

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ À

L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCE DE LA TERRE

PAR

ABDELALI MOUKHSIL

STRUCTURE ET GÉOCHIMIE DU BATHOLITE DE WASWANIPI

(PARTIE NORD DE LA CEINTURE ARCHÉENNE D'ABITIBI)

MIQUELON, QUÉBEC, CANADA

JUILLET 1991



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

Le batholite de Waswanipi situé dans la région de Miquelon, occupe la partie centrale du sillon Matagami-Chibougamau de la Sous- province d'Abitibi où il est encaissé par des roches supracrustales (volcanosédimentaires) de la ceinture de roches vertes. Sa forme est légèrement allongée. Le batholite est subdivisé en deux plutons, le pluton sud et nord.

Le pluton nord est constitué d'une bordure de composition dioritique à tonalitique. En allant vers le centre, le faciès granodioritique domine pour passer progressivement à une granodiorite pegmatitique, puis finalement au cœur, à des pegmatites. Le pluton sud présente aussi un faciès de bordure dioritique à tonalitique et un faciès principal granodioritique porphyrique à "oikocryst" de feldspath potassique. Dans les deux plutons on observe des filons de pegmatite, d'aplite et d'aplopegmatite. Plusieurs enclaves ont été retrouvées à l'intérieur du batholite; les enclaves mafiques dioritiques et les enclaves mafiques et felsiques volcanosédimentaires.

Le batholite de Waswanipi peut être classifié géochimiquement comme calco-alcalin de type I et on retrouve aujourd'hui les granitoïdes de ce type chimique au-dessus de zone de subduction tectoniquement actives. Une évolution géochimique est observée au sein des phases formant le batholite. Cette évolution est due probablement à une cristallisation fractionnée du plagioclase et de la hornblende.

Au nord du batholite nord, un couloir de cisaillement orienté grossièrement EW a été observé. Celui-ci se caractérise par des linéations subhorizontales et un mouvement dextre.

Le batholite s'est mis en place dans deux épisodes très distincts. Durant le premier, on assiste à la mise en place du magma dioritique à tonalitique. La deuxième phase, se fait au moment où les diorites et tonalites sont complètement consolidés. Elle se caractérise par le développement des failles verticales et l'injection de la granodiorite le long de ces failles. Ceci s'effectue de façon synchrone dans un couloir de cisaillement actif. Cette dernière phase se termine par la mise en place de liquide résiduel pegmatitique, aplitique et aplopegmatitique.

TABLE DES MATIERES

	page
RÉSUMÉ	ii
TABLE DES MATIERES	iii
LISTE DES FIGURES	viii
LISTE DES PLANCHES	xi
LISTE DES TABLEAUX	xii
CHAPITRE I : INTRODUCTION	1
- OBJECTIF	1
- LOCALISATION ET ACCES	2
- MÉTHODE DE TRAVAIL	2
- TRAVAUX ANTÉRIEURS	6
CHAPITRE II: GÉOLOGIE RÉGIONALE ET PÉTROGRAPHIE	9
- GÉOLOGIE RÉGIONALE	9
- INTRODUCTION	9
- ROCHES VOLCANIQUES	11
- ROCHES SÉDIMENTAIRES	12
- CLASSIFICATION DES GRANITOÏDES ARCHÉENS D'ABITIBI	12
- TECTONIQUE	15

	page
-PÉTROGRAPHIE	16
-INTRODUCTION	16
-PLUTON SUD	16
-FACIES DE BORDURE	18
-FACIES PRINCIPAL	18
-PLUTON NORD	22
-FACIES DE BORDURE	22
-FACIES PRINCIPAL	26
-GRANODIORITE	26
-GRANODIORITE PEGMATITIQUE	27
-PEGMATITE	30
-FILONS APLITIQUES, PEGMATITIQUES ET POCHES PEGMATITIQUES	33
-ENCLAVES	37
-VOLCANOSEDIMENTAIRES	37
-DIORITIQUES ET TONALITIQUES	38
 CHAPITRE III : STRUCTURE	 39
-INTRODUCTION	39
-MÉTHODE STRUCTURALE	40
-ÉTAT DE DÉFORMATION DANS LE BATHOLITE DE WASWANIP	44

	page
-CLASSIFICATION STRUCTURALE ET TEXTURALE	44
-ÉCHELLE MACROSCOPIQUE	44
-TEXTURE PORPHYRIQUE	45
- ENCLAVES	45
- SCHLIEREN	45
-ÉCHELLE MICROSCOPIQUE	48
-TEXTURE MAGMATIQUE	48
-TEXTURE INTERMÉDIAIRE	48
-TEXTURE SYNDÉFORMATIONNELLE	51
-TEXTURE DE DÉFORMATION À L'ÉTAT SOLIDE	51
-STRUCTURE DU BATHOLITE	58
-INTRODUCTION	58
-PLUTON SUD	58
-FABRIQUE PLANAIRE	58
-FABRIQUE LINÉAIRE	64
-PLUTON NORD	64
-FABRIQUE PLANAIRE	67
-FABRIQUE LINÉAIRE	67
-LE COULOIR DE CISAILLEMENT	67
-INDICATEURS CINÉMATIQUE	72
-INTRODUCTION	72
-CRITERES MACROSCOPIQUES	72
-CRITERES MICROSCOPIQUES	75
-SOMMAIRE	78

	page
CHAPITRE IV: GÉOCHIMIE	79
-INTRODUCTION	79
-CARACTÉRISATION DES DEUX PLUTONS	81
-INTRODUCTION	81
-DESCRIPTION DES RÉSULTATS ET DIAGRAMMES	82
-ÉLÉMENTS MAJEURS	82
DIAGRAMME NaO +KO VS SiO ET DIAGRAMME AFM	82
-ÉLÉMENTS TRACES	85
DIAGRAMMES ARAIGNÉES	85
DIAGRAMMES DES TERRES-RARES	85
DIAGRAMMES DE PEARCE <u>ET al</u>	95
-INTERPRÉTATION	95
-SOMMAIRE	105
CHAPITRE V : DISCUSSION ET CONCLUSION	106
RECOMMANDATION	113
REMERCIEMENT	114
RÉFÉRENCES	115
ANNEXES	
ANNEXE 1:	121
ANALYSES MODALES DU PLUTON SUD	
ANALYSES MODALES DU PLUTON NORD	

	page
ANNEXE 2	123
RÉSULTATS D'ANALYSE DES ÉCHANTILLONS DU PLUTON SUD	124
RÉSULTATS D'ANALYSE DES ÉCHANTILLONS DU GROUPE I	125
RÉSULTATS D'ANALYSE DES ÉCHANTILLONS DU GROUPE II A ET B	126
RÉSULTATS D'ANALYSE DES ÉCHANTILLONS NON UTILISÉS DANS LES	127
DIAGRAMMES DE CARACTÉRISATIONS	
RÉSULTATS D'ANALYSE DE L'ENCLAVE D'AMPHIBOLITE	128
COMPOSITION DE LA HORNBLENDE ET DE L'OLIGOCLASE	129

LISTE DES FIGURES

	page
Figure 1: Carte des ensembles de roches formant la ceinture de roche verte d'Abitibi, montrant la région étudiée et la ceinture de Mattagami-Chibougamau (modifiée de Chown, Daigneault et Mueller, 1990).	3
Figure 2: Carte d'accès, montrant les routes(les routes secondaires sont en pointillé) par lesquelles l'échantillonnage a été effectué.	4
Figure 3: Carte indiquant quelques régions étudiées par les différents auteurs.	7
Figure 4: Carte de classification des granitoïdes d'Abitibi.	14
Figure 5: Carte géologique schématique des deux plutons de Waswanipi.	17
Figure 6: Projection des phases du batholite de Waswanipi dans le diagramme de Streickeisen (1976).	19
Figure 7: Projection stéréographique des dykes aplitiques et pegmatitique.	36
Figure 8: Différence existant entre les plagioclases des granites déformés et non déformés (Nicolas 1982).	41
Figure 9: Carte des plans de foliation du batholite Waswanipi.	61
Figure 10: Projection stéréographique de la foliation magmatique.	62
Figure 11:Projection stéréographique de la foliation à l'état solide.	63
Figure 12: Projection stéréographique de la linéation magmatique et de la linéation d'étirement .	65
Figure 13: Carte des linéations du batholite de Waswanipi.	66
Figure 14: Carte de la localisation de la zone de cisaillement.	69

	page
Figure 15: Carte de la localisation des échantillons analysés.	80
Figure 16: Diagramme alcalin vs SiO ₂ du batholite de Waswanipi, (Irvine et Baragar,1971).	83
Figure 17: Diagramme AFM (Irvine et Baragar,1971). A= Na ₂ O+K ₂ O; F= FeO (calculé) + 0.8998 Fe ₂ O ₃ T; M= MgO.	84
Figure 18 : Diagramme araignée normalisé au manteau des échantillons du platon sud.	87
Figure 19 : Diagramme araignée normalisé au manteau des échantillons du groupe I (pluton nord).	88
Figure 20: Diagramme araignée normalisé au manteau des échantillons du groupe IIA (pluton nord).	89
Figure 21: Diagramme araignée normalisée aux manteau des échantillons du groupe IIB (pluton nord).	90
Figure 22: Spectres des terres-rares normalisées aux chondrites du faciès principal (pluton sud).	91
Figure 23 : Spectres des terres-rares normalisées aux chondrites du groupe I (pluton nord).	92
Figure 24: Spectres des terres-rares normalisées aux chondrites du groupe IIA (pluton nord).	93
Figure 25 : Spectres des terres-rares normalisées aux chondrites du groupe IIB (pluton nord).	94
Figure 26: Abondance de (a) Nb vs Y; (b) Rb vs (Y+Nb) et (c) Rb vs (Yb+Ta) projetés dans le diagramme de discrimination tectonique de Pearce <u>et al.</u> (1984).	96
Figure 27: Diagramme binaire Al ₂ O ₃ /(K ₂ O+Na ₂ O+CaO) (molaire) vs SiO ₂ du batholite de Waswanipi.	98
Figure 28: Diagramme binaire Feo+MgO vs SiO ₂ du batholite de Waswanipi. Par extraction de hornblende (Hb)	100
Figure 29: Diagramme binaire Al ₂ O ₃ vs Na ₂ O du batholite de Waswanipi.	101

	page
Figure 30: Diagramme binaire CaO vs SiO₂ du batholite de Waswanipi.	102
Figure 31: Diagramme binaire Al₂O₃ vs SiO₂ du batholite de Waswanipi.	103
Figure 32: Blocs diagrammes théoriques illustrant la mise en place synchrone du batholite de Waswanipi avec le cisaillement dextre.	110

LISTE DES PLANCHES

	page
Planche.1: Faciès principal du platon sud.	20
Planche. 2: Faciès du platon nord.	24
Planche.3: Pluton nord; poche de pegmatite.	28
Planche.4: Pluton nord; la granodiorite et filon de pegmatite.	31
Planche 5: Pluton nord; filon pegmatitique et filon aplopegmatitique.	34
Planche 6: Pluton nord: enclaves étirées et enclave dioritique déformée à l'état solide.	45
Planche 7: Texture magmatique.	49
Planche 8: Texture intermédiaire.	52
Planche 9: Texture syndéformationnelle.	54
Planche 11: La schistosité de l'encaissant moule la tonalite.	59
Planche 10: Texture de déformation à l'état solide.	56
Planche 12: Photographie illustrant la zone de cisaillement.	70
Planche 13: Critères macroscopique et microscopique utilisés comme indicateurs cinématiques .	73
Planche 14: Photographie illustrant la fabrique C/S.	76

LISTE DES TABLEAUX

	page
Tableau 1: Travaux antérieurs dans la région du lac Waswanipi.	8
Tableau 2: Colonne stratigraphique proposé pour la région de Miquelon (Gauthier 1986).	10
Tableau 3: Échelle structurale établie pour le batholite de Waswanipi.	43
Tableau 4: Ordre chronologique de mise en place du batholite de Waswanipi	112

CHAPITRE I

INTRODUCTION

OBJECTIF

Ce travail a permis d'étudier et de cartographier les deux plutons de la région du lac Waswanipi, regroupés sous le nom de batholite de Waswanipi. Les deux plutons seront nommés pluton sud et nord en raison de leurs positions respectivement au sud et au nord du lac Waswanipi.

La cartographie détaillée (à l'échelle 1/20.000) de ces deux plutons est appuyée par une étude pétrographique des échantillons ainsi que par l'étude des structures sur le terrain. Ceci permet de déterminer le lien pétrographique et génétique existant entre les deux plutons, de documenter les mécanismes de mise en place de l'appareil granitique et de situer le contexte régional des deux plutons.

Une étude géochimique (oxydes majeurs, les terres-rares (REE) et quelques éléments traces) va compléter et aider à comprendre le lien génétique et magmatique existant entre les deux plutons et permettra de définir, par conséquent, la nature, le type de magma et l'environnement tectonique de mise en place.

En définitive les objectifs de la présente étude sont essentiellement: i) de documenter la mise en place du batholite de Waswanipi et son contexte tectonique, ii) de caractériser chimiquement ce batholite.

LOCALISATION ET ACCES

La route principale conduisant à la région étudié est la route 113 (Chibougamau-Senneterre). La moitié ouest de la région est accessible par la route forestière 818 à partir du lac Madeleine au sud, en passant par le canton de Bergère, pour atteindre la rivière Waswanipi au nord. La partie qui se trouve au NNE de la région étudiée, au sud du canton de la Rouvillere et accessible par la route forestière 833.

Le lac Waswanipi se trouve à 136 kilomètres au nord de la ville de Senneterre et à une dizaine de kilomètres à l'ouest de Miquelon. La région est limitée par les longitudes $76^{\circ}15'$ et $76^{\circ} 30'$ ouest et par la latitude $49^{\circ} 45'$ nord et une ligne arpentée de direction est-ouest située à 7 kilomètres au sud de la latitude $49^{\circ} 30'$ (figure 1).

MÉTHODE DE TRAVAIL

La carte de base est établie à partir des données de la carte de Gauthier (1986) à l'échelle 1/20 000, de Claveau et Blake (1953) à l'échelle 1/63 360, et de Douglas (1936). Quelques données proviennent également des cartes de Giovenazzo (1986) et de Barrette (1989). L'échantillonnage a été effectué surtout au voisinage des deux routes principales 818 et 833 (figure 2) et leurs routes secondaires. La plus grande partie des échantillons provient du pluton nord (55) alors que seulement 20 échantillons ont été prélevés du pluton sud.

1) Structure

L'étude structurale des roches magmatiques (plutonique) a permis d'établir l'arrangement des différentes parties du batholite et de définir les caractères architecturaux. Il s'agit d'un levé sur le terrain des plans de foliation (magmatique et/ou à l'état solide) et des linéations (minérales, étirement et alignement des enclaves) liés à la mise en place du

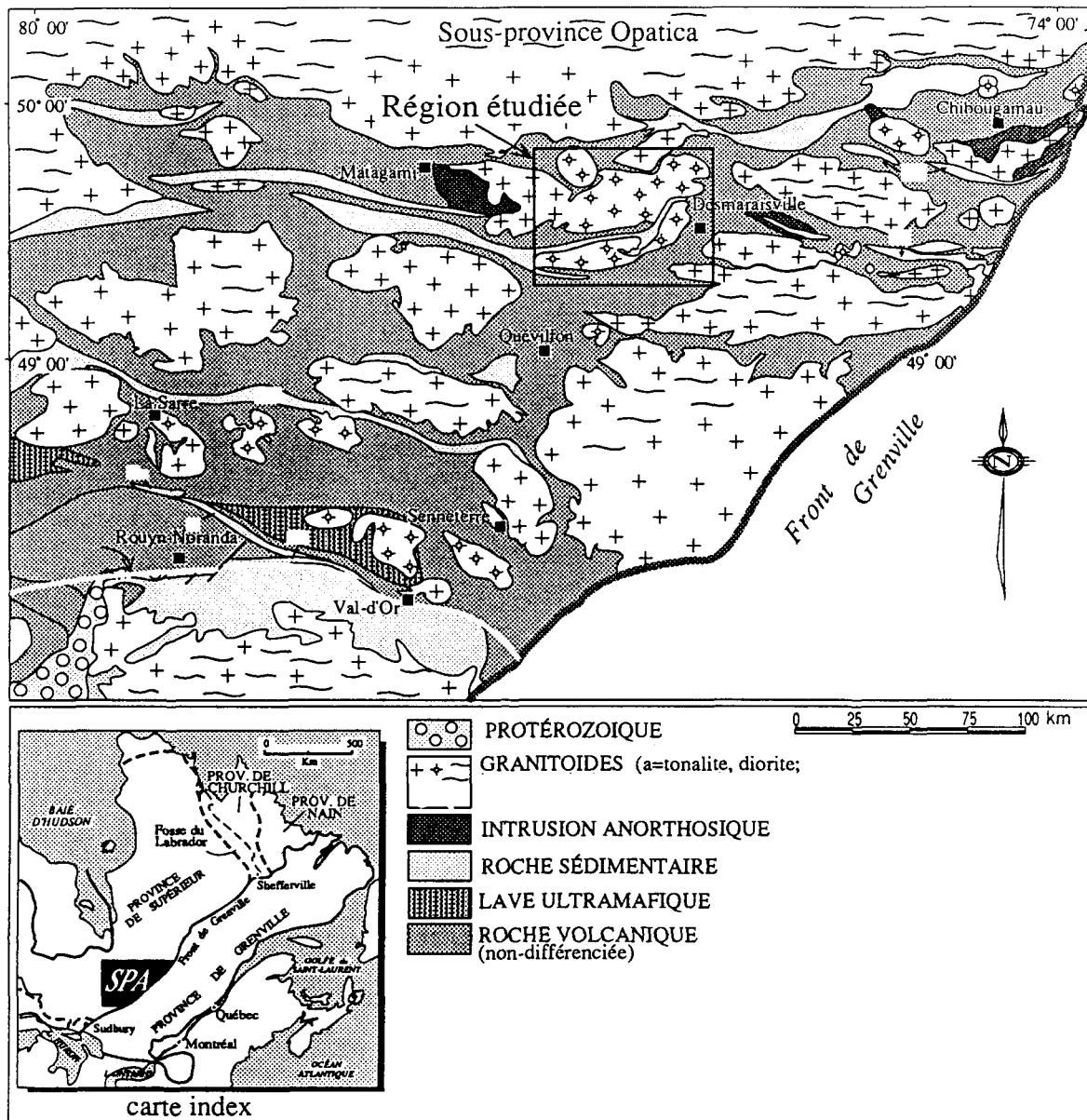


Figure 1: Carte des ensembles de roches formant la ceinture de roches vertes d'Abitibi, montrant la région étudiée (modifiée de Chown, Daigneault et Mueller 1990).

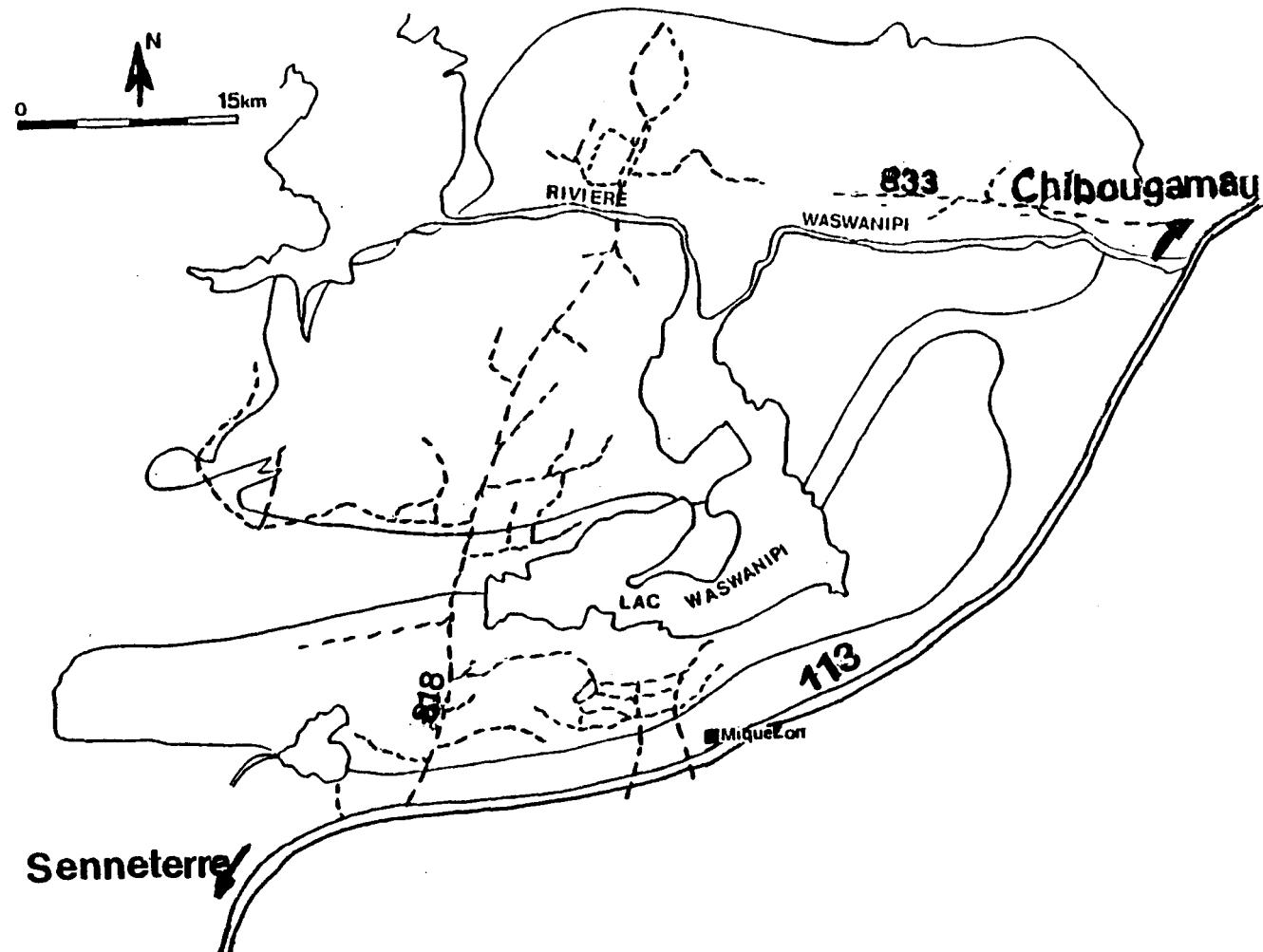


Figure 2: Carte d'accès, montrant les routes "les routes secondaires sont en pointillé" par lesquelles l'échantillonnage a été effectué.

batholite ou induits par une déformation subséquente afin de faire une reconstitution de la mise en place de l'appareil granitique (Marre 1982 et Paterson *et al.* 1989).

La cartographie du pluton nord est basée surtout sur l'étude des échantillons du secteur NNE (route 833) et du secteur NE-SW (route 818) avec leurs zones secondaires (figure 2).

2) Pétrographie

L'étude pétrologique liée aux caractères et à la composition chimique des différentes phases formant le batholite est nécessaire.

La nomenclature des types de roches dans les deux plutons est faite à l'aide d'une étude microscopique. On procède de la façon suivante:

- une description des textures et des associations minéralogiques,
- un comptage de points et projection sur le diagramme de Streickeisen (1976).

3) Géochimie

L'étude des oxydes majeurs et quelques éléments traces est faite au laboratoire de l'université McGill. L'étude des terres-rares (REE) et de quelques éléments traces a été réalisée par la méthode d'activation neutronique développée à L'UQAC,(voir partie géochimie et Bédard et Barnes 1990).

TRAVAUX ANTÉRIEURS DANS LA RÉGION DU LAC WASWANIPI

La plupart des travaux antérieurs portent surtout sur les roches volcanosédimentaires encaissantes. La partie SW du pluton sud est la zone qui a été la plus touchée par ces travaux. Dans la région, la plupart des levés géologiques ont été effectués à l'échelle 1/63,360. Les travaux les plus anciens ont été exécutés avant 1950. Bell (1900) avait couvert une vaste région contenant le secteur du lac Pesticamica. On peut se référer au tableaux 1 et à la figure 3 pour un résumé des plus importants travaux dans la région.

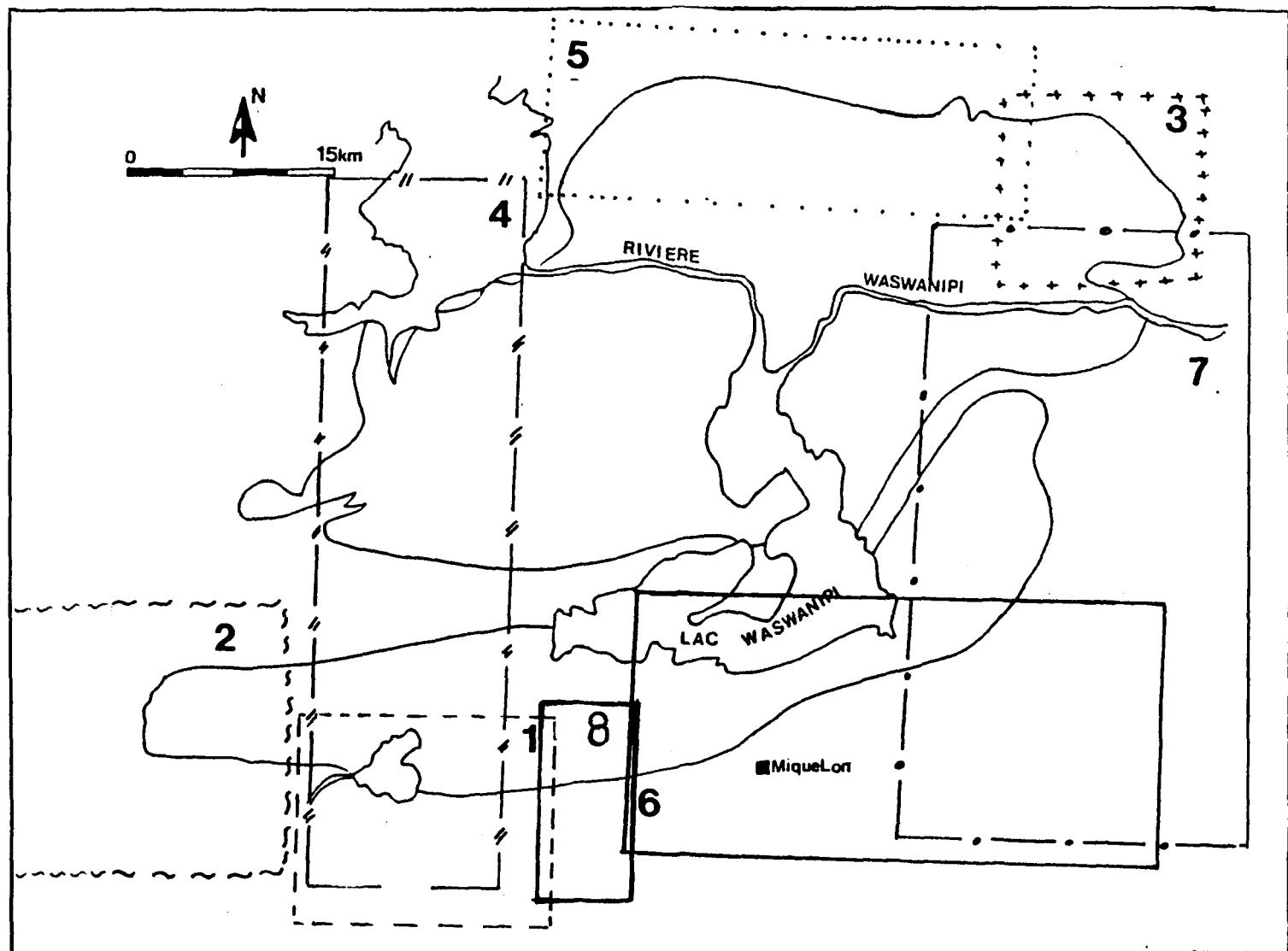


Fig.3: Carte indiquant quelques régions étudiées par les auteurs suivants: 1 Mackenzie (1953), 2 Douglas (1936), 3 Gilbert (1951), 4 Claveau (1953), 5 Imbault (1954), 6 Gauthier (1986), 7 Giovenazzo (1986), 8 Barrette (1989) (voir tableau 1 pour le complément).

Année	Auteur	Secteur sous étude
1900	Bell	Bassin de la rivière Nottaway
1912	Bancroft	La partie des bassins des rivières Nottaway et Haricanaw
1932	Lang	Travaux de relevé
1936	Norman	de reconnaissance de la région
1940	Sproule	du lac Waswanipi
1935	Mackenzie	Travaux exécutés dans la
1953	Claveau	
1951	Gilbert	partie est, ouest, sud et nord de
1953	Blake	
1954	Imbault	la région de Waswanipi.
1936	Douglas	Partie sud-ouest du lac Waswanipi
1981	Sharma et Lacoste	Secteur de
1983	Sharma et Lauzière	Desmaraisville - Opawica
1986	Gauthier	Partie sud-est de la région du lac Waswanipi
1986	Giovenazzo	Région de Desmaraisville
1989	Barette	Région des Lacs Burge et Rochester
1990	Proulx	Canton de Currie et de Grevet

Tableau 1: Travaux antérieurs dans la région du lac Waswanipi.

CHAPITRE II

GÉOLOGIE RÉGIONALE

INTRODUCTION

La région fait partie de la Province structurale de Supérieur dans le bouclier Canadien.

La région du lac Waswanipi fait partie de la zone nord de la Sous-province archéenne d'Abitibi dédigée "zone interne" par Dimroth *et al.* 1982. La région étudiée est appelée également segment de roches vertes Mattagami- Chibougama (Allard et Gobeil 1984).

Le segment de roches vertes de Mattagami-Chibougama s'étend d'est en ouest, sur une distance d'environ 440 kilomètres de longueur et de 25 à 100 kilomètres de largeur (figure 1). Il est limité au nord et au sud par des terrains archéens granitiques mal connus. À l'ouest, cette bande est limitée par la Sous-province de Kapuskasing, tandis qu'à l'est, elle est limitée par le Front de Grenville (figure 1).

Dans la région étudiée les roches affleurent de façon irrégulière et sont recouvertes par d'épaisses couches de débris glaciaire et postglaciaire. Les roches granitiques de la région recoupent des formations sédimentaires et volcaniques d'âge archéen (tableau 2). Les roches archéennes sont constituées principalement de phases volcaniques mafiques à felsiques accompagnées de filons-couches mafiques et ultramafiques. Ces phases volcaniques sont recoupées par diverses intrusions dioritiques à granodioritiques. Le batholite de Waswanipi fait partie de ces intrusions archéennes. Dans la région étudiée, on observe, en plus, un horizon de roche sédimentaire constitué de grès, conglomérat et de formation de fer rubanée à

STRATIGRAPHIE DE LA RÉGION DE MIQUELON	
PLÉISTOCÈNE	Sédiments glaciaires Dépôts meubles till sable et gravier
ORDOVICIEN	Calcaire fossile Strates horizontales de calcaire et de calcaire dolomitique, bioturbation, échinodermes, brachiopodes, gasteropodes
PROTÉROZOÏQUE	Dykes de diabase Dykes de gabbro-diabase à magnétite
Phases intrusives	
ARCHÉEN	<p>Unité sédimentaire Grès, formations de fer rubannées à magnétite, conglomérats polymictes</p> <p>Unité volcanique 4 Ouest: lave mafique-intermédiaire microporphyrque. Est: tufs à lapilli-blocs monomictes intermédiaires. Centre: interdigitation des membres Est et Ouest. Sommet: tufs à lapilli-blocs polymictes felsiques</p> <p>Unité volcanique 3 Basalte aphyrique: coulées coussinées, bréchiques ou massives; quelques tufs intermédiaires.</p> <p>Unité volcanique 2 Ouest-Est: tufs à lapilli-blocs polymictes felsiques. Centre: dacite-rhyodacite + sulfure-g:aphite.</p> <p>Unité volcanique 1 Basalte à phénocristaux de plagioclase: coulées massives ou coussinées, coulées épaisses grenues et/ou filons-couches polymigmatiques: rare brèche et chert.</p>
	<p>FILONS-COUCHES MAFIQUES ET ULTRAMAFIQUES</p> <p>PLUTON O'SULLIVAN</p> <p>PLUTON DU LAC WASWANIP</p>

Tableau 2: Colonne stratigraphique proposé pour la région de Miquelon (Gauthier 1986).

magnétite. Cet horizon se trouve coincé à l'intérieur du pluton sud ou au contact entre les deux plutons.

Dans la région étudiée, les roches volcaniques et sédimentaires affleurent dans deux zones principales. Dans l'angle nord-ouest et nord-est et au sud de la région. Une troisième zone montre de petits affleurements à l'ouest de la rivière O'Sullivan.

ROCHES VOLCANIQUES

Selon Gauthier (1986), l'empilement volcanique est subdivisé en 4 unités (tableau 2). L'unité 1 est une séquence qui se trouve au contact du pluton sud, elle se retrouve dans la demie sud-est du secteur sud de la région de Miquelon. Il s'agit de coulées basaltiques métriques à décamétriques, généralement porphyriques avec des phénocristaux de plagioclase. L'unité 2, de composition felsique, se rencontre au nord de la région de Miquelon et se caractérise par des tufs à lapilli-bloc polymictes. Dans la portion ouest-est au centre (figure 2, zone 6) on trouve des dacites-rhyodacite. L'unité 3, est un basalte aphyrique généralement amygdalaire, coussiné, bréchique ou massive. L'unité 4 est bien définie du coté nord du lac Pusticamica. Ses faciès sont de composition variable d'un secteur à l'autre, comprenant des laves mafiques à intermédiaires et des tufs (tableau 2) avec un aspect crayeux en surface altérée. Elles sont généralement amygdalaires et même parfois ponceuses dans quelques coins de la région (au sud du pluton sud). Généralement toutes ces unités sont présentes, parfois trois seulement sont observées. Dans le secteur du lac Waswanipi deux de ces unités sont identifiées.

ROCHES SÉDIMENTAIRES

Les roches sédimentaires (tableau 2) sont coincées à l'intérieur ou en bordure du batholite de Waswanipi. Elles consistent en une alternance de grès et de formations de fer rubanées à magnétite avec quelques niveaux de conglomérats polymictes (au sud de la région). Ces derniers contiennent des fragments de basalte à phénocristaux de plagioclase similaires à ceux de l'unité volcanique 1 ainsi que des fragments de nature granitoïdes (Gauthier 1986). À l'intérieur et en bordure du pluton sud les sédiments sont intensément déformés, et métamorphisés au faciès des amphibolites avec une présence occasionnelle de grenat. Autour du batholite, ces sédiments sont envahis par de nombreux dykes aplitiques ou granitiques. Les dykes granitiques sont de même composition que la phase principale du batholite de Waswanipi (voir chapitre pétrographie).

