

**Université du Québec
INRS-Géoresources**

**ÉTUDE DE DEUX GISEMENTS DE FER ET TITANE DANS
LE COMPLEXE ANORTHOSITIQUE DE MORIN, QUÉBEC.**

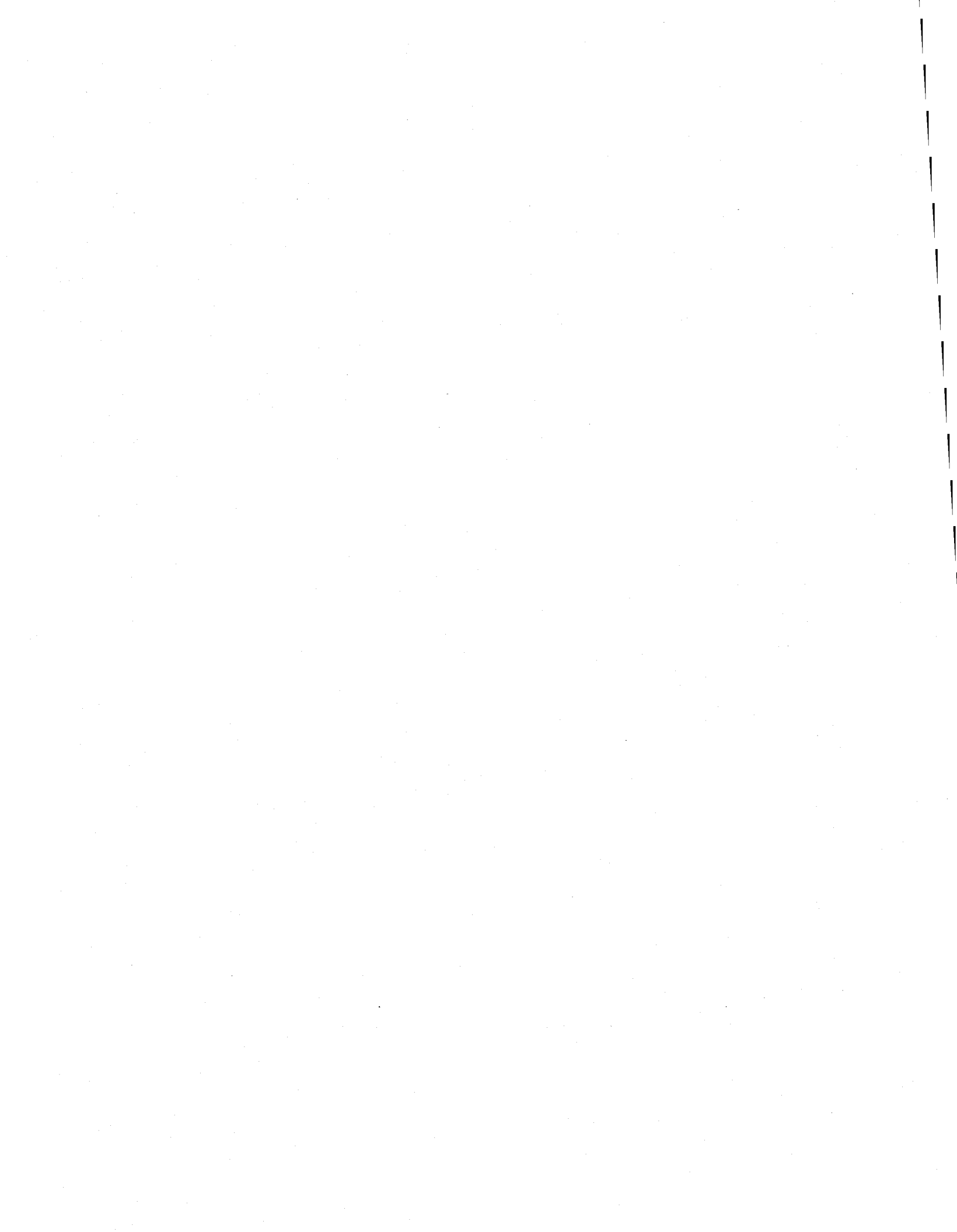
**Par
Oumar DIAKITÉ**

**Mémoire présenté pour l'obtention
du grade de Maîtrise ès sciences.**

Mai 1997.

©Droits réservés de Oumar Diakité, 1997.

Monsieur Oumar Diakité
6690, rue Monk
Montréal, Québec
H4E 3J1




Résumé.

Le complexe de Morin est le site de plusieurs dépôts de fer et titane massifs ou disséminés. Les minerais des dépôts sont des oxydes de Fe-Ti enrichis dans les phases résiduelles de la différenciation magmatique du complexe. La texture des roches ainsi que la chimie des minerais suggèrent l'immiscibilité entre le liquide silicaté (produisant les plagioclases) et des liquides mafiques de plus en plus riches en oxydes de Fe, Ti et P (phoscorite et nelsonite) au cours de l'évolution magmatique. Les liquides résiduels responsables des dépôts représentent, selon notre estimation, environ 1% du liquide originel anorthositique.

D'après l'oxyde de Fe-Ti cristallisé, les dépôts se répartissent en deux types de gîtes; les gîtes magnétifères représentés par le gisement de Degrosbois et les gîtes titanifères représentés par le gisement d'Ivry. Le minéral du minerai de type Degrosbois est formé d'apatite et de magnétite titanifère correspondant minéralogiquement au terme intermédiaire de la solution solide magnétite-ulvöspinelle ($\text{FeFe}_2\text{O}_4\text{-Fe}_2\text{TiO}_4$). Le rapport Ti/Fe est faible, de l'ordre de 1/4. Le minerai, plus ou moins disséminé, semble être mis en place par infiltration du liquide immiscible résiduel (phoscorite) après séparation des roches silicatées. Ces genres de minerais sont particulièrement riches en fluorapatite et invariablement associés aux intrusions de jotunite. La jotunite est considérée comme la phase minéralisatrice puisqu'elle constitue le passage obligé de la séquence de fractionnement. Les sulfures sont peu abondants et finement disséminés dans le minerai.

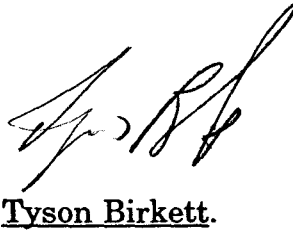
Les gîtes de type Ivry représentent un autre liquide immiscible résiduel séparé après la cristallisation partielle du magma de faciès de Degrosbois. Le

minerai est formé d'ilménite avec exsolution d'hématite autour des grains. Il définit ainsi un terme intermédiaire de la solution solide ilménite-hématite ($\text{FeTiO}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$). Le rapport Ti/Fe est assez élevé (de l'ordre 1/2). Ces minerais d'hémo-ilménite se présentent sous forme de dykes injectés par "filter pressing" dans les fractures développées par la montée diapirique de l'anorthosite subsolidus. Les sulfures y sont abondants, alors que le fluorapatite est épuisé par sa participation dans la phase précédente (minerai de magnétite). Le changement de composition du liquide résiduel est à la source des variations du comportement des éléments majeurs et des terres rares dans les deux types de minerai. La mise en place des minerais est suivie par la formation de bordures de réaction entre les oxydes et minéraux préexistants (plagioclases et pyroxènes). Les produits de ces réactions sont biotite, grenat, spinelle, et micrograins de pyroxènes.



Oumar Diakité.

Étudiant.



Tyson Birkett.

Directeur de Recherche.



Kees Schrijver.

Co-directeur de Recherche

Avant-propos

Ce mémoire s'inscrit dans le cadre de la fin de mon programme de maîtrise au Centre géoscientifique de Québec (CGQ). Au terme de cette étude, mes remerciements et sentiments de profondes reconnaissances et gratitude vont à mon directeur de recherche, le Dr. Tyson Birkett, actuellement chef de projet à la SOQUEM, pour sa contribution active de la conception à la réalisation de ce mémoire. J'aimerais remercier sincèrement mon co-directeur, le Dr. Kees Schrijver (CGQ), qui a apporté des corrections et des commentaires constructifs nécessaires à la mise en forme de ce mémoire. J'aimerais souligner les conditions d'étude et de recherche favorables dont j'ai bénéficié au Centre géoscientifique à travers la compétence des professeurs, des chercheurs et la qualité des outils de recherche. Une bonne partie de mes connaissances académiques et mes expériences en métallogénie et en géologie économique sont dues à ces avantages.

Je ne peux passer sous silence l'affection particulière que j'ai envers le Dr. Marc R. Laflèche et David Morin pour leurs suggestions constructives, leurs conseils et leur disponibilité.

Dr. Michel Malo à qui je témoigne mon admiration pour sa facilité de compréhension des problèmes des étudiants.

Dr. Aicha Achab, directrice du Centre géoscientifique, qui œuvre pour la qualité des connaissances et des recherches.

Je ne peux oublier les professeurs Benoît Dubé, Greg Lynch, George Beaudoin et Roger Laurent qui ont contribué à ma formation. Enfin je remercie tous ceux qui, de près ou de loin, m'ont soutenu dans la réalisation de ce mémoire.



TABLE DES MATIÈRES

Résumé.	i
Avant-propos	iii
1. INTRODUCTION.	1
1.1 Introduction	1
1.2 Méthodes de travail	1
2. LES ROCHES GRENVILLIENNES, L'ANORTHOSITE DE MORIN ET LES DÉPÔTS DE FER-TITANE	
.....	3
2.1 Cadre tectonique de la province de Grenville	3
2.2 Localisation	4
2.3 Travaux antérieurs	4
2.4 Lithologie	8
2.4.1 Le supergroupe de Grenville	8
2.4.2 Le complexe anorthositique de Morin	9
2.5. DÉPÔTS DE Fe-Ti	14
2.5.1 Généralités	14
2.5.2 Traits métallogéniques	15
2.5.2.1 Minéralisation	15
2.5.2.2 Description	19
2.5.2.2.1 Le gisement de Degrosbois	19
2.5.2.2.2 Le gisement d'Ivry	22
2.5.3 Géologie des dépôts	26
2.5.3.1 Relation des dépôts Fe-Ti et roches évoluées .	29
2.5.3.2 L'analyse structurale	29
3. PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE	31

3.1 L'anorthosite	31
3.2) Gabbro, leucogabbro et ferrogabbro	34
3.3 La jotunite	40
3.4 Minéralogie	41
3.4.1 Le plagioclase	41
3.4.2 Les pyroxènes	44
3.4.3 L'apatite	44
3.5. Minéralogie des dépôts	46
4. GÉOCHIMIE ET ÉVOLUTION GÉOCHIMIQUE	49
4.1 Éléments majeurs	49
4.2 Éléments traces	51
4.3 Les Terres Rares	54
4.4 Les Éléments caractéristiques	57
4.4.1 Particularités géochimiques	57
4.4.2 Nuances entre les séquences lithologiques	61
4.5 Géochimie de la séquence d'évolution	63
4.6 Géochimie des dépôts	67
5. PÉTROGENÈSE	71
5.1 Le magma parent	71
5.2 Genèse des dépôts de Fe-Ti	73
5.2.1 Simulation de genèse des dépôts de Fe-Ti	73
5.2.2 Immiscibilité liquide jotunite/phoscorite	76
5.2.3 Modèle génétique	79
5.3 Interprétation	82
6. EXPLORATION ET ASPECTS ÉCONOMIQUES	83
7. DISCUSSION	86

8. CONCLUSIONS	90
RÉFÉRENCES	93
ANNEXE 1	99
ANNEXE 2	102

LISTES DES FIGURES

Figure 1. Carte géologique de la Province de Grenville	5
Figure 2. Carte géologique du complexe de Morin.	10
Figure 3. Coupe ouest - est du complexe de Morin.	11
Figure 4. Classification des roches de la région du complexe de Morin. ...	12
Figure 5. Diagramme ternaire Fe-Ti-O	17
Figure 6. Carte géologique simplifiée des gîtes de Degrosbois et Ivry ...	20
Figure 7. Carte géologique simplifiée du dépôt d'Ivry	23
Figure 8A. Photo du minerai de Degrosbois	25
Figure 8B. Photo du minerai d'Ivry	25
Figure 8C. Photo de la zone contact anorthosite-minérai d'Ivry	25
Figure 9A. Photo du minerai de Degrosbois	28
Figure 9B. Texture et contact anorthosite-minerai de Degrosbois	28
Figure 9C. Texture de l'anorthosite près du dépôt de Degrosbois	28
Figure 9D. Texture en bloc des roches du dépôt de Degrosbois	28
Figure 10A. Photo d'un affleurement de l'anorthosite.	33
Figure 10B. Photo d'une inclusion de dyke de minerai dans l'anorthosite	33
Figure 10C. Photomicrographie de l'anorthosite type de la région	33
Figure 11A. Photomicrographie d'un gabbro type de la région	36
Figure 11B. Photomicrographie d'un ferrogabbro type de la région	36
Figure 12A et B. Photomicrographies d'une jotunite type de la région ..	39

Figure 13. Diagramme An-Ab-Or	43
Figure 14. Histogrammes pour la composition des plagioclases	43
Figure 15. Quadrilate En-Fs-Di-Hd des compositions des pyroxènes	45
Figure 16. Diagrammes A, B et C des éléments majeurs CaO/Na ₂ O, P ₂ O ₅ , K ₂ O, et versus SiO ₂	50
Figure 17. Profils A, B et C des éléments traces normalisés au manteau primitif	52, 53
Figure 18. Patrons A et B des terres rares normalisées à la chondrite ..	56
Figure 19. Diagrammes CaO versus Al ₂ O ₃	58
Figure 20. Diagrammes A à D des particularités compositionnelles des roches du CM	60
Figure 21. Diagrammes A à E de comportement des éléments caractéristiques au cours de l'évolution	62
Figure 22. Diagrammes A à K de comportement des éléments versus Mg#	65, 66
Figure 23. Diagrammes A à C de discrimination compositionnelle des roches du complexe de Morin	69
Figure 24. Schéma de la séquence de concentration du minéral de Fe-Ti dans le complexe de Morin	75
Figure 25. Diagramme des champs d'immiscibilité	80
Figure 26. Chambre magmatique schématisée	80

1. INTRODUCTION.

1.1 Introduction

La province de Grenville renferme des gîtes de fer et titane associés aux massifs anorthositiques. Plusieurs publications ont décrit et interprété la géologie de ces massifs, par exemple Martignole et Schrijver (1970, 1972), Schrijver (1975), et Duchesne (1972), etc. Le complexe de Morin en est un qui renferme deux types de minerai: la magnétite titanée et l'hémo-ilménite, représentés respectivement dans la présente étude par les gisements de Degrosbois et d'Ivry.

En dépit de diverses investigations sur le complexe de Morin, les questions qui subsistent demeurent la nature chimique et les variétés des roches, la composition du magma parent, les sources du magma et le lien génétique anorthosite-minerais. La réalisation de nos objectifs a nécessité une campagne de terrain pendant l'été 1993 où des échantillons ont été prélevés dans les minerais mêmes ainsi qu'autour des gîtes. Les résultats des analyses chimiques d'une campagne précédente (été 1992) de Dr Birkett, ont été ajoutés. D'autres résultats d'analyses chimiques tirés de la littérature (Papezik 1964, Owens et Dymek 1992, Emslie, 1974) ont également servi.

La conception d'un modèle génétique a permis de mieux comprendre le complexe en entier et, en particulier, les dépôts de fer et titane associés.

1.2 Méthodes de travail

L'intérêt pour les dépôts, la diversité des roches hôtes (suite anorthositique), ainsi que le cadre grenvillien de la région, ont été des raisons suffisantes pour effectuer plusieurs campagnes de terrain. Celles-ci furent

effectuées en été 1993. Elles se résument en trois étapes principales. La première a consisté en une reconnaissance du contexte métasédimentaire et plutono-orogénique de la région. Ces sorties étaient des préliminaires pour identifier les formations du Grenville, les phénomènes associés aux contacts pluton-métasédiments et les différents faciès gneissique et granulite caractéristiques. La deuxième étape a été orientée uniquement sur le complexe, pour lequel les différentes unités furent reconnues et échantillonnées. Des mesures structurales furent effectuées et notées. Un suivi détaillé des affleurements a été également important pour percevoir les passages lithologiques et les changements de faciès, ainsi que leur relation spatiale. La dernière étape des travaux de terrain a été focalisée sur les sites des dépôts de fer et titane, principalement ceux de Degrosbois et d'Ivry ainsi que sur les unités riches en ces métaux. Pour atteindre les objectifs de cette étude, plusieurs échantillons ont été prélevés dans les minerais et dans les roches encaissantes pour fin d'analyses chimiques. De menus détails sur la minéralogie et les phénomènes liés à la mise en place des dépôts furent notés. Également deux cartes schématiques des deux gîtes furent établies.

La présente étude est rendue possible en grande partie grâce à l'utilisation de ces données de terrain. Aussi l'analyse chimique ICP-MS des échantillons a été effectuée par l'INRS-Géoresources, à laquelle s'ajoutent les analyses chimiques issues de la campagne précédente effectuée par T.Birkett (GSC) en 1992. Parallèlement l'examen microscopique de plusieurs lames minces des échantillons prélevés ainsi que les analyses de microsonde (T.Birkett, communication personnelle, annexe 2) ont été indispensables à la description pétrographique du complexe. Plusieurs tests de simulation de la pétrogenèse ont été faits. Seul le logiciel "GPP" utilisant le calcul de bilan des masses a su intégrer les données de terrain, de minéralogie et de géochimie. L'interprétation des analyses chimiques a permis d'élucider l'évolution

géochimique des roches et d'établir un modèle de genèse des dépôts de fer et titane associés au complexe.

2. LES ROCHES GRENVILLIENNES, L'ANORTHOSITE DE MORIN ET LES DÉPÔTS DE FER-TITANE

2.1 Cadre tectonique de la province de Grenville

La province de Grenville est subdivisée en 3 ceintures tectoniques (figure 1) limitées par des systèmes de fractures importants (Rivers et al. 1989).

- *La ceinture parautochtone* constitue une unité lithologique proche du craton archéen qui aurait subi l'orogénie grenvillienne. Le front de Grenville, bordant la ceinture au nord, marque la limite des effets métamorphiques et déformationnels de cette orogénie. Le grade métamorphique augmente à partir du front vers le sud-est. Ce domaine est caractérisé par des zones cisillées archéennes et protérozoïques parallèles au front.

- *La ceinture allochtone polycyclique* est composée de terrains transportés se superposant tectoniquement sur la ceinture parautochtone. Dans cette zone les roches supracrustales (quelquefois plutoniques) montrent qu'une ou des orogénie(s) majeure(s) ont précédé le cycle orogénique grenvillien. Les roches montrent un degré de métamorphisme élevé.

- *La ceinture allochtone monocyclique* est la zone affectée par la seule orogénie grenvillienne où les terrains ont subi une déformation polyphasée liée à l'événement métamorphique. Les faciès de ces terrains varient de schistes verts aux granulites. Dans cette zone la mise en place du complexe anorthositique de Morin semble être liée à cette orogénie grenvillienne.

Les âges K-Ar mesurés par Stockwell (1961), placent l'orogénie grenvillienne entre 1100 et 800 millions d'années approximativement. Les âges se situent entre 1300 et 950 millions d'années (Davidson, 1995). Pour les roches anorthositique du complexe de Morin, les âges donnés par les isotopes U-Pb (Doig 1991) sont de 1155 ± 3 à 1135 ± 3 millions d'années.

2.2 Localisation

Le complexe de Morin, comme plusieurs des importants massifs anorthositiques (Adirondacks, Saint-Urbain, Lac Saint-Jean etc), se localise dans la ceinture orogénique grenvillienne (fig. 1). Il se trouve au nord-ouest à une cinquantaine de km de Montréal. Il couvre une bonne partie de la grande région des Laurentides, borné par les latitudes $45^{\circ}45'$ et $46^{\circ}15'$ et les longitudes $73^{\circ}45'$ et $74^{\circ}30'$. Dans le système national de référence cartographique, le complexe se partage entre quatre blocs; en grande partie dans le bloc 31J et le reste dans les blocs 31I, 31G et 31H. La région est facilement accessible par autoroute et on peut se rendre à peu près à tous les points grâce à un réseau de routes gravelées.

Plusieurs villes, municipalités et chalets se situent directement sur les affleurements et montagnes du complexe de Morin (Sainte-Agathe, Saint-Jérôme, Sainte-Marguerite, etc.). Les deux principaux gîtes de fer et titane, Degrosbois et Ivry, se trouvent à l'intérieur du complexe. Le gîte de Degrosbois est situé le long de l'autoroute n° 117 à environ 8 km au nord-ouest de Sainte-Agathe-des-Monts; le gîte d'Ivry se situe à environ 2 km au sud de Degrosbois, proche du village du même nom.

2.3 Travaux antérieurs

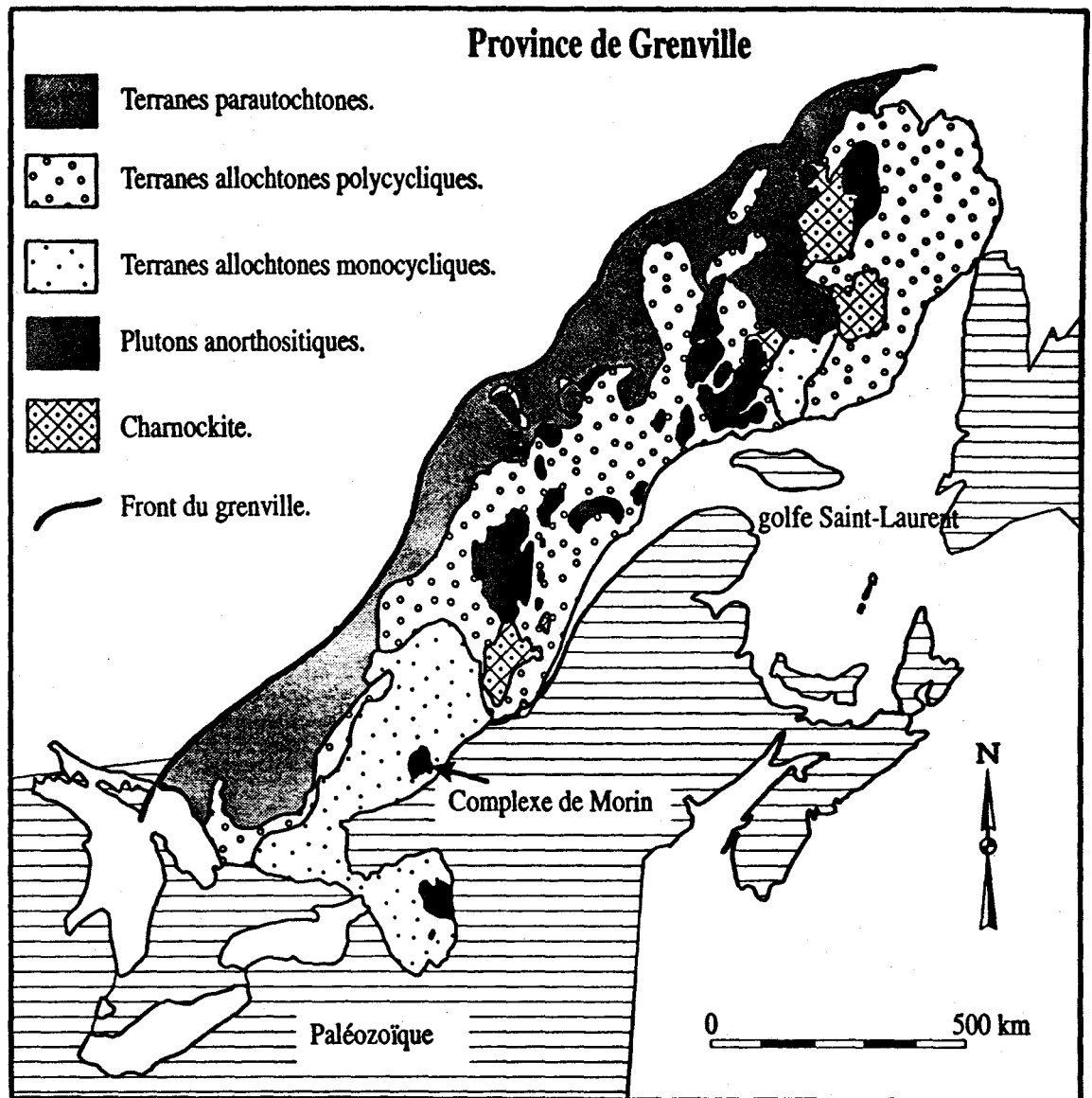


Figure 1: Carte géologique et tectonique de la province de Grenville (après Rivers et al. 1989). les divers plutons anorthositiques sont distribués à travers toute la ceinture orogénique; le complexe de Morin se situe précisément dans le terrane monocyclique.

Les problèmes liés aux roches anorthositiques, particulièrement ceux du complexe plutonique de Morin et son association aux oxydes de Fe-Ti ont animé quelques chercheurs depuis longtemps. Les toutes premières investigations essayaient, d'une part, d'identifier les unités métamorphiques d'origine sédimentaire de celles d'origine ignée et, d'autre part, d'établir des cartes de la région afin de définir un rapport entre les roches metasédimentaires qui forment le supergroupe de Grenville et les roches intrusives anorthositiques qui se regroupent en complexe de Morin. Au préalable ce sont Logan et Hunt qui, en 1862 introduisaient le nom anorthosite dans leur publication intitulée "Geology of Canada". Ils entreprirent par la suite de placer les roches anorthositiques dans une séquence stratigraphique recouvrant en discordance le groupe de Grenville. En 1896 Adams, après plusieurs études classiques (travaux de terrain et analyses pétrographiques) annonçait l'origine ignée des roches anorthositiques, formant ainsi une école plus réaliste. Depuis, sous les auspices du ministère des ressources naturelles du Québec, des études subséquentes sur certaines parties du complexe ont été faites. Quelques auteurs tels qu'Osborne (1938), Côté (1960), Klugman (1960), Deland (1960) et d'autres ont donné une banque d'information dont les interprétations s'accordaient ou non avec les hypothèses antérieures. Sobczak et Berkout (1967) établissait une série de profils gravimétriques sur quelques parties seulement du complexe. Les publications de Martignole et Schrijver (1972, 1973) sur le complexe apportèrent des descriptions pétrographiques et des interprétations structurales importantes sur les roches anorthositiques et roches adjacentes. Papezik (1964) en étudiant la géochimie des anorthosites du Canada, établissait les compositions chimiques moyennes des différentes roches associées dans le complexe. Doig (1991) utilisait les isotopes de U, Pb et Sr pour établir, d'une part, les âges absolus des roches de la suite anorthositique et, d'autre part, leur origine comagmatique et particularités génétiques. Emslie et Hegner (1993) utilisaient les isotopes de Nd, Sr, et Pb pour établir la nature de la source de la suite anorthosite-mangerite-charnockite-granite dans tous

les complexes de la province de Grenville, ainsi que leurs corrélations et particularités isotopiques. Les travaux de Martignole (1974) dans le Grenville Canadien, et McLelland et Chiarenzelli (1988) sur le complexe des Adirondacks apportèrent les bases d'étude moderne sur l'évolution magmatique et pétrogénétique des suites anorthositiques.

Les dépôts de Fe-Ti associés au complexe de Morin n'ont jamais été étudiés en détail. Plusieurs études sur d'autres gîtes de Fe-Ti liés à d'autres complexes anorthositiques tels que ceux des Adirondacks, Lac Allard, St-Urbain etc. fournissent des comparaisons. Ainsi, depuis 1928 Osborne essayait d'expliquer les gîtes de magnétite - ilménite magmatiques. Ses conclusions ne démontraient que leur nature intrusive à travers les anorthosites excluant toute ségrégation marginale ou centrale. Le travail sur le titane par le personnel des mines a été marquant; il couvre plusieurs décades et porte sur divers aspects tels que les concentrations et rendements du minerai, recherches minéralogiques et métallurgiques. Déjà en 1874, un petit "batch" de fer de bonne qualité était produit à partir du dépôt de Furnace dans le complexe de Saint-Urbain. À cette époque le titane n'était pas récupéré; ainsi le coût de production était élevé et les opérations furent arrêtées. En 1921 Goodwin développa pour le Research Council of Canada un procédé de fonte du minerai titanoferré permettant de récupérer le vanadium; ce qui entraîna l'ouverture du gisement expérimental de Belleville. Bien qu'une bonne partie du vanadium de bonne qualité fut récupérée, le procédé ne fut jamais développé commercialement. Certains chercheurs tel que Rose (1960) ont mis hors de doute la liaison génétique entre ces dépôts de Fe-Ti et les roches anorthositiques du complexe de Morin. Les premières évidences pétrologiques et minéralogiques pour les relations comagmatiques établies par Philpotts (1966) et les questions relatives à cette évolution magmatique soulevées par Martignole (1974) sont à la source de l'établissement de rapports génétiques entre les différentes roches de la série et la minéralisation. Ainsi la publication

de Martignole (1973) sur la formation des gisements de Fe-Ti élabore une base cohérente sur les différentes phases et phénomènes conjugués lors de la cristallisation. En s'appuyant sur ces dernières idées, la présente étude sur ces gisements de fer et titane plus ou moins riches en potassium, approfondit les connaissances que nous en avons.

2.4 Lithologie

On rencontre dans la province de Grenville deux grands types de roches. Le premier, constitué de roches de fond d'âge mésoprotérozoïque, se répartit entre divers types de gneiss et paragneiss; ce sont les roches du supergroupe de Grenville. Le second type, constitué de roches anorthositiques et leurs suites également d'âge mésoprotérozoïque, forme la complexe de Morin. Une ou probablement plusieurs périodes d'orogénie ont affecté les roches de la province structurale du Grenville. Cette période ou ces périodes de l'orogénie précambrienne étaient suivies à la fois de métamorphisme de haute intensité des roches du Grenville et par des intrusions étendues de roches ignées de composition granitique à gabbroïque. Ces phases orogéniques sont étendues sur une période de 260 millions d'années (Rose, 1969). C'est dans cette période que les roches anorthositiques et minerais titanifères associés paraissent avoir été formés.

2.4.1 Le supergroupe de Grenville

Le supergroupe de Grenville se trouve dans une large ceinture orogénique et tectonique s'étalant du nord-est au sud-ouest depuis le Canada jusqu'aux États-Unis. Les unités sont des roches métamorphiques stratifiées d'origine volcanique et sédimentaire exposées dans cette ceinture. L'épaisseur de ce groupe est estimée entre 1500 m et 9100 m, près du complexe de Morin elle est estimée entre 1500 m et 2130 m (Osborne, 1938). Ces roches se

subdivisent en quatre unités lithologiques. Les abondances relatives des différentes roches estimées par Engel (1956) sont de 35% de marbre, 12% de quartzite, 45% de gneiss feldspathique et 8% d'amphibolite.

2.4.2 Le complexe anorthositique de Morin

Le complexe anorthositique de Morin est un massif d'environ 2 500 km² dans la partie de la ceinture monocyclique de la province de Grenville. Il constitue des montées par diapirisme jusqu'à la limite entre le socle pré-grenvillien et sa couverture métasédimentaire (Martignole et Schrijver, 1977). Entre les complexes plutoniques de la région (par exemple les complexes plutoniques de Lac Croche et de St-Urbain) se trouvent divers types de roches de faciès granulite dont certains sont manifestement d'origine sédimentaire (supergroupe de Grenville). Le métamorphisme de faciès granulite a eu lieu avant, pendant et un peu après le diapirisme et s'est arrêté il y a 1100 Ma (Martignole et Schrijver 1977). Un métamorphisme rétrograde correspondant à un refroidissement à haute pression a suivi le diapirisme (Martignole et Schrijver 1977).

La lithologie du complexe décrite en détail par Martignole et Schrijver (1970, 1972) est illustrée à la figure 2. Morphologiquement cette lithologie définit un corps bien circonscrit et stratiforme (quelques 4 à 10 km d'épaisseur: Thomas, 1990) dont le centre est occupé par un dôme subcirculaire d'anorthosite grossière, peu ou pas déformée, et de leucogabbro (ou leuconorite) avec une enveloppe de ferrogabbro de quelques dizaines de mètres d'épaisseur; puis une deuxième enveloppe de leucogabbro, jotunite et opdalite d'une épaisseur de 100 à 200 m. Finalement une enveloppe externe farsunditique irrégulière et plus épaisse entoure les parties sud et ouest du massif. La figure 3 montre une coupe ouest-est du complexe. L'absence de cette enveloppe à l'est

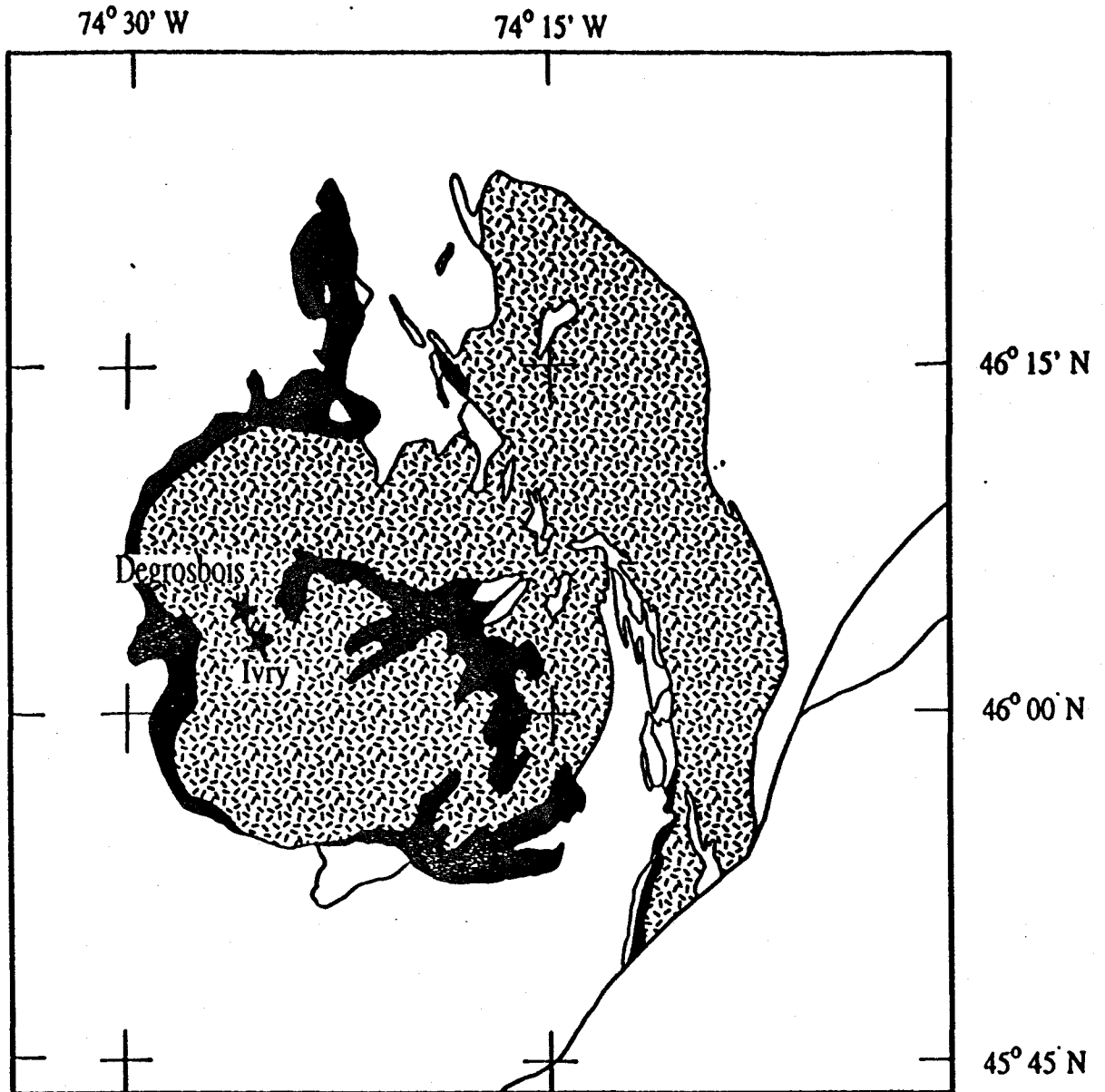


Figure 2: Géologie simplifiée du complexe de Morin avec localisation précise des gîtes de Degrosbois et Ivry. L'anorthosite et leucogabbro sont en motif. Les jotunites et roches gabbroïques associées sont colorées en noir. Les roches encaissantes sont incolores. (Tyson Birkett, communication personnelle).

