément. La première catégorie est celle de la majorité des harzburgites et les dunites dans lesquelles la composition des minéraux est sensiblement homogène. La seconde catégorie est celle des harzburgites de bordure qui contiennent moins d'olivine et plus de plagioclase et de chromite, lesquels minéraux montrent des compositions légèrement différentes de ceux de la première catégorie. La troisième catégorie est celle des gabbro-norites à olivine avec une forte proportion de cumulat de

plagioclase et très peu d'olivine et de chromite. Enfin, les unités où le plagioclase est la seule phase cumulat forme la dernière catégorie. Celle-ci ne pourra être modélisée par balance de masse puisque aucun des échantillons analysés ne semble représentatif de la fraction liquide de ces derniers.

Les résultats de cette modélisation sont présentés au tableau 4.3. L'abondance des éléments majeurs provient des analyses à la microsonde pour les phases cumulat. Les diagrammes de Sc et Ir en fonction de Cr (figure 4.11) ont servi pour fixer la quantité de ces éléments dans les chromites. Les coefficients de partage de Rollinson (1993) ont été utilisés pour calculer la quantité approximative des autres éléments traces qui ne pouvaient être mesurés par la microsonde dans les différents minéraux. La composante liquide utilisée est la moyenne des gabbronorites de l'indice Gagnon avec un contenu en soufre inférieur à 0,3% (maximum de solubilité dans un liquide dérivé de fusion partielle du manteau; Wendlandt 1982). La composition de la fraction de sulfures provient d'un calcul à 100% sulfures des échantillons choisis pour représenter le liquide.

L'ajustement par essai et erreur donne des résultats plutôt valables pour les mélanges suivants: 74% olivine, 15% liquide, 10% plagioclase, 1% chromite et 0,2% sulfures pour les ultramafiques; 49,5% olivine, 39% liquide, 7% plagioclase, 4,5% chromite et 0,2% sulfures pour les harzburgites de bordure et 47% plagioclase, 36% liquide, 17% olivine et

Tableau 4.3. Modélisation par balance de masse des unités de la suite mafique-ultramafique de la Baie-à-Cadie.

a) Harzburgites

	Éléments de modélisation					Modèle	Comparaison		
	liquide	olivine	plagio	chromite	sulfures		2505	2506	2507
SiO ₂ (%)	48,5	40,6	48,4	0,0	-	42,2	42,1	42,8	42,9
Al ₂ O ₃	16,9	-	32,9	39,1	-	6,2	6,5	6,7	6,6
FeO*	8,69	11,8	0,13	20,2	42,5	10,3	10,5	10,1	10,1
MgO	9,38	46,8	-	11,5	-	36,1	36,7	37,0	37,1
CaO	10,7	-	16,2	0,01	-	3,22	3,20	2,63	2,28
Na ₂ O	1,79	-	2,16	-	-	0,49	0,44	0,29	0,41
K ₂ O	0,33	-	-	-	-	0,05	0,04	0,05	0,06
TiO ₂	1,005	-	-	0,10	-	0,15	0,11	0,13	0,16
MnO	0,16	0,17	-	0,09	-	0,15	0,15	0,21	0,18
P ₂ O ₅	0,08	-	-	-	-	0,01	<0,01	<0,01	<0,01
S	0,19	-	-	-	39,11	0,11	0,04	0,02	0,02
Cr (ppm)	360	250	-	218381	-	2423	2516	2471	2144
Co	55	360	-	-	1490	278	142	137	135
Ni	430	1805	-	-	25218	1451	2186	2097	2072
Cu	603	-	-	-	35567	162	28	7	10
Zn	73	-	-	-	-	11	55	64	52
Ga	16,3	-	-	-	-	2,4	6,3	6,3	6,2
Pb	1,8	-	-	-	-	0,3	<1,1	<1,2	<1,1
Ag	0,9	-	-	-	-	0,1	<1,0	<0,6	<0,5
As	1,16	-	-	-	38,66	0,25	0,56	<0,27	0,64
Se	1,7	-	-	-	169,6	0,6	<0,1	<1,3	<1,1
Sb	0,14	-	-	-	23,09	0,07	0,11	0,04	0,15
Sc	31,93	-	-	84,00	-	5,63	10,51	8,64	8,29
Rb	4	-	-	-	-	1	<3	2	<2
Sr	240,4	-	440,0	-	-	80,1	69,7	108,7	32,9
Y	20,8	-	-	-	-	3,1	6,5	7,2	7,8
Zr	51	-	-	-	-	8	4	6	10
Nb	4,5	-	-	-	-	0,7	5,3	6,0	6,0
Cs	0,2	-	-	-	-	0,0	<0,1	<0,1	0,5
Ba	89	-	-	-	-	13	<17	29	6
Hf	1,43	-	-	-	-	0,21	0,10	0,21	0,22
Ta	0,09	-	-	-	-	0,01	<0,04	<0,06	<0,04
W	1,3	-	-	-	-	0,2	<0,6	<0,4	<0,3
Th	0,32	-	-	-	-	0,05	<0,05	0,06	0,05
U	0,15	-	-	-	-	0,02	<0,07	0,06	<0,09
La	3,67	-	-	-	-	0,55	0,78	0,55	0,76
Ce	9,52	-	-	-	-	1,43	1,55	1,36	2,53
Nd	8,30	-	-	-	-	1,25	0,74	0,58	1,21
Sm	2,09	-	-	-	-	0,31	0,24	0,25	0,34
Eu	0,90	-	0,31	-	-	0,17	0,14	0,14	0,15
Tb	0,44	-	-	-	-	0,07	<0,06	<0,06	0,06
Ho	0,73	-	-	-	-	0,11	<0,30	<0,28	<0,22
Yb	1,71	-	-	-	-	0,26	0,24	0,28	0,31
Lu	0,255	-	-	-	-	0,038	0,043	0,039	0,044
Os (ppb)	1,3	-	-	-	314,6	0,8	1,2	<1,6	<1,1
Ir	0,02	-	-	15,00	250,63	0,65	0,16	0,15	0,18
Ru	3,3	-	-	-	1903,2	4,3	3,4	8,7	4,6
Rh	0,38	-	-	-	626,39	1,31	1,02	1,19	1,34
Pt	9,6	-	-	-	6700,2	14,8	9,4	<6,3	4,1
Pd	9,5	-	-	-	32075,5	65,6	52,8	61,3	79,3
Au	17,1	-	-	-	1173,2	4,9	3,9	3,4	1,0
Re	0,41	-	-	-	204,54	0,47	0,24	0,15	0,14

*Modèle = 74% olivine, 15% liquide, 10% plagioclase, 1% chromite et 0,2% sulfures.

Tableau 4.3. (suite) Modélisation par balance de masse des unités de la suite mafique-ultramafique de la Baie-à-Cadie.

b) Harzburgites de bordure

	Éléments de modélisation					Modèle	Comparaison	
	liquide	olivine	plagio	chromite	sulfures		2156	2515
SiO ₂ (%)	48.5	40.7	52.2	0.0	-	42.7	43.6	44.2
Al ₂ O ₃	16.9	-	30.7	39.1	-	10.5	9.8	10.8
FeO*	8.69	14.3	0.28	20.2	42.5	11.5	11.0	10.5
MgO	9.38	44.9	-	11.5	-	26.4	29.3	26.8
CaO	10.7	-	13.7	0.01	-	5.13	4.64	5.60
Na ₂ O	1.79	-	3.81	-	-	0.97	0.77	1.04
K ₂ O	0.33	-	-	-	-	0.13	0.13	0.14
TiO ₂	1.005	-	0.1	0.10	-	0.40	0.45	0.53
MnO	0.16	0.22	-	0.09	-	0.18	0.19	0.17
P ₂ O ₅	0.08	-	-	-	-	0.03	0.05	0.05
S	0.19	-	-	-	39.11	0.15	0.11	0.22
Cr (ppm)	360	250	-	218381	-	10091	9784	10388
Co	55	360	-	-	1490	203	117	114
Ni	430	1748	-	-	25218	1084	1554	1768
Cu	603	-	-	-	35567	306	100	202
Zn	73	-	-	0.3	-	29	82	60
Ga	16.3	-	-	-	-	6.3	NA	11.8
Pb	1.8	-	-	-	-	0.7	<1,1	1.8
Ag	0.9	-	-	-	-	0.3	<0,6	<0,3
As	1.16	-	-	-	38.66	0.53	<0,11	0.22
Se	1.7	-	-	-	169.6	1.0	<1,2	1.0
Sb	0.14	-	-	-	23.09	0.10	<0,03	0.13
Sc	31.93	-	-	84.00	-	16.23	18.04	18.31
Rb	4	-	-	-	-	2	6	<2
Sr	240.4	-	440.0	-	-	124.5	NA	120.8
Y	20.8	-	-	-	-	8.1	NA	12.2
Zr	51	-	-	-	-	20	NA	24
Nb	4.5	-	-	-	-	1.7	NA	4.4
Cs	0.2	-	-	-	-	0.1	0.2	0.1
Ba	89	-	-	-	-	35	39	35
Hf	1.43	-	-	-	-	0.56	0.58	0.61
Ta	0.09	-	-	-	-	0.03	<0,08	<0,07
W	1.3	-	-	-	-	0.5	<0,4	<1,1
Th	0.32	-	-	-	-	0.12	0.07	0.14
U	0.15	-	-	-	-	0.06	<0,10	<0,13
La	3.67	-	-	-	-	1.43	1.58	1.57
Ce	9.52	-	-	-	-	3.71	4.80	7.89
Nd	8.30	-	-	-	-	3.24	1.92	2.06
Sm	2.09	-	-	-	-	0.82	0.91	0.89
Eu	0.90	-	0.31	-	-	0.37	0.10	0.40
Tb	0.44	-	-	-	-	0.17	0.21	0.20
Ho	0.73	-	-	-	-	0.28	0.33	0.30
Yb	1.71	-	-	-	-	0.67	0.80	0.82
Lu	0.255	-	-	-	-	0.099	0.112	0.120
Os (ppb)	1.3	-	-	-	314.6	1.1	<2,3	1.8
Ir	0.02	-	-	15.00	250.63	1.19	0.69	1.42
Ru	3.3	-	-	-	1903.2	5.1	5.0	10.8
Rh	0.38	-	-	-	626.39	1.40	1.73	3.56
Pt	9.6	-	-	-	6700.2	17.2	12.7	38.1
Pd	9.5	-	-	-	32075.5	67.8	111.7	182.3
Au	0.0	-	-	-	1.2	0.0	0.0	0.0
Re	0.41	-	-	-	204.54	0.57	0.53	1.16

*Modèle = 49,5% olivine, 39% liquide, 7% plagioclase, 4,5% chromite et 0,2% sulfures.

Tableau 4.3. (suite) Modélisation par balance de masse des unités de la suite mafique-ultramafique de la Baie-à-Cadie.

c) Gabbronorites à olivine

	Éléments de modélisation				Modèle		Comparaison			
	liquide	olivine	plagio	sulfures			2109	2110	2311A	2519A
SiO ₂ (%)	48.5	39.3	51.0	-	48.1		47.4	48.4	48.8	49.1
Al ₂ O ₃	16.9	-	32.2	-	21.2		22.3	20.5	19.9	20.6
FeO*	8.69	18.5	-	42.5	6.3		4.3	4.7	6.1	5.8
MgO	9.38	40.7	-	-	10.3		10.8	12.2	10.8	10.2
CaO	10.7	-	14.8	-	10.80		11.58	11.81	11.70	11.76
Na ₂ O	1.79	-	2.94	-	2.03		3.11	1.83	1.87	1.88
K ₂ O	0.33	-	-	-	0.12		0.16	0.20	0.21	0.18
TiO ₂	1.005	0.0	-	-	0.36		0.26	0.22	0.35	0.26
MnO	0.16	0.21	-	-	0.09		0.08	0.09	0.10	0.10
P ₂ O ₅	0.08	-	-	-	0.03		0.01	0.01	0.02	0.02
S	0.19	-	-	39.11	0.09		0.27	0.05	0.02	0.05
Cr (ppm)	55	-	-	1489.7	20	129	45	50	48	47
Co	360	-	-	-	126	20	180	466	331	369
Ni	430	1458	-	25218	455	415	528	638	352	370
Cu	603	-	-	35567	229	235	103	35	44	44
Zn	73	-	-	-	26	26	12	11	13	13
Ga	16.3	-	-	-	5.7	5.9	159.1	47.6	41.7	30.4
Pb	1.8	-	-	-	0.6	0.6	6.0	1.0	1.0	42.6
Ag	0.9	-	-	-	0.3	0.3	0.5	0.7	0.6	1.1
As	1.16	-	-	38.66	0.42	0.44	0.21	0.08	0.24	0.55
Se	1.7	-	-	169.6	0.7	0.7	0.6	0.6	1.0	0.5
Sb	0.14	-	-	23.09	0.06	0.06	0.07	0.04	0.12	0.06
Sc	31.93	-	-	-	11.17	11.49	11.71	16.92	19.12	16.54
Rb	4	-	-	-	2	2	4	9	8	1
Sr	240.4	-	440.0	-	282.1	293.3	299.1	281.1	289.9	296.1
Y	20.8	-	-	-	7.3	7.5	8.4	8.4	11.2	7.8
Zr	51	-	-	-	18	18	12	8	18	6
Nb	4.5	-	-	-	1.6	1.6	4.4	4.1	4.3	4.0
Cs	0.2	-	-	-	0.1	0.1	0.3	0.7	0.1	0.1
Ba	89	-	-	-	31	32	54	34	85	32
Hf	1.43	-	-	-	0.50	0.51	0.38	0.30	0.57	0.22
Ta	0.09	-	-	-	0.03	0.03	0.10	0.10	0.10	0.05
W	1.3	-	-	-	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	1.0
Th	0.32	-	-	-	0.11	0.12	0.19	0.15	0.29	0.08
U	0.15	-	-	-	0.05	0.05	0.07	0.04	0.10	0.10
La	3.67	-	-	-	1.28	1.32	1.34	1.07	1.86	0.87
Ce	9.52	-	-	-	3.33	3.43	2.97	2.67	4.70	2.22
Nd	8.30	-	-	-	2.91	2.99	1.53	2.28	2.18	1.29
Sm	2.09	-	-	-	0.73	0.75	0.61	0.53	0.86	0.40
Eu	0.90	-	0.31	-	0.31	0.47	0.35	0.21	0.46	0.35
Tb	0.44	-	-	-	0.16	0.16	0.13	0.07	0.19	0.09
Ho	0.73	-	-	-	0.26	0.26	0.11	0.19	0.29	0.24
Yb	1.71	-	-	-	0.60	0.61	0.52	0.54	0.78	0.42
Lu	0.255	-	-	-	0.089	0.092	0.075	0.074	0.115	0.062
Os (ppb)	1.3	-	-	314.6	0.6	0.6	1.2	1.0	1.0	1.0
Ir	0.02	-	-	250.63	0.13	0.13	0.03	0.05	0.02	0.05
Ru	3.3	-	-	1903.2	2.1	2.1	3.9	5.1	2.3	5.1
Rh	0.38	-	-	626.39	0.45	0.45	0.22	1.35	0.22	1.01
Pt	9.6	-	-	6700.2	6.7	6.8	10.8	14.5	5.3	10.9
Pd	9.5	-	-	32075.5	19.3	19.4	8.3	12.5	3.5	3.8
Au	0.0	-	-	1.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Re	0.41	-	-	204.54	0.24	0.25	0.28	0.22	0.39	0.17

*Modèle = 36% liquide, 17% olivine, 47% plagioclase et 0,05% sulfures.

