MB 91-19

RECONNAISSANCE GEOLOGIQUE DE LA REGION DU LAC JUILLET - TERRITOIRE DU NOUVEAU-QUEBEC -

Documents complémentaires

Additional Files

Licence

License

Cette première page a été ajoutée au document et ne fait pas partie du rapport tel que soumis par les auteurs.

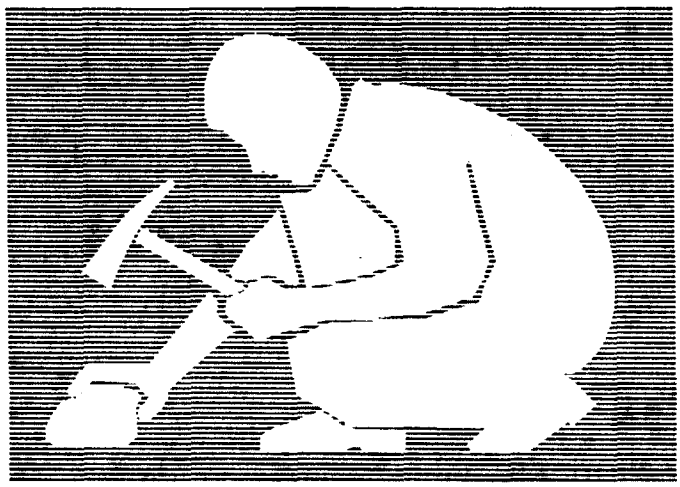
Énergie et Ressources naturelles
Québec

Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Service géologique de Québec

Reconnaissance géologique de la région du lac Juillet

- Territoire du Nouveau-Québec -

Mehmet F. Taner



SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

*Le présent projet est financé par le ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada et le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec dans le cadre le l'entente auxillaire Canada - Québec sur le développement minéral.

MB 91-19

1992

Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit soumis par l'auteur sauf pour une mise en page sommaire destinée à assurer une qualité convenable de reproduction
Le manuscrit a cependant fait l'objet d'une lecture critique et de commentaires à l'auteur avant la remise de la version finale au ministère.

RÉSUMÉ

Cette cartographie à l'échelle de 1:50 000 s'inscrit dans le cadre du projet de la rivière George, qui a débuté en 1983. Le secteur étudié se situe dans la province structurale de Churchill et est constituée de roches protérozoïques et archéennes(?). Ces roches sont représentées par des gneiss à protolithes variables (avec ou sans intercalation de roches métavolcaniques mafiques à intermédiaires), des roches volcanosédimentaires, des roches plutoniques mafiques massives à foliées et enfin des roches plutoniques felsiques.

Parmi les divers types de gneiss, on distingue: (1) des gneiss dioritiques à biotite-hornblende (E1e); (2) des paragneiss à biotite ±grenat ±hornblende (sous-unité A2a); (3) des paragneiss à biotite-grenat-graphite (sous-unité A2b); (4) des roches du complexe volcanosédimentaire du lac Zeni (unité C5), constituées de gneiss à hornblende-biotite avec intercalation d'amphibolite à grenat ou de métagabbro à grenat; et (5) des gneiss quartzo-feldspathiques (sous-unité A1a) et des granites gneissiques (sous-unité A4c) qui constituent l'encaissant oriental du batholite de De Pas (unité F2); (6) des roches quartzo-feldspathiques (sous-unité D2a) associées à des roches métasédimentaires (unité D3 et sous-unité D3a). Des niveaux pegmatitiques (lentilles ou veines) sont présents presque partout dans les roches gneissiques

Les roches plutoniques felsiques sont abondantes. Ce sont: (1) partie sud du granite rapakivi du batholite de Mistastin (unité F4); (2) partie nord de la suite anorthositique de Michikamau (unité F7); (3) intrusion syénitique du lac Juillet (unité F8); (4) suite charnockitique (unité F6) et granodioritique (unité F2) du complexe intrusif du batholite de De Pas; (5) intrusion granitique du lac Ramusio (unité F9); (6) intrusion monzonitique mylonitisée du lac Cabot (sous-unité F1f); (7) granite rose de l'intrusion du lac Raude (sous-unité F1c).

Un dyke de diabase tardif (unité G2) qui recoupe toutes les lithologies dans une direction NE-SW affleure au sud du lac Raude. Le degré du métamorphisme régional atteint en général le faciès amphibolite. Dans certaines zones, notamment dans le complexe volcanosédimentaire du lac Zeni, le métamorphisme atteint le faciès granulite et est marqué par l'association minéralogique: grenat-pyroxène. On remarque aussi des cornéennes à pyroxène autour de la suite anorthositique de Michikamau (unité F7) et le développement du faciès des schistes verts le long de la zone de cisaillement de la rivière George.

Les déformations sont peu marquées dans les roches plutoniques felsiques anorogéniques. Par contre, les éléments structuraux (gneissosité, schistosité ou foliation, microplissement, mylonite, cataclasite, etc.) sont bien développés. Le grain tectonique régional N-S devient E-W au Sud du lac Raude, à partir du lac Résolution, contournant le batholite de Mistastin. La mylonitisation est importante dans l'encaissant du batholite de Mistastin. et à l'ouest de la rivière George où elle prend une direction N-S au sein de l'intrusion du lac Cabot.

Une vingtaine de petites zones minéralisées ont été échantillonnées. Ce sont: une zone à forte altération rouille (pyrite) dans les paragneiss graphiteux à biotite (sous-unité A2b); des veines de quartz avec sulfures disséminés (pyrite, chalcopyrite) recoupant des amphibolites (unité C5) du complexe volcanosédimentaire du lac Zeni; et une zone faiblement minéralisée (pyrite, pyrrhotite) associée aux ferrogabbro (sous-unités F7b et F7d) de la suite anorthositique de Michikamau.

TABLE DES MATIÈRES

Page

INTRODUCTION 8
Situation et accès 8
Géographie physique 8
Méthode et buts du travail 8
Remerciements 10
Travaux antérieurs 10

GÉOLOGIE GÉNÉRALE 11

LITHOLOGIES 19
GROUPE A: GNEISS QUARTZO-FELDSPATHIQUES À PROTHOLITHES VARIABLES 19
Gneiss quartzo-feldspathiques (unité A1) 19
Gneiss quartzo-feldspathiques à biotite-muscovite (sous-unité A1a) 19
Gneiss quartzo-feldspathiques à biotite-hornblende (sous-unité A1b) 19
Paragneiss (unité A2) 21
Paragneiss à biotite ±grenat ±hornblende (sous-unité A2a) 21
Paragneiss à biotite-grenat-graphite (sous-unité A2b) 24
Granites gneissiques oeillés (unité A4) 26
Granites gneissiques oeillés à biotite-hornblende ±chlorite (sous-unité A4c) 26

GROUPE B: ROCHES MAFIQUES ET ULTRAMAFIQUES MÉTAMORPHISÉES .. 27
Amphibolites à grain fin ou moyen non différenciées (sous-unité B1a) 27
Métagabbros non différenciés (sous-unité B2a) 27
Diorites à diorites quartziques (sous-unité B5a) . 27
Gabbros à pyroxène-olivine (sous-unité B5b) 28
Gabbros à diorites (sous-unité B5d) 31

GROUPE C: ROCHES MÉTAVOLCANIQUES 31
Métafites et métavolcanoclastites (unités C1 et C2) ... 31
Métamafites à structures ellipsoïdales et/ou coussinées (sous-unité C1a) 31
Métacolvanoclastites à lapilli et à cendres; schistes à biotite ±muscovite ±grenat (sous-unité C2c) 33
Complexe volcanosédimentaire du lac Zeni (unité C5) ... 33
Gneiss à hornblende-biotite et amphibolites à grenat (sous-unité C5a) 34
Métatufs felsiques à biotite (sous-unité C5b) 41
Métatufs mafiques à intermédiaires (sous-unité C5c) 41
Métabasaltes et métagabbros à clinopyroxène (sous-unité C5d) 42
Métavolcanites de «Signal Hill» (unité C6) 44

GROUPE D: ROCHES SCHISTEUSES ET/OU RUBANÉES ET ROCHES MAFIQUES ASSOCIÉES 44
Roches rubanées associées aux schistes d'Atshakash 44

Roches quartzo-feldspathiques rubanées à biotite-hornblende ±épidote (sous-unité D2a) ... 44
Métagrès et roches métasédimentaires associées (unité D3) 45
Métasédiments du lac Jannière (sous-unité D3a) ... 45

GROUPE E: ROCHES PLUTONIQUES MASSIVES À FOLIÉES DE COMPOSITION INTERMÉDIAIRE 47
Diorites à monzodiorites quartziques (sous-unité E1a) . 47
Gneiss dioritiques (sous-unité E1e) 47

GROUPE F: ROCHES PLUTONIQUES FELSIQUES, MASSIVES ET(OU) FOLIÉES 1
Roches plutoniques felsiques non corrélées (unité F1) . 51
Granites, pegmatites et aplites à biotite ±muscovite ±grenat (sous-unité F1b) 51
Granite à granodiorites à hornblende-biotite, localement porphyrique (sous-unité F1c) 51
Monzonites quartziques à granites foliés ou mylonitisés: intrusions du lac Cabot et du lac Résolution (sous-unité F1f) 52
Porphyres felsiques (sous-unité F1g) 52
Batholite de De Pas (unité F2) 53
Granites à granodiorites massifs à biotite (sous-unité F2b) 53
Granites à granodiorites porphyriques à biotite (sous-unité F2c) 53
Diorites-tonalites (sous-unité F2d) 54
Granites gneissiques à biotite-hornblende (sous-unité F2e) 54
Granites roses (sous-unité F2f) 54
Roches plutoniques anorogéniques du batholite de Mistastin (unité F4) 54
Granites à monzonites quartziques à structures rapakivi (sous-unité F4a et F4b) 58
Granites à biotite (sous-unité F4c) et lamprophyres (?) (sous-unité F4e) 59
Suite charnockitique de De Pas (unité F6) 59
Charnockites porphyriques à hornblende-biotite (sous-unité F6a) 61
Charnockites massives (sous-unité F6b) 61
Charnockites mafiques à biotite (sous-unité F6d) . 61
Pétrographie 61
Discussion 63
Suite anorthositique de Michikamau (unité F7) 63
Anorthosites (sous-unité F7a) 64
Leucogabbros (sous-unité F7b) 64
Dykes de diabase (sous-unité F7cd) et d'aplite (sous-unité F7ca) 66
Ferrogabbros (sous-unité F7d) 66
Granodiorites à diorites quartziques à pyroxènes (sous-unité F7e) 66
Gneiss quartzo-feldspathiques à biotite-hornblende ±pyroxène ±grenat et ±spinelle vert (sous-unité F7f) 68
Intrusion syénitique du lac juillet (unité F8) 68
Syénites à monzonites à pyroxène-hornblende ±biotite (sous-unité F8a) 68
Lamprophyres ? (sous-unité F8b) 69
Intrusion du lac Ramusio (unité F9) 69
Granites porphyriques (sous-unité F9a) 69

Granites massifs (sous-unité F9b) et monzonites porphyriques (sous-unité F9c) 71
Complexe intrusif du lac La Pinaudière (unité F10) 71
Granites à tonalites à biotite-hornblende ±grenat (sous-unité F10a) 72
Diorites quartziques à hornblende (sous-unité F10b) 72

GROUPE G: ROCHES INTRUSIVES TARDIVES 74
Diabases (unité G2) 74
Lamprophyres (unité G3) 75
Problèmes des pegmatites 75

MÉTAMORPHISME 77
Minéraux métamorphiques et assemblages minéralogiques typiques 77
Faciès métamorphiques 80

GÉOLOGIE STRUCTURALE 85
Foliation ou schistosité 85
Gneissosité 85
Plis 89
Linéations 89
Mylonitisation 89
Zone de mylonitisation autour du batholite de Mistastin 93
Zone de déformation au sud du lac Zeni 93
Zone de cisaillement à l'ouest de la rivière George 93
Structures tardives 93

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE 95

GÉOCHIMIE 96

RÉFÉRENCES 105

ANNEXES

A – Liste des lames minces et des analyses chimiques 109
B – Pétrographie des échantillons représentifs de la région ..114
C – Analyses chimiques des éléments en traces dans les indices minéralisés 123
D – Analyses chimiques de roches mafiques (intercalées dans des gneiss) et de roches intrusives 124
E – Diagrammes des éléments des terres rares (ETR) normalisés par rapport à une chondrite 130

HORS-TEXTE (1:50 000)

Carte N° 1 – Feuillet de Signal Hill (23 I/9)
Carte N° 2 – Feuillet de Spot Lake (13 L/12)
Carte N° 3 – Feuillet du lac Bonaventure (23 I/15)
Carte N° 4 – Feuillet du lac La Pinaudière (23 I/16)
Carte N° 5 – Feuillet de Ethyl Lake (13 L/13)
Carte N° 6 – Feuillet du lac Lacasse (23 P/1)
Carte N° 7 – Feuillet du lac Ramusio (13 M/4)

INTRODUCTION

SITUATION ET ACCÈS

La région du lac Juillet (figure 1), située à environ 180 km à l'est de Schefferville est accessible par hydravion à partir de la base du lac de la Squaw près de cette localité. Le secteur étudié couvre une superficie irrégulière de plus de 3900 km^2; il est limité par la latitude 55° 15' (au nord) et la limite de partage des eaux (frontière entre le Québec et Terre-Neuve) au sud et la longitude 65° 00' (à l'ouest) et la limite de partage des eaux à l'est.

La région est couverte par les feuillets SNRC et aéromagnétiques suivants: 23P/1 et 6203G (lac Lacasse); 13M/4 et 6204G (lac Ramusio); 23I/15 et 6189G (lac Bonaventure); 23I/16 et 6188G (lac La Pinaudière); 13L/13 et 6187G (Ethyl Lake); 23I/9 et 6159G (Signal Hill); 13L/12 et 6160G (Spot Lake).

GÉOGRAPHIE PHYSIQUE

Les eaux de la région sont drainées vers la baie d'Ungava au nord par la rivière George. Plusieurs lacs d'origine glaciaire, généralement peu profonds et faiblement drainés par les affluents de la rivière George, sont entourés de zones marécageuses dans les secteurs boisés. Des plateaux constituent les zones des roches plutoniques felsiques, e.g. le batholite de Mistastin, le complexe intrusif du batholite de De Pas, la suite anorthositique de Michikamau, etc..

De nombreux modelés glaciaires sont présents, incluant des stries glaciaires, des roches moutonnées, des eskers, des blocs erratiques, etc.. La plupart des eskers, vestiges de la déglaciation, ont une direction E-W ou SE-NW, correspondant probablement au dernier mouvement glaciaire dans la région.

MÉTHODE ET BUTS DU TRAVAIL

L'interprétation des cartes aéromagnétiques nous a permis de sortir les principales grandes unités géologiques et leur orientation structurale. Ensuite, l'ensemble des travaux a été structuré à partir des photographies aériennes à l'échelle de 1:31 000. La mise en carte finale est à l'échelle de 1:50 000. La grande majorité des cheminements ont été effectués perpendiculairement à la direction des unités géologiques. Étant donnée la grande superficie à couvrir (plus de 3900 km^2) par rapport au temps disponible, l'espacement entre les cheminements était de 3 km. Pour les zones à très faible densité d'affleurements telle la région au nord des lacs Juillet et Bourdon, ainsi que dans les secteurs marécageux des lacs Résolution, Ramusio et de la rivière George, nous avons utilisé l'hélicoptère pour le repérage et la visite des aires d'affleurements.

Cette cartographie à l'échelle de 1:50 000 (Taner, 1986) s'inscrit dans le cadre du projet de la rivière George, qui a débuté en 1983. La région étudiée est contiguë, au nord, à celle

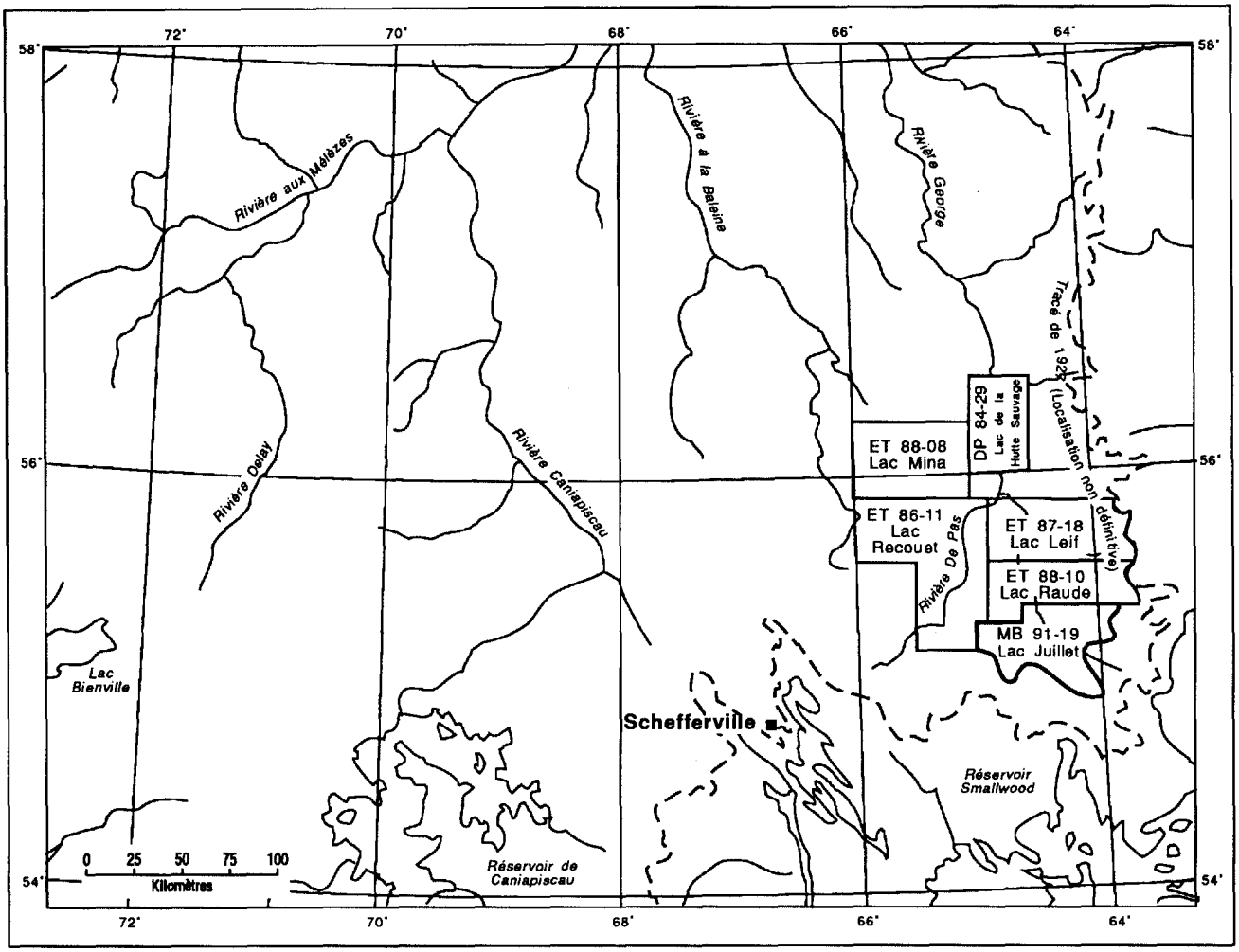


FIGURE 1 - Carte de localisation du secteur étudié dans le cadre des travaux du projet de la rivière George.

cartographiée par D. Danis (1987 et en préparation). Le batholite de De Pas (anciennement «Ungava»), à l'ouest, a fait l'objet de recherche approfondie par J. Martelain (1986a et b). J. van der Leeden (1986 et en préparation) y a fait une étude structurale régionale, incluant la région du lac Juillet et S. Bowring (1986) a échantillonné les principales intrusions felsiques pour datation radiométrique.

Les objectifs de nos travaux étaient de définir la distribution des unités lithologiques cartographiables au 1:50 000; de préciser la stratigraphie, la structure régionale et le métamorphisme; ainsi que de décrire les minéralisations observées pour une meilleure évaluation du potentiel minéral de la région.

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier Yvon Bellavance, Luc Charbonneau, André Gagné, Caroline Wilson pour leur contribution appréciable au succès du projet lors de travaux de cartographie. Louise Anderson, Luc Corrivaux, Claude Couture et Peter O'Leary ont fourni une collaboration efficace à titre d'aides-géologues. Des remerciements s'adressent aussi à mon cuisinier Fernand Ouellet ainsi qu'à Etienne Cormier, Rodrique Lavallé, Joseph Simon et Edgard St-Onge (hommes de canot) et Nelson Talbot (répartiteur). Nous avons beaucoup apprécié les services rendus par D. Danis et son talent d'organisateur.

Le ravitaillement par avion a été assuré par la compagnie Cargair Ltée.; la compagnie Hélicoptère Viking Ltée. assurait le transport sur le terrain. Yves Bachand et Alain Piché ont été nos pilotes et Ed Bergnach et Yves Trépanier, nos mécaniciens.

Nous sommes particulièrement reconnaissant à Yvon Bellavance pour son excellente interprétation du complexe intrusif de De Pas du feuillet 23I/15 (lac Bonaventure).

Marc Bélanger a été le superviseur du projet de la rivière George. Ses commentaires et suggestions ont été très appréciés pour ameliorer le rapport. Je tiens aussi à remercier mon compagnon de tente, le Dr. Tibor Szederkenyi, pour ses suggestions et John van der Leeden.

Enfin, mes remerciements vont au Dr. G. Pouliot, directeur du Département de génie minéral, qui m'a facilité l'accès aux laboratoires de l'École polytechnique de Montréal.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

La partie nord de la région (55° 00'N) a déjà été cartographiée à l'échelle de 1:250 000 par Taylor (1979), tandis que la partie sud a fait l'objet d'une étude de reconnaissance Emslie (1963). Ce dernier a réalisé une étude détaillée sur la suite anorthositique de Michikamau (Emslie, 1970) et sur le batholite de Mistastin (Emslie et al., 1980). Un levé géochimique des sédiments de lac dans la région de la rivière George a été réalisé par Beaumier (1982).

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

Le secteur étudié se situe dans la province structurale de Churchill et est constitué de roches protérozoïques et archéennes(?) (tableau 1). Hoffman (1989), en se basant sur des anomalies géophysiques, la géochronologie des zircons et la compilation des cartes géologiques existantes, a proposé une nouvelle approche pour comprendre l'évolution tectonique du continent nord américain et une redéfinition de la province structurale de Churchill. Suivant le modèle présenté, le secteur étudié se trouverait situé à l'intérieur des limites de deux orogènes: l'orogène du Nouveau-Québec (anciennement connu sous le vocable de Fosse du Labrador) et l'orogène de Torngat entre les provinces de Rae et de Nain (figure 2).

Le Bouclier canadien a été subdivisé en provinces et sous-provinces tectoniques. Ces subdivisions sont basées principalement sur des différences d'ensemble portant sur des caractéristiques locales de la succession stratigraphique, sur des relations orogéniques, sur les directions de la tectonique à l'intérieur de chaque province et sur les types de plissement (Stockwell et al., 1972). On a démontré aussi la présence de plusieurs périodes orogéniques au cours des temps géologiques précambriens. On définit une orogenèse comme une période durant laquelle des montagnes accompagnées du développement de plis se sont formées. Il se peut que le plissement soit ou non accompagné d'un métamorphisme à peu près contemporain et d'intrusions granitiques. En utilisant ces définitions, nous avons essayé de représenter les unités lithologiques étudiées sur un schéma chrono-stratigraphique (tableau 1). Il est à noter que la plupart des unités (e.g. unités E à A) n'ont pas de position stratigraphique précise, même entre elles. Les intrusions felsiques ont été placées dans les périodes d'orogenèse suivant les données géochronologiques disponibles. Pour cette raison, le complexe intrusif de De Pas (F2 et F6) et les roches plutoniques felsiques (précoce?) massives et/ou foliées (F1) ont été classées avec l'orogenèse hudsonienne, tandis que les roches plutoniques anorogéniques felsiques non déformées (F4, F7, F8 et F9) l'ont été avec l'orogenèse elsonienne. Le dyke de diabase (lac Raude) a été placé à environ 820 Ma suivant les données de la carte géologique du Canada (Stockwell et al., 1972), ainsi que la position des dykes de lamprophyre (environ 1230 Ma). La dernière phase de déformation correspondrait donc à l'emplacement du dyke de diabase du lac Raude, de direction NE-SW. L'histoire du métamorphisme et de la déformation du secteur étudié est assez complexe. On observe la superposition de la séquence des événements géologiques. Ainsi, nous avons supposé plusieurs périodes de déformation et de métamorphisme superposées correspondant aux différentes phases orogéniques (tableau 1). Le tableau 1 a été construit à l'aide des travaux de Greene (1970), Emslie (1970), Dimroth (1971), Stockwell et al. (1972), Taylor (1979), Martelain (1986a), Owen (1989) et van der Leeden (en préparation).

TABLEAU 1 - Corrélations chronolithostratigraphiques du secteur étudié avec les régions cartographiées par Green (1970), Emslie (1970), Taylor (1979) et van der Leeden (en préparation)

Éon	Ère	Sub ère	Période orogénique	Age (Ma)	Taner, 1987 (Cette étude)	Période de métamorphisme et de déformation	Greene 1970
							-------province de Churchill-------
	HADRYNIEN			570			
					G Roches intrusives tardives		
PROTÉROZOÏQUE				820	G2 : Diabase (lac Raude)	*Déformation (?)*	NÉOHÉLIKIEN ET PRÉCOCE(?)
		NÉOHÉLIKIEN	GRENVILLIEN	935			16: Filons-couches de gabbro, norite et diabase
				1230	G3 : Lamprophyre		
	HÉLIKIEN				G4 : Batholite de Mistastin		PALÉOHÉLIKIEN
		PALÉOHÉLIKIEN	ELSONIEN	1390	F7 : Suite anorthositique de Michikamau F8 : Instusion syénitique du lac Juillet F9 : Intrusion du lac Ramusio	*Métamorphisme*	14: Granite à diorite quartzique, syénite du lac Juillet, intrusion du lac Ramusio 13: Batholite de Mistastin, complexe intrusif de De Pas, intrusion du lac La Pinaudière 11: Suite anorthositique
					F2 : Batholite de De Pas F6 : Suite charnockitique de De Pas		APHÉBIEN ET PRÉCOCE(?)
	APHEBIEN		HUDSONIEN	1735	F1 : Roches plutoniques felsique massives et/ou foliées F10: Roches intrusives du lac La Pinaudière	*Métamorphisme* et *Déformation*	A?W_r: Granulite, gneiss à pyroxène, charnockite A?W_g: Gneiss granitique à granodioritique, migmatite, agmatite, amphibolite A?W_p: Paragneiss, incluant gneiss à BT-QZ-FP, gneiss à FP-QZ-BT-GR, gneiss à HO, gneiss oeillé, gneiss à graphite, ±quartzite et ±amphibolite
ARCHÉEN			KÉNORANIEN	2480	E: Roches plutoniques massives à foliées de composition intermédiaires D: Roches schisteuses et/ou rubanées et roches mafiques associées C: Roches métavolcaniques B: Roches mafiques et ultra-mafiques métamorphisées A: Gneiss quartzo-feldspathiques à protholithes variables	*Métamorphisme* et *Déformation*	A?W_b: Maphibolite, amphibolite à pyroxène, schiste à chlorite, gneiss riche en grenat et biotite A?W_a: Roches sédimentaires, princicalement quartzite et marbre

TABLEAU 1 - (suite)

Éon	Ère	Sub ère	Période orogénique	Age (MA)	Emslie, 1970	Taylor, 1979	van der Leeden (en préparation)
	HADRYNIEN			570			
PROTÉROZOÏQUE				820			
		NÉOHÉLIKIEN	GRENVILLIEN	935		NÉOHÉLIKIEN Adb: Diabase	NÉOHÉLIKIEN (?) Lithogroupe G
	HÉLIKIEN			1230	HÉLIKIEN Conglomérat, arkose et grès rouge *Discordance*		
		PALÉOHÉLIKIEN	ELSONIEN	1390	Granite, dykes de diabase et gabbro *Contact intrusif* Intrusion de Michikamau *Contact intrusif*	PALÉOHÉLIKIEN Pam: Batholite de Mistastin (1340 Ma) Ppm: Pegmatite Par: Anorthosite	PALÉOHÉLIKIEN ET APHÉBIEN (?) ET/OU ARCHÉEN (?) Lithogroupe E Lithogroupe F
	APHEBIEN		HUDSONIEN	1735	APHÉBIEN (?) Groupe de Petscapiscau: paragneiss, schiste, quartzite, métatuf amphibolite *Discordance (?)*	APHÉBIEN Agg: Granite gneissique (lac Raude: 1615 Ma) Agd: Granodiorite (Complexe intrusif de De Pas: 1625-1595 Ma) APHÉBIEN ET ARCHÉEN Amg: Migmatite Agl: Granulite Aab: Amphibolite: 1928-2770 Ma Apg: Paragneiss Agr: Granite Agd: Granodiorite	APHÉBIEN (?) ET ARCHÉEN (?) Lithogroupe D Lithogroupe C Lithogroupe B Lithogroupe A
ARCHÉEN			KÉNORANIEN	2480	ARCHÉEN (?) Gneiss quartzo-feldspathiques, granulite, migmatite		

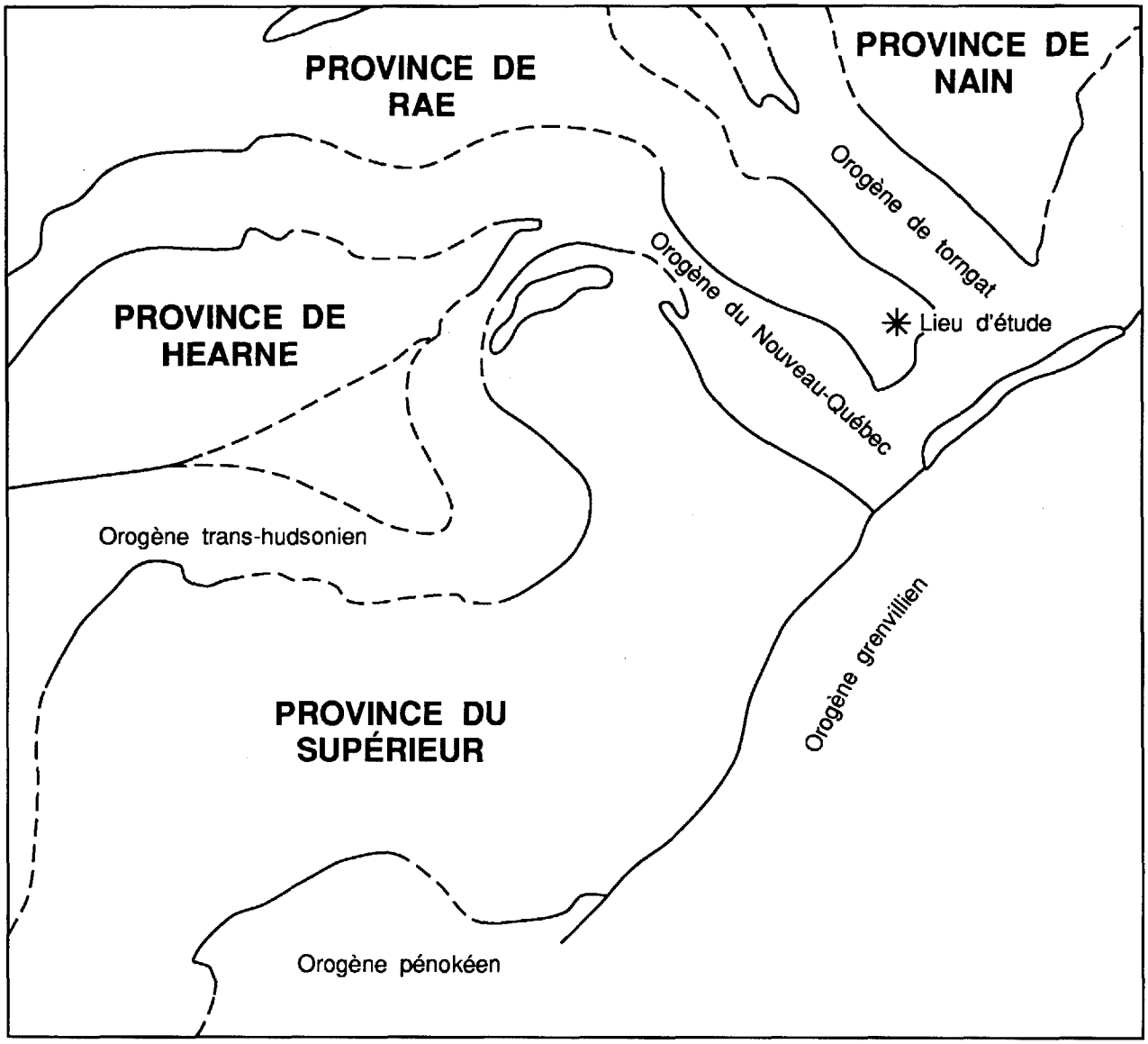


FIGURE 2 - Carte montrant une nouvelle subdivision des provinces structurales d'après Hoffman (1989)

Les roches de la région de la rivière George ont été divisées en sept grands groupes (A à G), essentiellement basés sur la composition et l'origine probable des protolithes. Les groupes présentés ont été créés seulement pour faciliter la compilation régionale (tableau 2A). Cette subdivision est purement lithologique sans connotation stratigraphique. Les principales unités lithologiques observées du secteur étudié sont représentées au tableau 2A. Certaines unités cartographiées au nord sont ici absentes, tandis que de nouvelles unités, comme le complexe volcano-sédimentaire du lac Zeni (C5), ont été ajoutées.

Les roches du secteur du lac Juillet ont été subdivisées en dix domaines géologiques et structuraux (figure 3) à la suite de nos observations de terrain et d'interprétation des cartes aéromagnétiques. Cette subdivision en domaines reflète d'une part le grain tectonique régional N-S ou NW-SE et, d'autre part, les différents domaines géologiques, ainsi que la distribution des intrusions felsiques post-tectoniques (intrusions anorogéniques). Ces domaines sont présentés au tableau 2B. Il faut aussi noter la prolongation probable de la zone de cisaillement discontinue de la rivière George décrite par van der Leeden (en préparation) ainsi que le dyke de diabase (G2) du lac Raude qui prolonge une faille majeure (figure 3). Nous discutons ci-après de ces unités en détail.

TABLEAU 2A - Sommaire des principaux groupes lithologiques de la région et des terrains adjacents.

Groupes	Unités	Lithologies
A		GNEISS QUARTZO-FELDSPATHIQUES À PROTHOLITES VARIABLES
	A1	Gneiss quartzo-feldspathiques
	A2	Paragneiss
	A4	Granites gneissiques oeillés
B		ROCHES MAFIQUES ET ULTRAMAFIQUES MÉTAMORPHISÉES
	B1	Amphibolites
	B2	Métagabbros
	B5	Diorites et gabbros quartziques
C		ROCHES MÉTAVOLCANIQUES
	C1	Métamafites
	C2	Métavolcanoclastites
	C5	COMPLEXE VOLCANOSÉDIMENTAIRE DU LAC ZENI
	C6	Méta-agglomérats (métavolcanites de «Signal Hill»)
D		ROCHES SCHISTEUSES ET/OU RUBANÉES ET ROCHES MAFIQUES ASSOCIÉES
	D1	Métacherts, métagrès, métasiltstones: «Schistes d'Atshakash»
	D2	Roches quartzo-feldspathiques rubanées
	D3	Métagrès et roches métasédimentaires associées
E		ROCHES PLUTONIQUES MASSIVES À FOLIÉES DE COMPOSITION INTERMÉDIAIRE
	E1	Diorites quartzifères à monzodiorites quartzifères
F		ROCHES PLUTONIQUES FELSIQUES MASSIVES ET/OU FOLIÉES
	F1	Roches plutoniques felsiques massives et/ou foliées non correlées
	F2	Complexe intrusif du batholite de De Pas
	F4	Roches plutoniques anorogéniques du batholite de Mistastin
	F6	Suite charnockitique du complexe intrusif de De Pas
	F7	Suite anorthositique de Michikamau
	F8	Intrusion syénitique du lac Juillet
	F9	Intrusion du lac Ramusio
	F10	Roches intrusives du lac La Pinaudière
G		ROCHES INTRUSIVES TARDIVES

TABLEAU 2B – Sommaire des principaux domaines géologiques et structuraux (voir aussi la figure 3).

Domaines	Lithologies
I	Complexe intrusif de De Pas: I_A: Batholite de De Pas (F2) I_B: Suite charnockitique de De Pas (F6)
II	Gneiss à protolithes variables (A1a et A4c) (encaissants à l'est du complexe intrusif de De Pas)
III	Paragneiss du lac Bourdon (D2a)
IV	Complexe volcanosédimentaires: IV_A: Complexe volcanosédimentaire du lac Zeni (C5) IV_B: Gneiss variés: paragneiss (A2a et A2b); gneiss dioritiques (E1e); métagabbro à métadiorite (B5d)
V	Complexe intrusif du lac La Pinaudière (F10) et métasédiments du lac Jannière (D3a)
VI	Batholite de Mistastin (F4)
VII	Intrusion syénitique du lac Juillet (F8)
VIII	Suite anorthositique de Michikamau (F7)
IX	Intrusion granitique du lac Ramusio (F9)
X	Intrusions du lac Raude (F1c et B5a)

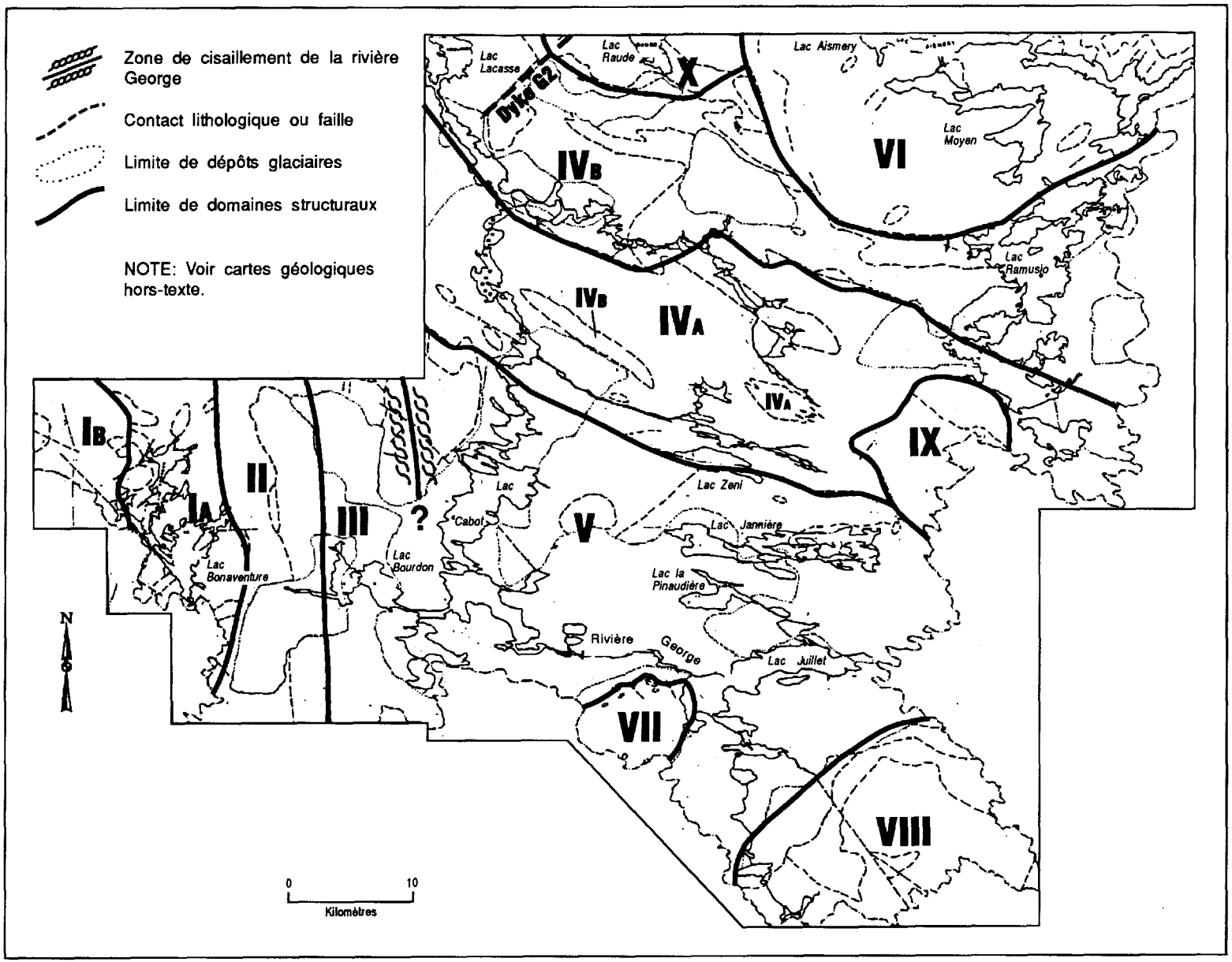


FIGURE 3 - Subdivision du secteur étudié en domaines géologiques et structuraux. Voir l'explication des domaines au tableau 2B.

LITHOLOGIES

GROUPE A: GNEISS QUARTZO-FELDSPATHIQUES À PROTOLITHES VARIABLES

Une séquence variée de paragneiss et d'orthogneiss affleure à l'est de la rivière George (carte 3). Par contre, des gneiss quartzo-feldspathiques d'origine incertaine (groupe A) constituent l'encaissant oriental du batholite de De Pas (unité F2). Des niveaux de pegmatites quartzo-feldspathiques (±biotite et rarement hornblende) sont présents presque partout dans les roches gneissiques sous forme de lentilles ou de veines centimétriques ou métriques.

GNEISS QUARTZO-FELDSPATHIQUES (unité A1)

GNEISS QUARTZO-FELDSPATHIQUES À BIOTITE-MUSCOVITE (sous-unité A1a)

Les roches de cette sous-unité affleurent principalement à l'est du batholite de De Pas (unité F2) dont elles constituent l'encaissant oriental (carte 3, hors-texte). Il s'agit de gneiss à biotite, hornblende et muscovite, de couleur gris perle ou rose, à grain fin ou moyen. Ces gneiss de composition granitique et/ou dioritique sont rubanés et plissotés. Ils présentent une forte migmatisation exprimée sous forme d'injection lit-par-lit de matériel riche en quartz et feldspaths (figure 4) ou sous forme de niveaux agmatitiques (figure 5). La migmatisation, le métamorphisme et la déformation augmentent vers le contact du batholite. On note une abondance de niveaux pegmatitiques, boudinés ou en lentilles isolées qui concordent avec la gneissosité. On observe aussi des enclaves ou des niveaux d'amphibolite (figure 4) avec de rares grenats. Ces gneiss sont aussi présents sous forme d'enclaves dans le batholite de De Pas (unité F2).

L'étude d'une lame mince (éch.: 126-LP-5038; annexe B) montre que la roche à grain moyen présente une texture granoblastique. Elle est constituée de plagioclase (andésine-oligoclase; 60%), de quartz (25%), de biotite (10%), de hornblende (5%), d'apatite, de zircon et d'opaques (ilménite). On note l'absence de feldspath potassique. Il s'agit d'un gneiss quartzo-feldspathique à biotite (annexe B). L'assemblage minéral indique un degré de métamorphisme au faciès amphibolite. Il est à noter, d'ailleurs, que les gneiss de l'encaissant oriental du batholite de De Pas sont fortement affectés par des phénomènes de fusion partielle, phénomènes qui détruisent le caractère textural plus ou moins igné soupçonné en lame mince.

GNEISS QUARTZO-FELDSPATHIQUES À BIOTITE-HORNBLENDE (sous-unité A1b)

Cette sous-unité est en contact d'une part avec le batholite de Mistastin (unité F4) et d'autre part avec les paragneiss ±graphiteux (sous-unité A2b). Elle affleure principalement sur la carte 2086F (hors-texte). Dans cette sous-unité, on peut reconnaître les faciès suivants:

(1) Gneiss mésocrate à biotite-hornblende;
(2) Gneiss dioritique;
(3) Gneiss granitique;

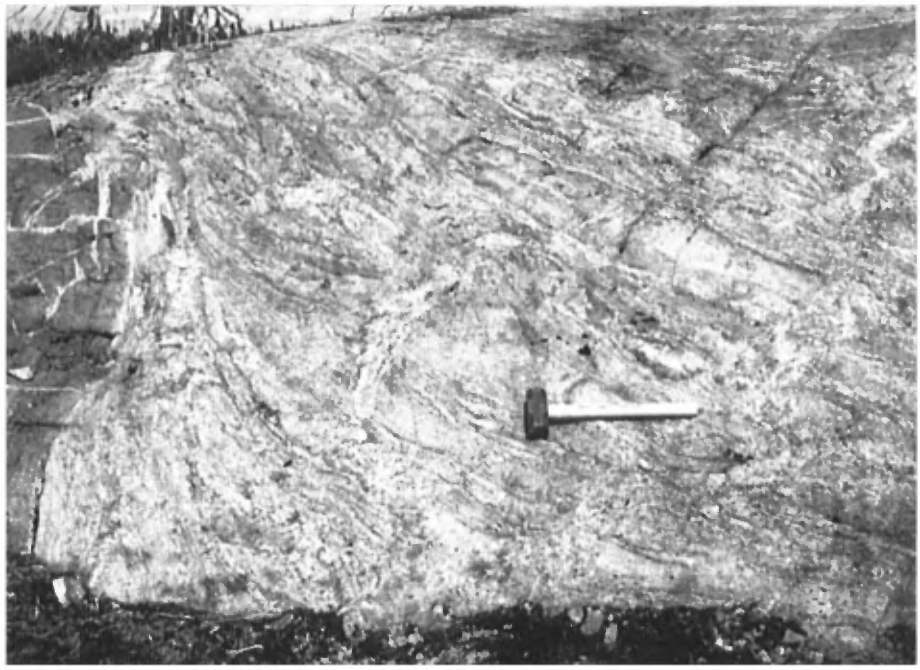


FIGURE 4 - Gneiss fortement migmatisé de la sous-unité Ala avec injection lit-par-lit de matériel granitique. Zone de bordure orientale du batholite de De Pas. Notons aussi la présence d'un niveau d'amphibolite (loc.: MT-86-2073; UTM: 387300E et 6070400N).

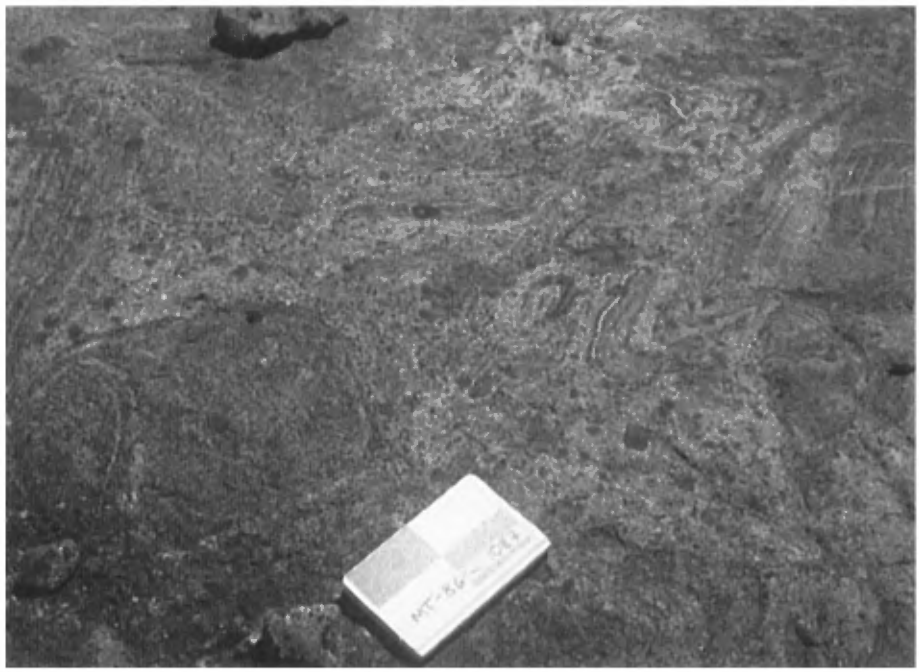


FIGURE 5 - Exemple d'agmatite dans la sous-unité Ala avec des fragments à l'aspect bréchoïde et des plissements dans le néosome. Au contact du batholite de De Pas (loc.: MT-86-1087; UTM: 384650E et 6067800N).

