

RG 99-01

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DU LAC DES CANOTS (32I04)

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 

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DU LAC DES CANOTS

(SNRC 321/04)

Rémy Morin

RG 99-01

Accompagne les cartes
SI-32104A-C4G-99F, SI-32104B-C4G-99F,
SI-32104C-C4G-99F, SI-32104D-C4G-99F



Pli sub-horizontale affectant un gneiss à hornblende, Province de Grenville

Géologie de la région du lac des Canots (32I/04)

Rémy Morin

RG 99-01

Accompagne les cartes SI-32I04A-C4G-99F, SI-32I04B-C4G-99F, SI-32I04C-C4G-99F
et SI-32I04D-C4G-99F

RÉSUMÉ

Le levé de la région du lac des Canots s'inscrit dans le cadre de la révision de la carte géologique qui correspond au feuillet SNRC 32I/04. La région étudiée est située à 50 km au nord-est de Chibougamau. Elle est comprise entre les longitudes 73°30' et 74°00' et les latitudes 50°00' et 50°15'. Elle englobe les cantons Bignell et Duberger ainsi qu'une partie des cantons McCorkill, O'Sullivan, Thibaudeau, Gauvin, Jumonville, Harlay et Bonne.

Les roches de la partie occidentale de la région font partie de la ceinture de roches vertes de Chibougamau-Matagami de la Province du Supérieur, tandis que celles de la partie orientale appartiennent à la Province de Grenville (Parautochtone). L'assemblage volcano-sédimentaire de la partie occidentale, d'âge archéen, comprend les volcanites mafiques de la Formation de Gilman, les volcanites felsiques de la Formation de Blondeau et les roches sédimentaires feldspathiques de la Formation de Bordeleau. Ces roches sont couvertes localement par les roches sédimentaires d'âge protérozoïque des formations de Chibougamau et d'Albanel (Groupe de Mistassini). Les roches volcano-sédimentaires sont envahies par les roches ultramafiques des Filons-couches de Cummings et les roches felsiques du Pluton de France. Dans le secteur oriental, les roches de la Province de Grenville renferment des assemblages de gneiss quartzofeldspathiques à biotite, de gneiss quartzofeldspathiques à biotite et hornblende, de gneiss à hornblende et/ou des amphibolites, des orthogneiss à biotite et/ou hornblende et des schistes à chlorite magnésienne. Enfin, de nombreux dykes de diabase et de gabbro d'âge protérozoïque traversent toutes les autres lithologies.

Les roches de la région ont été déformées par l'orogénèse kénoréenne et elles ont été métamorphosées au faciès des schistes verts. Des plis isoclinaux orientés E-W, auxquels est généralement associée une schistosité bien développée, donnent le grain tectonique régional. Les roches sont aussi affectées par de nombreux cisaillements et failles orientés E-W. Les roches de la Province de Grenville ainsi que celles de la ceinture de Chibougamau-Matagami près du Front de Grenville ont subi les effets de l'orogénèse grenvillienne. Ces effets se manifestent par la présence de failles orientées NNE-SSW et par un métamorphisme plus élevé au faciès des amphibolites.

Plusieurs zones minéralisées étaient déjà connues dans la partie occidentale de la région étudiée. Les principales minéralisations consistent en des zones étroites de sulfures massifs volcanogènes (zinc avec un peu de cuivre) dans un assemblage de basaltes, de gabbros, d'argilites graphiteuses et d'un peu de tufs felsiques. Soulignons également la présence de veines de quartz aurifères le long de la Faille Faribault à l'extrémité sud-ouest de la région.

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction

Jean-Louis Caty

Responsable des inventaires géologiques

Alain Simard

Lecture critique

Daniel Brisebois et Martin Simard

Édition et mise en page

Jean-Pierre Lalonde

Dessin assisté par ordinateur

Rémy Morin et Kathia Caron

Supervision technique

André Beaulé

Document accepté pour publication le 99/02/02

INTRODUCTION	5
LOCALISATION ET ACCÈS	5
PHYSIOGRAPHIE ET HYDROGRAPHIE.....	5
TRAVAUX ANTÉRIEURS	6
MÉTHODE DE TRAVAIL	6
CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL	6
REMERCIEMENTS	9
STRATIGRAPHIE	9
LES ROCHES VOLCANO-SÉDIMENTAIRES ARCHÉENNES	9
Groupe de Roy	9
Formation de Gilman (Agi)	9
Formation de Blondeau (Abl)	10
Formation de Bordeleau (Abo)	14
LES ROCHES MÉTAMORPHIQUES DE LA PROVINCE DE GRENVILLE	14
Complexe gneissique de Laganière	14
Amphibolites et gneisse à hornblende (Alag1a)	14
Paragneiss et gneiss à biotite (Alag1b)	15
Gneiss quartzofeldspathique à hornblende (Alag1c) et à biotite (Alag1d)	15
Orthogneiss à biotite et pegmatite (Alag2)	15
LES ROCHES INTRUSIVES D'ÂGE ARCHÉEN	15
Les intrusions de composition mafique à ultramafique	15
Le Complexe du lac Doré (Acld)	15
Filons-couches de Cummings (Acum)	16
Les granitoïdes	17
Pluton de Barlow (Abar)	17
Pluton de France (Afra)	17
Gneiss tonalitique (Sous-province d'Opatica)	17
LES ROCHES D'ÂGE PROTÉROZOÏQUE	17
Formation de Chibougamau (Pcb)	17
Formation d'Albanel (Pal)	18
Pluton de Duberger	18
Essaim d'Otish (Poti)	18
MÉTAMORPHISME	18
GÉOLOGIE STRUCTURALE	18
DOMAINES STRUCTURAUX	19
LES FAILLES	19
Faille Faribault	19
Faille Gwillim	19
Failles NNE-SSW	21

(Table des matières, suite)

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	21
LES MINÉRALISATIONS DE TYPE SULFURES MASSIFS VOLCANOGÈNES	21
LES MINÉRALISATIONS ÉPITHERMALES	21
LES MINÉRALISATIONS MÉSOTHERMALES	22
LES MINÉRALISATIONS D'ÂGE PROTÉROZOÏQUE	22
CONCLUSIONS	22
RÉFÉRENCES	23
ANNEXE (Tableaux 1 et 2)	27

INTRODUCTION

Le levé du lac des Canots s'inscrit dans le cadre de la révision de la carte géologique correspondant au feuillet SNRC 32I/04 à l'échelle de 1:50 000. Il a pour objectifs de vérifier l'extension des roches volcaniques de la ceinture de Front de Grenville et de compléter la base de données du SIGÉOM. Ce rapport accompagne les 4 cartes géologiques (1:20 000) de la région du lac des Canots dont les codes de référence sont SI-32I/04A-C4G-99F, SI-32I/04B-C4G-99F, SI-32I/04C-C4G-99F et SI-32I/04D-C4G-99F.

LOCALISATION ET ACCÈS

La région étudiée (figure 1) est située à 40 km au nord-est de Chibougamau. Cette région, d'une superficie de 1000 km², est comprise entre les longitudes 73°30' et 74°00'

et les latitudes 50°00' et 50°15'. Elle correspond au feuillet 32I/04 du découpage topographique SNRC. Elle englobe les cantons Bignell et Duberger ainsi qu'une partie des cantons McCorkill, O'Sullivan, Thibaudeau, Gauvin, Jumonville, Harlay et Bonne. La partie NW de la région est accessible par la route 167 reliant Chibougamau et Baie du Poste. La route L-207 constitue l'accès principal du secteur Est. De nombreuses routes forestières secondaires se rattachent aux deux routes principales.

PHYSIOGRAPHIE ET HYDROGRAPHIE

Le relief du territoire levé est peu accidenté, l'altitude moyenne étant de 460 m au-dessus du niveau de la mer. Les points culminants sont les monts Waco (579 m) et Windigo (534 m) situés à l'est du lac Dufresne. Outre ces deux monts, la région est parsemée de petites collines rocheuses et de monticules glaciaires allongés dans une direction sud-sud-ouest. Dans la partie ouest de la région,

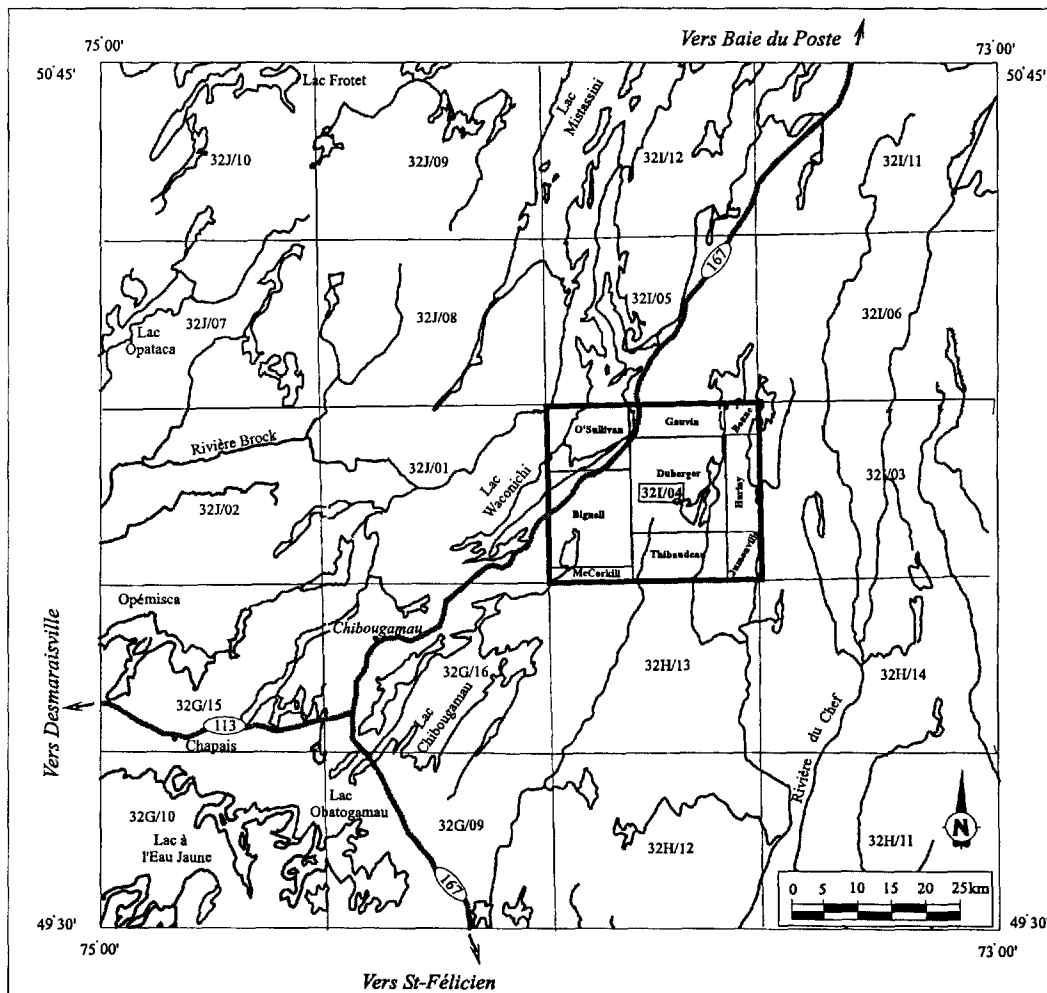


FIGURE 1 - Localisation de la région étudiée.

les eaux sont drainées vers le lac Waconichi et le lac France. Les eaux du lac Waconichi se déversent dans le lac Mistassini et la rivière Rupert tandis que celles du lac France empruntent le lac et la rivière Chibougamau pour ensuite couler vers la baie James. Dans la partie est de la région, les eaux sont drainées vers le lac Saint-Jean via la rivière du Chef et la rivière de la Petite Meule.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Le premier levé géologique systématique de la région fut réalisé par Gilbert (1958) à l'échelle de 1 : 63 360 dans le canton Bignell. Les résultats de ces travaux montrent la répartition des roches archéennes et protérozoïques ainsi que les traits structuraux dominants de la région. Au début des années 70, le Ministère des Richesses naturelles du Québec a entrepris des levés géologiques détaillés à l'échelle de 1 : 12 000 et de 1 : 20 000. Parmi ces levés, on compte ceux de Guilloux (1969) dans le canton O'Sullivan, ceux de Duquette (1976 et 1982) et d'Avramtchev (1972 et 1975) dans le canton McCorkill, ceux d'Allard (1979) dans le canton Thibaudeau et ceux de Caty (1979) et Lacoste (1982) dans le canton Bignell. Une carte synthèse de la lithostratigraphie de Chibougamau, réalisée par Gobeil et Racicot (1983), couvre également la région. Dans le cadre du projet Grenville, Laurin et Sharma (1975) ont repris la carte de Gilbert (1958) à l'est de la faille Mistassini.

La carte des anomalies aéromagnétiques et électromagnétiques de type INPUT du MER (1980) et la carte des traitements de données géophysiques du MER (1989) sont également disponibles. Enfin plusieurs travaux de compagnies et de sociétés minières ont été effectués principalement à trois époques (1950-1965, 1980-1985 et 1990-1995) dans la région concernée.

MÉTHODE DE TRAVAIL

Les travaux de terrain ont été réalisés au cours de l'été 1998 par une équipe de deux géologues et deux assistants. La cartographie a été effectuée principalement le long des routes forestières et seuls quelques cheminements de contrôle ont été effectués hors des accès routiers. Une compilation des données existantes a été réalisée pour les secteurs non visités. Les photographies aériennes à l'échelle de 1:15 000 du MER ont été utilisées de façon systématique pour localiser les affleurements. Par la suite, les données de terrain ont été compilées sur des cartes topographiques au 1:20 000.