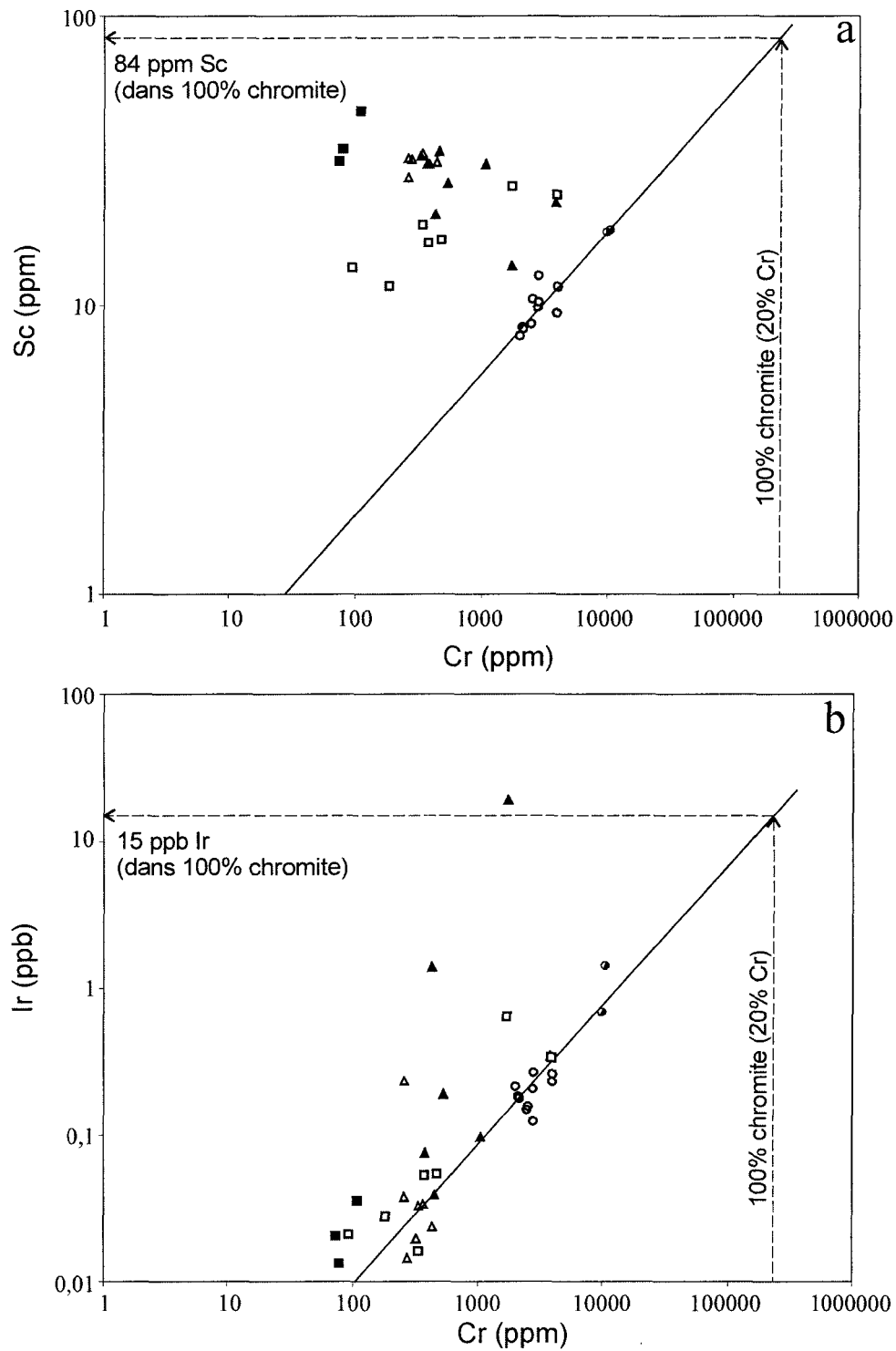


Figure 4.11. Diagrammes binaires des éléments compatibles avec la chromite: a) Sc versus Cr; b) Ir versus Cr. Légende comme à la figure 4.8.

0,05% sulfures pour les gabbronorites à olivine. Ce sont des chiffres semblables à ceux calculés par triangulation dans les diagrammes en fonction de MgO discutés plus haut.

Dans les deux modélisations ci haut, le fait d'utiliser le même liquide pour les harzburgites et les gabbronorites à olivine donne des résultats assez concordants même si les olivines ont des compositions différentes ($\#Mg = 88$ et 80 respectivement). Barnes (1986) a démontré que la composition des olivines pouvait être modifiée de façon importante après la cristallisation. Ces modifications résultent d'une interaction avec le liquide interstitiel entre la fin de la cristallisation des olivines et la solidification de la roche. À cet effet, il a calculé une série de relations entre les variations de composition de l'olivine originale par rapport à sa composition après solidification. Différentes courbes modèle ont été obtenues pour des proportions différentes de liquide piégé. Deux diagrammes reportés à la figure 4.12 montrent les situations où la fraction cumulat se compose de 100% olivine (4.12a) et de 50% olivine - 50% plagioclase (4.12b). Ces diagrammes ne sont pas exactement représentatifs de la situation étudiée ici puisque les harzburgites et dunités contiennent une fraction de plagioclase cumulat et que les olivines représentent moins de 50% des cumulat dans les gabbronorites à olivine. Cependant, ils permettent de représenter le phénomène. Les proportions de liquide utilisées sont celles modélisées ci haut soit 20% dans les harzburgites, 32% dans les 2 échantillons de bordure et de 35% dans les gabbronorites à olivine. Les diagrammes montrent en effet que l'écart des $\#Mg$ des olivines initiales peut être inférieur à celui donné par les compositions actuelles soit de 90, 89 et 86

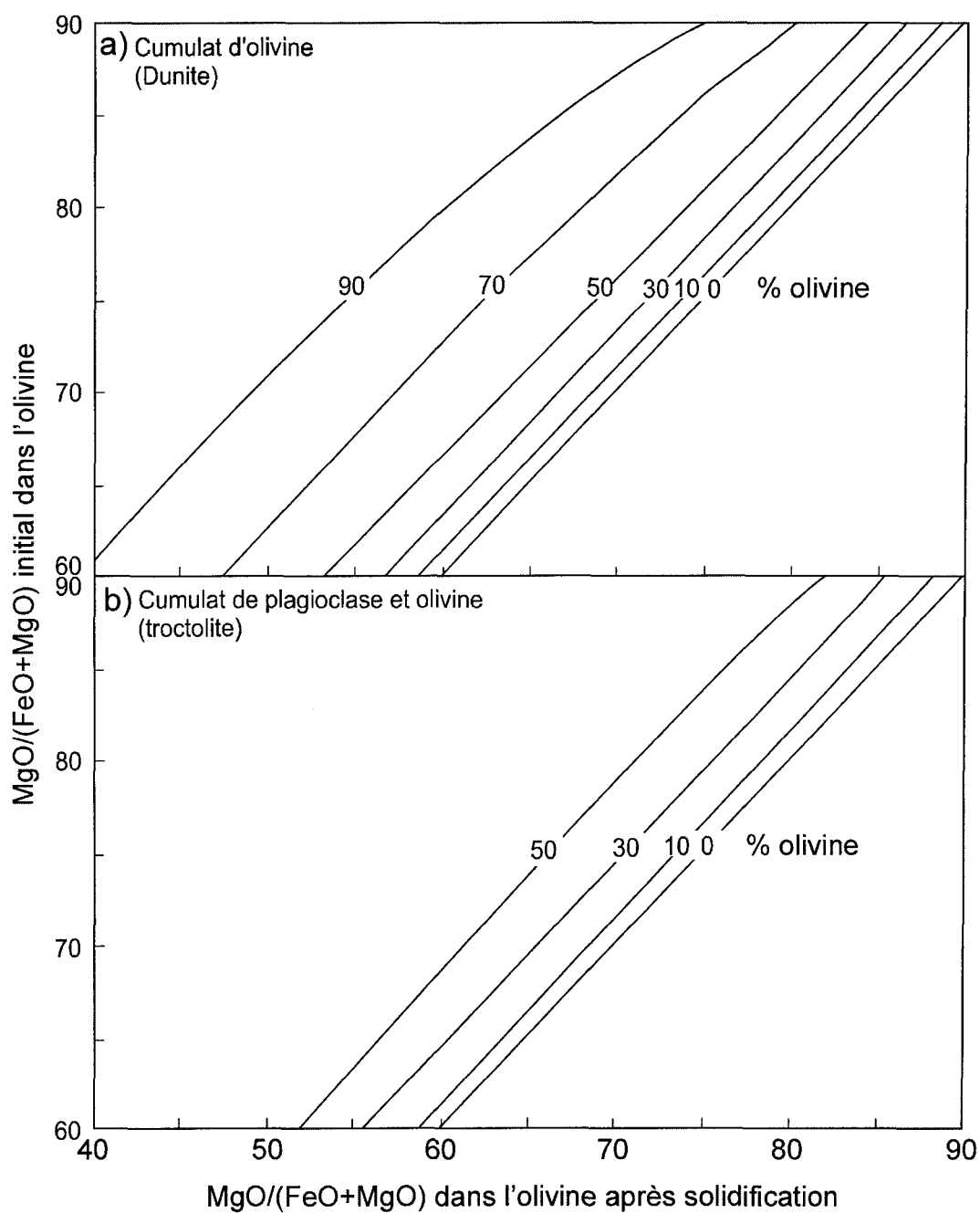


Figure 4.12. Courbes calculées de la composition initiale de l'olivine versus sa composition finale due à l'effet de liquide trappé (trapped liquid effect): a) phase cumulat = 100% olivine; b) phase cumulat = 50% olivine - 50% plagioclase. Tiré de Barnes (1986).

dans les trois cas. De plus, la présence des plagioclases dans les harzburgites et la proportion plus faible d'olivine dans les gabbronorites à olivine ne ferait que diminuer cet écart. Ces observations indiquent que l'utilisation d'un même liquide initial dans la modélisation des trois unités pourrait se rapprocher de la réalité plus que cela pourrait sembler au premier coup d'oeil. Cependant, l'effet de liquide piégé n'est pas suffisant pour expliquer à lui seule l'écart du contenu en Mg des olivines dans les ultramafiques et les gabbronorites à olivine. Un liquide plus évolué, même légèrement, est nécessaire dans la seconde unité pour respecter l'équilibre olivine-liquide.

4.3.5. Sulfures et métaux

Les éléments du groupe du platine (ÉGP) ainsi que Au, Ni et Cu sont contrôlés par la cristallisation des olivines, des chromites, des sulfures ainsi que par les minéraux du groupe du platine (Barnes et al. 1988). Le caractère fortement sidérophile de ces éléments en fait un outil complémentaire important pour l'étude génétique d'un magma. Ils sont un guide puissant pour expliquer l'histoire de la fusion partielle, de la ségrégation de sulfures et de la cristallisation de certains minéraux dans le magma.

Une série de diagrammes binaires des principaux éléments chalcophiles par rapport au soufre est présentée à la figure 4.13. Ces diagrammes permettent de voir rapidement quels éléments sont contrôlés essentiellement par les sulfures. Il semble que ce soit le cas

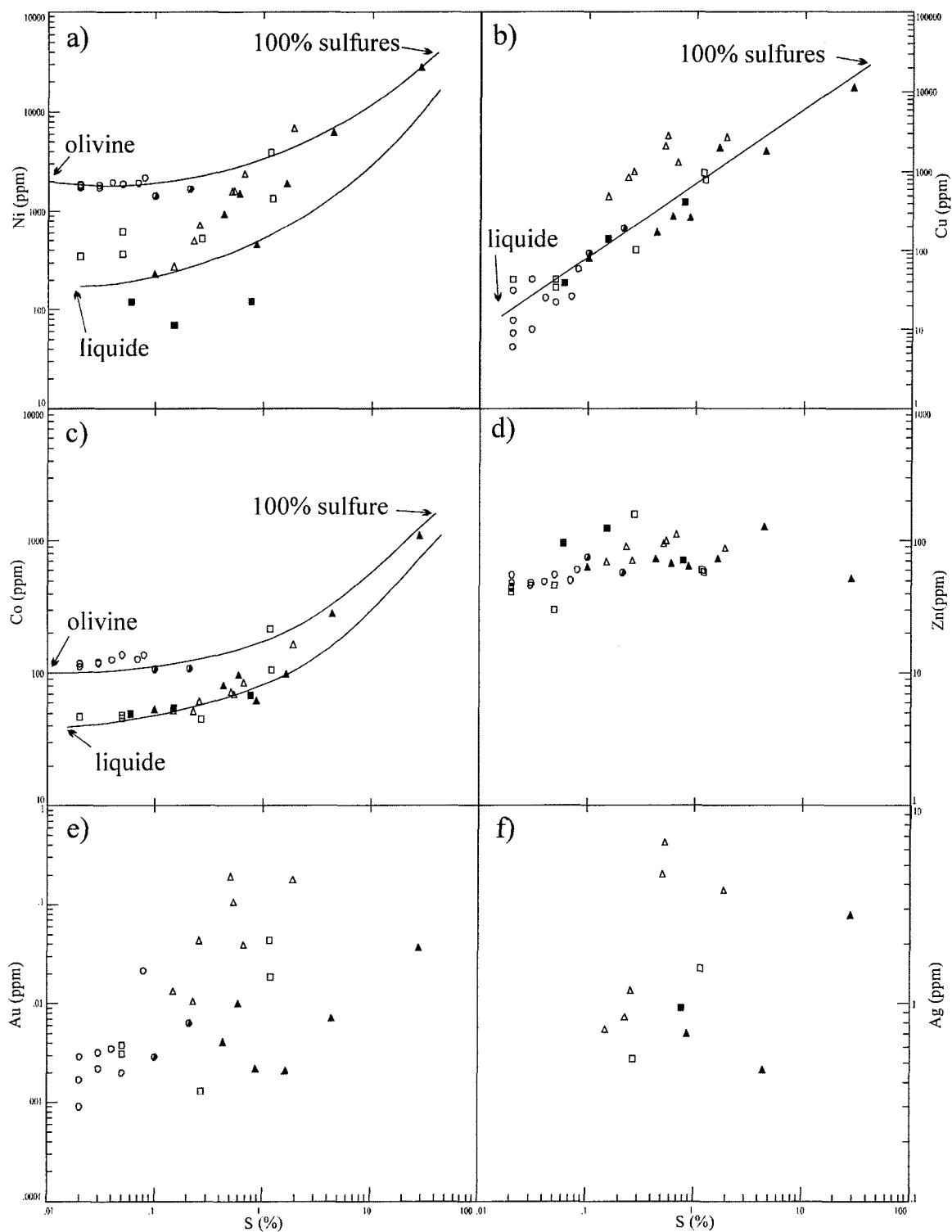


Figure 4.13. Diagrammes binaires des éléments chalcophiles en fonction du soufre: a) Ni; b) Cu; c) Co; d) Zn; e) Au; f) Ag. Légende comme à la figure 4.8.

