

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ À

L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR



RACHID MIDRA

GÉOCHIMIE DES LAVES DE LA FORMATION OBATOGAMAU

(BANDE SUD DE LA CEINTURE ARCHÉENNE CHIBOUGAMAU-MATAGAMI)

QUÉBEC, CANADA

DÉCEMBRE 1989



Mise en garde/Advice

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

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

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

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

RÉSUMÉ

Les laves basaltiques de la Formation Obatogamau (groupe de Roy) font partie de la zone interne de la ceinture des roches vertes de l'Abitibi. Sur le terrain, on rencontre des laves porphyriques intercalées aléatoirement avec des laves aphyriques. Les laves porphyriques sont caractérisées par la présence de phénocristaux et/ou glomérocrystaux millimétriques à centimétriques de plagioclase, qui forment jusqu'à 50% en volume de ces coulées. Les horizons fortement porphyriques se retrouvent généralement sous forme de lentilles dans les coulées, ou bien se restreignent aux parties sommitales des coulées de laves. Parfois, on rencontre 2 à 3 horizons porphyriques dans une même coulée. Le pourcentage et la dimension des plagioclases diminue au fur et à mesure qu'on s'éloigne du Complexe anorthositique de la rivière Opawica.

Géochimiquement, on distingue trois groupes de basaltes aphyriques, caractérisés par leur pourcentage en TiO₂ et P2O₅:

- 1) Basaltes aphyriques I avec TiO₂ ≤ 1.2 et P2O₅ ≤ .1
- 2) Basaltes aphyriques II avec 1.2 ≤ TiO₂ ≤ 1.6 et .1 ≤ P2O₅ ≤ .15
- 3) Basaltes aphyriques III avec TiO₂ > 1.6 et P2O₅ > .15

Les éléments traces et les terres rares varient de manière concomitante avec TiO₂ et P2O₅. Ces variations sont plutôt d'origine primaire et non dues à des processus d'altération secondaire, et résulteraient possiblement d'une évolution différente pour chacun des trois types de basaltes aphyriques.

La valeur * MG (inférieur à 56), indique que ces laves sont évoluées, et ne représentent pas un liquide parent des laves porphyriques.

Dans les coulées porphyriques, les glomérocrystaux de plagioclase ont une calcicité moyenne de An₈₉ et présentent des similarités avec les plagioclases du complexe de la rivière Opawica. La matrice, de ces coulées a une composition chimique semblable aux basaltes aphyriques I.

Les glomérocrystaux de plagioclase sont en déséquilibre avec les coulées hôtes. Ils ont cristallisé à partir d'un liquide moins évolué que les laves auxquelles ils sont associés.

Le modèle proposé est une chambre magmatique sub-volcanique (munie de cellules à convection) qui est alimenté périodiquement par un liquide primitif chargé de phénocristaux de plagioclase. Les plagioclases restent en suspension, alors que le liquide continue à évoluer en fractionnant les minéraux ferro-magnésiens.

ABSTRACT

Basalt lavas of the Obatogamau Formation (Roy Group) are widespread in the Internal Zone of the Abitibi Belt. The porphyritic lavas are characterized by millimetre to centimetre sized plagioclase phenocrysts and glomerocrysts forming 1-50% of the flows, and are randomly intercalated with aphyric flows. The porphyritic horizons occur in the upper parts of flows or form lenses within flows. Two to three porphyritic horizons may occur in the same flow. The percentage and size of plagioclase diminishes away from the Opawica Anorthosite Complex.

The aphyric basalts may be divided into three groups based on TiO₂ and P2O₅ content:

- 1) Aphyric basalt I with TiO₂ ≤ 1.2 et P2O₅ ≤ .1
- 2) Aphyric basalt II with 1.2 ≤ TiO₂ ≤ 1.6 et .1 ≤ P2O₅ ≤ .15
- 3) Aphyric basalt III with TiO₂ > 1.6 et P2O₅ > .15

Incompatible trace elements show a positive correlation with TiO₂ and P2O₅. These variations are primary and not due to secondary alteration, and may possibly result from different evolution of each of the three types of aphyric basalts. The Mg number (less than 56) indicates that the lavas are evolved and not the parent liquid of the porphyritic lavas.

Plagioclase glomerocrysts (An89) are similar to the plagioclase in the Opawica Anorthosite Complex, whereas the matrix is chemically similar to the aphyric lavas. Glomerocrysts are in disequilibrium with the matrix and have crystallized from a less-evolved magma. A periodically refilled subvolcanic magma chamber is the proposed model.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier les membres du comité de mémoire Mrs Gérard Woussen, Edward H. Chown et Michael D. Higgins pour les conseils qu'ils m'ont prodigués, spécialement Mr Gérard Woussen pour sa disponibilité et le grand intérêt qu'il portait pour nos travaux de recherche.

Je remercie le Ministère de L'Énergie et des Ressources du Québec et le Centre d'Études sur les Ressources Minérales pour le support logistique sur le terrain. Les frais des analyses chimiques et à la microsonde ont été défrayés par le Fonds CRSNG accordé au Dr. Gérard Woussen.

Je tiens également à remercier Sarah J. Barnes pour avoir mis à notre disposition le programme de calcul de calcicité des plagioclases. Je suis reconnaissant envers Yvon Boudreault, Marcel Lapointe, Richard Lechasseur et Jean-Eudes Villeneuve pour l'aide apportée lors de la préparation des lames minces et des échantillons.

J'exprime également ma reconnaissance au Module des Sciences de la Terre pour la bourse qu'ils m'ont accordé dans le cadre du programme d'Actions Structurantes.

Enfin, je remercie sincèrement toutes les personnes de ma famille pour leurs encouragements.

TABLE DES MATIERES

RÉSUMÉ	ii
ABSTRACT	iii
REMERCIEMENTS	iv
TABLE DES MATIERES	v
LISTE DES FIGURES	viii
LISTE DES PLANCHES	xii
LISTE DES TABLEAUX	xiii
CHAPITRE I: INTRODUCTION	1
INTRODUCTION	1
LOCALISATION ET ACCES	1
TRAVAUX ANTÉRIEURS	3
OBJECTIF DE L'ÉTUDE	3
MÉTHODOLOGIE DE TRAVAIL	4
CHAPITRE II: GÉOLOGIE RÉGIONALE	5
INTRODUCTION	5
BANDE SUD	5
INTRUSIONS	7
STRUCTURE	7
METAMORPHISME	9
BANDE NORD	9
PLAN DE RÉDACTION	10

CHAPITRE III: LAVES DE L'OBATOGAMAU	11
GÉOLOGIE LOCALE	11
PÉTROGRAPHIE	14
CHAPITRE IV: GÉOCHIMIE DES BASALTES	23
INTRODUCTION	23
MOBILITÉ DES ÉLÉMENTS MAJEURS ET TRACES	24
CLASSIFICATION DES COULÉES DE LAVES	27
BASALTES APHYRIQUES	27
ÉLÉMENTS TRACES ET TERRES RARES	33
INTRODUCTION	33
LES ÉLÉMENTS COMPATIBLES	35
LES ÉLÉMENTS INCOMPATIBLES	35
CONTEXTE GÉOCHIMIQUE DES BASALTES	37
CONTEXTE ARCHÉEN	37
CONTEXTE RÉCENT	39
COULÉE PORPHYRIQUE	41
ROCHE TOTALE	41
MATRICE	43
GLOMÉROCRISTAUX DE PLAGIOCLASE	46
DÉSÉQUILIBRE EN MATRICE ET GLOMÉROCRISTAUX	46
CONTEXTE GÉOCHIMIQUE	49
CHAPITRE V: SILL STRATIFIÉ	52
INTRODUCTION	52

PÉTROGRAPHIE	55
GÉOCHIMIE DU SILL	58
CHAPITRE VI: LE COMPLEXE DE LA RIVIERE OPAWICA	63
INTRODUCTION	63
PÉTROGRAPHIE	66
GÉOCHIMIE	67
CHAPITRE VII: DISCUSSION	72
BASALTES APHYRIQUES	72
GÉNÉSE DES BASALTES APHYRIQUES	74
BASALTES PORPHYRIQUES	76
MÉLANGE DE MAGMAS	77
LE SILL STRATIFIÉ	81
CONCLUSION	83
RÉFÉRENCES	84
ANNEXE 1: ANALYSE DES ÉLÉMENTS MAJEURS ET TERRES RARES	90
ANNEXE 2: ANALYSE PAR MICROSONDE	98
ANNEXE 3: LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS	100

LISTE DES FIGURES

Figure 1: carte de localisation du terrain d'étude sur les laves et le Complexe anorthositique de la rivière Opawica à l'ouest et le sill stratifié situé dans la partie nord-est.	2
Figure 2: Carte de localisation de la zone interne et externe de la ceinture des roches vertes de l'Abitibi.	6
Figure 3: Stratigraphie de la bande sud.	8
Figure 4: Stratigraphie de la bande nord	8
Figure 5: Diagramme alcalins/SiO ₂ de classification des laves. Les laves aphyriques et porphyriques de l'Obatogamau sont de composition basaltique. Une seule analyse montre une composition de basalte andésitique.	25
Figure 6: Diagramme AFM, les laves aphyriques de la Formation Obatogamau montrent une lignée tholéïitique.	28
Figure 7: Diagramme AFM, les échantillons de la coulée porphyrique montrent une concentration de points dans le champ tholéïitique.	29
Figure 8: Diagrammes binaires des basaltes aphyriques: les données sur les basaltes aphyriques montrent un regroupement en trois familles distinctes.	31
Figure 9: Diagrammes binaires des basaltes aphyriques: les oxides MgO, FeO* et CaO discriminent entre les aphyriques I d'une part et II, III d'autre part. Al2O3 montre par contre des valeurs nettement distinctes pour les aphyriques III comparativement aux basaltes de type I et II.	32
Figure 10: Diagrammes binaires des basaltes aphyriques: l'absence de données intermédiaires sur ces diagrammes confirme le caractère distinct des trois types de basaltes.	34

Figure 11: Spectres des terres rares normalisées aux chondrites des basaltes aphyriques. Les trois types de basaltes montrent un patron plat légèrement déprimé en terres rares légères.	36
Figure 12-A: Profil de la coulée porphyrique mettant en évidence les trois niveaux riches en plagioclase.	42
Figure 12B: Profil géochimique des oxydes montrant une corrélation négative avec les horizons enrichis en plagioclases dans la coulée porphyrique.	44
Figure 12C: Profil géochimique des oxydes montrant une corrélation positive avec les horizons enrichis en plagioclases dans la coulée porphyrique.	45
Figure 13: Diagrammes des oxydes montrant une corrélation positive avec MgO dans la coulée porphyrique.	47
Figure 14: Diagrammes binaires des oxydes montrant une corrélation négative avec MgO dans la coulée porphyrique.	48
Figure 15: Diagramme de calcicité du plagioclase versus le ratio 100 Ca/(Ca+Na) de la matrice. Les mégacristaux de plagioclase montrent un déséquilibre avec la matrice.	50
Figure 16: Diagrammes binaires des oxydes montrant une correspondance positive avec MgO. Ces oxydes montrent un enrichissement de la base au sommet du sill.	59
Figure 17: Diagrammes binaires des oxydes montrant une corrélation négative avec MgO dans le sill stratifié. Le pourcentage des oxydes CaO et Al ₂ O ₃ diminue de la base au sommet du sill.	60
Figure 18: Spectres des terres rares normalisées aux chondrites des échantillons du sill. L'anomalie positive en Eu diminue en intensité dans la partie sommitale du sill, à cause de la diminution du pourcentage des plagioclases.	62

- Figure 19: Diagrammes binaires synthèses. Les échantillons du Complexe de la rivière Opawica montrent une composition intermédiaire entre les échantillons de la coulée porphyrique et les glomérocrystaux de plagioclase. 69
- Figure 20: Spectres des terres rares normalisées aux chondrites des échantillons du Complexe de la rivière Opawica. Tous les échantillons montrent une anomalie positive en Eu dû à la présence du plagioclase. 70
- Figure 21: Spectres des terres rares normalisées aux chondrites des échantillons des glomérocrystaux de plagioclase. Leur faible concentration en terres rares implique qu'ils ont précipité à partir d'un liquide peu évolué. 78
- Figure 22: Diagramme montrant la variation de la densité d'un liquide tholéïitique en fonction en fonction de la différenciation (tiré de Stolper et Walker, 1980). 80

LISTE DES PLANCHES

Planche 1:	12-13
a) Basalte coussiné et aphyrique de la Formation Obatogamau	
b) Coulée massive de basalte porphyrique. Le niveau riche en plagioclase représente une lentille située dans la partie supérieure de la coulée.	
c) Basalte coussiné et porphyrique. Le pourcentage des plagioclases atteint parfois 35% à l'intérieur des coussins.	
Planche 2:	15-16
a) Photomicrographie de basalte montrant un phénocristal de plagioclase.	
b) et c) Photomicroographies de basalte contenant des glomérocristaux de plagioclases.	
Planche 3:	18-19
a) Mégacristal de plagioclase contenant des inclusions de la matrice. La différence de teinte d'altération correspond possiblement à une zonation.	
b) Glomérophénocristal de plagioclase baignant dans une matrice finement grenue.	
Planche 4:	21-22
a) Photomicrographie de basalte aphyrique contenant peu de leucoxène.	
b) Photomicrographie de basalte aphyrique riche en leucoxène.	
Planche 5:	53-54
a) Photographie montrant le contact net entre le gabbro anorthositique et le gabbro à 40% de phénocristaux de plagioclase, à l'intérieur du sill stratifié.	
b) Détail dans le gabbro contenant de phénocristaux de plagioclase.	
Planche 6:	56-57
a) Photographie de la partie sommitale du sill stratifié contenant moins de 5% de phénocristaux de plagioclase.	
b) Photomicrographie montrant une texture ophitique dans la partie supérieure du sill stratifié.	

Planche 7:

64-65

- a) Litage magmatique dans la zone anorthositique du Complexe de la rivière Opawica. Les plagioclases sont d'ordre centimétrique à décimétrique.
- b) Les plagioclases montrent une texture cumulus.

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Exemples de basaltes et ferro-basaltes archéens	38
--	----

CHAPITRE I

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Les laves basaltiques de la Formation Obatogamau occupent une grande superficie de la ceinture de roches vertes Chibougamau-Matagami. Seules quelques études pétrologiques et géochimiques (Ludden et al., 1984; Picard, 1984) ont été effectuées dans la bande nord de cette ceinture. Ces études ont porté exclusivement sur les laves aphyriques, délaissant ainsi un matériel important de laves porphyriques. La bande sud, par contre, n'a fait l'objet d'aucune étude géochimique approfondie. La présente étude est circonscrite à la partie anorthositique du Complexe de la rivière Opawica et aux laves porphyriques et aphyriques affleurant dans les cantons Guercheville, Gradis et Drouet. Pour compléter l'étude, on a procédé à l'échantillonnage d'un sill stratifié affleurant dans le canton Queylus.

Localisation et accès

Le terrain d'étude est situé à environ 50 km au SW de la ville de Chapais et à 90 km de Chibougamau (Fig. 1). L'accès se fait à partir de la route forestière L-213. La majorité des affleurements de laves basaltiques aphyriques échantillonnés se trouvent le long de cette route, qui présente une

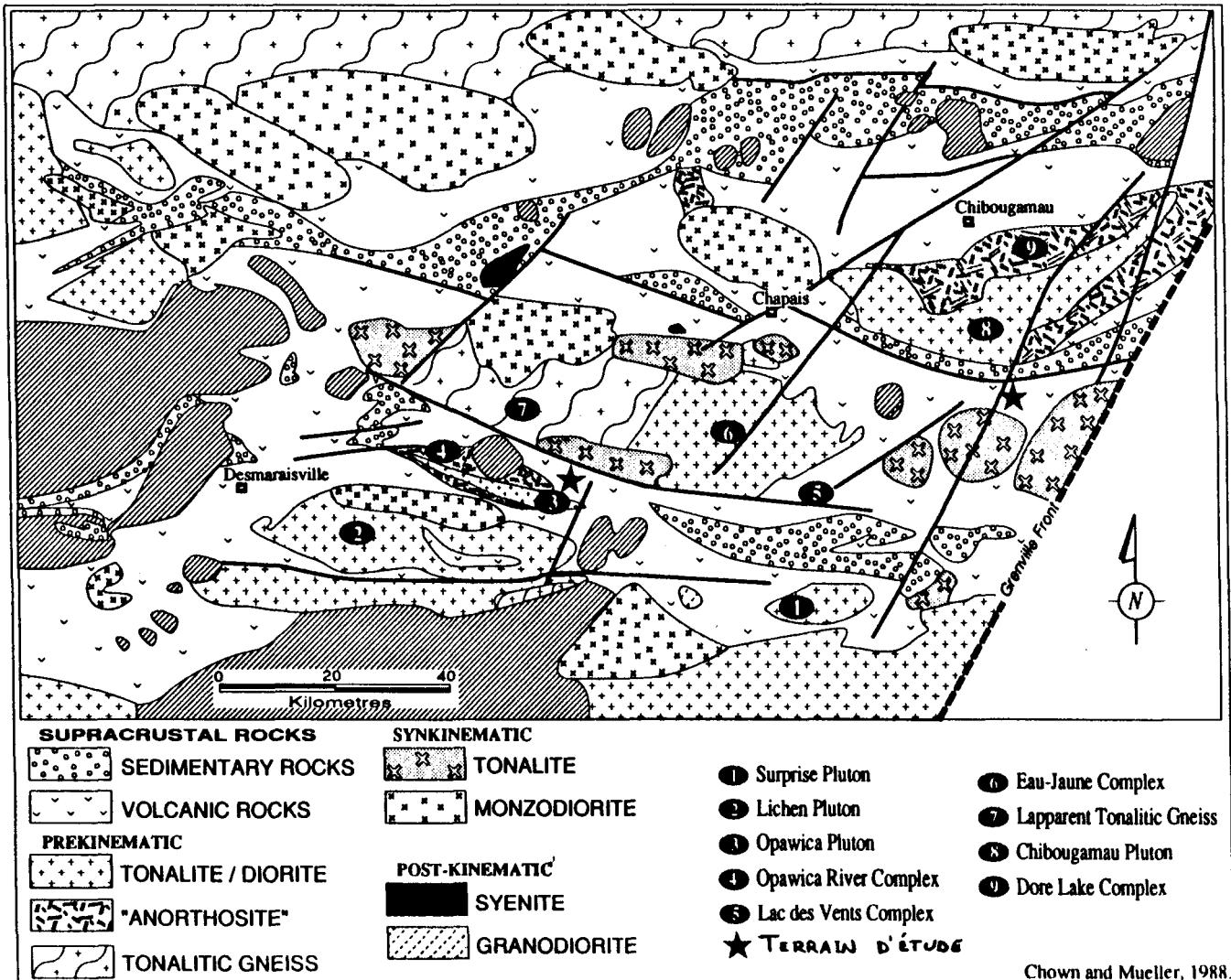


Figure 1: carte de localisation du terrain d'étude sur les laves et le Complexe anorthositique de la rivière Opawica à l'ouest et le sill stratifié situé dans la partie nord-est.

excellente coupe N-S. Pour le Complexe de la rivière Opawica, on y accède par la route forestière qui longe la ligne Hydro à l'extrémité ouest du canton Guercheville. Pour le sill stratifié, l'accès se fait à partir de la route 167.

Travaux Antérieurs

Le premier travail de reconnaissance dans la région a été effectué par Remick (1957). Il consiste en une cartographie régionale à l'échelle 1: 63 360. Maybin (1974), pour sa part cartographia le Complexe de la rivière Opawica à l'échelle 1: 12 000 dans le cadre d'un mémoire de maîtrise (Maybin, 1976).

Objectif de l'étude

Le contexte géologique met en évidence la présence d'un complexe anorthositique, des laves basaltiques aphyriques et porphyriques. L'étude consiste à :

- 1) déterminer la relation spatiale, sur le terrain, entre les laves aphyriques et porphyriques.
- 2) caractériser les laves aphyriques et porphyriques au point de vue pétrographique et géochimique.
- 3) comprendre les mécanismes physico-chimiques de concentration des mégacristaux de plagioclases dans les laves porphyriques et dans le sill stratifié.
- 4) déterminer la relation génétique, s'il y en a une, entre les différents types de laves et le Complexe de la rivière Opawica.

Méthodologie de travail

La campagne d'échantillonnage a été effectué lors de la campagne de cartographie entreprise, à l'échelle au 1: 20 000, à l'été 1986 au sein de l'équipe CERM-UQAC (Projet Du Guesclin). La participation à cette campagne de cartographie a permis d'avoir une vision plus régionale du contexte géologique et de choisir les meilleurs sites pour l'échantillonnage. L'étude pétrographique a précédé l'étape des analyses chimiques, afin d'éliminer les échantillons altérés. Les résultats d'analyses ont été compilés à l'aide des programmes géochimiques (IGPET et GPP). La localisation des échantillons ainsi que les résultats d'analyses sont fournies en annexe.

CHAPITRE II

GÉOLOGIE RÉGIONALE

INTRODUCTION

Le district minier de Chibougamau, situé à l'extrême NE de la ceinture des roches vertes de l'Abitibi, appartient à la province géologique du Supérieur. Il est caractéristique de la zone interne de cette ceinture (Dimroth et al., 1982, 1983) connue communément sous le nom de ceinture Chibougamau - Matagami (Fig. 2). Cette dernière présente une attitude E-W, sa longueur dépasse les 400 km, alors que sa largeur varie entre 25 à 100 km.

La ceinture des roches vertes archéennes Chibougamau - Matagami se divise dans ce district en deux bandes : une bande sud et une bande nord (Mueller et al., 1989). Du côté ouest, les 2 bandes sont séparées par le massif du Lapparent. Ce massif est composé majoritairement de roches intrusives felsiques d'âge pré à post-tectonique (Racicot et al., 1984; Chown et Mueller, 1988) de composition dioritique à granodioritique.

BANDE SUD

Dans la bande sud, l'unique cycle volcanique présente une puissance de 5 km (Mueller et al., 1989). Il comprend des laves basaltiques

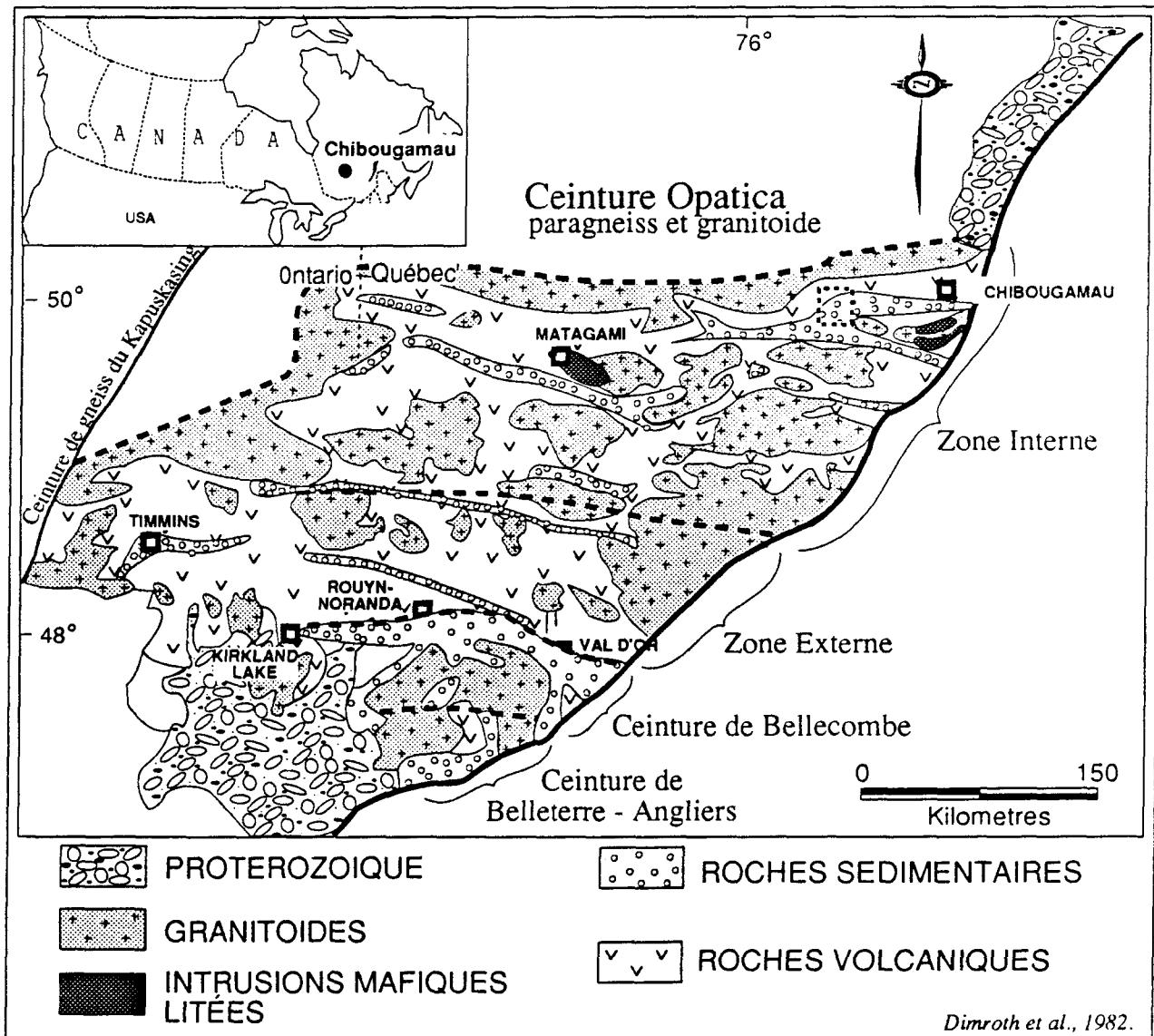


Figure 2: Carte de localisation de la zone interne et externe de la ceinture des roches vertes de l'Abitibi.

massives et coussinées à phénocristaux de plagioclase (Gobeil et Racicot , 1983 , Tait et al. , 1987) et des filons couches comagmatiques appartenant à la Formation Obatogamau. Sharma et al. (1987) rapportent la présence d'un complexe volcanique (complexe des Vents) à l'intérieur de la Formation Obatogamau. Ce complexe se compose essentiellement d'une alternance de roches volcaniques felsiques, de sédiments volcanogènes et de basaltes vésiculaires. La Formation Caopatina (Sharma et al. , 1987) coiffe la Formation Obatogamau. Elle comprend essentiellement des roches sédimentaires (1.5 - 2 km) interdigitées latéralement avec des coulées basaltiques de la Formation Obatogamau (Fig. 3).