L'étude comporte 71 analyses géochimiques multi-éléments dont 22 analyses de roches pouvant présenter un intérêt économique. En plus, 72 lames minces ont été examinées.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

La majeure partie des roches de la région de Chibougamau appartient à la ceinture archéenne de roches vertes de Chibougamau-Matagami de la Province du Supérieur, tandis que celles qui occupent l'extrémité orientale de la région font partie de la Province de Grenville. Dans la région de Chibougamau (figure 2), la ceinture de roches vertes a été divisée en deux groupes (Allard *et al.*, 1979) : le Groupe de Roy, à la base, et le Groupe d'Opémisca, au sommet. Le Groupe de Roy est composé de deux cycles volcaniques dont la composition varie de mafique à felsique. Les formations d'Obatogamau et de Waconichi forment le premier cycle volcanique et les formations de Gilman et de Blondeau, le second cycle. Seul le cycle supérieur est présent dans la région du lac des Canots. La Formation de Bordeleau, également du Groupe de Roy, n'est présente que dans la structure synclinale de Waconichi, au nord de la région de Chibougamau où elle surmonte stratigraphiquement la Formation de Blondeau. Le Groupe d'Opémisca qui est constitué principalement de roches sédimentaires et, dans une moindre proportion, de volcanites riches en K₂O comprend les formations de Stella et de Haüy. La Formation de Chebistuan, qui semble corrélative avec la Formation de Stella, est présente au sein de la structure synclinale de Waconichi. Localement, les roches d'âge protérozoïque de la Formation de Chibougamau et de la Formation d'Albanel recouvrent les roches archéennes.

Les roches volcaniques et sédimentaires sont envahies par plusieurs intrusions mafiques et felsiques. Les principales intrusions mafiques sont le Complexe du lac Doré et les Filons-couches de Cummings. Le Complexe du lac Doré, hôte de la plupart des gisements dans le secteur des lacs Doré et Chibougamau, est un vaste filon-couche différencié de type Bushveld introduit dans les roches des formations de Waconichi et de Gilman. Il est situé de part et d'autre de l'axe anticlinal de Chibougamau dont le cœur est occupé par le Pluton de Chibougamau. L'âge de mise en place de ce complexe est estimé entre 2730 et 2727 Ma (Daigneault, 1998). Les Filons-couches de Cummings, qui sont l'hôte des gisements dans le secteur de Chapais et de l'ancienne mine Norbeau à Chibougamau, se sont logés au sommet de la Formation de Gilman et dans la Formation de Blondeau. Ils se composent de trois filons-couches mafiques différenciés qui sont de la base au sommet : le Roberge, le Ventures et le Bourbeau. Ils occupent le cœur du synclinal de Chibougamau et le flanc nord du synclinal de Chapais. L'âge de mise en place des Filons-couches de Cummings est estimé à 2715 Ma (Daigneault 1998). Le Complexe du lac Doré et les Filons-couches de Cummings ont tous deux été observés dans la région étudiée.

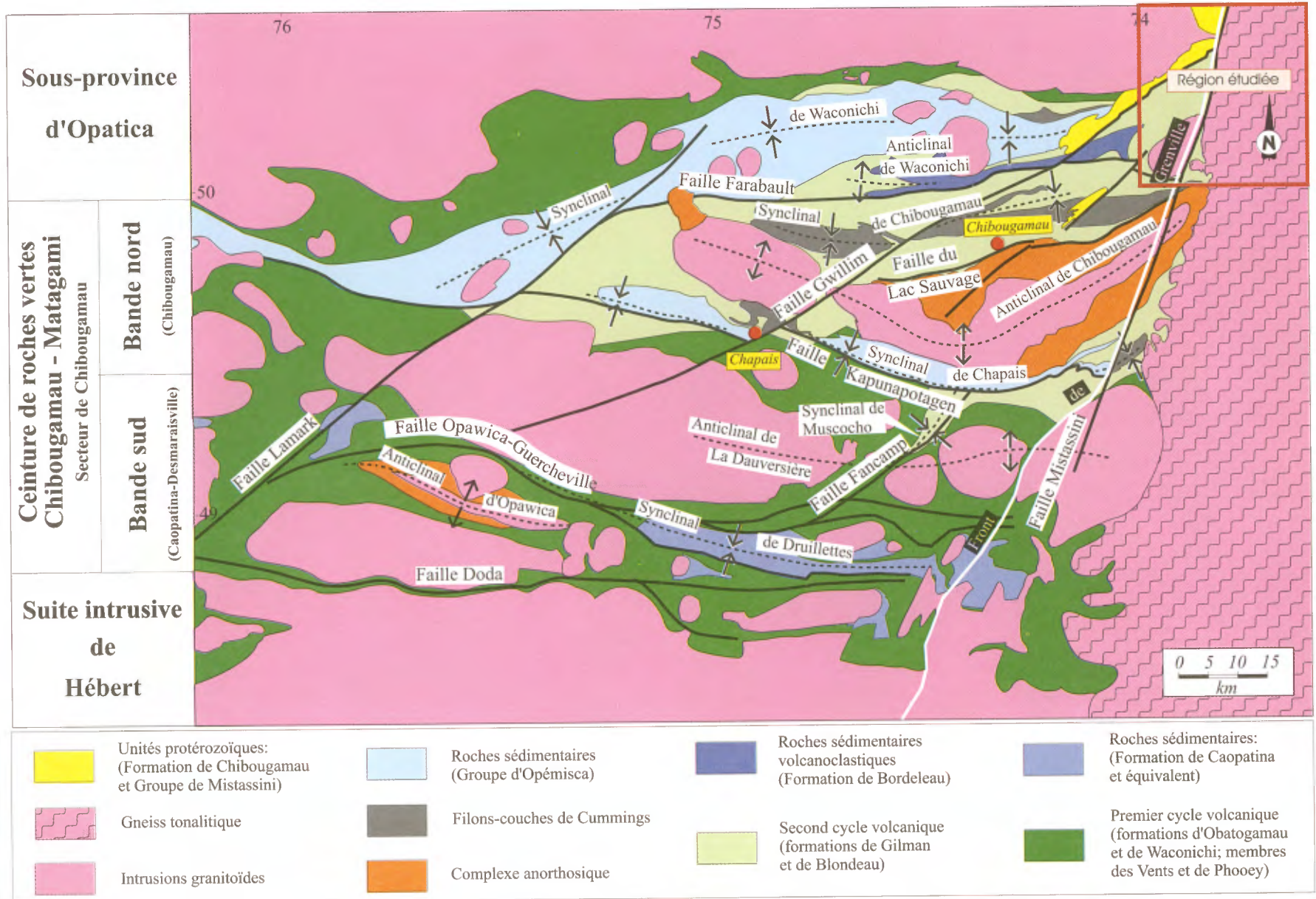


FIGURE 2 - Géologie simplifiée de la ceinture de roches vertes Chibougamau-Matagami dans le secteur de Chibougamau (modifiée d'après Dion et Guha, 1994).



Les intrusions felsiques sont classées en trois catégories : synvolcanique, syntectonique et post-tectonique. Le pluton synvolcanique de Chibougamau qui coupe les roches du Complexe du lac Doré est le mieux connu puisqu'il a joué un rôle important dans la mise en place des minéralisations de type Cu-Au porphyrique de la région de Chibougamau. Enfin, de nombreux dykes de diabase protérozoïques traversent l'ensemble des roches de la région.

Les roches de la Province du Supérieur de la région de Chibougamau ont été déformées par l'orogénèse kénoréenne et métamorphisées au faciès des schistes verts. Des plis isoclinaux P_2 orientés E-W, auxquels est généralement associée une schistosité bien développée, donnent le grain tectonique régional. Une première phase de déformation P_1 est antérieure à la formation des plis P_2 (Daigneault et Allard, 1983). Le patron d'interférence en dômes et bassins de la région de Chibougamau résulte probablement de la superposition de ces deux phases de déformation. Les principales structures E-W sont l'anticlinal et le synclinal de Waconichi au nord, le synclinal de Chibougamau et le synclinal de Chapais au centre qui bordent l'anticlinal de Chibougamau et l'anticlinal de La Dauversière au sud de Chibougamau. Outre le plissement, les roches sont affectées par de nombreux cisaillements et fractures orientés E-W, NE-SW, NW-SE, N-S et NNE-SSW qui ont joué un rôle majeur dans la mise en place de la minéralisation. À l'approche du Front de Grenville, les effets de l'orogénèse grenvillienne commencent à se manifester et les roches archéennes sont affectées par de nombreuses failles NNE-SSW.

Le Front de Grenville est la limite de la ceinture de roches vertes de Chibougamau-Matagami correspond généralement à la faille de Mistassini. Les travaux récents de Daigneault et Allard (1983, 1986 et 1994) ainsi que ceux de Lacoste (1982 et 1985) ont permis de délimiter des unités majeures archéennes se poursuivant au-delà du Front de Grenville dans la ceinture parautochtone de Grenville. De plus, Allard (1979) avait déjà reconnu les roches du Complexe du lac Doré dans le secteur du lac Complexe à l'est du Front de Grenville. Dans le secteur à l'est du Front de Grenville, les roches sont constituées de gneiss quartzofeldspathiques à biotite, de gneiss quartzofeldspathiques à biotite et à hornblende, de gneiss à hornblende, d'amphibolites, de gneiss grossiers à biotite et de schiste à chlorite magnésienne. Les effets de l'orogénèse grenvillienne se manifestent par la présence de failles NNE-SSW et un métamorphisme plus élevé au faciès des amphibolites.

La couverture protérozoïque est représentée par la Formation de Chibougamau (Aphébien inférieur) composée de conglomérat, de grès et d'argilite. Elle inclue aussi la Formation d'Albanel (Aphébien supérieur) du Groupe de Mistassini qui contient des dolomies et des shales graphiteux.

REMERCIEMENTS

Nous voulons remercier la géologue Kathia Caron ainsi que les assistants Patrick Limoges et Dave Pelletier pour l'aide qu'ils nous ont apportée sur le terrain et pour l'intérêt marqué qu'ils ont manifesté tout au long de l'été. Nous tenons également à remercier la géologue Kathia Caron pour le travail qu'elle a effectué lors de la production des cartes géologiques dans le SIGÉOM et des figures accompagnant ce rapport.

STRATIGRAPHIE

LES ROCHES VOLCANO-SÉDIMENTAIRES ARCHÉENNES

GRUPE DE ROY

Le Groupe de Roy couvre la partie ouest de la région étudiée (figure 3). Le premier cycle volcanique de la région de Chibougamau qui comprend les formations d'Obatogamau et de Waconichi est absent. Les roches les plus anciennes sont représentées par la Formation de Gilman. Elles sont recouvertes par les roches de la Formation de Blondeau et de la Formation de Bordeleau.

Formation de Gilman (Agi)

La Formation de Gilman a été instaurée par Duquette (1970). La localité-type se situe dans le quart nord-ouest du canton Roy le long de la route du lac Waconichi. À cet endroit, la formation est constituée majoritairement de lave andésitique à basaltique coussinée. Les filons-couches de gabbros comagmatiques ont été inclus par Duquette même si cela contrevient aux règles du code stratigraphique Nord-Américain. Nous avons conservé temporairement cette définition pour des questions pratiques, mais une redéfinition des unités s'impose. Gobeil et Racicot (1983) soulignent que cette unité renferme des accumulations importantes de hyaloclastites et de pyroclastites dans la région de Chibougamau.

Dans la région du lac des Canots, la Formation de Gilman (3-4 km d'épaisseur) est séparée de la Formation de Chibougamau, au nord, par la faille Gwillim. Elle y est surmontée stratigraphiquement par la Formation de Blondeau. Elle se compose principalement de basaltes, d'andésites et de pyroclastites (Agi1). Elle renferme également des filons-couches comagmatiques de gabbro (Agi2), une mince bande de rhyolite et de minces horizons d'argilite graphiteuse (Agi3).

Les basaltes et les andésites représentent 85 % de la formation. Ils sont mégascopiquement similaires et ne peuvent être différenciés que par leur composition chimique. Ils sont de couleur vert moyen à vert grisâtre en surface fraîche et gris verdâtre en surface altérée. La granulométrie est fine quoique, dans les coulées plus épaisses, elle augmente vers le centre des coulées. Ils contiennent moins de 15 % de phénocristaux de plagioclase idiomorphe (2 à 5 mm) et de phénocristaux de pyroxène. Les coulées sont fréquemment coussinées. Les coussins, moyennement à fortement aplatis, sont orientés parallèlement à la schistosité régionale. Des brèches de coulées sont également présentes. En lames minces, les basaltes et les andésites sont composés de reliques de plagioclase, d'épidote, d'amphibole (hornblende) et de chlorite. Leur texture est porphyrique, intersertale ou lépidoblastique.

Plusieurs filons-couches de gabbro (environ 10 % de la formation) ont été observés dans l'empilement volcanique. Même s'ils ne sont pas de la formation de Gilman, leur association chimique et historique font qu'ils sont liés à la formation. Le plus important de ces filons, d'une épaisseur d'environ 200 m, se trouve à 3 km au sud du lac Waconichi. Il est caractérisé par une texture mouchetée qui est causée par des phénocristaux (40 %) de hornblende et de plagioclase dont la taille varie de 1 à 3 mm. Ceux-ci baignent dans une matrice composée de plagioclase, de hornblende, de chlorite et d'épidote.

