

DPV 893

DEMIE EST DU CANTON DE BIGNELL, COMTE D'ABITIBI-EST

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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 



MINISTÈRE
DE L'ÉNERGIE
ET DES RESSOURCES

DIRECTION GÉNÉRALE
DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE
ET MINÉRALE

DEMIE EST
DU CANTON DE BIGNELL

COMTÉ D'ABITIBI-EST

P. LACOSTE

RAPPORT FINAL

MINISTERE DE L'ENERGIE ET DES RESSOURCES
DIRECTION GENERALE DE L'EXPLORATION GEOLOGIQUE ET MINERALE
DIRECTION DE LA GEOLOGIE

GEOLOGIE DE LA DEMIE EST
DU CANTON DE BIGNELL

RAPPORT FINAL
PAR
P. LACOSTE

TABLE DES MATIERES

	Page
INTRODUCTION	1
But du travail	1
Situation géographique	1
Moyens d'accès	2
Physiographie	2
Faune et végétation	2
Travaux antérieurs	3
Travaux sur le terrain	3
Remerciements	3
GEOLOGIE GENERALE	4
Formation de Gilman (2)	6
Formation de Blondeau (3)	7
Unité 3A	7
Unité 3B	8
Unité 3C	8
Intrusions mafiques (5)	9
Métagabbro (5A, 5B)	9
Métapéridotite (5C)	10
Formation indéterminée (6)	10
Gneiss lité à hornblende et biotite (6A)	11
Gneiss à hornblende (6B)	11
Amphibolite (6C)	12
Métagabbro (6D)	12
Méstatufs (6E)	13
Méta-exhalite (6F)	14
Intrusions granitoïdes (8)	14
Pluton du lac France (8A)	14
Xénolite gabbroïque (8")	15
Orthogneiss (8B)	15
Orthogneiss grossier (8C)	17
Formation de Chibougamau (9)	17
Dykes de gabbro-diabase (10)	17
Dépôts glaciaires (11)	19
TECTONIQUE	19
Failles	20
Front de Grenville	21
GEOLOGIE ECONOMIQUE	22
GEOCHIMIE DES SEDIMENTS DE RUISSEAU	24
Analyses et résultats	24
Aires d'intérêt	26
REFERENCES	26

INTRODUCTION

BUT DU TRAVAIL

Notre cartographie, effectuée au cours de l'été 1980, avait pour objectifs de:

- . continuer la cartographie du canton de Bignell, amorcée par Caty (1979) dans sa partie ouest;
- . déterminer le comportement des roches volcaniques tant au point de vue stratigraphique que structural;
- . localiser la limite du pluton du lac France;
- . reconnaître, si possible, l'extension des roches volcaniques à l'est de la faille du lac Mistassini.

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La région, qui consiste en la demie orientale du canton de Bignell, a une superficie de 128 km² et se situe à 40 km au nord-est de la ville de Chibougamau (figure 1). Elle est comprise entre les latitudes 50°01' et 50°10' et les longitudes 73°47'30" et 73°34'15".

La feuille 32I/4 (Lac des Canots) de la carte au 1:50 000 du Système national de référence topographique et la feuille 545G de la carte aéromagnétique couvrent l'entier du terrain.

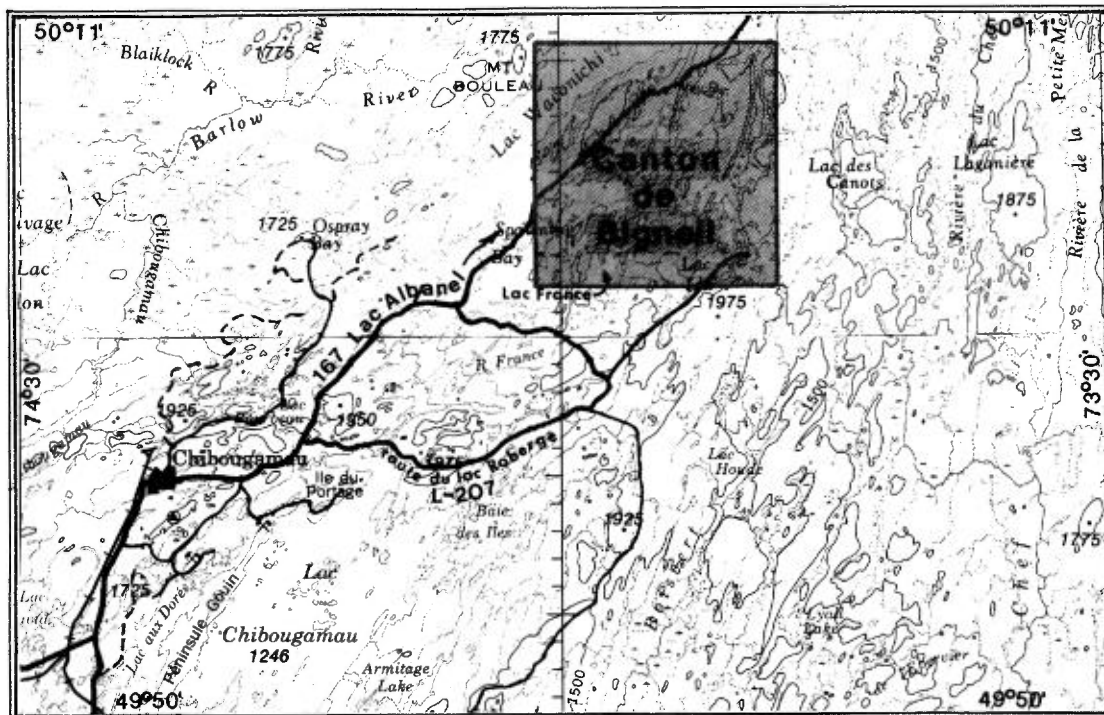


FIGURE 1 - Carte de localisation du canton de Bignell.

MOYENS D'ACCÈS

Pour les parties nord et centre de la région, on emprunte la route 167, qui mène au lac Albanel (figure 1). Au kilomètre 22 de cette route, on prend un sentier, carrossable, jusqu'au lac Bordeleau; de là on utilise une embarcation pour se rendre à l'extrémité nord-est du lac. Des portages praticables existent entre les lacs adjacents, lesquels sont indiqués sur notre carte (hors texte).

Pour la partie sud, on prend la route forestière L-207 (figure 1) jusqu'à la rivière Bignell. De ce point, on peut monter vers le nord par canot-moteur, en prenant garde aux rapides. On doit mentionner que la route L-207 n'est pas achevée passé la rivière Bignell. Le tracé a cependant été déblayé sur 3 km, procurant accès à la partie centre-est de la région.

Les lignes médianes et centrales du canton sont coupées mais difficiles d'accès. Les lignes des rangs I et X sont plus facilement accessibles ainsi que la ligne E-W qui divise le quart sud-est en deux parties.

PHYSIOGRAPHIE

Le relief, peu marqué, est généralement plat, excepté dans le secteur sud-est de la carte et les secteurs au sud-ouest et au nord-est du lac Bignell. A ces endroits, les sommets s'élèvent à des altitudes variant de 30 à 50 m.

Des crêtes morainiques (drumlinoïdes), allongées nord et nord-est, attei-

gnent des longueurs entre 1 et 5 km; leur hauteur ne dépasse pas 30 m. Les marécages sont particulièrement nombreux dans la partie centrale de la région; on en note une bande partant du nord du lac Bignell et allant vers le nord-est.

Sauf pour le centre-nord, la région comprend plusieurs lacs. L'écoulement des petites rivières est contrôlé par le modelé glaciaire, ainsi que l'a observé Gilbert (1958), mais les formes et directions majeures des lacs et des grandes rivières sont dues aux structures de la roche sous-jacentes. L'écoulement des eaux se fait vers le nord, en direction du lac Waconichi, ainsi que vers le sud-ouest et vers le sud-est.

FAUNE ET VÉGÉTATION

Nous n'avons vu que des traces du passage d'animaux comme l'orignal, l'ours et le rat musqué. Le castor et le lièvre sont plutôt rares, mais la perdrix et le canard abondent. Le brochet et le doré peuplent certains lacs. La truite est présente dans quelques petits lacs de la partie sud de la région ainsi que dans le secteur du lac Bordeleau (à l'ouest de la région), lequel fait partie d'un sanctuaire.

La région est boisée. L'épinette noire y domine. Le bouleau prolifère dans les aires où les dépôts de sable et gravier sont importants. Plusieurs autres essences se rencontrent, comme le tremble, le sapin baumier, le pin gris, le cèdre, le mélèze et l'aulne. Le thé du labrador et la mousse couvrent une bonne partie du sol.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Richardson (1872) a décrit le conglomérat affleurant au lac Waconichi (adjacent à l'angle NW de la région) et plusieurs autres géologues sont passés par le lac Bignell entre les années 1872 et 1911 pour visiter les environs du lac Waconichi et du lac Mistassini (au nord de la région). D'autres se sont intéressés à la géologie régionale autour de 1935 et de 1951.

On doit à Gilbert (1958) une cartographie, à l'échelle de 1 mille au pouce (1:63 360), qui inclut et déborde notre région. Les terrains au nord de notre carte (sud-est du canton de O'Sullivan) ont été cartographiés par Guilloux (1969); ceux au sud (nord-ouest du canton de McCorkill) l'ont été par Duquette (1971). La partie orientale de McCorkill a été visitée par Avramtchev (1972). Caty (1978, 1979) a cartographié en détail la demie ouest du canton ainsi que l'entier de celui de Richardson à l'ouest.

Lors de leur cartographie entre 1965 et 1967 (projet Grenville), Laurin et Sharma (1975) ont repris la carte de Gilbert (1958) dans le secteur à l'est de la faille Mistassini.

La région a été visitée par plusieurs prospecteurs et compagnies d'exploration. Elle a également fait l'objet d'un levé électromagnétique de type INPUT (M.E.R., 1980).

Pour un aperçu du contexte géologique régional, on devrait consulter les rapports de Duquette (1970) et d'Allard (1976).

TRAVAUX SUR LE TERRAIN

Le levé géologique a été effectué par cheminements systématiques, avec espacements de 150 m, devenant plus serrés dans les secteurs contenant plus d'affleurements. Les lignes d'accès et les routes se trouvant dans notre région ont été chaînées pour servir de référence lors des cheminements.

Nous avons utilisé des photos aériennes du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, à l'échelle de 1:15 840. Le fond topographique servant de base à la carte est tiré des feuilles 32I/4-0101 et 0201, à l'échelle de 1:10 000, du service de la Cartographie du M.E.R.

REMERCIEMENTS

Nous remercions messieurs Gilles DeBroucker, assistant chef, ainsi que Clément Drolet et Vital Pearson, aides étudiants, pour l'excellence de leur travail lors de la campagne de cartographie. Nos remerciements vont également à monsieur Gilbert Harvey, homme d'équipe; en compagnie de son épouse, ils se sont employés à rendre la vie agréable à l'équipe.

Nous sommes reconnaissant de l'aide apportée à nos travaux par Messieurs Jean-Louis Caty, André Gobeil et, plus particulièrement, Gilles-O. Allard. Le support technique du département des Sciences appliquées de l'Université du Québec à Chicoutimi nous a aussi été de grand secours.

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

Pour plusieurs auteurs (Gilbert, 1958; Guilloux, 1969; Duquette, 1970), la région cartographiée représente la zone de démarcation entre les roches volcaniques de la province du Supérieur du côté ouest et les gneiss de la province du Grenville du côté est. Cette zone correspond, grosso modo, à la faille de Mistassini, qui recoupe notre région en direction NE-SW.