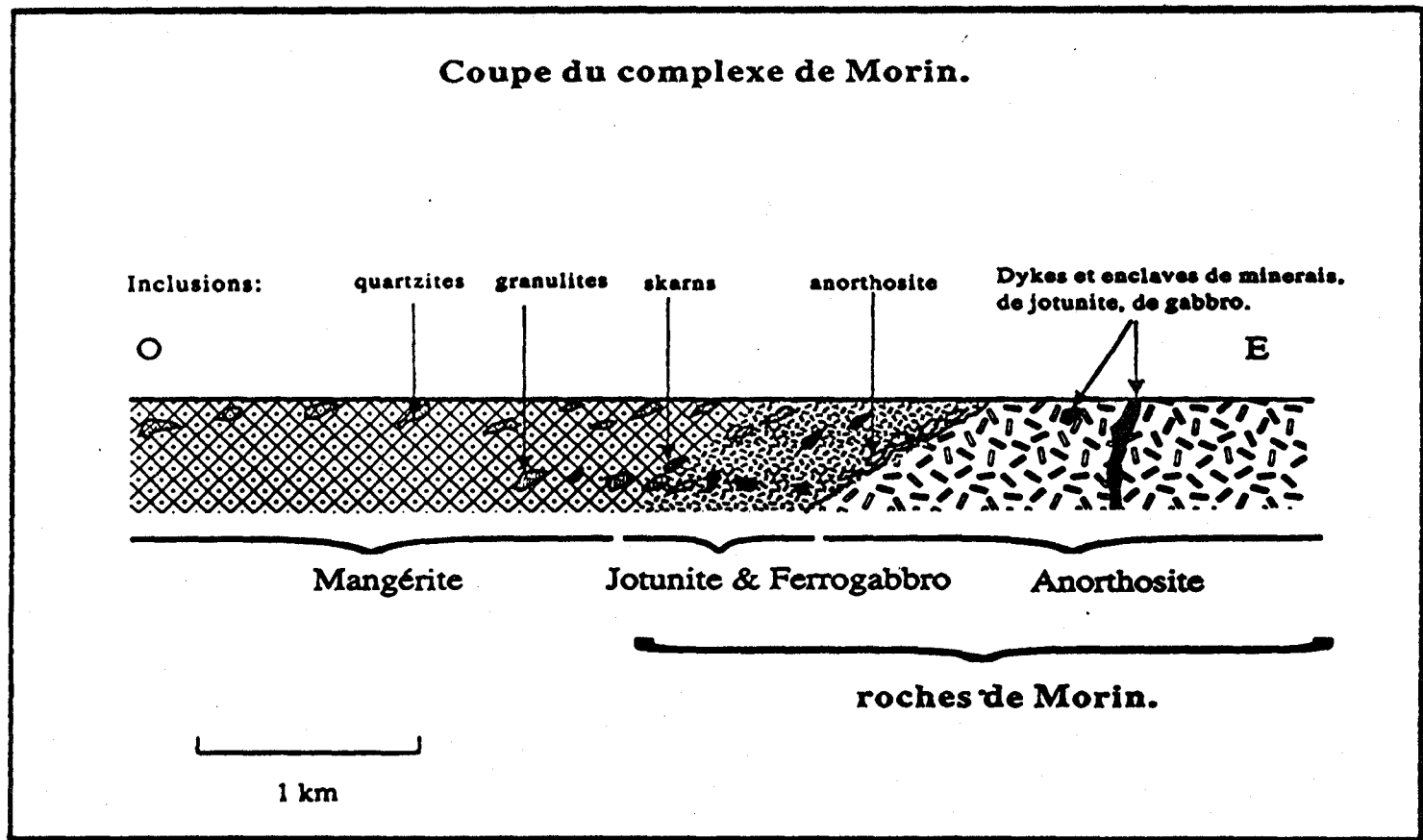


Figure 3: Coupe ouest-est du complexe de Morin. L'anorthosite est coupée par des dykes et contient des enclaves de minerais de Fe-Ti, de gabbro et de jotunite. Alors que les unités de périphérie contiennent des inclusions de quartzite, granulite et skarn.

semble être due au déversement, en nappe du dôme central lié aux déformations majeures des roches encaissantes lors de la mise en place du complexe. Récemment cette nappe (est du complexe) a été interprétée comme une zone de cisaillement où les roches métaplutoniques et métasédimentaires ont subi de fortes contraintes (Martignole et al., 1995). Un sill de troctolite (gabbro à olivine et pyroxène) sépare le dôme et le lobe. Le lobe est constitué principalement d'anorthosite à grain moyen à fin; il est gneissique, fortement déformé, montrant des structures de plis inclinés. La figure 4 définit les roches du complexe et des roches hôtes.

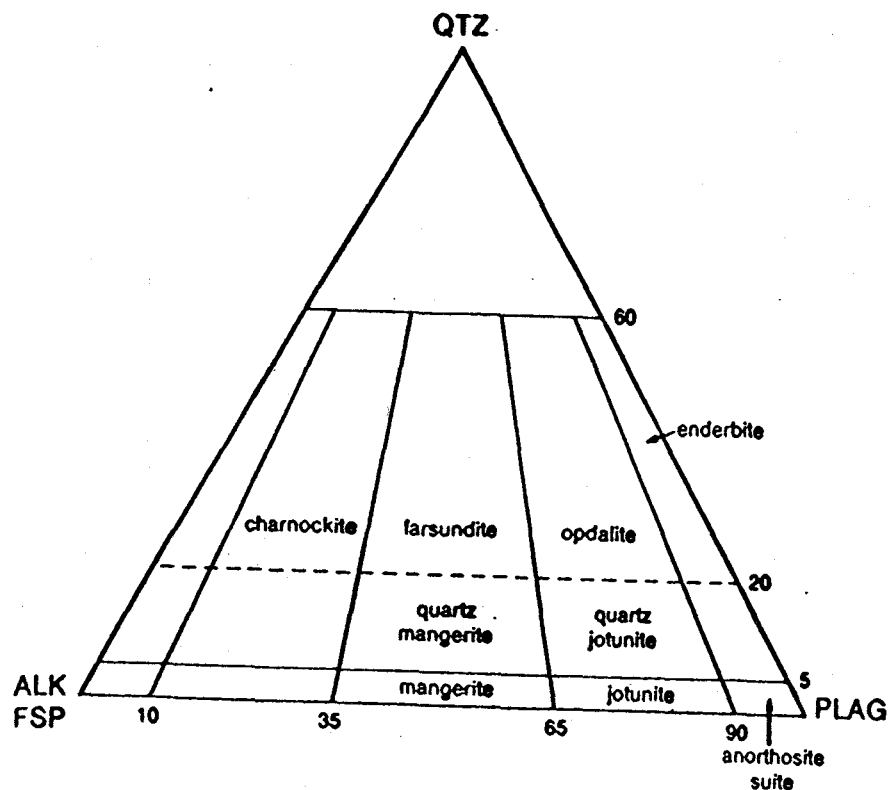


Figure 4: Classifications des roches de la region (D'après Streckeisen, 1976).

Âges: Le complexe de Morin comme les plutons anorthositiques de la province de Grenville est d'âge protérozoïque. La détermination des âges absolus a fait l'objet de quelques études. Toutefois les travaux de Doig (1991) apportent des âges assez précis pour l'anorthosite, la jotunite et la mangérite. Il utilise les diagrammes concordia des isotopes d'U et Pb des zircons contenus dans ces unités. Les âges respectivement 1155 ± 3 , 1146 ± 4 et 1135 ± 3 Ma sont similaires aux unités équivalentes des complexes du Lac Saint-Jean et des Adirondacks. Barton et Doig (1971) et Frith et Doig (1973), par des isochrones Rb-Sr à proximité du lobe Est du complexe de Morin et dans le complexe du Lac Croche, trouvaient des âges de 1124 ± 27 et 1094 ± 43 Ma.

Métamorphisme régional et déformation: L'histoire du métamorphisme et de la déformation a été largement discutée par Martignole et Schrijver (1972, 1973). Le complexe s'est mis en place et a subi quelques déformations et métamorphismes durant les stades tardifs de l'orogénie grenvillienne. La forme du massif (dôme central) est due au soulèvement sous pression liée à la densité. Le dôme central est constitué d'anorthosite et leucogabbro grossiers, à textures subophitiques et poikilitiques qui ne sont pas déformées ou seulement légèrement déformées exceptées quelques zones particulières. Dans le lobe à l'est, les roches forment des agrégats en bandes aplaties déformées couchées sur le plan de foliation. Des enclaves de roches supracrustales, bien que rares, sont présentes dans l'anorthosite-leucogabbro. Par conséquent, l'anorthosite-leucogabbro peut avoir existé dans au moins une forme partiellement magmatique au même niveau crustal que les roches supracrustales. Le modèle de Martignole et Schrijver (1972) suppose que le soulèvement du complexe lié à la gravité a eu lieu, tandis que les roches anorthositiques étaient dans des conditions solides ou presque. La déformation et recristallisation des structures et textures ignées pré-existantes indiquent que leurs effets postdatent la solidification des roches. De petits plis existant aux marges de l'anorthosite correspondent à ceux dans les roches

supracrustales et gneissiques à l'est. Les structures identifiées par Emslie (1974) au nord et à l'est sur de grandes régions indiquent que probablement, toutes ne peuvent être liées au soulèvement des roches anorthositiques. L'écart de temps entre la solidification des roches et les déformations subséquentes reste une question ouverte; aussi le modèle d'évolution structurale entièrement basé sur la force de gravité liée à la faible densité de la masse cristalline anorthositique demeure fiable, mais avec quelques interrogations.

Le métamorphisme dans le complexe et ses alentours est marqué par des faciès allant d'amphibolite à granulite. Les interprétations des réactions de formation des grenats effectuées par Martignole et Schrijver (1973) sur les suites anorthositiques, démontrent que le clinopyroxène est un produit additionnel des réactions métamorphiques. Ils établissaient le contrôle de la composition globale sur les occurrences de grenat. Le grenat est surtout abondant dans la jotunite au niveau des marges du complexe. Toutefois, il n'y a pas d'évidence convaincante de gradient de métamorphisme régional dans le complexe. À proximité du complexe, les roches semblent être soumises au métamorphisme thermal, surtout marqué sur le marbre au contact.

2.5 Dépôts de Fe-Ti

2.5.1 Généralités

Les gisements de Fe-Ti qui sont intimement associés aux massifs anorthositiques constituent des dépôts d'oxydes de Fe-Ti magmatiques. Bien que les oxydes de Fe-Ti soient présents dans presque toutes les roches ignées, ils sont fréquemment trouvés en assez petites quantités. Ils sont par contre abondants dans les séries anorthositiques sous diverses formes. Spécifiquement les minerais rencontrés dans le complexe de Morin se présentent en dykes discordants de magnétite (Fe_3O_4) et ilménite (FeTiO_3) pyrogénétiques.

Depuis 1896 Adams avait répertorié les nombreuses occurrences d'ilménite et magnétite titanifère dans le CM. Mais ce n'était qu'en 1910 que les compagnies minières commencèrent à s'intéresser aux gîtes du CM. Les principaux dépôts recensés sont: Ivry et Degrosbois (qui sont étudiés en détail ci-dessous), Saint-Hippolyte-de-Kilkenny (titanomagnétite, ilménite, hémilménite), Sainte-Julienne (magnétite titanifère dans l'anorthosite recristallisée), Saint-Jérôme (magnétite non titanifère dans les roches granitiques), Chertsey et Chilton. En plus de ces dépôts, il existe plusieurs petites inclusions à travers le massif.

En règle générale, les séquences paragenétiques, les compositions et l'abondance de ces oxydes primaires dépendent pour la plupart de la chimie initiale des liquides anorthositiques, de la profondeur de mise en place et de la fugacité de l'oxygène prévalant au cours de la cristallisation du magma. Les oxydes de Fe-Ti ainsi que les gabbros et jotunites se concentrent dans les mêmes environnements du complexe; en occurrence à la périphérie. Les positions générales des différentes unités, des minéralisations, et même la forme de l'intrusion ne sont pas les faits du hasard, mais résulteraient d'un processus appelé "ballooning". Il est ainsi fondamentalement impossible de dissocier les phénomènes qui ont régi la formation d'un complexe et la genèse de ses diverses inclusions et dykes. En se basant sur la texture des roches et sur la géochimie, il nous a été facile de considérer les différents dépôts comme des injections fluides à haute température.

2.5.2 Traits métallogéniques

2.5.2.1 Minéralisation

Les minéraux d'oxydes de Fe-Ti forment des constituants mineurs mais omniprésents dans les roches ignées, et constituent un groupe important de

solutions solides. Pour mieux cerner les différents termes de ces oxydes on peut les grouper en quatre familles principales dans le système ternaire Fe - Ti - O, comme l'illustre la figure 5.

-Les séries des spinelles: Il s'agit de la solution solide entre Fe_2TiO_4 (ulvöspinelle) et Fe_3O_4 (magnétite). Les membres de cette série sont attribués à la titano-magnétite de type minéral de Degrosbois. Cependant dans la nature, dépendamment de la quantité des diluants en magnésium, aluminium et chrome, les solutions solides de titano-magnétites peuvent être les suivants: chromite (FeCr_2O_4), picrochromite (MgCr_2O_4), hercynite (FeAl_2O_4), spinelle (MgAl_2O_4) magnésio-ferrite (MgFe_2O_4) et titanate magnésien (Mg_2TiO_4). La solution Fe_3O_4 - Fe_2O_3 forme les maghémites, alors que le champ Fe_3O_4 - Fe_2TiO_4 - FeTiO_3 - Fe_2O_3 donne la titano-maghémite.

-Les séries des ilménites: Elles comprennent quatre membres: ilménite (FeTiO_3), hématite (Fe_2O_3), geikielite (MgTiO_3) et pyrophanite (MnTiO_3). La solution solide située dans le cadre des gîtes associés aux anorthosites est celle entre l'ilménite et l'hématite où les solutions plus riches en ilménite sont appelées ilménite ferrifère et celles plus riches en hématite -comme la composition des minerais de type d'Ivry- sont appelées hémio-ilménite ou titano-hématite. Il existe cependant d'autres solutions solides entre l'ilménite et la geikielite, et entre l'ilménite et la pyrophanite, qui sont respectivement appelées picroilménite et ilménite magnésienne.

-Les séries des pseudobrookites: La ferropseudobrookite (FeTi_2O_5), la pseudobrookite (Fe_2TiO_5) et la karrooite (MgTi_2O_5) sont d'intérêt pétrogénétique dans les roches ignées. Il peut également exister des concentrations mineures de tielite (Al_2TiO_5) en solution solide. Des solutions solides entre tous ces membres existent, les plus importantes étant celles situées entre FeTi_2O_5 et

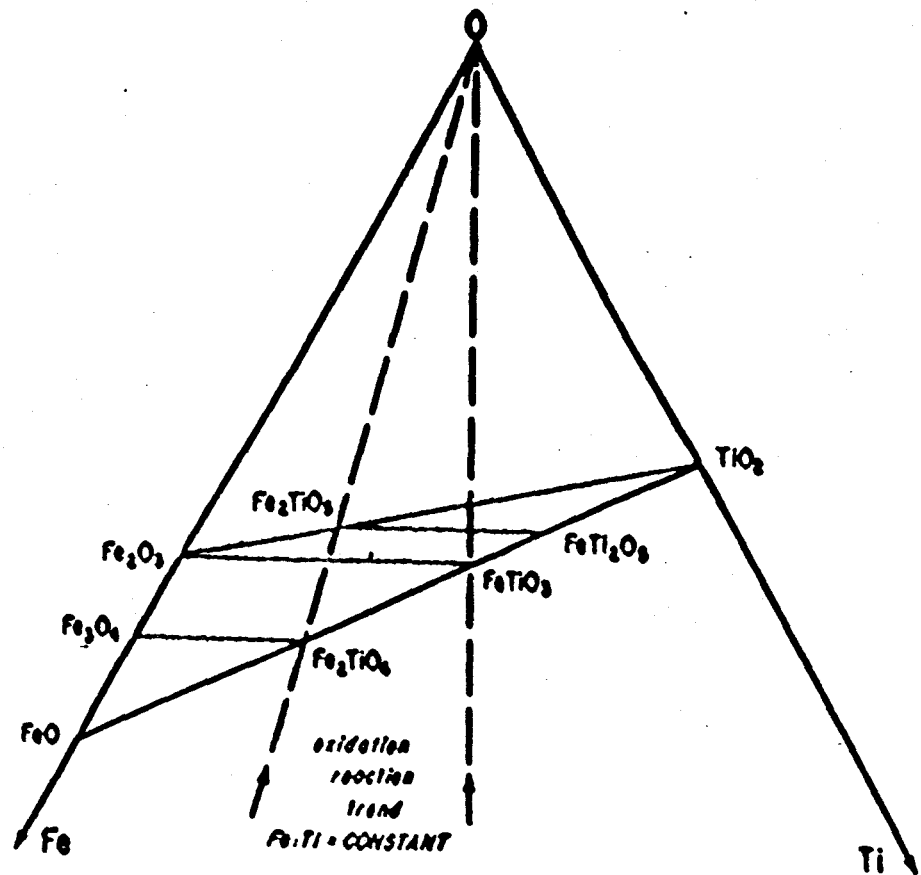


Figure 5: Système ternaire Fe-Ti-O permettant d'identifier les compositions des minerais parmi les différentes solutions solides possibles. Les lignes horizontales relient les solutions solides; les lignes discontinues représentent les tendances d'oxydation et de réduction pour Fe:Ti constants (d'après Haggerty, 1976).

Fe_2TiO_5 ; entre Fe_2TiO_5 et Mg_2TiO_5 où le terme intermédiaire est la kennedyite et entre FeTi_2O_5 et MgTi_2O_5 où le terme intermédiaire est l'armalcolite.

-Les polymorphes de TiO_2 : Les trois polymorphes reconnus sont: rutil, anatase, et brookite. Des concentrations mineures de Zr, Nb, Ta et Fe^{3+} sont couramment présentes dans ces minéraux.

Les phénomènes d'exsolutions sont répandus dans les minéraux opaques. En particulier les exsolutions dans les séries des spinelles sont abondantes entre l'ulvöspinelle et la magnétite et entre la titano-magnétite et le système ternaire FeAl_2O_4 - MgAl_2O_4 - MgFe_2O_4 , alors que l'exsolution entre les membres dans les séries d'ilménites est réduite entre l'ilménite et l'hématite (FeTiO_3 - Fe_2O_3), ce qui est le cas des minéraux du minerai d'Ivry. Ces exsolutions résultent des processus de réaction subsolidus.

Dans le complexe de Morin les concentrations métallifères peuvent être subdivisées en deux groupes selon que la paragenèse minérale est constituée principalement de magnétite titanifère ou d'ilménite (plus ou moins hématite). Les gisements de Degrosbois et d'Ivry représentent respectivement les deux groupes qui sont décrits ci-dessous.

Les inclusions d'oxydes de Fe-Ti dans les plagioclases sont sans doute responsables de la teinte mauve des anorthosites (dôme) qui apparaissent en rose sous le microscope en lumière naturelle (Martignole, 1973). Ces inclusions sont de minuscules hémio-ilménites uniquement présentes dans les plagioclases non recristallisés. Ce n'est que dans les phases tardives que les oxydes de Fe-Ti peuvent former des grains xénomorphes placés en texture interstitielle entre les phénocristaux de pyroxène et gloméroclastes de plagioclase. Dans les roches évolutivement proches du minerai, les oxydes de Fe-Ti semblent être formés par le liquide intercumulus imprégnant les minéraux préexistants. De ce fait,

certain auteurs trouvent que le fer et le titane ont été remobilisés vers la fin de la mise en place du complexe. Ainsi pour De Vore (1955), les oxydes de Fe-Ti en inclusion dans les plagioclases y seraient expulsés lors de la recristallisation liée aux déformations, pour s'infiltrer dans les fractures. Pour cela il n'est pas rare d'observer de petites veinules remplies d'oxydes du minerai dans les plagioclases et pyroxènes. Pour Martignole (1973) la mobilité tardive de liquides riches en Fe, Ti et \pm P explique la formation des dépôts tels que ceux d'Ivry et de Degrosbois. Cependant cette mobilité reste à l'échelle assez réduite pour une telle conséquence majeure. Également selon nos analyses chimiques, les plagioclases constitutifs des anorthosites, mêmes s'ils sont très abondants, ne contiennent pas assez de Fe et Ti pour donner par expulsion des gîtes aussi massifs que ceux d'Ivry et de Degrosbois. De telles concentrations ne pourraient s'expliquer que par le fractionnement minéral à partir duquel le liquide résiduel se trouve enrichi en Fe, Ti et P par séparation de grandes quantités de plagioclase.

2.5.2.2 Description

Pour faire ressortir les caractères de chacun des deux types de minéralisation, nous avons décrit, sous divers aspects les gisements de Degrosbois et d'Ivry. La figure 6 montre les deux gisements.

2.5.2.2.1 Le gisement de Degrosbois

Le gîte de Degrosbois doit son nom à la station voisine du chemin de fer Canadian Pacific. Il est situé le long de la route 117 à environ 10 km au nord ouest de Sainte-Agathe-des-Monts. Le gisement fut découvert en 1911 par prospection, et décrit en 1913 par Dulieux. Il fut brièvement exploité par la compagnie Pershing Amalgamated Mines de Montréal. Les traces de cette exploitation sont marquées actuellement par une fosse à ciel ouvert. La

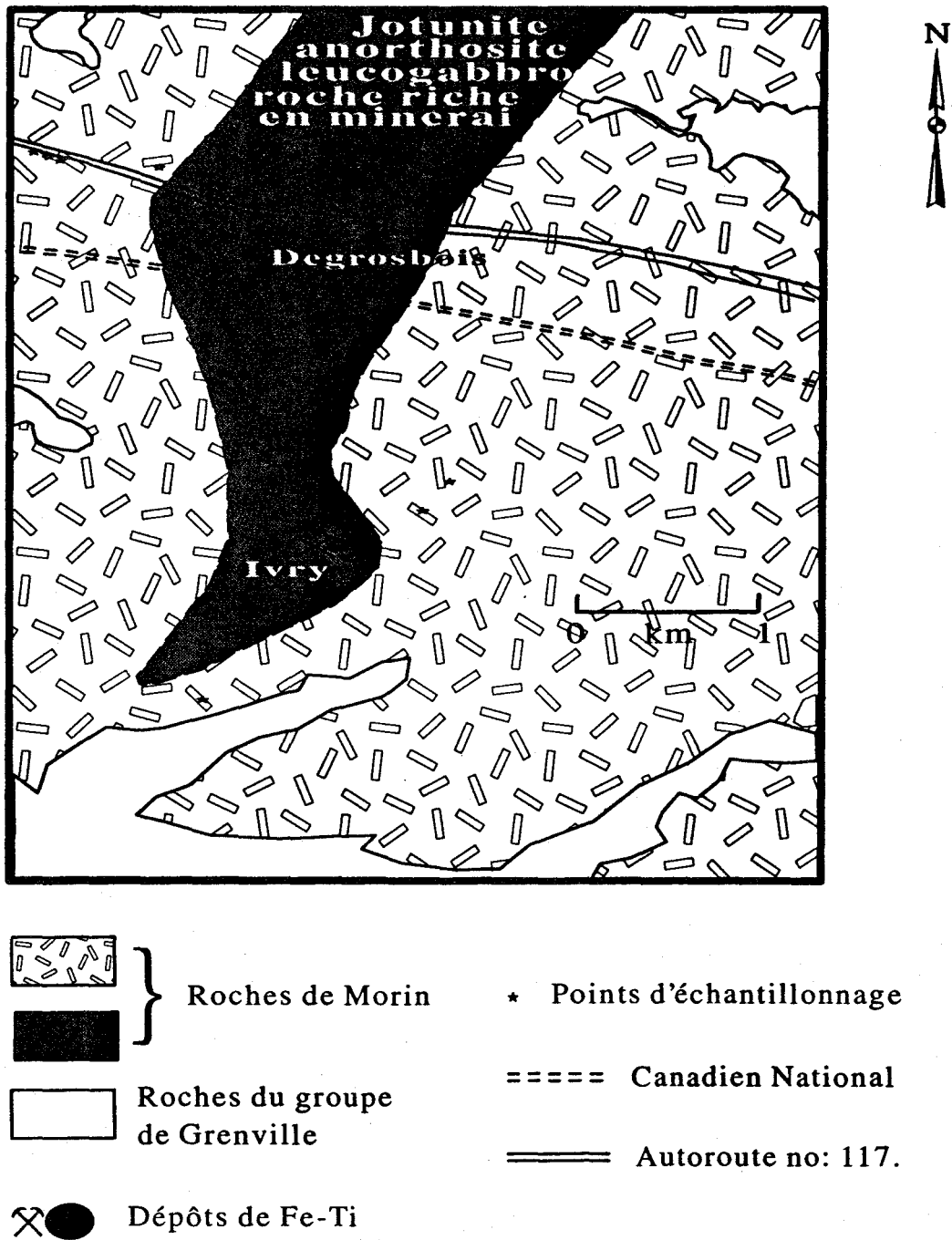


Figure 6: Géologie simplifiée de la région des dépôts de Degrosbois et Ivry. Ces dépôts se localisent à proximité du centre du complexe contrairement aux autres dépôts situés préférentiellement à la périphérie du complexe. (Selon T.Birkett 1995: communication personnelle).

compagnie avait évaluée les réserves du minerai à 5 000 000 de tonnes avec des teneurs de 40,87 Fe et 10,99 TiO₂, sur une épaisseur de 29 mètres. Le rapport Ti/Fe est bas et de l'ordre de 1/4.

Le gisement de Degrosbois est le dépôt le plus étendu de minerai de fer de la région. Contrairement aux gîtes mineurs de même composition qui se disposent à la périphérie du complexe, le dépôt de Degrosbois comme le démontre la figure 6, se localise proche du centre du complexe. Le minerai est constitué de magnétite titanifère à texture relativement disséminée dans le matériel anorthositique (fig. 8A). Ce type de minerai est sans doute mis en place par infiltration ou décantation liée à la pression (filter pressing)-mécanisme ascendant- du liquide résiduel qui cristallisait parmi les xénolites de plagioclase et pyroxènes. Dans le minerai la magnétite est invariablement associée à l'apatite (fluorapatite) en inclusion dans la magnétite et dans les clinopyroxènes. Ces relations texturales démontrent que la totalité des plagioclases et une bonne partie des pyroxènes ont cristallisé avant le début de l'immiscibilité. L'apatite, particulièrement abondante par endroit, est le minéral accessoire exclusif du minerai magnétifère et des jotunites. Ces deux roches ont une minéralogie et une texture identiques, mais ont une large différence dans les proportions des minéraux. Les sulfures peu abondants y sont finement disséminés, alors que les grenats sont concentrés localement et associés avec les oxydes. Le minerai a une granulométrie moyenne à grossière et est constitué de grains de magnétite dans lesquels il y a des intercroissances d'ilménite et des exsolutions d'ulvöspinelle. Dans la fosse laissée par l'exploitation on peut observer les relations qui existent, d'une part, entre l'anorthosite et la jotunite et, d'autre part, entre ces deux formations et le minerai. Au niveau de leurs contacts avec les roches anorthositiques, le minerai demeure grossier suggérant que ces roches seraient restées chaudes lors de la mise en place du minerai. Le gisement de Degrosbois est mis en place au contact entre l'anorthosite et la jotunite ou dans la jotunite plus ou

moins magnétifère dans lequel il existe des blocs d'anorthosite d'ordre métrique. En dehors des xénolites d'anorthosite, le minerai est loin d'être homogène. On y décèle des occurrences plus riches en magnétite, et d'autres plus concentrées en ilménite. Les parties magnétifères sont généralement altérées et colorées en rouille si elles sont longtemps exposées en affleurement; alors que les occurrences titanifères demeurent toujours fraîches.

2.5.2.2.2 Le gisement d'Ivry

Le gisement d'Ivry se situe à environ 3 km au sud du gîte de Degrosbois (cf. fig. 6), dans le comté de Terrebonne. Le minerai se présente sous forme d'un dyke d'ilménite dans l'anorthosite. Le minerai est presque pur avec une texture d'exsolution d'hématite. La géologie simplifiée de la zone minéralisée d'Ivry (fig. 7) montre des contextes lithologiques distincts. Le minerai de Degrosbois est mis en place dans un environnement mafique, notamment dans la jotunite, tandis que celui d'Ivry est mis en place dans un environnement leucocrate (anorthosite). Les dimensions du dyke de minerai sont estimées à 300 m de long et 40 m de large. Le minerai est grossier permettant d'observer l'exsolution d'hématite autour des grains d'ilménite. Vu la présence de ces minéraux, le minerai d'Ivry convient au nom de titano-hématite: $\text{FeTiO}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$. Le type de minerai titano-hématite d'Ivry est relativement homogène (fig. 8B et C); les minéraux caractéristiques des roches de Morin (plagioclase et pyroxènes) sont presque absents du minerai. Par conséquent la mise en place du gisement d'Ivry sous forme de dyke ne peut être reliée à l'infiltration du liquide résiduel, mais surtout à sa chute par gravité vers le niveau inférieur de la chambre magmatique. Comme le gisement du Lac Tio (Havre St-Pierre), ce type de gisement présente un minerai associé à la biotite, aux sulfures et à l'altération de plagioclase en scapolite. Contrairement aux dépôts magnétifères

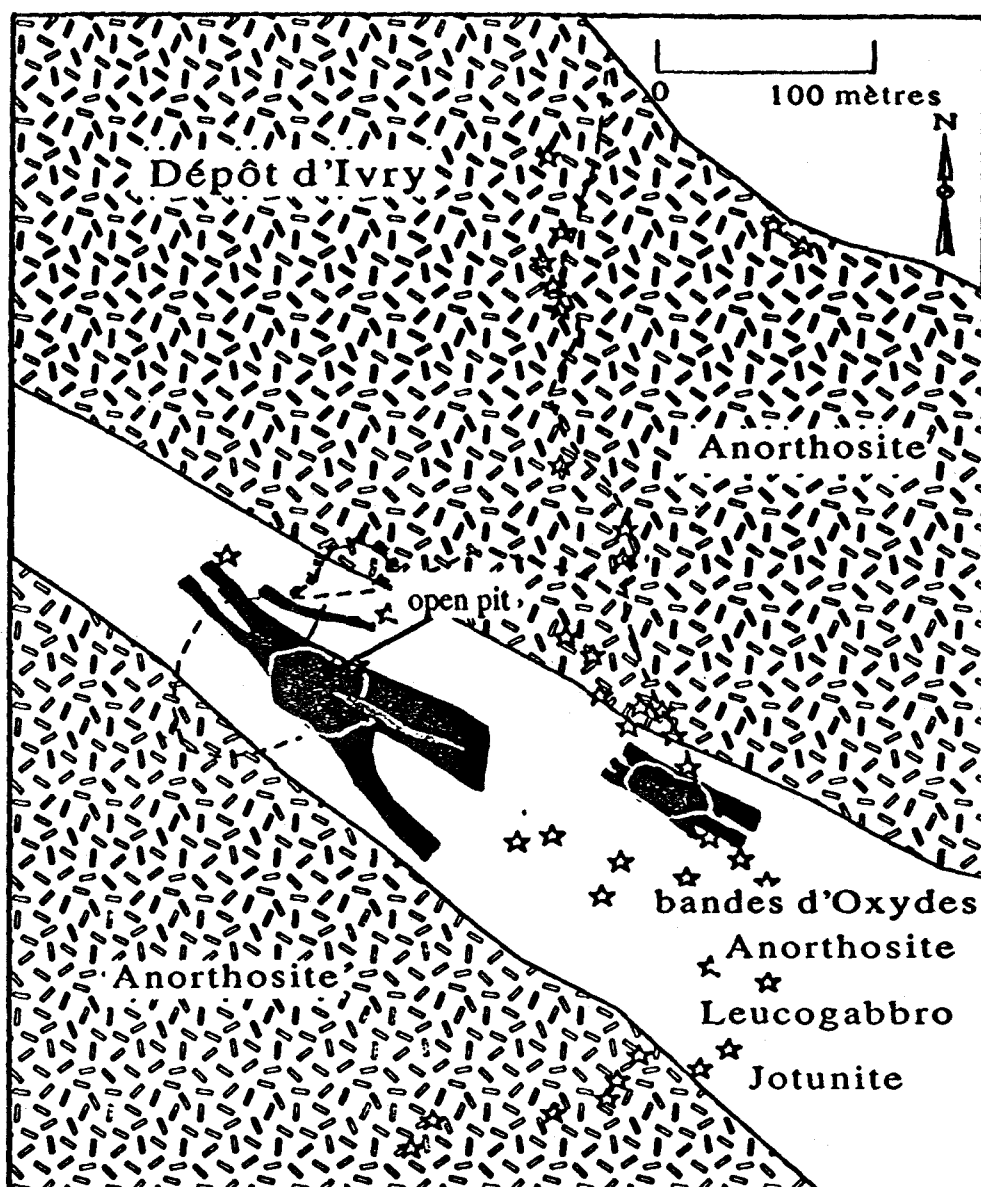


Figure 7: Géologie simplifiée du dépôt d'Ivry. L'anorthosite hôte est coupée par une série de dykes de minerai d'ilménite, de roches gabbroïques et jotunitiques. Le minerai est présenté par les parties noires.

Figure 8

Figure 8A: Photo du minerai du dépôt de Degrosbois: magnétite titanifère. Ce minerai est imprégné de matériel anorthositique riche en apatite suggérant la mise en place de deux liquide.

Figure 8B: Photo du minerai du dépôt d'Ivry: c'est un minerai massif homogène d'hémo-ilménite avec sulfures disséminés. La texture suggère une mise en place par injection.

Figure 8C: Photo montrant l'assimilation de la roche anorthositique encaissante au niveau de la zone de contact dans le dépôt d'Ivry.



de la région, les sulfures (surtout pyrite et pyrrhotite) sont remarquables par leurs abondances et leurs structures en amas feuilleté. L'apatite est à peu près absente. Les roches et minerais sont composés principalement de types de minéraux de haute température et leurs textures sont caractéristiques de ces conditions de température. Localement ils montrent des minéraux de basse température et ceux-ci sont apparemment associés à la phase tardive de minéralisation. On présume que le dyke de minerai s'était mis en place à très haute température pendant que les roches encaissantes (anorthosite) n'avaient pas encore refroidi. Les grains d'ilménite et les lamelles d'exsolution d'hématite forment une mosaïque entrecroisée dans laquelle des grains de pyroxènes, plagioclases et sulfures sont rarement incorporés. L'anorthosite autour du dyke de minerai change de couleur grise à marron et de texture grossière à très grossière; elle demeure généralement fraîche, alors qu'à l'éponte supérieure elle se trouve légèrement altérée et lessivée en rose sur les surfaces exposées.

Le rapport Ti/Fe est relativement plus élevé dans ce minerai (Ti/Fe \approx 1/2). Les teneurs sont de l'ordre de 40% Fe et 20% Ti; le dépôt d'Ivry est par conséquent une source importante de Ti alors que le vanadium peut être un sous-produit. Le gisement fut découvert en 1910, et entre 1912 et 1918 un total de 16 000 tonnes de minerai d'ilménite fut exploité par la Titane Alloy Company de Niagara Falls. En 1958-59 la mine fut réouverte par Heavy-Rock Mines Ltd et 36 000 tonnes de minerai furent extraites. Le gisement est actuellement fermé.

2.5.3 Géologie des dépôts

Dans les environnements relativement proches du dépôt de Degrosbois, les blocs d'anorthosite ont leurs minéraux orientés; alors que ceux très proches des gîtes ont une granulométrie fine non orientée. Ces types spéciaux à proximité des gîtes devaient être contrôlés par les mouvements et

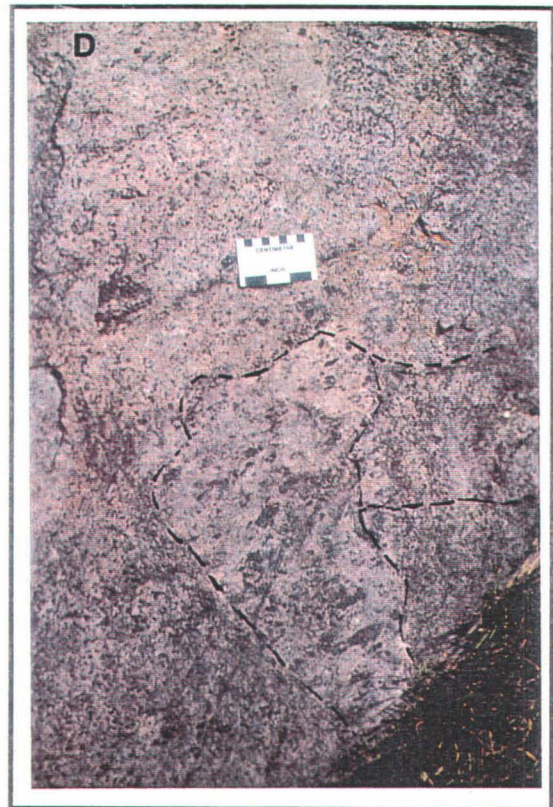
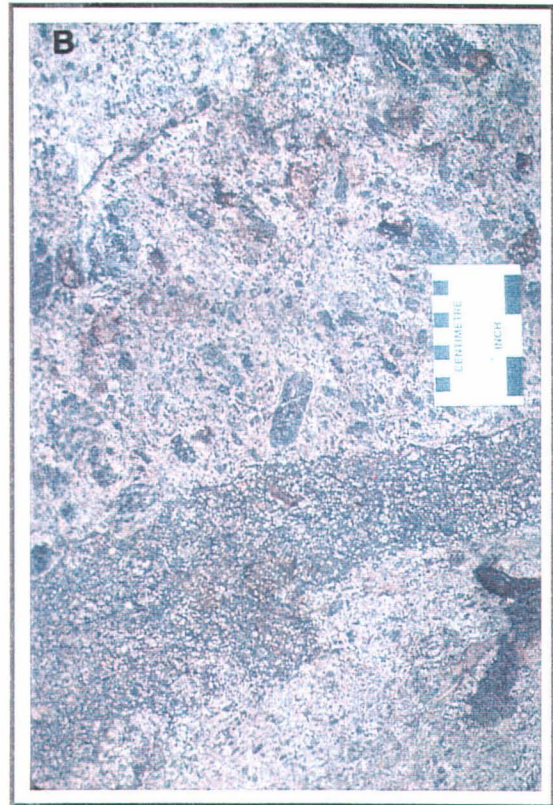
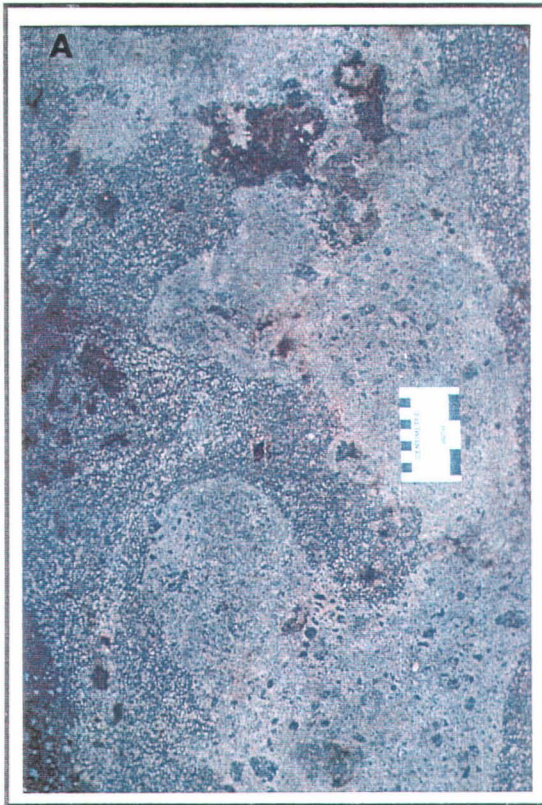
Figure 9

Figure 9A: Photo montrant la texture des injections de minerai de magnétite-titanifère dans la jotunite près du gîte de Degrosbois. Cette texture de contact ondulante suggère la mise en place du minerai dans les conditions subsolidus de la jotunite.