CLASSIFICATION DES GRANITOÏDES ARCHÉENS D'ABITIBI

Dans la région Chibougamau-Mattagami, Duquette (1970) a établi deux suites d'intrusions plutoniques distinctes, la suite tonalite-diorite et la suite granodioritique. Les roches plutoniques du secteur étudié sont à caractère potassique avec les phases principales granodioritiques. Le batholite de Waswanipi est classé dans la suite granodioritique.

Racicot *et al.* (1984) en se basant sur l'âge des intrusions archéennes d'Abitibi, ont défini trois types d'intrusions dans la région Chibougamau-Desmaraîsville : i) les intrusions pré-tectoniques ou syn-volcaniques de composition tonalitique à gabbroïque. La chronologie de ces intrusions est appuyée par la présence de foliation au sein du pluton ainsi que par leurs discordances avec les roches environnantes, ii) les intrusions syn-tectoniques de forme généralement allongée; leur composition indique deux suites pétrographiques distinctes soit une suite monzodioritique et une suite tonalitique, iii) les intrusions post-tectoniques

généralement polyphasées avec une composition monzodioritique à granodioritique parfois syénitique. Dans le même cadre et avec quelques modifications Chown et Guha (1990) ont subdivisé les plutons felsiques de la région de Chibougamau en trois groupes (figure 4) : i) les intrusions préTECTONIQUES subvolcaniques dont l'âge est environ 2718 Ma; ii) les intrusions syn à tardi-tectoniques dont l'âge est environ 2700 à 2695 Ma et iii) les intrusions post-tectoniques qui représentent de petites intrusions de syénite et de leucogranites. Ces dernières intrusions sont en cours de datation et elles sont probablement selon les mêmes auteurs tardi-archéennes.

Le batholite de Waswanipi a déjà été daté à 2616+/-19 Ma (Pb/Pb) par Gariépy et al. (1985) et il ferait donc partie des plutons post-tectoniques selon cet âge. Toutefois les données structurales et pétrographiques issues de nos travaux ne sont pas en accord avec cette classification. Le pluton de Franquet (granodioritique) situé à quelques kilomètres au sud du batholite de Waswanipi est daté par la méthode U/Pb à 2692+/-4 (Farey et Krogh 1986) et pourrait représenter un âge plus réaliste pour le batholite de Waswanipi, vue que ces deux platon sont très proches et sont de composition similaire.

À partir des critères géologiques et pétrologiques, Rive et al. (1990), ont pu regrouper les intrusions plutoniques en huit suites majeures et trois suites mineures. Le batholite de Waswanipi fait partie de la suite majeure D selon Rive et al. 1990 (D est une suite de composition dioritique tonalitique et granodioritique). Cette suite fait partie des suites syn- à tarditectoniques. Les données géochimiques (Rive et al. 1990) indiquent que ces suites intrusives se regroupent en deux suites tholeiitique et calco-alcaline; le batholite de Waswanipi fait partie de la suite calco-alcaline (suite D de Rive et al. 1990).

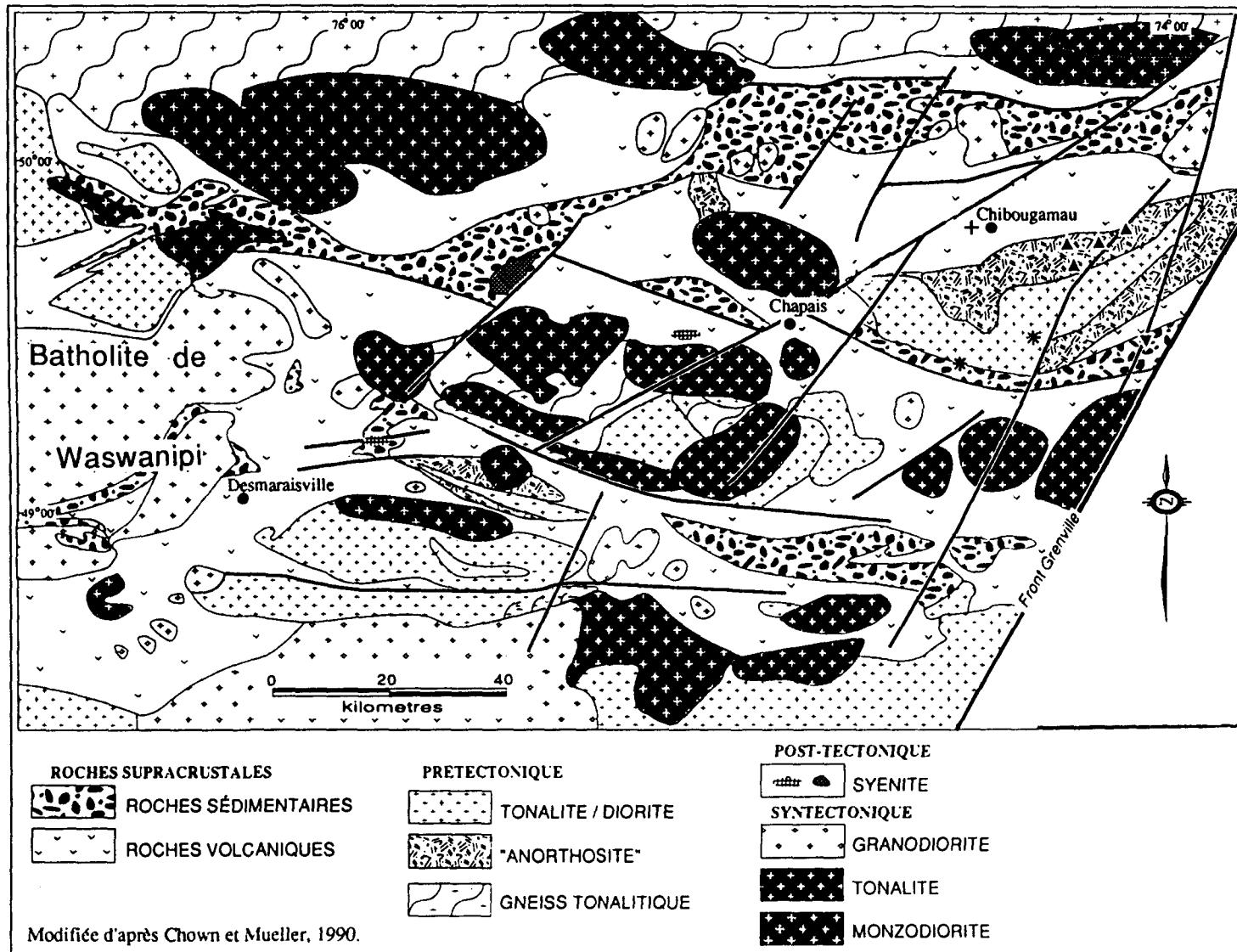


Figure 4: Carte de classification des granitoïdes NE d'Abitibi (on distingue la moitié E du batholite de Waswanipi).

TECTONIQUE:

Daigneault et Allard (1984) en étudiant la région de Chibougamau ont identifié deux périodes majeures de déformation archéenne. La première phase de déformation (D1) a produit des plis P1 à charnières horizontales d'orientation nord-sud. La seconde a produit des plis P2 isoclinaux d'orientation est-ouest. Cette seconde période de déformation est responsable de l'aplatissement des coussins et des fragments ainsi que du développement d'une forte schistosité régional S2 orientée généralement E-W.

Dans le secteur étudié, au SE du pluton sud, la direction de la schistosité dans les roches encaissantes varie de NE-SW à presque EW. En s'approchant du contact avec le batholite, la schistosité devient orientée pour devenir conforme au contact du pluton avec l'encaissant produisant ainsi un effet de moulage.

Quatre systèmes de failles ont été décrits par Gauthier (1986) dans la région de Miquelon. Ces systèmes de failles ont les directions suivantes: NW-SE, NE-SW, N-S et E-W. Dans la zone SE du pluton sud deux failles ont été reconnues, elles sont parallèles l'une à l'autre avec une orientation NW-SE.

PÉTROGRAPHIE

INTRODUCTION

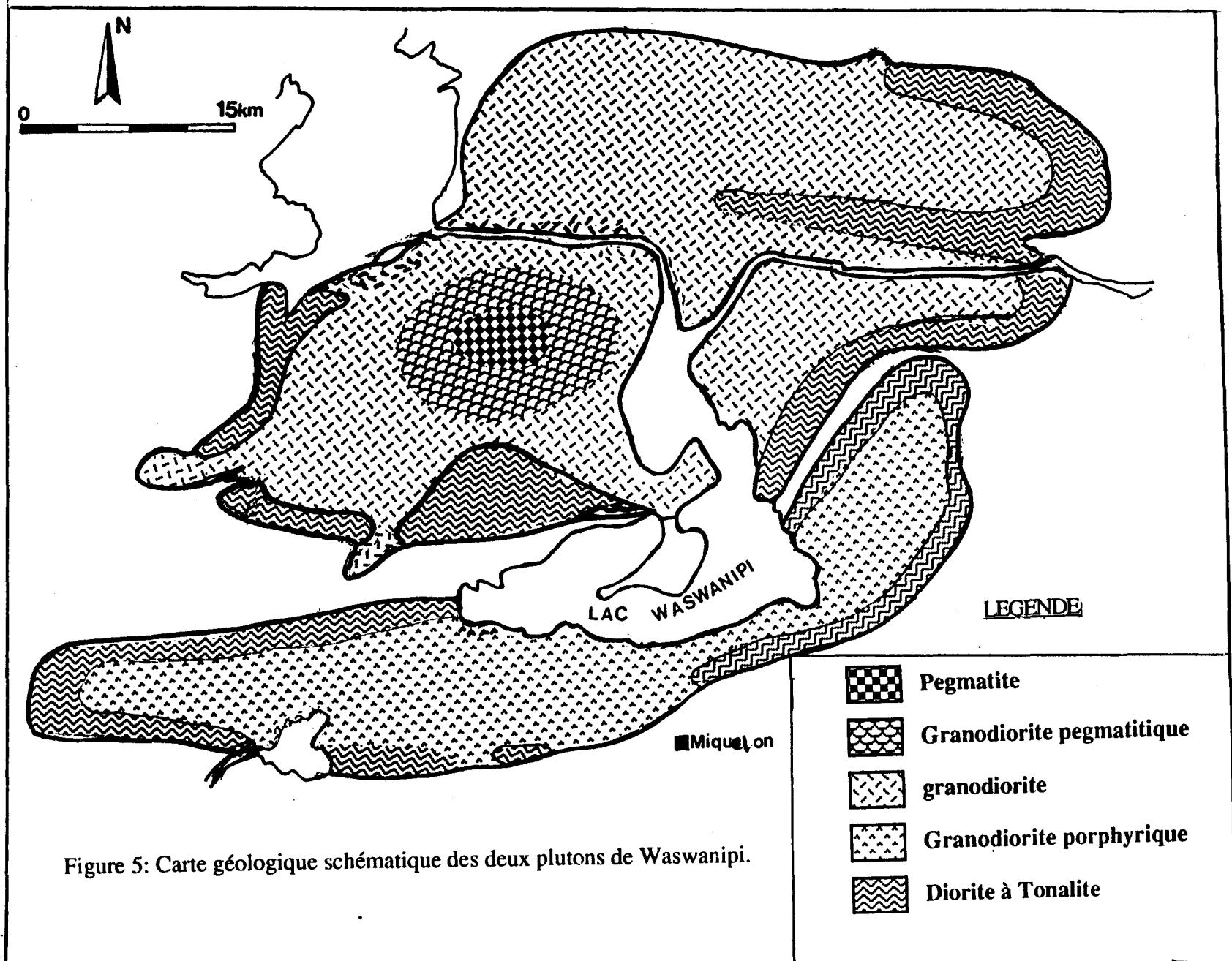
L'étude pétrographique est basée sur une analyse de terrain et sur une étude microscopique afin de déceler les textures magmatiques et les textures modifiées par la déformation. Le batholite de Waswanipi, divisé en deux plutons, chacun des platon est composé d'un faciès de bordure est d'un faciès principal occupant le reste du platon. Sur le terrain les différents faciès se distinguent par la grosseur des grains et la quantité des minéraux ferromagnésiens.

Au sein du platon sud, les faciès varient d'une diorite à une tonalite en bordure et à une granodiorite porphyrique, à gros grains de feldspath potassique, dans le reste du platon (figure 5). Le platon nord montre le même faciès en bordure que celui du sud. En allant vers le cœur du platon nord, on reconnaît: i) une granodiorite, ii) une granodiorite pegmatitique, iii) une pegmatite (figure 5).

Dans les deux platon un ensemble d'enclaves et de dykes apliques, pegmatitiques et aplopegmatitiques a été reconnu.

PLUTON SUD

Le platon sud possède une forme allongée orientée ENE avec une longueur de 62 km et une largeur de 13 km au maximum. Il est constitué de deux faciès qui seront décrit ci après



FACIES DE BORDURE

Le faciès de bordure est constitué de roches dioritique à tonalitique (figures 5 et 6) à texture grenue et à grains variant de moyens à grossiers (> 2 mm). Globalement le plagioclase (An₁₈₋₂₂, 48%) est la phase minérale principale (annexe 1). Le quartz (30%) forment des agrégats de grains hypidiomorphes très étirés et allongés. Le microcline fait 6% et la biotite qui est étirée et allongée fait 10 à 15% de la roche. Les minéraux accessoires comme le sphène, l'apatite, l'allanite et quelques zircons ne dépassent pas 1% (annexe 1).

FACIES PRINCIPAL

Le faciès principal occupe la majeure partie du pluton (figure 5). Il s'agit d'une granodiorite porphyrique (Figure 6 et annexe 1) avec des "oikocryst" (se sont des cristaux de microcline qui contiennent, d'autres minéraux en inclusion) de feldspath potassique (le microcline, planche 1a et b). La roche montre une texture poecilitique et possède un grain moyen à grossier; la plupart des minéraux ont une taille d'environ 3 mm. Le plagioclase a une composition qui varie de An₁₀ à An₃₀. Il est automorphe à hypidiomorphe et il est moyennement altéré et abondant (annexe 1). Il montre un phénomène secondaire tel les myrmékites qui correspondent à des croissances de vermicules de quartz. Le quartz xénomorphe se présente sous forme de plages globuleuses avec une faible extinction ondulante; sa teneur est variable au sein du pluton et ne dépasse pas 25% (annexe 1). Le microcline (20%) est présent sous deux formes;

- En gros cristaux "oikocryst" (18%) d'une taille allant jusqu'à 5 cm (planche 1a) avec des macles en jupe écossaise formant un quadrillage généralement régulier. Les cristaux intacts ne montrent aucun signe de déformation ou de distorsion. Les "oikocryst" englobent les plagioclases et les amphiboles "chadacryst".

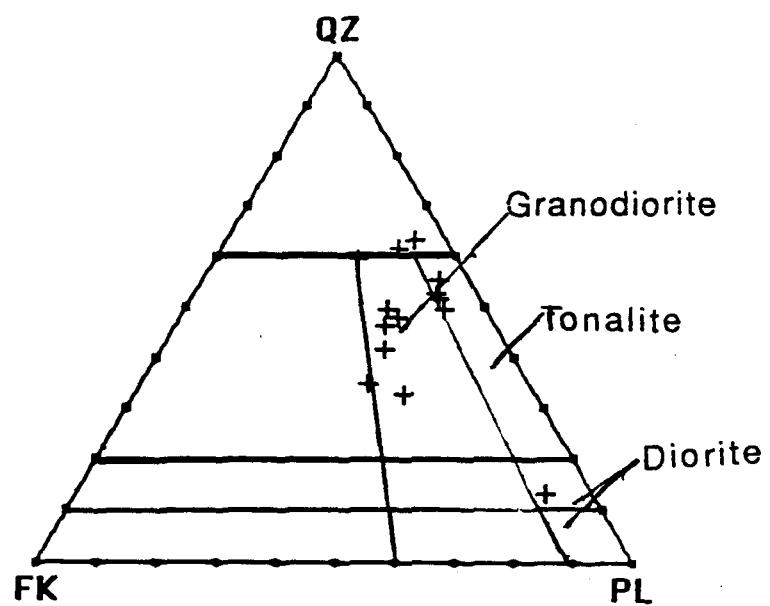


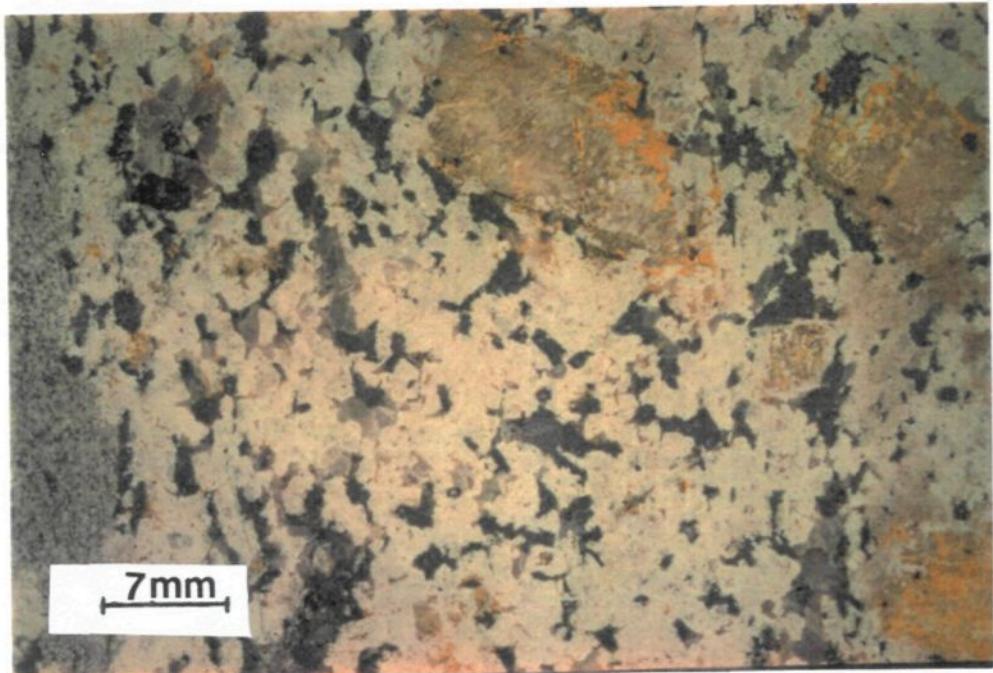
Figure 6: Projection des phases du batholite de Waswanipi dans le diagramme de Streickeisen (1976).

Planche 1: Faciès principal du platon sud

a) Gros cristaux de feldspath potassique "oikocryst" (jaune par coloration).

b) Faciès principal avec les gros cristaux de feldspath potassique (F) et quelques enclaves.

a



b



- En phase interstitielle (2%) avec une granulométrie variant de 0.5 à 1 mm. Les cristaux possèdent un quadrillage fin et régulier et ne montrent pas de déformation.

La granulométrie des autres grains hypidiomorphes est variable de moyen à grossier. Les minéraux ferromagnésiens comme la hornblende et la biotite (annexe 1) ne sont pas très abondants (5 à 8%). La roche montre un phénomène d'altération deutérique. En effet, quelques cristaux de hornblende sont entourés d'une couronne réactionnelle de biotite et d'un peu d'épidote. La biotite est régulièrement chloritisée; son pléochroisme se situe dans le brun-verdatre. L'apatite est omniprésente et forme avec les opaques (pyrite) environ 3%. Sur le terrain, l'abondance du quartz et des minéraux ferromagnésiens est très variable. Ces minéraux sont abondants dans les secteurs où les enclaves sont le plus digérées par le magma granodioritique.

PLUTON NORD

Le pluton nord possède une longueur de 62 km et une largeur de 35 km au maximum (figure 5). La bordure sud du pluton montre un contact intrusif alors qu'au nord on a une très déformée (voir partie zone de cisaillement) orientée grossièrement est-ouest. La pétrographie du pluton sera décrite ci après.

FACIES DE BORDURE

Le faciès de bordure possède une composition qui varie d'un faciès dioritique à tonalitique plus au moins altéré (figures 5 et 6) et à grains moyens (2 à 5 mm). Ce faciès est très riche en enclaves volcanosédimentaires (planche 2a). Il montre une texture grenue porphyrique et équigranulaire par endroits. La roche montre une texture de déformation très prononcée. Elle est constituée d'environ 10% de quartz (annexe 1) de forme très allongée,

mais par endroits, il forme des agrégats de petites plages de quartz recristallisé (strain-induced boundary selon Poirier, 1985) et polycristallin. Le plagioclase (An16-20) est équigranulaire et forme jusqu'à 60% de la roche. Ses macles polysynthétiques sont bien conservées et sa zonalité disparaît dans la plupart des échantillons. Le feldspath potassique, le microcline fait 5% de la roche, il est plus au moins altéré. La biotite fait 15%, elle est toujours étirée et allongée et elle présente un pléochroisme verdâtre. La hornblende est de taille variable (1 à 2 mm) et constitue 10% de la roche. Une concentration de muscovite secondaire (3%) est notée dans ce faciès de bordure. Sur le terrain quelques cristaux de grenat sont également observés. Les minéraux accessoires tels que le sphène, l'apatite et l'épidote sont également présents. Le faciès de bordure est très riche en enclaves de roches volcanosédimentaires.

Planche 2: Faciès du pluton nord

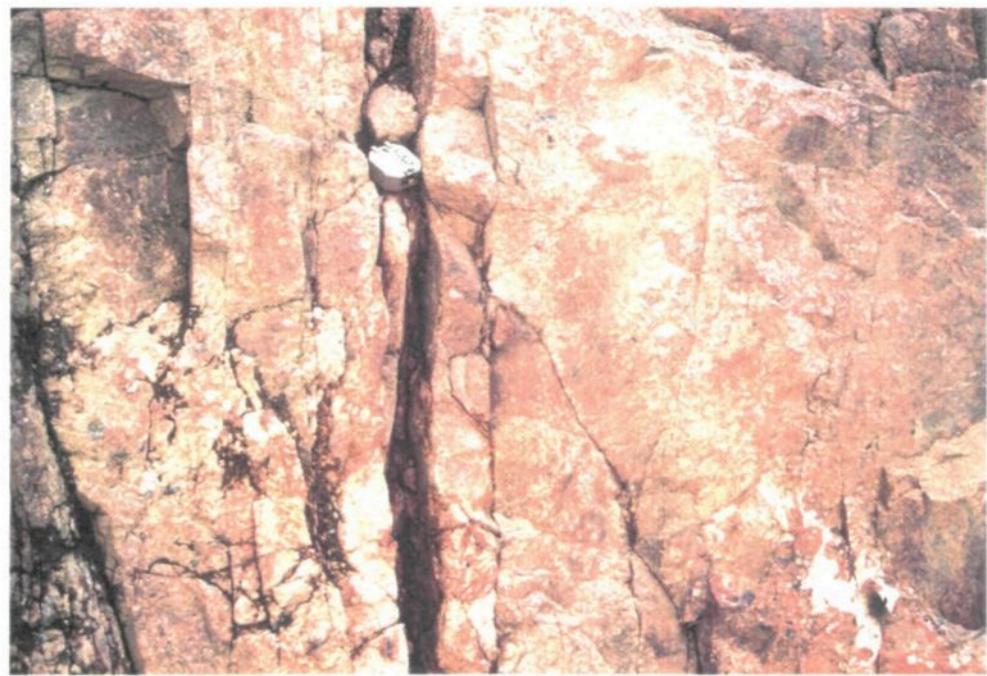
a) Faciès de bordure tonalitique contenant des enclaves volcanosédimentaires plus au moins digérées.

b) Faciès principal granodioritique contenant quelques poches de quartz (blanc).

a



b



FACIES PRINCIPAL

Granodiorite

Le faciès principal (planche 2b) est constitué surtout d'une granodiorite généralement massive (figure 6). Ce faciès occupe la plus grande surface dans le pluton (figure 5). La granodiorite montre une texture granulaire, subautomorphe, avec une granulométrie moyenne à grossière (1.5 à 2.5 mm). Les grains de quartz (36 à 45%, annexe 1) grossiers et bien cristallisés forment des agrégats de grandes plages. Le plagioclase, (An₁₄₋₂₂), est légèrement altéré, mais on distingue encore les macles polysynthétiques. Dans certains cas les cristaux de plagioclase montrent une zonation normale avec un centre d'oligoclase et une bordure très mince de composition albitique. Le microcline (annexe 1) se présente sous forme de cristaux automorphes à subautomorphes plurimillimétriques (2 à 4 mm). La hornblende et la biotite, présentes en faible quantité sont automorphes à subautomorphes et se retrouvent parfois en plages interstitielles. Quelques échantillons (annexe 1) contiennent une faible quantité de biotite. La muscovite apparaît de façon secondaire dans les échantillons près de la zone très déformée (zone de cisaillement, annexe 1). La muscovite a été observée en inclusion à l'intérieur d'un feldspath dans un seul échantillon (A-17). Le grenat est observé également de manière occasionnelle dans deux échantillons (annexe 1). Les minéraux accessoires sont le sphène, l'apatite et le zircon et leurs quantités sont variables. Les échantillons situés près ou dans la zone de cisaillement montrent une concentration en sphène plus élevée. Sur le terrain ce faciès principal contient un ensemble d'enclaves volcanosédimentaires et d'enclaves dioritiques semblables au faciès de bordure.

Granodiorite pegmatitique

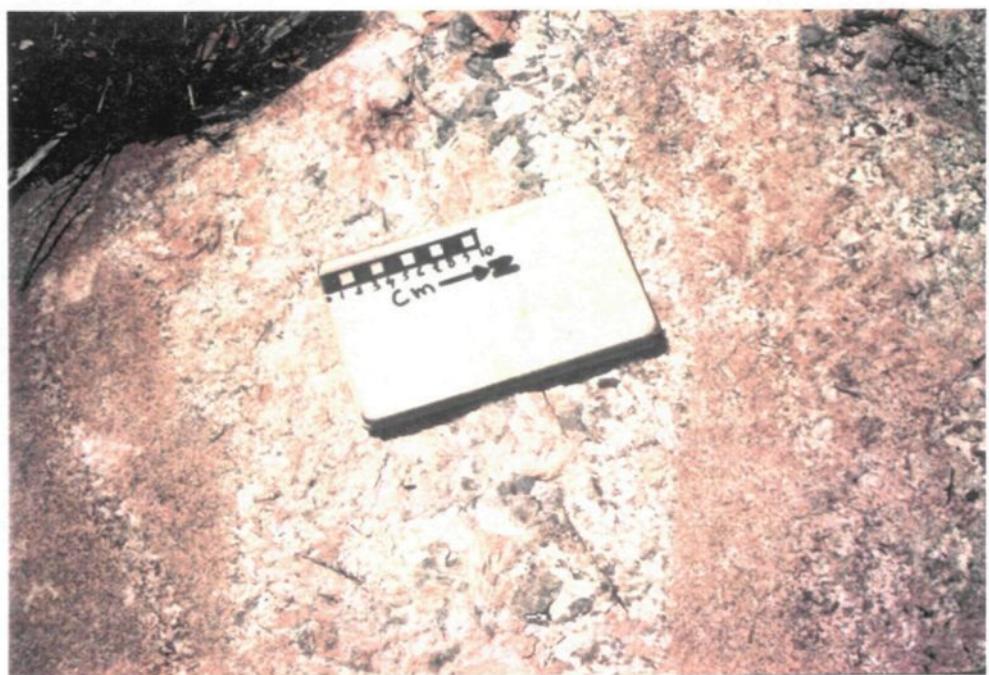
La granodiorite pegmatitique (figure 5) est un faciès généralement massif, et difficile à se distinguer en deux unités distincts (unité granodioritique et unité pegmatitique). Sur le terrain on trouve des affleurements qui présentent jusqu'à 80% de pegmatite. La pegmatite est de même composition minéralogique que la granodiorite, mais elle montre une granulométrie très grossière (> 6 mm). La limite avec la granodiorite est très difficile à tracer et le passage est graduel. Plusieurs poches de pegmatite logent dans le faciès granodioritique (planche 3a). Les cristaux de quartz, de plagioclase et de feldspath potassique (orthose) dépassent facilement 5 cm. A l'échelle macroscopique, on a pu observer une concentration de biotite sous forme de schlieren régulier faisant 50 cm de long et 2 à 3 cm de large (planche 3a). En général la biotite est rare dans ce faciès.

Planche 3: Pluton nord

a) Poche de pegmatite avec un contact graduel dans la granodiorite.

b) Poche de pegmatite montrant le contact net avec la tonalite.

a



b



Pegmatites

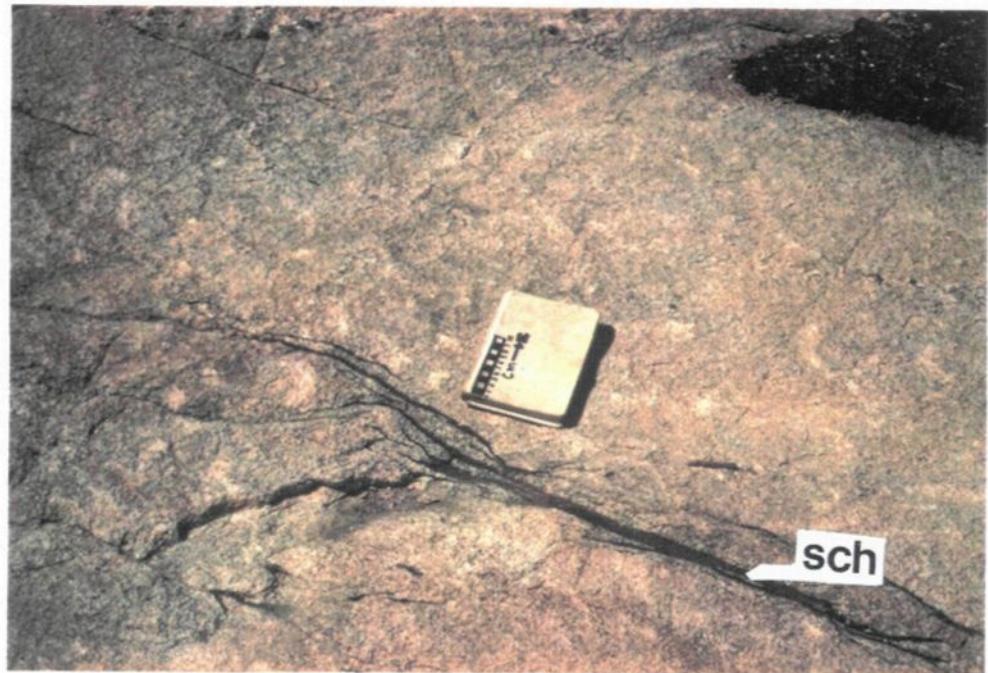
Les pegmatites sont essentiellement de composition granodioritique. Elles sont leucocrates avec une structure massive. Leur couleur blanchâtre est due au plagioclase et au quartz qui sont dominants. Elles sont constituées d'agrégats de quartz blanc (50%) très grossiers (1 à 2 cm), de feldspath potassique (20%), de couleur rose à rouge (microcline) et de plagioclase (30%) de couleur crème à blanchâtre (0.5 à 20 cm). La muscovite rarement présente ne dépasse guère l'état de trace. Par endroits, la biotite forme des schlierens (planche 4a). Dans la plupart des affleurements, la pegmatite ne montre aucun litage magmatique à part un affleurement où l'on observe une zone qui montre une grande concentration en feldspath potassique et une zone avec une faible concentration (planche 3b). Il s'agit soit d'un litage magmatique ou d'une pegmatite zonée (Gouanvic et Gagny 1987). Jahns et Tuttle (1963) ont proposés différents modèles soit l'injection successive ou soit la ségrégation pendant la cristallisation de la pegmatite. Le phénomène observé dans le batholite de Waswanipi est dû probablement à une ségrégation de la phase riche en feldspath potassique vers la bordure de la pegmatite. La pétrologie de ces pegmatites confirme la nature magmatique des minéraux. Orville (1962) a proposé, dans les cas semblable, une migration du feldspath potassique vers les zones les plus froides (la bordure).

Le faciès pegmatitique est présent sous forme d'amas irréguliers dans la granodiorite. Les caractéristiques de cette pegmatite permettent de la classifier d'après la classification de Guinsburg et al., (1979) comme étant: i) de faible profondeur et ii) liée à une intrusion épizonale. Les travaux antérieurs de Claveau (1953) et Blake (1953), par analyse spectrographique de ces pegmatites, ont révélé des traces de Mn, Cu, V et Gd en quantités non économiques.

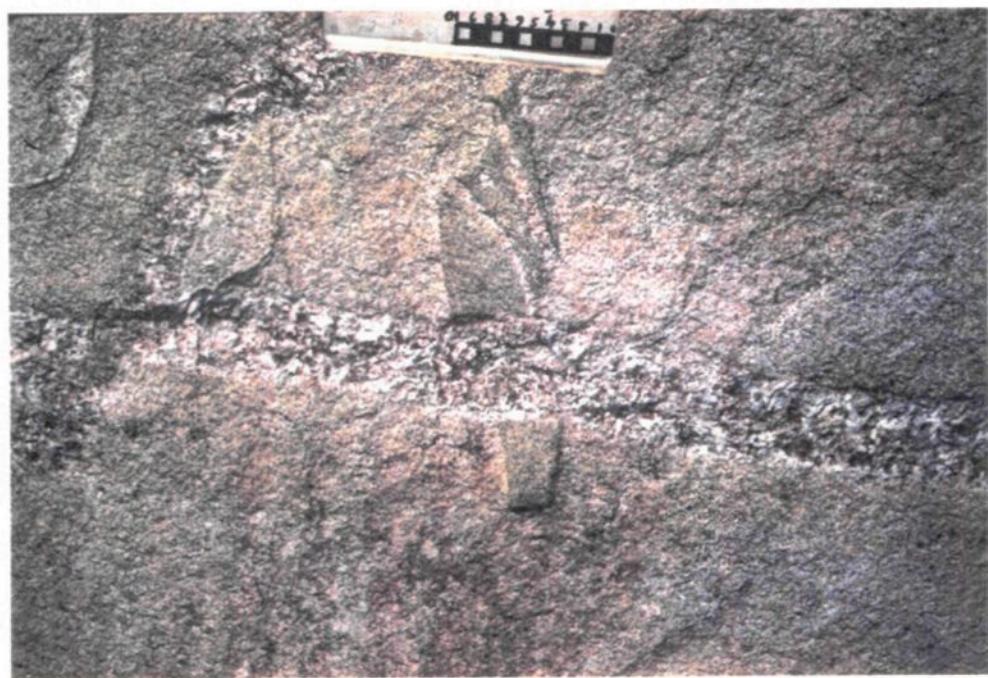
Planche 4: Pluton nord

- a) La granodiorite montrant des concentration de biotite (régulières) sous forme de schlieren (sch).
- b) Filon de pegmatite injecté dans la granodiorite qui digère l'enclave sédimentaire.

a



b



FILONS APLITIQUES, PEGMATITIQUES ET POCHES PEGMATITIQUES

Un ensemble de filons pegmatitiques (planche 5a), aplitiques et même aplopegmatitiques (planche 5b) à été reconnu, surtout dans le pluton nord. Les aplites sont les moins abondantes, elles ont une composition granodioritique avec une granulométrie fine. Les filons présentent, généralement, deux familles d'orientation préférentielle qui sont généralement E-W à WNW et N-S respectivement (figure 7). La génération de filons d'orientation E-W à WNW est concordante avec la structure dans le pluton. La génération des filons d' orientation N-S n'est pas recoupée par la structure dans le pluton et ne montre aucune déformation. Les minéraux (quartz, plagioclase et feldspath potassique) sont orientés de façon perpendiculaire à la bordure des filons. Les filons montrent un contact très net lorsqu'ils sont associés au faciès de bordure (planche 5a). Par contre on les trouvent presque tout le temps en poches et avec un contact diffus et progressif quand il sont associés à la granodiorite (planche 5b). Ceci suggère que leur mise en place est postérieurs au faciès de bordure et elle se fait presque en même temps que la granodiorite.