A l'exception d'un dyke de gabbro protérozoïque et de la formation de Chibou-

gamau, toutes les roches de la région sont d'âge archéen (tableau 1). Elles ont subi le métamorphisme régional de l'orogénie ké-noréenne (Dallmeyer et al., 1975). On note un métamorphisme de contact produit par le pluton du lac France et un métamorphisme régional postérieur, causé par l'orogénie grenvillienne, compliquant ainsi l'histoire géologique. Le tableau 2 présente l'évolution de la stratigraphie régionale archéenne dans la région de Chibougamau.

TABLEAU 1 - Sommaire des formations de la région étudiée.

CENOZOÏQUE		Récent et Pléistocène	Till glaciaire, gravier, sable et muskeg	
----- Grande discordance -----				
P R E C A M B R I E N	A P H E B I E N	Dyke	Gabbro ou diabase	
		Formation de Chibougamau	Conglomérat, arkose, siltstone	
	----- Discordance -----			
	A R C H E E N	A R C H E E N	Intrusions granitoïdes	Granodiorite (monzodiorite quartzifère, diorite quartzifère, tonalite).
			Formation indéterminée	Gneiss, amphibolite, métagabbro, métatuf, méta-exhalite.
			Intrusions	Métapéridotite, métaleucogabbro, métagabbro quartzifère.
D E R O Y		G R O U P E	Formation de Blondeau	Shales graphitiques, cherts, tufs acides, metabasalte, sédiments feldspathiques.
	D E R O Y	Formation de Gilman	Métabasalte, métagabbro, métatuf.	

TABLEAU 2 - Evolution de la stratigraphie de Chibougamau.

Norman (1937), Beach (1941)			Duquette (1970)			Allard et al. (1979)		
B		Diabase	B		Diabase	B		Diabase
A POST-OPEMISCA		Pluton d' OPEMISCA	A		Pluton d' OPEMISCA	A	Formation d' HAÛY	
		Pluton de CHIBOUGAMAU			Pluton de CHIBOUGAMAU			
		Complexes: LAC DORE LAC CHALEUR			Complexes: LAC DORE LAC CHALEUR			
		Filon de VENTURES			Filon de BOURBEAU			
		Filon de ROBERGE			Filon de VENTURES			
OPEMISCA	Roches volcaniques et sédimentaires						Formation de STELLA (CHIBIS-TOUANE?)	
DISCORDANCE						DISCORDANCE		
Groupe PRE-OPEMISCA	Roches volcaniques et sédimentaires	Filon de BOURBEAU	Groupe de ROY		Formation de BLONDEAU	Groupe de ROY	Formation de BORDELEAU	Filon de BOURBEAU
					Formation de GILMAN		Filon de VENTURES	
					Formation de WACONICHI		Filon de ROBERGE	
Gneiss granitique			Gneiss granitique			Gneiss granitique		
						1er cycle volcanique		
						2e cycle volcanique		
						3e cycle volcanique		

A - Archéen B - Protérozoïque Filon = Filon-couche

N.B.: Chronologiquement, le complexe de Lac Doré est relié au groupe de Roy; le pluton de Chibougamau et les filons-couches demeurent indéterminés.

Modifié de Durocher (1979).

La séquence stratigraphique de notre région se résume comme suit:

- Groupe de Roy (Duquette, 1970) représenté par les formations de Gilman et de Blondeau et par de nombreux filons-couches mafiques associés.
- Une intrusion granitoïde, le pluton du lac France, occupant toute la partie sud-ouest du terrain.
- La formation de Chibougamau (Long, 1974), d'âge protérozoïque, faisant partie de la série de Chibougamau (Mawdsley & Norman, 1935); elle est restreinte au coin nord-ouest de la carte.

- . Une épaisse bande d'amphibolite, d'appartenance indéterminée, sur le côté est de la faille du lac Mistassini.
- . De l'orthogneiss et des gneiss lités, recoupés par un dyke de gabbro-diabase, dans la partie est de la carte.

FORMATION DE GILMAN (2*)

La formation de Gilman est restreinte à la partie nord de la région, entre les lacs Rita et Flora, où elle forme une bande E-W. Les affleurements sont discontinus et peu étendus. Les roches consistent en metabasaltes, métagabbros et métatufs.

Les metabasaltes du Gilman sont caractérisés par des coussinets fortement étirés (figures 2A et 2B), dont la polarité peut encore se déterminer à quelques endroits. Ces coussinets montrent une bordure enrichie en chlorite.

La roche a une couleur vert foncé en cassure fraîche et une patine gris-vert pâle à noire. La surface d'affleurement présente des petites cavités allongées. L'assemblage minéralogique typique consiste en albite, épidote, hornblende et grenat, avec quantités variables de minéraux opaques (pyrite-pyrrhotine), de chlorite et de carbonate. La hornblende, porphyroblastique et poecilitique, constitue 75% et plus de l'assemblage. La matrice, très recristallisée et à grain fin, est formée de quartz-feldspath-épidote.

Le métagabbro forme de petits filons-couches. Il est vert foncé en cassure fraîche et moucheté vert foncé à gris pâle en surface altérée. Le type le plus fréquemment rencontré est quartzifère et

*Correspond à la numérotation sur la carte.

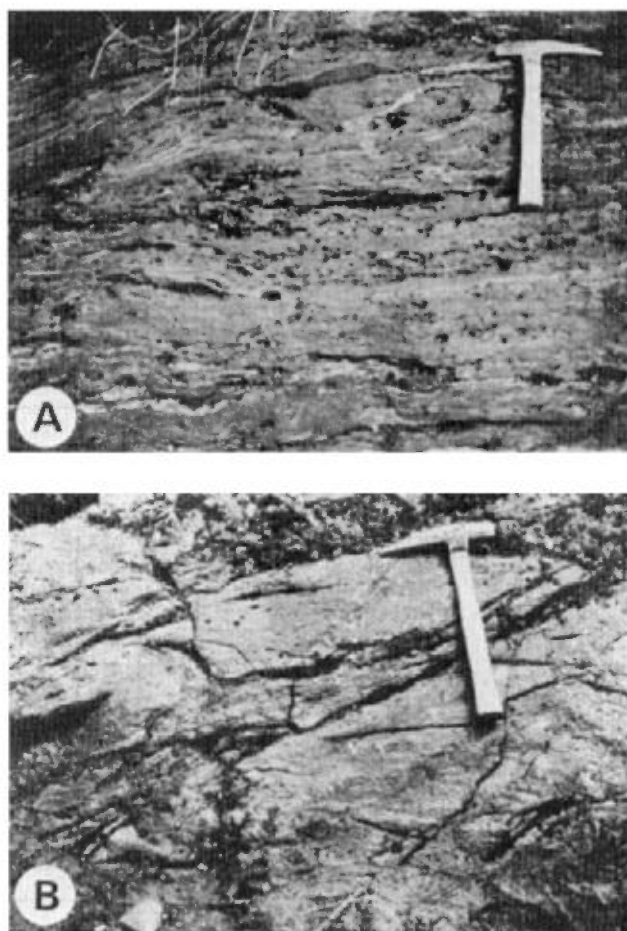


FIGURE 2 - Formation de Gilman.
A - Métabasalte cisailé.
B - Coussinets déformés.

ressemble à un leucogabbro. La distinction entre metabasaltes et métagabbros recristallisés est difficile par endroits. Le meilleur indice est la patine, qui permet de définir des critères distinctifs. Dans le métagabbro, la hornblende est trapue et présente une texture grenue; dans le métabasalte, la texture est diablastique et les cristaux de hornblende forment de petites baguettes orientées pêle-mêle dans une matrice à grain fin.

Des horizons de métatufs mafiques et acides sont intercalés dans les métabasaltes. Leur épaisseur varie entre quelques centimètres et 3 à 20 m.

Les métatufs mafiques sont verdâtres à noirs, avec une teinte vert foncé en cassure fraîche. Ils sont composés de fragments de laves dans une matrice chloriteuse.

Les métatufs acides (et feldspathiques), de couleurs crème et verdâtre en surface altérée, alternent en minces lits compacts. Ils possèdent un bon litage mais la polarité est impossible à déterminer. Les minéraux essentiels sont le quartz, le plagioclase, l'épidote et la chlorite. La texture granoblastique est dominante.

Dans la partie nord de la région, la formation de Gilman semble correspondre à une série d'anomalies électromagnétiques de type INPUT (M.E.R., 1980) qui suit la structure. On observe le même phénomène dans la demie ouest du canton de Bignell.

Les metabasaltes du Gilman sont souvent magnétiques, caractéristique qui n'est pas mentionnée dans la littérature. Otis (1981, communication personnelle) a observé la même chose dans le canton de Daubrée (Chapais) et les relie à la formation de Blondeau. Sur le terrain, il est parfois difficile de déterminer si les metabasaltes appartiennent à la formation de Gilman ou à celle de Blondeau.

FORMATION DE BLONDEAU (3)

La formation de Blondeau domine, d'ouest en est, dans le secteur au nord du pluton du lac France. Des shales noirs graphitiques, des tufs acides, des sédiments feldspathiques et des metabasaltes caractérisent l'assemblage, de même que la présence de filons-couches intercalés de métagabro. Les unités décrites par Caty (1979) dans la demie ouest du canton de Bignell se prolongent dans notre région.

UNITÉ 3A

Cette unité affleure au nord et au sud du lac Lemarier, au sud du lac Césia et à quelques endroits en bordure du pluton du lac France. Elle est composée de shales noirs graphitiques, avec des horizons de tufs acides, de tufs silicifiés, de tufs cherteux et de sulfures massifs (pyrrhotine, pyrite, sphalérite et chalcopryrite). Les shales sont les horizons les plus minéralisés en pyrrhotine, pyrite, sphalérite et chalcopryrite. Les sulfures massifs forment quelques niveaux de 20 cm d'épaisseur mais ils se présentent généralement en lits plus minces.

Les niveaux de shale (figure 3) sont très finement lités, à grain fin et d'épaisseur variant du millimètre à quelques centimètres. Ils contiennent de 2 à 15% de fragments de feldspath et de quartz, arrondis pour la plupart (0.1 à 1.0 mm de diamètre), dans une matrice graphitique qui épouse la forme des fragments. Ceux-ci sont souvent remplis de séricite et d'épidote.



FIGURE 3 - Shale graphitique de la formation de Blondeau (3A).

Les horizons de tuf sont gris pâle à foncés, lités et à grain fin. Les lames minces révèlent une alternance de niveaux riches en hornblende avec d'autres plus felsiques. Dans les niveaux mafiques la hornblende a un aspect feutré et se présente en quantité variable (5 à 85%). De couleur bleu-vert à vert et d'un diamètre de 0.1 à 0.5 mm, elle est souvent poecilitique. Le plagioclase est épidotisé, avec des mâcles discernables ici et là. Le quartz, en grains très fins, montre une texture granoblastique. Les autres minéraux sont l'épidote, le carbonate, la biotite et les sulfures lités, avec des quantités variables de graphite et de grenat.

Les sulfures se présentent en petits grains (<0.1 mm) disséminés ou en lits massifs parallèles au litage de l'encaissant. La présence du grenat est étroitement associée à celle des sulfures.

UNITÉ 3B

Cette unité, composée de tufs acides et de sédiments feldspathiques, se trouve au-dessus des metabasaltes (3C). Elle constitue l'unité supérieure de la formation (Caty, 1979). La base semble pyroclastique et le sommet, sédimentaire. Ceci doit cependant être pris sous toute réserve, des études plus approfondies étant nécessaires pour obtenir confirmation.

UNITÉ 3C

Les metabasaltes, qui forment l'unité intermédiaire de la formation de Blondeau (Caty, 1979), occupent la partie centrale de la région. A plusieurs endroits, comme nous l'avons signalé à propos du Gilman, on pourrait être en présence des metabasaltes de cette formation.

Les metabasaltes sont grisâtres à noirs en surface altérée, pâles et d'aspect

felsique en cassure fraîche. Ils montrent peu de coussins. Les variétés observées au lac Césia pourraient appartenir à la formation de Gilman.