Figure 9B: Photo montrant la texture de l'anorthosite et du minerai dans les roches de Degrosbois; le contact anorthosite-minerai est assez net. Remarquer l'aspect ondulante du dyke de minerai.

Figure 9C: Photo montrant la texture en bloc de l'anorthosite près du dépôt de Degrosbois. Remarquer de larges blocs d'anorthosite dans la jotunite avec déformation syncristalline locale.

Figure 9D: Photo montrant la texture en bloc des roches près de Degrosbois. Des blocs d'anorthosite et des xénocristaux de plagioclase sont inclus dans la jotunite.



recristallisations accompagnant la mise en place des dykes de minerai. Aux alentours des gîtes majeurs comme celui d'Ivry les roches anorthositiques présentent de petites veinules d'hémo-ilménite. Dans certains cas rares, le contact roche-minerai est d'un coté net, et de l'autre graduel.

2.5.3.1 Relation entre dépôts Fe-Ti et roches évoluées

Comme nous l'avions souligné, les gabbros, les ferrogabbros et les jotunites sont riches en oxydes de Fe-Ti et plus ou moins riche en P. Il est tentant de suggérer qu'ils sont, d'une façon ou d'une autre, liés aux gîtes de minerai massif. Ces roches représentent en quelque sorte des minerais à faible teneur, ou roches dans lesquelles des quantités relativement mineures d'oxyde de Fe-Ti seraient concentrées par différenciation-filtration ou coalescence d'oxydes immiscibles. À travers le complexe les dépôts du type magnétifère riche en P sont spatialement liés à ces roches, plus particulièrement aux jotunites qui sont elles aussi significativement enrichies en P. Ces gisements constituent une suite continue de jotunite ou gabbro plus enrichis en magnétite et apatite au dépend des plagioclases. Par contre, les dépôts du type titanifère se rencontrent en intrusion dans différentes formations du complexe. D'après les analyses chimiques, ils semblent être issus d'un liquide distinct du liquide résiduel ayant généré le précédant type de minerai. D'autre part, le lien spatial jotunite-gîte magnétifère est minéralogiquement observable et étendu; les jotunites et les roches gabbroïques contiennent les deux pyroxènes et l'apatite, rarement dispersés dans le minerai des gîtes magnétifères. Cependant, les gîtes titanifères sont des minerais d'hémo-ilménite presque purs.

2.5.3.2 Analyse structurale

La proximité nord-ouest du gîte de Degrosbois il n'est pas rare d'observer des blocs d'anorthosite pure à minéraux orientés. L'ampleur de ces

manifestations mécaniques devient évidente dans le ruisseau qui traverse le gîte où l'anorthosite encaissante est complètement déformée et redressée plus ou moins verticalement. Les roches anorthositiques qui avaient, par ailleurs, une texture porphyrique deviennent au niveau de certaines zones de contact, des structures de coulée microcristalline avec quelques xénolites de plagioclase (fig. 9A) En général, le contact immédiat anorthosite-petite veine de roches riches en oxydes de Fe-Ti-P est net mais ondulant et même souvent cisailant; c'est le cas illustré à la figure 9B. Une des structures les plus évidentes dans les dépôts de Degrosbois et d'Ivry demeure la présence de blocs d'anorthosite grossière et pure avec des phénocristaux de plagioclase plus ou moins orientés dans les minerais ou dans les roches mafiques. La figure 9C illustre ces aspects suggérant une déformation syncristalline. Dans le même ordre de comportement, la figure 9D montre l'inclusion d'un bloc d'anorthosite au sein d'une roche riche en minerai (Degrobois). Les différentes structures observées permettent d'idéaliser un **modèle physique** de mise en place des gîtes. En effet, la cristallisation précoce du magma anorthositique n'a pas été suivie par le dépôt de plagioclase à cause de leur faible densité. Il en résulte un liquide enrichi en accumulation cristalline communément appelé "bouillie" ou "mush" dans lequel le processus d'enrichissement en oxydes est continu, par suite de la cristallisation des plagioclases. Les oxydes résiduels forment ainsi des masses assez denses qui finissent par provoquer une instabilité gravitationnelle et précipitent dans les niveaux inférieurs de la chambre magmatique. Cependant, au cours de leur chute les masses d'oxydes entraînent avec elles des bandes d'anorthosite flottant en leur sein. Ce modèle physique est plausible grâce à deux facteurs: 1) dans le CM les minerais se présentent sous forme de dykes ou amas verticaux ou subverticaux discordant avec les roches hôtes anorthositiques. Cette disposition est en faveur d'une consolidation du liquide résiduel au cours de sa précipitation provoquée par sa haute densité. 2) L'immiscibilité entre le mush plagioclasique et les liquides d'oxydes tardives (masse dense): il s'agit là de l'immiscibilité entre les liquides

formant, d'une part, les silicates et, d'autre part, les oxydes; démontrée par Roedder (1978) et Circoné et Agée (1994). Si ce n'était pas le cas, les blocs d'anorthosite se seraient disséminés dans le minerai et ne seraient que vaguement observables. D'autre part, il importe de ne pas confondre le résultat de ce modèle avec l'histoire d'intrusions successives locales. Ainsi comme le démontre la figure 9A, il existe certainement plusieurs événements intrusifs d'anorthosite, leucogabbro et jotunite dans la région.

3. PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE

3.1 L'anorthosite

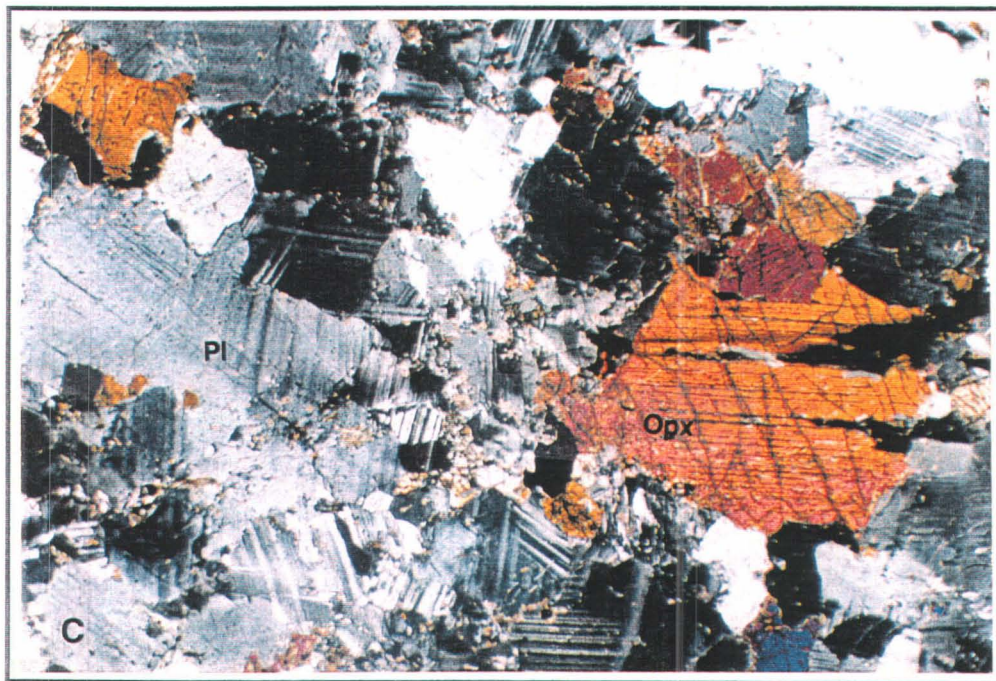
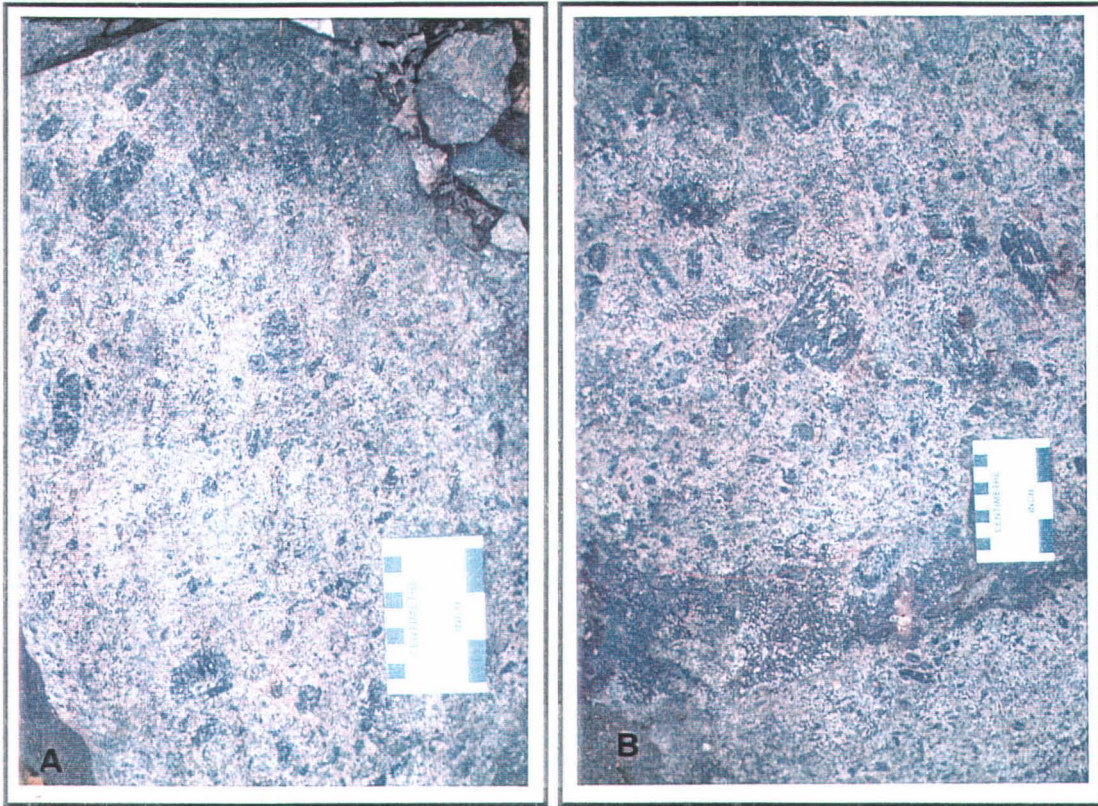
L'anorthosite constitue la masse principale du centre du complexe, variant uniquement dans la dimension des grains, le degré de déformation et la couleur. La variété typique se compose de mégacristaux de plagioclase dans une matrice de même nature. Les phénocristaux et porphyroclastes de plagioclase de dimensions souvent centimétriques montrent parfois une couleur nettement plus sombre (figs. 10A, B) marquant probablement leur teneur élevée en fer. Les anorthosites équigranulaires avec des cristaux idiomorphes grossiers à moyens sont les plus communes. Les anorthosites à grain fin sont rares et paraissent parfois porphyritiques. Il n'est pas rare d'observer des enclaves d'anorthosite d'un type dans un autre. La couleur varie du mauve au gris plus ou moins foncé dépendant de la teneur en minéraux noirs. La distribution des minéraux noirs (pyroxènes et oxydes) est localement très variable. En fait, il existe une variation continue de ces minéraux entre anorthosite et leucogabbro. Les minéraux noirs existent dans les interstices entre les cristaux de plagioclase; on les trouve également en fins agrégats préférentiellement orientés. Les inclusions de minerai d'oxyde de Fe-Ti illustrées dans la figure 10B sont localement présentes, alors que les gabbros et leucogabbros forment de véritables dykes. À quelques endroits la jotunite est

Figure 10

Figure 10A: Photo de l'anorthosite à texture protoclastique où les phénocristaux et porphyroclastes, de plagioclase (à allure sombre) légèrement orientés sont développés dans une matrice de plagioclase.

Figure 10B: Photo montrant des inclusions locales de minerai dans l'anorthosite. Le contact anorthosite - minerai est net par endroit et diffus en d'autres. Les proportions de minerai d'oxyde dans les roches anorthositiques sont assez variables sur le même affleurement.

Figure 10C: Photomicrographie (lumière polarisée) de l'anorthosite type de la région. Le plagioclase (Pl) est le minéral prédominant. Les pyroxènes (Opx) et les minéraux opaques (minerai) sont rares. (Échelle: \approx 1.5 mm de côté sur la lame mince).



intrusive dans l'anorthosite avec contact franc, alors qu'à d'autres le contact est transitionnel.

Sous le microscope l'anorthosite est constituée principalement de plagioclase comme illustré dans la figure 10. Les moindres espaces entre eux sont occupés par les pyroxènes (principalement de l'orthopyroxène) et une autre génération de plagioclases moins grossiers. Le quartz est pratiquement absent et les oxydes sont rares. Quand les oxydes existent ils sont liés à la périphérie des orthopyroxènes au contact avec le plagioclase. Toute cette organisation montre une texture grenue grossièrement équi-granulaire (par endroit hétérogranulaire) où le plagioclase constitue une accumulation de première génération. La cristallisation de l'orthopyroxène est consécutive au plagioclase; alors que l'oxyde est le minéral le plus tardif. Les altérations en serpentine et carbonate sont liées aux effets post-magmatiques.

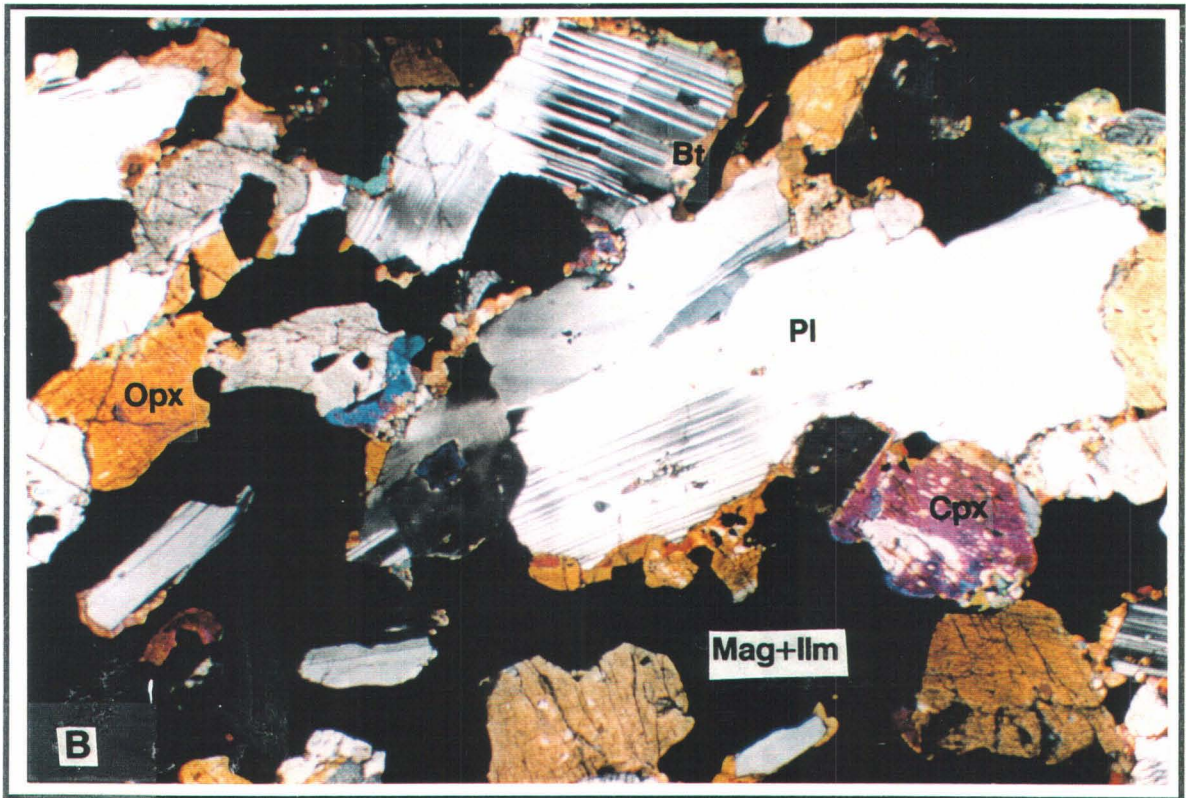
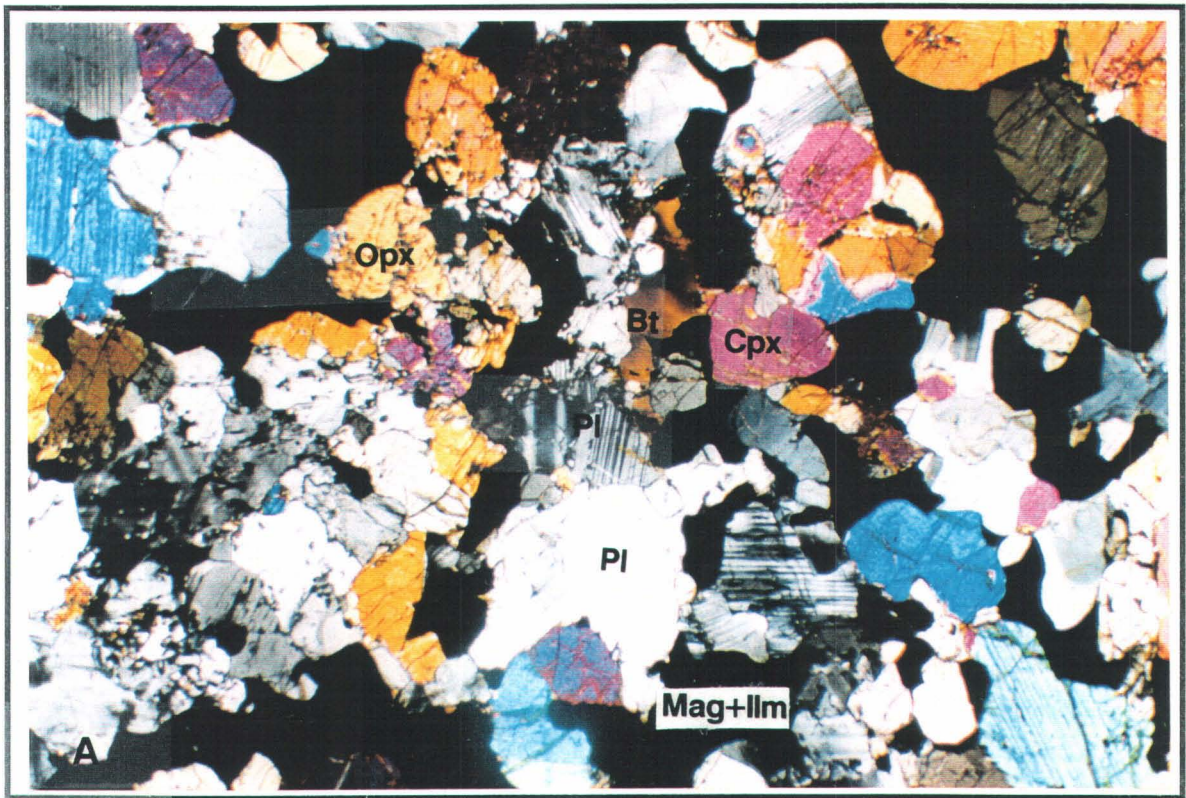
3.2 Gabbro, leucogabbro et ferrogabbro

Le gabbro est une roche sombre dont les grains de plagioclase sont grossiers et entrelacés parmi les grains de pyroxène allongés et colorés. L'abondance relative de ces pyroxènes détermine la nomenclature de la roche. La variété la moins riche en pyroxène et oxydes définit le leucogabbro; par endroit le pyroxène est tellement abondant que la roche tend vers une pyroxénite, ou riche en oxydes donnant un faciès magnétifère: c'est le ferrogabbro dont la minéralogie comprend une auréole de réaction de grenat autour des oxydes. Le ferrogabbro se rencontre en général en petites bandes plus noirâtres dans le gabbro ordinaire du secteur. Le contact leucogabbro-anorthosite est graduel sauf exception locale. Dans l'ensemble le ferrogabbro présente une formation entourant l'anorthosite à l'ouest et au nord du dôme. Il devient graduellement ferrifère vers le contact avec la jotunite. On trouve

Figure 11

Figure 11A: Photomicrographie (lumière polarisée) d'un gabbro type de la région. La proportion de plagioclase (Pl) est réduite alors que celles de l'orthopyroxène (Opx) et des minéraux d'oxyde de Fe-Ti (Mag+Ilm) sont élevées. (Échelle: ≈ 1.5 mm de côté sur la lame mince).

Figure 11B: Photomicrographie (lumière polarisée) d'un ferrogabbro type de la région. Les minéraux des oxydes de Fe-Ti occupent environ 50% de la roche. L'organisation texturale montre des phénocristaux de plagioclase et de pyroxènes dans une matrice d'oxyde de Fe-Ti interstitielle. Les phénocristaux de plagioclase montrent des bordures de réaction en pyroxènes et biotite (Bt) au contact avec les minéraux d'oxydes. (Échelle: ≈ 1.5 mm de côté sur la lame mince).

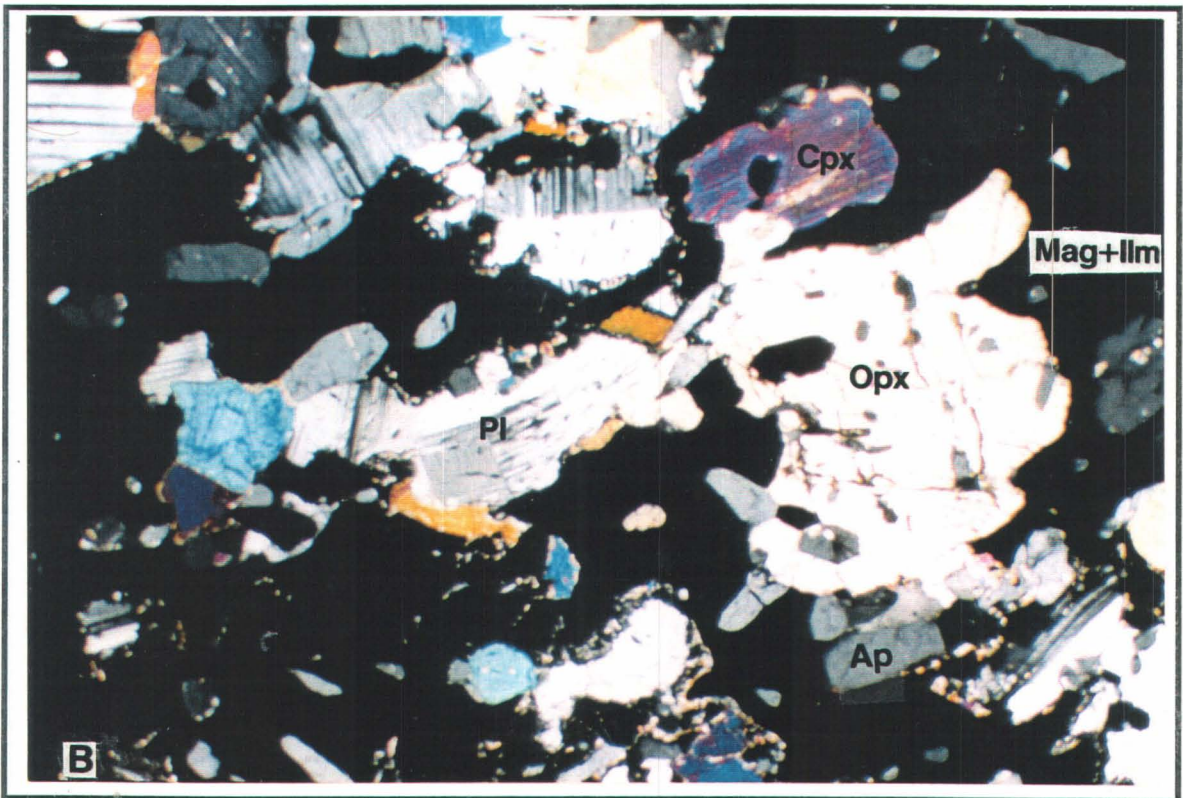
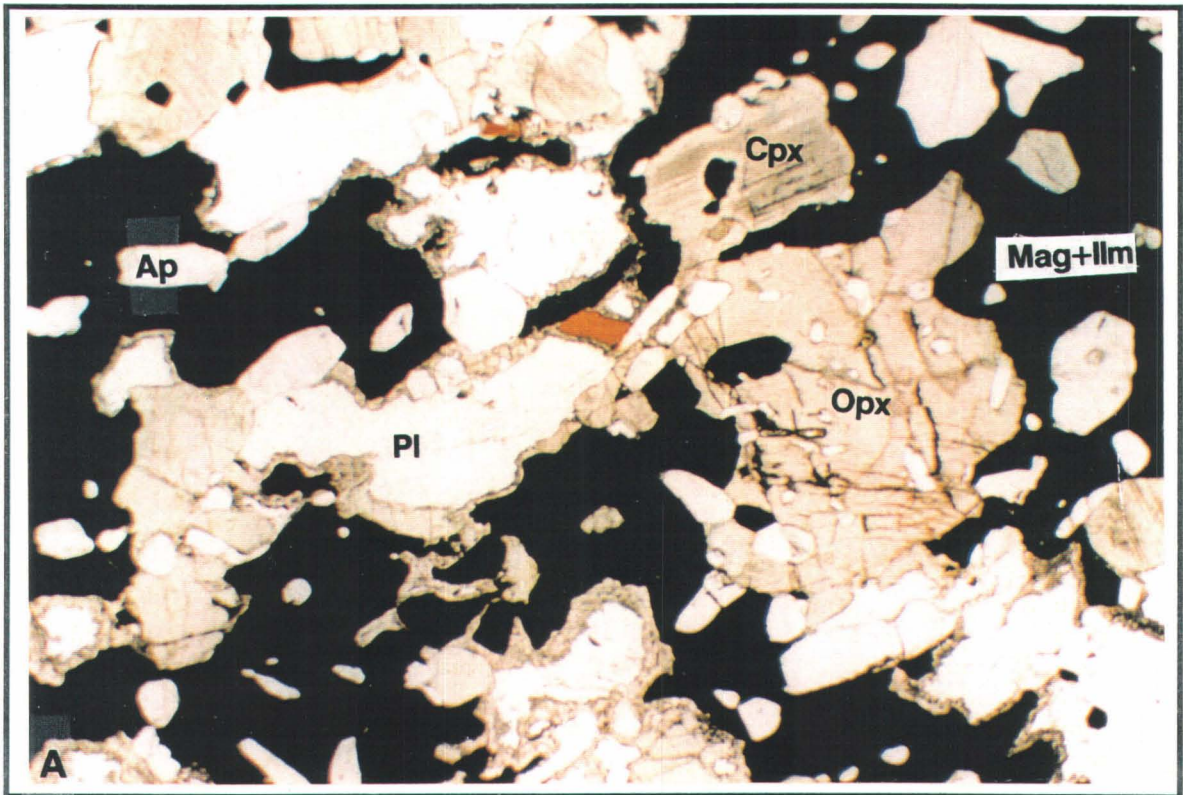


fréquemment dans l'anorthosite les roches gabbroïques sous forme de dykes et enclaves anguleuses ou sous forme de blocs avec des contacts nets. Ainsi la distribution des gabbros n'est pas systématique. Inversement on note également la présence d'enclaves de blocs angulaires ou subarrondis d'anorthosite dans le leucogabbro, ainsi que des petits cordeaux de roches mafiques suggérant des réactions avec la roche hôte.

L'examen microscopique du gabbro type de la région (fig. 11A) fait voir une proportion équivalente de plagioclase et de pyroxènes. Les minéraux sont xénomorphes et enchevêtrés en groupes séparés par des oxydes. C'est une roche assez riche en oxydes. Les lames minces de gabbro encore plus riche en oxydes (ferrogabbro) montrent des cristaux automorphes de plagioclase et pyroxènes entourés par les oxydes. Le clinopyroxène fait son apparition ainsi que la biotite. La biotite est particulièrement abondante dans le ferrogabbro (fig. 11B). Dans cette roche elle se présente sous deux types distincts: 1) les phénocristaux dont la présence semble liée à une cristallisation synmagmatique à haute température; 2) l'autre type de biotite est en microcristaux entourant les plagioclases. Cette dernière, sans doute secondaire, est mise en place par une réaction d'exsolution à haute température entre les oxydes et les plagioclases. On note des inclusions de clinopyroxène dans le plagioclase et dans l'orthopyroxène. Les oxydes, bien que quelquefois en inclusions, remplissent les interstices entre les minéraux majeurs. L'interprétation de toute cette architecture minéralogique suggère que le clinopyroxène est tardif dans la cristallisation; mais bien plus antérieur aux oxydes et biotite. Au niveau des fractures se développent la serpentinitisation et carbonatation. Le plagioclase est parfois partiellement remplacé par la scapolite, alors que le spinelle se localise dans les oxydes. Le grenat existe localement et toujours au contact oxyde-pyroxène et oxyde-plagioclase.

Figure 12

Photomicrographies A (lumière naturelle) et B (lumière polarisée) d'une jotunite type de la région. À noter la présence remarquable d'apatite (Ap) incluse seulement dans les minéraux des oxydes de Fe-Ti (Mag+Ilm) et les pyroxènes (Opx et Cpx). La texture interstitielle des oxydes de Fe-Ti est assez prononcée. Les xénolites de plagioclase (Pl) et d'orthopyroxène développent des bordures de réaction en pyroxène, biotite brune et grenat, au contact avec les minéraux d'oxydes de Fe-Ti. (Échelle: ≈ 1.5 mm de côté sur la lame mince).



3.3 La jotunite

La jotunite se rencontre à l'ouest, entourant la masse centrale du complexe mais aussi à l'intérieur de celle-ci. Si elle est à l'intérieur du complexe, sa présence est spatialement associée aux gîtes de Fe-Ti. C'est une roche sombre et lourde, riche en oxydes de fer-titane et pyroxène. Elle succède au gabbro de plus en plus ferrifère. Les minéraux mafiques se concentrent localement et s'orientent pour donner de petites bandes foliées dans la roche. La transition graduelle au gabbro s'effectue sur le plan granulométrique et minéralogique. En effet, les dimensions des grains décroissent et la texture ophitique des gabbros disparaît, pendant que le clinopyroxène qui était rare devient abondant, et l'apparition du feldspath K devient évidente. Les oxydes (ilménite et magnétite ou hématite) sont très abondants et peuvent constituer une grande proportion de la roche. Au niveau des zones de transition vers la mangérite, la jotunite devient grossière et déformée donnant une structure œillée par les grains de feldspath. Le feldspath et les pyroxènes deviennent abondants pendant que les oxydes deviennent rares jusqu'à ce que la roche forme une mangérite type. Par contre, les contacts jotunite-anorthosite sont généralement nets. La succession anorthosite-gabbro-jotunite démontre que la jotunite a cristallisé pendant la phase tardive du magmatisme; plus encore, la présence des dykes de jotunite dans l'anorthosite et dans le gabbro témoigne de l'existence du magma de composition jotunitique à cette phase. Il est donc raisonnable d'interpréter la présence de jotunite dans la mangérite comme des poches de magma jotunitique qui ne s'était pas mélangé au magma mangéritique à cause des différences physico-chimiques.

L'examen microscopique de la jotunite attire l'attention sur l'apatite qui abonde de façon dispersée dans les oxydes et parfois en inclusions dans les orthopyroxènes (figs. 12A, B). L'abondance d'apatite est caractéristique de cette roche. Le clinopyroxène égalise la quantité d'orthopyroxène pendant que

le plagioclase n'existe qu'en quelques cristaux. Ces rares cristaux sont enrobés dans une auréole de réaction composée de pyroxènes (ortho et clinopyroxène) et biotites secondaires. Cette auréole est plus importante que celle observée dans les gabbros. Sans doute l'augmentation de la quantité d'oxydes dans le liquide résiduel aurait accentué l'intensité des réactions. Le grenat est localement présent et se dispose exactement comme dans les gabbros. La scapolite et le spinelle sont également présents. Il faut noter la présence de quelques cristaux de feldspath K. L'analyse de l'ensemble suggère que l'apatite est le minéral le plus tardif dans la roche.

3.4 Minéralogie

La minéralogie du complexe de Morin est dominée par l'omniprésence du plagioclase, de l'orthopyroxène, du clinopyroxène et des oxydes de Fe-Ti. Le feldspath potassique, l'amphibole (hornblende), la biotite, le quartz, l'apatite et le grenat sont localement présents en petite quantité. L'épidote, la scapolite et souvent la serpentine se localisent dans les fractures. Tous les principaux minéraux sont quantitativement et structuralement développés selon les unités du complexe.

3.4.1 Le plagioclase

Le plagioclase est le minéral essentiel de la plupart des roches. Au centre du complexe il forme des masses presque monominérales d'anorthosite. Sur les affleurements ses dimensions déterminent les différents faciès d'anorthosite. Les agrégats de cristaux millimétriques à centimétriques sont les plus répandus dans les anorthosites; ce sont les anorthosites de couleur mauve. Toutefois la microscopie révèle la présence de microcristaux à certains endroits; il s'agit de granules entourant les gros cristaux. Dans les gabbros et les jotunités les contours des plagioclases montrent des réactions avec les

oxydes en produisant des granules de pyroxène ou grenat. Le développement des petits grains de plagioclase autour des cristaux de plagioclase ainsi que l'extinction ondulante de ces derniers démontrent l'effet de déformation plutôt qu'une recristallisation dynamique. La plupart des plagioclases de l'anorthosite sont frais, par contre dans les autres roches ils montrent des inclusions d'oxydes, de pyroxènes et des altérations en perthite, carbonate, etc.

L'importance du plagioclase dans les roches est illustrée par la figure 13, inspirée du diagramme de Emslie (1974). Dans le diagramme les compositions normatives des roches sont plus liées à la série Ab-An. Leur comportement général les relie aux plagioclases intermédiaires (% An \approx 50). Les dispositions des échantillons de mangérite vers les positions relativement plus riches en orthose correspondent logiquement à leur minéralogie; alors que les dispositions des roches très riches en oxydes de Fe-Ti, ne peuvent être interprétées adéquatement puisque leur composition dans le diagramme Ab-An-Or n'a aucun intérêt. La figure 14 permet de mieux confirmer et élucider la nature des plagioclases. Ainsi les compositions des plagioclases diffèrent en fonction des roches et de la taille des cristaux. La composition moyenne des plagioclases dans l'anorthosite se situe entre 45- 50% An (analyse statistique reportée sur les histogrammes de la figure 14); ce qui définit des plagioclases intermédiaires, précisément de composition andésine. Toutefois, les mégacristaux sont moins riches en anorthite, alors que les microcristaux peuvent avoir jusqu'à 73 % An. Dans les gabbros et jotunites les pourcentages en anorthite sont nettement plus élevés avec une moyenne entre 56 ~ 60 % An. Ce sont donc des labradorites. Contrairement à l'anorthosite, dans ces roches, ce sont les mégacristaux qui sont plus riches en An (jusqu'à 76 % An).

Il découle donc de ces observations que la composition des plagioclases dans la matrice intersticielle est plus calcique que celle des plagioclases primaires dans l'anorthosite et l'est moins dans les autres roches.