(4) Amphibolite et/ou métagabbro (B2a).

Dans l'ensemble, les roches de cette sous-unité sont des gneiss quartzo-feldspathiques rubanés, foliés, à grain fin, avec des mobilisats leucocrates (quartz, feldspath; grain de 3 à 5 mm de diamètre) ou des paléosomes mésocrates (hornblende, biotite, plagioclase; grain de 1 à 2 mm de diamètre). Ces gneiss se composent de feldspath (50-60%), de quartz (10-15%), de biotite (5-20%) et de hornblende (5-20%). De couleur gris à noirâtre et à patine gris foncé verdâtre, ils sont localement fortement déformés et présentent de belles textures protomylonitiques avec porphyroclastes (1-2 cm) de feldspath potassique. La matrice est constituée de quartz, feldspath, biotite et hornblende. Des agmatites ont été reconnues dans ces gneiss. Cette sous-unité présente aussi des microplis isoclinaux en «S» et en «Z» (figure 50).

Le faciès de *gneiss dioritique* est rubané avec alternance millimétrique à décimétrique de niveaux mésocrates (riches en biotite et/ou hornblende) et leucocrates (feldspath). La roche se compose principalement de plagioclase (50%), de hornblende (20-40%) et de biotite (10-30%). Le faciès de *gneiss granitique* est similaire au gneiss dioritique, mais son contenu en quartz (20-30%) est plus élevé et il est de couleur rose clair.

Des minces *niveaux amphibolitiques* ou des petites masses hectométriques de *métagabbro* (sous-unité B2a) alternent avec ces gneiss divers. Le métagabbro a donné un âge (K-Ar) de 1629 $\pm$49 Ma (Taylor, 1979).

PARAGNEISS (unité A2)

Les paragneiss forment une bande importante au nord du complexe volcano-sédimentaire du lac Zeni (C5). Cette unité (cartes 6 et 7, hors-texte) est en contact avec l'intrusion du lac Raude (F1c), au nord. Elle constitue un niveau-repère important au sommet du complexe volcanosédimentaire du lac Zeni. Cette unité comprend un faciès de paragneiss à biotite-grenat$\pm$hornblende (A2a) et un faciès de paragneiss graphiteux à biotite-grenat (A2b). Les figures 6, 7, 8, 9 et 49 résument les principales caractéristiques macroscopiques de ce paragneiss.

PARAGNEISS À BIOTITE $\pm$GRENAT $\pm$HORNBLENDE (sous-unité A2a)

Ce faciès est constitué de gneiss quartzo-feldspathiques à biotite-grenat avec intercalation locale d'amphibolite (voir cartes 6 et 7). Ce sont des roches rubanées qui forment des bancs millimétriques à centimétriques. L'alternance se fait entre des bancs leucocrates riches en quartz-feldspath et des bancs mésocrates riches en biotite (figures 6 et 7). La hornblende est aussi localement abondante (figure 8). Le grenat (0,3 à 4 cm) de couleur brun-rouge est localement disséminé dans la matrice; il présente parfois une texture poeciloblastique. Les roches sont massives, à grain fin ou moyen. Les niveaux leucocrates ont une couleur gris clair à blanc, et les mésocrates, gris sombre châtain ou bien gris sombre verdâtre. Ces roches ont en général un débit régulier. Elles présentent parfois des textures protomylonitiques.

FIGURE 6 - Paragneiss de la sous-unité A2a; roche rubanée, plus ou moins rouillée avec des bancs millimétriques à centimétriques, leucocrates, riches en quartz-feldspath ainsi que des bancs mésocrates riches en biotite et hornblende; notons la présence des petits phénoclastes de feldspath qui constituent les fragments détritiques (loc.: MT-86-019; UTM: 426850E et 6097900N).

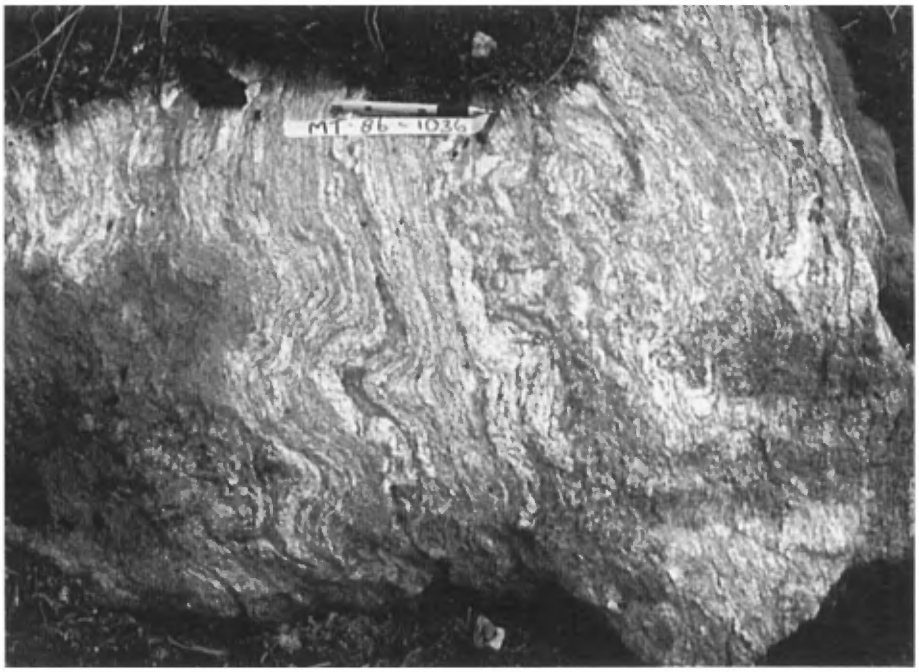


FIGURE 7 - Paragneiss quartzo-feldspathique à biotite, plissé, avec néosome boudiné et intercalation de minces niveaux d'amphitolite (loc. MT-86-1036; UTM: 434950E et 6097900N).

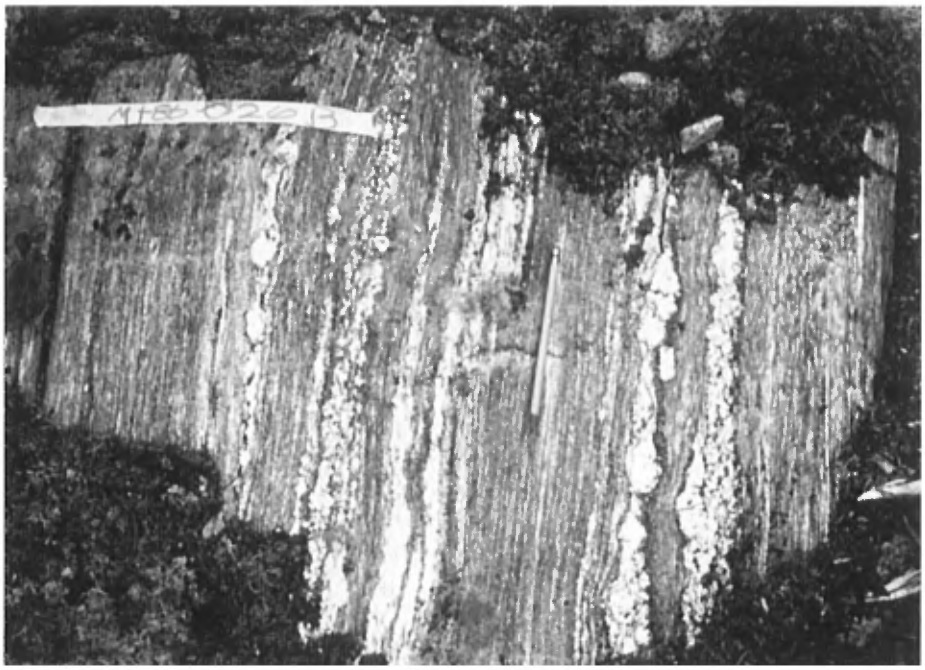


FIGURE 8 - Paragneiss rubané et mylonitisé avec des lits (paléosomes leucocrates) de phénoclastes de feldspath dans une matrice recristallisée riche en biotite et hornblende (loc.: MT-86-026; UTM: 425300E et 6116200N).

FIGURE 9 - Paragneiss avec néosome pegmatitique et paléosome fortement rouillé, parallèle à la foliation (loc.: MT-86-086; UTM: 419750E et 6113725N).

On note aussi l'abondance des microplissements avec plan axial parallèle à la foliation.

Des niveaux pegmatitiques en lentilles ou en bancs continus (figure 9) se développent fréquemment dans cette sous-unité paragneissique. Ce sont des horizons quartzo-feldspathiques, souvent localisés aux charnières des plis.

L'étude pétrographique de cinq échantillons représentant diverses lithologies de la sous-unité A2a (annexe B) indique que les principaux minéraux constituants sont le quartz (10-45%), le plagioclase (40-50%; oligoclase, andésine), le feldspath alcalin (dans un échantillon: 77-LP-88A), la biotite (10-25%), la hornblende (0-10%) et le grenat (traces à 10%), ce dernier étant en proportion variable suivant les niveaux leucocrates ou mésocrates. La titanite, l'apatite, le zircon, l'allanite et parfois les opaques constituent les minéraux accessoires. La sillimanite a été observée seulement dans un échantillon (97-LP-3040) prélevé dans un niveau de gneiss à biotite, grenat, ±sillimanite intercalé dans le complexe du lac Zeni. La sillimanite croît sous forme de petites fibres aux dépens de la biotite. Son développement est tardif par rapport à celui de la biotite qui s'est formée avant la déformation et suit les charnières des microplis. Le grenat a souvent une texture poeciloblastique. L'épidote à texture symplectique est présente dans certains échantillons.

Ces gneiss de la sous-unité A2a semblent avoir une origine sédimentaire de type grauwacke à cause de la présence de petits fragments clastiques (0,5 à 5 cm) déformés dans une matrice à grain fin (figure 6). La distribution des fragments dans la roche est très aléatoire.

Des amphibolites s'intercalent en bancs réguliers centimétriques à métriques ou en lentilles métriques. Elles se composent de plagioclase, de hornblende et de biotite.

PARAGNEISS À BIOTITE-GRENAT-GRAPHITE (sous-unité A2b)

Dans l'ensemble, les faciès de cette sous-unité ressemblent à ceux du A2a. Cependant, la sous-unité A2b est surtout caractérisée par la présence de niveaux centimétriques à métriques rouillés, de couleur brun-rouge (figure 9) et par le développement local du graphite. Ce dernier, visible à l'oeil nu, forme des paillettes de 3 à 5 mm d'un gris métallique caractéristique. Les roches de cette sous-unité, représentées surtout par les paragneiss à biotite-grenat, sont rubanées, plissotées et foliées et à grain fin ou moyen. Les niveaux rouillés, contenant de la pyrite (1-5%) finement disséminée, forment des niveaux assez réguliers et continus qu'on peut suivre sur une dizaine de kilomètres, parallèlement à la foliation régionale. Ils semblent constituer un niveau repère intéressant dans l'unité A2.

Les observations de terrain et l'étude pétrographique nous ont permis de distinguer cinq différents faciès. Ces faciès, non cartographiables à l'échelle de ce travail, ont été regroupés avec la sous-unité A2b et sont partiellement décrits ci-après (voir aussi annexe B).

- *Faciès de paragneiss à biotite-graphite* (zone rouillée): L'étude pétrographique de quatre échantillons (annexe B) montre que les paragneiss de la zone rouillée sont des métagrauwackes constitués principalement de plagioclase (oligoclase, andésine; 25-50%), de quartz (30-40%) et de biotite (10-30%). Le graphite est un minéral important dans cette zone. La pyrite se présente sous forme de grains finement disséminés dans la matrice de la roche. La titanite, le zircon, l'allanite et les minéraux opaques sont accessoires. L'épidote, le feldspath alcalin et parfois la muscovite s'y développent. La silicification est importante (e.g., 72-LP-015) dans les roches finement pyritisées, allant localement jusqu'à 20-30% du volume. Elle est caractérisée par le développement abondant de grains de quartz à texture microgrenue dans la mésostase de paragneiss à biotite et plagioclase. La biotite, le quartz, l'oligoclase et le feldspath alcalin (microcline) forment l'assemblage métamorphique. Le développement de l'épidote est tardif. Dans l'ensemble, les roches de cette zone rouillée présentent des reliques d'une texture détritique caractérisée par la présence de grains angulaires clastiques de feldspath et de quartz dans une matrice recristallisée et enrichie en quartz. La composition minéralogique et les structures sédimentaires suggèrent une origine volcanosédimentaire remaniée.

  On remarque aussi localement des niveaux de mobilisats leucocrates, d'aspect aplitique, de dimension centimétrique à métrique, localisés généralement aux charnières des plis. Ces mobilisats sont à grain fin et constitués principalement de feldspath et de quartz provenant probablement de la fusion partielle des métasédiments encaissants. La concentration des zones rouillées est localement importante autour de ces roches d'aspect aplitique dont le développement est postérieur aux plissements. D'autre part, des niveaux pegmatitiques (figure 9) forment souvent des lentilles. Un exemple (73-LP-082A; annexe B) montre que la pegmatite est constituée principalement de feldspath alcalin (45%), de quartz (50%), de plagioclase (5%) et de muscovite, de titanite et de zircon.

- *Faciès d'intrusion felsique*: Les paragneiss à biotite-graphite associés à des zones rouillées contiennent localement des amas de roches intrusives felsiques. Un exemple (76-LP-82G; annexe B) montre qu'il s'agit d'une microdiorite déformée, constituée de plagioclase (andésine, oligoclase; 35%), de quartz (30%), de feldspath alcalin (5%), de biotite (15%), de titanite, d'allanite, de zircon avec du matériel silicifié (10%). La muscovite et l'épidote sont les minéraux métamorphiques.

- *Faciès d'amphibolite intercalée*: L'intercalation en lentilles métriques à décamétriques de roches basiques est localement importante dans cette sous-unité. L'étude pétrographique d'un échantillon (75-LP-82F; annexe B) montre qu'il s'agit d'un métagabbro avec des reliques d'une texture de cumulat. La roche est constituée de plagioclase (andésine, oligoclase; 45%), de hornblende (45%), de quartz (5%), de biotite (4%) et de titanite, ilménite, allanite, opaques et hématite.

. *Faciès de talc-schiste*: Nous avons trouvé un affleurement d'une roche carbonatée dans le lit d'un ruisseau (66-LP-5068; annexe B). Il s'agit d'une roche à grain fin de couleur gris clair; elle est constituée de plagioclase altéré (10%), de quartz (30%), de phyllosilicate (talc ?; 30%), de carbonate (20%), de muscovite (3%), de titanite (2%) et de quantités mineures de feldspath alcalin. Il s'agit d'un niveau de talc-schiste ou de calc-schiste à quartz, carbonate et biotite. Ce niveau peut correspondre à une partie de la sous-unité A2c décrite par Owen (1986). Ce niveau constituerait le sommet de la séquence paragneissique de l'unité A2.

* * *

La sous-unité A2b a une origine sédimentaire certaine. Il faut souligner l'intercalation de roches basiques dans ces paragneiss d'origine volcanosédimentaire. Ces roches sont comparables à celles de l'unité D2a (voir carte 3). Bien que les résultats analytiques des éléments en traces (annexe C) ne soient pas très encourageants sur le plan économique, cette zone rouillée à sulfures finement disséminés mérite un examen plus attentif.

GRANITES GNEISSIQUES OEILLÉS (unité A4)

GRANITES GNEISSIQUES OEILLÉS À BIOTITE-HORNBLENDE ±CHLORITE (sous-unité A4c)

À l'est de la sous-unité A1a (carte 3, SNRC 23I/15), on trouve un gneiss oeillé mylonitique. Ce faciès est constitué de roches de couleur gris clair, à patine gris clair rosâtre, oeillées, à texture protomylonitique avec phénoclastes et/ou phénoblastes de feldspath potassique (1 à 4 cm de long) dans une matrice à grain moyen et fin (figure 10). Cette roche a une foliation marquée. Elle se compose, en moyenne, de feldspath (40-55%, dont au moins 15% de porphyroclastes et/ou -blastes), de quartz (25 - 40%), de biotite (15-20%) et de hornblende (10%). On observe localement de petits cristaux rougeâtres de grenat de type almandin. Des niveaux pegmatitiques quartzo-feldspathiques, presque parallèles à la foliation ou recoupant celle-ci sans direction préférentielle sont présents. On trouve des enclaves de roche mafique, des dykes d'aplite et localement des gneiss granitiques à grain fin, équigranulaires et discordants.

L'étude pétrographique de deux échantillons (124-LP-112 et 125-LP-4149A) confirme les observations macroscopiques (annexe B). Le plagioclase de composition oligoclase-andésine constitue 20-35% du volume et le feldspath alcalin est du microcline (10 à 30%) avec le développement local de myrmékite au contact du plagioclase. En plus, on peut noter le développement d'épidote (environ 5-10%) à texture symplectique avec des vermicules de quartz et de feldspath. Cette texture peut indiquer une origine secondaire due à un événement métamorphique retrograde de l'épidote qui ne serait pas en équilibre avec l'assemblage minéral pré-existant. L'allanite se développe au centre de l'épidote en quantité importante. L'abondance de titanite (3-4%) et l'apatite (1-2%) est à noter. Les grains de 100-150 µm de zircon sont abondants dans ces gneiss oeillés. La présence de feldspaths alcalins et le développement de myrmékite en sa bordure sont

importants dans ces roches. La teinte du pléochroïsme de la hornblende varie de vert bouteille à vert sombre.

GROUPE B: ROCHES MAFIQUES ET ULTRAMAFIQUES MÉTAMORPHISÉES

AMPHIBOLITES À GRAIN FIN OU MOYEN NON DIFFÉRENCIÉES (sous-unité B1a)

Un affleurement hectométrique d'amphibolite a été trouvé au contact de l'intrusion du lac Raude sur la carte 6 (23P/1). Les conditions d'affleurement ne permettent pas d'en déterminer le mode de gisement ou l'extension. La roche à grain fin, de couleur vert foncé, est localement fortement mylonitisée avec une belle texture granoblastique et protomylonitique. Cette sous-unité contient de rares dykes métriques de diabase. Les amphibolites sont constituées d'amphibole (≈60%) et de plagioclase (≈40%).

MÉTAGABBROS NON DIFFÉRENCIÉS (sous-unité B2a)

Des petites masses decamétriques à hectométriques de métagabbro s'intercalent dans des gneiss à protolithes variables (unité A1), dans des paragneiss (unité A2) ou bien dans la diorite à diorite quartzique peu foliée (sous-unité B5a); on en retrouve aussi dans le complexe volcanosédimentaire du lac Zeni (unité C5) et les gneiss dioritiques du lac Résolution (sous-unité E1e).

Ce sont des roches massives, équigranulaires à texture plus ou moins subophitique, de couleur gris sombre verdâtre, à grain moyen et/ou grossier. La roche présente localement une faible foliation. L'étude pétrographique de quelques échantillons (e.g. 33-LP5052 dans la sous-unité B5a) montre principalement de la hornblende (50-60%) et du plagioclase (50-40%) avec la présence sporadique de biotite. La titanite, l'apatite, les opaques et l'ilménite constituent les minéraux accessoires. La hornblende semble remplacer le pyroxène; on y trouve de rares reliques de ce dernier.

Certaines observations concernant l'âge et le métamorphisme de ces métagabbros méritent d'être notées: (1) une détermination d'âge par la méthode K-Ar (figure 43) a été effectuée sur la hornblende d'un métagabbro (B2a) intercalé dans de la sous-unité A1b (1629 $\pm$49 Ma, Taylor 1979); (2) un faciès pegmatitique de métagabbro (53-LP-4194A; annexe B) avec mégacristaux de hornblende (4-5 cm) a été observé au contact du complexe du lac Zeni (C5) et des gneiss dioritiques du lac Résolution (E1e); et (3) un faciès de métagabbro avec une texture en couronne montre des grenats à texture poeciloblastique entourés d'un matériel leucocrate (plagioclase) dans une matrice mélanocrate contenant localement du clinopyroxène de couleur verdâtre.

DIORITES À DIORITES QUARTZIQUES (sous-unité B5a)

Cette sous-unité affleure à l'est du lac Raude en contact avec le batholite de Mistastin et l'intrusion du lac Raude (voir carte 6, SNRC 23P/1). Ce sont des roches massives peu foliées, déformées et localement migmatisées. Elles présentent parfois un caractère gneissique, donnant localement l'aspect d'un gneiss oeillé mésocrate à hornblende avec porphyroblastes de feldspath et

de hornblende. Le développement de leucosome quartzo-feldspathique est fréquent. Cette sous-unité contient des enclaves mafiques de composition amphibolitique. Des niveaux pegmatitiques sont fréquemment observables. Les diorites sont des roches de couleur gris foncé verdâtre, à patine gris moyen verdâtre et à grain moyen.

L'étude pétrographique de trois échantillons (annexe B) montre que les roches se composent principalement de plagioclase (andésine,oligoclase; 40-50%), de hornblende-actinote (10-25%) et de biotite (10-15%). La titanite,les opaques, l'apatite et le zircon constituent les minéraux accessoires. Le feldspath alcalin (microcline) peut représenter jusqu'à 20% de la roche qui a été silicifiée. La quantité du quartz atteint localement 15%. Le développement du quartz est le résultat de la silicification due à la déformation. Ainsi, la roche présente une texture protomylonitique avec des phénoclastes de feldspaths, surtout de plagioclase (figure 11). On note deux variétés d'amphibole: la hornblende, dont le pléochroïsme est vert pomme et l'actinolite dont le pléochroïsme est vert bleuté; cette dernière se développe surtout autour de la hornblende. L'amphibole semble localement remplacer le pyroxène (31-LP-5057). On observe des traces de pyrite et de l'épidote tardive. La composition minéralogique indique que la roche est une métadiorite et localement une diorite quartzique.

GABBROS À PYROXÈNE-OLIVINE (sous-unité B5b)

Un amas de roches gabbroïques très fraîches, d'une largeur de 30 m, affleure juste au sud du batholite de Mistastin (sous-unité F4a) sur la carte 7 (SNRC 13M/4). Cette roche à grain fin à moyen, de couleur gris moyen verdâtre et à patine gris verdâtre, a une texture ophitique. L'étude pétrographique de deux échantillons (107-LP-3069 et 108-LP-3074; annexe B) montre que ces gabbros se composent de plagioclase (labrador-bytownite: 50%), de clinopyroxène (augite titanifère; 25%), d'olivine (10-20%), de minéraux opaques (magnétite; 5%) et de biotite, iddingsite, apatite. Il s'agit d'un gabbro à augite titanifère et olivine (figure 12). Les encaissants semblent être des métagabbros ou localement des gneiss à biotite-hornblende. Le gabbro à pyroxène-olivine pourrait se trouver dans une zone structurale tardive similaire au dyke de diabase (figure 13) qui affleure au sud du lac Raude (sous-unité G2). D'autre part, Emslie (1986) signale la présence d'une suite intrusive de roches mafiques ignées, similaire à ce gabbro à pyroxène-olivine, dans des granulites de haut métamorphisme (950 ^{o}C; 8,5 kb) de la région de «Red Wine Mountains» au sud du Labrador central.

FIGURE 10- Gneiss oeillé quartzo-feldspathique (sous-unité A4c), déformé, à texture protomylonitique (phénoclastes de feldspath) avec niveaux aplitiques (A) et pegmatitiques (P) recoupant la foliation principale (loc.: MT-86-114; UTM: 394150E et 6073600N).

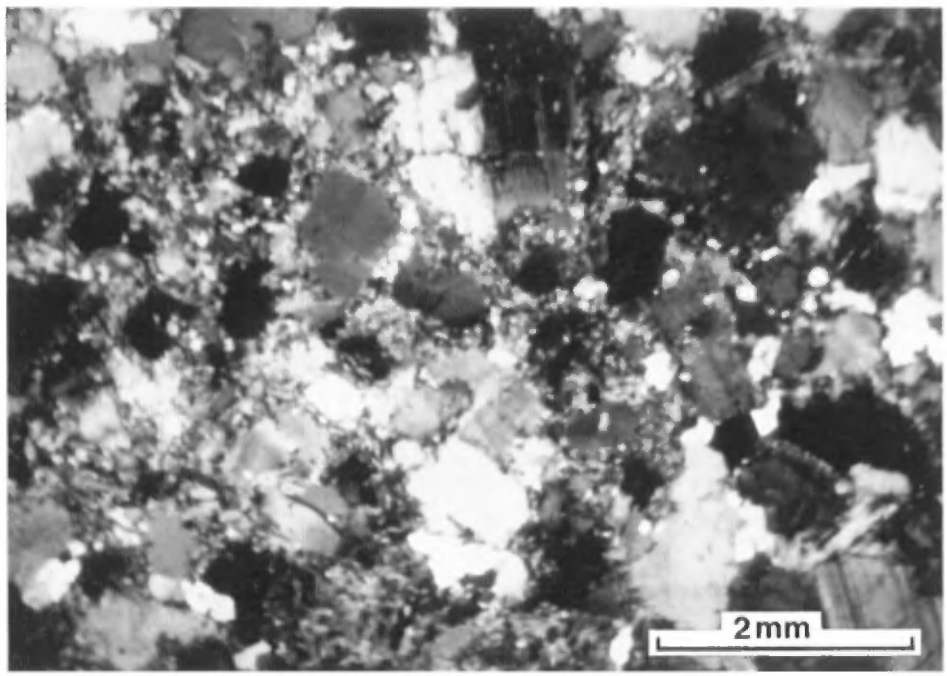


FIGURE 11 - Photomicrographie d'une métadiorite de la sous-unité B5a. La roche déformée montre une texture protomylonitique avec des phénoclastes de plagioclase (andésine), de la hornblende et de la biotite dans une mésostase silicifiée (quartz tardif). Lame 30-LP-098.

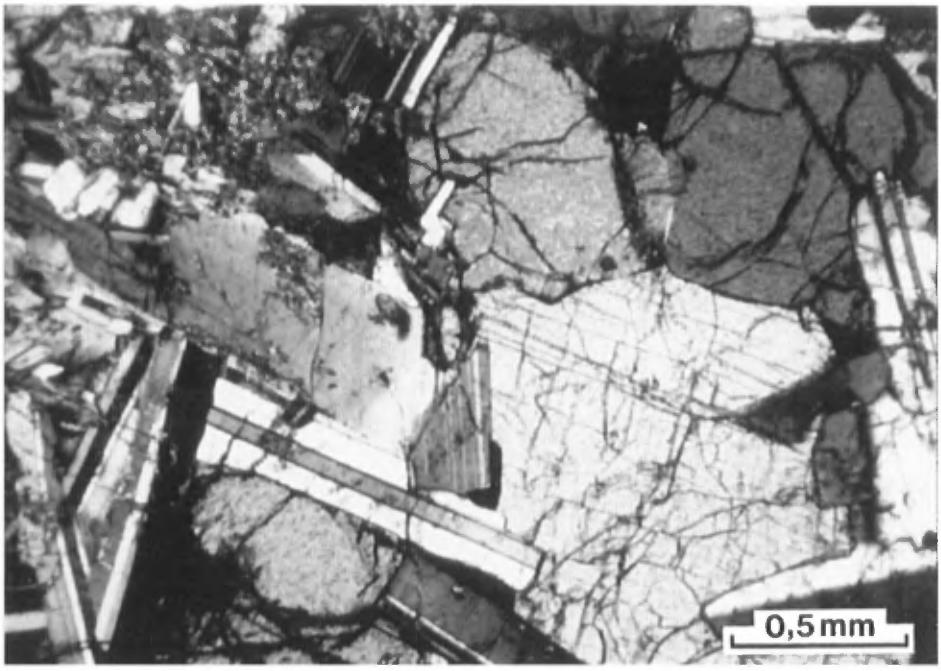


FIGURE 12 - Photomicrographie d'un gabbro à augite titanifère et olivine (sous-unité B5b). La roche fraîche à texture ophitique est constituée de plagioclase (labrador), d'augite titanifère, d'olivine. Lame 108-LP-3074.

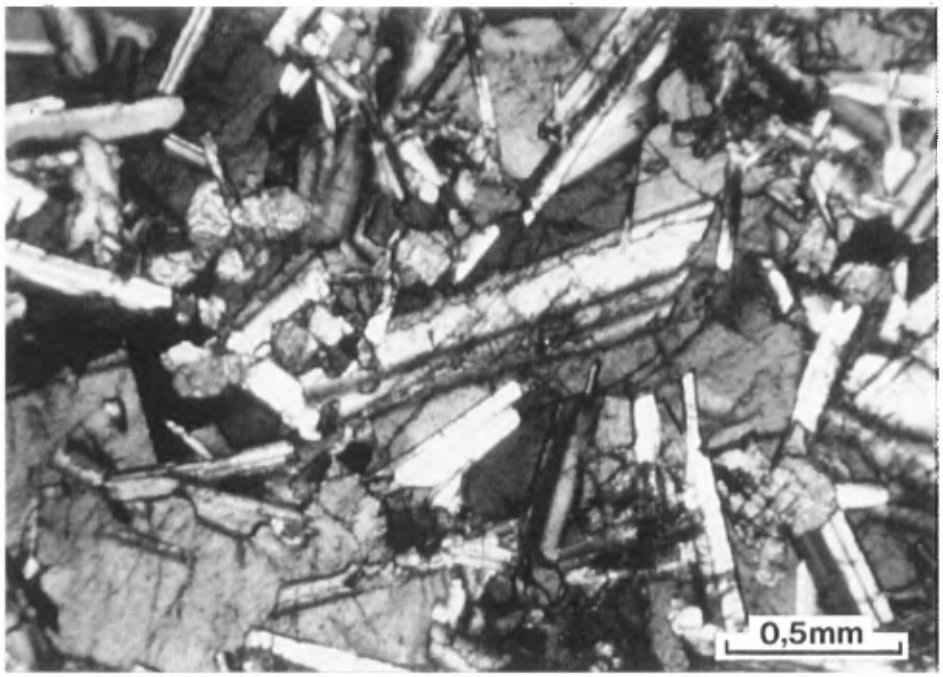


FIGURE 13 - Photomicrographie d'une diabase (sous-unité G2) au sud du lac Raude. La roche fraîche à texture intersertale est constituée de plagioclase (labrador), d'augite titanifère, d'olivine et de minéraux opaques. Lame 52-LP-4070A.

GABBROS À DIORITES (sous-unité B5d)

Cette sous-unité apparait plus riche en éléments mafiques que les roches dioritiques de la sous-unité B5a. Elle affleure au sud du batholite de Mistastin et forme une masse plurikilométrique allongée E-W, au nord du lac Ramusio (carte 7, SNRC 13M/4). Elle est principalement constituée de leucogabbros lités avec des horizons de composition plus mafique. La roche est de couleur vert foncé noirâtre, à patine vert olive, et se compose de plagioclase, de hornblende, de biotite, ±quartz, ±grenat. On retrouve de multiples injections granitiques, localement microplissées, et de belles textures protomylonitiques. Les figures 14 et 15 montrent deux affleurements de métagabbro appartenant à cette sous-unité.

L'étude pétrographique de six échantillons (annexe B) indique que ces roches se composent principalement de plagioclase (andésine, oligoclase; 45-50%), d'amphibole (hornblende, actinolite-trémolite; 30-45%) et de biotite (5-10%). On trouve localement une amphibole incolore (trémolite ?). L'apatite est un minéral accessoire important représentant localement 5 à 10% de l'échantillon 112-LP-2169B. La titanite et les opaques sont accessoires. L'amphibole semble remplacer le pyroxène. Ce dernier est rarement sous forme de reliques. La texture de ces roches foliées est généralement granoblastique. Ce sont des métagabbros à amphibole (hornblende-actinolite), ±biotite et ±apatite. L'assemblage minéral indiquerait que les roches ont été métamorphisées dans le faciès amphibolite. On note aussi la présence de faibles minéralisations de sulfures disséminés (pyrite: échantillon MT-86-2058; annexe C).

GROUPE C: ROCHES MÉTAVOLCANIQUES

MÉTAMAFITES ET MÉTAVOLCANOCLASTITES (unités C1 et C2)

MÉTAMAFITES À STRUCTURES ELLIPSOÏDALES ET/OU COUSSINÉES (sous-unité C1a)

Cette sous-unité est formée des lentilles métriques à décamétriques de roches à grain fin à moyen, contenant des formes ellipsoïdales de roches mafiques dans des gneiss rubanés à hornblende-biotite. Ces derniers sont constitués de rubans centimétriques de quartz-feldspath, de biotite-feldspath-quartz et de hornblende, ±grenat. Il s'agit probablement de métabasaltes coussinés au contact des sous-unités C5a, E1e ou A2a (voir cartes 6 et 7). Cette sous-unité semble former un niveau continu dans le secteur étudié. Au contact des sous-unités A2a et C5a sa composition est plus mafique. Dans ce cas, la roche est mélanocrate, gris foncé verdâtre; elle présente des amas ellipsoïdaux (coussins ? de 10x30 cm) allongés parallèlement à la foliation. L'étude pétrographique de deux échantillons (64-LP-3165 et 115-LP-3184; annexe B) montre de la hornblende (60-70%), du plagioclase (10-30%), de la biotite (10-15%), du quartz (silicification tardive; 5%) et aussi des sulfures disséminés (pyrrhotite). Il s'agit d'une hornblendite ou d'un mélanogabbro.

FIGURE 14 - Métagabbro de la sous-unité B5d, près du contact sud du batholite de mistastin. Notons la présence locale de petites veinules de plagioclase perpendiculaires à la foliation (loc.: MT-86-2058; UTM: 465100E et 6112450N).

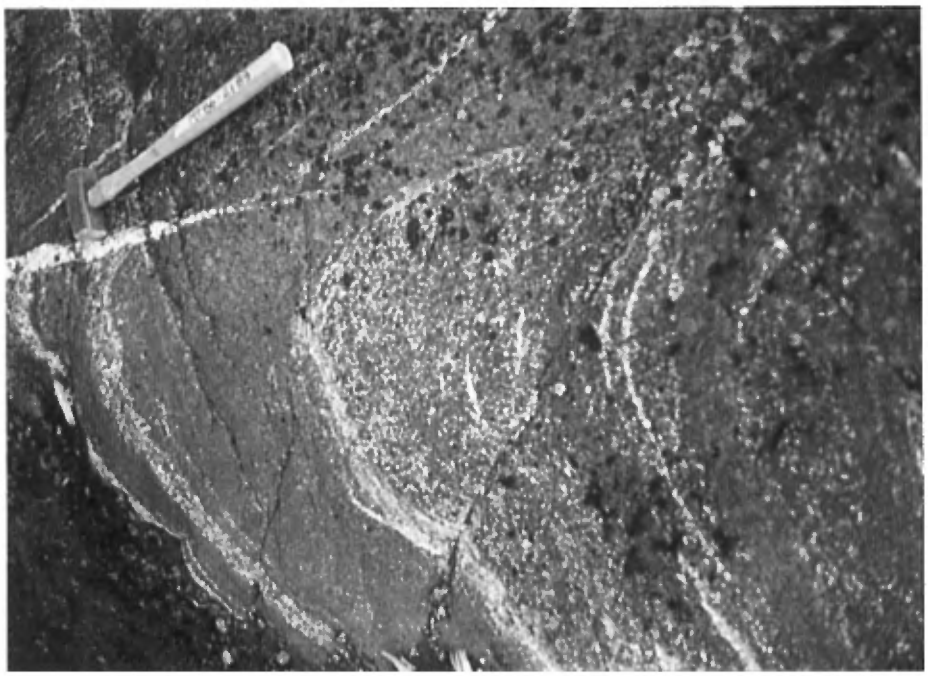


FIGURE 15 - Exemple de métagabbro plissé de la sous-unité B5d (loc.: MT-86-2189; UTM: 456775E et 6104550N).

MÉTAVOLCANOCLASTITES À LAPILLIS ET À CENDRES; SCHISTES À BIOTITE ±MUSCOVITE ±GRENAT (sous-unité C2c)

Une série d'amas de roches métavolcaniques felsiques à caractère volcanoclastique (tuf, lapillistone) affleure au sud du complexe volcanosédimentaire du lac Zeni (sous-unité C5a) sur les cartes 4, 5 et 6 (SNRC 23I/16, 13L/13 et 23P/1). Sur la carte 6, ces roches tufacées sont associées à un porphyre felsique (sous-unité F1g).

Ces roches massives à foliées, à grain fin, sont de couleur gris clair et à patine blanchâtre. Elles contiennent des fragments (0,2-1 cm) de roches diverses et surtout des cristaux (3-5 mm) de feldspath. La roche est en général rubanée avec des lits millimétriques à centimétriques leucocrates, riches en feldspath, quartz et des lits mésocrates à mélanocrates riches en ferromagnésiens (amphibole, biotite). On trouve aussi de rares dykes de diabase qui recoupent ces roches tufacées.

L'étude pétrographique de trois échantillons confirme leur caractère volcanoclastique (voir annexe B). Les roches se composent de plagioclase (oligoclase, andésine; 30-40%), de quartz (35-45%), de biotite (0-10%) et d'amphibole. Le pyroxène (clino-et ortho-) se développe dans certains échantillons (39-LP-028; annexe B) avec le grenat à texture symplectique. Le zircon, l'apatite, l'allanite et les minéraux opaques (ilménite et sulfures) sont accessoires. La texture protomylonitique est prédominante. L'échantillon 39-LP-028 témoigne de réactions métamorphiques avec le développement de grenat et de quartz aux dépens du pyroxène. La silicification de la matrice est importante. Ces métavolcanites sont similaires à celles de la sous-unité C5c du complexe du lac Zeni.

Tel que nous le mentionnons plus loin, une partie de la sous unité C2c affleure à l'ouest de la rivière George où il existe une zone mylonitique tardive qui fait partie de la zone de cisaillement de la rivière George. L'étude d'un autre échantillon (40-LP-032; annexe B) présente une belle texture mylonitique avec le développement d'épidote et de chlorite, ainsi que la silicification de la matrice mylonitisée.

COMPLEXE VOLCANOSÉDIMENTAIRE DU LAC ZENI (unité C5)

Une bande de 10 à 15 km de large, ayant une direction approximative de N60°W (direction variant entre N75°W et N40°W) affleure d'une façon continue sur les cartes 4, 5, 6 et 7 (SNRC 23I/16, 13L/13, 23P/1 et 13M/4). Il s'agit d'une nouvelle unité dans la région, constituée d'un ensemble de roches volcanosédimentaires avec intercalations de roches mafiques. Les traits saillants de ce complexe sont d'une part le développement important de grenat en proportion variable (1 à 30%) avec la présence locale de clinopyroxène dans les roches mafiques intercalées et, d'autre part, le changement du grain tectonique régional N-S à NW-SE suivant ce complexe. Cette unité peut facilement être appelée «zone à grenat» sur le terrain. Elle est en contact au nord avec les unités de gneiss dioritiques (sous-unité E1e) et les paragneiss (sous-unité A2a). Les faciès du complexe du lac Zeni sont localement similaires aux gneiss

dioritiques de la sous-unité E1e dont les intercalations mafiques ne contiennent cependant que peu ou pas de grenat.

Le complexe débute sur la bordure septentrionale du lac Zeni par des niveaux gabroïques (sous-unité C5d). Il se poursuit au nord par une sous-unité dominante constituée de gneiss à hornblende-biotite (sous-unité C5a), par des amas de métatufs felsiques à biotite (sous-unité C5b) et de métatufs mafiques à intermédiaires (C5c) et finalement par des diorites quartzifères (sous-unité E1a). Ce complexe est aussi recoupé par l'intrusion tardive du lac Ramusio (unité F9) dans laquelle on trouve des enclaves de roches du complexe du lac Zeni. Les figures 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22 et 23 présentent différents aspects de cette unité sur le terrain.

Ces formations buteraient à l'ouest de la rivière George (feuillet 23P/2, hors carte) sur le grain tectonique régional de direction nord-sud (figure 3). Dans cette zone,le complexe du lac Zeni a subi une forte mylonitisation qui se superpose au métamorphisme et à la déformation régionale. Il est possible que cette mylonitisation soit contemporaine mais pas de même direction que la déformation. D'autre part, la zone mylonitique se poursuit vers le nord à partir de l'intrusion du lac Cabot (sous-unité F1f). Il est probable que cette zone mylonitique tardive fasse partie de la zone de cisaillement discontinue de la rivière George décrite par van der Leeden (en préparation).

Le contact sud entre le complexe volcanosédimentaire du lac Zeni et les unités des lacs La Pinaudière et Jannière, est tectonique. Il est important de noter la mylonitisation des roches de part et d'autre du lac Zeni avec le développement d'une texture protomylonitique et une hématisation locale importante (couleur brun-rouge).

La déformation est localement intense dans ce complexe. Elle donne un aspect plus mylonitique aux roches avec le développement de lentilles, de boudinage, de silicification, etc. Les textures protomylonitique ou oeillée sont aussi observables. Des plissements ont aussi été observés dans ce complexe.

GNEISS À HORNBLENDE-BIOTITE ET AMPHIBOLITES À GRENAT (sous-unité C5a)

Cette sous-unité représente le faciès dominant du complexe du lac Zeni. Elle est constituée principalement de niveaux alternants de gneiss de compositions variées et de roches mafiques intercalées contenant une quantité importante de grenat (figure 16). Les gneiss sont rubanés et/ou foliés avec alternance de niveaux leucocrates (30%) et mésocrates (70%) d'épaisseur parfois métrique.

Les *niveaux leucocrates* de gneiss sont constitués d'une alternance millimétrique à centimétrique de lits riches en biotite et de lits riches en feldspath-quartz. On trouve localement des intercalations d'amphibolites à grenat ou de niveaux mafiques (figure 17) composés de hornblende et de feldspath en proportion variable; ces intercalations forment de petits lits millimétriques ou des bancs métriques concordants. On remarque aussi localement

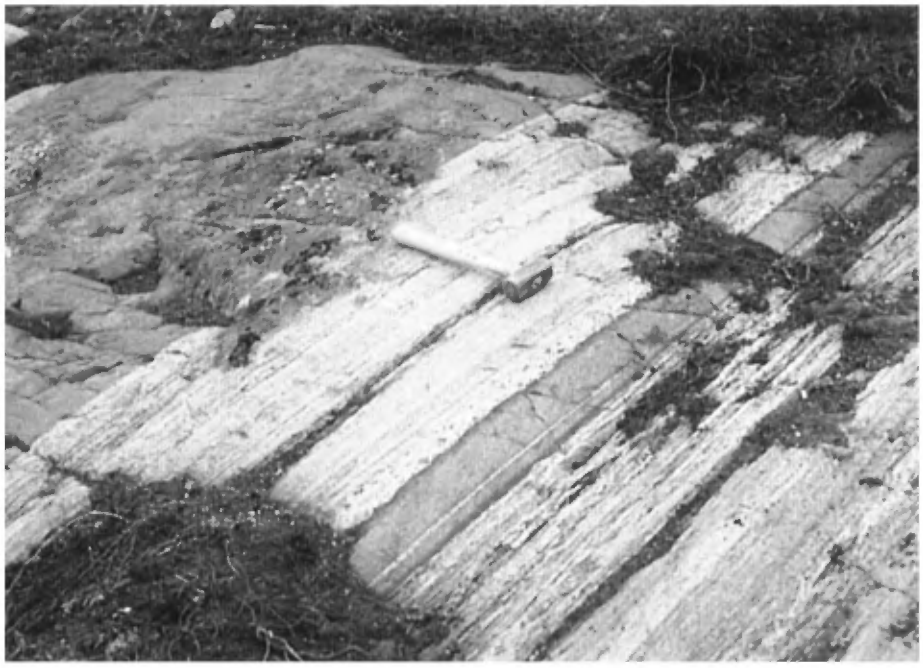


FIGURE 16 - Affleurement typique du complexe volcanosédimentaire de lac Zeni (unité C5), montrant l'alternance millimétrique à métrique de niveaux leucocrates ou mésocrates avec intercalation de roches mafiques à grenat (loc.: MT-86-3020; UTM 422500E et 6097500N).

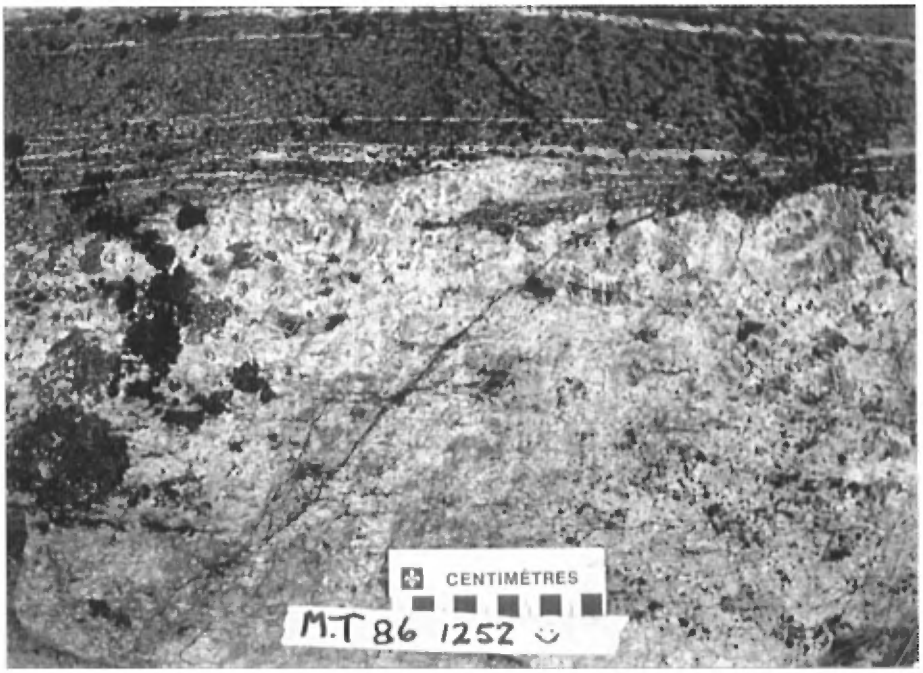


FIGURE 17 - Niveau mafique riche en grenat de la sous-unité C5a, recoupant le gneiss leucocrate. Notons le développement du fedspath de couleur grise à texture pegmatitique (loc.: MT-86-1252; UTM: 426600E et 6096700N).

des leptynites à grenat et des niveaux pegmatitiques concordants. Les leptynites sont des roches de couleur gris clair blanchâtre, à patine gris moyen rosâtre et à grain fin; cependant, en lames minces, elles se composent de feldspath, de quartz, de biotite, de hornblende et de grenat (96-LG-30296; annexe B).

