

ET 83-09

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DU LAC THOMELET - CHIBOUGAMAU

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 



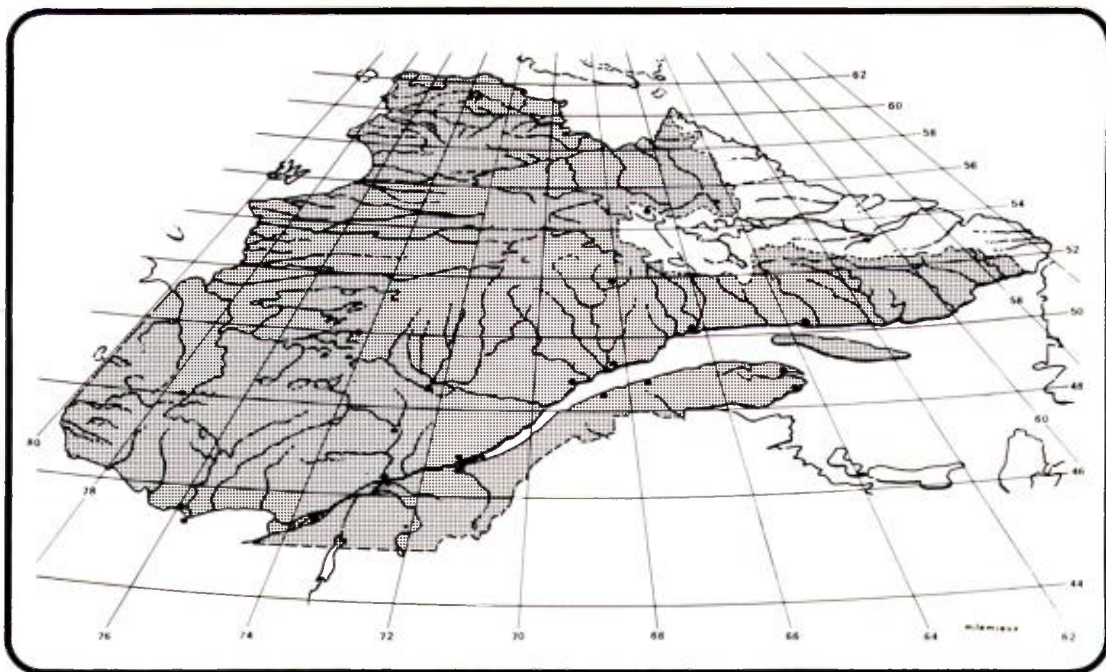
**MINISTÈRE
DE L'ÉNERGIE
ET DES RESSOURCES**

DIRECTION GÉNÉRALE
DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE
ET MINÉRALE

SERVICE DE LA GÉOLOGIE
Division de l'Ouest du Québec

Géologie de la région du **LAC THOMELET** CHIBOUGAMAU

F. CHARTRAND



RAPPORT FINAL

1984

ET 83-09



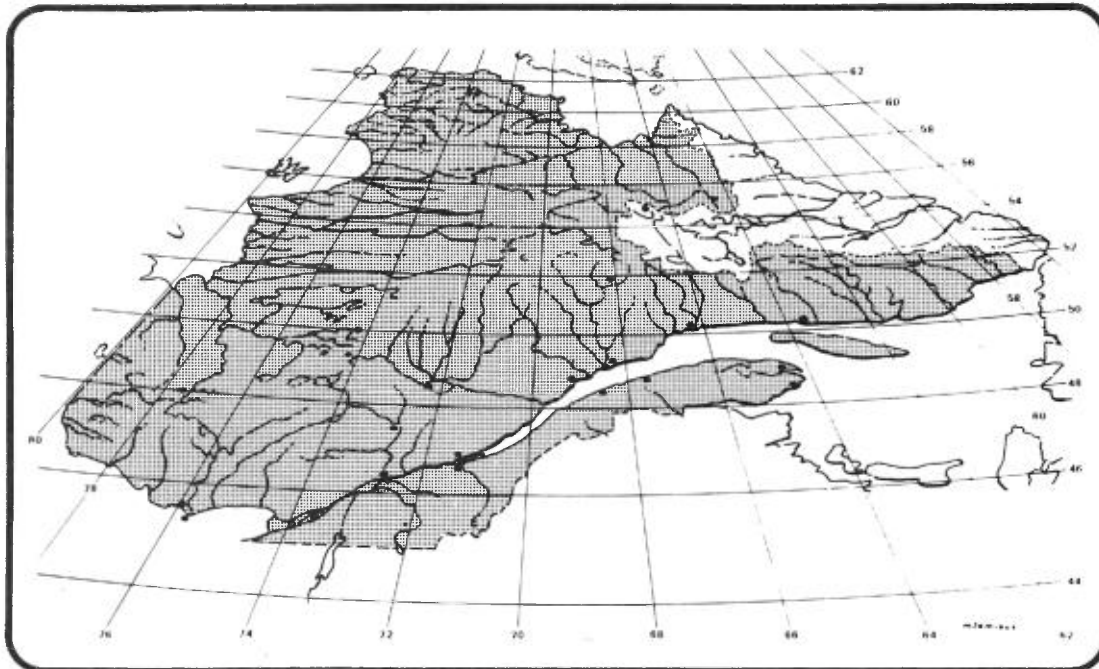
**MINISTÈRE
DE L'ÉNERGIE
ET DES RESSOURCES**

DIRECTION GÉNÉRALE
DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE
ET MINÉRALE