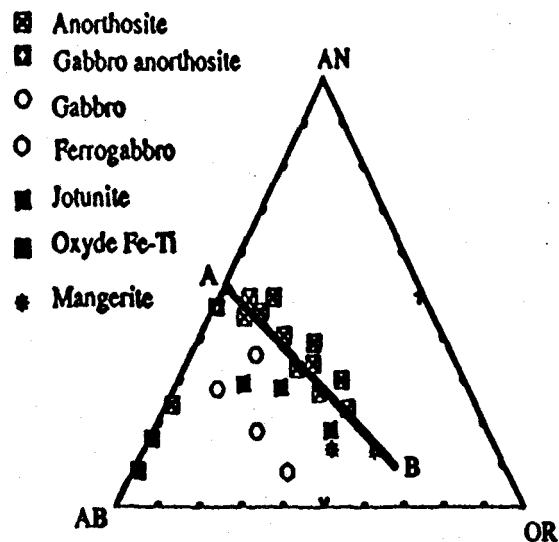


Figure 13: Diagramme An-Ab-Or inspiré de Emslie (1974); les dispositions générales des roches sont conformes à la nature de leurs plagioclases: La droite AB coupe la ligne An-Ab à environ 50% An.

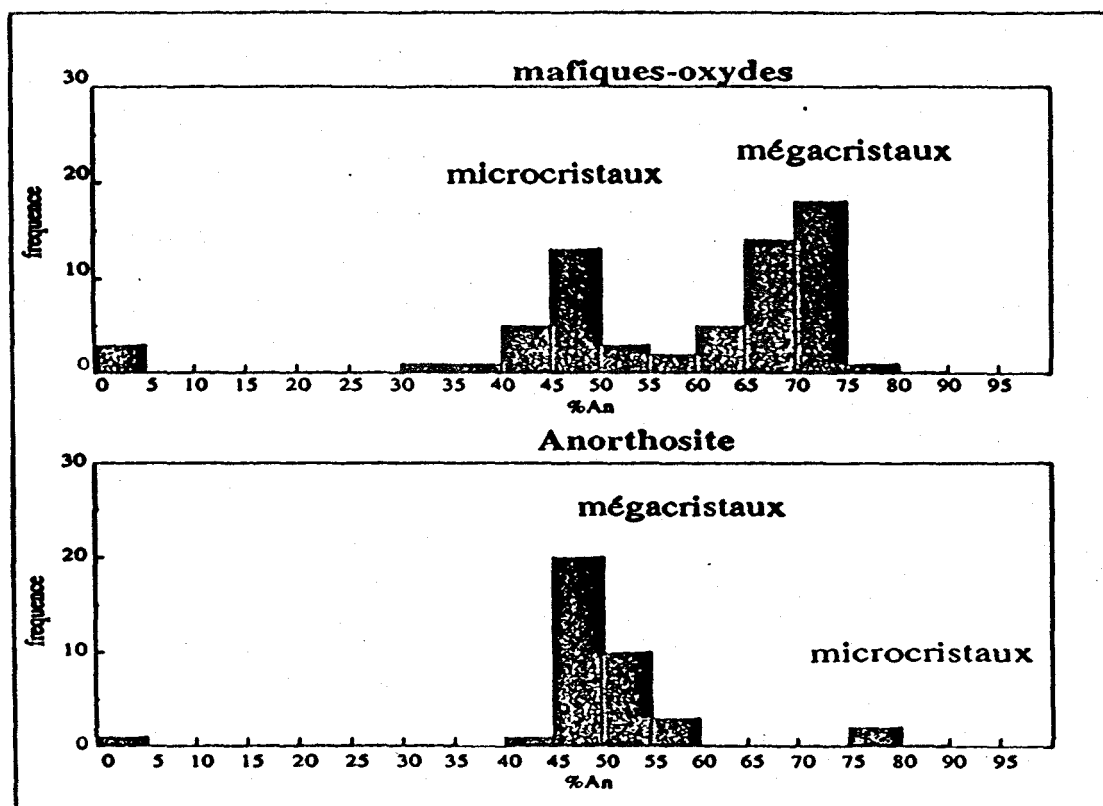


Figure 14: Histogrammes pour les compositions des plagioclases dans les anorthosites et les roches mafiques. Les pourcentages d'anorthite varient selon les roches et la génération de plagioclase.

3.4.2 Les pyroxènes

Sur le terrain les pyroxènes sont remarquables par leur forme en baguette de couleur vert foncé dans les gabbros et jotunites. On les trouve suivant les lieux en zonations concentriques ou alignés plus ou moins parallèles aux dykes qui les contiennent. L'étude de lames minces révèle qu'ils sont pour la plupart des orthopyroxènes normalement associés aux oxydes où ils semblent être antérieurs à ces derniers.

Dans certaines anorthosites et gabbros il n'y a pas d'autre pyroxène que l'orthopyroxène. Le clinopyroxène n'apparaît clairement que dans la jotunite et le ferrogabbro où il peut atteindre la même quantité que l'orthopyroxène.

L'importance des pyroxènes dans une suite magmatique telle celle du complexe de Morin nécessite l'examen de leur composition chimique dans les différentes phases. Les clinopyroxènes d'une roche ont des proportions sensiblement égales en Al_2O_3 que l'orthopyroxène de la même roche. Les compositions des éléments dans les pyroxènes des roches de même nature suggèrent des solutions solides des orthopyroxènes-clinopyroxènes au cours de l'évolution magmatique. La figure 15 illustre cette réalité. Les premiers pyroxènes seraient de composition nettement intermédiaire entre l'enstatite et la ferrosilite dans le quadrilatère En- Fs- Di- Hd (fig. 15). Ils se situent entre 27 et 50 % Fs; ce sont des hypersthènes.

3.4.3 L'apatite

L'apatite constitue une des dernières phases minéralogiques. On la rencontre dans les phases plus riches en oxydes où elle se présente en inclusions abondantes dans les oxydes et quelquefois dans les pyroxènes. Sa présence ou

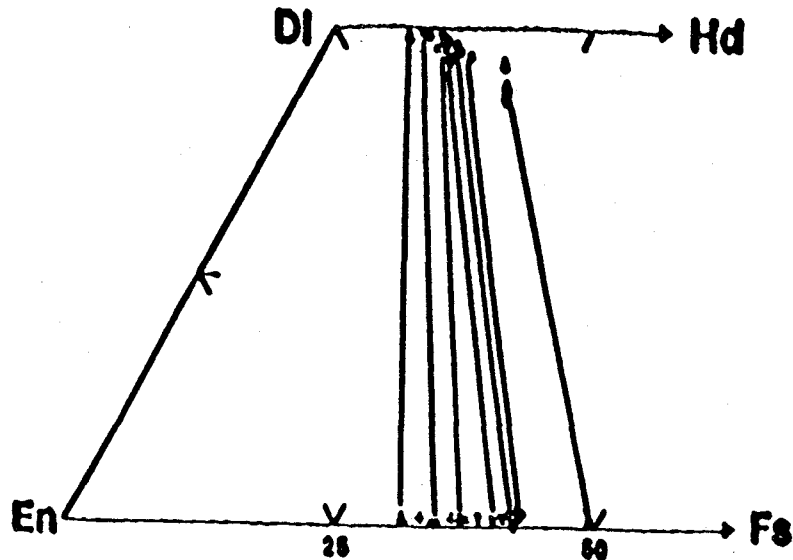


Figure 15: Compositions des pyroxènes coexistants, disposées dans le quadrilatère En-Fs-Di-Hd. Les teneurs faibles en Ca des orthopyroxènes et, par ailleurs, la préservation locale des textures d'exsolution, suggèrent que ces minéraux s'étaient rééquilibrés aux conditions subsolidus. Les orthopyroxènes et clinopyroxènes de même symbole correspondent à l'analyse pour une même roche (annexe 2).

absence dans ces dernières phases est capitale dans la genèse des dépôts de Fe-Ti. Elle partage localement le même environnement que le grenat et la biotite. La biotite est accessoire; elle résulterait des réactions à haute température au contact des sulfures avec les plagioclases.

3.5 Minéralogie des dépôts

Les observations minéralogiques permettent d'identifier plusieurs minéraux associés aux minerais. Les principaux minéraux sont, bien sûr, la magnétite et l'ilménite. Dans les lames minces, le minerai magnétifère se révèle particulièrement riche en apatite, précisément de la fluorapatite, en pyroxènes et en ilménite. En revanche, les minerais d'ilménite contiennent peu de pyroxènes, apatite et magnétite mais par contre relativement plus de sulfures.

Les minerais du type magnétifère se montrent minéralogiquement et texturalement comme un produit ultime de la séquence de cristallisation de la suite de Morin. Les relations ophitiques à subophitiques entre les minéraux sont préservées et tendent à diminuer à mesure de la disparition des silicates. Les concentrations des oxydes de Fe-Ti montrent des formes xénomorphes et des configurations intergranulaires interstitielles qui impliquent qu'ils sont la dernière phase à cristalliser. Les cristaux de fluorapatite tendent à se concentrer dans les oxydes; toutefois un petit volume d'apatite se trouve inclus dans les pyroxènes, rarement dans les plagioclases. Dans les roches évoluées, oxydes et apatites ovoïdes constituent des remplissages des espaces entre les xénolites de plagioclase et de pyroxènes. Dans les roches les plus siliceuses de la série, les relations ophitiques indiquent que les plagioclases précèdent les pyroxènes comme phase liquidus. Dans d'autres, la nature subophitique des cristaux de plagioclases et pyroxènes suggère une syncristallisation. Même si

les textures primaires des roches sont préservées, au niveau des intrusions des dépôts, notamment de Degrosbois, les lectures des signes de déformations sont possibles sur les xénolites de plagioclase. Ces intrusions tardives du minerai ont provoqué une déformation et une recristallisation partielle donnant une matrice formée de microcristaux de plagioclase, pyroxènes, apatite et magnétite. D'autre part, cette matrice peut être interprétée comme résultant de la granulation des phénocristaux préexistants. Les contacts plagioclase-oxyde et plagioclase-sulfure engendrent des réactions. En général l'altération du plagioclase en biotite a lieu préférentiellement au contact avec les sulfures, principalement avec de la pyrrhotite, alors que cette altération mène au grenat au contact avec la magnétite. Selon McLelland et Whitney (1977) la présence de ces grenats complique la détermination des compositions des plagioclases primaires, ceci étant dû à la participation des composants d'anorthite comme phase réactante dans la formation du grenat. À basse température, le contact plagioclase-oxyde développe du phyllosilicate, alors que l'intérieur des plagioclases subit la scapolitisation et la séricitisation. Toutefois, il existe de rares cristaux bien formés de scapolite au contact plagioclase-oxyde. Le contact pyroxène-plagioclase n'illustre aucun phénomène d'altération, d'exsolution, ou d'autre diffusion; toutefois, l'intérieur des pyroxènes est émaillé d'altération en chlorite et amphibole associés. Dans les roches, les craquellures (fractures) des minéraux précoces sont liées à l'intensité du tectonisme intrusif du minerai, mais également au changement de volume imposé par leur altération.

Dans les gîtes les plagioclases sont quantitativement minimes et demeurent souvent absents; toutefois les orthopyroxènes et clinopyroxènes, sont quantitativement importants. Les pyroxènes à faible teneur en Ca dominant dans des roches précoces, alors que les clinopyroxènes deviennent graduellement abondants dans les roches riches en minerai (roches évoluées). Dans les dépôts d'ilménite, typiquement celui d'Ivry, l'absence de l'apatite est significative, car elle permet de les dissocier minéralogiquement des dépôts du

type magnétifère, comme celui de Degrosbois, qui sont plus riches en apatite. Cette apatite est intimement associée au minerai noir et comme les pyroxènes, y est immergée. Les grains d'apatite sont fins et le plus souvent arrondis. Par contre les dépôts d'ilménite sont relativement riches en biotite. Ainsi l'abondance relative en clinopyroxène associée à l'ilménite pourrait être expliquée par la disponibilité du calcium, qui aurait pu rentrer dans la formation de l'apatite si le phosphore était, lui aussi, disponible dans le liquide. Il en résulte ainsi clairement une différence chimique nette entre les liquides qui ont généré les deux types de minerai.

Dans les roches évoluées les plagioclases glomérophyriques sont littéralement immergés dans une mésostase dans laquelle le minerai noir (oxydes) et parfois la fluorapatite sont abondants. Le reste de la mésostase est mafique, principalement constitué de pyroxènes. Cette association mésostase (oxyde-mafique-gloméroclastes de plagioclase), est responsable de l'aspect oeilé des roches. Les oxydes imprègnent, à la façon d'un liquide injecté entre les interstices. Ainsi le liquide résiduel (riche en oxydes) aurait été expulsé de la chambre magmatique vers les roches anorthositiques consolidées sous l'effet de "filter pressing".

En dehors de la mésostase mafique et d'oxydes, d'autres minéraux sont observables. L'apatite est abondamment associée aux minerais magnétifères, alors que le spinelle (pléonaste) est accessoirement présent dans les minerais d'hémo-ilménite. L'examen pétrographique minutieux a permis de déceler des traces de zircon et de quartz dans les roches évolutivement proches des minerais. Les séquences minéralogiques peuvent être suivies par la simulation pétrogénétique avec le programme "GPP" (program package for creating and using geochemical data files, Geist et al. 1985); toutefois les études des lames minces illustrent l'ordre paragénétique suivant: plagioclase, orthopyroxène, clinopyroxène, apatite, oxydes et sulfures.

4. GÉOCHIMIE ET ÉVOLUTION GÉOCHIMIQUE

Les échantillons analysés par les méthodes ICP-MS, XRF ont été prélevés -en été 1993 - dans les diverses unités lithologiques du complexe. Nous avons également disposé et utilisé l'ensemble des données d'analyses chimiques issues des travaux de Dr. T. Birkett en 1992. Nos objectifs étant les indices de Fe-Ti, la plupart des échantillons a été prélevée dans l'environnement des gîtes de Degrosbois et d'Ivry, ainsi que dans quelques localités distantes de ces gîtes (Ste-Marguerite, Val-Morin). Les cartes des sites d'échantillonnage sont illustrées à l'annexe 1. Les résultats des analyses chimiques sont montrés aux Tableaux de l'annexe 2.

4.1 Éléments majeurs

Les roches de la suite anorthositique de Morin sont riches en Al_2O_3 (15 à 25%), en CaO (9 à 12%) et Na_2O (3,5 à 5%). Les proportions de ces éléments déterminent assez bien les quantités relatives de plagioclase et de pyroxène dans ces roches. Le rapport $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ se situe aux alentours de 2,5 pour les anorthosites comme le démontre la figure 16A; seules quelques rares roches gabbroïques dépassent ces valeurs, à cause de la présence du clinopyroxène. Par contre, les jotunités et les oxydes ont pour la plupart un rapport supérieur à 2,5. Cette fluctuation est liée au degré d'évolution des roches; ainsi les unités sont de plus en plus calciques dans le sens de leur évolution. Globalement l'évolution du complexe a eu comme résultat une diminution de Si, Al, Na et Ca et une augmentation de Fe, Ti, Mg et P. Ainsi, contrairement à la tendance normale de fractionnement, la suite anorthositique évoluait avec une diminution des proportions de SiO_2 dans le liquide. K_2O est en quantité faible dans ces roches ($\text{K}_2\text{O} \leq 1\%$). Le diagramme K_2O versus SiO_2 (fig. 16B) montre des roches évoluées. Les jotunités, les ferrogabbros, et les oxydes de Fe-Ti, plus

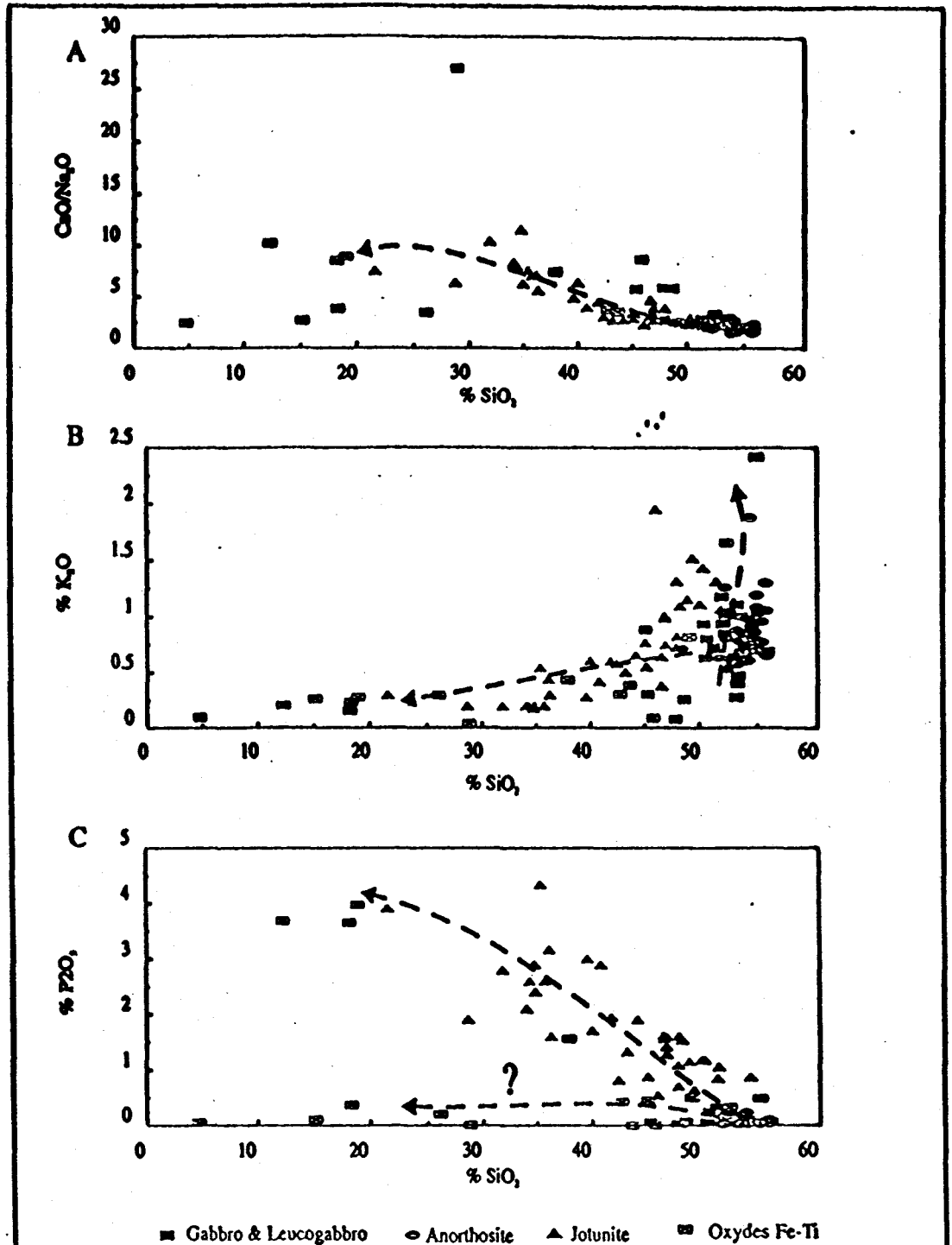


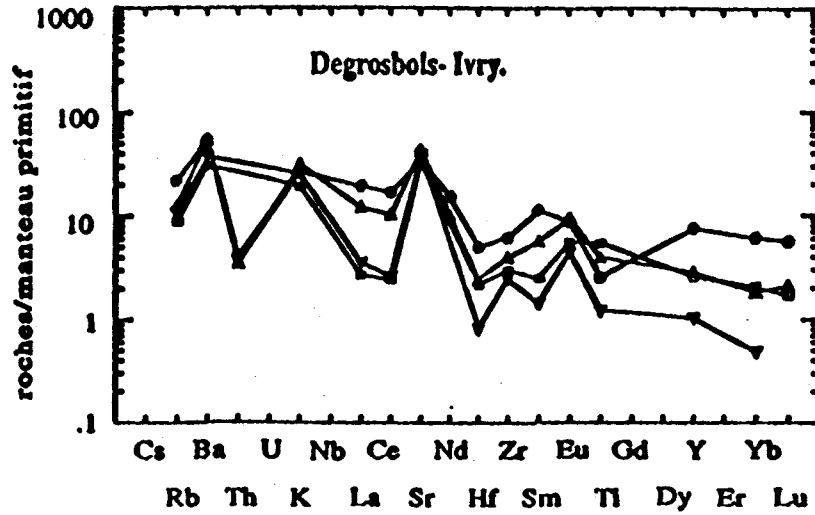
Figure 16: Diagrammes des éléments majeurs déterminants pour les suites anorthositiques. A) Le rapport Ca/Na traduit la calcicité des unités évoluées. B) Le potassium démarque deux tendances, les roches riches en silice demeurent alcalines, pendant que celles pauvres en silice le sont aussi en potassium. Le diagramme C marque deux tendances des roches en phosphore.

riches en SiO_2 ont également des proportions élevées en K_2O et ceux appauvris en SiO_2 ont de faibles proportions en K_2O comparés avec les anorthosites. Ce comportement de SiO_2 et K_2O suggère deux tendances de l'évolution (de différenciation?) dans la région: une tendance menant vers les roches acides alcalines et une autre vers les roches évoluées et les minerais d'Ivry et de Degrosbois. Pour ces deux tendances les jotunites seraient les roches intermédiaires. P_2O_5 est le constituant caractéristique des jotunites et des magnétites alors qu'il est insignifiant dans les autres roches. Ce composant, uniquement contrôlé par l'apatite, est particulièrement important dans la séparation des deux tendances d'évolution des roches. Ainsi, dans le diagramme P_2O_5 de la figure 16C on découvre une subdivision dans l'évolution vers les oxydes. L'évolution vers la magnétite est graduelle avec des termes intermédiaires composés de gabbro et de jotunite, alors que le passage des anorthosites aux ilménites pose le problème de termes intermédiaires.

4.2 Éléments traces

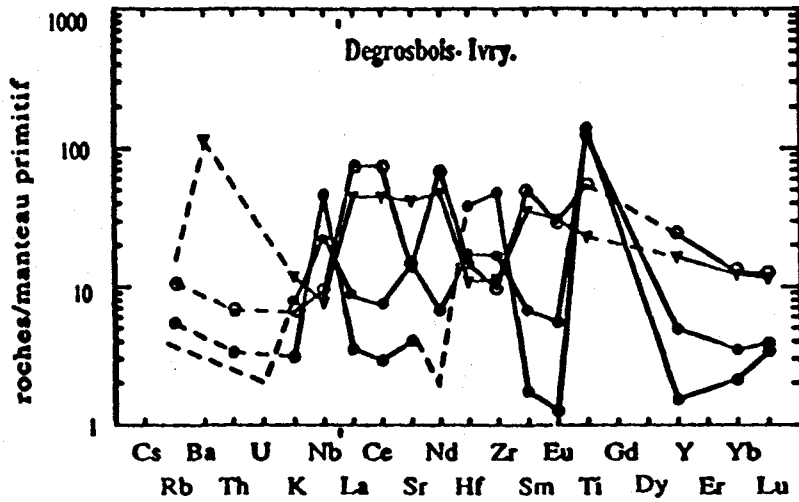
Les roches anorthositiques sont appauvries en éléments traces sauf ceux qui peuvent se substituer au Ca^{2+} des plagioclases (Eu, Sr, Ba). Les spectres de comparaison des éléments traces avec ceux du manteau primitif sont illustrés sur divers diagrammes (figs. 17A, B, C). Les normalisations dégagent des différences et des similitudes d'une part entre les roches et le manteau primitif et, d'autre part, entre les différentes unités. La figure 17C, établie pour les échantillons prélevés à Ste-Marguerite, distingue les anorthosites des jotunites. L'ordre d'enrichissement en éléments traces mobiles (K, Ba, Sr, Rb) des anorthosites par rapport au manteau primitif est d'environ 8 à 20 fois. Cependant les autres éléments, surtout les plus immobiles comme l'yttrium, ont des teneurs sensiblement identiques ou inférieures à celles du manteau. Les anomalies importantes en Sr, Eu, et Ba témoignent de leur affinité avec le plagioclase. Les jotunites sont nettement plus riches en tous les éléments

A

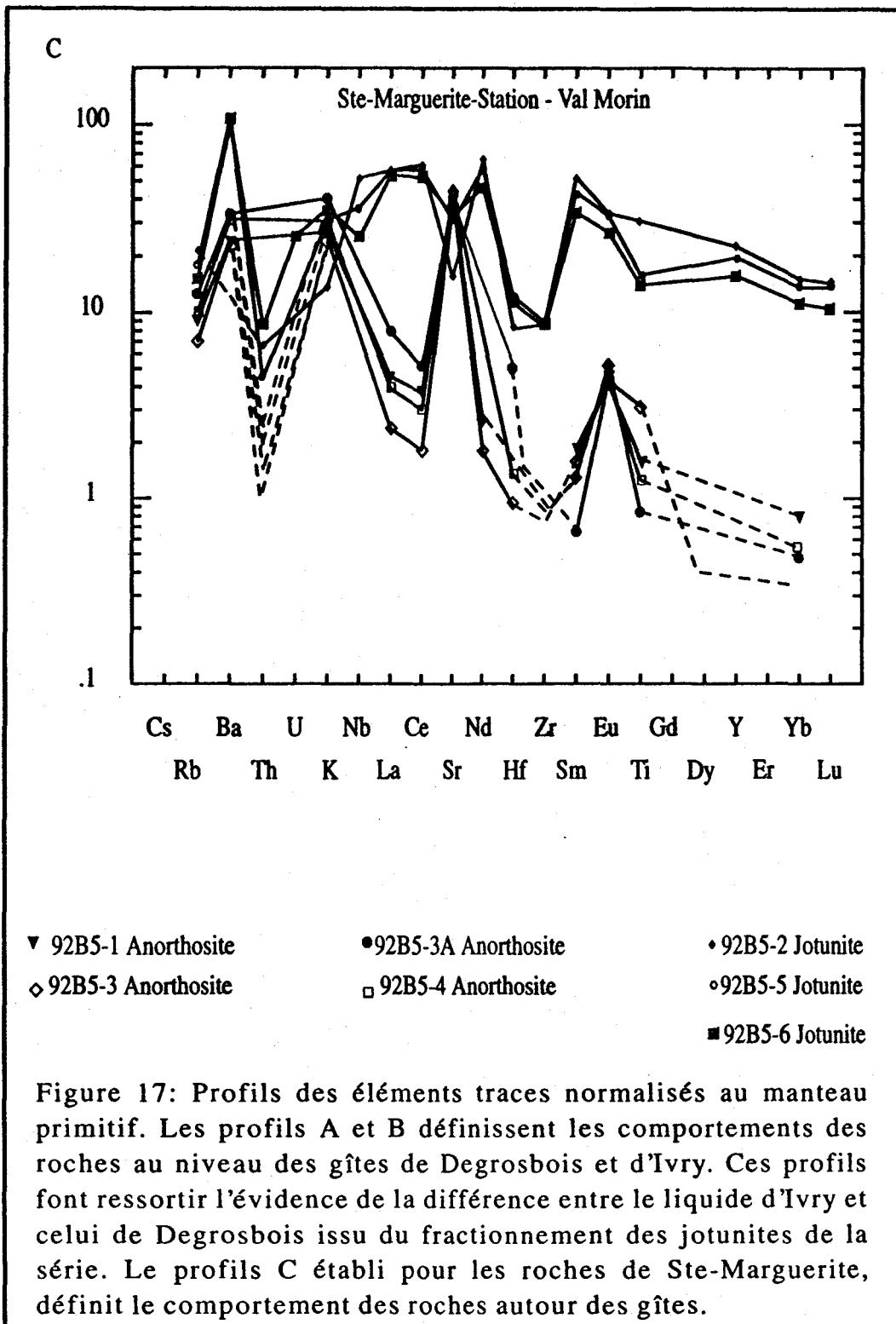


● 93Ivry: Anorthosite. ◻ 93B16-11C: Anorthosite.
 ▼ 92B8-4: Anorthosite. ▲ 92B8-2: Anorthosite.

B



● 93B15-4 Ilménite. } Ivry.
 ● 93B15-8 Ilménite. }
 ◻ 93B16-9 Jotunite. } Degrosbois.
 ○ 92B8-5 Oxyde-rich P. }



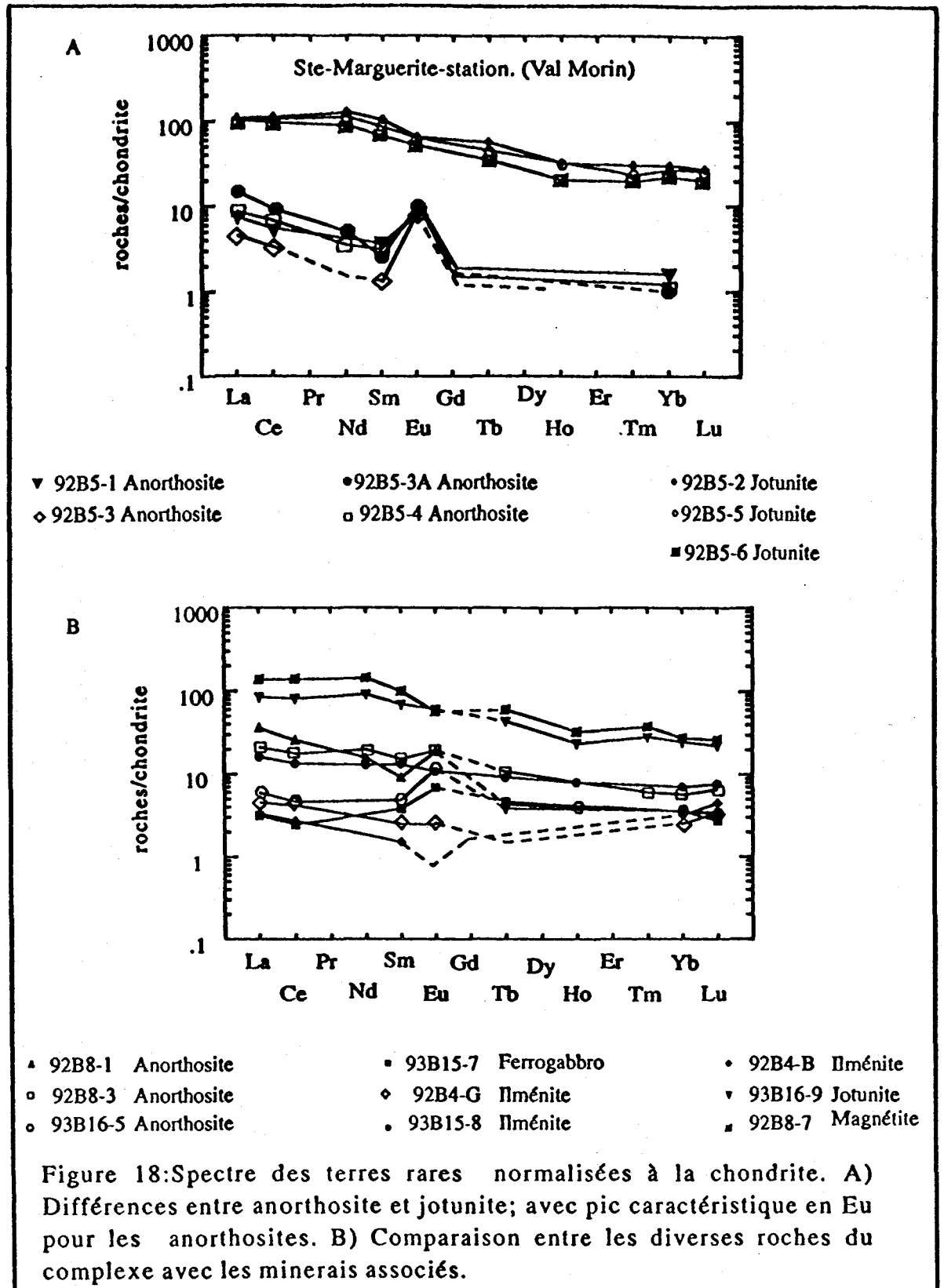
traces que le manteau (30 à 100 fois) et les anorthosites sont pauvres en tous ces éléments traces. À part leurs anomalies positives en La et Ce et négative en Sr, le profil des jotunites est parallèle à celui des anorthosites. Cela confirme que les jotunites sont des unités évoluées à partir des anorthosites ou que les anorthosites sont des accumulations de plagioclases des jotunite. Les figures 17A et B permettent de déceler les comportements des roches autour des gîtes. La normalisation des anorthosites des gîtes (fig. 17A) montre les mêmes comportements que les anorthosites partout dans le complexe. Cependant, au niveau des éléments fortement incompatibles tels que La, Y, Yb et Lu, on arrive à discriminer partiellement les deux faciès d'anorthosite. En effet, les anorthosites mauves, surtout au niveau du gîte d'Ivry, ont ces éléments en plus grande abondance que le manteau; alors que dans les anorthosites de faciès gris ces teneurs sont sensiblement égales à celles du manteau primitif. Nous distinguons ainsi chimiquement les accumulations d'anorthosites pures des anorthosites ordinaires (normales). D'autre part, les minerais d'ilménite et de magnétite sont différemment enrichis par rapport au manteau primitif (fig. 17B). Les éléments traces sont plus concentrés dans les magnétites qui définissent un profil similaire à celui des jotunites à l'exception des éléments lithophiles. D'ailleurs les teneurs de ces éléments dans les jotunites sont liées aux seuls pyroxènes (avec ou sans biotite). Les ilménites sont plus pauvres en éléments traces sauf en ce qui concerne Ti et Nb. Ainsi, les différences de comportement de ces deux types de gîtes, pourtant associés au même complexe, impliquent deux hypothèses possibles; ils sont soit générés par deux processus distincts à partir d'un même liquide magmatique, ou sont issus de deux liquides distincts.

4.3 Les Terres Rares

Les spectres de terres rares (REEs) normalisés sur la chondrite montrent globalement des profils plats pour toutes les roches. Les rapports

REEs légères/ REEs lourdes ne sont guère élevés. Les rapports La/Lu pour les anorthosites et les gabbros sont bas ($La/Lu \approx 5$ à 35). La faiblesse en REEs ainsi que les faibles valeurs REEs légères / REEs lourdes des anorthosites qui sont certainement les plus primitives pourrait définir un taux de fusion de leur source assez élevé, ou une source pauvre (ou déjà appauvrie) en ces éléments.

Le spectre établi pour les échantillons de la station Ste-Marguerite (figure 18B) met en relief le très faible enrichissement des roches anorthositiques en REEs par rapport à la chondrite. L'anomalie fortement positive en Eu typique des anorthosites, est liée à l'accumulation de plagioclases aux stades précoces de la différenciation du complexe. Les jotunites sont relativement concentrées en REEs (jusqu'à 100 fois la chondrite). L'allure générale de leurs profils est parallèle à celle des anorthosites; et les rapports REEs légères / REEs lourdes demeurent faibles. La figure 18A définit les spectres des REEs au niveau des gîtes de Degrosbois et d'Ivry. Cette figure a l'importance de dégager la grande disparité du profil des magnétites (minerai de Degrosbois) de celui des ilménites (minerai d'Ivry). En effet, la magnétite de Degrosbois constitue l'unité la plus riche en REEs (plus de 100 fois la chondrite), puisqu'elle est associée à une abondance d'apatite. Par contre l'ilménite d'Ivry est très pauvre en ces éléments (souvent moins que les teneurs de la chondrite). Les roches de stades tardifs, notamment celles qui sont riches en oxydes de Fe montrent des abondances en REEs avec des anomalies négatives en Eu; cela démontre que ces roches sont complémentaires des anorthosites et des leucogabbros, et que leurs dykes représentent des liquides fractionnés. Il existe une continuité évidente anorthosite ---> jotunite ---> magnétite, marquée par l'enrichissement progressif en REEs. Ce comportement est typique de l'évolution de la série par le processus de cristallisation. Par ailleurs l'ilménite est à exclure de cette séquence. Par contre, l'existence de quelques ilménites plus riches en REEs que les anorthosites fait tomber cette hypothèse. L'ilménite résulterait alors d'un liquide fondamentalement distinct



de celui ayant généré la magnétite. Il est important de noter que les cumulats d'anorthosite identifiables sur le terrain par leur faciès grisâtre sont plus pauvres en REEs que les anorthosites ordinaires de couleur mauve.