Les niveaux mésocrates de gneiss sont constitués d'une alternance millimétrique à centimétrique de lits riches en hornblende, biotite et ±grenat (figure 18) ou en biotite, hornblende et ±grenat (la hornblende est en général le minéral dominant) et de lits riches en feldspath, quartz, hornblende et ±grenat (voir aussi la figure 51). Des petites traînées centimétriques à millimétriques concordantes de hornblende en proportion variable forment des horizons mafiques dans ces gneiss mésocrates. Ces roches gneissiques de couleur gris clair noirâtre ou verdâtre, à patine beige jaunâtre ou rosâtre et à grain fin à moyen se composent de feldspath, de quartz, de hornblende, de biotite et ±de grenat.

Les roches mafiques intercalées se présentent sous différentes formes dans ces gneiss de composition variable. Elles sont: (1) en amas décamétriques à héctométriques; (2) en lentilles métriques à décamétriques; (3) en bancs réguliers centimétriques à métriques formant des séquences répétées dans les divers gneiss (figures 16 et 19); et (4) plus rarement en dykes recoupant la foliation (figure 20).Ces roches mafiques représentent 2 à 75% des affleurements. Leur granulométrie varie d'une place à une autre. La roche à grain moyen, souvent faiblement foliée, a une texture subophitique. Dans ce cas, il s'agit d'un métagabbro.Les amphibolites à grain fin sont prédominantes. On trouve localement des niveaux d'amphibolite porphyrique avec phénoblastes de plagioclase (figure 21). Des métatufs mafiques ont été observés avec des roches mafiques et des dykes de diabase. Le grenat est un constituant important dans ces roches mafiques (figures 17 et 19). Sa distribution étant très variable et aléatoire, le grenat peut se présenter en traces ou constituer jusqu'à 20% de la roche. Il forme en général des cristaux millimétriques de couleur brun-rouge. Il devient rarement plus grossier (>1 cm) au contact des veines de quartz. Une texture en couronne, avec le grenat au centre et le plagioclase autour est localement observée. Les minéraux constituants des roches mafiques sont la hornblende, le feldspath, le grenat, le pyroxène, la biotite et la magnétite. Ce sont des roches de couleur gris moyen ou foncé, verdâtre ou noirâtre et à patine noire verdâtre.

L'étude pétrographique d'une vingtaine d'échantillons représentatifs de la sous-unité C5a démontre bien la diversité des faciès. Ainsi, six faciès ont été distingués suivant leur composition minéralogique, leur texture et l'assemblage métamorphique. Nous donnons ci-après leurs traits caractéristiques. Il est à noter que ces différents faciès (lithologies) n'ont pas été représentés sur la carte à cause de l'échelle de celle-ci. Les résultats pétrographiques sont résumés à l'annexe B.

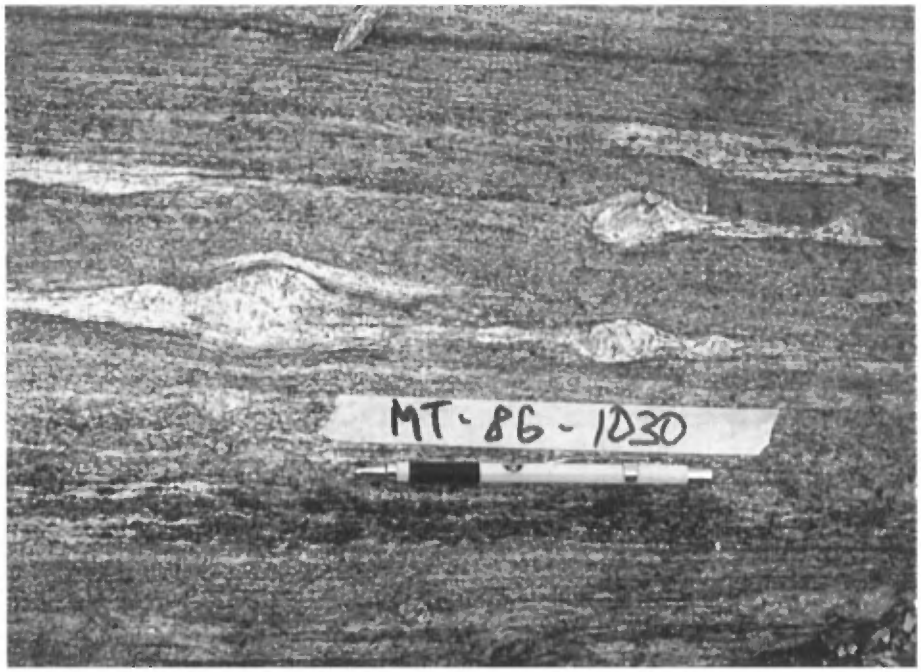


FIGURE 18 - Niveau de gneiss mésocrate riche en hornblende, contenant des phénoclastes (ou phénoblastes) de feldspath potassique de couleur grise (loc.: MT-86-1030; UTM: 432200E et 609450N).

FIGURE 19 - Intercalation de roche mafique riche en grenat et en clinopyroxène (faciès granulite ?) sous forme de lentilles ou de bancs réguliers (loc.: MT-86-1252; UTM: 426600E et 6096700N).

FIGURE 20 - Dyke mafique recoupant un gneiss leucocrate quartzo-feldspathique à hornblende et un niveau mafique à grenat de la sous-unité C5a (loc.: MT-86-1029; UTM: 432300E et 6093050N).

FIGURE 21 - Niveau d'amphibolite porphyrique (sous-unité C5a) avec phénocristaux (ou phénoblastes) de plagioclase (loc.: MT-86-1250; UTM: 426100E et 6095150N).

. *Faciès de gneiss quartzo-feldspathique à biotite,* ±grenat et *faciès de gneiss rubané à quartz-feldspath* et *hornblende-biotite* : L'ensemble des gneiss rubanés avec des lits leucocrates riches en quartz et feldspath et des lits mésocrates à mélanocrates riches en ferromagnésiens (hornblende, biotite) se compose principalement de plagioclase (oligoclase, andésine; 20-50%), de quartz (5-40%), de feldspath alcalin (0-15%), de hornblende (10-30%) et de biotite (2-15%). Les principaux minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite, les opaques (ilménite, localement sulfures), ainsi que l'allanite et la titanite dans certains échantillons. La présence de clinopyroxène et d'orthopyroxène avec grenat dans certains lits mélanocrates (84-LP-041 et 86-LP-043; annexe B) indique déjà un degré de métamorphisme élevé. L'épidote se développe rarement, formant une texture symplectique (88-LP-044). La silicification prend aussi de l'importance dans cette zone (89-LP-061).

Les phénoblastes de feldspath gris (figure 18) sont localement abondants et très répandus dans cette zone et dans les gneiss dioritiques de la sous-unité E1e (tableau 3). Il s'agit en général de feldspath alcalin (microcline) mais parfois aussi de phénoblastes de plagioclase (oligoclase: An_{18-20}; andésine: An_{40}).

. *Faciès d'ultramafite*: L'étude de l'échantillon 100-LP-2015 (annexe B) confirme la présence de niveaux d'ultramafite dans le complexe volcanosédimentaire du lac Zeni. En effet, cet échantillon est une métapyroxénite constituée d'amphibole (45%), de clinopyroxène (35%), d'orthopyroxène (5%), de biotite (10%), de plagioclase (2%) et de titanite, d'apatite et de minéraux opaques (probablement des spinelles). On trouve aussi localement des reliques d'olivine(?). Ce niveau peut être corrélé avec l'unité B3 décrite plus en détail dans la région du lac de la Hutte Sauvage par van der Leeden (1984 et en préparation).

TABLEAU 3 – Quelques données optiques sur les feldspath de couleur grise de la sous-unité C5a.

N° échantillon	Description
MT-86-130:	Macle de l'albite (Np/c=22°) Indice de réfraction (Ng 1.554 + 0.002) Andésine (An_{40})
MT-86-059:	Macle de l,albite (Np/c=0°) Indice de réfraction (Ng 1.540 + 0.002)
MT-86-044, -4016, -4192:	Phénoblastes perthitiques Feldspath alcalin (microline)

. *Faciès d'amphibolites à grenat* (figure 19): Les roches mafiques intercalées présentent un intérêt particulier dans cette sous-unité à cause de l'assemblage minéralogique particulier avec les clino- et l'orthopyroxène (10-25%), le grenat (10-30%), le plagioclase (30-40%), l'amphibole (5-30%) et le quartz (5-15%). La biotite et le feldspath potassique sont localement présents. Les minéraux opaques (ilménite), la titanite, l'apatite et parfois le zircon sont accessoires. L'amphibole (hornblende), dont la teinte de pléochroïsme est vert-olive brunâtre,est localement abondante;mais elle représente plutôt la phase rétrograde d'un événement métamorphique. La composition du plagioclase est basique; il s'agit de labrador et/ou andésine. Le grenat ne présente pas de texture poecilitique lorsque la quantité de pyroxène est élevée. Par contre, lorsque la quantité de hornblende augmente, le grenat montre une texture poecilitique et peut former une structure en couronne millimétrique, i.e. le grenat à texture poecilitique au centre, et les lattes de plagioclase autour avec une bonne quantité de hornblende, comme dans l'échantillon (90-LP-4037A, annexe B).

D'après l'étude des échantillons 83-LP-4011, 92-LP-3020 et 78-LP-046 (annexe B), l'assemblage minéralogique clino- et orthopyroxène, grenat[1], plagioclase (labrador) indiquerait un métamorphisme au faciès granulite. Cependant pour estimer les conditions de pression et de température, les analyses chimiques des paires des minéraux métamorphiques sont nécessaires. Il est à noter aussi que le métamorphisme rétrograde du faciès amphibolite se superpose sur le faciès granulite. Notons pour terminer que les reliques de la texture de cumulat sont préservées dans ces roches mafiques intercalées et métamorphisées au faciès granulite.

---

1. Selon des analyses effectuées par le Centre des Recherches minérales du Québec, un des grenats de l'échantillon 83-LP-4011 est de composition intermédiaire entre l'almandin et la série pyropeandradite [(Fe, Mg) (Ca, A1) $(SiO_4)_3$]. Le plagioclase est très calcique (probablement de l'anorthite).

- *Faciès d'amphibolite ou de métagabbro*: L'intercalation des amphibolites ou des métagabbros à texture de cumulat (sans grenat) a aussi été observée dans cette sous-unité (79-LP-052 et 85-LP-058; annexe B). Ces roches sont principalement constituées de plagioclase (andésine, oligoclase; 50%) et de hornblende (25-50%). Le clinopyroxène, localement abondant (15%), est remplacé par la hornblende. Lorsque de l'épidote apparait, le pyroxène est absent.

- *Faciès de leptynite à grenat*: L'échantillon 96-LG-3029C (annexe B) est un exemple de leptynite à grenat. La leptynite est hololeucocrate bien foliée, non rubanée; elle contient du grenat disséminé à grain fin. Il s'agit d'une roche fortement déformée et silicifiée (i.e. il y a un enrichissement en quartz finement grenu dans la mesostase de la roche; il peut s'agir de mobilisats de quartz). Elle se compose de plagioclase (oligoclase; 35%), de quartz (50%), de biotite (10%), de grenat (5%) et de feldspath alcalin, myrmékite, minéraux opaques et zircon. À cause des déformations, le plagioclase et le quartz présentent une forte extinction ondulante avec, localement, des structures en «kink bands». La taille des cristaux de quartz est très variable. Le grenat semble corrodé en bordures. L'étude pétrographique et le contexte lithologique suggèrent que les leptynites sont probablement des roches volcaniques felsiques métamorphisées.

MÉTATUFS FELSIQUES À BIOTITE (sous-unité C5b)

Ces roches massives, équigranulaires et localement foliées sont de couleur gris moyen rosâtre, à patine beige et à grain fin. Elles se composent de plagioclase (oligoclase,andésine; 20%), de feldspath alcalin (10%), de quartz (40%), de hornblende (15%) et de biotite (10%) (annexe B). La titanite, l'apatite, le zircon et les opaques (ilménite et pyrite finement disséminée) constituent les minéraux accessoires. L'échantillon étudié (99-LP-3032; annexe B) contient quelques grains de clinopyroxène. L'exemple typique affleure sur la carte 4 (SNRC 23I/16).

L'exemple typique affleure sur la carte 4 (SNRC 23I/16). Ces roches ont un aspect tufacé ressemblant parfois à un paragneiss quartzo-feldspathique (figure 22). L'évidence pétrographique démontre aussi une origine volcanique pour ces roches leucocrates à grain fin de composition felsique. Des roches mafiques contenant du grenat sont intercalées dans cette sous-unité. Elles sont parfois similaires aux faciès de gneiss leucocrates et de leptynite à grenat décrits ci-haut. On trouve localement des phénoblastes et/ou phénoclastes (>3 cm) de feldspath de couleur grise qui sont présents aussi bien dans le complexe du lac Zeni (figure 18) que dans la sous-unité E1e.

MÉTATUFS MAFIQUES À INTERMÉDIAIRES (sous-unité C5c)

Cette sous-unité affleure sur une petite colline de la carte 4 (SNRC 23I/16). Il s'agit d'une roche à grain fin, de couleur gris moyen châtain (présence de la biotite) et à patine gris sombre. L'étude pétrographique d'un échantillon (87-LP-038; annexe B) montre que la roche se compose de plagioclase (oligoclase,

andésine; 35%), de quartz (20%), de hornblende (30%), de biotite (10%), de grenat (2%) ainsi que de zircon, d'apatite et de minéraux opaques. Il s'agirait d'un ancien niveau de grauwacke métamorphisée et déformée. Cette roche est légèrement magnétique. La hornblende se présente localement en porphyroblastes (0,5-10 mm).

MÉTABASALTES ET MÉTAGABBROS À CLINOPYROXÈNE (sous-unité C5d)

Comme nous l'avons souligné auparavant, un niveau de composition gabbroïque marque la base du complexe du lac Zeni sur la carte 4 (SNRC 23I/16). Ce gabbro, localement porphyrique, est à grain fin, moyen et/ou grossier. Il est recoupé par des injections de monzonite à magnétite, de couleur gris clair rosâtre et à texture porphyrique, et par des dykes de diabase. Ce gabbro ressemble parfois à du métabasalte à cause de sa granulométrie fine. Ces roches amphibolitiques sont fortement déformées par endroits et présentent alors une texture mylonitique avec développement de textures en couronne. Celles-ci consistent en coeurs de grenat entourés de plagioclase formant des lentilles étirées dans une matrice à grain fin de couleur verte (figure 23).

Cette sous-unité gabbroïque contient aussi des enclaves de gabbro anorthositique et de gneiss encaissants. Des cristaux de clinopyroxène (jusqu'à 2-4cm de diamètre) de couleur verdâtre sont localement observables. Les roches de cette sous-unité ont une couleur gris moyen verdâtre ou noirâtre et en général une texture subophitique.

L'étude pétrographique de cinq échantillons (annexe B) montre qu'il y a localement des faciès frais de gabbro à texture subophitique (ou de cumulat) (101-LP-3028 et 105-LP-2025). Ces gabbros sont constitués de plagioclase (labrador, bytownite; 50-65%), de pyroxène (clino-et ortho-; 30%), de hornblende (10%) et de biotite, de minéraux opaques (ilménite-magnétite; 3-5%) et d'apatite. Ces roches sont en général fortement déformées, les lattes du plagioclase et les cristaux de pyroxène présentant une forte extinction onduleuse. Il y a aussi des niveaux d'amphibolite ou de métagabbro (103-LP-3027) constitués de plagioclase (labrador, andésine; 50%) et d'amphibole (hornblende et actinolite; 50%) avec localement du grenat. Notons aussi la présence de niveaux de métabasalte (82-LP-1029).

Pour terminer, on remarque la présence d'un faciès gabbroïque à texture protomylonitique près du contact qui sépare le complexe du lac Zeni des unités F10 et D3. Les minéraux constituants de ce faciès (93-LG-136) sont les phénoclastes de plagioclase (oligoclase, andésine, même labrador; 30%), le quartz (20%), le pyroxène (clino-et ortho-; 20%), l'amphibole (hornblende, actinote-trémolite;15%) et le grenat (10%). On observe des réactions métamorphiques autour des grains de pyroxène amenant ainsi le développement du grenat et de l'amphibole incolore.

Notre étude préliminaire ne permet pas de démontrer les relations existantes entre ces différents faciès gabbroïques.

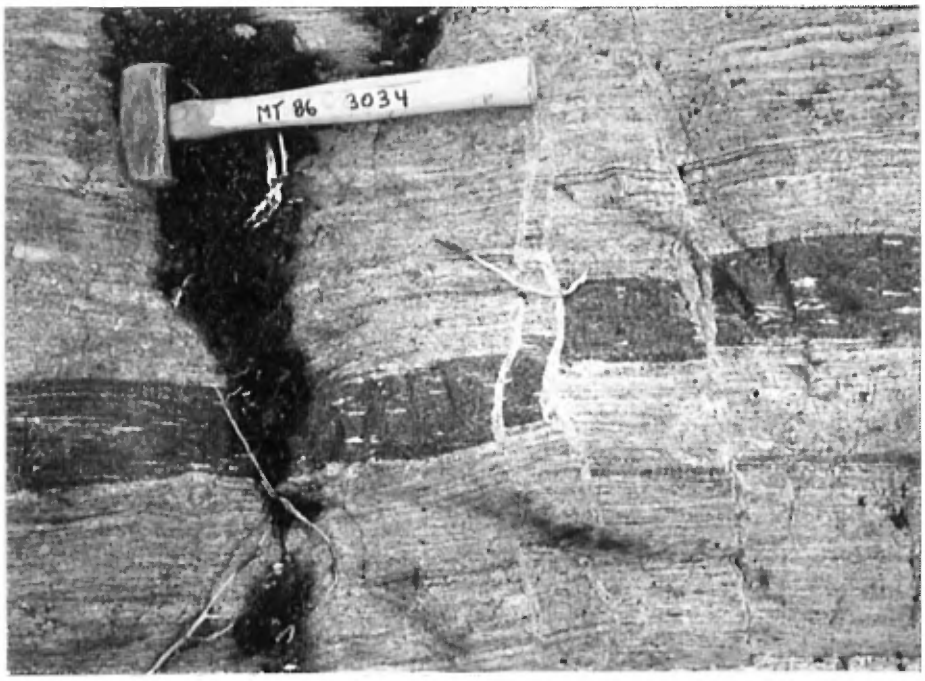


FIGURE 22 - Exemple de métatuf felsique (sous-unité C5b) avec intercalation d'un niveau mafique (loc.: MT-86-3034; UTM: 428600E et 6094800N).

FIGURE 23 - Niveau mafique protomylonitisé (sous-unité C5b). Notons la présence de phénoclastes de feldspath et de phénoclastes remplis de grenat. Zone du contact sud du complexe volcanosédimentaire du lac Zeni (loc.: MT-86-2028; UTM: 421850E et 6091300N).

MÉTAVOLCANITES DE «SIGNAL HILL» (unité C6)

Un affleurement d'agglomérat a été cartographié dans une zone marécageuse au sud-ouest du lac Juillet (carte 1, SNRC 23I/9; coordonnées: 6064 000N et 421 800E). Il est en contact avec l'intrusion syénitique du lac Juillet (unité F8). Cet agglomérat est constitué de fragments (70%) de roches volcaniques de composition intermédiaire et d'une matrice (30%) aphanitique de couleur verdâtre. La taille des fragments varie de 2 à 60 cm.

GROUPE D: ROCHES SCHISTEUSES ET/OU RUBANÉES ET ROCHES MAFIQUES ASSOCIÉES

ROCHES RUBANÉES ASSOCIÉES AU SCHISTES D'ATSHAKASH

ROCHES QUARTZO-FELDSPATHIQUES RUBANÉES À BIOTITE-HORNBLENDE ±ÉPIDOTE (sous-unité D2a)

Cette unité comprend principalement des roches sédimentaires détritiques, surtout siliceuses, qui affleurent dans le secteur du lac Bourdon (voir carte 3, SNRC 23I/15). Il s'agit d'une zone de 7 à 10 km de large orientée nord-sud et caractéristérisée par des isocourbes de susceptibilité magnétique espacées sur la carte aéromagnétique. Cette unité se trouve à l'est de l'encaissant oriental du batholite de De Pas (unité F2).

Ces roches sédimentaires sont en général des paragneiss leucocrates à biotite avec des intercalations centimétriques à décimétriques de niveaux mésocrates riches en hornblende et/ou biotite. Le quartz est localement plus abondant. On note parfois la présence de muscovite et de grenat rouge de type almandin. De minces niveaux centimétriques à métriques d'amphibolite sont aussi intercalés. La roche à grain fin, de couleur beige, est équigranulaire, foliée, localement plissotée avec des plis isoclinaux en «S», en «Z» ou en «M» (figure 53). Certaines structures sédimentaires (granoclassement, stratification entrecroisée) ont été observées. Il est important de noter le développement local d'un faciès aplitique dans le paragneiss. C'est une roche quartzo-feldspathique à grain fin, de couleur blanche, se localisant surtout dans les charnières des plis. Cette aplite serait le résultat d'une refusion partielle de roches encaissantes sédimentaires.

Les observations de terrain décrites ci-avant et l'étude pétrographique de quelques échantillons typiques de ce faciès corroborent l'origine sédimentaire de la sous-unité D2a (annexe B). L'échantillon (42-LP-156) est constitué d'un assemblage de minéraux métamorphiques avec développement de cordiérite, de sillimanite et de grenat (figure 24). Ces minéraux métamorphiques se développent avec le feldspath alcalin, le quartz, le plagioclase (oligoclase-andésine) et la biotite. La sillimanite forme une texture symplectique avec le quartz; elle se développe souvent en bordure de la biotite, faisant une réaction avec cette dernière. Entre autre, on note aussi la présence de tourmaline et de graphite(?). Lorsque la sillimanite et la cordiérite sont absentes, l'épidote à texture symplectique se développe dans ces paragneiss comme c'est le cas pour les sous-unités A4c et E1e

autour du lac Résolution. Une quantité importante de titanite (3-4%), d'apatite et de grains (100-200 lm) de zircon a été observée dans la plupart des lames étudiées.

Les roches de cette sous-unité peuvent être corrélées avec celles du groupe de la Hutte Sauvage décrites par van der Leeden (1984 et en préparation).

MÉTAGRÈS ET ROCHES MÉTASÉDIMENTAIRES ASSOCIÉES (UNITÉ D3)

Une roche détritique (unité D3), litée, à grain fin, de couleur gris moyen jaunâtre affleure à l'intérieur d'une intrusion syénitique (sous-unité F8a) à l'ouest du lac Juillet, à la limite Québec - Terre-Neuve (carte 1, SNRC 23I/9). Cette roche est constituée de quartz, de feldspath et de matériel micacé. Ce faciès détritique fait partie du niveau de conglomérat, arkose et siltstone trouvé près du nord-ouest du lac Michikamau (Emslie, 1963).

L'étude pétrographique d'une lame mince (47-LP-1105) montre le caractère détritique de cette roche. L'échantillon se compose de quartz (70%), de plagioclase (10%), de feldspath potassique (10%) et de biotite, ainsi que de muscovite et de minéraux opaques (en partie de la pyrite). Les plagioclases sont généralement altérés en damourite. La roche est peu déformée et moins métamorphisée que celle de la sous-unité D3a qui affleure au lac Jannière. Elle contient aussi quelques fragments lithiques. Il s'agit d'une subarkose.

MÉTASÉDIMENTS DU LAC JANNIÈRE (sous-unité D3a)

Une séquence de roches détritiques quartzo-feldspathiques affleure autour du lac Jannière sur les cartes 4 et 5 (SNRC 23I/16 et 13L/13). Le caractère sédimentaire est souligné par le litage originel et le granoclassement. La roche est constituée de niveaux millimétriques à centimétriques leucocrates riches en quartz, feldspath et de minéraux mésocrates riches en biotite. Les niveaux leucocrates sont plus abondants. On note aussi des niveaux riches en quartz sous forme de traînées millimétriques à centimétriques ou en lentilles. La sillimanite s'est développée localement suivant des lits millimétriques.

La fraction quartzo-feldspathique de composition arkosique présente un bon litage et un débit grossier. La roche à grain fin (<2 mm) est gris moyen beige, à patine gris clair brunâtre. On trouve localement des faciès conglomératiques avec des petits fragments grossiers (0,5-3 cm), distribués d'une façon aléatoire. Ces roches métasédimentaires sont ondulées et localement plissées; elles peuvent être fortement déformées, présentant une texture protomylonitique ou bréchique avec quelques phénoclastes de feldspath et de quartz. Certains horizons ont parfois l'aspect d'une roche volcanoclastique (tuf, lapillistone).

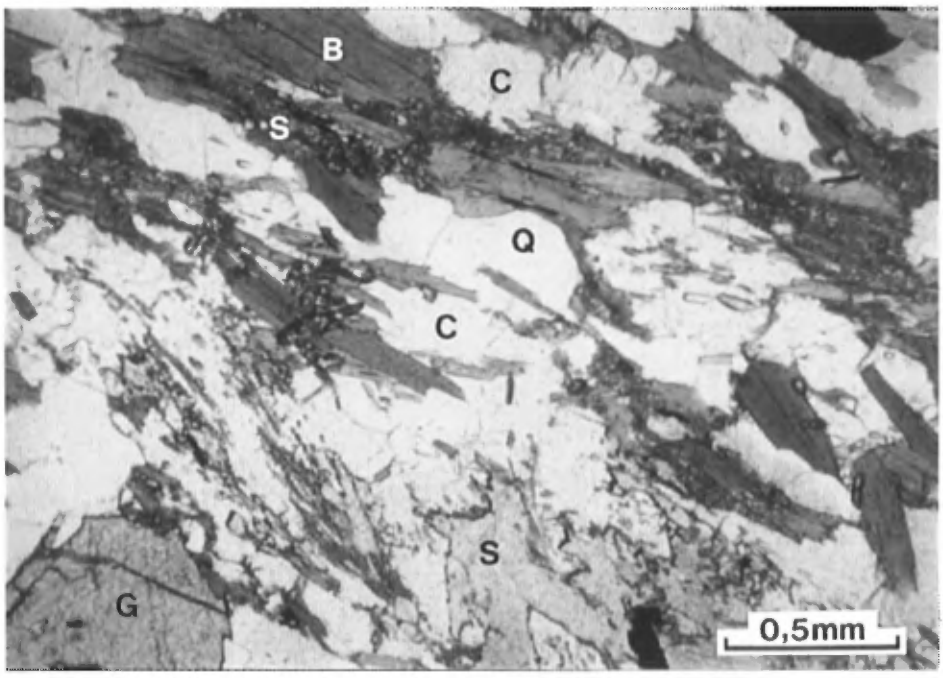


FIGURE 24 - Photomicrographie d'un échantillon (42-LP-156) de métasédiment du lac Bourdon (sous-unité D2a) montrant l'assemblage minéralogique: cordiérite-sillimanite-biotite-grenat-quartz. B = biotite; C = cordiérite; G = grenat; Q = quartz; S= sillimanite

L'étude d'une lame mince (46-LG-140; annexe B) montre que la roche est constituée principalement (figure 25) de quartz (50%), de plagioclase (oligoclase-andésine) (20%), de biotite (15%), de sillimanite (7%), d'andalousite (5%), de grenat (3%) avec un peu de muscovite et de chlorite. Le zircon, les minéraux opaques et l'hématite sont accessoires. L'andalousite, formant généralement une texture symplectique avec le quartz et les feldspaths, se développe avec la sillimanite dans les zones riches en biotite. La sillimanite se présente localement sous forme de petits cristaux idiomorphes ou elle est en équilibre avec la biotite formant ainsi de belles textures symplectiques. Le grenat, la sillimanite et l'andalousite semblent être tardifs par rapport aux feldspaths et à la biotite. Les conditions métamorphiques seront discutées ci-après dans le chapitre du métamorphisme.

GROUPE E: ROCHES PLUTONIQUES MASSIVES À FOLIÉES DE COMPOSITION INTERMÉDIAIRE

DIORITES À MONZODIORITES QUARTZIQUES (sous-unité E1a)

Cette sous-unité est associée au complexe volcanosédimentaire du lac Zeni (unité C5). Elle affleure au sud-ouest de la carte 6 (SNRC 23P/1). Ce sont principalement des diorites à monzonites quartziques avec intercalation locale de métagabbro et/ou d'amphibolite à grenat. Elles forment une masse homogène longue de 10 km et large de 1 km. Des niveaux métriques de pegmatite se développent localement dans ces roches. Lorsque déformées, ces roches prennent un aspect mylonitique avec texture protomylonitique et/ou oeillée avec foliation parfois bien développée.

Ces diorites à monzonites quartziques sont des roches massives, équigranulaires, de couleur gris moyen et à patine beige. L'étude pétrographique de deux échantillons (94-LP-1011 et 80-LP-039; annexe B) indique que ces roches se composent de plagioclase (oligoclase, andésine; 45-50%), de hornblende (15-30%), de biotite (10%), de quartz (5-30%) et localement de pyroxène (clino-et ortho-; 10%) et de grenat; le zircon, l'apatite, l'allanite et les minéraux opaques sont accessoires. Notons qu'un cristal idiomorphe de zircon (3-4 mm de long) a été trouvé dans un échantillon de diorite quartzique (MT-86-30). Les roches mafiques intercalées dans cette sous-unité sont similaires à celles de la sous-unité C5a, décrite précédemment.

GNEISS DIORITIQUES (sous-unité E1e)

Cette sous-unité affleure autour du lac Résolution et à l'est du lac Lacasse sur la carte 6 (SNRC 23P/1). Elle est en contact avec les paragneiss (unité A2). Un passage graduel existe entre les paragneiss et ces gneiss dioritiques. Ces deux unités peuvent affleurer l'une dans l'autre. Le principal trait caractéristique de ces gneiss dioritiques est le développement de porphyroblastes de hornblende (0,5 à 2 cm) qui peuvent former jusqu'à 30% du volume de la roche. Les principaux faciès de cette sous-unité sont des gneiss à hornblende-biotite, des amphibolites intercalées et/ou rubanées, des gneiss à biotite-muscovite et des pegmatites. Le faciès le plus abondant est le gneiss rubané à hornblende-biotite (figure 26). Il est constitué d'alternance de niveaux à

grain moyen riches en hornblende et plagioclase, de niveaux amphibolitiques à grain fin, de niveaux riches en traînées ou en lentilles de biotite et/ou de hornblende et de niveaux leucocrates quartzo-feldspathiques.

Les roches de la sous-unité E1e présentent une texture granoblastique. Elles ont subi localement une importante migmatisation avec développement de mobilisats leucocrates. Une texture protomylonitique y est très fréquente. De plus, ces roches sont souvent plissées suivant des plis isoclinaux. Le grain tectonique varie de N-S autour du lac Résolution à E-W vers le sud, au contact du complexe volcanosédimentaire du lac Zeni (unité C5).

Des amphibolites ou métagabbros forment des dykes souvent boudinés, en lentilles ou encore en amas métriques à hectométriques dans les gneiss dioritiques à hornblende-biotite de l'unité A2. La roche est de couleur gris foncé verdâtre à patine gris-vert et est à grain moyen à fin. Elle se compose principalement de hornblende et de plagioclase et contient localement jusqu'à 5% de grenat. On note aussi la présence des volcanoclastites avec des fragments et des cristaux de roches volcaniques.

Les gneiss dioritiques ont des couleurs variables: gris sombre rosâtre à gris moyen verdâtre en surface fraîche et gris clair rosâtre, jaunâtre ou verdâtre en patine. Les principaux minéraux sont la hornblende souvent en porphyroblastes (20-30%), les plagioclases (25-50%), le quartz (20-35%) et la biotite (5-20%). De la muscovite peut se développer dans les niveaux riches en biotite. De l'épidote de couleur pistache a été notée par endroits. Ces gneiss contiennent localement des sulfures disséminés (pyrite). On remarque le développement de porphyroblastes et/ou porphyroclastes (0,5 à 10 cm de diamètre) d'un feldspath gris (e.g. figure 18). L'étude pétrographique indique qu'il s'agit en général de feldspath alcalin, perthitique et frais (éch.: 57-LG-4192A; annexe B). Ces phénoblastes de feldspath alcalin sont entourés par des lattes de plagioclase (albite-oligoclase) et de quartz. Le feldspath alcalin est très répandu dans ces gneiss d'origine volcanosédimentaire du feuillet 23P/1 (tableau 3).

L'étude pétrographique d'une dizaine d'échantillons représentatifs de cette sous-unité (annexe B) confirme en général les observations macroscopiques. Ainsi, les gneiss dioritiques à hornblende se composent de plagioclase (albite-oligoclase) (30-50%), de hornblende (15-40%), de quartz (0-20), de biotite (0-15%). Le feldspath alcalin (microcline) est localement présent; il se développe parfois sous forme de grands cristaux centimétriques de couleur grise. Les porphyroblastes centimétriques de hornblende sont caractéristiques de ce faciès.

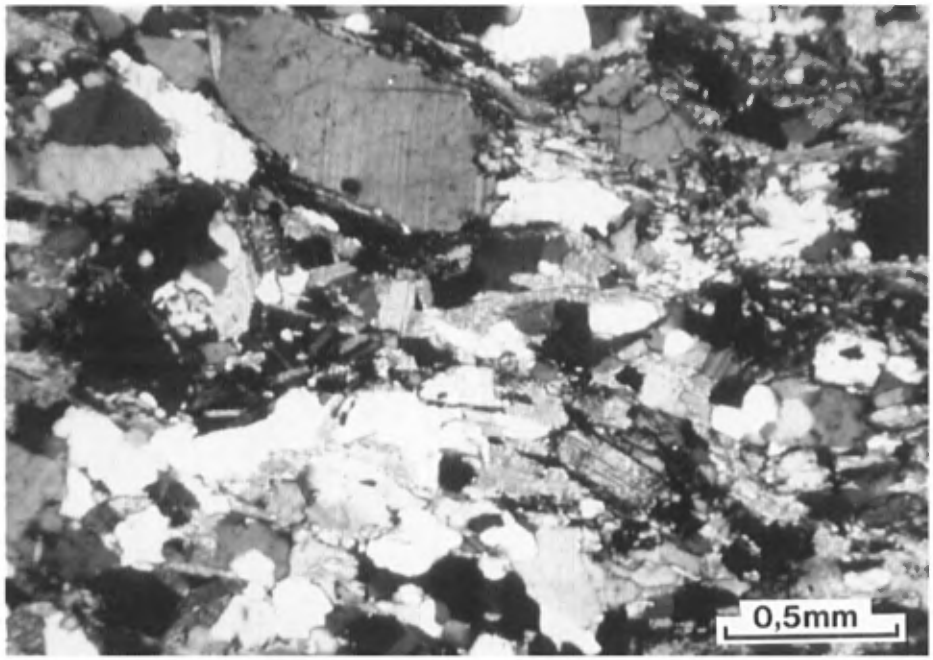


FIGURE 25 - Photomicrographie d'un échantillon de métasédiment du lac Jannière (sous-unité D3a) montrant l'assemblage minéralogique: biotite(B)+sillimanite(S) +grenat(G) ±andalousite(A)±quartz(Q). La roche garde encore son caractère détritique avec des phénoclastes de feldspath et les grains détritique de quartz. Lame: 46-LG-140.

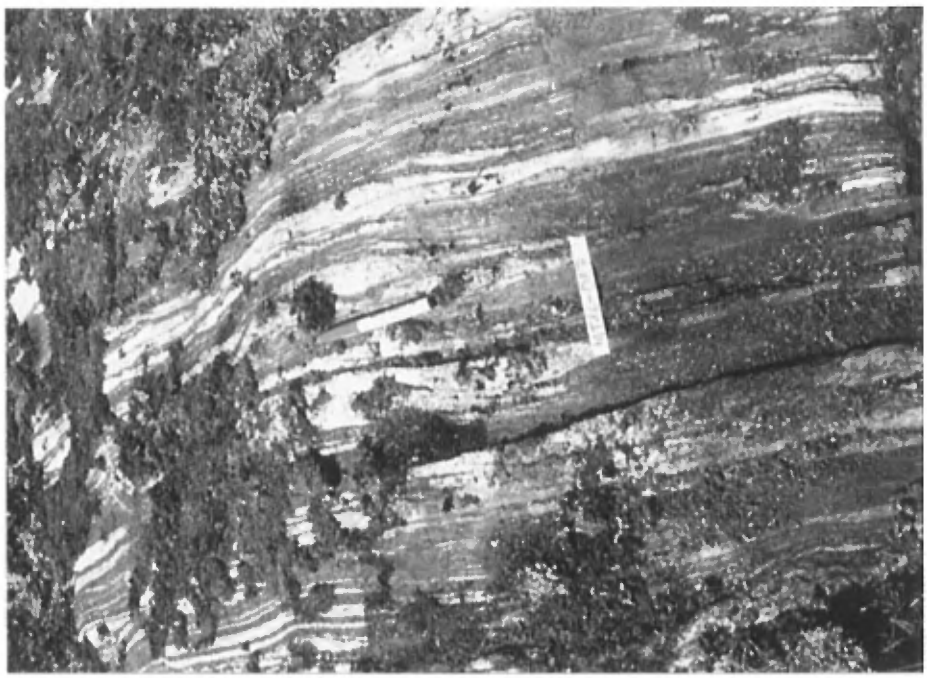


FIGURE 26 - Affleurement typique de gneiss dioritique à hornblende (±porphyroblastes)-biotite (sous-unité E1e). Roche rubanée avec des niveaux riches en hornblende-biotite et des niveaux riches en quartz-feldspath (loc.: MT-86-087; UTM: 419250E et 6113500N).

L'amphibolite, qui constitue la roche mafique intercalée, se compose principalement de plagioclase (50%) et de hornblende (50%). Elle se présente localement sous forme de faciès rubané: la partie riche en hornblende et celle riche en feldspath-quartz (éch.: 58-LP-2151; annexe B). On la trouve aussi localement sous forme de faciès boudiné dans des gneiss rubanés d'origine volcanique (échs.: 61-LP-2157C et 62-LP-2157A; annexe B). On y trouve localement de rares cristaux de clinopyroxène.

La titanite, l'apatite, l'allanite et les minéraux opaques (ilménite avec couronne de titanite) sont accessoires dans cette sous-unité.

Quant aux minéraux métamorphiques, nous avons observé un développement important de préhnite (5%) dans un échantillon d'amphibolite (59-LP-1185; annexe B) avec de l'albite et du quartz. Cet assemblage indiquerait un degré de métamorphisme au faciès des schistes verts inférieurs. Pour les gneiss dioritiques à hornblende-biotite, l'épidote est le minéral métamorphique important autour du lac Résolution. Elle se développe avec la biotite, le quartz et l'amphibole incolore. La chlorite et la carbonate sont localement présents. On note aussi le développement de veinules de feldspath alcalin dans certains échantillons. Ces assemblages minéralogiques indiqueraient un métamorphisme rétrograde important dans cette région. Par contre, au sud du lac Résolution près du contact avec le complexe du lac Zeni, le grenat apparait avec la biotite et la hornblende. L'épidote y est peu abondante et présente un texture symplectique. L'abondance de porphyroblastes de hornblende et de plagioclases dans des niveaux gneissiques rubanés pourrait suggérer une origine volcanique pour cette sous-unité.

La présence locale de faciès volcanoclastiques avec intercalations amphibolitiques ou gabbroïques, ainsi que l'association avec les paragneiss (A2) et/ou avec le complexe du lac Zeni suggère une origine volcanosédimentaire pour les gneiss dioritiques à hornblende-biotite (sous-unité E1e).

GROUPE F: ROCHES PLUTONIQUES FELSIQUES, MASSIVES ET(OU) FOLIÉES

ROCHES PLUTONIQUES FELSIQUES NON CORRELÉES (UNITÉ F1)

GRANITES, PEGMATITES ET APLITES À BIOTITE ±MUSCOVITE ±GRENAT
(sous-unité F1b)

Cette sous-unité est surtout localisée au contact du batholite de Mistastin (unité F4). Elle affleure sous forme de petites masses hectométriques sur les cartes 6 et 7 (SNRC 23 P/1 et 13 M/4). La roche est un granite à monzonite quartzique avec 10 à 25% de quartz; elle est fréquemment recoupée de pegmatite. Le trait caractéristique de cette unité est l'hématisation de la roche donnant une couleur rouge dominante. L'hématite est diffuse dans la matrice feldspathique. C'est une roche à grain fin ou moyen, pauvre en ferromagnésiens. Elle est déformée et mylonitisée.

GRANITES À GRANODIORITES À HORNBLENDE-BIOTITE, LOCALEMENT PORPHYRIQUES
(sous-unité F1c)

Au voisinage du lac Raude (carte 6, SNRC 23 P/1), nous trouvons une série de roches intrusives de composition granitique à granodioritique assez particulière. Ces roches sont différentes des autres roches plutoniques felsiques décrites plus loin. En effet, elles sont en général déformées et prennent localement un caractère gneissique. Une texture protomylonitique s'y développe souvent leur donnant un aspect de gneiss oeillé. D'autre part, ces roches ont souvent une texture porphyrique à phénocristaux de feldspath ou une texture hétérogène à niveaux gneissiques. Ces «granitoïdes» contiennent aussi des enclaves dioritiques déformées et foliées.

Ce sont des granites à granodiorites massifs, équigranulaires et localement foliés. Ces roches sont de couleur gris clair rosâtre, à patine grise ou blanc clair rosâtre, à grain moyen et/ou grossier. L'étude pétrographique de quatre échantillons représentatifs (annexe B) montre que les roches se composent principalement de plagioclase (15-30%), de feldspath potassique (25-40%), de quartz (25-30%), de biotite (10-15%) et localement de muscovite (0-3%). La titanite (1-3%), l'apatite, les minéraux opaques, le zircon et, parfois, l'allanite sont les principaux minéraux accessoires. La myrmékite s'y développe localement. Il s'agit donc d'un granite à biotite et ±muscovite. Notons aussi la présence locale des minéraux d'altération tels que la chlorite, le carbonate et l'épidote à texture symplectique.

Cette intrusion est en contact d'une part avec les unités paragneissiques (unité A2) au sud et, d'autre part, avec la diorite à diorite quartzique peu foliée (sous-unité B5a) au nord-est. Nous pensons qu'il s'agit d'une intrusion précoce, contemporaine à la formation des roches gneissiques. D'ailleurs, l'âge obtenu par méthode K/Ar sur la biotite du granite gneissique de l'intrusion du lac Raude est de 1615 Ma, tandis que celui du batholite de Mistastin est de 1340 Ma (Taylor, 1979).

MONZONITES QUARTZIQUES À GRANITES FOLIÉS OU MYLONITISÉS: INTRUSIONS DU LAC CABOT ET DU LAC RÉSOLUTION (sous-unité F1f)

Une intrusion de composition monzonitique à granitique affleure dans la sous-unité D2a (cartes 3, 4 et 6). Cet amas allongé ressort bien sur la carte aéromagnétique localisée au nord-est du feuillet 23I/15. Le même type de roches forme un autre amas dans le coin nord-ouest du feuillet 23P/1 (carte 6).

La roche est gris clair rosâtre et à patine rose-blanc; elle est à grain moyen et équigranulaire. L'étude pétrographique d'un granite à biotite et hornblende (35-LG-033; annexe B) montre que celui-ci se compose de phénoclastes de feldspaths (plagioclase: 30% et feldspath alcalin: 30%), de quartz (25%), de biotite (10%) et de hornblende (5%). La titanite, l'ilménite, l'apatite et le zircon sont accessoires. La chlorite, le carbonate, l'épidote et la préhnite s'y sont développés tardivement.

Ces granitoïdes présentent une très belle texture proto-mylonitique et/ou mylonitique avec de grands phénoclastes de feldspath dans une matrice mylonitique (figure 54). Une enclave de paragneiss à biotite (sous-unité D2a) et des enclaves mafiques déformées ont été observées dans ces granitoïdes déformés. De plus, une lentille mafique amphibolitique d'une dizaine de mètres de large, intercalée dans les roches granitiques déformées, a été trouvée sur le flanc nord-est de l'intrusion du lac Cabot (carte 3, 23I/15). L'échantillon (36-LP-130A; annexe B) représentatif de cette lentille est une amphibolite constituée de hornblende (65%), de plagioclase (oligoclase, andésine; 35%), de biotite et de minéraux opaques (5%). On y note quelques rares grains de chalcopyrite dans des veinules de quartz qui recoupent la roche.

Il est possible qu'une partie de la sous-unité F1f se soit localisée dans la zone mylonitique de la rivière George.

Une autre intrusion similaire, subcirculaire (quelques kilomètres de diamètre) et moins déformée a été observée au sud-est du lac Résolution sur la carte 6 (SNRC 23P/1). L'étude d'un échantillon (34-LG-1071; annexe B) montre que cette roche fraîche et relativement peu déformée est pétrographiquement similaire à celle de l'intrusion du lac Cabot. Il s'agit d'un granite à hornblende et biotite.

PORPHYRES FELSIQUES (sous-unité F1g)

Une roche intrusive porphyrique, à grain fin, de couleur gris clair verdâtre et à patine gris rosâtre tacheté de blanc affleure au nord de l'intrusion du lac Cabot (F1f) sur quelques collines localisées au sud-ouest de la carte 6 (SNRC 23P/1). C'est une roche intrusive felsique, à caractère subvolcanique et de composition intermédiaire (andésitique). Elle a une texture porphyrique avec petits phénocristaux de plagioclase blanc (3-5 mm) bien visibles en surface altérée. L'étude pétrographique de deux échantillons (37-LP-1113 et 38-LP-030; annexe B) confirme le caractère subintrusif avec phénocristaux déformés de plagioclase dans une matrice fine. La roche se compose de plagioclase (30-40%), de feldspath potassique (5-15%), de quartz (30-40%), de hornblende (0-15%), de biotite (5-10) et de titanite, apatite,

allanite, minéraux opaques et zircon. À cause d'importantes déformations, la roche présente localement une belle texture protomylonitique.

BATHOLITE DE DE PAS (UNITÉ F2)

La partie occidentale du feuillet 23I/15 (carte 3) est couverte par le complexe intrusif de De Pas (appelé anciennement: batholite d'Ungava). Ce complexe est représenté par deux unités principales (Danis 1988): (1) le batholite de De Pas (unité F2), qui se trouve dans la partie est du complexe et (2) la suite charnockitique de De Pas (unité F6) qui en couvre la partie ouest (décrite plus loin). Le contact oriental du batholite de De Pas présente un gneiss quartzo-feldspathique fortement migmatisé (sous-unité A1a) (figure 4). Un petit satellite du batholite a été observé à quelques kilomètres à l'est dans ce gneiss.

Le batholite de De Pas forme une bande de largeur kilométrique qui suit le grain tectonique régional nord-sud. Il est subdivisé en cinq sous-unités (F2b à F2f).

L'annexe B donne les résultats des analyses pétrographiques de diverses sous-unités. Les phénocristaux maclés et perthitiques de feldspath alcalin possèdent généralement une texture poecilitique avec des inclusions de divers petits cristaux de biotite, de quartz, de minéraux opaques et de plagioclases. Ces derniers ont une composition variant de l'oligoclase à l'andésine contrairement à ceux des charnockites qui sont calciques (labrador au moins). L'apatite, le zircon, la titanite et les minéraux opaques (surtout ilménite) sont accessoires. Dans le faciès dioritique, on note la présence de clinopyroxène (éch.: 120-LP-3152) et l'absence de feldspath alcalin. L'étude pétrographique indique que l'unité F2 est surtout composée de granodiorite porphyrique et de diorite quartzique à tonalite suivant la classification de Streckeisen (1976). Cette étude confirme bien les observations macroscopiques du terrain.