SERVICE DE LA GÉOLOGIE
Division de l'Ouest du Québec

Géologie de la région du **LAC THOMELET** CHIBOUGAMAU

F. CHARTRAND



RAPPORT FINAL

1984

Dépôt légal - 1er trimestre 1984
Bibliothèque nationale du Québec

ET 83-09

ISBN: 2-551-05844-9

TABLE DES MATIÈRES

	Page
INTRODUCTION	1
Accès	1
Travaux antérieurs	1
Remerciements	3
GÉOLOGIE GÉNÉRALE	3
LITHOLOGIES	4
Unité 1 (Formation d'Obatogamau ?) ...	4
Basalte (1a)	5
Gabbro (1b)	7
Argilite graphiteuse et schiste quartzofeldspathique (1c)	8
Rhyolite (1d)	9
Rhyolite porphyrique (1e)	10
Brèche pyroclastique et tuf à lapilli (1f)	10
Tuf felsique (1g)	11
Porphyres quartzifères et quartzo- feldspathiques (1h)	11
Unité 2 (Formation de Gilman ?)	12
Basalte (2a)	13
Gabbro (2b)	13
Unité 3: Gabbro lité	14
Unité 4: Pyroxénite	14
Unité 5: Granite	15
Unité 6: Granodiorite	15
Unité 7: Dykes de gabbro et de gabbro à olivine	16
GÉOCHIMIE	16
CORRÉLATION ET DISCUSSION	18
Formation d'Obatogamau	19
Formation de Gilman	20
Roches intrusives archéennes	21
Roches intrusives protérozoïques	21
MÉTAMORPHISME	21
GÉOLOGIE STRUCTURALE	22
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	23
CONCLUSION	25
RÉFÉRENCES	26
CARTE (1:20 000)	hors-texte

INTRODUCTION

La région du lac Thomelet (figure 1), située à environ 65 km à l'ouest-nord-ouest de la ville de Chibougamau, fut cartographiée durant l'été 1982 à l'échelle de 1:20 000. Cette région, occupant une superficie d'environ 250 km², est englobée dans les feuillets SNRC 32J/3 et 32J/4. Elle est bornée par les latitudes 50°00' et 50°09' et les longitudes 75°08' et 75°31'. Ce territoire polygonal couvre la majeure partie du canton de Julien ainsi qu'une portion moindre des cantons de Lamarck et de Guettard au sud, et de Lantagnac à l'ouest.

La présente étude fait partie intégrante du projet Chapais-Branssat du M.E.R., commencé en 1980. Ce projet a pour but l'étude des unités lithostratigraphiques d'une portion de la ceinture volcanosédimentaire de Matagami-Chibougamau, et la corrélation de ces mêmes unités lithostratigraphiques avec celles, mieux connues, du camp minier de Chibougamau situé à l'est (Cimon et autres, inédit, cité dans Allard et al., 1979).

ACCÈS

Le relief de la région est généralement peu prononcé (environ 20 m).

Cependant, quelques collines atteignent une altitude de 150 m dans la partie orientale. Le territoire étudié est facilement accessible par hydravion grâce aux nombreux lacs qu'on y rencontre. Deux lignes à haute tension de l'Hydro-Québec le traversent à l'est et à l'ouest. Un chemin carrossable, longeant la ligne occidentale, débouche sur la route 113, à 25 km au sud de notre région.

Les cheminements géologiques ont été effectués à la boussole et au podomètre. Dans les aires où le roc affleure bien, nous avons espacé ces cheminements de 300 m environ. Par contre, là où le recouvrement glaciaire est important, nous avons porté cet espacement à 350 ou 400 m.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Le dernier levé géologique effectué dans la région fut celui de MacIntosh (1977) en 1964 et 1965. Sa carte, à l'échelle de 1:63 360, couvre le territoire borné par les latitudes 50°00' et 50°15' et les longitudes 75°00' et 75°30'. Au sud, on dispose des cartes de Dubé (1981a et 1981b) et au sud-est, de la carte de Durocher (1979).