Les tufs et les rhyolites constituent environ 5 % de la formation. Ils forment, au centre-ouest de la région, deux horizons de plus de 100 m d'épaisseur qui sont intercalés avec les basaltes. Les fragments de rhyolite, de 2 à 20 cm de diamètre, constituent en moyenne 50 % de la roche. Ils baignent dans une matrice rhyolitique aphanitique. Les tufs à lapilli sont de composition similaire aux tufs à blocs. Ils sont peu épais et souvent associés spatialement aux tufs à blocs. En lames minces, les laves et les pyroclastites acides sont caractérisées par un contenu élevé en quartz corrodé et en plagioclase altéré et par un contenu faible en minéraux ferromagnésiens.

L'analyse chimique des éléments majeurs de 15 échantillons a été réalisée dans le but d'identifier les principales caractéristiques lithogéochimiques des roches de la Formation de Gilman. Le contenu en silice permet de conclure que ces roches varient d'une composition basaltique à rhyolitique. Les basaltes et les andésites sont moyennement alumineux, riches en fer, en magnésium, en titane et en calcium et pauvres en alcali. Les rhyolites ont un contenu en silice supérieur, en moyenne, à 71 %. Les diagrammes de Jensen (figure 4a et 4b) permettent d'observer que les basaltes, les andésites et les gabbros de la Formation de Gilman ont une composition qui correspond à une suite tholéitique.

Les roches de la Formation de Gilman forment la base du second cycle volcanique du Groupe de Roy. Daigneault et Allard (1990) suggèrent la présence d'un complexe volcanique central de type bouclier pour expliquer la présence

d'une séquence épaisse de basalte qui s'amincit à mesure qu'on s'éloigne de la ville de Chibougamau.

Formation de Blondeau (Ab1)

Cette unité fut d'abord désignée Formation du lac Blondeau par Duquette (1964) qui l'a observée dans le quart nord-ouest du canton Roy. Duquette (1970) a reconnu également cette unité dans les secteurs du synclinal de Chibougamau et du synclinal de Chapais. Il la nomme alors Formation de Blondeau. Selon Duquette (1970), elle regroupe également une partie des séries d'Opémisca et de Pré-Opémisca (Beach, 1940 ; et Norman, 1937 et 1941). En 1975 (Cimon, 1977), le caractère discordant de la partie supérieure du « Groupe Pré-Opémisca » est à nouveau reconnu. Depuis lors, le sommet de la série Pré-Opémisca et la série d'Opémisca sont exclus de la Formation de Blondeau.

La Formation de Blondeau (2-3 km d'épaisseur) occupe le sud-ouest de la région étudiée et repose en concordance sur la Formation de Gilman. Le passage entre les deux formations est net et rapide. La Formation de Blondeau est limitée, à l'est, par le Pluton de France et, au sud, par la faille Faribault. Elle est composée d'argilites graphiteuses, de siltstone, de grès feldspathiques (Ab11), de laves rhyolitiques et/ou dacitiques, de tufs felsiques et cherteux (Ab12), de quelques amas de sulfures massifs, de rares coulées de laves andésitiques ou basaltiques (Ab13) et de quelques filons-couches de gabbro (Ab14).

Les roches sédimentaires (argilite, siltstone et grès) forment 80 % de la formation. Les argilites graphiteuses sont en bancs massifs, de plus de 1 m d'épaisseur, intercalés dans des niveaux métriques faits de minces lits (1 à 10 cm) d'argilite graphiteuse, de siltstone et de grès feldspathique. Les argilites sont de couleur gris sombre à noire en cassure fraîche et gris sombre en surface altérée. Elles sont souvent minéralisées en pyrite. Les siltstones et les grès feldspathiques sont gris moyen en cassure fraîche et blanchâtres en surface altérée. Ils sont riches en quartz et en feldspath anguleux et contiennent localement des fragments anguleux d'argilite (1 à 3 cm). Certains lits contiennent un granoclassement. Ces grès forment des lits de quelques centimètres d'épaisseur en alternance avec des lits d'argilite de 1 m et plus. En lames minces, les grès fins sont constitués de grains de quartz et de feldspath subarrondis et la matrice renferme de la chlorite et de l'actinote sous forme de lamelles orientées préférentiellement dans le plan de la schistosité.

Des laves rhyolitiques et des tufs rhyolitiques et cherteux sont également présents. Les rhyolites ont une cassure conchoïdale. Elles sont massives, de couleur gris moyen en cassure fraîche et blanchâtres à grisâtres en surface altérée. Elles sont constituées de lattes de plagioclase, de taille millimétrique, qui baignent dans une matrice aphanitique quartzofeldspathique. Les tufs felsiques et cherteux sont présents à tous les niveaux dans la formation. Ils sont de

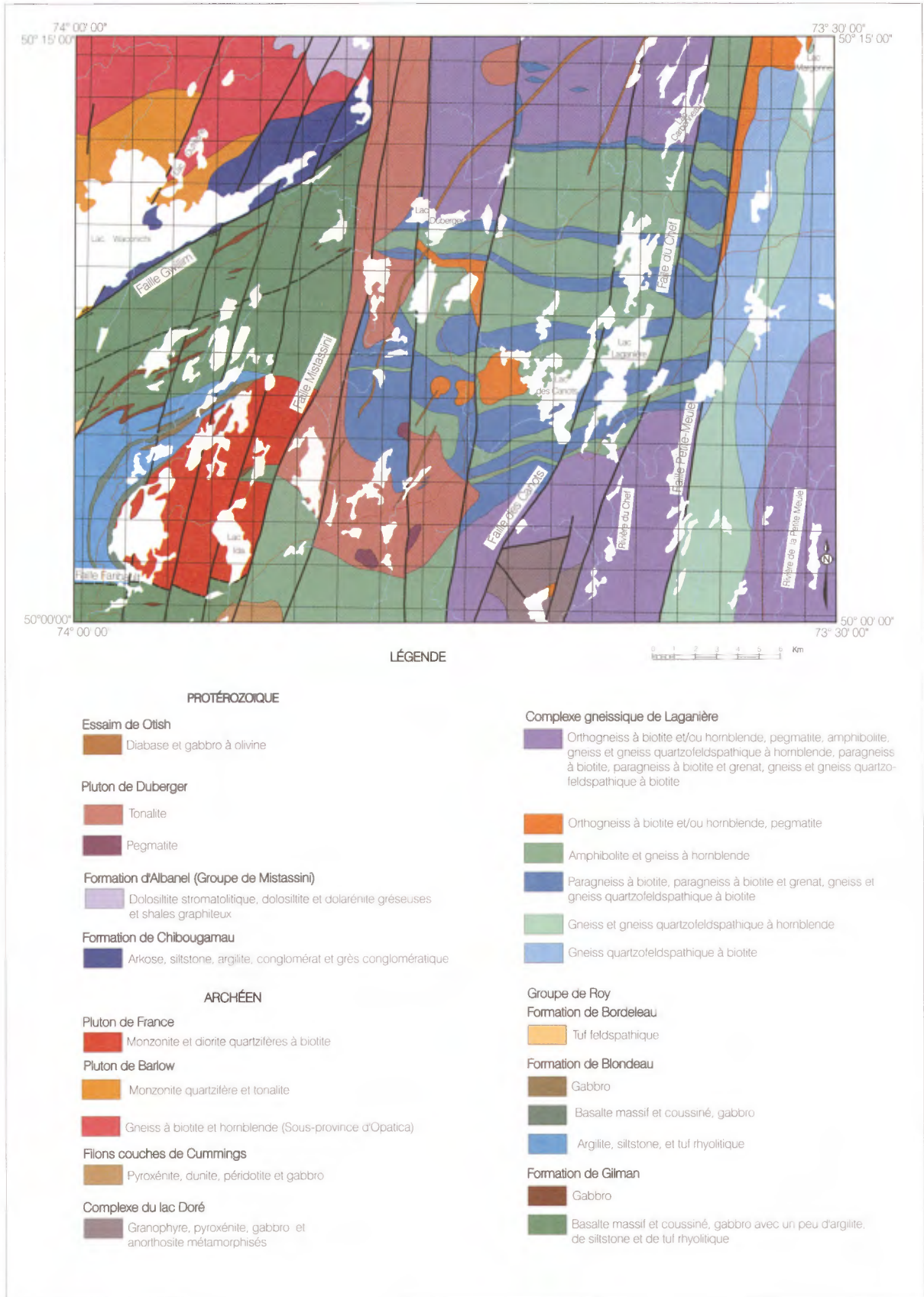


FIGURE 3 - Géologie de la région du lac des Canots, 321/04.



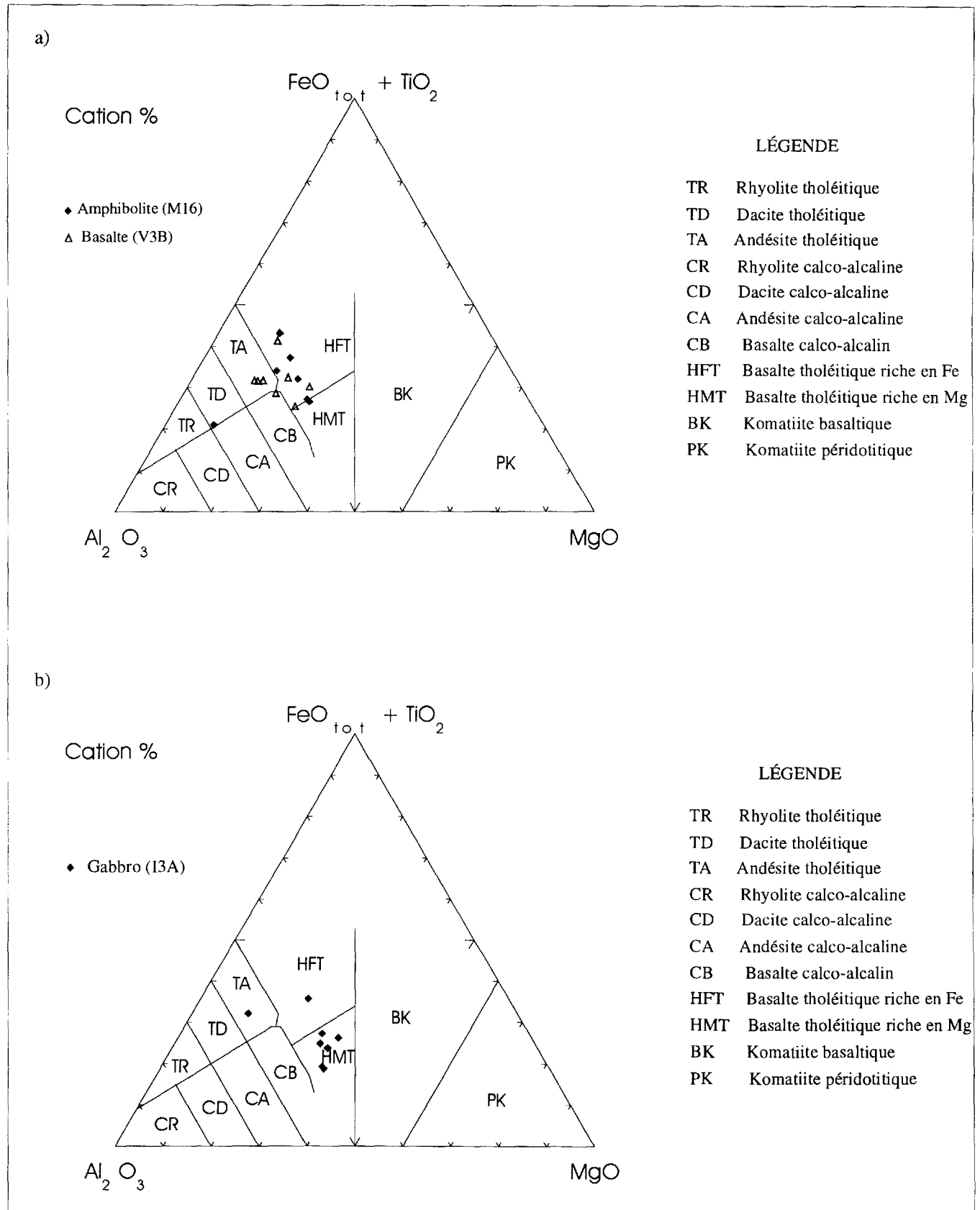


FIGURE 4 - Diagrammes géochimiques de Jensen (1976): a) basaltes de la Formation de Gilman et amphibolites du Complexe gneissique de Laganière; b) filons-couches de gabbros comagmatiques de la Formation de Gilman.

couleur gris sombre en surface fraîche et gris clair à beige en surface altérée. Ils se présentent en laminations diffuses ou parallèles. En lames minces, les rhyolites et les tufs rhyolitiques sont constitués principalement de plagioclase et de quartz et, dans une moindre part, d'actinote, de chlorite et d'épidote. Ils ont une texture porphyrique à gloméro-porphyrique et une matrice aphanitique.

Les laves andésitiques ou basaltiques (environ 10 % de la formation) sont intercalées avec les roches volcanoclastiques et sédimentaires. Ces laves sont de couleur gris verdâtre en cassure fraîche et grise à gris brunâtre en surface altérée. Elles sont massives et localement coussinées.

Des filons-couches de gabbro sont intimement associés aux basaltes et aux andésites. Ces gabbros sont de couleur vert moyen en cassure fraîche. Ils sont leucocrates et moyennement grenus. Leur épaisseur varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Ils se composent de 60 à 70 % de plagioclase et de 15 à 30 % de hornblende. Les minéraux secondaires sont le leucoxène, la magnétite et l'épidote. Même s'ils ne sont pas de la formation de Blondeau, leur association chimique et historique font qu'ils sont liés à la formation.

Selon Dimroth *et al.* (1984), les roches de la Formation de Blondeau semblent liées à l'émergence d'îles volcaniques, à la production des laves mafiques en milieu sous-marin et à l'éjection subaérienne de pyroclastites felsiques devenant à leur tour des sources de sédiments polygéniques.