L'assemblage minéralogique typique de ces laves consiste en hornblende, plagioclase, quartz, épidote, chlorite et opaques. La hornblende, qui constitue 50 à 70% de la roche, forme des grains de 0.05 à 0.10 mm et est poecilitique. Le plagioclase, qui compte pour 25 à 40% de la roche, est très épidotisé et forme des cristaux xénomorphes. Le quartz, qui représente moins de 5% de l'ensemble, est disséminé et très fin. Les opaques (2 à 5%) consistent en grains disséminés de pyrite.

Le tableau 3 fournit des analyses chimiques des metabasaltes. Les valeurs pour SiO₂ et Al₂O₃ indiquent qu'il

TABLEAU 3 - Analyses de metabasaltes.

	PL-30	PL-46	PL-54	GB-181
SiO ₂	46.50	50.00	47.90	54.50
Al ₂ O ₃	15.40	16.20	15.60	15.00
Fe*	-	13.60	14.00	11.20
Fe ₂ O ₃	2.83	-	-	-
FeO	10.50	-	-	-
MgO	3.90	4.11	6.09	2.45
CaO	12.50	8.95	9.79	10.30
Na ₂ O	2.90	3.68	2.77	3.13
K ₂ O	0.64	0.53	0.90	0.59
H ₂ O ⁻	0.07	-	-	-
H ₂ O ⁺	2.07	-	-	-
TiO ₂	1.10	1.10	1.50	1.80
P ₂ O ₅	0.07	0.06	0.09	0.12
MnO	0.46	0.43	0.26	0.33
CO ₂	2.02	-	-	-
S	0.02	-	-	-
PAF**	-	1.21	1.36	0.45
TOTAL	100.98	99.87	100.26	99.87
Cu (ppm)	43	Co "	37	
Zn "	110	Cr "	130	
Ni "	99	Au on/tonne	-	

* Fe total en Fe₂O₃ ** Perte au feu

PL 30 - Partie sud du lac Lemarier.

PL 46 - Rive ouest d'une petite île dans la partie nord du lac Césia.

PL 54 - Rive nord d'une petite île du lac Césia.

GB 181 - Ouest de rivière Bignell et au nord du pluton du lac France; metabasalte à grenat.

s'agit de basaltes calco-alcalins (Irvine & Baragar, 1971). Nous discuterons des valeurs des éléments traces dans la section de la Géologie économique.

INTRUSIONS MAFIQUES (5)

Nous avons reconnu deux types de roches dans les intrusions (filons-couches) à l'intérieur de la formation de Blondeau: un métagabbro et une métapéridotite. Ces intrusions semblent s'apparenter, respectivement, aux filons-couches du Bourbeau et du Roberge, décrits par d'autres auteurs dans la région de Chibougamau. Nous n'avons pas observé le type Venture, vraisemblablement à cause d'un manque d'affleurements.

MÉTAGABBRO (5A, 5B)

Le métagabbro le plus commun dans la région est un leucogabbro (5B) qui passe, vers le sommet, à un leucogabbro quartzifère (5A). Le leucogabbro, qui forme de bons horizons-repères, se trouve principalement au nord du lac Lemarier, au sud du lac Césia et au sud-est du lac Flanagan, en concordance avec l'encaissant.

L'affleurement type de leucogabbro se trouve sur la rive nord du lac Lemarier (figure 4). La roche est massive et sa patine est caractérisée par de la hornblende verte, trapue, de 1.0 à 3.0 mm de longueur, dans une matrice feldspathique blanc-crème. En cassure fraîche, elle est verdâtre et montre une texture équi-granulaire et homogène. Elle comprend 40 à 70% de hornblende (arrondie, étirée ou déchiquetée), 15 à 35% de plagioclase épidotisé, 10 à 20% d'épidote et 1 à 5% de quartz. Du carbonate, de la chlorite, du sphène et des oxydes de fer constituent les minéraux accessoires.

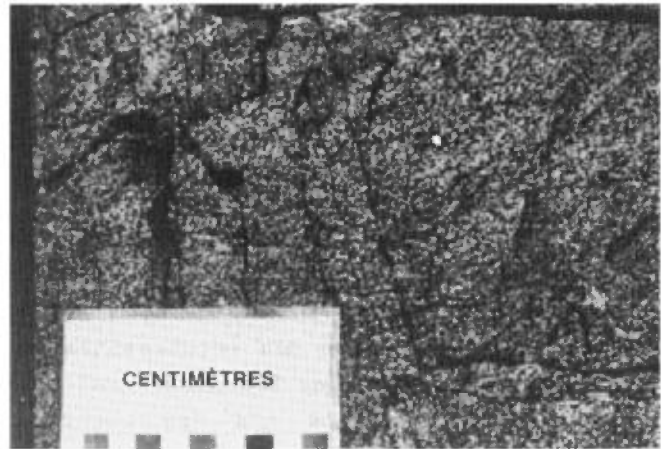


FIGURE 4 - Leucogabbro sur la rive nord du lac Lemarier.

Pour déterminer les sommets du leucogabbro, d'épaisseur très variable, nous avons considéré la présence d'yeux de quartz bleuté, tout comme on le fait ailleurs pour le filon-couche de Bourbeau. Même si nous n'avons pu reconnaître les subdivisions pétrographiques complètes du Bourbeau - métapyroxénite à bronzite, leucogabbro, métagabbro quartzifère, micropegmatite granophyrique (Allard, 1976) - nous croyons, en nous appuyant sur les analyses chimiques de Caty (1979), que nous avons bel et bien affaire à ce type de filon-couche, dont la répétition pourrait s'expliquer par plissement.

Au point de vue stratigraphique, ce leucogabbro pourrait s'insérer dans la partie centrale de la formation de Blondeau; en effet, sur le terrain, on le trouve surtout associé au metabasalte (3C) du Blondeau.

Dans les parties est et nord de la région, on rencontre des roches avec le même type de patine mais avec développement plus considérable de phénocristaux de hornblende (2 à 5 mm de longueur) et une foliation plus intense. Ce faciès, de faible

épaisseur, pourrait localement être associé à la formation de Gilman et pourrait représenter des parties massives de coulées basaltiques.

MÉTAPÉRIDOTITE (5C)

Ce type de roche est confiné à la partie nord de la région. Les affleurements, très massifs, sont diaclasés parallèlement à la foliation des metabasalts encaissants (Gilman et/ou Blondeau), mais aucune zone de contact n'a été observée. L'épaisseur de cette unité est supérieure à 50 m dans notre région; sa moyenne est de l'ordre de 150 m pour la région de Chibougamau (Allard, 1976).

La roche, essentiellement ultramafique, a une composition allant de métapéridotite à métadunite. Sa patine est brun rouille et sa cassure fraîche va de gris-bleu foncé à noire. Elle a un grain moyen (1 à 3 mm de diamètre) et présente des textures cumulus, montrant 70 à 80% de cristaux ovoïdes d'olivine. Très magnétique, elle produit des anomalies sur les cartes aéromagnétiques.

Les lames minces révèlent une roche fortement serpentinisée où l'olivine est remplacée par de la serpentine, avec présence locale de carbonates. On note 10 à 20% de minéraux opaques (magnétite).

Le tableau 4 compare deux analyses de notre péridotite avec deux autres (1 et 2) tirées d'Allard (1976). On remarque une similitude entre les données, tant pour les éléments majeurs que pour les éléments mineurs.

Au point de vue stratigraphique, les affleurements de métapéridotite se trouvent, sans que nous puissions le préciser, à l'intérieur des metabasalts de la

TABLEAU 4 - Analyses de métapéridotites.

	GB-13	GB-34	1	2
SiO ₂	40.00	42.90	35.40	44.75
Al ₂ O ₃	5.40	4.50	1.13	1.80
Fe ₂ O ₃	6.31	7.22	12.45	8.93
FeO	6.11	5.47	2.20	3.90
MgO	28.70	28.40	35.50	23.00
CaO	1.93	2.70	0.23	11.64
Na ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.11
K ₂ O	0.01	0.01	0.03	0.08
H ₂ O ⁻	0.22	0.20	0.06	0.04
H ₂ O ⁺	8.92	8.48	10.95	4.20
TiO ₂	0.20	0.10	0.29	0.35
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.02
MnO	0.13	0.14	0.21	0.15
CO ₂	3.10	1.07	0.15	0.61
S	0.05	0.04	0.03	0.08
TOTAL	101.10	101.25	98.64	99.67
Cu (ppm)	11	11	4	84
Zn "	1400	1400	2030	1300
Ni "	3100	2600	6620	3900
Co "	110	120	160	100

GB 13 - Près de la limite nord du canton.

GB 34 - Près de la limite nord du canton, sur la ligne E-W.

formation de Gilman ou de la formation de Blondeau.

D'après nos analyses chimiques, ce type de roche pourrait être corrélié avec le filon-couche de Roberge. S'il en est ainsi, ce serait la première fois qu'on signale la présence du filon-couche de Roberge au nord-est de la région de Chibougamau.

FORMATION INDÉTERMINÉE (6)

Les roches du côté oriental de la faille du lac Mistassini ont longtemps été considérées comme appartenant à la province de Grenville. Allard (1978) et nous-mêmes (Lacoste, 1982) les plaçons dans le groupe de Roy. Ceci a une implication géologique importante car, même si elles ont subi le métamorphisme de l'orogénie grenvillienne, ces roches peuvent renfermer des gisements. Les unités qu'elles constituent sont des gneiss lités à hornblende et à biotite, des gneiss à hornblende, des amphibolites, des métagabbros, des métatufs et des méta-exhalites.

GNEISS LITÉ A HORNBLENDE ET BIOTITE (6A)

Cette unité affleure en bordure orientale de la région, en contact avec l'orthogneiss des intrusions granitoïdes. Comme elle est identique à celle rencontrée plus à l'est, dans le canton de Duberger (Lacoste, 1982), nous avons modifié le contact proposé par Gilbert (1958).

Ce gneiss, de grain fin à moyen (1 à 2 mm de diamètre), est gris clair en patine et gris foncé en cassure. Les surfaces altérées ont un aspect granuleux et une teinte rouille. La foliation et le litage sont bien développés même si une recristallisation intense les masque par endroits, leur conférant un aspect massif et homogène. La roche contient entre 10 et 20% de mobilisat granitique (figure 5), lequel atteint 75% dans les zones mylonitisées.

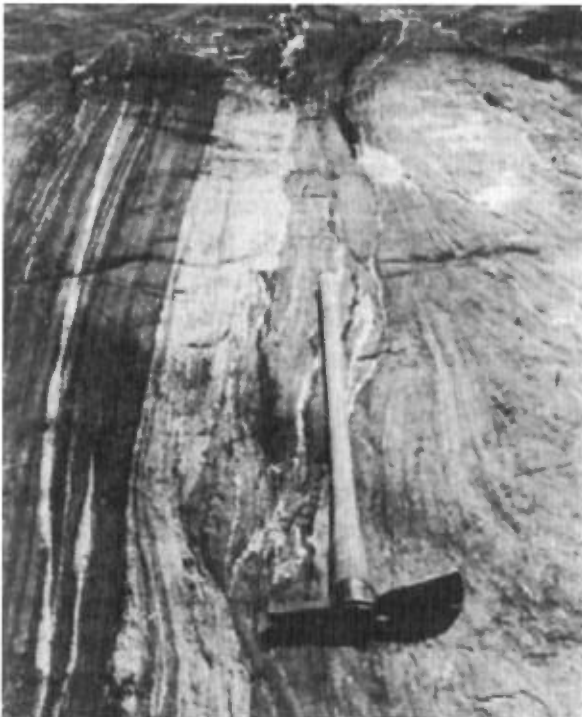


FIGURE 5 - Gneiss lité montrant 10 à 20% de mobilisat granitique.