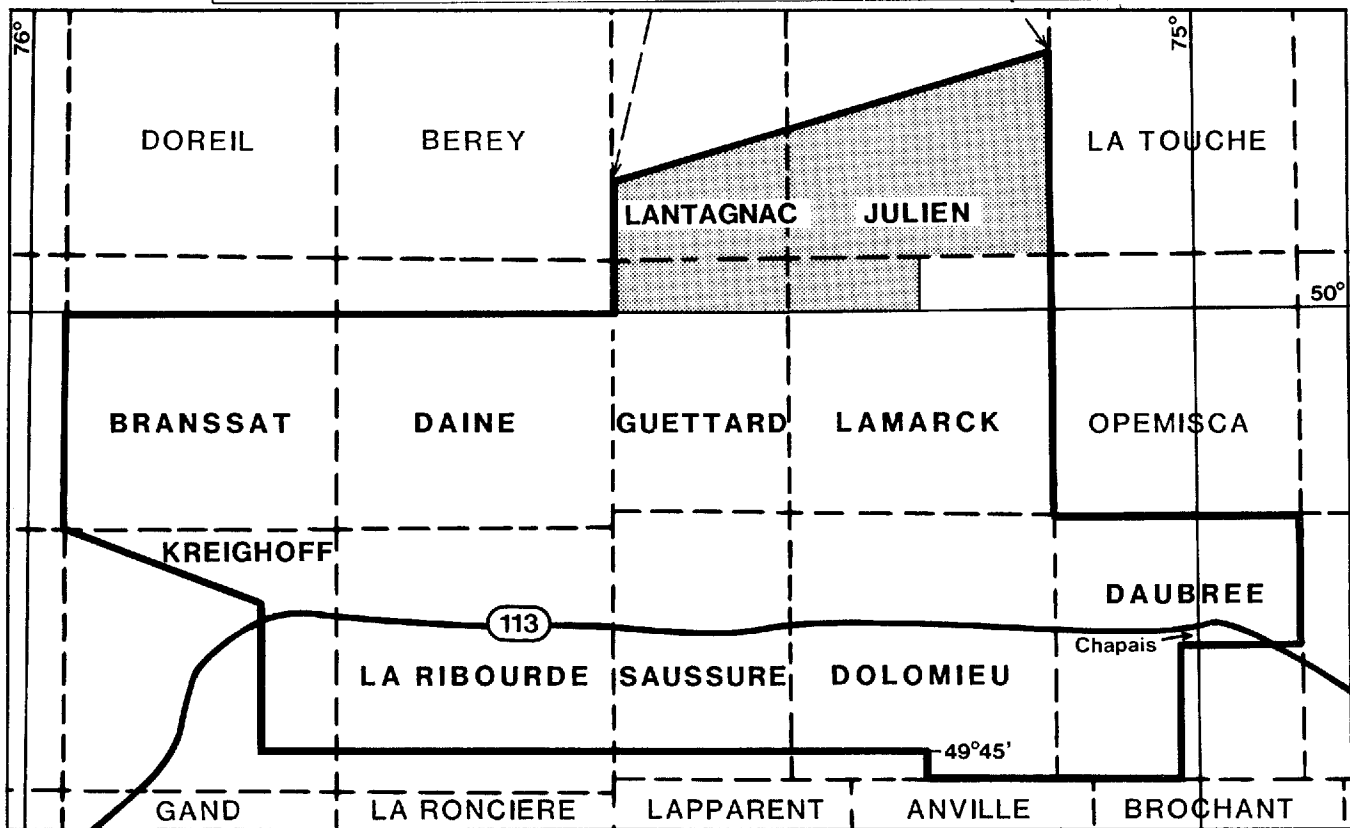
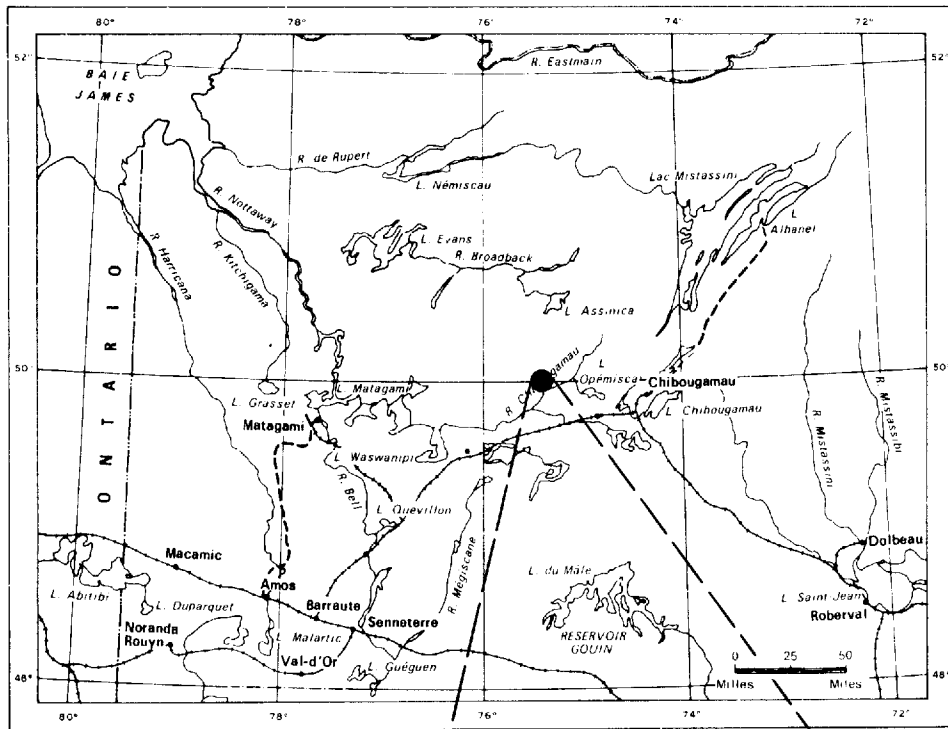


FIGURE 1 - Localisation de la région du lac Thomelet à l'intérieur du projet Chapais-Branssat. Les limites des cantons apparaissent en tireté.

REMERCIEMENTS

Nous désirons exprimer notre gratitude aux personnes suivantes qui ont travaillé au sein de notre équipe: R. Chartrand et D. Desjardins à titre de géologues seniors, J. Larose à titre

de géologue junior, et J.-Y. Piché et P.J. Dominique comme hommes de canot. Nous désirons également remercier messieurs J.-M. Charbonneau et C. Picard du M.E.R. avec qui nous avons discuté de la géologie régionale.