Formation de Bordeleau (Abo)

Caty (1979) a instauré la Formation de Bordeleau pour tenir compte d'une séquence de grès feldspathique massif observée au centre du synclinal de Waconichi, au nord de Chibougamau. À cet endroit, l'unité est en contact graduel avec la Formation de Blondeau. La Formation de Bordeleau n'occupe qu'une faible superficie dans l'extrémité centre-ouest de la région étudiée. Elle se compose d'arénite feldspathique avec des niveaux peu épais de siltstone et d'argilite.

L'arénite feldspathique forme des bancs épais (5 à 10 m) et massifs. Elle est verte en cassure fraîche et blanchâtre en surface altérée. Localement l'arénite contient de 1 à 10 % de fragments conglomératiques constitués de volcanites felsiques à porphyres de quartz et de feldspath et plus rarement de volcanites mafiques. La matrice se compose de cristaux anguleux de plagioclase, de quartz, d'épidote et de carbonate secondaire.

Selon Dimroth *et al.* (1984), elle représente la transition avec les roches sédimentaires du Groupe d'Opémisca. L'émergence d'îles volcaniques ayant produit les laves mafiques en milieu sous-marin et les éjections subaériennes de pyroclastites felsiques à l'origine de la Formation de Blondeau deviennent à leur tour des sources de sédiments

polygéniques pour la Formation de Bordeleau et le Groupe d'Opémisca.

LES ROCHES MÉTAMORPHIQUES DE LA PROVINCE DE GRENVILLE

COMPLEXE GNEISSIQUE DE LAGANIÈRE

Nous introduisons le terme Complexe gneissique de Laganière pour désigner un assemblage de gneiss et d'orthogneiss dans le parautochtone de la Province de Grenville. Les gneiss ont été regroupés en 4 assemblages lithologiques : 1) amphibolites et gneiss à hornblende (Alag1a) ; 2) paragneiss à biotite, paragneiss à biotite et grenat et gneiss à biotite (Alag1b) ; 3) gneiss quartzofeldspathique et gneiss à hornblende (Alag1c) ; et 4) gneiss quartzofeldspathique à biotite (Alag1d). Nous croyons, comme l'a proposé Lacoste (1985) dans son étude pétrologique et géochimique du canton Duberger, que ces gneiss métamorphisés au faciès des amphibolites représentent le prolongement vers l'est des basaltes et des sédiments de la ceinture de Chibougamau-Matagami. Ceux-ci se prolongent donc dans la ceinture parautochtone de la Province de Grenville, sans toutefois que l'on puisse faire de lien direct entre les unités de la ceinture d'une part, et les assemblage de gneiss d'autre part. Ce complexe renferme également des orthogneiss à biotite et /ou à hornblende et des pegmatites (Alag2). Dans les secteurs où les observations de terrain étaient insuffisantes, nous n'avons pas effectué de subdivisions et les lithologies ont été assignées au Complexe gneissique de Laganière indifférencié (Alag).

Amphibolites et gneiss à hornblende (Alag1a).

Les amphibolites et les gneiss à hornblende affleurent dans le secteur du lac Laganière, au sud du lac Duberger, et dans le secteur NE du canton Duberger. Dans le secteur du lac Laganière, les gneiss à hornblende sont intimement associés aux amphibolites et forment des bandes de 0,5 à 4,0 km de largeur. Ils sont intercalés avec des bandes de paragneiss et de gneiss à biotite dont l'épaisseur varie de 0,5 à 1,5 km. Les gneiss à hornblende diffèrent des amphibolites principalement par leur contenu en hornblende. Les gneiss sont constitués de rubans centimétriques riches en hornblende (30 à 50 % de hornblende) alternant avec des rubans centimétriques riches en minéraux felsiques (feldspath et quartz formant entre 40 à 50 % de la roche). Les amphibolites sont massives à rubanées et les lits plus mafiques contiennent entre 65 à 80 % de hornblende. Elles renferment également des lits riches en minéraux felsiques. La granulométrie des gneiss et des amphibolites varie de fine à moyenne et la texture, d'équigranulaire à porphyroblastique. La gneissosité ou la foliation est mar-

quée par l'alignement de la hornblende. La biotite, le sphène, le zircon et la magnétite constituent les minéraux accessoires.

Paragneiss à biotite, paragneiss à biotite et grenat et gneiss à biotite (Alag1b).

Les paragneiss et gneiss à biotite affleurent dans la partie SE du canton Duberger, dans les secteurs des lacs Duberger et des Canots, où ils forment des bandes de 0,5 à 1,5 km de largeur. Nous avons distingué ces deux lithologies sur leur contenu en biotite. Dans le cas des gneiss à biotite, la roche est constituée de rubans centimétriques riches en biotite (20 à 30 %) alternant avec des rubans centimétriques riches en minéraux felsiques (feldspath et quartz représentant entre 40 à 50 % de la roche). Les paragneiss sont rubanés; les rubans mafiques contiennent entre 65 à 80 % de biotite et ils renferment également des rubans riches en minéraux felsiques. Ils sont de couleur gris pâle à gris clair verdâtre en surface fraîche et la patine d'altération devient brun rouille lorsque le contenu en biotite est plus élevé. L'alternance de niveaux riches en biotite avec des niveaux riches en feldspath-quartz pourrait indiquer les reliques d'un litage primitif. Certaines structures reliques telles des stratifications entrecroisées et des laminations convolutées ont été observées localement.

Ces paragneiss et gneiss à biotite sont souvent interstratifiés avec des gneiss à biotite et à hornblende et avec des gneiss à grenat. Ces derniers sont à grain fin et leur structure varie de foliée à finement litée. La biotite, dont la quantité varie de 2 à 30 %, marque la foliation ou la gneissosité.

Gneiss quartzofeldspathiques à hornblende (Alag1c) et gneiss quartzofeldspathique à biotite (Alag1d)

Les gneiss quartzofeldspathiques à hornblende et /ou à biotite occupent la partie orientale de la région, à l'est de la faille Petite-Meule. La roche est de couleur gris pâle à gris verdâtre; la structure est foliée ou plus rarement litée. La roche possède une texture granoblastique dont la granulométrie varie de fine à moyenne. Localement, les gneiss peuvent contenir de 2 à 5 % de grenat. Le quartz et le plagioclase constituent de 75 à 85 % de la roche. Les plagioclases sont partiellement transformés en séricite. La biotite et la hornblende (10 à 15 % de la roche) marquent la foliation. Par endroits, la biotite est altérée en chlorite. Les minéraux accessoires sont la magnétite, le sphène, l'apatite, la clinozoïcite, la séricite et le zircon.

Orthogneiss à biotite et pegmatite (Alag2)

Les orthogneiss à biotite affleurent dans le secteur à l'ouest et au nord-ouest du lac des Canots, de même qu'à

l'est du lac Carbonneau. Les orthogneiss forment des masses subcirculaires de 1 à 2 km de diamètre ou allongées de quelques kilomètres de longueur. Ils se différencient des autres gneiss par leur granulométrie plus grossière, par une foliation plus ou moins orthogonale au grain tectonique régional, ainsi que par la présence de 15 à 20 % de porphyroblastes de microcline. La roche est homogène, massive à gneissique, et la granulométrie varie de moyenne à grossière. La roche est composée principalement de quartz (15 à 30 %), de plagioclase (15 à 35 %), de microcline (20 à 50 %) et, dans une moindre proportion, de biotite et de hornblende (5 à 15 %). Plusieurs grains de plagioclase ont une texture myrmékitique. Les minéraux accessoires sont le sphène, le zircon et les opaques. Les orthogneiss ont une composition granodioritique (figure 5).

Des dykes ou des amas de pegmatite traversent les orthogneiss. La pegmatite rose ou blanche est fortement grenue et elle contient de grands cristaux de feldspath à texture myrmékitique. Les dykes ont quelques mètres à plusieurs mètres d'épaisseur.

LES ROCHES INTRUSIVES D'ÂGE ARCHÉEN

Plusieurs intrusions de composition variable ont envahi les roches volcano-sédimentaires et les gneiss de la région. Elles sont de deux types: les intrusions stratiformes de composition mafique à ultramafique (Complexe du lac Doré et Filons-couches de Cummings) et les granitoïdes (Pluton de Barlow, Pluton de France et gneiss tonalitiques).

LES INTRUSIONS DE COMPOSITION MAFIQUE À ULTRAMAFIQUE.

Le Complexe du lac Doré (AclD)

Le Complexe du lac Doré est une intrusion stratiforme différenciée. Il a été nommé par Allard (1956) suite à des travaux de cartographie dans le canton McKenzie. Le complexe comprend quatre zones qui sont, de la base au sommet: la zone anorthositique, la zone litée, la zone granophyrique et la zone de bordure supérieure. Dans la région de Chibougamau, le Complexe du lac Doré affleure de part et d'autre de l'anticlinal de Chibougamau (figure 2). Il s'est mis en place de façon légèrement discordante dans la portion supérieure de la Formation de Waconichi ou dans la partie inférieure de la Formation de Gilman.

Dans notre région, l'équivalent métamorphisé du Complexe du lac Doré avait été reconnu par Allard (1979), à l'est de la faille Mistassini, dans le Parautochtone de la Province de Grenville. Comme nous n'avons pas cartographié les roches du Complexe du lac Doré en raison du manque d'accès, nous résumons ici les principales observations de Allard (1979). Le complexe est constitué de

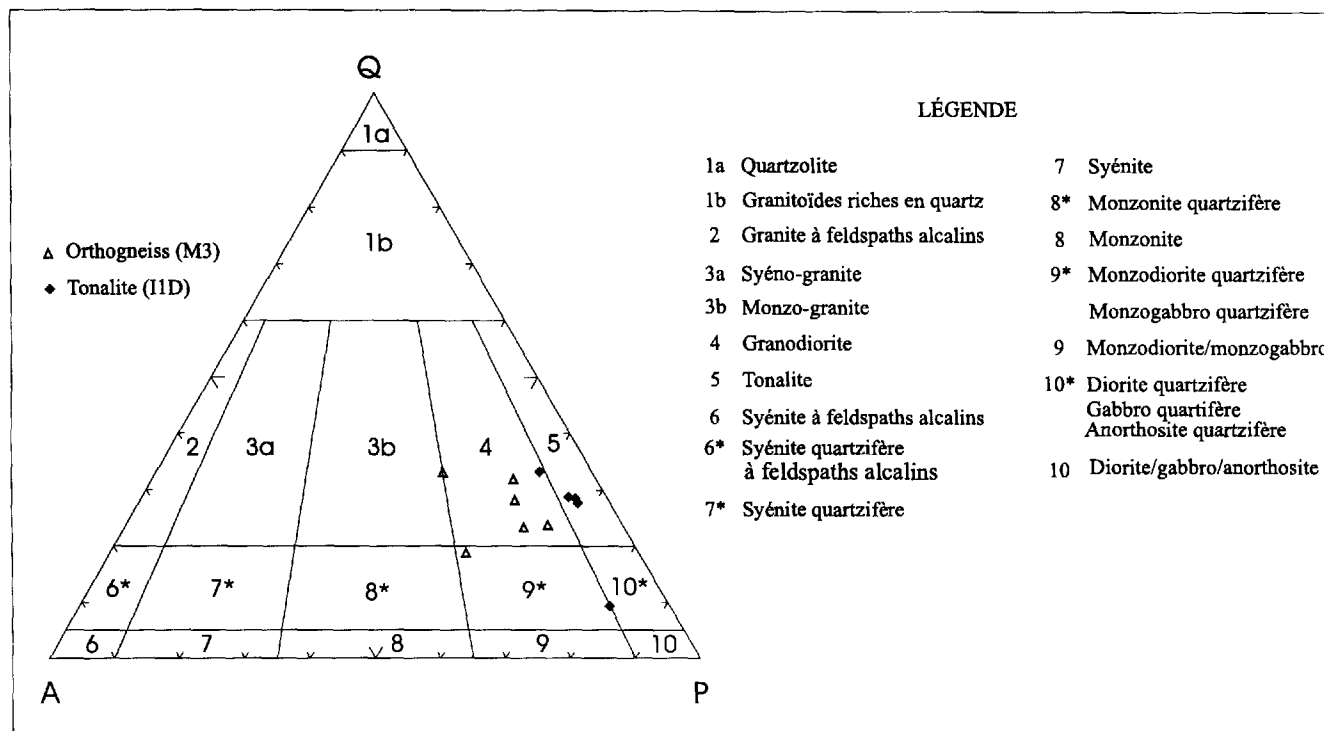


FIGURE 5 - Diagramme géochimique de Le Maître (1989) des orthogneiss du Complexe gneissique de Laganière et du pluton de Duberger.

trois zones : une zone d'anorthosite et de gabbros anorthositiques (Acld1), une zone de gabbros et de gabbros pyroxénitiques (Acld2) et une zone granophyrique dans la partie supérieure (Acld3).

L'anorthosite et les gabbros anorthositiques conservent leur texture originelle malgré le métamorphisme grenvillien superposé au métamorphisme kénoréen. Les cumulats sont présents et le litage est bien conservé. Ces roches se distinguent par un contenu élevé en Al_2O_3 (25-30 %). Le plagioclase est le labrador et le pyroxène est remplacé par la hornblende. Les minéraux accessoires sont le quartz, la magnétite, l'ilménite, le sphène, le rutile, la biotite, la scapolite, la zoïsite-clinozoïsite, le pyroxène et le zircon.

Les métagabbros et les métagabbros pyroxénitiques sont beaucoup plus foncés que les méta-anorthosites. Ce sont des gneiss riches en hornblende. La texture et la minéralogie sont similaires à celles de l'anorthosite, à l'exception du rapport plagioclase sur hornblende qui est inversé. On y retrouve les mêmes minéraux accessoires.