Les minéraux essentiels sont le quartz, le plagioclase (An₁₅₋₃₀), la biotite, la hornblende et le grenat. Les minéraux accessoires sont l'allanite, l'épidote, la magnétite, la pyrite, la pyrrhotine et l'apatite. Une texture grano-blastique domine. Le pourcentage de minéraux mafiques varie entre 10 et 20%. L'analyse chimique de ce gneiss lité (tableau 7, GB-162, page 16) se compare plus avec les résultats pour les schistes à biotite d'Allard (1978) qu'avec ceux de l'orthogneiss (8B).

Les moyens pratiques de distinguer entre le gneiss lité et l'orthogneiss adjacent sont présentés au tableau 5.

TABLEAU 5 - Distinctions pratiques entre l'orthogneiss et le gneiss lité.

	ORTHOGNEISS (8B)	GNEISS LITE (6A)
Granulométrie	Moyen à grossier	Fin à moyen
Mafiques	10-15%	10-20%
Feldspath-K	5-15%	<1%
Foliation	Non	Oui
Grenat	Non	Oui
Magnétite	Quantité variable (petits grains)	Quantité variable
Allanite	Oui	Très peu
Sulfures	Non	Oui
Composition	Dioritique à granodioritique	Tonalitique

Ce genre de roche pourrait représenter des volcanoclastites plagioclasiques ayant subi le métamorphisme du Grenville, ainsi que le suggèrent Avramtchev (1972) et Allard (1978).

GNEISS A HORNBLENDE (6B)

Cette unité forme une bande SE-NW dans la partie orientale de la région, entre le gneiss lité (6A) et l'orthogneiss de l'unité 8B. Cette bande disparaît vers le nord, le long d'un contact de faille. On peut supposer que ce faciès est l'équivalent métamorphique du gneiss lité.

La seule différence entre la minéralogie des deux gneiss réside dans le fait que la phase mafique du 6B est représentée par la hornblende, avec peu ou pas de biotite. Cette hornblende, qui constitue au moins 25% de la roche, va du gris au vert, dépendant du rapport plagioclase/hornblende. La foliation est parallèle au contact.

Ce gneiss ressemble à celui qui forme des enclaves à quelques endroits à l'intérieur de l'orthogneiss de l'unité 8B. Ces enclaves, riches en hornblende, ont 15 à 30 cm d'épaisseur et 1 à 3 m de longueur.

AMPHIBOLITE (6C)

Ce faciès est le plus important de la formation. On le retrouve du côté ouest du lac Bignell, sous forme d'une épaisse bande N-S qui semble épouser le contour du pluton du lac France, plus au sud, dans le canton de McCorkill.

D'après nous, cette unité est l'équivalent des metabasaltes de la formation de Blondeau (ou de Gilman). Là où elle passe aux schistes à hornblende et aux amphibolites de l'unité 6C, nous serions portés à faire l'équivalence avec le Gilman.

Les amphibolites sont cisailées (figure 6), laminées et fortement plissées. Les lames minces révèlent une hornblende verte, constituant 85 à 90% de la roche. Les minéraux accessoires sont le plagioclase, le quartz, l'épidote, la chlorite, le grenat et le carbonate, de même que des traces de sulfures et de magnétite.

Des polarités sont discernables sur certains coussins déformés, mais la discontinuité entre les affleurements exclut tout essai visant à faire ressortir le patron structural.

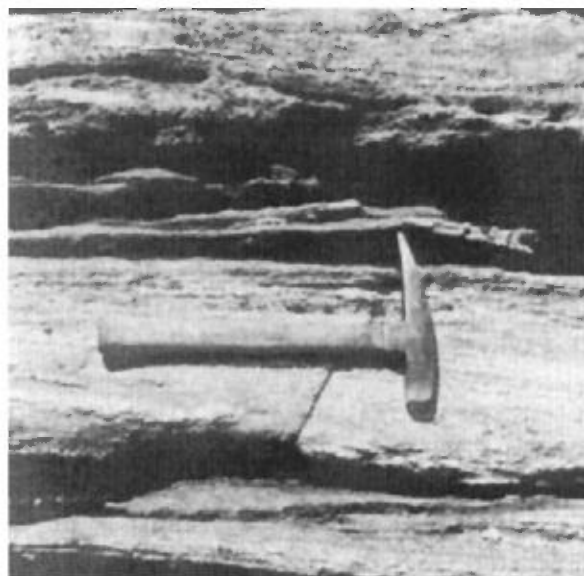


FIGURE 6 - Amphibolite cisailée, à l'ouest du lac Bignell.

Ce faciès comprend des niveaux massifs et homogènes et d'autres qui sont très épidotisés, avec amygdales de carbonates. Il est recoupé en beaucoup d'endroits par des veinules de matériel feldspathique, orientées NE. On observe souvent des placages d'épidote et de calcite et du remplissage de fractures avec du quartz.

Les résultats des analyses chimiques des amphibolites (tableau 6) présentent une similitude avec ceux des metabasaltes du tableau 3. Seules les valeurs en MgO sont un peu plus élevées dans les amphibolites.

MÉTAGABBRO (6D)

Cette unité, composée de hornblende porphyroblastique dans une matrice à grain fin, forme des petits filons-couches gris-noir foncé. Les porphyroblastes sont orientés parallèlement à la foliation.

Ce type de gabbro ressemble à celui rencontré dans la formation de Gilman. Sa composition est variable d'un filon-cou-

TABLEAU 6 - Analyses d'amphibolites (6C)
et de métagabbro (6D)

	PL-63	PL-202	PL-228	PL-303	PL-176*
SiO ₂	49.40	51.40	50.30	46.30	52.10
Al ₂ O ₃	15.20	13.60	14.90	13.10	14.90
Fe**	-	14.10	13.60	14.30	-
Fe ₂ O ₃	3.04	-	-	-	2.78
FeO	8.88	-	-	-	8.30
MgO	7.51	6.30	7.20	5.32	5.59
CaO	9.60	9.63	10.00	12.70	7.99
Na ₂ O	3.13	2.99	2.88	2.29	3.21
K ₂ O	0.30	0.34	0.49	0.28	1.19
H ₂ O ⁻	0.05	-	-	-	0.04
H ₂ O ⁺	2.15	-	-	-	1.78
TiO ₂	1.10	1.20	1.30	1.20	1.20
P ₂ O ₅	0.06	0.08	0.04	0.01	0.14
MnO	0.18	0.21	0.21	0.27	0.16
CO ₂	0.39	-	-	-	1.20
S	0.06	-	-	-	0.12
PAF***	-	0.40	0.91	3.12	-
TOTAL	101.05	100.25	101.83	98.99	100.70

* Métagabbro (6D)

** Fe total en Fe₂O₃ *** Perte au feu

- PL 63 - Rive ouest de la partie sud du lac Bignell; amphibolite.
 PL 202 - Sur la route L-207, à 2,8 km à partir de la ligne sud du canton, amphibolite à grenat.
 PL 228 - Ouest du lac Bignell à 600 m du rivage, de la baie sud du lac Bignell; amphibolite (ou metabasalte).
 PL 303 - Ouest du lac Bignell, à 400 m du rivage à la hauteur des îles; amphibolite.
 PL 176 - Rive ouest de la partie nord du lac Bignell; métagabbro.

che à l'autre mais ses constituants majeurs sont partout les suivants: hornblende, plagioclase altéré, quartz, épidote, sphène et traces d'opacques et de carbonate. L'échantillon PL-176 du tableau 6 montre son étroite association, au point de vue chimique, avec les amphibolites.

Un filon-couche de ce gabbro, de 300 m d'épaisseur, est visible sur la route forestière du côté est de la rivière Bignell. Il se trouve dans le prolongement sud d'un dyke de diabase. Ce gabbro comprend une zone de bordure à grain fin et une partie centrale de granulométrie fine à moyenne. Il montre un litage magmatique, repris par une foliation N20°E, marquée par l'alignement de plagioclases blanchâtres (figure 7).



FIGURE 7 - Métagabbro folié (6D), à l'est de la rivière Bignell.

MÉTATUFS (6E)

Ces roches, pour leur majeure partie, forment une bande relativement mince en bordure du segment sud de la faille du lac Mistassini. Des metabasaltes leur sont associés. On en rencontre quelques horizons un peu plus vers l'est, associés aux gneiss lités de l'unité 6A.

Ces tufs, cisailés et de grain fin à moyen, sont mylonitisés par endroits; près de la faille, ils montrent des textures bréchiques. Ils sont minéralisés en sulfures (pyrite-pyrrhotine) et graphite. Ils pourraient être correlés à la formation de Blondeau sur la base de la composition, de la lithologie (tufs à minéraux et tufs à blocs) et de l'aspect à l'affleurement.

Des affleurements sur la ligne médiane du rang III, près de la faille de Mistassini, font partie d'horizons carbonatés semblables aux formations de fer de Chibougamau. On trouve de tels horizons dans la formation de Blondeau. Ces horizons sont surmontés par des tufs fins (massifs) et des tufs à blocs. Ils auraient été déformés par la mise en place du pluton du lac France et par la faille du lac Mistassini.

MÉTA-EXHALITE (6F)

Ce type de roche affleure dans le nord-est de la région, formant des niveaux décimétriques. Il pourrait atteindre une centaine de mètres d'épaisseur par endroits.

Nous utilisons le terme d'exhalite dans le sens proposé par Allard (1978): un assemblage de minces lits de schistes (ou gneiss) quartzofeldspathiques, pauvres en biotite, dans lesquels sont intercalés des niveaux riches en hornblende et d'autres riches en zoïsite, en grenat ou en quartz et plagioclase.

Ces niveaux d'exhalite contiennent entre 2 et 20% de pyrite et pyrrhotine. Ils renferment aussi entre 2 et 15% d'un graphite à l'éclat métallique, formant de minces lits. Ils pourraient représenter des tufs à minéraux et des sédiments volcanogéniques (Allard, 1978) appartenant à la formation de Blondeau.

INTRUSIONS GRANITOIDES (8)

Ces intrusions comprennent la granodiorite du pluton du lac France (8A), un xénolite gabbroïque à l'intérieur du pluton (8"), de grosses masses d'orthogneiss (8B) qui pourraient appartenir au pluton et des affleurements d'orthogneiss à grain grossier (8C).

PLUTON DU LAC FRANCE (8A)

Une partie du pluton du lac France occupe le coin sud-ouest de la carte. Ce pluton est composé de granite à biotite selon Gilbert (1958). Nous y avons fait des observations en bordure des lacs de même que sur des cheminements systématiques dans la zone du contact.

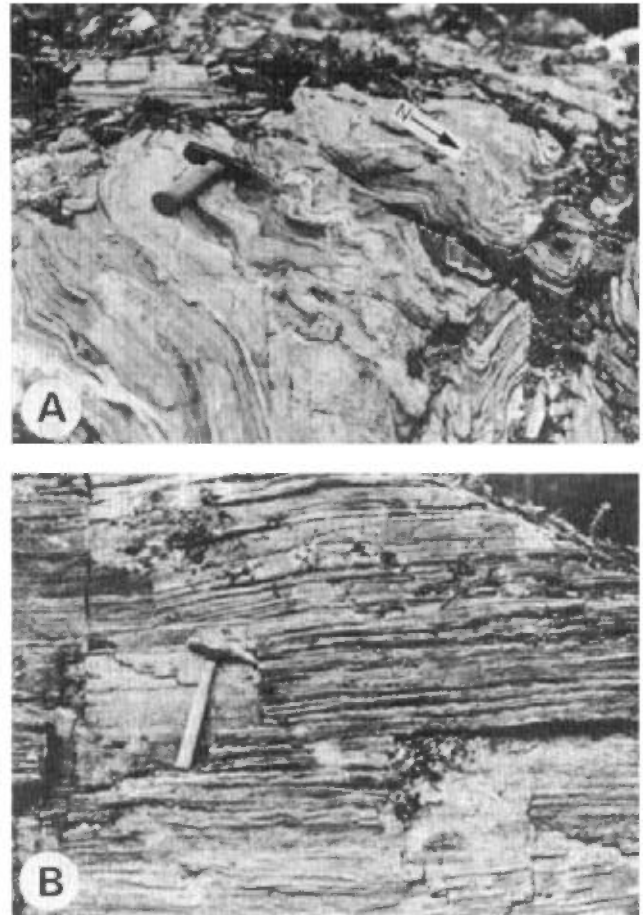


FIGURE 8 - Amphibolite autour du pluton du lac France. A - Amphibolite déformée. B - Amphibolite à pendage subhorizontal, sur la route L-207. Le marteau est parallèle à la coupe verticale de l'affleurement.