INTRUSIONS

Le complexe anorthositique de la rivière Opawica (Maybin, 1976) constitue une intrusion stratiforme similaire au complexe du Lac Doré . Il est composé d'anorthosite gabbroïque , de gabbro anorthositique , de gabbro et de pyroxénite.

Plusieurs plutons d'âge pré à post-tectonique sont introduits dans l'ensemble de l'empilement volcanique . Leur composition varie généralement de diorite à tonalite, sauf pour les intrusions tardi-tectonique à tendance granodioritique.

STRUCTURE

Dans les roches intrusives felsiques, la foliation représente l'élément structural dominant. À l'œil nu, cette foliation est caractérisée par l'alignement des minéraux ferromagnésiens, l'étirement des grains de quartz

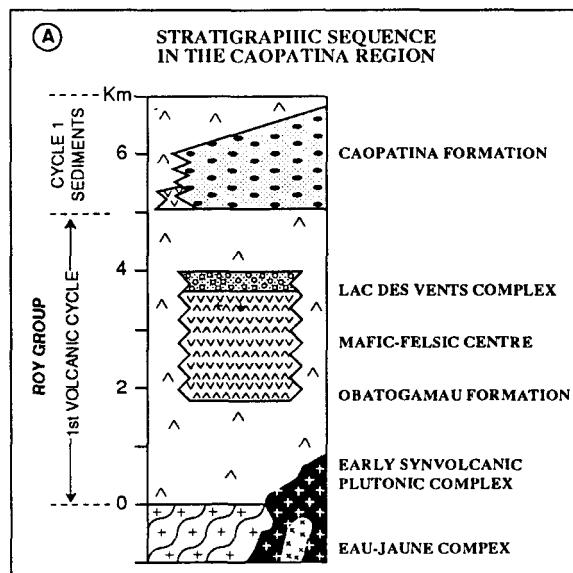


Figure 3 Stratigraphie de la bande sud
(Mueller et al., 1989).

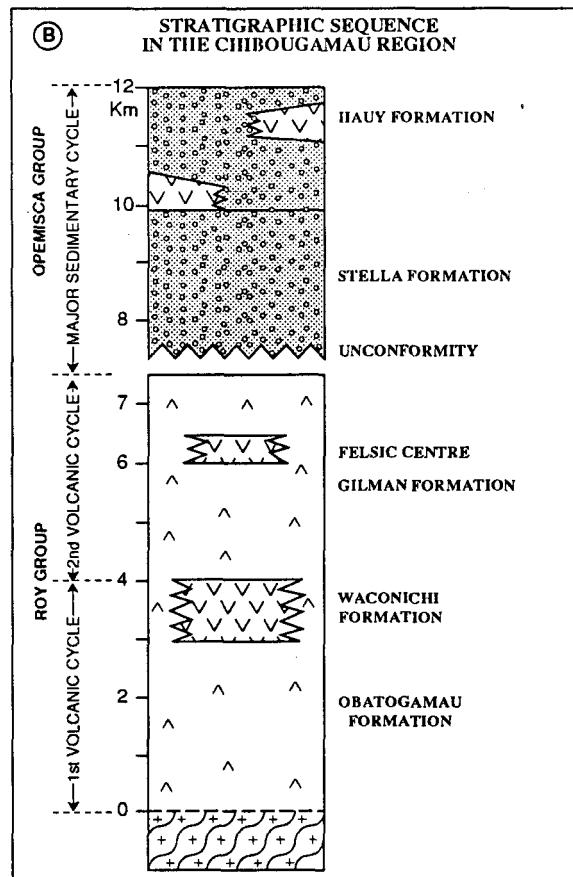


Figure 4 Stratigraphie de la bande nord
(Mueller et al., 1989).

et parfois l'alignement des plagioclases. Elle est reliée à la mise en place des intrusifs et constitue une structure fluidale (Marre, 1982). Dans l'empilement volcano-sédimentaire, c'est la schistosité qui représente l'élément structural dominant. Elle correspond à une structure d'aplatissement de direction E-W. Cette schistosité est soulignée par l'aplatissement des phénocristaux de plagioclases et par l'orientation de minéraux métamorphiques comme les amphiboles et la chlorite.

Dans la partie nord de l'empilement volcano-sédimentaire se trouve le synclinal de Druillettes (Tait et Chown, 1987, Lauzière et al., 1988) dont le cœur est occupé par les dépôts sédimentaires de la Formation Caopatina. Dans la partie sud apparaît un anticlinal dont le cœur est occupé par le pluton Opawica (Tait et Chown, 1987).

MÉTAMORPHISME

Le métamorphisme régional est au faciès schiste vert sauf, mais en bordure des intrusions syn à post-tectonique le grade métamorphique peut atteindre le faciès amphibolite. Dans le secteur du lac Remick, Le grade métamorphique passe du faciès schiste vert à amphibolite du nord vers le sud et la zone de transition correspond à la faille Doda (Lauzière et al., 1988).

BANDE NORD

Contrairement à la bande sud, la bande nord présente deux cycles volcaniques (Dimroth et al., 1984; Ludden et al., 1984; Allard et al., 1985) qui constituent le Groupe de Roy (Fig. 4). La Formation Obatogama (Cimon, 1976) représente la base du premier cycle (Duquette, 1970) . Elle comprend 3000

mètres de basaltes porphyriques et de filons-couches comagmatiques . La Formation Waconichi (Duquette, 1970) constitue la fin de ce cycle volcanique . Elle a une puissance de 1000 mètres et comprend des pyroclastites felsiques , des dacites porphyriques (Allard , 1976).

Le deuxième cycle volcanique est une séquence de 3600 mètres de basaltes et de filons-couches de gabbro appartenant à la Formation Gilman (Allard , 1976) . Elle est recouverte par un horizon volcano-sédimentaire , de moins de 1000 mètres , appelée Formation Blondeau (Caty , 1979).

Sur le groupe de Roy repose en discordance le groupe d'Opémisca . Ce dernier se compose de sédiments à la base (Formation Stella) , surmontés d'andésites potassiques en alternance avec des sédiments (Formation Haüy) . Comme dans la bande sud, plusieurs intrusions d'âge pré à post-tectonique recoupent l'empilement volcano-sédimentaire.

Plan de Rédaction

Dans le but de mieux faciliter la lecture de ce mémoire, le reste de l'étude a été subdivisé en 7 chapitres. Le chapitre III traite de la géologie et de la pétrographie des laves de l'Obatogamau, alors que le chapitre IV est consacré à la géochimie de ces laves. Les chapitres V et VI sont réservés respectivement, à l'étude du sill stratifié et du complexe de la rivière Opawica. La discussion suit dans le chapitre VII avec la conclusion.

CHAPITRE III

LAVES DE L'OBATOGAMAU

GÉOLOGIE LOCALE

Les coulées de laves basaltiques de la Formation Obatogamau affleurent principalement dans les cantons de Guercheville, Gradis et Drouet. Les coulées ont des épaisseurs d'ordre métrique à décamétrique. Leur extension latérale n'est pas connue. Les laves à débit massif prédominent sur les laves coussinées. Les brèches de coussins et les hyaloclastites sont peu abondantes. Parfois, les coulées présentent des laves à débit massif à la base, couassiné dans la partie centrale et bréchique au sommet. Cette succession, quand elle est présente, constitue un bon critère de polarité. Il est également fréquent d'observer une succession de laves uniquement à débit massif. La présence de cisaillements E-W sub-parallèle à la stratification oblitèrent les contacts entre les laves ainsi que les minces horizons hyaloclastites.

Les laves aphyriques et porphyriques sont intercalées de manière aléatoire. Les phénocristaux de plagioclases caractérisent les coulées porphyriques. Ces phénocristaux sont d'ordre millimétrique à centimétrique et forment jusqu'à 50% en volume des coulées. Parfois le plagioclase atteint une arête de 20 cm. Les horizons riches en phénocristaux se retrouvent sous forme

- a) Basalte coussiné et aphyrique de la Formation Obatogama
- b) Coulée massive de basalte porphyrique. Le niveau riche en plagioclase représente une lentille située dans la partie supérieure de la coulée.
- c) Basalte coussiné et porphyrique. Le pourcentage des plagioclases atteint parfois 35% à l'intérieur des coussins.

Planche 1

a)



b)



c)



de lentilles dans les coulées, ou bien se restreignent aux parties sommitales de ces coulées de laves (pl. 1b). Une même coulée peut présenter 2 à 3 horizons porphyriques. A l'est du Complexe de la rivière Opawica, le pourcentage et la dimension des plagioclases diminue dans les coulées au fur et à mesure qu'on s'éloigne de ce dernier. Certains horizons porphyriques contiennent jusqu'à 80% de plagioclase, et dans ce cas il est difficile de distinguer s'il s'agit de coulée de lave ou bien de filon-couche.

Les laves basaltiques sont de couleur vert pâle à vert foncé sur cassure fraîche. Les coulées sont finement à très finement grenues et contiennent peu de vésicules. Les coussins ont généralement 40 cm de diamètre et présentent une bordure de trempe de .5 cm (pl. 1a, 1c).

PÉTROGRAPHIE

Dans les laves de l'Obatogamau, les minéraux primaires sont pseudomorphosés et montrent des fantômes. Les fantômes de plagioclases saussuritisés sont abondants et se présentent sous 4 formes:

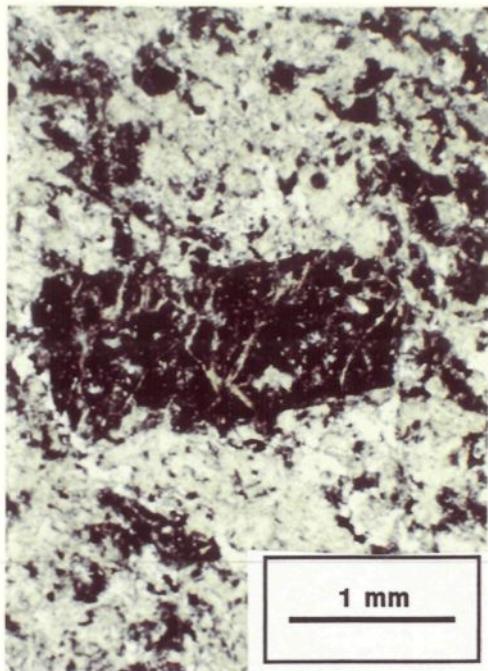
- microlite
- microphénocristaux (pl. 2a)
- phénocristaux
- gloméro cristaux ou glomérophénocristaux (pl. 2b, 2c, 3b)

Les microphénocristaux et les phénocristaux sont hypidiomorphes à idiomorphes. Les gloméro cristaux, dépendant de leur face d'accollage, passent d'une texture hypidiomorphe à xénomorphe.

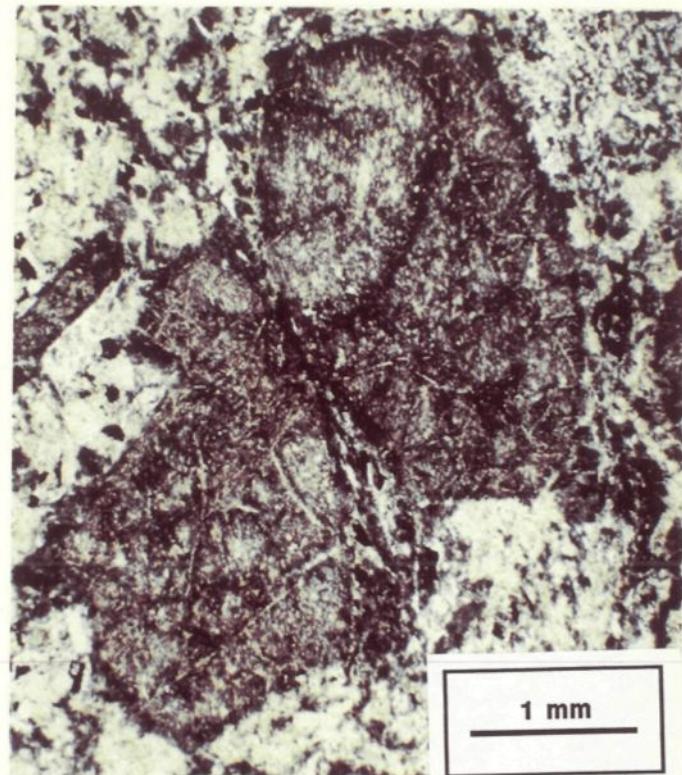
- a) Photomicrographie de basalte montrant un phénocristal de plagioclase.
- b) et c) Photomicroographies de basalte contenant des glomérocristaux de plagioclases.

Planche 2

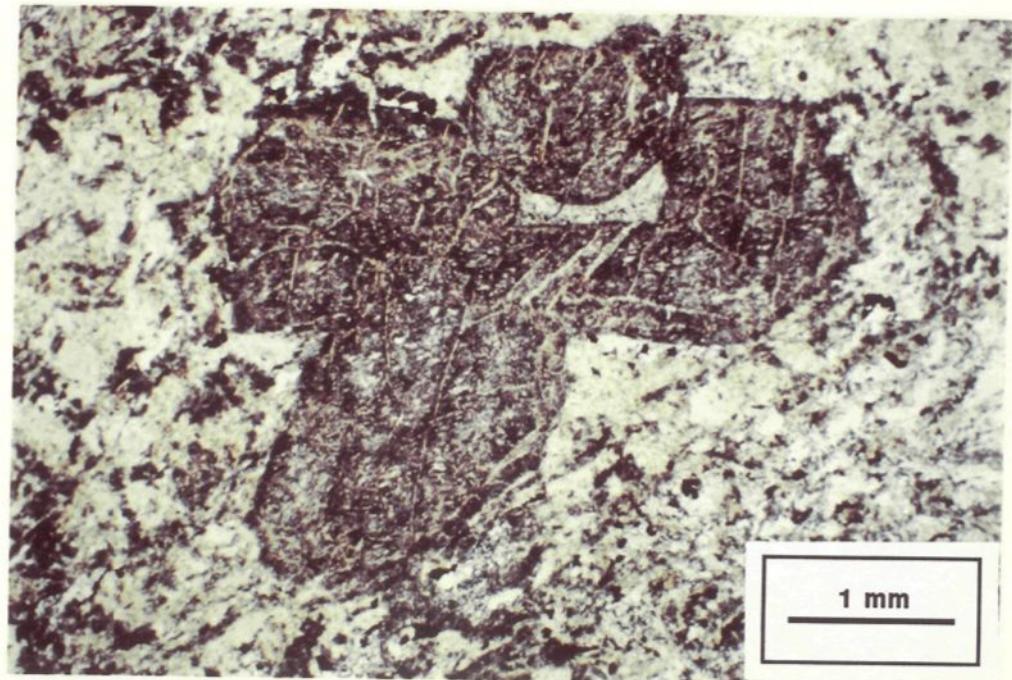
a)



b)



c)



L'altération subi par les plagioclases rend impossible la détermination des différents stades d'accollage des cristaux pour former les glomérocrystaux. Cependant la présence d'inclusions de minéraux mafiques et la variation de teinte d'altération dans les plagioclases suggère plusieurs phases d'accollages (pl. 3a).

Dans les coulées à débit massif la texture microlitique des plagioclases est présente en bordure seulement. Dans la partie centrale les plagioclases sont sous forme de phénocrystaux et/ou de microphénocrystaux.

Dans les coulées à débit coussiné, la texture est généralement microlitique au centre et souvent variolaire au niveau des bordures de trempe.

Les principaux minéraux secondaires observés sont: l'actinote (35% à 45%), l'épidote (25% à 35%), la chlorite (5% à 12%), le leucoxène (1% à 5%), l'albite (1% à 4%). Les minéraux accessoires sont l'apatite, la séricite, les carbonates, la pyrite et la magnétite.

L'actinote constitue le minéral principal, elle se présente sous forme de fibres isolées ou en amas. Parfois, elle montre des cristaux aciculaires millimétriques. L'actinote constitue la phase de remplacement des clinopyroxènes. Elle résulte aussi de la recristallisation de la matrice.

L'épidote se présente sous forme de microblastes automorphes (.05mm) disséminés ou en amas. La clinzoisite est très fréquente (80%) comparativement à la pistachite (20%). L'épidote constitue un des produits de saussuritisation des phénocrystaux et des microlites de plagioclases.

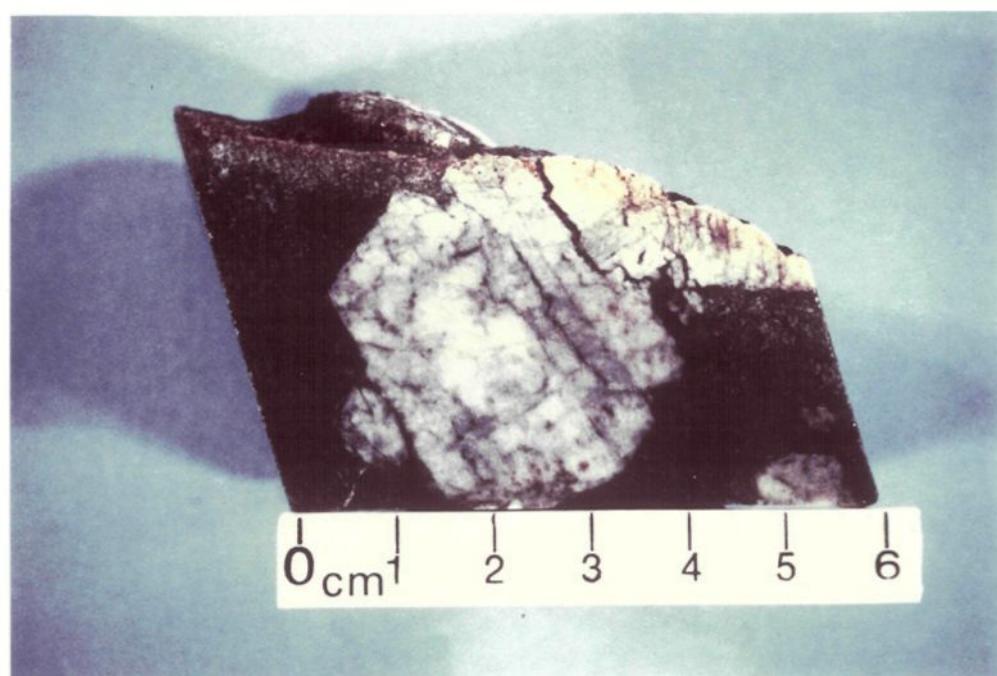
- a) Mégacristal de plagioclase contenant des inclusions de la matrice. La différence de teinte d'altération correspond possiblement à une zonation.
- b) Glomérophénocristal de plagioclase baignant dans une matrice finement grenue.

Planche 3

a)



b)



La chlorite montre de petites lamelles millimétriques isolées ou en amas polycristallin. Comme l'actinote , la chlorite résulte de l'altération des clinopyroxènes et de la recristallisation de la matrice.

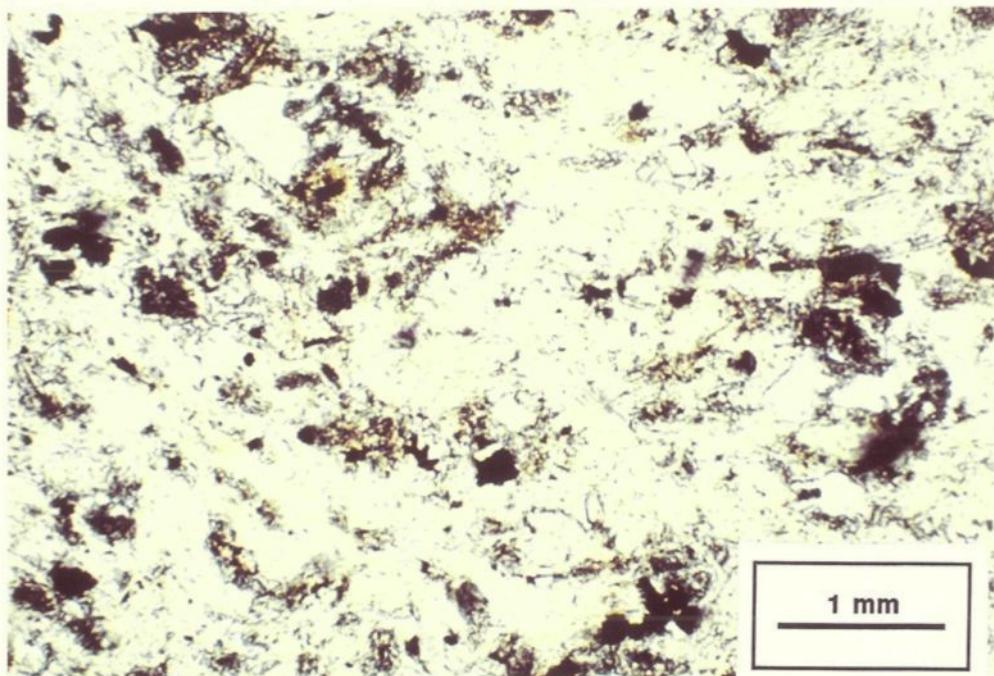
Le leucoxène (.3mm) est présent sous forme de grains xénomorphes. Il constitue le résultat de l'altération des minéraux titanifères et de la recristallisation de la matrice. Il présente des pourcentages différents dans les laves. Certaines coulées peuvent en contenir jusqu'à 5% (pl. 4). Dans l'histoire du fractionnement, le titane ne montrera donc pas le même comportement pour toutes les laves.

L'albite est associée à l'altération des plagioclases, elle contient souvent des inclusions d'épidote.

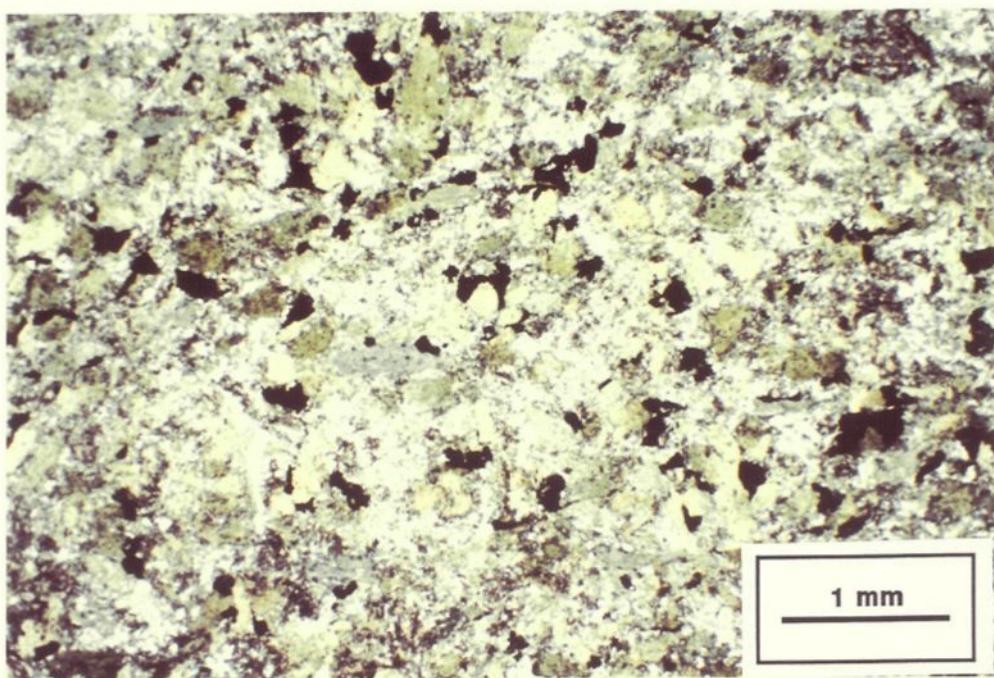
- a) Photomicrographie de basalte aphyrique contenant peu de leucoxène.
- b) Photomicrographie de basalte aphyrique riche en leucoxène.

Planche 4

a)



b)



CHAPITRE IV

GÉOCHIMIE DES BASALTES

INTRODUCTION

Aucune étude géochimique approfondie n'avait été réalisé la partie sud de la ceinture Chibougamau-Matagami, seules quelques données dispersées dans divers rapports géologiques ont été répertoriées (Maybin, 1976 et Tait et al., 1986, 1987). Par contre, dans la partie nord de cette ceinture, on dénombre quelques travaux sur la Formation Obatogamau (Ludden et al., 1984; Picard, 1984). Ces travaux sont cependant restreints aux coulées de laves aphyriques. Les horizons porphyriques n'ont fait l'objet d'aucune étude détaillée.