La zone granophyrique est constituée d'un gneiss quartzofeldspathique à biotite riche en quartz et en plagioclase avec un peu de biotite et de hornblende ainsi que des traces de zircon, d'apatite et de sphène.

Filons-couches de Cummings (Acum)

Duquette (1976) fut le premier à utiliser le terme « Complexe de Cummings ». La localité-type du complexe est située dans le secteur du lac Cummings. Ce complexe est

injecté près de la base de la Formation de Blondeau. Il comporte 3 filons-couches génétiquement reliés (Duquette, 1970) séparés par de minces strates de Blondeau : le filon-couche de Roberge, à la base, le filon-couche de Ventures et le filon-couche de Bourbeau, au sommet. L'épaisseur des filons-couches peut varier régionalement le long du Synclinal de Chibougamau et elle s'amincit vers l'est. Daigneault et Allard (1990) abandonne le terme Complexe de Cummings pour le remplacer par Filons-couches de Cummings.

Les Filons-couches de Cummings (Acum) affleurent à l'extrémité SW de la région étudiée, dans le prolongement du Synclinal de Chibougamau. Deux des trois filons-couches sont présents : le filon-couche de Roberge et le filon-couche de Bourbeau. Le gabbro du filon-couche de Ventures, avec sa texture ophitique caractéristique, est absent.

Le filon-couche de Roberge est caractérisé par une alternance de dunite, de péridotite et de pyroxénite. La dunite ne diffère de la péridotite que par son pourcentage plus élevé en olivine. Ces roches sont de couleur vert sombre ou brun foncé en surface altérée et gris sombre en cassure fraîche. Elles sont plus ou moins serpentinisées et contiennent généralement de la magnétite et parfois de la serpentine fibreuse. La péridotite passe généralement à une pyroxénite vert moyen en surface altérée et vert foncé en cassure fraîche. Au-dessus du Roberge, le filon-couche de Bourbeau est composé d'une pyroxénite à la base, d'un leucogabbro puis d'un ferrogabbro au sommet. La pyroxénite est massive, de couleur vert foncé à noire, et elle est

composée en majeure partie de pyroxènes. L'unité intermédiaire est un leucogabbro massif de couleur blanchâtre, tacheté de vert et possédant une texture subophitique. Ce leucogabbro renferme principalement une proportion équivalente de pyroxènes et de plagioclases altérés et, dans une moindre part, de la chlorite et du leucoxène. Le ferrogabbro à quartz, au sommet, est de couleur noire tachetée de blanc et la texture est subophitique à panidiomorphique. Il est composé, en majeure partie, de pyroxène et de plagioclase altéré, de 5 à 10 % de grains de quartz arrondis et d'un peu de leucoxène.

LES GRANITOÏDES

Pluton de Barlow (Abar)

Le Pluton de Barlow, (Racicot *et al*, 1984) est un batholite ovoïde mesurant 27 km de longueur sur 7 km de largeur. Il est située au contact entre la ceinture de roches vertes de l'Abitibi et les gneiss bordant la sous-province d'Opatoca (figure 2). Ce pluton, malgré ses variations minéralogiques, est généralement uniforme. Il est constitué principalement de monzodiorite quartzifère à hornblende (Abar₁) et d'une tonalite à biotite (Abar₂) dans la partie NE de l'intrusion.

Dans la région étudiée, les rares affleurements de tonalite à biotite situés à l'extrémité ouest de la région constituent la partie sud du pluton. La roche de couleur gris pâle en surface fraîche et grise en surface altérée est à grain moyen. La foliation observée en quelques endroits est généralement parallèle au contact de l'intrusion. La tonalite est constituée d'environ 50 à 70 % de plagioclase, de 10 à 20 % de quartz, de 10 % ou moins de biotite et moins de 5 % de feldspath potassique. La monzonite quartzifère à hornblende est grise à gris rosâtre. La foliation magmatique est définie par la hornblende ou des xénolithes aplatis. Elle est constituée de 50 à 70 % de plagioclase, de 1 à 20 % de quartz et de 10 à 20 % de microcline.

Pluton de France (Afra)

Le Pluton de France (Gilbert, 1958) est une intrusion allongée NNE-SSW mesurant 10 km de longueur sur 6 km de largeur. Ce pluton est à grain fin et assez homogène et il a une composition variant de monzodiorite à diorite quartzifère (Afra). La roche est de couleur rose saumon avec une teinte verdâtre. Elle contient de 15 à 20 % de quartz, de 15 à 20 % de feldspath potassique, de 50 à 55 % de plagioclase et moins de 10 % de biotite. Le Pluton de France contient de nombreux xénolithes de roches mafiques à ultramafiques dont l'un, situé dans la partie orientale du pluton, atteint 1,5 km de longueur et 0,75 km de largeur.

Au nord du Pluton de France, des petites lentilles de syénite (I2D) et de monzonite quartzifère (I2E) ont été

observées. Celles-ci pourraient être des masses satellites de ce pluton.

Gneiss tonalitiques (Sous-province d'Opatoca)

Les gneiss tonalitiques (M1) qui occupent l'extrémité NW de la région étudiée font partie de la Sous-province d'Opatoca. Le contact entre le Pluton de Barlow, situé au sud, et les roches gneissiques et migmatitiques de la Sous-province d'Opatoca, au nord, semble graduel (Racicot, 1979). En raison du manque d'accès, nous n'avons pu observer ces gneiss. Nous résumerons donc les observations de Gros (1975).

Les gneiss sont à grain moyen et de couleur gris rosâtre en surface fraîche. Ils se composent de 30 à 35 % de quartz, de 45 à 55 % de plagioclase et de 10 à 20 % de feldspath potassique. Les minéraux accessoires sont la biotite, la hornblende et la chlorite. Des dykes et des amas de pegmatite traversent les gneiss à biotite et/ou à hornblende. Des enclaves d'amphibolite pouvant former des couches assez continues sont également présentes dans les gneiss.

LES ROCHES D'ÂGE PROTÉROZOÏQUE

Les roches sédimentaires d'âge protérozoïque sont représentées par la Formation de Chibougamau et par la partie inférieure de la Formation d'Albanel du Groupe de Mistassini. Des dykes de diabase protérozoïques coupent les roches grenvilliennes et archéennes de même que le Pluton de Duberger.

FORMATION DE CHIBOUGAMAU (Pcb)

Les roches de la Formation de Chibougamau (Long, 1974) occupent un secteur de 15 km de longueur sur environ 2 km de largeur dans la région du lac Waconichi. Les roches de la formation sont limitées à l'est par la faille Gwillim et, à l'ouest, elles reposent en discordance sur celles du Pluton de Barlow ou les gneiss de la Sous-province de l'Opatoca. La formation est composée de conglomérat et de grès conglomératique (Pcb1) surmontés d'arkose et d'argilite finement litée contenant des *dropstones* (Pcb2).

Les conglomérats et les grès conglomératiques contiennent des fragments de toutes les lithologies d'âge archéen de la région de Chibougamau, mais aucun fragment de roche du Groupe de Mistassini n'a été observé. La taille des fragments de conglomérat varie du gravier aux blocs. Les fragments sont arrondis et ils forment entre 10 à 70 % du volume de la roche. La matrice des conglomérats est constituée d'arénite mal triée, de siltstone et d'un peu d'argile. Les lits de conglomérats et de grès conglomératiques sont généralement massifs et épais.

Les arkoses et les argilites de la partie supérieure de la formation sont finement laminées. L'épaisseur des lits varie de quelques millimètres à quelques centimètres. Les lits de grès sont mal triés à moyennement triés et leur épaisseur varie de 1 à 5 cm. Les argilites forment des lits plus minces de 0,2 à 2,0 cm d'épaisseur. Des *dropstones* sont présents dans cette unité et leur diamètre peut être supérieur à un mètre.

Young (1970) suggère une corrélation entre les roches de la Formation de Chibougamau et celles de la Formation de Gowganda de l'est de l'Ontario et de l'ouest du Québec. Long (1974) suggère pour sa part une origine glaciaire et un âge aphébien inférieur.

FORMATION D'ALBANEL (Pal)

Les roches carbonatées de la partie inférieure de la Formation d'Albanel, d'âge Aphébien supérieur (1,9 Ga) occupent le secteur de la rivière Waconichi situé au centre-nord de la région. Un régolite d'une dizaine de mètres d'épaisseur est présent au contact des gneiss tonalitiques de la Sous-province d'Opatica. La Formation d'Albanel contient des dolomies stromatolitiques (Pal₁), des dolosiltites et, dans une moindre part, des shales noirs graphiteux (Pal₂).

Le régolite est constitué de fragments anguleux de gneiss tonalitiques dont la taille moyenne varie de 1 cm à 1 m de diamètre. Cependant, certains blocs peuvent atteindre plus de 5 m de diamètre. La matrice est une dolosiltite gréseuse identique aux dolosiltites que l'on trouve dans les niveaux sus-jacents. Les blocs n'ont pas été déplacés et la matrice résulte probablement d'une percolation dans un système de fractures qui a également permis l'altération du substrat.

Le régolite est surmonté d'une unité de dolosiltite à stromatolites, de brèche intraformationnelle et de dolosiltite argileuse (Pal₁). L'épaisseur de cette unité est d'environ 20 m. Elle est surmontée de dolosiltite laminée et argileuse interlité avec 5 horizons de shale graphiteux (Pal₂). La base de cette seconde unité est fixée au premier niveau de shale graphiteux et le sommet au dernier niveau de shale. L'épaisseur des niveaux de shale varie de 1 à 6 m sauf le niveau supérieur qui peut atteindre 30 m. L'épaisseur totale de cette unité varie de 100 à 150 m.

PLUTON DE DUBERGER

Le Pluton de Duberger (Adur) est une masse de tonalite peu déformée (figure 5) qui s'est logée juste à l'est de la faille de Mistassini. Une seconde masse de tonalite similaire, mais de moindre importance, a été également observée dans la partie centre-nord de la région, près d'une faille. Des amas de pegmatite sont présents dans ces tonalites. Le peu de déformation de cette tonalite suggère qu'elle est d'âge grenvillien.

La roche de couleur blanche est massive à porphyrique. La granulométrie varie de grain fin à moyen. Elle est constituée principalement de quartz et de plagioclase et le contenu en biotite et en hornblende ne dépasse pas 5 % du volume de la roche.

ESSAIM D'OTISH (Poti)

Les dykes de diabase d'âge protérozoïque (1730 Ma), orientés NE-SW, sont assignés à l'Essaim d'Otish (Fahrig et West, 1986). Les dykes de diabase, de couleur verte, sont massifs, peu ou pas déformés, et leur granulométrie varie de moyenne, au centre du dyke, à aphanitique, en bordure de celui-ci. Leur contact est net et la puissance des dykes varie de 1 à 50 mètres. Leur longueur peut atteindre plusieurs kilomètres. La plupart de ces dykes peuvent être tracés à partir des anomalies linéaires présentes sur les cartes aéromagnétiques.

MÉTAMORPHISME

Les roches archéennes de la Sous-province de l'Abitibi dans la région de Chibougamau (Baker, 1980) ont un assemblage métamorphique au grade des schistes verts inférieurs à moyens. Quant aux roches affectées par l'orogénèse grenvillienne, le grade métamorphique est à celui d'amphibolite inférieure. Dans les metabasaltes, l'assemblage varie d'actinote-hornblende-chlorite-épidote-albite et passe progressivement, d'ouest en est, à des assemblages de grade plus élevé incluant actinote-hornblende-chlorite-épidote-albite et hornblende-chlorite-épidote-albite-grenat, actinote-hornblende-chlorite-épidote-plagioclase et hornblende-chlorite-épidote-plagioclase-grenat et hornblende-clinozoisite-plagioclase-diopside et hornblende-clinozoisite-plagioclase-grenat. La coexistence de l'actinote et de la hornblende indique des conditions au grade des schistes verts à celui des amphibolites inférieurs.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

La partie ouest de la région étudiée correspond à l'extrémité orientale de la ceinture de Chibougamau-Matagami (figure 2). Cette ceinture a été déformée principalement lors de l'orogénèse kénoréenne. Des plis isoclinaux orientés E-W à ENE-WSW, auxquels est généralement associée une schistosité bien développée, donnent le grain tectonique régional. Ces plis sont le résultat d'un raccourcissement que l'on associe à la seconde phase de déformation (D₂). Les effets d'une première phase ont été mis en évidence

par Daigneault et Allard (1983) dans le secteur du synclinal de Muscocho. Lors de la déformation D_2 , des corridors ont préférentiellement absorbé la contrainte N-S pour former les cisaillements orientés E-W à mouvement inverse. Ces cisaillements E-W ont subi par la suite un coulissage tardif (D_3) engendrant des failles de décrochement NE-SW à mouvement senestre et des failles NW-SE à mouvement dextre. Les roches de la ceinture de roches vertes de Chibougamau-Matagami, de même que celles situées plus à l'est dans la Province de Grenville, ont également subi les effets de l'orogénèse grenvillienne (D_4). Ceux-ci se manifestent surtout par un réseau dense de failles NNE-SSW et un métamorphisme plus élevé qui passe du faciès des schistes verts dans la partie occidentale de la région (Sous-province de l'Abitibi) au faciès des amphibolites dans la partie centrale et orientale (Province de Grenville).