4.4 Les éléments caractéristiques

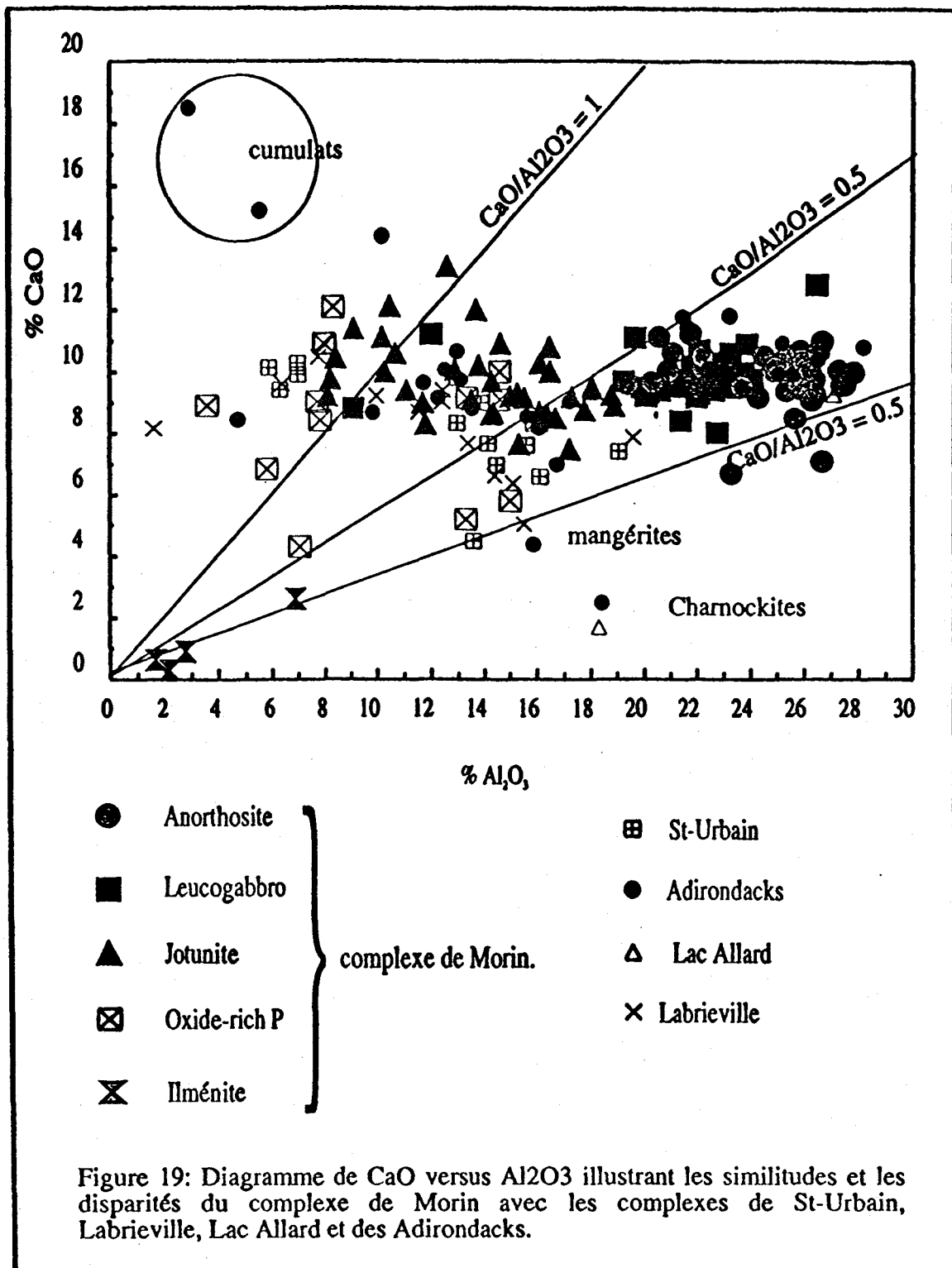
Les complexes anorthositiques, en Amérique du Nord, se localisent dans un même contexte géologique et présentent les mêmes séquences lithologiques. Il serait alors intéressant de faire ressortir:

- 1) Les diverses particularités entre le complexe de Morin (CM) et quelques autres complexes;
- 2) Les nuances dans les séquences lithologiques.

Pour cela, nous avons disposé en plus des échantillons du CM, de ceux de St-Urbain (Owens et Dymek, 1992; Rose, 1969), de Labrieville (Owens et Dymek, 1989), du Lac Allard (Emslie et Hegner, 1993); et des Adirondacks (Buddington, 1972).

4.4.1 Particularités géochimiques

-*CaO versus Al_2O_3* (fig. 19): CaO et Al_2O_3 sont des composants déterminants pour les roches anorthositiques. Les proportions en CaO sont constantes alors que Al_2O_3 diminue avec les roches différenciées, sans doute à cause de la dilution par les minéraux mafiques. Toutefois, les anorthosites de Morin et des Adirondacks (dont les cumulats sont plus calciques) sont plus alumineuses que celles de Labrieville et Saint-Urbain. Celles du Lac Allard semblent être similaires aux roches de Morin. Les rapports CaO / Al_2O_3 pour les anorthosites, les gabbros et les ilménites de Morin se situent entre 0,5 et

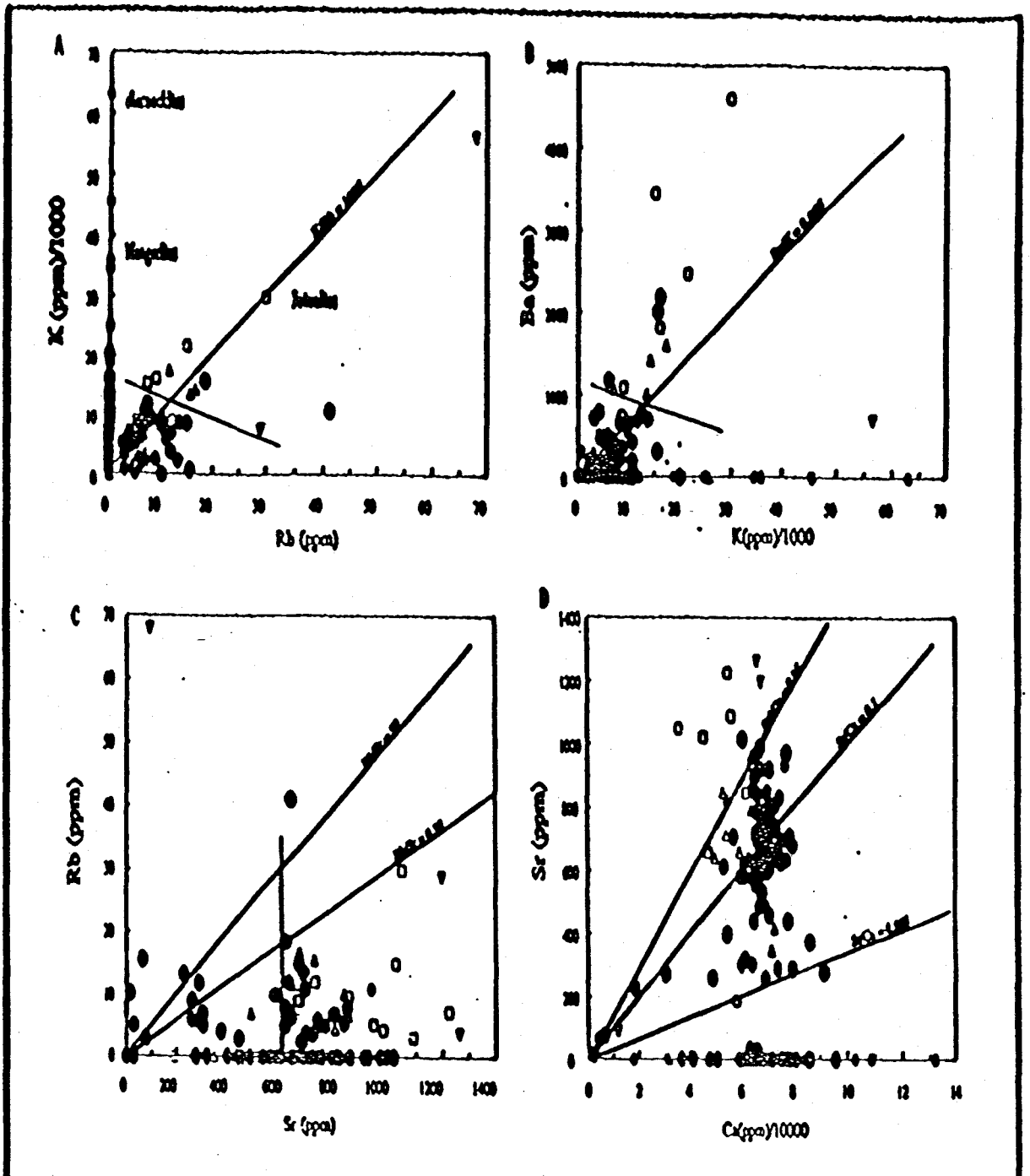


0,33; les jotunites en général entre 1 et 0,5, ce qui démontre que la constance du rapport $\text{CaO} / \text{Al}_2\text{O}_3$ est associée à l'apport d'autres minéraux calciques.

-Potassium et rubidium (fig. 20A): Le K et le Rb sont positivement corrélés dans les roches anorthositiques, avec le rapport $\text{K} / \text{Rb} \approx 1000$. Ces éléments sont surtout concentrés dans les jotunites. Les roches évoluées du Lac Allard et de Labrieville sont généralement les plus riches en K et Rb. Ces éléments sont liés au feldspath potassique et à la biotite. Nous savons que ces minéraux apparaissent et augmentent aux stades tardifs de l'évolution des roches anorthositiques et que le Rb est moins incompatible dans les feldspaths potassiques que dans les plagioclases; alors les anorthosites des complexes de Labrieville et surtout celles du Lac Allard sont probablement des anorthosites formées de plagioclases et de feldspath-K en solution solide dans le plagioclase. Les roches anorthositiques de ces lieux, dans leurs unités évoluées, devraient former plus de biotite que le CM.

-Baryum et potassium (fig. 20B): Les roches du CM ont des valeurs nettement inférieures à celles de St-Urbain et de Labrieville. Leurs rapports Ba / K ne dépassent que rarement 0,066. Le Ba étant plus compatible dans les feldspath-K que dans les plagioclases, le diagramme Ba versus K confirme que les anorthosites de Labrieville et de St-Urbain contiennent du feldspath-K dans leurs phases précoces ou en solution solide dans le plagioclase.

-Rubidium et strontium (fig. 20C): Le Rb et le Sr n'évoluent pas de façon corrélative dans les roches anorthositiques. Ces roches contiennent nettement plus de Sr que de Rb, à cause de l'abondance des feldspaths (plagioclases et feldspath-K). Les rapports Rb / Sr ne dépassent guère 0,33 pour les roches de St-Urbain, Labrieville et des Adirondacks.



• Morin • Adirondack ○ Labrieville ▼ Lac Allard ▲ St-Urbain

Figure 20: Diagrammes (A,B,C,D) marquant les particularités compositionnelles du CM par rapport aux autres complexes: Adirondacks, Labrieville, Lac Allard et St-Urbain. Les éléments chimiques choisis, caractéristiques de ces complexes, sont parmi les plus communs.

-*Strontium et calcium* (fig. 20D): Les rapports Sr / Ca pour la plupart des roches anorthositiques se situent entre 0,003 jusqu'à 0,15, la moyenne étant autour de 0,1. Ces éléments liés aux plagioclases (\pm clinopyroxène \pm feldspath-K) sont inversement corrélés avec l'évolution des roches. Globalement la figure 20D est à la faveur des observations dégagées des figures précédentes.

-*Conclusion*: Il ressort de ces remarques que le CM serait issu d'une source ayant une composition différente de celles des autres complexes. Les sources pourraient être les mêmes, mais des contaminations locales pourraient donner ces différences. Le CM résulterait d'un magma assez alumineux et calcique, alors que les autres seraient issus d'un magma relativement plus potassique. Le magma d'une telle composition ne pourrait que générer des accumulations de plagioclase dans les stades précoces.

4.4.2 Nuances entre les séquences lithologiques

CaO / Al₂O₃ versus MgO

-*Anorthosites* (fig. 21A): Ce diagramme a la particularité de scinder géochimiquement les cumulats d'anorthosite des anorthosites ordinaires. En effet les anorthosites ordinaires ont des rapports CaO / Al₂O₃ plus élevés que ceux des cumulats. Cet enrichissement résulte de l'abaissement des proportions d'Al₂O₃ provoqué par la dilution liée à l'orthopyroxène.

-*Gabbros et leucogabbros* (fig. 21B): Les roches gabbroïques du CM définissent un large rayon d'évolution. Les leuconorites et une grande partie des norites ne contiennent qu'un seul pyroxène (l'orthopyroxène). La présence de clinopyroxène est marquée par la hausse du rapport CaO / Al₂O₃.

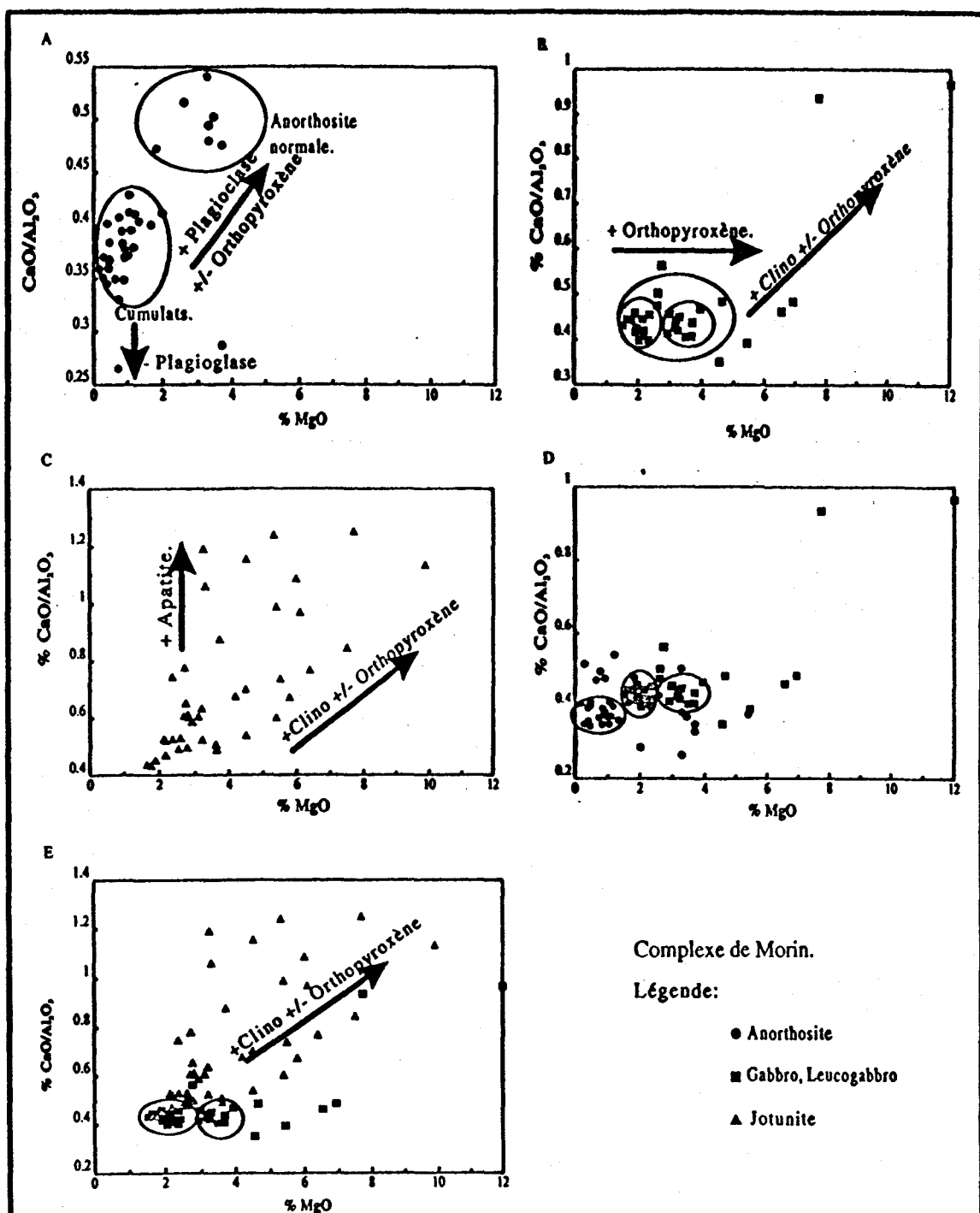


Figure 21: Diagrammes $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus MgO. Ces éléments très caractéristiques pour les séries anorthositiques permettent de scinder les différents faciès au sein d'une même unité. Les variations du rapport $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ dépendent de la quantité relative du plagioclase et du clinopyroxène, alors que MgO dépend de l'orthopyroxène et du clinopyroxène.

Jotunites(fig. 21C): Les jotunites sont assez variées pour ces éléments dépendant de leurs contenus en plagioclase et en clinopyroxène. Le passage de celles qui sont plus riches en plagioclase à celles qui en sont pauvres est graduel. De même, l'apport de clinopyroxène est assez graduel. Très généralement dans ces roches les proportions de minéraux mafiques plus oxydes dépassent la quantité de plagioclase.

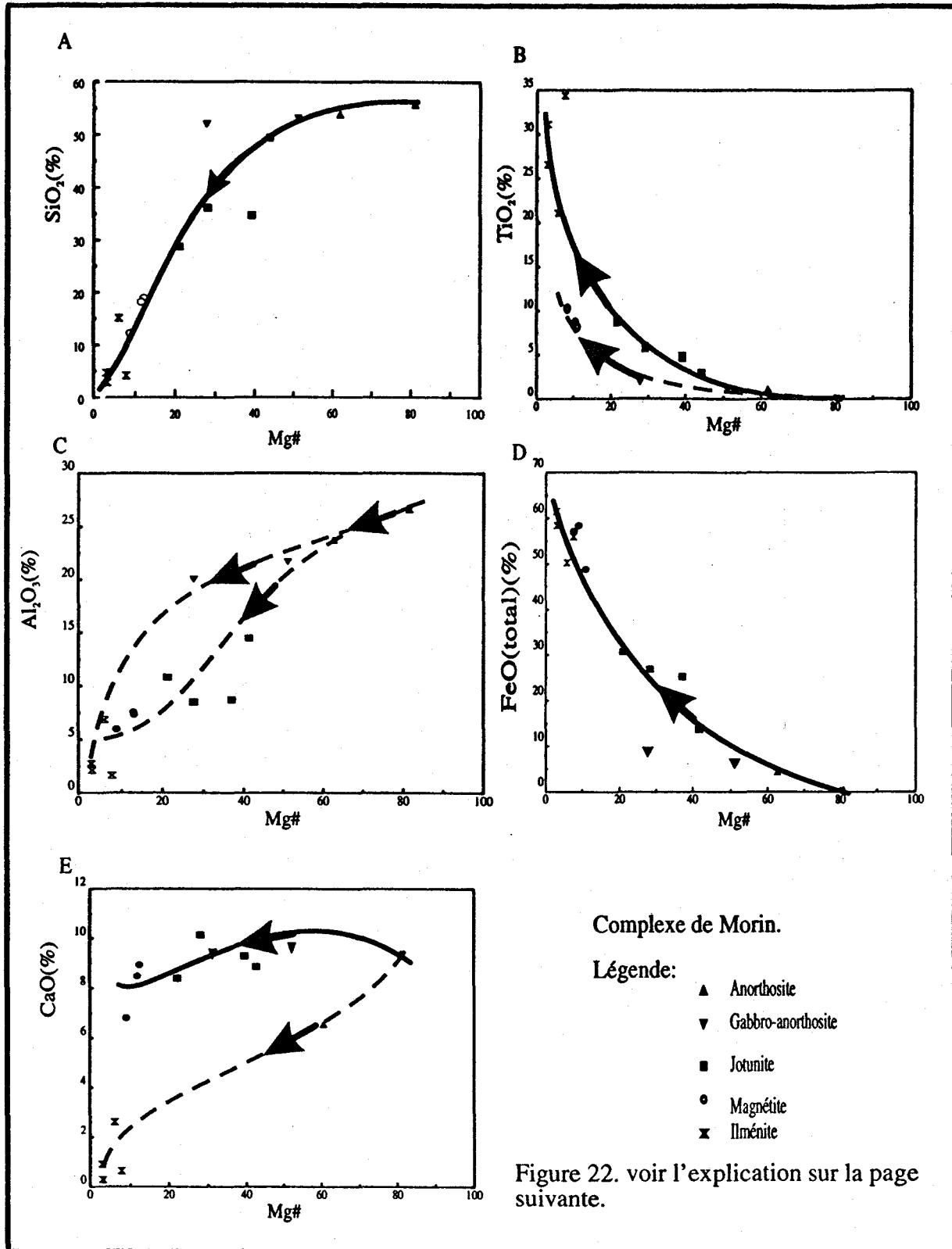
Les figures 21D et 21E combinent respectivement les anorthosites et les gabbros ainsi que les jotunites. Ces figures illustrent le caractère continu de l'évolution des différentes unités préalablement définies.

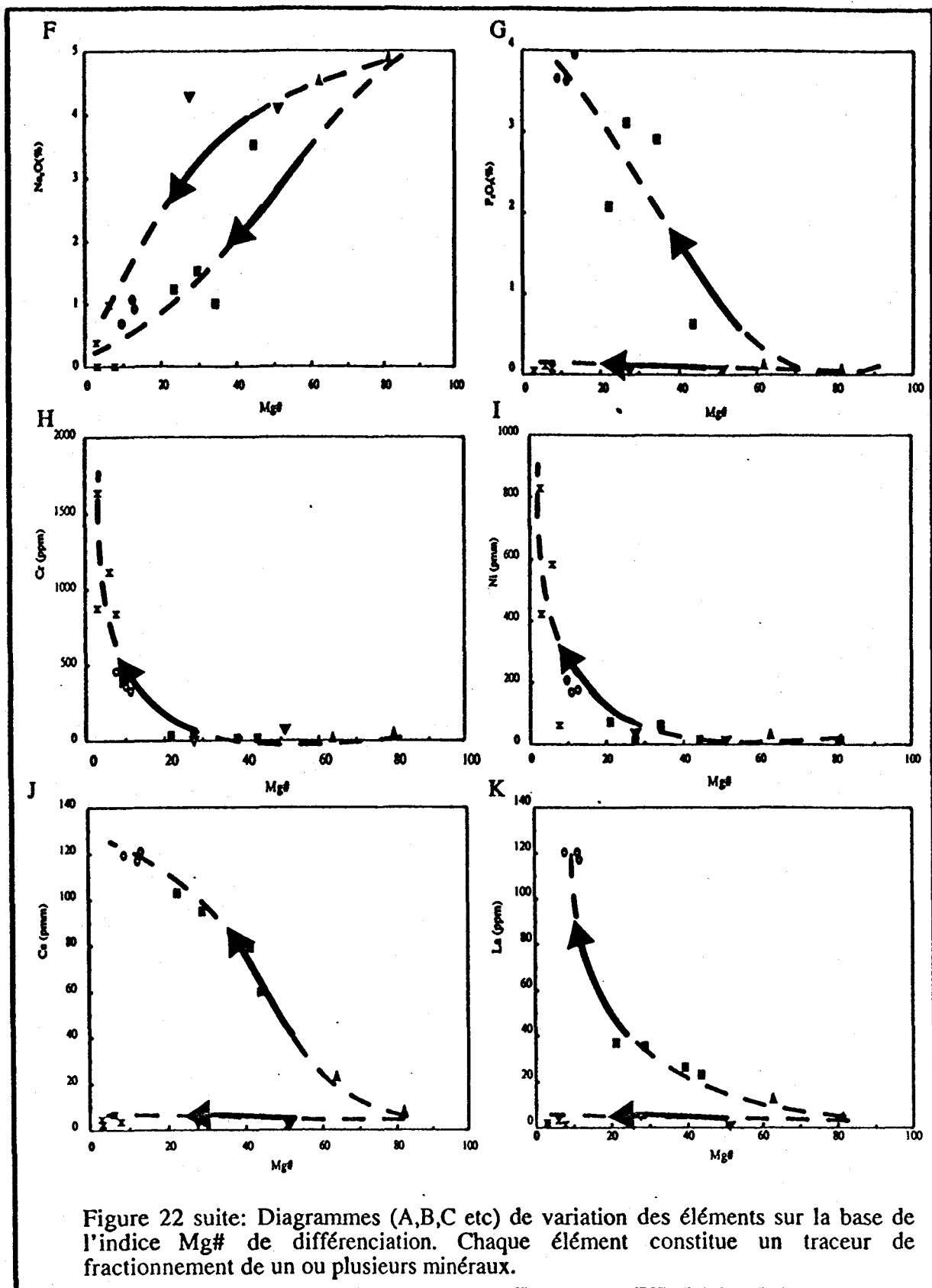
4.5 Géochimie de la séquence d'évolution

Nous avons choisi comme indice d'évolution de la série, l'indice "Mg number" ($Mg\# = MgO / (MgO + FeO_{total})$) de fractionnement qui diminue globalement de l'anorthosite à l'ilménite. À cause de la compatibilité de Mg, ces valeurs sont plus élevées dans les roches plus proches de la source et plus faibles dans les unités plus évoluées (sauf dans quelques anorthosites à magnétite). Les éléments majeurs et mineurs typiquement reconnus comme traceurs de fractionnement des minéraux observés dans les lames minces, sont utilisés pour mettre en évidence -à partir des diagrammes de la figure 22 -cette évolution du CM. Le comportement de chacun de ces éléments est affecté par l'effet de fractionnement d'un ou de plusieurs minéraux.

Le passage des cumulats d'anorthosites aux anorthosites ordinaires n'est pas direct. Il existe en effet des gabbros plus primitifs que les anorthosites ordinaires. Si l'on se réfère aux diagrammes A, B, D et E de la figure 21, on serait en mesure de définir les deux générations d'anorthosites et de gabbros. Le magma hyperfeldspathique primitif aurait nécessairement fractionné des leuconorites pour avoir la composition d'une anorthosite

ordinaire. C'est pourquoi, sans doute, qu'il n'est pas rare de rencontrer des blocs d'anorthosite dans les roches gabbroïques. En conjuguant les observations de terrain et les diagrammes de la figure 21, on pourrait généraliser que la première génération d'anorthosite (qui serait le magma primitif) constitue l'anorthosite pauvre en orthopyroxène, et la deuxième l'anorthosite ordinaire (contenant relativement plus d'orthopyroxène). La première génération de gabbros serait des leucogabbros (contenant plus d'orthopyroxène) et la deuxième génération, serait des gabbros assez mafiques (contenant les deux types de pyroxène). Le passage du magma primitif anorthositique à l'anorthosite normale est lié au fractionnement d'orthopyroxènes qui s'explique par la chute très caractéristique des teneurs en CaO et Al_2O_3 (figs. 22E et C) confirmé par une légère hausse en FeO , Ce , Ni et La (figs. 22D, J, I et K). La faible augmentation des proportions de Ni et TiO_2 indique que la quantité d'orthopyroxène est moindre. La présence de leucogabbros comme termes intermédiaires entre les deux types d'anorthosite pourrait être expliquée par la densité des plagioclases. En effet, la faible densité du plagioclase lui permet de rester dans le liquide en évolution pendant sa cristallisation; parallèlement, les éléments assez compatibles comme Mg et Si participaient au fractionnement de l'orthopyroxène (en quantité nécessaire à la formation du leucogabbro). Le fractionnement des plagioclases (en quantité nécessaire à la formation de l'anorthosite de deuxième génération) n'a lieu que lorsque leur accumulation aurait atteint un seuil pour lequel leur densité serait supérieure à la densité du liquide magmatique. L'évolution du magma anorthositique aux gabbros est marquée par le maintien de la concentration de CaO à la même teneur pendant que la concentration de Al_2O_3 chute. Cela est attribuable à l'apparition de clinopyroxène. Toutefois, la chute de Al_2O_3 et de Na_2O étant moindre, l'accumulation de plagioclase est, par conséquent, demeurée importante à ce stade. Les gabbros les plus évolués contiennent davantage de clinopyroxène (CaO élevé) et d'oxydes (FeO et TiO_2 légèrement plus élevés). Le fait marquant l'évolution du magma de composition gabbroïque aux jotunités





est l'augmentation importante des teneurs en P_2O_5 (fig. 22G). Cette augmentation en P_2O_5 conjuguée avec le maintien des concentrations de CaO et l'augmentation des teneurs en REEs (fig. 22E et K) correspond au fractionnement de l'apatite. La quantité de ce minéral augmente à partir de cette phase jusqu'aux unités plus évoluées. La constance des proportions de CaO (qui aurait dû augmenter avec l'apparition de l'apatite) est en rapport avec la diminution de la quantité de plagioclase fractionnée, confirmée par la chute de Al_2O_3 et Na_2O (figs. 22C et F). L'évolution des jotunites génère des termes de plus en plus oxydés (fig. 22D), confirmée par la hausse de Ni compatible avec les oxydes. Dans tous les diagrammes de la figure 22 les jotunites constituent des termes obligés pour générer les oxydes de Fe (magnétite). Le passage de la jotunite à la magnétite se traduit par les augmentations des proportions de FeO(total) et de FeO et P_2O_5 au dépend des plagioclases et des pyroxènes.

Notons que dans la plupart des diagrammes, il n'existe aucun passage des magnétites aux ilménites même si leurs Mg# sont consécutifs. Pour les diagrammes E et F (fig. 22), on pourrait définir, à partir du magma initial, une tendance distincte anorthosite ---> ilménite, ou anorthosite ---> gabbro ---> ilménite. Mais l'éloquence de telles tendances ne peut être convaincante puisqu'il n'existe pas de termes intermédiaires assez évolués équivalents aux jotunites, entre ce magma primitif et l'ilménite. Ainsi encore une fois nous voyons que la simple différenciation du magma anorthositique par cristallisation fractionnée ne peut être la source du minerai de Ti dans le CM.

4.6 Géochimie des dépôts

Des échantillons ont été prélevés directement dans les gîtes d'Ivry et de Degrosbois; et leurs localisations précises sont identifiables sur les cartes de ces gîtes (annexe 1). Les analyses sont données à l'annexe 2.

Une des évidences dans l'examen des compositions chimiques du minerai est leur extrême pauvreté en tous les éléments majeurs sauf ceux qui forment des gîtes. En effet, si les oxydes comme Al_2O_3 et CaO sont très abondants (respectivement environ 24 et 10% de la roche) dans les roches anorthositiques, ils deviennent insignifiants dans les minerais (respectivement 3 et 4%). La déficience extrême en ces éléments est directement en rapport avec le fractionnement précoce d'énormes quantités de plagioclase pour générer les anorthosites et les roches anorthositiques. En revanche, les oxydes caractéristiques des divers minerais tels FeO , Fe_2O_3 et TiO_2 sont particulièrement abondants. Ces oxydes sont différemment distribués suivant les types de minerai. Ainsi les diagrammes de la figure 23 définissent les différents champs de chaque type de roche et minerai du complexe. Il est important de souligner que les minerais (magnétite et ilménite) et les roches évoluées y sont étendus à cause des variations des proportions de ces oxydes dans leur constitution, alors que les roches anorthositiques y sont limitées puisqu'elles ne contiennent pas de véritables variations en ces oxydes. P_2O_5 est le composant qui permet de mieux distinguer chimiquement les deux types de minéralisation. Ainsi dans la figure 23A et C, les dépôts magnétifères se distinguent par leur abondance en P_2O_5 , alors que ceux titanifères en sont très pauvres. La teneur en P_2O_5 de Degrosbois est uniquement liée à la fluorapatite. Les figures 23A et B montrent que les deux types de dépôts peuvent être très riches en $\text{FeO}(\text{total})$. Le minerai de magnétite est relativement riche en TiO_2 ; renfermant des magnétites titanifères. L'enrichissement en $\text{FeO}(\text{total})$ des minerais d'ilménite est à son tour lié à la présence d'hématites en exsolution dans l'ilménite. Il faut remarquer sur ces diagrammes l'enrichissement graduel en Fe, Ti et P des roches anorthositiques au minerai magnétifère. En effet, les jotunités y sont toujours associées et sont, avec le minerai magnétifère, les seules roches caractéristiquement riches en apatite. Par contre, le minerai d'ilménite (presque monominéral), ne démontre aucun rapprochement avec les roches de la série anorthosite \rightarrow magnétite; même le $\text{FeO}(\text{total})$ contenu est lié

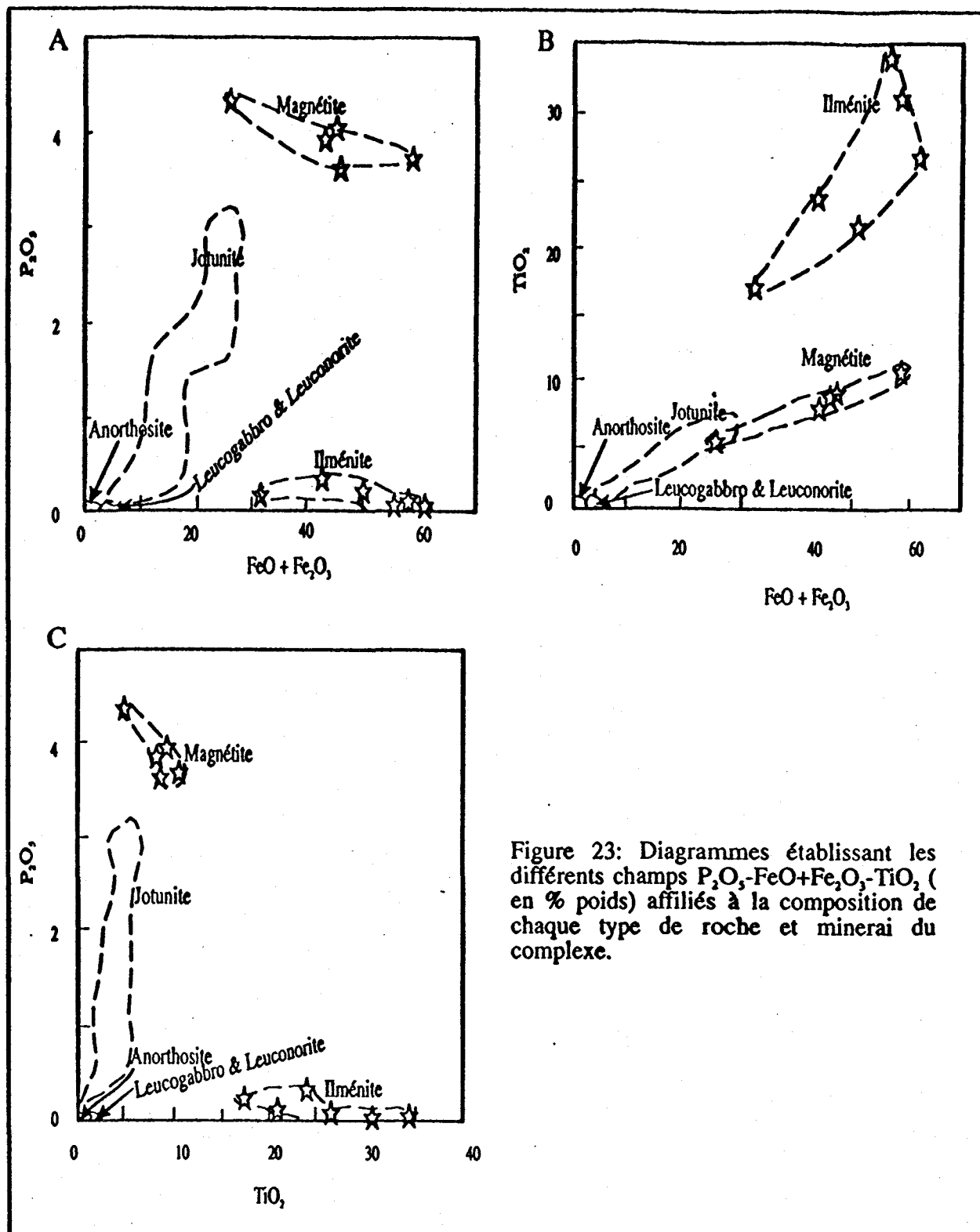


Figure 23: Diagrammes établissant les différents champs P_2O_5 - $FeO+Fe_2O_3$ - TiO_2 (en % poids) affiliés à la composition de chaque type de roche et minéral du complexe.

à l'hématite, non à la magnétite qui en est absente. Les teneurs en Fe et en Ti de l'hémo-ilménite d'Ivry sont semblables à celles de Saint-Urbain et des gîtes massifs de la région du Lac Allard. Cependant l'hémo-ilménite de la région du Lac Allard est plus magnésienne que les autres. D'autre part, Bergeron (1986) trouve que la teneur plus élevée en MgO des hémo-ilménites des gîtes massifs (2 jusqu'à 8% poids MgO) par rapport aux hémo-ilménites des ferrogabbros (1 à 1.5% MgO) serait reflétée par le fait que MgO est équilibré entre pyroxènes et hémo-ilménite dans les ferrogabbros. Une autre différence entre ces deux types de minerai est leur proportion en CaO. La pauvreté en CaO du minerai d'ilménite résulte, sans doute, de l'absence de plagioclase, pyroxènes et surtout d'apatite. Le liquide magnétifère, de composition riche en potassium (phoscoritique), aurait simultanément fractionné magnétites et apatites, précédant la cristallisation des ilménites.

Les éléments traces et les REEs demeurent les meilleurs indicateurs du chimisme, de discrimination et de conditions de mise en place des dépôts. Les REEs sont en quantité insignifiante dans les premières phases de l'évolution géochimique. Elles deviennent quantitativement importantes dans les liquides résiduels, sources de la minéralisation, à cause de leur incompatibilité (dépendamment des types de minerai). Toutefois, certains éléments traces tels U et Th demeurent insignifiants dans les phases tardives, alors que le Zr y devient concentré. Les teneurs élevées en Ni, Co et V dans les roches riches en oxydes diffèrent selon les minerais; elles sont nettement plus élevées dans les minerais titanifères que dans ceux magnétifères. Selon Duchesne (1972), le rapport Ni/Co des hémo-ilménites peut être utilisé comme critère de différenciation ou d'évolution de l'hémo-ilménite. Le rapport Ni/Co est élevé pour les ilménites précoces, alors qu'il est faible dans les ilménites évoluées. Les rapports calculés pour l'hémo-ilménite d'Ivry donnent des valeurs généralement faibles ($Ni/Co = 0,6 \text{ à } 7$) évoquant ainsi leur caractère évolué.