Planche 5: Pluton nord

a) Filon pegmatitique avec un contact net dans la tonalite de bordure.

b) Filon aplopegmatitique, la bordure (haut) est pegmatitique alors que le centre du filon et l'autre bordure (bas) est aplitique.

a



b



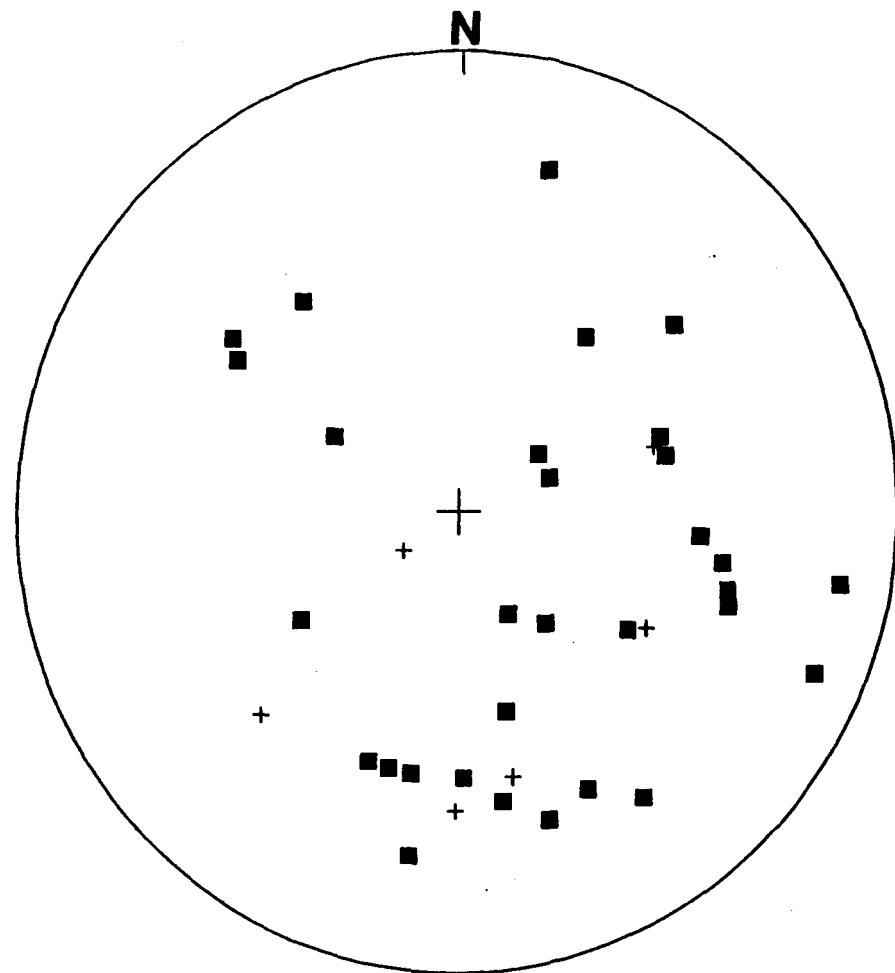


Fig 7: Projection stéréographique montrant l'attitude des dykes de pegmatites (■31) et d'aplies (+9), projection de Wulff, hémisphère inférieur.

ENCLAVES

L'étude des enclaves a toujours eu un grand intérêt dans la pétrographie des roches granitoïdes pour déterminer l'origine et la relation des roches plutoniques avec les roches hôtes (Didier 1973 et 1987 et Dorais et al. 1990). Ceci permet et aide à mieux comprendre l'âge relatif des différents faciès. Dans les deux plutons plusieurs types d'enclaves ont été retrouvés. Les plus abondantes (70%) sont des enclaves mafiques de composition dioritique à tonalitique et ayant une granulométrie moyenne (2 à 4 mm). Les enclaves mafiques à felsiques d'origine volcanosédimentaire (30%) sont finement grenues. Ces enclaves sont observées le long du batholite de Waswanipi à différentes échelles variant du centimètre à des centaines de mètres.

Enclaves volcanosédimentaires

Ces enclaves forment environ 30% de toutes les enclaves observées dans l'ensemble du batholite. Elles ont une granulométrie fine et sont riches en micas (biotite et muscovite). Leur forme est lenticulaire avec une orientation parallèle aux plans de foliation de la roche encaissante. Ces enclaves sont présentes dans la diorite et la tonalite de bordure ainsi que dans la granodiorite. Elles sont très allongées avec une orientation préférentielle qui indique la présence de déformation. Ces enclaves, bien que métamorphisées, proviennent des roches encaissantes de nature volcanosédimentaire. L'une de ces enclaves a été analysée (annexe 2). Il s'agit d'une enclave d'amphibolite faisant plus d'une centaine de mètres.

Enclaves dioritiques et tonalitiques

Les enclaves dioritiques et tonalitiques forment 70% de l'ensemble des enclaves du batholite. Leur taille est très variable. Ces enclaves mafiques ont une forme allongée, parfois elliptique, et une granulométrie fine à moyenne. Elles sont très déformées et bien structurées. De plus, elles deviennent plus abondantes au fur et à mesure qu'on s'approche de la bordure des deux plutons. Leur minéralogie est semblable à celle des faciès de bordure dont elles sont issus et elles sont présentes uniquement dans le faciès principal.

CHAPITRE III

STRUCTURES

INTRODUCTION

Dans les granitoïdes, les structures planaires et linéaires peuvent être enregistrées soit à l'état liquide, soit à l'état solide, soit dans un état intermédiaire entre les deux. L'état magmatique ou structure de l'écoulement magmatique, issu de la mise en place ultime du granitoïde, se manifeste par des structures primaires liées seulement à l'état liquide ou visqueux lors de la mise en place. Les structures à l'état solide sont plutôt des foliations enregistrées après la solidification du magma. Cette foliation à l'état solide est généralement associée à une déformation tardi-magmatique qui accompagne ou prolonge la mise en place de la masse granitique. Pour reconnaître les deux états sur le terrain on se sert de plusieurs critères. Le quartz est le minéral le plus approprié, parce qu'il est le minéral le plus ductile, et qu'il fait partie de la paragénèse qui cristallise en dernier dans un granite. Il est donc le premier à enregistrer une déformation à l'état solide à haute ou moyenne température. Lorsque le quartz se présente en grains équants ou globulaires, on considère que le granite n'a pas subi de déformation à l'état solide (Bouchez *et al.* 1984). En lame mince, l'état non déformé se caractérise par des grains de quartz en grandes plages de forme généralement arrondie. Lorsque le quartz a une forme elliptique allongée et étiré ceci suggère qu'il a subi une déformation à l'état solide. Dans ce cas les grains de quartz deviennent polycristallins (extinction ondulante) et la forme des grains est en petites plages. Lorsque la déformation à l'état solide est très intense, on observe des microstructures caractéristiques des orthogneiss à quartz. Le quartz s'y présente en ellipse très allongée et même sous forme de ruban. Paterson

et al. (1989) ont défini d'autres critères importants pour reconnaître l'écoulement magmatique. Ces critères sont:

- l'orientation préférentielle des minéraux ignées qui ne montrent aucun signe de déformation plastique ou de recristallisation des minéraux interstitiels.
- le feldspath, la hornblende et les enclaves montrent un alignement préférentiel.
- le plagioclase qui est entouré d'agrégat de quartz équidimensionnel.
- les macles polysynthétiques sont parallèles à subparallèles le long des cristaux et peuvent montrer une zonation oscillatoire.

Selon Nicolas (1982) plusieurs différences existent entre les plagioclases des granites déformés et ceux des granites non déformés (figure 8). Les feldspaths potassiques dans le cas où il sont tordus fracturés ou cassés, indiquent une déformation à l'état intermédiaire (Bouchez et al. 1984 et Guineberteau et al. 1987).

Apartir des observations de plusieurs auteurs (Bouchez et al. 1984, Nicolas 1982, Marre 1982 et Paterson et al. 1989), on a établie pour le batholite de Waswanipi une échelle de déformation qui s'applique aux différent types de structures, ceci à partir de l'étude des textures à l'échelle microscopique (tableau 3).

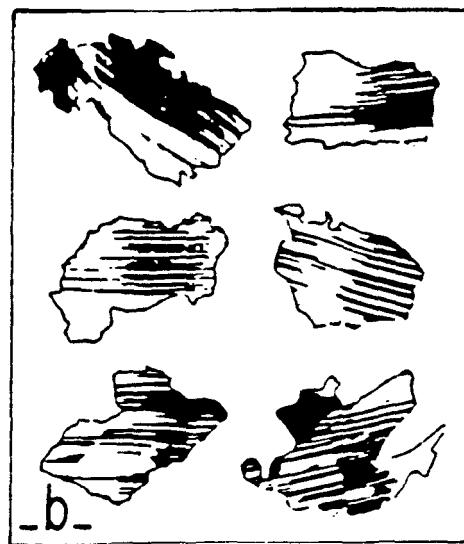
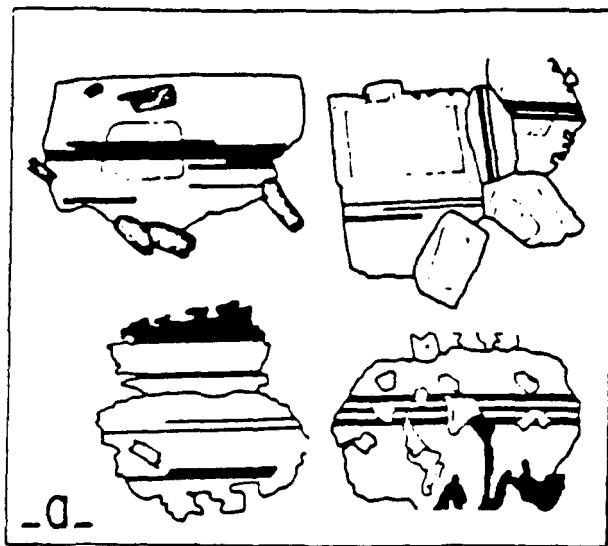
MÉTHODE STRUCTURALE

L'étude structurale a pour but de mettre en évidence la structure interne acquise soit par l'écoulement magmatique ou soit par une déformation à l'état solide.

Fig 8: Différences existant entre les plagioclases des granites déformés et non déformés (Nicolas 1982).

a) Macles d'origine magmatique: moins nombreuses et rectilignes.

b) Macles tectoniques de plagioclase: étroites, nombreuses, courbe et tendent à se pincer vers la bordure du minéral.



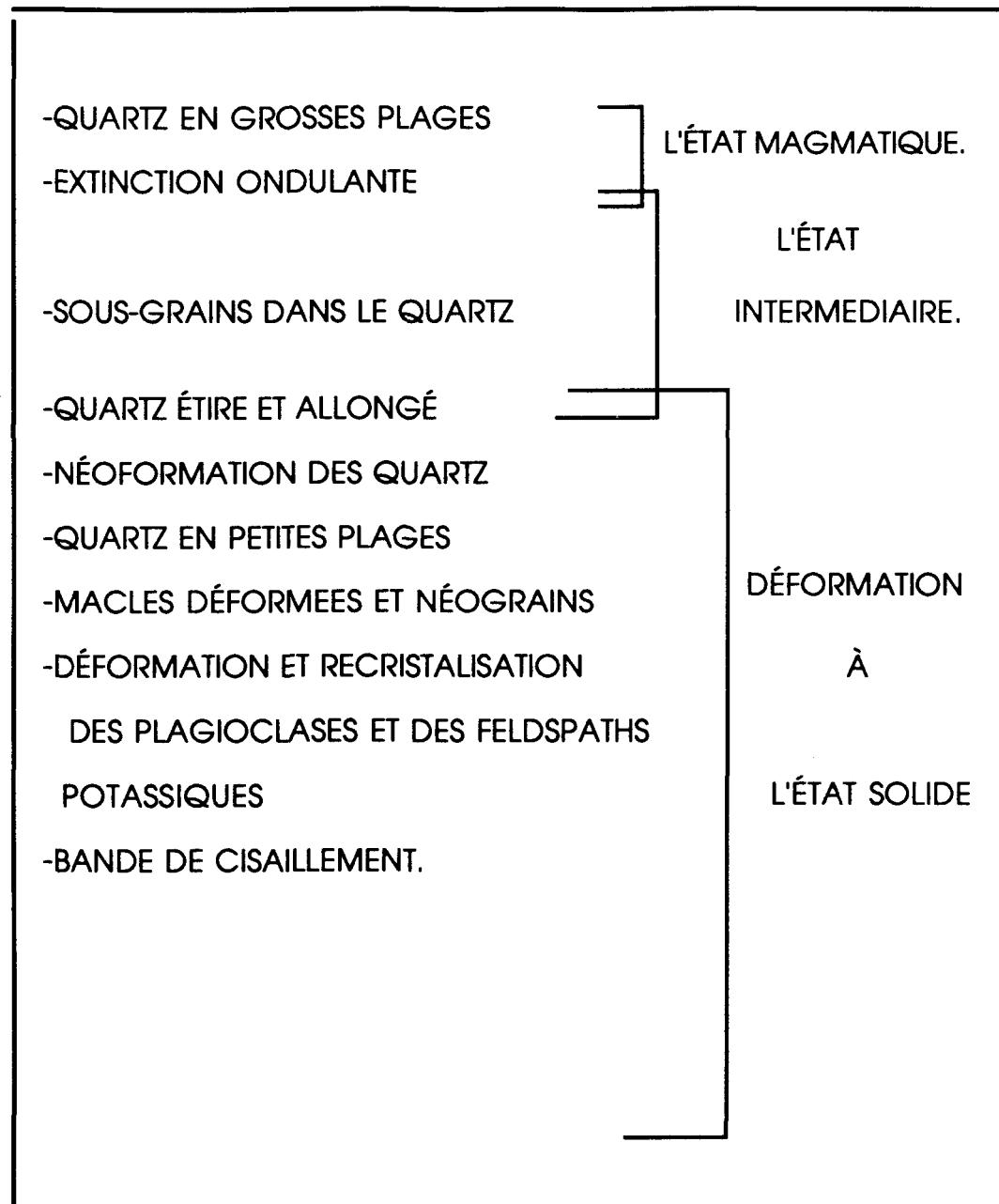


Tableau 3 : Echelle structurale établie pour le batholite de Waswanipi
à partir des données de plusieurs auteurs (voir texte).

Sur le terrain, l'étude des fabriques magmatiques ou à l'état solide se fait en mesurant l'orientation moyenne des amphiboles, des biotites et des enclaves. L'organisation planaire moyenne de ces éléments définit le plan de fluidalité magmatique (PFM). La direction de cette dernière (DFM) est donnée par les mêmes éléments. Lorsqu'il s'agit d'une déformation à l'état solide, qui s'exprime par l'aspect elliptique des grains de quartz (ou en grains de riz), on parle du plan de foliation à l'état solide. La linéation représente une anisotropie linéaire des minéraux de la roche, elle se définit généralement par une ligne sur le plan de la foliation. On parle de la linéation magmatique lorsque l'anisotropie linéaire est d'origine magmatique. Lorsque la roche montre des structures liées à la déformation, on parle de la linéation d'étirement. Sur le terrain il faut d'abord identifier le plan de foliation avant de chercher la linéation.

ÉTAT DE DÉFORMATION DANS LE BATHOLITE DE WASWANIPI

CLASSIFICATION STRUCTURALE ET TEXTURALE

À partir de l'échelle structurale déjà établie (tableau 3) une classification structurale et texturale peut être envisagé pour le batholite de Waswanipi. Comme déjà mentionné, plusieurs états structuraux sont observés dans ce batholite, soit à l'échelle macroscopique ou à l'échelle microscopique.

ÉCHELLE MACROSCOPIQUE

L'analyse macroscopique concerne les caractéristiques visibles à l'oeil nu, notamment la forme de certains cristaux, la répartition, ainsi que l'allure des enclaves et des filons. Il s'agit surtout de voir si les grains ou les enclaves ont une répartition ou une orientation individuelle ou les deux (Marre 1982).

Texture porphyrique

Cette texture se manifeste dans la granodiorite porphyrique à "oikocryst" de feldspath potassique. Ces "oikocryst" ne sont pas cassés ni tordus et indiquent une texture magmatique, visible grâce à la taille des feldspaths potassiques (planche 1a).

Les enclaves

Les enclaves observées dans les deux plutons montrent des grains de quartz étirés et allongés indiquant une déformation à l'état solide. La granodiorite qui les contient montre plutôt des structures magmatiques (planche 6b). Les enclaves sont presque toujours allongées et indiquent, lorsqu'elles sont associées à la granodiorite, une fluidalité magmatique (planche 6a). Les enclaves allongées dans la granodiorite non déformée constituent un excellent marqueur des structures fluidales (Marre 1982). Vers la bordure des deux plutons les enclaves sont très étirées et bien digérées par le magma parent de composition tonalitique (planche 2a). Les enclaves de roche encaissante (volcanosédimentaire) montrent également des structures de déformation à l'état solide.

Les relations déformation / enclave / granodiorite, permettent de suggérer que la déformation se manifeste pendant la mise en place du matériel granodioritique.

Les schlieren

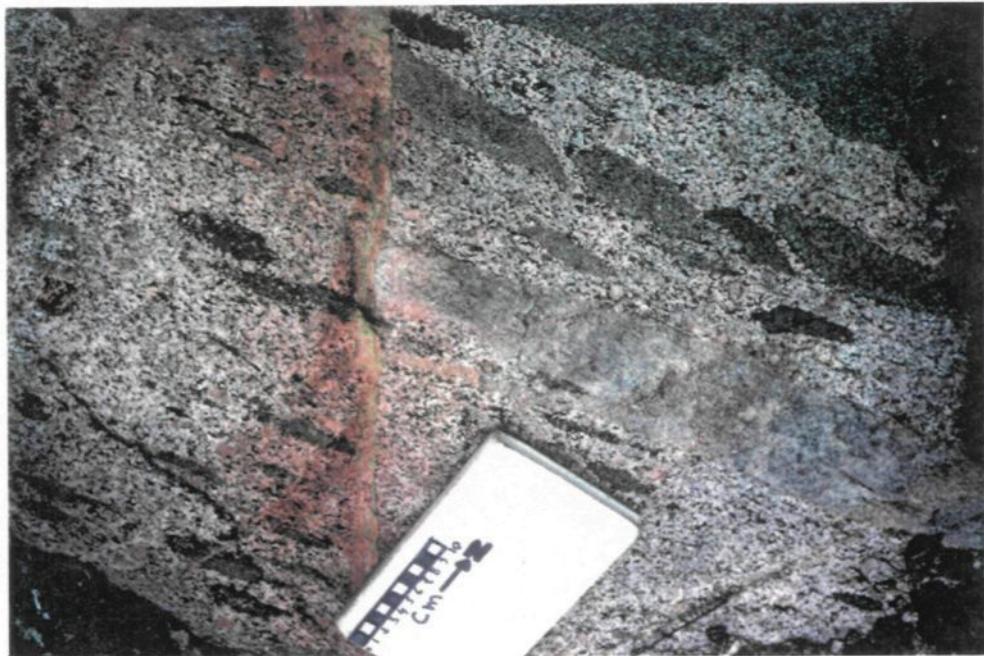
Les schlieren représentent des concentrations de lits de biotite de quelques centimètres. Ils sont réguliers et marquent une texture magmatique (planche 4a).

Planche 6: Pluton nord

- a) Enclaves étirées dans le plans de foliation magmatique dans la granodiorite (critère d'écoulement magmatique).**

- b) Enclave dioritique déformée à l'état solide. La granodiorite qui l'emprisonne montre des structures magmatiques.**

a



b



ÉCHELLE MICROSCOPIQUE:

À l'échelle de la lame mince, il est possible de distinguer l'état structural sous lequel se présente la roche (tableau 3). À cette échelle, on peut décrire l'organisation de la roche au niveau des grains.

Texture magmatique:

Les textures magmatiques à l'échelle microscopique se reconnaissent à partir de la forme, la taille et la nature automorphe des cristaux. Les minéraux utilisés à cette fin dans le batholite de Waswanipi sont:

-le plagioclase de dimension millimétrique à centimétrique, de formes allongée, automorphe au contact du quartz, avec des macles polysynthétiques peu nombreuses et parallèles entre elles (planche 7b),

-le microcline, sous forme automorphe avec des macles à quadrillage bien régulier,

-le quartz, formant des assemblages automorphes sous forme de grosses plages sans inclusion visible (planche 7a).

-Les amphiboles et les biotites manifestent également un caractère magmatique. Elles se présentent sous une forme automorphe bien cristallisées et ne présentent aucune forme étirée.

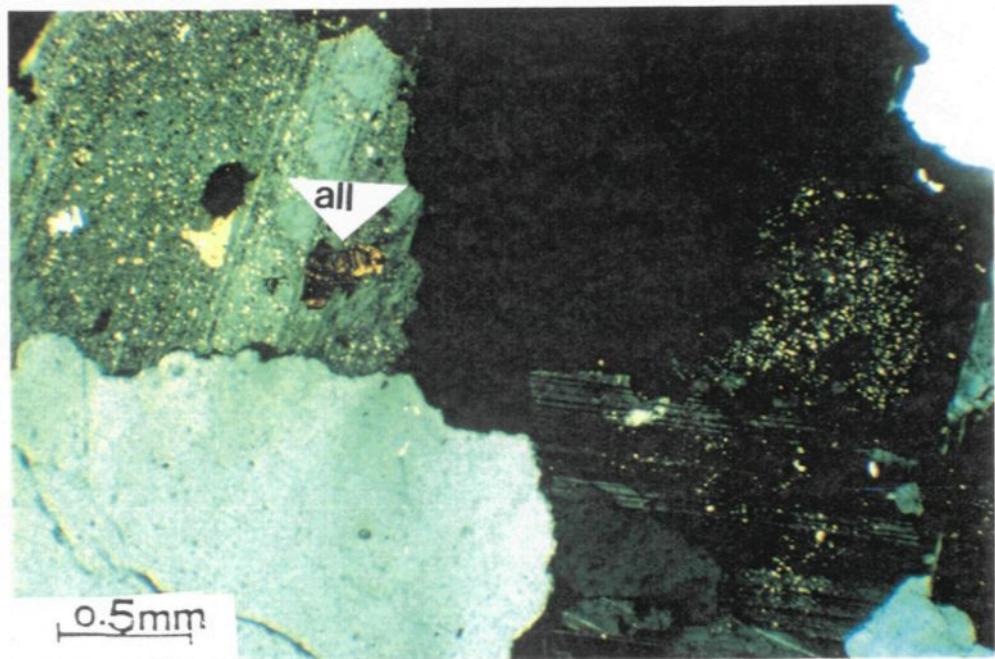
Texture intermédiaire

Les textures intermédiaires sont des textures magmatiques modifiées par une déformation. Cette dernière n'est pas assez intense pour engendré des structures ou textures

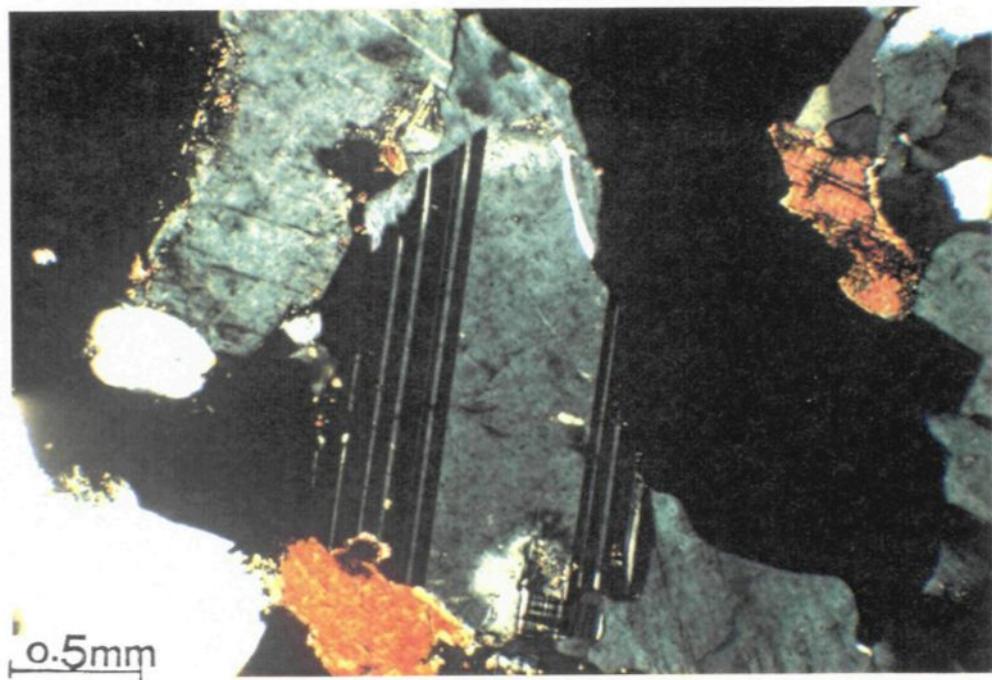
Planche 7: Texture magmatique

- a) Les grains de quartz formant des gros grains en grandes plages. Remarquer la présence de l'allanite (all).
- b) Plagioclase montrant des macles polysynthétiques d'origine magmatique, peu nombreuses et rectilignes.

a



b



de déformation. Dans ce cas on observe encore quelques critères magmatiques dans la roche, tels que des gros cristaux de microcline avec des macles à quadrillage régulier (planche 8b). Cette texture se manifeste par un début de débitement des grains de quartz en sous-grains (planche 8a). On peut avoir un début de recristallisation mais avec absence de point triple à 120° (planche 8a et b).

Texture syndéformationnelle

Il s'agit d'une texture qui se développe en même temps qu'a lieu la déformation et la mise en place de la masse granodioritique. Elle se caractérise par un allongement préférentiel des grains de quartz non déformés (planche 9a et b) montrant de faible extinction ondulante. Ces grains de quartz se sont mis en place dans des interstices allongées en même temps que la déformation.

Texture de déformation à l'état solide

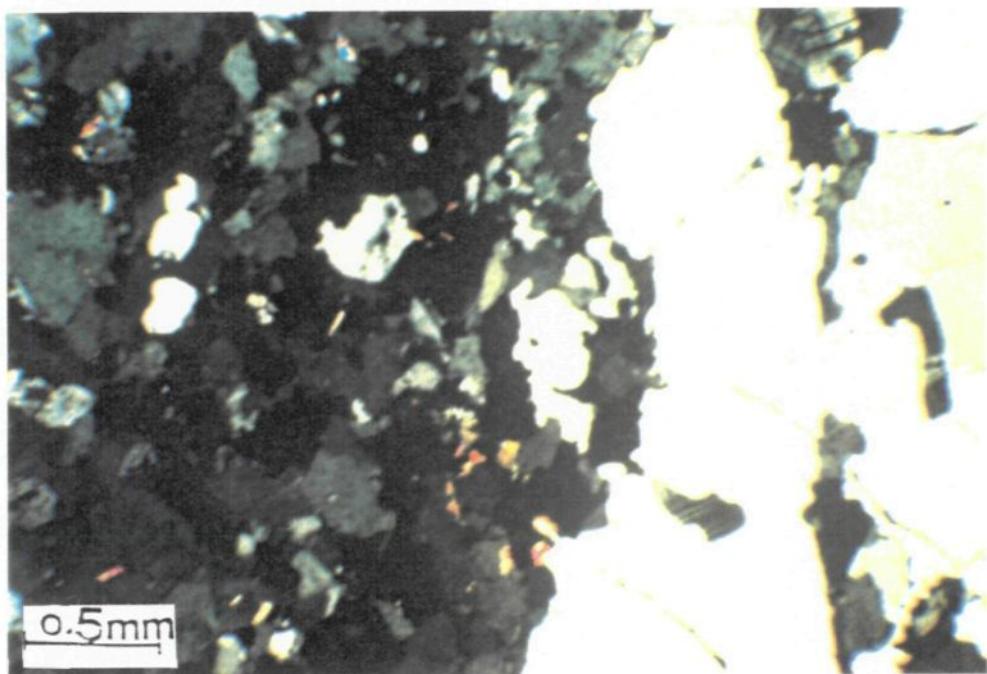
Les textures de déformation à l'état solide se développent après la cristallisation magmatique par une déformation intervenant après ou durant la mise en place de l'appareil granitoïde. Les structures de déformation à l'état solide peuvent se produire lors de la cristallisation finale de la roche et pendant que la roche est encore chaude ou lors d'évenements tectoniques tardifs. Les feldspaths deviennent tordus et légèrement cassés parfois entourés d'une mésostase de petites plages de quartz d'origine cataclastique (planche 10b). Le quartz est étiré avec des extinctions ondulante (planche 10a). Celui-ci se débite également en agrégats de petites plages étirées et allongées dans la direction de la foliation. Cet état, dans le batholite de Waswanipi, se caractérise par une néoformation de cristaux de muscovite (planche 10a). La néoformation de la muscovite s'effectue à des températures et pressions élevées. La biotite et de la hornblende sont étirées et se présente sous forme de cigare.