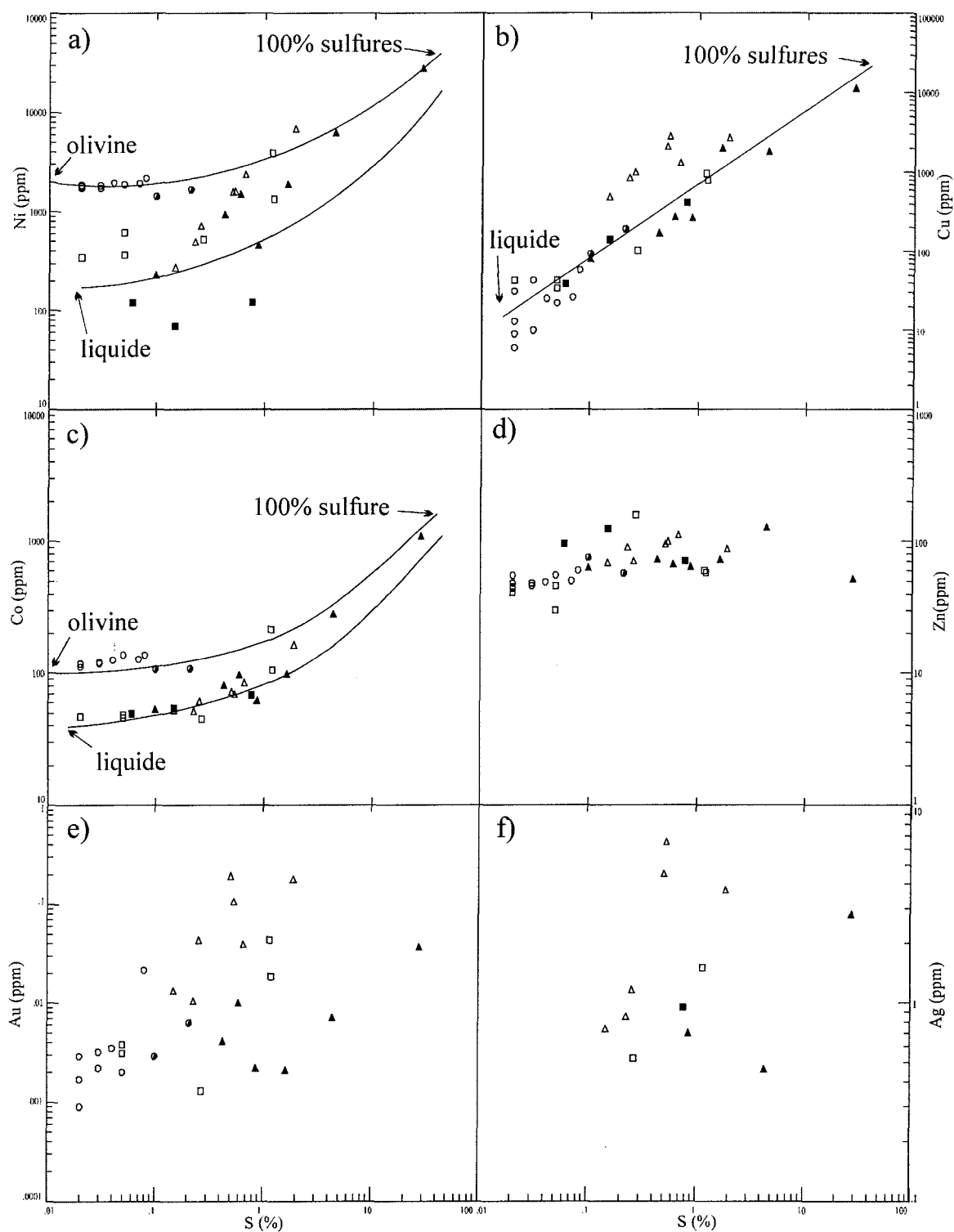


Figure 4.13. Diagrammes binaires des éléments chalcophiles en fonction du soufre: a) Ni; b) Cu; c) Co; d) Zn; e) Au; f) Ag. Légende comme à la figure 4.8.

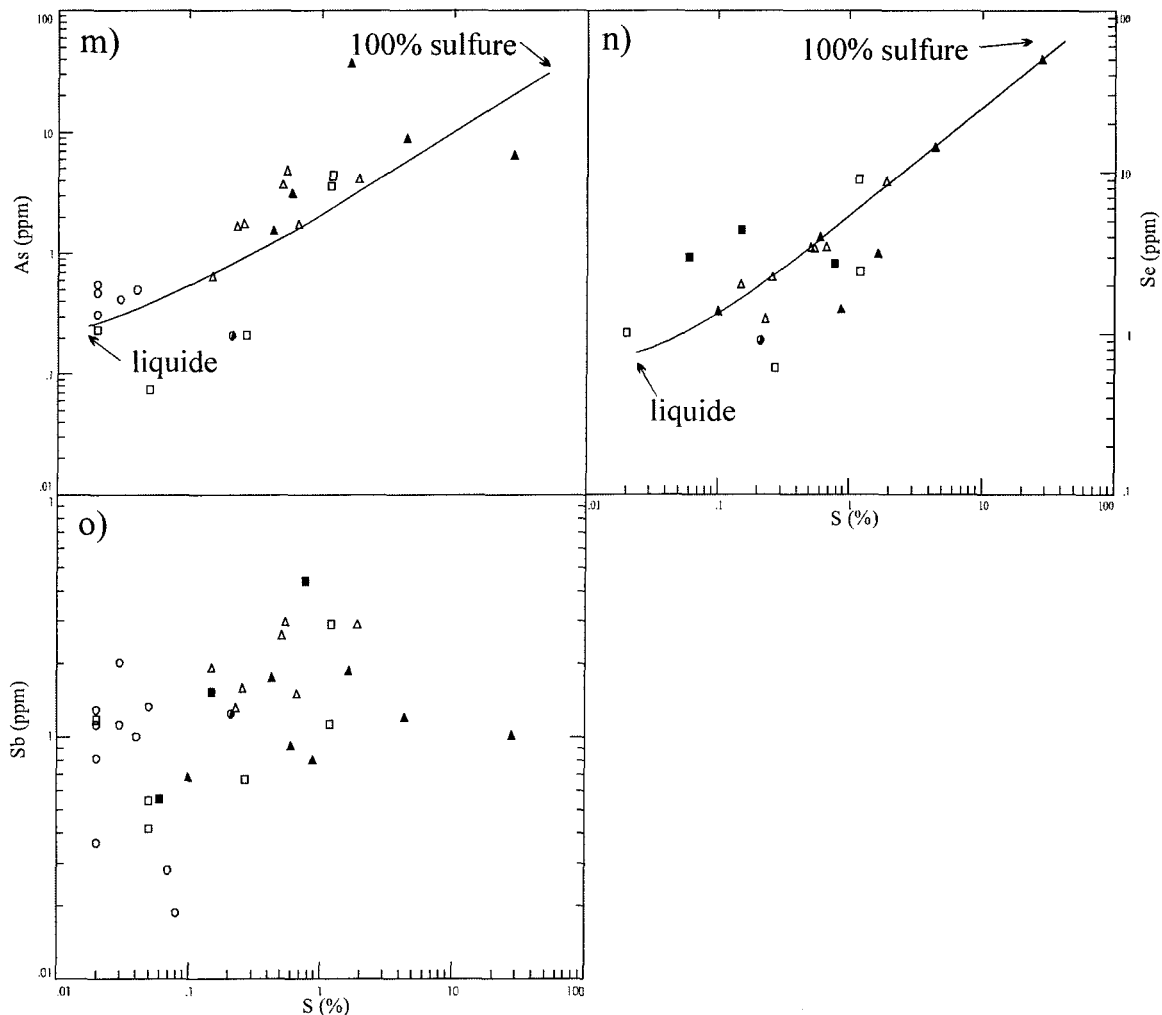


Figure 4.13 (suite). Diagrammes binaires des éléments chalcophiles en fonction du soufre: m) As; n) Se; o) Sb. Légende comme à la figure 4.8.

pour les éléments Cu, Re, As et Se qui montrent une relation assez directe avec le S. Les échantillons se répartissent le long d'une ligne de mélange entre 100% sulfure et la composition du liquide. La position de l'échantillon contenant 28,2% de soufre indique une composition qui tend vers 100% sulfure (environ 38 à 40% de soufre dans la pyrrhotite) et le liquide représente le diluant par rapport aux sulfures.

Le Ni et le Co ont subi l'influence de l'olivine. Les échantillons contenant une fraction importante de cumulats d'olivine se répartissent le long d'une ligne de mélange entre 100% sulfure et l'olivine (environ 2500 ppm Ni et 100 ppm Co pour 0% S). Les échantillons qui ne contiennent pas d'olivine se positionnent plutôt le long d'une ligne de mélange entre 100% sulfure et le liquide. Des intermédiaires entre les trois pôles sont aussi présents. Certains éléments du groupe du platine (Rh, Pd et Ir) offrent une répartition plus complexe. Il semble que les échantillons des unités ultramafiques et ceux des unités mafiques forment deux alignements distincts entre des compositions de 100% sulfures et de liquide (diluant) différents. Cette répartition suggère deux événements de ségrégation de sulfures différents pour générer les sulfures dans les unités ultramafiques (liquide non appauvri en métaux = sulfures riches en métaux) et dans les unités mafiques (liquide appauvri en métaux = sulfures pauvres en métaux).

Les éléments Zn, Au, Ag, Os, Pt et Sb ne montrent pas de relation significative. Ces éléments semblent avoir subi un contrôle autre qui n'apparaît pas dans ce diagramme. La précision analytique plutôt faible pour les éléments Ag, Os et Pt pourrait être responsable de la répartition en nuage des échantillons. Les valeurs obtenues sont très proches des limites de détection. Comme ce dernier critère ne s'applique pas pour les éléments Au, Sb et Zn, il est possible que leurs abondances aient été modifiées par l'altération.

Les ÉGP ainsi que Au, Ni et Cu sont présentés à la figure 4.14 sous forme de diagrammes multiélément selon l'ordre défini par Barnes et al. (1988) et normalisés sur le manteau primitif (valeurs de McDonough et Sun (1995)). Les échantillons de harzburgite et dunite, gabbronorite à olivine et gabbronorite non-minéralisé (4.14a-b-c) montrent des champs assez restreints et concordants à l'intérieur d'un même groupe. Pour cette raison, les valeurs reportées sur les diagrammes sont celles de la roche totale. Cependant, vu les quantités très variables de sulfures dans les différents échantillons, les gabbronorites des deux indices minéralisés montreraient des champs très larges. Pour mettre en évidence les patrons, les valeurs reportées sont celles des sulfures recalculés à 100% (4.14d-e; tableau 4.4). La limite de détection acceptable pour chacun des ÉGP a été choisie par rapport aux valeurs expérimentales de Lavoie (1992). En première observation, les éléments du groupe du platine tendent à être appauvris par rapport à Cu et Ni sauf pour le Pd. En effet, Pd montre un assez fort enrichissement par rapport au Pt, ces deux éléments ayant habituellement un comportement similaire. Ir montre un appauvrissement marqué. L'Ir est un élément généralement plus compatible que le Pt et le Pd. Il sera plus facilement retenu à la source lors de fusion partielle et pourra aussi fractionner dans des phases cristallisantes, notamment la chromite et l'olivine. Le fractionnement de Ir dans les phases cumulat pourrait en expliquer l'appauvrissement sauf que les unités ultramafiques contenant des quantités assez importantes de chromite sont aussi appauvries. Ce pourrait être une indication que le magma avait déjà fractionné de la chromite avant de former les unités ici étudiées.

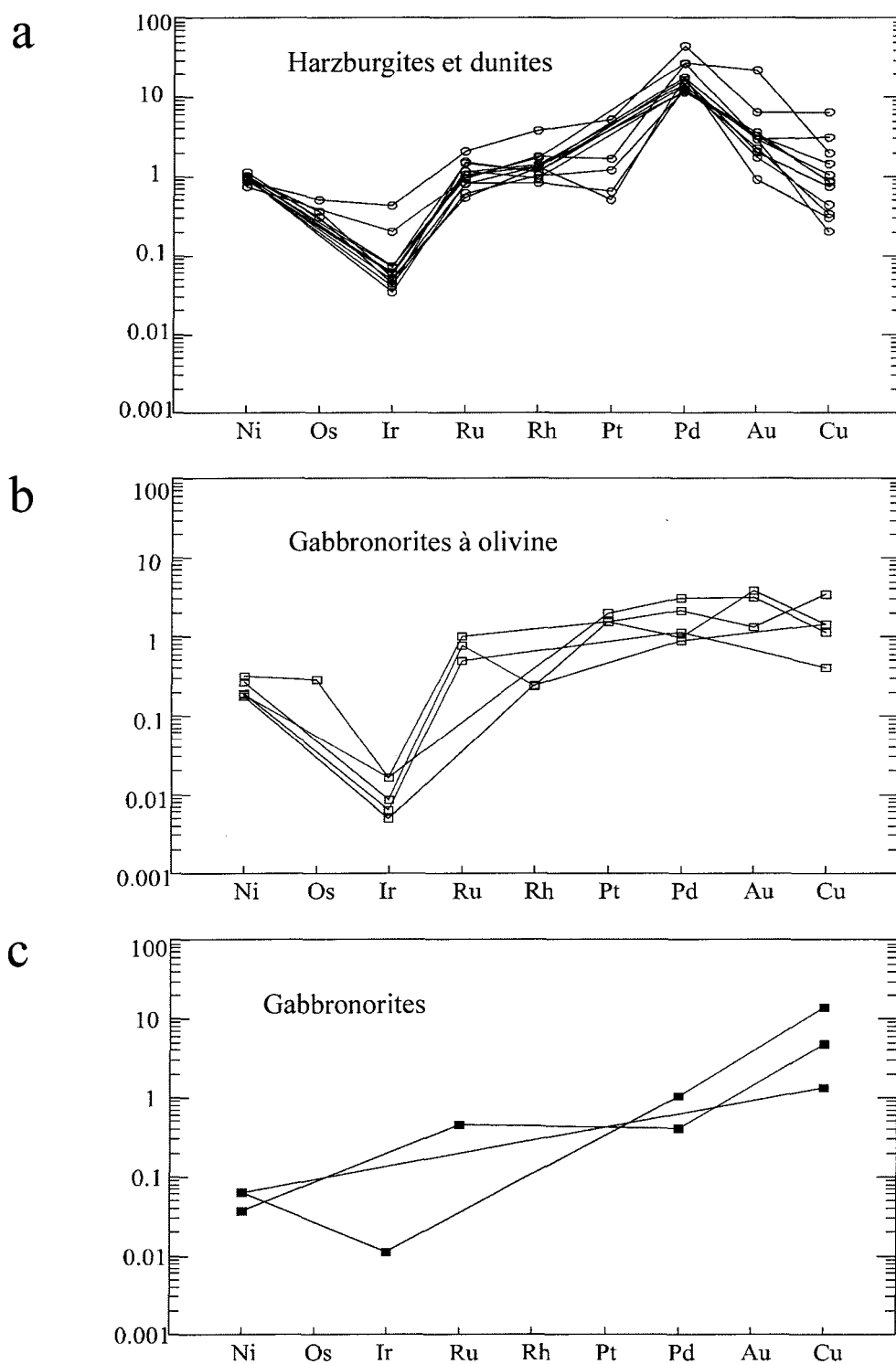


Figure 4.14. Diagrammes des ÉGP, Ni, Cu, Au selon l'ordre définie par Barnes et al. (1988) et normalisés sur le manteau primitif de McDonough et Sun (1995). a) harzburgites et dunites, b) gabbronorites à olivine et c) gabbronorites.