GRANITES À GRANODIORITES MASSIFS À BIOTITE (sous-unité F2b)

Ce sont des roches massives, rarement foliées, équigranulaires à grain moyen, localement grossier. Cette roche est de couleur grise à gris rosâtre et à patine gris clair. Elle représente un faciès restreint à la partie ouest du batholite et rarement à l'intérieur. On y trouve souvent des enclaves polygéniques de composition surtout amphibolitique et dont la taille varie de métrique à décamétrique. Les minéraux constituants (p. ex. l'échantillon 123-LP-2168, annexe B) sont le feldspath potassique (15%), le plagioclase (40%), le quartz (30%), la biotite (7%) et la hornblende (8%).

GRANITES À GRANODIORITES PORPHYRIQUES À BIOTITE (sous-unité F2c)

Cette roche représente le faciès prédominant du batholite. Ce faciès est caractérisé par l'abondance de phénocristaux (1 à 6 cm de longueur) de feldspath potassique dont la quantité varie de 10 à 30%. L'alignement de ces phénocristaux ou de la biotite donne une foliation marquée à la roche. Il s'agit probablement d'une foliation magmatique. La matrice est équigranulaire à grain moyen.

La roche a une couleur qui varie de gris clair rose à rose clair blanchâtre et une patine gris rosâtre ou rougeâtre. Les phénocristaux ont en général une couleur rosâtre. Une faible foliation est présente ça et là. De multiples enclaves de composition variée sont observées; elles sont surtout mafiques et d'aspect gabbroïque. Les enclaves sont généralement orientées suivant la foliation. Plusieurs zones cisaillées avec développement d'épidote et d'hématite ont été observées dans ce faciès porphyrique.

DIORITES - TONALITES (sous-unité F2d)

C'est un faciès restreint qui affleure principalement à l'ouest du lac Dambour (carte 3, SNRC 23I/15). Il s'agit d'une roche massive équigranulaire à grain moyen, de couleur grise et à patine gris foncé. Elle est constituée de quartz, de plagioclase, de biotite et de hornblende.

GRANITES GNEISSIQUES À BIOTITE-HORNBLENDE (sous-unité F2e)

La roche de ce faciès, peu abondante, est minéralogiquement similaire aux roches des faciès décrits ci-avant (F2b, F2c). Elle est fortement déformée avec un aspect gneissique.

GRANITES ROSES (sous-unité F2f)

On trouve localement un faciès granitique, leucocrate, de couleur rose et à grain fin ou moyen. Cette roche est principalement constituée de feldspath alcalin rose, de quartz et de très peu de ferromagnésiens (biotite). Un affleurement caractéristique à été observé à l'intérieur du faciès charnockitique (sous-unité F6a).

ROCHES PLUTONIQUES ANOROGÉNIQUES DU BATHOLITE DE MISTASTIN (UNITÉ F4)

Le batholite de Mistastin est une intrusion composite elsonienne, d'âge hélikien (Emslie et al., 1980). Il affleure dans la partie nord-est de la carte 6 (SNRC 23P/1) et dans la partie nord de la carte 7 (SNRC 13M/4). La partie étudiée couvre le sud du batholite et occupe une superficie d'environ 470 km^2. Les figures 27, 28, 29 et 30 montrent différentes textures de granite rapakivi du batholite de Mistastin sur le terrain.

Le contact entre le batholite et les encaissants n'est pas net. On note seulement une importante mylonitisation autour de l'intrusion. En effet, les roches encaissantes ont été fortement déformées et ont subi des phénomènes de dynamo-métamorphisme créant des zones mylonitiques lors de la mise en place.

Le trait saillant de cette intrusion anorogénique est la présence de texture «RAPAKIVI» (figures 28 et 30). La texture rapakivi, qui est l'intercroissance de deux feldspaths, a été attribuée (Hughes, 1971) à une cristallisation progressive dans la partie supérieure de la chambre magmatique où la quantité d'eau augmente dans le liquide en voie de cristallisation; il en résulte une augmentation de la pression. Ainsi, on obtient des pressions élevées («magmatic overpressures») qui entraînent l'abaissement du

point d'intersection des «liquidus-solidus» pendant la période de cristallisation. Ainsi, deux feldspaths alcalins, l'un riche en orthose et l'autre albitique, commencent à cristalliser à la place d'un seul feldspath.

Le trait caractéristique de la texture rapakivi est le développement d'une bande blanchâtre (1 à 10 mm) de plagioclase sodique autour de phénocristaux de feldspath potassique (orthose) roses, de forme ovoïde, rectangulaire et/ou subarrondie (figure 30). Ces phénocristaux constituent 20-40% (localement jusqu'à 60-70%) du volume de la roche. Leur taille varie de 1 à 10 cm (rarement 15 cm). Elle est en moyenne autour de 3 à 5 cm. Les phénocristaux présentent en général une texture poecilitique (figures 27 et 30) avec inclusions millimétriques de ferromagnésiens (biotite, hornblende). La biotite et la hornblende constituent environ 5 à 25% du volume des phénocristaux. La forme ovoïde (figure 30) a été décrite comme étant une texture «wiborgite» par Emslie et al. (1980). D'autre part, la disposition des phénocristaux nous rappelle parfois une texture de cumulat (figures 29 et 30) comme dans certaines séries litées (Wager et al., 1960).

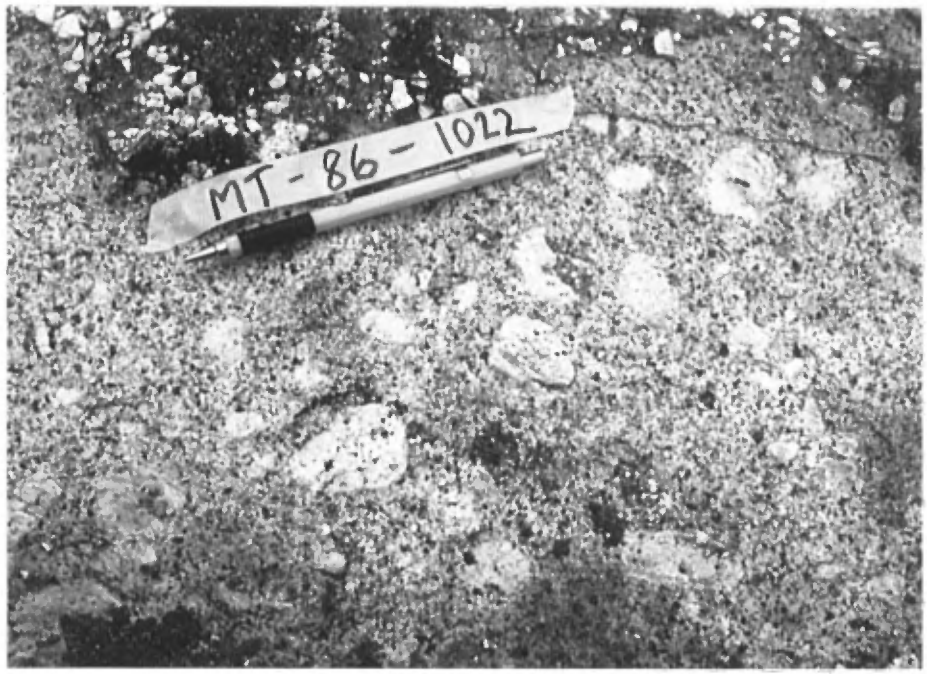


FIGURE 27 - Faciès de bordure du granite rapakivi porphyrique du batholite de Mistastin (F4a) avec quelques phénocristaux de feldspath potassique ±arrondis à texture rapakivi dans une matrice fine (par rapport aux phénocristaux) (loc.: MT-86-1022; UTM:436250E et 6110800N).

FIGURE 28 - Granite rapakivi porphyrique avec phénocristaux (jusqu'à 5 cm de long) à texture poecilitique et localement avec une auréole millimétrique albitique (caractéristique de la texture rapakivi) (loc.: MT-86-5073; UTM: 449000E et 6117200N).

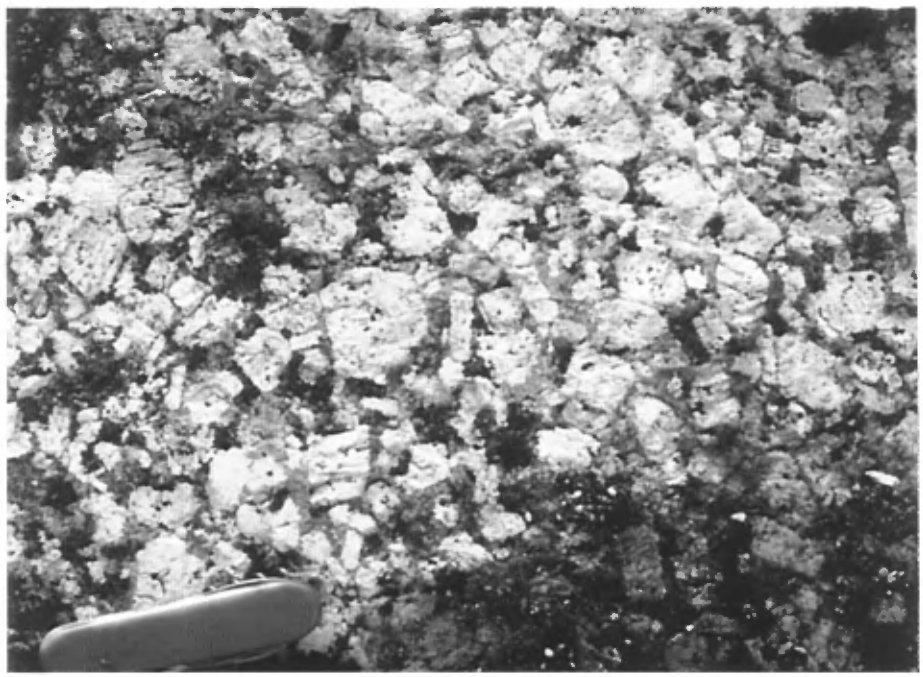


FIGURE 29 - Granite rapakivi à texture ressemblant à celle de cumulat typique (Wager et al., 1960) où les phénocristaux de feldspath potassique présenteraient la phase d'orthocumulus dans une mésostase constituée de quartz, de plagioclase, de hornblende, de biotite et ±de clinopyroxène. Notons les différentes orientations cristallographiques de ces phénocristaux (loc.: MT-86-076; UTM: 460900E et 6119950N).

FIGURE 30 - Granite rapakivi typique avec phénocristaux ovoïdes de feldspath potassique à textures rapakivi et poecilitique («texture Wiborgite») dans une matrice constituée de quartz, de plagioclase et de ferromagnésiens (hornblende, biotite, ±clinopyroxène) (loc.: MT-86-5078; UTM: 449150E et 6120950N).

GRANITES À MONZONITES QUARTZIQUES À STRUCTURE RAPAKIVI
(sous-unités F4a et F4b)

Le faciès dominant dans le secteur étudié est un granite à monzonite quartzique à hornblende-biotite (sous-unité F4a). Un faciès de monzonite à monzonite quartzique à hornblende-biotite ±clinopyroxène (sous-unité F4b) affleure localement. Ces deux faciès, qui sont semblables, ont une granulométrie très grossière et une texture rapakivi bien développée. La distinction entre les deux est aisée sur le terrain à cause de la similitude minéralogique et texturale, la variation dans le pourcentage de quartz et la présence locale de clinopyroxène permettant aisément de les séparer. Localement, en bordure du batholite, on observe un faciès porphyrique proprement dit avec des phénocristaux (5 à 15%) de feldspath (souvent «rapakivi») dans une matrice équigranulaire, à grain fin à moyen (fin par rapport au granite rapakivi) (figures 27 et 28). L'altération de roches du batholite amène une désagrégation typique de ces unités.

Les roches des sous-unités F4a et F4b sont massives, localement à texture porphyrique de couleur blanc rosâtre ou jaunâtre et à patine blanc jaunâtre. Ces roches, à grain localement très grossier, se composent principalement de phénocristaux de feldspath acalin à texture souvent «rapakivi» avec une matrice constituée de plagioclase, de quartz (souvent plus ou moins opalescent), de biotite et/ou hornblende (figures 28, 29 et 30).

L'indice de coloration varie entre 10 et 25% selon l'abondance de biotite et de hornblende. La distribution des ferromagnésiens varie d'un affleurement à l'autre, mais la hornblende semble être en général un peu plus abondante. On note localement dans le faciès F4b du clinopyroxène verdâtre (cristaux de 1 à 3 mm). Il est important de souligner le développement local de fluorine (couleur mauve) comme minéral accessoire disséminé dans la matrice. La quantité de quartz varie entre 10 et 25% (15% en moyenne) dans le faciès F4a. Par contre, celle du faciès F4b est inférieure à 10% du volume. Le quartz est interstitiel.

L'étude pétrographique de cinq échantillons (annexe B) représentatifs de ces granites rapakivis confirme nos observations macroscopiques. Les minéraux constituants sont l'orthose (40-60%), le plagioclase (albite, oligoclase; (10-20%), le quartz (10-30%), la hornblende (5-10%), la biotite (5%) et localement le clinopyroxène (0-3%). Le zircon, l'apatite, les minéraux opaques (ilménite) et, localement, la fluorine constituent les principaux minéraux accessoires. Il s'agit de monzonite quartzique à granite à biotite-hornblende. Le feldspath potassique est représenté par des phénocristaux, dont les principales caractéristiques sont décrites plus haut. On peut observer le développement spectaculaire de différentes variétés de perthite (Smith, 1974) dans ces phénocristaux à texture rapakivi. L'albite peut apparaître localement en veinules formant une structure «stockwork», distribuées d'une façon aléatoire dans certains phénocristaux. Ces veinules se rejoignent souvent avec la bande d'albite qui constitue la texture rapakivi en bordure des phénocristaux. La texture poecilitique résulte de la présence d'inclusions de minéraux ferromagnésiens tels que la biotite et la

hornblende. Les petites lattes idiomorphes de plagioclase sont aussi en inclusions dans les phénocristaux de feldspath potassique. On observe aussi localement le développement de myrmékite et d'une texture micrographique. L'échantillon (21-LP-081; annexe B) contient du clinopyroxène associé à la hornblende dont il forme le coeur. La composition chimique de ces clinopyroxènes serait assez particulière et pourrait correspondre à des variétés riches en alcali. Nous devons noter la présence d'inclusions fluides particulières dans le quartz; ces inclusions mériteraient une étude approfondie pour apporter des éléments intéressants sur la pétrologie de ces granites.

GRANITES À BIOTITE (sous-unité F4c) ET LAMPROPHYRES (?) (sous-unité F4e)

Les autres faciès, tels que le granite à biotite (sous-unité F4c) et la roche mafique (lamprophyre?) associée à la monzonite quartzique (sous-unité F4e) sont peu abondants. Le faciès de lamprophyres (?) forme des niveaux métriques et décamétriques dans la sous-unité F4b. Il s'agit d'une roche équigranulaire à grain fin, verdâtre en surface fraîche et vert-gris en surface altérée. Cette roche contient quelques «rapakivis» isolés. C'est un faciès mafique et peu répandu du batholite de Mistastin. L'étude pétrographique d'un échantillon (25-LP-5072; annexe B) montre que la roche se compose de plagioclase (andésine, labrador; 40%), de feldspath potassique (20%), de hornblende brune (15%), de clinopyroxène (10%), d'olivine (10%; variété riche en fer) et de biotite. La titanite, les minéraux opaques, l'apatite et l'hématite sont accessoires. Sa composition minéralogique et sa texture lamprophyrique montrent que ce lamprophyre est similaire à celui (F8b) associé (faciès mafique) à l'intrusion syénitique du lac Juillet (figure 40).

Dans le batholite, on rencontre souvent des pegmatites caratérisées localement par une belle texture graphique, avec quelques ferromagnésiens (micas, amphiboles, etc.) et des filons d'aplite (roche à grain fin, leucocrate). On observe aussi quelques dykes métriques de diabase.

SUITE CHARNOCKITIQUE DE DE PAS (UNITÉ F6)

La suite charnockitique de De Pas affleure dans la partie ouest et au-delà du feuillet 23/I15 (carte 3). Cette suite est en contact irrégulier avec le batholite de De Pas (unité F2) dont elle formerait l'encaissant occidental. Selon Martelain (1986b), cet encaissant forme un complexe granulitique identifié comme la suite charnockitique du complexe intrusif de De Pas.

Les roches de cette suite ont une patine d'altération de couleur cassonade et une cassure fraîche de couleur gris mielleux. Elles contiennent jusqu'à 5% d'orthopyroxène. Dans sa bordure est, près du contact du batholite de De Pas, la suite est caractérisée par l'abondance d'enclaves mafiques (figures 31, 32 et 33) du type amphibolites d'origine indéterminée. Ces enclaves de composition et de dimension variables (millimétrique à décamétrique) sont souvent boudinées et étirées. On note aussi le développement de biotite au contact des enclaves et de la charnockite. Ces enclaves sont parfois assimilées (figures 31 et 33) par la charnockite, ce

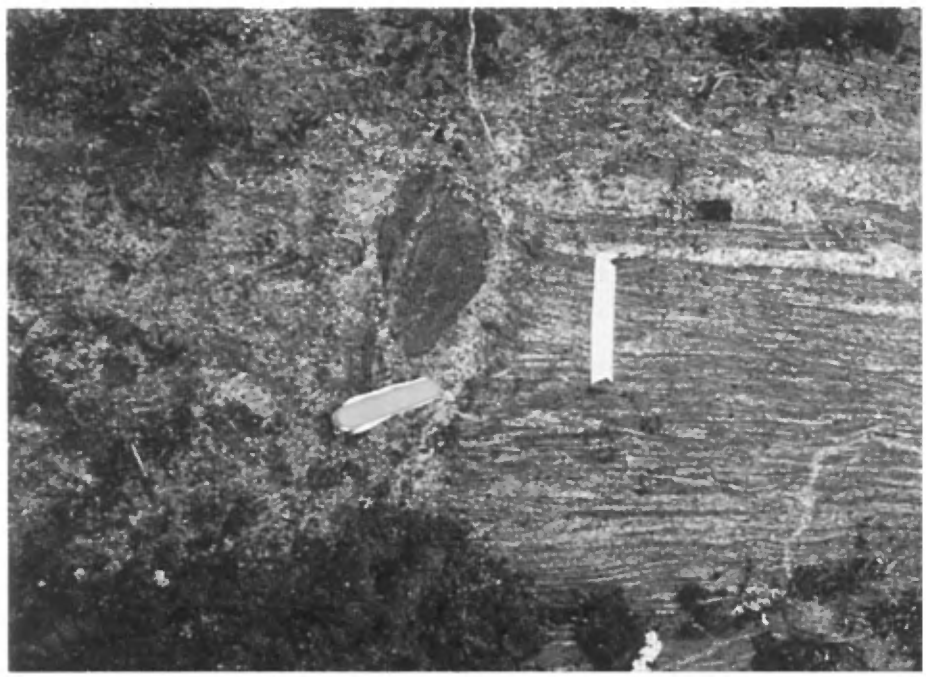


FIGURE 31 - Zone de transition entre la suite charnockitique (unité F6) et le batholite de De Pas (unité F2). L'affleurement montre diverses enclaves, surtout mafiques, dans les roches charnockitiques; ces enclaves, sont localement assimilées, donnant une texture de «schlieren» (loc.: MT-86-106; UTM: 376700E et 6095450N).

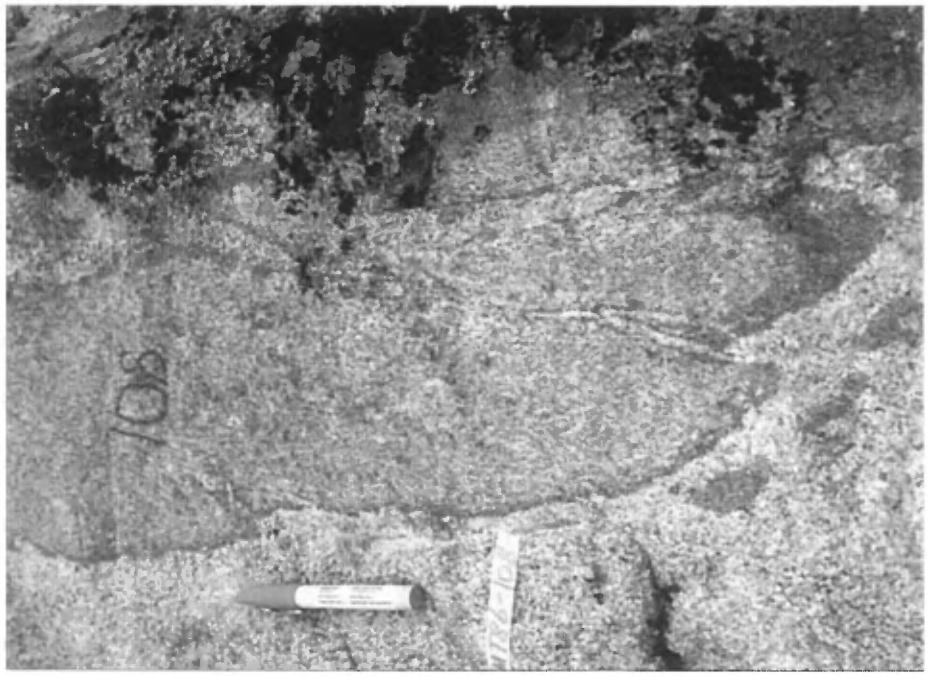


FIGURE 32 - Charnockite porphyrique (sous-unité F6a) contenant des enclaves mafiques fortement métasomatisées (loc.: MT-86-108; UTM: 377650E et 6095500N).

qui donne localement une structure en radeau (figure 31) soulignée par l'orientation des ferromagnésiens. On observe aussi localement de multiples injections granitiques dans la charnockite. Dans la région cartographiée, trois différents faciès charnockitiques ont été distingués.

CHARNOCKITES PORPHYRIQUES À HORNBLENDE-BIOTITE (sous-unité F6a)

Dans ce faciès prédominant, nous avons observé des roches porphyriques avec phénocristaux de feldspath potassique dans une matrice équigranulaire à grain moyen (0,5 mm à 1,5 cm). La quantité de phénocristaux varie de 10 à 40% du volume. Leur dimension peut localement atteindre une longueur de 3 à 5 cm et une largeur de 1 à 1,5 cm. La mésostase est constituée de feldspath potassique, de plagioclase, de quartz, de biotite, de hornblende et $\pm$ d'orthopyroxène. L'alignement des phénocristaux et des ferromagnésiens, ainsi que l'orientation des enclaves mafiques est probablement le résultat d'une foliation magmatique.

CHARNOCKITES MASSIVES (sous-unité F6b)

Ce faciès, peu abondant, forme des amas dans la charnockite porphyrique. Il contient généralement peu d'enclaves mafiques. Il a une granulométrie généralement fine à homogène. Des déformations confinées (trop petites pour être cartographiées ici) donnent des structures gneissiques correspondant aux charnockites foliées.

CHARNOCKITES MAFIQUES À BIOTITE (sous-unité F6d)

Il s'agit d'une charnockite mélanocrate riche en biotite, formant un faciès restreint à la bordure du batholite de De Pas. Étant donné qu'un magma charnockitique est sous-saturé en H_2O, il y aurait eu des phénomènes de rétromorphose au contact avec le batholite de De Pas qui représente lui un magma saturé. L'eau nécessaire pour former la biotite (secondaire) proviendrait donc du batholite ou des enclaves. On observe le même phénomène à l'intérieur de la charnockite aux endroits où il y a de multiples injections granitiques pouvant fournir l'eau nécessaire à la formation de la biotite.

PÉTROGRAPHIE

L'étude de trois lames minces confirme nos observations macroscopiques (annexe B). Il faut cependant noter la composition basique des plagioclases (figure 34) dans ces roches charnockitiques. La détermination optique indique qu'il s'agit au moins de labrador et rarement d'andésine. La couleur gris mielleux en cassure fraîche suggère aussi ce caractère basique. On note aussi deux types de feldspath potassique. Les premiers sont en petites lamelles d'exsolution dans le plagioclase basique, parallèles à une certaine orientation cristallographique. Ce phénomène indique la cristallisation des feldspaths à haute température et semble être très caractéristique des roches charnockitiques. Les deuxièmes sont des phénocristaux de feldspath alcalin (microcline). Au premier abord, la relation texturale montre que le développement tardif des phénoristaux est comparable à celui de la biotite. Ces feldspaths corrodent généralement les autres cristaux, surtout le plagioclase. La myrmékite se développe

FIGURE 33 - Zone de transition riche en enclaves bréchifiées dans la charnockite (unité F6). Notons l'injection granitique constituant la matrice de ces enclaves (loc.: MT-86-110; UTM; 378950E et 6099550N).

FIGURE 34 - Photomicrographie d'une charnockite porphyrique montrant du plagioclase basique (andésine, labrador), de l'orthopyroxène (fortement altéré), de la biotite à texture symplectique (au centre), des minéraux opaques et de l'apatite. Lame 116-LP-103A.

localement au contact du feldspath potassique. La biotite présente localement une texture symplectique (figure 34). Les pyroxènes sont généralement représentés par l'orthopyroxène, mais le clinopyroxène se développe localement dans certains faciès. Les pyroxènes sont des minéraux rapidement altérés (figure 34). La taille du zircon atteint jusqu'à 300 lm dans ces roches. On note aussi l'abondance de l'apatite (2-3%) qui se développe surtout avec les ferromagnésiens. Le faciès riche en biotite (sous-unité F6d) peut contenir jusqu'à 10% de quartz (voir annexe B). La quantité de ferromagnésiens est élevée (40%). On note que les minéraux constituants (feldspaths et ferromagnésiens) sont fortement altérés. Cette altération est caractérisée par l'ouralitisation des pyroxènes, le développement de chlorite, du carbonate, des phyllosilicates et d'oxyde de fer.

Suite à notre étude pétrographique, nous pouvons classifier les roches charnockitiques du secteur étudié dans le champ des opdalites et des jotunites suivant la classification de Pichamuthu (1969).

DISCUSSION

Les charnockites se sont formées durant le Protérozoïque ou l'Archéen tardif dans un milieu de haute température (700 à 900°C) et de haute pression (8 $\pm$2 kbar) associé à une croûte continentale épaisse. Plusieurs corps charnockitiques protérozoïques seraient les précurseurs plutoniques d'une suite anorogénique alcaline-calcique, incluant les massifs anorthositiques et les granites rapakivis. Les caractéristiques de la plupart de ces charnockites ont été dérivées du métamorphisme aux conditions du faciès granulite en présence des fluides riches en CO_2 et pauvres en H_2O (Newton & Hansen, 1983). Plusieurs processus pour expliquer la formation des charnockites ont été discutés recemment par Grant (1986), Newton & Hansen (1983), Wendlandt (1981) et Martignole (1979). Ces processus sont: (1) le départ d'un liquide pendant l'anatexie, laissant les charnockites comme des restites; (2) la cristallisation à partir d'un magma sous-saturé en H_2O; (3) le métamorphisme au faciès granulite en présence de vapeur riche en CO_2; et (4) les charnockites sont des cumulats qui dérivent d'un fractionnement igné.

En conclusion, il nous est difficile d'avancer une hypothèse valable sur la genèse de la suite charnockitique de De Pas avec le peu de données que nous possédons.

SUITE ANORTHOSITIQUE DE MICHIKAMAU (UNITÉ F7)

La suite anorthositique de Michikamau est une intrusion d'environ 2000 km^2 localisée au centre ouest du Labrador. Elle est constituée principalement d'une zone marginale de gabbro à olivine, d'une épaisse série litée de troctolite à leucotroctolite, d'une zone anorthositique, d'une zone de leucogabbro à gabbro et d'un groupe transgressif différencié riche en fer de ferrodiorite, ferromonzonite et ferro-adamellite (Emslie, 1970).

La zone que nous avons cartographiée correspond à la partie nord de l'intrusion et inclut les trois dernières unités d'Emslie (1970). Elle se localise sur les feuillets 13L/12 (carte 2) et 23I/9 (carte 1). Nous l'avons subdivisé en six sous-unités (F7a à F7f) sur la base de leur composition minéralogique.

ANORTHOSITES (sous-unité F7a)

Les roches de la zone anorthositique sont principalement constituées de plagioclase de couleur souvent chatoyante (violacée). La roche est massive, à grain grossier ou très grossier, de couleur gris clair violacé ou noirâtre et à patine gris clair (figure 35). Elle présente en général une texture porphyrique (figure 36) avec des phénocristaux (± arrondis et rarement idiomorphes) de plagioclase. On trouve localement des phénocristaux géants pouvant atteindre 20 cm (figure 35).

La quantité de ferromagnésiens (pyroxènes) est inférieure à 10% et leur distribution est aléatoire. La magnétite est en traces (moins de 2%). Une concentration locale des ferromagnésiens a été observée sur des surfaces décamétriques. Un litage magmatique est localement visible.

L'étude pétrographique de trois échantillons d'anorthosite (annexe B) montre que ces roches présentent une texture de cumulat; le plagioclase constitue la phase de cumulat,tandis que les ferromagnésiens (pyroxène) constituent généralement la phase intercumulus, remplissant les vides entre les plagioclases. Certains cristaux de plagioclase suivent localement une orientation optique préférentielle (2-LP-1145). La roche se compose principalement de plagioclase calcique (labrador, etc.; 90%), d'orthopyroxène (5-10%) et localement d'olivine (5%) avec une quantité mineure de clinopyroxène, de hornblende, de biotite et d'opaques. Nous avons observé ça et là de belles antiperthites vermiculaires (Smith, 1974) au contact des cristaux de plagioclase calcique; il s'agit d'une texture myrmékitique avec développement de feldspath alcalin dans le plagioclase (6-LP-180). Les minéraux opaques se développent dans l'orthopyroxène avec une texture symplectique. L'olivine se développe surtout au centre du cristal d'orthopyroxène formant une structure en couronne (2-LP-1145). On note parfois des inclusions particulières dans le plagioclase (ce sont des petites aiguilles de 10 à 20 lm de long, distribuées suivant une orientation optique du cristal).

LEUCOGABBROS (sous-unité F7b)

Un passage progressif de l'anorthosite au leucogabbro peut être observé en bordure de l'intrusion. La zone de leucogabbro contient des amas d'anorthosite répartis de façon aléatoire ou vice versa. En périphérie, on observe un enrichissement en ferromagnésiens (20-35%) et une diminution du grain. Ces roches sont massives, porphyriques, de couleur grise, parfois orange ou brun clair à verdâtre, et de patine gris clair orange ou localement brun cassonade. Elles présentent une texture ophitique à subophitique (figure 37) et un faible litage. Macroscopiquement, la roche est constituée de plagioclase (70-80%), de pyroxène (clinopyroxène et orthopyroxène, 15-30%) et de magnétite (1-10%).

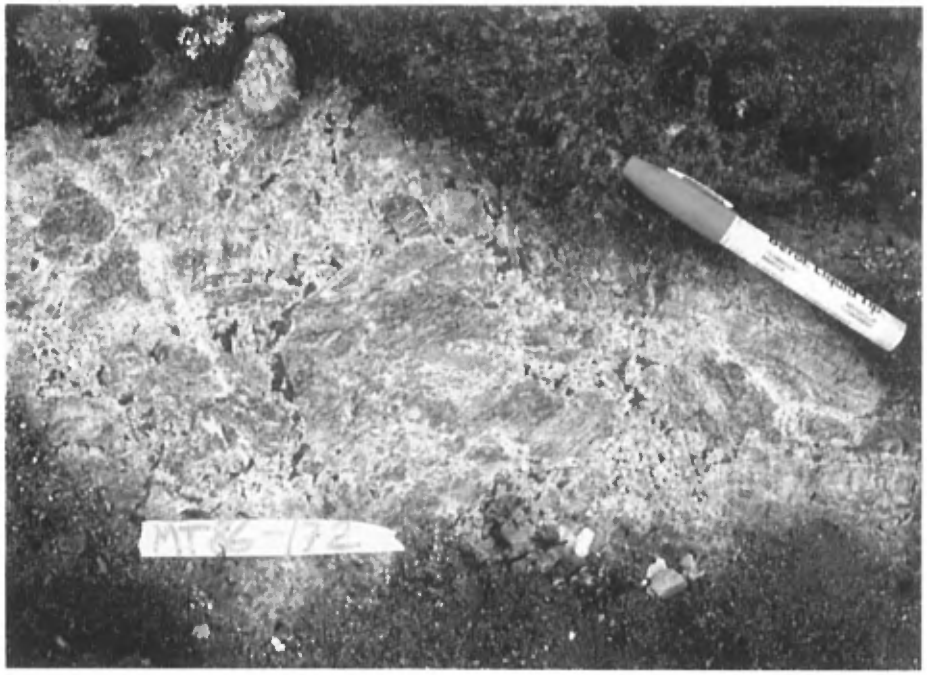


FIGURE 35 - Mégacristaux de plagioclase dans une matrice anorthositique ou leucogabbroïque (unité F7). Notons le développement de grands cristaux d'orthopyroxène dans les interstices. La matrice présente une texture de cumulat (loc.: MT-86-172; UTM: 442500E et 6059200N).

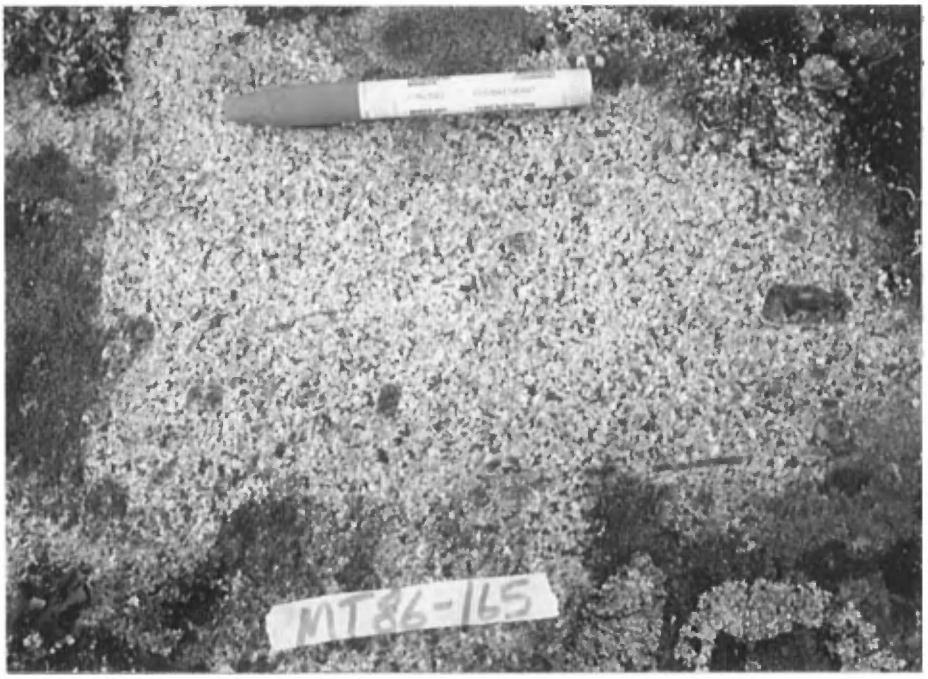


FIGURE 36 - Anorthosite-leucogabbro porphyrique (unité F7) avec quelques phénocristaux disséminés de plagioclase de couleur gris violacé dans une mésostase à texture ophitique (cumulat) et à grain moyen (loc.: MT-86-165; UTM; 435300E et 6057150N).

La phlogopite est localement présente. Les mégacristaux d'orthopyroxène (8-10 cm) sont localement présents dans cette sous-unité.

L'étude pétrographique de quatre échantillons (annexe B) montre que la texture des leucogabbros est similaire à celle des anorthosites. Ces observations révèlent principalement du plagioclase (labrador et +; 75-85%), de l'orthopyroxène (15%), du clinopyroxène (1-5%), de la hornblende (1-3%), des minéraux opaques (magnétite; 1-5%), de la biotite et de l'apatite. Il s'agit en général d'un leucogabbro à orthopyroxène (norite). L'orthopyroxène, légèrement pléochroïque (brunâtre-clair), contient souvent des exsolutions d'un minéral de couleur brunâtre et, localement, de minéraux opaques. Ces deux types d'exsolutions sont perpendiculaires (1-LG-3145) l'une à l'autre. La hornblende se développe surtout autour du clinopyroxène.

DYKES DE DIABASE (sous-unité F7cd) ET D'APLITE (sous-unité F7ca)

La suite anorthositique a été recoupée par des dykes de diabase (F7cd) dont l'épaisseur varie de 10 cm à 5 mètres. Ce sont de roches à grain fin, équigranulaires et à bordures figées. On observe localement des petites injections de roche aplitique (F7ca) sous forme de dykes de 3-5 cm d'épaisseur, de couleur rose grisâtre.

FERROGABBROS (sous-unité F7d)

En bordure de l'intrusion (carte 1), on trouve localement des roches gabbroïques, équigranulaires, à grain fin, de couleur gris sombre verdâtre, à patine gris clair jaunâtre (figure 38). Elles sont constituées principalement de ferromagnésiens (pyroxène, hornblende) et de plagioclase. La roche présente un litage primaire magmatique. Elle contient localement une faible minéralisation (pyrrhotite,pyrite), formant une bande continue de 20 à 30 cm d'épaisseur, parallèle au litage. Cette bande renferme localement des petites enclaves d'anorthosite.

L'étude pétrographique d'un échantillon de ferrogabbro (5-LP-157; annexe B) montre que la roche se compose principalement de plagioclase (labrador, andésine; 50%), de clinopyroxène (20%), d'olivine (15%), de hornblende brune (5%), de minéraux opaques (magnétite, ilménite, pyrrhotite; 5%) et d'apatite. Elle a une texture grenue et équigranulaire, ressemblant à la texture de cumulat. Il s'agit d'un gabbro à clinopyroxène, olivine et hornblende brune. La roche est fraîche, libre de toute altération. L'olivine présente des caractéristiques de la variété riche en fer.

GRANODIORITES À DIORITES QUARTZIQUES À PYROXÈNES (sous-unité F7e)

En bordure de la suite anorthositique, on trouve des roches massives, localement foliées, équigranulaires, à grain fin ou moyen , de couleur gris moyen rosâtre, à patine brun orangé. Elles sont constituées de feldspath, de quartz, de hornblende et localement de pyroxènes et de biotite. Les ferromagnésiens sont localement abondants (jusqu'à 60%). Ces niveaux correspondent aux

FIGURE 37 - Affleurement de leucogabbro porphyrique (sous-unité F7b) montrant la texture ophitique (cumulat). Les ferromagnésiens (surtout orthopyroxène) remplissent les interstices entre les lattes de plagioclase (loc.: MT-86-2130; UTM: 438200E et 6062400N).

FIGURE 38 - Affleurement de ferrogabbro (sous-unité F7d) en bordure de la suite anorthositique de Michikamau. Roche à grain fin, équigranulaire et bien litée contenant localement des sulfures disséminés (surtout pyrrhotite) (loc.: MT-86-158; UTM: 430550E et 6057025N).

faciès de ferrogranodiorite et de ferrodiorite du groupe transgressif d'Emslie (1970).

L'étude pétrographique de deux échantillons (8-LP-163 et 10-LP-2131; annexe B) montre que la roche contient une quantité importante de quartz (15%) avec du clinopyroxène (10-15%) et de l'orthopyroxène (5-10%). Le plagioclase (labrador, andésine; 60%) constitue le principal minéral. Il est localement antiperthitique. Les minéraux opaques, le zircon, l'apatite et la titanite sont accessoires. Ce sont des roches à grain fin à moyen qui correspondent pétrographiquement à une diorite quartzique à pyroxène. D'autre part, on observe un passage graduel du faciès leucogabbro-anorthosite à ces roches quartziques.

GNEISS QUARTZO-FELDSPATHIQUES À BIOTITE - HORNBLENDE ±PYROXÈNE ±GRENAT ET ±SPINELLE VERT (sous-unité F7f)

Ce faciès représente la roche encaissante de la suite anorthositique (carte 7). Il s'agit en général d'une roche foliée et rubanée, à grain fin, de couleur gris moyen, parfois tachetée de rose (grenat). Localement, ces roches ont une couleur d'altération brun cassonade et la présence d'orthopyroxène et de quartz leurs donneraient un caractère charnockitique. La roche est constituée de feldspath, de biotite, de quartz, de hornblende, de pyroxène et, localement, de grenat, spinelle, cordiérite et sillimanite.

L'étude d'un échantillon particulier (9-LP-1131; annexe B) montre qu'on peut trouver localement des roches contenant de la cordiérite (30%), de la sillimanite (15%), du spinelle vert (hercynite; 15%), du grenat (10%) et du feldspath potassique (microcline:20%). Cet assemblage minéralogique indiquerait un métamorphisme de contact de degré élevé, relié à l'intrusion anorthositique. Il est à noter aussi que des assemblages similaires ont été décrits ailleure par Emslie (1970) autour de la suite anorthositique de Michikamau.

INTRUSION SYÉNITIQUE DU LAC JUILLET (UNITÉ F8)

Une intrusion syénitique de forme presque circulaire (4 km de diamètre) affleure à l'ouest du lac Juillet sur les cartes 4 (partie sud) et 1 (partie nord). Elle est constituée principalement d'un faciès de syénite à monzonite (sous-unité F8a) avec un peu de lamprophyre (?) (sous-unité F8b).

SYÉNITES À MONZONITES À PYROXÈNE-HORNBLENDE ±BIOTITE (sous-unité F8a)

Ce sont des roches massives et homogènes, à grain moyen, de couleur gris moyen jaunâtre et à patine gris clair blanchâtre. La roche est en général fraîche et non foliée.

L'étude pétrographique (annexe B) de quatre échantillons (e.g. figure 39) montre que les roches de cette sous-unité se composent principalement de feldspath potassique (50-70%; microcline), de plagioclase (oligoclase, andésine; 15-20%), de clinopyroxène (10-15%), d'amphibole (5%) et d'olivine (5%). On y trouve une quantité mineure de titanite (1-5%), de biotite (1-3%),

de minéraux opaques (ilménite; 1-3%), de zircon (1-2%) et localement d'hématite. Le feldspath potassique est fortement perthitique. Le clinopyroxène est probablement la variété titanifère d'«aegirine-augite», caractérisée surtout par son pléochroïsme violacé verdâtre. L'amphibole se développe généralement autour du clinopyroxène; son pléochroïsme indique plutôt qu'il s'agit de la variété «hastingsite». Il est important de souligner la quantité appréciable d'olivine (figure 39) dans ces roches syénitiques. Des propriétés optiques assez particulières telles une dispersion moyenne (r>v) et un angle 2V moyen (biaxe négatif) font probablement de cette olivine une variété riche en fer (fayalite). Le contenu en zircon est relativement élevé, formant de grands cristaux idiomorphes (300-500 1m). Cette intrusion a été échantillonnée pour datation (Bowring, 1986). Suivant la nomenclature de Streckeisen (1976), ces roches sont de la variété des monzo-syénites à olivine.

Il est possible que cette petite intrusion syénitique soit un satellite de la suite anorthositique de Michikamau (unité F7).

LAMPROPHYRES ? (sous-unité F8b)

On trouve localement des amas d'un faciès à grain fin, de couleur gris sombre verdâtre à l'intérieur de l'intrusion syénitique. Il s'agit probablement d'une roche basique (lamprophyre) associée à la syénite. L'étude pétrographique d'un échantillon (15B-LP-095; annexe B) montre que la roche a une texture lamprophyrique (figure 40) avec des phénocristaux de ferromagnésiens dans une matrice feldspathique (anorthose ?); elle se compose de plagioclase (andésine, oligoclase; 25%), de feldspath potassique (25%), de hornblende brune (20%), de clinopyroxène (15%), d'olivine riche en fer (?), de minéraux opaques (ilménite-magnétite; 5%), de titanite et d'une quantité appréciable d'apatite (2%). L'association de cette roche lamprophyrique avec l'intrusion syénitique est importante. La composition minéralogique du lamprophyre recoupant la syénite est comparable à celui recoupant le granite rapakivi du batholite de Mistastin (sous-unité F4e; annexe B).

INTRUSION DU LAC RAMUSIO (UNITÉ F9)

Une intrusion granitique, de forme presque circulaire d'environ 10 km de diamètre, affleure au sud-ouest du lac Ramusio sur la carte 5. Il s'agit d'une intrusion tardive recoupant la série métavolcanosédimentaire de l'unité C5. Il est possible que l'intrusion du lac Ramusio soit du même âge que le batholite de Mistastin (unité F4). Elle a été échantillonnée pour datation. Une forte déformation avec une mylonitisation marquée a été observée au contact est de l'intrusion avec son encaissant. La principale unité est décrite ci-après.

GRANITES PORPHYRIQUES (sous-unité F9a)

L'intrusion du lac Ramusio semble être homogène. Elle est constituée principalement de granite porphyrique massif à phénocristaux de feldspath potassique (orthose); ce granite est de couleur rose clair beige et à patine rose clair rougeâtre ou jaunâtre. Une légère foliation magmatique représentée par

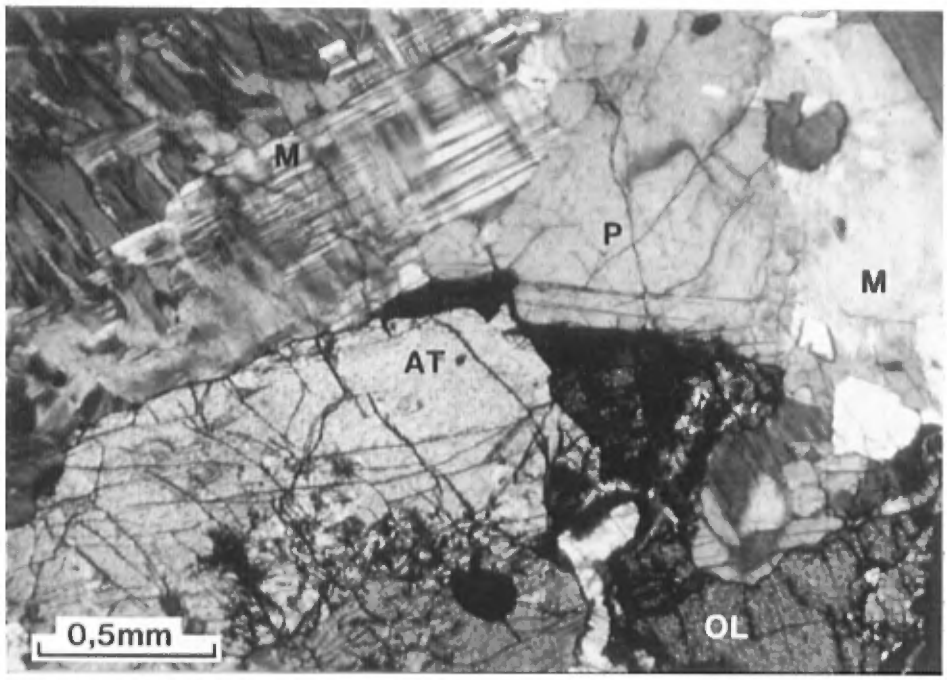


FIGURE 39 - Photomicrographie d'un échantillon de syénite typique de l'intrusion du lac Juillet (unité F8) montrant du microcline (M), du plagioclase (P), de l'augite titanifère (AT), de l'olivine (OL) et des minéraux opaques. Lame 14-LP-091.