Planche 8: Texture intermédiaire

a) Grain de quartz entier non cassé.

b) Grain de quartz sans débittement en sous-grains, ni de point triple à 120^0 .

a



b

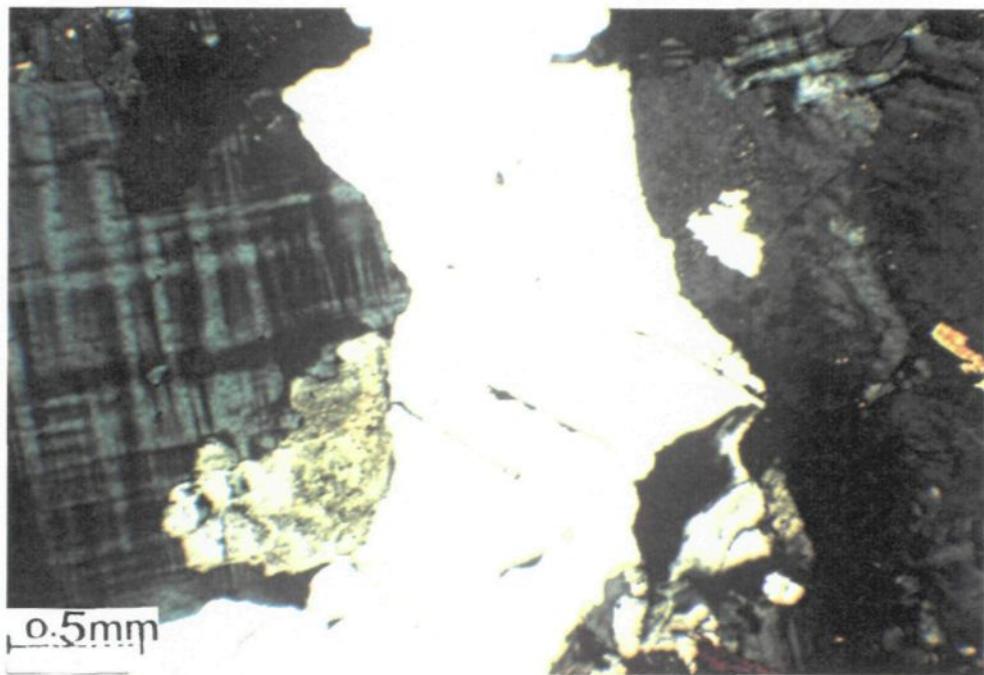
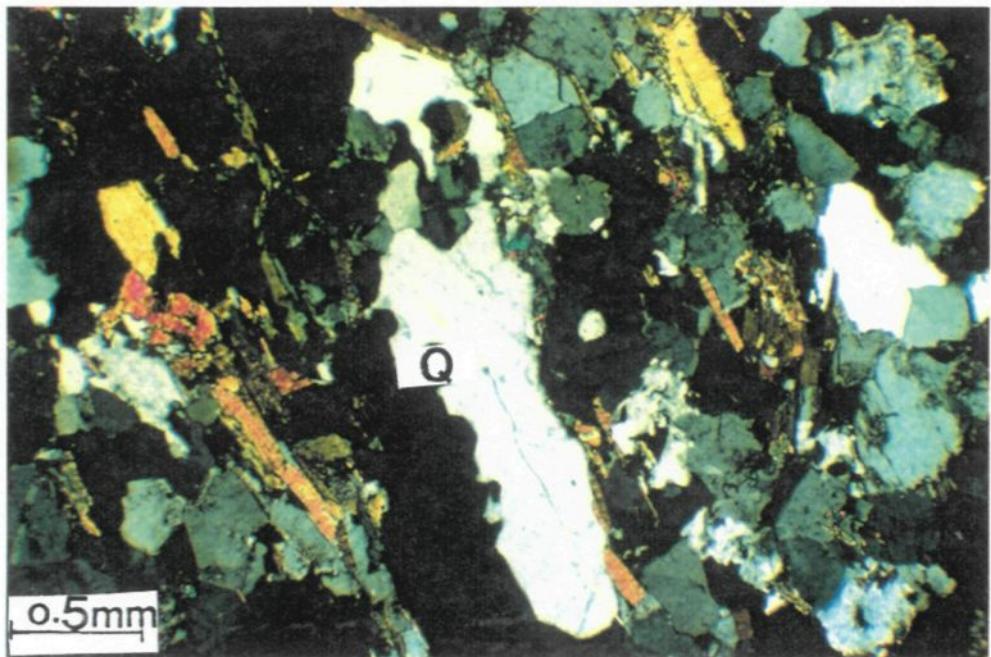


Planche 9: Texture syndéformationnelle

a) Grain de quartz allongé non déformé et présentant une faible extinction ondulante.

b) L'allongement suit le plan de foliation magmatique indiqué par les biotites (Bio).

a



b

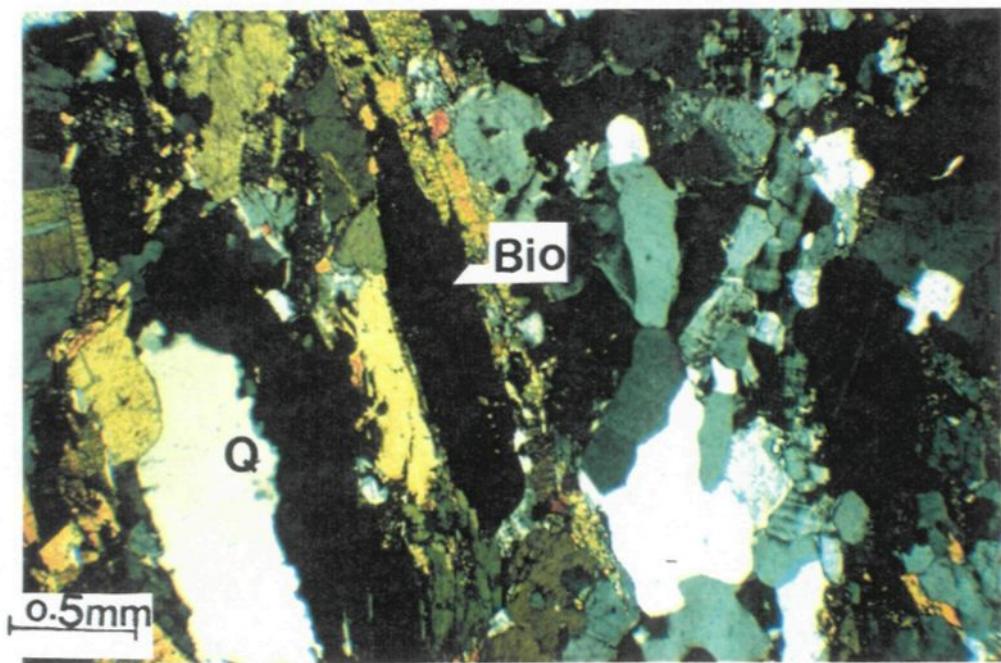
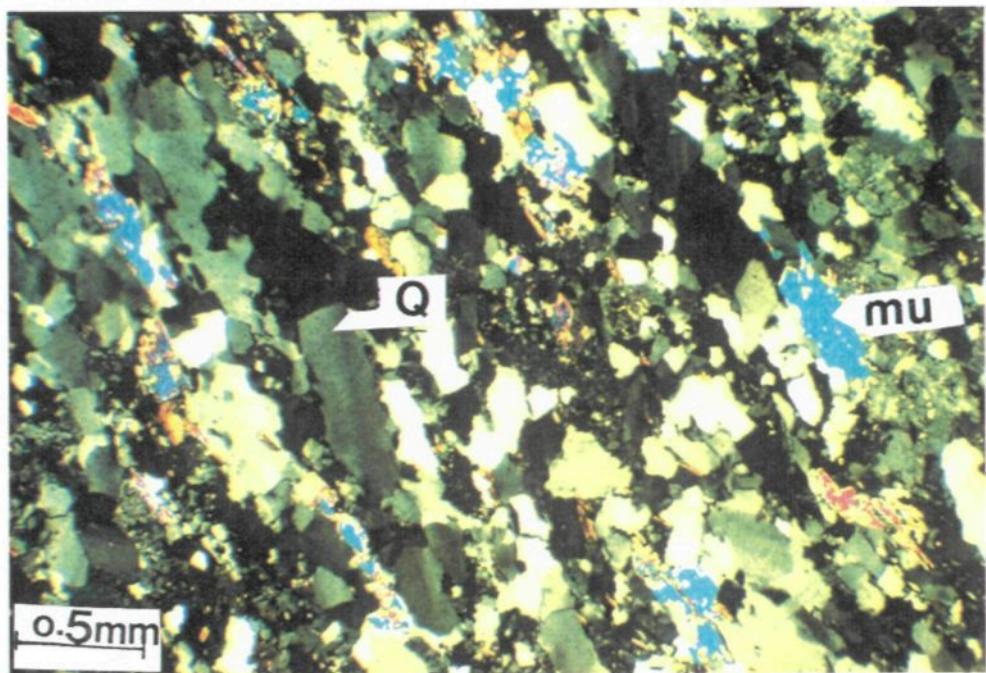


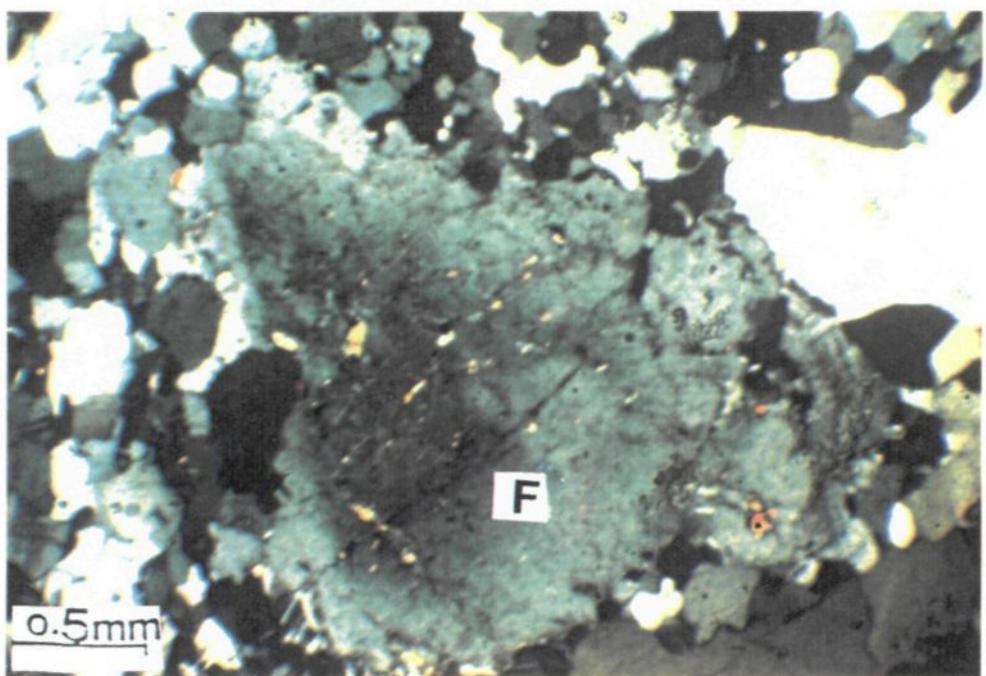
Planche 10: Texture de déformation à l'état solide

- a) Grains de quartz étirés et allongés (Q) et sous forme de petit grains alignés dans le plan de foliation à l'état solide. Noter l'apparition de la muscovite (mu).
- b) Texture modifiée par la déformation à l'état solide: grains de feldspath (F) peu fracturé, entouré par une matrice de nature cataclastique (quartz).

a



b



STRUCTURE DU BATHOLITE

INTRODUCTION

A l'échelle de l'affleurement on a observé plusieurs types de fabriques. Dans le batholite de Waswanipi les fabriques planaires et linéaires sont soulignées par l'orientation des minéraux mafiques (biotite et hornblende) et par l'alignement des enclaves.

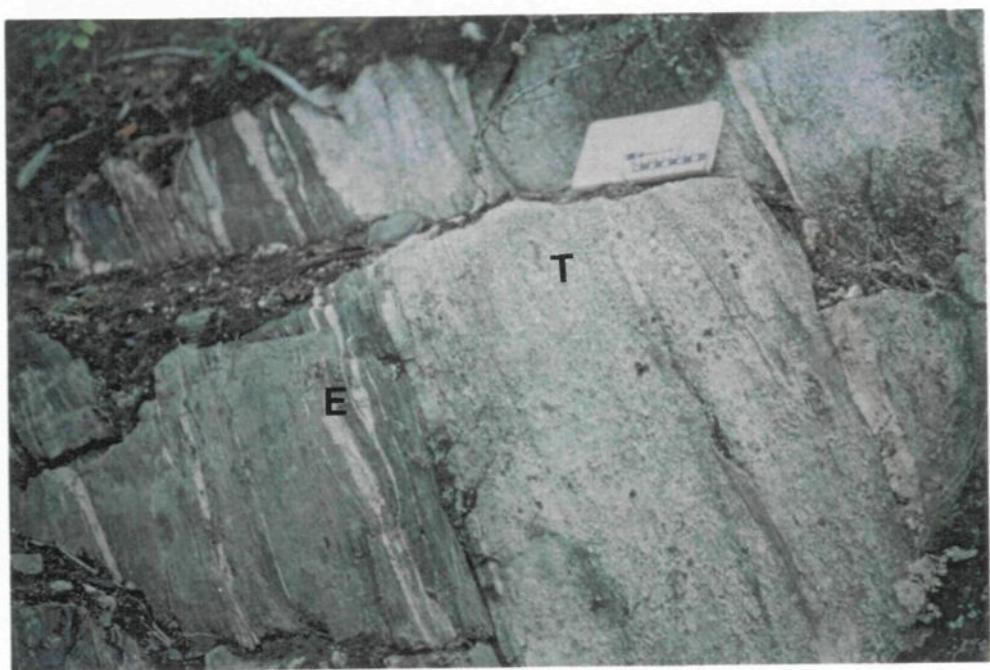
PLUTON SUD

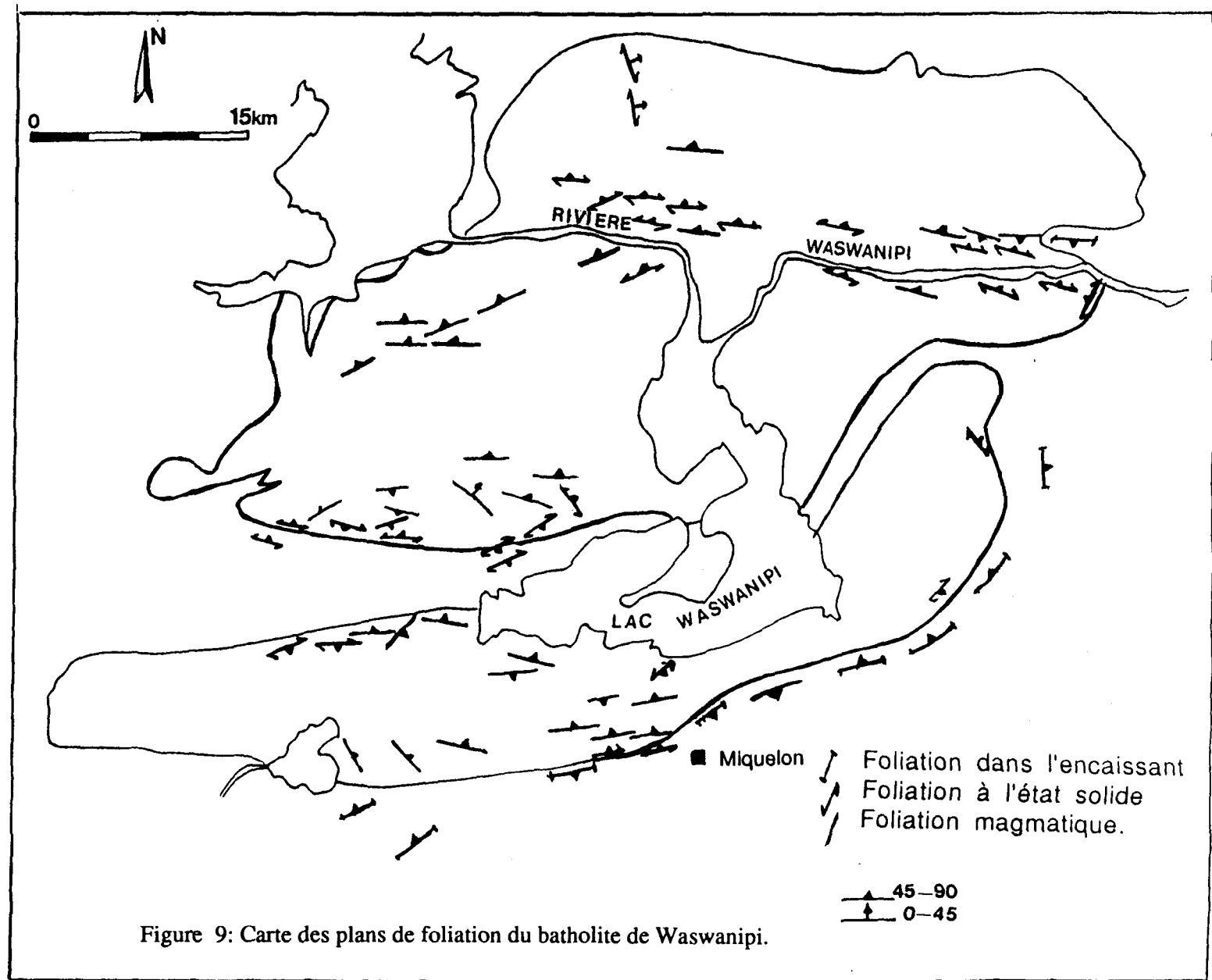
Fabrique planaire

Le faciès de bordure (diorite à tonalite) montre des fabriques planaires à l'état solide. Ces fabriques sont parallèles au contact Leur pendage moyen varie de 45 à 90° (figures 9 et 10). Ce faciès de bordure a créé une auréole métamorphique au faciès amphibolite moyen. La schistosité de l'encaissant moule la bordure du pluton (planche 11).

Le faciès principal, la granodiorite porphyrique à "oikocryst" de feldspath potassique, montre des fabriques planaires à l'état magmatique (figures 9 et 11). Les "oikocryst" de feldspath potassique qui ne sont pas tordus ni cassés sont orientés de façon aléatoire selon une foliation primaire soulignée par les enclaves orientées. Dans ce faciès les fabriques planaires magmatiques suivent une direction principale est-ouest avec un pendage variant entre 45 et 90° (figure 9). Au microscope les grains de quartz forment des agrégats de grandes plages non déformées, et sur le terrain les grains de quartz sont équants.

Planche 11: Contact encaissant (E) tonalite (T). Noter que, la schistosité de l'encaissant moule la tonalite, et que le même grain tectonique est observé des deux cotés du contact.





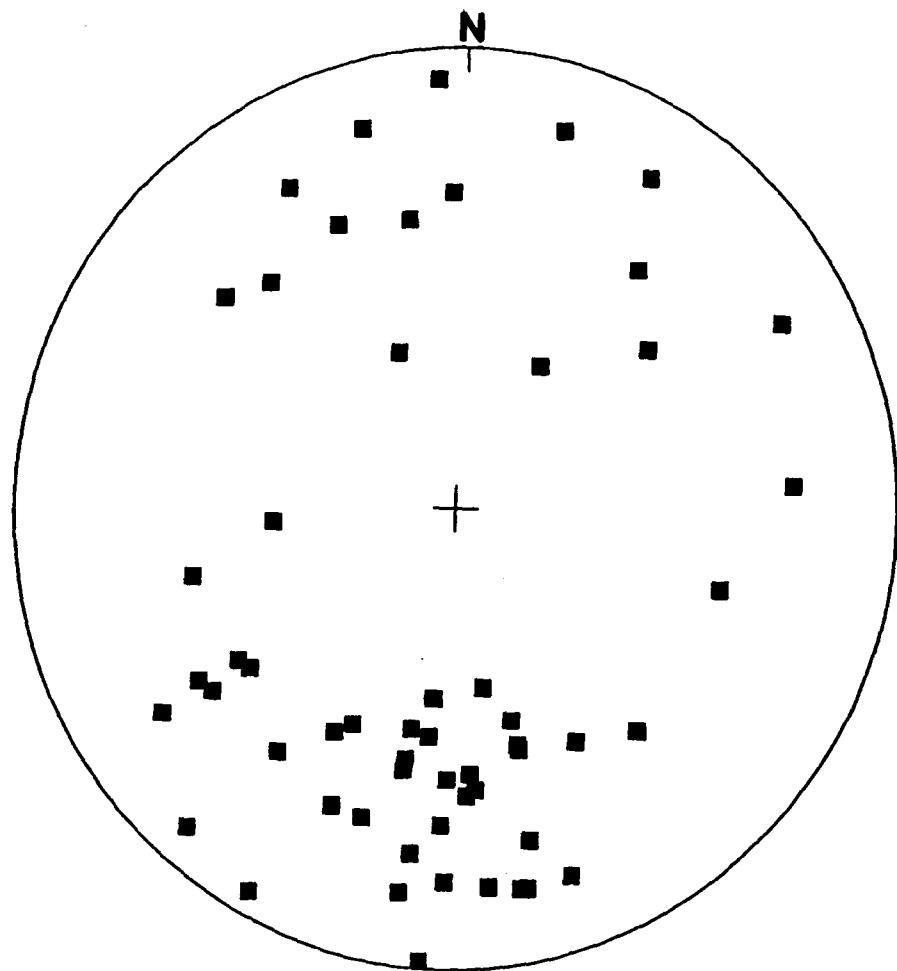


Figure 10: Projection stéréographique de la foliation magmatique (57). Projection de Wulff, hémisphère inférieur.

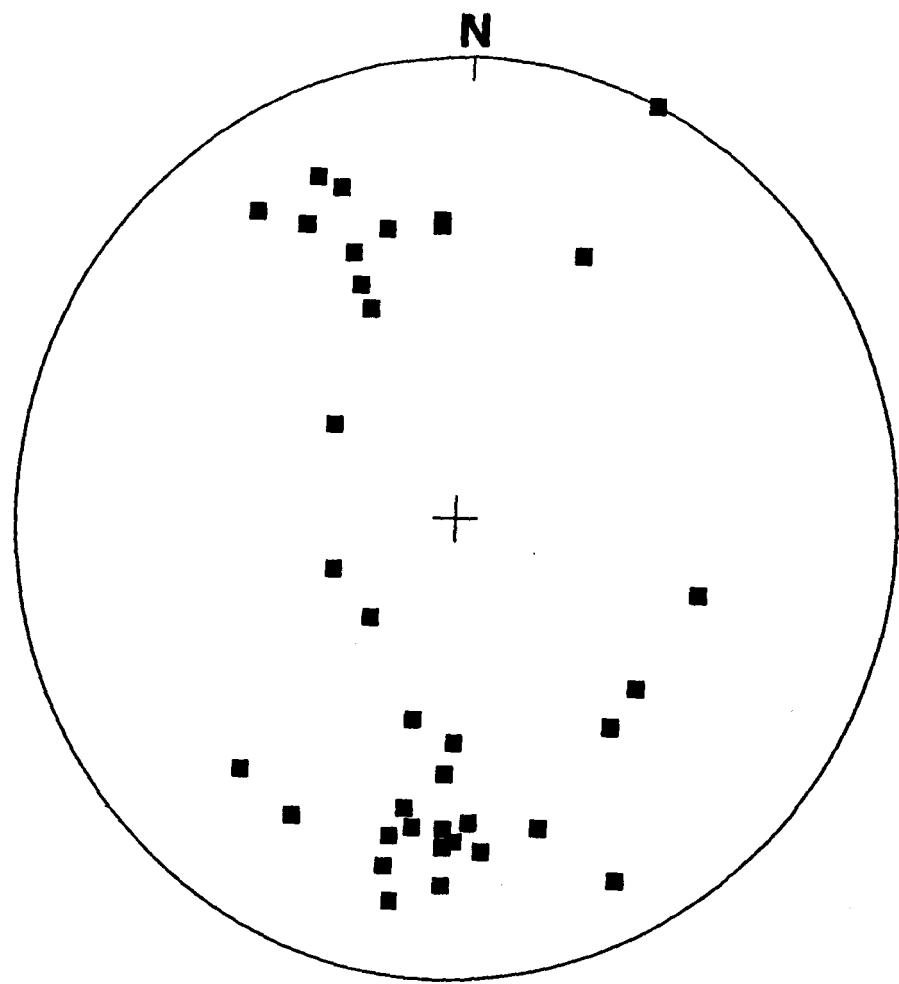


Figure 11: Projection stéréographique de la foliation à l'état solide (36). Projection de Wulff, hémisphère inférieur.

Fabrique linéaire

Dans le faciès de bordure on observe une fabrique linéaire sous forme de linéation d'étirement. Cette linéation est indiquée sur le terrain par un étirement en cigare de l'amphibole dans le plan de la foliation. La linéation d'étirement est sub-verticale avec un plongement abrupt généralement vers le nord (figures 12 et 13). Ceci indique la dominance du mouvement sub-vertical en bordure du batholite.

Le faciès principal montre une fabrique linéaire magmatique. La linéation minérale est dans tout les sens, son plongement est modéré, il est de 30 à 60⁰ (figure13).

PLUTON NORD

Le faciès de bordure du pluton nord présente une structuration semblable à celle du pluton sud. Le faciès principal du pluton nord montre des structures magmatiques et des structures de déformation à l'état solide (co-structuration) dans une zone de cisaillement qui occupe le centre du pluton nord et qui sera décrite plus loin.

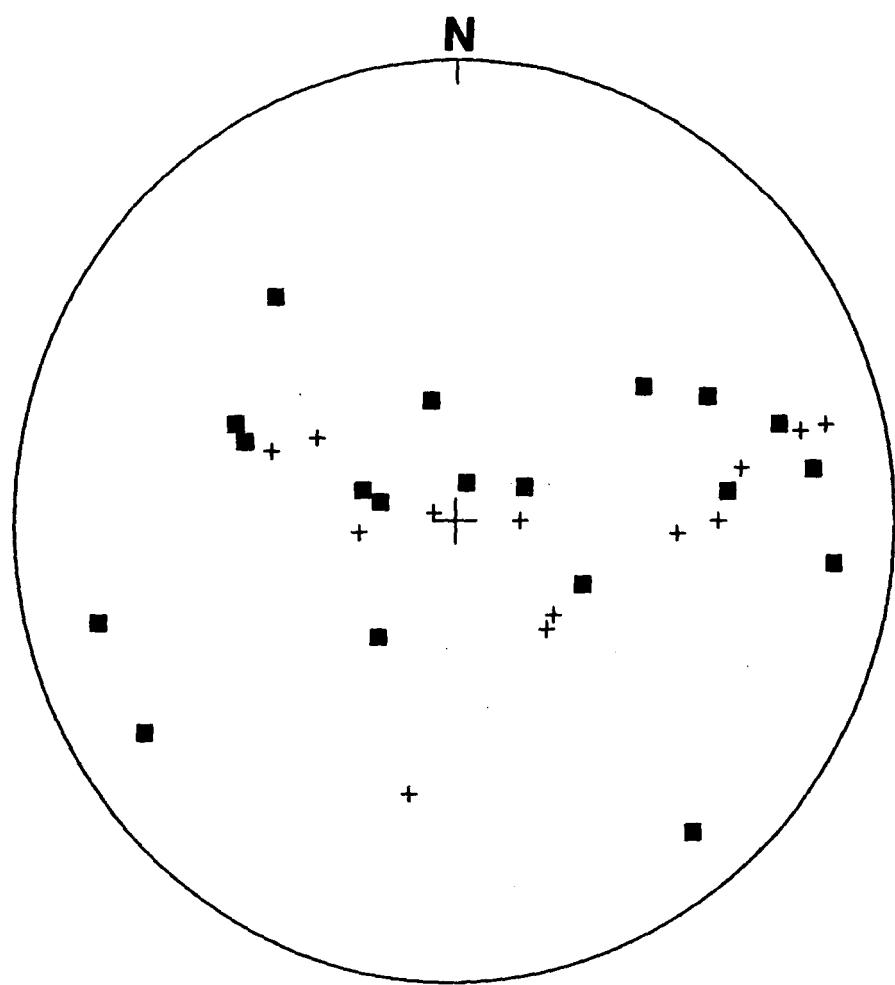


Figure 12: Projection stéréographique de la linéation magmatique (■ 19) et de la linéation d'étirement (+13). Projection de Wulff, hémisphère inférieur.

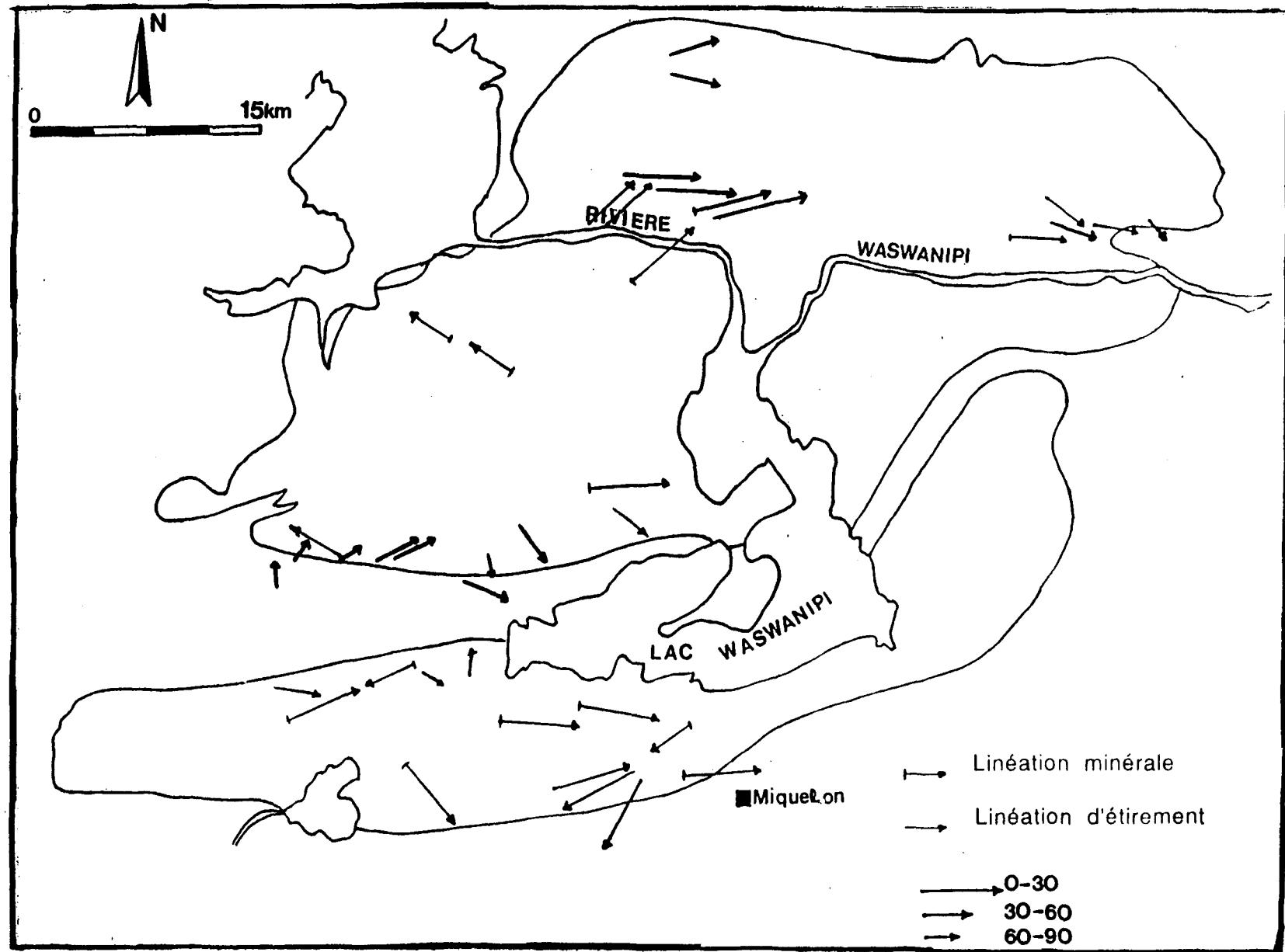


Figure 13: Carte des linéations du batholite de Waswanipi.

FACIES PRINCIPAL

Fabrique planaire

La granodiorite montre des fabriques planaires à l'état magmatique, presque partout dans le pluton (figure 9 et 11). En effet les grains de quartz sont équants et le plagioclase montre des macles typiques des granitoïdes non déformés. Le cœur du pluton, avec le faciès granodioritique pegmatitique, ne montre pas d'évidence de déformation à l'état solide et tous les minéraux ont des habitus primaires. Les enclaves contenues dans ce faciès principal sont très déformés et bien structurés à l'état solide. Partout dans le faciès principal, sauf dans la zone de cisaillement, les fabriques planaires sont magmatiques. Les fabriques planaires magmatiques du faciès principal sont généralement EW avec un pendage de 45 à 90°.

Fabrique linéaire

La fabrique linéaire observée dans le faciès principal est soulignée par un alignement des biotites et des enclaves. Au centre du pluton (figure 13) la linéation minérale a une direction WNW-ESE avec un plongement moyen de 30 à 60° vers le nord et parfois vers le sud.

LE COULOIR DE CISAILLEMENT

Le couloir de cisaillement est orienté EW au nord du pluton nord. Il possède une largeur de 3 à 4 kilomètre et une extension qui se propage au-delà des limites du pluton (figure 14). Ce couloir de cisaillement se caractérise par l'injection de phase granodioritique

dans les phases dioritiques (planche 12a). La granodiorite est peu déformée à non déformée et montre des grains de quartz allongés mais non déformés. Ceci suggère une mise en place syndéformationnelle. Par contre, la diorite montre des microstructures de déformation à l'état solide, avec des biotites et des hornblendes très déformées et étirées. Les enclaves (*in situ*) sont très écrasées et montrent un emboîtement les unes contre les autres (planche 12b). La linéation d'étirement est subhorizontale (figure 14) avec un plongement de 10 à 30°. Cette linéation est marquée surtout par l'alignement des minéraux mafiques (biotite et hornblende). Une co-structuration de la foliation magmatique et de la foliation à l'état solides est observée à l'intérieur de ce couloir de cisaillement.

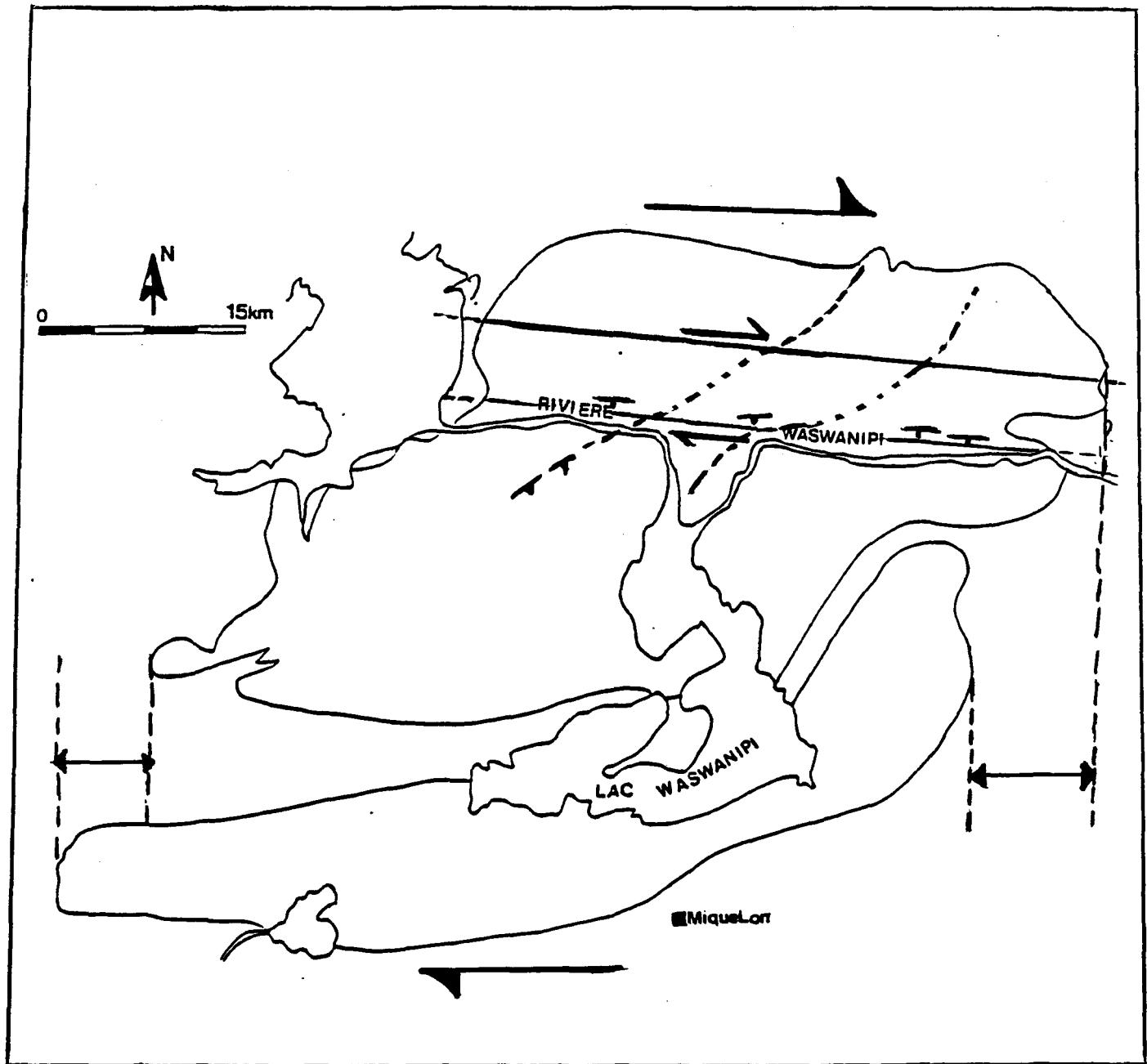
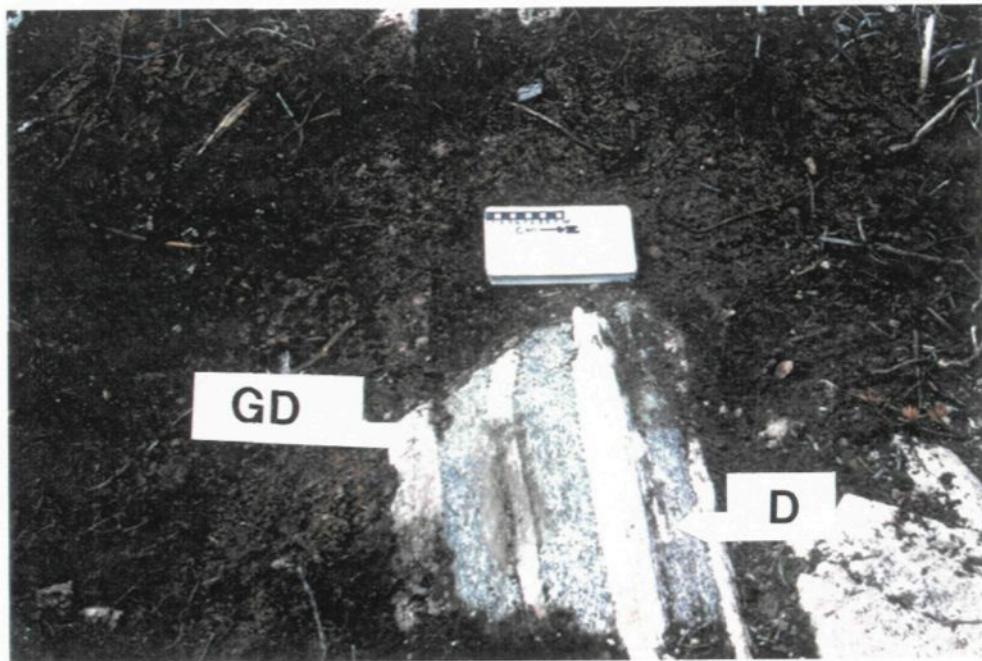


Figure 14: Carte de localisation de la zone (couloir) de cisaillement. Noter le contrôle de la géométrie des structures dans le pluton nord par la structure dans la zone de cisaillement. Cet aspect suggère un mouvement dextre. Noter également le basculement du pluton nord vers l'E et pluton sud vers l'W qui est compatible avec le mouvement dextre dans le batholite (les lignes pointillées représentent l'attitude de la foliation compatible avec la zone de cisaillement).