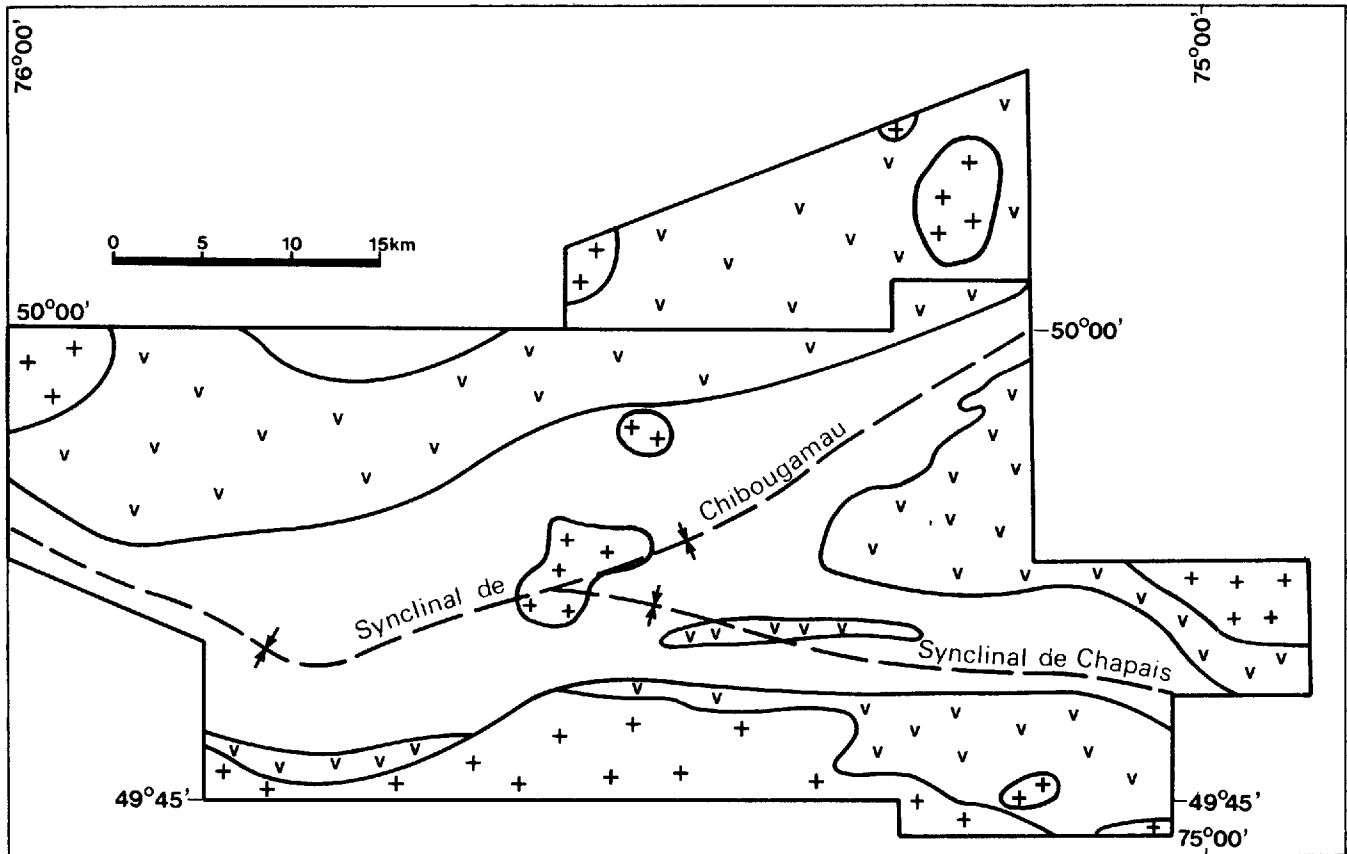
GÉOLOGIE GÉNÉRALE

La région du lac Thomelet est incluse dans la bande de roches vertes de Matagami-Chibougamau, elle-même située dans la partie sud-est de la province du Supérieur du Bouclier canadien. Toutes les unités lithologiques rencontrées sont d'âge archéen ou protérozoïque. Les roches archéennes, dominantes dans la région, sont constituées essentiellement de couches volcaniques et sédimentaires qui reposent sur des gneiss généralement considérés comme représentant le socle (Cimon, dans Allard et al., 1979). Ces roches volcaniques et sédimentaires affleurent en bandes orientées vers le NE et sont recoupées par une variété de roches ignées de composition ultramafique à granitique (figure 2). A l'exception des massifs granitiques tardifs, toutes les unités lithologiques mentionnées

ci-après ont subi un métamorphisme régional au faciès des schistes verts et, au voisinage des stocks de granite, un métamorphisme de contact qui a porté ces roches au faciès des amphibolites.

Les horizons volcaniques et sédimentaires ont été intensément plissés et sont maintenant en position verticale ou ont un fort pendage vers le nord. Les sommets stratigraphiques sont généralement vers le SE et la schistosité régionale épouse le contour des stocks.

Les seules roches protérozoïques connues dans la région du lac Thomelet sont des dykes de gabbro et de gabbro à olivine. Ces dykes, d'orientation NNE, sont facilement repérables sur le terrain.






 Roches granitoïdes  Roches métasédimentaires  Roches métavolcaniques et méta-intrusives

FIGURE 2 - Géologie simplifiée de la région de Chapais-Branssat. Adaptation d'une portion des cartes de Avramtchev & Lebel-Drolet (1981) et de Duquette (1970).

LITHOLOGIES

UNITÉ 1:

(Formation d'Obatogamau ?)

L'unité 1 couvre la plus grande partie des terrains situés à l'ouest du lac Julien. Les horizons de basalte massif et coussiné y alternent avec des filons-couches de gabbro. Quelques-unes de ces coulées basaltiques contiennent des phénocristaux altérés de plagioclase. Une bande de volcanites felsiques,

affleurant depuis la baie Pichamobi jusqu'au lac Porphyre vers le NE, rompt la monotonie des séquences de roches volcaniques mafiques. Cette bande est constituée de rhyolite massive et de porphyre rhyolitique entourés de brèches pyroclastiques, de tufs et de tufs felsiques à lapilli.