Du côté est, le pluton s'arrête à la faille du lac Mistassini; du côté ouest, il se prolonge dans l'autre moitié du canton. En sa partie nord, de même qu'en sa partie sud, dans le canton de McCorkill (Duquette, 1971), le pluton présente un contour légèrement ondulé et déforme les roches volcaniques encaissantes (figure 8) montrant ainsi son caractère intrusif. Les roches encaissantes ont subi l'effet d'un métamorphisme de contact. Quelques petites apophyses percent les roches volcaniques au nord du pluton; on en trouve aussi sur le côté est, sur la route L-207, à environ 1 km au nord de la limite sud du canton.

La roche, d'une composition moyenne granodioritique, est homogène, de grain moyen à grossier et de teintes variant du rose au gris. Elle est formée de 20 à 45% de quartz frais (avec extinctions roulantes et déformations par endroits), de 40 à 55% de plagioclase (An₅₋₁₂), souvent altéré et rempli de fines inclusions de micas, de 5 à 20% de feldspaths alcalins, relativement frais et mâclés, de 2 à 10% de biotite épidotisée et poecilitique (avec des inclusions de quartz) et de quantités variables de minéraux accessoires comprenant épidote, zircon, allanite, muscovite, apatite, leucoxène, oxyde de fer et traces de pyrite.

Dans la région de Chibougamau, les massifs granitiques sont divisés en deux catégories: tonalitiques et granodioritiques. Duquette (1970) signale que le premier type est habituellement concordant avec l'encaissant et le second, discordant. Le pluton du lac France, de composition granodioritique, possède un caractère discordant si l'on en juge par sa forme semi-sphérique sur les cartes régionales (Allard, 1976; Duquette, 1970).

Les analyses chimiques d'échantillons du pluton (tableau 7) permettent de

comparer cette roche avec l'orthogneiss de l'unité 8B (Pearson, 1981).

XÉNOLITE GABBROÏQUE (8")

Sur la rive est d'un petit lac, à l'ouest de la partie nord du lac Bignell, se trouve une roche que Gilbert (1958) a appelé une diabase. Nous croyons qu'il s'agit plutôt d'une roche gabbroïque faisant figure de xénolite.

Des xénolites ont aussi été observés dans la demie ouest du canton de Bignell (Coty, 1979). Ils sont de même composition que les volcanites du groupe de Roy et proviennent de l'encaissant.

ORTHOgneISS (8B)

Des affleurements faisant partie de la bande d'orthogneiss cartographiée par Gilbert (1958) affleurent dans la partie sud-est de la région. Ces affleurements (figure 9) forment de grosses masses allongées et arrondies, comme des dos de baleine, sauf au sud du lac Bignell où ils forment des genres de gradins.

Le contact ouest, au lac Bignell et vers le nord, est marqué par une roche fortement mylonitisée (figure 10). Le con-

TABLEAU 7 - Analyses du pluton du lac France (8A), de l'orthogneiss (8b) et du gneiss lité (6A).

	Pluton						Orthogneiss					Gneiss lité	
	PL-315	PL-316	PL-319	PL-491	PL-493	PL-494	PL-81	PL-200	PL-184	GB-29	GB-83	PL-543	GB-162
SiO ₂	71.80	74.30	69.40	70.00	72.10	71.60	74.10	71.50	75.00	70.00	73.10	71.60	66.00
Al ₂ O ₃	15.70	14.60	14.20	16.10	15.80	15.00	15.50	15.60	15.00	15.90	15.10	15.00	16.70
Fe*	1.63	1.02	1.56	1.96	1.73	1.36	1.32	1.56	0.87	1.49	2.00	1.37	4.42
MgO	7.51	0.30	0.70	0.74	0.59	0.52	0.45	0.55	0.24	0.52	0.63	0.51	0.79
CaO	2.20	1.41	2.01	2.69	2.45	1.87	2.83	2.22	1.86	2.95	2.83	2.88	4.63
Na ₂ O	5.64	6.08	5.88	6.00	5.68	5.60	6.00	5.72	5.96	5.88	5.44	6.20	4.91
K ₂ O	3.23	2.75	2.84	2.41	2.65	3.23	1.02	2.79	1.78	1.05	1.42	1.02	1.07
TiO ₂	0.30	0.20	0.30	0.30	0.30	0.30	0.20	0.30	0.20	0.30	0.30	0.20	0.70
P ₂ O ₅	0.08	0.04	0.09	0.11	0.09	0.07	0.04	0.09	0.02	0.05	0.06	0.04	0.05
MnO	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.02	0.08
PAF**	0.37	0.50	0.88	0.40	0.27	0.57	0.46	0.56	0.56	0.20	0.10	0.15	0.20
TOTAL	101.56	101.22	98.89	100.74	101.69	100.05	100.94	101.91	101.51	98.37	101.02	98.99	99.55

* Fe total en Fe₂O₃ ** Perte au feu

PL 315 - Rive ouest de la partie nord du lac Ida.
 PL 319 - Rive est de la partie sud du lac Ida.
 PL 316 - Rive ouest de la partie centrale du lac Ida.
 PL 491 - Rive est de la partie sud du lac Eva.
 PL 493 - Rive est de la partie centre-nord-est du lac Eva.
 PL 494 - Rive ouest d'îles, du côté ouest du lac Eva.
 PL 81 - Sur la route forestière à 720 m passé la rivière Bignell.

PL 200 - Sur route L-207, à 1,8 km à partir de la ligne sud du canton.
 PL 184 - Rive est de la partie nord du lac Bignell.
 GB 29 - Rive est dans l'allongement du bras SW du lac Terrier.
 GB 83 - Rive est du lac Terrier, au début au bras SE.
 PL 543 - Partie sud des îles du lac Bignell.
 GB 162 - A 920 m au nord de la ligne médiane et à 1,3 km à l'ouest de la limite est du canton.

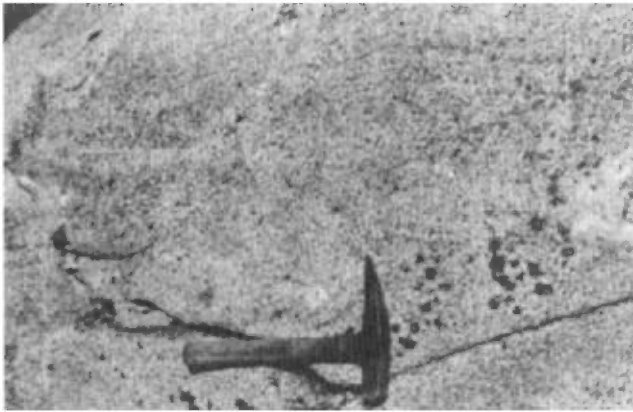


FIGURE 9 - Orthogneiss (8B) dans la partie sud-est de la région.



FIGURE 10 - Contact faillé de l'orthogneiss au lac Bignell.

tact oriental avec les gneiss de l'unité 6A est de même nature. Vers la ligne médiane du canton, il devient intrusif et ne présente aucun passage progressif à des gneiss.

La patine, mince et de couleur blanche à rose, a un aspect granuleux. La roche fraîche est de grain moyen à grossier (1.0 à 4.0 mm de diamètre) et sa couleur va de blanc à gris ou rose. La foliation est intense par endroits et quasi inexistante dans d'autres. L'assemblage minéralogique

consiste en 25% de quartz fracturé, 60 à 65% de plagioclase (An₅₋₁₅), 5% de feldspath alcalin, 5 à 10% de biotite (brune, pléochroïque, souvent chloritisée) et une petite quantité d'épidote, d'allanite et de magnétite (voir tableau 5). L'orientation des minéraux mafiques est le seul outil utile à la visualisation des déformations.

La composition modale, estimée à partir de la méthode de coloration des feldspaths (tableau 8), place la roche dans le champ des tonalites et des granodiorites (Streckeisen, 1976). Le tableau 7 permet d'en comparer la composition chimique avec la granodiorite du pluton du lac France. La figure 11 localise l'orthogneiss, la granodiorite et le gneiss lité sur diagramme de Streckeisen pour fin de comparaison.

Au sud du lac Bignell, cet orthogneiss à caractère granitique semble appartenir ou être lié génétiquement au pluton du lac France. Avramtchev (1972) note que l'orthogneiss qui affleure dans le quart NE du canton de McCorkill montre une foliation prononcée (donnée par les minéraux mafiques) contrairement au pluton, qui est plus massif (mais que nous savons être cisailé

TABEAU 8 - Estimation des pourcentages de minéraux constituants pour des échantillons de granodiorite (6A), d'orthogneiss (8B) et de gneiss lité (6A).

#	Qz (%)	Plagioclase (%)	Alcalin (%)	Classification	Minéraux mafiques (%)
GB 28	● 25	70	3-5	granodiorite	15
GB 29	● 15	80	3	diorite quartzifère	10
GB 69	● 30	55	15	granodiorite	5-10
GB 70	● 40	40	20	granodiorite	15
GB 71	● 70	05	25	granite alcalin	10
GB 72	● 15	70	15	monzodiorite	5
GB 73	● 35	30	35	granite	0-2
GB 76	● 20	80	01	granodiorite	10-20
GB 83	● 45	40	15	granite	10
GB 87	● 20	75	5	tonalite	10-15
GB 131	● 30	70	3	tonalite	5
GB 134	● 60	35	5	tonalite	2
GB 139	● 15	80	5	diorite	15
GB 147	● 30	70	2	tonalite	5
GB 165	● 40	55	5	tonalite	15
GB 186	● 0	80	20	monzodiorite	12
GB 171	x 35	50	15	granodiorite	10
GB 172	x 10	75	15	monzodiorite	10
GB 173	x 30	45	25	tonalite	10
GB 109	▲ 50	50	0	tonalite	15
GB 127	▲ 70	25	0	granitoïde	5

● = orthogneiss, x = granodiorite, ▲ = gneiss lité
Voir figure 11.

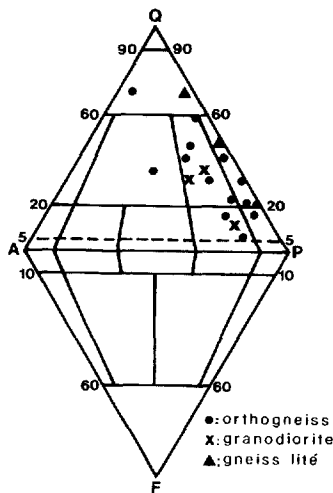


FIGURE 11 - Diagramme de Streckeisen localisant la majeure partie des échantillons du tableau 8.

en certains endroits). Il note également que l'orthogneiss a un contenu plus faible en microcline.

D'après Gilbert (1958), le pluton serait postérieur à l'orthogneiss. Malgré les travaux de Pearson (1981), on ne peut encore conclure à un lien de parenté entre le pluton et l'orthogneiss et de plus amples études seront nécessaires pour résoudre l'ambiguïté.

Tout comme le pluton du lac France, l'orthogneiss renferme des enclaves décimétriques à métriques (3-4 m), très plissées, de gneiss à hornblende. Ces enclaves, localement rouillées, peuvent représenter des métagabbros métamorphisés. Il faut noter que ce gneiss à hornblende se retrouve également dans les gneiss encaissants (unités 6A et 6B).