Le contexte géologique met en évidence la présence d'une intusion anorthositique, des laves porphyriques ainsi que des laves aphyriques. L'étude de l'ensemble nous permettra de mieux comprendre les mécanismes physico-chimiques responsables de cet environnement géologique.

Les échantillons préalablement sélectionnés sur le terrain répondent aux critères suivants :

- Le volume prélevé est systématiquement supérieur à 100 fois le volume du plus grand cristal

- Ils sont le moins tectonisés possible
- Ils sont dépourvus de minéralisation secondaire. Cependant quelques échantillons contiennent 1% à 2% de sulfures.

Les échantillons ont été pulvérisés à moins de 200 mailles au laboratoire de l'Université du Québec à Chicoutimi. L'analyse des éléments majeurs et traces (Y, Zr, Sr, Nb, Rb) a été réalisé à X-Ray Assay par fluorescence-X . Les terres rares et autres éléments traces ont été analysés par activation neutronique à l'Université du Québec à Chicoutimi. Les détails sur les analyses sont donnés à l'annexe 1.

MOBILITÉ DES ÉLÉMENTS MAJEURS ET TRACES

Lors du métamorphisme de bas grade, les quelques éléments traces (Ti,P,Zr,Y,Nb) et les terres rares ont présumément un caractère immobile (Winchester et Floyd, 1977; Floyd et Winchester, 1975-78; Pearce et Cann, 1973; Pearce et Norry, 1979; Winchester, 1985). Ils peuvent donc être utilisés pour discriminer entre les différents groupes de laves et caractériser les phénomènes magmatiques . Dans le cas d'une carbonatisation de la roche, ces différents éléments peuvent devenir mobiles (Hynes, 1980).

La majorité des éléments majeurs est susceptible à la mobilité lors du métamorphisme. Gélinas et al. (1982) soulignent la relation entre la paragénèse métamorphique et la mobilité. Dans le cas de la paragénèse : actinote + epidote + chlorite + albite + quartz, les éléments majeurs présentent une très faible mobilité comparativement à la paragénèse epidote + chlorite et epidote + séricite.

LÉGENDE DES SIGLES UTILISÉS POUR LES ANALYSES

Basaltes aphyriques I, II et III	○
Basaltes aphyriques I	◇
Basaltes aphyriques II	■
Basaltes aphyriques III	◆
Basaltes porphyriques	+
Matrice	□
Plagioclase	Δ
Sill	□
Anorthosite	☒

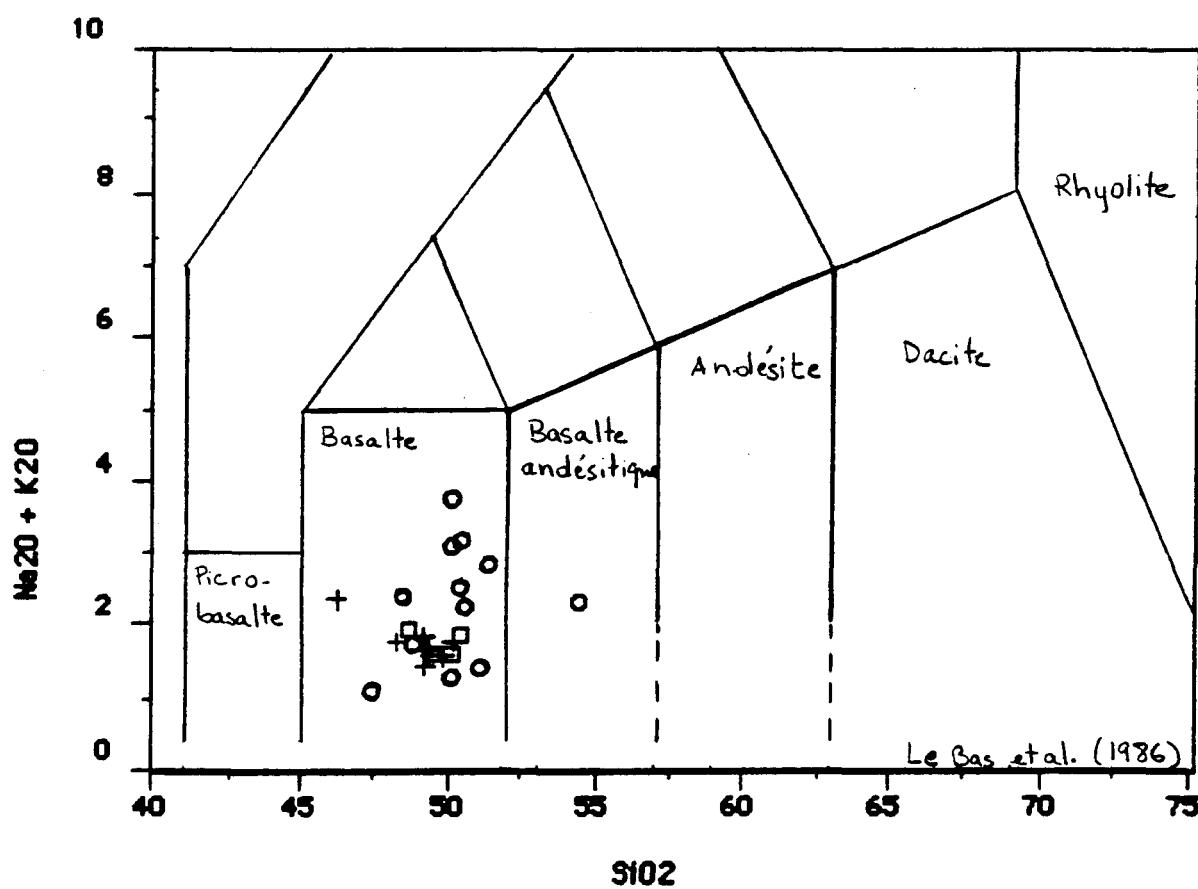


Figure 5: Diagramme alcalins/ SiO_2 de classification des laves. Les laves aphyriques et porphyriques de l'Obatogamau sont de composition basaltique. Une seule analyse montre une composition de basalte andésitique.

Les échantillons de laves analysés présentent la paragénèse actinote +épidote +chlorite +albite +quartz. Les 39 échantillons retenus ne contiennent pas d'albite limpide, ni de corindon normatif (Gélinas et al., 1982) et leur pourcentage de CO₂ est très faible.

CLASSIFICATION DES COULÉES DE LAVES

Le diagramme alcalins/SiO₂ (LeBas et al., 1986) montre que les laves aphyriques et porphyriques de l'Obatogamau sont de composition basaltique (Fig. 5). Une seule analyse montre une composition de basalte andésitique dû possiblement à un enrichissement secondaire en silice.

Le diagramme AFM (Fig. 6) confirme la lignée tholeiitique des coulées de laves de cette formation (Maybin, 1976, Tait et al., 1987). Les analyses des laves aphyriques projetées sur ce diagramme montrent un enrichissement en FeO total (FeO*). Par contre les laves porphyriques montrent une concentration des points (Fig. 7).

BASALTES APHYRIQUES

Le terme aphyrique est assigné à toute lave microgrenue ou grenue et dépourvue de phénocristaux de plagioclases. Quatorze analyses au total ont été retenus.

Les coulées de laves ont un caractère hypopotassique. En effet K2O est inférieur à .3% sauf dans le cas de 2 analyses (.35 et .86).

Le traitement de l'ensemble des données des éléments majeurs, traces et des terres rares a permis de diviser les basaltes aphyriques en

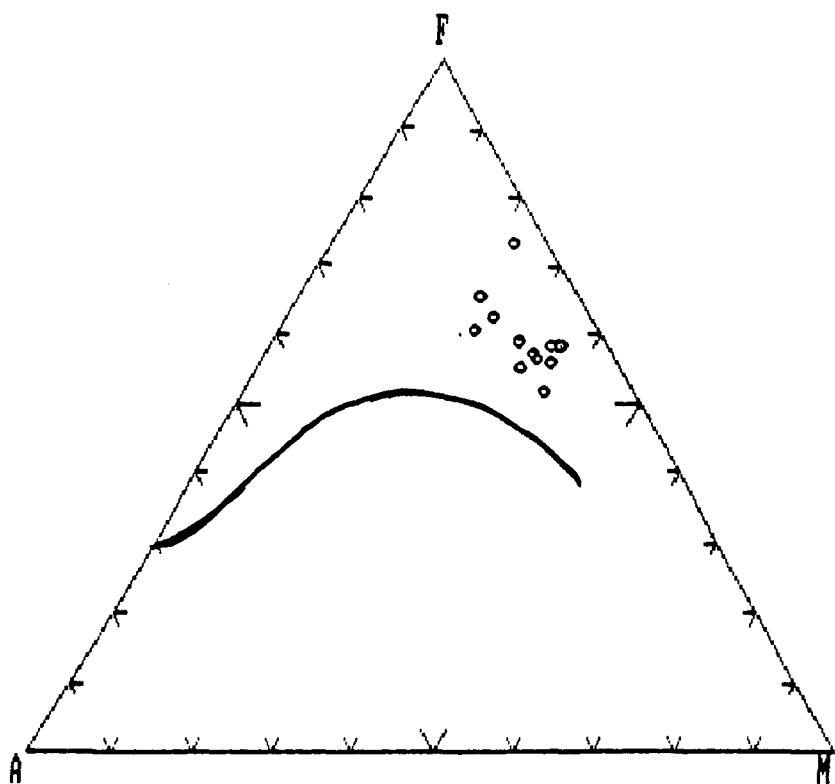


Figure 6: Diagramme AFM, les laves aphyriques de la Formation Obatogama montrent une lignée tholéitique.

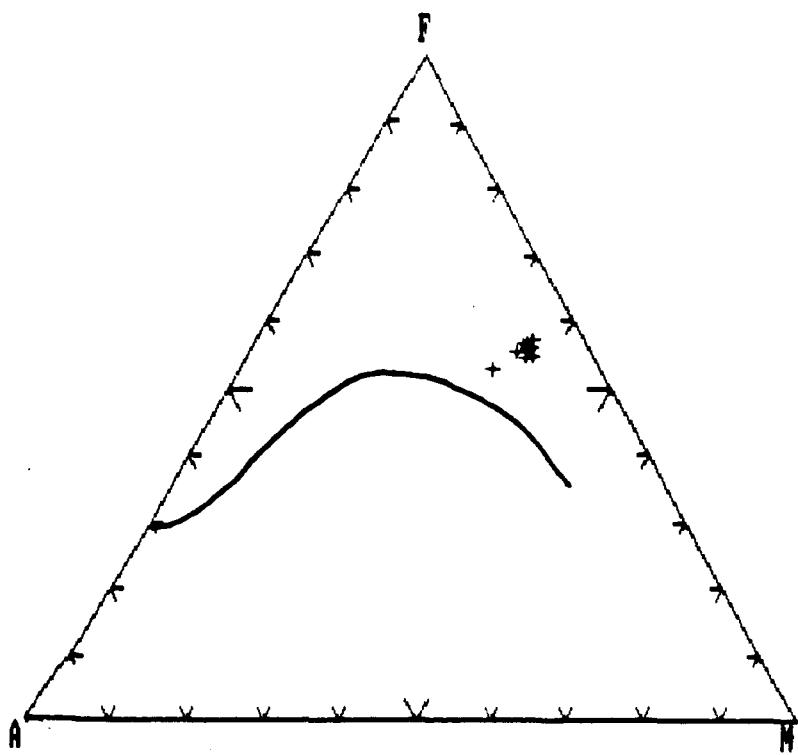


Figure 7: Diagramme AFM, les échantillons de la coulée porphyrique montrent une concentration de points dans le champ tholéïitique.

trois groupes de roches distincts caractérisés par leurs pourcentages respectifs en TiO₂ et P2O₅:

- basaltes aphyriques I avec TiO₂ < 1.2, P2O₅ < .1
- basaltes aphyriques II avec 1.2 < TiO₂ < 1.6 et .1 < P2O₅ < .15
- basaltes aphyriques III avec TiO₂ > 1.6 et P2O₅ > .15

Les diagrammes binaires de la figure 8, soulignent bien le regroupement des données en trois familles. L'absence de données intermédiaires entre les trois groupes, sur le diagramme TiO₂ versus P2O₅, (2 éléments immobiles) confirme leur caractère distinct.

Les oxydes FeO*, MgO et CaO ne permettent pas de faire une distinction entre les aphyriques II et III. La distinction se fait plutôt entre les aphyriques I d'une part et II, III d'autre part (Fig. 9).

L'oxyde Al₂O₃ ne permet pas dans son cas de discriminer entre les aphyriques I et II. Les aphyriques III se distinguent nettement avec des valeurs inférieures à 14% (Fig. 9).

Les basaltes du type II et III sont plus riches en FeO* (sauf pour une analyse) que ceux du type I. Cet enrichissement en FeO* n'est pas dû à un processus d'altération secondaire, puisque TiO₂ et P2O₅ varient de la même manière. Ces variations sont donc d'origine primaire .

La valeur *MG des basaltes aphyriques est inférieure à .56 indique que ces basaltes sont évolués. Les aphyriques I ont une valeur *MG variant de

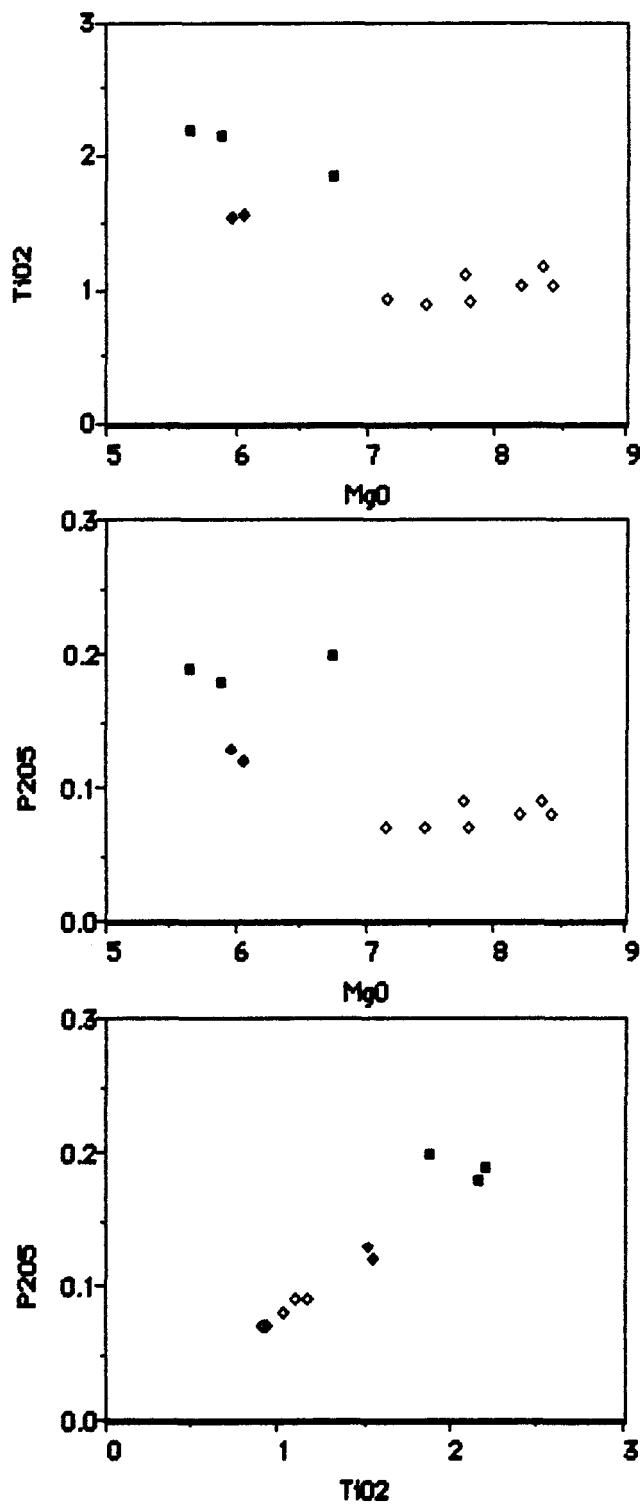


Figure 8: Digrammes binaires des basaltes aphyriques. Les données montrent un regroupement en trois familles distinctes.

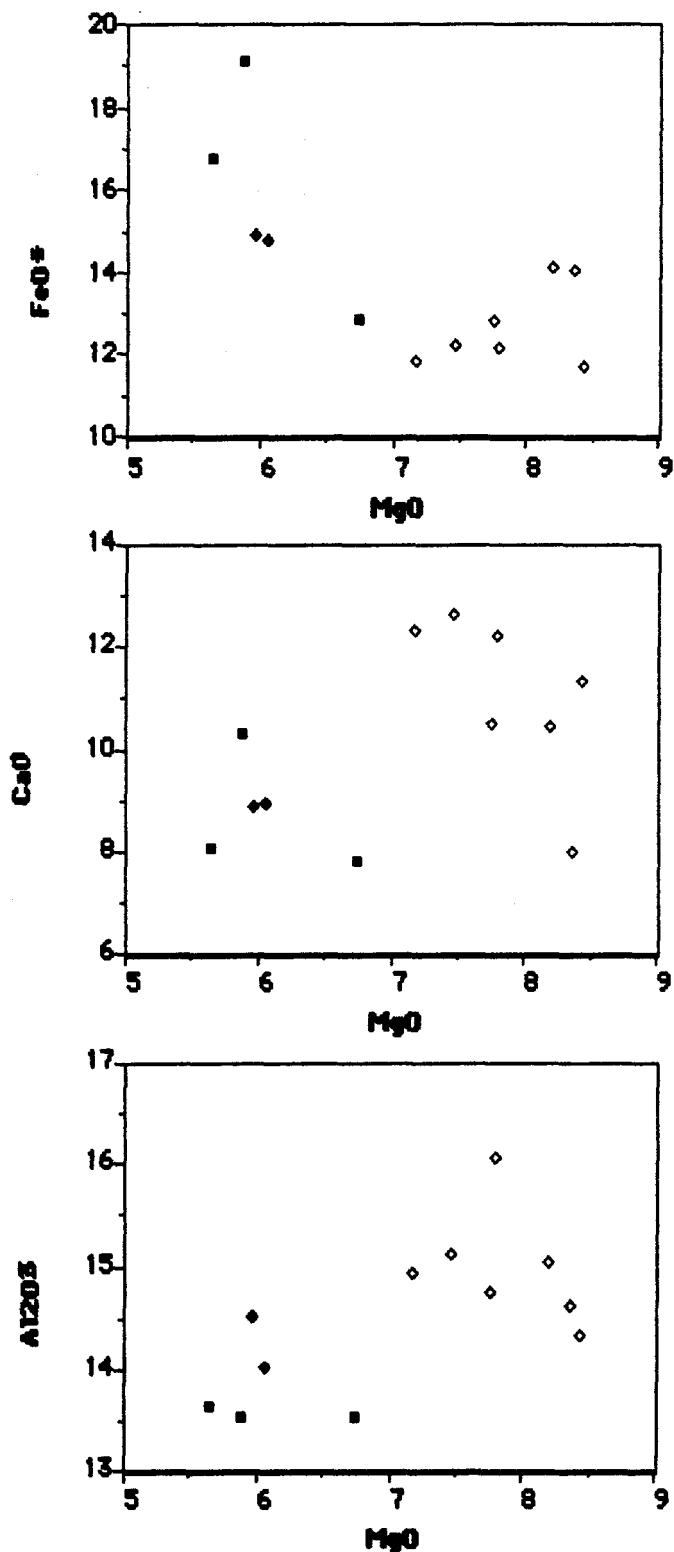


Figure 9: Diagrammes binaires des basaltes aphyriques: les oxydes MgO, FeO* et CaO discriminent entre les aphyriques I d'une part et II, III d'autre part. Al2O3 montre par contre des valeurs nettement distinctes pour les aphyriques III comparativement aux basaltes de type I et II.

.50 à .56 et de .35 à .48 pour les aphyriques II et III. Cela implique que les basaltes du type II et III ont subi un fractionnement plus important que les basaltes du type I.

Les basaltes de la Formation Obatogamau (Allard, 1982 et Picard, 1984) de la bande nord présentent des similitudes au niveau des % TiO₂ et P2O₅ avec les basaltes aphyriques I. Par contre, les aphyriques II et III présentent des similitudes avec la Formation Gilman.

ÉLÉMENTS TRACES ET TERRES RARES

INTRODUCTION

Les éléments traces se divisent en deux groupes: l'un des éléments incompatibles, l'autre des éléments compatibles. Les éléments incompatibles sont caractérisés par un faible coefficient de partage solide-liquide ($K_d \ll 1$). Ils ont une affinité avec les phases liquides. Les éléments compatibles, au contraire, possèdent un fort coefficient de partage solide-liquide ($K_d \gg 1$). Ils auront tendance à se concentrer dans les phases solides. L'étude du comportement de ces éléments permettra la discrimination entre les différents groupes de laves et aidera à l'élaboration d'un modèle d'évolution.

Les éléments traces confirment la division des basaltes aphyriques en trois familles distinctes. Seuls le Sc et le Co ne permettent pas de faire une discrimination entre les trois groupes.

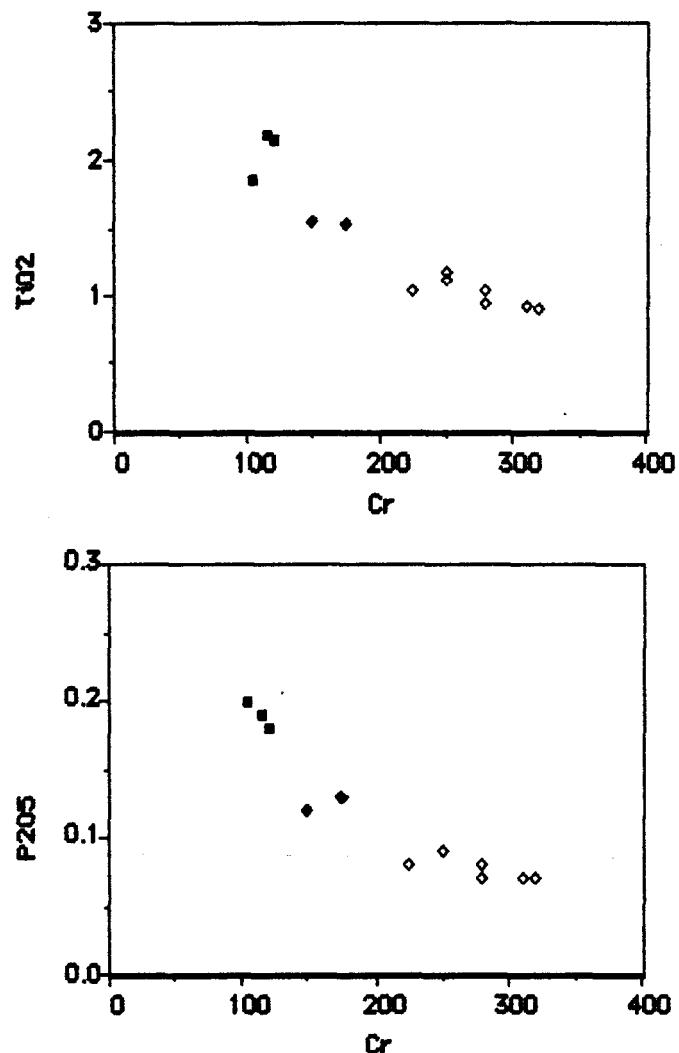


Figure 10: Diagrammes binaires des basaltes aphyriques: l'absence de données intermédiaires sur ces diagrammes confirme le caractère distinct des trois types de basaltes.

LES ÉLÉMENTS COMPATIBLES

Le chrome est le seul élément compatible analysé. C'est un élément qui présente une grande affinité avec le pyroxène. Dans les basaltes aphyriques I, il varie de 225 ppm à 320 ppm. Pour les aphyriques II, sa concentration passe de 150 ppm à 175 ppm. Alors que dans les basaltes aphyriques III, il présente une variation entre 105 et 120 ppm. La figure 10 montre bien le regroupement des données en trois groupes, ce qui corrobore l'hypothèse de l'origine primaire des variations.

LES ÉLÉMENTS INCOMPATIBLES

L'ensemble des terres rares et des autres éléments traces analysés sont considérés comme des éléments incompatibles dans le cas de roches basaltiques, vu leur affinité avec les phases liquides.

Les basaltes de type III sont les plus enrichis en éléments incompatibles comparativement aux types II et I. Cet enrichissement graduel combiné à une diminution de la concentration du Cr peut refléter une évolution par fractionnement du pyroxène. Les figures (10,11) montrent cependant une discontinuité entre les trois types de basalte. Ce qui réfute l'hypothèse d'évolution d'une famille à l'autre par simple fractionnement du pyroxène.