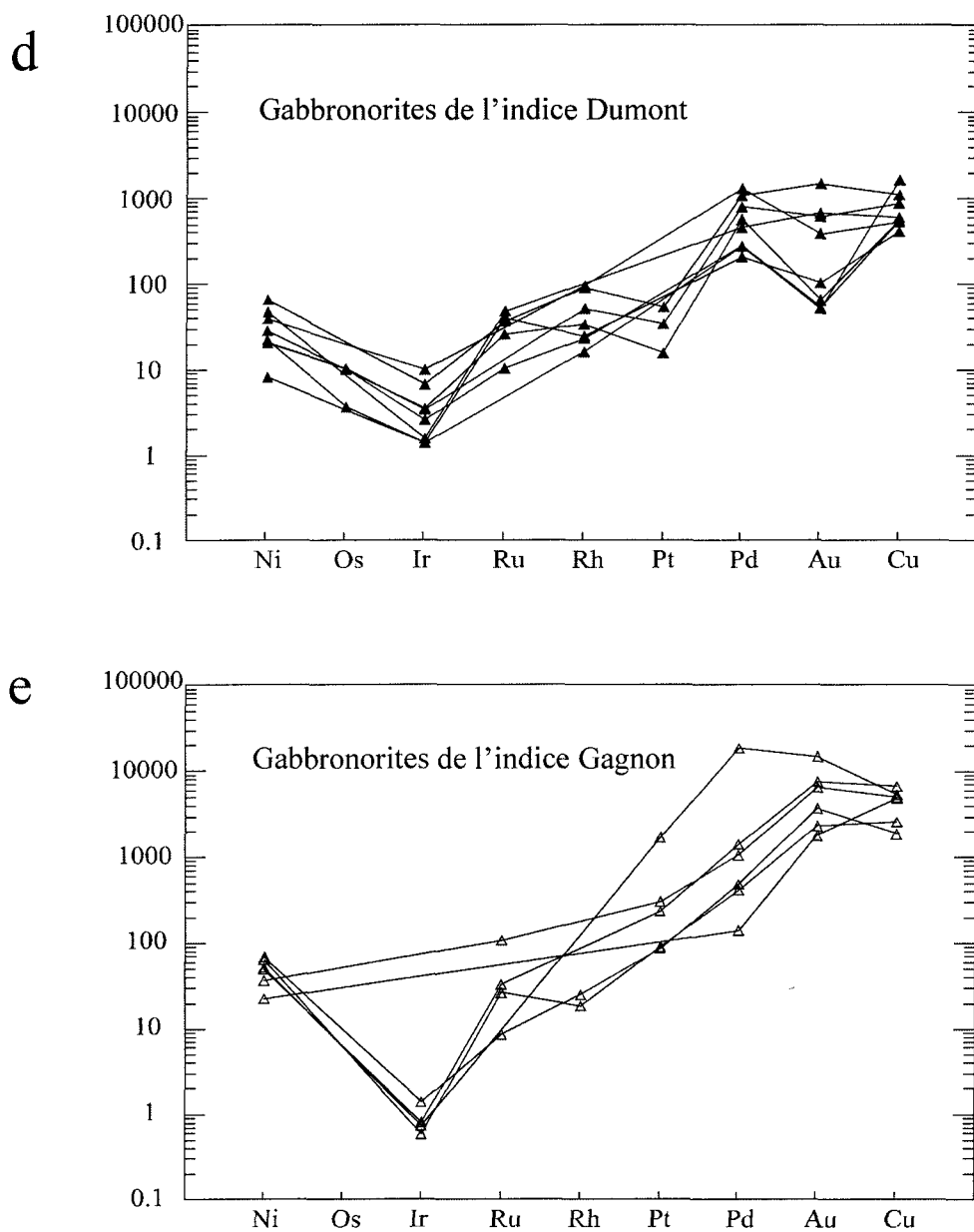


Figure 4.14 (suite). Diagrammes des ÉGP, Ni, Cu, Au selon l'ordre définie par Barnes et al. (1988) et normalisés sur le manteau primitif de McDonough et Sun (1995). d) gabbronorites de l'indice Dumont et e) gabbronorites de l'indice Gagnon. Les valeurs sont celles calculées pour 100% sulfures.

Tableau 4.4. Composition des roches normalisées à 100% sulfures

# Échantillon	2515	2520B	2516A	2516C	2516E	2516G	2516H	2516I
Type de roche	HAR	GN	GN (ID)	GN (ID)	GN (ID)	GNO (ID)	GNO (ID)	GN (ID)
S total (%)	0.21	0.77	0.43	0.60	0.87	1.21	1.17	1.64
S (%)	39.11	39.42	38.96	38.83	39.40	39.10	38.45	38.86
Fe	54.64	58.40	51.75	50.11	57.78	54.16	45.39	51.96
Ni	2.52	0.00	7.36	8.91	1.53	3.96	12.38	4.21
Cu	3.56	2.02	1.53	1.74	1.19	2.53	3.16	4.74
Co	0.15	0.14	0.37	0.37	0.10	0.21	0.58	0.14
As (ppm)	39	<56	141	206	<30	142	118	879
Se	170	140	<57	260	65	79	299	75
Sb	23	22	16	6	4	9	4	4
Os (ppb)	315	<51	<136	<84	<41	34	<49,3	12
Ir	251	2	31	5	4	10	21	4
Ru	1903	<195	<906	231	193	<133	177	<175
Rh	626	<19	83	<27	21	45	79	14
Pt	6700	<456	<797	<472	<168	234	369	<149
Pd	32075	202	4905	1726	787	2983	4043	1033
Au	1173	<67	371	647	100	598	1433	50
Re	205	60	74	54	36	70	212	43

Tableau 4.4.(suite) Composition des roches normalisées à 100% sulfures

# Échantillon	2516J	2516K	2502E	2502F	2502G	2502I	2502J	2502K
Type de roche	GN (ID)	GN (ID)	GN (IG)	GN (IG)	GN (IG)	GN (IG)	GN (IG)	GN (IG)
S total (%)	4.40	28.20	0.54	1.91	0.67	0.23	0.26	0.51
S (%)	39.09	39.20	37.20	38.23	38.10	38.02	37.78	37.51
FeO	53.67	55.17	33.90	42.97	42.00	43.52	40.35	36.89
Ni	5.40	3.89	9.35	13.13	12.22	4.25	6.96	9.85
Cu	1.60	1.58	19.29	5.40	7.39	13.95	14.53	15.45
Co	0.22	0.15	0.20	0.25	0.26	0.20	0.32	0.24
As (ppm)	78	9	330	83	99	279	258	274
Se	127	69	235	176	198	206	328	252
Sb	1	0	21	6	9	22	23	19
Os (ppb)	33	33	<83	<32	<74	<182	<262	<169
Ir	11	8	3	4	2	<2	<3	2
Ru	124	49	160	41	128	<562	521	<405
Rh	29	20	<12	22	16	<30	<110	<34
Pt	106	<35	1613	593	623	<1653	2073	11723
Pd	2146	1041	5345	1836	1554	529	3990	69016
Au	63	51	7288	3570	2235	1736	6292	14218
Re	245	195	34	27	37	79	48	<33

HAR= harzburgite; GN= gabbro-norite; ID= indice Dumont; IG= indice Gagnon

Barnes et al. (1988) propose des diagrammes utilisant des ratios de Cu et Ni sur des ÉGP. Dans le premier diagramme le rapport Ni/Pd est reporté en fonction de Cu/Ir (figure 4.15a). Ces rapports sont influencés grandement par la ségrégation de phases sulfurées car les coefficients de partage des ÉGP dans les sulfures sont beaucoup plus élevés que ceux de Ni et Cu. S'il y a effectivement retrait de sulfures, les deux rapports auront tendance à augmenter simultanément. Le vecteur approximatif de cet effet est présenté sur la figure (-SUL). Les vecteurs de l'olivine qui influence surtout le Ni et celui de la chromite qui peut accommoder Ir sont aussi montrés sur la figure. Les échantillons étudiés contenant des valeurs supérieures à la limite de détection pour tous les éléments sont reportés dans le diagramme. Selon les champs sur cette figure, la position des harzburgites et dunites pourrait s'expliquer par une source de type MORB ou basalte de plateau auquel de l'olivine et de la chromite ont été ajoutées. Les échantillons provenant des indices auraient pu être déplacés vers des rapports plus élevés à partir d'une même source. Ce diagramme montre que les échantillons provenant du site de l'indice Gagnon sont plus évolués (sulfures plus fractionnés) que les échantillons provenant de l'indice Dumont.

Le diagramme Ni/Cu en fonction de Pd/Ir est montré à la figure 4.15b. Sur ce diagramme, les cumulat d'olivine devraient se répartir selon un vecteur semblable à celui montré en haut de la figure pour l'addition d'olivine. Le vecteur qui suit l'évolution des cumulat a plutôt une tendance vers le haut de la figure. Le retrait d'une certaine quantité de chromite simultanément à l'accumulation de l'olivine saurait expliquer l'alignement actuel

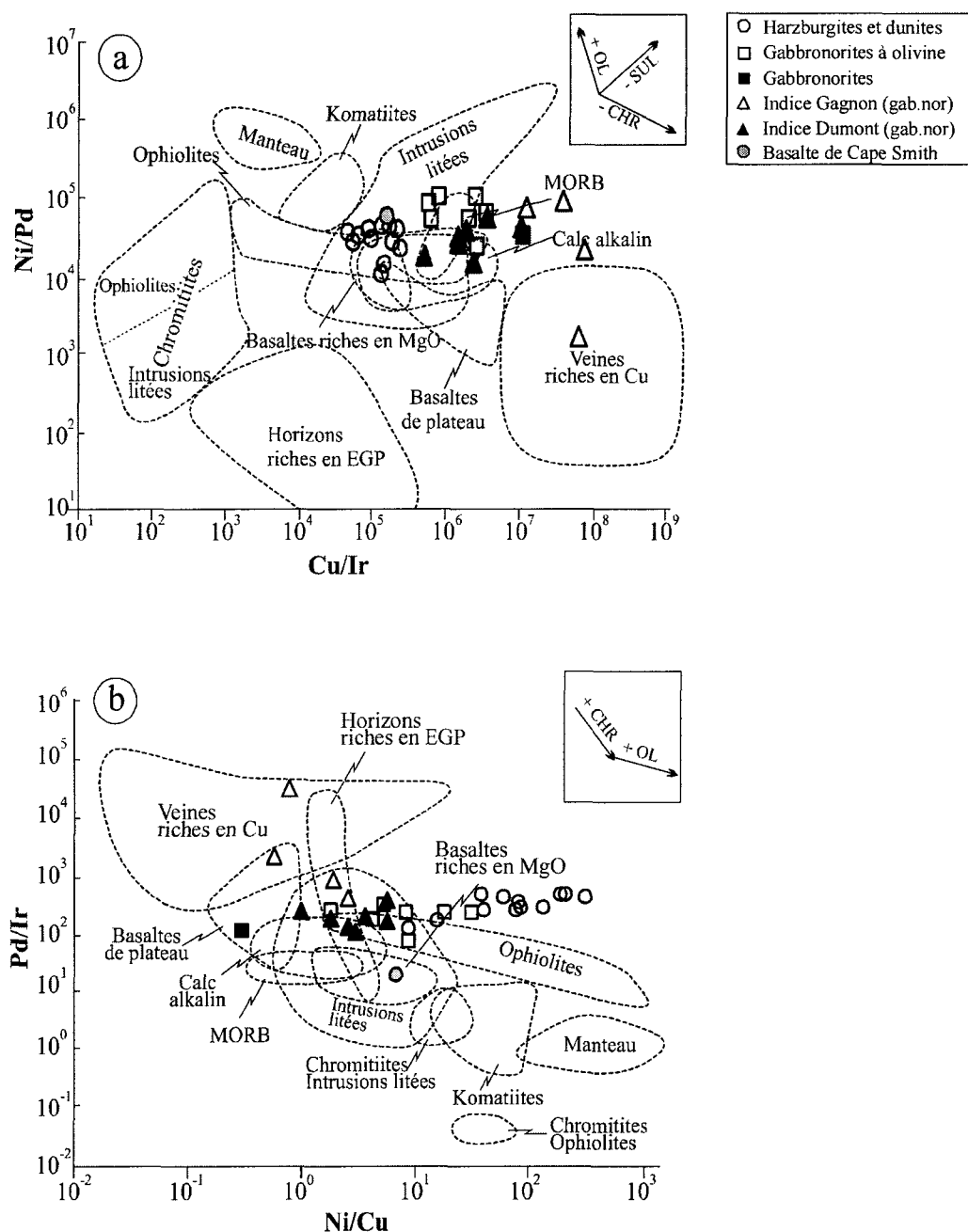


Figure 4.15. Diagrammes a) Ni/Pd par rapport à Cu/Ir et b) Pd/Ir par rapport à Ni/Cu . De Barnes et al. (1988).

des échantillons. La possibilité d'extraction de chromite a été envisagée plus haut lors de la modélisation des cumulat à partir des diagrammes de variation par rapport à MgO.

L'observation faite sur la figure 4.15b confirme ainsi cette option. De plus, la densité très élevée de la chromite (environ 4.6) rend plausible un tel comportement si le transport de magma intervient dans le processus.

Les échantillons provenant de l'indice Gagnon ont été préalablement considérés comme représentatifs du liquide initial (subséquentement contaminé) pour la suite. Ces derniers se retrouvent beaucoup plus près du champ des basaltes de plateau que de celui des MORB. La modélisation à partir des éléments traces de la section précédente semblait indiquer plutôt le contraire. Par le rapport Pd/Ir il est possible de faire un calcul rapide de l'effet de l'extraction de chromite. Comme pour la modélisation à partir des éléments traces, la composition du liquide initial utilisée est celle du basalte à phénocristaux d'olivine de Cape Smith, le liquide final recherché étant celui de l'indice Gagnon. En supposant 15 ppb d'Ir dans la chromite (figure 4.11b), un retrait de moins de 15% poids de chromite pourrait expliquer à lui seul le déplacement vers le haut sur le diagramme.

Comme les échantillons de paragneiss prélevés n'ont pas donné de résultats au-dessus de la limite de détection pour les ÉGP, il n'est pas possible d'évaluer les effets de la contamination dans ce diagramme. Cependant, comme le Cu est plus mobile que le Ni, l'effet de contamination sélective aurait tendance à déplacer le liquide en sens inverse de

celui exprimé c'est-à-dire vers des valeurs plus élevées de Ni/Cu. La faible quantité des deux éléments dans le contaminant fait en sorte que l'influence exprimée par la contamination sur ce diagramme est généralement négligeable.