Les disparités entre les minerais résultent, entre autres, de leurs teneurs en REEs. Les minerais magnétifères en sont enrichis, jusqu'à 100 fois les valeurs dans la chondrite (cf fig. 18), alors que les minerais d'ilménite demeurent pauvres, même plus appauvris que les unités primitives de la différenciation. En revanche, les minerais titanifères sont riches en Nb. Aussi, contrairement aux roches anorthositiques précoces ou évoluées, les minerais d'ilménite présentent une anomalie négative en Eu.

5. PÉTROGENÈSE

Le caractère magmatique des roches du CM étant évident, il revient d'analyser les processus de mise en place des différentes unités et les minerais métalliques associés. Le problème fondamental demeure la nature du magma parent responsable de l'accumulation des roches anorthositiques et des minerais de Fe-Ti associés.

5.1 Le magma parent

À partir des données isotopiques du Sr, Nd et Pb, Ashwal et Wooden (1983) ont déterminé que le magma primaire des anorthosites était dérivé du manteau. Les relations de terrain ainsi que les données géochimiques tendent vers un magma parent de composition hyperfeldspathique. Les anorthosites sont elles-mêmes, pour la plupart, des cumulats de plagioclase plus ou moins pur. Si un magma de composition hyperfeldspathique fut précocement disponible pour générer toutes les unités de la série, il ne pourrait correspondre à la composition d'un cumulat de plagioclase pur, mais au contraire il serait un magma contenant certaines quantités de Mg et Fe. Les roches précoces qui correspondent assez bien à une telle composition ont une texture intercumulat comme l'anorthosite gabbroïque ou le leucogabbro de la proximité nord-ouest du gîte de Degrosbois, dans lesquels les espaces entre les

xénolites de plagioclase sont occupés par les microcristaux de pyroxène (principalement d'orthopyroxène). Deux autres arguments à la faveur d'un liquide parent hyperfeldspathique sont :

-1) La présence de rares dykes d'anorthosite (\pm gabbroïque) dans le complexe témoigne de l'existence d'un liquide de composition hyperfeldspathique. De ce fait, les cumulats d'anorthosite ne sont que des accumulations locales de plagioclase à partir du magma anorthositique. Au Labrador, Wiebe (1980) va jusqu'à interpréter ces dykes comme représentant le magma originel. Ces observations concordent avec les études expérimentales de Fram et Longhi (1992) qui ont pu générer des liquides à partir des roches plagioclasiques dans les conditions de pression de 10 kbar et de température d'environ 1200°C.

-2) Il n'est pas évident qu'un liquide d'une autre composition puisse produire une accumulation d'anorthosite volumétriquement aussi importante que celle du CM. En effet, les cumulats d'anorthosite constituent certainement jusqu'à 80% du complexe, alors que les unités mafiques et tardives (minerais de Fe-Ti) se résument à de minimes dykes et disséminations.

Le principal obstacle à admettre l'hypothèse d'un magma parent de composition anorthositique demeure la difficulté de prouver l'existence d'un tel liquide hyperalumineux (jusqu'à 25% Al_2O_3) dérivé du manteau. Morse (1982) proposa qu'un liquide hyperfeldspathique peut être généré par nucléation tardive ("delayed nucleation") de plagioclase dans un magma basaltique fractionnant les minéraux mafiques. Fram et Longhi (1992) prouvèrent qu'à haute pression (30 à 40 km de profondeur) de larges volumes de plagioclase cristallisent et flottent dans le magma pendant la précipitation des pyroxènes.

Certains auteurs croient à la nature gabbroïque ou même jotunitique du magma parent de la série. Leurs arguments s'appuient sur le fait que le magma type anorthositique est assez pauvre en éléments entrant dans la formation des pyroxènes (MgO, FeO(total) et éléments traces).

Par la simulation nous avons été en mesure de générer ces liquides par fractionnement de plagioclases. (Voir section 5.2.1).

En résumé, même s'il est difficile de déterminer la nature exacte du magma parent, la tendance logique est en la faveur du magma hyperfeldspathique. Par contre, il existe plusieurs faciès d'anorthosite, c'est pourquoi dans la modélisation génétique qui suit, nous avons jugé nécessaire de calculer une composition hypothétique du magma parent anorthositique de la série plutôt que d'imposer une composition type.

5.2 Genèse des dépôts de Fe-Ti

5.2.1 Simulation de la genèse des dépôts de Fe-Ti

Il s'agit de la modélisation du processus de cristallisation fractionnée des roches de Morin afin de justifier le caractère du magmatisme tardif particulier à l'origine des concentrations de fer et titane. Pour cela nous avons utilisé le logiciel de modélisation "GPP" mis au point par Geist et al. (1985). Ce programme, basé sur le bilan de masses (calcul des moindres carrés), a la particularité de vérifier qualitativement et quantitativement l'hypothèse de l'évolution géochimique du CM. La méthode a l'importance particulière de démontrer le caractère résiduel d'accumulation des minerais dans les phases tardives.

L'analyse de la modélisation de l'évolution de notre série est illustrée à la figure 24. Le moindre carré (R^2) ou somme des résiduels au carré après fractionnement des minéraux, est idéalement défini pour des valeurs proches de zéro. Il faut également noter que pour éviter d'utiliser différents faciès d'une même roche, nous avons introduit les compositions moyennes des unités lithologiques du CM. À part le magma parent hypothétique, les compositions moyennes prennent en compte toutes les analyses chimiques des gabbros, jotunites et les minerais. L'utilisation des moyennes laisse des R^2 plus élevé que les études à plus petite échelle. Le problème du magma parent s'est posé. Comme nous l'avons démontré dans la section 5.1, le magma parent ne peut être autre qu'hyperfeldspathique. Sans doute une roche proche de telle composition serait de l'anorthosite avec des cristaux de pyroxène (source de MgO et FeO) entre les cristaux de plagioclase. Comme le démontre la figure, le magma gabbroïque est produit après fractionnement de 64% (Fl: liquide résiduel = 0,36) du magma parent dont 94% précipitent en plagioclase et 6% sous forme de feldspath potassique (en solution solide dans le plagioclase). Soixante-trois pourcent du liquide gabbroïque a été fractionné en plagioclase, orthopyroxène, clinopyroxène, feldspath K et ilménite -en proportions respectives de 30, 21, 38, 2, et 10%- pour que le liquide résiduel ait eu une composition jotunitique. La jotunite constitue un magma ultime pour la formation des dépôts. C'est à partir de ce magma que P_2O_5 et surtout FeO(total) et TiO_2 commencent à se concentrer réellement dans le liquide résiduel. Le minerai de magnétite constitue le liquide résiduel après fractionnement de la plupart du liquide jotunitique. C'est à ce stade que commence à précipiter l'apatite (jusqu'à 9% des minéraux formés), le P_2O_5 étant préalablement concentré dans la jotunite. La précipitation de l'apatite caractéristique des gîtes de magnétite est liée à l'apparition de cette dernière (jusqu'à 31% des minéraux du minerai de magnétite). Le passage du minerai de magnétite au minerai d'ilménite s'effectue avec l'épuisement des composants des minéraux essentiels de la série. En fait, le minerai d'ilménite constitue le

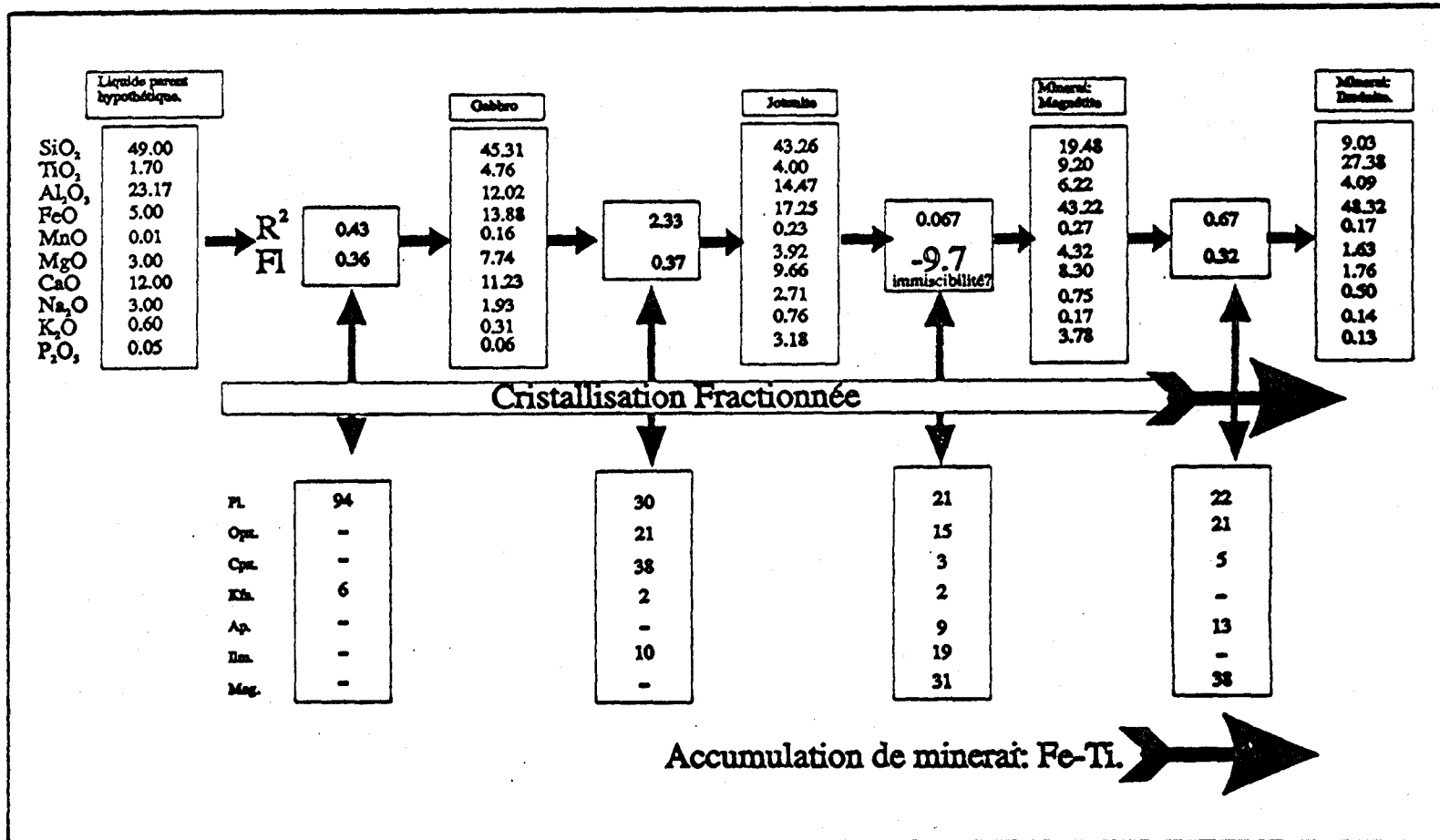


Figure 24: Schema représentant la simulation du processus de fractionnement à partir des calculs de la balance de masse. La composition idéale du liquide parent est virtuellement extrapolée pour contourner le problème du choix d'une roche qui pourrait être difficilement parente de la série. Cette méthode a la particularité importante d'illustrer le processus résiduel d'accumulation des minéraux de Fe-Ti dans les phases finales. Les proportions des minéraux fractionnés sont, dans quelques cas, inexacts, mais dans l'ensemble les séquences de précipitation de ces minéraux sont respectées. R^2 : somme des résiduels au carré. Fl: fraction de liquide restant après fractionnement de la phase précédente.

liquide résiduel final dans lequel ne peut cristalliser qu'une roche presque monominérale: ilménite ou hém-ilménite.

Notre modèle mathématique de l'évolution magmatique implique un fractionnement total de près de 99% du magma anorthositique originel. En d'autres termes les minerais de magnétite et d'ilménite ne représentent qu'un reliquat d'environ 1% du magma parent. Les résultats de la modélisation ressemblent à la séquence de mise en place des différentes formations du complexe: à savoir anorthosite → gabbro → jotunite → minerai de magnétite → minerai d'ilménite. Les minéraux essentiels fractionnés sont dans l'ensemble dans des proportions concordantes avec les observations des lames minces. La méthode indique aussi que les dépôts sont les termes les plus différenciés de la série, mais pour bien comprendre les mécanismes physico-chimiques ayant concentré Fe et Ti dans le liquide résiduel, il est indispensable d'élaborer un modèle génétique.

5.2.2 Immiscibilité liquide jotunite/phoscorite

Roedder et Weiblen (1970) et Roedder (1978) apportèrent des preuves de l'immiscibilité dans les roches riches en Fe et Ti. À partir de ces travaux, McBirney (1974), Wiebe (1979) et Philpotts (1981) appliquèrent l'immiscibilité du liquide riche en Fe, Ti, Mg et P et du liquide riche en silice et alcalis pour expliquer globalement ou en partie la différenciation des liquides résiduels des massifs anorthositiques. On peut en déduire l'immiscibilité à partir des relations texturales ou compositionnelles, si elle n'est pas démontrée expérimentalement.

Les roches évoluées du CM contiennent deux matériaux texturalement et compositionnellement distincts: la mésostase mafique riche en MgO, FeO et la composante plagioclasique riche en SiO₂ et en alcalis. La mésostase mafique,

très souvent riche en P_2O_5 , forme le liquide appelé phoscorite immiscible avec les liquides silicatés. La phoscorite est une roche assez semblable de la nelsonite, mais c'est un silicaté qui se compose de magnétite, apatite, olivine ou pyroxène, et plus ou moins phlogopite ou biotite; alors que la nelsonite est formée principalement de magnétite et d'apatite. Les relations texturales de la matrice mafique et les xénolites de plagioclase sont identiques à celles observées par Philpotts (1981) dans les mangérites à quartz où la mésostase mafique remplit les interstices entre les agrégats quartzofeldspathiques. Il interprète cette texture comme résultant de l'immiscibilité d'un magma mangéritique et d'un liquide mafique. Ti^{4+} et P^{5+} se substituent, à faible concentration, aux Si^{4+} et accroissent par conséquent la copolymérisation des composants du liquide. Mais il existe une limite maximale aux quantités de Ti^{4+} et P^{5+} qui peuvent être accommodées dans le réseau. Une fois cette limite dépassée, le phosphore et le titane s'associent avec d'autres oxydes de métaux, notamment FeO , Fe_2O_3 , pour former des complexes anioniques et distincts de SiO_2 (Von Gruenewaldt, 1993). Un tel assemblage est lié à la diminution de l'entropie du liquide et du début de l'immiscibilité (Ryerson, 1985). La figure 25, utilisant le champ d'immiscibilité établi par Von Gruenewaldt (1993), marque les différences compositionnelles entre les unités de la série. Les travaux de Freestone (1978) sur le rôle de P_2O_5 et TiO_2 dans le système leucite - fayalite - silice, ont démontré que l'ajout de faibles quantités d'oxydes (1% P_2O_5 , 3% TiO_2) élargit considérablement le champ d'immiscibilité du système. Ces travaux ont pu prouver que Fe_2O_3 est beaucoup plus efficace que FeO à créer l'immiscibilité. Dans le cas des roches anorthositiques les deux liquides (mafique ± phoscorite et felsique) affichent, d'une part, des solidus différents séparés par un certain écart de température et, d'autre part, des propriétés chimiques contrastantes. Au niveau de la géochimie, le partage quasi exclusif des éléments à fort potentiel ionique (Ti, Zr, P, REEs) au liquide mafique est en accord avec la plus grande disponibilité d'oxygène non liant (Non Bonding

Oxygens -NBO) dans le liquide mafique comparativement au liquide felsique (Watson, 1976; Mysen et al. 1980).

L'immiscibilité entre les fractions liquides du CM se ponctue par la concentration du phosphore et éléments liés (REEs) compatibles à l'apatite dans le liquide mafique. Cette concentration préférentielle de ces éléments dans le liquide mafique résulte de son faible degré de polymérisation. D'après les travaux de Watson (1976), Ryerson et Hess (1978) et Mysen et al. (1980), basés sur le calcul du rapport NBO/T (Non Bridging Oxygen/Tetrahedral cations), un liquide de faible degré de polymérisation (NBO/T faible; $NBO/T \approx 0,03$ pour les matériels mafiques, par contre élevé pour les matériels plagioclasiques, $NBO/T \approx 3$) a une forte tendance à loger ces éléments. L'influence de P_2O_5 et TiO_2 sur la polymérisation des liquides se traduit par le déplacement des limites entre les liquidus et par d'importantes modifications aux coefficients de partage des éléments à haut potentiel ionique, et à la viscosité. FeO et Fe_2O_3 via la fugacité de l'oxygène ont aussi une influence sur l'immiscibilité des liquides présents. Le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} proche de l'unité favorise l'immiscibilité (Greig, 1927); alors que la fugacité élevée de l'oxygène augmente le champ d'immiscibilité (Naslund, 1983). En effet, les roches évoluées du CM ont une forte teneur en P_2O_5 (jusqu'à 4,35%), TiO_2 (jusqu'à 17%) et les rapports $Fe^{2+}/Fe^{3+} \approx 1$. L'effet combiné de ces deux paramètres permet de supposer le champ d'immiscibilité. Sur la figure 25, l'existence du minerai d'ilménite et de la jotunite (source du minerai de magnétite) dans des champs différents traduit cet immiscibilité.

On déduit qu'au cours de l'évolution, le liquide résiduel a subi une scission en un liquide mafique et un liquide plagioclasique. À partir du liquide évolué (jotunitique) se forment des cumulats gabbroïques et clinopyroxénite; alors que le liquide plagioclasique s'est accumulé en roches anorthositiques. Une particularité de l'évolution de la série de Morin mène à la séparation du

liquide résiduel mafique en deux fractions distinctes immiscibles, préalablement suggérée par la géochimie des terres rares: un liquide nelsonitique ayant concentré le fer et le phosphore, et un liquide phoscoritique ayant concentré le titane. L'un et/ou l'autre pourrait fractionner après immiscibilité, le minerai d'ilmenite et de magnétite.

5.2.3 Modèle génétique

La genèse des dépôts de Fe-Ti implique différents facteurs: tendance de la différenciation, infiltration par gravité, immiscibilité, variation de $f(O_2)$ et autres.

La différenciation des roches de Morin a imposé une cristallisation précoce d'un important cumulat de plagioclase pratiquement dépourvu de composants mafiques. Il en résulte un liquide résiduel fortement riche en Fe, Ti, et P. Cette particularité a été une fonction des concentrations de FeO(total), TiO_2 et P_2O_5 dans le liquide et des conditions de mise en place des gîtes. L'existence des minerais riches en Fe_2O_3 (ferrogabbro, hém-ilménite, magnétite) indique que $f(O_2)$ avait atteint une valeur élevée. D'autre part, dans la chambre magmatique, il a dû se produire une scission du liquide résiduel (jotunitique ou gabbroïque) riche en oxydes de Fe-Ti en deux liquides de composition distincte: un liquide plagioclasique felsique (liquide acide) et un liquide particulièrement enrichi en oxyde de Fe, Ti et P. Le liquide plagioclasique, plus léger, flotte à la partie supérieure; alors que le liquide mafique, sous l'effet de sa densité, est entraîné vers la base de la chambre magmatique. La figure 26 (Force, 1991) illustre assez bien les positions de chaque matériau résiduel ainsi que le principe de leur accumulation.

Le principe de formation est le suivant: au niveau de la partie supérieure, les gouttelettes du magma plagioclasique commencent à coalescer

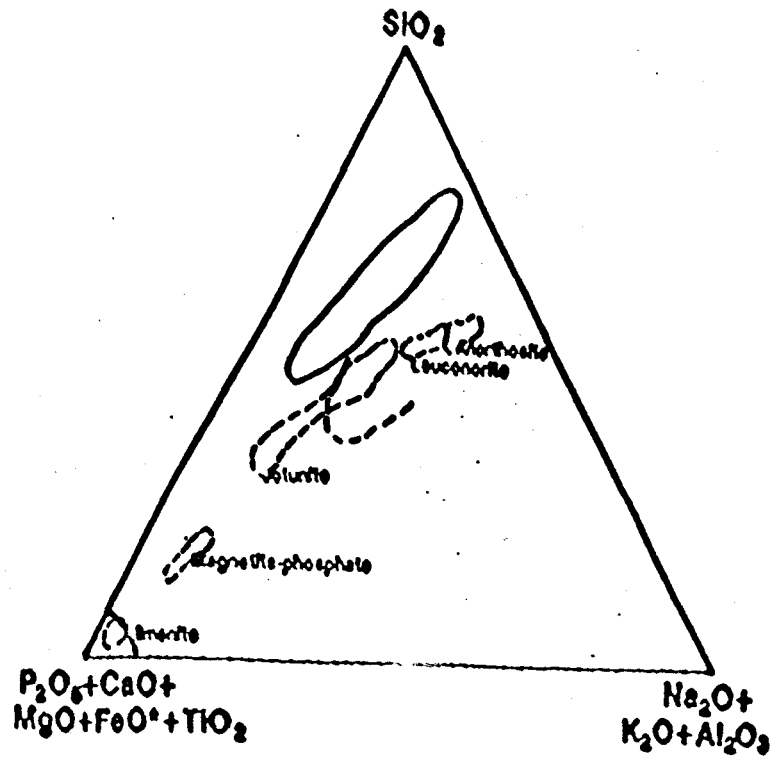


Figure 25: Diagramme $\text{P}_2\text{O}_5 + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{TiO}_2 - \text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3$ des roches. Le champ d'immiscibilité de Roedder (1978) est indiqué par la ligne foncée continue; le champ d'immiscibilité de Von Guenewaldt (1993) est indiqué par les lignes foncées discontinues.

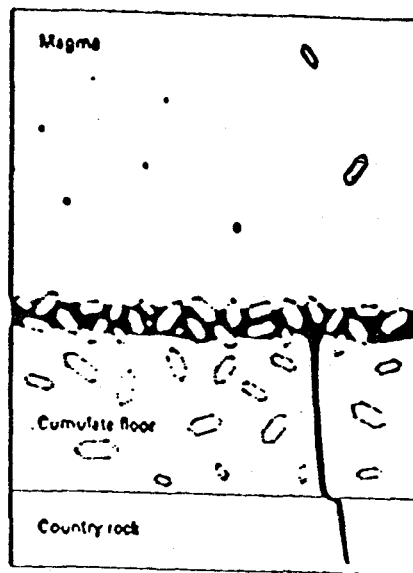


Figure 26: Chambre magmatique schématisée par Force (1991) représentant le mécanisme d'accumulation des cristaux silicatés séparés du liquide, et la formation de dépôt de minéral de Fe et Ti. La partie noire indique le liquide dense immiscible du minéral.

et cristalliser au sein du liquide mafique formant un "mush" de plagioclase dans la mésostase mafique. L'accroissement en quantité de plagioclase dans une telle bouillie ne tarde pas à se réaliser impliquant directement un enrichissement en oxyde de Fe-Ti-P du liquide restant immiscible. Ce liquide mafique dense est mis en place par deux mécanismes possibles: soit expulsé vers le toit de la chambre magmatique par un effet de filtre-pressé ("filter pressing") imposé par le poids de la masse de l'anorthosite sus-jacente; soit infiltré dans celui-ci à la faveur de zones de faiblesse (fissures et fractures formées vraisemblablement lors du soulèvement diapirique de la masse d'anorthosite). Ces mécanismes expliquent la présence des minerais sous forme de dykes (gîtes discordants). Un autre mécanisme, n'expliquant pas particulièrement nos dépôts, favorise l'étalement du liquide mafique résiduel sur la masse d'anorthosite déjà bien cristallisée, expliquant alors les gîtes de type concordant. Au niveau des gîtes comme celui de Degrosbois ou Ivry, le mécanisme de mise place par injection forcée ou filter pressing (mouvement ascendant) peut être soutenu par la présence de texture de granulation ou de broyage, et des extinctions roulantes que présentent des minéraux des roches encaissantes. Alors qu'à d'autres gîtes, notamment ceux de minerai disséminé, la mise en place par infiltration ou décantation par gravité (mouvement descendant) est expliquée par les structures de trainées de matériaux anorthositiques dans le minerai. C'est d'ailleurs principalement la présence de plagioclase en quantité relativement grande dans le minerai qui révèle son caractère disséminé. Il ne faut pas, toutefois, confondre la texture interstitielle des oxydes de Fe-Ti dans les roches anorthositiques avec la dissémination du minerai dans ces roches. Dans le cas de la minéralisation disséminée, le minerai d'ilménite ou de magnétite est bien plus important que le matériel anorthositique. Toutefois, lors des premières étapes de concentration du minerai, les oxydes sont logés dans les interstices cédés par les xénolites de plagioclase et pyroxènes.

L'existence des deux types de minerai complètement distincts s'explique par l'immiscibilité liquide. Le chimisme du liquide oxydé est déterminant pour la séparation du liquide résiduel en deux fractions compositionnelles. Le liquide magnétifère riche en Fe, Ti et P (phoscorite) demeure immiscible avec le liquide titanifère (riche uniquement en Ti et Fe) au cours de la différenciation. En fait, le liquide titanifère est un liquide résiduel appauvri en REEs qui sont préalablement inclus dans l'apatite précipitée avec le minerai magnétifère. Ainsi, dans cette séparation liquide ce sont les contrastes chimiques qui auraient causé l'immiscibilité plutôt que d'autres paramètres, puisque les deux types de liquide semblent cristalliser à des temps assez proches. Les facteurs qui expliqueraient l'immiscibilité sont les différences de la $f(O_2)$ du système, les rapports Fe/Mg et les activités de Si et de F (Von Gruenewaldt, 1993). Par conséquent, le minerai magnétifère ne serait que partiellement cristallisé après séparation du liquide titanifère et le minerai titanifère serait l'autre liquide résiduel immiscible. Les produits de la cristallisation donnent, d'une part, le minerai de magnétite qui avait fait son apparition dans les ferrogabbros et les jotunites, toujours associés à l'apatite avec ou sans grenat; d'autre part, le minerai d'ilménite plus ou moins riche en Fe (hémio-ilménite) est couramment associé aux sulfures (pyrite et pyrrhotite), biotite et pléonaste.

5.3 Interprétation

1) Le dépôt de Degrosbois montre des évidences de terrain et des compositions qui sont à la faveur de la coexistence d'au moins deux liquides:

a) Les formes en lobe et corne (texture caractéristique) des concentrations des oxydes et apatites (figure 12).

b) Le manque de compositions intermédiaires entre les roches silicatées et le minéral (exemple: SiO_2 respectivement environ 50% et 20%).

c) Les travaux expérimentaux montrent que des compositions de telles roches sont largement liquide aux conditions géologiques raisonnables (c'est à dire 1100°C).

d) Les terres rares montrent que les roches anorthositiques à 23% Al_2O_3 sont plus près des liquides que les roches à 27% Al_2O_3 qui sont des cumulats et adcumulats. En effet les anorthosites à 23% Al_2O_3 n'ont pas d'anomalie en Eu; ils auraient été des liquides qui n'ont ni gagné ni perdu beaucoup de plagioclases (cf. Fig. 18B). Leurs compositions correspondent au liquide parent calculé (cf. Fig. 24).

2) Dans le dépôt d'Ivry l'interprétation des observations est moins évidente, parceque les contacts sont peu exposés. Cependant il existe plusieurs facteur en faveur d'un liquide ilménitique:

a) Les contacts entre le minéral et les roches sont net (injection tardive).

b) La présence de sulfures qui ne sont pas associés à l'anorthosite traduit que le soufre s'est concentré dans dans le liquide ilménitique.

c) La présence de la biotite comme minéral d'altération des plagioclases au contact avec les sulfures. C'est à dire qu'un minéral comme la djerfisherite ($\text{K}_6[\text{Cu,Fe,Mn}]_{23}\text{S}_{26}\text{Cl}$) avec la baisse de température cristallise la pyrrhotine en libérant K et Fe qui se fixe avec Si et Al des plagioclases pour donner de la biotite alors que Ca et Cl se combine avec Na et Ca pour former la scapolite. Ainsi, il a existé un liquide de composition $\text{FeTiO}_3 + \text{S} + \text{K} + \text{Cl}$.

6 EXPLORATION ET ASPECTS ÉCONOMIQUES

Les minerais de fer et titane sont associés à tous les types d'anorthosite; mais ceux renfermant des dépôts économiques sont généralement andésiniques. C'est en 1896 que Adams souleva leur importance économique; mais ce n'est qu'en 1910 que le gîte d'Ivry au nord de Sainte-Agathe-des-Monts fut ouvert. Le gîte de Degrosbois fut ouvert peu après celui d'Ivry, toutefois les deux ne

furent que partiellement exploités pendant un court laps de temps. La méthode adéquate pour déceler ces corps est logiquement l'application de la géophysique magnétique. Le magnétomètre aéroporté est un instrument flexible qui mesure l'intensité magnétique totale dans un champ parallèle au vecteur magnétique terrestre; par conséquent la portion majeure du champ terrestre est annulée laissant les différences relatives à être mesurées. Les roches riches en titanomagnétite donnent des anomalies positives, tandis que celles riches en ilménite montrent des anomalies faiblement négatives. Il existe quatre facteurs pouvant aider l'identification de ces dépôts:

1) L'ilménite, fréquemment avec des exsolutions laminaires d'hématite, est associée à la magnétite et plus ou moins à de l'apatite dans les roches gabbroïques. Ces minéraux occupent les interstices entre les autres minéraux.

2) Les dépôts se rencontrent préférentiellement au niveau de la périphérie des massifs, entourés par les roches mafiques. Ils peuvent également être localisés dans les anorthosites sous forme de remplissage de poches ou de dykes dont la localisation est difficile, sinon impossible à prévoir.

3) Les mesures gravimétriques et magnétiques montrent de grandes anomalies sur ces dépôts, contrairement aux autres roches du complexe (Rose, 1969).

4) Les minéraux détritiques lourds de ruisseau peuvent servir comme guide à la distribution d'ilménite et de rutile.

Puisque les anorthosites de Morin elles-mêmes contiennent des teneurs basses en TiO_2 et FeO (total), l'analyse chimique s'avère par conséquent importante. Les occurrences d'ilménite présentent une valeur moins élevée en Fe et un rapport Fe:Ti plus grand que les valeurs théoriques trouvées ailleurs.

La comparaison montre que Fe+Ti de l'ilménite est plus élevé que celui de la magnétite titanée.

Les minerais d'ilménite associés au CM possèdent des entrecroissances d'hématite difficiles à séparer mécaniquement. Cependant, les sulfures tels pyrite, pyrrhotite et chalcopyrite peuvent être éliminés par séparation magnétique, flottation et mobilisation des particules. Du point de vue économique, les minerais de magnétite du CM sont des magnétites riches en titane (titano-magnétite ou magnétite titanifère). Par conséquent ils constituent des minerais potentiels pour le fer et le titane. Cependant, ils contiennent trop de titane pour un minerai de fer. La possibilité de récupérer l'apatite fluorée pour l'industrie des fertilisants et la production d'acide hydrofluosilicique ajoute un autre potentiel économique à ces minerais. Les contenus en vanadium, sont également à considérer. Les gîtes d'hémo-ilménite ont une teneur trop élevée de MgO pour permettre la production de sous-produits compatible avec le procédé au chlore (Bergeron, 1986). Le problème majeur à l'exploitation de ces types de gîtes demeure la pollution liée au processus d'extraction par sulfate; toutefois de nouvelles technologies de fusion sans additif de sulfates sont présentement encouragées.

Les gîtes de type magnétite titanifère comme celui de Degrosbois et ceux entièrement titanifères comme celui d'Ivry peuvent avoir des intérêts multiples. En effet le vanadium et le chrome peuvent être des sous-produits importants vu leurs fortes teneurs: jusqu'à 7 713 ppm V et 1636 ppm Cr; tel est le cas du gîte de la rivière Magpie (Sept-Îles) investigué par la SOQUEM dans les années 1970. Il est également possible que l'érosion des massifs anorthositiques puisse donner des placers de tels minerais (rivière Péribonca au Lac Saint-Jean, Natashquan sur la côte nord).

7. DISCUSSION

Les dépôts de Fe-Ti \pm P dans les roches magmatiques sont peu communs. Il existe trois suites de roches ignées associées à de tels dépôts: les massifs anorthositiques, dont les divers aspects magmatiques ont été exposés dans cette étude, les intrusion mafiques litées comme celles de Bushveld et Sept-Îles, et les complexes alcalins annulaires dont les dépôts typiques associés sont ceux de Powderhorn au Colorado, Tapira et Salitre au Brésil, Kodal en Norvège et Magnet Cove en Arkansas. La présence de concentrations de Fe-Ti \pm P dans ces roches est liée à deux facteurs: 1) le comportement de ces éléments au cours du magmatisme favorisant leur disponibilité et 2) leur prédominance dans la phase résiduelle de la cristallisation.

Le processus de concentration des oxydes de Fe-Ti \pm P a été mis en évidence par les relations texturales des minéraux et appuyé par la simulation des processus de cristallisation fractionnée. D'autre part, la reconnaissance de la recristallisation des plagioclases comme source de concentration des oxydes de Fe-Ti en minerai implique des inclusions précoces de ces oxydes dans les anorthosites et, éventuellement, leur remobilisation par le métamorphisme recristallisant. Les dépôts de titane sous forme de rutil sont alors des minéralisations issues du métasomatisme de contact analogue aux skarns dans d'autres contextes. Ces minerais de rutil sont surtout liés à l'intrusion de massif d'anorthosite de type andésine (albitite - exemple: Kragerö en Norvège) qui peuvent même inclure le minerai d'ilménite. Dans ce cas, les relations démontrent que dans le même complexe les dépôts métasomatiques sont antérieurs à ceux magmatiquement associés aux roches évoluées. En accord avec Hammond (1952), il existe plusieurs faits qui laissent supposer que les dépôts auraient été formés par un magma cristallisant (notre liquide résiduel) et que les activités hydrothermales n'ont pas été importantes: 1) le contact net du minerai avec l'anorthosite pure inaltérée; 2) la présence d'inclusions

d'anorthosite inaltérée dans la masse de minerai; 3) l'absence de minéraux couramment associés aux gîtes hydrothermaux; 4) l'uniformité de la minéralisation suggérant une approche à des conditions d'équilibre pendant leur mise en place, et 5) les aspects texturaux et chimiques témoignant de la cristallisation du magma.

Il y a consensus sur le fait que les minéraux issus des liquides résiduels seraient plus ou moins identiques en composition à ceux-ci et mis en place dans les zones de faiblesse. Dans le modèle conçu, les mécanismes de mise en place du minerai sont liés aux types de minéralisation étant donné que chacun des deux types définis a une texture appropriée. Les gîtes de minerai magnétifère ont généralement une texture disséminée, ce qui pourrait s'expliquer par l'infiltration du liquide résiduel à travers le matériel anorthositique, alors que généralement le minerai d'ilménite, de texture massive homogène et certains gîtes de magnétite (Degrosbois), seraient mis en place dans les fractures par injection sous l'effet de "filter pressing". Les deux mécanismes de mise en place coexistent dans le complexe de Morin et on suppose que le premier liquide riche Fe Ti et P, immiscible (magnétifère) se serait infiltré à travers les matériels anorthositiques avant que la pression appliquée par la montée diapirique du complexe ait pu augmenter au point de faire injecter le liquide résiduel relativement riche en titane (minerai d'ilménite).

L'étude pétrographique des minerais et des roches évoluées a permis, elle aussi, de les associer génétiquement aux anorthosites. Les minéraux principaux sont omniprésents dans toutes les unités du complexe: plagioclase et pyroxène. Ces minéraux dominants deviennent mineurs et presque inexistantes dans les minerais au profit des oxydes. Les oxydes de Fe-Ti ne forment de véritables accumulations cristallines que dans les phases tardives.

Suivant leur quantité, en lien avec le fractionnement, les oxydes de Fe-Ti se rencontrent sous trois formes.

1) En inclusions dans les minéraux précoces. À ce stade les plagioclases sont sains et constituent à eux seuls la presque totalité des roches et comportent dans leur sein des gouttelettes d'oxydes. Toutefois il existe une large proportion de plagioclases qui ne contiennent aucuns de ces oxydes.

2) Dans les interstices entre les plagioclases et les pyroxènes. Ce faciès est typique pour les roches gabbroïques et les jotunites du complexe; à ce stade la quantité de minéraux d'oxyde de Fe-Ti est importante et semble être mise en place par infiltration à travers des espaces cédés par les minéraux préexistants dans des conditions de hautes températures. Par conséquent, il n'est pas rare d'observer des bordures de réaction des plagioclases et pyroxènes en biotite et grenat sous l'effet du liquide oxydé chaud.