Le spectre des terres rares normalisées aux chondrites (Nakamura, 1974 et Haskin et al., 1968) montre un patron plat légèrement déprimé en terres rares légères, pour les trois types de basaltes aphyriques, avec une faible anomalie négative Eu (Fig. 11). Cependant une analyse d'un basalte de

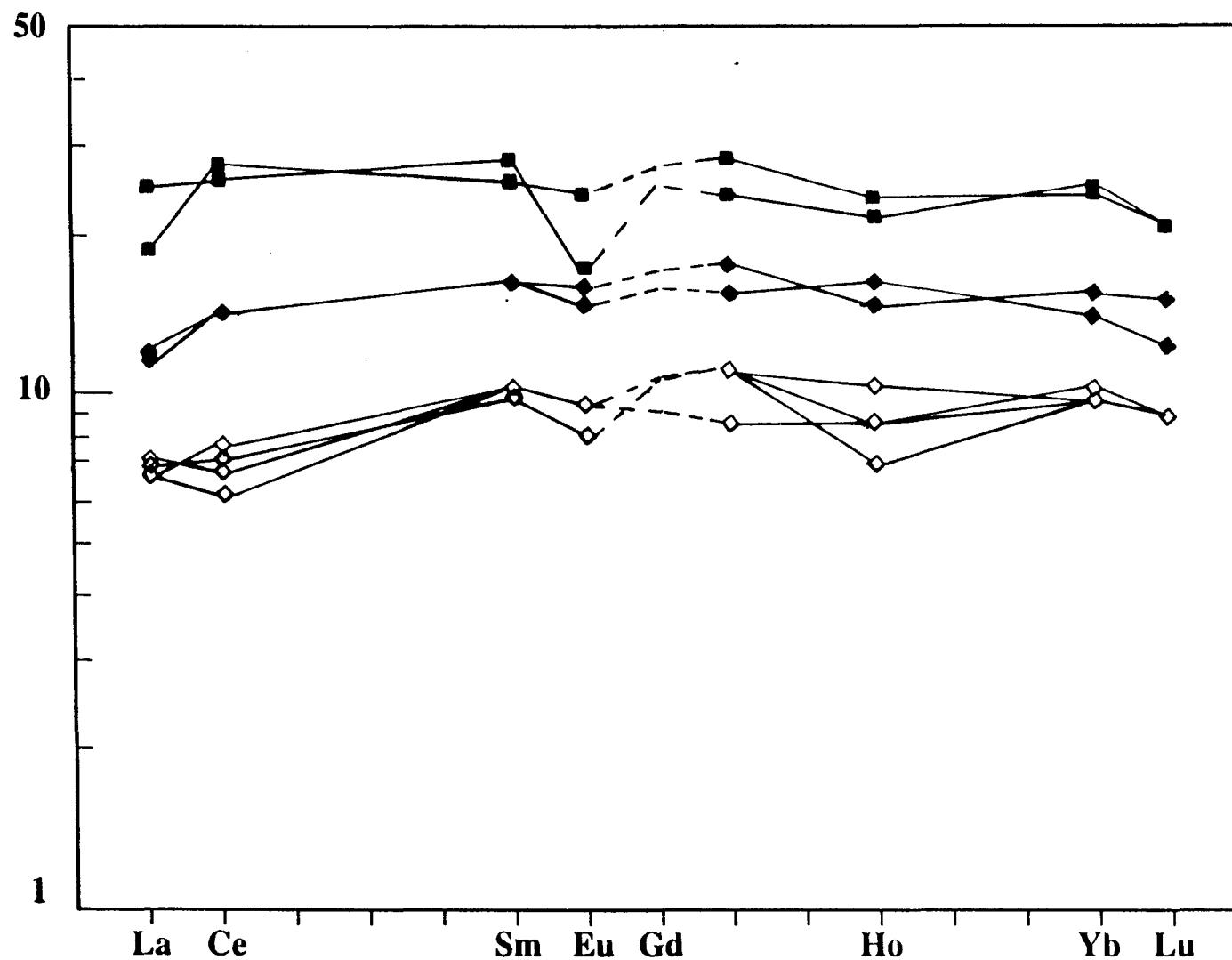


Figure 11: Spectres des terres rares normalisées aux chondrites des basaltes aphyriques. Les trois types de basaltes montrent un patron plat légèrement déprimé en terres rares légères.

type III montre une anomalie plus prononcée pouvant être attribuée à un fractionnement de plagioclase.

L'enrichissement des basaltes II et III en terres rares, de manière concomitante avec FeO*, TiO₂ et P₂O₅ confirme l'origine primaire de ces variations.

Le patron des terres rares des basaltes aphyriques I est similaire aux patrons obtenus par Picard (1984), Ludden et al. (1984) sur des basaltes de la Formation Obatogamau, dans la bande nord de la ceinture. Par contre les aphyriques II et III présentent des similitudes avec les basaltes de la Formation Gilman (Picard, 1984).

Le nombre de données restreint des différents types de basaltes aphyriques ainsi que l'aspect semi-qualitatif des analyses des éléments traces discriminants (Zr, Nb, Sr, Y) empêchent l'élaboration d'un modèle quantitatif de cristallisation pour ces laves.

CONTEXTE GÉOCHIMIQUE DES BASALTES

CONTEXTE ARCHÉEN

Comparativement aux basaltes archéens, les basaltes aphyriques II et III appartiennent à la famille des ferro-basaltes (Pearce et Birkett, 1974) puisque le fer total excède largement les 12% (tableau 1). Cette famille de basaltes est également caractérisée par des pourcentages plus élevés de TiO₂, P₂O₅ et Zr (Basaltic Volcanism Study Project, 1981) par rapport aux basaltes non férrifères.

Tableau 1: Exemples de basaltes et ferro-basaltes archéens

	1	2	3	4
SiO ₂	47.65	51.5	50.45	50.97
TiO ₂	0.64	1.18	1.47	2.58
Al ₂ O ₃	14.69	13.99	14.8	12.29
Fe ₂ O ₃	2.13	1.94		
FeO	9.15	10.1	15.18	17.7
MnO	0.18	0.18	0.25	0.29
MgO	8.38	6.85	4.93	3.44
CaO	11.9	10.98	8.5	7.64
Na ₂ O	1.42	1.82	2.58	2.31
K ₂ O	0.06	0.19	0.21	0.3
P ₂ O ₅	0.06	0.05		
P.A.F.	2.16	1.77		
Total	98.42	100.36	98.37	97.52

1 et 2: Basaltes archéens, Afrique du sud, Hawkesworth and O'Nions (1977)

8 et 9: Ferro-basaltes archéens, Australie, Naldrett and Turner (1977)

Le pourcentage de Fer total dans les basaltes du type I oscille autour des 12% (sauf dans le cas de 2 analyses à 14%). Leurs pourcentages de TiO₂, P₂O₅ et Zr sont relativement faibles par rapport à ceux des ferro-basaltes. Pour ces raisons les basaltes aphyriques du type I ne sont pas considérés comme des ferro-basaltes.

Les ferro-basaltes se présentent sous deux forme à l'archéen: soit en association avec les komatiites, soit dans une position stratigraphique sommitale à l'intérieur d'un empilement basaltique. Dans le premier cas, ces basaltes résulteraient d'un fractionnement intense des komatiites. Alors que pour le deuxième cas, ils seraient le fruit d'un fractionnement à partir d'un basalte moins évolué (Basaltic Volcanism Study Project, 1981).

Les basaltes II et III n'occupent pas une position stratigraphique plus élevé que les aphyriques I. Ils sont plutôt intercalés avec ceux-ci. Cela écarte donc toute éventualité d'évolution simple qui donnerait des basaltes moins évolués à la base, et graduellement plus évolués vers le sommet. Un fractionnement à partir de komatiite est également à écarter, puisque ces dernières sont absentes dans toute la partie interne de la ceinture de l'Abitibi.

CONTEXTE RÉCENT

Les basaltes des ridges médio-océaniques (MORB) et les tholéïites des îles en arc différent des basaltes mis en place dans d'autres environnements tectoniques au niveau des éléments majeurs (Pearce, 1976). Le plus discriminant de ces éléments est le K₂O. En effet, ce type de laves posséde un

caractère hypopotassique et un rapport K₂O/Na₂O très faible. Les pourcentages de K₂O obtenues sur les coulées de laves étudiées ainsi que le rapport K₂O/Na₂O sont très bas comme pour les MORB.

Les MORB se composent de trois familles distinctes: N(Normal)-MORB, T(Transitional)-MORB, P(Plume)-MORB. La discrimination entre les trois se fait à l'aide des éléments traces et terres rares. Les coulées de laves basaltiques de la Formation Obatogamau de la bande nord de la ceinture Chibougamau-Matagami, présentent des similitudes avec les N-MORB (Picard, 1984).

Les analyses des coulées de laves aphyriques de type I,II et III de la Formation Obatogamau montrent un patron de terres rares plat et légèrement déprimé en terres rares légères. Ce qui représente une analogie avec les N-MORB. Cependant le Tantale présente une concentration plus élevée dans les basaltes de l'Obatogamau par rapport au N-MORB.

COULÉE PORPHYRIQUE

La coulée porphyrique affleure à 300 mètres à l'ouest du km 42 de la route forestière L-217. Elle présente une épaisseur minimum de 12 mètres. Son contact inférieur n'affleure pas. Au sommet elle passe graduellement à un faciès coussiné. Cette coulée de lave massive présente trois horizons enrichis en plagioclases. Le premier horizon est mal défini et se trouve dans la partie inférieure, il est surmonté par un deuxième niveau, alors que le troisième niveau se retrouve dans la moitié supérieure de la coulée (Fig. 12A). Ces deux derniers niveaux contrastent au point de vue pourcentage de plagioclase avec l'ensemble de la coulée. La dimension du plagioclase augmente de la base au sommet. Il passe de quelques millimètres jusqu'à 20cm.

Au total dix huit analyses ont été effectuées au niveau de cette coulée: neuf de roche totale, cinq sur la matrice et quatre sur les glomérocrystaux de plagioclase.

ROCHE TOTALE

La coulée de lave porphyrique montre des variations dans le pourcentage des oxydes. Ces variations sont plus marquantes au niveau des horizons enrichis en plagioclases. Deux familles d'oxydes présentent des variations opposées. La première est composée de SiO₂, TiO₂, FeO*, MgO, P₂O₅ et MnO (Fig.12B). Elle montre une diminution en pourcentage des oxydes pour les niveaux enrichis en plagioclases. La deuxième famille est composée des oxydes Al₂O₃, CaO, Na₂O, K₂O et elle montre un enrichissement en ces oxydes pour les niveaux à plagioclases (fig.12C). Les oxydes de la première famille constituent les principaux composants des plagioclases, tandis que ceux de la

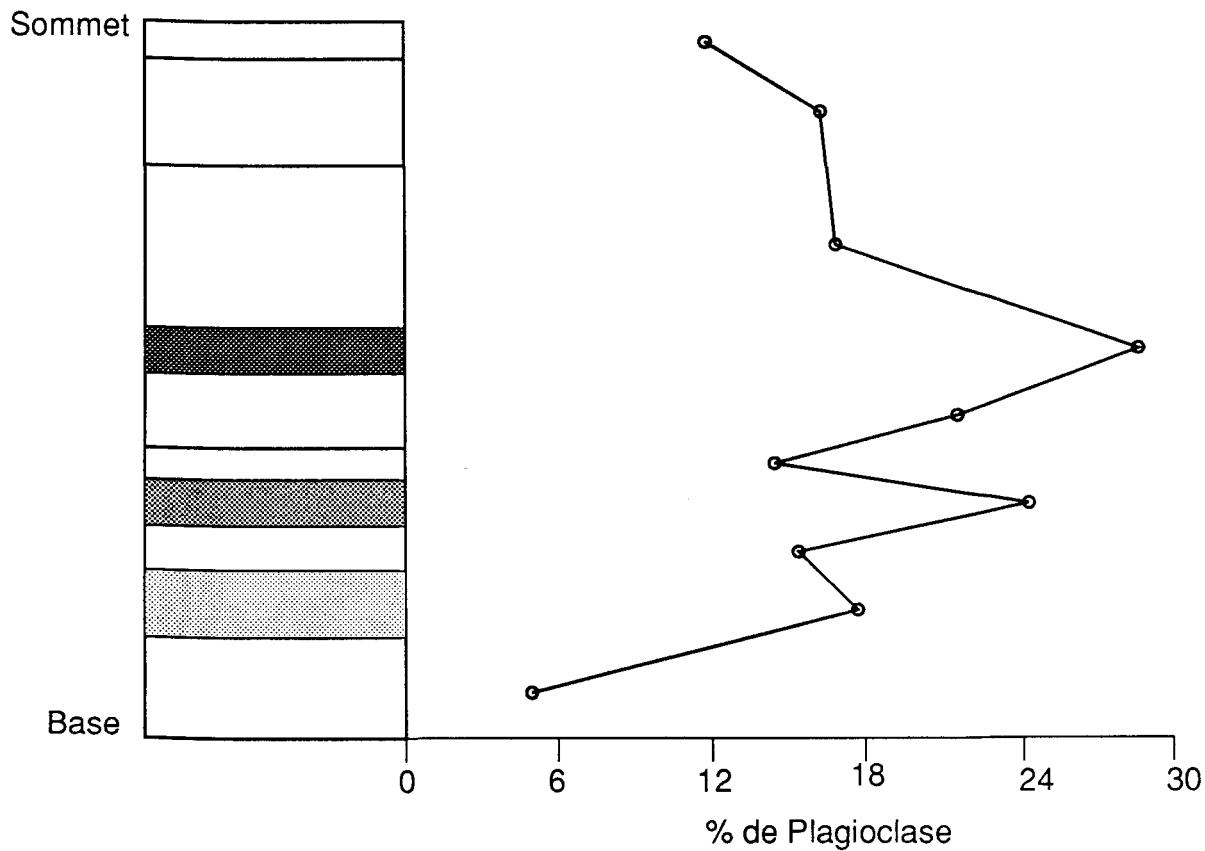


Figure 12-A: Profil de la coulée porphyrique mettant en évidence les trois niveaux riches en plagioclase.

deuxième famille entrent dans la composition des minéraux ferromagnésiens. Une augmentation du pourcentage des plagioclases se traduira donc par une hausse des oxydes de la deuxième famille.

Sur les diagrammes binaires le MgO présente une correspondance positive avec le FeO*, TiO₂, MnO et P₂O₅ (Fig.13); et une correspondance négative avec Al₂O₃ et CaO (Fig. 14). Les données de roche total montrent une bonne corrélation sur ces diagrammes. La variation dans leur composition reflète tout simplement une augmentation du pourcentage des plagioclases dans les échantillons.

MATRICE

Les analyses des cinq matrices prises à différents niveaux de la coulée montrent de grandes similitudes. En tenant compte de l'erreur analytique et de l'erreur de reproductibilité, on constate que la matrice présente peu de variation de composition et n'a donc pas subi de changement après son éruption.

La calcicité des matrices (obtenue à partir de la norme) varie de An70 à An74. Cette valeur est similaire aux calcicités obtenues pour les laves aphyriques du type I. La chimie des éléments majeurs, traces et terres rares des matrices présente également une similitude avec les basaltes aphyriques du type I. La valeur * MG des matrices est de l'ordre de .54 (annexe 1), elle est voisine des valeurs * MG des aphyriques I (.52 à .56). Cela implique que ces derniers ne peuvent représenter le liquide parent des coulées de laves porphyriques.

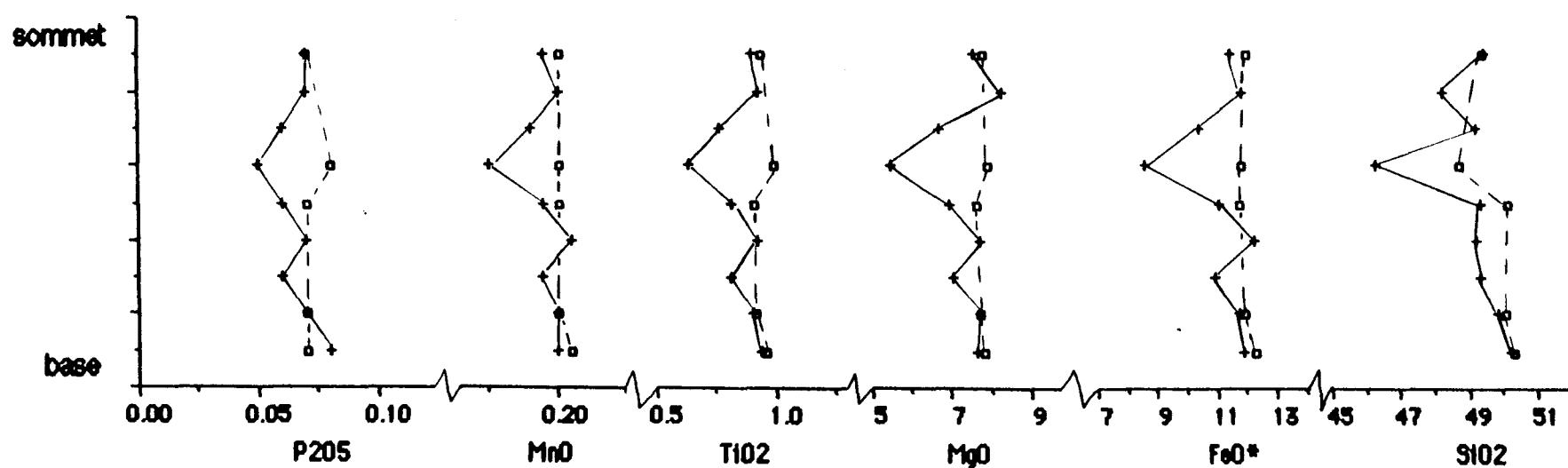


Figure 12B: Profil géochimique des oxydes montrant une corrélation négative avec les horizons enrichis en plagioclases dans la coulée porphyrique. L'échelle verticale est linéaire et ne représente donc pas l'échelle réelle comme à la figure 12-A.

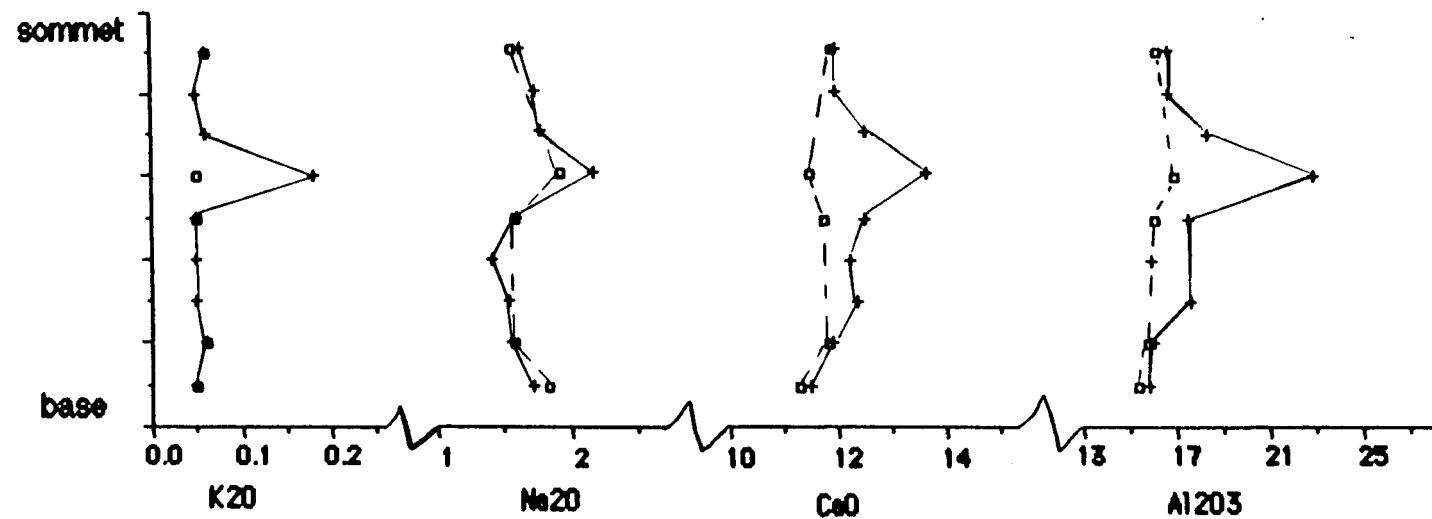


Figure 12C: Profil géochimique des oxydes montrant une corrélation positive avec les horizons enrichis en plagioclases dans la coulée porphyrique. L'échelle verticale est linéaire et ne représente donc pas l'échelle réelle comme à la figure 12-A.

GLOMÉROCRISTAUX DE PLAGIOCLASE

La transformation complète des plagioclases, des coulées porphyriques, en epidote et albite rend la détermination de la calcicité par voie optique impossible. Pour pallier à cela, on a utilisé la calcicité obtenue à partir de la norme (annexe 1). Cette méthode est fiable, car la calcicité obtenue par microsonde (sur les plagioclases non altérés) est identique à celle obtenue à partir de la norme, sur un même échantillon du complexe de la rivière Opawica.

Les glomérocristaux ont une calcicité variant de An86 à An91, donc supérieure à celle de la matrice. Ceci pourrait traduire un déséquilibre entre les deux.

DÉSÉQUILIBRE ENTRE MATRICE ET GLOMÉROCRISTAUX

Un minéral qui précipite à partir d'un liquide donné est théoriquement en équilibre avec ce liquide. L'étude de la composition du minéral et du liquide permettra de déterminer s'ils sont en équilibre ou non. Dans le cas des glomérocristaux versus la matrice, c'est la calcicité qui discriminera pour les conditions d'équilibre ou de déséquilibre.

Falloon et Green (1987) établissent une droite empirique pour des conditions d'équilibre entre un plagioclase et un liquide donnés. La figure (15) montre la relation entre le ratio100 ($\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na})$) du liquide et le An du plagioclase le plus calcique qui peut cristalliser à partir de ce même liquide. Dans le cas d'un équilibre les paramètres X et Y feront partie de la droite empirique. Dans toute autre cas les paramètres ne feront pas partie de la

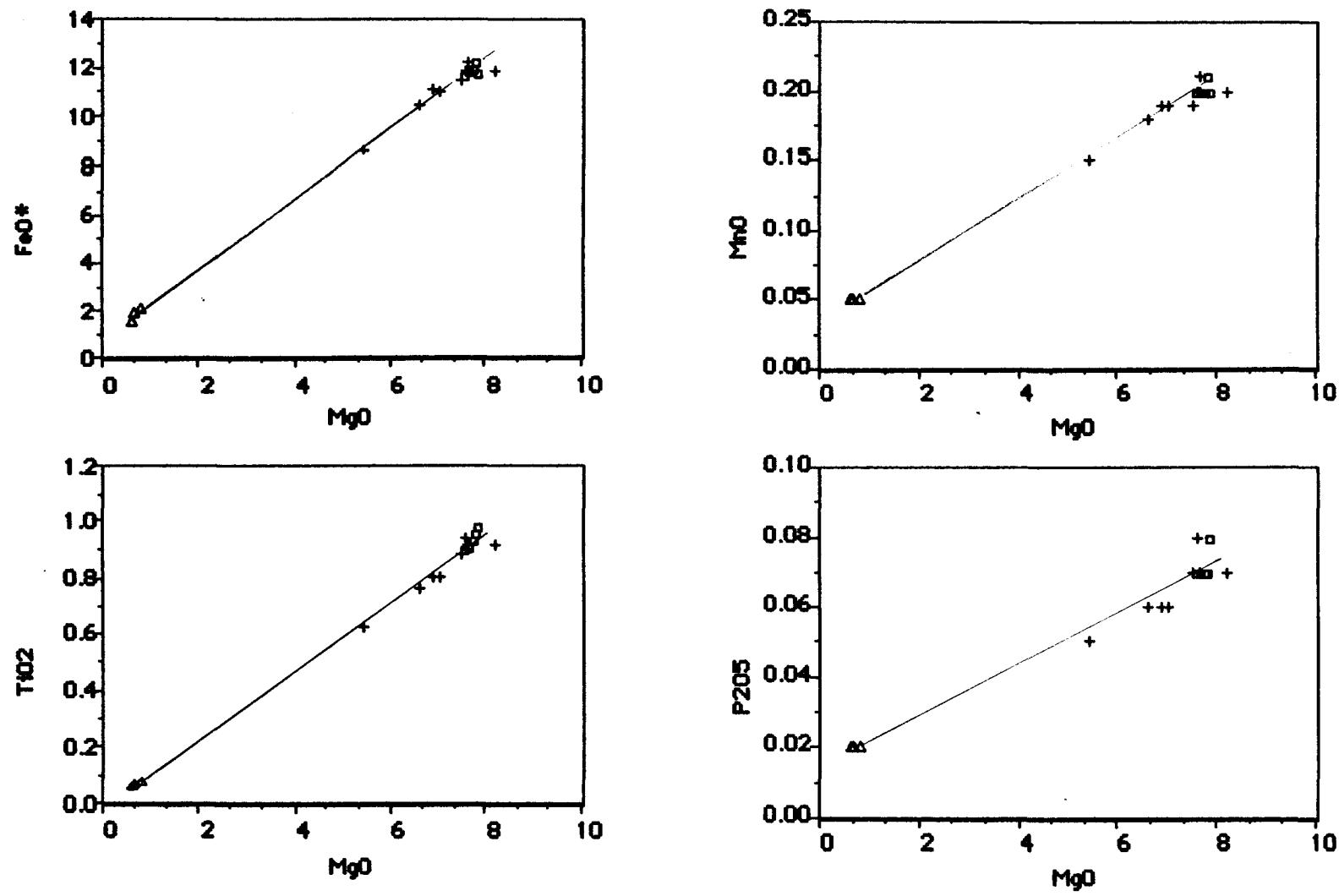


Figure 13: Diagrammes des oxydes montrant une corrélation positive avec MgO dans la coulée porphyrique.