La composition des sulfures peut aussi être modélisée en considérant l'approche de Campbell et Naldrett (1979) qui utilisent l'équation de fractionnement à l'équilibre suivante:

$$C_C/C_L = D(R+1)/(R+D)$$

où C_C = Concentration de l'élément dans les sulfures

C_L = Concentration de l'élément dans le liquide silicaté

D = Coefficient de partage entre les sulfures et le liquide silicaté

R = Rapport entre la quantité de sulfures et de liquide silicaté

La figure 4.16a montre les relations entre le facteur d'enrichissement (C_C/C_L) par rapport au facteur- R pour des valeurs de D différentes. Il est clair sur ce diagramme que plus D est élevé, plus le facteur d'enrichissement sera élevé lui aussi. Comme D est supposément beaucoup plus élevé pour les ÉGP que pour Ni et Cu, il serait normal que le facteur d'enrichissement soit plus élevé dans les ÉGP. Le résultat des sulfures recalculés à 100% dans les échantillons prélevés aux indices (tableau 4.4) montrent le contraire. La solution à ce problème pourrait être de soustraire une quantité de sulfures au magma avant

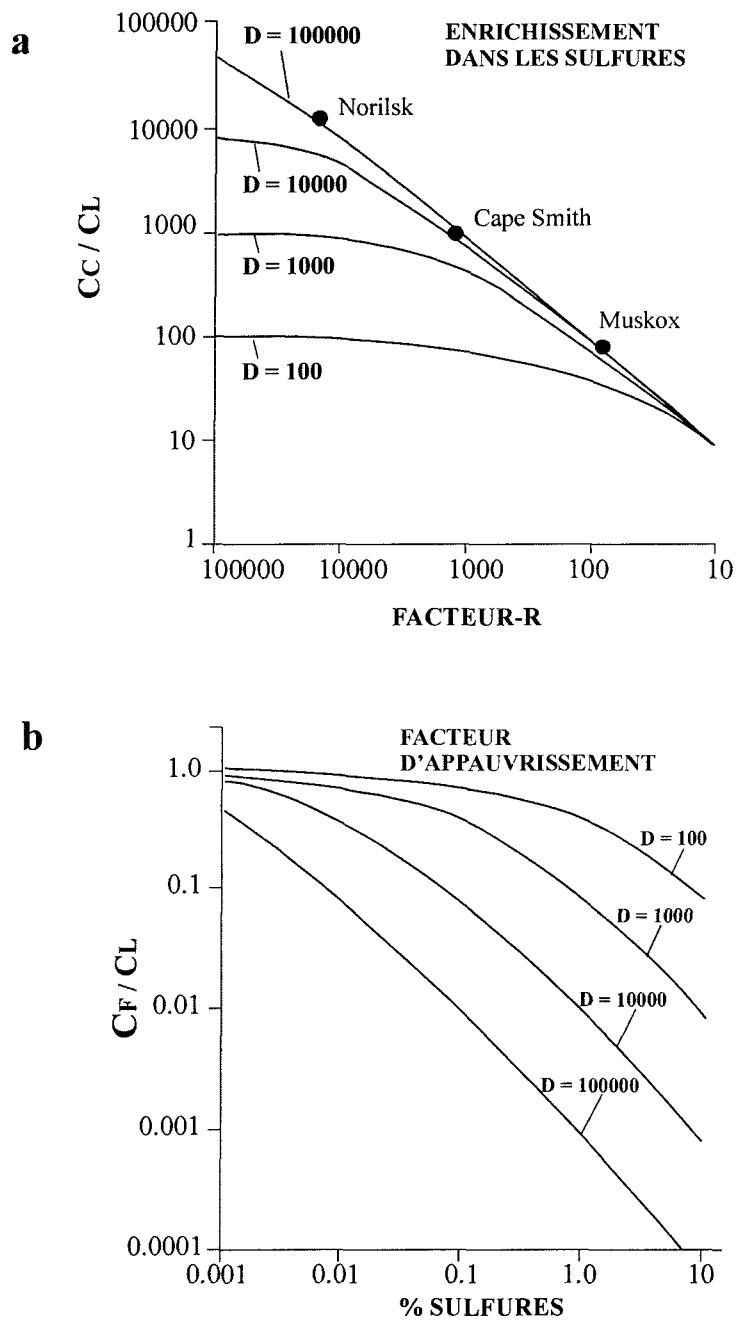


Figure 4.16. Diagrammes montrant les intervalles de variation a) du facteur d'enrichissement des sulfures (C_c/C_l) par rapport aux facteur-R et b) du facteur d'appauvrissement du liquide initial pour différentes valeurs du coefficient de partage D .

la génération des sulfures actuels. Toujours en considérant le fractionnement à l'équilibre, le changement de composition en métaux d'un magma suite au retrait de sulfures peut être modélisé par l'équation suivante:

$$C_F/C_L = 1/[1+X(D-1)/100]$$

où C_F = Concentration de l'élément dans le magma fractionné

C_L = Concentration de l'élément dans le magma initial

X = Pourcentage poids de sulfures retirés

D = Coefficient de partage de l'élément entre les sulfures et le liquide silicaté

La relation entre le facteur d'appauvrissement (C_F/C_L) en fonction du pourcentage de sulfure retiré pour différents D est montrée à la figure 4.16b.

Les proportions des différents éléments Ni, Cu, Au et ÉGP dans les échantillons sont tellement variables que l'utilisation d'une moyenne serait totalement inapproprié pour comparer à un modèle. Les tentatives de modélisation ont été plutôt infructueuses ce qui semble démontrer que les conditions d'équilibre étaient très locales. En effet, différentes combinaisons de facteurs- R , coefficients de partage pour un élément et degré de fractionnement du magma seraient requis pour reproduire presque chacun des échantillons. Les résultats ne sont pas présentés puisqu'ils ne sont pas tellement représentatifs de quoi que ce soit.

L'ajout ou le retrait d'olivine, de chromite ou de n'importe quel autre silicate ne devrait pas en principe affecter le rapport Cu/Pd. Par conséquent, le graphique de Cu/Pd en fonction de Pd (Barnes et al. 1993; figure 4.17) peut être un bon outil d'étude sur l'histoire de l'effet des sulfures dans l'évolution du magma.

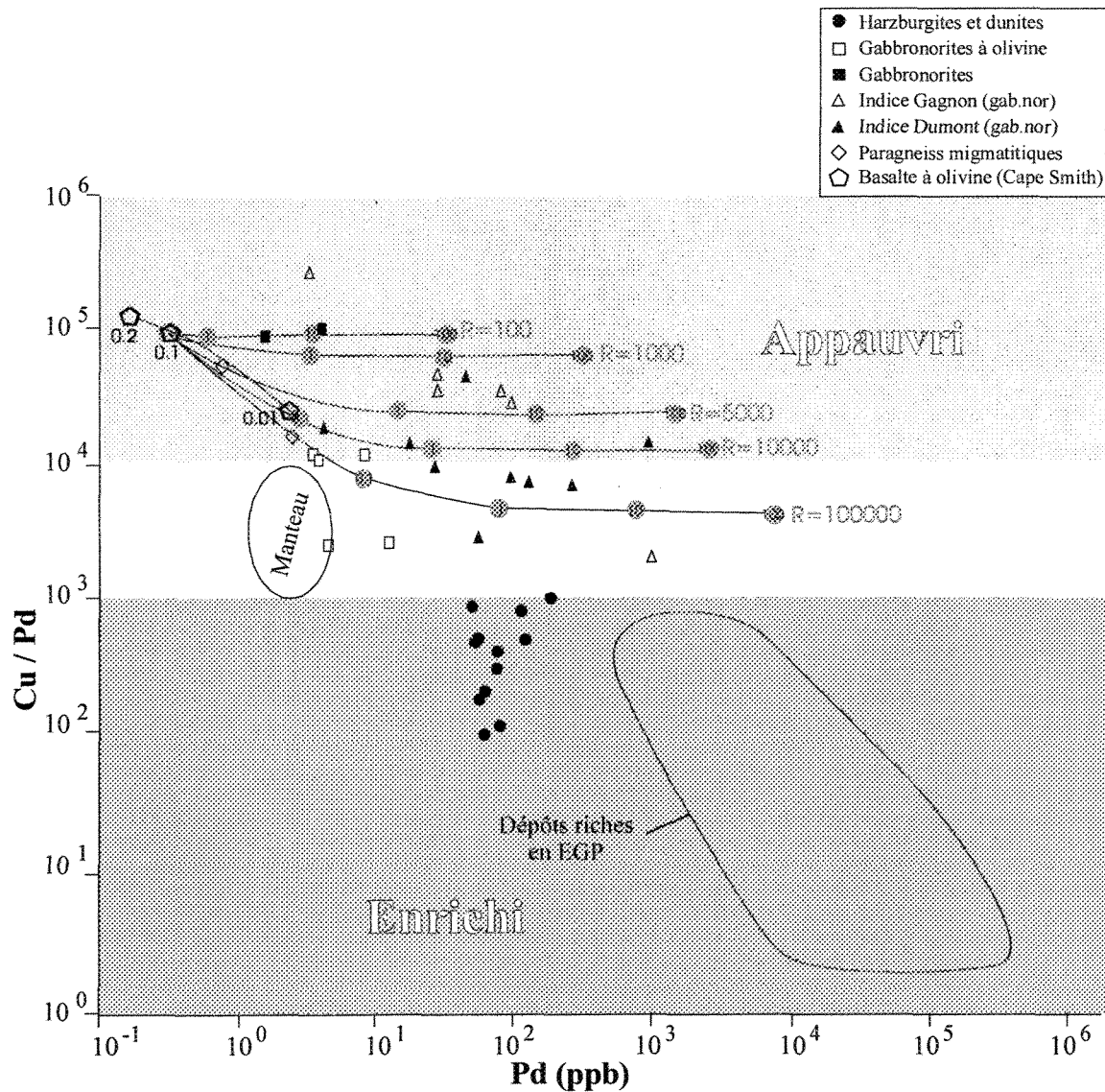


Figure 4.17. Diagramme Cu/Pd par rapport à Pd. De Barnes et al. (1993).

Les échantillons des différentes unités ont été reportés sur ce diagramme ainsi que la composition du magma supposé parental (basalte à phénocristaux d'olivine de Cape Smith) et celle des métasédiments. Les pentagones représentent des positions pour le liquide initial de la composition des basaltes à phénocristaux d'olivine de Cape Smith auquel des quantités de 0,01 à 0,2% de sulfures ont préalablement été retirées. Sur ce diagramme, le jeu de lignes modélisant la composition des sulfures pour des facteurs-R et des quantités de sulfures différents a été positionné de façon à représenter un liquide initial auquel 0,1% de sulfures aurait préalablement été retiré. Les coefficients de partage utilisés sont: $D_{Pd} = 25000$ et $D_{Cu} = 1200$. Tous les échantillons provenant de la suite ainsi que des paragneiss encaissants avec des valeurs de Pd supérieures à la limite de détection sont positionnés sur le diagramme.

Les échantillons de harzburgites et dunites se retrouvent dans le domaine enrichi pour des valeurs de facteur-R extrêmement élevées. Ce facteur-R implique une activité importante dans la chambre magmatique pour faire interagir une proportion très faible de sulfures avec une quantité très élevée de magma. Leur emplacement par rapport aux autres échantillons montre que les sulfures contenus dans ces unités ne se sont pas formés dans les mêmes conditions d'équilibres que ceux contenus dans les échantillons mafiques. Cette observation est en concordance avec celles faites à partir des diagrammes binaires du soufre en fonction des métaux sur lesquels deux épisodes distincts de ségrégation de sulfures ont été interprétés.

Avec cette configuration, l'ensemble des échantillons provenant du site de l'indice minéralisé Dumont (globules de sulfures) se positionnent relativement bien avec des proportions de sulfures réalistes pour la quantité de soufre qu'ils contiennent respectivement. Les facteurs-R se situeraient ainsi entre 10000 et 20000 environ. Les échantillons provenant du site minéralisé Gagnon se retrouvent par contre dans un champ de valeurs trop élevées des pourcentages de sulfures. En effet, selon ce diagramme, le pourcentage de sulfures devrait se situer autour de 10% alors que les échantillons n'en contiennent en réalité que 1 à 5 % environ. Beaucoup de paramètres ont été fixés dans cette modélisation et il n'est pas certain que les processus ont été strictement les mêmes aux deux sites minéralisés. La quantité de soufre provenant de l'encaissant, le pourcentage de contamination, la composition même du liquide initial en Cu et Pd, la quantité de magma ayant entré en contact avec les sulfures et bien d'autres facteurs peuvent être à l'origine du décalage des échantillons du site Gagnon. Pour mieux représenter les échantillons de ce site il faudrait déplacer le jeu de ligne de facteur-R vers un liquide initial plus évolué (auquel plus de sulfures avaient préalablement été retirés).

Les principales conclusions à retenir pour le comportement des sulfures sont les suivants: 1) les sulfures ont exercé un contrôle important sur les éléments Ni, Cu, Co, ÉGP et Re. Ni et Co ont aussi été contrôlés par l'olivine et Ir a subi une forte influence par la chromite; 2) deux épisodes de ségrégation de sulfures ont eu lieu : un premier épisode qui

génère des sulfures riches en Ni, Cu, et ÉGP (dans les harzburgites et dunités) et un second épisode au cours duquel les sulfures générés sont pauvres; 3) la composition des sulfures dans les différents échantillons est très variable et indique ainsi des équilibres très locaux à l'intérieur de l'intrusion, principalement aux bordures (sites minéralisés).

Les sulfures contenus dans les unités ultramafiques sont riches et sont probablement cumulats. Ceux des indices minéralisés proviennent d'un liquide duquel des sulfures avaient déjà ségrégué. Les degrés de différenciation sont très différents d'un site à un autre et même d'un échantillon à un autre sur le même site. La composition des sulfures en Ni, Cu et ÉGP est le résultat de petits équilibres locaux et ne représente pas bien l'histoire magmatique de la suite.

4.4. Discussion sur la géochimie

Des 43 échantillons analysés pour la géochimie, 36 couvrent les unités de la suite mafique-ultramafique de la Baie-à-Cadie, les 7 autres étant des paragneiss et des quartzites encaissants. Le but principal de l'étude était de comprendre et de caractériser l'évolution du magma ayant formé l'intrusion. Le premier facteur à déterminer est la source. La problématique est de comprendre quelle est la source dont la fusion partielle a généré le magma parental de la suite ainsi que le taux de fusion qui a été requis. Les processus qui ont ensuite affecté le magma au cours de son ascension dans la croûte et après y avoir pris

place sont principalement la cristallisation fractionnée ainsi que la contamination. Ces deux processus sont habituellement intimement liés. Finalement, les différentes parties de l'intrusion auraient pu être sujettes à des effets variables d'altération. Dans le cas de la suite de la Baie-à-Cadie, il semble que les effets d'altération sont plutôt négligeables sur la majorité des échantillons étudiés.

Le premier point important qui peut être fait à partir de plusieurs des diagrammes présentés ci-haut est que les différentes unités montrent une certaine continuité entre elles qui est révélatrice de la provenance d'un magma parental commun. Parmi les unités disponibles, il a été démontré que les gabbronorites situés en bordure est du bloc nord de l'intrusion (site de l'indice Gagnon) sont ceux qui devraient se rapprocher le plus de ce magma parental.

Tout d'abord, les échantillons de cette unité ne montrent pas de texture cumulat selon les observations pétrographiques. Ceci est confirmée dans le cas du plagioclase par la presque absence d'anomalie positive en Eu sur le profil des terres rares (figure 4.4e). Le second point important est que le liquide interprété comme parental doit nécessairement être en équilibre avec les phases cristallisantes. Selon l'équation de Roeder et Emslie (1970) sur la distribution de Fe et Mg entre les olivines et le liquide, les valeurs calculées en utilisant le gabbronorite et les olivines contenues dans les harzburgites et dunités se situe à l'intérieur de la marge d'équilibre.