De façon globale, le niveau du métamorphisme décroît vers le SE, à

partir de la rivière Mildred. Ainsi, les roches volcaniques mafiques, affleurant aux environs de la ligne à haute tension occidentale, sont beaucoup plus schisteuses et présentent un niveau de recristallisation plus élevé que celles se trouvant plus au sud. On y observe des coussins extrêmement déformés de même que des phénocristaux de plagioclase étirés et une schistosité bien développée. On retrouve localement du grenat dans les basaltes. Cependant, le pic du métamorphisme a probablement été atteint au voisinage des massifs intrusifs (incluant celui de la rivière Mildred) de la partie nord de notre territoire. En effet, on y observe un métamorphisme thermique des épontes concordant avec le contact intrusif.

Notons également la présence d'un grand nombre d'intrusions de porphyres quartzifères et quartzofeldspathiques envahissant les roches mafiques, de part et d'autre de la ligne à haute tension occidentale; ces intrusions sont localisées stratigraphiquement sous la bande de roches volcaniques felsiques. On y retrouve localement des minéralisations sulfurées associées aux dykes. Dans les sections qui suivent, nous décrirons plus en détail chacune des lithologies corrélées à la formation d'Obatogamau.

BASALTE (1a)

Cette lithologie, de loin la plus abondante de l'unité 1, affleure dans la région du lac Thomelet. Le basalte est généralement vert foncé en surface fraîche et se présente en coulées où alternent des horizons massifs et coussinés. Les niveaux de basalte porphyrique et de brèches de coulée sont moins communs.

Les horizons de laves basaltiques massives ont des épaisseurs variant de 5 m à plus de 200 m. Le grain varie de fin à moyen en augmentant vers le centre de la coulée. Dans certains horizons de basalte, l'alternance de lentilles mafiques et felsiques suggère un litage de coulée. Les vésicules ne représentent généralement pas plus de 1% de la roche et ont un diamètre inférieur au millimètre.

Les horizons de basalte porphyrique sont plus minces que ceux de basalte massif; leur épaisseur varie de 2 à 25 cm. Les phénocristaux, constitués de plagioclase altéré, sont de taille millimétrique ou centimétrique et peuvent atteindre localement 5 cm de diamètre. Ces phénocristaux ne constituent généralement pas plus de 5% de la roche, quoique en certains endroits, cette

proportion atteint 15%; ils sont sertis dans une matrice qui a l'aspect d'un basalte massif. Comme nous le verrons plus loin, le basalte porphyrique constitue un trait marquant de la Formation d'Obatogamau.

Les niveaux coussinés de lave basaltique ont une épaisseur moyenne comparable à ceux des laves massives. Nous avons reconnu deux types de lave coussinée tels que définis par Dimroth et al. (1978). Le type le plus commun est celui à coussins normaux ayant un diamètre variant entre 0,5 et 1,5 m. Nous avons également noté de petits coussins (0,5 m) de forme ellipsoïdale. De façon moins courante, des mégacoussins associés avec des coussins normaux furent observés. Le niveau croissant de la déformation vers le NW de la région a entraîné un aplatissement et un étirement des coussins, ce qui, en plus de l'accroissement du métamorphisme, a rendu l'identification des roches plus difficile dans ce secteur. La figure 3 montre un affleurement typique de lave basaltique coussinée.

De nombreux coussins présentent une bordure sphérolitique de 3 cm d'épaisseur et un noyau de basalte massif à grain fin. Des hyaloclastites et, plus rarement, de la calcite sont loca-



FIGURE 3 - Lave basaltique coussinée typique de l'unité 1 et recoupée par une veine de quartz. Affleurement localisé à proximité du lac Thomet.

lisées entre les coussins. Les sommets de ces derniers pointent de façon constante vers le SE.

Au cours du levé, nous avons noté quelques horizons de brèche de coulée. Ces brèches sont constituées de coussins et de fragments de coussins enrobés dans une matrice de matériel mafique à grain très fin; elles sont du type hyaloclastite recristallisée (figure 4). Lorsque présentes, les brèches de coulée surmontent des horizons de basalte coussiné. Les coussins que l'on retrouve dans ces brèches ont une forme ellipsoïdale avec un grand axe inférieur à 20 cm, tandis que les fragments ont une forme irrégulière.

Les échantillons mégascopiques de basalte, de même que les lames min-



FIGURE 4 - Horizon de brèche de coussins, composé de coussins et de fragments de coussins enrobés dans une matrice d'hyaloclastite recrystallisée. Unité 1, au sud-ouest du lac Porphyre.

ces, montrent une granulométrie variant de fine à moyenne, et une texture équi-granulaire ou porphyrique. Dans la partie nord de la région, une réorientation des minéraux constitutants confère aux basaltes un aspect schisteux. Par contre, vers le SE, là où les effets du dynamo-métamorphisme sont amoindris, les basaltes sont, dans l'ensemble, plutôt homogènes et massifs. Les minéraux constitutants sont, par ordre d'abondance décroissante, l'actinote, le plagioclase saussuritisé, l'épidote, la chlorite, la clinozoïsite, les carbonates, le quartz ainsi que des sulfures de fer. Le grenat, la hornblende et la biotite peuvent être présents, là où les massifs ignés du nord de la région ont engendré un métamorphisme intense des basaltes. Les phénocristaux de plagioclase sont

généralement complètement remplacés par un agrégat de clinozoïsite et d'albite. Enfin, nous avons observé des vestiges de cristaux de pyroxène dans les niveaux de basalte porphyrique qui affleurent dans un secteur moins métamorphisé, au SE du lac Porphyre.