DOMAINES STRUCTURAUX

La région peut être divisée en trois domaines structuraux (figure 6) : le domaine I comprend l'extrémité orientale de la ceinture de Chibougamau-Matagami où la déformation kénoréenne est dominante jusqu'à la faille Mistassini ; le domaine II, qui s'étend vers l'est jusqu'à la faille Petite Meule, est la zone de transition où l'héritage kénoréen est bien présent et où la déformation et le métamorphisme grenvillien sont également bien présents ; le domaine III est dominé par la déformation et le métamorphisme grenvillien. Dans le domaine I, la schistosité régionale S_2 a une orientation générale ENE-WSW à E-W avec un pendage subvertical. Elle est perturbée près du Pluton de France où elle tend à se mouler sur le pourtour de ce dernier. La schistosité correspond à une orientation préférentielle et des minéraux ferromagnésiens et des fragments de roches. L'attitude de la schistosité S_2 est *grossomodo* parallèle à la stratification. Quant aux linéations d'étirement, elles sont orientées NE-SW et plongent abruptement vers le NE ou le SW. À l'est de la faille Mistassini, dans le domaine II (figure 6), le grain tectonique (gneissosité et foliation) est également orienté ENE-WSW à E-W dans les amphibolites et les paragneiss. Des perturbations s'observent au pourtour des orthogneiss où la foliation et la gneissosité se moulent sur le pourtour de ces derniers. Le grain tectonique hérité lors de l'orogénèse kénoréenne a donc été, en partie, conservé à l'est du Front de Grenville. On note également dans le domaine II, une gneissosité et/ou une foliation orientées NNE-SSW à N-S. Ces éléments se situent à proximité des failles grenvilliennes NNE-SSW. Quant aux linéations d'étirement du domaine II, on note deux populations : celles héritées de l'orogénèse kénoréenne qui plongent abruptement et celles observées le long des failles grenvilliennes qui ont une plongée de 15 à 25°. Dans le domaine III (figure 6), la gneissosité et la foliation s'orientent soudainement NNE-SSW à N-S. Les

linéations d'étirement plongent quant à elles faiblement vers le NE.

Nous en concluons que les roches archéennes de la partie occidentale de la région ont subi les effets de la déformation grenvillienne, que cette dernière s'accroît dans la partie centrale de la région tout en conservant, en partie, l'héritage de la déformation kénoréenne et que seuls les effets de l'orogénèse grenvillienne sont apparents dans la partie orientale de la région.

LES FAILLES

Les principales failles de la région étudiée sont la faille Faribault d'orientation E-W reliée à la phase D_2 , la faille Gwillim orientée NE reliée à la phase D_3 et de nombreuses failles orientées NNE-SSW reliées à la phase D_4 (failles Mistassini, du Chef et Petite-Meule).

FAILLE FARIBAUT

La faille Faribault, d'âge archéen, fut nommée par Daigneault et Allard (1983). Cette faille, qui peut être suivie sur une distance de plus de 50 km (figure 2), sépare les roches de la Formation de Blondeau ou de Bordeleau, sises au nord, des volcanites de la Formation de Gilman, sises au sud. Ces trois formations sont à sommet vers le sud. L'extrémité orientale de la faille Faribault affleure dans la partie sud-ouest de la région étudiée où elle semble se terminer sur la faille Mistassini. Elle se caractérise par d'importantes zones de cisaillement de 10 à 20 m de largeur dont les manifestations se font sentir dans un couloir pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres de largeur. Les zones de cisaillement renferment des carbonates de fer, de la chlorite, de l'épidote et dans certains cas, du chloritoïde. Le niveau de déformation est plus intense dans les roches de la Formation de Gilman que dans les roches sédimentaires de la Formation de Bordeleau. La faille Faribault, dont le couloir de déformation est *grossomodo* parallèle à la schistosité régionale S_2 , a été générée en compression puisqu'elle résulte d'un raccourcissement horizontal N-S.

FAILLE GWILLIM

Gilbert (1958) a relevé une faille majeure d'orientation NE-SW dans le secteur du lac Waconichi et il lui attribue le nom de faille du lac Waconichi. Norman (1941) avait déjà reconnu cette faille dans la région de Chapais. Duquette (1966) en reconnaît le prolongement dans le canton McKenzie et il l'appelle « faille du lac Gwillim ». Depuis, le terme faille Gwillim est utilisé.

Les derniers mouvements le long de la faille Gwillim sont d'âge post-protérozoïque puisqu'ils affectent les roches de la Formation de Chibougamau. Le fait que les

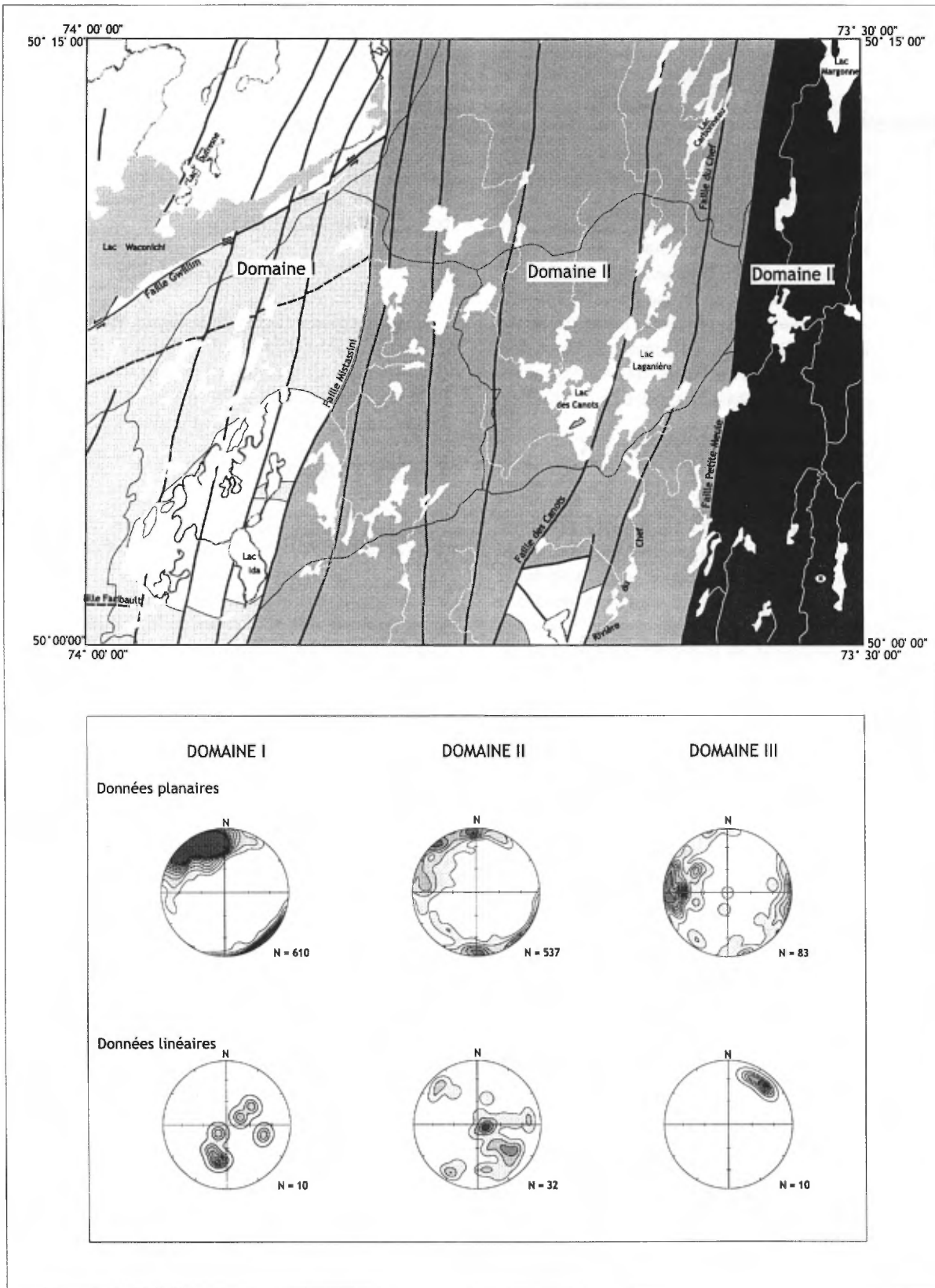


FIGURE 6 - Localisation des trois domaines structuraux et compilation des plans de la schistosité, de la gneissosité ainsi que les linéations d'étreitement minérales associées aux domaines dans la région étudiée.

sédiments ne se retrouvent que du côté nord de la faille suggère un mouvement chevauchant du SE vers le NW (Daigneault et Allard, 1990). La faille Gwillim (figure 2), qui se suit sur une distance minimale de 100 km, se présente sous forme de cisaillements contenant l'assemblage quartz-chlorite-carbonate. Dans les secteurs à l'ouest de la région étudiée, sa présence est déduite par le rejet senestre des Filons-couches de Cummings et par le rejet senestre de la faille Kapunapotagen. Dans le secteur de Chapais, ce rejet est sur plus de 2,5 km, en composante horizontale.

FAILLES NNE-SSW

La faille Mistassini orientée NNE-SSW a longtemps été considérée comme le Front de Grenville, la ligne de rencontre entre la Sous-province de l'Abitibi et la Province de Grenville. Les travaux récents de Daigneault et Allard (1983, 1986 et 1994), de Lacoste (1982 et 1985) de même que les nôtres ont permis de conclure que des unités majeures archéennes et le grain tectonique se poursuivent à l'est de la faille Mistassini dans la ceinture parautochtone du Grenville.

La faille Mistassini peut être suivie sur une distance de plus de 80 km. Dans la région étudiée, elle est marquée par un changement abrupt dans l'orientation de la schistosité dans les volcanites situées à l'ouest de la faille. La schistosité passe d'une orientation ENE-WSW à NNE-SSW. Daigneault et Allard (1990) rapportent la présence de mylonites et de pseudotachylites dans le secteur du Pluton de France. À l'est de la faille, une tonalite orientée NNE-SSW est déformée sur une faible largeur.

Le réseau de failles NNE-SSW existe aussi bien à l'est qu'à l'ouest de la faille Mistassini. Ces failles sont espacées d'environ 4 ou 5 km à l'est comparativement à 2 ou 3 km à l'ouest de la faille Mistassini. Les déplacements de part et d'autre de ces failles donnent un rejet senestre apparent qui ne dépasse guère 1 km. Elles affectent les roches sur des largeurs de 10 à 20 m. Le passage des zones déformées aux zones non déformées est abrupt. Les failles que nous avons pu observer à l'est de la faille Mistassini indiquent un mouvement inverse ou chevauchant à vergence ouest avec des linéations à faible plongée orientées vers le SE. Des schistes à chlorite ferrifère ou magnésienne sont situés le long des zones de failles NNE-SSW. Ils renferment souvent des sulfures. Ils sont de couleur gris bleuté à gris verdâtre sombre, à grain fin et très friables. Ces failles NNE-SSW aux linéations d'étirement peu inclinées diffèrent de la faille Mistassini dont le pendage et les linéations d'étirement sont plus abrupts. Le chevauchement du Grenville vers le Supérieur est néanmoins le même. Daigneault et Allard (1990) indiquent que le mouvement inverse ou chevauchant n'est pas en contradiction avec les composantes de mouvement apparent senestre observées le long de ces failles. Ils suggèrent que ces failles ont subi deux étapes. Dans un premier temps, elles ont subi un mouvement chevauchant du Grenville sur le Supérieur lors

d'une déformation ductile. En second lieu, une déformation fragile à composante horizontale a produit une cataclase qui se superpose aux mylonites et forme localement la pseudotachylite.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Plusieurs indices de zinc, d'argent et d'or ont été décelés dans la région étudiée lors des travaux d'exploration réalisés par différentes compagnies ou sociétés minières (tableau 1, en annexe). Nous pouvons classer ces indices en quatre principaux types : 1) les sulfures massifs volcanogènes, 2) les minéralisations épithermales, 3) les minéralisations mésothermales aurifères archéennes et 4) les minéralisations cuprifères protérozoïques.

LES MINÉRALISATIONS DE TYPE SULFURES MASSIFS VOLCANOGÈNES

Les minéralisations de type sulfures massifs volcanogènes sont associées à des lentilles d'argilite, de siltstone et de tuf felsique intercalées avec les basaltes de la Formation de Gilman. Ces lentilles ont une épaisseur moyenne de 5 m et leur extension latérale n'excède pas 2 km. La minéralisation consiste en horizons de pyrite et de pyrrhotite massives de 15 à 30 cm d'épaisseur avec de faibles teneurs en cuivre et en zinc. Nous avons observé des minéralisations similaires dans des argilites et des siltstones associés à des amphibolites de la Province de Grenville. Ce fait suggère que les zones minéralisées archéennes n'ont pas été oblitérées.

LES MINÉRALISATIONS ÉPITHERMALES

Plusieurs minéralisations en zinc-argent renfermant occasionnellement de l'or ou du plomb ont été observées dans des filons ou filonnets remplissant des fractures parallèles ou orthogonales au litage. Ces fractures contiennent des carbonates, des sulfures (sphalérite, galène, pyrite) et de l'épidote. Les carbonates sont associés à une faible séricitisation le long des fractures dans les sédiments (argilite et siltstone) et une chloritisation dans les basaltes et les gabbros. Lorsque les filonnets sont minces, la minéralisation est difficile à reconnaître. Cependant, l'altération de la sphalérite en hydrozincite permet de constater que la minéralisation est sous forme de filonnets millimétriques. Les meilleures teneurs obtenues sur des filons varient entre 1 et 2 % en zinc sur des largeurs de 1 à 3 m, mais leur extension latérale semble limitée. Les meilleures teneurs obtenues dans nos échantillons (tableau 2, en annexe) ont donné 0,16 % Zn et 4,5 g/t Ag.