Planche 12: Zone de cisaillement

- a) Zone de cisaillement EW; noter l'injection de la granodiorite (GD) dans la diorite (D).
- b) Ensemble d'enclave (in situ) très déformées à l'état solide dans la zone de cisaillement. Noter l'emboîtement des enclaves les unes contre les autres.

a



b



INDICATEURS CINÉMATIQUES

Le couloir ou la zone de cisaillement est orientée grossièrement E-W au nord du platon nord (figure 14) et se caractérise par une linéation à faible plongement (8 à 30°) à laquelle on associe plusieurs critères ou indicateurs cinématiques. Ces indicateurs sont d'échelle macroscopiques et microscopiques, et permettent de proposer un sens du mouvement pour cette zone de cisaillement. Toutes les observations sont faites dans un plan subhorizontal compatible avec les linéations d'étirement.

Critères macroscopiques

Plusieurs critères macroscopiques ont été utilisés et sont décrits ci-après:

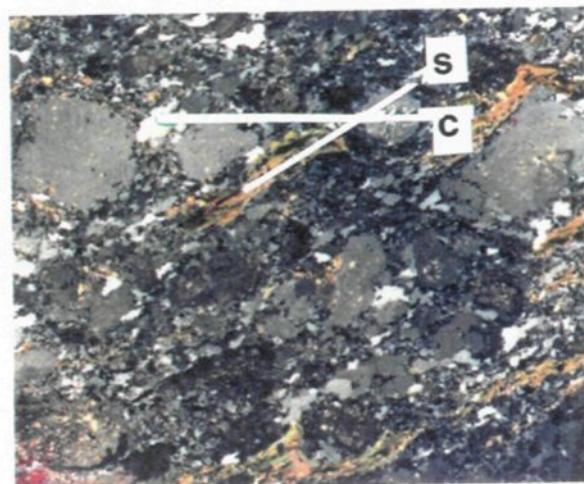
- l'entraînement du filon de quartz (planche 13c) suggère une composante de mouvement dextre par le déplacement le long d'un plan parallèle à la direction de la zone de cisaillement.

- On a également observé l'entraînement dextre d'enclave le long d'une faille subsidiaire d'orientation WNW (planche 13b). On interprète cette faille comme étant synchrone à la zone de cisaillement d'orientation E-W. Ainsi le mouvement dextre observé par entraînement de l'enclave serait lié à cet événement et indiquerait le mouvement dextre dans la zone de cisaillement.

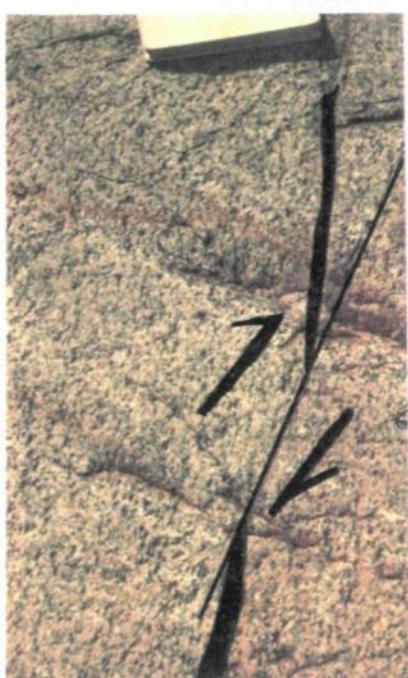
Planche 13: Critères macroscopique et microscopique utilisés comme indicateurs cinématiques (les photographies sont prisent dans un plan subhorizotal).

- a) Critère microscopique montrant le plan de foliation (S) indiqué par l'allongement des biotites et le plan de cisaillement (C), orienté EW, indiqué par l'allongement du quartz. L'entraînement de S sur C donne un mouvement dextre (1 cm= 0.3 mm).
- b) Exemple d'entraînement dextre (flèche noir) d'une enclave le long d'une faille (noircie sur la photo) orientée WNW dans la zone de cisaillement EW.
- c) Entrainement d'un filon de quartz dans le couloir de cisaillement suggérant un mouvement dextre (flèche en noir)

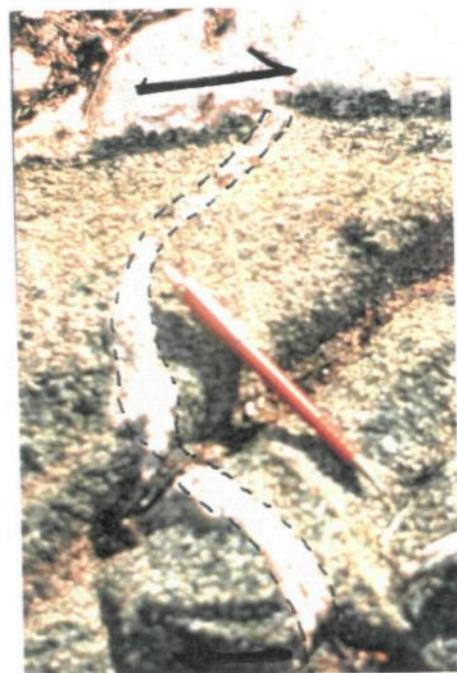
a



b



c



La fabrique C/S (Berthé *et al.* 1979) exprime l'angle entre le plan de cisaillement (C) et le plan de la foliation (S). Les shear bands ou ECC (Extensional crénulation cleavage, Platt 1979) ou bande C' (Vauchez 1987) représente la bande de cisaillement synthétique développée à un faible angle par rapport à la zone de cisaillement principale. La fabrique C/S et les bandes C' sont des indicateurs cinématiques communs (Behrman 1987).

Dans le batholite de Waswanipi on observe des bandes C' dans le faciès dioritique au niveau de la zone de cisaillement. La rotation de la foliation (S) sur la bande de cisaillement (C') nous suggère un mouvement dextre (planche 14 a et b).

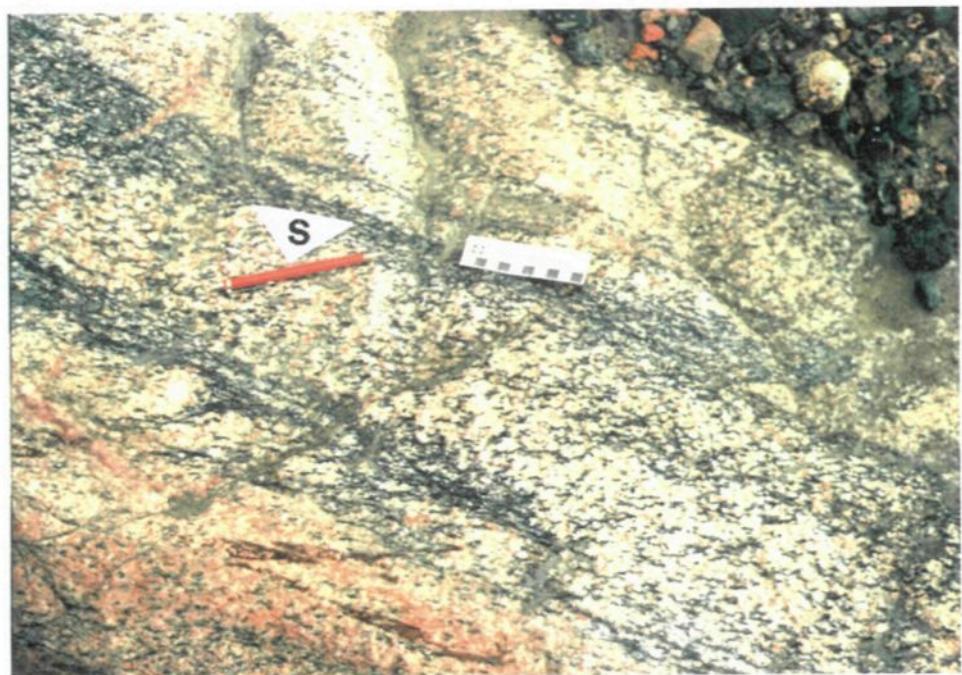
Critère microscopique

Dans une lame coupée dans le plan horizontal (parallèle à la linéation) la fabrique C/S est également observée de façon microscopique. La bande C parallèle à la direction de la zone de cisaillement principale est indiquée par l'alignement du quartz. La fabrique S est indiquée par l'allongement des minéraux ferromagnésiens. L'entraînement du plan de la foliation (S) sur le plan de cisaillement (C) suggère un mouvement dextre (planche 13a).

Planche 14: Photographies illustrant les bandes C'

- a) Plan de foliation (S) indiqué par les biotites et les hornblendes.
- b) Bande de cisaillement (C') orienté WNW. La rotation de S sur C' suggère un mouvement dextre.

a



b



SOMMAIRE

Le pluton sud présente des structures et un faciès principal légèrement différent du pluton nord. Les orientations préférentielles sont généralement est-ouest dans les deux cas avec un pendage plus prononcé vers le sud pour le pluton sud. Ce dernier n'est pas affecté ni par une foliation à l'état solide ni par la schistosité régionale à l'exception de son faciès de bordure. Ceci suggère une mise en place plutôt synchrone avec le pluton nord, vu leurs formes semblables. Une zone de cisaillement est présente dans le pluton nord, c'est une zone à faille verticale et à mouvement subhorizontal. Ce cisaillement été actif pendant la mise en place et il a donc possiblement contrôlé la mise en place de la masse granodioritique. Une mise en place liée à l'activité tectonique et suggérant que les grandes failles verticales constituent le conduit utilisé par le magma granodioritique est proposé. En effet les effets gravitationnels ne sont pas suffisant pour faire monter le magma granodioritique à travers des roches dioritiques et tonalistiques.

On remarque qu'au fur et à mesure qu'on s'approche du couloir de cisaillement localisé dans la partie nord du batholite, la foliation magmatique, et la linéation minérale dans le faciès principal, tendent à se paralléliser avec la foliation et la linéation (respectivement) dans la zone de cisaillement (figure 14) et l'intensité de la déformation à l'état solide augmente progressivement. À l'échelle du batholite de Waswanipi, on remarqué une évidence qui nous suggère un mouvement dextre. Effectivement on note que le pluton nord est basculé vers E alors que le pluton sud s'enfonce vers l'W (figure 14).

Chapitre IV

GÉOCHIMIE

INTRODUCTION

Un total de 23 échantillons ont été choisi pour l'analyse géochimique. Ces échantillons sont considérés représentatifs du batholite et sont pris loin des zones riches en enclaves et en pegmatites. Les 23 échantillons proviennent des deux plutons. La figure 15 montre la localisation des échantillons analysés.

Les analyses d'oxydes majeurs, et certains éléments traces (Ni, Rb, Sr, Y, Zr, Nb et U) ont été effectuées par fluorescence X à l'Université McGill à Montréal. Les résultats des analyses des terres-rares (REE) et quelques autres éléments tel que Sc, Cr, Co, Cs, Ba, Ta, Th et U furent obtenues par activation neutronique au laboratoire de l'Université du Québec à Chicoutimi, selon la méthode décrite par Bédard et Barnes (1990). La valeur de l'U présentée dans les tableaux d'analyses est également produite par l'activation neutronique.

Cette étude géochimique a été réalisée pour caractériser les deux plutons et déterminer s'il y a un certain lien génétique entre les deux tout en essayant de caractériser l'environnement tectonique de mise en place du batholite. La composition normative, les pourcentages d'oxydes et la teneur en éléments traces et REE de chacun des échantillons analysés, sont regroupés sous forme de tableau pour les deux plutons (annexe 2). La normalisation adoptée est celle de Haskin *et al.* (1968), de Rock (1987) et de Andier et Grevasse (1988).

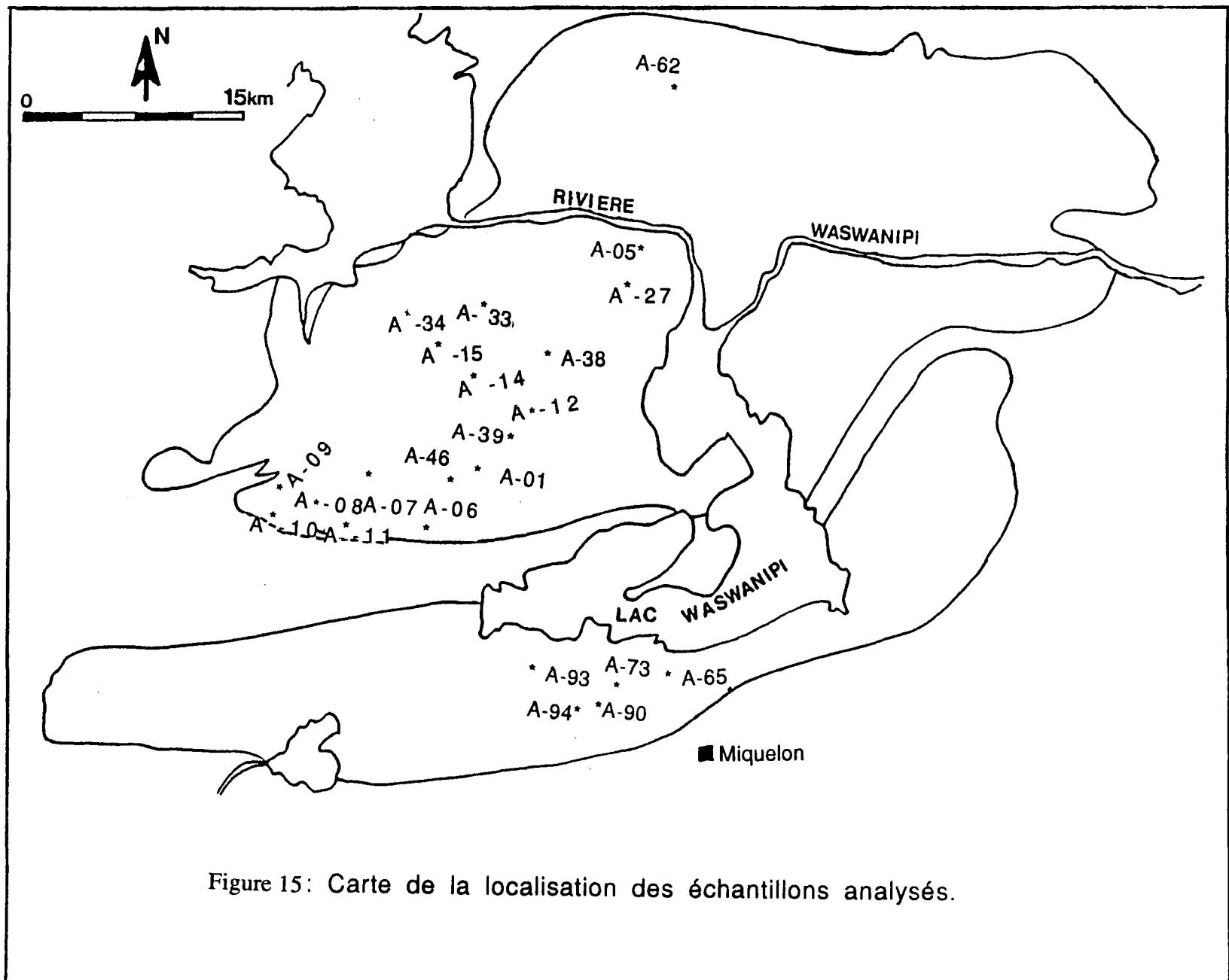


Figure 15: Carte de la localisation des échantillons analysés.

CARACTÉRISATION CHIMIQUE DES DEUX PLUTONS

INTRODUCTION

Certaines analyses n'ont pas été utilisées dans les diagrammes de caractérisation chimique du pluton nord. Il semble que ces échantillons ont été affectés par la contamination de roches sédimentaires, ou bien par des volatiles. Ces échantillons sont les suivants: A-08, A-09 du faciès de bordure et A-12, A-38 et A-39 du faciès principal.

Dans le pluton sud quatre échantillons ont été analysés. Ils sont regroupés sous le nom de pluton sud et sont caractérisés par une faible teneur en SiO_2 . Le pluton nord est, pour sa part, subdivisé en deux groupes: i) groupe I, qui regroupe les échantillons de bordure (tonalitique: A-06, A-07, A-10 et A-11) du pluton, caractérisé par une teneur en SiO_2 comprise entre 67 et 70%; ii) groupe II, qui rassemble les échantillons granodioritiques plus riches en SiO_2 (supérieur à 70%) et donc plus fractionné par rapport au groupe précédent. Le groupe II est subdivisé en deux, groupe IIA et groupe IIB en raison de leurs différences de teneur en terres-rares. On remarque qu'il y a une évolution chimique du pluton sud vers le groupe I, groupe IIA et groupe IIB du point de vue SiO_2 et en d'autres éléments qu'on va voir par la suite.

DESCRIPTION DES RÉSULTATS ET DIAGRAMMES

OXYDES MAJEURS

Les éléments majeurs comme SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 (total), MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O et P_2O_5 sont présentés comme des oxydes dans la description de la géochimie du batholite de Waswanipi. Généralement ce batholite est pauvre en MgO (<2.18%), et en CaO (<4.20% , annexe 2). Il est plus au moins riche en alcalin ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 10\%$). La composition en oxydes est en général différente entre les deux plutons. Une faible variation est observée dans le pluton sud. Effectivement la teneur en Al_2O_3 est plus élevée dans ce dernier (18 à 18.5 %), tandis que la teneur en silice n'est pas très élevée (annexe 2).

Diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 et diagramme AFM

Dans le diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 (Irvine et Baragar 1971) (figure 16), les analyses du batholite de Waswanipi se situent dans le domaine subalcalin.

Le diagramme AFM (Irvine et Baragar 1971) permet de voir que les roches du pluton sud se situent dans le domaine calco-alcalin (figure 17), les analyses du pluton nord se projettent en deux concentrations: i) une majorité dans le domaine calcoalcalin, ii) une concentration plus faible dans le domaine tholéïitique et qui touche au domaine calco-alcalin (figure 17). La plupart de ces analyses tombent dans le domaine calco-alcalin. Pour mieux illustrer le problème des échantillons qui se situent dans le champ tholéïitique, les diagrammes araignés ont été utilisés.

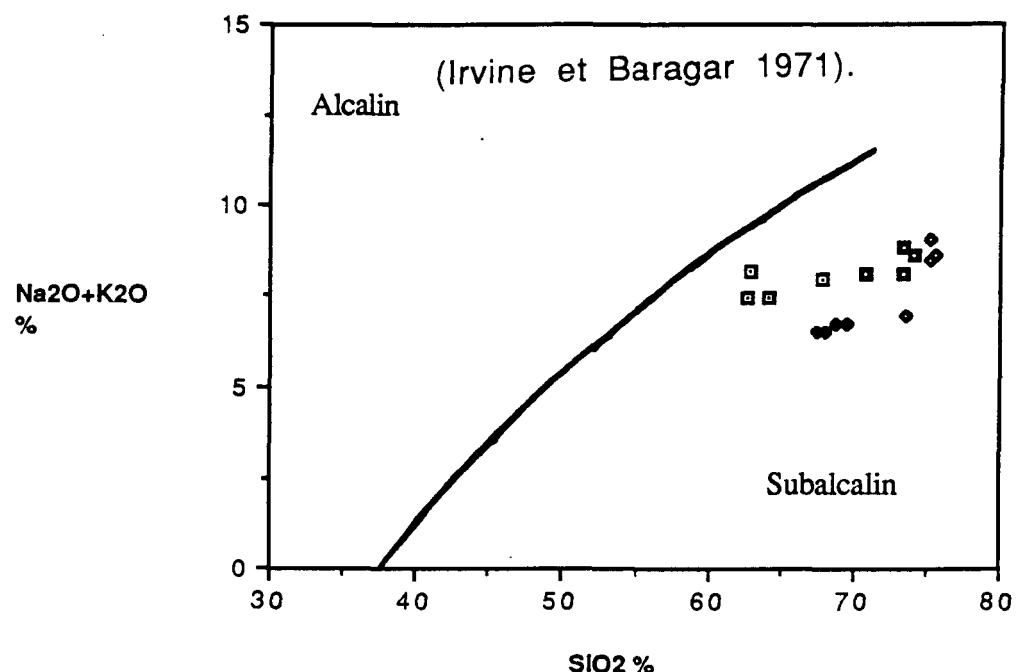


Figure 16: Diagramme alcalins vs SiO_2 du batholite de Waswanipi. Tous les échantillons coincident avec le domaine subalcalin. Symboles: \square = pluton sud; pluton nord: \bullet = groupe I; \blacksquare = groupe II A; \circ = groupe II B.

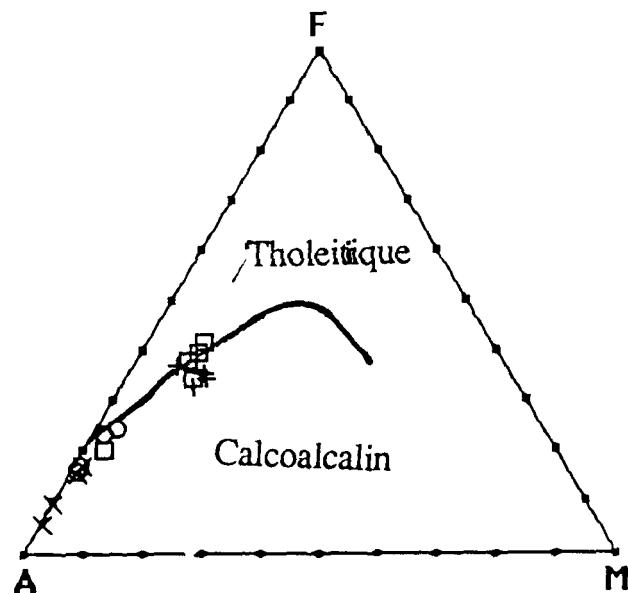


Figure 17: Diagramme AFM (Irvine et Baragar 1971). A= $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$; F= FeO (calculé) + 0.8998 $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$; M= MgO . Symboles: + = pluton sud; pluton nord: □ = groupe I; ○ = groupe IIA; x = groupe IIB.

ÉLÉMENTS TRACES

Diagrammes araignés

Les diagrammes araignés (figures 18, 19, 20 et 21) des suites calcoalcalines montrent en général des patrons ayant une pente négative avec une anomalie négative en Nb et en Ta. Les analyses du platon sud (Figure 18) montre un patron à pente négative et une anomalie négative en Nb et en Ta et des teneurs élevées en Sr et Ba. Le platon nord montre deux types de patrons. Le groupe I et groupe IIA ont un patron semblable à ceux des suites calcoalcalines (figure 19 et 20). Le groupe IIB a un patron avec une pente négative et une anomalie négative en Nb (figure 21). Presque tous les patrons du platon montrent des anomalies négatives en Ti et positive en Sr et Ba. Parfois des anomalies négatives ou positives en P et Th sont observées.

Diagrammes des terres-rares (REE)

A partir du diagramme REE normalisé par rapport aux chondrites (figure 22), On note que le platon sud possède une richesse en terres-rares en général et particulièrement en terres-rares légères ($La/Sm_n = 3.3$ en moyenne) comparativement aux terres-rares lourdes ($La/Lu_n = 5$ à 25). Une anomalie positive en Eu est bien marquée par deux échantillons de ce platon (figure 22). Pour le platon nord, le groupe I montre un spectre de terres-rares très penté ($La/Lu_n = 24$ (figure 23) et un enrichissement en REE en général. Le rapport $La/Sm_n = 3$ indique un enrichissement en terres-rares légères relativement aux terres-rares lourdes. Une anomalie négative en Eu est observé pour deux échantillons ($Eu/Eu^{*}_{A-11} = 0.7$), alors qu'elle est absente pour deux autres échantillons (figure 23). Le groupe II, plus fractionné, est riche en terres-rares en général. Ce dernier est subdivisé en deux. Le groupe IIA est riche en terres-rares légères (figure 24) relativement au terres-rares lourdes ($La/Sm_n = 10.28$ et

possède une anomalie négative prononcé en Eu pour un échantillon ($\text{Eu/Eu}^*=0.52$). Pour le groupe IIB (figure 25), la plupart des spectres sont plus au moins plats du coté des terres-rares lourdes $(\text{La/Lu})_{\text{n}}=0.9$. On observe également un léger enrichissement en terres-rares légères relativement aux terres-rares lourdes $(\text{La/Sm})_{\text{n}}=0.92$. Une anomalie négative en Eu légèrement prononcée par deux échantillons (A-27 et A-62) de ce groupe ($\text{Eu/Eu}^*=0.3$ en moyenne). Les deux sous groupes IIA et IIB manifestent une différence géochimique au niveau de la teneur en SiO_2 , en Al_2O_3 et en terres-rares légères $(\text{La/Sm})_{\text{n}}=10.28$ et 0.92 respectivement (annexe 2).

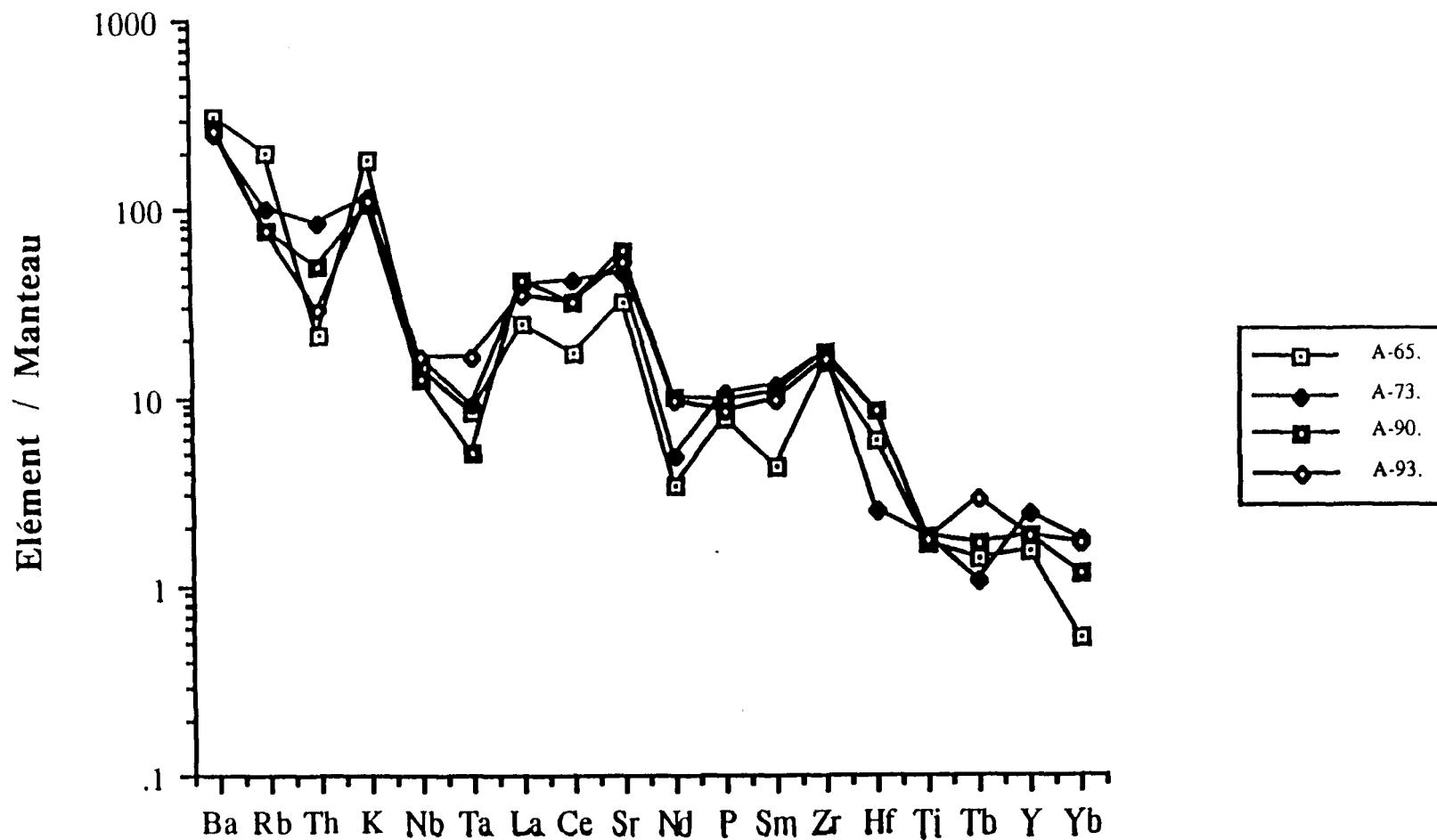


Figure 18 : Diagramme araignée normalisé au manteau des échantillons du pluton sud.
 Tous les échantillons montrent une anomalie négative en Nb, Ta, Ti et Th et une anomalie positive en Sr. Noter le contenu élevé en Ba et Rb par rapport au pluton nord.

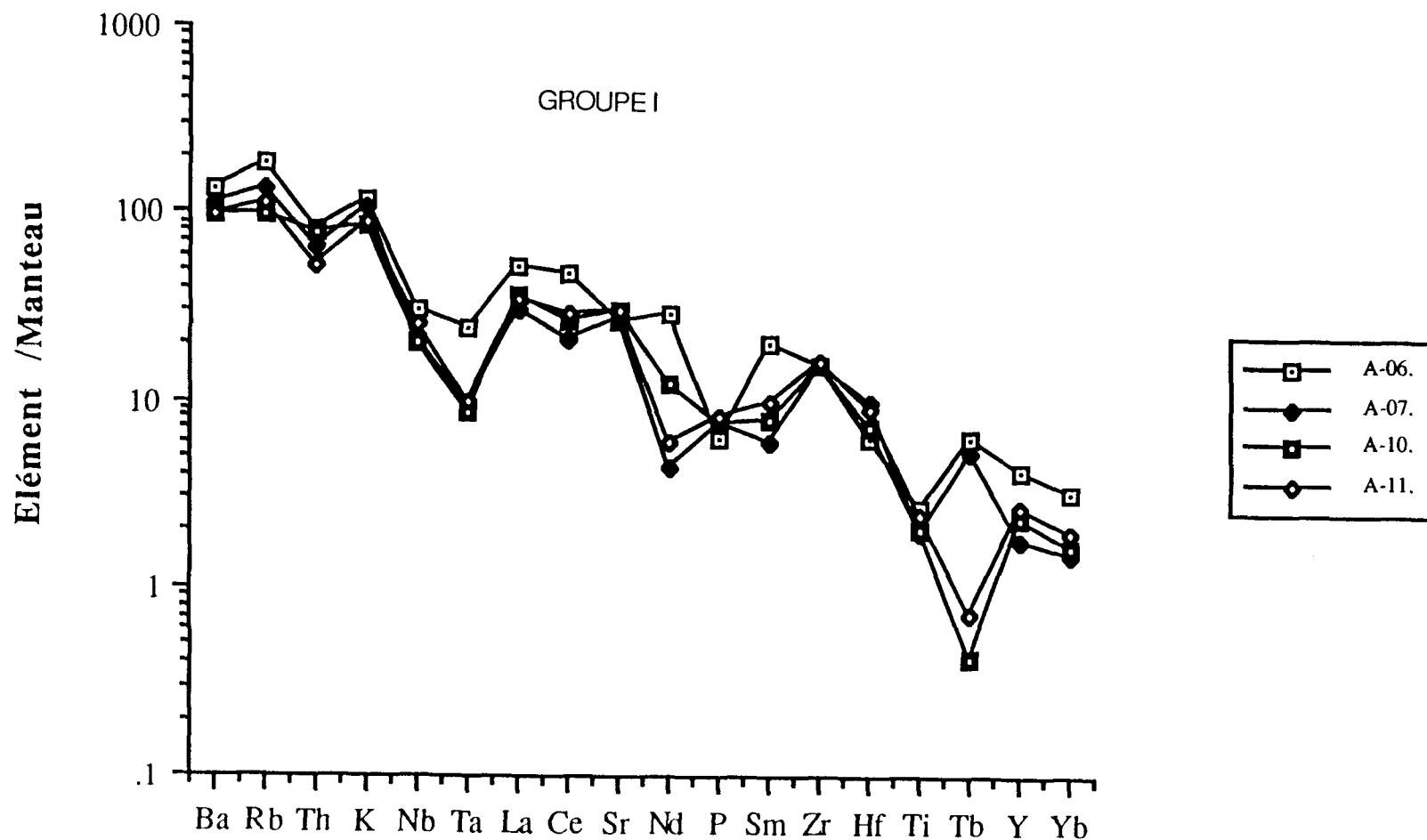


Figure 19 : Diagramme araignée normalisé au manteau des échantillons du groupe I (pluton nord). Tous les échantillons montrent une anomalie négative en Nb, Ta, Ti et en Th. Le contenu en Ba et Rb est faible par rapport au pluton sud.