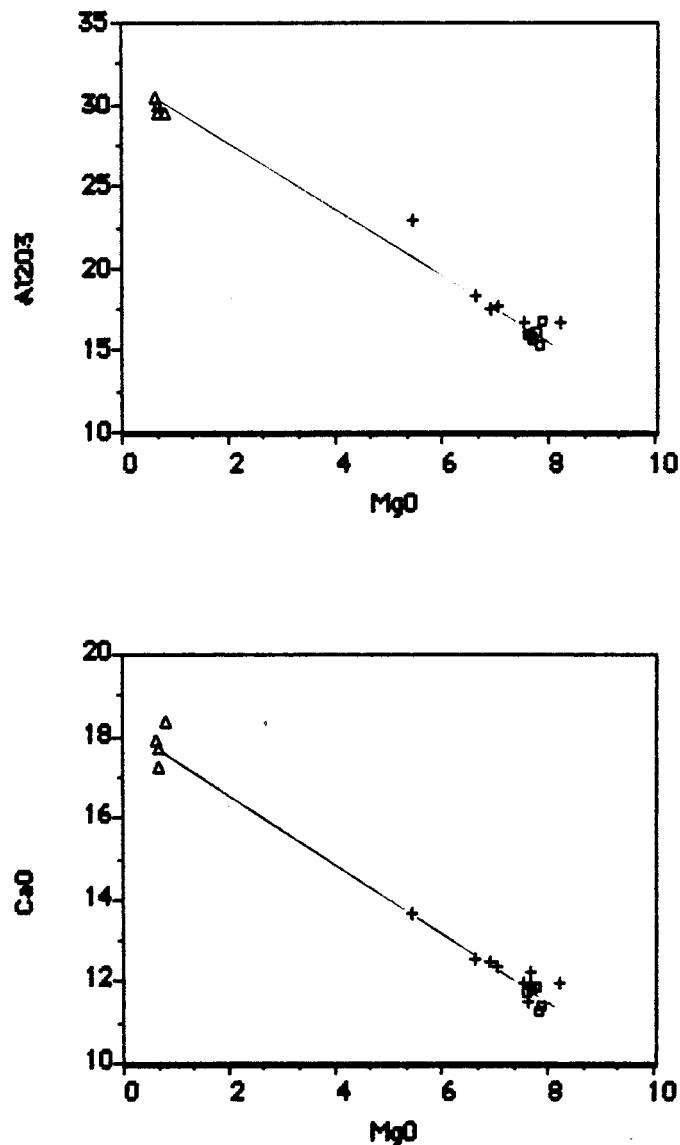


Figure 14: Diagrammes des oxydes montrant une corrélation négative avec MgO dans la coulée porphyrique.

droite.

Le contenu en anorthite (An) des glomérocristaux versus le ratio 100 (Ca/Ca+Na) des matrices confirme l'hypothèse du déséquilibre, puisque les points tombent en dehors de la droite empirique. Les glomérocristaux seraient en équilibre avec une matrice ayant un ratio minimum 100 (Ca/Ca+Na) égal à 85.

L'hypothèse du déséquilibre est testé également à l'aide des équations de Nielsen (1985). En effet à partir de la composition chimique d'un liquide donné, on obtient, par itération la composition du plagioclase qui serait en équilibre avec ce liquide. La matrice serait en équilibre avec un plagioclase dont la calcicité est de An76.

Compte tenu de ces données, on peut conclure que les glomérocristaux sont en déséquilibre avec la matrice. Ils ont vraisemblablement précipité à partir d'un liquide moins évolué que les laves auxquelles ils sont associés.

CONTEXTE GÉOCHIMIQUE

Les ceintures de roches vertes archéennes au Canada renferment plusieurs occurrences de coulées de laves massives ou coussinées et de sills à mégacristaux de plagioclases (Green, 1975, Phinney, 1982, Ashwal et al., 1983). Ces derniers présentent une texture automorphe à hypidiomorphe et peuvent atteindre 20 à 30 cm. La proportion de ces mégacristaux est variable, ils peuvent atteindre 40% à 50% en volume des coulées de laves. Le sill anorthositique de Pipestone Lake (Ashwal et al., 1983) contient au-delà de 80% de mégacristaux de plagioclases. Ils sont généralement très calcique. Le

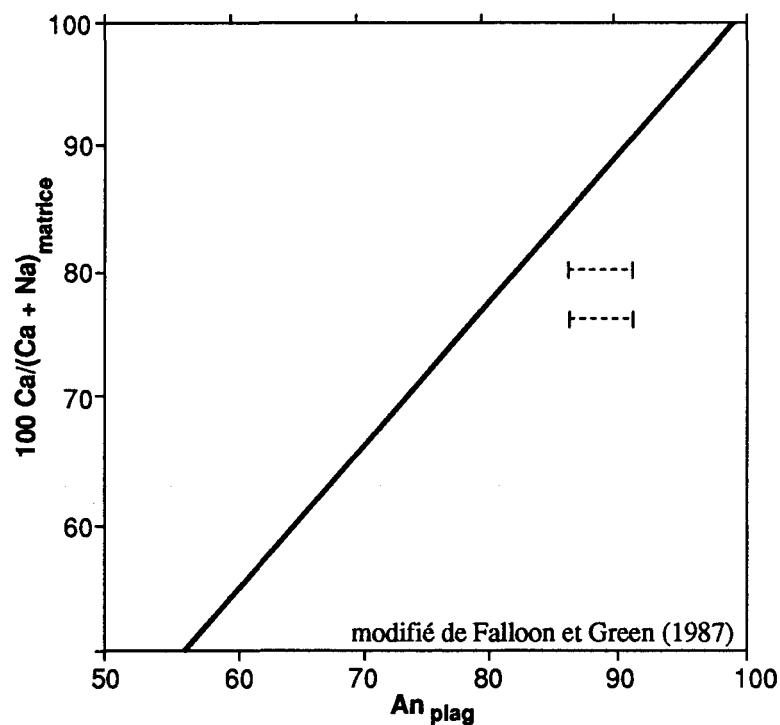


Figure 15: Diagramme de calcicité du plagioclase versus le ratio $100 \text{ Ca}/(\text{Ca} + \text{Na})$ de la matrice. Les deux intervalles montrent la variation de la calcicité du plagioclase pour deux valeurs extrêmes de la matrice. La position des données en dehors de la droite implique un déséquilibre entre les mégacristaux de plagioclase et la matrice.

An varie entre An80 et An90, rarement supérieur à An95. Green (1975) constate que ces coulées porphyriques occupent une position stratigraphique élevé dans la suite tholéïitique. Ils sont donc associés à des laves évoluées.

Les trous de forage 37, 45 et 46 du projet DSDP sur l'océan atlantique (Deep Sea Drilling Project) ont suscité beaucoup de publications sur les basaltes à phénocristaux de plagioclases (Dungan et Rhodes, 1978, Rhodes et al., 1978, Kuo et Kirkpatrick, 1982, Elthon, 1984, Donaldson et Brown, 1977, Flower, 1984). Les plagioclases se présentent sous forme de phénocristaux ou de glomérocrystaux. Ils constituent 20% à 30% du volume des laves. Ils sont présent aussi bien dans le faciès massif que coussiné. Leur calcicité est supérieure à An80. Les phénocristaux et les glomérocrystaux montrent des patrons de zonation complexe. Ils possèdent généralement un cœur plus riche en anorthite (An86) que la bordure (An68). La zonation à l'intérieur du plagioclase peut-être normal, inverse ou la combinaison des deux. Dans beaucoup de cas les plagioclases sont en déséquilibre avec la matrice et présentent parfois des évidences de résorption.

CHAPITRE V

SILL STRATIFIÉ

INTRODUCTION

Le sill stratifié affleure à l'extrême sud du canton Queylus entre la route 167 et le lac Dufresne (carte en annexe 4). Cimon (1976) l'a retracé sur une longueur d'environ deux kilomètres. Il atteint une puissance maximale de soixante à quatre vingt dix mètres.

Le sill présente des séquences stratifiées d'orientation E-W et sub-parallèles à la schistosité régionale S2. Le pourcentage et la dimension des plagioclases diminue de la base au sommet. Les lithologies dans cette région, montrent une polarité nord (Cimon, 1976).

La base du filon est constituée d'un gabbro anorthositique (pl. 5a). Les phénocristaux de plagioclase, de couleur blanchâtre, ont trois centimètres de diamètre en moyenne, dans certains cas ils dépassent dix centimètres (Cimon, 1976). Les plagioclases ($> 70\%$) sont en position cumulus, alors que les minéraux ferromagnésiens sont intercumulus.

Un contact net souligne le passage du gabbro anorthositique à un gabbro à 40% de phénocristaux de plagioclases (pl. 5a). Ces derniers ont une dimension de deux centimètres en moyenne (pl. 5b).

- a) Photographie montrant le contact net entre le gabbro anorthositique et le gabbro à 40% de phénocristaux de plagioclase, à l'intérieur du sill stratifié.
- b) Détail dans le gabbro contenant de phénocristaux de plagioclase.

Planche 5

a)



b)



Le sommet du sill (pl. 6a) est composé par un gabbro à moins de 5% de phénocristaux de plagioclases (< 2cm). Cimon (1976) rapporte la présence d'une zone sommitale du sill composée d'un gabbro quartzifère.

PÉTROGRAPHIE

À la base du sill, les fantômes de plagioclases sont formés d'un agrégat (60%) de zoisite et de pistachite, de carbonates (20%), d'albite (17%) et de quartz et de séricite comme phases mineures. L'albite se présente sous forme de manteau enveloppant les fantômes de plagioclases.

La matrice (15% à 30%) renferme plagioclases, la chlorite, le leucoxène, l'épidote, l'actinote, des carbonates et du quartz.

Les plagioclases, sont sous forme de microphénocristaux (50%) millimétriques saussuritisés. Ils se présentent en grains individuels ou en glomérocristaux. La chlorite (25%) constitue le deuxième minéral en importance de la matrice. Elle se présente sous forme sous forme de fines aiguilles (<.1mm) assemblées en agrégats. Le leucoxène est d'ordre millimétrique et montre une bordure difforme. Il résulte de la recristallisation de la matrice et/ou des minéraux titanifères. L'épidote (.2mm, 7%) se présente sous forme de prisme ou de grains allongés, elle est associée aux microphénocristaux de plagioclases. L'actinote (<.1mm, 3%) est sous forme de fibres. Les carbonates (.2mm, 3%) montrent des agrégats de petits grains. Ils sont associés avec le quartz (<.1mm, 1%) et l'épidote à l'altération des plagioclases.

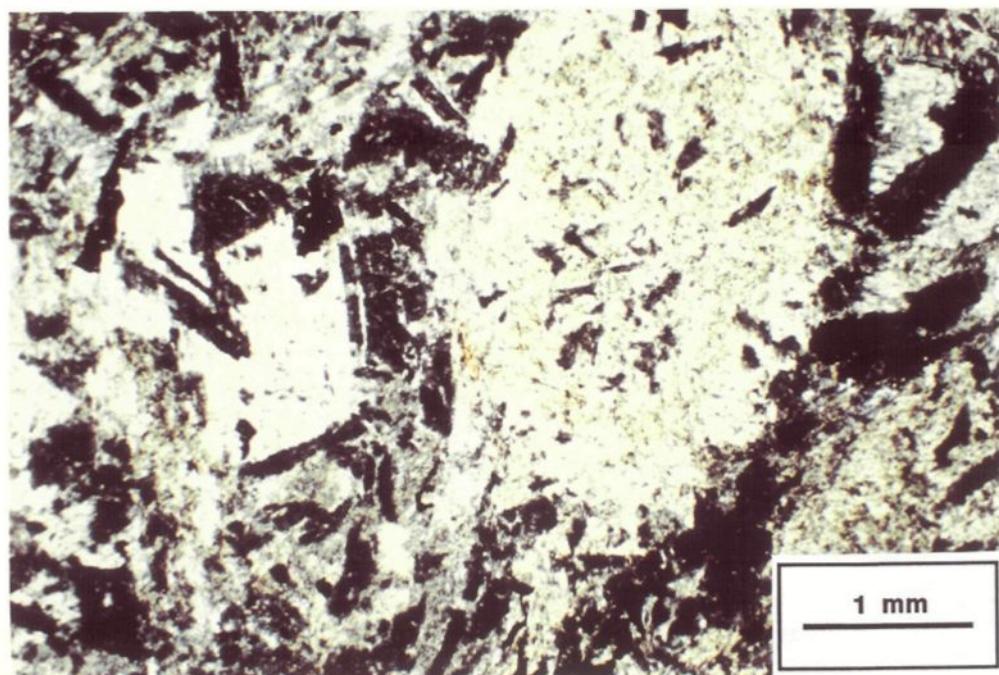
- a) Photographie de la partie sommitale du sill stratifié contenant moins de 5% de phénocristaux de plagioclase.
- b) Photomicrographie montrant une texture ophitique dans la partie supérieure du sill stratifié.

Planche 6

a)



b)



La partie sommitale du sill se caractérise par une texture ophitique à sub-ophitique (pl. 6b). Elle contient des reliques (<2mm, 50%) de pyroxène (90% augite + 10% clinoenstatite?) dont le cœur est plus ou moins bien préservé et montrant des lamelles verdâtres d'amphiboles.

Les fantômes de plagioclases constituent la deuxième phase en importance (30%). Ils sont sous forme de microphénocristaux millimétriques ou de glomérocrystaux centimétriques. Ils sont complètement saussuritisés.

La chlorite (<.1mm, 15%) sous forme de fines aiguilles et l'actinote du type fibreuse (<.1mm, 5%) constituent en plus de l'amphibole les phases d'altération des pyroxènes. Le leucoxène présente les mêmes caractéristiques qu'à la base du sill. Le quartz, la séricite et la pyrite constituent les éléments mineurs.

GÉOCHIMIE DU SILL

Le sill montre de la base au sommet un enrichissement en FeO* (6.13 à 13.2), MgO (3.43 à 9.75), TiO₂ (.44 à .74), P2O₅ (.04 à .07), MnO (.11 à .22) ; et une diminution en CaO (13.85 à 10.46), Al₂O₃ (26.56 à 16.37) et K₂O (.22 à .08). La pétrographie confirme ces variations, puisque les minéraux ferromagnésiens augmentent de la base au sommet du sill, contrairement aux plagioclases qui diminuent.

Sur les diagrammes binaires des figures (16, 17), le MgO présente une corrélation positive avec FeO*, TiO₂, P2O₅ et MnO, et une corrélation négative avec Al₂O₃ et CaO. Le coefficient de corrélation est supérieur à .9. L'augmentation concomitante du MgO, FeO* et TiO₂ écarte l'éventualité d'un

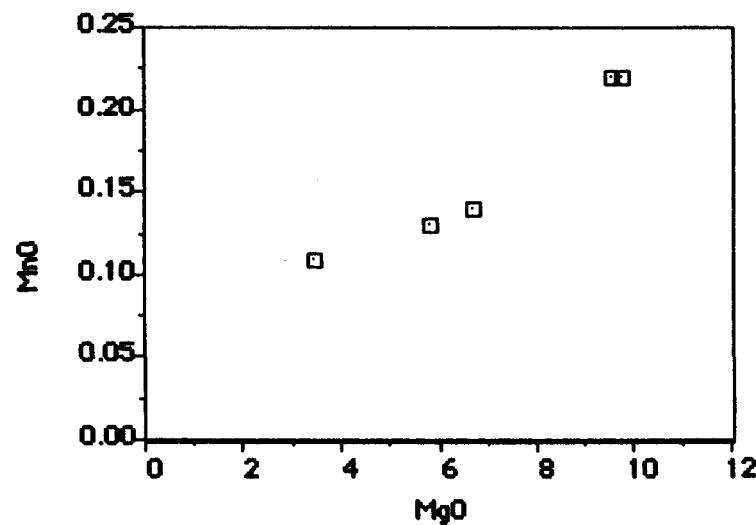
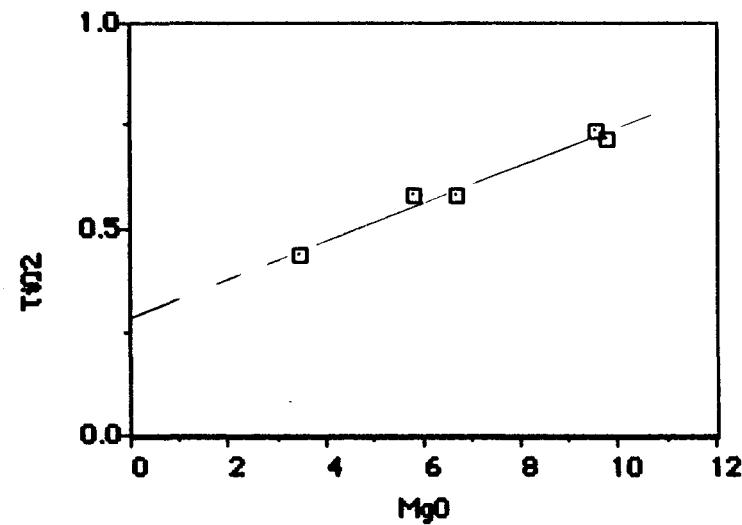
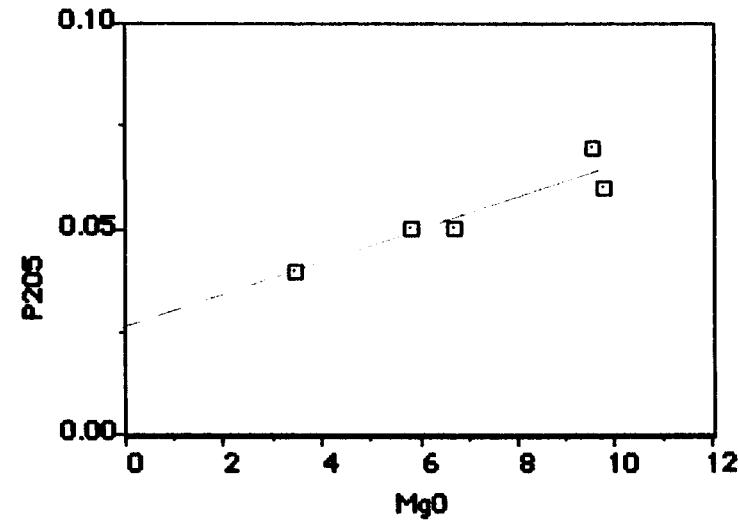
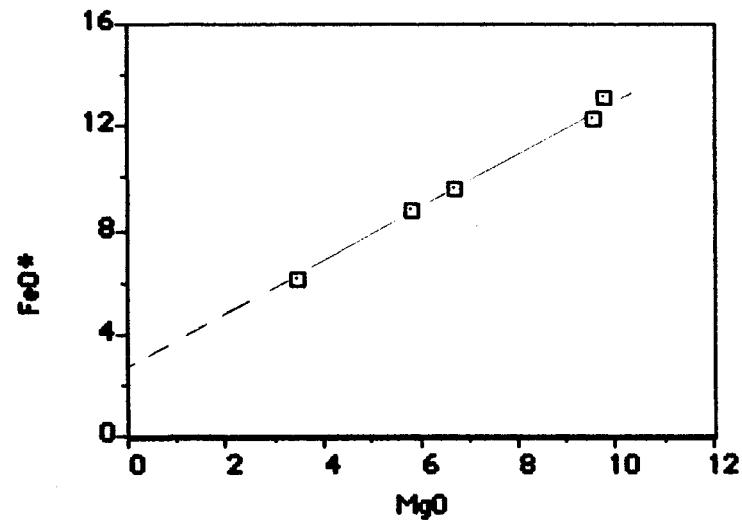


Figure 16: Diagrammes binaires des oxydes montrant une correspondance positive avec MgO . Ces oxydes montrent un enrichissement de la base au sommet du sill. La continuation de la droite d'évolution du sill n'intercepte pas le point d'origine, impliquant un effet autre que l'effet de dilution des échantillons par les plagioclases.

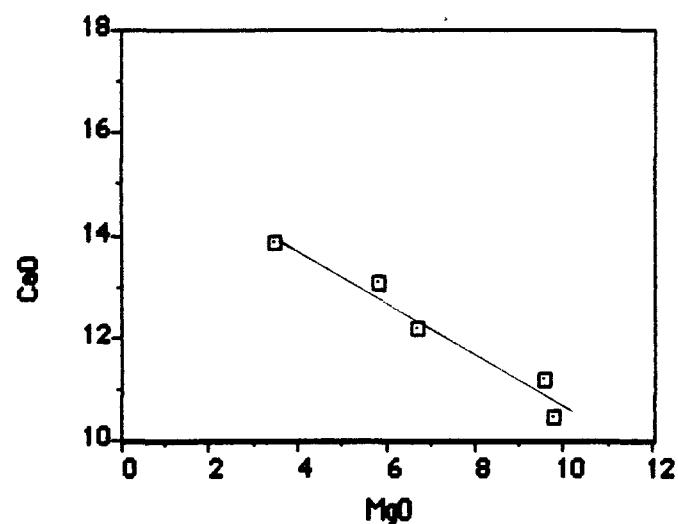
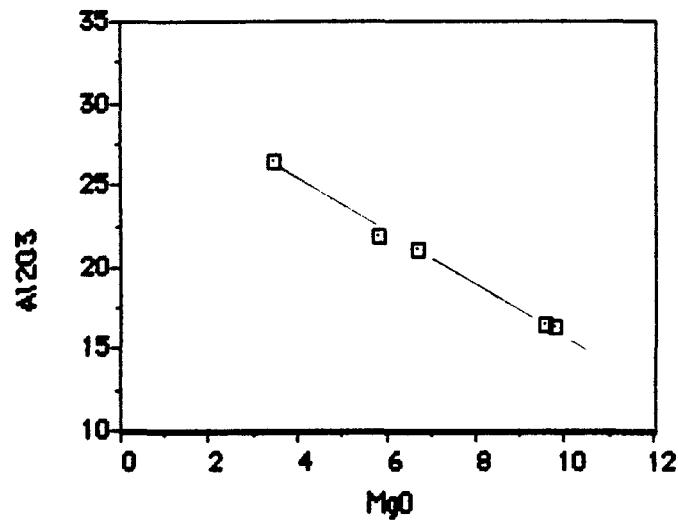


Figure 17: Diagrammes binaires des oxydes montrant une corrélation négative avec MgO dans le sill stratifié. Le pourcentage des oxydes CaO et Al_2O_3 diminue de la base au sommet du sill.

fractionnement contrôlé par le pyroxène. Ces variations traduisent simplement un enrichissement des échantillons en plagioclases.

Les oxydes TiO₂, P₂O₅ et MnO n'entrent pas dans la composition du plagioclase, le MgO est présent à l'état de trace alors que le FeO* présente des concentrations inférieures à .5%. La droite d'évolution du sill sur les diagrammes binaires (Fig. 16) ne passe pas par le point d'origine (ni proche de celui-ci). Cela signifie que les variations des oxydes ne s'expliquent pas seulement par l'effet de dilution des plagioclases, mais également par une variation dans la chimie des minéraux ferro-magnésiens.

Le patron des terres rares normalisées aux chondrites (Fig. 18) montre également un enrichissement de la base au sommet comme dans le cas des oxydes du groupe du MgO. Les horizons riches en phénocristaux de plagioclases sont légèrement déprimés en terres rares légères. Les niveaux gabbroïques montrent, par contre, un patron relativement plat. Le sill présente une anomalie positive en Eu, causée par l'accumulation des plagioclases. Cette anomalie est plus marquée à la base du sill comparativement au sommet.