ORTHOGNEISS GROSSIER (8C)

La composition de cette roche est identique à celle de l'orthogneiss 8B mais la granulométrie est plus grossière, parfois pegmatitique. Le passage de 8B à 8C se fait graduellement en allant vers une

ligne de transition que nous situons au nord-est du lac Bignell.

FORMATION DE CHIBOUGAMAU (9)

Cette formation, d'âge aphébien, repose en discordance sur le groupe de Roy (Allard, 1976), et représenterait un dépôt de cônes alluvionnaires syn- et paraglaciacaires dans un environnement glaciaire à périglaciaire (Long, 1974). Elle n'affleure pas comme telle dans notre région, à cause de la grande épaisseur de mort-terrain qui la recouvre; elle est portée sur la carte à partir de sa présence dans la demie ouest du canton de Bignell (Caty, 1979). Nous en faisons une mince bande dans le coin nord-ouest de la région, qui correspond à la rive sud du lac Waconichi. Plusieurs blocs de conglomérat et d'arkose, rosâtres à rougeâtres, sont visibles en bordure du lac et témoignent de l'existence de la formation dans ce secteur.

DYKES DE GABBRO-DIABASE (10)

Ces dykes, qui représentent les roches les plus jeunes de la région, recourent tous les autres types de roche et sont, d'après Avramtchev (1972), syn- et post-grenvilliens. Ils se rencontrent au lac Flanagan et au lac Bignell, avec une direction N20°E et une épaisseur de 5 à 70 mètres.

Lac Flanagan

Un dyke de diabase affleure au sud-est du lac Flanagan, au nord du pluton du lac France. Il serait l'extension de la diabase cartographiée par Caty (1979) dans la demie ouest de Bignell. Il a une épaisseur inférieure à 5 m sur une longueur difficilement appréciable car il affleure peu et est affecté par une faille. La roche est aphanitique, gris foncé, massive, dense, homogène et fortement magnétique. Elle

contient 2 à 5% de sulfures (pyrite-pyrrhotine) disséminés.

Lac Bignell

Un dyke plus considérable affleure sur le côté est du lac Bignell. Il s'étend sur une distance de plus de 10 km. Sa trace, visible sur la carte aéromagnétique, a été précisée par nos traverses. Il est possible, dans la partie nord-est de la région, que ce dyke ne soit pas unique. Un examen de la carte permet, en effet, de constater la bifurcation du dyke, une branche se dirigeant vers le nord et une autre vers le lac Duberger (à l'est de la carte) où une diabase a déjà été cartographiée (Allard, 1978). Ce dyke, qui présente des contacts francs avec l'encaissant, a des bordures à grain très fin et un centre, à grain grossier et texture ophitique, où la roche ressemble beaucoup plus à un gabbro.

Le faciès aphanitique, homogène et gris-noir foncé, n'a qu'une mince croûte d'altération. Les lames minces révèlent des lattes aciculaires millimétriques de plagioclase (An₆₀) formant une texture ophitique avec les pyroxènes. La biotite brune (5-10%) est plus abondante que dans le faciès grossier. La magnétite, de même que la pyrite et la pyrrhotine (en traces), sont les minéraux accessoires.

Le faciès grossier, qui domine de beaucoup sur le faciès aphanitique, est gris foncé. Il possède une patine brunâtre et montre beaucoup de joints oxydés. Les minéraux mafiques représentent 40% de la roche. Les affleurements présentent une texture bosselée et rugueuse produite par ces minéraux mafiques en relief. En lames minces on observe des couronnes de hornblende verte autour de l'hypersthène. La plupart des pyroxènes sont ouralitisés et les plagioclases (An₆₀₋₆₅), qui comp-

tent pour 55 à 60% de la roche, sont frais et montrent quelques inclusions de séricite. Les minéraux accessoires sont la magnétite, la biotite brune et des traces de pyrite et de pyrrhotine. On note une magnétite à grain fin à l'intérieur des pyroxènes et une autre, plus grossière et souvent associée à la biotite, à l'extérieur des couronnes. La texture ophitique de la roche est relativement bien conservée.

Les analyses du tableau 9 proviennent d'échantillons du dyke à l'est du lac Bignell. Elles s'intégreront éventuellement à l'étude de Sanschagrin (1981) sur le potentiel en minéralisation des dykes de gabbro-diabase de la région de Chibougamau. Ce tableau permet de comparer nos résultats avec ceux d'un échantillon (77-24) prélevé par Allard (1978) dans le canton de Duberger.

TABLEAU 9 - Analyses du dyke de gabbro-diabase à l'est du lac Bignell .

	PL-418	GB132-1A	GB132-1A	PL-325	77-24
SiO ₂	49.80	47.10	46.60	48.40	48.80
Al ₂ O ₃	19.50	14.80	14.30	14.00	16.20
Fe*	11.00	17.20	16.10	17.80	10.90
MgO	4.71	6.00	5.93	5.60	8.35
CaO	9.60	9.63	10.00	12.70	7.99
Na ₂ O	10.30	9.21	9.21	8.70	10.50
K ₂ O	0.79	0.95	0.94	1.19	0.68
TiO ₂	1.20	2.10	2.00	2.30	0.90
P ₂ O ₅	0.18	0.30	0.31	0.36	0.16
MnO	0.14	0.23	0.22	0.22	0.15
S	0.10	0.92	0.90	0.05	0.24
PAF**	0.85	0.92	0.90	0.55	0.70
TOTAL	101.95	100.52	99.24	101.68	101.20
Cu	35	49	47	53	49
Ni	51	66	67	49	170
Co	36	52	51	45	-
Cr	32	45	42	43	-
As	0.5	< 0.2	< 0.2	< 0.2	1.5
Ag	0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	-
Ba	230	490	490	590	250
Sr	410	270	260	260	-
B	6	5	5	5	-
Sb	<1	<1	<1	<1	-

* Fe total en Fe₂O₃ ** Perte au feu

PL 418 - Zone à grain grossier.

GB 132-1A - Zone de bordure.

PL 325 - Zone centrale.

77-24 - Echantillon du canton de Duberger (Allard, 1978, p. 44).

DÉPÔTS GLACIAIRES (11)

Les dépôts glaciaires dominants sont représentés par des crêtes drumli-noïdes de sable et gravier, de directions N et NE et de longueurs variables. On rencontre aussi, au sud de la route nationale 167, un esker de plus de 1.2 km de longueur, parallèle à ces crêtes.

Dans les parties orientale et méridionale de la région, les crêtes drumli-noïdes sont moins allongées et plus étroites que dans le centre-nord.

Les mesures de stries glaciaires vont de 190 à 210°. Elles correspondent à celles relevées par Gilbert (1958) et indiquent un déplacement des glaciers vers le sud-ouest.

TECTONIQUE

La région a subi au moins deux phases de plissements (Allard et al., 1979): une phase E-W qui a produit une suite de synclinaux et d'anticlinaux et une phase subséquente de plissements N-S. La zone cartographiée se trouve sur le flanc nord du synclinal majeur de Chibougamau (Duquette, 1970) et dans le prolongement des lithologies et structures proposées par Caty (1979).

Contrairement à Gilbert (1958), qui le faisait fermer au centre de notre région, nous faisons du synclinal de Waconichi, déversé vers le nord, une structure qui est entraînée parallèlement à la faille du lac Mistassini après avoir contourné le pluton du lac France. On peut ainsi s'attendre, selon nous, à retrouver les unités du groupe de Roy (Lacoste, 1982) du côté est de la faille du lac Mistassini.

Les formations de la région ont une direction générale E-W, avec pendage de 55 à 80° vers le sud. Le pluton du lac France a produit une compression qui s'est

traduite par une déformation des volcanites avoisinantes et l'apparition de pendages vers le nord ici et là. Cette compression est également responsable d'une augmentation de l'épaisseur apparente de l'unité 3B qui affleure au coeur du synclinal renversé.

La répétition des niveaux 3B et 5B, au nord du synclinal de Waconichi, s'expliquerait, selon nous, par une succession d'anticlinaux et de synclinaux. Leur présence expliquerait mieux le contexte local et régional et serait en accord avec l'idée mentionnée par Allard et al. (1979). Faute d'un nombre suffisant de polarités, nous n'avons pas tracé la direction des axes de ces plis sur la carte.

Les roches sont marquées par une forte schistosité E-W. A l'approche des failles NE, on note un redressement parallèle à celles-ci, tout comme dans le canton de Duberger (Allard, 1978).

Les plis du côté ouest de la faille du lac Mistassini ont deux directions d'axe: E à NE, avec plongement de 50 à 75°; et SW avec plongement de 50°. Du côté nord-est, les axes sont vers le NE, avec plongement de 30 à 60°; ils sont vers le SE et le SW, avec plongement de 28° à 45°, dans les amphibolites de la partie sud.

Les linéations corroborent les données recueillies pour les axes de plis et confirment l'idée de la poussée venant du SSE (Front du Grenville).

FAILLES

La faille du lac Mistassini est une caractéristique importante de la région. Cette faille régionale est de type inverse (compression venant du sud-sud-est), avec pendage moyen de 70°E. Dans le segment nord de la rivière Bignell, elle prend l'allure d'une zone de cisaillement intense (et de mylonitisation) d'au moins 50 m de largeur; du côté ouest du lac Bignell, elle est marquée par des escarpements dépassant 30 m de hauteur. Plus au sud, sa manifestation est masquée par le faible relief et le manque d'affleurements. D'après Allard (1976), elle se continue sur plus de 50 km vers le sud, traversant toute la région de Chibougamau.

Les déplacements le long de la faille du lac Mistassini sont de faible amplitude. C'est l'avis de Gilbert (1958), qui propose les indices suivants:

- . Présence, dans l'orthogneiss, de xénolites semblables à ceux du pluton du lac France.

- . Plus au nord (canton d'O'Sullivan), similitude entre les gneiss de chaque côté de la faille.

C'est aussi notre avis. En plus des indices fournis par Gilbert, nous ajoutons deux de nos observations:

- . Similitude d'aspect à l'affleurement entre l'orthogneiss et le pluton du lac France.
- . Corrélation possible des roches du groupe de Roy de chaque côté de la faille.

Un réseau de failles et de zones de cisaillement, de directions parallèles à la faille de Mistassini, découpe la région en blocs, tout comme dans la région de Chibougamau (Allard, 1976). Il est possible que certaines zones de cisaillement ne soient pas associées à la faille de Mistassini et aient une autre origine. Des failles perpendiculaires à ce réseau recoupent les dykes de diabase. Elles pourraient avoir été causées par des relâchements de la compression durant la poussée grenvillienne.

Une autre faille majeure, celle du lac Waconichi, passe dans le coin nord-ouest de la carte. De direction N40°E, elle est signalée par la présence de crêtes et de falaises dans ce secteur.

Des failles importantes ont été reconnues par divers auteurs (Duquette, 1970; Allard, 1976) au sud de notre région. Ces failles bien marquées dans le secteur à l'est de Chibougamau se prolongent vers le nord pour traverser la demie ouest du canton de Bignell. C'est le cas, en particulier, de la faille du lac Taché.

Nous soulignons que les failles devraient logiquement se continuer dans le pluton du lac France même si leur tracé sur la carte s'arrête au contact de celui-ci. L'étirement et l'allongement des lacs laisse supposer leur présence.

FRONT DE GRENVILLE

Pour compléter les données sur la tectonique, nous croyons utile de présenter quelques idées, tirées de la littérature, sur la nature du front de Grenville.