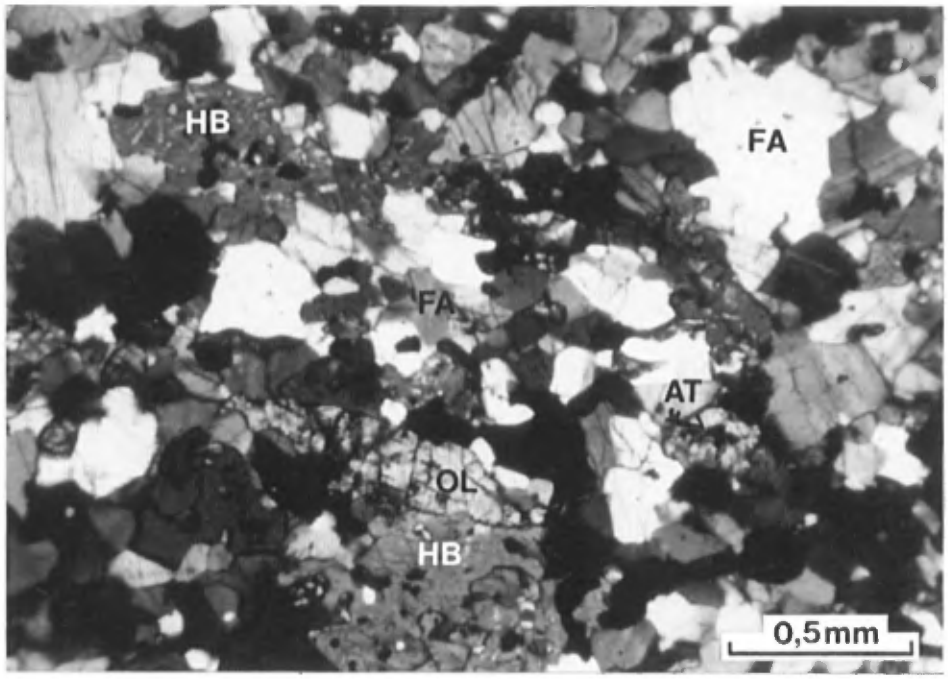


FIGURE 40 - Photomicrographie d'un lamprophyre (?) avec quelques phénocristaux de hornblende brune (HB) et d'olivine (OL) dans une matrice feldspathique (feldspath alcalin (FA) =anorthose ?). On note aussi des grains d'augite titanifère (AT). Lame 15b-LP-095.

l'alignement des phénocristaux est localement observable. Des enclaves de gneiss à biotite et hornblende représentent probablement l'encaissant de l'intrusion. Elles semblent être partiellement assimilées et sont localement boudinées et étirées lorsqu'elles sont plus petites que un mètre; elles sont néanmoins préservées quand elles sont plus grandes. La texture de la roche granitique devient plus fine au contact granite-enclaves. Les phénocristaux semblent être imbriqués ça et là et présentent localement une texture poecilitique avec inclusions de biotite. De rares rapakivis sont aussi présents. Quelques pegmatites et dykes d'aplite ont été observés.

L'étude pétrographique de quatre échantillons (annexe B) montre que ces roches se composent principalement de feldspath potassique (orthose: 30-35%, surtout en phénocristaux de 3 à 4 cm), de plagioclase (albite-oligoclase; 20-30%), de quartz (25-30%) et de biotite (10-15%). La titanite, les minéraux opaques (surtout magnétite), l'apatite et le zircon sont les principaux minéraux accessoires. La fluorine est localement disséminée dans la matrice. On note aussi un minéral (non identifié) brunâtre, semi-opaque, fibroradié, associé à la biotite (rutile ?). Le 2quartz a parfois une coloration opalescente due probablement à la déformation et à une fine recristallisation. Le faciès microgranite a la même composition minéralogique avec une texture plus fine, contenant localement des minéraux d'altération tels que la muscovite, la chlorite et la pumpellyite (19-LP-2043).

GRANITES MASSIFS (sous-unité F9b) ET MONZONITES PORPHYRIQUES (sous-unité F9c)

Ces faciès sont peu abondants. La composition minéralogique du faciès F9b est similaire à celle du faciès F9a, mais les phénocristaux y sont absents. Le faciès de monzonite porphyrique (F9c) est caractérisé par une matrice à grain fin avec quelques phénocristaux de feldspath. C'est probablement un faciès de bordure de l'intrusion.

COMPLEXE INTRUSIF DU LAC LA PINAUDIÈRE (UNITÉ F10)

Il nous a été difficile d'établir les relations lithologiques dans ce complexe à cause des mauvaises conditions d'affleurement liées à la couverture glaciaire. Presque chaque affleurement présentait une lithologie différente. Malgrè cette difficulté, nous avons essayé d'interpréter cet ensemble lithologique qui offre un intérêt particulier pour le secteur étudié.

Notons d'abord que ce complexe correspond aux roches granitiques porphyroblastiques (figure 41) à grain grossier (unité 6) d'Emslie (1970). De plus, il pourrait constituer l'encaissant nord de la suite anorthositique de Michikamau (unité F7). Il est à noter que ce complexe affleure de part et d'autre d'une série de roches métasédimentaires (sous-unité D3a) sur les cartes 4 et 5 (SNRC 23I/16 et 13L/13).

La monotonie de la signature aéromagnétique immédiatement à l'est et au nord de l'intrusion syénitique du lac Juillet (unité F8) nous incite à interpréter cette zone, dont nous n'avons pas visité d'affleurements significatifs, comme supportant les roches

granitiques à granodioritiques du type Complexe intrusif du lac La Pinaudière (unité F10?).

GRANITES À TONALITES À BIOTITE-HORNBLENDE ±GRENAT (sous-unité F10a)

Cette sous-unité de composition surtout granitique affleure sur les cartes 4 et 5.

Son faciès dominant est un granite porphyrique à biotite et hornblende. Cette roche à grain moyen à grossier et de couleur gris clair rosâtre, se compose de quartz, de feldspath, de biotite et de hornblende. Elle présente localement de belles textures protomylonitiques (figure 41), ayant alors l'aspect d'un gneiss oeillé avec phénoclastes (jusqu'à 3-5 cm) de feldspath (25-60%) dans une mésostase riche en biotite (10-25%). Du grenat s'y développe localement avec les ferromagnésiens (figure 42). On trouve aussi dans la sous-unité F10a des roches tonalitiques à hornblende, biotite et grenat ainsi que des enclaves de paragneiss à biotite. Notons l'absence de roches mafiques associées à cette sous-unité à l'exception de quelques enclaves amphibolitiques.

Il est à remarquer que ces roches déformées et mylonitisées ressemblent parfois à celles de l'intrusion du lac Cabot (sous-unité F1f) affleurant dans la partie nord-ouest de la carte 4. Il est donc possible qu'une partie de l'intrusion du lac Cabot fasse partie du complexe intrusif du lac La Pinaudière.

L'étude pétrographique de l'échantillon 51-LP-148 (annexe B) confirme notre observation macroscopique. Il s'agit d'un granite constitué de plagioclase (oligoclase, andésine; 30%), de feldspath alcalin (20%), de quartz (30%), de hornblende (10%), de biotite (5%), de grenat (3%) et de minéraux opaques (2%), ainsi que de zircon accessoire. La texture myrmékitique est généralisée. Il est à noter que le grenat est étroitement associé aux minéraux ferromagnésiens et qu'il se développe autour des ferromagnésiens formant une texture symplectique (figure 42).

Un autre échantillon 49-LP-137, qui provient de la zone de contact avec le complexe volcanosédimentaire du lac Zeni (unité C5), montre que la roche est fortement déformée avec une très belle texture protomylonitique. Elle est aussi silicifiée et hématitisé, donnant une coloration rougeâtre à la roche. De plus, on note le développement abondant de feldspath potassique. L'hématite est généralement disséminée dans la matrice feldspathique. Il s'agit donc d'un granite silicifié et déformé, constitué principalement de quartz (65%), de feldspath alcalin (30%), de plagioclase (5%) et de biotite, magnétite, zircon.

DIORITES QUARTZIQUES À HORNBLENDE (sous-unité F10b)

Dans cette sous-unité, nous avons distigué deux amas de roches intrusives affleurant sur les cartes 4 et 5 (SNRC 23I/16 et 13L/13). On peut les repérer facilement sur la carte aéromagnétique.

Un exemple typique affleure sur la carte 5 autour du lac Jannière. Il s'agit d'une roche massive à grain moyen de couleur

FIGURE 41 - Affleurement de granite fortement déformé à texture protomylonitique avec grands phénoclastes de feldspath dans le complexe intrusif du lac La Pinaudière (unité F10) (loc.: MT-86-1124; UTM: 344600E et 6082200N).

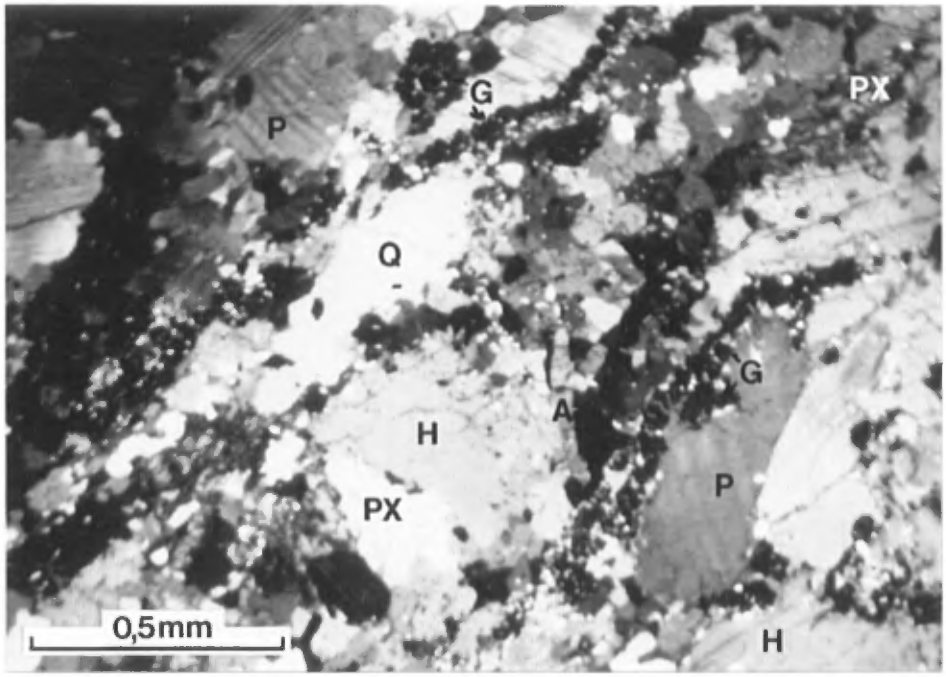


FIGURE 42 - Photomicrographie d'une métadiorite montrant le développement du grenat (G) à texture symplectique autour des ferromagnésiens (pyroxène=PX, hornblende=H, magnétite=M) avec le plagioclase (P) et le quartz (Q). L'apatite (A) y est aussi abondante. Lame 48-LP-146.

gris moyen foncé et à patine gris blanchâtre. L'étude pétrographique d'un échantillon (48-LP-146; annexe B) montre que la roche est constituée essentiellement de plagioclase gris (andésine, oligoclase; 50%), de quartz (35%), de hornblende (15%) de pyroxène (ortho- et ±clino-; 10%), de grenat (5%), d'apatite, de minéraux opaques (magnétite) et de zircon. La roche est une tonalite à hornblende, pyroxène et ±grenat. Il est à noter que le développement de grenat à texture symplectique est tardif (figure 42). On peut observer une réaction métamorphique entre le pyroxène-grenat ou les opaques-grenat. D'ailleurs, cette roche a un aspect charnockitique avec une couleur d'altération brun cassonade.

Une autre variété mésocrate (>25% de ferromagnésiens) affleure sur la carte 4, entre les lacs Cabot et Jannière. Il s'agit d'une roche massive de couleur gris moyen verdâtre, à patine gris clair blanchâtre, tacheté de noir par les ferromagnésiens. Elle est à grain grossier et présente une texture grenue hypidiomorphe. L'étude pétrographique de l'échantillon (50-LP-138; annexe B) montre que la roche se compose principalement de plagioclase (60%), de quartz (15%), de biotite (20%), de titanite (5%), d'apatite, de minéraux opaques (ilménite) et d'allanite. La quantité de titanite est importante dans cette roche. Il s'agit d'une diorite quartzique à biotite. Elle contient localement des veines de quartz centimétriques à décimétriques. Ce faciès peut aussi être déformé et prend alors un caractère gneissique.

GROUPE G: ROCHES INTRUSIVES TARDIVES

DIABASES (unité G2)

Un dyke décamétrique de diabase tardif qui recoupe les lithologies dans une direction N45°E affleure à l'ouest du lac Raude (carte 6). Ce dyke correspond à une structure qui est bien visible sur la carte aéromagnétique et sur image satellite et qui traverse toutes les lithologies, même le batholite de Mistastin (unité F4).

La roche de couleur gris moyen verdâtre, à patine brunâtre orangé et à grain fin est très fraîche. L'étude pétrographique d'une lame mince (52-LP-4070A; annexe B) montre que cette diabase a une texture ophitique fine à intersertale (figure 13) et se compose de plagioclase (50%), d'augite titanifère (30%), d'olivine (15%), de biotite (3%) et de minéraux opaques (magnétite ?; 2%). La composition du plagioclase varie de labrador à bytownite; il est localement altéré. L'augite présente un pléochroïsme caractéristique brun clair violacé et une forte dispersion (r>v) ce qui indique une variété titanifère. La biotite, une variété riche en fer (teinte de pléochroïsme rougeâtre), se développe autour de l'augite titanifère. Les grains arrondis d'olivine ne sont pas altérés. La roche est fortement magnétique et elle est très fraîche à part le développement de quelques paillettes de chlorite.

Nous trouvons aussi des dykes métriques à décimétriques (non cartographiables), surtout dans le complexe du lac Zeni (unité C5)

et dans les gneiss dioritiques (sous-unité E1e). Ces diabases ont de minces bordures de refroidissement.

LAMPROPHYRES (unité G3)

Ce groupe de roches est abondant dans le secteur étudié. Ces dykes lamprophyriques sont associés surtout aux intrusions tardives telles que le batholite de Mistastin (unité F4) et l'intrusion syénitique du lac Juillet (unité F8). Ils sont surtout caractérisés par leur texture porphyrique avec phénocristaux de minéraux ferromagnésiens. Ils ont été en général décrits plus haut avec leurs encaissants (voir la section sur «L'INTRUSION SYÉNITIQUE DU LAC JUILLET»).

PROBLÈME DES PEGMATITES

Au cours de ce travail de reconnaissance, nous avons souligné la présence constante de niveaux de roches quartzo-feldspathiques à grain grossier et à texture pegmatitique associés à différentes unités. Même si ces roches ne sont pas reportées sur la carte à cause de l'échelle du travail, leur abondance dans la région nous a conduit à faire quelques remarques à leur sujet.

Deux groupes de pegmatite ont été distingués: (1) les pegmatites associées aux roches plutoniques felsiques et/ou foliées, e.g. dans les roches plutoniques anorogéniques du batholite de Mistastin (unité F4); (2) les pegmatites associées aux diverses roches gneissiques à protholite variable, e.g. gneiss quartzo-feldspathiques de la sous-unité A1a.

Si l'on parcourt la littérature récente sur les pegmatites (e.g. Černý; 1982a, 1982b), on peut distinguer quatre groupes de pegmatites basés sur leurs critères géologiques et pétrologiques. Ces groupes sont caractérisés par leur formation à différentes profondeurs, par leurs minéralisations et par leur relation avec les processus ignés ou avec l'environnement métamorphique. Ce sont: (1) des pegmatites miarolitiques des zones peu profondes (1,5 à 3,5 km); (2) des pegmatites à éléments rares des zones de profondeur intermédiaire (3,5 à 7 km); (3) des pegmatites contenant des micas des zones de grande profondeur (7-8 à 10-11 km); et (4) des pegmatites stériles des zones de profondeur maximale (>11 km).

Les pegmatites associées aux roches plutoniques font surtout partie du groupe 1; elles forment des poches dans la partie supérieure d'un granite épizonal. Les pegmatites associées aux gneiss font partie du groupe 3 qui a été affecté par le métamorphisme au faciès almandin-amphibolite et qui est le produit direct de l'anatexie. Une partie de ces pegmatites appartiennent au groupe 4 avec des zones migmatitiques et aucune relation évidente avec une source granitique; elles ne contiennent généralement pas de minéralisation économique et peuvent montrer localement de l'allanite, de la monazite et du corindon.

Cet auteur (Černý, op.cit.) cite des gisements pegmatititiques productifs (i.e. les pegmatites peuvent contenir de la minéralisation économique) formés pendant l'orogenèse hudsonienne dans la Province de Churchill.

Il est bien accepté que la plupart des pegmatites cristallisent à partir des fusions silicatées. Il existe deux idées contradictoires sur la provenance de ces liquides de fusion. L'un serait issu de la fusion de roches hautement métamorphisées; l'autre de la cristallisation fractionnée des intrusions granitiques. Selon Ginsburg et al. (1979; cité par Cerný, 1982b), les zones migmatitiques associées au faciès granulite contiennent seulement des pegmatites stériles (groupe 4), ou parfois avec seulement de l'allanite et de la monazite. Ces pegmatites font partie du leucosome des migmatites; leurs structures sont souvent similaires à celles des roches hôtes et elles recoupent rarement ces dernières. La présence de granites leucocrates est aussi commune dans ces zones. Les niveaux de leucogranites, de pegmatites et de leucosomes ont des compositions modales et minéralogiques similaires. Ainsi, on peut suggérer que toutes ces roches sont le résultat des produits cogénétiques d'une fusion partielle issue des mêmes processus ultramétamorphiques, légèrement diversifiés selon des variations locales de style tectonique et la concentration des volatils et des éléments rares.

La plupart de roches pegmatitiques associées aux divers gneiss de la région du lac Juillet sont conformes à celles décrites par Ginsburg et al. (1979). Ces pegmatites résulteraient donc de la fusion partielle de roches encaissantes gneissiques. Par contre, les pegmatites associées aux roches intrusives pourraient dériver de la cristallisation fractionnée d'un liquide granitique. Ces dernières contiennent localement des indices minéralisés comme c'est le cas pour des concentrations radioactives observées dans le batholite de Mistastin.

Pour terminer, un inventaire systématique de ces matériaux pegmatitiques serait nécessaire pour apporter plus de compréhension sur le sujet.

MÉTAMORPHISME

Cette étude préliminaire ne permet pas de faire une synthèse exhaustive sur le métamorphisme de la région. Néanmoins, elle permet de mettre en évidence certaines paragenèses minérales caractérisant les conditions et le degré du métamorphisme dans les diverses roches gneissiques. La figure 43 montre seulement la distribution de certains minéraux métamorphiques ou d'assemblages minéralogiques typiques.

MINÉRAUX MÉTAMORPHIQUES ET ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES TYPIQUES

- *Amphibole*: L'amphibole est le constituant principal des roches mafiques intercalées dans divers gneiss et des gneiss à hornblende. La hornblende constitue en général la phase prédominante. La teinte de pléochroïsme varie suivant le degré du métamorphisme; cette teinte est vert olive brunâtre dans le cas du métamorphisme du faciès amphibolite supérieur ou au début du faciès granulite; elle devient vert bleuté dans le cas du faciès amphibolite inférieur ou moins. Dans ce dernier cas, l'actinolite se développe avec la hornblende. La hornblende semble remplacer le pyroxène dans les roches métagabbroïques. L'amphibole incolore (trémolite et localement cummingtonite) se développe aussi. Il faut noter le développement abondant de porphyroblastes de hornblende dans les gneiss dioritiques à hornblende-biotite de la sous-unité E1e.

- *Andalousite* [Al_2SiO_5]: Ce minéral a été identifié dans un échantillon de métasédiments du lac Jannière (46-LG-140; annexe B) avec la sillimanite, le grenat et la biotite.

- *Biotite*: La biotite est le minéral abondant dans différentes sous-unités en association avec d'autres minéraux métamorphiques tels que le grenat, la sillimanite, la cordiérite, le feldspath potassique, etc. Il est à noter que la biotite s'est développée avant la déformation finale car elle contourne souvent les surfaces plissées.

- *Clinopyroxène*: Le clinopyroxène devient un minéral important dans les roches mafiques intercalées du complexe volcanosédimentaire du lac Zeni (unité C5). Il se développe surtout avec le grenat et le plagioclase relativement basique (andésine, labrador), ici associé à l'assemblage minéralogique du faciès granulite.

- *Cordiérite* [$Mg_2Al_4Si_5O_{18}$]: La présence de cordiérite a été décélée dans plusieurs échantillons étudiés, plus particulièrement dans un échantillon (42-LP-156; annexe B) de la sous-unité D2a (figure 24) et dans un échantillon (9-LP-1131) de gneiss encaissant de la suite anorthositique de Michikamau (unité F7).

  Ce minéral se reconnaît facilement par des halos pléochroïques autour des zircons en inclusion et sa teinte jaunâtre en lumière polarisée. Il se développe généralement en larges plages xénomorphes à texture poeciloblastique ou forme

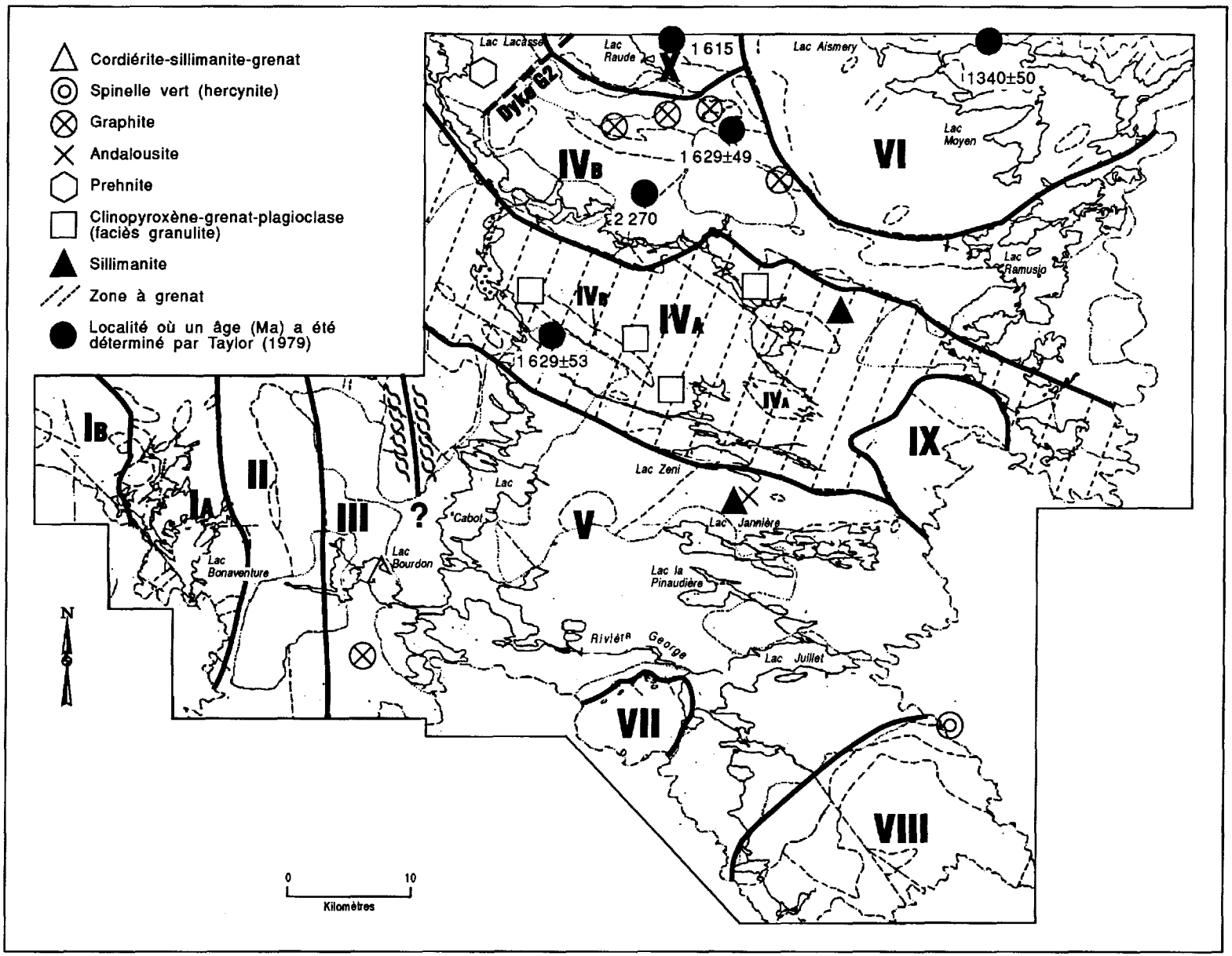


FIGURE 43 - Distribution de certains minéraux métamorphiques ou d'assemblages minéralogiques typiques (peu communs). (Pour la légende générale voir la figure 3).

localement des cristaux de taille moyenne à contours irréguliers. La cordiérite est associée étroitement à lasillimanite. On note aussi le développement de la biotite, du grenat, du feldspath potassique et de la hercynite avec la cordiérite. La cordiérite, avec le spinelle (hercynite), se développe surtout au contact de la suite anorthositique. L'assemblage minéralogique à cordiérite constitue des paires minérales idéales pour estimer la température et la pression du métamorphisme.

- *Épidote* [$Ca_2(Al,Fe^{+3})_3Si_3O_{12}(OH)$]: L'épidote est un minéral localement important, surtout dans la sous-unité E1e autour du lac Résolution où elle se présente sous forme de cristaux idiomorphes avec la chlorite et la muscovite. D'autre part, l'épidote présente souvent une texture symplectique dans diverses sous-unités (e.g. A1a, A4c, A2a, A2b), indiquant des réactions de déséquilibre. Dans ce dernier cas, l'épidote appartient à une phase rétrograde du métamorphisme de degré élevé (amphibolite).

- *Feldspath potassique et plagioclase*: Le feldspath potassique est localement le constituant principal de certaines paragenèses avec la biotite, le grenat, la sillimanite, la cordiérite, etc. Il constitue aussi les grands phénoblastes de feldspath gris (figure 18) distribués d'une façon aléatoire dans diverses unités (feuillet 23P/1).

  Le plagioclase est un minéral métamorphique important; sa composition varie suivant le degré du métamorphisme. L'albite se développe dans la zone où on trouve de la préhnite; tandis que l'andésine et le labrador sont les plagioclases dominants du faciès granulite du complexe volcanosédimentaire du lac Zeni (unité C5). Le plagioclase peut former une couronne autour du grenat (90-LP-4037A; annexe B) ce qui correspond à une phase rétrograde du faciès granulite.

- *Graphite*: Le graphite se développe particulièrement dans des paragneiss (sous-unité A2b) pour former un niveau repère. Il est localement visible à l'oeil nu.

- *Grenat*: Le grenat est aussi un minéral abondant dans diverses sous-unités gneissiques. Il forme des paragenèses avec différents minéraux métamorphiques tels que la sillimanite,la cordiérite, le clinopyroxène, la hornblende, le quartz, le plagioclase, etc. Le grenat se présente en général en petits phénoblastes xénomorphes et poeciloblastiques. Ce minéral est caractéristique des niveaux mafiques intercalés du complexe volcanosédimentaire du lac Zeni. Il s'y développe avec le clino- et l'orthopyroxène, de même que le plagioclase pour former un assemblage du faciès granulite.

- *Muscovite*: La muscovite est abondante dans un schiste à biotite-muscovite-quartz intercalé dans les gneiss dioritiques à hornblende-biotite (éch.: 55-LP-182B; annexe B) autour du lac Résolution (sous-unité E1e). L'assemblage minéralogique indiquerait plutôt des conditions métamorphiques du faciès des amphibolites. On note aussi le développement abondant de

l'épidote dans la zone. La muscovite est aussi localement présente dans certains échantillons gneissiques (annexe B).

- *Orthopyroxène*: L'orthopyroxène se développe dans le faciès granulite avec le clinopyroxène, le grenat, le plagioclase et le quartz. Il est le minéral important des charnockites. On le trouve aussi dans certains faciès d'aspect charnockitique du complexe intrusif du lac La Pinaudière (unité F10).

- *Prehnite* [$Ca_2Al_2Si_3O_{10}(OH)_2$]: La prehnite apparait abondamment (>5%) dans l'amphibolite (éch.: 59-LP-1185; annexe B) de la région du lac Résolution avec un assemblage minéralogique: prehnite-albite-quartz, ±épidode, ±carbonate. La prehnite remplace généralement le plagioclase et se présente sous forme de petits grains à texture en mosaïque. Elle pourrait indiquer les conditions du métamorphisme rétrograde du faciès des schistes verts inférieur. La roche garde sa texture originale. Il faut noter la présence d'épidote à texture symplectique et l'intercalation des schistes à biotite-muscovite-quartz autour du lac Résolution.

- *Quartz*: Le quartz abonde dans les différentes sous-unités. Il constitue localement la matrice silicifiée et a subi généralement de fortes déformations (extinction onduleuse).

- *Sillimanite* [Al_2SiO_5]: La sillimanite est le minéral métamorphique le plus abondant par rapport à la cordiérite et à l'andalousite. Elle est associée généralement à la cordiérite dans la sous-unité D2a (42-LP-156; annexe B et figure 24) et se trouve dans des gneiss encaissants de la suite anorthositique de Michikamau (9-LP-1131; annexe B). Elle se développe sous forme fibreuse ou prismatique et forme localement une couronne à texture symplectique autour de la biotite, indiquant une réaction d'équilibre (42-LP-156, 46-LG-140; annexe B). La figure 44, tirée d'Arima et al. (1986), montre les estimations de P-T dans des paragneiss contenant du grenat, de la sillimanite, de la cordiérite, etc..

- *Spinelle* [hercynite: $FeAl_2O_4$]: La hercynite se développe abondamment dans un échantillon (9-LP-1131; annexe B) de gneiss encaissant de la suite anorthositique de Michikamau (unité F7). Elle s'accompagne de cordiérite, de sillimanite, de grenat et de feldspath potassique.

FACIÈS MÉTAMORPHIQUES

À l'aide d'assemblages minéralogiques observés, plusieurs faciès métamorphiques pourraient être distingués dans les unités gneissiques de la région. Nous discutons sommairement de ces faciès en commençant par celui de degré plus élevé.

. *Faciès granulite*: Dans la zone étudiée (domaine IV, figure 43), le faciès granulite a été atteint sporadiquement et d'une façon abondante avec l'assemblage minéralogique: grenat-clinopyroxène-plagioclase-hornblende-quartz ±orthopyroxène, dans les roches mafiques intercalées du complexe volcanosédimentaire du lac Zeni (unité C5). La croissance de la hornblende et le développement des couronnes

réactionnelles de plagioclase autour du grenat à texture symplectique indiqueraient des réactions de déséquilibre associées à la zone de transition du faciès granulite à amphibolite. Ce phénomène peut aussi être considéré comme un témoin des réactions liées à la décompression isothermale qui accompagnait le soulèvement, tel que suggéré par Tella et Eade (1986).

Ces derniers auteurs ont récemment décrit des assemblages similaires à l'intérieur de la zone de failles Tulemalu dans la région de Keewatin de la province de Churchill (T.N.O., Canada). Ils y ont trouvé des fragments de granulite à grenat-clinopyroxène présentant des textures de couronnes réactionnelles dans des amphibolites déformées ductilement et incorporées dans des gneiss quartzo-feldspathiques.

Newton et Perkins (1982) ont compilé les différents faciès de granulites connus dans le monde et ont suggéré une subdivision en cinq classes selon les assemblages minéralogiques associés à (1) des zones d'auréole thermique, (2) des zones de granulite de transition, (3) des zones de granulite massive, (4) des zones de granulite profonde tectoniquement soulevée et (5) des zones de granulite exotique de la croûte profonde (inférieur) trouvées dans les cheminées explosives ignées (figure 45). Malgré l'absence de données chimiques sur les paires minérales qui permettraient d'estimer correctement les conditions de pression et de température du métamorphisme, nous suggérons que le faciès granulite du complexe volcanosédimentaire du lac Zeni puisse faire partie des zones de la granulite massive (3) et, à la rigueur, des zones de la granulite de transition (figure 45). Owen (1986) a assumé que les conditions de métamorphisme du faciès granulite dans la région du lac Leif, située à environ 80 km au nord de notre région, étaient de 770 $\pm$75 °C et de 7 à 11 kbar. Ces données proviennent d'échantillons prélevés dans des roches basiques non loin du batholite de Mistastin.

- *Faciès amphibolite*: Le faciès amphibolite est le faciès dominant dans la région étudiée. On trouve différents assemblages minéralogiques suivant la nature des protolithes.

Les gneiss de la sous-unité A1a (encaissant oriental du batholite de De Pas) ont été métamorphisés au faciès amphibolite. Ils sont localement fortement migmatitisés. Selon Winkler (1976), les roches métamorphiques du faciès amphibolite supérieur sont étroitement associées aux migmatites. Cette unité fait partie de notre domaine II (figure 43). Le même type d'assemblage minéralogique se développe dans les gneiss oeillés de la sous-unité A4c. De plus, on peut noter la présence d'épidote à texture symplectique avec des vermicules de quartz et de feldspath. Cette texture avec présence d'épidote peut avoir une origine secondaire causée par un métamorphisme rétrograde. Ainsi, l'apparition de l'épidote correspondrait au faciès amphibolite inférieur. Cette dernière se développe aussi dans les paragneiss décrits ci-après.

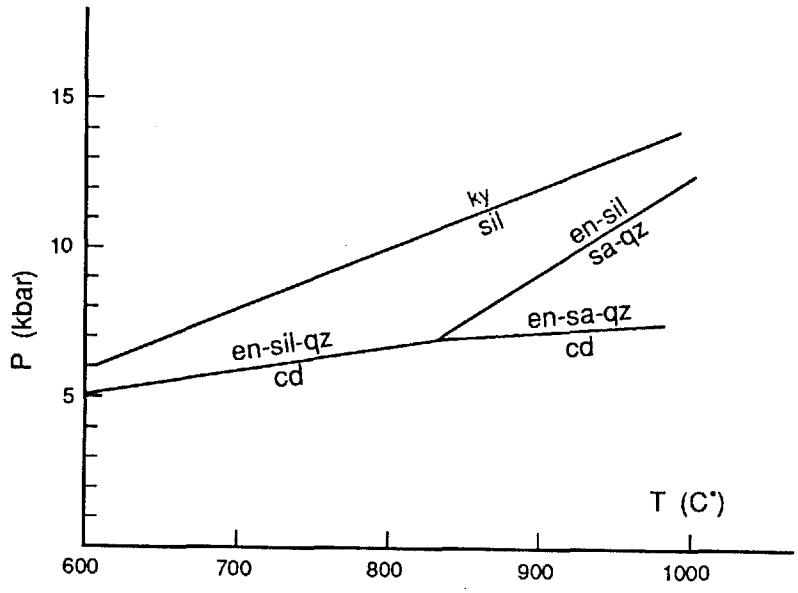


FIGURE 44 - Diagramme tiré d'Arima et al. (1986) montrant les estimations de P-T dans des paragneiss contenant du grenat. Les réactions impliquant la saphirine (sa), l'enstatite (en), la sillimanite (sil), le quartz (qz), et la cordiérite (cd) sont tirées de Newton et al. (1974); celle impliquant la kyanite (ky) -sillimanite (sil) est tirée de Holdaway (1971).

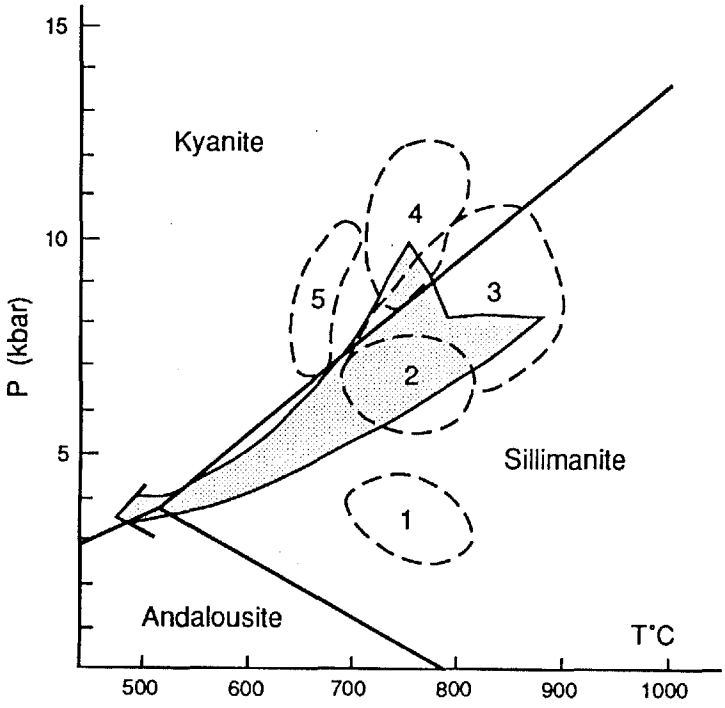


FIGURE 45 - Diagramme tiré de Tella et Eade (1986) montrant les cinq principales classes du faciès granulite selon Newton et Perkins (1982), basées sur des exemples connus dans le monde. Champs: (1) zones d'auréoles thermique; (2) zones de transition; (3) zones massives, cratons précambriens; (4) zones profondes tectoniquement soulevées; et (5) zones exotiques dans les cheminées explosives ignées. La flèche indique l'évolution probable du métamorphisme rétrograde à partir du pic (faciès granulite) dans le secteur étudié.

Les paragneiss des sous-unités A2a et A2b montrent souvent une paragenèse à biotite-grenat ±feldspath potassique. La présence du graphite dans la sous-unité A2b devrait être significative. De plus, la paragenèse des niveaux mafiques indique le faciès amphibolite avec: plagioclase (oligoclase, andésine)-hornblende-biotite. La composition du plagioclase est importante; nos déterminations optiques indiquent qu'il s'agit surtout d'oligoclase et/ou andésine. L'épidote à texture symplectique s'y développe localement. Notons l'absence des minéraux alumino-silicatés dans ces unités.

Le métamorphisme des roches gabbroïques (sous-unité B5d) au sud du batholite de Mistastin reste autour du faciès amphibolite moyen avec l'assemblage minéralogique suivant: plagioclase (oligoclase, andésine)- amphibole (hornblende, actinolite-trémolite)-biotite. La teinte du pléochroïsme de l'amphibole est vert bleuté. Il est à noter que l'auréole thermique observée par Owen (1986) autour du batholite de Mistastin au nord n'a pas été trouvée dans notre région à cause probablement de l'absence de contact net entre ces deux unités dans le secteur étudié.

La présence locale de l'assemblage à cordiérite-sillimanite-grenat-feldspath potassique-quartz ±biotite dans les roches métasédimentaires de la sous-unité D2a (figure 24) indiquerait un faciès amphibolite supérieur de type Abukuma (Winkler, 1976). Cet assemblage est idéal pour estimer les conditions métamorphiques de température et de pression.

Le métamorphisme du domaine V (figure 43), constitué des métasédiments du lac Jannière (sous-unité D3a) et du complexe intrusif du lac La Pinaudière (unité F10), semble être complexe. L'assemblage à sillimanite-grenat-andalousite (?) s'y développe dans les métasédiments, indiquant un métamorphisme du faciès amphibolite. Cependant un assemblage avec le plagioclase, le pyroxène (ortho- et clino-), le grenat et la hornblende dans certaines zones du complexe intrusif (sous-unité F10b) indiquerait un métamorphisme au faciès granulite corroboré par un aspect charnockitique de la roche. Ces roches appartiendraient à un environnement tectonique particulier.

. *Faciès des schistes verts*: Le développement de la prehnite avec albite et quartz dans les gneiss dioritiques à hornblende (porphyroblastes) de la sous-unité E1e (autour du lac Résolution) indiquerait un métamorphisme au faciès des schistes verts. L'épidote avec la biotite, le quartz et une amphibole incolore constituent la paragenèse métamorphique. Le carbonate et la chlorite sont aussi présents. Cet assemblage laisse supposer que le degré de métamorphisme atteint le faciès des schistes verts inférieur. Les niveaux de schistes à biotite, muscovite et épidote peuvent appuyer ce métamorphisme du faciès des schistes verts. Il est probable que ce faciès corresponde au métamorphisme rétrograde dans la région. Dans la même sous-unité, plus au sud vers le complexe volcanosédimentaire du lac Zeni (unité C5), le degré du métamorphisme reste au faciès amphibolite.

. *Métamorphisme de l'auréole thermique de la suite anorthositique de Michikamau*: Les roches encaissantes dans la partie nord de la suite anorthositique de Michikamau (domaine VIII, figure 43) contiennent localement un assemblage minéralogique assez particulier à cordiérite-sillimanite-grenat-hercynite-biotite-feldspath potassique. Des assemblages similaires ont été observés par Emslie (1970) autour de la même suite.

  Le développement de cet assemblage serait relié à l'intrusion anorthositique. Ainsi, cet assemblage indiquerait que les roches encaissantes ont été métamorphisées dans le faciès des cornéennes à pyroxène (selon la définition de Reverdatto, 1973). Ceci nécessiterait une température de 625 °C à 2 kbar au moins, valeurs caractéristiques du début de ce faciès (Winkler, 1976). Owen (1986) a trouvé des assemblages similaires au contact du batholite de Mistastin; il a obtenu des estimations pour les conditions métamorphiques avec des températures de 576-657 °C pour l'assemblage grenat-biotite et avec des pressions de 4,8 à 5,7 kbar pour l'assemblage grenat-cordiérite.

. *Métamorphisme relié à la zone de cisaillement de la rivière George*: Au nord-ouest du lac Cabot (domaine III, figure 43), on trouve des roches fortement mylonitisées (sous-unité F1f) avec une belle texture mylonitique ou protomylonitique (figure 54). Ces roches sont aussi caractérisées par des assemblages minéralogiques du type albite-chlorite-épidote-quartz et même prehnite, du faciès des schistes verts. Le développement de ces minéraux est tardif et représente une phase rétrograde des assemblages antérieurs. La mylonitisation dans cette zone est un événement tardif. Les granitoïdes mylonitisés du secteur de la rivière George décrits par Owen (1986) possèdent les mêmes assemblages minéralogiques (schistes verts).

. *Migmatitisation*: On a noté le développement de migmatites dans l'encaissant oriental du batholite de De Pas (figures 4 et 5) et autour du batholite de Mistastin. C'est un sujet qui mérite une attention particulière dans la région. On sait que les roches métamorphiques du faciès amphibolite supérieur sont étroitement associées aux migmatites (Winkler, 1976).

* * *

En conclusion notons que le degré du métamorphisme régional est élevé. Il atteint en général le faciès amphibolite. Dans certaines zones, notamment dans le complexe volcanosédimentaire du lac Zeni (domaine IV, figure 43), le métamorphisme atteint le faciès granulite marqué par l'association grenat-pyroxène. Il faut noter la présence de cornéennes à pyroxène autour de la suite anorthositique de Michikamau et le développement du faciès des schistes verts le long de la zone de cisaillement de la rivière George. On note localement aussi une migmatisation importante, surtout dans les roches encaissantes du batholite de De Pas et autour du batholite de Mistastin. On peut suivre l'évolution probable du métamorphisme rétrograde à partir du pic du métamorphisme (faciés granulite) dans le secteur étudié (figure 45).

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Comme dans le cas du métamorphisme, une synthèse exhaustive sur la structure de la région n'est pas aisée. Néanmoins, cette étude préliminaire permet d'en faire ressortir les traits saillants et de faire une corrélation régionale préliminaire.

Le secteur étudié a été subdivisé en dix domaines géologiques et structuraux (figure 3) suivant l'interprétation des cartes aéromagnétiques et des images de télédétection Landsat, combinée à nos observations de terrain. Cette subdivision permet de distinguer plusieurs unités structurales qui reflètent aussi le grain tectonique régional. Ces domaines litho-structuraux sont présentés à la figure 3 et au tableau 2B.

Les éléments structuraux dominants dans la région sont: (1) la foliation (schistosité), (2) la gneissosité, (3) les microplissements, (4) les linéations, (5) la mylonitisation et (6) le litage magmatique dans certaines intrusions anorogéniques (e.g., la suite anorthositique de Michikamau (unité F7); figure 46E). Notons que les déformations sont peu marquées dans les roches plutoniques anorogéniques. Par contre, les éléments structuraux sont bien développés dans d'autres unités lithologiques. Il y a plusieurs phases de déformation dont les structures les plus récentes se sont largement superposées ou ont transposé les structures plus anciennes; e. g. la figure 52 montre un bel exemple de plusieurs phases de déformation.

FOLIATION OU SCHISTOSITÉ

La foliation locale dans le complexe intrusif de De Pas a été considérée comme étant la schistosité. Les mesures de la foliation dans la suite charnockitique de De Pas (figure 46A) et dans le batholite de De Pas (figure 46B) indiquent une orientation dominante approximative N-S, parallèle au grain tectonique régional. Il est à noter que des réseaux de fractures, accompagnant probablement la foliation, sont bien visibles sur image satellite.

GNEISSOSITÉ

La gneissosité, qui est l'élément structural le plus facilement mesurable sur le terrain, permet de faire ressortir le grain tectonique régional. Les résultats ont été projetés sur canevas de Schmidt (hémisphère inférieur). Les figures 46, 47 et 48 présentent les pôles de la gneissosité dans diverses unités lithologiques. L'analyse de ces diagrammes montre que le grain tectonique est N-S (environ N15°W) à l'ouest de la rivière George (figure 47), tandis qu'à l'est, il tourne vers N60°W au sud du lac Raude (figure 48), surtout dans les unités du complexe du lac Zeni (unité C5).