3) En accumulation cristalline. Ceci correspond à la texture des minerais et certains ferrogabbros. Les minéraux précoces sont profondément altérés et granulés. L'infiltration ou l'injection du liquide riche en oxydes et chaud provoque des bordures de réaction avec les minéraux précoces, alors que la scapolitisation, et la serpentinisation constituent des altérations plus tardives.

La distribution des minéraux accessoires dans les minerais suppose que les oxydes avaient cristallisé à partir du liquide trappé dans les interstices. Plusieurs auteurs comme Philpotts (1966) et Roedder (1978) avaient attribué la formation des gîtes de fer titané phosphatique au mécanisme d'immiscibilité. D'autre part, l'absence d'apatite dans les gîtes massifs comme celui d'Ivry et celui du Lac Tio (Bergeron, 1986) posent des problèmes en ce qui concerne leur mise en place. Ashwal (1983) considère le phosphore comme un agent fondant essentiel pour diminuer la viscosité du liquide Fe-Ti. En l'absence de

phosphore, Ashwal envisage la mise en place des minerais d'ilménite par la remobilisation à l'état solide ou par la remobilisation d'un "crystal mush". Toutefois selon les études de Bergeron (1986) sur le dépôt du Lac Tio -qui est assez similaire à celui d'Ivry- l'absence de déformation dans l'ilménite des minerais massifs incite à rejeter cette hypothèse.

Le gîte de Degrosbois ainsi que d'autres gîtes magnétifères constituent des concentrations de magnétite titanifère renfermant une quantité relativement importante d'apatite. Ces oxydes sont séparés des roches silicatées (roches anorthositiques) par des contacts assez nets, ce qui est en faveur de deux liquides immiscibles. Par contre, la compréhension des dépôts du type d'Ivry demeure problématique. En effet, les résultats de notre simulation du fractionnement (cf. fig. 24) à ce stade de la différenciation reste ininterprétable. L'absence d'inclusions d'apatite dans les minéraux précoces, et leur contenu en sulfures suggèrent qu'ils ne sont pas cristallisés à partir du même -ou d'un similaire- liquide que celui de Degrosbois. Les minerais d'hémo-ilménite semblent être cristallisés après séparation du liquide immiscible magnétifère phosphaté. Leur pauvreté en éléments traces et en REEs compatibles aux minerais magnétifères appuie cette hypothèse. Les gîtes d'hémo-ilménite sont reconnus pour leur homogénéité. Une explication possible, fournie par Bergeron (1973, Lac Tio), de cette homogénéité et surtout l'absence de variation dans la distribution de Mg, Mn, Al, et Cr serait que les minerais d'hémo-ilménite se seraient formés par injections répétées d'un liquide riche en oxydes à travers les zones de dilatation d'anorthosite chaude. L'injection d'un nouveau magma aurait, par mélange avec le magma cristallisant, dilué ou homogénéisé le liquide et masqué la tendance de fractionnement préexistante. Toutefois, nous ne trouvons aucun indice d'injections répétées de magma, sinon on aurait constaté, ne serait-ce que dans de rares endroits, des traces de nouvelles ou anciennes tendances de fractionnement. En plaçant les proportions en FeTiO_3 et Fe_2O_3 de la

composition des minerais d'hémo-ilménite sur la courbe solidus de Carmichael (1961), Bergeron (1986) trouve une température d'équilibre de 800°C pour la solution solide hématite-ilménite. Cependant nous sommes en désaccord fondamental avec Bergeron (1986) sur l'aspect génétique de la mise en place du minerai du lac Tio. Selon lui, le magma riche en oxyde se serait formé par immiscibilité liquide au stade initial de la différenciation; par contre, nous trouvons que le liquide riche en oxyde ne peut exister que dans les stades tardifs. Il existe plusieurs autres hypothèses pour la formation de ces dépôts:

- formation à partir de l'accumulation d'un liquide résiduel: de cette idée plusieurs auteurs on émis différents mécanismes: injection de liquide résiduel (Stephenson, 1948; Bateman, 1951); filter pressing (Osborne, 1928); le filtre log-jam ou log-jam filtering et le self filtering (Balk, 1930);

- injection d'une ségrégation liquide immiscible (Fischer, 1950; Buddington et al., 1955);

- remplacement pneumatolitique et/ou hydrothermal (Gillson, 1932; Ross, 1941);

Le modèle établi dans cette étude essaie de corroborer les deux concepts de liquide résiduel et immiscibilité; et aussi les deux méthodes de mise en place par injection et par "filter pressing".

8. CONCLUSIONS

Les dépôts de Fe-Ti associés au complexe de Morin sont de deux types: les minerais d'ilménite et les minerais de magnétite. Ce sont des oxydes de Fe-Ti qui résultent de la suite ultime de séquence de cristallisation des roches de Morin. Les relations oxydes-silicates dans les roches impliquent que les oxydes de Fe-Ti étaient présents comme liquide distinct, et étaient la dernière phase à se cristalliser. Ce liquide, riche en TiO_2 , FeO et $P_2 O_5$ est en fait une

phoscorite immiscible avec le liquide silicaté. La différenciation ou la séparation du liquide mafique immiscible après fractionnement précoce et abondant des silicates, est à la base de la concentration des oxydes de Fe-Ti en gîtes. Les dépôts sont attribués à la cristallisation du liquide résiduel et représenteraient environ 1% du liquide originel d'après les calculs de la simulation.

Le gîte de Degrosbois est le dépôt typique des minéralisations magnétifères dans le complexe. Le minéral du minerai est également riche en titane, et se place, par conséquent, selon les analyses minéralogiques, comme un terme intermédiaire des solutions solides magnétite-titanomagnétite. Ces gîtes semblent provenir d'un liquide riche en Fe, Ti et P (phoscorite) immiscible après cristallisation de la jotunite. La caractéristique principale des gîtes de ce type est l'omniprésence de fluorapatite dans les oxydes et dans les pyroxènes et peu commune dans les plagioclases. Cela prouve que l'immiscibilité a eu lieu après la cristallisation des anorthosites et d'une bonne partie des roches gabbroïques, mais avant le fractionnement de la jotunite.

Le gîte d'Ivry est représentatif des dépôts titanifères. Les minerais sont de l'ilménite présentant une exsolution en hématite; ce sont des hémilménites, intermédiaires de la solution solide ilménite-hématite. Les analyses chimiques montrent que ces types de gîtes se seraient formés à partir d'un autre liquide immiscible, différent de celui de Degrosbois, riche en S, K et F. Les gîtes d'hémo-ilménite auraient cristallisé après l'immiscibilité et le fractionnement des gîtes de type de Degrosbois jusqu'à l'épuisement total ou partiel du potassium. Ces minerais sont pauvres en apatite mais particulièrement riches en sulfures (jusqu'à 5%). La présence de phlogopite sous forme de bordure de réaction témoigne de la haute température de mise en place du liquide résiduel. La nature massive des minerais d'hémo-ilménite

est compatible avec leur mise en place par injection sous pression ("filter pressing") à travers les fractures.

Au point de vue de l'exploration, les gîtes de magnétite titanée se rencontrent généralement à la périphérie du complexe à la faveur des zones de faiblesse liées au contact jotunite/mangérite; alors que les gîtes d'ilménite ou d'hémo-ilménite se localisent en principe à l'intérieur du complexe, sous forme de dyke remplissant les fractures provoquées par la montée diapirique du complexe. Les deux types de gîtes pourraient avoir un intérêt économique si l'on prend en considération soit le fer, soit le titane -selon le type de minerai- et aussi le vanadium comme sous-produits. Toutefois, la pollution liée au traitement par le sulfate de ces minerais entrave leur exploitation. Le développement de nouvelles méthodes plus écologiques pourrait relancer l'intérêt pour ces types de gîtes.



Références

ADAMS, F. D. 1896. "Report on the geology of a portion of the Laurentian area lying to the north of the island of Montreal." Geological Survey of Canada, vol. 8. Part J.

ASHWAL, L.D. 1993. "Anorthosites." Springer-Verlag. 417 p.

ASHWAL L.D. and Wooden, J.L. 1983. "Sr and Nd isotopic geochronology, geologic history, and origin of the Adirondack Anorthosite." Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 47, p. 1875 - 1885.

BALK, R. 1930. "Structural survey of the Adirondack anorthosite." Journal of Geology, vol. 38, pp 289 - 302.

BARTON, J.M. and Doig, R. 1971. "The Rb-Sr geochronology of some intrusive rocks in the Grenville province north of Montreal." Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada. Abstracts of papers, p. 25 - 26.

BATEMAN. 1951. "The formation of late magmatic ores." Economic Geology, vol. 46, p. 404 - 426.

BERGERON, M. 1973. "A mineralogical study of the hemo-ilménite ore from Lac Tio, Québec." Thèse de maîtrise,

BERGERON, M. 1986. "Minéralogie et géochimie de la suite anorthositique de la région du Lac Allard, Québec: évolution des membres mafiques et origine des gîtes massifs d'ilménite." Ecole Polytechnique, Montréal, Thèse de doctorat;

BERGERON, M. 1972. "Quebec iron and titanium corporation ore deposit at Lac Tio, Quebec." Excursion B - 09. International Geological Congress,

BUDDINGTON, A.F. 1972. "Differentiation trends and parental magmas for anorthositic and quartz mangeritic series, Adirondacks, New York." Geological Society of America, Memoir 132, p. 382 - 403.

BUDDINGTON, A.F. Fahey, J. and Vlisidis, A. 1955. "Thermometric and petrogenic significance of titaniferous magnetite." American Journal of Science, vol. 253, p. 497 - 532.

CARMICHAEL CM. 1961. "The magnetic properties of ilmenite-hematite crystals." Royal Soc. London, vol. 263, p. 508 - 530.

- CIRCONE, S. C.B., and Agee, 1994. "Effect of pressure on cation partitioning between immiscible liquids in the system TiO_2 - SiO_2 ." Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 59, p. 895-907;
- COTÉ, P.E. 1960. "Chertsey area; Quebec." Quebec Dept. Mines, Geol. Rept.
- DAVIDSON, A. 1995. "A review of Grenville orogen in its north american type area." AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, vol. 16, p. 3-34.
- DELAND, E. 1960. "Industrial minerals of Montreal district, Quebec." Canadian Mining Journal, vol 84. p. 63 - 66.
- DE VORE, G.W. 1955. "The role of absorption in the fractionation and distribution of the elements." Journal of Geology, vol. 63, p. 159 - 189
- DOIG, R. 1991. "U-Pb zircon dates of Morin anorthosite suite rocks, Grenville province, Quebec." Journal of Geology, vol. 99, p. 729-738;
- DUCHESNE, J.C. 1972. "Iron-titanium oxide minerals in the Bjerkrem-Sogndal massif; south-western Norway." Journal of Petrology, vol. 13; p. 57 - 81.
- DULIEUX, E. 1913. "Preliminary report on some iron ore deposits in the province of Quebec." Quebec Mines Branch, p. 65 - 130.
- EMSLIE, R.F. 1974. "Major rock units of the Morin Complex, southwestern Quebec." Geological Survey of Canada; Department of Energy, Mines and Resources, Paper 74-48.
- EMSLIE, R.F. and Hegner, E. 1993. "Reconnaissance isotopic geochemistry of anorthosite- mangerite- charnockite- granite (AMCG) complexes, Grenville province, Canada." Chemical Geology, vol 106, p. 279 - 298.
- ENGEL, A.E.J. 1956. "Apropos the Grenville." Thomson, J.E, edition, The Grenville problem. Royal Society of Canada, vol. 1, p. 74 - 96.
- FISCHER, R. 1950. "Entmischungen in Schmelzen aus Schwermetall-Oxyden, Silikaten und Phosphaten." Neus Jabsucl Für Mineralogie Abhandlungen., Bd. 81, p. 315 - 364.
- FORCE, E.R. 1991. Geology of titanium-mineral deposits; the Geological Society of America, Special Paper 259, 112 p.

FRAM, M.S. and Longhi, J. 1992. "Phase equilibria of dikes associated with Proterozoic anorthosite complexes." American Mineralogist, vol 77, p. 605 - 616.

FREESTONE, I.C. 1978. "Liquid immiscibility in alkali-rich magmas." Chemical Geology, vol. 23, p. 115 - 123.

FRITH, R.A. and Doig, R. 1973. "Rb-Sr isotopic ages and petrologic studies of the rocks in the Lac St. Jean area, Quebec." Geochronology and Isotope Geology, vol. 7.

GEIST, D. J, BAKER, B. and McBIRNEY, A.R. 1985. "GPP.- A program package for creating and using geochemical data files: Center for Volcanology, University of Oregon, Eugene, Oregon, USA.

GILLSON, J.L. 1932. "Genesis of the ilmenite deposits of St.Urbain, County Charlevoix, Quebec." Economic Geology, vol. 27, p. 554 - 577.

GOODWIN, W.M. 1921. "A method of smelting titaniferous iron ore; Dominion of Canada." The Honourary Advisory Council for Scientific and Industrial Report, vol 8.

GREIG, J.W.1927. "On the evidence which has been presented for liquid silicate immiscibility in the laboratory and in the rocks of Agate Point, Ontario." American Journal of Science, vol. 15, p. 375 - 402.

HAGGERTY, S.E. 1976. "Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks." Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy, vol. 3: Oxide Minerals, p. Hg 101-Hg 300.

HAMMOND, P. 1952. "Allard Lake ilmenite deposits." Economic Geology, vol. 47, p. 634-649.

KLUGMAN, M.A.1960. "Doncaster area; Quebec." Quebec Dept. Mines, Geol. Rept.

LOGAN, W.E. and Hunt, T.S. 1862. "Descriptive catalogue of a collection of the economic minerals of Canada (Logan, W.E); and of its crystalline rocks (Hunt, T.S)." Geological Survey of Canada. London International Exhibition, 1862.

MARTIGNOLE, J. 1974. "L'évolution magmatique du complexe de Morin et son apport au problème des anorthosites." Contribution to mineralogy and petrology, vol. 44, p. 117 - 137.

MARTIGNOLE, J. 1973. "La formation des dépôts d'ilménite-magnétite durant la mise en place des anorthosites." In: Raguin E. (Ed), *Les Roches Plutoniques dans leurs Rapports avec les Gîtes Minéraux*. Masson, Paris, p. 233 - 238.

MARTIGNOLE, J. Ji, S. and Zhao X. 1995. High temperature mylonites of the Morin shear zone (Grenville Province, Quebec). *Canadian Tectonic Group*, Rawdon 1995.

MARTIGNOLE, J. et Schrijver, K. 1972. "Pétrologie et structure de l'anorthosite de Morin." International Geological Congress. Guide Book, Excursion B-01, (27 pp).

MARTIGNOLE, J. and Schrijver, K. 1973. "Effect of rock composition on appearance of garnet in anorthosite-charnockite suites." Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 10, p. 1132 - 1139.

MARTIGNOLE, J. and Schrijver, K. 1977. "Anorthosite-farsundite complexes in the southern part of the Grenville province." Geoscience Canada, vol. 4, p. 137 - 143.

MCBIRNEY, W. 1974. "Immiscibility in late stage magmas of the Skaergaard intrusion." Carnegie Institute Yearbook n° 73. p. 348 - 352.

MCLELLAND, J.M. and Chiarenzelli. 1988. "U-Pb geochronology and petrogenetic relationships of the anorthosite-charnockite suite, Adirondacks mountains, New York." In: Association Géologique du Canada, Association Minéralogique du Canada, Canadian Society of Petroleum Geologists; Annual Meeting, Program with Abstracts 13, P. A83.

MCLELLAND, J.M. and Whitney, P.R. 1977. "The origin of garnet in the anorthosite-charnockite suite of the Adirondacks." Contributions to Mineralogy & Petrology, vol. 60; p. 161 - 181.

MORSE, S.A. 1982. "A partisan review of Proterozoic anorthosites". American Mineralogist, vol. 67, p. 1087 - 1100.

MYSEN, B.O, Ryerson, F.J, and Virgo, D. 1980. "The structural role of phosphorus in silicate melts." Year - Book - Carnegie Institution of Washington vol. 79, p. 314 - 315.

NASLUND, H.R. 1983. "The effect of oxygen fugacity on liquid immiscibility in iron-bearing silicate melts." American Journal of Science, vol. 283, p. 1034 - 1059.

OSBORNE, F.F. 1928. "Certain magmatic titaniferous iron ores and their origin." Economic Geology, vol. 23, p. 724 - 761; 895 - 922.

OSBORNE, F.F. 1938. "Lachute map-aera." Part I. General and Economic Geology; Ann. Rept, Quebec, Bureaux des Mines. p. 3 - 39.

OWENS, B.E. and Dymek, R.F. 1989. "Differentiation of Labrieville, Québec, anorthosite massive: separation of Fe-Ti oxide, apatite-rich liquid?". Geological Association of Canada.

OWENS, B.E. and Dymek, R.F. 1992. "Fe-Ti-P rich rocks and massif anorthosite: problems of interpretation illustrated from the Labrieville and St-Urbain plutons, Quebec." Canadian Mineralogist, vol. 30, p. 163-189.

PAPEZIK, V.S. 1964. "Geochemistry of some Canadian anorthosites." Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 29, p. 673-709.

PHILPOTTS, A.R. 1966. "Origin of the anorthosite - mangerite rocks, in: Southern Quebec." Journal of Petrology, vol 7, p. 1 - 64.

PHILPOTTS, A.R. 1981. "A model for the generation of massif - type anorthosites." Canadian Mineralogist, vol 19, p. 233 - 253.

RIVERS, T. Martignole, J. Gower, C.F. And Davidson, A. 1989. "New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian shield." Tectonics, vol. 8, p. 63 - 84.

ROEDDER, E. 1978. "Silicate liquid immiscibility in magmas and in the system $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2$: an example of serendipity." Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 42, p. 1597 - 1617.

ROEDDER, E. and Weiblen, P.W. 1970. "Silicate liquid immiscibility in lunar magmas, evidenced by melt inclusions in lunar rocks. Science, vol. 167, p. 641 - 644.

ROSE, E.R. 1960. "Iron and Titanuim in the Morin Anorthosite, Quebec." Geological Survey of Canada, Paper 60 - 11, 12pp.

ROSE, E.R. 1969. "Geology of titanium and titaniferous deposits of Canada." Economic Geology, Report n° 25. Geological Survey of Canada, 177 pp.

ROSS, C.S. 1941. "Occurrence and origin of the Titanium deposits of Nelson and Amherst counties, Virginia, US." Geological Survey, Professional Paper, n° 198, 59pp.

RYERSON, F.J. 1985. "Oxide solution mechanisms in silicate melts : Systematic variations in the activity coefficient of SiO₂." Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 49, p. 637 - 649.

RYERSON, F.J. and Hess, P.C. 1978. "Implications of liquid-liquid distribution coefficients to mineral-liquid partitioning." Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 42, p. 921 - 932.

SCHRIJVER, K. 1975. "Deformed root of a composite diapir in granulite facies." Geotektonische Forschungen, heft 49, 118pp.

SOBCZAK, L.W. and Berkhout, A.W.J. 1967. "Bouguer anomaly map, Somerset Island and Prince of Wales Island, Northwest Territories."

STEPHENSON, R.C. 1948. "Titaniferous magnetite deposits of the Lake Sanford area, New York." State Museum Bulletin, n° 340, 95pp.

STOCKWELL, C.H. 1961. "Structural provinces, orogenies, and time classification of rocks of the Canadian precambrian shield." Isotopic ages, rept. 2. Geological Survey of Canada, p. 108 - 118.

STRECKEISEN, A. 1976. "To each plutonic rock its proper name." Earth Science Review. Vol. 12, p. 1 - 33.

THOMAS, M.D. 1990. "Deep structure of middle proterozoic anorthositic intrusions in the eastern canadian shield: insights from gravity modelling." Geological Association of Canada, n° 38, p. 353 - 371.

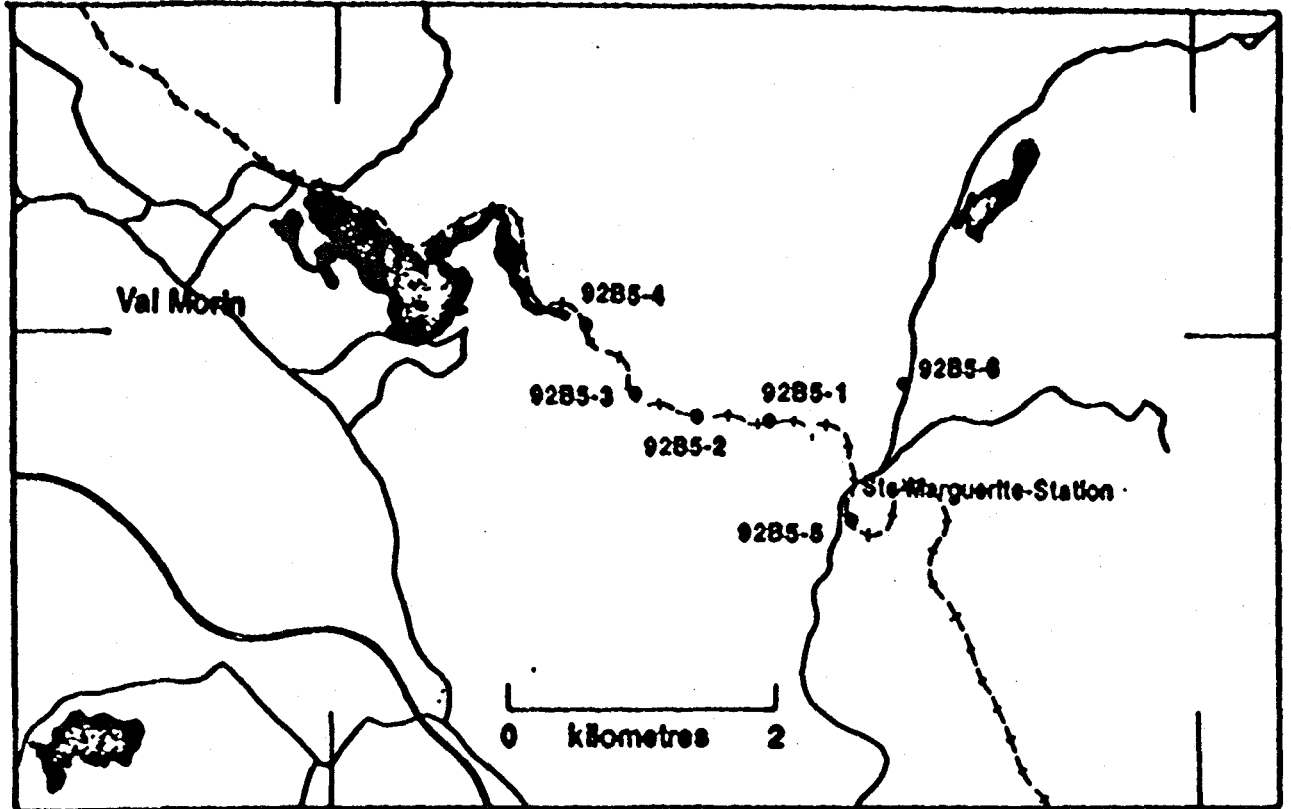
VON GRUENEWALDT, G. 1993. "Ilmenite-apatite enrichments in the upper zone of the Bushveld complex: a major titanium-rock phosphate resource." International Geology Review. vol. 35, p. 987-1000.

WATSON, E.B. 1976. "Two-liquid partition coefficients; experimental data and geochemical implications." Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 56, p. 119 - 134.

WIEBE, R.A. 1979. "Fractionation and liquid immiscibility in an anorthositic pluton of the Nain complex, Labrador." Journal of Petrology, vol. 20, p. 239 - 269.

WIEBE, R.A. 1980. "Anorthositic magmas and the origin of Proterozoic anorthosite massifs." Nature, vol. 286, p. 564 - 567.

ANNEXE 1.

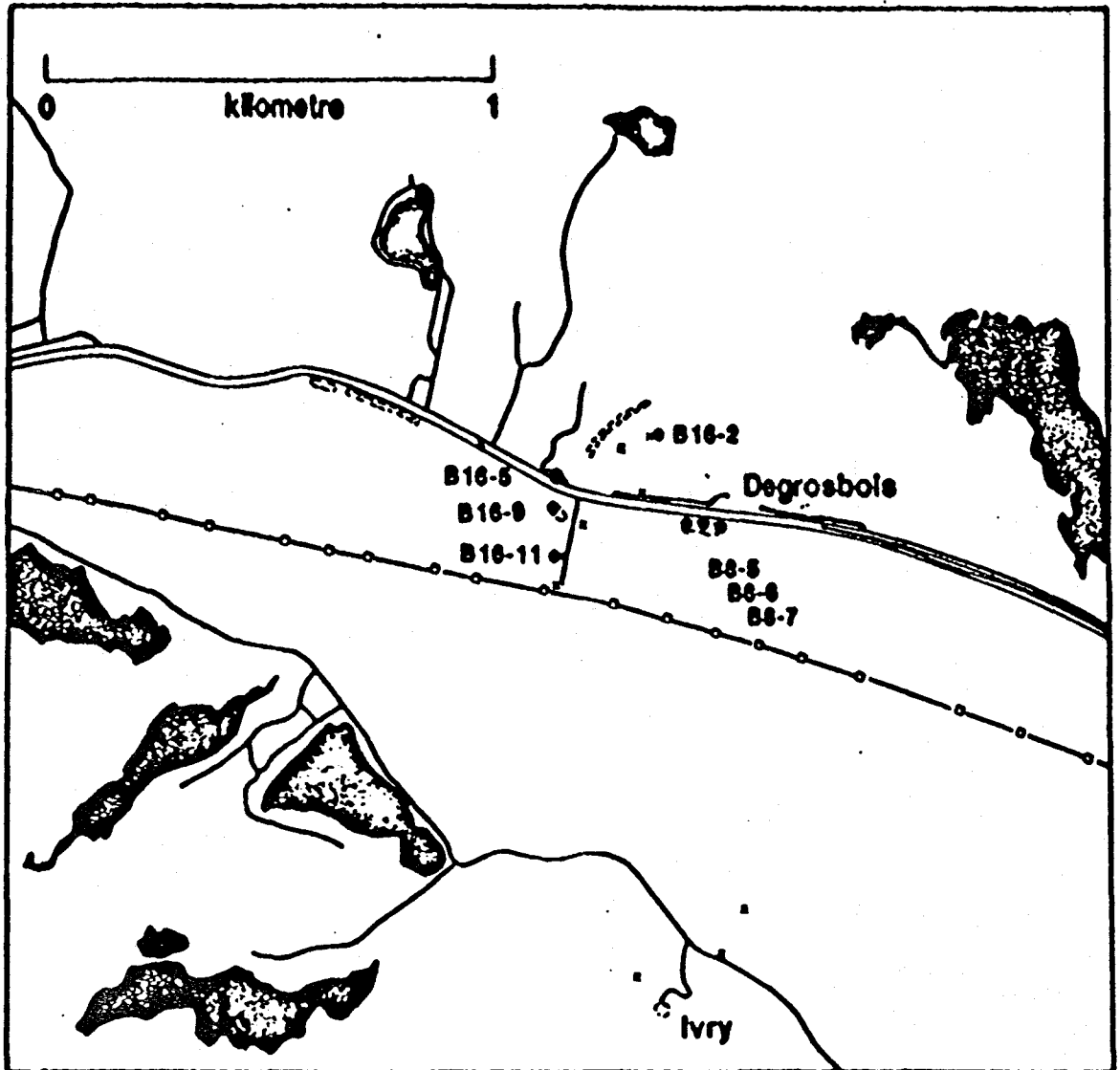


Carte de localisation des échantillons dans la région de Val Morin.

Legende:

--- Sentier pour les piétons

■ Lacs



Carte de localisation des échantillons autour des dépôts de Degrosbois et d'Ivry.

Legende:

—•••— Chemin de fer

==== Autoroute 117

■ Lacs

ANNEXE 2.

ANALYSES CHIMIQUES - LOCALITE DE IVRY

	B4-D	B15-7	B4-B	B4-C	B4-G	B15-4	B15-8
	Gabbro	Oxide-rich Gabbro	Ilmenite-rich				
(%poids)							
SiO ₂	45.31	43.63	2.80	15.13	4.16	4.74	18.31
TiO ₂	4.76	6.60	31.12	21.07	34.39	26.57	23.77
Al ₂ O ₃	12.02	13.34	2.13	6.89	1.63	2.76	7.05
Fe ₂ O ₃	15.43	19.65	58.47	50.26	56.00	61.50	42.32
MnO	0.16	0.19	0.18	0.14	0.17	0.18	0.18
MgO	7.74	5.28	0.97	1.62	2.37	0.95	2.25
CaO	11.23	9.15	0.31	2.63	0.64	0.92	4.31
Na ₂ O	1.93	2.56	n.d.	0.99	n.d.	0.38	1.13
K ₂ O	0.31	0.39	0.01	0.27	0.09	0.10	0.24
P ₂ O ₅	0.05	n.d.	0.04	0.11	0.08	0.05	0.37
S	n.d.	n.d.	5.25	7.07	0.16	n.d.	n.d.
LOI	0.14	0.14	1.46	1.99	1.43	2.04	-1.03
Total	99.07	100.93	102.74	108.16	101.12	100.19	98.90
-O=S	0.00	0.00	2.62	3.53	0.08	0.00	0.00
Total	99.07	100.93	100.12	104.63	101.04	100.19	98.90
(ppm)							
Cr	78	45	1636	1115	840	877	366
Ni	36	98	421	583	63	828	142
Co	76	52	349	404	281	205	58
Sc	37.3	34.4	35.1	24.3	37.2	31.8	30.7
V	612	908	6476	3334	7218	7713	5119
Cu	54	68	418	608	149	369	82
Pb	n.d.	13	11	n.d.	n.d.	13	16
Zn	90	103	328	209	252	175	154
Se	n.d.	n.d.	2.32	2.37	n.d.	n.d.	n.d.
Sb	n.d.	n.d.	0.55	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	6	3	10	13	16	3	n.d.
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	110	283	n.d.	n.d.
Sr	291	443	15	228	65	76	274
Ga	12	21	10	12	15	23	30
Ta	n.d.	n.d.	1.32	1.04	1.60	1.79	1.27
Nb	15.1	n.d.	114.0	84.8	100.6	30.0	15.0
Hf	1.04	1.27	7.04	5.45	6.49	10.77	4.80
Zr	29	38	352	233	275	467	164
Y	15.8	10.0	22.7	21.9	22.9	6.0	19.0
Th	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.29	n.d.
U	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
La	0.9	1.0	1.1	3.2	1.5	2.2	5.3
Ce	2.8	2.1	2.3	6.7	3.6	4.6	11.7
Nd	3.1	n.d.	n.d.	2.2	n.d.	n.d.	8.1
Sm	1.31	0.77	0.30	0.71	0.50	0.69	2.66
Eu	0.6	0.5	n.d.	0.4	0.2	0.2	0.8
Tb	0.28	0.23	n.d.	n.d.	n.d.	0.11	0.45
Ho	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.60
Tm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Yb	0.99	0.76	0.70	0.54	0.55	0.94	1.54
Lu	0.17	0.09	0.15	0.12	0.11	0.22	0.26
(ppb)							
Au	n.d.	n.d.	7	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

	Sample 93B11-18							
	m	b	c	d	h	i		
	Cpx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx
SiO2	51.25	51.00	51.21	51.18	50.78	50.97	51.44	51.16
TiO2	0.09	0.20	0.13	0.06	0.19	0.08	0.05	0.06
Al2O3	3.34	2.62	2.38	2.09	2.82	2.99	2.76	2.52
Cr2O3	0.04	0.05	0.08	0.08	0.03	0.02	0.07	nd
V2O3	nd	nd	nd	0.07	nd	nd	0.06	0.02
Fe2O3	2.70	1.42	1.99	2.00	2.67	2.06	1.65	1.55
FeO	5.41	22.34	22.08	21.60	21.65	21.31	19.70	21.84
MnO	0.22	0.48	0.52	0.48	0.54	0.45	0.52	0.53
MgO	13.85	21.06	21.24	21.24	21.42	21.55	22.79	21.33
ZnO	nd	nd	nd	0.24	nd	0.12	nd	nd
NiO	0.01	0.12	0.11	nd	nd	nd	0.02	0.03
BaO	0.02	0.02	nd	0.04	0.08	0.03	0.01	0.02
CaO	22.89	0.47	0.58	0.83	0.34	0.53	0.56	0.62
SrO	0.06	0.07	nd	0.03	nd	0.01	nd	nd
Na2O	0.33	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
K2O	0.04	nd	nd	nd	0.01	nd	nd	0.01
Sum	100.25	99.84	100.32	99.94	100.54	100.12	99.63	99.69

atoms per 6 oxygen and 4 cations

Si	1.899	1.916	1.915	1.922	1.895	1.903	1.913	1.920
Ti	0.003	0.006	0.004	0.002	0.005	0.002	0.001	0.002
Al	0.146	0.116	0.105	0.092	0.124	0.132	0.121	0.111
Cr	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.002	0
V	0	0	0	0.002	0	0	0.002	0.001
Fe3	0.075	0.040	0.056	0.057	0.075	0.058	0.046	0.044
Fe2	0.168	0.702	0.691	0.678	0.676	0.665	0.613	0.685
Mn	0.007	0.015	0.016	0.015	0.017	0.014	0.016	0.017
Mg	0.765	1.179	1.184	1.189	1.191	1.199	1.263	1.193
Zn	0	0	0	0.007	0	0.003	0	0
Ni	0	0.004	0.003	0	0	0	0.001	0.001
Ba	0	0	0	0.001	0.001	0	0	0
Ca	0.909	0.019	0.023	0.033	0.014	0.021	0.022	0.025
Sr	0.001	0.002	0	0.001	0	0	0	0
Na	0.024	0	0	0	0	0	0	0
K	0.002	0	0	0	0	0	0	0
Altet	0.101	0.084	0.085	0.078	0.105	0.097	0.087	0.080
Ca*	49.35	1.00	1.22	1.76	0.72	1.12	1.18	1.31
Fe2*	9.10	36.93	36.39	35.69	35.93	35.28	32.27	36.01
Mg*	41.54	62.07	62.39	62.55	63.35	63.60	66.55	62.68

Sample 93B9-6						
	a	b	c	2	9	10
	Cpx	Cpx	Cpx	Opx	Opx	Opx
SiO ₂	50.6	50.46	50.79	49.12	50.66	51.07
TiO ₂	0.41	0.42	0.38	0.12	0.11	0.11
Al ₂ O ₃	2.39	2.52	2.28	1.81	1.41	1.42
Cr ₂ O ₃	0.02	0.03	nd	nd	0.05	0.04
V ₂ O ₃	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Fe ₂ O ₃	2.50	3.47	3.86	3.16	1.07	2.01
FeO	7.98	7.65	7.38	23.71	25.11	23.98
MnO	0.37	0.34	0.38	0.71	0.69	0.83
MgO	12.76	12.8	12.84	18.79	19.06	19.81
ZnO	nd	nd	nd	nd	nd	nd
NiO	nd	nd	0.12	0.06	nd	0.02
BaO	nd	nd	nd	nd	nd	nd
CaO	21.84	21.76	22.07	0.59	0.62	0.71
SrO	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Na ₂ O	0.39	0.43	0.43	0.01	nd	nd
K ₂ O	0.01	nd	0.01	0.03	0.03	0.02
Total	99.27	99.88	100.55	98.11	98.81	100.02
atoms per 6 oxygen and 4 cations						
Si	1.913	1.899	1.901	1.910	1.949	1.937
Ti	0.012	0.012	0.011	0.004	0.003	0.003
Al	0.107	0.112	0.101	0.083	0.064	0.063
Cr	0.001	0.001	0	0	0.002	0.001
V	0	0	0	0	0	0
Fe ₃	0.071	0.098	0.109	0.092	0.031	0.057
Fe ₂	0.252	0.241	0.231	0.771	0.808	0.761
Mn	0.012	0.011	0.012	0.023	0.022	0.027
Mg	0.719	0.718	0.716	1.089	1.093	1.120
Zn	0	0	0	0	0	0
Ni	0	0	0.004	0.002	0	0.001
Ba	0	0	0	0	0	0
Ca	0.885	0.877	0.885	0.025	0.026	0.029
Sr	0	0	0	0	0	0
Na	0.029	0.031	0.031	0.001	0	0
K	0	0	0	0.001	0.001	0.001
Altet	0.087	0.101	0.099	0.090	0.051	0.063
Ca*	47.67	47.79	48.30	1.30	1.33	1.51
Fe ₂ *	13.59	13.11	12.61	40.91	41.93	39.84
Mg*	38.74	39.11	39.09	57.79	56.74	58.65

Sample 93B15-7

	b	c	d	e	m
	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
SiO ₂	51.43	50.95	51.18	51.47	51.33
TiO ₂	0.34	0.29	0.24	0.25	0.26
Al ₂ O ₃	2.21	2.43	2.19	2.19	1.95
Cr ₂ O ₃	nd	0.1	nd	nd	nd
V ₂ O ₃	nd	nd	nd	nd	nd
Fe ₂ O ₃	3.37	2.95	2.71	4.93	3.27
FeO	7.42	7.18	7.71	6.25	7.21
MnO	0.29	0.34	0.35	0.34	0.37
MgO	13.38	12.89	13.09	13.3	13.23
ZnO	nd	nd	nd	nd	nd
NiO	nd	nd	0.09	nd	0.07
BaO	nd	nd	nd	nd	nd
CaO	22.13	22.17	21.58	22.72	22.14
SrO	nd	nd	nd	nd	nd
Na ₂ O	0.39	0.5	0.47	0.48	0.43
K ₂ O	0.03	nd	0.02	0.05	nd