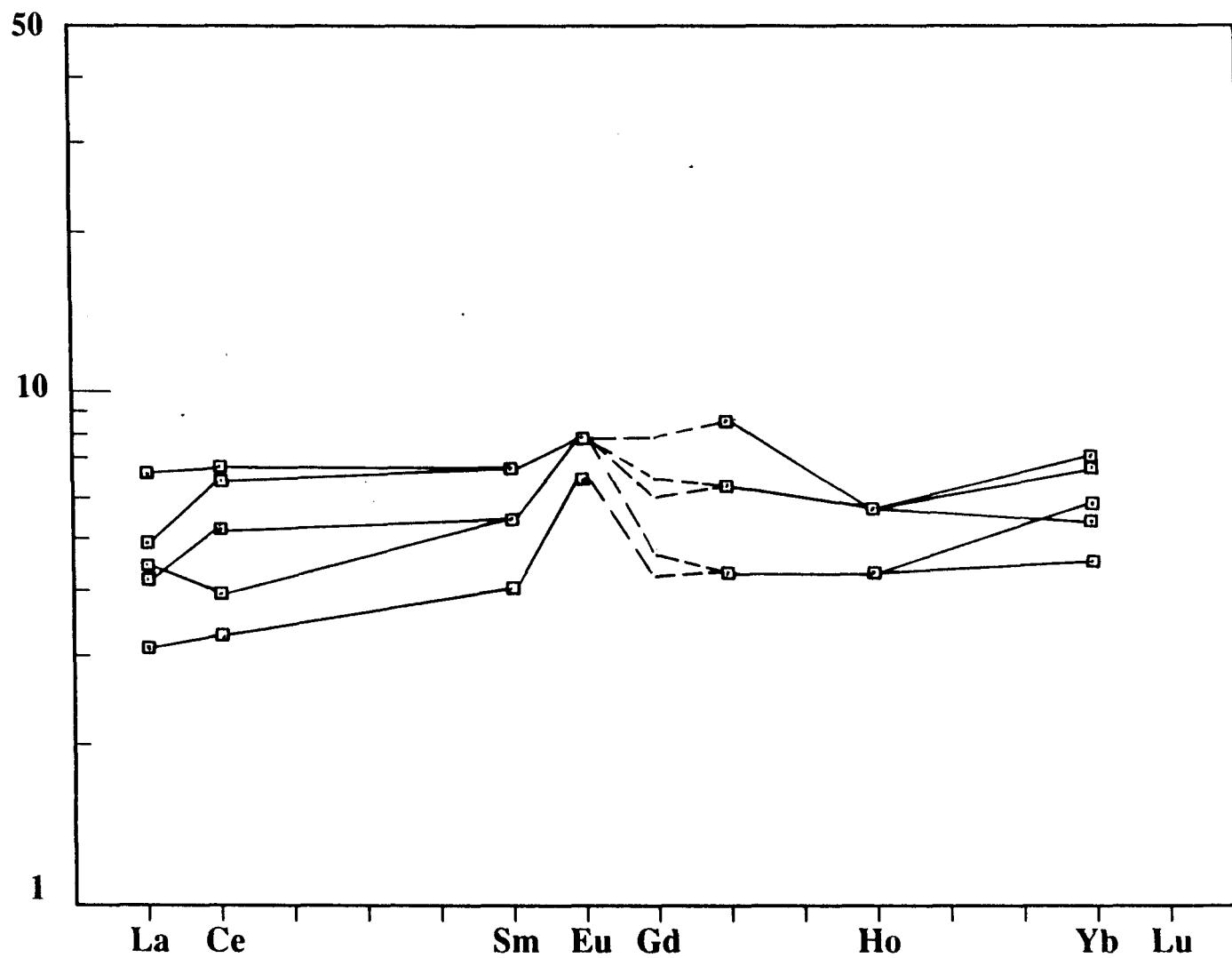


Figure 18: Spectres des terres rares normalisées aux chondrites des échantillons du sill. L'anomalie positive en Eu diminue en intensité dans la partie sommitale du sill, à cause de la diminution du pourcentage des plagioclases.

CHAPITRE VI

LE COMPLEXE DE LA RIVIERE OPAWICA

INTRODUCTION

Le Complexe de la rivière Opawica (Maybin, 1976) représente une intrusion litée comparable au complexe du Lac Doré (Allard, 1976). À la base du complexe de la rivière Opawica, se trouve un niveau anorthositique. Ce dernier est surmonté par un niveau de gabbro-ferropyroxénite ayant 900 m d'épaisseur. La zone anorthositique présente une épaisseur maximale de 3650 m. Elle comprend les unités suivantes: anorthosite, gabbro anorthositique et gabbro (pl. 7a). Les horizons à l'intérieur de cette zone sont d'ordre métrique. La granulométrie des plagioclases peut changer de manière abrupte d'un lit à l'autre.

L'ensemble du complexe a fait l'objet d'une cartographie détaillée par Maybin (1976). Notre étude est restreinte à l'étude de 4 échantillons se situant dans la zone anorthositique.

La zone anorthositique est caractérisée par la présence de phénocristaux de plagioclases de dimension millimétrique à centimétrique en phase cumulus (pl. 7b). Le pyroxène primaire en phase intercumulus est

- a) Litage magmatique dans la zone anorthositique du Complexe de la rivière Opawica. Les plagioclases sont d'ordre centimétrique à décimétrique.
- b) Les plagioclases montrent une texture cumulus.

Planche 7

a)



b)



remplacé par des minéraux secondaires. Cependant, quelques vestiges d'augite sont localement préservés.

PÉTROGRAPHIE

Les minéraux essentiels rencontrés sont le plagioclase (60% à 90%), l'actinote (5% à 30%), l'épidote (2% à 10%), chlorite(0% à 5%). Les constituants mineurs sont l'augite, le sphène, le molybdène, les oxydes de fer-titane et la séricite (ou plutôt paragonite dû au faible pourcentage de K2O dans la roche).

Le plagioclase présente une calcicité variant de An80 à An86. Il constitue la phase cumulus. Sa granulométrie varie de 1mm à 10cm. Les cristaux de plagioclase sont sous forme individuels ou en glomérocristaux avec une forme hypidiomorphe à automorphe. Le plagioclase est parfois remplacé par l'épidote variété clinzoïsite. Cette dernière se retrouve le long des fractures et localement comme pseudomorphe du plagioclase.

L'actinote constitue le principal minéral d'altération des pyroxènes. Elle forme des cristaux aciculaires d'ordre millimétrique. La chlorite représente également un produit d'altération des pyroxènes. Elle forme de fines aiguilles de dimension millimétrique. L'augite constitue le minéral relique des pyroxènes. Elle occupe généralement le cœur des cristaux ouralitisés. Parfois, elle se présente en sandwich avec l'actinote au niveau du même cristal. Ce qui rend l'analyse des vestiges de pyroxènes par microsonde impossible.

Le sphène, l'oxyde de fer-titane, le molybdène sont d'origine

intratellurique et occupent une position interstitielle. Par contre la séricite résulte de l'altération des plagioclases et donc d'origine métamorphique.

GÉOCHIMIE

Quatre échantillons du complexe anorthositique de la rivière Opawica ont été prélevés. Ce nombre limité d'échantillons ne peut caractériser le complexe mais plutôt situer la zone anorthositique du complexe par rapport aux volcanites porphyriques.

Les échantillons analysés sont essentiellement des gabbros anorthositiques à des anorthosites gabbroïques. Cela explique le fort pourcentage en Al₂O₃ (29.14 à 31.04) et en CaO (15.17 à 16.53) et le faible pourcentage en MgO (1.79 à 3.4) et en FeO* (1.92 à 3.05).

Le rapport MgO/FeO est supérieur à .8. Dans les basaltes porphyriques, ce ratio est inférieur à .6. Le plagioclase est le minéral principal dans l'anorthosite. Sa structure renferme relativement plus de Fe que Mg. La différence dans ce ratio implique que la matrice des anorthosites est plus mafique, donc moins évoluée que celle des basaltes porphyriques.

La calcicité des plagioclases obtenue à partir de la norme oscille entre An84 et An86. Les résultats obtenus à partir de la microsonde varient entre An81 et An85. Les plagioclases les moins calciques sont de petite taille et occupent généralement une position interstitielle par rapport aux mégacristaux. Les plagioclases les plus calciques sont de taille intermédiaire. La présence de petites inclusions d'épidote à l'intérieur des plagioclases n'a pas permis de faire des traverses à l'intérieur des grains pour voir la

variation de la calcicité. La similitude entre la calcicité normé et celle obtenue à partir de la microsonde constitue un excellent argument en faveur de l'utilisation de la calcicité normé pour juger du déséquilibre entre les plagioclases et la matrice hôte.

La figure (19) montre le comportement des échantillons du Complexe sur les diagrammes binaires. Les quatres analyses se retrouvent dans une position intermédiaire entre les échantillons porphyriques et les glomérocrustaux de plagioclases. Cela implique une composition intermédiaire, pour les échantillons d'anorthosite, entre les matrices et les glomérocrustaux de plagioclase.

Le patron des terre rares normalisés aux chondrites (fig.20) est relativement plat avec une anomalie positive en Eu qui s'explique par la présence d'un fort pourcentage des plagioclases. La concentration globale en terres rares est relativement faible puisque ils ne font que deux fois les chondrites.

Les complexes anorthositiques archéens sont nombreux. Ils sont présents en Amérique du nord, Amérique du sud, Groenland, Afrique du sud, Inde, Russie et en Europe. Ils présentent différents stades de déformation et de métamorphisme (Phinney, 1982, Ashwal et al., 1983, Naqvi et Hussain, 1979). Ils sont associées aux ceintures des roches vertes ou à leurs équivalents amphibolitisés. Les caractéristiques de ces complexes sont la composition et la texture des plagioclases. Ces derniers se présentent sous forme de mégacristaux pouvant atteindre 20 cm à 30 cm. Ils sont automorphes

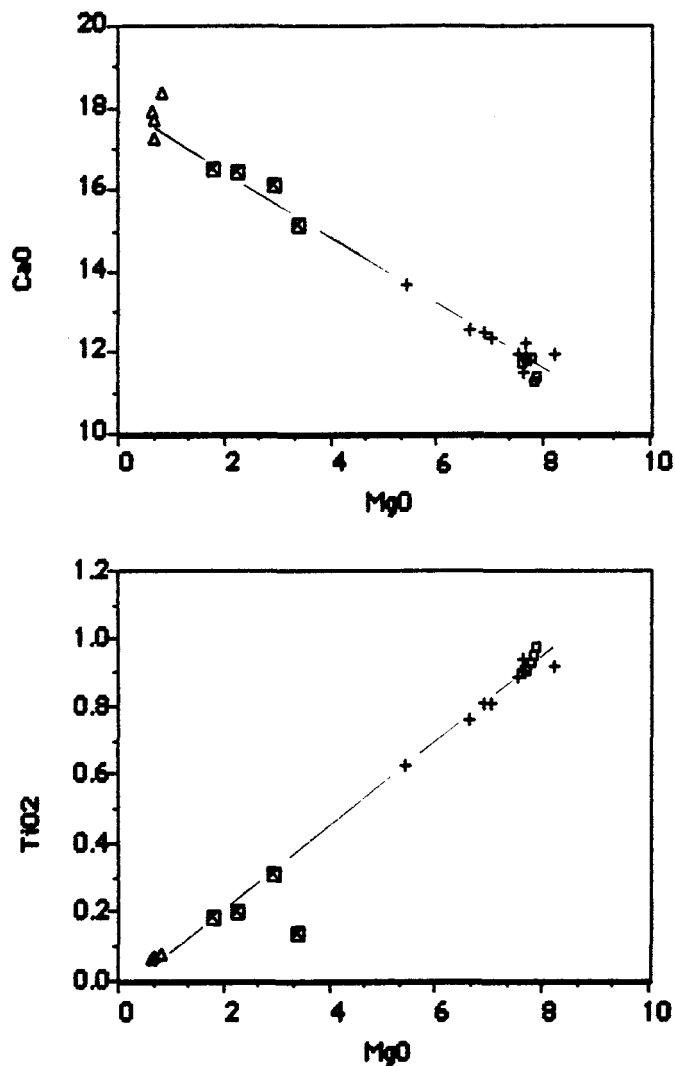


Figure 19: Diagrammes binaires synthèses. Les échantillons du Complexe de la rivière Opawica montrent une composition intermédiaire entre les échantillons de la coulée porphyrique et les glomérocrystaux de plagioclase.

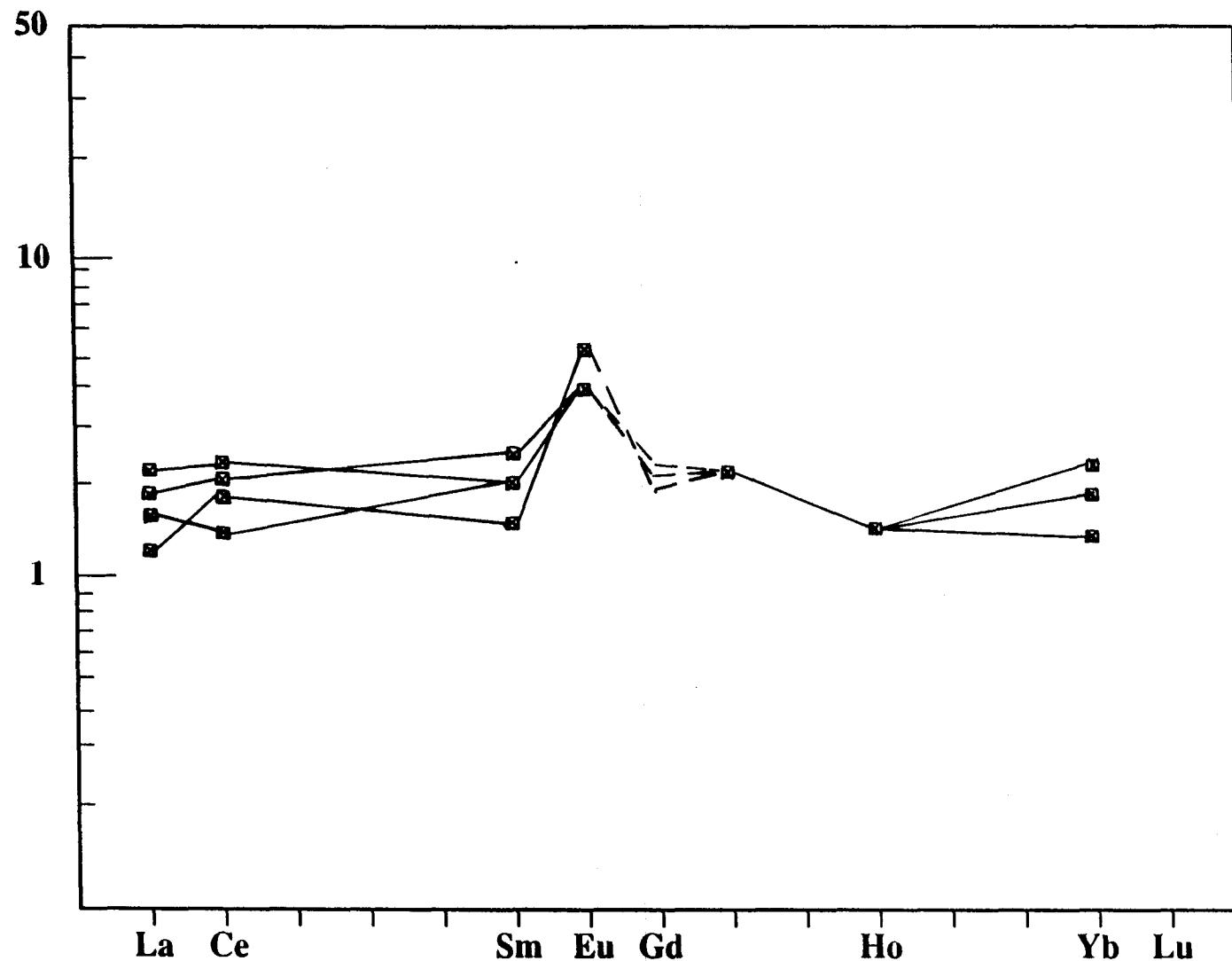


Figure 20: Spectres des terres rares normalisées aux chondrites des échantillons du Complexe de la rivière Opawica. Tous les échantillons montrent une anomalie positive en Eu dû à la présence du plagioclase.

à hypidiomorphes. Leur calcicité varie entre An80 et An90. Ils présentent un fort pourcentage en CaO et Al2O3 et une faible abondance en terres rares.

Le complexe de la rivière Opawica s'inscrit bien dans le cadre des complexes archéens. Dans la bande nord de la ceinture Chibougamau-Matagami, affleure le complexe du lac Doré (Allard, 1976). Les deux complexes présentent des similitudes au point de vue composition, texture et géométrie. Ils se sont introduits dans des empilements volcaniques et subissent à leur tour l'intrusion de pluton tonalitique: pluton de Chibougamau dans le cas du complexe du lac Doré et du pluton Opawica dans le second cas. La différence entre les deux réside dans la dimension de l'intrusion.

CHAPITRE VII

DISCUSSION

BASALTES APHYRIQUES

Les analyses des éléments majeurs, traces et terres rares définissent trois populations distinctes de basaltes aphyriques. Les variations de composition observées sont d'origine primaire. Ils reflètent une plus grande diversité géochimique pour les laves de l'Obatogamau, contrairement à ce qui a été rapporté pour la bande nord (Ludden et al., 1984 et Picard, 1984). Les trois groupes sont des tholéiites avec une tendance ferrifère marquée pour les aphyriques II et III. À l'inverse des basaltes archéens ferrifères, qui occupent une position stratigraphique élevé, les aphyriques II et III sont plutôt intercalés aléatoirement dans l'échelle stratigraphique.

La Formation Gilman est restreinte à la bande nord. Elle est essentiellement constituée de coulées de laves basaltiques assumées comme dépourvues de phénocristaux de plagioclases. Géochimiquement, elle comporte le Gilman inférieur et le Gilman supérieur (Ludden et al., 1984). Le Gilman inférieur présente un patron plat légèrement appauvri en terres rares légères. Le Gilman supérieur montre un patron enrichi en terres rares légères, contrairement aux patrons relativement plats des basaltes de l'Obatogamau et du Gilman inférieur. Les basaltes du type II et III présentent un rapport de 15 à 25 fois les chondrites. Cela les rend similaires aux coulées de laves du

Gilman inférieur. Plusieurs auteurs (Duquette, 1970, Dimroth et al., 1984 , Ludden et al., 1984, Picard, 1984) qualifient le Gilman de deuxième cycle volcanique , l'Obatogamau étant le premier. La similitude géochimique entre les aphyriques II, III et le Gilman inférieur soulève un doute sur l'exactitude de cette division. Le Gilman supérieur présente certes une différence géochimique, encore faut-il le considérer comme un second cycle. La subdivision a eu pour source l'absence de phénocristaux de plagioclases et également la présence de la Formation felsique de Waconichi située stratigraphiquement entre l'Obatogamau et le Gilman. Cette Formation ne représente que des centres felsiques ponctuels. L'évolution des fonds océaniques aux îles en arc montre cette dualité entre le volcanisme basaltique et le volcanisme acide (BVSP, 1981). Ce scénario de dualité de volcanisme peut s'appliquer dans ce cas et permettre donc d'englober les laves du Gilman inférieur dans la Formation Obatogamau. C'est le cas dans la bande sud où Sharma et al. (1987) reportent la présence du Membre des Vents, caractérisé par un volcanisme intermédiaire à felsique. Ce membre se trouve contenu à l'intérieur de la Formation Obatogamau.

Les basaltes de la Formation Obatogamau de la bande sud présentent des similitudes marquées avec les basaltes du type N-MORB. Dans la bande nord, les coulées de laves de la Formation Obatogamau et de la Formation Gilman inférieur et intermédiaire présentent la même similitude avec les N-MORB (Picard, 1984). Seul le Gilman supérieur est différent chimiquement (Ludden et al., 1984).

GÉNÉSE DES BASALTES APHYRIQUES

La valeur *MG (<56) des coulées de laves aphyriques indique que ces laves ont subi un fractionnement important avant leur mise en place. Dans le contexte volcanique récent, une lave basaltique primitive possède une valeur *MG aux alentours des .7 (BVSP, 1981). Les aphyriques II et III montrent cependant un degré d'évolution plus prononcé que les aphyriques I. Le manque d'échantillons, de composition intermédiaire, entre les trois groupes et leur intercalation stratigraphique laisse supposer une évolution distincte pour chacun d'entre eux. Une simple cristallisation fractionnée ne peut expliquer l'enrichissement en terres rares (jusqu'à 3 fois) des aphyriques II et III à partir des aphyriques I; car cela impliquera un volume immense de basaltes et également des laves de composition intermédiaire entre les trois groupes.

O'Hara (1977,1981) évoque un modèle ("chambre sub-volcanique ouverte") de cristallisation fractionnée dans un système ouvert, où une chambre magmatique qui fractionne est alimentée périodiquement par un liquide parent primitif. Ce modèle peut s'appliquer facilement aux aphyriques I. L'altération subie par les laves nous ne permet pas d'évaluer l'importance du fractionnement du pyroxène versus celui de l'olivine. Seule l'abondance des reliques de plagioclases dans les coulées de laves, permet de supposer que ce dernier était présent sur le liquidus. Les études expérimentales entreprises sur les basaltes de fond océaniques à 1 atm confirment la présence des plagioclases sur le liquidus (Kushiro, 1973; Fujii et Kushiro, 1977; Bender et al., 1978; Dungan et al., 1978; Walker et al., 1979). L'olivine est également présente sur le liquidus, alors que le pyroxène n'entre en cristallisation qu'à 40-130°C en dessous du liquidus, dépendamment de la composition initiale du

liquide. Le modèle proposé consiste donc en une chambre sub-volcanique ouverte. Le liquide basaltique parent, ayant une valeur * MG d'environ .7, alimente périodiquement cette chambre. Le fractionnement est contrôlé essentiellement par le plagioclase-olivine-pyroxène. Le MgO entre en proportion relative plus grande dans le minéraux férro-magnésiens que le FeO*. Il en résulte une diminution du ratio MgO/FeO* et par la même occasion une baisse de la valeur * MG. L'anomalie négative en Eu résulterait du fractionnement du plagioclase.

Dans le cas des aphyriques II et III, le modèle de système ouvert s'applique également. Le plagioclase, le pyroxène et l'olivine représentent les principaux minéraux de fractionnement. La présence de leucoxène en pourcentage plus élevé dans les aphyriques II et III (jusqu'à 5%) suppose que, les minéraux titanifères, ont eu un rôle relativement important dans l'histoire de fractionnement de ces laves que dans le cas des aphyriques I. Il reste que les aphyriques II et III présentent un enrichissement marqué en éléments incompatibles. Deux cas sont envisageables:

1) Le liquide parent est de même composition que celui des aphyriques I. Dans ce cas la cristallisation fractionnée ne peut à elle seule, expliquer l'enrichissement en éléments incompatibles pour les raisons mentionnées précédemment. Une contamination de la chambre sub-volcanique par des laves déjà émises est possible. Ces laves auront une composition proche des aphyriques I et sont donc évoluées. L'assimilation de ces laves et le fractionnement qui s'ensuit permettra d'enrichir le magma basaltique en éléments incompatibles et donner des laves aussi évoluées que les aphyriques II et III.

2) Le liquide parent ne présente pas la même composition que celui des aphyriques I. Dans ce cas il faudra imaginer un liquide relativement évolué, dans un système ouvert. Le liquide subira un fractionnement intense. Le ratio (volume de la fraction enrichie / volume initial) sera très faible. Les nombreux filons-couches de gabbro rencontrés sur le terrain, peuvent représenter le fruit de ce fractionnement intense.

BASALTES POPHYRIQUES

La présente recherche représente la première étude géochimique approfondie sur les laves porphyriques de l'Obatogamau de la bande sud. Dans les travaux antérieurs (Ludden et al., 1984; Picard, 1984), les laves porphyriques ont toujours été délaissés au profit des basaltes aphyriques. Ce qui représente un important volume de laves négligées dans les modèles d'évolution globale.

Sur le terrain, les laves porphyriques sont intercalées de manière aléatoire avec les laves aphyriques. Les horizons riches en plagioclases se présentent souvent sous forme de lentilles ou d'horizons à l'intérieur des coulées. Ils occupent souvent une position intermédiaire ou sommitale dans les laves. Leur densité est donc égale ou plus faible que celles des basaltes qui les contiennent.

Les analyses chimiques effectuées sur la coulée porphyrique ont permis de mettre en évidence une différence de calcicité, qui traduit un déséquilibre entre les plagioclases et les laves hôtes. Les plagioclases ont précipité à partir d'un liquide moins évolué que les laves auxquelles ils sont associés, comme le confirme le diagramme de Falloon et Green (1987) et les

équations de Nielsen (1985). Ces plagioclases à haute calcicité sont abondants à l'archéen (Phinney, 1986) et également dans les tholéiites océaniques récentes (Dungan et Rhodes, 1978; Rhodes et al., 1978; Kuo et Kirkpatrick, 1982; Elthon, 1984; Donaldson et Brown, 1977; Flower, 1984). Dans les complexes litées, comme le Bushveld, le plagioclase calcique repose directement sur les horizons de cumulats ultramafiques (Phinney, 1982). Les mégacristaux de plagioclases analysés, de la coulée porphyrique, montrent de faibles concentrations en terres rares (Fig. 21). Ceci confirme le caractère primitif du liquide parent des plagioclases.

MÉLANGE DE MAGMAS

Le mélange de magma est un processus pétrologique courant dans la génèse de roches volcaniques acides et intermédiaires (Anderson, 1976). Dans le cas des laves récentes des fonds océaniques, le mélange de magmas joue probablement un rôle important dans leur formation (Dungan et Rhodes, 1978, 1980; Rhodes et al., 1979; Walker et al., 1979; Kuo et Kirkpatrick, 1982). Ces laves présentent généralement des phénocristaux de plagioclase et/ou d'olivine qui sont en déséquilibre avec les coulées hôtes.