Nous croyons que ces minéralisations sont de type épithermal distal en raison du réseau de fractures relativement dense, des minéraux présents (sphalérite et argent) et de l'altération en carbonate et en séricite. Ce type de minéralisation est caractérisé généralement par un halo important de séricite en bordure des fractures comme c'est le cas dans la région de Chibougamau (Pilote, 1987). Parfois la nature de la roche encaissante, en l'occurrence l'argilite, est peu propice au développement de ce type d'altération. Le halo de séricite s'est mieux développé dans les volcanites felsiques de la Formation de Blondeau.

Il est également possible qu'une partie de la minéralisation provienne d'activité exhalative durant la genèse des roches de la Formation de Gilman ou de Blondeau. Celle-ci serait à l'origine des filonnets parallèles au litage dans les argilites ou les volcanites felsiques.

LES MINÉRALISATIONS MÉSOTHERMALES

Les minéralisations mésothermales s'observent à l'intérieur de zones de cisaillement d'orientation E-W. Ces zones sont fortement carbonatées. La minéralisation aurifère, typiquement contrôlée par les zones de cisaillement, est associée à de la pyrite contenue dans des veines de quartz-chlorite-sulfures. Nous observons ce type de minéralisation au sud du Pluton de France, le long de la faille Faribault. Dans la région étudiée, seuls les échantillons prélevés à l'indice Lac France Est (fiche de gîte 32I/04-1000) contiennent des teneurs élevées en or (entre 132,7 et 616,2 g/t Au). La zone minéralisée en or libre, qui est contenue dans une veine de quartz, peut atteindre 1,5 m d'épaisseur. Les teneurs semblent erratiques et notre échantillonnage n'a pas retourné de résultat analytique significatif. Notons également la présence de nombreux indices, à l'ouest et au sud, dans les secteurs limitrophes de la région étudiée. Ces indices se regroupent le long du corridor de déformation de la faille Faribault.

LES MINÉRALISATIONS D'ÂGE PROTÉROZOÏQUE

Plusieurs minéralisations en cuivre-argent ont été observées dans les arkoses de la Formation de Chibougamau ou dans les dolomies et les shales de la Formation d'Albanel. La minéralisation est soit disséminée soit contenue dans des filons de quartz-carbonates-sulfures. Ce type de minéralisation se situe à proximité de la faille Gwillim ou de la faille Mistassini qui semblent contrôler sa mise en place. Le mouvement de ces failles a permis le développement de zones d'extension qui ont facilité la mise en place de la minéralisation.

L'ancienne Mine Icon, située dans l'extrémité nord-ouest de la région étudiée, est un exemple de ce type de minéralisation. La mine a produit 1,5 Mt à 3,07 % Cu et 24 g/t Ag durant les années 1967-1975. Le minerai était confiné à

l'intérieur de trois lentilles de quartz-carbonates-sulfures dans un banc de dolomie graphitique de la Formation d'Albanel. La longueur des lentilles variait de 300 à 600 m et la largeur de 2 à 20 m. Quant aux minéralisations de la Formation de Chibougamau, leurs dimensions sont beaucoup moindres (0,5 à 4,0 m de longueur sur une largeur n'excédant pas 1 m).

CONCLUSIONS

Le levé du lac des Canots s'inscrit dans le cadre de la révision de la carte géologique correspondant au feuillet SNRC 32I/04. Les données recueillies permettent aussi de compléter la base de données du SIGÉOM.

L'assemblage volcano-sédimentaire archéen de la Sous-province de l'Abitibi occupe la partie ouest de la région du lac des Canots. Le premier cycle volcanique du Groupe de Roy est absent de la région étudiée. Les roches les plus anciennes correspondent au second cycle volcanique représenté par la Formation de Gilman qui est surmontée par les formations de Blondeau et de Bordeleau. La Formation de Gilman observée dans la partie occidentale de la région étudiée se compose principalement de basaltes, d'andésites et de pyroclastites. Elle renferme également des filons-couches comagmatiques de gabbro, une mince bande de rhyolite et de minces horizons d'argilite graphiteuse. La Formation de Blondeau occupe le sud-ouest de la région étudiée. Elle est composée d'argilite graphiteuse, de siltstone, de grès feldspathiques, de lave rhyolitique et/ou dacitique, de tufs felsiques et cherteux, de quelques amas de sulfures massifs, de rares coulées de lave andésitique ou basaltique et de quelques filons-couches de gabbro. La Formation de Bordeleau ne représente qu'une faible superficie dans l'extrémité centre-ouest de la région étudiée. Elle se compose d'arénite feldspathique avec des niveaux peu épais de siltstone et d'argilite. L'assemblage volcano-sédimentaire archéen est recouvert localement par les roches sédimentaires protérozoïques de la Formation de Chibougamau et de la Formation d'Albanel.

Le terme Complexe gneissique de Laganière est utilisé pour la première fois. Il désigne un assemblage de gneiss correspondant à l'extension vers l'est, dans la Province de Grenville, des roches de la ceinture de Chibougamau-Matagami. Ce complexe comprend des assemblages d'amphibolites et de gneiss à hornblende, des paragneiss à biotite, des paragneiss à biotite et à grenat et des gneiss à biotite, des gneiss quartzofeldspathiques et des gneiss à hornblende et des gneiss quartzofeldspathiques à biotite. Ce complexe renferme également des orthogneiss à biotite et/ou à hornblende et des pegmatites.

Plusieurs intrusions de composition variable ont envahi les roches de la région. Les intrusions stratiformes, de composition mafique à ultramafique, sont le Complexe du

lac Doré et les Filons-couches de Cummings. Les granitoïdes sont représentés par les plutons de Barlow et de France de même que par des tonalites tardives.

Quelques plis mineurs à plongée abrupte vers le NE ou le SW, auxquels est généralement associée une schistosité bien développée, donnent le grain tectonique régional. Des failles E-W et NE-SW affectent également les roches archéennes. Toutes les roches de la région étudiée ont subi les effets de l'orogénie grenvillienne. Ceux-ci se manifestent surtout par un réseau dense de failles NNE-SSW et un métamorphisme plus élevé qui passe de schistes verts dans la partie occidentale de la région à des amphibolites dans la partie centrale et orientale.

Plusieurs indices minéralisés en zinc, en argent et en or ont été observés dans la région étudiée lors des travaux réalisés par différentes compagnies ou sociétés minières. Nous pouvons classer ces minéralisations dans les quatre types suivants : les sulfures massifs volcanogènes, les minéralisations épithermales et mésothermales, tous d'âge archéen, et les minéralisations cuprifères d'âge protérozoïque.

RÉFÉRENCES

- ALLARD, G.O., 1956 - The geology of a portion of McKenzie Township, Chibougamau district, Québec. University Johns Hopkins. Unpublished PhD thesis, 168 pages.
- ALLARD, G.O., 1976 - Doré Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; DP-368, 446 pages.
- ALLARD, G.O., 1979 - Prolongement du Complexe du lac Doré dans la Province de Grenville. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; DPV-685, 18 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 - Association minéralogique du Canada (GAC-MAC), congrès annuel, Québec ; livret-guide de l'excursion B-1 ; 95 pages.
- AVRAMTCHEV, L., 1972 - Rapport préliminaire sur le quart nord-est et une partie du quart sud-est du canton McCorkill (comtés d'Abitibi-Est et de Roberval). Ministères des Richesses naturelles, Québec ; DP-070, 43 pages.
- AVRAMTCHEV, L., 1975 - Quart nord-est du canton McCorkill (comtés d'Abitibi-Est et de Roberval). Ministères des Richesses naturelles, Québec ; RP-611, 55 pages.
- BAKER, D. J., 1980 - The metamorphic and structural history of the Grenville Front near Chibougamau, Quebec. PhD thesis, University of Georgia, Athens; 335 pages.
- BEACH, H. H., 1940 - Mechamego Lake area, Abitibi territory, Quebec. Commission géologique du Canada ; Étude 40-4, carte numéro 623A.
- BELLAVANCE, Y. - LAROUCHE, C. - D'AMBOISE, P., 1991 - Rapport d'étape des travaux d'exploration : prospection et cartographie géologique, levés magnétique et électromagnétiques VLF-NAA-NSS, prospection géophysique de terrain, échantillonnage lithogéochimique et programme de sondage au diamant avec 17 journaux des trous 076-90-01 à 90-11 et 082-90-01 à 90-06, projet rivière Bignell. Ministère des Ressources naturelles, Québec ; GM-51056, 506 pages.
- BURRILL, G.H.R., 1955 - 2 DDH LOGS with samplings. Ministère des Mines, Québec ; GM-3436-B, 4 pages.
- CAMERON, D.E., 1952 - 3 DDH LOGS. Ministère des Mines, Québec ; GM-2118-C, 4 pages.
- CARON, G.G. - DE MONTIGNY, P.A. - MILLER, R.J.M. - OGDEN, M., 1956 - 10 DDH LOGS. Ministère des Mines, Québec ; GM-4609-B, 44 pages.
- CASTONGUAY, J., 1980 - Geological report, Waconichi project. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; GM-39050, 11 pages.
- CATY, J.L., 1979 - Demi ouest du canton de Bignell. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; DPV-678, 22 pages.
- CHAUMONT, P. - GUILLOUX, L. - VAN DAALHOFF, H., 1967 - 8 journaux de sondage. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; GM-21438, 20 pages.
- CIMON, J., 1977 - Quart nord-est du canton de Queylus. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; DPV-448, 33 pages.
- COLLINS, J.A., 1974 - The sedimentary copper universal : From sedimentologic and stratigraphic syntheses of the proterozoic of Icon, Quebec ; Grinnell Formation, Alberta ; Nonesuch Shale, Michigan ; and the Mississippian Horton Windsor Formation of Nova Scotia. PhD thesis, Queen's University, Ontario; 359 pages.
- COUTURE, J.F., 1984 - Progress report on geochemical (basal till) surveys, Bignell project, Big 3 group. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; GM-41061, 33 pages.
- DAIGNEAULT, R. - ALLARD, G.O., 1983 - Stratigraphie et structure de la région de Chibougamau. DANS Chibougamau: stratigraphy and mineralization (J.Guha & E.H. Chown, éditeurs) Institut canadien des Mines et de la Métallurgie ; volume 34, pages 212-228.
- DAIGNEAULT, R. - ALLARD, G.O., 1986 - Structural evolution of the Chibougamau greenstone belt : Archean vs Grenville tectonics. GAC-MAC, CGU, program with abstracts, Ottawa ; volume 11, page 61.
- DAIGNEAULT, R. - ALLARD, G.O., 1990 - Le Complexe du lac Doré et son environnement géologique, région de Chibougamau - Sous-Province de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; MM-89-03, 275 pages.
- DAIGNEAULT, R. - ALLARD, G.O., 1994 - Transformation of Archean structural inheritance at the Grenvillian Foreland Parautochthon Transition Zone, Chibougamau, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences ; volume 31, pages 470-488.
- DAIGNEAULT, R., 1998 - Une évolution tectonique et métallogénique centrée sur le pluton de Chibougamau. DANS Géologie et métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau. Ministère des Ressources naturelles, Québec ; DV-98-03, pages 45-52.