GABBRO (1b)

Des filons-couches comagmatiques de gabbro sont injectés à différents niveaux stratigraphiques dans les roches volcaniques mafiques de l'unité 1. Leur épaisseur varie de 2 à 200 m, la moyenne se situant aux environs de 50 m. Les gabbros sont de couleur verte à vert foncé et de granulométrie moyenne à grossière. Ils sont généralement massifs et présentent des reliques de texture ophitique ou sub-ophitique. Cependant, au voisinage de la ligne à haute tension occidentale, une réorientation des minéraux fibreux donne à cette roche un aspect schisteux. Les principaux constituants de ces gabbros sont l'actinote, la chlorite, le pyroxène (augite) et les plagioclases partiellement saussuritisés. L'épidote, la clinozoïsite, les carbonates, les sulfures de fer et le quartz sont accessoires. L'augite, omniprésente dans les gabbros, forme des cristaux corrodés xénomorphes, entourés et rem-

placés par un agrégat granoblastique d'actinote et de chlorite. Là où ce remplacement est complet, la forme des cristaux de pyroxène est toujours conservée. Les cristaux de plagioclase altéré constituent des poeciloblastes dans des cristaux plus gros de minéraux ferromagnésiens.

Un horizon de gabbro porphyrique (figure 5), d'une épaisseur de 20 m et orienté NNE, affleure de part et d'autre de la ligne à haute tension occidentale. Cette roche est composée de très gros cristaux (2 à 20 cm de diamètre avec une moyenne de 10 cm) de plagioclase altéré, sertis dans une matrice à grain moyen d'actinote, de chlorite, d'épidote, de clinozoïsite et de plagioclase saussuritisé. Les phénocristaux forment généralement 60% de la roche, mais cette proportion peut va-

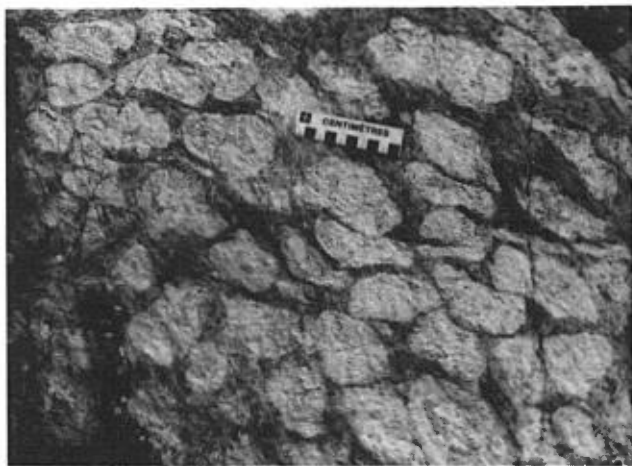


FIGURE 5 - Horizon de gabbro porphyrique à proximité de la ligne à haute tension occidentale. Unité 1 (Formation d'Obatogamau ?).

rier de 10% à 90%. Ces phénocristaux de plagioclase sont altérés en un assemblage de clinozoïsite et d'albite, où la clinozoïsite prédomine. Cet horizon s'étend sur plus de 7 km en direction du lac Thomelet. Il est localisé sur notre carte préliminaire (Chartrand 1982, lithologie 7b: anorthosite porphyrique).

ARGILITE GRAPHITEUSE ET SCHISTE QUARTZOFELDSPATHIQUE (1c)

Des horizons d'argilite graphiteuse et de schiste quartzofeldspathique sont interlités avec les roches volcaniques mafiques, à l'ouest du lac aux Bleuets. Ces horizons peuvent être suivis, depuis le lac, jusqu'à une faible distance à l'ouest de la ligne à haute tension orientale. Ils sont généralement minces, leur épaisseur excédant rarement 10 m.

L'argilite graphiteuse est gris mat en cassure fraîche et rouille en surface altérée. Elle est schisteuse et équigranulaire, sa granulométrie variant de très fine à fine. Les minéraux essentiels sont la chlorite, la muscovite, la biotite, le graphite et les feldspaths. Ceux-ci forment des agrégats schisteux, interlités avec ou interrompus par des lentilles ou des ban-

des granoblastiques, d'épaisseur millimétrique, lesquelles sont formées de quartz, de biotite, de pyrite et de pyrrhotine. Le contenu de ces roches en sulfures varie considérablement, la proportion pouvant aller d'un faible pourcentage à plus de 90%. Une de ces zones de pyrite massive, épaisse d'environ 1 mètre, affleure dans le lit d'un ruisseau, immédiatement au nord du lac aux Bleuets. D'autres affleurements montrent des horizons plus minces de pyrite massive. Nous n'avons observé que des traces de chalcopyrite dans cette roche.

Les schistes quartzofeldspathiques sont interlités, en maints endroits, avec des argilites graphiteuses ou des basaltes. Ces schistes sont gris pâle en cassure fraîche et brun clair en surface altérée. Ils sont équigranulaires ou porphyroblastiques et la schistosité y est marquée par un alignement des minéraux. Ces schistes sont principalement constitués d'un agrégat granoblastique, à grain fin, de quartz et de plagioclase, recoupé par des lamelles de mica blanc. La calcite, la biotite et la pyrite sont accessoires. Les schistes quartzofeldspathiques porphyroblastiques contiennent en moyenne 20% de porphyroblastes de quartz et de plagioclase. Ces schistes pourraient

correspondre à des horizons de roches pyroclastiques felsiques interlités avec les basaltes.