Les différents diagrammes de classification ainsi que le profil des terres rares s'entendent assez bien sur l'affinité tholéitique de la suite. Dans le but de préciser la source, la moyenne des gabbronorites de l'indice Gagnon a été reporté sur un diagramme multiéléments avec des compositions de différents basaltes-type. Ce diagramme (figure 4.7a) montre que le gabbronorite pourrait être dérivé d'un liquide de composition similaire à un celle d'un basalte picritique. En additionnant directement 90% du basalte à olivine de Cape Smith et 10% de paragneiss, la composition du modèle obtenu se superpose presque parfaitement au champ des gabbronorite (figure 4.7b). Il ne faut pas perdre de vue que la contamination par assimilation de l'encaissant risque d'impliquer un produit de fusion partielle plutôt que la roche totale. Cependant, en première approximation, l'addition de la roche totale semble donner des résultats intéressants. Il est aussi important de noter ici que le basalte picritique de Cape Smith représente un liquide généré par une fusion partielle d'environ 25% du manteau. Cette proportion est en principe suffisante pour collecter tous les sulfures et ainsi éviter la rétention de métaux d'intérêt à la source (manteau).

En supposant que les différentes unités de la suite sont constituées de fractions différentes d'olivine, de plagioclase et de chromite accumulés et d'une portion de liquide, des modélisations par diagrammes binaires et par balance de masse ont été effectuées. Les harzburgites et dunites représenteraient un mélange d'olivine, de chromite et de liquide piégé. Les gabbronorites à olivines se composeraient ainsi de fractions d'olivine, de

plagioclase, de chromite et de liquide piégé. De la même façon, certains des gabbronorites pourrait être composés de plagioclase accumulé et de liquide. Les observations texturales permettent l'identification de l'olivine et de la chromite comme phase cumulat. La présence d'anomalies positives en Eu sur les patrons de terre rares pour la majorité des harzburgites, dunites et gabbronorites à olivine ainsi que dans certains échantillons de gabbronorite confirme que le plagioclase est, au moins dans ces échantillons, une phase accumulée. Les deux types de modélisation offrent des proportions semblables des composantes lesquelles sont, de façon raisonnable, en accord avec les observations pétrographiques.

L'étude des métaux a permis de préciser certaines étapes dans l'évolution de la suite de la Baie-à-Cadie. Les diagrammes de S en fonction de différents métaux (figure 4.10) suggèrent deux événements distincts de ségrégation de sulfures pour justifier les compositions dans les unités ultramafiques et mafiques. Les sulfures contenus dans les unités ultramafiques sont plus riches en métaux que ceux des unités mafiques (entre autre, aux indices minéralisés). Cette observation est très bien confirmée dans le diagramme Cu/Pd par rapport à Pd (figure 4.17) qui suggère même que les sulfures des deux sites minéralisés ne se soient probablement pas formés dans des équilibres semblables (les sulfures du site minéralisé Gagnon sont encore plus appauvris en métaux que ceux du site minéralisé Dumont). Les patrons des diagrammes multiéléments des métaux sont en accord

avec une composition appauvrie en ÉGP par rapport à Ni et Cu pour l'ensemble des unités. La différence entre les unités mafiques et ultramafiques n'y est pas mise en évidence.

La cristallisation de l'olivine et de la chromite a exercé un contrôle sur la composition en métaux des échantillons. Les diagrammes binaires montrent bien l'influence de l'olivine sur Ni et Co. L'histoire de la cristallisation de la chromite a vraisemblablement eu des répercussions principalement sur Ir. Celles-ci sont mises en évidence sur les diagrammes des figures 4.14 et 4.15. Il semblerait ainsi qu'une fraction de chromite a du être retirée du magma au cours de son évolution.

Un des points les plus importants à remarquer dans l'analyse des métaux est l'extrême variabilité des proportions entre les différents métaux. Ce phénomène exprime des équilibres très locaux et pour cette raison, les métaux ne sont pas ici de très bons marqueurs pour l'étude génétique globale de la suite.

CHAPITRE 5

DISCUSSION ET CONCLUSIONS

5.1. Introduction

La Suite mafique-ultramafique de la Baie-à-Cadie a été étudiée sous les aspects pétrographiques, géochimiques, métamorphiques et structuraux dans le but d'en évaluer le potentiel pour un gisement de sulfures magmatiques. À partir des descriptions et études effectuées dans les chapitres précédents, une comparaison de la suite par rapport aux gisements connus peut ainsi être faite. L'approche a été d'essayer d'évaluer si l'ensemble des caractéristiques peut s'appliquer ou non au modèle des gisements de sulfures dans les intrusions mafiques et ultramafiques. Chacune des étapes importantes et les facteurs qui y sont attribuables seront considérés en revue. Tout d'abord, une révision des éléments physiques et tectoniques de mise en place possibles sera faite.

5.2. Mise en place

La compréhension des événements pré-grenvilliens dans le secteur est assez restreinte étant donné l'ampleur et la complexité des transformations tectoniques. Le lien d'âge entre la suite de la Baie-à-Cadie et la Suite anorthosique de Lac St-Jean est évident mais les relations génétiques et spatiales ne sont pas aussi claires.

La suite mafique-ultramafique est composée principalement de 3 types de roches soit les cumulats d'olivine (harzburgites et dunites), les cumulats de plagioclase et d'olivine (gabbroonorites à olivine) et les gabbroonorites sans texture cumulat qui peuvent représenter un liquide. Par la nature des contacts avec l'encaissant et le style structural avoisinant, il semble que ces unités constituent un dyke ou un filon couche différencié. En fait, selon Hébert et Lacoste (1998), les roches étudiées constitueraient un fragment de dyke dont des extensions ont été décrites vers le sud-ouest. Cette disposition serait tout à fait concordant avec un décalage selon la structure régionale des sections d'un dyke originalement d'allure est-ouest (système de failles couplées NNE senestre et NE dextre).

Comme le montre la figure 2.3, la section étudiée est elle-même disséquée en blocs déplacés les uns par rapport aux autres selon les deux systèmes de failles. La majorité des failles représentées sont des interprétations et il est fort possible que plusieurs autres soient présentes. En considérant ces décalages, une reconstruction tentative de la mise en place peut être faite pour expliquer la disposition des unités actuelles (figure 5.1). L'étape 1 montre l'intrusion du magma mafique de façon concordante ou au moins sub-concordante dans les paragneiss du Complexe Gneissique du Saguenay. Pour les étapes 2 et 3, deux options peuvent être envisagées: a) les blocs nord et sud représentent deux segments décalés par une faille senestre; b) les blocs nord et sud sont deux parties du même bloc fractionné ultérieurement par la faille normale tardive qu'est le lac Kénogami. Le scénario 2a pourrait expliquer le fait que les unités présentes sur le bloc nord sont plus évoluées que celles sur le

bloc sud. Par contre, le scénario du bloc 2b pourrait aussi avoir ce résultat en supposant que les niveaux érosionnels sur les deux blocs sont différents. L'étude génétique qui est ici le principal but n'est pas influencé par cette option et une étude structurale détaillée du secteur serait requise afin de mieux comprendre le contexte de mise en place de la suite.

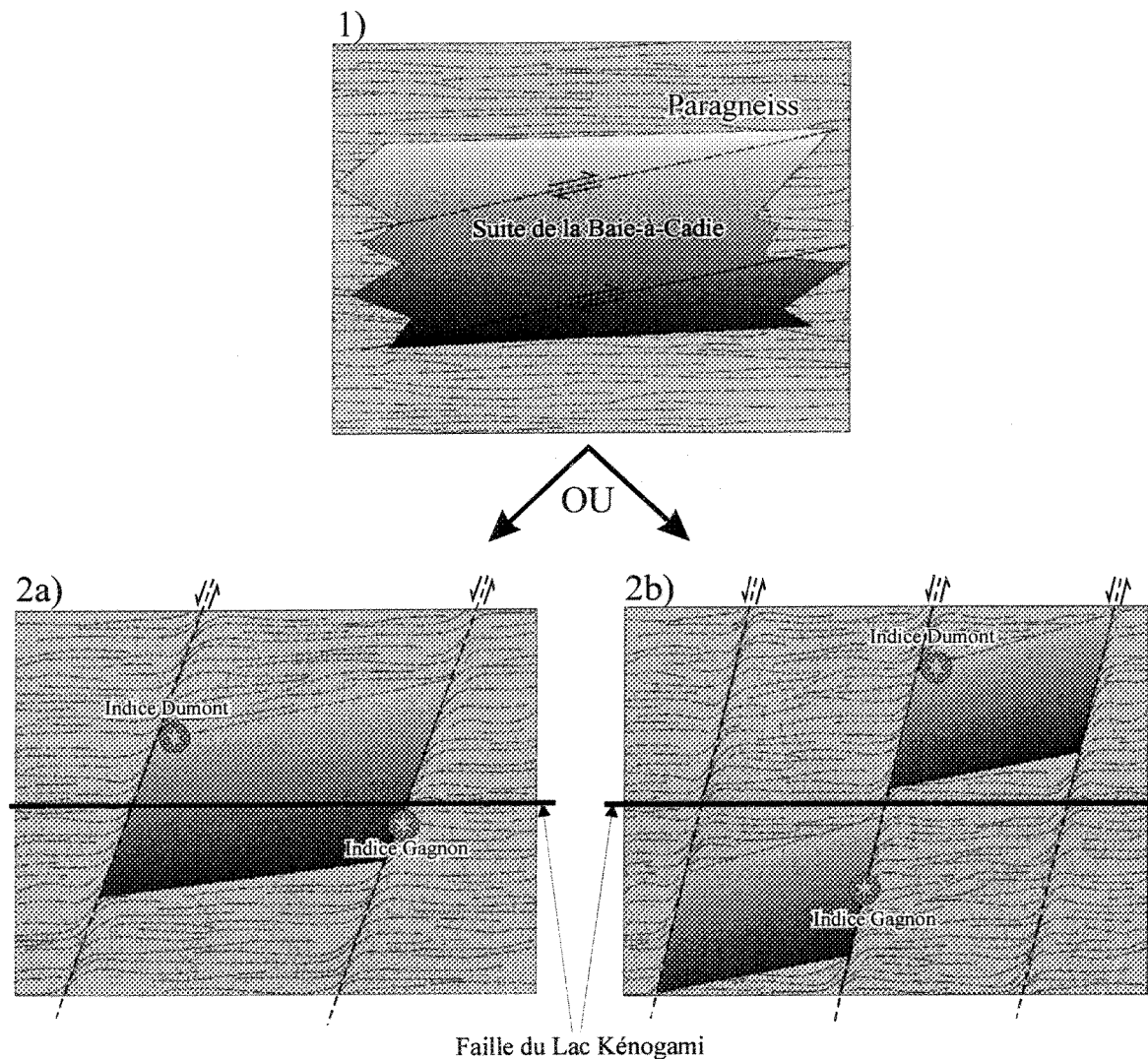


Figure 5.1. Modèle de mise en place de la suite mafique-ultramafique de la Baie-à-Cadie dans les paragneiss encaissants.

La Suite de la Baie-à-Cadie ainsi que son encaissant de gneiss et quartzites sont entourés de tous les côtés par la Suite de mangérite-charnockite de Cyriac. Aucun contact entre la Suite de la Baie-à-Cadie et l'anorthosite ont été observés. La suite de Cyriac est plus jeune puisque des lambeaux d'anorthosite y ont été observés. Ainsi, la relation spatiale de la suite mafique-ultramafique avec la suite anorthosique (le contact) a été envahie par la suite de Cyriac et elle est par conséquent impossible à reconnaître. Seul le lien d'âge de 1150 Ma (Hébert et Lacoste 1998) pour la suite mafique-ultramafique et de 1140-1160 Ma (Higgins et vanBreemen 1996) pour la suite anorthosique est connu.

Selon Hébert et Lacoste 1998, la mise en place de la Suite anorthosique de Lac St-Jean aurait été favorisée par les zones de failles NE et N-S, groupe auquel appartiennent entre autre les zones de St-Fulgence, de Pipmuacan et de Duhamel. Ces failles procurent un contexte extensif pour la mise en place du dyke, peut être à partir d'une chambre magmatique en profondeur. Les données actuelles ne permettent pas de déterminer avec certitude la présence ou l'absence d'une chambre magmatique en profondeur. Il n'est pas non plus possible de savoir si au moins une partie des phases cumulats a été transportée ou si l'ensemble des phases observées sont le résultat de cristallisation in situ. Aucune évidence physique de transport (alignement des plagioclases par exemple) n'a été observée. Cependant, la présence d'un faible pourcentage de cumulat de plagioclases dans les unités ultramafiques pourrait indiquer un certain transport de ces plagioclases. En fait, comme discuté dans le précédent chapitre, la cristallisation simultanée d'olivine et de plagioclase

dans les proportions observées n'est pas possible chimiquement. Il faudrait qu'un liquide se trouvant dans le solidus de l'olivine puisse intégrer des cristaux de plagioclase sur son chemin. Cependant, le transport n'est pas la seule explication possible. Des auteurs ont déjà décrit un processus par lequel la circulation d'un liquide plus évolué à travers les cumulats de plagioclase pourrait précipiter des plagioclases. L'état d'altération et de recristallisation des plagioclases ne permet pas de déterminer lequel des deux modèles est ici le plus valable. Pour ces raisons, il n'est pas possible à partir des connaissances actuelles d'affirmer ou infirmer la cristallisation in situ de toutes les phases de la suite.

5.2. Comparaisons avec le modèle

Les principales étapes et critères de formation d'un gisement magmatique de Ni-Cu-ÉGP associé à une intrusion mafique-ultramafique peuvent se résumer comme suit:

1) le magma doit être dérivé d'un produit de fusion partielle élevée du manteau pour être suffisamment riche en métaux. Une fraction de soufre et par conséquent des métaux d'intérêt sont retenus à la source si le taux de fusion partiel est trop faible; 2) le transport à travers la croûte doit être facile et rapide pour ne pas appauvrir les métaux dans le magma par une ségrégation de sulfures précoce en profondeur; 3) la saturation en sulfures doit être initiée, suivie d'une ségrégation des phases sulfurées du magma silicaté; 4) finalement, les sulfures doivent s'accumuler pour former un gisement suffisamment riche et de dimension assez importante pour avoir une valeur économique. Chacune des étapes et caractéristiques

sera ainsi considérée pour la suite mafique et ultramafique de la Baie-à-Cadie et comparée avec le modèle.

Tout d'abord, le magma impliqué doit provenir d'une fusion partielle assez élevée du manteau. Ce critère est important pour réussir à extraire tout le soufre de la source. Comme les métaux d'intérêt (Ni-Cu-ÉGP) sont très fortement compatibles avec les sulfures, une absorption incomplète de soufre favorise la rétention de métaux à la source générant ainsi un magma appauvri en métaux.

Les échantillons de gabbro-norites des bordures de l'intrusion et particulièrement ceux de l'indice Gagnon sont interprétés comme étant représentatifs du liquide à partir duquel les autres unités auraient cristallisé. Les différents diagrammes discutés dans le chapitre 4 s'accordent assez bien sur le caractère tholéiitique de la suite. Comme aucune des unités étudiées ne semblait montrer une composition assez primaire et non contaminée pour représenter le liquide parental de la suite, une composition connue d'un liquide parental potentiellement semblable a dû être recherchée. La signature des éléments traces en général indique qu'un liquide de type basalte de plateau ou MORB ne peut pas être à l'origine des différentes unités de la suite. Le basalte à phénocristaux d'olivine du groupe de Chukotat, Cape Smith interprété comme étant un produit primaire de fusion partielle du manteau (Barnes et Picard 1993) a bien répondu à la modélisation. La source de cette unité est interprétée comme étant de type manteau appauvri. Les résultats de modélisation

obtenus à partir de ce basalte sont assez significatifs pour accorder un niveau de confiance raisonnable aux interprétations. Ainsi, si le liquide parental de la suite est semblable au basalte à olivine, il représente en effet un produit de fusion partielle assez élevé du manteau. La suite répond par conséquent au premier critère de formation de gisements magmatiques.