Il faut noter l'homogénéité des mesures pour les sous-unités A1a, A4c et D2a affleurant à l'ouest de la rivière George (figure 47D). L'orientation N15°W de la gneissosité y est la même que le grain tectonique régional qui est bien caractérisé sur les cartes aéromagnétiques et sur les images de télédétection Landsat. La

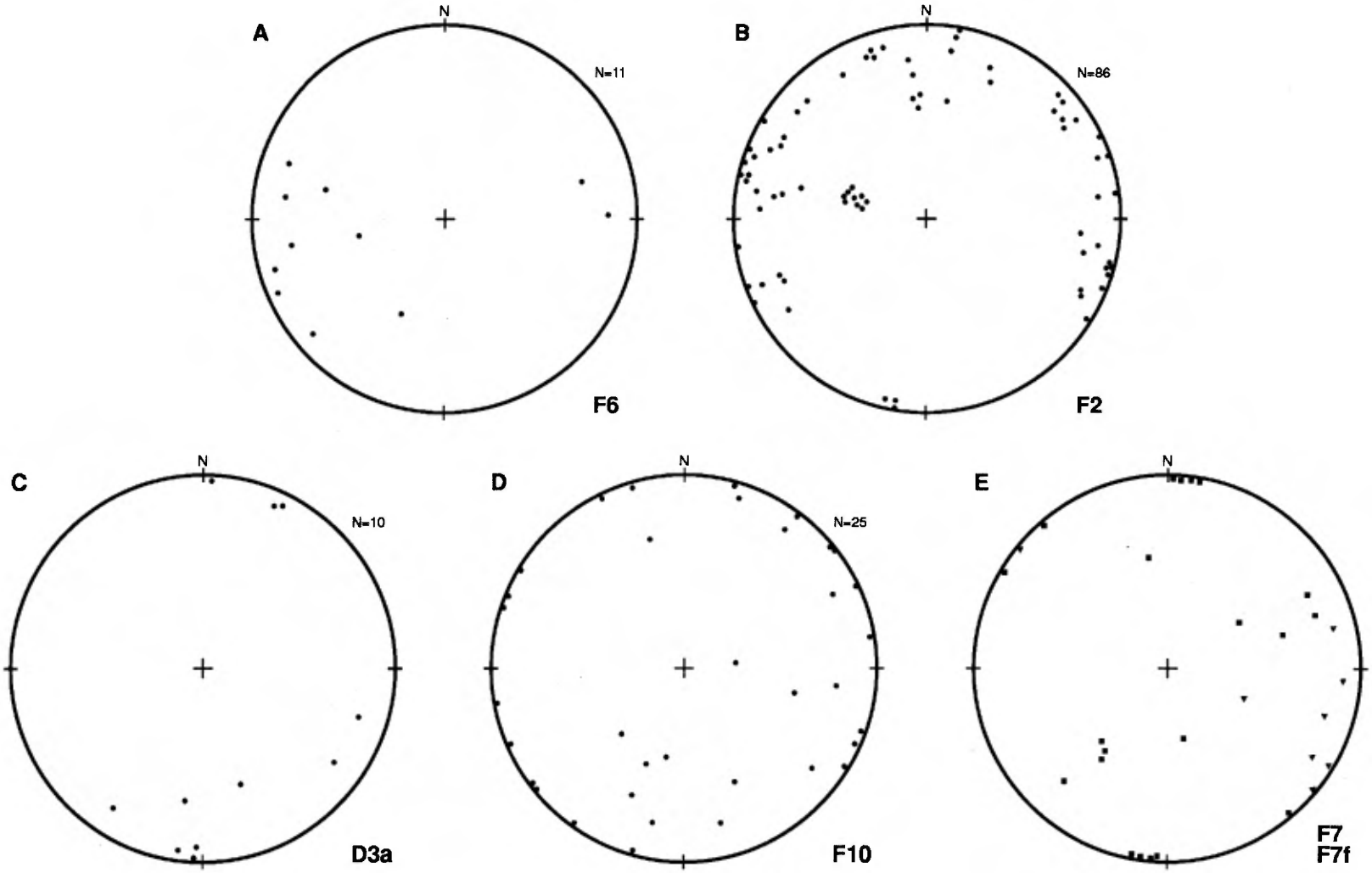


FIGURE 46- Pôles de la foliation ou de la gneissosité projetés sur un canevas de Schmidt (hémisphère inférieur). A -Foliation dans la suite charnockitique de De Pas (F6); B-Foliation dans le batholite de De Pas (F2); C- Gneissosité dans les métasédiments du lac Jannière (D3a); D-Gneissosité dans le complexe intrusif du lac La Pinaudière (F10); E-Pôles des litages magmatiques (■) dans la suite anorthositique de Michikamau (F7) ainsi que les pôles de la foliation et de la gneissosité (▼) dans ses encaissants gneissiques (F7f)

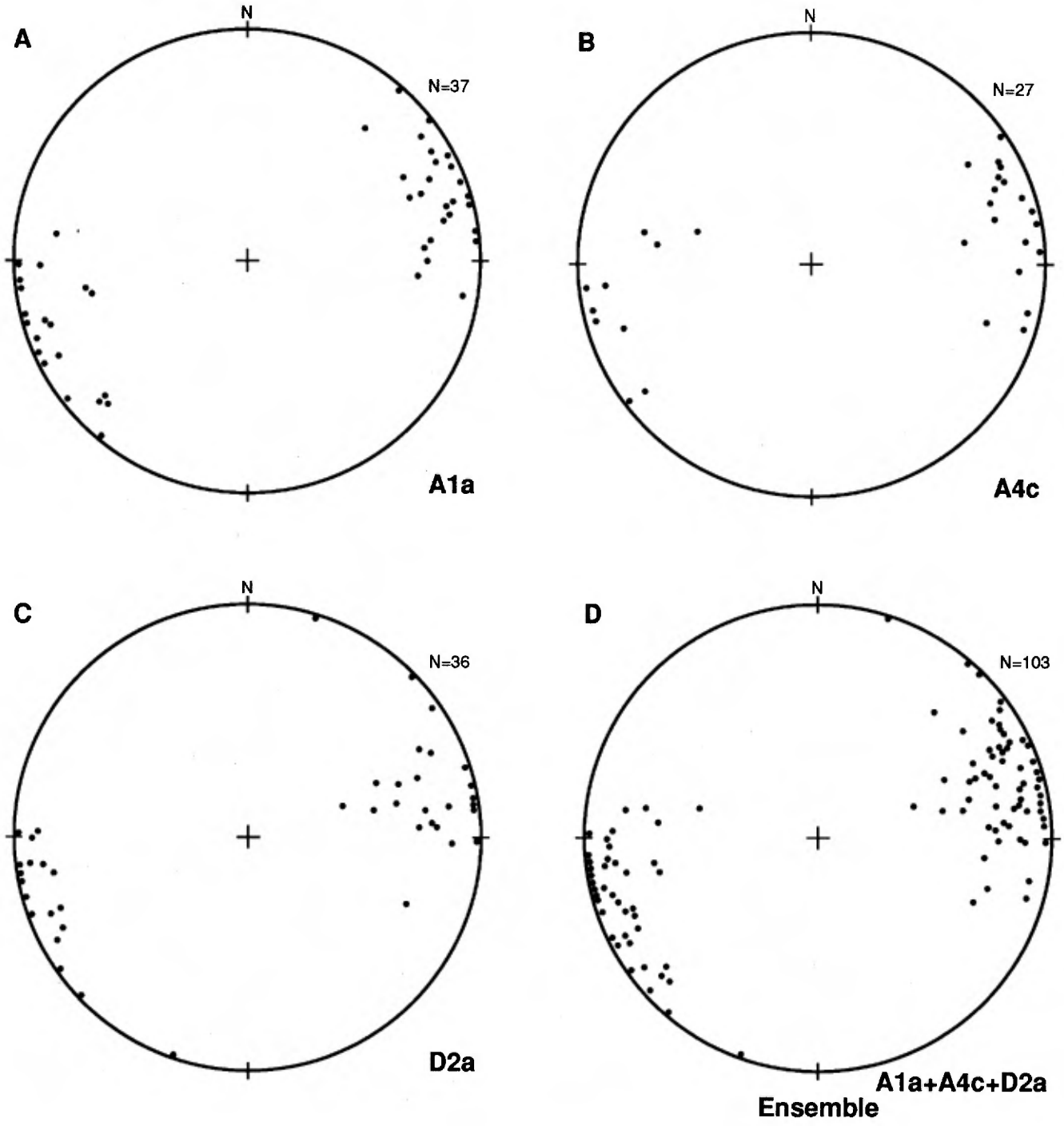


FIGURE 47- Pôles de la foliation ou de la gneissosité projetés sur canevas de Schmidt (hémisphère inférieur). A-Gneissosité dans la sous-unité A1a; B-Gneissosité dans la sous-unité. A4c; C-Gneissosité dans la sous-unité D2a; D-Compilation des données pour les sous-unités A1a, A4c, D2a, montrant l'homogénéité des mesures et le grain tectonique régional N-S (N15°W).

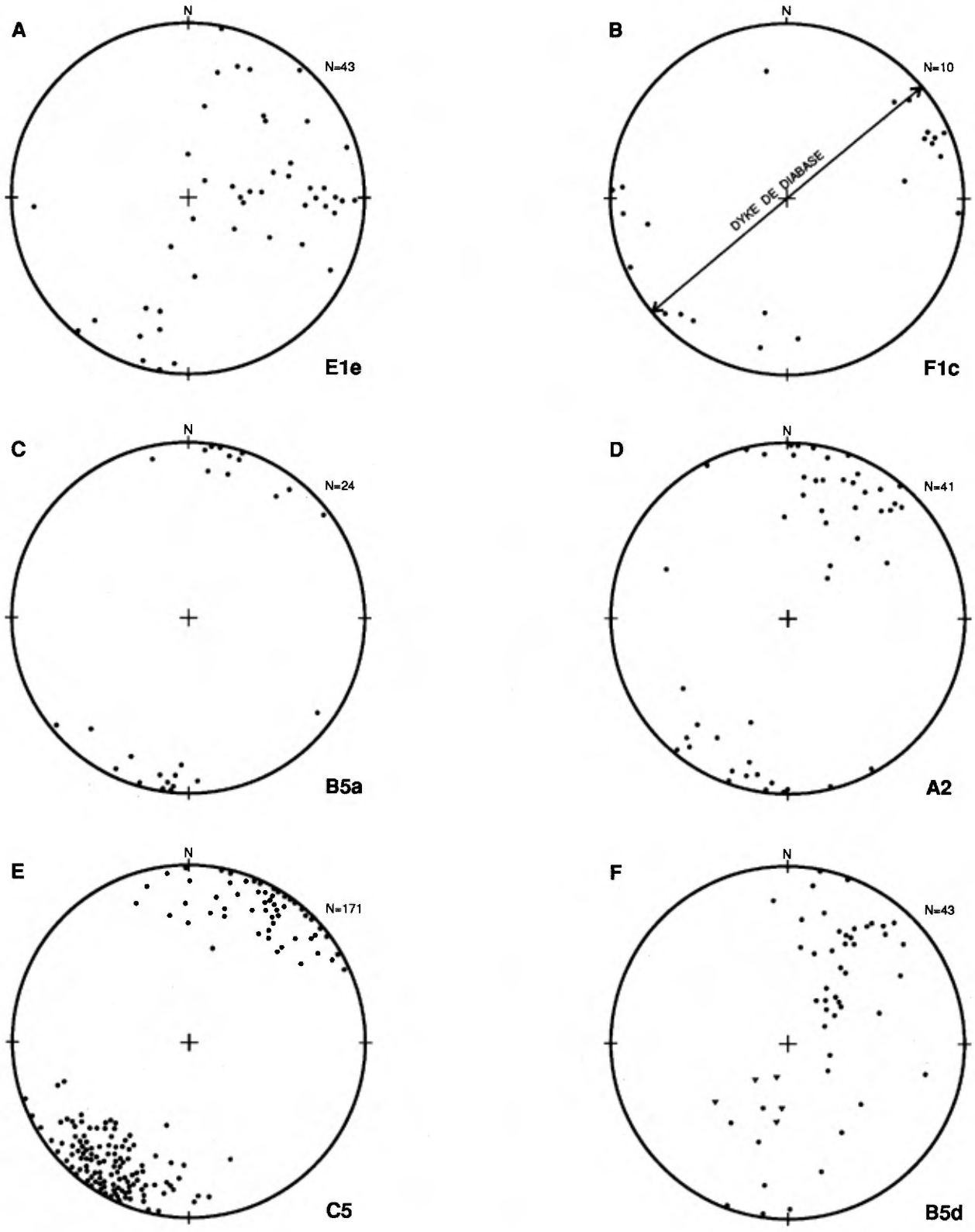


FIGURE 48 - Pôles de la foliation ou de la gneissosité projetés sur canevas de Schmidt (hémisphère inférieur). A-Gneissosité dans la sous-unité E1e; B-Foliation dans la sous-unité F1c; C-Schistosité dans la sous-unité b5a; D-Gneissosité dans l'unité A2 (paragneiss); E-Gneissosité dans l'unité C5 (complexe volcanosédimentaire du lac Zeni); F-Gneissosité (•) et linéation minérale (▾) (amphibole) dans la sous-unité B5d. Notons l'homogénéité des mesures dans l'unité C5 (E) montrant la direction du grain tectonique régional N60°W.

structure prend une orientation différente au sud du lac Raude et à l'est de la rivière George (figure 48). Premièrement, le grain tectonique prend une direction approximative N60°W (variant entre N75°W et N40°W) dans la bande du complexe volcanosédimentaire du lac Zeni (unité C5). Ce complexe, de direction régionale moyenne N60°W (figure 48E), possède un grain tectonique qui semble se buter à l'ouest de la rivière George (feuillet 23P/02) sur le grain tectonique régional de direction N-S (domaine IVA, figure 3). Le grain tectonique, presque N-S autour du lac Résolution dans la sous-unité E1e, prend une direction presque E-W (figure 48A) vers le sud, au contact du complexe volcanosédimentaire du lac Zeni. La même tendance peut être observée dans les foliations de l'intrusion granitique du lac Raude (figure 48B). Deuxièmement, la structure régionale N-S dévie légèrement vers le N-W dans la sous-unité B5a et semble se buter sur le batholite de Mistastin (unité F4) dans la partie nord-est du feuillet 23P/01 (figure 48C). Cette même structure prend une orientation presque E-W dans la sous-unité B5d (figure 48F), au contact sud du batholite de Mistastin conformément au grain tectonique régional. Ces observations pourraient suggérer que le changement de direction du grain tectonique régional soit le résultat de la mise en place des intrusions anorogéniques, notamment le granite rapakivi du batholite de Mistastin. Faute d'affleurements, les mesures de gneissosité dans le domaine V (figure 3) sont difficiles à interpréter. Par exemple, celles du complexe intrusif du lac La Pinaudière (unité F10) sont très dispersées (figure 46D), tandis que quelques mesures dans les métasédiments du lac Jannière (sous-unité D3a) montrent une orientation grossièrement E-W (figure 46C), parallèle au grain tectonique régional du domaine IVa.

PLIS

Il est possible de distinguer plusieurs générations de plis dans le secteur étudié. Cependant, un inventaire systématique reste à faire pour en établir la chronologie. Dans cette étude préliminaire, nous présentons quelques exemples de plissements aux figures 49, 50, 51, 52 et 53 pour démontrer leur importance et leur association avec les autres éléments structuraux. Notons que le plan axial des plis isoclinaux est généralement presque parallèle à la foliation gneissique.

LINÉATIONS

Elles sont omniprésentes dans le secteur étudié. La linéation minérale est la plus commune; elle est caractérisée surtout par l'orientation préférentielle d'un cristal ou par l'allongement d'ensemble d'un minéral. La figure 48F montre les pôles de la linéation due à l'orientation des cristaux d'amphibole dans la sous-unité B5d.

MYLONITISATION

Presque toutes les unités lithologiques présentent des évidences de mylonitisation, les textures les plus fréquentes étant les belles textures protomylonitiques (figure 54) et mylonitiques. Les roches mylonitisées sont aussi silicifiées et localement hématitisées (coloration rougeâtre). Trois zones mylonitiques particulières ont été distinguées dans le secteur

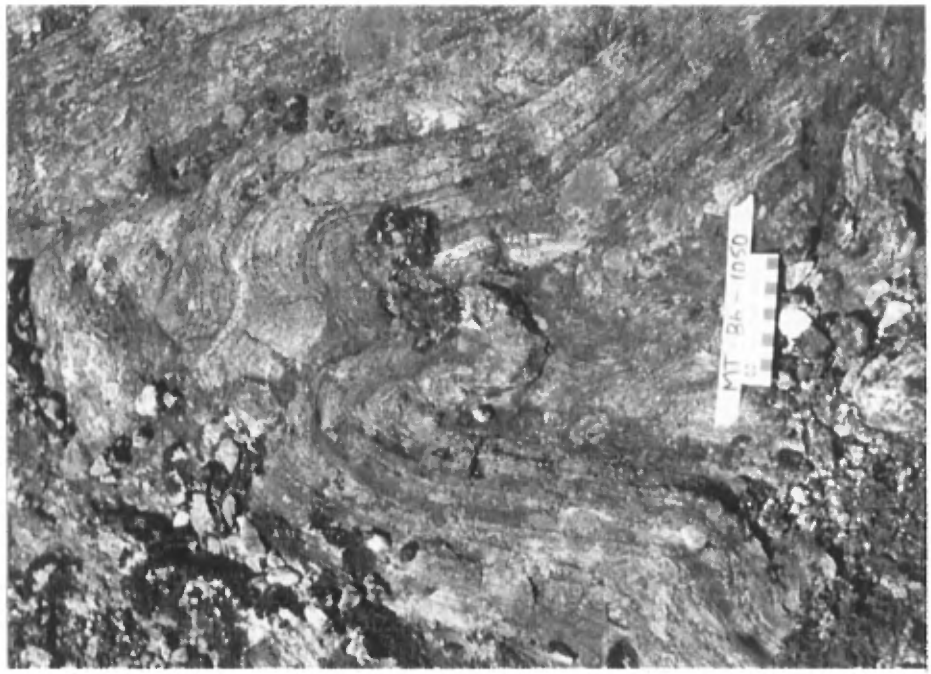


FIGURE 49 - Exemple de pli en «M» dans les paragneiss à biotite de l'unité A2. Notons la présence des phénoclastes de felspath (probablement d'origine détritique) (loc.: MT-86-1050).

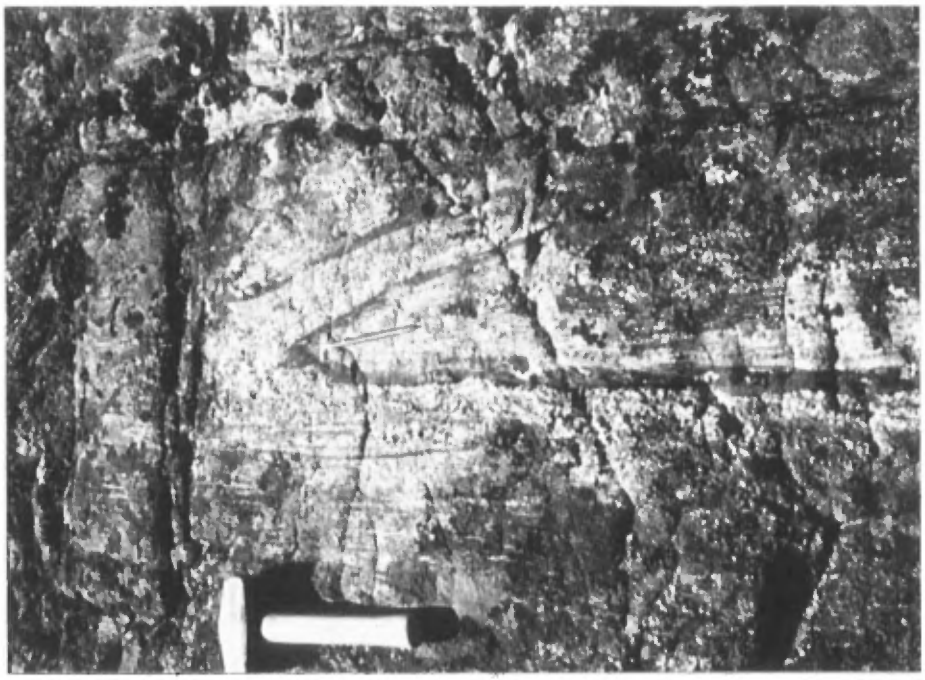


FIGURE 50 - Exemple de pli isoclinal en «Z» dans le gneiss quartzo-feldspathique à biotite-hornblende de la sous-unité A1b, près du contact du batholite de Mistastin. Notons la présence d'un mince niveau mafique (amphibolite) qui rend le plissement plus visible (loc.: MT-86-011).

FIGURE 51 - Autre exemple de microplissement avec des plis isoclinaux en «Z», dont le plan axial est parallèle à la foliation. Niveau mésocrate de gneiss quartzo-feldspathique à hornblende-biotite de la sous-unité C5a (loc.: MT-86-1246).

FIGURE 52 - Exemple d'un pli ouvert, repris par une déformation ultérieure. Un niveau amphibolitique dans le gneiss leucocrate à hornblende-biotite de la sous-unité C5a est fortement replissé et boudiné. Il s'agit ici d'un pli à replissement co-axial avec crénulation et boudinage suivant une foliation tardive et avec déformations superposées (loc.: MT-86-1033).

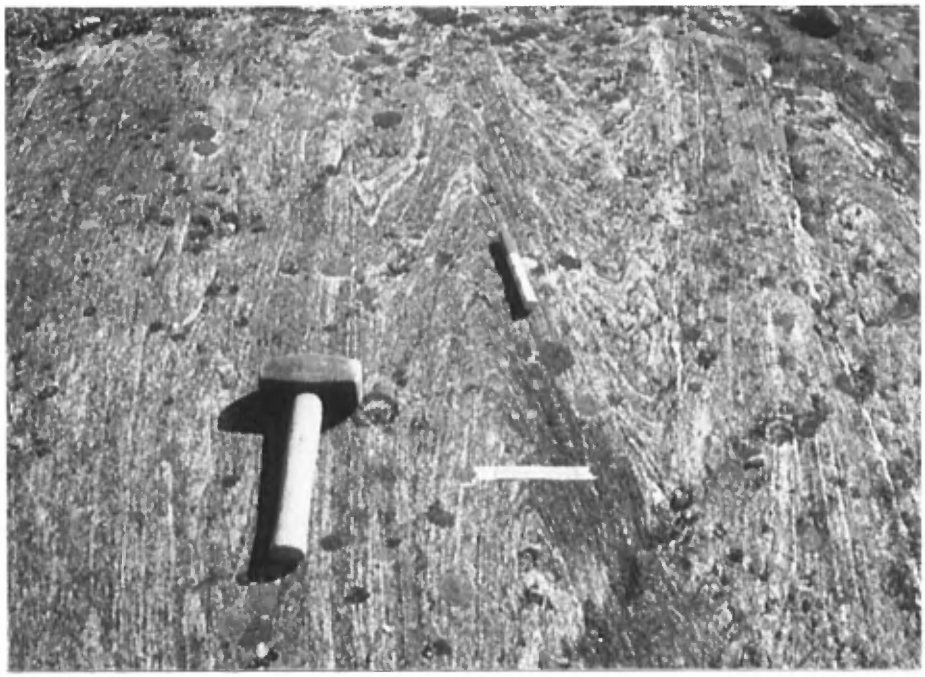


FIGURE 53 – Microplissements (plis isoclinaux) dans les métasédiments du lac Bourdon (sous-unité D2a). Notons les nombreux plis en «S», «Z» et «M» dans cette sous-unité. Le plan axial (environ N-S) est parallèle au grain tectonique régional (loc.: MT-86-124). Voir aussi la figure 51.

FIGURE 54 – Exemple de belle texture protomylonitique dans la zone de cisaillement de la rivière George et dans l'intrusion du lac Cabot (sous-unité F1f). Les cristaux de feldspath présentent de forts étirements mylonitiques suivant la foliation. (340°/90°) (loc.: MT-86-1113).

étudié: autour du batholite de Mistastin, au sud du lac Zeni et à l'ouest de la rivière George.

ZONE DE MYLONITISATION AUTOUR DU BATHOLITE DE MISTASTIN

Cette zone est localement importante. Les roches encaissantes ont été fortement déformées et ont subi des phénomènes de dynamo-métamorphisme qui ont créé des zones mylonitiques lors de la mise en place du batholite (sous-unité F4a). Notons que la direction de la zone mylonitisée semble suivre le contact du batholite dans la partie ouest de cette intrusion anorogénique.

ZONE DE DÉFORMATION AU SUD DU LAC ZENI

On a noté une importante déformation le long du contact entre le complexe volcanosédimentaire du lac Zeni (unité C5) et le complexe intrusif du lac La Pinaudière (unité F10). De part et d'autre du contact, les roches présentent de belles textures protomylonitiques avec silicification et hématisation. Sous le microscope, les divers minéraux (quartz, feldspaths, pyroxènes) présentent une forte extinction onduleuse. Il est probable que ce contact sépare deux domaines géologiques. Un domaine océanique dans la partie nord (domaine IVa; figure 3), représenté par le complexe volcanosédimentaire du lac Zeni dans lequel des roches mafiques métamorphisées dominent. Un domaine continental au sud (domaine V; figure 3), représenté par le complexe intrusif du lac La Pinaudière (unité F10) et les métasédiments du lac Jannière (sous-unité D3a) et où les roches granitiques et détritiques sont abondantes et feraient partie d'un socle cristallin. Ainsi, il est possible que le contact entre ces deux domaines corresponde à un accident tectonique important, tel une zone de rift.

ZONE DE CISAILLEMENT À L'OUEST DE LA RIVIÈRE GEORGE

On peut noter une zone mylonitique orientée nord-sud à l'ouest de la rivière George (figure 3). La mylonitisation est bien visible dans les roches de l'intrusion du lac Cabot (sous-unité F1f). Le degré du métamorphisme lié à cette déformation est au faciès des schistes verts avec le développement de chlorite, d'épidote, d'albite et de prehnite. Cette mylonitisation est aussi dominante dans le complexe volcanosédimentaire du lac Zeni (unité C5) à l'ouest de la rivière George, où le grain tectonique régional E-W se buterait au grain N-S (feuillet 23P/02). Dans cette zone, la mylonitisation de direction N-S est donc un événement tardif dans la région.

Cette zone mylonitique devrait correspondre à la zone de cisaillement discontinue de la rivière George définie par van der Leeden (en préparation) et ferait partie de la troisième phase de déformation (D3) suggérée par Owen (1986) près de la rivière George, dans la région du lac Leif.

STRUCTURES TARDIVES

Il y a des structures tardives bien visibles sur la carte aéromagnétique et sur image satellite. Par exemple, le dyke de diabase (unité G2) au sud du lac Raude coïncide avec une de ces structures et est orienté N45°E (figures 3 et 48B). Ce dyke semble

traverser toutes les lithologies, même le batholite de Mistastin (unité F4). Cette diabase très fraîche, à olivine et à augite titanifère, a un âge de 820 Ma (tableau 1) qui a été postulé pour cette dernière phase de déformation à partir des données de Stockwell et al. (1972).

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

L'annexe C indique les résultats des analyses pour des éléments en traces dans des échantillons provenant d'une vingtaine d'indices minéralisés. Nous n'avons noté aucune valeur économique pour les métaux de base et métaux précieux. Par contre, quelques valeurs anomaliques pour certains éléments méritent une mention.

Dans le batholite de Mistastin (sous-unité F4a), nous avons noté une anomalie radioactive (2300 cp/s) dans une zone où la pegmatite est abondante (voir carte 7). Une autre zone minéralisée (indice no 1, annexe C) a donné une valeur anomalique en Zr (>0,1%). Les éléments analysés pour cette zone indiquent le caratère alcalin du batholite de Mistastin avec quelques valeurs élevées (Ga=30 ppm, Nb=67 ppm, Rb=130 ppm, Sr=130 ppm, Th=30 ppm, U=6 ppm, Y=180 ppm) pour les élément de terres rares (ETR).

Trois échantillons (indices no 2r, 3r et 4r; annexe C) à forte altération rouille (pyrite disséminée) dans les paragneiss graphiteux à biotite (sous-unité A2b) n'ont donné aucune valeur significative.

Des teneurs anomales en argent (1,0 à 1,2 g/t) et une valeur en or de 23 ppb ont été notées dans les roches du complexe volcanosédimentaire du lac Zeni (indices no 10, 17, 18 et 19). Ces échantillons proviennent de veines de quartz avec sulfures disséminés (pyrite, $\pm$chalcopyrite) recoupant des amphibolites intercalées (sous-unité C5a) et de métabasaltes et métagabbros à pyroxène (sous-unité C5d) minéralisés.

Un échantillon (indice no 25) de gneiss quartzo-feldspathique de la sous-unité A1a a donné des teneurs anomales pour Au (40 ppb), Ag (1,2 ppm) et Cu (0,10 %). Un autre échantillon (indice no 24W) de la même sous-unité a aussi donné des teneurs anomales pour Au (76 ppb) et As (140 ppm).

Deux indices (no 26 et 27) faiblement minéralisées (pyrite, pyrrhotite) et associés au ferrogabbro (F7d) et au leucogabbro (F7b) de la suite anorthositique de Michikamau donnent des teneurs anomales pour l'or (27 et 43 ppb respectivement).

GÉOCHIMIE

Pour l'ensemble du secteur étudié, 34 échantillons ont été choisis pour analyse des éléments majeurs, mineurs et en traces (annexe D). Ces analyses ont été effectuées par le Centre de recherche minérales du Québec, les éléments Eu, Tb, Yb et Lu ayant été analysés par activation neutronique à l'École polythechnique de Montréal.

Pour la sélection des échantillons, nous avons visé trois objectifs:

(1) Avoir une analyse représentative pour chaque groupe de roches intrusives: e.g. suite de roches plutoniques anorogéniques incluant le batholite de Mistastin (F4a), l'intrusion du lac Ramusio (F9a), l'intrusion syénitique du lac Juillet (F8a) et la suite anorthositique de Michikamau (F7a, F7b), le complexe intrusif de De Pas (F6, F2) et quelques intrusions précoces telles les intrusions du lac Raude (B5a, F1c) et du lac Cabot (F1f, F1g).

(2) Avoir des analyses représentatives de roches mafiques intercalées dans diverses unités gneissiques dans le but de discuter de leur pétrologie, et, dans la mesure du possible, de les comparer avec des roches analogues plus récentes.

(3) À ce stade préliminaire, nous avons évité d'avoir des analyses des roches gneissiques, à cause de leur hétérogénéité lithologique et structurale.

L'étude des résultats (annexe D) montre que la plupart des roches plutoniques felsiques ont des teneurs élevées en alcali (Na_2O+K_2O), Ba (208 à 2700 ppm, surtout pour le batholite de Mistastin et l'intrusion syénitique du lac Juillet), Sr (67 à 1000 ppm, surtout pour le complexe intrusif de De Pas), Rb (21 à 250 ppm, surtout pour le batholite de Mistastin), Zr (82 à 430 ppm, surtout pour le batholite de Mistastin et l'intrusion syénitique du lac Juillet: >0,10%) et en éléments des terres rares légères (ETRL). Les valeurs obtenues pour ces éléments semblent normales pour chacun des types de roches.

L'intrusion syénitique (sous-unité F8a) est caractérisée par des teneurs élevées en K_2O (5,5 à 5,98%), Na_2O (4,95 à 5,08%), Ba (357 à 2400 ppm), Y (60 à 140 ppm), en Zr (>0,10%) et en éléments des terres rares (ETR). Par contre, la suite anorthositique de Michikamau (unité F7), à cause de son fort contenu en plagioclase, présente des teneurs élevées en Al_2O_3 (22,3 à 27%), CaO (9,36 à 11%) et Sr (660 à 760 ppm) et des teneurs faibles en K_2O, et en éléments des terres rares (annexes D et E).

Les roches mafiques intercalées dans diverses unités gneissiques (annexe D) présentent des teneurs relativement élevées en TiO_2 (>1%), Fe total, CaO et V (155 à 544 ppm). Quant à la distribution des éléments des terres rares, elle se trouve dans la norme des roches mafiques en général. Les teneurs relativement élevées en Ba, Sr de certains échantillons peuvent résulter d'une contamination provenant du batholite de Mistastin, ces échantillons ayant été choisis près du contact du batholite.

La figure 55 montre la composition modale des roches plutoniques felsiques sur un diagramme de Streckeisen (1976). Il est à noter que la suite chanockitiques de De Pas (F6) reste dans le champ dioritique et le batholite (F2) se trouve dans le champ granodioritique. Par contre, la plupart des roches plutoniques anorogéniques (F4 et F9) restent dans le champ des granites, sauf pour l'intrusion syénitique du lac Juillet (F8) et la suite anorthositique de Michikanau (F7) qui tombent respectivement dans les champs des syénites et celui des anorthosites. Ces résultats concordent aussi avec ceux compilés par Anderson (1983) pour les granites anorogéniques protérozoïques.

Pour bien faire ressortir les caractéristiques chimiques des unités analysées, nous avons utilisé une série de diagrammes décrits ci-après.

Le diagramme AFM (figure 56) montre une tendance calco-alcaline pour la suite anorogénique (F4, F8, F9) (sauf F7), et une tendance tholéiitique pour les roches mafiques intercalées (B2, B5 et C5). Le complexe intrusif de De Pas (F6, F2) reste dans le champ calco-alcalin.

Dans le diagramme Na_2O+K_2O versus SiO_2 (figure 57), les roches plutoniques felsiques anorogéniques restent généralement à la limite des champs alcalin et subalcalin et le complexe intrusif de De Pas (F6, F2) dans le champ subalcalin. On remarque la position du gabbro frais à pyroxène et olivine (B5b) qui est à proximité des roches mafiques intercalées.

Le diagramme CaO versus SiO_2 (figure 58) montre que le contenu en CaO est faible pour la suite anorogénique (F4, F8 et F9), sauf pour la suite anorthositique (F7) qui est constituée principalement de plagioclase riche en anorthite. Le complexe intrusif de De Pas (F2, F6) reste en général plus près du champ des indices de Peacock pour des roches calco-alcalines, démontrant aussi leur caractère calco-alcalin. Ce diagramme peut être comparé avec ceux compilés par Emslie (1980) lors d'une étude du complexe anorthositique de Harp Lake, au Labrador central.

Un diagramme de Pearce et Cann (1973) (figure 59) est utilisé pour déterminer l'environnement probable de formation de roches mafiques intercalées dans les diverses unités gneissiques de la région. Ce diagramme montre d'abord une dispersion des analyses. Cependant la plupart des valeurs tombent dans le champ «D» des basaltes intra-plaques continentaux ou de type îles océaniques. Il est à noter que deux échantillons de gabbro frais à pyroxène-olivine (B5b) tombent dans le même champ. Sur ce diagramme, la dispersion serait due à des déformations successives et au métamorphisme de caractère polygénique des roches gneissiques en général.

Le diagramme cationique de Jensen (1976) (figure 60) montre la distribution des même roches mafiques intercalées. Nos analyses tombent dans le champ tholéiitique des basaltes riches en Fe. Ce caractère tholéiitique a aussi été confirmé par le diagramme AFM (figure 56).

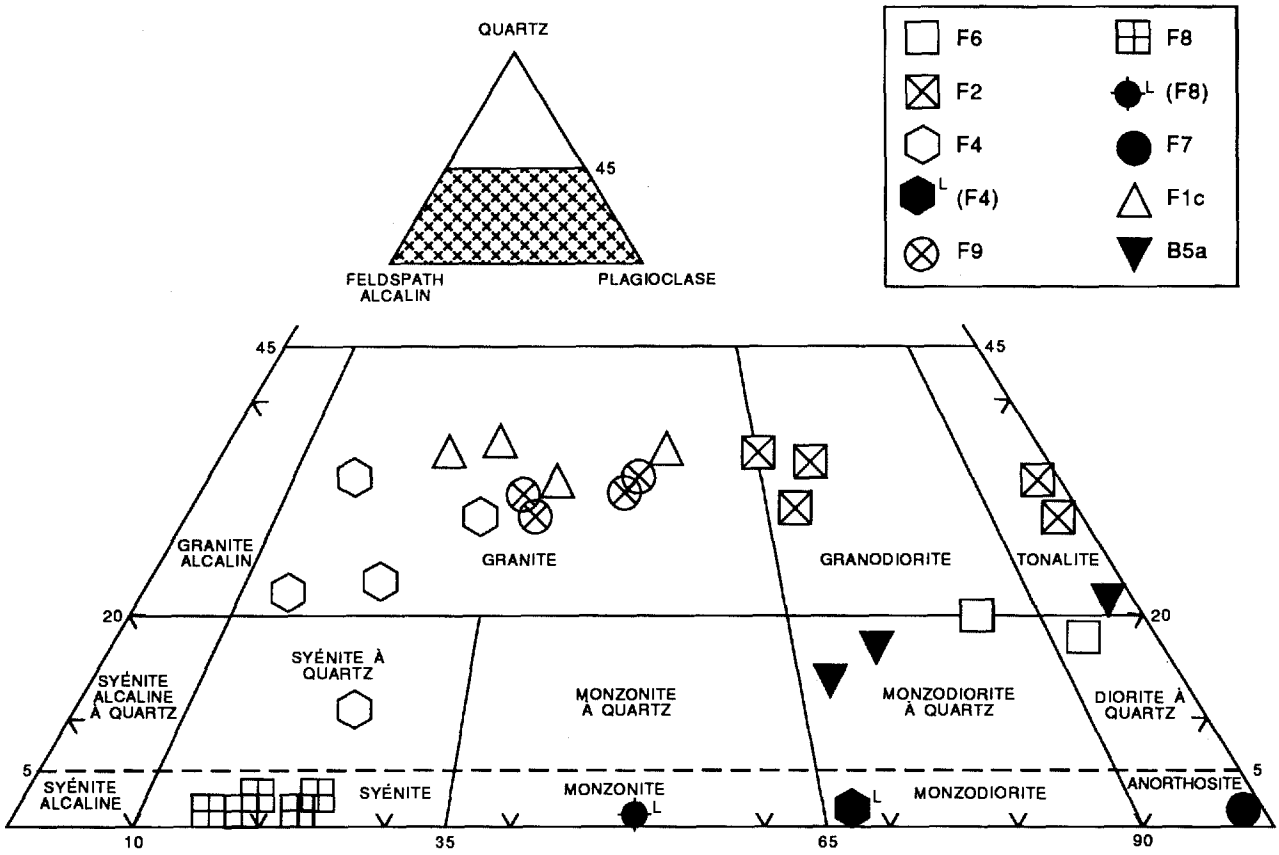


FIGURE 55 - Composition modale (selon nos estimations visuelles à partir de lames minces ± 20%) de roches plutoniques felsiques massives et/ou foliées selon la classification de Streckeisen (1976). F6=Suite charnockitique de De Pas; F2=Batholite de De Pas; F4=Batholite de Mistastin; F9=Intrusion granitique du lac Ramusio; F8=Intrusion syénitique du lac Juillet; F7=Suite anorthositique de Michikamau; F1c=Intrusion granitique du lac Raude; B5a=Intrusion dioritique du lac Raude; L=Lamprophyres associés à F4 et F8.

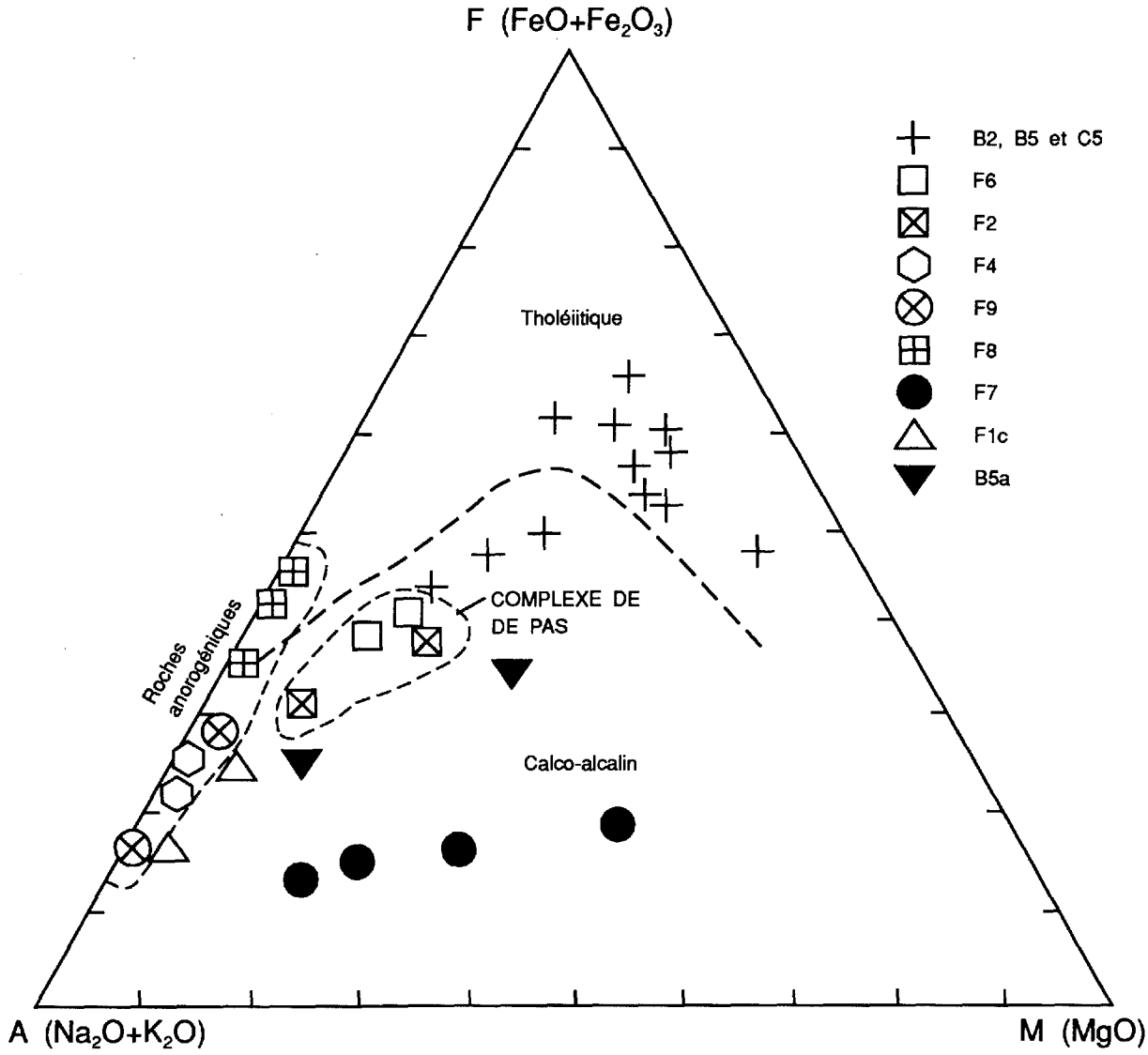


FIGURE 56 - Diagramme AFM pour l'ensemble des échantillons analysés dans le secteur du lac Juillet.

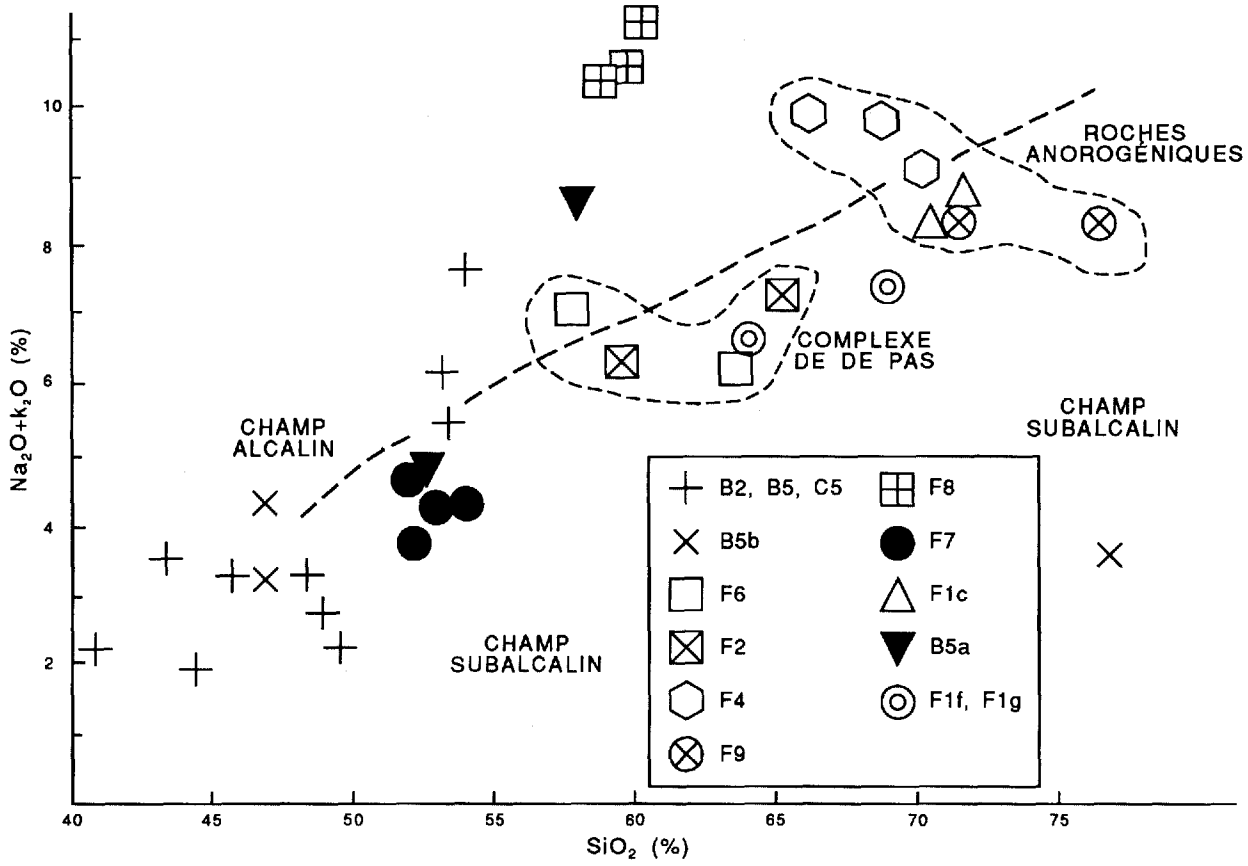


FIGURE 57 - Diagramme Na_2O+K_2O versus SiO_2 montrant certains traits caractéristiques chimiques des unités lithologiques du secteur étudié.

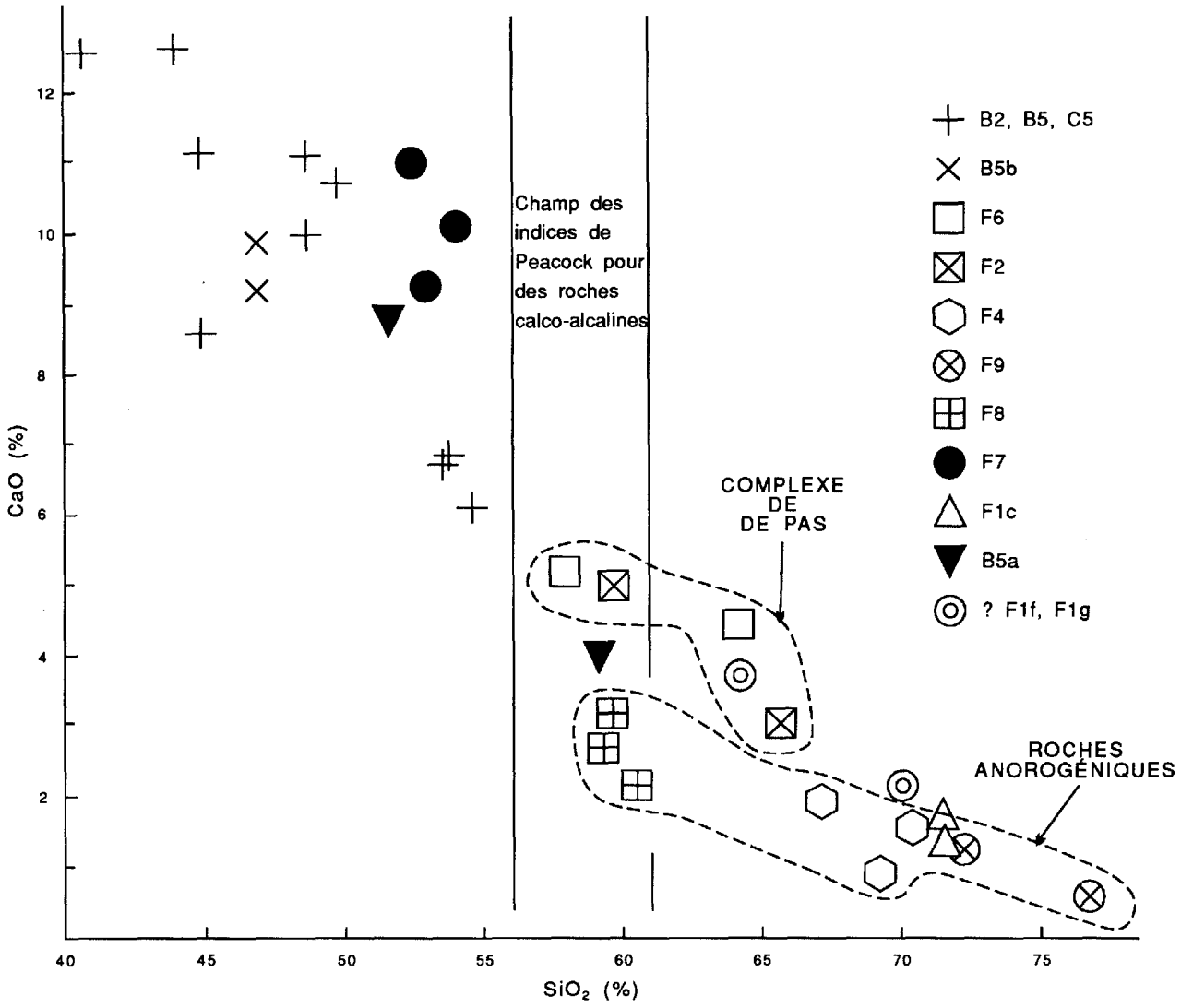


FIGURE 58 - Diagramme CaO versus SiO_2 montrant certains traits caractéristiques chimiques des unités lithologiques du secteur étudié.