RHYOLITE (1d)

La rhyolite semble former une lentille de 1,5 km par 0,5 km au sein de la bande de volcanites felsiques qui s'étend, vers le NE, depuis la baie Pichamobi. Cette roche, gris foncé, est d'un éclat vitreux en cassure fraîche et montre une patine blanc mat. Une homogénéité, autant texturale que minéralogique, caractérise cette lithologie. La roche est essentiellement équigranulaire, massive et aphanitique ou à grain très fin. Sa cassure est conchoïdale et elle se débite de façon caractéristique suivant un réseau de diaclases serrées dont l'orientation correspond à celle de la schistosité régionale. Nos observations en lames minces révèlent que la rhyolite est composée de cristaux orientés de quartz, de feldspath et de mica blanc, la calcite et la pyrite étant accessoires. Nous avons observé quelques sphérolites, d'un diamètre d'environ 0,2 mm, de même que quelques phénocristaux de plagioclase altéré. Certains affleurements de rhyolite sont très fracturés et montrent des veines de quartz et de calcite.

RHYOLITE PORPHYRIQUE (1e)

Cette roche forme une masse irrégulière qui affleure au nord (données de forages) et au sud du lac Porphyre. Elle est grise et tachetée de blanc en cassure fraîche, et gris pâle en surface altérée; sa texture est schisteuse. Les phénocristaux millimétriques de quartz et de plagioclase peuvent constituer entre 30 et 70% de la roche. Le quartz apparaît en grains arrondis et le plagioclase, en cristaux sub-idiomorphes saussuritisés. On observe localement quelques fragments lithiques sub-anguleux, de forme irrégulière, ainsi que des grains xénomorphes de biotite. Nous avons noté un alignement des cristaux de plagioclase et de biotite parallèlement à la schistosité de la matrice. Les phénocristaux sont sertis dans une matrice schisteuse de quartz, de feldspath et de séricite. La séricite a tendance à se concentrer en bandes millimétriques qui enrobent les phénocristaux. On observe accessoirement des carbonates et de la pyrite dans la matrice.

Les relations structurales de cette rhyolite avec l'encaissant porphyrique demeurent floues. Son contact avec d'autres lithologies ne fut observé qu'à un seul endroit où il est très net. L'absence de granoclassement, de

laminations ou de quantités substantielles de fragments lithiques ou cristallins exclue la possibilité que cette roche soit un tuf. Les affleurements étant rares, ce n'est qu'avec réserve que nous proposons une origine intrusive pour cette lithologie.

BRÈCHE PYROCLASTIQUE ET TUF À LAPILLI (1f)

Ces roches affleurent le long du contact NW des amas rhyolitiques, où elles se présentent généralement en de petits affleurements (2 m x 2 m). Les horizons de brèche pyroclastique (figure 6) et de tuf à lapilli sont généralement massifs. Nous avons observé localement des horizons lités qui présentent un granoclassement indiquant un sommet stratigraphique vers le SE; leur épaisseur moyenne est de deux mètres.



FIGURE 6 - Horizon de brèche pyroclastique felsique. Unité 1, lac Porphyre.

Un alignement sub-parallèle des fragments est évident dans certains lits. La taille des fragments varie de celle des blocs (64 mm) à celle des lapilli (2 à 64 mm). Ils sont sub-anguleux à anguleux et peuvent constituer entre 35% et 80% de la roche. En outre, il s'agit essentiellement de fragments de rhyolite (ld) et de rhyolite porphyrique (le), avec une quantité mineure de fragments d'argilite, de tuf felsique et de chert rubané. Ces fragments sont sertis dans une matrice à grain fin, constituée de cristaux de feldspath et de quartz enrobés dans un matériel felsique. Au microscope, cette matrice montre des cristaux sub-idiomorphes de quartz et de plagioclase saussuritisé, de granulométrie fine ou moyenne (jusqu'à 2 mm), enrobés dans un agrégat très fin de quartz, de feldspath et de séricite. L'orientation préférentielle de la séricite confère une schistosité à cette roche.

TUF FELSIQUE (lg)

La plus grande partie des horizons de tuf felsique affleure dans la partie SE de la bande de volcanites felsiques du lac Porphyre. Les tufs sont généralement lités et schisteux, les lits ayant une épaisseur millimétrique ou centimétrique (figure 7). Ces



FIGURE 7 - Tuf felsique en lits très minces au sud-ouest du lac Porphyre. Unité 1.

tufs sont constitués, dans une proportion qui varie de 5% à 40%, de cristaux ou de fragments ayant un diamètre inférieur à 2 mm. Les cristaux sont des grains sub-idiomorphes de quartz, ou des grains sub-idiomorphes ou idiomorphes de plagioclase saussuritisé. Les fragments sont composés en majorité de rhyolite et, accessoirement, de roches volcaniques mafiques. Ces cristaux et ces fragments sont sertis dans une matrice à grain très fin constituée de quartz, de feldspath, de séricite et de chlorite. Les minéraux micacés sont orientés, ce qui confère une schistosité à la roche. La calcite et le quartz remplissent les fractures.

PORPHYRES QUARTZIFÈRES ET QUATZOFELDSPATHIQUES (lh)

Des dykes et des filons-couches de porphyre sont injectés dans les ro-

ches volcaniques affleurant au NW du lac Keller; il sont stratigraphiquement localisés en-dessous de la bande de volcanites felsiques de la baie Pichamobi. Ces amas intrusifs ont une épaisseur d'environ 10 m et peuvent être suivis sur 50 m. Ils présentent des contacts nets avec les roches volcaniques mafiques et contiennent généralement des sulfures disséminés. Nous discuterons davantage de ces minéralisations au chapitre de la géologie économique.

Les porphyres quartzifères sont gris pâle en cassure fraîche et s'altèrent en beige. Ils sont massifs ou légèrement schisteux, et consistent en phénocristaux arrondis de quartz sertis dans une matrice à grain fin de quartz, de feldspath et de séricite. Les phénocristaux forment de 5% à 25% de la roche, avec une moyenne de 15%. La séricite est concentrée en bandes millimétriques qui enrobent les phénocristaux. Nous avons également observé des quantités mineures de pyrite finement disséminée.