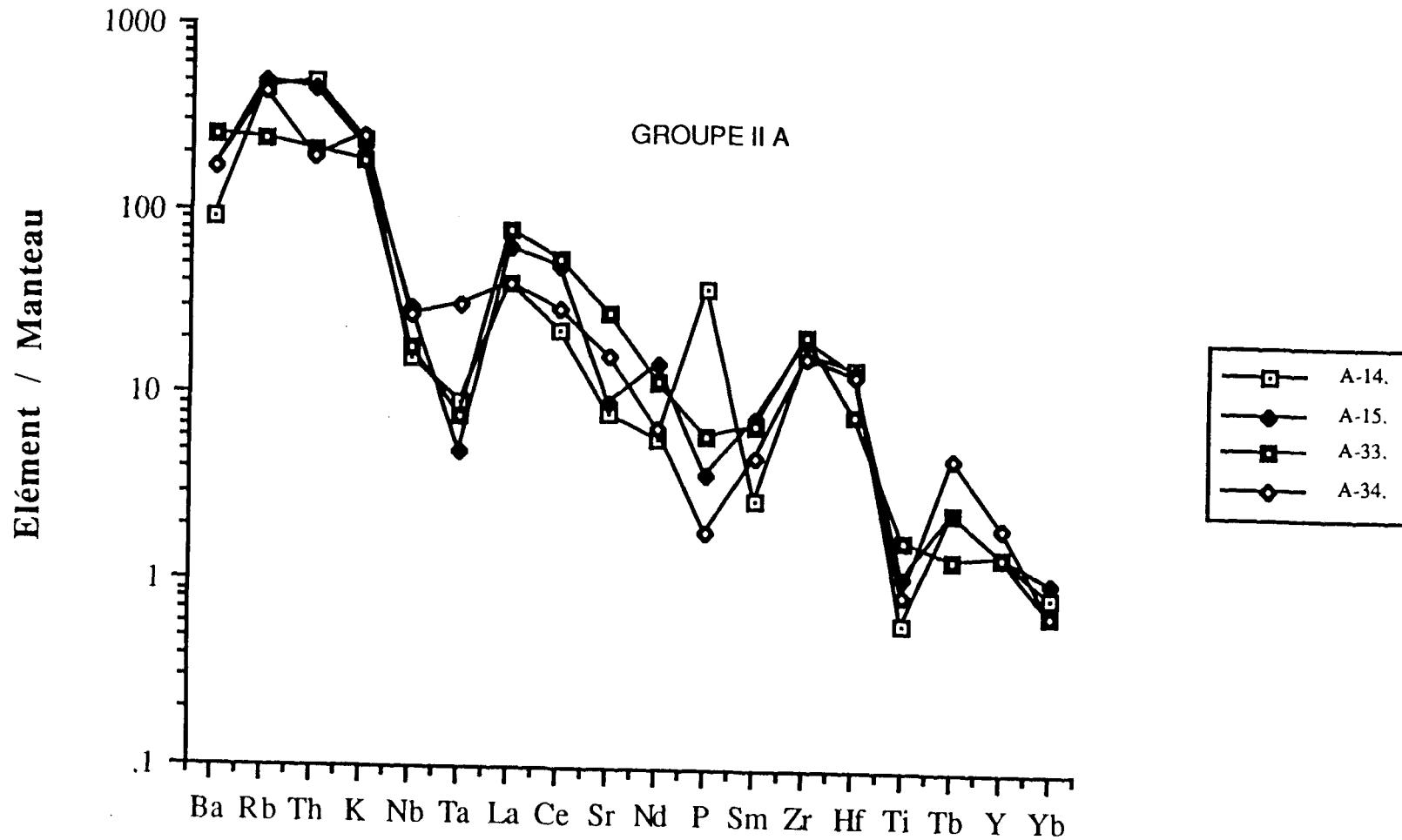


Figure 20: Diagramme araignée normalisé au manteau des échantillons du groupe II A (pluton nord). Tous les échantillons montrent une anomalie négative en Nb, Ta (légèrement en Ta pour A-34) et en Ti. Les échantillons A-14 et A-15 montrent un contenu élevé en Th. Noter l'anomalie en P.

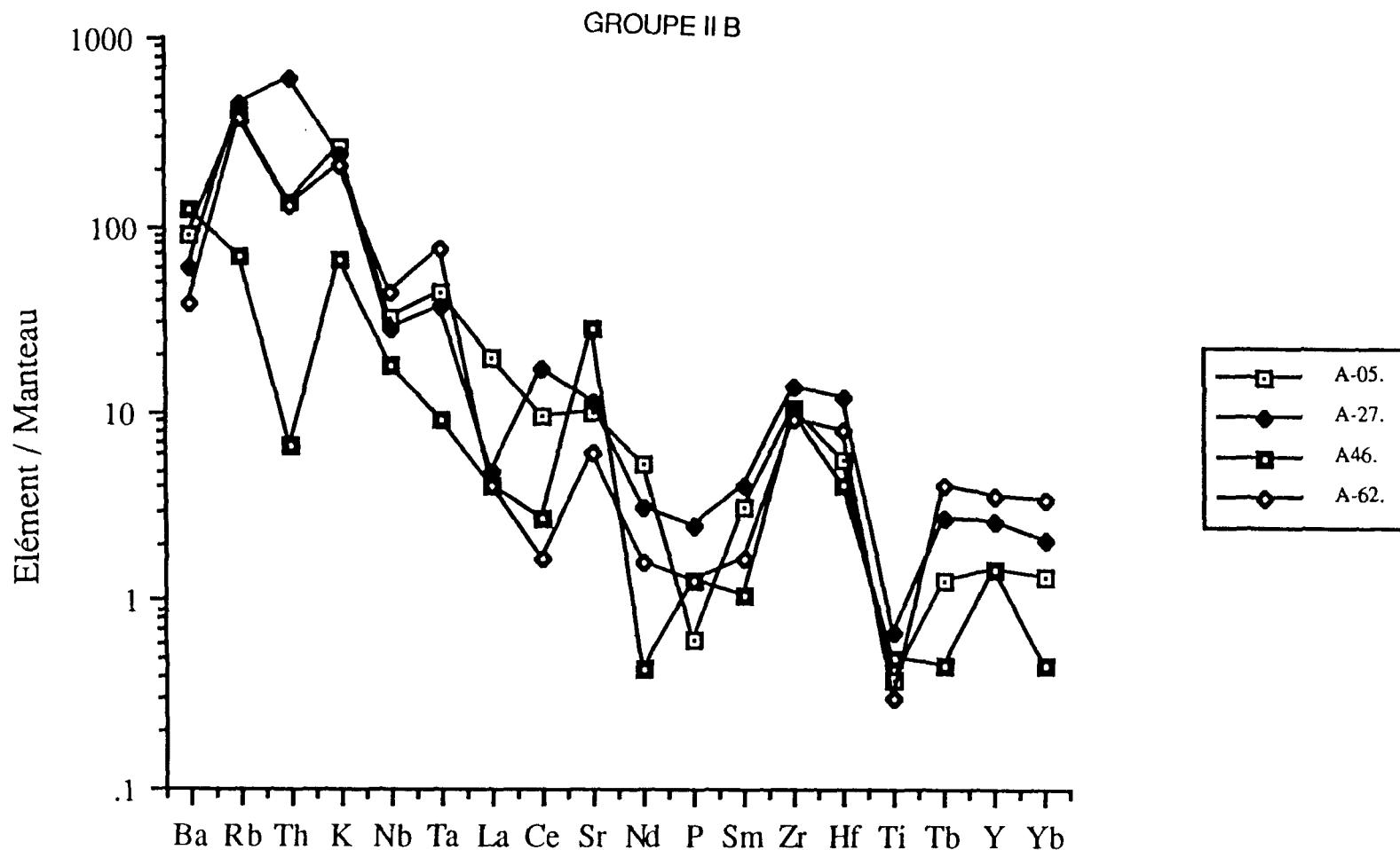


Figure 21: Diagramme araignée normalisée au manteau des échantillons du groupe IIB (pluton nord). Presque tous les échantillons montrent une anomalie négative en Nb_n . La valeur en Ta_n est élevée par rapport à celle de Nb (sauf A-46). Noter l'anomalie en Ti et en Th.

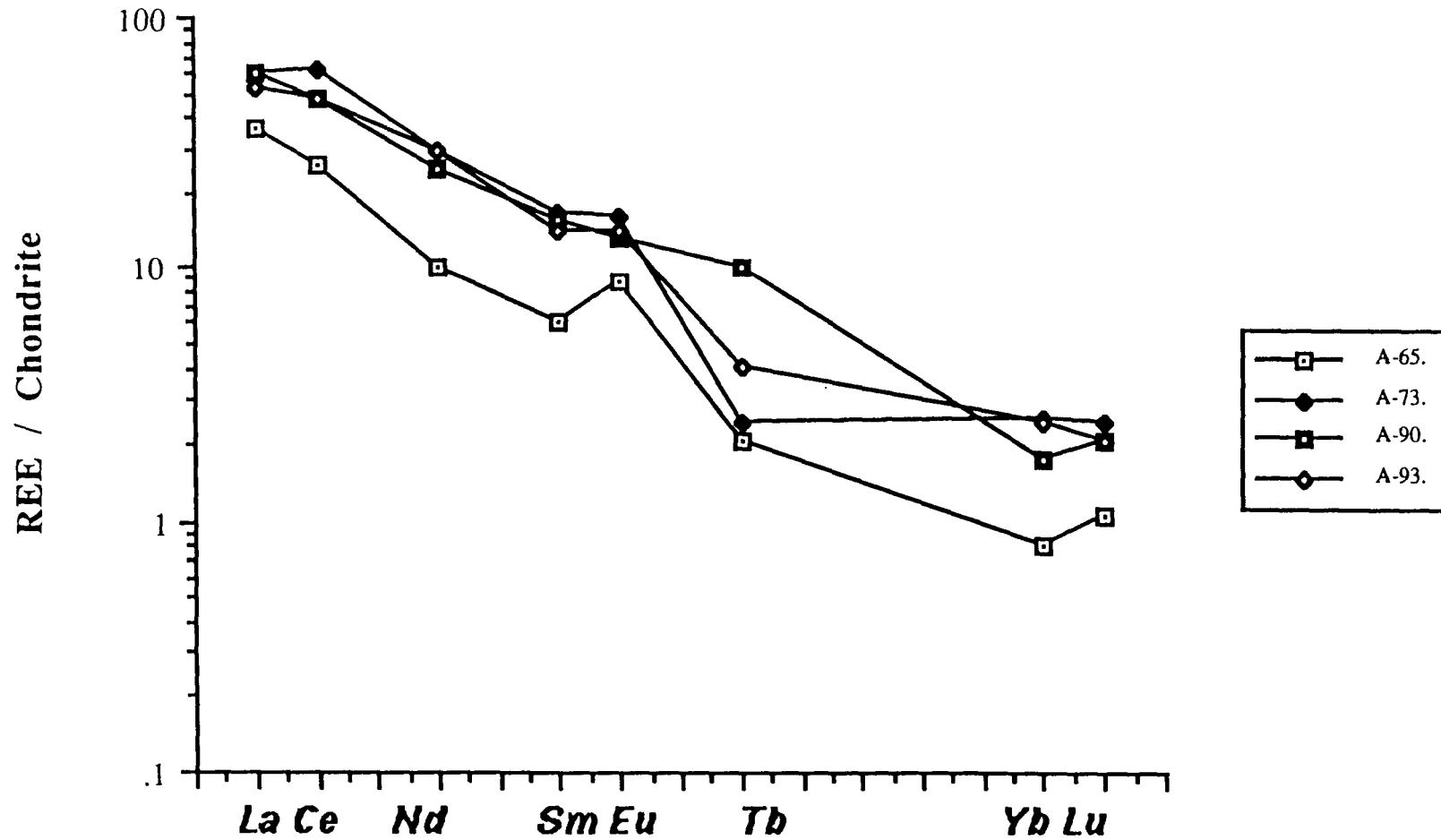


Figure 22: Spectres des terres-rares normalisées aux chondrites pour le faciès principal (pluton sud). Tous les échantillons montrent une anomalie positive en Eu (sauf A-90) et un enrichissement en terres-rares légères relativement aux terres-rares lourdes (la valeur du Nd est estimée entre la valeur de Ce et Sm).

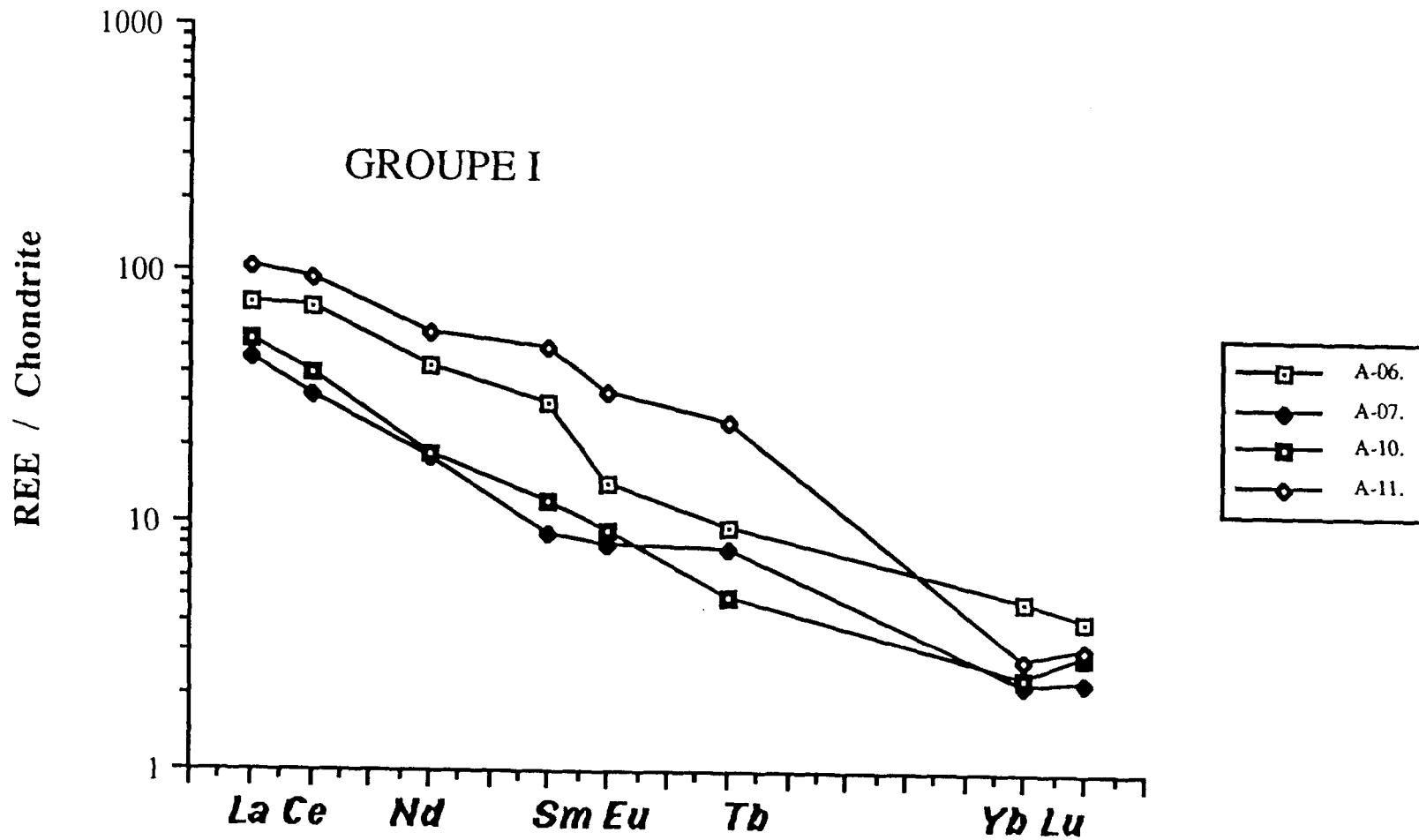


Figure 23 : Spectres des terres-rares normalisées aux chondrites pour le groupe I (pluton nord). Deux échantillons (A-06 et A-11) montrent une anomalie négative en Eu. Noter l'enrichissement en terres-rares légères relativement aux terres-rares lourdes.

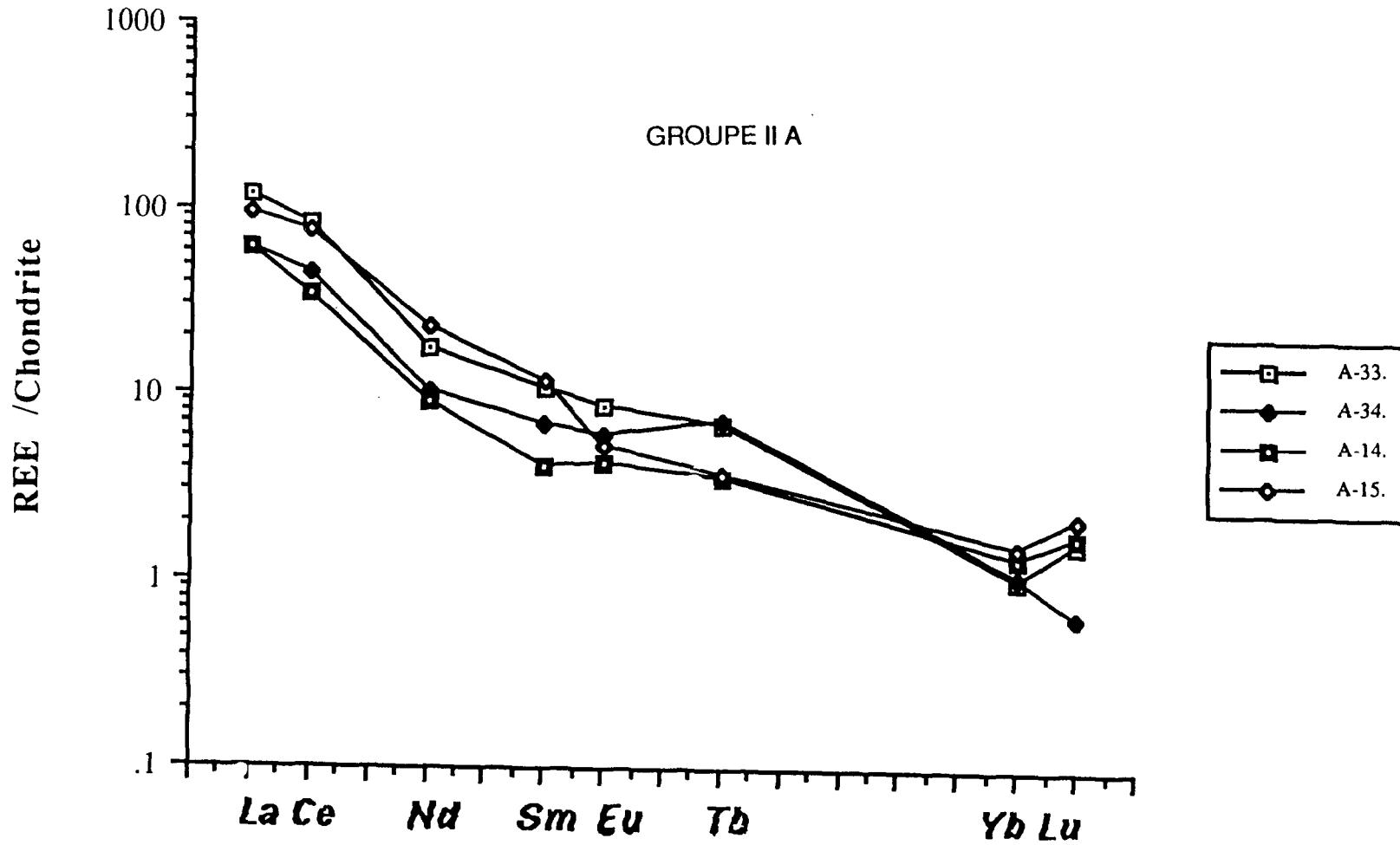


Figure 24: Spectres des terres-rares normalisées aux chondrites pour le groupe IIA (pluton nord). L'anomalie négative en Eu est bien prononcée par l'échantillon A-15. Noter l'enrichissement en terres-rares légères relativement aux terres-rares lourdes et en terres-rares légères par rapport au groupe suivant IIB.

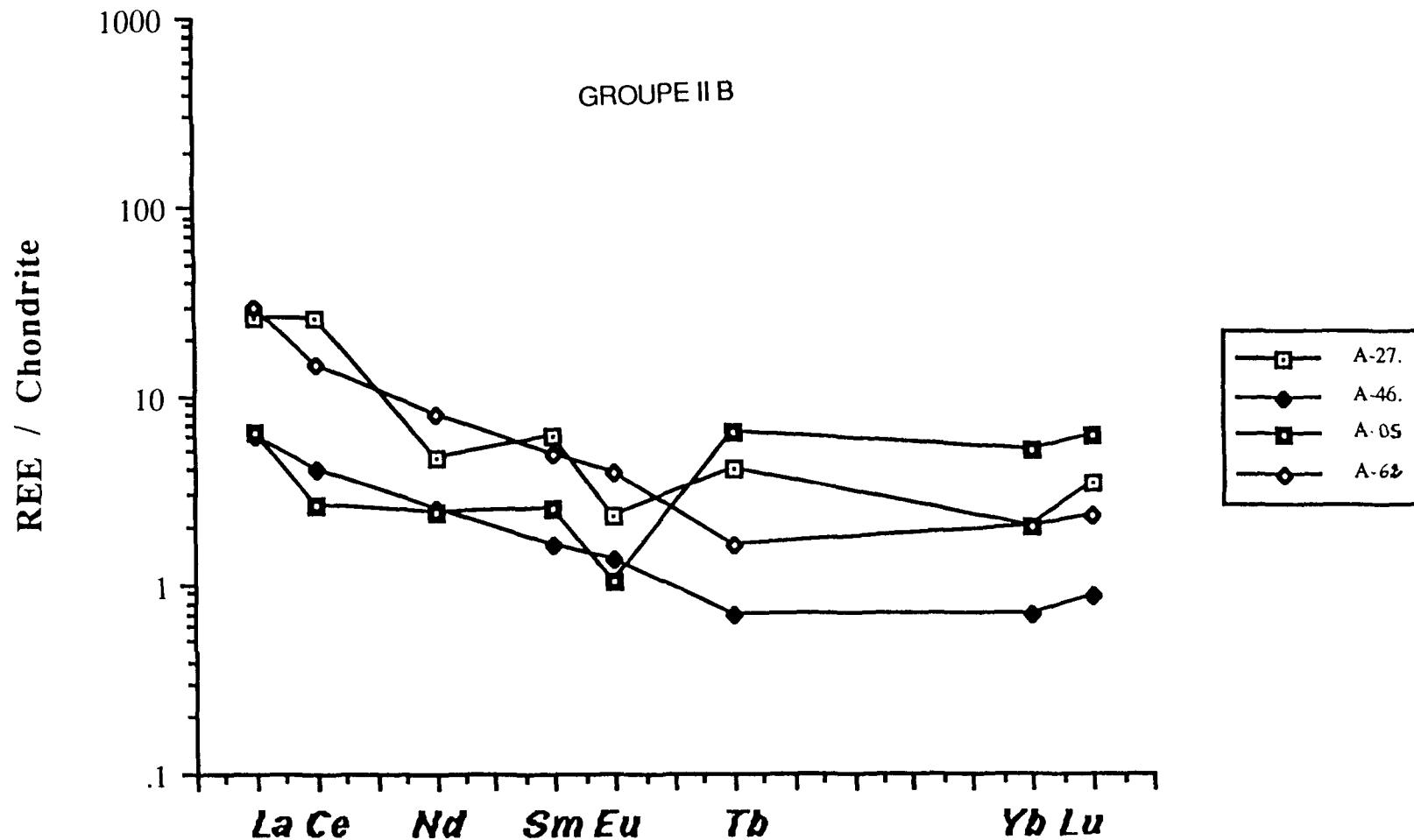


Figure 25 : Spectres des terres-rares normalisées aux chondrites pour le groupe IIB (pluton nord). Quelques échantillons montrent une anomalie négative en Eu (A-27 et A-05). Noter l'allure plate du côté des terres-rares lourdes et l'appauvrissement en terres-rares légères par rapport au groupe IIA (la valeur du Tb est estimée entre celles de Eu et Yb).

Diagramme de Pearce 1984

Pour caractériser l'environnement tectonique, les diagrammes de Pearce et al. (1984) peuvent être utilisés. Les analyses du batholite de Waswanipi, coïncident avec le domaine des granites syn-collisionnels (Syn-COIG) et des granites d'arc volcanique (VAG) dans le diagramme Nb/Y de Pearce et al. (figure 26a). Dans le diagramme Rb vs Yb+Nb et Rb vs Yb+Ta (figure 26 b et c) la plupart des analyses du batholite de Waswanipi tombent dans ou près du domaine VAG (figure 26c). Quelques échantillons du batholite nord, qui sont très riches en Rb apparaissent de justesse dans le domaine des granites syn-collisionnels (Syn-COIG) et sont à la limite des deux domaines. Ces mêmes échantillons sont riches en Ba, Sr et Al_2O_3 relativement aux autres éléments.

INTERPRÉTATION

Le batholite de Waswanipi est d'affinité calco-alcaline (figure 17). On arrive à la même conclusion avec les diagrammes araignées. Les anomalies (Ti, Th, P) observées dans ces diagrammes peuvent être expliquées par la cristallisation ou le fractionnement des phases secondaires (figures 18 à 21). L'anomalie en Ti peut être expliquée par un fractionnement du sphène ou rutile. Les anomalies en P et en Th peuvent, pour leur part s'expliquer par la cristallisation de l'apatite et la monazite respectivement. L'anomalie positive en Sr est liée à la cristallisation du plagioclase. L'anomalie positive en Eu observée dans deux échantillons du pluton sud (figure 22) peut être due à une cristallisation importante du feldspath (plagioclase). Les analyses du pluton sud montrent: i) une faible teneur en SiO_2 (62 à 68%), ii) une forte teneur en Al_2O_3 , CaO et en alcalins, iii) un contenu élevé en Ba, iv) une anomalie en Eu et en Sr.

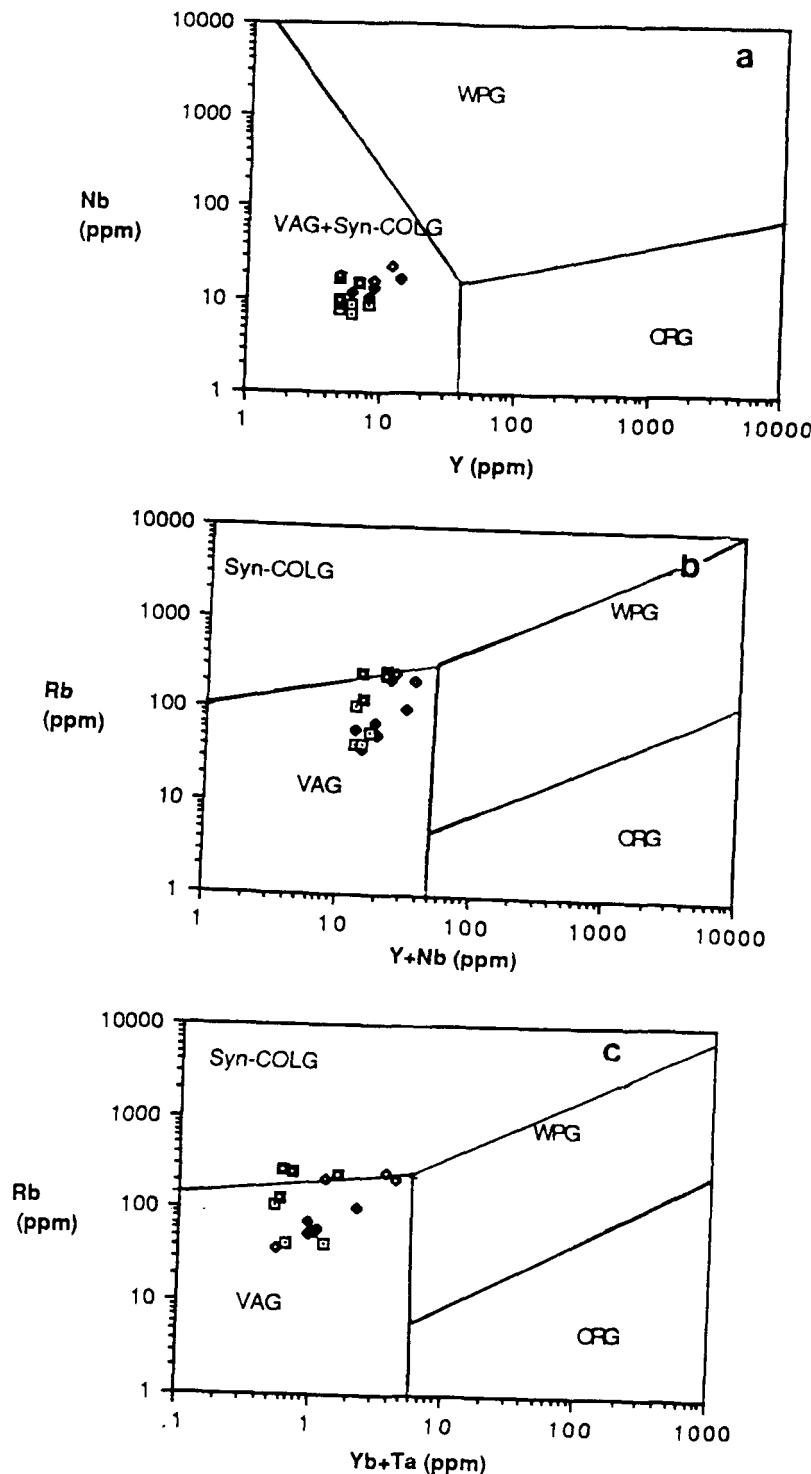


Figure 26: Abondances de (a) Nb vs Y; (b) Rb vs (Y+Nb) et (c) Rb vs (Yb+Ta) projetées dans le diagramme de discrimination tectonique de Pearce *et al* (1984). Domaine Syn-COLG= granite syncollisionnel; WPG = granite intraplaque; VAG = granite d'arc volcanique; ORG = granite de ride océanique. Symboles: \square = pluton sud; pluton nord: \blacklozenge = groupe I; \blacksquare = groupe II A et \blacklozenge = groupe II B. Trois échantillons apparaissent de justesse dans le domaine syn-COLG mais la majorité sont dans le domaine VAG (c).

La biotite et l'apatite peuvent contenir plus de terres-rares que le plagioclase et elles se caractérisent par une anomalie négative en Eu (Gromet et Silver 1983). La présence de biotite et d'apatite vient annuler le faible pic positif en Eu caractérisant le plagioclase dans les échantillons du pluton sud. Par contre le pluton nord montre globalement une anomalie négative en Eu pour quelques échantillons, ce qui suggère probablement que ce dernier constitue une phase plus fractionnée. Ceci explique la faible teneur en Al_2O_3 et en alcalin et le contenu élevé en SiO_2 . Les deux plutons ont en général une teneur semblable en Ba. Ceci suggèrent, bien que les deux plutons sont constitués de phases différentes, qu'ils sont liés génétiquement et pourraient parvenir d'une chambre magmatique commune, malgré leur degré de fractionnement différent.