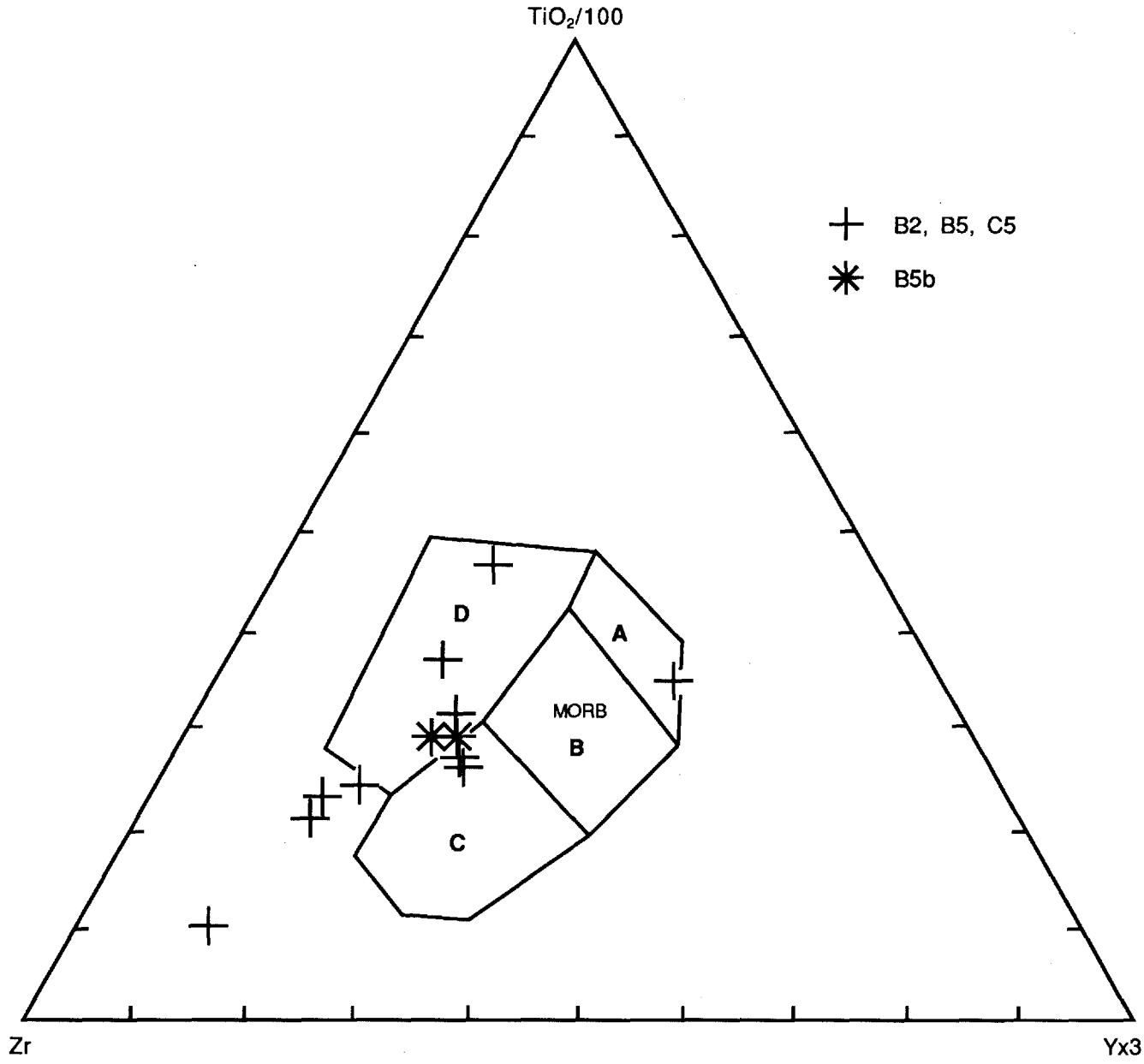


FIGURE 59 - Diagramme de discrimination de Pearce et Cann (1973) pour les roches mafiques intercalées dans diverses unités gneissiques du secteur étudié. A et B = Tholéiites pauvres en potassium (arcs-insulaires); C et B = Basaltes calco-alcalins; B = Basaltes des fonds océaniques; D = Basaltes intraplaques continentaux ou de type îles océaniques.

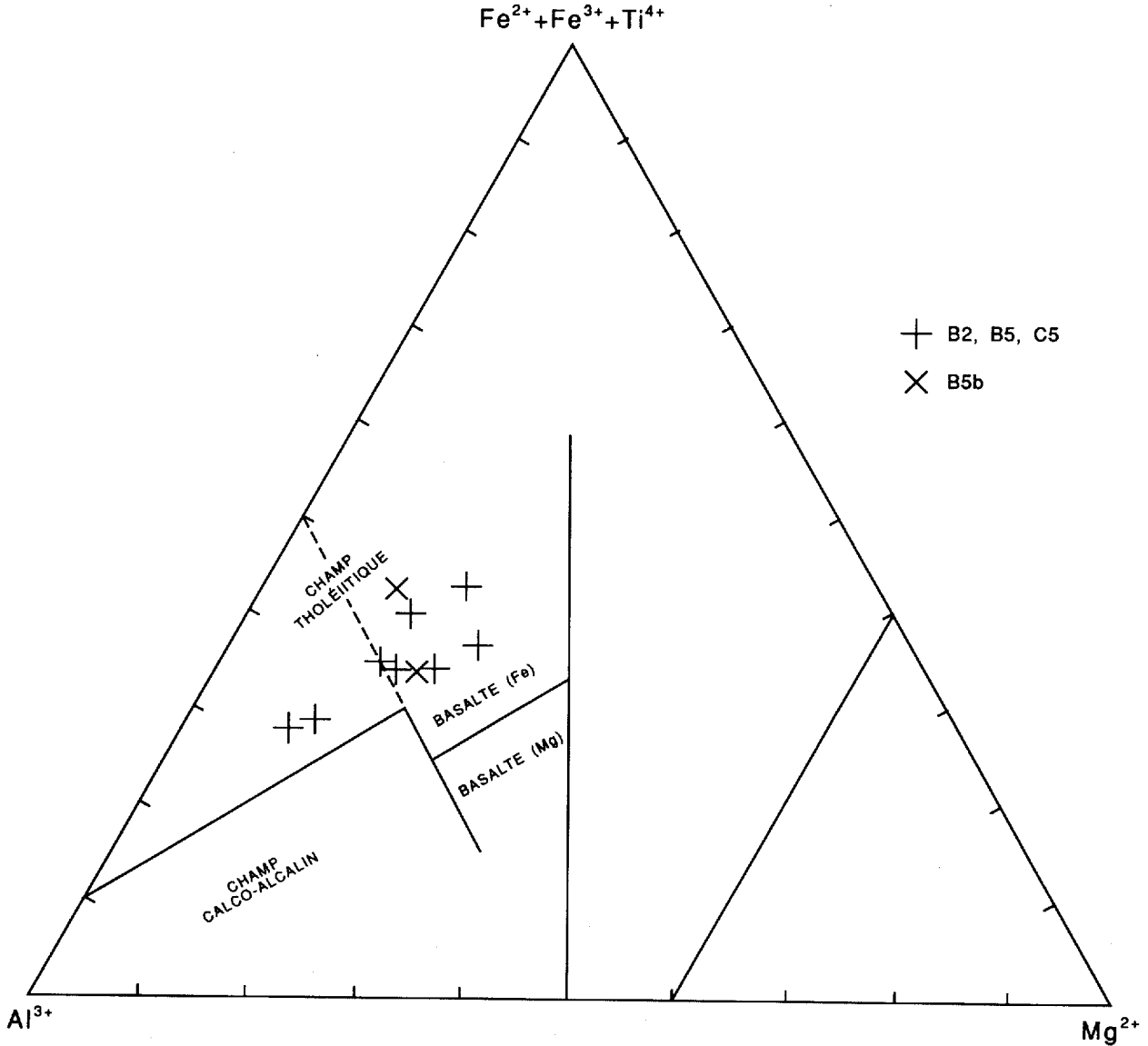


FIGURE 60 - Diagramme cationique de Jensen 1976 montrant la distribution de roches mafiques intercalées dans diverses unités gneissiques du secteur étudié.

La concentration des éléments des terres rares (ETR) normalisée par rapport à une chondrite, donne généralement des profils caractéristiques, indiquant surtout l'affinité chimique des roches ou d'une suite magmatique. Pour obtenir des informations utiles sur les ETR, il est nécessaire de recourir à l'analyse par activation neutronique. Il est à noter que la plupart des éléments des terres rares légères ETRL (La, Ce, Pr, Nd et Sm) ont été analysés par la méthode de Spectrométrie d'émission atomique au plasma (SEAP), quatre éléments seulement (Eu, Tb, Yb, et Lu) ayant été analysés par activation neutronique (annexe E). Les résultats semblent être intéressants. Cependant, à cause des deux méthodes analytiques utilisées, nous donnons seulement les profils obtenus à l'aide des données de ETR. Néanmoins, quelques traits saillants de ces profils seront discutés ci-après.

Les profils obtenus pour le complexe intrusif de De Pas (figure E1; annexe E) semblent être caractéristiques d'une suite magmatique calco-alcaline. Il n'y a pas de différences dans la distribution des ETR pour la suite charnockitique (F6) et pour le batholite de De Pas (F2). Ceci laisse supposer l'existence d'un lien comagmatique entre la suite et le batholite lui-même.

Les profils pour le batholite de Mistastin (F4) et l'intrusion du lac Ramusio (figure E2; annexe E) semblent être caractéristiques d'une suite alcaline. Il est à noter que ces roches ont été enrichies en terres rares légères et qu'il y a une forte anomalie négative en Eu, surtout pour les roches granitiques du lac Ramusio (F9). On note que les analyses montrent aussi un enrichissement modéré en terres rares lourdes.

La figure E3 (annexe E) présente les profils obtenus pour l'intrusion syénitique du lac Juillet (F8) et un profil de la suite anorthositique de Michikamau (F7). Les profils des roches syénitiques indiqueraient un fort enrichissement en ETR, enrichissement qui pourrait être caractéristique des roches syénitiques (ou alcalines proprement dites). On devrait comparer ces résultats avec d'autres suites syénitiques (ou alcalines).

Les profils pour les intrusions précoces (figure E4; annexe E), i.e. l'intrusion dioritique du lac Raude (B5a), l'intrusion granitique du lac Raude (F1c), l'intrusion du lac Cabot (F1f) et un porphyre felsique (F1g) semblent être caractéristiques à la fois d'une suite alcaline ou calco-alcaline. Une étude plus détaillée serait nécessaire pour apporter plus de précision. Ces roches devraient être comparées avec celles de la suite intrusive de Pallatin plus au nord (van der Leeden, en préparation) et, à la rigueur, avec celles du complexe intrusif de De Pas.

Enfin, des profils pour les roches mafiques (figures E5 et E6; annexe F) semblent être caractéristiques pour les roches mafiques en général. On note un appauvrissement des ETR légères dans ces roches.

RÉFÉRENCES

ANDERSON, J.L., 1983 - Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. Geological Society of America; memoir 161, 133-154.

ARIMA, M. - KERRICH, R. - THOMAS, A., 1986 - Sapphirine-bearing paragneiss from the northern Grenville province in Labrador, Canada: protolith composition and metamorphic P-T conditions. Geology; volume 14, pages 844-847.

BEAUMIER, M., 1982 - Géochimie des sédiments de lac dans la région de la rivière George, Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 82-16, 41 pages.

BOWRING, S., 1986 - Géochronologie dans l'Arrière-Pays et l'Avant-Pays de la Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-14, p.49 (résumé).

CERNÝ, P., 1982a - Anatomy and classification of granitic pegmatites. In Granitic Pegmatites in Science and Industry (P. Cerný, editor). Mineral Association of Canada; Short-Course Handbook, volume 8, pages 1-39.

———— 1982b - Petrogenesis of granitic pegmatites. In Granitic Pegmatites in Science and Industry (P. Cerny, editor). Mineral Association of Canada; Short-Course Handbook, volume 8, pages 405-461.

DANIS, D., en préparation - Géologie de la région du lac Raude, Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET 88-10.

———— 1988 - Géologie de la région du lac Recouet, Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère du l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 86-11.

———— 1987 - Géologie de la région du lac Raude. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DP 87-07.

———— 1986 - Géologie de la Région du lac Recouet. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 85-31.

DIMROTH, E., 1971 - The evolution of the central segment of the Labrador geosyncline; part II: the ophiolitic suite. Neues Jahrbuch fur Geologie und Paleontologie, abhandlungen; volume 137, pages 209-248.

EMSLIE, R.F., 1986 - The mafic igneous suite intrusive into high grade granulites, Red Mountains, Labrador. GAC/MAC joint Annual Meeting, Ottawa, 1986; Program with abstracts, P.67 (résumé).

EMSLIE, R.F., 1980 - Geology and petrology of the Harp Lake complex, central Labrador: an example of Elsonian magmatism. Geological Survey Canada; bulletin 293, 136 pages.

EMSLIE, R.F., 1970 - The geology of the Michikamau intrusion, Labrador (13 L, 23 I). Geological Survey of Canada; paper 68-57.

EMSLIE, R.F., 1963 - Michikamau Lake, east half, Quebec-Newfounland. Geological Survey of Canada; paper 63-20.

EMSLIE, R.F. - COUSENS, B. - HAMBLIN, C. - BIELECKI, J., 1980 - The Mistastin batholith, Labrador-Quebec: an Elsonian composite rapakivi suite. In Current Research, part A; Geological Survey of Canada; paper 80-1A, pages 95-100.

GRANT, J. A., 1986 - Quartz-phlogopite-liquid equilibria and origins of charnockites. American Mineralogist; volume 71, pages 1071-1075.

GREENE, B.A., 1970 - Geological map of Labrador; scale 1:1 000 000. Department of Mines, Agriculture and Resources Province of Newfoundland and Labrador.

HOFFMAN, P.F., 1989 - Precambrian geology and tectonic History of North America. In: The Geology of North America, volume A; The Geology of North America-An overview. The Geological Society of North America; chapter 16, pages 447-512.

———— 1987 - Tectonic subdivision of the Churchill province. In «Current Activities Forum 1987»; Geological Survey of Canada; paper 87-8, page 8 (Abstract).

HOLDAWAY, M.J., 1971 - Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. American Journal of Science; volume 271, pages 97-131.

HUGHES, C.J., 1971 - Anatomy of a granophyre intrusion. Lithos; volume 4, pages 403-415.

JENSEN, L.S., 1976 - A new cation plot for classifying subalkalic rocks. Ontario Division of Mines, Miscellaneous paper 66, 22 pages.

MARTELAIN, J., 1986a - Le batholite d'Ungava et son environnement (Labrador Central): données préliminaires. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 86-71.

———— 1986b - Batholite de De Pas. In: Rapport d'activité (1986). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-14, page 48 (résumé).

MARTIGNOLE, J., 1979 - Charnockite genesis and the proterozoic crust. Precambrian Research; volume 9, pages 303-310.

NEWTON, R.C. - HANSEN, E.C., 1983 - The origin of Proterozoic and late Archean charnockites: Evidence from field relations and experimental petrology. Geological Society of America; memoir 161, pages 167-178.

NEWTON, R.C. - PERKINS, D., 1982 - Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxène (clinopyroxène)-quartz. American Mineralogist; volume 67, pages 203-222.

NEWTON, R.C. - CHARLU, T.V. - KLEPPA, O.J., 1974 - A calorimetric investigation of the stability of anhydrous magnesium cordierite with application to granulite facies metamorphism. Contributions to Mineralogy Petrology; volume 44, pages 295-311.

OWEN, J.V., 1989 - Géologie de la région du lac Leif, Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 87-18.

———— 1986 - Géologie de la région du lac Leif, Nouveau Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 85-14.

PEARCE, J.A. - CANN, J.R., 1973 - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters; volume 19, pages 290-300.

PICHAMUTHU, C.S., 1969 - Nomenclature of charnockites. The Indian Mineralogist; volume 10, pages 23-35.

REVERDATTO, V.V., 1973 - The facies of contact metamorphism (Edited by V.S. Sobolev). Publication of the Australian National University, Canberra, A.C.T., Department of Geology; volume no. 233, 263 pages.

SMITH, J.V., 1974 - Feldspar minerals. 2. Chemical and textural properties. Springer-Verlag, New York.

STRECKEISEN, A., 1976 - To each plutonic rock its proper name. Earth Science Reviews; volume 12, pages 1-33.

STOCKWELL, C.H. - McGLYNN, J.C. - EMSLIE, R.F. - SANFORD, B.V. - NORRIS, A.W. - DONALDSON, J.A. - FAHRIG, W.F. - CURRIE, K.L., 1972 - Géologie du Bouclier canadien. Dans «Géologie et ressources minérales du Canada», Partie A (R.J.W. Duglas, éditeur); Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada, pages 50-165.

TANER, M.F., 1986 - Reconnaissance géologique dans la région du lac Juillet. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 87-11.

TAYLOR, F.C., 1979 - Reconnaissance geology of a part of the Precambrian shield, Northeastern Quebec, Northern Labrador mnd Northwest Territories. Geological Survey of Canada; memoir 393, 99 pages.

TELLA, S. - EADE, K.E., 1986 - Occurrence and possible tectonic significance of high-pressure granulite fragments in the Tulemalu fault zone, District of Keewatin,N.W.T., Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 23, pages 1950-1962.

van der LEEDEN, J., en préparation - Géologie de la région du lac de la Hutte Sauvage, Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère de l'Enérgie et des Ressources, Québec.

———— 1986 - Synthèse tectonique de la région de la rivière George. In: Rapport d'activité (1986). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DV 86-14, page 47 (résumé).

———— 1984 - Région du lac de la Hutte Sauvage, Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 84-29.

WAGER, L.R. - BROWN, G.M. - WANDSWORTH, W.J., 1960 - Type of igneous cumulates. Journal of petrology; volume 1, pages 73-85.

WENDLANDT, R.F., 1981 - Influence of CO_2 on melting model granulite facies assemblages: A model for genesis of charnockite. American Mineralogist; volume 66, pages 1164-1174.

WINKLER, H.G.F., 1976 - Petrogenesis of metamorphic rocks. 4th Edition, Springer-Verlag, New York; 334 pages.

ANNEXE A - LISTE DES LAMES MINCES ET DES ANALYSES CHIMIQUES

	Échantillons	Unités	SNRC	Estant	Nordant	Lames minces	Analyses chimiques
I-	**SUITE ANORTHOSITIQUE DE MICHIKAMAU (F7)**						
1	MT-86-3145	F7b	13L/12	439800	6064000	LG-3145	Annexe D
2	MT-86-1145	F7a	13L/12	445300	6052850	LP-1145	Annexe D
3	MT-86-4182	F7a	13L/12	443550	6056000	LP-4182	Annexe D
4	MT-86-3128	F7b	13L/12	451000	6058800	LP-3128	Annexe D
5	MT-86-157	F7d	23I/09	430600	6057300	LP-157	
6	MT-86-180	F7a	23I/09	432900	6054050	LP-180	
7	MT-86-165	F7b	13L/12	435300	6057150	LP-165	
8	MT-86-163	F7e	23I/09	434375	6057400	LP-163	
9	MT-86-1131	F7f	13L/12	445900	6066750	LP-1131	
10	MT-86-2131	F7e	13L/12	437800	6063000	LP-2131	
11	MT-86-3139	F7b	13L/12	443100	6065100	LP-3139	
II-	**INTRUSION SYENITIQUE DU LAC JUILLET (F8)**						
12	MT-86-1090	F8a	23I/16	419600	6069900	LP-1090	Annexe D
13	MT-86-2079	F8a	23I/09	418900	6067100	LP-2079	Annexe D
14	MT-86-0091	F8a	23I/16	423400	6069350	LP-091	Annexe D
15	MT-86-1104	F8a	23I/09	420450	6064750	LP-1104	
III-	**INTRUSION DU LAC RAMUSIO (F9)**						
16	MT-86-1046	F9	13L/13	442150	6088400	LG-1046	Annexe D
17	MT-86-2034B	F9a	13L/13	445680	6085500	LP-2034B	Annexe D
18	MT-86-062	F9a	13L/13	444750	6090550	LP-062	
19	MT-86-2043	F9	13L/13	448250?	6091000	LP-2043	
IV-	**BATHOLITE DE MISTASTIN (F4)**						
20	MT-86-001	F4a	23P/01	436250	6116500	LG-001	Annexe D
21	MT-86-081	F4b	13M/04	466250	6119700	LP-081	Annexe D
22	MT-86-5032	F4a	13M/04	439450	6119200	LP-5032	Annexe D
23	MT-86-6005	F4a	13M/04	459000	6115650	LP-6005	
24	MT-86-2050A	F4a	13M/04	438700	6109050	LG-2050A	
25	MT-86-5072	F4e	13M/04	448550	6117200	LP-5072	
V-	**INTRUSIONS DU LAC RAUDE (F1C ET B5A)**						
				Va Granite (F1c)			
26	MT-86-2139	F1c	23P/01	426900	6118200	LP-2139	Annexe D
27	MT-86-1049A	F1c	23P/01	420000	6119050	LP-1049A	Annexe D
28	MT-86-3058	F1c	23P/01	420300	6120850	LP-3058	
29	MT-86-4067	F1c	23P/01	414700	6122750	LP-4067	
				Vb Diorite (B5a) et roches associées			
30	MT-86-098	B5a	23P/01	429700	6121400	LP-098	Annexe D
31	MT-86-5057	B5a	23P/01	426500	6122450	LP-5057	Annexe D
32	MT-86-5055	B5a	23P/01	428300	6122975	LP-5055	
33	MT-86-5052	B2a	23P/01	429850	6122200	LP-5052	Annexe D

LISTE DES LAMES MINCES ET DES ANALYSES CHIMIQUES (suite)

	Échantillons	Unités	SNRC	Estant	Nordant	Lames minces	Analyses chimiques
VI-	**INTRUSIONS DU LAC RESOLUTION ET DU LAC CABOT (F1f)**						
				Lac Résolution			
34	MT-86-1071	F1f	23P/01	411400	6115650	LG-1071	
				Lac Cabot			
35	MT-86-033	F1f	23P/01	407900	6096050	LG-033	Annexe D
36	MT-86-130A	F1f?	23I/15	402000	6091950	LP-130A	
VIIa-	**PORPHYRE FELSIQUE (F1g)**						
37	MT-86-1113	F1g	23P/01	404700	6096850	LP-1113	Annexe D
38	MT-86-030	F1g	23P/01	407700	6098000	LP-030	
VIIb-	**METAVOLCANOCLASTITE A LAPILLI ET A CENDRE (C2c)**						
39	MT-86-028	C2c	23P/01	409650	6098600	LP-028	
40	MT-86-032	C2c	23P/01	407900	6096900	LP-032	
41	MT-86-4031A	C2c	23I/16	433000	6085050	LG-4031A	
VIII-	**METASEDIMENTS DU LAC BOURDON (D2a)**						
42	MT-86-156	D2a	23I/15	399450	6079250	LP-156	
43	MT-86-152	D2a	23I/15	397950	6095300	LG-152	
44	MT-86-124A	D2a	23I/15	398050	6074100	LP-124A	
45	MT-86-5020A	D2a	23I/15	397150	6085050	LG-5020A	
IX-	**METASEDIMENTS DES LACS JANNIERE ET JUILLET (D3)**						
46	MT-86-140	D3a	23I/16	428700	6085800	LG-140	
47	MT-86-1105	D3	23I/09	420000	6064450	LP-1105	
X-	**COMPLEXE INTRUSIF DU LAC LA PINAUDIERE (F10a et F10b)**						
48	MT-86-146	F10b	13L13	438675	6080700	LP-146	
49	MT-86-137	F10a	23I/16	420100	6090500	LP-137	
50	MT-86-138	F10b	23I/16	416500	6084900	LP-138	
51	MT-86-148	F10a	23I/16	430900	6075200	LP-148	
XI-	**DYKE DE DIABASE DU LAC RAUDE (G2)**						
52	MT-86-4070A	G2	23P/01	415300	6121900	LP-4070A	

LISTE DES LAMES MINCES ET DES ANALYSES CHIMIQUES (suite)

	Échantillons	Unités	SNRC	Estant	Nordant	Lames minces	Analyses chimiques
XII-	GNEISS DIORITIQUE DU LAC RESOLUTION (E1E) ET ROCHES ASSOCIEES						
53	MT-86-4194A	B2a	23P/01	414550	6107050	LP-4194A	Annexe D
54	MT-86-182A	E1e	23P/01	411375	6121100	LP-182A	
55	MT-86-182B	E1e	23P/01	411375	6121100	LP-182B	
56	MT-86-181A	E1e	23P/01	412050	6121850	LP-181A	
57	MT-86-4192A	E1e	23P/01	419800	6110650	LG-4192A	
58	MT-86-2151	E1e	23P/01	409600	6119950	LP-2151	
59	MT-86-1185	E1e	23P/01	408700	6122000	LP-1185	
60	MT-86-1190	E1e	23P/01	406900	6119850	LP-1190	
61	MT-86-4189	E1e	23P/01	413100	6120150	LP-4189	
62	MT-86-2157C	E1e	23P/01	419400	6107400	LG-2157C	
63	MT-86-2157A	E1e	23P/01	419400	6107400	LP-2157A	
64	MT-86-3165	C1a	23P/01	409770	6110550	LP-3165	
65	MT-86-2155F	C5a	23P/01	411675	6108625	LP-2155F	
XIII-	PARAGNEISS (A2)						
66	MT-86-5068	A2b	23P/01	427265	6117200	LP-5068	
67	Mt-86-023	A2b	23P/01	425950	6116150	LG-023	
68	MT-86-020-1	A2b	23P/01	426100	6116200	LP-020-1	
69	MT-86-189A	A2a	23P/01	424500	6105850	LG-189A	
70	MT-86-190A	A2a	23P/01	426550	6105300	LP-190A	
71	MT-86-019	A2a	23P/01	426850	6116400	LG-019	
72	MT-86-015	A2b	23P/01	429350	6116700	LP-015	
73	MT-86-082A	A2b	23P/01	420000	6114900	LP-082A	
74	MT-86-082B	A2b	23P/01	420000	6114900	LP-082B	
75	MT-86-082F	A2b	23P/01	420000	6114900	LP-082F	
76	MT-86-082G	A2b	23P/01	420000	6114900	LP-082G	
77	MT-86-088A	A2a	23P/01	418975	6113850	LP-088A	

LISTE DES LAMES MINCES ET DES ANALYSES CHIMIQUES (suite)

	Échantillons	Unités	SNRC	Estant	Nordant	Lames minces	Analyses chimiques
XIV-	COMPLEXE VOLCANOSEDIMENTAIRE DU LAC ZENI (C5) ET ROCHES ASSOCIÉES						
78	MT-86-046	C5a	23P/01	425750	6096100	LP-046	Annexe D
79	MT-86-052	C5a	13L/13	438500	6090750	LP-052	Annexe D
80	MT-86-039	E1a	23P/01	422250	6095200	LP-039	Annexe D
81	MT-86-4227	E1e	23P/01	421350	6109950	LP-4227	Annexe D
82	MT-86-1029	C5d	23I/16	432300	6093050	LP-1029	Annexe D
83	MT-86-4011	C5a	23P/01	411450	6103200	LP-4011	Annexe D
84	MT-86-041	C5a	23I/16	423400	6094600	LP-041	
85	MT-86-058	C5a	13L/13	436900	6092400	LP-058	
86	MT-86-043	C5a	23P/01	428000	6095450	LP-043	
87	MT-86-038	C5c	23I/16	421100	6093750	LP-038	
88	MT-86-044	C5a	23P/01	425000	6095550	LP-044	
89	MT-86-061	C5a	13L/13	436650	6093350	LP-061	
90	MT-86-4037A	B2a	23P/01	431950	6101200	LP-4037A	
91	MT-86-1030B	C5	23P/16	432200	6092450	LP-1030B	
92	MT-86-3020	C5a	23P/01	422500	6097500	LG-3020	
93	MT-86-136A	C5d	23I/16	420300	6090800	LG-136A	
94	MT-86-1011A	E1a	23P/01	414450	6100700	LP-1011A	
95	MT-86-1012C	C5a	23P/01	415750	6100200	LP-1012C	
96	MT-86-3029C	C5	23I/16	432000	6094800	LG-3029	
97	MT-86-3040	A2a	13M/04	440800	6100150	LP-3040	
98	MT-86-3016	C5	23I/01	433850	6101250	LP-3016	
99	MT-86-3032	C5b	23I/16	430650	6093750	LP-3032	
100	MT-86-2015B	C5a	23P/01	425050	6101650	LP-2015B	
101	MT-86-3028A	C5d	23I/16	432100	6088800	LP-3028A	
102	MT-86-4028B	C5	23P/01	409000	6106150	LP-4028B	
103	MT-86-3027	C5d	23I/16	432500	6087800	LP-3027	
104	MT-86-4059	C5	13M/04	462050	6097700	LP-4059	
105	MT-86-2025	C5d	23I/16	419650	6092450	LP-2025	
106	MT-86-4016	C5	23P/01	412700	6106450	LG-4016	
XV-	ROCHES GABBROÏQUES DU LAC RAMUSIO (B5b et B5d) ET ROCHES ASSOCIÉES						
107	MT-86-3069	B5b	13M/04	447200	6104750	LP-3069	Annexe D
108	MT-86-3074	B5b	13M/04	447300	6105200	LP-3074	Annexe D
109	MT-86-2189A	B5d	13M/04	456775	6104550	LP-2189A	Annexe D
110	MT-86-2189B	B5d	13M/04	456775	6104550	LP-2189B	
111	MT-86-2169	B5d	13M/04	450350	6105200	LP-2169	Annexe D
112	MT-86-2169B	B5d	13M/04	450350	6105200	LP-2169B	
113	MT-86-2171A	B5d	13M/04	449650	6105675	LP-2171A	
114	MT-86-2180B	B5d	13M/04	453350	6105200	LP-2180B	
115	MT-86-3184	C1a	13M/04	437900	6103450	LP-3184	
XVI-	COMPLEXE INTRUSIF DE DE PAS (F6 et F2)						
116	MT-86-103A	F6a	23I/15	376400	6095900	LP-103A	Annexe D
117	MT-86-2145A	F6a	23I/15	378850	6084400	LP-2145A	Annexe D
118	MT-86-2197	F6d	23I/15	384330	6078150	LP-2197	
119	MT-86-2206	F2c	23I/15	386175	6084200	LP-2206	Annexe D
120	MT-86-3152	F2d	23I/15	380400	6078800	LP-3152	
121	MT-86-3107	F2c	23I/15	380050	6090950	LP-3107	
122	MT-86-2102A	F2d	23I/15	380600	6088000	LP-2102A	Annexe D
123	MT-86-2168	F2b	23I/15	386600	6094100	LP-2168	

LISTE DES LAMES MINCES ET DES ANALYSES CHIMIQUES (suite)

	Échantillons	Unités	SNRC	Estant	Nordant	Lames minces	Analyses chimiques
XVII- GNEISS QUARTZO-FELDSPATHIQUES (A1a et A4c)							
124	MT-86-112	A4c	23I/15	393750	6073700	LP-112	
125	MT-86-4149A	A4c	23I/15	392500	6085600	LP-4149A	
126	MT-86-5038	A1a	23I/15	389300	6086100	LP-5038	

ANNEXE B - PÉTROGRAPHIE DES ÉCHANTILLONS REPRÉSENTATIFS DE LA RÉGION

NOTE: L'estimation des minéraux est visuelle avec une précision de ±20% pour donner simplement une idée sur la proportion des minéraux; x: minéraux accessoires; -: minéraux d'altération secondaire; ?: présence douteuse.

ABRÉVIATIONS UTILISÉES DANS LES TABLEAUX D'ANALYSES

MINÉRAUX

AD: andalousite
AE: augite
AF: allanite
AP: amphibole
AT: apatite
BT: biotite
CB: carbonate
CL: chlorite
CK: cordiérite
CX: clinopyroxène
EP: épidote
FA: feldspath alcalin
GP: graphite
GR: grenat
HE: hématite
HO: hornblende
HRC: hercynite
IG: iddingsite
IL: ilménite
MT: magnétite
MU: muscovite
MYR: myrmékite
OL: olivine
OX: orthopyroxène
OPQ: opaques
PL: plagioclase
ab: albite
o: oligoclase
a: andésine
l: labrador
bt: bytownite
an: anorthite
PM: pumpellyite
PX: pyroxène
PR: préhnite
QZ: quartz
RU: rutile
SAP: saphirine
SL: sillimanite
TC: talc
TI: titanite
CUM: cumulat
ZR: zircon

ROCHES

AMP: amphibolite
ANO: anorthosite
ARK: arkose
BAS: basalte
CHA: charnockite
DIA: diabase
DIO: diorite(-tique)
DQI: diorite quartzique
GAB: gabbro
GDI: granodiorite
GRA: granite
GNE: gneiss
GWA: grauwacke
LAM: lamprophyre
MQU: monzonite quartzique
PGN: paragneiss
SCH: schiste
POR: porphyre
TON: tonalite
TUF: tuf
GRAN: granulite

TEXTURES ET REMARQUES

ti: titanifère
fc: phénoclaste
pb: porphyroblaste
FLG: feldspath gris
r: rougeâtre
vn: veinule
s: séricitisé
ab: albitisé
ex: exsolutin
dé: déformation
p: phénocristal
sp: symplectique(texture)
pe: peocilitique
rt: rutile
ar: arrondi
alt: altéré
v: vert
vb: vert bleuté
b: brun
su: sulfure
Mylon: mylonitisation
Sil.: silicification
+: et plus
Fraî.: fraîche
Text: texture
FE: felsique
FO: folié
IS: intersertale
OE: oeillé
PO: porphyrique
RU: rubané
SC: schisteux
OP: ophitique
RK: rapakivi

ANNEXE B - (suite)

I - SUITE ANORTHOSITIQUE DE MICHIKAMAU (F7)

1. Anorthosite (F7a)

No ÉCHANT.	PL	OX	CX	HO	OL	BT	OPQ	MYR	Text	Remarques
2-LP-1145*	90(l,+)	7	2	1	5	x	x		CUM	ANO à OX ou Leuco-GAB
3-LP-4182	90(l,+)	10	x						CUM,OP	ANO à OX
6-LP-180	90(l,+)	5	x				x	5	CUM	ANO à OX[1]

2. Leucogabbro (F7b)

No ÉCHANT.	PL	OX	CX	HO	BT	OPQ	AT	Text	Remarques
1-LG-3145	75(l,+)	15	5	x	x	5(mag)	x	OP,CUM	Leuco-GAB
4-LP-3128	75(l,+)	15	5	x		5		OP,CUM	Leuco-GAB[1]
11-LP-3139	80(l,+)	15	x	3		2		OP,CUM	Leuco-GAB[1]
7-LP-165	85(l,+)	15	5	x	x	x	x		Leuco-GAB

3. Diorite quartzique à pyroxènes (F7e)

No ÉCHANT.	PL	CX	OX	QZ	BT	OPQ	AT	TI	Remarques
8-LP-163	60(l,a)	10	10	15	x	5	x	x	DQI à PX ou CHA?
10-LP-2131	60(l,a)	15	5	15		5			DQI à PX ou CHA?

4. Ferrogabbro (F7d)

No ÉCHANT.	PL	CX	OL	HO	OPQ	AT	Remarques
5-LP-157	50	20	15	5(b)	5(su)	x	GAB à CX,OL

5. Gneiss encaissant (F7f)

No ÉCHANT.	CK	HRC	SL	GR	FA	PL	OPQ	ZR	Remarques
9-LP-1131	30	15	15	10	20	15	x(mag)	x	GNE à CK, HRC,GR,FA Métamorphisme de contact!

* Voir localisation des échantillons à l'annexe A.
1 Inclusions particulières dans le plagioclase.

II - INTRUSION SYÉNITIQUE DU LAC JUILLET (F8)

No ÉCHANT.	FA	PL	BT	CX[1]	HO[2]	OL	TI	OPQ	ZR	HE	AT	Remarques
14-LP-091	50	15(a,o)	3	10	5	5	5	3	2			SYE à CX,OL?; F8a
13-LP-2079	70	15(a,o)	x	10	x	5		x(ilm)	x	x		SYE à CX,OL?; F8a
15-LP-1104	60	15(ab,o)	x	15	5	5		x x		x		SYE à CX,HO,OL?; F8a
12-LP-1090	60	20(a,o)	x	15	5	5		x(ilm)	x	x	x	Micro-SYE à CX,HO,OL?; F8a
15B-LP-095	25	25(a,o)		15	20	5	x	5			2	Lamprophyre; F8b

1 Aegirine-augite;
2 Amphibole de composition alcaline (hastingite).

III - INTRUSION DU LAC RAMUSIO (F9)

No ÉCHANT.	FA	PL	QZ	BT	HO	MU	CL	TI	AF	EP	OPQ	AT	ZR	RU	PM	FL	Remarques
16-LP-1046	35(p)	20(ab,o)	25	10	5			5	x		x(mag)	x	x	?			GRA,PO à BT
18-LP-062	35(p)	20(ab,o)	25	15			-	3	x		x(mag)	x	x			x	GRA,PO à BT
17-LP-2034B	30	30(ab,o)	30	10				x	x		x	x	x				GRA à BT
19-LP-2043	30	30	30	10		x	x	x	x	x	x	x	x		x		Micro-GRA à BT*

* MU, CL, EP et PM = minéraux d'altération secondaires.

IV - BATHOLITE DE MISTASTIN (F4)

1. Faciès de granite à monzonite (rapakivi) à biotite-hornblende±clinopyroxène (F4a et F4b)

No ÉCHANT.	FA	PL	QZ	HO	BT	CX	OPQ	AT	ZR	FL	Text	Remarques
20-LG-001	60	20(ab,o)	10*	10	5		x	x	x		RK,PO	MQU; F4a
21-LP-081	50	15(ab,o)	20	5	5	3	x	x	x		RK,PO	GRA à HO,BT,CX; F4b
22-LP-5052	60	10(ab,o)	20	5	5		x	x			RK,PO	GRA à HO,BT; F4a
23-LP-6005	50	10	30*	5	5		x(ilm)	x	x		RK.PO	GRA à HO,BT; F4a
24-LG-2050A	40	20(ab,o)	25	5	10		x	x	x	x	RK,PO	GRA à HO,BT,FL; F4a

* Contient des inclusions fluides particulières.

2. Faciès de lamprophyre? (F4e)

No ÉCHANT.	PL	FA	HO	CX	BT	OL	TI	OPQ	HE	AT	Remarques
25-LP-5072	40(a,l)	20	15(b)	10	5	10	x	x	x	x	LAM

V - INTRUSIONS DU LAC RAUDE (F1c et B5a)

1. Faciès de granite (F1c)

No ÉCHANT.	PL	FA	QZ	BT	CL	MU	CB	EP	AF	TI	OPQ	AT	ZR	Remarques
26-LP-2139	30(a,o)	25	30	10	x	2	x	x	x	3	x(ilm)	x	x	GRA à BT, MU, dé
27-LP-1049A	20(o,a)	30	25	15	x	x	x	x	x	x	x	x	x	GRA à BT,dé
28-LP-3058	15	40	30	10			5	x	x	x	x	x	x	GRA à BT, dé
29-LP-4067	20(o,a)	30	30	10		x	5			x	x(ilm)	x	x	GRA à BT, dé

2. Faciès de diorite (B5a)

No ÉCHANT.	PL	QZ	FA	BT	HO	EP	TI	OPQ	AT	ZR	Text	Remarques
30-LP-098	40(a,o)	10	20	15	10(v)	x	x	5(ilm)	x	x	proto-myl	DIO à BT,HO,dé
31-LP-5057	50(a,o)	15		10	25(vb)	x		x(py)	x		proto-myl	DIO
32-LP-5055	50(a,o)	15	20	10		x(sp)	x	x(ilm)	x	x		DIO à BT

VI - INTRUSIONS DU LAC RÉSOLUTION ET DU LAC CABOT (F1f)

No ÉCHANT.	PL	FA	MYR	QZ	HO	BT	EP	CL	CB	TI	AF	OPQ	AT	ZR	Remarques
34-LG-1071	20(a,o)	30	x	30	10	5	x			2	x	x	x	x	GRA,PO à HO,BT
35-LG-033	30(a,o)	30	x	25	5	10	x	x	x	x		x	x	x	GRA,PO, dé(P.mylon.)
36-LP-130A	35(o,a)				65	x						x			Niveau à AMP, su

VIIa - PORPHYRE FELSIQUE (F1g)

No ÉCHANT.	PL	QZ	FA	HO	BT	MU	EP	AF	CL	TI	OPQ	AT	ZR	CB	Remarques
38-LP-030	40(o,ab)	30	x	15(v)	5		5		5	x	x	x	x		POR, FE,dé
37-LP-1113	30	40	15		10	5	x	x		x	x(ilm)	x	x	-	POR, FE?, dé

VIIb - MÉTAVOLCANOCLASTITE À LAPILLI ET À CENDRE (C2c)

No ÉCHANT.	PL	QZ	FA	BT	CX	OX	AP	EP	AF	GR	OPQ	AT	ZR	CL	Remarques
39-LP-028	30(o,a)	35	10		10	5	x			5(sp)	3	x	x		Méta-TUF
41-LG-4031	40	40	10	x				x	x		x	x	x		GWA, dé
40-LP-032	45	45						x						x	Mylon. (TUF?)

VIII - MÉTASÉDIMENTS DU LAC BOURDON (D2a)

No ÉCHANT.	PL	QZ	BT	HO	FA	MYR	CK	SL	GR	EP	AF	AT	TI	IL	ZR	PO	GP	Remarques
44-LP-124A	30	30	15		20	x				5(sp)	x	x	x	x		x		PGN, dé
42-LP-156	15(o,a)	40	10		10		10	10	5				x	x	x	x	?	PNE à CK,SL
43-LP-152	20(o)	45	10	5	15					5(sp)	x		x		x			PGN, dé
45-LP-5020A	20(o)	35	10	10(v)	20	x						x	5	x	x			PGN

IX - MÉTASÉDIMENTS DES LACS JANNIÈRE ET JUILLET (D3)

No ÉCHANT.	PL	QZ	FA	BT	SL	AD	GR	MU	CL	ZR	OPQ	HE	Remarques
46-LG-140	20(o,a)	50	x	15	7	5(sp)	3	x	x	x	x	x	Méta-ARK à SL,AD
Subarkose à l'ouest du lac Juillet (D3)													
47-LP-1105	10	70	10	10				x		x	x		ARK

~~X - COMPLEXE INTRUSIF DU LAC LA PINAUDIÈRE (F10a et F10b)~~

No ÉCHANT.	PL	QZ	FA	HO	BT	PX	GR	MYR	AF	OPQ	AT	ZR	Remarques
48-LP-146	35(o,a)	35	x	15		10	5	x		x	x	x	CHA ? à HO, TON; F10b
49-LP-137	5	65	30		2					x		x	GRA, HE, Mylon, dé; F10a
50-LP-138	60	15	x		20				x	x	x	x	DQI à BT; F10b
51-LP-148	30(o,a)	30	20	10	5		3	x		2		x	GRA à HO,BT et GR; F10a

XI - DYKE DE DIABASE DU LAC RAUDE (G2)

No ÉCHANT.	PL	AE	OL	OPQ	BT	CL	Text	Remarques
52-LP-4070A	50(l,bt)	30(Ti)	15	2	3	-	IS	DIA à OL; fraîche

XII - GNEISS DIORITIQUE DU LAC RÉSOLUTION (E1e)

No ÉCHANT.	PL	QZ	AP	BT	MU	EP	FA	TI	AT	OPQ	CL	PR	FLG	AMI*	CB	CX	Remarques
54-LP-182A	50(ab,o)	40					x	2	1		5		x	x			GNE DIO à HO
55-LP-182B	15(o,fc)	50		15	15		x			x							SCH à BT,MU,QZ
56-LP-181A	30(a)	20	30(pb)	10		5	x	x	x								GNE DIO à HO
57-LG-4192A	50	15	20(pb)	15									x			x	GNE DIO,dé
58-LP-2151	40-60(ab,o)	5	20-40	15		5	x(vn)	x									AMP, RU
59-LP-1185	55(sé,ab)	x	40	x		x	x					5			-		AMP
60-LP-1190	50	3	43	x						x					-	3	AMP
61-LP-4189	45	x	40	5		5	x(vn)	4	x								AMP à BT
62-LP-2157C	50	5	40	x		x		3	x	x[1]	5						AMP
63-LP-2157A	70	10		15		5[a]	x(vn)		x	x			x				GNE,RU,dé
81-LP-4227	50	x	50	x		x		x	x	x					-	x	AMP

* AMI=amphibole incolore (anthophyllite ou trémolite?);
1 Ilménite avec couronne de titanite;
a Présence d'allanite au centre du cristal.

XIII - PARAGNEISS (A2)

Paraneiss à biotite ±grenat ±hornblende: métagrauwacke(?) (A2a)

No ÉCHANT.	PL	QZ	FA	BT	HO	MU	GR	SL	EP	OPQ	AF	TI	AT	ZR	GP	Remarques
77-LP-88A	50(o,a)	10	10	15	10				5(sp)		x	x	x			PGN QZ-FF à BT,HO
69-LG-189A	40	20	25	10		x	x(r)		x		x	2(rt)[2]		x		PGN QZ-FF à BT,HO,GR
70-LP-190A	50	25	15				5(pe)			x		x(rt)		x	x	PGN QZ-FFà BT,GR
71-LG-019	40	45	10				x					x(rt)		x		GNE QZ-FF à BT-GR
97-LP-3040	40	30	20				10	x					x	x		GNE QZ-FF à BT,GR,±SL

Paragneiss à biotite-graphite (A2b)

1. Faciès de talc-schiste

No ÉCHANT.	PL	QZ	FA	TC	BT	CB	MU	TI	Text	Remarques
66-LP-5068	10(alt)	30	x	30(?)	5	20	3	2(rt)	SC	Talc-SCH ou Calc-SCH

2. Faciès de métagrauwacke à BT,GP

No ÉCHANT.	PL	QZ	FA	BT	MU	EP	OPQ	AF	TI	ZR	GP	PY	Remarques
67-LG-023	30(o,a)	30	27	10			x			x(ar)	3	x	GWA à BT,GP
68-LP-20-1	25(fc)(15)	40		30	x	3			2	x	x	x	GWA à BT, GP (PGN)
72-LP-015	30(o,a)	60	x	10		x	x	x	x	x		x	GWA (Sil. à 20 %)
74-LP-82B	50	30	x	15			x		x(rt)	x			GWA (Sil.)