Le déséquilibre entre les mégacristaux de plagioclase et les laves hôtes de l'Obatogamau pourrait résulter d'un processus de mélange de magmas. Une fraction du mélange aura une composition proche de celle des aphyriques I, puisque ces derniers sont similaires à tout point de vue aux matrices de la coulée porphyrique. La deuxième fraction présentera une composition plus primitive que les aphyriques I et sera riche en plagioclases très calciques. Le modèle proposé est le suivant:

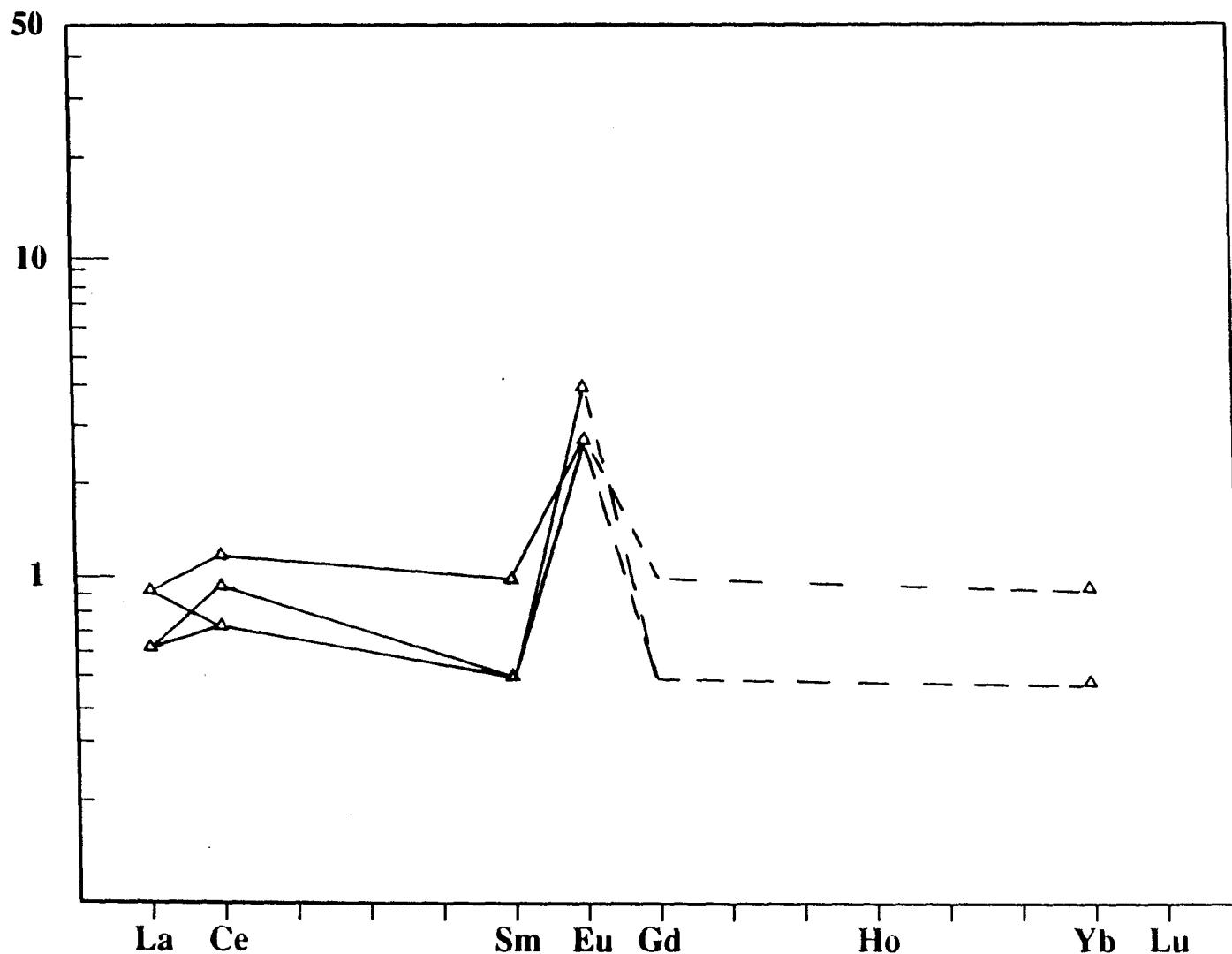


Figure 21: Spectres des terres rares normalisées aux chondrites des échantillons des glomérocrisatux de plagioclase. Leur faible concentration en terres rares implique qu'ils ont précipité à partir d'un liquide peu évoluté.

Une chambre magmatique (de profondeur intermédiaire) reçoit du liquide primitif du manteau. Le liquide fractionne d'abords de l'olivine, ce qui amène une diminution de la densité. En effet les études de Stolper et Walker (1980) montrent que la variation de densité d'un liquide basaltique est fonction de sa composition. La figure 22 montre que le liquide passe par un minimum. Le plagioclase apparaît alors sur le liquidus, sa densité étant voisine de celle du liquide (Fujii et Kushiro, 1977), il reste en suspension. Le liquide chargé donc, de plagioclases calciques, migre par différence de densité vers une chambre magmatique sub-volcanique munie de cellules de convection. À l'intérieur de cette chambre, le liquide est évolué, donc plus dense. L'injection du liquide porphyrique cause l'arrêt de la convection. Le liquide primitif chaud et moins dense occupe la partie sommitale de la chambre. Un début de mélange se produit à l'interface des deux liquides. Le système de convection reprend à faible échelle. Les plagioclases débutent alors leur attachement mutuel pour former des glomérocristaux. La convection prend de l'ampleur jusqu'à l'harmonisation totale des deux liquides. Le plagioclase reste en suspension dans un liquide plus évolué que son liquide parent. Lors de l'injection de liquide primitif nouveau, le magma expulsé contiendra les glomérocristaux calciques de plagioclases.

Les laves porphyriques et les laves aphyriques peuvent provenir de la même chambre sub-volcanique. Le caractère porphyrique ou aphyrique des coulées sera déterminé par la présence de phénocristaux de plagioclase dans le liquide primitif ou non.

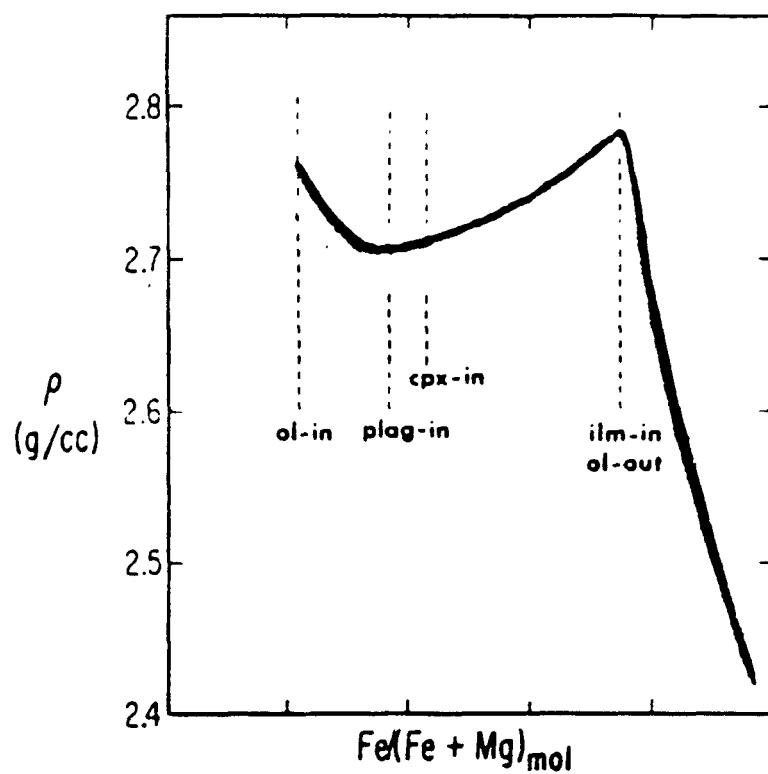


Figure 22: Diagramme montrant la variation de la densité d'un liquide tholéïitique en fonction en fonction de la différenciation (tiré de Stolper et Walker, 1980).

Sur les diagrammes binaires (Fig. 19), les échantillons du Complexe de la rivière Opawica montrent une composition intermédiaire entre les basaltes et les phénocristaux de plagioclases. La dimension centimétrique des mégacristaux de plagioclases, dans certains horizons du Complexe, implique une cristallisation isothermique. Cette condition ne peut-être rencontrée dans une chambre sub-volcanique, vu la proximité au niveau d'eau (1 à 3 km). L'anorthosite présente un ratio MgO/FeO plus élevé que celui de la lave porphyrique, impliquant un liquide parent moins évolué. Ce liquide peut correspondre au magma primitif qui alimente la chambre sub-volcanique. Dans ce cas il alimente également, le Complexe anorthositique, mais à plus grande profondeur pour permettre la cristallisation isothermique des plagioclases. L'alimentation se fait de manière cyclique. Ce qui explique la variation drastique de granulométrie des plagioclases d'un horizon à l'autre. Phinney et al. (1988) proposent la génèse des anorthosites dans des chambres sub-volcaniques, mais à cette profondeur il sera difficile d'expliquer la croissance des plagioclases de manière isothermique.

LE SILL STRATIFIÉ

La stratification observée dans le sill correspondrait peut-être à des phases d'injection successives. Cimon (1976) mentionne : "la présence de cristaux de feldspath grossiers bien développés dans un filon-couche aussi mince, ainsi que les laves coussinées environnantes indique clairement que la cristallisation du feldspath s'est produite avant la mise en place de ces roches". Comme la stratification représente différentes étapes d'injection, on ne pourra pas parler vraiment de mélange au site du filon-couche, mais

plutôt d'évolution du liquide qui alimente ce sill.

Le liquide basaltique parent qui alimente le filon-couche fractionne le plagioclase (pl), l'olivine (ol) et le pyroxène (px). Le plagioclase reste en suspension et le liquide continue à évoluer. Par la suite une partie du liquide riche en plagioclases migre vers le site du filon-couche, pour donner naissance à la base du sill. Le liquide parent continue toujours à fractionner le pl-ol-px en profondeur. La deuxième injection correspond au niveau surmontant l'anorthosite gabbroïque, alors que la dernière pulsion génère le gabbro du sommet.

CONCLUSION

L'étude des coulées de laves aphyriques de la Formation Obatogamau, de la bande sud de la ceinture des roches vertes Chibougamau-Matagami, a permis de mettre en évidence trois groupes géochimiques. Les variations de composition observées sont d'origine primaire et reflètent une plus grande diversité géochimique à l'intérieur de cette Formation. La valeur *MG (<56) des coulées de laves aphyriques indique que ces laves ont subi un fractionnement important avant leur mise en place. Pour les trois types de basaltes aphyriques, le modèle de "chambre sub-volcanique ouverte" s'applique. L'enrichissement des laves aphyriques II et III par rapport à ceux du type I, peut s'expliquer soit par une contamination de la chambre sub-volcanique par des laves déjà émises (dans l'hypothèse d'un liquide parent qui est de même composition que celui des aphyriques I), ou bien le liquide parent est plus évolué que celui des basaltes aphyriques I.

Dans le cas des coulées porphyriques, les mégacristaux ou glomérocrystaux de plagioclase sont en déséquilibre avec les coulées hôtes. Ils ont probablement précipité à partir d'un liquide moins évolué que les laves auxquelles ils sont associés. Ce déséquilibre pourrait résulter d'un processus de mélange de magmas. Une fraction du mélange aura une composition proche de celle des aphyriques I dans une chambre sub-volcanique, la deuxième fraction présentera une composition plus primitive que les aphyriques I et sera riche en plagioclases très calciques, elle proviendrait d'une chambre volcanique plus profonde. Cette fraction pourrait représenter le liquide qui alimente le Complexe anorthositique de la Rivière Opawica.

RÉFÉRENCES

- Allard, G.O., 1982. Géologie du quart nord-ouest du canton de Haüy. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DPV-928, 57 p.
- Allard, G.O., 1976. Dore Lake Complex and its importance to Chibougamau Geology and Metallogeny: Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DP-368, 446 p.
- Allard, G.O., Caty, J. L. and Gobeil, A., 1985. The Archean supracrustal rocks of the Chibougamau area. In Ayres, Thurston, Card and Weber (editors), evolution of Archean supracrustal sequences Geological Association of Canada, Special paper 28, pp 55-63.
- Anderson, A. T., 1976. Magma mixing: petrological process and volcanological tool. *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, 1: 3-33.
- Ashwal, L. D., Morrison, D. A., Phinney, W. C and Wood, J., 1983. Origin of Archean anorthosites: Evidence from the Bad Vermilion lake anorthosite Complex, Ontario. *Contributions to Mineralogy Petrology*, 82: 259-273.
- Basaltic Volcanism Study Project, 1981. Basaltic Volcanism on the terrestrial planets, Permagon Press, Inc., New York, 1286 pages.
- Bender, J. F., Hodges, F. N. and Bence, A. E., 1978. Petrogenesis of basalts from the project FAMOUS area: experimental study from 0 to 15 Kbars. *Earth and Planetary Science Letters*, 41: 277-302.
- Caty, J. L., 1979. Géologie de la demie ouest du canton de Bignell, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DPV-678.
- Chown, E.H., Mueller, (1988). Basement influence on the supracrustal and plutonic evolution and deformation of an Archean Greenstone Belt, *Proceedings, 7th International Symposium on Basement Tectonics*.
- Cimon, J., 1976. Géologie du canton de Queylus (NE). Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-439; 34 pages.

- Dimroth, E., Rocheleau, M. and Mueller, W., 1984. Paleogeography, isostasy and crustal evolution of the Archean Abitibi belt: a comparison between the Rouyn-Noranda and Chibougamau-Chapais areas, in Guha, J., and Chown, E. H., eds., Chibougamau- Stratigraphy and Mineralisation: C.I.M. Special volume 34, pp 73-91.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N., and Rocheleau, M., 1983. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Québec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical model. Canadian Journal of Earth Science, 20 : 1355-1373.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M. and Goulet, N., 1982. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Québec. Part I: Stratigraphic and paleogeographic model. Canadian Journal of Earth Science, 19 : 1729-1758.
- Donaldson, C. H. and Brown, R. W., 1977. Refractory megacrysts and magnesium-rich melt inclusions with spinel in oceanic tholeiite: indicators of magma mixing and parental liquid compositions. Earth and Planetary Science Letters, 37 : 81-89.
- Dungan, M. A. and Rhodes, J. M., 1980. Magma mixing at mid-ocean ridges. EOS, vol 61, p 67.
- Dungan, M. A. and Rhodes, J. M., 1978. Residual glasses and melt inclusions in basalts from D.S.D.P. legs 45 and 46: evidence of mixing. Contributions to Mineralogy and Petrology, 67 : 417-431.
- Duquette, G., 1970. Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, ES-8, 18 p.
- Elthon, D., 1984. Plagioclase buoyancy in oceanic basalts: Chemical effects. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48 : 753-768.
- Falloon, T. J. and Green, D. H., 1987. Glass inclusions in magnesian olivine phenocrysts from Tonga: evidence for highly refractory parental magmas in the Tonga arc. Earth Planetary Science Letters, 81 : 95-103.
- Flower, M. F. J., 1984. Anorthosite Genesis: The mid-oceanic ridge analog., Geology, 12 : 651-654.

- Floyd, P. A. and Winchester, J. A., 1978. Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology*, 21 : 291-306.
- Floyd, P. A. and Winchester, J. A., 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planetary Science Letters*, 27 : 211-218.
- Fujii, T and Kushiro, I., 1977. Density, Viscosity, and compressibility of basaltic liquids at high pressures. *Carnegie Institution of Washington Yearbook*, 76 : 419-424.
- Gelinas, L., Mellinger, M., Trudel, P., 1982. Archean mafic metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Québec. 1) Mobility of the major elements. *Canadian Journal of Earth Science*, 19 : 2258-2275.
- Gobeil, A. et Racicot, D., 1983. Carte lithostratigraphique de la région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. MM 83-02, 14 pages.
- Green, N. L., 1975. Archean glomeroporphritic basalts. *Canadian Journal of Earth Science*, 12 : 1770-1784.
- Haskin, L. A., Haskin, M. A., Frey, F. A. and Wildeman, T. R., 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rares earths. In: L. H. Ahrens (editor), *Origin and Distribution of the Elements*. Pergamon, Oxford, pp 889-912.
- Hawkesworth, C. J. and O'Nions, R. K., 1977. The petrogenesis of some Archean volcanic rocks from southern Africa. *Journal of Petrology*, 18 : 487-520.
- Hynes Andrew, 1980. Carbonatisation and Mobility of Ti, Y, and Zr in Ascot Formation Metabasalts, SE Quebec. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 75: pp 79-87.
- Kuo, L.C. and Kirkpatrick, R. J., 1982. Pre-Eruption history of phric basalts from DSDP legs 45 and 46: Evidence from morphology and zoning patterns in plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79 : 13-27.

- Kushiro, I., 1973. Origin of some magmas in oceanic and circumoceanic regions. *Tectonophysics*, 17 : 211-222.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27 : 745-750.
- Lauzière, K. et Chown, E. H., 1988. Géologie du secteur du lac Remick. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 88-12.
- Ludden, J., Francis, D. and Allard, G., 1984. The geochemistry and evolution of the volcanic rocks of the Chibougamau region of the Abitibi metavolcanic belt, in Guha, J., and Chown, E. H., eds., Chibougamau-Stratigraphy and Mineralisation: C.I.M. Special volume 34, pp 20-34.
- Marre, J., 1982. Méthodes d'analyse structurale des granitoides. Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans, France, 128 p.
- Maybin, A., 1976. The Geology of the Opawica River Complex, Québec, Canada. Masters thesis, University of Georgia. 86 pages.
- Maybin, A., 1974. Preliminary Report. Southwest quarter of Guercheville Township. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-251; 4 pages.
- Mueller, W., Chown, E.H., Sharma, K.N.M., Tait, L., Rocheleau, M., 1989. Paleogeographic and paleotectonic evolution of a basement controlled Archean supracrustal sequence, Chibougamau, Quebec, *Journal of Geology*, 97 : 389-420.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38 : 757-775.
- Naldrett, A. J. and Turner A. R., 1977. The geology and petrogenesis of a greenstone belt and related nickel sulfide mineralisation at Yakabindie, Western Australia. *Precambrian Research*, 5 : 43-103.
- Naqvi, S. M. and Hussain, S. M., 1979. Geochemistry of metaanorthosites from greenstone belt in Karnataka, India. *Canadian Journal of Earth Science*, 16 : 1254-1264.

- Nielsen, R. L., 1985. Equil: A program for the modeling of low-pressure differentiation processes in natural mafic magma bodies. Computers & Geosciences, 11 : 531-546.
- O'Hara, M. J., 1977. Geochimical evolution during fractional crystallisation of a periodically refilled magma chamber. Nature, 266 : 503-507.
- O'Hara, M. J. and Mathews, R.E., 1981. Geochimical evolution in an advancing, periodically replenished, periodically tapped, continuously fractionated magma chamber. Journal of the Geological Society of London, 138 : 237-277.
- Pearce, J. A., 1976. Statistical analysis of major element patterns in basalt. Journal of Petrology, 17 : 15-43.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, 69 : 33-47.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planetary Science Letters, 19 : 290-300.
- Pearce, T., H. and Birkett, T., 1974. Archean metavolcanic rocks from Thackeray Township, Ontario. Canadian Mineral, 12 : 509-519.
- Phinney, W. C., Morrison, D. A. and Maczuga, D. E., 1988. Anorthosites and related megacrystic units in the evolution of Archean crust. Journal of Petrology, 29 : 1283-1323.
- Phinney, W. C., Morrison, D. A. and Maczuga, D. E., 1986. Petrogenesis of calcic plagioclase megacrysts in Archean rocks. In: Workshop on early crustal genesis; the world's oldest rocks, 86-04, pp 90-92.
- Phinney, W. C., Walker, D. and McCallum, I. S., 1982. Petrogenesis of Archean anorthosites. In: Magmatic processes of early planetary crust; magma ocean and stratiform layered intrusions, 82-01, pp 121-124.
- Picard, C., 1984. Evolution géologique et géodynamique du sillon des roches vertes archéennes de Matagami-Chibougamau dans la partie occidentale du synclinal de Chapais, Québec. Doctorat de troisième cycle. Université Claude Bernard-Lyon 1, France. 233 p.

- Racicot D., Chown, E.H., Hanel T., 1984. Plutons of the Chibougamau-Desmaraisville Belt; A preliminary survey: in J. Guha, E.H. Chown eds, Chibougamau-Stratigraphy and Mineralisation, CIM Special Volume 34. pp 178-197.
- Remick, J.H., 1957. Rapport préliminaire sur la région de Guercheville-Lapparent. M.M.Q. R.P.-343, 12 pages.
- Rhodes, J. M., Blanchard, D. P., Dungan, M. A., Rodgers, K. V. and Brannon, J. C., 1978. Chemistry of basalts from leg 45 of the Deep Sea Drilling Project. In Initial Report of Deep Sea Drilling Project, 45, pp 447-459. U.S. Government Printing Office, Washington D. C.
- Rhodes, J. M., Dungan, M. A., Blanchard, D. P., Long, P. E., 1979. Magma mixing at mid-ocean ridges: Evidence from basalts drilling near 22° N on the mid-Atlantic ridge. *Tectonophysics*, 55 : 35-61.
- Sharma, K.N.M., Gobeil, A., Mueller,W.,1987. Stratigraphie de la région du lac Caopatina. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 87-12.
- Stolper, E. and Walker, D., 1980. Melt density and the Average composition of basalt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74 :7-12.
- Tait L. et Chown E.H., 1987. Rapport préliminaire du projet de Du Guesclin. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 87-12.
- Tait L., Pilote, P., Chown E.H., 1987. Géologie de la région du lac à l'Eau Jaune. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 87-24, 114 p.
- Walker, D. Shibata, T., DeLong, S. E., 1979. Abyssal tholeiites from the oceanographer fracture zone II. Phase equilibria and mixing. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70 : 111-125.
- Winchester, J. A., 1985. Major low-angle fault displacement measured by matching amphibolite chemistry: An example from Scotland. *Geology*, 13 : 604-606.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20 : 325-343.

ANNEXE 1

ANALYSE DES ÉLÉMENTS MAJEURS ET TERRES RARES

L'analyse des éléments majeurs et traces a été effectué au laboratoire X-Ray Assay Laboratories Limited en Ontario. Les analyses des terres rares ont été effectués à l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC). Dans les deux cas, on a eu recours à des standards internes. La limite de détection dans le cas des éléments majeurs est de .01%. Dans le cas des éléments traces comme le Rb, Sr, Y, Zr et Nb ils sont donnés à titre qualitatif.

Pour les éléments traces et terres rares analysés par activation neutronique à l'UQAC, les détails sont donnés au tableau suivant:

ELEMENTS ROUTINELY DETERMINED BY INAA AT UQAC

Element	Ener keV	Count days	Detection Limit ppm	Estimated Accuracy on Calibration and other comments
As	554	7	0.5	>90 %, good but only two stds available
Au	412	7	1 ppb	>60 %, ok liquid std used, very few rock stds available, nugget effects possible.
Ba	496	7	20	>80 %, poor extremely variable results, XRF results better, Nd interferences.
Ce	145	30	1	>90 %, ok Fe interference at 142
Ce	1332	30	0.5	>95 %, good quality, INAA better than XRF
Cr	320	30	3	>90 %, good for Cr > 100 ppm, 10-100 ppm larger errors possibly due to nugget effect, INAA and XRF of similar quality
Cs	795	30	0.2	>90 %, good for Cs > 2 ppm, ok 1-2 ppm
	802	30		
Eu	1408	30	0.06	>95 %, very good quality
Fe203%	1099	both	0.07	>97 %, very good quality use as monitor
Hf	462	30	0.2	>90 %, good no known problems
Hg	81	7	0.1	impossible to tell no stds.
Ir	468	7	1 ppb	>90 %, very few rock std.
K20%	1524	7	0.05	>90 %, good but walls could give some bg
La	1594	7	0.08	>95 %, very good, apart from U fission.
Lu	208	7	0.01	>90 %, good but has complex U interferences
Mo	140	7	?	impossible to tell no stds.
Na20%	1366	7	0.001	>95 %, very good, INAA better than XRF
Nd	91	7	2	>90 %, ok, Ba interference
Ni	810	7	50	>90 %, ok, XRF better than INAA
Rb	1078	30	5	>80 %, variable, XRF better than INAA
Sb	603	7	?	>85 %, ok, but few rock stds
Sc	885	30	0.1	>90 %, very good
Se	134	7	0.5	impossible to tell no rock stds.
	264			
Sn	103	7	0.01	>90 %, good but should be better
Ta	67.8	30	0.1	>90 %, ok
	1221	30	0.2	>90 %, ok, Zn interference
Tb	298	30	0.1	>85 %, ok, Th interference
Th	312	30	0.07	>90 %, good INAA better than XRF
U	106	7	0.2	>90 %, good INAA better than XRF
	278	7		
W	685	7	2	>80 %, ok but few stds
Yb	396	7	0.1	>90 %, good
Zn	1115	30	12	>80 %, ok, Sc interference
Zr	756	30	200	>80 %, ok but only possible in alkali rocks

ANNEXE 1 (suite)
Basaltes aphyriques (éléments majeurs et norme)