- D'AMBROISE, P., 1990 - Prospection de reconnaissance, été 1989, projet Waconichi (Bignell) 101076. Ministère des Ressources naturelles, Québec ; GM-50163, 163 pages.
- DIMROTH, E. - ARCHAMBAULT, G. - GOULET, N. - GUHA, J. - MUELLER, W., 1984 - Paleogeography, isostasy and crustal evolution of the Archean Abitibi belt : a comparison between the Rouyn-Noranda and Chibougamau-Chapais areas. DANS Chibougamau : stratigraphy and mineralization (J.Guha & E.H. Chown, éditeurs) Institut canadien des Mines et de la Métallurgie ; volume 34, pages 73-91.
- DION, C. - GUHA, J., 1994 - Caractérisation de la minéralisation aurifère du secteur oriental de la bande volcano-sédimentaire Caopatina-Desmaraisville. Ministère des Ressources naturelles, Québec ; ET-91-10, 153 pages.
- DUQUETTE, G., 1964 - Géologie du quart nord-est du canton de Roy, comté Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; RP-513, 20 pages.
- DUQUETTE, G., 1966 - Géologie du quart nord-est du canton de McKenzie. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; RP-551, 22 pages.
- DUQUETTE, G., 1967 - Fiche de gîte C-Bi-1. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; GM-22868, 4 pages.
- DUQUETTE, G., 1967 - Fiche de renseignements sur un gîte 321/04-05. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; GM-25186, 4 pages.
- DUQUETTE, G., 1970 - Stratigraphie de l'archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; ES-8, 18 pages.
- DUQUETTE, G., 1976 - North half of Mckenzie and Roy townships and northwest quarter of McCorkill township. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; DP-357, 126 pages.
- DUQUETTE, G., 1982 - Demie nord des cantons de Mckenzie et de Roy et quart nord-est du canton de McCorkill. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DPV-837, 72 pages.
- ÉCOLE POLYTECHNIQUE, 1987 - Certificats d'analyses. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; GM-45198, 9 pages.
- FAHRIG, E.F. - WEST, T.D., 1986 - Essais de dykes diabasiques du Bouclier canadien. Commission géologique du Canada ; carte 1627A.
- GAGNON, J., 1981 - Progress report on Bignell project, Big 6 group. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; GM-37500, 34 pages.
- GAGNON, J., 1981 - Progress report on Bignell project, Big 7 group. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; GM-37501, 12 pages.
- GILBERT, J.E., 1958 - Région de Bignell. Ministère des Mines, Québec ; RG-86, 43 pages.
- GLASS, F. - LACOSTE, P., 1979 - Rapport des levés géologique, MAG, EM et géochimique. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; GM-34724, 23 pages.
- GOBEIL, A. - RACICOT, D., 1983 - Carte lithostratigraphique de la région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; MM-83-02, 14 pages.
- GORZYNSKI, G., 1989 - Report on prospecting, geochemical (soil, stream sediment and rock) sampling and geological mapping, Bignell property. Ministère des Ressources naturelles, Québec ; GM-50058, 94 pages.
- GROS, J.J., 1975 - Géologie de la partie sud de la baie du Poste, cantons d'O'Sullivan et de Gauvin. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; RP-610, 33 pages.
- GUILLOUX, L., 1969 - Quart sud-est du canton O'Sullivan. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; DP-166, 49 pages.
- HOGARTH, R.M., 1955 - 10 DDH LOGS. Ministère des Mines, Québec ; GM-3643-C, 10 pages.
- JENSEN, L.S., 1976 - A new cation plot classifying subalkalic volcanic rock. Ontario Geological Survey ; Miscellaneous Paper 66, 22 pages.
- LACOSTE, P., 1982 - Demie est du canton de Bignell. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DPV-893, 28 pages.
- LACOSTE, P., 1985 - Aspects pétrographiques et géochimiques des zones minéralisées dans le canton de Duberger (Chibougamau), dans le contexte métamorphique Grenville-Supérieur. Université du Québec à Chicoutimi ; Thèse de Maîtrise, 238 pages.
- LARIVIERE, L., 1983 - 2 DDH LOGS, Bignell project, Big 10 group. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; GM-41681, 23 pages.
- LAROUCHE, C., 1990 - Rapport d'une campagne de sondage au diamant avec 4 journaux des trous 085-90-01 à 085-90-04, propriété Lac Eva. Ministère des Ressources naturelles, Québec ; GM-50114, 88 pages.
- LAROUCHE, C. - LEBLANC, M., 1991 - Cartographie géologique, prospection, décapage, échantillonnage, programme de sondage au diamant avec 15 journaux des trous 076-91-12 à 91-22, 082-91-07 à 91-10. Ministère des Ressources naturelles, Québec ; GM-51206, 526 pages.
- LAURIN, A.F. - SHARMA, K.N.M., 1975 - Région des rivières Mistassini, Péribonca et Saguenay (Grenville 1965-1967). Ministère des Richesses naturelles, Québec ; RG-161, 89 pages.
- LE MAITRE, R.W. 1989 - A classification of igneous rock and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications; 193 pages.
- LIBOIRON, A. - DESCHAMBAULT, R., 1989 - Rapport d'analyse de roche. Ministère des Ressources naturelles, Québec ; GM-49114, 11 pages.
- LONG, D.F., 1974 - Glacial and paraglacial genesis of conglomeratic rocks of the Chibougamau Formation (Aphebian), Chibougamau, Quebec. Journal canadien des Sciences de la Terre ; volume 11, pages 1236-1252.
- LYTLE, L.K., 1956 - 7 DDH LOGS. Ministère des Mines, Québec ; GM-3494-C, 11 pages.
- MASTERMAN, P.C., 1965 - 2 DDH LOGS. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; GM-16854, 9 pages.
- McADAM, J., 1966 - 7 DDH LOGS. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; GM-19316, 17 pages.

- McADAM, J., 1966 - Report on diamond drilling program. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; GM-22470, 2 pages.
- MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE ET DES RESSOURCES, 1980 - Levé EM aérien par Input MK VI - Région de Waconichi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DP-749.
- MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE ET DES RESSOURCES, 1989 - Traitement des données géophysiques (aéromagnétiques) - Lac des Canots 321/04. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DV-89-13.
- MURDY, A. - SIMARD, J.M., 1975 - Geological, MAG and EM surveys, 5 DDH LOGS. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; GM-32181, 22 pages.
- NORMAN, G.W.H., 1937 - East half Opemisca map area, Quebec. Commission géologique du Canada ; papier 37-11.
- NORMAN, G.W.H., 1941 - West half Opemisca. Commission géologique du Canada ; carte 602A.
- NORMAND, D., 1968 - 2 journaux de sondage. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; GM-23192, 21 pages.
- PILOTE, P., 1987 - Stratigraphie, structure et gîtologie de la région du lac Berrigan, canton McKenzie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; ET-86-02, 34 pages.
- RACICOT, D., 1979 - Pétrographie et géochimie du Pluton de la rivière Barlow, Chibougamau, Québec. Thèse de Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi ; 115 pages.
- RACICOT, D. - CHOWN, E.H. - HANEL, T., 1984 - Plutons of the Chibougamau-Desmaraisville belt ; a preliminary survey. Canadian Institute of Mining and Metallurgy ; Special volume 34, page 178-197.
- SALAMIS, C., 1975 - Report on magnetic and electromagnetic surveys. Ministère des Richesses naturelles, Québec ; GM-30932, 6 pages.
- STEWART, J.O., 1956 - 7 DDH LOGS. Ministère des Mines, Québec ; GM-4263-C, 26 pages.
- YOUNG, G.M., 1970 - An extensive early Proterozoic glaciation in North America? Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology ; volume 7, pages 85-101.



ANNEXE

Tableaux 1 et 2

TABLEAU 1 - Minéralisations de la région étudiée : a) type épithermal et/ou exhalatif .

Nom de l'indice	No de la fiche de gîte	Minéralisation (s)	Roche (s) encaissante (s)	Structure	Altération (s)	Teneur	Références
Lac Lemarier	32I/04-07	Pyrrhotite avec trace de cuivre	Tuf et grauwacke de la Formation de Blondeau		Chloritisation et épidotisation	< 0,6% Cu et <0,5% Zn	GM-2118-C GM-3494-C
Lac Lucie Nord	32I/04-12	Pyrrhotite et pyrite massives et disséminées avec des quantités mineures de Cu et de Zn	Tuf felsique et schiste graphitique			1,4% Zn, 0,67% Pb, 3,77 g/t Au et 137,14 g/t Ag sur 10,38 m	GM-41061
Lac France Ouest	32I/04-15	Cu de type filonien	Tuf et grauwacke	Cisaillement		0,5% Cu dans un échantillon choisi	GM-30932
Lac Ida	32I/04-18	Type filonien. Cu et Au disséminés	Tuf chloritique et schiste à séricite		Silicification	0,42 g/t Au et 0,5% Cu sur 0,6 m	GM-4609-B GM-32181
Duburger 11-764	32I/04-1001	Cu-Ag				1,32% Cu et 5,74 g/t Ag sur 15 cm	GM-34724
Camchib-Big	32I/04-1002	Au	Tuf intermédiaire et graphitique			3,26 g/t Au, 0,11% Cu, 0,10% Zn et 1,71 g/t Au sur 0,56 m	GM-37500
Camchib-Big7	32I/04-1003	Ag-Zn	Dacite ?			6,68 g/t Ag, 0,21% Zn et 0,085% Cu	GM-37501

TABLEAU 1 (Suite) - Minéralisations de la région étudiée : a) type épithermal et/ou exhalatif .

Nom de l'indice	No de la fiche de gîte	Minéralisation (s)	Roche (s) encaissante (s)	Structure	Altération (s)	Teneur	Références
Camchib Big 10	32I/04-1004	Ag-Cu	Dacite ?			0,112% Cu, 5,08 g/t Ag sur 0,44 m	GM-41681
Lac Eva Nord	32I/04-2000	Zn-Pb-Ag, sulfures massifs et disséminés	Shale noir			3,42% Zn, 0,61% Pb et 10,6 g/t Ag	GM-50058 GM-51639
111085-90-02	32I/04-2002	Zn exhalatif				1,53 % Zn sur 0,53 m	GM-50114
Rivière Bignell	32I/04-2003	Zn-Cu				1.08% Zn dans un échantillon choisi	GM-50163
Lac de la Ruée 1 et 2	32I/04-2004	Zn-Pb-Ag	Tuf intermédiaire et schiste graphiteux	Fractures et plissement	Carbonatation	2,27% Zn sur 3,0 m	GM-50163
Lac de la Ruée 6	32I/04-2005	Pb-Zn-Ag de forme tabulaire	Schiste graphiteux			0,63% Pb, 0,43% Zn et 11,0 g/t Ag	GM-50163
Lac Rita 8	32I/04-2006	Cu-Ag de type filonien	Gabbro	Fracturation	Épidotisation et silicification	0.63% Cu et 8,8 g/t Au	GM-50163

TABLEAU 1 (Suite) - Minéralisations de la région étudiée : a) type épithermal et/ou exhalatif .

Nom de l'indice	No de la fiche de gîte	Minéralisation (s)	Roche (s) encaissante (s)	Structure	Altération (s)	Teneur	Références
101082-90-02	32I/04-2007	Zn de type filonien	Basalte		Carbonatation	0,93% Zn sur 1,0 m	GM-51056
TRM-90-014	32I/04-2008	Zn de forme tabulaire	Tuf intermédiaire à felsique au contact de basaltes			3,59% Zn sur 1 m	GM-51056
TRM-90-001	32I/04-2009	Zn de forme tabulaire	Contact ultramafite, tuf et sédiments			2,80% Zn sur 1 m	GM-51056
ACP-91-139	32I/04-2010	Zn	Gabbro	Cisaillement		0,84% Zn	GM-51206
TRM-90-50	32I/04-2011	Zn de type filonien	Basalte de la Formation de Gilman		Carbonatation	5,65%Zn, 1,93% Zn et 1,36% Zn	GM-51206
TRM-91-70B	32I/04-2012	Pb-Zn en filonnets	Basalte			8% Pb et 1,17% Zn	GM-51206
082-91-08	32I/04-2013	Zn	Tuf cherteux entre deux basaltes		Carbonate séricite chlorite	1,04% Zn sur 1,9 m	GM-51206

TABLEAU 1 (Suite) - Minéralisations de la région étudiée : a) type épithermal et/ou exhalatif .

Nom de l'indice	No de la fiche de gîte	Minéralisation (s)	Roche (s) encaissante (s)	Structure	Altération (s)	Teneur	Références
085-91-14	32I/04-2014	Zn	Argilite	Bréchification		1,34% Zn et 2,0 g/t Ag sur 3 m	GM-51639
Lac Heva	32I/04-2015	Zn-Ag	Argilite graphiteuse dans un basalte		Ankérite	1,26% Zn	GM-51639

TABLEAU 1 - Minéralisations de la région étudiée : b) type mésothermal.

Nom de l'indice	No de la fiche de gîte	Minéralisation (s)	Roche (s) encaissante (s)	Structure	Altération (s)	Teneur	Références
Lac France Est	32I/04-1000	Au				10 325 g/t Au 132,76 g/t Au 616,20 g/t Au	GM-45198 GM-49114 GM-39050
Lac Cesia	32I/04-1005	Au de type filonien	Tufs et sédiments			6,78 g/t Au	GM-51639

TABLEAU 1 (Suite) - Minéralisations de la région étudiée : c) type cuprifère protérozoïque.

Nom de l'indice	No de la fiche de gîte	Minéralisation (s)	Roche (s) encaissante (s)	Structure	Altération (s)	Teneur	Références
Clero	32I/04-01	Cu-Ag-Au stratiforme disséminée dans un quartzite	Conglomérat et grau-wacke de la Formation de Chibougamau.	À proximité de la faille Gwillim	Silicification et carbonatation	1,8% Cu 1,03g/t Ag 0,34 g/t Au sur 0,76m	GM-22470 GM-19316
Blondeau	32I/04-02	Cu disséminé dans un arkose et un quartzite	Conglomérat et arkose de la Formation de Chibougamau.	Cassures près de la faille Gwillim	Carbonatation	Entre 0,6 et 2,11% Cu sur 0,45m	GM-3436-B
Portage	32I/04-03	Cu disséminé dans un arkose et un quartzite et stockwerk dans une arkose bréchifiée	Conglomérat et arkose de la Formation de Chibougamau.	Fractures près de la faille Gwillim	Carbonatation	0,85% Cu sur 1 m	GM-23192 GM-21438
Mine Icon	32I/04-04	Cu-Ag avec quantité mineure de nickel dans 4 zones minéralisées	Dolomie graphiteuse et siliceuse du Groupe de Mistassini	Lentilles de quartz-dolomie pegmatitique le long de la faille	Dolomitisation	1,5 Mt à 3,07% Cu et 24 g/t Ag	Collins (1974)
Bouzan	32I/04-05	Cu en filonnets dans une zone de cisaillement	Grauwacke de la Formation de Chibougamau.	Cisaillement de 1,2 m de largeur. Bréchification		Entre 1,83 et 1,85% Cu sur 0,3 et 0,8 m	GM-3643 GM-16854 GM-25186
Lac Waconichi S	32I/04-06	Cu de type filonien dans des fractures	Grauwacke de la Formation de Chibougamau.	Faille Gwillim			GM-22868
Lac Waconichi	32I/04-08	Cu de type filonien et disséminé	Arkose et grauwacke de la Formation de Chibougamau	Le long de la faille Gwillim	Hématitisation au voisinage	0,05% Cu sur 4,1 m	GM-4263C

Tableau 2 - Résultats des analyses pour les éléments d'intérêt économique de la région du lac des Canots.

	98-RM-413B	98-KC-1016	98-KC-1063	98-KC1287	98-KC-1462
Cu	1042 ppm	669 ppm	934 ppm	51 ppm	783 ppm
Zn	121 ppm	123 ppm	0,13%	67 ppm	0,16%
Pb	< 1 ppm	< 1 ppm	166 ppm	0,30%	171 ppm
Ag	1,0 ppm	3,0 ppm	4,5 ppm	0,5 ppm	1,5 ppm



Gouvernement du Québec
Ministère des Ressources naturelles
Secteur des mines