L'évolution géochimique observée dans le pluton nord montre une augmentation en silice accompagnée par une diminution en aluminium du groupe I au groupe IIB. Cette évolution peut être expliquée par plusieurs modèles. Selon Cawthorn et al. (1976). Une telle évolution peut être due à une contamination secondaire, une assimilation, un transfert des éléments par la phase vapeur, une fusion partielle ou à une cristallisation fractionnée. Dans le cas du batholite de Waswanipi, la phase vapeur ne peut pas expliquer ceci puisque les pegmatites semblent être réparties d'une manière uniforme le long du pluton nord, soit sous forme de dyke et de poche et constituant même le faciès principal. Les échantillons dont la contamination est évidente ont été éliminés. Pour expliquer le degré très haut de la peralumineusité de quelques échantillons (figure 27), un modèle de fusion partielle d'un sédiment très riche en Al_2O_3 et en Rb peut être considéré. La plupart des sédiments archéens sont pauvres en Rb et même sur le terrain nous n'avons pas observé des caractéristiques très convaincantes d'une fusion partielle de sédiment. Tout cela nous amène à croire que la part de la fusion partielle d'un sédiment n'est pas trop importante pour expliquer l'évolution observée dans le batholite de Waswanipi. La présence des enclaves sédimentaires dans le

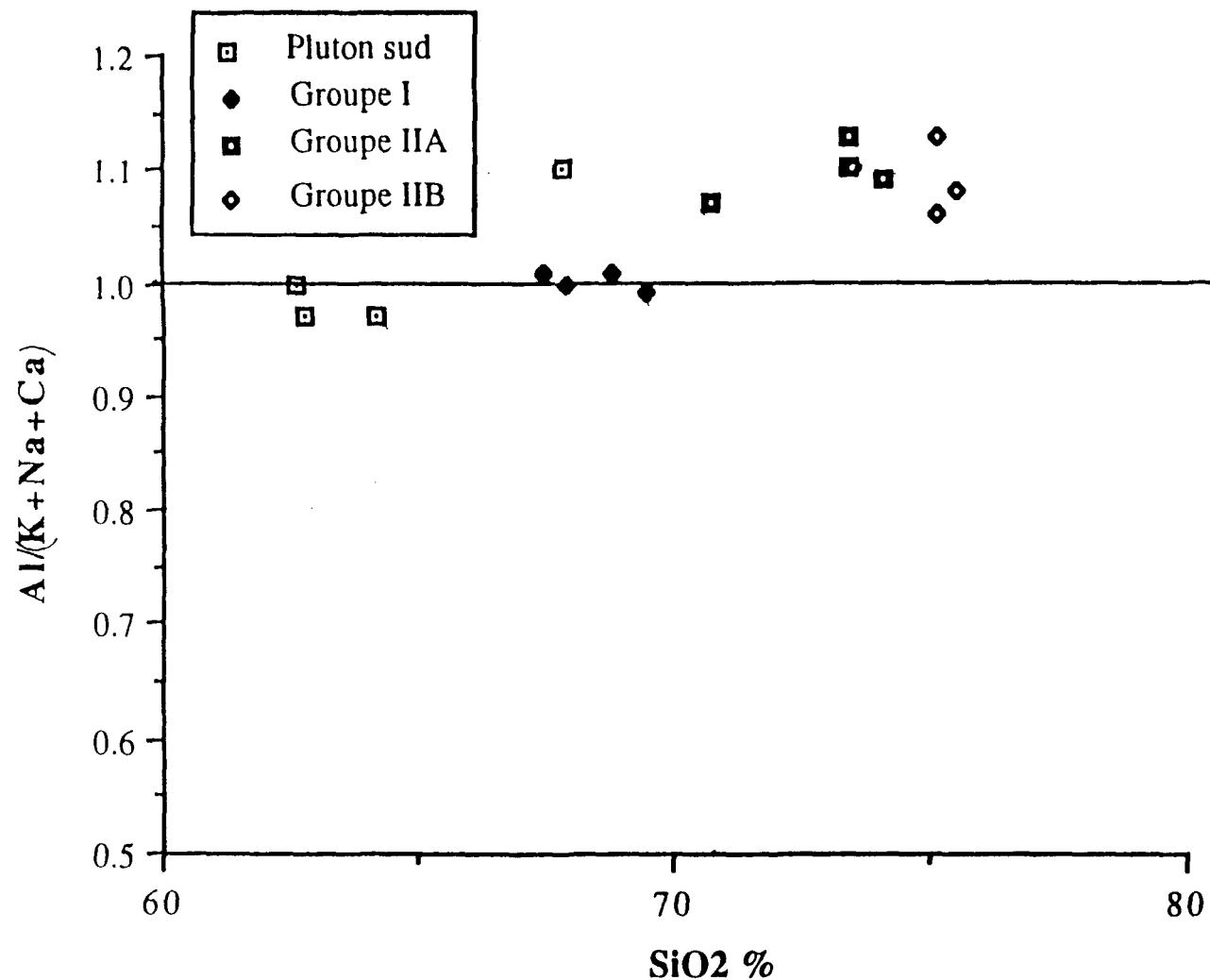


Figure 27: Diagramme binaire $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$ (molaire) vs SiO_2 du batholite de Waswanipi. Les échantillons avec $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO}) < 1$ sont métalumineux alors que ceux > 1 sont peralumineux.

batholite peuvent être le résultat d'une assimilation des sédiments par le magma lors de la mise en place du batholite. Les variations chimiques observées dans un pluton calco-alcalin peuvent être dus à un fractionnement de quelques phases minérales (Cawthorn et O'Hara 1976). Pour la plupart des échantillons analysés dans le pluton nord, ce sont les plus fractionnés qui sont pér alumineux (figure 27), les autres étant métalumineux. Il serait possible de produire une suite pér alumineuse lors de la différentiation par extraction de l'amphibole (Cawthorn et al., 1976 et Abbott et al., 1981). Il est plus probable pour le batholite de Waswanipi d'avoir une action de l'amphibole car plus la roche est différentiée plus elle évolue vers le pôle pér alumineux (figure 27). L'action de l'amphibole dans les variations chimiques du batholite de Waswanipi est très nette (figure 28). En effet en faisant l'extraction de la hornblende (annexe 2) à partir d'un liquide primaire tonalitique (groupe I) on remarque une évolution vers les groupes les plus fractionnés (groupes IIA et IIB). Cependant la même conclusion s'applique si on effectue un fractionnement du plagioclase (figure 29 et 31) (oligoclase #12, annexe 2). L'extraction des deux minéraux aboutit au même résultat (figure 31). Donc le fractionnement de l'oligoclase et de la hornblende, à partir d'un magma parent tonalitique peut expliquer l'évolution géochimique du batholite de Waswanipi. Au sein du groupe II une variation chimique a été noté. Il s'agit de la chute des terres-rares légères accompagnée d'une anomalie en Th (figures 20, 21, 24 et 25) en allant du groupe IIA au groupe IIB [$(La/Sm)_n=10.28$ et 0.92 respectivement] (figures 24 et 25). Ceci peut être expliqué par plusieurs facteurs: i) la perte d'une phase vapeur riche en terres-rares légères (Muecke et Clarke 1981), ii) le fractionnement des minéraux accessoires (l'allanite ou monazite) lors de la différentiation (Miller et Mittlefehldt 1982). Dans le batholite de Waswanipi l'allanite serait le minéral qui peut produire cette dernière évolution en terres-rares du groupe IIA au groupe IIB.

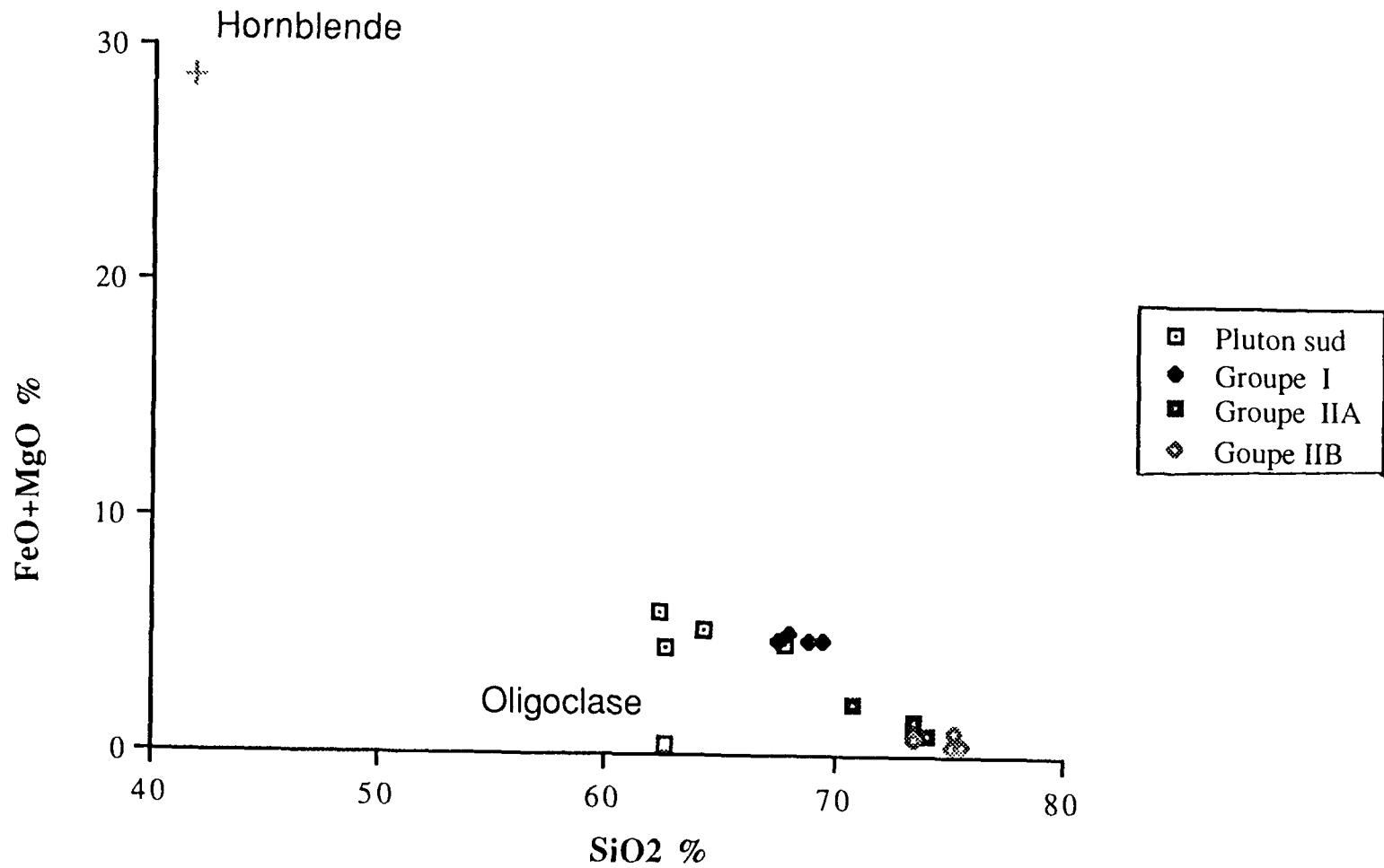


Figure 28: Diagramme binaire FeO+MgO vs SiO₂ du batholite de Waswanipi. Par extraction de hornblende (Hb) (Annexe 2: analyses chimiques de hornblende) on obtient une corrélation négative vers les échantillons les plus fractionnés (groupe II). Un léger décalage est observé pour le pluton sud du à l'action de l'oligoclase (Pl), (pluton sud = groupe I + Hb + Pl).

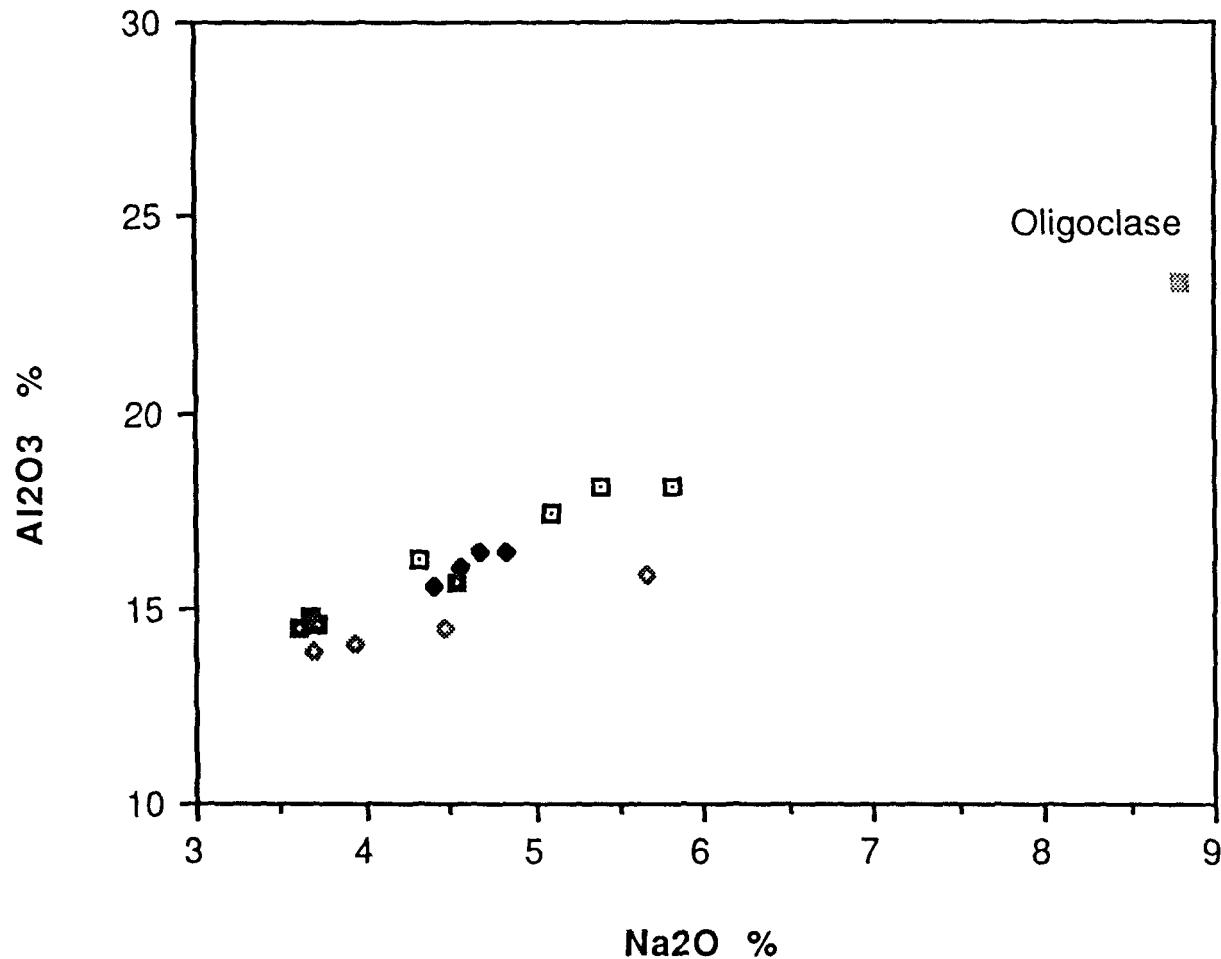


Figure 29: Diagramme binaire Al_2O_3 vs Na_2O du batholite de Waswanipi. Symboles voir figure 28. L'extraction de l'oligoclase (analyses en annexe 2) montre une évolution vers le pôle des phases les plus fractionnées (groupe II) (groupe II = groupe I - Pl).

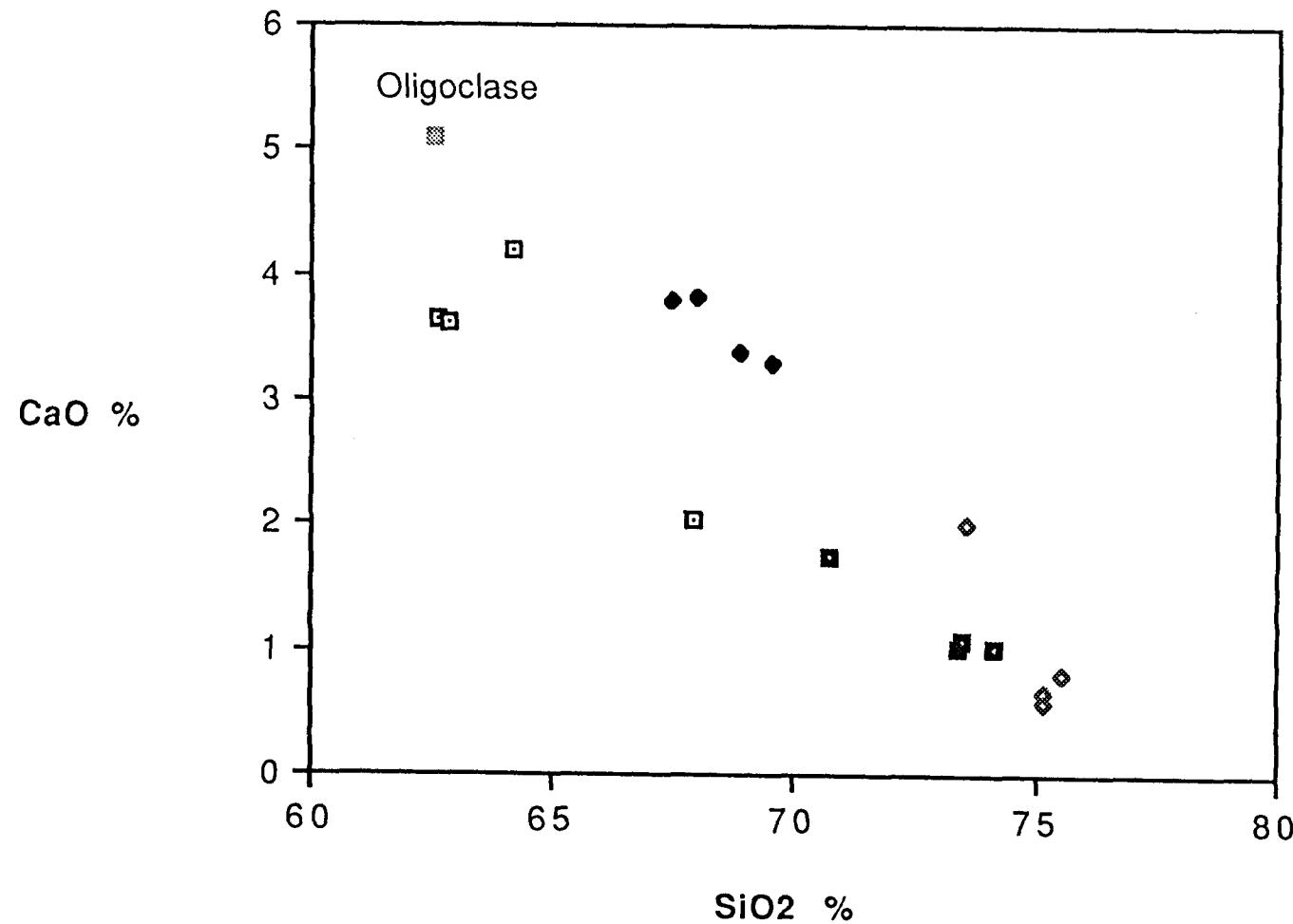


Figure 30: Diagramme binaire CaO vs SiO₂ du batholite de Waswanipi. Symboles voir figure 28. Par extraction de l'oligoclase (analyses en annexe 2) on observe une évolution géochimique vers les plus fractionnées (groupe II) (groupe II = groupe I - Pl et pluron sud = groupe I + Pl).

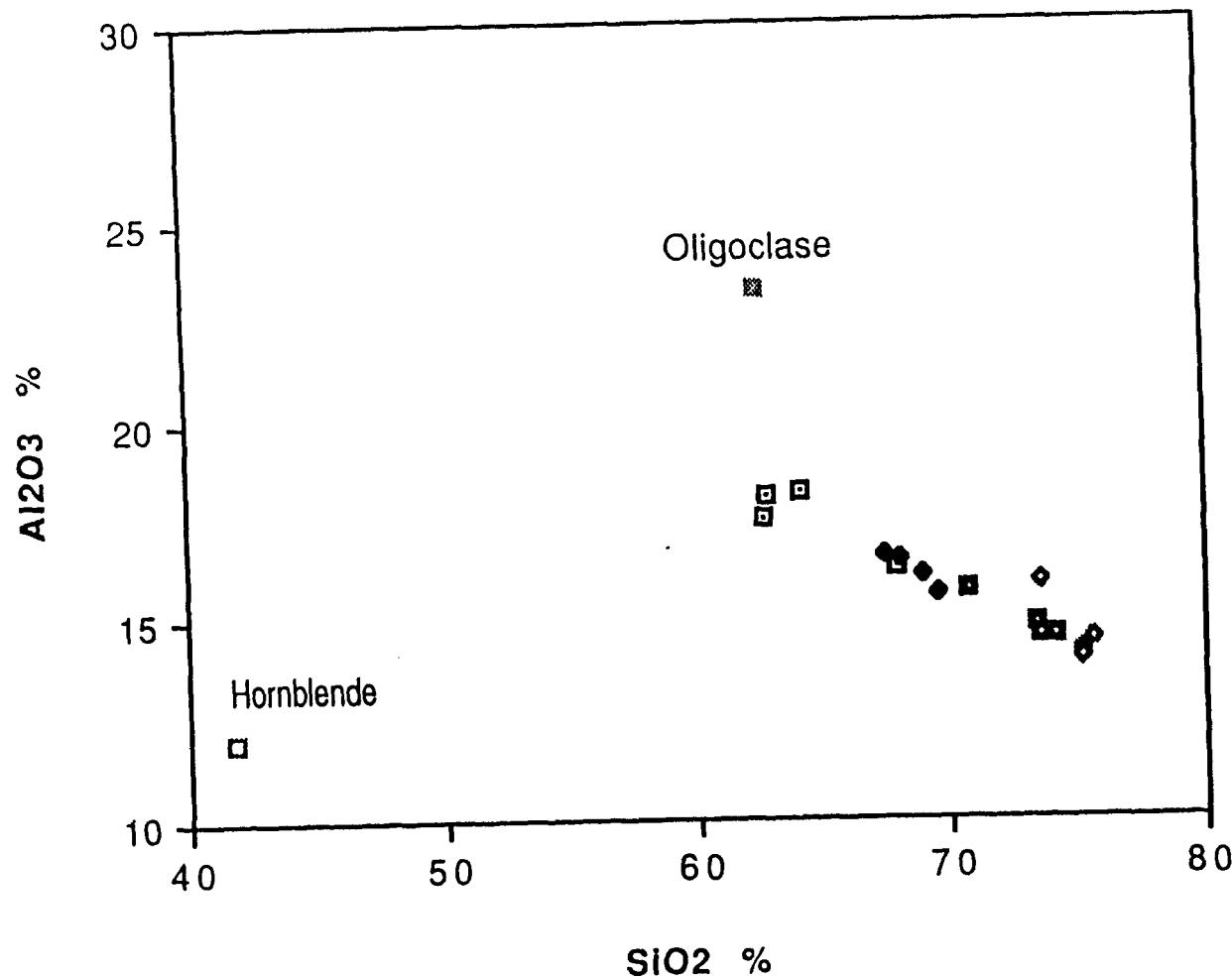


Figure 31: Diagramme binaire Al₂O₃ vs SiO₂ du batholite de Waswanipi. Symboles voir figure 28. L'extraction des deux phases minérales (Hb et Pl, analyses en annexe 2) montre une évolution géochimique observée dans le batholite. Dans les autres figures précédentes (27 à 29), les échantillons du groupe I (tonalitique) se situent entre les échantillons du groupe II et ceux du platon sud (platon sud = groupe I + Pl + Hb).

L'application des diagrammes de Pearce (1984, figure 26), au batholite de Waswanipi, vue que les analyses du batholite tombent dans le champ des granites de zone tectonique active, suggère que celui-ci c'est mis en place dans une zone active tectoniquement (VAG). Ce qui est conforme à la structure du batholite. Les granites d'arc volcanique (Pearce *et al.* 1984) correspondent à des granites de type I (Chapell et White 1974) alors que les granites de type S (Chapell et White, 1974) correspondraient aux granite Syn-collisonnels. Le rapport moléculaire $AL_2O_3 / K_2O + Na_2O + CaO$ pour les phases du batholite de Waswanipi varie entre 0.96 et 1.13 (figure 27). Lorsque ce rapport est supérieur à 1 la roche est peralumineuse et par la suite le batholite est de type S ou faisant partie des granites syn-collisionnels. Ce critère de peralumineusité n'est pas suffisant pour définir le type du granite. Puisqu'il peu y avoir contamination au moment de la mise en place du pluton (Lalonde 1988). Le critère le plus important est la minéralogie. Les granitoïdes de type S sont des granites à deux micas (biotite et muscovite primaire) avec plus ou moins de corindon et/ou de grenat (Silvas et Neiva 1990). Dans le batholite Waswanipi la muscovite est observée juste dans les échantillons provenant de la zone de cisaillement sous forme secondaire. Dans le reste du batholite un seul échantillon (A-38) montre une muscovite sous la forme primaire (annexe 1). Le grenat secondaire est observé en faible proportion (<1%) dans le faciès de bordure du batholite nord (annexe 1). Effectivement quelques granites altérés avec de la muscovite secondaire peuvent montrer les caractéristiques des granites de type S (Brown *et al.* 1984). On admet, pour le batholite de Waswanipi, que les échantillons dont le rapport d'alumineusité est <1.1 suggèrent que le batholite est méta-alumineux est donc de type I. La comparaison des données chimiques et minéralogiques des granites de type I (Chapell et White 1974, Pitcher *et al.*, 1985) avec les données géochimiques et minéralogiques du batholite de Waswanipi (cette comparaison ne figure pas ici) semblent comparable. Ceci suggère que le batholite de Waswanipi est un granitoïde de Type I.

SOMMAIRE

La géochimie nous a permis de conclure que le batholite de Waswanipi est calco-alcalin, méta-alumineux à pér alumineux; et correspond à un granitoïde de type I. La cristallisation fractionnée des phases minérales telles le plagioclase et la hornblende ainsi que la cristallisation de quelques phases accessoires (sphène, apatite, monazite et allanite) ont joués un rôle important dans l'évolution géochimique observée dans le batholite. L'évolution chimique du magma ayant la composition du groupe I (magma parent) à un magma de composition du pluton sud se fait par un gain de plagioclase et de hornblende. La contribution du feldspath potassique n'est pas claire. L'évolution vers un magma de composition du groupe II à partir du magma parent se fait par une cristallisation du plagioclase et de la hornblende. La tendance finale observée pour le magma de composition du groupe IIA au groupe IIB se fait probablement par la cristallisation de l'allanite. En définitive on peut dire que le pluton sud est enrichi en oligoclase (figures 27 à 30). Comparativement au groupe I, les échantillons du groupe II sont appauvris en oligoclase et en hornblende. On constate que l'évolution dans le batholite n'est pas trop brutale et le passage géochimique d'un groupe à l'autre est légèrement progressif. Selon Muecke (1981), une évolution chimique non progressive suggère que la cristallisation fractionnée n'est pas le seul mécanisme responsable. Dans le cas du batholite de Waswanipi, il est plus probable que la cristallisation fractionnée a joué un rôle important dans l'évolution chimique observée dans ce batholite. La géochimie (diagramme de Pearce *et al.* 1984) et la structure sont compatibles avec l'idée que le batholite de Waswanipi s'est mis en place dans une zone active tectoniquement.

DISCUSSION ET CONCLUSION

Le batholite de Waswanipi appartenant à la suite granodioritique, se compose de deux plutons nord et sud. Ces deux derniers ont une forme allongée et occupent dans l'ensemble une longueur et une largeur ayant respectivement 62 km chacun. La présence d'enclaves a permis de connaître la chronologie relative des différentes phases des deux plutons. Les deux plutons sont constitués d'une phase de bordure tonalitique à dioritique fortement déformée à l'état solide. Cette phase contient un ensemble d'enclaves volcano-sédimentaires (encaissant) très allongées. Ce faciès de bordure constitue la phase la plus ancienne du batholite Waswanipi. Le reste du pluton sud est occupé par une granodiorite porphyrique à gros cristaux de feldspath potassique "oikocryst" (5 cm). Cette granodiorite porphyrique ne montre pas de déformation, les structures sont toutes à l'état magmatique et elles contiennent à la fois des enclaves volcano-sédimentaires et des enclaves tonalitiques de bordure déformées à l'état solide. Le reste du pluton nord est occupé par un faciès principal qui change en allant vers le centre de granodiorite à granodiorite pegmatitique, puis à pegmatite. La granodiorite et la granodiorite pegmatitique montrent des structures magmatiques à intermédiaires (tableau 3). Elles contiennent des enclaves qui proviennent de l'encaissant et des enclaves tonalitiques de même composition que le faciès de bordure du pluton nord. La zone de cisaillement dextre reconnue dans la partie au nord du pluton nord, est caractérisée par l'injection de la granodiorite dans la diorite et montre une co-structuration entre des structures de déformation à l'état solide et des structures magmatiques à intermédiaire. Ceci suggère que la zone de cisaillement était active lors de la mise en place du faciès principal. L'âge absolue donné à ce batholite (2619 Ma [Pb/Pb]) par Gariépy *et al.* (1985) ainsi que par la classification proposée par Racicot *et al.* (1984) suggère une mise en place post-tectonique. À partir de l'étude de la zone de cisaillement et de l'étude des différentes textures on a pu établir une mise en place

synchrone de la masse granodioritique avec l'activité de la zone de cisaillement. D'ailleurs le platon de Franquet (2692 +/- 4 Ma [U/Pb], Frarey et Krogh 1986) situé à quelques kilomètres au SW du batholite de Waswanipi, de même composition que ce dernier, est classé syntectonique d'après son âge. Cet âge pourrait représenter un âge plus réaliste pour le batholite de Waswanipi. Les caractéristiques qui aide à conclure que le batholite de Waswanipi est un batholite synchrone avec la zone de cisaillement sont:

- sa forme allongé et tabulaire peu profond de 3 km (Laverdure, 1983), cette forme allongée est parallèle à la direction de l'anisotropie régionale,
- la schistosité de l'encaissant moule le batholite,
- les différentes phases tonalitiques à dioritiques (bordure du batholite) sont déformés que les phases tardives granodioritiques, granodiorites pegmatitique et la pegmatite (le reste du batholite).

Castro (1987) a identifié plusieurs mécanismes pour expliquer la mise en place des intrusions granitiques. Il s'agit de phénomènes de dômes gneissique, d'enfoncement (cauldrone subsidence), de stoping, de gonflage (ballooning), de diapirisme et de propagation par dykes. Chacun de ces types de mise en place est caractérisé par sa propre structure. Le batholite de Waswanipi présente plusieurs caractéristiques qui appuient l'idée d'une mise en place par propagation de dykes subhorizontaux. Ces caractéristiques sont :i) la forme allongée et tabulaire, ii) les structures qui tendent à ce paralléliser avec les structures subhorizontales dans la zone de cisaillement, iii) le parallélisme des structures au niveau de la bordure du batholite. On peut envisager que le batholite de Waswanipi peu profond (3 Km, Laverdure, 1983) représente une partie supérieur d'une grande masse granitique diapirique vue sa richesse en pegmatite. Selon Bateman (1984) l'ascension du magma diapirique est

probable dans les zones profonde, mais une fois ce dernier perce son auréole thermique il ne peut plus poursuivre son ascension de cette manière. La poursuite de la mise en place du magma se fait alors sous forme de dykes.

Les données géochimiques qui complètent cette étude suggèrent: i) que le batholite de Waswanipi est calco-alcalin méta-alumineux à pér alumineux; ii) qu'il y a un lien génétique entre les deux plutons et que le pluton sud constitue la phase la moins fractionnée; iii) que les données géochimiques de la tonalite de bordure se situent entre celles de la granodiorite du pluton sud et du pluton nord. Ceci témoigne caractère parental, du magma de composition tonalitique, et constitue probablement le magma primaire (figures 28 à 31). L'anomalie positive en Eu, le contenu en Sr et Ba, et les diagrammes de fractionnement (figures 28 à 31) suggèrent que le pluton sud est une phase moins fractionnée et que l'oligoclase est une phase cumulée. Les échantillons du pluton nord, plus fractionnés, se situent dans les diagrammes de fractionnement (figures 28 à 31) vers le côté riche en SiO_2 et moins riche en : Al_2O_3 (figures 29 et 31), CaO (figure 30), et $\text{MgO}+\text{FeO}$ (figure 28). Ceci résulte d'un fractionnement de la hornblende et du plagioclase (figure 31). Le contenu en Cr et en Co (annexe 2) témoigne également de ce fractionnement.

L'étude structurale et les relations pétrogénétiques, surtout la relation "enclave/roche" hôte a permis de conclure que le batholite de Waswanipi s'est mis en place en deux phases très distinctes. Durant la première phase on assiste à la mise en place du magma primaire de composition dioritique à tonalitique. La deuxième phase, au moment où les diorites et les tonalites sont complètement consolidées, se caractérise par le développement du cisaillement avec des failles verticales à mouvement dextre (figure 32b) et par le début de l'injection de la masse granodioritique (pluton sud). Avant la consolidation de cette phase, l'activité de la zone de cisaillement à mouvement dextre, a permis l'injection synchrone du résidu

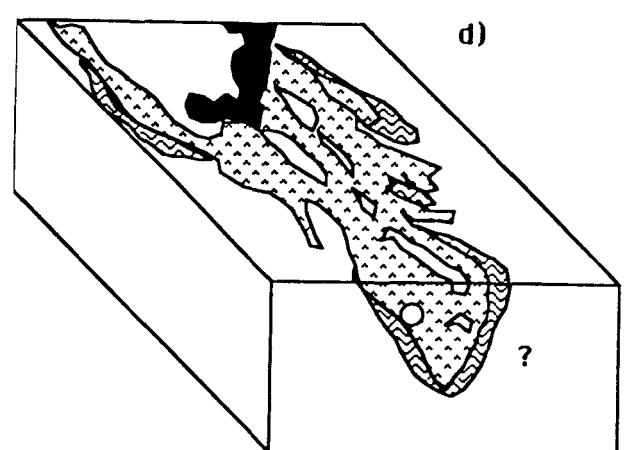
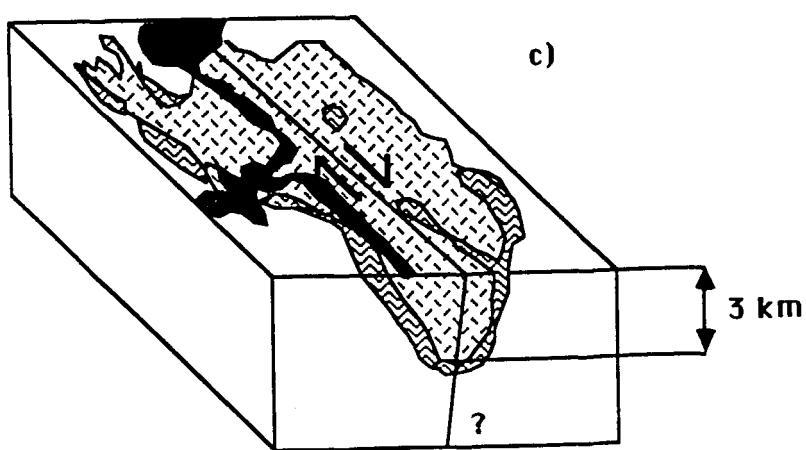
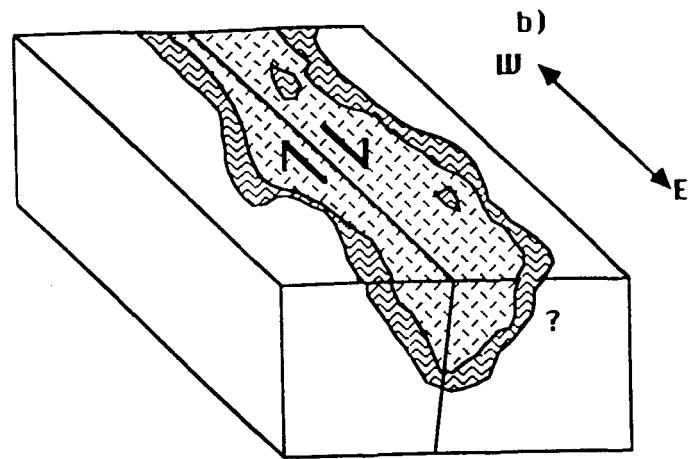
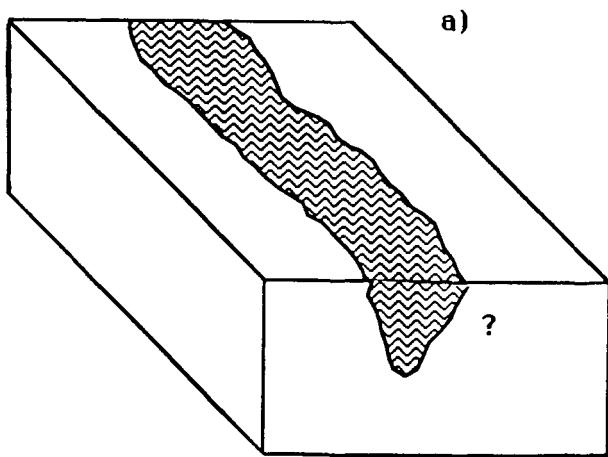
granodioritique (figures 32 b et c) sous forme de dykes à travers la tonalite et la diorite le long des failles verticales. Le pluton sud suit alors le mouvement pour obtenir sa forme allongée et s'injecter dans l'encaissant sous forme de doigt (figure 32 d). Le pluton sud, encore chaud, suit le mouvement, ce qui a permis la cristallisation des gros cristaux de feldspath potassique "oikocryst". Cette dernière phase se termine par la mise en place du liquide résiduel pegmatitique aplitique, et aplopegmatitique surtout dans le pluton nord (tableau 4).