Sum 100.99 99.80 99.63 101.97 100.27

atoms per 6 oxygen and 4 cations

Si	1.910	1.913	1.924	1.895	1.919
Ti	0.009	0.008	0.007	0.007	0.007
Al	0.097	0.108	0.097	0.095	0.086
Cr	0	0.003	0	0	0
V	0	0	0	0	0
Fe ₃	0.094	0.083	0.077	0.137	0.092
Fe ₂	0.230	0.225	0.243	0.192	0.226
Mn	0.009	0.011	0.011	0.011	0.012
Mg	0.741	0.721	0.734	0.730	0.737
Zn	0	0	0	0	0
Ni	0	0	0.003	0	0.002
Ba	0	0	0	0	0
Ca	0.880	0.892	0.869	0.896	0.887
Sr	0	0	0	0	0
Na	0.028	0.036	0.034	0.034	0.031
K	0.001	0	0.001	0.002	0
Altet	0.090	0.087	0.076	0.105	0.081
Ca*	47.56	48.51	47.11	49.29	47.95
Fe ₂ *	12.45	12.26	13.14	10.58	12.19
Mg*	40.00	39.24	39.75	40.14	39.86

	Sample 93B16-9		Sample 92B5-2			
	c Cpx	d Cpx	21 Cpx	23 Cpx	24 Cpx	22 Opx
SiO2	50.88	51.2	50.71	52.77	52.82	50.67
TiO2	0.24	0.19	0.22	0.19	0.24	0.02
Al2O3	2.28	2.28	2.06	1.84	1.84	0.84
Cr2O3	0.06	nd	0.07	0.05	0.03	0.04
V2O3	nd	nd	0.04	0.05	0.05	0.03
Fe2O3	3.86	2.18	2.73	0.00	0.00	0.00
FeO	7.22	7.83	10.49	11.21	11.74	29.30
MnO	0.44	0.51	0.47	0.4	0.29	0.47
MgO	12.98	12.43	11.26	12.00	12.33	16.77
ZnO	nd	nd	nd	nd	0.04	0.23
NiO	nd	0.01	0.07	0.06	nd	nd
BaO	nd	nd	nd	0.05	0.09	nd
CaO	21.91	22.35	20.62	20.12	19.90	0.32
SrO	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Na2O	0.45	0.48	0.70	0.69	0.69	nd
K2O	0.03	nd	0.02	0.04	nd	0.01
Sum	100.36	99.46	99.46	99.47	100.06	98.70
Si	1.905	1.931	1.933	1.990	1.983	1.982
Ti	0.007	0.005	0.006	0.005	0.007	0.001
Al	0.101	0.101	0.093	0.082	0.081	0.039
Cr	0.002	0	0.002	0.001	0.001	0.001
V	0	0	0.001	0.002	0.002	0.001
Fe3	0.109	0.062	0.078	0	0	0
Fe2	0.226	0.247	0.334	0.354	0.369	0.959
Mn	0.014	0.016	0.015	0.013	0.009	0.016
Mg	0.724	0.699	0.640	0.674	0.690	0.978
Zn	0	0	0	0	0.001	0.007
Ni	0	0	0.002	0.002	0	0
Ba	0	0	0	0.001	0.001	0
Ca	0.879	0.903	0.842	0.813	0.800	0.013
Sr	0	0	0	0	0	0
Na	0.033	0.035	0.052	0.050	0.050	0
K	0.001	0	0.001	0.002	0	0
Altet	0.095	0.069	0.067	0.010	0.017	0.018
Ca*	48.04	48.85	46.37	44.16	43.06	0.69
Fe2*	12.36	13.36	18.41	19.20	19.83	49.16
Mg*	39.60	37.79	35.22	36.64	37.11	50.15

	Sample 92B8-7		Sample 93B2-6c	
	2	4	10	17
	Cpx	Cpx	Cpx	Opx
SiO ₂	51.05	51.06	51.04	51.96
TiO ₂	0.16	0.29	0.30	0.09
Al ₂ O ₃	2.28	2.58	3.13	2.08
Cr ₂ O ₃	nd	nd	nd	0.08
V ₂ O ₃	nd	nd	0.01	0.06
Fe ₂ O ₃	3.15	2.57	3.97	1.22
FeO	8.06	7.75	4.20	18.86
MnO	0.29	0.26	0.11	0.52
MgO	12.78	12.63	14.27	23.54
ZnO	nd	nd	nd	0.12
NiO	0.07	nd	0.10	nd
BaO	nd	0.06	0.03	0.08
CaO	21.6	22.22	22.82	0.47
SrO	nd	0.01	0.09	0.07
Na ₂ O	0.50	0.48	0.47	nd
K ₂ O	0.01	0.01	nd	0.01
Total	99.95	99.92	100.54	99.16

atoms per 6 oxygen and 4 cations

Si	1.919	1.917	1.885	1.933
Ti	0.005	0.008	0.008	0.003
Al	0.101	0.114	0.136	0.091
Cr	0	0	0	0.002
V	0	0	0	0.002
Fe ₃	0.089	0.073	0.110	0.034
Fe ₂	0.253	0.243	0.130	0.587
Mn	0.009	0.008	0.003	0.016
Mg	0.716	0.707	0.785	1.306
Zn	0	0	0	0.003
Ni	0.002	0	0.003	0
Ba	0	0.001	0	0.001
Ca	0.870	0.894	0.903	0.019
Sr	0	0	0.002	0.002
Na	0.036	0.035	0.034	0
K	0	0	0	0
Altet	0.081	0.083	0.115	0.067
Ca*	47.30	48.48	49.67	0.98
Fe ₂ *	13.77	13.19	7.13	30.71
Mg*	38.93	38.33	43.21	68.31

	Sample 93B16-5							
	33	34	36	38	49	50	51	55
	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
SiO2	51.02	51.16	51.42	51.16	51.51	51.46	51.04	51.11
TiO2	0.20	0.18	0.21	0.26	0.26	0.21	0.22	0.25
Al2O3	2.39	2.20	2.30	2.36	2.30	2.30	2.43	2.53
Cr2O3	0.04	nd	0.01	0.01	0.05	0.07	nd	0.02
V2O3	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Fe2O3	4.07	3.71	4.45	4.72	3.13	3.74	3.36	3.84
FeO	5.50	7.43	7.44	6.93	6.89	5.98	6.72	7.34
MnO	0.30	0.35	0.39	0.32	0.27	0.31	0.28	0.27
MgO	13.42	13.47	13.26	13.22	13.14	13.24	13.22	13.17
ZnO	nd	nd	nd	nd	0.06	nd	nd	nd
NiO	0.04	0.06	nd	0.12	nd	0.07	0.04	nd
BaO	nd	nd	nd	nd	0.11	nd	nd	nd
CaO	22.76	21.54	21.92	22.03	22.56	22.69	22.16	21.97
SrO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Na2O	0.46	0.41	0.45	0.48	0.47	0.56	0.48	0.44
K2O	0.04	nd	nd	0.02	0.02	0.03	nd	0.02
Sum	100.24	100.51	101.85	101.63	100.76	100.66	99.95	100.96
atoms per 6 oxygen and 4 cations								
Si	1.902	1.909	1.899	1.893	1.915	1.911	1.910	1.900
Ti	0.006	0.005	0.006	0.007	0.007	0.006	0.006	0.007
Al	0.105	0.097	0.100	0.103	0.101	0.101	0.107	0.111
Cr	0.001	0	0	0	0.001	0.002	0	0.001
V	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe3	0.114	0.104	0.124	0.131	0.087	0.105	0.095	0.107
Fe2	0.171	0.232	0.230	0.214	0.214	0.186	0.210	0.228
Mn	0.009	0.011	0.012	0.010	0.009	0.010	0.009	0.009
Mg	0.746	0.749	0.730	0.729	0.728	0.733	0.738	0.730
Zn	0	0	0	0	0.002	0	0	0
Ni	0.001	0.002	0	0.004	0	0.002	0.001	0
Ba	0	0	0	0	0.002	0	0	0
Ca	0.909	0.861	0.867	0.873	0.899	0.903	0.889	0.875
Sr	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0.033	0.030	0.032	0.034	0.034	0.040	0.035	0.032
K	0.002	0	0	0.001	0.001	0.001	0	0.001
Altet	0.098	0.091	0.101	0.107	0.085	0.089	0.090	0.100
Ca*	49.78	46.75	47.48	48.07	48.81	49.56	48.39	47.74
Fe2*	9.38	12.59	12.57	11.81	11.63	10.20	11.45	12.46
Mg*	40.83	40.67	39.95	40.13	39.55	40.23	40.16	39.81

Sample 93B16-5

	32	47	52	53	54	35	37	45
	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx
SiO2	51.26	51.06	50.32	50.67	50.84	50.97	50.89	50.73
TiO2	0.08	0.05	0.09	0.10	0.06	0.08	0.10	0.08
Al2O3	1.49	1.46	1.59	1.48	1.39	1.57	1.58	1.59
Cr2O3	0.07	0.01	0.01	nd	0.01	0.04	0.01	0.01
V2O3	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Fe2O3	1.46	2.00	2.19	1.57	1.56	1.94	1.75	0.63
FeO	25.03	23.93	23.96	24.30	24.10	24.37	24.70	25.05
MnO	0.56	0.73	0.69	0.69	0.72	0.73	0.74	0.73
MgO	19.57	19.99	19.45	19.61	19.77	19.74	19.5	19.21
ZnO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
NiO	0.05	0.03	nd	nd	0.02	0.05	0.07	nd
BaO	0.06	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
CaO	0.59	0.60	0.65	0.55	0.55	0.53	0.52	0.51
SrO	0.06	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Na2O	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
K2O	nd	0.01	0.02	0.02	0.03	nd	nd	0.01
Sum	100.29	99.87	98.97	98.99	99.05	100.02	99.87	98.54

atoms per 6 oxygen and 4 cations

Si	1.943	1.937	1.931	1.941	1.945	1.934	1.936	1.953
Ti	0.002	0.001	0.003	0.003	0.002	0.002	0.003	0.002
Al	0.067	0.065	0.072	0.067	0.063	0.070	0.071	0.072
Cr	0.002	0	0	0	0	0.001	0	0
V	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe3	0.042	0.057	0.063	0.045	0.045	0.056	0.050	0.018
Fe2	0.793	0.759	0.769	0.778	0.771	0.773	0.786	0.806
Mn	0.018	0.023	0.022	0.022	0.023	0.023	0.024	0.024
Mg	1.105	1.130	1.112	1.120	1.127	1.117	1.106	1.102
Zn	0	0	0	0	0	0	0	0
Ni	0.002	0.001	0	0	0.001	0.002	0.002	0
Ba	0.001	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0.024	0.024	0.027	0.023	0.023	0.022	0.021	0.021
Sr	0.001	0	0	0	0	0	0	0
Na	0	0	0	0	0	0	0	0
K	0	0	0.001	0.001	0.001	0	0	0
Altet	0.057	0.063	0.069	0.059	0.055	0.066	0.064	0.047
Ca*	1.25	1.27	1.40	1.18	1.17	1.13	1.11	1.09
Fe2*	41.26	39.67	40.30	40.53	40.14	40.46	41.09	41.79
Mg*	57.49	59.06	58.30	58.30	58.69	58.41	57.80	57.12

	Sample 93B16-5	Sample 93B16-2			
	46 Opx	13 Cpx	14 Cpx	3 Opx	4 Opx
SiO ₂	50.20	50.69	51.42	51.30	51.29
TiO ₂	0.04	0.22	0.17	0.07	0.08
Al ₂ O ₃	2.28	2.42	1.90	1.28	1.41
Cr ₂ O ₃	nd	0.05	nd	0.05	0.02
V ₂ O ₃	nd	nd	nd	nd	nd
Fe ₂ O ₃	1.53	6.41	1.97	1.88	1.43
FeO	22.35	7.65	8.64	25.55	25.48
MnO	0.61	0.37	0.31	0.77	0.73
MgO	20.30	12.94	12.60	19.04	19.25
ZnO	nd	nd	nd	nd	nd
NiO	nd	nd	0.17	0.03	nd
BaO	nd	nd	nd	nd	nd
CaO	0.62	21.65	21.66	0.77	0.69
SrO	nd	nd	nd	nd	nd
Na ₂ O	nd	0.43	0.49	nd	nd
K ₂ O	0.05	0.01	0.02	0.05	nd
Sum	97.98	102.84	99.35	100.79	100.37

atoms per 6 oxygen and 4 cations

Si	1.926	1.867	1.943	1.943	1.945
Ti	0.001	0.006	0.005	0.002	0.002
Al	0.103	0.105	0.085	0.057	0.063
Cr	0	0.001	0	0.001	0.001
V	0	0	0	0	0
Fe ₃	0.044	0.178	0.056	0.053	0.041
Fe ₂	0.717	0.236	0.273	0.809	0.808
Mn	0.020	0.012	0.010	0.025	0.023
Mg	1.161	0.710	0.710	1.075	1.088
Zn	0	0	0	0	0
Ni	0	0	0.005	0.001	0
Ba	0	0	0	0	0
Ca	0.025	0.854	0.877	0.031	0.028
Sr	0	0	0	0	0
Na	0	0.031	0.036	0	0
K	0.002	0	0.001	0.002	0
Altet	0.074	0.133	0.057	0.057	0.055
Ca*	1.34	47.45	47.16	1.63	1.46
Fe ₂ *	37.68	13.09	14.68	42.25	41.99
Mg*	60.98	39.46	38.16	56.12	56.55

	Sample 93B16-11A				
	22 Cpx	24 Cpx	25 Cpx	21 Opx	23 Opx
SiO ₂	50.68	51.01	50.21	51.35	51.41
TiO ₂	0.23	0.22	0.44	0.08	0.05
Al ₂ O ₃	1.57	2.29	3.12	1.66	1.57
Cr ₂ O ₃	nd	nd	nd	0.03	0.03
V ₂ O ₃	nd	nd	nd	nd	nd
Fe ₂ O ₃	3.16	4.19	3.59	1.46	1.21
FeO	6.97	6.16	6.56	22.54	22.10
MnO	0.33	0.28	0.22	0.62	0.63
MgO	13.16	13.63	12.86	21.05	21.31
ZnO	nd	nd	nd	nd	nd
NiO	nd	0.05	0.02	0.04	0.05
BaO	nd	nd	nd	nd	nd
CaO	21.99	22.35	22.60	0.50	0.56
SrO	nd	nd	nd	nd	nd
Na ₂ O	0.39	0.38	0.38	nd	nd
K ₂ O	0.03	nd	nd	0.04	0.01
Total	98.52	100.56	10 nd	99.37	98.93
atoms per 6 oxygen and 4 cations					
Si	1.928	1.899	1.882	1.940	1.946
Ti	0.007	0.006	0.012	0.002	0.001
Al	0.070	0.100	0.138	0.074	0.070
Cr	0	0	0	0.001	0.001
V	0	0	0	0	0
Fe ₃	0.091	0.117	0.101	0.041	0.035
Fe ₂	0.222	0.192	0.206	0.712	0.700
Mn	0.011	0.009	0.007	0.020	0.020
Mg	0.746	0.756	0.718	1.186	1.202
Zn	0	0	0	0	0
Ni	0	0.001	0.001	0.001	0.002
Ba	0	0	0	0	0
Ca	0.896	0.891	0.908	0.020	0.023
Sr	0	0	0	0	0
Na	0.029	0.027	0.028	0	0
K	0.001	0	0	0.002	0
Altet	0.072	0.101	0.118	0.060	0.054
Ca*	48.08	48.46	49.55	1.06	1.18
Fe ₂ *	11.90	10.42	11.23	37.13	36.35
Mg*	40.03	41.12	39.22	61.81	62.47

	Sample 93B2-8a				Sample 93B8-4d		
	5 Cpx	1 Cpx	2 Cpx	3 Cpx	2 Cpx	1 Opx	5 Opx
SiO2	49.92	51.14	51.17	50.91	50.70	51.27	50.90
TiO2	0.89	0.51	0.51	0.68	0.41	nd	0.05
Al2O3	2.86	3.44	3.24	3.32	3.75	2.00	2.24
Cr2O3	nd	nd	nd	nd	0.01	0.10	0.06
V2O3	0.05	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Fe2O3	5.35	3.05	3.03	3.62	2.46	1.39	1.34
FeO	7.86	4.29	4.09	5.10	5.68	20.65	20.66
MnO	0.22	0.24	0.12	0.25	0.16	0.40	0.42
MgO	15.70	14.41	14.39	15.30	13.33	22.33	22.09
ZnO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
NiO	0.05	0.01	nd	0.06	nd	0.07	nd
BaO	0.04	nd	nd	nd	nd	nd	nd
CaO	17.49	22.41	22.88	20.45	22.55	0.27	0.34
SrO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Na2O	0.42	0.58	0.53	0.55	0.53	nd	nd
K2O	0.01	nd	0.01	0.03	0.02	nd	nd
Sum	100.86	100.09	99.96	100.27	99.60	98.48	98.09

atoms per 6 oxygen and 4 cations

Si	1.852	1.889	1.892	1.879	1.891	1.935	1.929
Ti	0.025	0.014	0.014	0.019	0.011	0	0.001
Al	0.125	0.150	0.141	0.144	0.165	0.089	0.100
Cr	0	0	0	0	0	0.003	0.002
V	0.001	0	0	0	0	0	0
Fe3	0.149	0.085	0.084	0.101	0.069	0.039	0.038
Fe2	0.244	0.133	0.126	0.157	0.177	0.652	0.655
Mn	0.007	0.008	0.004	0.008	0.005	0.013	0.013
Mg	0.868	0.793	0.793	0.842	0.741	1.256	1.248
Zn	0	0	0	0	0	0	0
Ni	0.001	0	0	0.002	0	0.002	0
Ba	0.001	0	0	0	0	0	0
Ca	0.695	0.887	0.907	0.809	0.901	0.011	0.014
Sr	0	0	0	0	0	0	0
Na	0.030	0.042	0.038	0.039	0.038	0	0
K	0	0	0	0.001	0.001	0	0
Altet	0.148	0.111	0.108	0.121	0.109	0.065	0.071
Ca*	38.47	48.92	49.64	44.73	49.53	0.57	0.72
Fe2*	13.49	7.32	6.92	8.71	9.74	33.97	34.17
Mg*	48.04	43.76	43.44	46.56	40.73	65.46	65.11

	Sample 93B16-11A							
	AA-1	AA-3	AA-4	AA-9	BB-1	BB-5	BB-6	CC-7
	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx
SiO ₂	50.99	51.49	51.52	51.43	52.60	51.59	51.97	50.57
TiO ₂	0.01	0.06	0.11	0.05	0.06	0.08	0.09	0.09
Al ₂ O ₃	3.27	3.02	2.58	1.82	1.60	1.89	1.95	2.34
Cr ₂ O ₃	nd	nd	nd	nd	0.03	0.03	0.01	nd
V ₂ O ₃	nd	0.04	nd	nd	0.07	nd	nd	nd
Fe ₂ O ₃	1.31	1.45	1.94	1.32	3.23	2.61	1.85	1.91
FeO	20.33	20.43	20.34	22.52	17.14	18.47	19.19	22.83
MnO	0.44	0.56	0.65	0.65	0.61	0.56	0.51	0.49
MgO	22.26	22.55	22.43	20.99	23.81	23.57	23.51	20.53
ZnO	0.15	nd	0.06	0.06	nd	nd	nd	0.04
NiO	nd	0.01	nd	0.07	nd	0.08	0.11	nd
BaO	nd	0.06	0.05	nd	nd	nd	nd	nd
CaO	0.31	0.33	0.53	0.60	2.12	0.44	0.40	0.50
SrO	0.03	nd	0.01	0.03	0.03	nd	nd	nd
Na ₂ O	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
K ₂ O	nd	nd	nd	nd	nd	0.03	0.01	nd
Sum	99.10	100.00	100.21	99.54	101.30	99.35	99.61	99.30
atoms per 6 oxygen and 4 cations								
Si	1.909	1.911	1.913	1.940	1.918	1.920	1.929	1.917
Ti	0	0.002	0.003	0.001	0.002	0.002	0.003	0.003
Al	0.144	0.132	0.113	0.081	0.069	0.083	0.085	0.105
Cr	0	0	0	0	0.001	0.001	0	0
V	0	0.001	0	0	0.002	0	0	0
Fe ₃	0.037	0.040	0.054	0.037	0.089	0.073	0.052	0.054
Fe ₂	0.636	0.634	0.632	0.711	0.523	0.575	0.596	0.724
Mn	0.014	0.018	0.020	0.021	0.019	0.018	0.016	0.016
Mg	1.242	1.248	1.241	1.180	1.294	1.307	1.300	1.160
Zn	0.004	0	0.002	0.002	0	0	0	0.001
Ni	0	0	0	0.002	0	0.002	0.003	0
Ba	0	0.001	0.001	0	0	0	0	0
Ca	0.012	0.013	0.021	0.024	0.083	0.018	0.016	0.020
Sr	0.001	0	0	0.001	0.001	0	0	0
Na	0	0	0	0	0	0	0	0
K	0	0	0	0	0	0.001	0	0
Altet	0.091	0.089	0.087	0.060	0.082	0.080	0.071	0.083
Ca*	0.66	0.69	1.11	1.27	4.36	0.92	0.83	1.07
Fe ₂ *	33.66	33.46	33.34	37.11	27.52	30.25	31.15	38.01
Mg*	65.69	65.84	65.54	61.63	68.12	68.82	68.02	60.92

Amphiboles

	Sample 93B16-11A							
	AA-5	AA-8	BBx-3	BBx-10	CC-2	CC-6	DD-2	DD-3
SiO ₂	40.64	41.01	40.65	40.13	40.22	39.83	45.03	40.17
TiO ₂	2.48	2.41	1.22	1.44	2.90	3.35	1.92	2.38
Al ₂ O ₃	13.98	13.32	14.91	15.12	13.48	14.21	12.28	14.17
Cr ₂ O ₃	0.09	0.08	0.01	nd	0.01	nd	0.05	0.03
V ₂ O ₃	0.08	0.08	0.01	0.08	0.12	nd	0.05	nd
Fe ₂ O ₃	1.03	1.69	2.43	2.54	1.86	1.98	1.99	1.73
FeO	12.11	11.86	10.17	10.71	12.47	11.43	9.56	11.62
MnO	0.25	0.21	0.26	0.13	0.11	0.21	0.12	0.23
MgO	11.12	11.61	12.06	11.68	10.86	10.01	13.79	11.56
ZnO	nd	nd	0.12	0.03	nd	0.06	0.04	0.10
NiO	nd	0.03	nd	nd	0.04	nd	nd	0.05
BaO	0.04	0.04	0.06	0.02	0.06	0.14	0.14	0.03
CaO	11.35	11.38	11.48	11.37	10.80	10.10	11.65	11.55
SrO	nd	0.04	0.03	nd	nd	0.06	0.04	nd
Na ₂ O	2.43	2.43	2.41	2.39	2.59	1.79	1.95	2.45
K ₂ O	1.03	0.93	0.97	1.11	0.99	1.25	0.79	1.01
F	nd	nd	nd	0.14	0.08	nd	nd	nd
Cl	0.08	0.10	0.10	0.09	0.03	0.04	0.01	0.08
Total	96.71	97.22	96.89	96.98	96.62	94.46	99.41	97.16
-F, Cl	0.02	0.02	0.02	0.08	0.04	0.01	0	0.02
Total	96.70	97.20	96.87	96.91	96.58	94.45	99.41	97.15

atoms

Si	6.10	6.13	6.06	5.99	6.07	6.10	6.45	6.01
Ti	0.28	0.27	0.14	0.16	0.33	0.39	0.21	0.27
Al	2.47	2.35	2.62	2.66	2.40	2.56	2.07	2.50
Cr	0.01	0.01	0	0	0	0	0.01	0
V	0.01	0.01	0	0.01	0.01	0	0.01	0
Fe ₃	0.12	0.19	0.27	0.29	0.21	0.23	0.21	0.19
Fe ₂	1.52	1.48	1.27	1.34	1.57	1.46	1.14	1.46
Mn	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.03	0.01	0.03
Mg	2.49	2.59	2.68	2.60	2.44	2.28	2.94	2.58
Zn	0	0	0.01	0	0	0.01	0	0.01
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0.01
Ba	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0
Ca	1.83	1.82	1.83	1.82	1.75	1.66	1.79	1.85
Sr	0	0	0	0	0	0.01	0	0
Na	0.71	0.70	0.70	0.69	0.76	0.53	0.54	0.71
K	0.20	0.18	0.18	0.21	0.19	0.24	0.14	0.19
F	0	0	0	0.07	0.04	0	0	0
Cl	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0	0.02
Cats	15.77	15.76	15.80	15.79	15.75	15.51	15.54	15.82
Altet	1.90	1.87	1.94	2.01	1.93	1.90	1.55	1.99
Aloct	0.58	0.48	0.68	0.65	0.46	0.66	0.52	0.51
Mg#	62.06	63.56	67.88	66.02	60.82	60.96	71.99	63.93

Amphiboles

	Sample 93B16-11A		Sample 93B16-2				
	DD-5	DD-6	1	2	15	17	18
SiO ₂	39.91	41.04	40.59	41.02	40.91	40.46	41.35
TiO ₂	2.56	1.97	1.96	1.97	1.57	1.91	1.88
Al ₂ O ₃	14.28	13.72	12.52	12.45	12.54	12.60	12.92
Cr ₂ O ₃	0.08	0.11	0.02	nd	0.01	0.04	nd
V ₂ O ₃	0.09	0.12	0.06	0.07	nd	0.12	0.09
Fe ₂ O ₃	1.97	1.41	2.27	1.55	2.87	2.05	1.45
FeO	11.40	10.79	14.28	14.50	12.33	13.22	13.76
MnO	0.14	0.11	0.20	0.14	0.11	0.11	0.15
MgO	11.57	11.83	10.37	10.58	11.30	10.73	9.98
ZnO	nd	nd	nd	0.03	nd	nd	nd
NiO	nd	nd	0.07	0.02	nd	0.03	0.04
BaO	0.17	0.06	0.10	0.02	nd	0.02	0.04
CaO	11.35	11.17	11.87	11.90	11.82	11.82	11.18
SrO	nd	nd	nd	0.03	nd	nd	0.08
Na ₂ O	2.47	2.41	1.22	1.23	1.09	1.03	1.01
K ₂ O	1.07	0.93	2.57	2.60	2.54	2.51	2.22
F	0.09	nd	1.17	1.34	nd	0.74	0.74
Cl	0.06	0.05	0.43	0.47	nd	0.44	0.38
Total	97.21	95.72	99.70	99.92	97.09	97.83	97.27
-F,Cl	0.05	0.01	0.59	0.67	0	0.41	0.40
Total	97.16	95.71	99.11	99.24	97.09	97.41	96.87

atoms

Si	5.97	6.18	6.06	6.10	6.18	6.12	6.25
Ti	0.29	0.22	0.22	0.22	0.18	0.22	0.21
Al	2.52	2.43	2.20	2.18	2.23	2.24	2.30
Cr	0.01	0.01	0	0	0	0	0
V	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0.01	0.01
Fe ₃	0.22	0.16	0.25	0.17	0.33	0.23	0.16
Fe ₂	1.43	1.36	1.78	1.80	1.56	1.67	1.74
Mn	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02
Mg	2.58	2.65	2.31	2.35	2.55	2.42	2.25
Zn	0	0	0	0	0	0	0
Ni	0	0	0.01	0	0	0	0
Ba	0.01	0	0.01	0	0	0	0
Ca	1.82	1.80	1.90	1.90	1.91	1.91	1.81
Sr	0	0	0	0	0	0	0.01
Na	0.72	0.70	0.35	0.35	0.32	0.30	0.30
K	0.20	0.18	0.49	0.49	0.49	0.48	0.43
F	0.04	0	0.55	0.63	0	0.35	0.35
Cl	0.02	0.01	0.11	0.12	0	0.11	0.10
Cats	15.80	15.73	15.63	15.61	15.76	15.64	15.49
Altet	2.03	1.82	1.94	1.90	1.82	1.88	1.75
Aloct	0.49	0.61	0.27	0.28	0.42	0.36	0.55
Mg#	64.40	66.14	56.41	56.54	62.03	59.14	56.39

Sulphides

	Sample 92B4-C2					
	16	17	18	19	20	21
Mineral	Ccp	Po	Po	Ccp	Ccp	Po
Cu	33.37	nd	nd	34.07	33.60	nd
Hg	nd	0.14	nd	nd	nd	0.14
Ag	nd	nd	0.04	nd	nd	0.01
Au	nd	0.05	nd	nd	nd	nd
Fe	30.76	58.98	58.73	30.13	30.07	58.67
Zn	0.09	0.03	0.05	0.03	0.07	0.06
Sb	0.05	0.01	nd	nd	nd	nd
As	0.11	0.12	0.03	0.07	0.05	0.07
Se	0.05	0.03	0.03	0.07	0.03	0.01
In	nd	nd	nd	0.02	nd	nd
Cd	nd	nd	nd	0.03	0.06	nd
Ge	nd	nd	0.03	nd	nd	nd
Pb	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Bi	0.22	0.13	0.16	0.19	0.19	nd
Te	nd	nd	0.01	nd	0.03	0.09
V	nd	0.01	nd	nd	0.01	0.01
Mn	0.05	nd	nd	nd	0.02	nd
S	35.55	39.58	39.69	35.45	35.04	40.17
Sum	100.25	99.08	98.77	100.06	99.17	99.23
Atoms						
Cu	0.96	0	0	0.98	0.98	0
Hg	0	0	0	0	0	0
Ag	0	0	0	0	0	0
Au	0	0	0	0	0	0
Fe	1.01	0.92	0.92	0.99	1.00	0.91
Zn	0	0	0	0	0	0
Sb	0	0	0	0	0	0
As	0	0	0	0	0	0
Se	0	0	0	0	0	0
In	0	0	0	0	0	0
Cd	0	0	0	0	0	0
Ge	0	0	0	0	0	0
Pb	0	0	0	0	0	0
Bi	0	0	0	0	0	0
Te	0	0	0	0	0	0
V	0	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0	0	0	0
S	2.02	1.08	1.08	2.02	2.02	1.09
Sum	4.00	2.00	2.00	4.00	4.00	2.00
S+Se	2.03	1.08	1.08	2.03	2.02	1.09
metal	1.97	0.92	0.92	1.97	1.98	0.91

	Garnet		
	Sample	92B8-7	93B9-6
		1	1 3
SiO ₂		37.81	37.82 38.04
TiO ₂		0.19	0.07 0.08
Al ₂ O ₃		20.89	20.78 21.06
Cr ₂ O ₃		nd	nd 0.01
V ₂ O ₃		nd	nd nd
Fe ₂ O ₃		2.70	2.80 2.89
FeO		23.11	24.53 24.46
MnO		1.80	1.50 1.89
MgO		5.65	5.69 5.44
ZnO		nd	nd nd
NiO		0.12	nd nd
BaO		nd	nd nd
CaO		8.00	7.05 7.41
Na ₂ O		nd	nd nd
K ₂ O		nd	0.02 nd
Sum		100.27	100.26 101.28

atoms per 12 oxygen and 8 cations

Si	2.95	2.96	2.95
Ti	0.01	0	0
Al	1.92	1.91	1.92
Cr	0	0	0
V	0	0	0
Fe ₃	0.16	0.16	0.17
Fe ₂	1.51	1.60	1.59
Mn	0.12	0.10	0.12
Mg	0.66	0.66	0.63
Zn	0	0	0
Ni	0.01	0	0
Ba	0	0	0
Ca	0.67	0.59	0.62
Na	0	0	0
K	0	0	0

	Sample 93B15-7		Sample 93B16-11A				
	l Ilm	k Mag	CC-3 Ilm	CC-4 Ilm	1 Mag	8 Mag	CC-1 Mag
SiO2	nd	0.05	nd	nd	0.04	0.07	0.05
TiO2	47.48	0.07	47.35	46.74	0.04	0.05	0.13
Al2O3	0.03	0.25	0.05	0.04	0.20	0.49	0.15
Cr2O3	0.11	0.01	0.02	nd	0.10	0.06	0.31
V2O3	nd	nd	0.35	0.47	0.15	0.08	0.35
Fe2O3	8.22	68.92	9.58	8.63	68.02	68.35	67.78
FeO	40.34	31.10	39.25	39.32	30.56	30.84	31.07
MnO	0.35	0.04	0.52	0.56	0.04	nd	nd
MgO	1.05	0.04	1.21	1.03	0.01	0.05	nd
ZnO	nd	nd	0.31	nd	0.06	nd	nd
NiO	0.03	0.15	0.07	0.03	0.03	0.09	0.07
BaO	nd	nd	0.43	0.49	0.02	0.03	nd
CaO	nd	nd	0.01	0.03	0.07	0.10	0.04
SrO	nd	nd	0.03	0.06	0.09	0.15	nd
Na2O	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
K2O	0.01	0.02	0.01	nd	0.04	0.05	0.02
Sum	97.62	100.64	99.19	97.40	99.46	100.42	99.97
Si	0	0.002	0	0	0.002	0.003	0.002
Ti	0.919	0.002	0.904	0.910	0.001	0.001	0.004
Al	0.001	0.011	0.001	0.001	0.009	0.022	0.007
Cr	0.002	0	0	0	0.003	0.002	0.009
V	0	0	0.007	0.010	0.005	0.002	0.011
Fe3	0.159	1.982	0.183	0.168	1.980	1.967	1.963
Fe2	0.869	0.994	0.834	0.851	0.989	0.987	1.000
Mn	0.008	0.001	0.011	0.012	0.001	0	0
Mg	0.040	0.002	0.046	0.040	0.001	0.003	0
Zn	0	0	0.006	0	0.002	0	0
Ni	0.001	0.005	0.001	0.001	0.001	0.003	0.002
Ba	0	0	0.004	0.005	0	0	0
Ca	0	0	0	0.001	0.003	0.004	0.002
Sr	0	0	0	0.001	0.002	0.003	0
Na	0	0	0	0	0	0	0
K	0	0.001	0	0	0.002	0.002	0.001
Sum	2.000	3.000	2.000	2.000	3.000	3.000	3.000

Spinel

Sample	92B8-1	93B2-8a	
	30	18	19
SiO ₂	0.05	0.05	0.06
TiO ₂	0.08	nd	0.20
Al ₂ O ₃	61.92	60.76	61.08
Cr ₂ O ₃	0.10	0.47	0.64
V ₂ O ₃	0.11	0.07	0.06
Fe ₂ O ₃	1.21	3.02	2.34
FeO	18.74	14.83	14.71
MnO	0.17	0.06	0.03
MgO	12.21	14.23	14.39
ZnO	4.32	4.76	4.84
NiO	0.02	0.11	0.01
BaO	nd	0.01	0.09
CaO	0.05	nd	0.01
SrO	0.05	0.02	0.06
Na ₂ O	nd	nd	nd
K ₂ O	nd	nd	0.02
F	nd	nd	nd
Cl	nd	0.04	0.01
Total	99.04	98.50	98.54
-F, Cl	0	0.01	0
Total	99.04	98.49	98.54

atoms per 4 oxygen and 3 cations

Si	0.001	0.001	0.002
Ti	0.002	0	0.004
Al	1.964	1.924	1.928
Cr	0.002	0.010	0.014
V	0.002	0.002	0.001
Fe ₃	0.025	0.061	0.047
Fe ₂	0.422	0.333	0.330
Mn	0.004	0.001	0.001
Mg	0.490	0.570	0.575
Zn	0.086	0.094	0.096
Ni	0	0.002	0
Ba	0	0	0.001
Ca	0.001	0	0
Sr	0.001	0	0.001
Na	0	0	0
K	0	0	0.001
F	0	0	0
Cl	0	0.002	0

Feldspars

	Sample 93B8-2a				
	8	9	10	11	12
SiO ₂	54.94	55.44	55.18	56.05	55.64
Al ₂ O ₃	28.03	28.22	27.75	28.15	28.52
FeO	0.44	0.10	0.72	0.10	0.14
BaO	0.15	0.07	0.06	0.07	0.04
CaO	9.61	10.36	9.90	9.98	10.50
SrO	0.10	0.12	0.07	0.09	0.11
Na ₂ O	5.63	5.64	5.67	5.91	5.60
K ₂ O	0.25	0.26	0.29	0.20	0.25
Sum	99.15	100.21	99.64	100.55	100.80

atoms per 8 oxygen

Si	2.500	2.496	2.503	2.511	2.490
Al	1.503	1.497	1.483	1.486	1.504
Fe ₂	0.017	0.004	0.027	0.004	0.005
Ba	0.003	0.001	0.001	0.001	0.001
Ca	0.468	0.500	0.481	0.479	0.504
Sr	0.003	0.003	0.002	0.002	0.003
Na	0.497	0.492	0.499	0.513	0.486
K	0.015	0.015	0.017	0.011	0.014

mole proportions

An	0.478	0.496	0.483	0.477	0.502
Ab	0.507	0.489	0.500	0.511	0.484
Or	0.015	0.015	0.017	0.011	0.014