Le second critère pour la formation d'un gisement de sulfures magmatiques est un transport rapide à travers la croûte pour éviter la ségrégation de sulfure en route. Comme discuté au début de ce chapitre, le contexte tectonique de mise en place de la suite de la Baie-à-Cadie est plutôt mal connu. Comme la suite semble liée à la suite anorthosique de Lac St-Jean, du moins en âge, les mêmes structures devraient avoir permis la mise en place des deux suites.

La composition des sulfures est aussi un indicateur pour le critère de transport rapide sans ségrégation de sulfures. Les patrons de métaux (figure 4.14) montrent un appauvrissement en ÉPG par rapport à Cu et Ni, celui-ci étant plus marqué dans les échantillons provenant des sites minéralisés. Les résultats de modélisation en général sont aussi concordant avec la formation des sulfures actuels à partir d'un magma à partir duquel des sulfures avaient déjà ségrégué (appauvri en métaux). Ainsi, il est probable que le transport n'a pas été assez rapide ou facile et que des sulfures ont ségrégué lors de leur cheminement vers leur position actuelle dans la croûte.

Le critère suivant pour la formation d'un gisement de sulfures magmatique serait l'initiation de la saturation en sulfures suivie de la ségrégation des phases sulfurées. Il a été démontré dans la section sur la géochimie que les phases de bordure de l'intrusion peuvent être modélisées par la contamination d'un liquide basaltique avec les paragneiss encaissants. Des démonstrations physiques de fusion partielle de l'encaissant de migmatites (textures d'instabilités) sont d'ailleurs aussi présentes. L'addition de soufre ainsi que l'augmentation de SiO_2 sont deux phénomènes pouvant provoquer la saturation en sulfures dans un magma mafique. L'assimilation des paragneiss riche en SiO_2 contenant de la pyrite peut ainsi provoquer les conditions nécessaires à la saturation en sulfures.

La présence de sulfures sur les bordures est indicatrice que la saturation ainsi que la ségrégation de liquides sulfurés ont bel et bien eu lieu. La déformation rend difficile l'interprétation des sulfures de l'indice Gagnon mais les globules de l'indice Dumont constituent une belle démonstration de sulfures magmatiques primaires. Ainsi le troisième critère de formation des gisements de sulfures magmatiques est vérifié pour la suite.

Finalement, après que le liquide sulfuré a ségrégué du magma silicaté, il doit s'accumuler afin de concentrer les sulfures pour former un gisement économique. Aucun sulfures massifs n'a jusqu'à maintenant été découvert dans la suite ou à proximité bien qu'une accumulation plus en profondeur ou maintenant érodée demeure possible. La forte

variabilité des proportions de métaux dans les sulfures pour des échantillons différents démontre des équilibres locaux et donc peu de chances que les sulfures aient été transportés.

À l'intérieur de ce qui est connu de la suite, le secteur le plus riche en sulfure est donc le site de l'indice Dumont qui ne représente pas une concentration économique. Il semble que le processus se soit terminé trop tôt et qu'aucun mécanisme n'ait favorisé l'accumulation (absence de piège structural ou d'autre nature) de sulfures.

RÉFÉRENCES

- Bandyayera, D. 1997. Formation des latérites nickelifères et mode de distribution des éléments du groupe du platine dans les profils latéritiques du complexe de Musongati, Burundi. Université du Québec à Chicoutimi, thèse de doctorat, document inédit, 503p.
- Bard, J.-P. 1980. Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Masson, Paris, 192 p.
- Barnes, S.-J. 1985. The petrology and geochemistry of komatiite flows from the Abitibi greenstone belt, Canada and a model for their formation. *Lithos*, 18: 241-270.
- Barnes, S.-J. 1986. Investigation of the potential of the Tverrfjell portion of the Råna intrusion for platinum group element mineralization. *Norges geologiske undersøkelse*, rapport 82.201, 169p.
- 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 sulphide segregation on platinum group elements, gold, nickel and copper: examples from Norway. *Dans: Geo-platinum 87*, H.M. Prichard et al., Elsevier, pp113-143.
- Barnes, S.-J., Couture, J.-F., Sawyer, E.W. et Bouchaib, C. 1993. Nickel-copper occurrences on the Belleterre-Angeliens 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. et Francis, D. 1995. The distribution of platinum-group-elements, nickel, copper, and gold in the Muskox Layered Intrusion, Northwest Territories, Canada. *Economic Geology*, 90: 135-154.
- Barnes, S.-J., et Picard, C.P. 1993. The behaviour of platinum-group elements during partial melting, crystal fractionation and sulphide segregation: An example from the Cape Smith Fold Belt, northern Quebec. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 79-87.
- Barnes, S.J. 1986. The effect of trapped liquid crystallization on cumulus mineral compositions in layered intrusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93: 524-531.

- Bédard, L.P. et Barnes, S.-J. 1990. Instrumental neutron activation analysis by collecting only one spectrum: Result for international geochemical reference samples. *Geostandards Newsletters*, 14: 479-484.
- Brock, B.S. et Moore, J.M. 1983. Chronology, chemistry and tectonics of igneous rocks in terranes of the Grenville Province, Canada. *Geological Society of America, Abstr. Programs*, 15: 533.
- Campbell, I.H. et Griffiths, R.W. 1990. Implication of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 99: 79-93.
- Campbell, I.H. et Naldrett, A.J. 1979. The influence of silicate:sulfide ratio on the geochemistry of magmatic sulfides. *Economic Geology*, 74: 1503-1505.
- Clark, T. 1996. Potentiel du Grenville québécois pour les gîtes de Cu-Ni-EGP. *Dans: 9^e congrès annuel de APGGQ, Programme et Actes du congrès*: 91-94.
- Davidson, A. 1986. New interpretations in the southwestern Grenville Province. *Dans: Moore, J.M., Davidson, A. and Baer, A.J., 1986. The Grenville Province. Geological Association of Canada Special Paper 31*: 61-74.
- De Paolo, D.J. 1981. Trace elements and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 189-202.
- Dewey, C.W. et Cox, K.G. 1987. Relationships between crustal contamination and crystallisation in continental flood basalt magmas with special references to the Deccan Traps of western Ghats, India. *Earth and Planetary Science Letters*, 84: 59-68.
- Dickin, A.P. et Higgins, M.D. 1992. Sm/Nd evidence for a major 1.5Ga crust-forming event in the central Grenville Province. *Geology*, 20: 473-485.
- Emslie, R.F. et Hunt, P.A. 1990. Ages and petrogenetic significance of igneous mangerite-charnockite suites associated with massif anorthosites, Grenville Province. *Journal of Geology*, 98: 213-232.
- Gardner, P.M. et Robins, B. 1974. The olivine-plagioclase reaction: geological evidence from the Seiland petrographic province, northern Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 44: 149-156.

- Griffin, W.L. et Heier, K.S. 1973. Petrological implications of some corona structures. *Lithos*, 6: 315-335.
- Gobeil, A. 1998. Le projet Manitou: De nouvelles données géologiques, géochronologiques et structurales dans le Grenville. *Dans: Recueil des résumés, Réunion annuelle AGC-AMC: A-66.*
- Haggart, M.J., Jamieson, R.A., Reknolds, P.H., Krough, T.E., Beaumont, C., and Culshaw, N.G. 1993. Last gasp of the Grenville orogeny: Thermochronology of the Grenville Front tectonic zone near Killarney, Ontario. *Journal of Geology*, 101: 575-589.
- Harrison, T.M. et Watson, E.B. 1983. Kinetics of zircon dissolution and zirconium diffusion in granitic melts of variable water content. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 84: 66-72.
- Haughton, D.R., Roeder, P.L. et Skinner, B.J. 1974. Solubility of sulfur in mafic magmas. *Economic Geology*, 69: 451-467.
- Hébert, C. et Lacoste, P. 1998. Géologie de la région de Jonquière-Chicoutimi (22D/06). Ministère des Ressources Naturelles du Québec, RG-97-08.
- Hébert, C., Lacoste, P. et Vaillancourt, C. 1995a. Géologie des régions de Jonquière-Chicoutimi et Bagotville (SNRC 22 D/06 et 22 D/07). *Dans: Programmes et Résumés 1995, Séminaire d'information sur la recherche géologique, Ministère des Ressources Naturelles du Québec: 28.*
- Hébert, C., Lacoste, P. et Vaillancourt, C. 1995b. SIGÉOM, Compilation Géoscientifique - Géologie 1:50 000, 22D06 - Jonquière-Chicoutimi. Gouvernement du Québec, Ministère des Ressources Naturelles, Direction de la Recherche Géologique.
- Hervet, M., van Breeman, O. et Higgins, M.D. 1994. U-Pb igneous crystallization ages of intrusive rocks near the southeastern margin of the Lac-St-Jean Anorthosite Complex, Grenville Province, Quebec. *Dans: Radiogenic Age and Isotopic Studies, Report 8, Geological Survey of Canada Current Research 1994-F: 115-124.*
- Higgins, M. et van Breemen, O. 1996. Three generations of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) magmatism, contact metamorphism and tectonism in the Saguenay-Lac-St-Jean region of the Grenville province, Canada. *Precambrian Research*, 79: 327-346.

- Higgins, M.D. et van Breemen, O. 1992. The age of the Lac-St-Jean anorthosite complex and associated mafic rocks, Grenville Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29: 1412-1423.
- Hocq, M. 1977. Contribution à la connaissance pétrostructurale et minéralogique des massifs anorthositiques et mangéritiques de la région du réservoir Pipmuacan. Thèse Ph.D., Université de Montréal, Montréal, Québec.
- Irvine, N.T. 1970. Crystallisation sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions; Olivine-pyroxenes-plagioclase relations. *Dans: Bushveld igneous complex and other layered intrusions Symposium, Special Publication - Geological Society of South Africa*, 1: 441-476.
- Irvine, N.T. 1982. Terminology of layered intrusions. *Journal of Petrology*, 23, part 2: 127-162.
- Irvine, N.T. and Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Jensen, L.S. 1976. A new cation plot for classifying sub-alkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines, MP 66: 22pp.
- Keays, R.R. et Campbell, I.H. 1981. Precious metals in the Jimberlana Intrusion, Western Australia; implications for the genesis of platiniferous ores in layered intrusions. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 76; 5: 1118-1141.
- Klein, C. and Hurlbut, C.S.Jr. 1985. *Manual of Mineralogy*. John Wiley & Sons, New York, 596pp.
- 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'études, Université du Québec à Chicoutimi, City.
- MacLean, W.H. 1969. Liquidus phase relations in the FeS - FeO - Fe₃O₄ - SiO₂ systems and their application in geology. *Economic Geology*, 64: 865-884.
- Mall, A.P. et Sharma, R.S. 1988. Coronas in olivine metagabbros from the Proterozoic Chotanagpur terrain at Mathurapur, Bilhar, India. *Lithos*, 21: 291-300.

- Martignole, J., Machado, N. et Nantel, S. 1993. Timing of intrusion and deformation of the Rivière Pentecôte anorthosite (Grenville Province). *Journal of Geology*, 101: 652-658.
- McDonough, W.F. and Sun, S.-s. 1995. The composition of the earth. *Chemical Geology*, 120: 223-253.
- Mongkoltip, P. et Ashworth J.R. 1983. Quantitative estimation of an open-system symplectite-forming reaction: Restricted diffusion of Al and Si in coronas around olivine. *Journal of Petrology*, 24: 635-661.
- Moore, J.M.Jr. et Thompson, P.H. 1980. The Flinton Group: a late Precambrian metasedimentary succession in the Grenville Province of eastern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17: 1685-1707.
- Münker, C. 1998. Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back arc system, New Zealand: source constraints and application of refined ICPMS techniques. *Chemical Geology*, 144: 23-45.
- Nabil, H. 1999. Caractérisation de la minéralisation en Ni-Cu-Co de l'indice de Lac-Volant, région de Sept Îles, Québec, Mémoire de Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 189 p.
- Naldrett, A.J., Keats, H., Sparkes, K. et Moore, R. 1996. Geology of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co deposit, Labrador, Canada. *Explor. Mining Geol.*, 5: 169-179.
- Naldrett, A.J. 1989. Sulfide melts: Crystallization temperatures, solubilities in silicate melts and Fe, Ni, and Cu partitioning between basaltic magmas and olivine. *Rev. Economic Geology*, 4: 5-20.
- Naldrett, A.J. 1981. Nickel sulfide deposits: Classification, composition and genesis. *Economic Geology*, 75th anniv.: 628-685.
- Nadeau, L. et van Breemen, O. 1994. Do the 1.45-1.39 Ga Montauban group and the La Bostonnais Complex constitute a Grenvillian accreted terrane? *Geol. Assoc. Canada, Programs with Abstract*, 19: A81.
- Pearce, J.A. et Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 290-300.

- Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *Dans Continental Basalts and Mantle Xenoliths, édité par C.J. Hawkesworth et M.J. Norry*: 230-249.
- Poirier, G. 1989. Rapport de Forage de SOQUEM, Propriété Kénogami, Projet 101055. Non-publié.
- Poldervaart, A. et Hess, H.H. 1951. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magmas. *Journal of Geology*, v 59, no 5: 472.
- Rivers, T. 1986. Granulite and amphibolite facies coronas in gabbros in the Grenville Province of western Labrador. *In: Programs with Abstracts - Geological Association of Canada; Mineralogical Association of Canada; Canadian Geophysical Union, Joint Annual Meeting*, 11: pp119.
- Rivers, T., Martignole, J., Gower, C.F. et Davidson, A. 1989. New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast canadian shield. *Tectonics*, 8: 63-84.
- Rivers, T. et Chown, E.H. 1986. The Grenville orogen in eastern Quebec and western Labrador - Definition, identification and tectonometamorphic relationship of autochthonous, parautochthonous and allochthonous terranes. *Dans: Moore, J.M., Davidson, A. and Baer, A.J., 1986. The Grenville Province. Geological Association of Canada Special Paper 31: 31-50.*
- Robert, R.V.B., Van Wyk, E and Palemer, R. 1971. Concentration of the noble metals by fire assay technique using nickel sulphide as the collector. *National Institute for Metallurgy, Republic of South Africa, Report 1371*, pp 1-14.
- Roeder, P.L. et Emslie, R.F. 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 29: 275-289.
- Rollinson, H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation , interpretation. Longman, Angleterre, 352pp.
- Ryan, B., Wardle, R., Gower, C. et Nunn, G. 1995. Nickel-copper sulfide mineralisation in Labrador: The Voisey Bay discovery and its exploration implications. *Current Research, Newfoundland Departement of Natural Resources, Geological Survey, Report 95-1: 177-204.*
- Sack, R.O. 1980. Some constraints on the thermodynamic mixing properties of Fe-Mg orthopyroxenes and olivines. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71: 257-269.