Figure 32: Blocs diagrammes schématique illustrant la mise en place synchrone du batholite de Waswanipi avec le cisaillement dextre (échelle non respectée).

- a) Mise en place de la diorite et de la tonalite.
- b) Développement du couloir de cisaillement (failles verticales à mouvement horizontal dextre) et début de l'injection de la granodiorite dont l'accès est facilité par la faille.
- C) Injection de la granodiorite continue dans le couloir de cisaillement; mise en place synchrone avec le cisaillement (phase finale de mise en place du pluton nord).
- d) Phase finale de mise en place du pluton sud; le pluton sud suit le mouvement et se met en place sous forme de "doigt" à travers les roches encaissantes. Noter la forme étirée des enclaves sédimentaires.

Legende





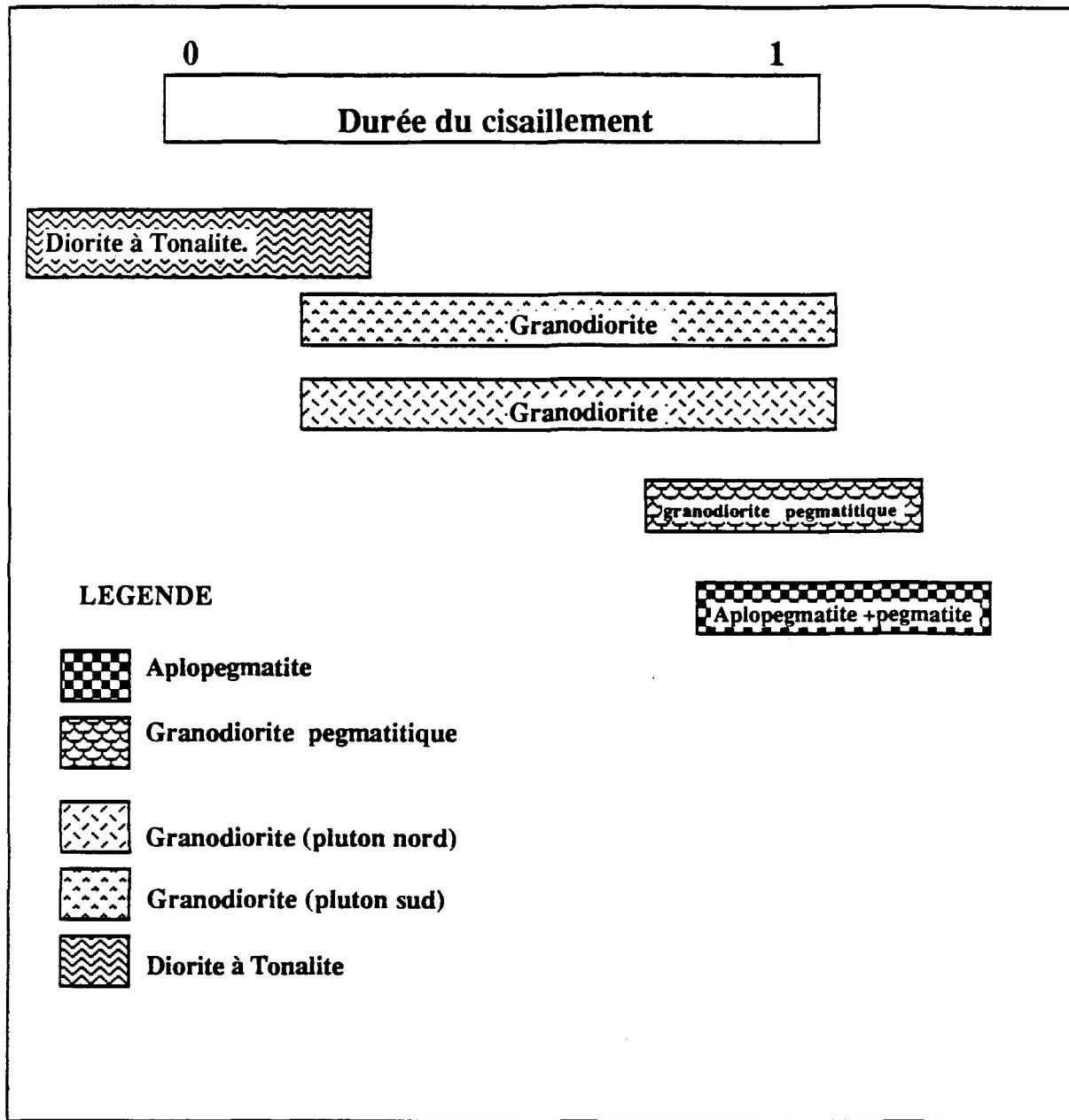


Tableau 4: Ordre chronologique de mise en place des phases du batholite de Waswanipi

(0 et 1 indiquent, respectivement, le début et la fin de l'activité du couloir de cisaillement).

RECOMMANDATION

Cette étude représente une contribution ponctuelle à l'étude des granitoïdes archéens de l'Abitibi. Nous proposons qu'une étude beaucoup plus étendue à toutes les autres parties du batholite soit entreprise si l'accès le permet, surtout pour le pluton sud et la partie E du pluton nord. Ceci permettre de raffiner les modèles de mise en place.

La géochimie est un outil nécessaire pour compléter cette étude. L'étude des éléments lithophile (LIL) et la modélisation, sont souhaitables afin de déterminer les processus, cristallisation fractionnée ou fusion partielle, qui sont à l'origine des différentes phases du batholite de Waswanipi. Enfin une datation par la méthode U/Pb serait souhaitable pour mieux classer le batholite dans l'histoire plutonique de la ceinture d'Abitibi.

REMERCIEMENTS

En terminant la rédaction de ce mémoire de maîtrise, je tiens à remercier principalement mon directeur de thèse M. Edward H. Chown pour ses conseils et son aide financière (subvention CRSNG) durant l'élaboration de ce mémoire. Je tiens à remercier les membres du comité de mémoire M. Réal Daigneault et Mme. Sarah J. Barnes pour les conseils qu'ils m'ont prodigués et leurs disponibilités durant cette étude.

Je tiens aussi à témoigner ma gratitude à Marc Amice pour m'avoir initié à la structure dans les plutons, à Paul Bédard, pour m'avoir facilité la façon de travailler en Abitibi. Par la suite, je tiens à remercier l'équipe de Kathleen Lauzière et Rachid Midra qui m'ont hébergé et facilité mon stage durant l'été 90. je suis également reconnaissant envers Yvon Boudraut, Marcel Lapointe et Richard Lechasseur pour l'aide apportée lors de la préparation des lames mince 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'action structurale. Je remercie l'Université du Québec à Chicoutimi pour la bourse qu'il m'a accordé dans le cadre du programme d'aide institutionnelle à la recherche (PAIR). Je remercie également le Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec pour l'hébergement au cours de l'été 89.

Enfin, je remercie tous ceux qui, de près ou de loin, ont aidé à l'élaboration de ce mémoire.

Les travaux de terrain et les frais d'analyses chimique ont été financés à partir du budget de recherche FCAR équipe (J. Guha).

RÉFÉRENCES

- Allard,G.O and Gobeil,A. 1984. General geology of Chibougamau area in J.Guha and E.H. Chown, (Editors), Chibougamau-Stratigraphy and mineralisation, CIM Special Volume, **34** : 212-228.
- Andier,E., Grevesse, N. 1988. Abundance of elements : Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53** :197-214.
- Abbott,J. 1981. AFM liquidus projection granitic magma with special reference to hornblende, biotite and garnet. *Canadian Mineralogist*, **19** : 103-110.
- Bancroft,J.A. 1912. Rapport sur la géologie et les ressources naturelles de certaine partie des bassins de drainage des rivières Harricana et Nottaway, Colonisation des Mines et Pêcheries, Service des Mines, Québec, Rapport sur les opérations Minières: 143-216.
- Barrette,J.P. 1989. Géologie de la région des Lacs Burges et Rochester, cantons de Duplessis et Mountain. Ministère de l'Énergie et des Ressources, MB-89-34.
- Bateman,R. 1984. On the role of daipirism in segregation; ascent and final emplacement of granitoid magmas. *Tectonophysics*, **110**: 211-231.
- Bell,R. 1900. Rapport sur la géologie du bassin de la rivière Nottaway, Commission géologique du Canada. Rapport annuel No 1070 : 1-12 (carte 702).
- Bédard,P. and Barnes,S.J. 1990. Instrumental neutron activation analysis by collecting only one spectrum: results for international geochemical reference samples. *Geostandards Newsletter*, 14 (No 3): 479-484.
- Berthé,D., Choukroune,P. and Jeogouzo, P.1979. Orthogneiss mylonite and non-coaxial deformation of granite: the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, **1** :31-42.
- Behrmann,J.H.1987.A precautionary note on shear bands as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, **9**. (No5/6) :659-666.
- Blake,D.A.W. 1953. Région du lac Waswanipi (Moitié est) comté d'Abitibi-Est, Ministère des Mines, RG 59 A .
- Bonin,B.1982. Les granites des complexes annulaires. *Manuels et Méthodes* 4. B.R.G.M. France.
- Bouchez,J.L. et Jover,O. 1986. Le massif central: un chevauchement de type himalayen vers l'ouest-nord-ouest. *Academie des Sciences de Paris*, 302, serie11, No 9: 675-580.

- Bouchez,J.L. et Guineberteau,B. 1984. Ecoulement dans les granitoïdes: de l'état visqueux à l'état solide. "in" Uranium et Granitoïdes. G.R.E.G.U (Ed),, Nancy: 1-19.
- Brown,G.C., Thorpe,R.S. et Webb, P.C.1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of Geological Society of London*, **141**: 413-426.
- Castro, A. 1987. On granitoid emplacement and related structure. A review. *Geologische Rundschau*, **76**/1:101-124.
- Cawthorn,R.G, and O'Hara,M.J. 1976. Amphibole fractionation in calcoalcaline magma gneisis. *American Journal of Science*, **276** : 309-329.
- Cawthorn,R.J., Strong,D.F., and Brown,P.A. 1976. Origine of corundum-normative intrusive extrusive magma. *Nature*, London **259** : 102-104.
- Cerny,P.1982. Granitic pegmatite in Science and Industry. Mineralogical Association of Canada, Short Course, Winnipeg, 555 p
- Cerny,P. and Meintzer,R.E.1990. Fertile granites in the Archean and Proterozoic fields of rare-element pegmatite: crustal environment, geochemistry and petrogenetic relationships CIM Spetial Volume, **41** : 170-207..
- Chappell,B.W and White A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* , **8**: 173-174.
- Chown,E.H., Daigneault,R. and Mueller,W. 1990. Part 1: Geological setting of the eastern extremity of the Abitibi belt. Geological Survey of Canada open fil, 2158. J.Guha., E.H. Chown and R.Daigneault editors : 1-47.
- Chown,E.H., et Guha,J. 1990. Relation entre le niveau d'emplacement des plutons et le style de minéralisation, région de Chibougamau, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources. Nouveau horizon pour l'exploration. DV 90-40 :35-36.
- Claveau, J .1953. Région du lac Waswanipi (Moitié ouest) Comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, RG 58 F: 3-18.
- Daigneault,R., Allard,G.O.1984. Évolution tectonique d'une portion du sillon de roche verte de Chibougamau. in Guha,J. Chown,E.H. (eds) Chibougamau-Stratigraphy and Mineralisation,CIM Special Volume, **34**: 212-228.
- Deer,W.A., Howie,R.A.,and Zussman,J. 1962. Rock-forming minerals, volume 1, Ortho- and ring silicates.Longmans. London.
- Didier,J.. 1987. Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magma. *Geologische Rundschau*, **76**/1: 41-50.

- Didier,J.,1973. Granites and their enclaves. The bearing of enclaves on the origin of granites. New York, Elsevier, 393 p
- Dimroth,E, Imreh, L., Roucheleau,M., and Goulet,N. 1982. Evolution of the south-cetral part of the Archean belt, Québec. Part 1 Stratigraphy and paleogeographic model. Canadian Journal of Earth Sciences, **19** : 1729-1758.
- Dorais,M.J.,Whitney,J.A., and Roden,M.F. 1990. Origin of mafic enclaves in the Dinky Creek Pluton, Central Sierra Nevada Batholith, California. Journal of Petrology, **31**, No 4: 853-881.
- Douglas,G.V. 1936. Région de Busceau territoire d'Abitibi. Rapport annuel du Sevice des Mines, partie B: 41-66.
- Duquette,G. 1970. Stratigraphie de l'Archéen et relation métallogénique dans la région de Chibougamau: Ministère des Ressources Naturelles, Québec. Étude spéciale 8, 18p.
- Frahey,M.J. and Krogh,T.E. 1986. U-Pb zircon ages of late internal plutons of the Abitibi and eastern Wawa subprovinces, Ontario and Quebec. In current research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A: 43-48.
- Gariépy,C, and Allègre,C.J. 1985. The lead isotope geochemistry and geochronology of late-kinematic intrusives from the Abitibi greenstone belt, and the implications for late Archean crustal evolution, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **49** : 2371-2383.
- Gauthier,J .1986. Géologie de la région de Miquelon Abitibi, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 86-10 (carte annotée).
- Gilbert,J.E. 1951. Capisit lake area, Abitibi east country, Quebec, Department of Mines, RG-48.
- Giovenazzo, D. 1986. Géologie du canton de Boyvinet. Région de Desmaraisville. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 86-62, 67p.
- Gobeil,A., et Racicot,D. 1983. Carte lithostratigraphique de la région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, MM 83-02, 14p.
- Gouanvic,Y., et Gagny,C. 1987. Contribution à l'étude des litages pegmatitiques: l'exemple de la pegmatite de Covide (Nord-Portugal). *Geologische Rundschau*, **76/1**: 125-135.
- Gromet,L.P., and Silver,L.T. 1983. Rare earth element distribution among minerals in granodiorite and their petrogenetic implication. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **47** : 925-939.
- Guineberteau, B., Bouchez, J.L., Vigneresse, J.L.1987. The mountain granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone:Structural and gravimetric arguments and regional implication. *Geological Society of America Bulletin*,**99** : 763-770.

- Guinsburg,A.I., Timofeyev,I.N., and feldman,L.G. 1979. Principles of geology of the granitic pegmatites: Nedra, Moscow, in Russian. 296p.
- Haskin,L.A., Haskin, M.A., and Frey,F.A. 1968. Relative and absolute terrestrial abundance of the rare earth. In Ahrens,L.M (ed). Origin and distribution of the elements, Pergamon. Oxford : 889-912.
- Imbault,P.E. 1954. Région du lac Waswanipi, Abitibi. Québec Rapport annuel, GR-60.
- Irvine,T.N., and Baragar,W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, **8** : 523-548.
- Jahns,R.h., and Tuttle, O.F. 1963. Layered pegmatite-aplite intrusive. Mineralogical Society of American, Special paper 1: 78-92.
- Lalonde,A.E.1989. Hepburn intrusive suite: Peraluminous plutonism within a closing back-arc basin, Wopmay orogen, Canada. Geology, **17** :261-264.
- Lang,H. 1932. Région du lac Waswanipi. Commission Géologique du Canada. Partie D: 16-23.
- Laverdure,L. 1983. Gravimétrie de la ceinture volcanique de l'Abitibi. Mémoire de maîtrise. Université de Montréal. 105p
- Mackenzie,G.S 1935. Le canton de Currie, district d'Abitibi; Service des Mines, Québec, Rapport annuel. Partie B : 91-120 (carte No 353).
- Mackenzie,G.S 1934. Région du lac Pusticamica, district d'Abitibi; Service des Mines, Québec, Rapport annuel. Partie C :53-73 (carte No 353).
- Marre, J. 1982. Méthode d'analyse des granitoïdes. B.R.G.M., Manuels et Méthodes, 3, 128 p
- Miller,C.F., and Mittlefehldt,D.W. 1982. Depletion of light rare earth elements in felsic magma, Geology, **10** : 129-133.
- Muecke,G.W., and Clarke,D.P. 1981. Geochemical evolution of the South Mountain Batholith, Nova Scotia: Rare earth-element evidence, Canadian Mineralogist, **19**: 133-145.
- Nicolas, A. 1989. Principe de tectonique. Masson, 2 Ed. Paris. 223p.
- Norman,G.W.H. 1936. La région de Waswanipi, nord de Québec, Commission géologique du Canada. Article 36-3.
- Orville,P.M. 1960. Petrology of several pegmatites in the Key Stone district. Black Hills South Dakota. Geological Society of America Bulletin, **71** : 1467-1480.

- Paterson,S.R., Vernon,R.H., Tobisch,O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, **11**, 349-363
- Paterson,S.R., Vernon,R.H., Tobisch,O.T. 1988. Criteria for establishing the syntectonic emplacement of granitoids, *Geological Society of America Abstract Programme*, 20-27.
- Pearce, J.A., Harris, B.W. and Tindle,A.G.1984. Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: 956-983.
- Pitcher,W.S. 1983. Granite type and tectonic environment. In *Mountain Building Processes*. Edith by K.J. Hsu, Academic press, Toronto :19-40.
- Platt,J.P.1979. Extensional crenulation cleavage. *Journal of Structural Geology* **1**: 95-96.
- Poirier,J.P. 1985. Creep of crystals, High- Temperature deformation process in metals. *Ceramics and Minerals*. Cambridge University press. 260p.
- Proulx,M. 1989. Géologie de la région des lacs Esther et Wedding, cantons de Currie et Grevet , Projet Lac Madeleine. Ministère de l'Énergie et des Ressources, MB-89-67.
- Racicot,D., Chown,E.H., Hanel,T.1984. Plutons of the Chibougamau-Desmaraisville Belt: A preliminary Survey. In Guha,J and Chown,E.H (eds). *Chibougamau-Stratigraphy and Mineralisation* . CIM Special Volume, **34** : 178-197.
- Rive,M., Pintson,H., and Ludden,J.N. 1990. Characteristics of late Archean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac Subprovinces, Superior Province, In: M. Rive, P.Verpaelst, G. Riverin, A.Simard, J.M.Lu, and Y. Gagnon (Editors). *The Northeast Quebec polymetallic Belt*, CIM, Special Volume, **43**: 65-76.
- Rock, N. M., 1987, The need for standardisation of normalized multi-element diagrams in geochemistry: a comment. *Geochemical Journal*, **21**:147-167.
- Sharma,K.N.M., et Lacoste,P. 1981. Gaud (SW) et Lespérance (NW). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. Rapport préliminaire (carte annotée), DP-852.
- Sharma,K.N.M., et Lauzière, K. 1983. Géologie de la région de Desmaraisville. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP-84-10 (carte annotée).
- Silva,M.M.V.G., Neiva,A.M.R.1990. Geochemistry of the granites and their minerals from Paredes da Beira-Penedono,northern Portugal. *Chemical Geology*, **85**: 147-170.
- Sproule,J.C. 1940. Feuille du lac Pusticamica. Commission Géologique du Canada. Article 37-5.
- Streckeisen,A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science reviews*, **12**: 1-33.

Vauchez,A.1987. The development of a discrete shear-zone in a granite: stress, strain and changes in deformation mechanisms. *Tectonophysics*, **133**: 137-156.

ANNEXE 1

PLUTON SUD

#ÉCHANTILLON	A-98	A-90	A-73
quartz	10	29	32
plagioclase	60	40	35
feldspath potassique	6	20	25
biotite(+chlorite)	14	10	8
hornblende	10	1	1
muscovite	-	tr	-
allanite	tr	tr	-
apatite	tr	tr	-
opaque	tr	-	tr
total%	100	100	100
Nb de point	500	700	500

Annexe 1: Analyse modale des échantillons du pluton sud.

Annexe 1(suite)
Analyse modale des échantillons du pluton nord faciès de bordure et principal.

Faciès de bordure					
#Echantillons	A-06	A-07	A-10	A-09	A-58
quartz	56	45	46	42	10
plagioclase	27	36	35	30	45
feldspath potassique	8	6	6	4	25
biotite	6	10	10	6	16
hornblende	4	tr	tr	1	2
muscovite	tr	tr	tr	15	1
grenat	-	-	-	-	-
sphene	3	2	3	1	1
allanite	1	1	tr	1	tr
apatite	tr	1	tr	tr	tr
zircon	tr	tr	100	tr	tr
Total %	100	100	100	100	100
Nb de point	500	500	500	500	500

Faciès principal.

A-62	A-58 G	A-33	A-38	A-39	A-05	A-87.1	#Echantillon
60	55	40	44	40	40	43	quartz
30	22	30	30	30	36	38	plagioclase
5	15	16	15	13	20	6	feldspath potassique
2	6	12	8	12	2	10	biotite (+chlorite)
tr	1	1	1	5	1	-	hornblende
tr	tr	tr	tr	tr	tr	3	muscovite
-	-	-	2	-	-	-	grenat
-	1	1	tr	-	-	-	sphene
1	1	1	tr	-	tr	tr	allanite
tr	tr	tr	tr	tr	1	tr	apatite
tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	zircon
100	100	100	100	100	100	100	Total %
500	500	500	700	500	500	700	Nb de point

ANNEXE 2

# Echantillon	A-65	A-73	A-90	A-93
%				
SiO ₂	67.86	62.79	64.20	62.63
TiO ₂	0.26	0.29	0.28	0.27
Al ₂ O ₃	16.25	18.07	18.10	17.45
Fe ₂ O ₃ *	3.08	3.20	2.82	2.62
MnO	0.03	0.06	0.05	0.04
MgO	1.02	2.18	1.81	1.62
CaO	2.05	3.61	4.20	3.56
Na ₂ O	4.32	5.82	5.38	5.19
K ₂ O	3.63	2.34	2.07	2.24
P ₂ O ₅	0.12	0.16	0.15	0.13
PA F	1.17	1.11	0.75	1.09
Total	99.79	99.63	99.81	96.84
Al**	1.1	0.97	0.97	1.00
ppm				
Sc	1.1	5.8	5.1	4.5
Cr	38	60	59	51
Co	8	12	9	9
Ni	<10	25	<10	22
Rb	110	56	42	43
Sr	572	820	1032	908
Y	<5	8	6	6
Zr	119	140	140	128
Nb	8	9	7	9
Cs	0.5	1.4	1.2	0.7
Ba	1582	1266	1405	1350
La	13.2	21.8	22.3	19.4
Ce	24.5	58.9	45.4	45.7
Nd	3.6	4.9	10.3	9.9
Sm	1.42	3.90	3.62	3.30
Eu	0.8	1.4	1.2	1.3
Tb	0.12	0.14	0.14	0.24
Yb	0.2	0.6	0.4	0.6
Lu	0.04	0.09	0.08	0.08
Hf	1.5	0.6	2.2	2.2
Ta	0.3	0.4	0.2	0.6
Th	1.3	5.4	3.2	1.9
U (INAA)	0.4	10.0	14.0	12.0
CIPW normative				
Q %	20.78	7.11	11.63	12.92
Or	21.24	13.69	12.05	13.54
Ab	36.19	48.77	44.86	44.92
An	9.29	16.11	18.85	17.20
C	1.76	0.00	0.00	0.33
Di	0.00	0.49	0.60	0.00
Hy	2.52	10.34	4.60	7.64
Mt	7.45	2.57	2.54	2.62
Il	2.53	0.55	0.52	0.52
Ap	0.49	0.38	0.35	0.31

*Fe₂O₃= fer analysé par fluorescence X et recalculé sous forme total Fe₂O₃.

**Al= Indice d'aluminéosit  Al₂O₃/(Na₂O+K₂O+CaO) molaire

Résultats des éléments majeurs, traces et le calcul de la norme CIPW du faciès principal du pluton sud.

#Echantillon	A-01	A-06	A-07	A-10	A-11
%					
SiO ₂	73.29	69.51	68.83	67.45	67.93
TiO ₂	0.11	0.43	0.31	0.33	0.38
Al ₂ O ₃	15.73	15.75	16	16.46	16.43
Fe ₂ O ₃ *	1.11	2.77	2.91	3.1	3.21
MnO	0.03	0.05	0.05	0.06	0.05
MgO	0.34	1.1	1.2	1.27	1.31
CaO	2.18	3.3	3.38	3.78	3.83
Na ₂ O	5.35	4.4	4.56	4.84	4.67
K ₂ O	1.7	2.31	2.15	1.76	1.84
P ₂ O ₅	0.03	0.1	0.12	0.12	0.13
PaF	0.3	0.42	0.6	0.51	0.42
Total	100.17	100.14	100.11	99.68	100.2
Al**	1.07	0.99	1.01	1.01	1.00
ppm					

Sc	1.4	4.1	4.3	4.7	4.9
Cr	8	24	26	28	27
Co	2	7	8	8	9
Rb	71	100	72	54	61
Sr	461	470	491	541	526
Y	<5	14	6	8	9
Zr	87	125	129	128	136
Nb	10	17	12	11	14
Cs	3.6	5.1	2.7	3.2	3.6
Ba	645	678	566	498	500
La	2.7	27.8	16.5	19.8	19.0
Ce	3.7	68.0	30.3	37.9	41.6
Nd	1.4	30.2	4.6	13.2	6.3
Sm	0.44	7.01	2.05	2.76	3.40
Eu	0.1	1.3	0.7	0.8	1.0
Tb	0.06	0.55	0.46	0.23	0.06
Lu	0.36	1.19	0.55	0.59	0.73
Hf	1.6	1.7	2.7	1.9	2.4
Ta	0.3	1.0	0.4	0.3	0.4
Th	0.9	5.1	4.1	5.0	3.4
U (INAA)	7.0	1.0	6.0	0.9	8.0

Tous les échantillons ont une valeur de Ni < 10

CIPW normative

Q	30.08	24.60	22.40	20.45	21.01
Or	9.97	13.39	12.44	10.25	10.61
Ab	44.94	36.52	37.76	40.34	38.57
An	10.54	15.42	15.65	17.70	17.72
C	1.19	0.25	0.31	0.00	0.10
Hy	1.41	6.06	8.01	7.76	8.32
Mt	1.60	2.74	2.57	2.61	2.66
Il	0.21	0.80	0.58	0.62	0.70
Ap	0.07	0.23	0.28	0.28	0.30

* et ** même légende que le tableau du platon sud

Résultats des éléments majeurs, traces et calcul de la norme CIPW
du Groupe I (pluton nord).

# Echantillon	GROUPE IIA				GROUPE IIB			
	A-14	A-15	A-33	A-34	A-05	A-27	A-46	A-62
%								
SiO ₂	74.10	73.44	70.73	73.40	75.15	75.18	73.53	75.53
TiO ₂	0.10	0.18	0.28	0.14	0.06	0.11	0.08	0.05
Al ₂ O ₃	14.54	14.49	15.69	14.76	14.07	13.93	15.84	14.44
Fe ₂ O ₃ *	1.01	1.51	2.06	1.10	0.53	1.06	0.76	0.56
MnO	0.02	0.03	0.04	0.03	0.01	0.02	0.02	0.05
MgO	0.12	0.24	0.41	0.11	0.03	0.12	0.13	0.01
CaO	1.03	1.09	1.76	1.02	0.67	0.58	2.02	0.82
Na ₂ O	3.71	3.61	4.53	3.68	3.94	3.68	5.66	4.48
K ₂ O	4.88	4.49	3.62	5.13	5.14	4.78	1.29	4.11
P ₂ O ₅	0.63	0.06	0.01	0.03	0.01	0.04	0.02	0.02
PA F	0.32	0.44	0.35	0.27	0.46	0.49	0.30	0.24
Total	100.46	99.58	99.48	99.67	100.07	100.00	99.65	100.31
Al**	1.08	1.13	1.07	1.10	1.06	1.13	1.10	1.08
ppm								
Sc	1.2	2.3	2.3	1.7	0.4	0.5	0.8	2.2
Cr	-	3	3	1	1	2	1	1
Co	1	2	3	1	1	1	1	3
Rb	250	267	132	239	216	250	38	205
Sr	143	166	503	297	181	205	487	109
Y	<5	<5	<5	7	<5	9	<5	77
Zr	148	171	184	137	86	116	84	77
Nb	9	17	10	15	18	16	10	12
Cs	5.4	2.8	10.6	8.8	3.7	3.9	2.7	1.5
Ba	457	860	1272	857	460	309	637	193
La	22.1	34.6	44.3	22.8	10.6	2.7	2.3	5.0
Ce	32.8	73.3	80.1	42.6	13.8	24.6	3.9	2.3
Nd	6.5	16.4	12.9	7.4	5.7	3.3	0.9	2.4
Sm	0.96	2.73	2.5	1.63	1.10	1.40	0.37	1.67
Eu	0.4	0.5	0.7	0.5	0.3	0.2	0.1	0.6
Tb	0.21	0.22	0.13	0.42	0.95	0.24	0.04	0.09
Yb	0.3	0.4	0.6	0.3	0.5	0.8	0.2	0.4
Lu	0.07	0.09	0.06	0.03	0.09	0.13	0.03	1.27
Hf	4.0	3.7	3.7	2.2	1.5	3.2	1.1	3.1
Ta	0.38	0.2	0.31	1.27	1.78	1.5	0.37	0.23
Th	32.0	28.0	14.0	14.0	9.0	40.0	0.4	24.0
U (INAA)	7.0	2.6	1.2	3.8	2.0	3.0	11.0	8.4

Tous les échantillons ont une valeur de Ni < 10

CIPW Normative

Q%	32.69	32.32	25.53	29.80	31.00	33.76	31.04	31.69
Or	28.57	26.45	21.23	30.24	30.37	28.15	7.63	24.16
Ab	31.10	30.45	38.04	31.06	33.34	31.12	47.92	37.71
An	0.99	5.00	8.02	4.85	3.26	2.61	9.90	3.29
C	2.76	1.85	1.35	1.37	0.83	1.72	1.51	1.17
Hy	0.80	1.28	2.52	0.73	0.29	0.82	0.70	0.39
Mt	1.45	2.18	2.56	1.59	0.77	1.53	1.10	0.81
Il	0.19	0.34	0.53	0.27	0.11	0.21	0.15	0.09
Ap	1.48	0.14	0.23	0.07	0.02	0.09	0.05	0.05

* et**= Même légende que le tableau du pluton sud

Résultats des éléments majeurs , trace et calcul de la norme CIPW du groupe IIIA et du groupe IIB (pluton nord)

#Echantillon	A-08	A-09	A-12	A-38	A-39
SiO ₂ %	75.32	74.52	67.77	75.68	7.07
TiO ₂	0.05	0.07	0.36	0.04	0.25
Al ₂ O ₃	14.09	14.34	16.94	14.08	15.91
Fe ₂ O ₃ *	0.79	1.10	2.20	0.74	2.15
MnO	0.04	0.04	0.07	0.05	0.04
MgO	0.01	0.07	0.93	0.01	0.83
CaO	0.73	0.84	2.20	0.55	2.94
Na ₂ O	3.84	3.45	4.83	3.70	4.90
K ₂ O	4.94	4.95	3.83	5.02	1.74
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.19	0.01	0.08
PA F	0.41	0.42	0.53	0.39	0.53
Total	99.90	99.82	99.85	100.29	100.08
Al**	1.12	1.12	1.05	1.12	1.09
Sc ppm	2.2	2.3	9.3	2.1	3.0
Co	1	0	5	1	5
Ni	<10	<10	<10	<10	<10
Rb	278	282	206	362	89
Sr	96	89	542	79	478
Y	11	12	15	14	6
Zr	92	10	178	75	113
Nb	17	21	15	25	13
Cs	11.6	16.0	18.3	17	5
Ba	344	411	1270	245	521
La	21.4	31.5	44.8	4.0	10.5
Ce	39.2	60.2	103.8	7.4	23.8
Nd	4.7	34.7	23.7	5.1	5.4
Sm	2.29	3.17	6.31	0.62	1.85
Eu	0.2	0.3	1.4	0.2	0.4
Tb	0.13	0.13	0.22	0.3	0.1
Yb	0.9	1.2	1.6	2.0	0.4
Lu	0.15	0.17	0.33	0.38	0.08
Hf	1.9	2.5	3.9	1.5	1.3
Ta	2.0	2.9	3.7	5.9	0.5
Th	16.0	21.0	12.0	26.0	4.0
U (INAA)	2.3	2.0	2.7	9.7	1.0
		CIPW	Normative		
Q %	34.35	33.23	18.56	33.29	26.79
Or	29.21	29.16	22.43	29.63	10.14
Ab	29.41	29.1	40.5	31.15	40.89
An	3.42	4.02	9.59	2.65	13.87
C	1.75	1.82	1.29	1.55	0.8
Di	0.55	0.89	2.86	0.55	4.35
Hy	1.14	1.59	2.67	1.07	2.5
Mt	0.09	0.13	0.68	0.08	0.47
Il	0.07	0.05	0.45	0.02	0.19
Ap					

*Fe₂O₃= fer analysé par fluorescence x et recalculé sous forme total Fe₂O₃

**Al = Indice d'alumineusité Al₂O₃ / (Na₂O+K₂O+CaO)

Résultat des éléments majeurs, traces et le calcul de la norme CIPW
des échantillons éliminés dans les diagrammes de caractérisation
du batholite de Waswanipi.

#Echantillon	A-94
%	
SiO ₂	48.79
TiO ₂	0.48
Al ₂ O ₃	7.18
Fe ₂ O ₃	7.56
MnO	0.15
MgO	18.43
CaO	13.87
Na ₂ O	0.66
K ₂ O	0.39
P ₂ O ₅	0.30
PA F	2.18
Total	99.99

	ppm
Sc	35.7
Cr	1616
Co	56
Ni	15
Rb	6
Sr	488
Y	13
Zr	98
Nb	10
Cs	40.6
Ba	246
La	13.2
Ce	98.8
Nd	40.8
Sm	11.53
Eu	2.9
Tb	0.29
Yb	0.7
Lu	0.12
Hf	1.6
Ta	0.2
Th	6.0
U	8.0

CIPW normative		
Q	%	
Or	2.23	
Ab	5.39	
An	14.94	
Di	39.95	
Hy	7.29	
OI	26.01	
Mt	2.73	
Il	0.83	
Ap	0.69	

Résultats d'analyse des éléments majeurs, traces et calcul de
de la norme CIPW d'une enclave amphibolitique (A-94)

# Échantillon	Hornblende	Oligoclase
SiO ₂	41.73	61,7
TiO ₂	01.11	-
Al ₂ O ₃	12.02	23.99
FeO	19.97	00.43
MnO	00.37	-
MgO	08.5	00.4
CaO	11.5	05.09
Na ₂ O	01.51	08.81
K ₂ O	01.26	00.17
Total	97.97	100.59

Composition de hornblende (pluton d'Hougtom, Bédard 'en préparation') et de l'oligoclase (Hawak Mine, Bakersville nord California. Deer, Howie et Zussman, p113).