Pour plusieurs auteurs, le front de Grenville sépare la province de Grenville au sud-est des provinces plus âgées au nord-ouest: Nain, Churchill, Supérieur (figure 12). Au point de vue géologie, le front serait:

- . Une zone de failles de compression, impliquant un transport vers le nord-ouest avec métamorphisme modéré à élevé (Norman, 1940).
- . Une zone de failles inverses, avec le bloc sud-est (côté Grenville) surélevé (Chown, 1979).
- . Une zone de mylonitisation intense (Dalziel et al., 1969; Brocoum & Dalziel, 1974).
- . Une zone dans laquelle des structures grenvilliennes NE sont imprégnées sur des structures kénoréennes E-W (Wynne-Edwards, 1972; Baker, 1980).

Les théories avancées pour tenter d'expliquer l'origine et l'importance du front de Grenville ont été revues par Baker (1980).

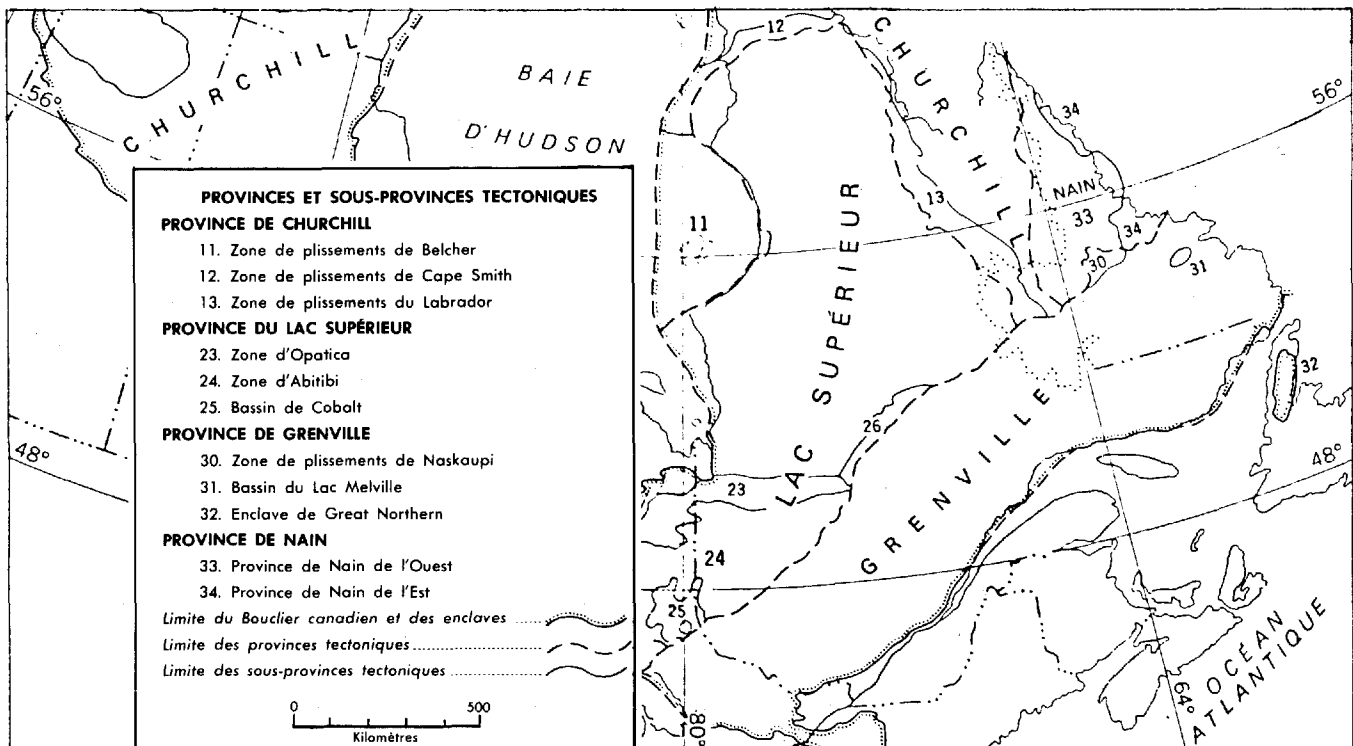


FIGURE 12 - Provinces et sous-provinces tectoniques du Bouclier canadien (C.H. Stockwell).

Le front, selon Shilibeer et Cumming (1956), serait une zone d'accrétion continentale. Cette théorie a été abandonnée suite aux travaux de géochronologie démontrant la présence de roches pré-grenvilliennes à l'intérieur de la province du Grenville. De plus, la cartographie géologique démontre que des lithologies du Supérieur peuvent être suivies à travers le front du Grenville (Deland, 1956; Fuh, 1970; Allard, 1978, 1979; Sethuraman, 1979; Baker, 1980; Lacoste, 1982).

Krogh et Davis (1972) suggèrent que le front du Grenville est une suture cryptique semblable à celle proposée aujourd'hui dans les modèles de collision continentale. Selon Baker (1980), malgré

l'absence d'indices sur le terrain, cette théorie pourrait avoir un certain fondement.

Pour notre part, nous croyons que les unités lithologiques sur le côté est de la faille de Mistassini sont comparables à celles du groupe de Roy dans la région de Chibougamau. Nous appuyons aussi les conclusions de Baker (1980) à l'effet que, d'une part, le front est une zone dans laquelle des déformations grenvilliennes sont systématiquement surimposées aux roches archéennes de la province du Supérieur et que, d'autre part, la complexité de la géologie à l'intérieur de notre partie du front résulte d'hétérogénéités stratigraphiques et structurales héritées de l'Archéen.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Nous faisons ici la revue de l'information contenue dans les rapports de travaux statutaires conservés au ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. Ceux-ci ont surtout été effectués au nord et au sud du lac Lemarier ainsi qu'autour du lac Flanagan.

Les travaux de géophysique au sol (levés EM et levés magnétiques) sont les plus nombreux. Quelques levés aériens de type EMC (électromagnétique conventionnel) et magnétiques ont été faits. Les conducteurs repérés sont parallèles aux lithologies et donnent la direction de la structure. Ils sont causés principalement par des shales graphitiques contenant de la pyrite, de la pyrrhotine et des quantités variables

de sphalérite et de chalcopryrite. Ils servent d'horizons-repères pour la cartographie et ressortent bien sur la carte INPUT de la région (M.E.R., 1980).

Des sondages ont été effectués au nord et au sud du lac Lemarier (C-1 à C-9, figure 13). Ils ont recoupé des minéralisations faites de proportions variables de pyrite, pyrrhotine, chalcopryrite et sphalérite.

Les tranchées rencontrées sur le terrain ont été pratiquées dans les unités 3A et 3B de la formation de Blondeau. La minéralisation est composée de sulfures lités à massifs (pyrite et pyrrhotine principalement) associés à des shales noirs ou des cherts.

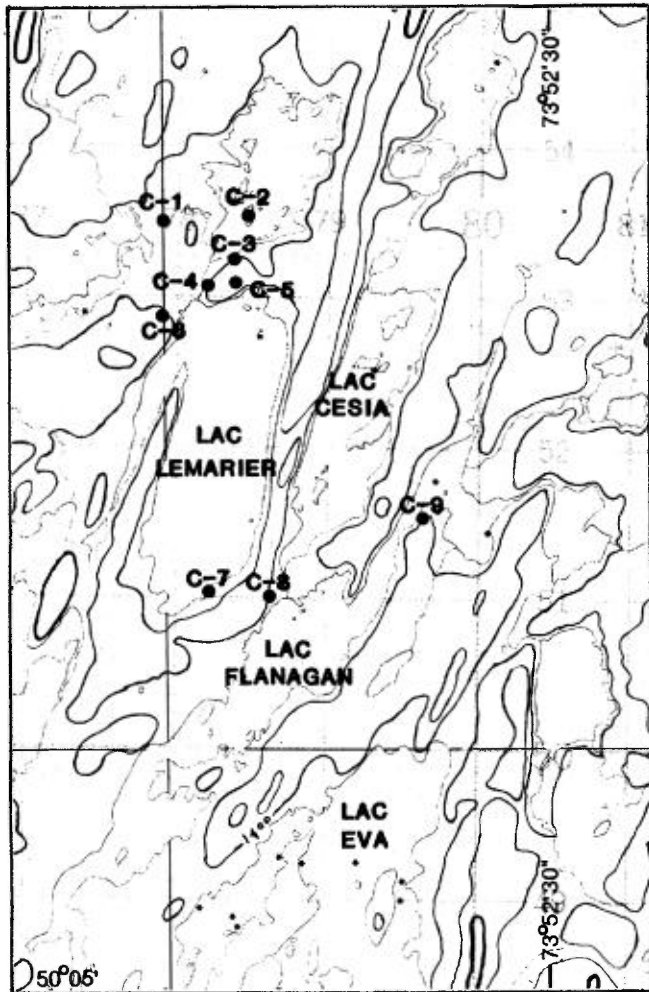


FIGURE 13 - Carte de localisation des forages dans la région cartographiée.

- C-1: Graphite, pyrite, pyrrhotine, chalcopryrite
- C-2: Pyrite, pyrrhotine.
- C-3: Pyrite, pyrrhotine.
- C-4: Chalcopryrite, pyrite, pyrrhotine.
- C-5: Pyrite disséminée.
- C-6: Pyrite, pyrrhotine.
- C-7: Pyrite, sphalérite, graphite, pyrrhotine, chalcopryrite.
- C-8: Pyrite, pyrrhotine.
- C-9: Graphite, sphalérite, pyrite, pyrrhotine.

Des lits de sulfures massifs (sphalérite interlitée avec de la pyrite) de quelques centimètres d'épaisseur ont été observés au sud du lac Rita, dans l'unité 3A. Vers l'est, dans ces mêmes lits, on a constaté que la chalcopryrite était en quan-

tité appréciable (2 à 10%) et, semble-t-il, plus abondante que dans la région à l'ouest de Bignell.

De la spécularite (20 à 60%) a été trouvée dans une veine de quartz au cours de nos cheminements au sud du lac Flanagan. Cette veine est située dans des tufs acides de l'unité 3B.

De la spécularite a aussi été notée à plusieurs endroits le long de la rivière Bignell. Elle semble en plus grande quantité dans les zones de joints et se présente souvent en placages.

De la magnétite est visible à l'oeil nu et en quantité variant de 2 à 10% dans la partie centre-nord de la région, dans des metabasaltes cisailés.

De la pyrite et de la pyrrhotine disséminées, souvent en quantités importantes mais sans valeur économique, se rencontrent dans les metabasaltes de l'unité 2A et/ou 3C, de même que dans les amphibolites 6C. Ce genre de minéralisation est surtout associé aux zones de cisaillement et aux diaclases. Dû à un métamorphisme des sulfures, la pyrrhotine devient plus magnétique dans le secteur oriental.

Du nickel, en quantités significatives (voir tableau 4) se trouve dans la péridotite près de la limite nord du canton.

Au lac Césia, l'analyse d'un petit filonnet de quartz (échantillon 80-PL-115)

recoupant l'unité 3B a donné 0.2 once d'or à la tonne. Ajoutons ici que les shales graphitiques de l'unité 3A méritent une vérification pour la présence d'or, ainsi que pour celle de cuivre et de zinc.

La base du Blondeau, où se trouvent des sulfures d'origine volcano-sédimentaire, pourrait contenir des gîtes stratiformes. Dans le contexte régional de Chibougamau, des minéralisations en Cu, Zn, Au sont rapportées au voisinage des filons-couches associés à cette formation. Les environs des filons-couches de notre région sont, de ce fait, les endroits les plus recommandables pour la prospection.

Ainsi que le pense Caty (1979), les unités 3MC et 3A devraient être étudiées avec attention étant donné l'association de sphalérite, chalcopryrite, pyrrhotite

et pyrite avec les tufs felsiques et les shales graphitiques de ces unités. Le pluton du lac France pourrait, comme l'a noté Caty (1979), avoir causé une remobilisation de la minéralisation dans ces unités. De plus, comme le mentionne Avramtchev (1972), le mouvement le long de la faille du lac Mistassini a fracturé la schistosité des tufs, offrant ainsi des conditions favorables à la localisation des sulfures.