3. Faciès d'amphibolite intercalée

No ÉCHANT.	PL	HO	QZ	BT	OPQ	TI	AF	IL	HE	Text	Remarques
75-LP-82F	45(a,o)	45	5	4	1	x	x	x	x	CU	AMP ou Méta-GAB

4. Faciès d'intrusion felsique

No ÉCHANT.	PL	QZ	FA	BT	SILIF	MU	EP	AF	TI	ZR	Remarques
76-LP-082G	35(o,a)	30	5	15	10	2	3	x	x	x	Micro-GDI, dé

5. Faciès de pegmatite

No ÉCHANT.	FA	QZ	PL	MU	TI	ZR	Remarques
73-LP-082A	45	50	5	x	x	x	PEG QZ-FF, dé

XIV - COMPLEXE VOLCANOSÉDIMENTAIRE DU LAC ZENI (C5) ET ROCHES PLUTONIQUES ASSOCIÉES (E1a)

Diorite à monzonite quartziques (E1a)

No ÉCHANT.	PL	QZ	HO	CX	OX	BT	GR	AF	OPQ	AT	ZR	Remarques
94-LP-1011	45(o,a)	30	15	5	5				x	x	x	Méta-DIO à HO, PX
80-LP-039	50(o,a)	5	30		10	10	x	x	x	x	x	GNE DIO à HO,BT,±OX

Gneiss à hornblende-biotite et amphibolites à grenat (C5a)

1. Faciès de gneiss quartzo-feldspathique à biotite ±grenat

No ÉCHANT.	PL	QZ	BT	FA	GR	AF	ZR	PX	Remarques
65-LP-2155F	50	30	10	5	3	x	x	?	GNE QZ-FF à BT,GR; C5a

2. Faciès de gneiss rubané à quartz-feldspath et hornblende-biotite

No ÉCHANT.	PL	QZ	FA	BT	HO	CX	OX	GR	EP	AF	TI	OPQ	AT	ZR	Remarques
95-LP-1012C	40(o,a)	25	15	10	10		?					x(su)	x	x(ar)	GNE,RU à QZ-FF;BT-FF-QZ; HO-FF-QZ-BT; C5a
98-LP-3016	40	20	15	5	20					x		x	x	x	GNE RU à PL-QZ-FA-BT; HO-PL-QZ; C5
106-LG-4016	50(o,a)	30		10	10							x	x	x	1. GNE QZ-FF à HO,BT; C5
	10	20	70	x											2.PEG à FLG (FA); C5
84-LP-041	45(l,a)	5		3	30	10	5	x				x	x	x	GNE RU à HO-PX-PL; C5a
86-LP-043	50	10		2	30	x	5						x		GNE RU à HO,OX; C5a
88-LP-044	40(o,a)	20	10	10	15			x	5		x(ru)		x	x	1. GNE RU à HO,BT; C5a
		20	80												2. FLG (FA,QZ); C5a
89-LP-061	20(o,a)	40	15	10	10				x		2	3	x	x	GNE QZ-FF à BT-HO(Sil.15%); C5a
102-LP-4028B	50	20		10	15	5	x					x	x	x	GNE RU à HO,BT,PL; C5
104-LP-4059	40(a,l)	20	15	20	5								x	x	GNE RU à HO,BT; dé; C5

3. Faciès d'ultramafite

No ÉCHANT.	AP	CX	OX	BT	PL	TI	OL	OPQ	AT	Remarques
100-LP-2015	45	35	5	10	2	x	?	x(spinelle?)	x	Méta-Pyroxénite à HO,BT; C5a

4. Faciès d'amphibolite à grenat (ou granulite ?)

No ÉCHANT.	PL	QZ	FA	CX	OX	GR	AP	BT	OPQ	AT	ZR	Text	Remarques
83-LP-4011	35(a,o)	10		25	5	10	5	x	x				GRAN (AMP à PX,GR); C5a
92-LP-3020	40(a.l)	x(vn)		15	5	10	30					CUM	GRAN (AMP à PX,GR); C5a
78-LP-046	30(o,a)	5	x	20		15	30		x	x			GRAN (AMP à PX,GR); C5a
91-LP-1030B	35(a,l)	15		10		30	5		5	x	x		GRAN; C5
90-LP-4037A	35(a,l)	5		15	x	10	30	x	x	x			GRAN (AMP à PX,GR); B2a

5. Faciès d'amphibolite ou de métagabbro

No ÉCHANT.	PL	HO	CX	OX	BT	EP	TI	OPQ	AT	Text	Remarques
79-LP-052	50(a,o)	50			x	x	x			CUM	Amphibolite; C5a
85-LP-058	50(a,o)	25	15	10				x	x	CUM	Méta-GAB à HO,CX,OX; C5a

6. Faciès de leptynite à grenat

No ÉCHANT.	PL	QZ	BT	GR	FA	MYR	OPQ	ZR	Remarques
96-LG-3029C	35(o)	50	10	5	x	x	x	x	Leptynite à GR, Sil., Mylon.; C5

Métatufs felsiques à biotite (C5b)

No ÉCHANT.	PL	FA	QZ	BT	HO	PX	TI	AT	OPQ	ZR	Remarques
99-LP-3032	20(a,o)	10	40 (30 % sil.)	10	15	x	x	x	x	x	GNE à HO,BT; sil.; C5b

Métatufs mafiques à intermédiaires (C5c)

No ÉCHANT.	PL	QZ	HO	BT	GR	MU	OPQ	AT	ZR	Remarques
87-LP-038	35(o,a)	20	30	10	2	x	x	x	x	GWA à HO,BT,GR ou Tuf

Métabasaltes et métagabbros à clinopyroxène (C5d)

No ÉCHANT.	PL	QZ	CX	OX	HO	AC	BT	GR	OPQ	TI	AT	CB	Text	Remarques
101-LP-3028	50(l,bt)	5(-)	30		10		2		3		x		CUM	GAB à PX,HO,±BT;fraî.
103-LP-3027	50(l,a)				25	25		x	x					Méta-GAB à AP
105-LP-2025	65		30		x		x		5		x		Sub-OP	Méta-BAS, dé ;fraî.
93-LG-136	30(o,a)	20(-)	5	15	5	10	5	10	x		x		Proto-Myl	Méta-GAB
82-LP-1029	----------55---------				15	20	5			x		-		Méta-BAS?, Matrice recristallisée

XV - ROCHES GABBROÏQUES AUTOUR DU LAC RAMUSIO (B5)

1. Gabbro à pyroxène et olivine (B5b)

No ÉCHANT.	PL	CX	OL	IG	OPQ	BT	TI	AT	Text	Remarques
108-LP-3074	50(I,bt)	25(Ti)	20		5	x	x		OP	GAB à OL,AE, fraî.
107-LP-3069	50(I,+)	25(Ti)	10	10	x		x	x	OP	GAB à OL,AE, ±alté

2. Gabbro à diorite (B5d)

No ÉCHANT.	PL	AP	API	BT	QZ	OPQ	AT	Text	Remarques
109-LP-2189A	50(a,o)	45(vb)		x		5	x	GR	AMP
110-LP-2189B	45(sé)	40		5		5(ilm)	3	GR	AMP
111-LP-2169	50(a,o)	30	5	5	x	x	x	GR	AMP,FO
112-LP-2169B	45(a,o)	40				5	5	GR	AMP à AT
113-LP-2171	50(a,o)	25	15[1]	10		x	x	GR	AMP
114-LP-2180	20(o,a)	40		5	25	5(py)	x		AMP, silic.

1 API amphibole incolore: trémolite?

XVI - COMPLEXE INTRUSIF DE DE PAS (F6, F2)

No ÉCHANT.	PL	QZ	BT	HO	FA	MYR	OX	CX	MT	IL	ZR	AT	TI	CL	EP	CB	Remarques
							Suite charnockitique de De Pas (F6)										
116-LP-103A	63(I,a)	15	10	x	5p,ex		5		2		x	x	x	-			CHA; F6a
117-LP-2145A	50(I,a)	15	10	5	10 ex	x	5	5	x		x	x					CHA; F6a
118-LP-2197	57(a)	10	20	x			10	x				3		-			CHA à BT; F6d
							Batholite de De Pas (F2)										
119-LP-2206	35(o,a)	30	15		20(p)	x				x	x	x	x				GDI,PO; F2c
120-LP-3152	40(o,a)	20	10	25				5		x	x	x	x			-	DQI à C; F2d
121-LP-3107	40(a,o)	25	5	10	20(p)	x				x	x	x					GDI; F2c
122-LP-2102A	55(o,a)	25	10	10						x	x	x	x	-			DQI; F2d
123-LP-2168	40(o,a)	30	7	8	15	x				x	x	x	x		-		DQI; F2b

XVII - GNEISS QUARTZO-FELDSPATHIQUES (A1a, A4c)

No ÉCHANT.	PL	QZ	BT	HO	FA	MYR	EP	AF	AT	TI	ZR	CB	Remarques
124-LP-112	35(o,a)	20	10	15(v)	10	x	5	x	1	3	x	x	GNE,OE; A4c
125-LP-4149A	20(o,a)	25	15(v)	x(v)	30		5	x	1	4	x		GNE; A4c
126-LP-5038	60(o,a)	25	10	5					x	x			GNE DIO; A1a

XVIII - AUTRES ROCHES MAFIQUES NON CORRELÉES

Métamafites avec structures ellipsoidales ou en coussins (C1a)

No ÉCHANT.	PL	HO	BT	AC	QZ	OPQ	Text	Remarques
64-LP-3165	30(a)	60	10	x		x	GR	AMP à BT; C1a
115-LP-3184	10	70(vb)	15		5	x	GR	Hornblendite à BT

Métagabbros non différenciés (B2a)

No ÉCHANT.	PL	HO	CX	BT	EP	ZR	OPQ	AT	Text	Remarques
53-LP-4194A	45	55	x[1]			x			CUM	Méta-GAB, CUM
33-LP-5052	50(a,l)	45		x	x		5	x	CUM	AMP

1. Reliques

ANNEXE C - ANALYSES CHIMIQUES DES ÉLÉMENTS EN TRACES DANS LES INDICES MINÉRALISÉS (toutes les valeurs sont en ppm, sauf indications contraires).

A	B	C	D	Ba	Be	Ce	Co	Cu	Dy	Eu	La	Li	Mo	Nd	Ni	Pb	Pr	Sc	Sm	V	Zn	Sn	Te	Ag	As	AuPt
1	MT-86-003	F4a	23P/01	737	3	408	6	26	27	1	217	19	6	165	10	42	57	35	50	20	314			500*		
2r	MT-86-015	A2b	23P/01	772	1	32	22	80	4	1	17	24			47	21		16	7	133	136		10	750*		<15*
3r	MT-86-0023	A2b	23P/01	566		48	20	91	4	2	30	11			49	25	3	8	8	79	103		10	750*		<15*
4r	MT-86-082c	A2b	23P/01	599	2	14	15	83	3	1	9	11	5		46	31		6	5	66	100		13	500*		<15*
15	MT-86-4057	A2a	13M/04	0,11%	1	78	32	105	4	3	46	16			63	13		25	6	181	166				20	<15*x
5	MT-86-182	E1e	23P/01	0,14%	1	90	17	68	2	2	56	45			48	14		16	3	116	66		13		3	<15*x
6	MT-86-18	5E1e	23P/01	0,22%	1	26	6	67			17	12			3	21		4		34	36				2	<15*x
7	MT-86-011	B2b	23P/01	150	1	4	45	9	4	2	5	22			140			40	6	238	115			1,0		<15*x
14	MT-86-2058	B5d	13M/04	19	1	23	18	122		1	11	6			38			7	8	69	72			1,0		<15*x
21	MT-86-2173	B5d	13M/04	161		31	58	282	2	2	17	23			67			11		60	134				11	<15*x
8	MT-86-2155	C1a	23P/01	144		18	109	433	3	3	6	16			305			51	6	195	86	17				<15*x
13	MT-86-1257	C1a	13M/04	142		53	6	46	6	3	30	2			22			11		55	130		11		2	<15*x
9	MT-86-133b	C5a	23P/01	0,17%		72	16	18	5	2	40	19			23			19	11	101	101		12	250*		<15*
10	MT-86-045b	C5a	23P/01	118		11	38	179	5	2	7	10			66			50	6	353	161			1,2		23*x
11q	MT-86-046b	C5a	23P/01	33				57	3		3	3	10		12		8		9	7	37			250*		<15*
12q	MT-86-4203	C5a	23P/01	126		5	45	0,10%	2		4	5			132			6		22	24		18		10	<15*x
16	MT-86-0060	C5a	13L/13	569		78	22	118	6	1	41	19			60	13	3	17	13	122	119		10	250*		<15*
28	MT-86-1209	C5a	13L/13	0,13%	1	92	16	181	2	2	62	19			12			6	2	61	77		13		2	<15*x
17	MT-86-3027	C5d	23I/16	115			22	213	2	2		10			40			46	4	323	212	10	19	1,0		<15*x
18	MT-86-3026	C5d	23I/16	76		6	29	345	6	3	4	9			36			44	6	311	148			1,2		<15*x
19	MT-86-3023	C5d	23I/16	47		10	64	692	4	2	5	15			177			33	4	150	455			1,2		17*x
20	MT-86-5010	F10	23I/16	105		11	60	176	7	3	5	20			47			47	9	483	223	17		1,0		<15*x
22	MT-86-130b	F1f	23I/15	166		17	49	137	6	2	10	14			103			41	9	308	156		10	1,0		<15*x
23	MT-86-1200	A4c	23I/15	0,12%	1	159	5	3	11	3	89	23		60	2	12	6	7	16	18	85	14			4	<15*
24w	MT-86-3177	A1a	23I/15	25	2	7		23	3	4	6	2			7			6		50	151				140	76*x
25	MT-86-1089	A1a	23I/15	202		48	69	0,10%	5	3	27	10			865			31	12	164	207			1,2		40*
26	MT-86-0158	F7d	23I/09	17		6	53	235	7	3	11	8			59			49	8	433	250			1,0		27*x
27	MT-86-4154	F7b	13L/12	192		18	88	0,10%	2	2	13	7			377			18		172	91		16		7	43*x

A= Numéro de localisation sur les cartes géologiques; B= No de l'échantillon; C= Lithologie; D= No du feuillet SNRC
q= veine de quartz
r= zones rouillées des paragneiss graphiteux à biotite
w= valeur en W (12 ppm)
x= échantillon analysé pour Pt et Pd avec teneurs inférieures à 70 ppb
*= valeur en ppb

Les limites de détection analytique sont les suivantes:
Be <1 ppm; Ce <3 ppm; Co <2 ppm; Dy <1 ppm; La <2 ppm; Eu <1 ppm; Mo <4 ppm; Nd <25 ppm; Pb <12 ppm; Pr <10 ppm; Sc <1 ppm; Se <3 ppm; Sn <10 ppm; As <0,05 %; Pt <0,07g/t; Au <15 ppb; Te <10 ppm.

ANNEXE D - ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES MAFIQUE (INTERCALÉES DANS DES GNEISS) ET DE ROCHES INTRUSIVES

Limites de détection et méthodes analytiques utilisées

Groupe 1	P_2O_5	<0,01	%	
Groupe 2	S	<0,01	%	
	Be	<1	ppm	Analysés par spectrométrie d'émission atomique au
	Cd	<2	ppm	au plasma ICP (SEAP) (aussi avec les éléments Ba,
	Ce	<3	ppm	Cu, Eu, Li, Ni, Sc et Zn qui ont toujours été au-dessus
	Co	<2	ppm	de la limite de détection analytique)
	Dy	<1	ppm	
Groupe 3	La	<2	ppm	
	Mo	<4	ppm	
	Nd	<25	ppm	
	Pb	<12	ppm	
	Pr	<10*	ppm	
	Sm	<2	ppm	
	V	<2	ppm	
	Rb	<3	ppm	Analysés par spectrométrie des rayons-X (SRX)
	Se	<3	ppm	(aussi avec les éléments Ga, Nb, Sr, Zr)
	Sn	<10	ppm	
Groupe 4	Ta	<5	ppm	
	Te	<10	ppm	
	Th	<3	ppm	
	U	<3	ppm	
	Y	<3	ppm	
	As	<1	ppm	
	Au	<15	ppb	
	Sb	<0,1	ppm	
	W	<2	ppm	
	Ag	<0,5	g/t	Analysés par spectrométrie d'émission atomique
Groupe 5	Pd	<0,07	g/t	au plasma (SEAP)
	Pt	<0,07	g/t	
	Rh	<0,07	g/t	
	Eu			Analysés par activation neutronique
Groupe 6	Tb	<0,05	ppm	à l'École polytechnique de Montréal.
	Yb	<0,09	ppm	
	Lu	<0,03	ppm	

* les valeurs entre 2 et 10 ppm sont jugées peu significatives.

Roches mafiques intercalées dans diverses unités gneissiques

No échant.	MT-86-5052	MT-86-4194A	MT-86-046	MT-86-052	MT-86-039	MT-86-4227	MT-86-1029	MT-86-4011	MT-86-3069	MT-86-3074	MT-86-2189A	MT-86-2169
Litho-logie	B2a	B2a	C5a	C5a	E1a	E1e	C5d	C5a	B5b	B5b	B5d	B5d
						% du poids						
SiO_2	40,8	44,7	48,8	45,6	53,6	48,5	53,5	49,7	47,1	47,0	43,6	54,7
TiO_2	1,64	1,43	1,66	1,01	0,77	1,10	0,70	1,57	2,60	1,49	2,52	0,82
Al_2O_3	19,8	15,1	12,6	17,0	18,9	14,3	15,0	13,4	16,0	18,3	15,5	18,0
Fe_2O_3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	12,5	11,4	16,8	12,0	8,87	13,8	10,2	14,2	13,1	12,2	15,8	7,6
MnO	0,10	0,15	0,15	0,16	0,17	0,17	0,16	0,20	0,18	0,16	6,24	0,12
MgO	6,64	10,50	5,81	7,62	3,60	6,75	4,77	6,93	3,97	6,94	6,24	2,74
CaO	12,5	12,6	10,1	11,2	6,8	10,2	6,8	10,7	9,5	9,8	8,5	6,0
Na_2O	1,40	1,51	2,14	2,54	4,71	2,60	3,97	1,97	3,23	2,88	2,49	3,53
K_2O	0,94	0,51	0,57	0,74	1,50	0,98	1,52	0,38	0,99	0,56	1,16	3,64
H_2O+	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
H_2O-	1,73	1,03	0,18	1,01	0,48	1,00	1,51	0,47	1,88	0,35	1,73	0,81
P_2O_5	0,07	0,03	0,15	0,21	0,33	0,06	0,27	0,12	0,24	0,16	0,40	0,40
TOTAL	98,12	98,96	98,96	99,09	99,73	99,46	98,43	99,64	98,55	99,92	104,19	98,43
						ppm						
Ba	412	128	159	186	346	117	484	141	342	168	1100	1700
Sr	1100	560	150	500	760	140	580	150	370	370	700	1200
Rb	14	4	10	7	28	25	53	13	25	20	44	69
	15	16	30	8	46	23	14	28	42	25	12	13
Zr	69	39	93	34	110	59	100	110	170	95	33	72
Li	7	10	9	15	12	13	19	17	19	17	26	21
V	469	491	392	291	155	363	189	319	330	184	544	175
Sc	49	92	55	37	35	50	26	47	47	27	34	22
Cu	166	21	216	46	34	52	69	222	93	52	84	14
Ni	42	10	90	30	21	114	19	133	36	113	28	12
Co	46	43	55	51	23	49	35	51	39	50	57	19
Zn	77	104	172	102	136	128	124	127	132	92	125	102
Pb	0	0	0	0	20	0	0	0	0	0	0	13
Ga	29	17	20	19	26	21	19	23	27	24	24	24
Nb	4	4	8	3	13	6	7	10	10	7	3	3
Th	0	0	5	0	3	0	0	7	0	0	0	0
Au(ppb)	0	0	11	0	0	0	0	6	0	0	0	0
As	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
Sb	0	0	0,1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
W	0	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0
La	11	6	13	7	75	6	29	10	19	9	11	32
Ce	22	13	24	13	157	11	39	19	34	15	19	59
Nd	45	40	50	30	130	30	45	40	90	40	70	50
Sm	0	0	0	2	23	0	4	0	0	0	0	0
Eu	1,45	1,58	1,34	0,86	1,94	0,81	1,23	1,21	2,00	1,30	1,70	2,20
Tb	0,63	0,70	0,90	0,32	1,80	0,65	0,53	0,88	1,29	0,68	0,20	0,73
Dy	5	5	9	4	13	7	5	9	11	7	5	5
Yb	1,28	1,72	4,40	0,92	4,60	2,70	1,70	3,60	4,40	2,60	0,95	1,80
Lu	0,15	0,20	0,66	0,16	0,59	0,38	0,24	0,51	0,68	0,32	0,15	0,23

Faciès granitique (F1c) et dioritique (B5a) de l'intrusion du lac Raude et intrusion du lac Ramusio (F9)

No échant.	MT-86-2139	MT-86-1049A	MT-86-098	MT-86-5057	MT-86-1046	MT-86-2034B
Lithologie	F1c	F1c	B5a	B5a	F9	F9a
			% du poids			
SiO_2	71,1	70,9	58,4	52	71,8	76,7
TiO_2	0,24	0,45	0,74	1,02	0,43	0,12
Al_2O_3	13,9	13,4	18,6	19,4	13,1	11,7
Fe_2O_3	0,58	0,86	6,21	8,5	1,08	0,85
FeO	1,1	1,95	--	--	2,3	0,61
MnO	0,02	0,04	0,08	0,14	0,05	0,02
MgO	0,52	0,79	1,72	3,96	0,41	0,15
CaO	1,33	1,53	4,16	8,79	1,29	0,63
Na_2O	3,03	2,62	3,63	3,50	3,22	3,07
K_2O	5,52	5,53	5,09	1,18	5,09	4,64
H_2O^+	0	0	0	0	0	0
H_2O^-	0,70	0,74	0,71	0,91	0,41	0,44
P_2O_5	0,06	0,09	0,30	0,42	0,1	0
TOTAL	98,09	98,89	99,64	99,82	99,28	98,93
			ppm			
Ba	1300	1300	2700	975	565	208
Sr	370	350	810	1100	110	67
Rb	210	170	110	21	230	250
Y	5	23	13	13	85	23
Zr	220	280	320	82	380	320
Li	16	14	15	13	43	21
V	21	34	84	169	16	0
Be	2	0	--	--	3	5
Sc	3	6	14	26	11	1
Cu	4	10	12	47	7	4
Ni	3	4	11	25	4	3
Co	4	5	12	24	--	--
Zn	45	71	97	116	91	35
Pb	40	39	28	16	40	62
Ga	15	13	20	25	21	16
Nb	9	18	7	4	32	9
Th	41	0	--	--	36	120
U	--	--	--	--	3	4
Au(ppb)	--	--	--	--	--	--
Sb	--	--	--	--	--	--
W	--	--	1	0	--	--
S	0	100	--	--	--	--
La	104	146	46	39	121	142
Ce	163	241	77	66	230	283
Pr	--	--	--	--	0	18
Nd	80	125	50	60	135	150
Sm	--	--	84	5	24	20
Eu	0,86	1,36	1,83	1,87	1,31	0,85
Tb	0,28	1,00	0,57	0,74	2,90	1,43
Dy	0	4	5	5	18	6
Yb	0,7	2,2	1,77	1,64	8,5	3,7
Lu	0,06	0,29	0,23	0,22	1,06	0,52

Intrusion felsique du lac Cabot (F1f et F1g) et batholite de Mistastin (F4a)

No échant.	MT-86-033	MT-86-113	MT-86-001	MT-86-081	MT-86-50-32
Lithologie	F1f	F1g	F4a	F4a	F4a
			% du poids		
SiO_2	64,6	69,5	70,7	66,6	69,5
TiO_2	1,01	0,34	0,32	0,39	0,32
Al_2O_3	14,7	14,7	14,1	15,7	14,3
Fe_2O_3	2,29	0,62	1,17	0,47	0,85
FeO	2,48	1,39	2,14	2,84	2,04
MnO	0,07	0,03	0,05	0,27	0,06
MgO	1,27	0,79	0,15	0,27	0,20
CaO	3,63	2,20	1,51	1,95	0,94
Na_2O	3,14	3,77	3,43	3,56	3,49
K_2O	3,39	3,59	5,62	6,32	6,28
H_2O^+	0	0	0	0	0
H_2O^-	1,23	0,86	0,33	0,35	0,63
P_2O_5	0,34	0,09	0,04	0,09	0,04
TOTAL	98,15	97,88	99,56	98,81	98,65
			ppm		
Ba	1400	759	1600	2700	1400
Sr	360	310	130	280	130
Rb	76	97	250	160	220
Y	25	0	81	40	72
Zr	310	170	400	430	410
Li	34	37	60	21	42
V	65	24	3	5	0
Be	--	--	0	2	5
Sc	12	6	12	10	11
Cu	13	4	9	9	9
Ni	6	8	7	6	5
Co	8	4	--	--	--
Zn	104	72	143	104	146
Pb	12	34	84	50	67
Ga	17	14	29	29	26
Nb	16	14	36	21	38
Th	4	13	33	11	34
U	--	--	4	0	3
Au (ppb)	--	--	0	0	14
Sb	--	--	0	0	0,1
W	--	--	2	1	0
S	500	0	--	--	--
La	89	35	214	93	165
Ce	168	62	370	155	299
Pr	--	--	35	0	23
Nd	110	40	195	95	155
Sm	--	--	36	15	26
Eu	2,40	0,77	3,0	4,0	2,9
Tb	1,04	0,32	2,90	1,38	2,80
Dy	3	2	20	10	16
Yb	2,60	0,34	11,4	4,5	9,9
Lu	0,37	0,08	1,53	0,59	1,34

Complexe intrusif de De Pas (F6 et F2) et intrusion syénitique du lac Juillet (F8a)

No. échant.	MT-86-103A	MT-86-2145A	MT-86-2206	MT-86-2102A	MT-86-1090	MT-86-2079	MT-86-0091
Lithologie	F6a	F6a	F2c	F2d	F8a	F8a	F8a
				% du poids			
SiO_2	64,0	58,1	65,8	60,0	59,9	61,3	59,5
TiO_2	0,83	1,05	0,81	0,96	0,70	0,57	0,55
Al_2O_3	16,1	16,8	15,5	17,1	15,4	15,7	15,8
Fe_2O_3	2,04	2,77	1,35	1,63	0	1,06	1,05
FeO	2,88	3,53	2,48	4,02	8,89	5,19	6,76
MnO	0,04	0,08	0,05	0,08	0,18	0,15	0,19
MgO	1,58	2,51	1,25	2,46	0,24	0,06	0,17
CaO	3,86	5,13	2,78	5,02	2,71	2,06	2,94
Na_2O	4,47	4,32	4,10	4,48	5,02	5,08	4,95
K_2O	2,01	2,63	3,51	1,86	5,52	5,98	5,51
H_2O^+	0	0	0	0	0	0	0
H_2O^-	0,60	0,75	0,64	0,90	0,05	0,11	0,14
P_2O_5	0,23	0,39	0,21	0,28	0,07	0	0,08
TOTAL	96,60	98,06	98,48	98,79	98,68	97,26	97,64
				ppm			
Ba	1400	1700	1200	904	2400	357	1500
Sr	1000	860	560	750	82	16	100
Rb	37	79	76	48	58	65	55
Y	0	22	15	21	99	140	60
Zr	240	270	280	210	>1000	>1000	>1000
Li	23	22	27	18	13	15	15
V	77	92	48	88	0	2	0
Be	--	--	--	--	1	2	0
Sc	5	17	10	3	28	10	15
Cu	5	9	6	10	19	17	12
Ni	7	12	6	13	9	7	7
Co	9	13	6	13	--	--	--
Zn	86	107	135	121	219	168	167
Pb	22	25	22	0	38	38	23
Ga	21	24	20	26	36	36	38
Nb	4	10	12	9	45	55	20
Th	7	0	17	0	11	24	6
U	--	--	--	--	0	4	3
Au (ppb)	--	--	--	--	0	0	6
Sb	--	--	--	--	0	0	0,1
W	0	2	0	0	2	0	0
S	100	200	0	200	0	100	100
La	96	83	109	89	197	623	139
Ce	141	143	174	147	355	1000	266
Pr	--	--	--	--	38	133	20
Nd	70	115	105	95	230	550	175
Sm	--	--	--	--	44	96	32
Eu	1,63	2,70	1,61	2,00	5,3	2,6	4,7
Tb	0,3	1,12	0,69	1,05	4,0	6,1	2,4
Dy	0	4	2	3	26	41	18
Yb	0,59	2,10	1,40	2,00	15,2	20,5	10,6
Lu	0,06	0,19	0,19	0,26	2,4	3,2	1,8

Suite anorthositique de Michikamau (F7)

No échant.	MT-86-3145	MT-86-1145	MT-86-4182	MT-86-3128
Lithologie	F7b	F7a	F7a	F7b
		% du poids		
SiO_2	53,1	52,6	53,8	53,0
TiO_2	0,25	0,12	0,13	0,15
Al_2O_3	22,3	27,0	25,4	24,4
Fe_2O_3	--	--	--	--
FeO	4,70	2,05	2,50	3,12
MnO	0,07	0,02	0,03	0,04
MgO	5,80	1,57	2,05	3,26
CaO	9,36	11,00	10,20	9,99
Na_2O	3,47	4,31	4,18	4,02
K_2O	0,20	0,31	0,24	0,21
H_2O^+	0	0	0	0
H_2O^-	0,13	0,42	0,35	0,85
P_2O_5	0	0	0	0
TOTAL	99,38	99,39	98,88	99,04
		ppm		
Ba	97	123	127	116
Sr	720	660	760	730
Zr	31	23	24	25
Li	7	9	6	15
V	54	6	14	25
Sc	13	2	4	7
Cu	10	4	13	14
Ni	82	50	32	53
Co	31	16	12	17
Zn	44	24	23	33
Ga	18	17	18	16
W	0	0	1	0
La	3	3	2	0
Ce	4	0	0	0
Eu	0,52	0,62	0,56	0,45
Tb	0,06	0	0	0,06
Dy	1	0	0	0
Yb	0,33	0	0,33	0,14
Lu	0,03	0	0,03	0

ANNEXE E - DIAGRAMMES DES ÉLÉMENTS DES TERRES RARES (ETR) NORMALISÉS PAR RAPPORT À UNE CHONDRITE

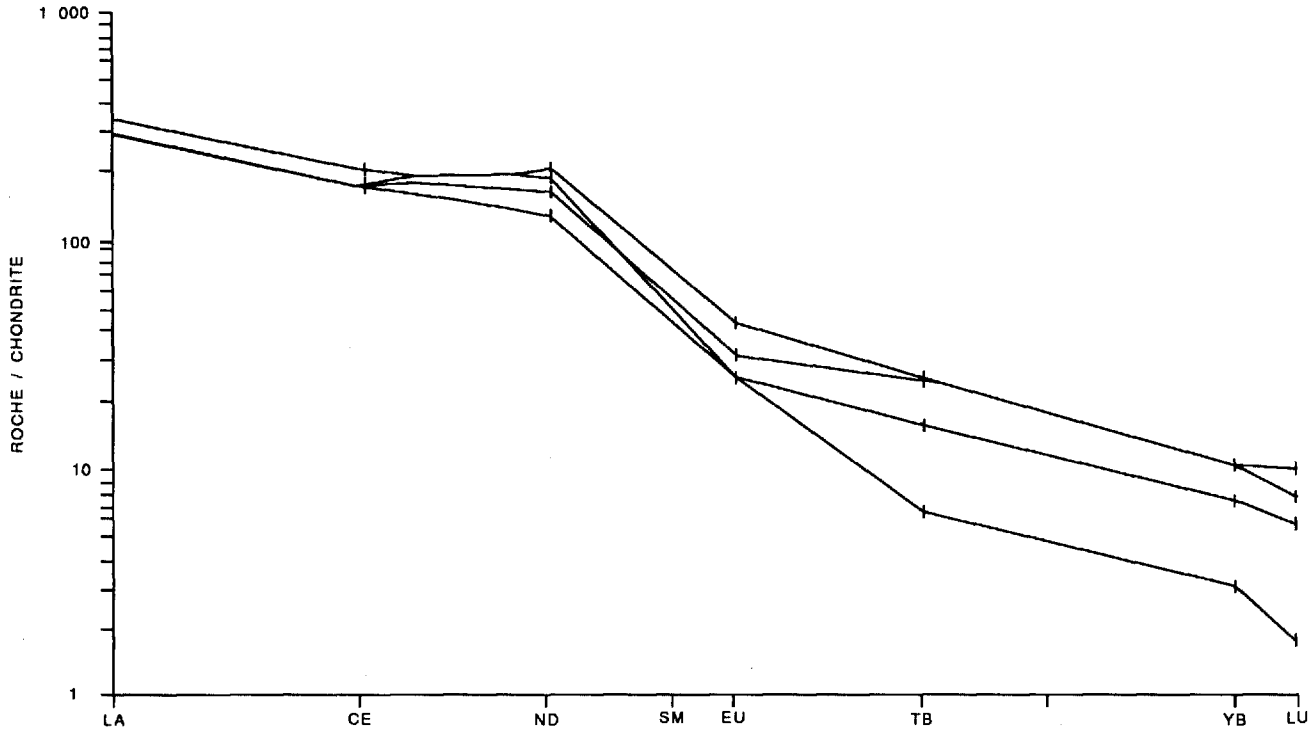


FIGURE E1 - Complexe intrusif de De Pas: suite charnockitique (F6) et batholite (F2)

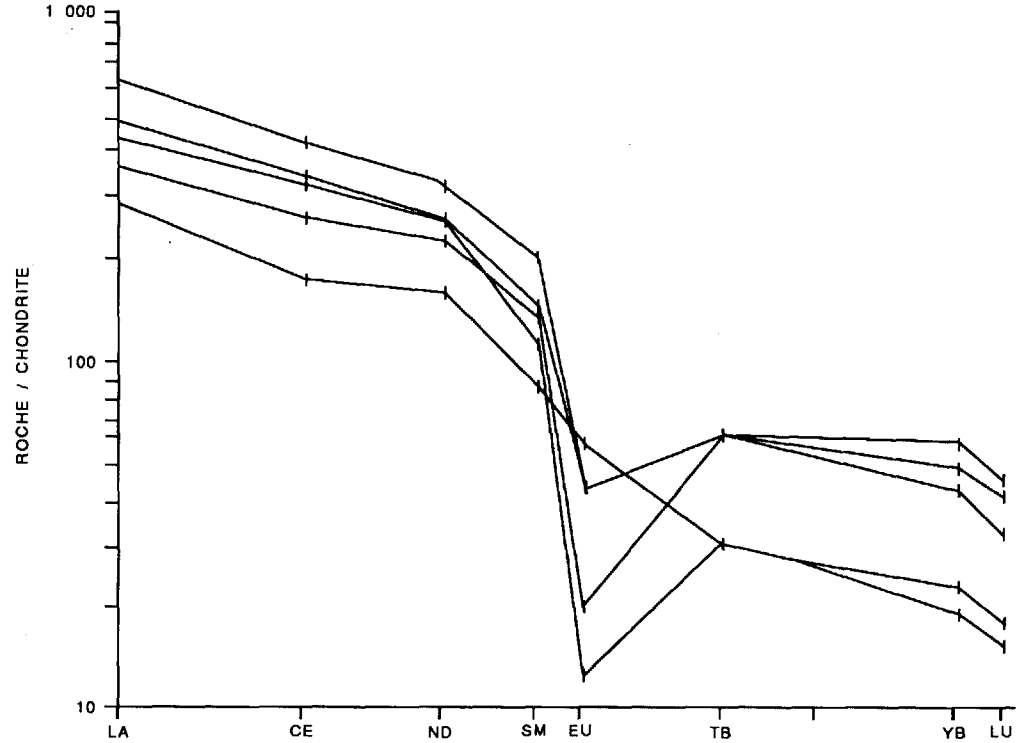


FIGURE E2 - Batholite de Mistastin (F4) et intrusion du lac Ramusio (F9)

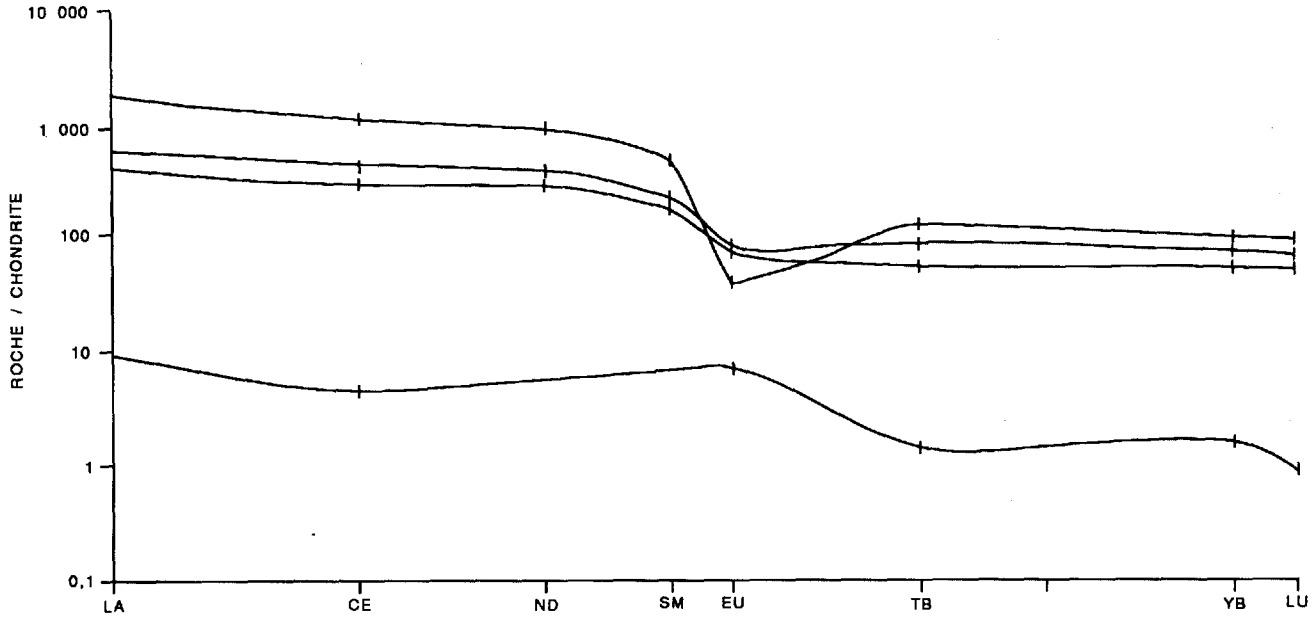


FIGURE E3 - Intrusion syénitique du lac Juillet (F8) et suite anorthositique de Michikamau (F7).

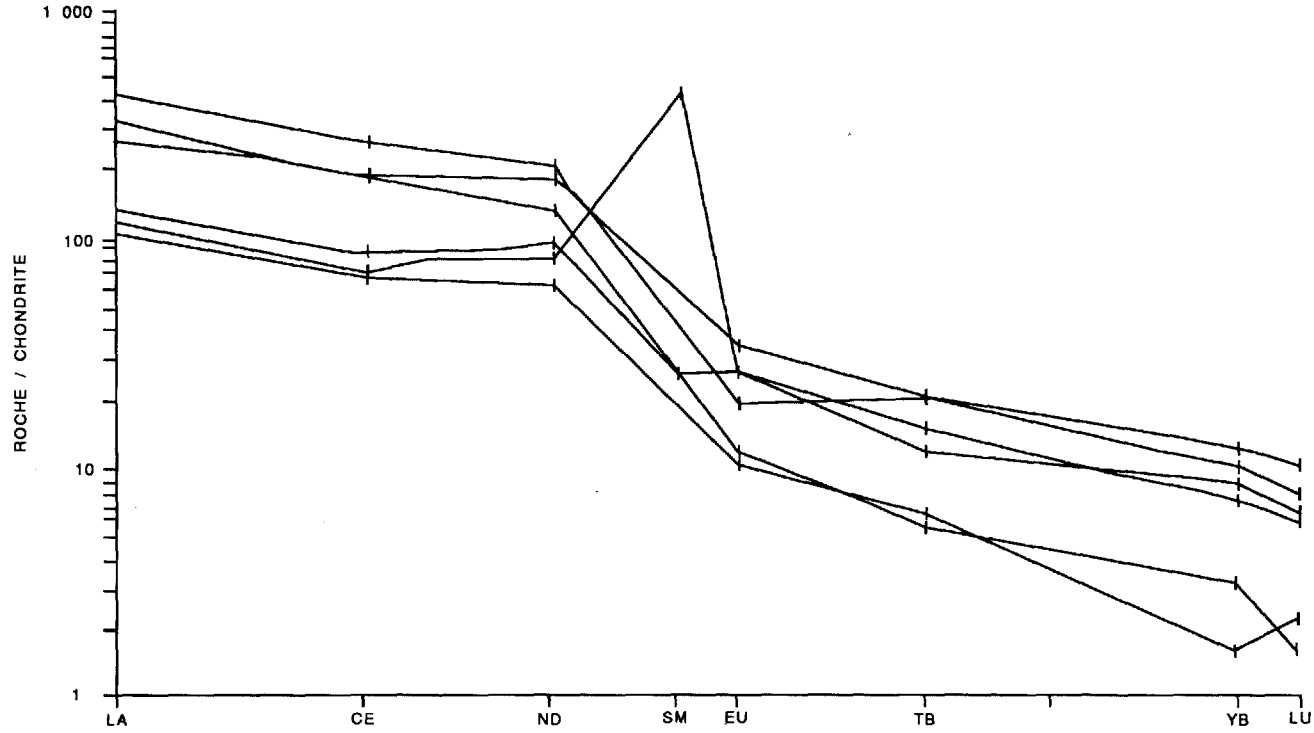


FIGURE E4 - Intrusion précoces:
- Intrusion dioritique du lac Raude (B5a)
- Intrusion granitique du Lac Raude (F1c)
- Intrusion de lac Cabot (F1f)
- Porphyre felsique (F1g).

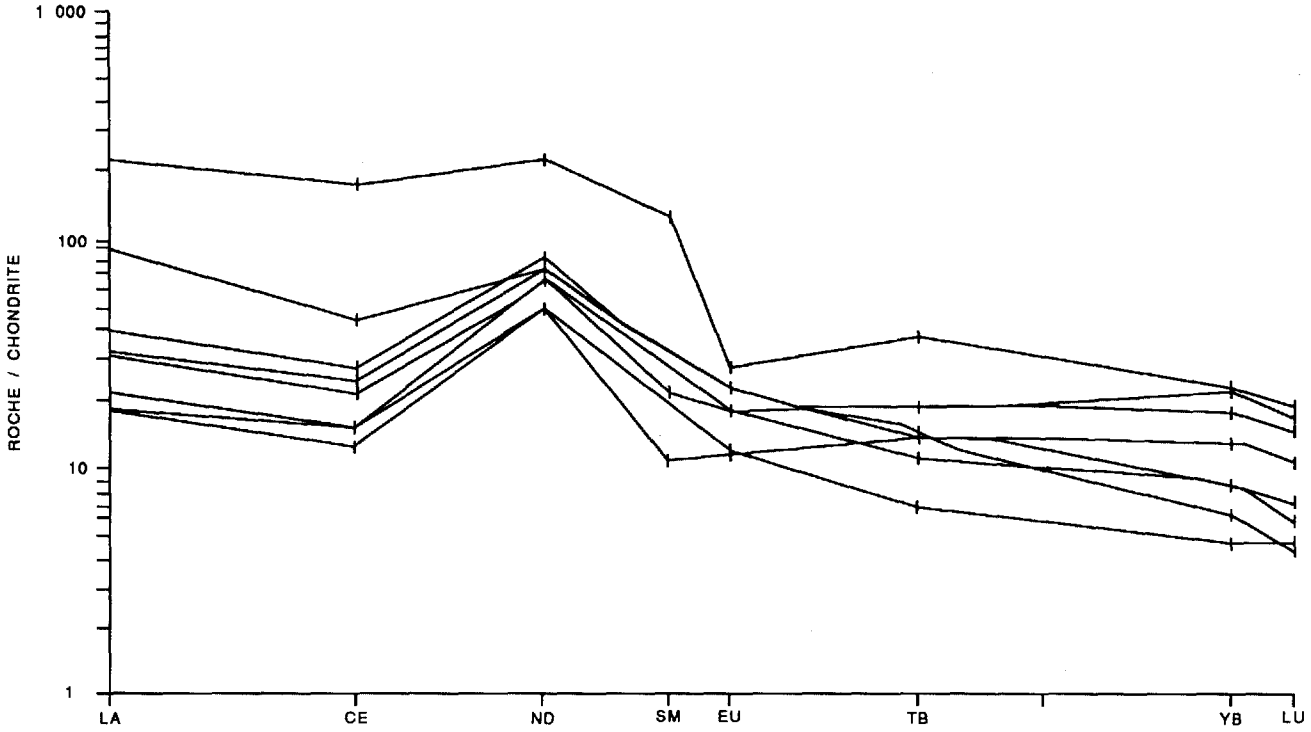


FIGURE E5 - Roches mafiques intercalées dans diverses unités gneissiques:
- Métagabbros non différenciés de la sous-unité (B2a)
- Roches mafiques du complexe du lac Zeni (C5)

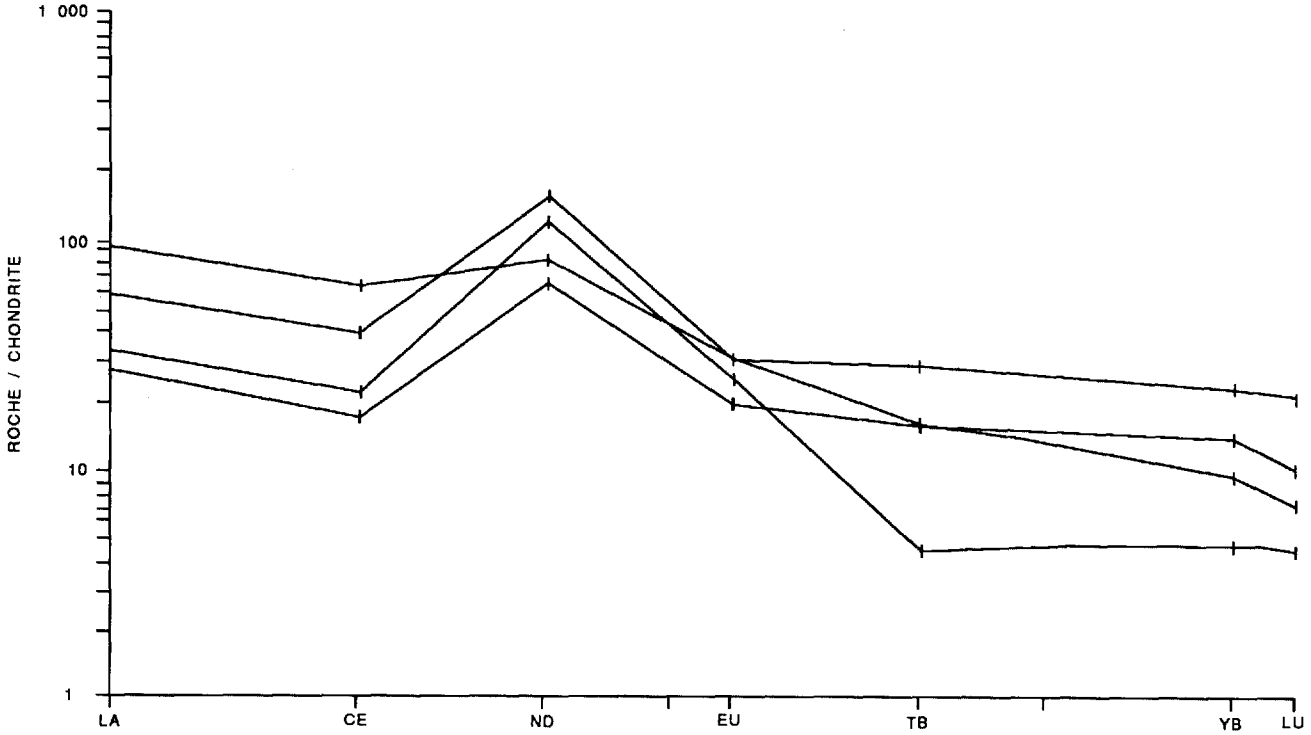


FIGURE E6 - Gabbro frais à pyroxène-olivine (B5b) et roches mafiques autour du lac Ramusio (B5b)