- Sawyer, E.W. 1991. Disequilibrium melting and the rate of melt-residuum separation during migmatization of mafic rocks from the Grenville front, Quebec. *Journal of Petrology*, 32: 701-738.
- Shima, H. et Naldrett, A.J. 1975. Solubility of sulfur in an ultramafic melt and the relevance of the system Fe-S-O. *Economic Geology*, 70: 960-967.
- Simkin, T. et Smith, J.V. 1970. Minor element distribution in olivine. *Journal of Geology*, 78: 304-325.
- Stewart, B.W. et DePaolo, D.J. 1992. Diffusive isotopic contamination of mafic magma by coexisting silicate liquid in the Muskox intrusion. *Science*, 255: 708-711.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, v 12, no 1: 1-33.
- Sun, S.-S. et McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. et Norry, M.J. (eds) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication, 42: 313-345.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Dickin, A.P. et Hendry, G.L. 1983. Continental flood basalts... arachnids rule O.K? In: *Continental basalts and mantle xenoliths*, Hawkesworth, C.J. et Norry, M.J., editors, Nantwich: Shiva, 158-185.
- Turcotte D.L. et Schubert G. 1982. *Géodynamiques: Applications of continuum physics to geological problems*. John Wiley & Sons, New York, 450pp.
- Vielzeuf, D. et Holloway, J.R. 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system: Consequences for crustal differentiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 257-276.
- Watson, E.B. 1982. Basalt contamination by continental crust, some experiments and models. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80: 73-87.
- Wendlandt, R.F. 1982. Sulfide saturation of basalt and andesite melts at high pressures and temperatures. *American Mineralogist*, 67: 877-885.
- Wood, D.A., Joron, J.L., Treuil, M., Norry, M. et Tarney, J. 1979. Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70: 319-339.

- Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50: 11-30.
- Woussen, G., Dimroth, E., Corriveau, L. et Archer, P. 1981. Crystallisation and emplacement of the Lac-St-Jean anorthosite massif (Québec, Canada). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76: 343-350.
- Woussen, G., Martignole, J. et Nantel, S. 1988. The Lac-St-Jean anorthosite in the St-Henri-de-Taillon area (Grenville Province): A relict of a layered complexe. *Canadian Mineralogist*, 26: 1013-1025.
- Woussen, G., Roy, D.W. Dimroth, E. et Chown E.H. 1986. Mid-Proterozoic extentional tectonics in the core zone of the Grenville Province. Dans: Moore, J.M., Davidson, A. and Baer, A.J., 1986. *The Grenville Province*. Geological Association of Canada Special Paper 31: 297-311.
- Wynne-Edwards, H.R. 1972. The Grenville Province. Dans: Price, R.A. et Douglas, R.J.W., 1972. *Variations in Tectonic Styles in Canada*. Geological Association of Canada, Special Paper 11: 263-334.

ANNEXE 1. Résultats des calculs de normes CIPW pour les échantillons de la suite de la Baie-à-Cadie

#Échantillon	2156	2158	2182	2183	2503	2504	2505	2506	2507	2509	2511
Type de roche	HAR	DUN	HAR	HAR	HAR	HAR	DUN	HAR	HAR	DUN	HAR
Quartz (%)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Corindon	0.04	-	0.92	2.22	-	0.37	-	1.38	1.78	-	-
Zircon	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
Orthose	0.78	0.26	0.34	0.62	0.26	0.33	0.27	0.27	0.34	0.21	0.22
Albite	6.56	6.40	3.50	1.63	4.27	3.65	3.72	2.43	3.49	1.29	0.39
Anorthite	22.72	19.98	9.14	6.22	18.11	21.57	15.56	12.98	11.22	9.05	10.45
Nepheline	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Diopside	-	0.28	-	-	1.33	-	0.21	-	-	1.94	1.41
Hyperstène	12.97	2.70	17.27	27.38	6.68	9.52	6.16	15.23	15.24	6.77	9.69
Olivine	52.88	68.03	66.03	58.70	66.87	62.14	71.37	65.05	65.25	77.82	75.08
Magnétite	2.61	2.18	2.43	2.66	2.26	2.28	2.54	2.45	2.44	2.72	2.51
Chromite	2.11	0.45	0.60	0.86	0.59	0.43	0.54	0.53	0.46	0.60	0.85
Hématite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ilménite	0.85	0.23	0.39	0.51	0.23	0.21	0.21	0.24	0.31	0.22	0.21
Sphene	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Apatite	0.13	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Total	101.66	100.55	100.66	100.84	100.65	100.54	100.61	100.61	100.57	100.66	100.83

#Échantillon	2515	2109	2110	2311A	2517A	2519A	2185	2520B	2521	2516A	2516C
Type de roche	HAR	GNO	GNO	GNO	GNO	GNO	GN	GN	GN	GN (ID)	GN (ID)
Quartz (%)	-	-	-	-	-	-	-	4.61	-	6.61	1.27
Corindon	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zircon	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.52	0.01	0.01
Orthose	0.82	0.96	1.17	1.27	12.30	1.08	2.92	2.16	4.93	1.34	0.97
Albite	8.84	17.53	15.52	15.85	6.83	15.93	22.24	24.40	24.36	10.16	14.38
Anorthite	24.49	46.56	47.18	45.40	42.50	47.22	32.45	26.99	25.59	39.66	37.04
Nepheline	-	4.81	-	-	5.02	-	-	-	-	-	-
Diopside	2.43	8.84	9.03	10.05	9.45	8.85	15.52	18.63	14.69	4.85	10.99
Hyperstène	11.35	-	8.14	12.51	-	14.28	16.11	18.32	16.20	33.32	30.99
Olivine	47.99	19.91	17.42	12.79	21.91	10.73	5.65	-	5.26	-	-
Magnétite	2.45	0.91	1.11	1.46	1.45	1.38	2.30	2.10	3.37	2.16	2.35
Chromite	2.24	0.04	0.10	0.07	0.02	0.08	0.02	0.02	0.02	0.82	0.08
Hématite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ilménite	1.01	0.50	0.41	0.66	0.61	0.50	2.48	2.62	4.90	1.48	1.80
Sphene	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Apatite	0.13	0.02	0.02	0.05	0.02	0.05	0.37	0.20	0.59	0.19	0.22
Total	101.76	100.09	100.13	100.11	100.13	100.12	100.07	100.07	100.42	100.62	100.10

HAR= harzburgite; DUN= dunite; GNO= gabbroonrite à olivine; GN= gabbroonrite; ID= indice Dumont;

IG= indice Gagnon

Le calcul des normes a été effectué après soustraction des sulfures et normalisation en format anhydre.

#Échantillon	2516D	2516E	2516G	2516H	2516I	2516J	2516K	2502E	2502F	2502G
Type de roche	GN (ID)	GN (ID)	GNO (ID)	GNO (ID)	GN (ID)	GN (ID)	GN (ID)	GN (IG)	GN (IG)	GN (IG)
Quartz (%)	1,41	-	-	-	0,27	3,17	-	-	-	-
Corindon	-	-	-	-	-	0,68	-	-	-	-
Zircon	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,08	0,02	0,02	0,02
Orthose	0,90	1,41	2,55	1,56	1,12	1,10	15,38	2,39	3,36	7,45
Albite	13,23	17,03	10,52	11,33	17,75	15,18	15,38	16,68	19,55	12,67
Anorthite	38,07	33,06	27,57	25,08	32,05	29,05	36,33	38,02	34,12	36,10
Nepheline	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Diopside	12,59	14,19	6,89	9,50	13,20	-	10,54	12,88	12,33	12,13
Hyperstène	29,70	23,80	20,01	31,93	31,72	46,10	16,60	22,07	22,90	18,67
Olivine	-	6,70	28,03	16,68	-	-	4,69	3,69	3,47	8,71
Magnétite	2,17	2,03	2,79	2,32	2,19	3,54	-	2,06	2,27	2,29
Chromite	0,10	0,23	0,84	0,37	0,11	0,09	0,37	0,06	0,06	0,08
Hématite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ilménite	1,80	1,66	1,26	1,38	1,56	1,01	0,32	2,05	1,83	1,86
Sphene	-	-	-	-	-	-	2,24	-	-	-
Apatite	0,14	0,07	0,15	0,12	0,12	0,16	0,40	0,20	0,20	0,17
Total	100,11	100,20	100,61	100,29	100,12	100,11	102,33	100,10	100,11	100,14

#Échantillon	2502I	2502J	2502K	2502L	2502B	2502C	2502D	2513	2514	2515B	2518
Type de roche	GN (IG)	GN (IG)	GNO (IG)	GN (IG)	MIG	MIG	MIG	QZT	QZT	MIG	MIG
Quartz (%)	-	-	-	-	34,59	26,24	23,87	96,85	89,34	30,82	18,72
Corindon	-	-	-	-	1,89	6,21	9,50	0,43	1,06	4,70	2,24
Zircon	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,05	0,04	0,01	0,01	0,09	0,06
Orthose	2,32	2,75	6,97	2,01	8,17	22,37	19,23	0,42	0,95	22,38	27,64
Albite	16,42	16,83	18,19	15,79	36,48	22,05	15,73	1,09	2,85	17,00	31,49
Anorthite	38,24	37,57	34,14	38,57	12,94	7,63	11,19	0,04	1,63	8,36	6,55
Nepheline	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Diopside	13,32	12,64	13,63	12,88	-	-	-	-	-	-	-
Hyperstène	21,77	18,74	7,10	19,00	4,88	12,93	17,10	1,00	3,69	13,76	10,87
Olivine	3,71	7,22	15,67	7,48	-	-	-	-	-	-	-
Magnétite	2,03	2,04	2,22	2,11	0,48	1,33	1,66	0,13	0,21	1,49	1,09
Chromite	0,06	0,07	0,07	0,09	-	0,02	0,02	-	-	0,03	0,01
Hématite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ilménite	2,02	2,04	2,02	1,99	0,52	1,28	1,78	0,02	0,25	1,52	1,32
Sphene	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Apatite	0,20	0,20	0,17	0,19	0,10	0,07	0,05	0,02	0,02	0,12	0,17
Total	100,11	100,12	100,20	100,12	100,08	100,18	100,14	100,01	100,02	100,28	100,16

HAR= harzburgite; DUN= dunite; GNO= gabbroonorite à olivine; GN= gabbroonorite; ID= indice Dumont;

IG= indice Gagnon

Le calcul des normes a été effectué après soustraction des sulfures et normalisation en format anhydre.

ANNEXE 2. Méthodologie pour les analyses à la microsonde électronique

Les différents minéraux des échantillons étudiés ont été analysés à l'Université du Québec à Chicoutimi par microsonde électronique de marque ARL. La microsonde est équipée de quatre spectromètres à longueur d'onde (WDS) et un détecteur à énergie dispersive (EDS) de marque NORAN possédant une fenêtre au béryllium et une résolution de 143 eV. Elle est aussi gérée par le système de microanalyse quantitative TN-5500: Série II de NORAN. La majorité des éléments ont été analysés en utilisant le détecteur à énergie dispersive, sous les conditions d'opération suivantes: voltage d'accélération 15 kV, courant du faisceau électronique sur l'échantillon 9 nA, temps de comptage 100 secondes. Pour des raisons de précision, quelques éléments à faible concentration ont été analysés dans certains minéraux par les spectromètres à longueur d'onde, sous les mêmes conditions mais avec un temps de comptage 20 secondes. La précision approximative des résultats en EDS ainsi qu'en WDS est montrée dans le tableau ci-après. La méthode utilisée pour chaque élément est spécifiée au bas des tableaux de résultats (3.1 à 3.5).

ANNEXE 3. Calcul à 100% sulfures et soustraction des sulfures aux silicates

Pour des fins de comparaisons entre des échantillons contenant des quantités différentes de sulfures, la normalisation à 100% sulfure a été effectuée. Seuls les échantillons contenant plus de 0,2% S sont calculés pour des raisons de validité.

Le calcul de la norme des échantillons ne prend pas en considération la présence des sulfures dans la distribution du fer. Il est donc important de soustraire les éléments connus dans la phase sulfurée (spécialement le fer) avant d'effectuer le calcul. Ce processus est intimement lié à la normalisation à 100% sulfures et les deux opérations sont par conséquent décrites ensembles.

Tout d'abord, sur la base des observations pétrographiques, il a été supposé que la principale phase dans les sulfures est la pyrrhotite. Ensuite, les fractions des éléments Cu, Ni et Co contenues dans les silicates ont été fixées pour chacune des lithologies. Soustraites au total de chacun de ces éléments, la différence est considérée comme contenue dans les sulfures.

Ni dans les silicates:

Pour déterminer la quantité de Ni contenue dans les silicates, des calculs ont été effectués à partir des analyses à la microsonde disponibles pour les olivines et les

pyroxènes, principaux hôtes du Ni. Dans les harzburgites et dunités, une moyenne de 0,23% de Ni dans les olivines et de 0,04% dans les pyroxènes avec 65% d'olivine et 10% de pyroxènes donne 1535 ppm de Ni dans la roche. La plus faible quantité de Ni contenue dans les échantillons ultramafiques est de 1427ppm.

Le même raisonnement a été appliqué aux gabbro-norites à olivine. Un contenu en Ni de 0,19% dans les olivines et de 0,04% dans les pyroxènes avec 15% d'olivine et 20% de pyroxènes donne 365 ppm de Ni. Ici, la plus faible valeur de Ni dans ces échantillons a été retenue soit 346ppm.

Les gabbro-norites de l'indice Gagnon contiennent 30% de pyroxènes à 0,08% Ni, ce qui signifie un contenu de 240 ppm de Ni dans les silicates. Les 40% de pyroxènes avec 0,03% Ni à l'indice Dumont contiennent ainsi 120 ppm de Ni dans les silicates. Pour ce qui est des gabbro-norites non minéralisés, tout le nickel a été considéré dans les silicates étant donné les faibles valeurs ainsi que la disparité des celles-ci. L'échantillon 2717A contenant 373 ppm de Ni mais moins de 0,01% de soufre valide ce raisonnement.

Cu dans les silicates:

L'échantillon 2517A qui ne contient pas de S et 12 ppm de Cu a montré que le contenu en Cu dans les silicates est probablement faible voir négligeable. Ainsi, le Cu a été attribué entièrement aux sulfures.

Co dans les silicates:

Pour le Co, l'échantillon 2517A a servi de référence pour l'ensemble des gabbronorites avec 40 ppm. Le contenu en Co dans les silicates pour les harzburgites et dunites a été fixé à 100 ppm par rapport aux échantillons ne contenant que 0,02% S.

Fe dans les sulfures:

Les analyses des sulfures à la microsonde révèlent un rapport S/Fe dans la pyrrhotite d'environ 8/7. En supposant que le rapport S/Ni, S/Cu et S/Co sont de 1 dans les autres sulfures, la quantité de Fe dans les sulfures (Fe(S)) sera ainsi déduite de la relation suivante:

$$\text{Fe(S)} = 7/8 [(S/32,064) - (Cu(S)/63,546) - (Ni(S)/58,71) - (Co(S)/58,9332)] * 55,847$$

Cette quantité de Fe(S) peut ainsi être soustraite au Fe total pour l'obtention du fer dans le reste de la roche. Ainsi, les normes CIPW ont été calculées après avoir soustrait à la roches totale le Fe(S) calculé.

Normalisation à 100% sulfures:

Pour la normalisation à 100% sulfures, il a été considéré que tous les EGP ainsi que les éléments As, Au, Sb, Se et Re se retrouvent exclusivement dans les sulfures. Les proportions de chacun de ces éléments ainsi que les valeurs de S, Fe(S), Ni(S), Cu(S) et

Co(S) ont été recalculés à 100%. Les résultats sont montrés dans le tableau 4.2 ou seuls les échantillons contenant plus de 0,2% de S dans la roche totale ont été reportés pour des raisons de précision.

Soustraction des sulfures aux silicates:

Après avoir enlevé le soufre et en ne considérant que les fractions de Ni, Cu et Co assumées dans les silicates, les échantillons ont été recalculés à 100%. Ce sont ces valeurs qui ont servi à effectuer les calculs de normes CIPW pour les échantillons.