En bordure est de la faille du lac Mistassini, dans la partie sud de la région, nous avons rencontré des zones minéralisées, semblables aux tufs du Blondeau, contenant de la pyrite, de la pyrrhotite et du graphite. Dans le coin nord-est, les indices minéralisés sont reliés à des exhalites très recristallisées contenant graphite, pyrite et pyrrhotite; cette unité serait équivalente à la formation de Blondeau et identique à celle rencontrée dans le canton de Duberger (Allard, 1978).

GÉOCHIMIE DES SÉDIMENTS DE RUISSEAU

Un total de 119 échantillons de sédiments de ruisseau ont été prélevés dans la partie est du canton de Bignell. Les endroits de prélèvement sont indiqués sur la carte géologique (hors texte).

ANALYSES ET RESULTATS

Les échantillons ont été tamisés afin d'en extraire la fraction granulométrique inférieure à 177 microns. Ils ont ensuite été analysés par le centre de Recherche minérale du ministère de l'Energie

et des Ressources du Québec pour Cu, Zn, Pb, Ni, Co, Mn, Ag, U, Mo, Li, Ba, Cd et la perte au feu.

Les résultats d'analyse, les numéros d'échantillons correspondants et les coordonnées UTM sont présentés au tableau 10.

Les statistiques de base pour les résultats obtenus sont fournies au tableau 11.

TABLEAU 11 - Statistiques de base pour les résultats d'analyse des sédiments de ruisseau

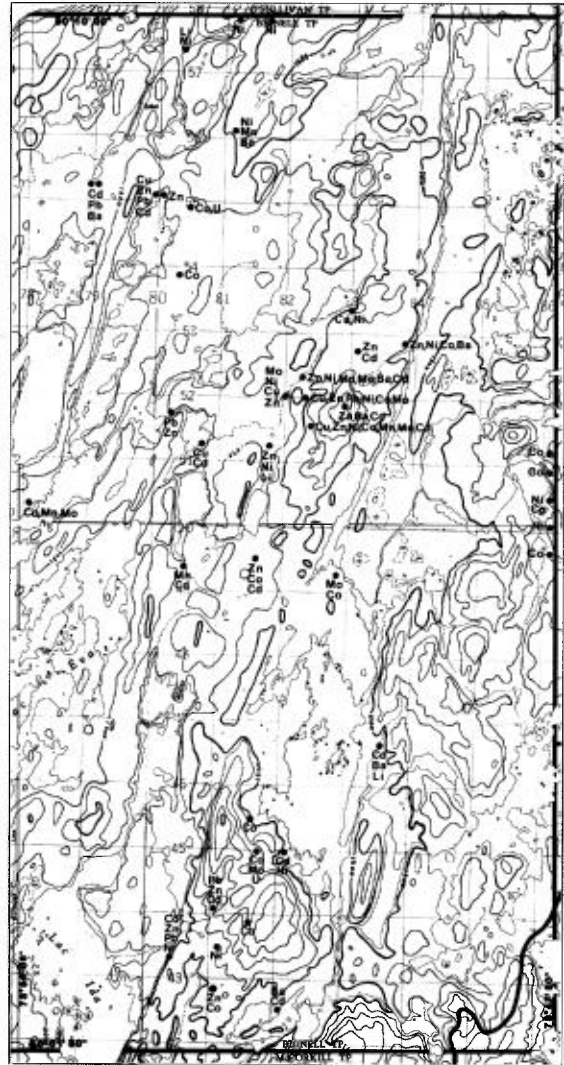
Éléments	Valeur minimum	Valeur maximum	Valeur moyenne	Ecart-type (ppm)	Variance
Cu (ppm)	3	270	32	39	1,495
Zn (ppm)	20	1640	224	248	$7,6 \times 10^4$
Pb (ppm)	2	505	20	48	2,226
Ni (ppm)	2	135	17	19	340
Co (ppm)	2	71	13	15	215
Mn (ppm)	26	11400	1540	1886	$3,5 \times 10^6$
Ag (ppm)	2	2	2	0	0
U (ppm)	1	68	12	12	14,5
Mo (ppm)	1	24	3	3	13
Li (ppm)	1	19	8	5	24
Ba (ppm)	12	370	87	70	5334
Cd (ppm)	1	145	14	50	495
Perte au feu (%)	1	92	38	24	54,8

AIRES D'INTÉRÊT

Les sites à teneurs élevées sont localisés sur la figure 14. Les seuils pour chacun des éléments ont été déterminés en se référant aux valeurs dans la demie-ouest du canton de Bignell (Caty, 1979), ceci dans le but d'uniformiser les données pour l'ensemble du canton. Les seuils, en ppm, sont les suivants:

Cu > 65 ppm	Co > 23 ppm	Li > 16 ppm
Zn > 28 ppm	Mn > 8000 ppm	Ba > 120 ppm
Pb > 55 ppm	Mo > 10 ppm	Cd > 2 ppm
Ni > 25 ppm	U > 2 ppm	

FIGURE 14 - Localisation des sites à teneurs élevées. →



RÉFÉRENCES

ALLARD, G.-O., 1976 - Doré Lake Complex. Ministère des Richesses naturelles du Québec; DP-368. 336 pages.

1978 - Pétrologie et potentiel économique du prolongement du sillon de roches vertes de Chibougamau dans la province de Grenville. Ministère des Richesses naturelles du Québec. DPV-604. 44 pages.

1979 - Prolongement du complexe de Lac Doré dans la province de Grenville, à l'est de Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles du Québec. DPV-685. 35 pages.

ALLARD, G.-O. - CATY, J.-L. - CHOWN, E.H. - CIMON, J. - GOBEIL, A. - BAKER, D., 1979 - Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau. Association géologique du Canada et Association minéralogique du Canada; excursion B-1. 94 pages.

AVRAMTCHEV, L., 1972 - Quart nord-est et partie du quart sud-est du canton de McCorrill. Ministère des Richesses naturelles du Québec. DP-70. 32 pages.

BAKER, D., 1980 - The metamorphic and structural history of the Grenville Front near Chibougamau Quebec. Université de Georgie, Athens, U.S.A. Thèse de doctorat; 335 pages.

BEACH, H.H., 1941 - Lac Mechamego, Territoire d'Abitibi, Québec. Commission géologique du Canada: carte 608A.

BROCOUM, S.J. - DALZIEL, I.W., 1974 - The Sudbury basin, the Southern province, the Grenville Front and the Penokean Orogeny; Geological Association of America; Bulletin, volume 85, pages 1571-1580.

CATY, J.-L., 1978 - Canton de Richardson. Ministère des Richesses naturelles du Québec. DP-606.

_____ 1979 - Demie ouest du canton de Bignell. Ministère des Richesses naturelles du Québec. DPV-678. 22 pages.

CHOWN, E.H., 1979 - Structure and metamorphism of the Otish Mountain area of the Grenvillian Foreland Zone, Quebec. Geological Society of America; Bulletin, Part II, volume 90, pages 170-196.

DALLMEYER, R.D. - MAYBIN, A.H. - DUROCHER, M.E., 1975 - Timing of Kenoran metamorphism in the eastern Abitibi greenstone belt, Quebec; Evidence from $40\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of hornblende and biotite from post-kinematic plutons. Journal canadien des sciences de la Terre; volume 12; Special Paper Number 8.

DALZIEL, I.W.D. - BROWN, J.M. - WARREN, T.E., 1969 - The structural and metamorphic history of the rocks adjacent to the Grenville Front near Sudbury, Ontario and Mount Wright, Quebec. In Age relations in high grade metamorphic terrains (Wynne-Edwards H.R., éditeur). Association géologique du Canada; Special paper 5, pages 207-224.

DELAND, A.N., 1956 - The boundary between the Temiskaming and Grenville subprovinces in the Surprise Lake area, Quebec. Association géologique du Canada; Proceedings, volume 9, page 127.

DUQUETTE, C., 1970 - Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles du Québec. ES-8.

DUROCHER, M., 1979 - Canton d'Opémisca et quart nord-est du canton de Cuvier. Ministère des Richesses naturelles du Québec; DP-611.

FUH, T.M., 1970 - Correlation of rocks across the Grenville Front near Val-d'Or, Quebec. Ecole Polytechnique, Montréal. Thèse de doctorat.

GILBERT, J.E., 1958 - Région de Bignell, territoire de Mistassini et d'Abitibi. Ministère des Mines du Québec; RG-79.

GUILLOUX, L., 1969 - Sud-est du canton de O'Sullivan. Ministère des Richesses naturelles du Québec; DP-166.

IRVINE, T.N. - BARAGAR, W.R., 1971 - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Journal canadien des sciences de la Terre; volume 8, pages 523-548.

KROGH, T.E. - DAVIS, G.L., 1973 - The significance of inherited zircons on the age and origin of igneous rocks - an investigation on the ages of the Labrador adamellites. Carnegie Institute Yearbook.

LACOSTE, P., 1982 - Aspects pétrologiques et géochimiques de zones minéralisées dans le canton de Duberger (Chibougamau) dans le contexte métamorphique Grenville-Supérieur. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise, en préparation.

LAURIN, A.-F. - SHARMA, K.N.M., 1975 - Région des rivières Mistassini, Péribonca et Saguenay. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RG-161.

LONG, D.G.F., 1974 - Glacial and paraglacial genesis of conglomeratic rocks of the Chibougamau Formation, Chibougamau, Québec. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 11, pages 1236-1252.

MAWDSLEY, J.B. - NORMAN, G.W.H., 1935 - Etendue de la carte du lac Chibougamau. Commission géologique du Canada; mémoire 185; 95 pages, 1 carte (304A).

M.E.R., 1980 - Levé aéroporté INPUT dans la région de Waconichi. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec; DP-749.

NOCKOLDS, S.R., 1975 - Average chemical compositions of some igneous rocks. Geological Society of America; Bulletin, volume 65, pages 1007-1032.

NORMAN, G.W.H., 1937 - Opémisca (moitié ouest), territoire d'Abitibi, Québec. Commission géologique du Canada; carte 602A.

_____ 1940 - Thrust faulting of Grenville gneisses northwestward against the Mistassini series of Mistassini Lake, Quebec. Journal of Geology; volume 48, pages 512-524.

PEARSON, V., 1981 - Etude comparative du pluton du lac France et de l'orthogneiss de la demie est du canton de Bignell, Chibougamau. Université du Québec à Chicoutimi. Mémoire de fin d'études.

RICHARDSON, J., 1872 - Report on the Country North of Lake St. John. Commission géologique du Canada; rapport de progrès 1870-1871, pages 282-308.

SANSCHAGRIN, Y., - Dykes de diabase de Chibougamau. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec; en préparation.

SETHURAMAN, K., 1979 - Discovery of an Archean volcanogenic environment in the Grenville structural province; Echouani area, Quebec; Réunion annuelle de l'Association géologique du Canada et de l'Association minéralogique du Canada; programmes et résumés; volume 4, page 78.

SHILLIBEER, H.A. - CUMMING, G.L., 1956 - The bearing of age determinations on the relation between the Keewatin and Grenville provinces. IN The Grenville Problem. Société royale du Canada; publication spéciale no 1, page 54.

STOCKWELL, C.H., 1968 - Geochronology of stratified rocks of the Canadian Shield. Journal canadien des sciences de la Terre; volume 5, pages 693-698.

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

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

WOLHUTER, L.E., 1971 - Le pluton d'Opémisca. Ministère des Richesses naturelles du Québec; ES-6.

WYNNE-EDWARDS, H.R., 1972 - The Grenville Province. IN Variations in tectonic styles in Canada (Price et Douglas, éditeurs). Commission géologique du Canada; étude 11, pages 263-334.