Echantillon	72	91	101	123	127-A	128-A	2086-B	3087-C	0007	121B	129	4077A
SiO ₂	48.00	46.80	48.90	48.40	51.80	46.40	49.10	47.20	49.00	44.70	47.80	48.80
TiO ₂	0.06	0.08	0.90	2.12	1.78	1.00	1.48	1.43	1.08	2.03	1.12	1.01
Al ₂ O ₃	14.50	15.40	14.30	13.20	12.90	14.40	13.40	13.70	14.30	12.80	13.90	13.90
Fe ₂ O ₃	13.00	12.90	12.60	18.00	13.60	15.00	15.70	15.60	13.80	20.10	14.80	12.60
MnO	0.20	0.20	0.18	0.27	0.21	0.27	0.30	0.25	0.21	0.29	0.23	0.20
MgO	7.15	7.48	6.86	5.46	6.41	7.86	5.79	5.62	7.53	5.55	7.94	8.19
CaO	12.10	11.70	11.80	7.84	7.45	10.00	8.53	8.38	10.20	9.77	7.60	11.00
Na ₂ O	1.18	1.65	1.32	2.80	2.19	2.20	2.61	3.49	1.99	1.04	2.89	2.35
K ₂ O	0.06	0.06	0.07	0.26	0.08	0.09	0.11	0.10	0.20	0.04	0.12	0.13
P ₂ O ₅	0.07	0.07	0.07	0.18	0.19	0.08	0.11	0.12	0.09	0.17	0.09	0.08
H ₂ O+	2.77	2.85	2.62	1.62	2.70	2.70	2.54	3.77	2.10	2.60	2.70	2.00
Total	99.89	99.99	99.62	100.15	99.31	100.00	99.67	99.66	100.50	99.09	99.19	100.26
SMG	52	53	52	38	48	51	42	42	52	35	52	56
AN	77.35	71.15	74.65	48.91	57.86	61.03	52.62	42.04	63.66	77.40	50.15	57.00
Ca	3.36	0.00	4.83	1.84	10.69	0.00	2.99	0.00	1.42	3.62	0.00	0.00
Or	0.35	0.35	0.41	1.54	0.47	0.53	0.65	0.59	1.18	0.24	0.71	0.77
Ab	9.90	13.96	11.17	23.69	18.53	18.62	22.09	29.83	16.84	8.80	24.45	19.89
An	34.09	34.44	32.89	22.68	25.13	29.15	24.52	21.42	29.50	30.14	24.60	27.00
Di	20.94	18.99	20.70	12.56	9.67	16.43	14.20	16.12	16.85	14.46	10.29	22.08
Mg	22.09	21.47	20.63	23.10	23.51	16.49	24.02	11.58	25.49	28.20	23.12	18.72
Ol	0.00	1.89	0.00	0.00	0.00	9.12	0.00	0.14	0.00	0.00	8.96	3.06
St	3.42	3.48	3.48	5.25	4.76	3.62	4.32	4.25	3.74	5.12	3.80	3.64
Il	1.63	1.67	1.71	4.03	3.38	1.90	2.61	2.72	2.05	3.86	2.13	1.92
Sp	0.16	0.16	0.16	0.42	0.44	0.19	0.25	0.28	0.21	0.39	0.21	0.19

LÉGENDE DES ANALYSES:

Basaltes aphyriques

typel: 72, 91, 101, 128-A, 0007, 129, 4077-A

typell: 2086-B, 3087-C

typelll: 123 ,127-A,121-B

ANNEXE 1 (suite)
Coulée porphyrique (éléments majeurs et norme)

Echantillon	2	12	13	17	25	27	43	45	54	MA-2	MA-12	MA-17	MA-27	MA-45	PH-17-	PH-17-	PH-17-	PH-54
S102	48.00	47.70	47.50	44.40	47.00	47.40	46.00	47.20	47.20	48.20	47.90	46.70	47.80	47.40	45.40	46.50	45.60	45.50
T102	0.90	0.86	0.78	0.60	0.86	0.78	0.88	0.88	0.75	0.92	0.87	0.94	0.86	0.89	0.08	0.07	0.07	0.06
A1203	15.10	15.30	17.00	21.90	15.20	16.80	15.90	15.90	17.60	14.70	15.10	16.20	15.30	15.50	28.80	29.00	29.40	29.90
Fe203	12.60	12.80	11.70	9.17	13.00	11.80	12.60	12.20	11.10	13.00	12.60	12.60	12.40	12.80	2.34	2.05	2.12	1.74
MnO	0.19	0.19	0.18	0.14	0.20	0.18	0.19	0.18	0.17	0.20	0.19	0.19	0.19	0.19	0.05	0.05	0.05	0.05
MoO	7.27	7.32	6.79	5.20	7.34	6.64	7.85	7.18	6.35	7.47	7.34	7.53	7.21	7.43	0.79	0.67	0.66	0.64
CaO	11.00	11.40	11.90	13.10	11.70	12.00	11.40	11.40	12.00	10.80	11.30	11.00	11.20	11.40	18.00	17.00	17.40	17.60
Na2O	1.63	1.47	1.47	2.07	1.34	1.52	1.68	1.85	1.70	1.65	1.50	1.84	1.50	1.49	2.45	2.68	2.36	2.25
K2O	0.05	0.06	0.05	0.17	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06	0.23	0.60	0.63	0.72
P2O5	0.08	0.07	0.06	0.05	0.07	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	0.08	0.07	0.07	0.02	0.02	0.02	0.02
H2O+	3.00	3.23	2.93	3.39	3.23	2.93	3.47	3.08	3.16	3.08	3.16	3.00	3.08	2.93	2.08	1.93	2.00	2.08
Total	99.82	100.10	100.36	100.19	100.01	100.16	100.06	99.67	100.15	100.14	100.09	100.13	99.66	100.16	100.24	100.57	100.31	100.56

AN	70.98	73.76	76.12	75.53	75.70	75.14	71.96	73.43	73.65	69.99	72.99	69.69	73.31	73.75	88.41	85.81	89.64	91.47
Si	2.27	2.08	1.61	0.00	1.40	1.43	0.00	1.26	0.76	2.24	2.28	0.00	2.52	1.23	0.00	0.00	0.00	0.00
or	0.30	0.35	0.30	1.00	0.30	0.30	0.30	0.35	0.35	0.30	0.35	0.30	0.30	0.35	1.39	3.60	3.79	4.33
ab	13.79	12.44	12.44	16.18	11.34	12.86	13.96	13.12	14.39	13.96	12.69	15.87	12.69	12.61	8.95	10.96	7.97	6.57
an	33.74	34.97	39.64	49.97	35.31	38.87	35.83	36.25	40.22	32.56	34.29	35.80	34.87	35.43	68.27	66.32	69.03	70.52
ne	0.00	0.00	0.00	0.72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	6.61	6.53	6.70	6.92
di	16.68	17.32	15.58	12.03	18.29	16.63	16.58	16.26	15.51	16.87	17.47	14.94	16.59	16.95	7.97	6.85	6.93	6.24
hy	23.67	23.47	22.00	0.00	23.79	21.26	19.17	23.17	20.05	24.66	23.57	21.27	23.39	24.30	0.00	0.00	0.00	0.00
wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.46	4.55	4.35	4.41
ol	0.00	0.00	0.00	11.89	0.00	0.00	4.44	0.00	0.00	0.00	0.00	2.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
mt	3.48	3.42	3.31	3.04	3.45	3.31	3.45	3.41	3.26	3.51	3.44	3.54	3.42	3.47	1.15	1.00	1.04	0.85
il	1.71	1.63	1.48	1.14	1.67	1.48	1.67	1.61	1.42	1.75	1.65	1.79	1.63	1.69	0.16	0.13	0.14	0.12
sp	0.19	0.16	0.14	0.12	0.16	0.14	0.16	0.16	0.14	0.16	0.16	0.19	0.16	0.16	0.05	0.05	0.05	0.05

LÉGENDE DES ANALYSES:

Coulée porphyrique

roche totale: 2, 12, 13, 17, 25, 27, 43, 45, 54

matrice : MA-2, MA12, MA-17, MA-27, MA-45

mégacristaux: PH-171, PH-172, PH-173, PH-54

ANNEXE 1 (suite)
Sill stratifié (éléments majeurs et norme)

Echantillon	SLD-1	SLD-2	SLD-3	SLD-4	SLD-5
SiO ₂	44.30	46.00	45.40	44.40	45.40
TiO ₂	0.42	0.55	0.55	0.67	0.70
Al ₂ O ₃	25.50	21.00	20.10	15.20	15.60
Fe ₂ O ₃	6.93	9.30	10.10	13.60	13.00
MnO	0.11	0.12	0.13	0.20	0.21
MoO	3.29	5.55	6.36	9.05	9.03
CaO	13.30	12.50	11.60	9.71	10.60
Na ₂ O	2.96	1.32	1.54	1.26	1.24
K ₂ O	0.21	0.11	0.11	0.07	0.10
P ₂ O ₅	0.04	0.05	0.05	0.06	0.07
H ₂ O+	3.47	3.54	4.16	5.70	3.85
Total	100.13	100.04	100.10	99.92	99.80
AN	79.11	82.05	78.51	76.96	77.77
Ca	0.00	0.91	0.00	0.00	0.00
Or	1.24	0.65	0.65	0.41	0.59
Ab	14.70	11.17	13.03	10.66	10.49
An	35.68	51.05	47.61	35.61	36.71
Na	8.60	0.00	0.00	0.00	0.00
Di	8.21	8.70	7.86	9.96	12.60
Hy	0.00	19.17	18.93	26.04	24.96
Wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ol	7.10	0.00	2.93	5.83	4.84
St	2.78	2.97	2.97	3.13	3.19
Ii	0.00	1.04	1.04	1.27	1.33
Ap	0.09	0.12	0.12	0.14	0.16

LÉGENDE DES ANALYSES:

Sill stratifié

SLD-1, SLD-2, SLD-3, SLD-4, SLD-5

ANNEXE 1 (suite)
Anorthosite (éléments majeurs et norme)

Echantillon	AN-1	AN-2	AN-3	AN-4
B2O3	46.10	45.70	46.20	44.70
TiO2	0.31	0.20	0.19	0.13
Al2O3	28.70	29.40	30.80	26.00
Fe2O3	3.33	2.58	2.12	2.68
MnO	0.05	0.04	0.03	0.05
MoO	2.88	2.21	1.78	3.25
CaO	15.90	16.10	16.40	14.50
Na2O	1.44	1.79	1.79	1.62
K2O	0.07	0.06	0.10	0.89
P2O5	0.03	0.02	0.03	0.02
H2O+	1.54	2.16	1.00	4.52
Total	100.35	100.28	100.44	100.36
AN	85.46	84.08	84.82	86.37
or	0.42	0.48	0.60	5.50
ab	12.36	13.91	13.64	10.97
an	72.67	73.46	76.25	69.52
ne	0.00	0.64	0.87	1.62
di	5.72	6.38	4.40	4.42
hy	5.56	0.00	0.00	0.00
ol	0.95	3.22	2.78	6.12
mt	1.63	1.27	1.03	1.35
il	0.60	0.39	0.36	0.26
ep	0.07	0.05	0.07	0.05

LÉGENDE DES ANALYSES:
Anorthosite
AN-1, AN-2, AN-3, AN-4

ANNEXE 1 (suite)
éléments traces et terres rares

Echantillon	2	12	13	17	25	27	43	45	54	MA-2	MA-12	MA-17	MA-27	MA-45	PH17-1
LA	2.4	2.1	1.9	1.4	2.1	1.9	1.9	1.9	1.8	2.2	2.0	2.2	2.1	2.1	0.3
CE	7.3	6.6	6.2	3.4	5.7	6.7	7.0	6.3	6.0	8.0	7.0	6.7	6.0	6.8	1.0
ND	4.9	3.8	3.7	3.6	4.0	3.5	5.0	3.7	3.3	4.3	3.6	2.7	3.4	2.7	0.3
SM	2.1	2.0	1.7	1.2	1.8	1.7	1.6	1.6	1.7	1.9	1.8	1.9	1.8	1.8	0.2
EU	0.7	0.8	0.7	0.6	0.7	0.8	0.7	0.7	0.6	0.7	0.7	0.7	0.6	0.7	0.2
TB	0.5	0.6	0.4	0.3	0.5	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5	0.4	0.0
HG	0.8	0.6	0.5	0.3	0.6	0.7	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.7	0.5	0.6	0.0
YB	2.2	2.2	1.8	1.4	2.0	1.9	1.8	1.9	1.9	2.1	2.0	2.0	2.0	2.0	0.2
LU	0.3	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.0
CS	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0
SC	46.0	47.0	41.0	32.0	45.0	43.0	48.0	46.0	40.0	47.0	45.0	45.0	45.0	45.0	2.5
HF	1.5	1.2	1.2	0.7	1.1	1.2	1.1	1.3	0.9	1.3	1.2	1.3	1.1	1.3	0.1
CR	300.0	315.0	280.0	220.0	315.0	300.0	330.0	310.0	265.0	300.0	300.0	300.0	300.0	300.0	25.0
CO	62.0	63.0	55.0	43.0	63.0	60.0	60.0	64.0	55.0	55.0	50.0	47.0	50.0	50.0	6.0
U	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
TH	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.2	0.0	0.2	0.2	0.2	0.0	0.2	0.0
TA	0.5	0.5	0.5	0.4	0.6	0.5	0.3	0.4	0.4	0.2	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0
RB	8.0	18.0	16.0	6.0	18.0	8.0	10.0	16.0	12.0	8.0	2.0	6.0	12.0	18.0	14.0
SR	76.0	60.0	70.0	120.0	100.0	86.0	74.0	94.0	100.0	58.0	52.0	100.0	92.0	78.0	230.0
Y	12.0	12.0	16.0	4.0	18.0	24.0	8.0	12.0	8.0	20.0	14.0	26.0	10.0	16.0	10.0
ZR	24.0	21.0	18.0	15.0	21.0	27.0	30.0	9.0	15.0	36.0	30.0	54.0	36.0	39.0	9.0
NB	18.0	20.0	6.0	8.0	4.0	2.0	8.0	26.0	18.0	12.0	18.0	18.0	12.0	0.0	22.0

ANNEXE 1 (suite)
éléments traces et terres rares (suite)

Echantillon	PH17-2	PH17-3	PH54	72	91	101	123	127A	128A	20868	3087C	AN1	AN2	AN3	AN4
LA	0.2	0.2	0.3	2.3	2.2	2.2	6.2	8.1	2.4	3.7	3.8	0.6	0.5	0.4	0.7
CE	0.6	0.8	0.6	6.2	6.8	5.4	23.0	22.0	6.0	12.0	12.0	1.7	1.2	1.5	1.9
ND	0.5	0.3	0.4	3.9	3.9	4.7	12.0	15.0	5.2	7.4	8.1	1.8	1.1	0.8	1.9
SM	0.1	0.1	0.1	1.9	2.0	2.0	5.1	5.6	2.0	3.2	3.2	0.5	0.4	0.3	0.4
EU	0.3	0.3	0.2	0.6	0.7	0.7	1.8	1.3	0.7	1.2	1.1	0.3	0.3	0.4	0.3
TB	0.0	0.0	0.0	0.5	0.5	0.5	1.3	1.1	0.4	0.8	0.7	0.1	0.1	0.1	0.1
HO	0.0	0.0	0.0	0.5	0.7	0.6	1.6	1.5	0.6	1.0	1.1	0.1	0.0	0.1	0.1
YB	0.1	0.1	0.1	2.1	2.1	2.2	5.1	5.3	2.1	3.3	3.0	0.5	0.4	0.3	0.4
LU	0.0	0.0	0.0	0.3	0.3	0.3	0.7	0.7	0.3	0.5	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0
CS	0.4	0.3	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.2	0.0	0.6	0.7	4.0
SC	1.8	1.4	1.3	46.0	47.0	45.0	55.0	42.0	42.0	53.0	47.0	11.0	13.0	7.0	12.5
HF	0.0	0.0	0.0	1.1	1.2	1.1	3.7	4.5	1.2	2.3	2.0	0.2	0.1	0.4	0.1
CR	15.0	12.0	15.0	320.0	310.0	280.0	115.0	105.0	225.0	150.0	0.0	150.0	300.0	30.0	320.0
CO	4.0	4.0	4.0	52.0	57.0	50.0	60.0	35.0	55.0	47.0	50.0	35.0	30.0	40.0	30.0
U	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
TH	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.6	0.6	0.0	0.2	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0
TA	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.5	0.4	0.1	0.1	0.1	1.3	1.4	1.8	1.1
RB	18.0	20.0	26.0	8.0	18.0	10.0	8.0	8.0	10.0	10.0	14.0	12.0	36.0	8.0	46.0
SR	210.0	210.0	200.0	100.0	100.0	96.0	36.0	46.0	64.0	68.0	56.0	170.0	210.0	190.0	230.0
Y	16.0	18.0	10.0	22.0	8.0	10.0	24.0	22.0	24.0	28.0	18.0	2.0	6.0	10.0	0.0
ZR	3.0	3.0	6.0	39.0	15.0	24.0	130.0	220.0	33.0	72.0	75.0	9.0	3.0	3.0	6.0
NB	8.0	10.0	6.0	10.0	16.0	12.0	26.0	32.0	16.0	18.0	32.0	8.0	14.0	10.0	6.0

ANNEXE 1 (suite)
éléments traces et terres rares (suite)

Echantillon	SLD1	SLD2	SLD3	SLD4	SLD5
LA	1.0	1.5	1.4	2.2	1.6
CE	2.8	3.4	4.5	6.0	5.6
ND	1.7	2.8	2.8	2.2	3.8
SM	0.8	1.1	1.1	1.4	1.4
EU	0.5	0.6	0.6	0.6	0.6
TB	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4
HO	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4
YB	1.0	1.3	1.2	1.5	1.6
LU	0.0	0.0	0.1	0.2	0.2
CS	0.3	0.0	0.3	0.0	0.4
SC	17.8	23.0	26.0	30.0	33.0
HF	0.5	0.8	0.7	1.0	0.9
CR	60.0	110.0	130.0	167.0	315.0
CO	37.0	50.0	50.0	70.0	70.0
TA	0.7	0.7	0.4	0.2	0.3
RB	10.0	8.0	24.0	8.0	10.0
SR	120.0	110.0	120.0	48.0	86.0
Y	16.0	8.0	12.0	2.0	8.0
ZR	12.0	12.0	9.0	9.0	12.0
NB	12.0	16.0	30.0	16.0	8.0

ANALYSE PAR MICOSONDE

Analyse à la microsonde

Les analyses chimiques des plagioclases du complexe de la rivière Opawica ont été effectuées à la microsonde de l'Université McGill de Montréal. L'appareil utilisé est du type CAMECA, et il est doté de 4 spectromètres. Le voltage d'accélération est de 15 kV, l'ampérage de 8nA et le temps de comptage de 25 sec. L'appareil fonctionne avec le système CAMBAX\micro system, et il est couplé au logiciel CAMBAX MBX\micro-package.

La disposition des standards est la suivante:

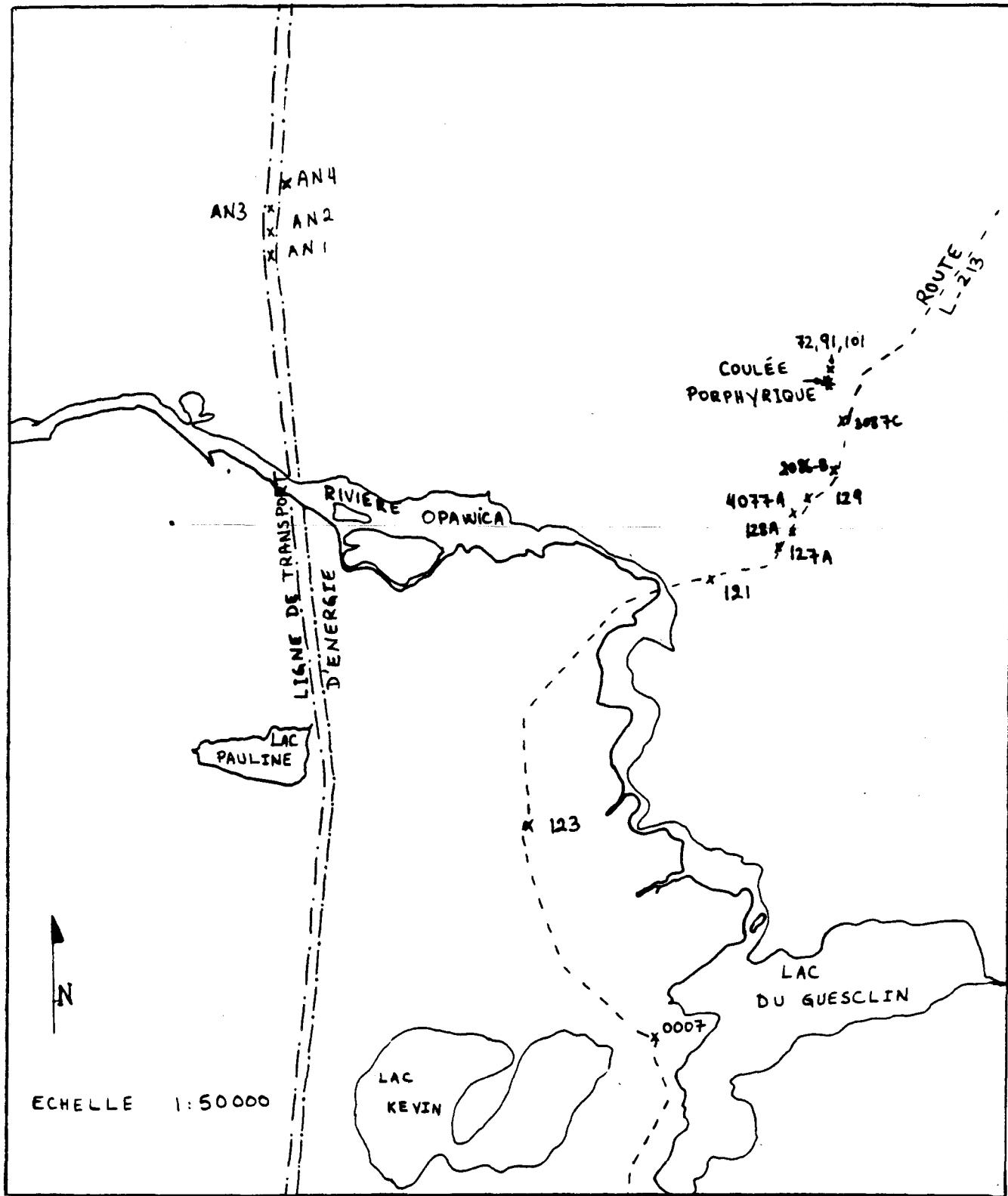
1	2	3	4
LIF	TAP	TAP	PET
Fe (ANDR)	Si (ORTH)	Na (ALBI)	K (ORTH)
Ti (MNTI)	Mg (DIOP)	Al (ORTH)	Ca (DIOP)
2 (coeffici- ent de phase)	2	2	2

ANNEXE 2
Résultats d'analyse des plagioclases de l'anorthosite

FE	0.0005	0.0038	0.0013	0.0032	0.0004	0.0005	0.0000	0.0000	0.0007	0.0009	0.0005	0.0000	0.0006
TI	0.0003	0.0000	0.0000	0.0002	0.0001	0.0006	0.0007	0.0002	0.0000	0.0004	0.0001	0.0004	0.0003
SI	0.4829	0.4766	0.4815	0.4775	0.4805	0.4752	0.4802	0.4771	0.4805	0.4790	0.4723	0.4808	0.4741
MG	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000
NA	0.0201	0.0190	0.0206	0.0198	0.0188	0.0179	0.0166	0.0190	0.0207	0.0196	0.0177	0.0180	0.0179
AL	0.3306	0.3246	0.3280	0.3314	0.3291	0.3313	0.3239	0.3265	0.3287	0.3274	0.3319	0.3287	0.3318
K	0.0001	0.0004	0.0002	0.0001	0.0001	0.0001	0.0002	0.0001	0.0002	0.0002	0.0003	0.0002	0.0001
CA	0.1694	0.1638	0.1667	0.1694	0.1683	0.1667	0.1696	0.1686	0.1685	0.1667	0.1694	0.1664	0.1656
	1.0038	0.9882	0.9982	1.0017	0.9973	0.9922	0.9913	0.9915	0.9994	0.9942	0.9923	0.9945	0.9905
FE	0.0017	0.0149	0.0049	0.0123	0.0014	0.0017	0.0000	0.0000	0.0028	0.0035	0.0019	0.0000	0.0024
TI	0.0009	0.0000	0.0000	0.0006	0.0004	0.0019	0.0025	0.0006	0.0000	0.0013	0.0004	0.0015	0.0009
SI	2.2048	2.2110	2.2103	2.1894	2.2066	2.1933	2.2177	2.2050	2.2046	2.2072	2.1827	2.2116	2.1915
MG	0.0000	0.0000	0.0001	0.0002	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001	0.0006	0.0000	0.0001
NA	0.1776	0.1707	0.1831	0.1763	0.1672	0.1604	0.1491	0.1702	0.1846	0.1752	0.1590	0.1607	0.1601
AL	1.7790	1.7747	1.7745	1.7907	1.7815	1.8018	1.7632	1.7786	1.7775	1.7784	1.8078	1.7817	1.8077
K	0.0006	0.0022	0.0009	0.0008	0.0006	0.0006	0.0011	0.0004	0.0014	0.0013	0.0017	0.0011	0.0005
CA	0.8288	0.8142	0.8200	0.8322	0.8279	0.8242	0.8391	0.8351	0.8282	0.8231	0.8388	0.8198	0.8203
	4.9934	4.9877	4.9939	5.0027	4.9806	4.9839	4.9727	4.9899	4.9991	4.9901	4.9926	4.9764	4.9835
FM	1.0000	1.0000	0.9775	0.9820	1.0000	1.0000	0.0000	0.0000	1.0000	0.9687	0.7679	0.0000	0.9543
AB	0.1763	0.1729	0.1674	0.1746	0.1679	0.1628	0.1507	0.1692	0.1820	0.1753	0.1590	0.1637	0.1632
DF	0.0006	0.0022	0.0009	0.0008	0.0006	0.0006	0.0011	0.0004	0.0014	0.0013	0.0017	0.0011	0.0011
AN	0.8230	0.8248	0.8167	0.8245	0.8315	0.8365	0.8482	0.8304	0.8166	0.8234	0.8392	0.8352	0.8364

ANNEXE 3

Carte de localisation des échantillons de la formation Obatogamau et du Complexe anorthositique de la rivière Opawica



ANNEXE 3 (suite)

Carte de localisation des échantillons du sillon stratifié