Les porphyres quartzofeldspathiques sont gris tacheté de blanc en cassure fraîche, et blanc neige en surface altérée. Ils sont massifs ou légèrement foliés et essentiellement composés de

phénocristaux grossiers enrobés dans une matrice à grain fin. Les phénocristaux, dont la proportion dans la roche varie entre 10% et 30%, avec une moyenne de 20%, sont constitués de lamelles sub-idiomorphes de feldspath potassique et, dans une proportion moindre, de grains xénomorphes de quartz. Les cristaux de feldspath potassique sont partiellement séricitisés. Un agrégat de quartz et de feldspath, dans lequel sont dispersées des quantités mineures de biotite, d'amphibole et de chlorite, constitue la matrice de ces phénocristaux. Les minéraux mafiques forment des amas à grain fin ou moyen représentant probablement des reliquats de phénocristaux mafiques. La séricite est également observée dans la matrice où elle présente une orientation préférentielle, ce qui confère une schistosité à la roche. Le porphyre quartzofeldspathique renferme de la pyrite disséminée.

UNITÉ 2:

(Formation de Gilman ?)

Des roches appartenant à l'unité 2 affleurent au SW du lac Julien, et autour des stocks de granite dans la partie orientale de notre territoire. Des séquences de basalte massif et coussiné, injectées par des filons-cou-

ches de gabbro, constituent l'unité lithologique prédominante. La base d'un horizon de gabbro différencié marque la limite entre l'unité 1 et l'unité 2. La présence de quartz interstitiel dans la partie sommitale de cet horizon de gabbro, indique un sommet stratigraphique vers le SE.

BASALTE (2a)

Cette lithologie est composée de niveaux alternants de basalte massif et de basalte coussiné. Les horizons individuels ont une épaisseur allant de 5 m à plus de 100 m, formant ainsi des séquences de plus de 500 m. La granulométrie, généralement uniforme, varie de fine à moyenne. Les coussins observés sont de taille normale et ont des formes sub-sphériques, ellipsoïdales ou "en brioche", telles que définies par Dimroth et al. (1978). Pour le reste, les basaltes de l'unité 2 (figure 8) sont très semblables à ceux de l'unité 1, sauf que nous n'y avons pas relevé d'horizons de basalte porphyrique.

GABBRO (2b)

Des horizons de gabbro comagmatique et, plus rarement, de leucogabbro, ayant une épaisseur de 10 m à plus de 50 m, alternent avec les séquences de basalte dans toute l'unité 2. A la



FIGURE 8 - Horizon de basalte coussiné de l'unité 2 au sud-ouest du lac Julien.

base, le gabbro est constitué d'environ 65% de minéraux mafiques et de 35% de minéraux felsiques. Cet assemblage passe graduellement, vers le haut, à un gabbro quartzifère contenant des minéraux mafiques aciculaires (45 à 55%) et des minéraux felsiques. Le quartz interstitiel atteint une proportion de 8% de la roche.

Les gabbros sont généralement de teinte verte à vert foncé en cassure fraîche, et prennent une coloration brunâtre en surface d'altération. Ils sont massifs, équi-granulaires, et leur granulométrie varie de moyenne à grossière. Leur texture blasto-ophitique à sub-ophitique est typique. Les pyroxènes primaires, quoique localement préservés, sont généralement pseudomorphosés en un assemblage d'actinote (ou

hornblende), de chlorite et d'épidote. En général, le plagioclase est complètement saussuritisé. Nous avons également noté des quantités mineures de clinozoïsite, de carbonate, de magnétite, de pyrite et de pyrrhotine. Le quartz interstitiel peut former jusqu'à 5% de la roche.

UNITÉ 3: GABBRO LITÉ

Une injection importante de gabbro recoupe les roches de l'unité 2 suivant une direction NE à partir du lac Julien. Cette intrusion est elle-même tronquée par un important stock de granite que l'on rencontre dans ce secteur. Ce complexe, d'une largeur d'environ 1 km, a globalement la composition d'un leucogabbro. Une foliation magmatique primaire de cette roche est marquée, à l'échelle métrique, par une variation de la proportion des minéraux mafiques et felsiques, ce qui fait que la composition varie, à l'intérieur de chaque bande, de celle d'un mélagabbro à celle d'un leucogabbro quartzifère. Ce changement de composition indique un sommet stratigraphique vers le sud.

Ces roches sont vert foncé tacheté de blanc en cassure fraîche, et s'altèrent en noir et en blanc. D'autre part, elles sont équigranulaires, mas-

sives, et de granulométrie moyenne à grossière. Un rubanement dû à la composition y est commun, le rapport des minéraux mafiques sur les minéraux felsiques variant de 70/30 à la base des bandes, à 35/65 au sommet. On observe généralement une texture blasto-ophitique. On retrouve essentiellement les mêmes minéraux dans l'ensemble du complexe; seules les proportions varient. Des reliquats de pyroxènes, présents en petites quantités, sont normalement remplacés par des amphiboles et de la chlorite. Les plagioclases, interstitiels aux minéraux mafiques, sont saussuritisés. Le quartz est omniprésent, représentant un faible pourcentage de la roche; il peut atteindre 10% dans les leucogabbros. Dans ces gabbros, le quartz et le plagioclase ont une texture myrmékitique. L'épidote, la magnétite, la biotite et l'apatite sont accessoires.

UNITÉ 4: PYROXÉNITE

Un amas de pyroxénite recoupe les volcanites au NE du lac de l'Anomalie. La roche est massive et homogène, mais peut présenter un rubanement d'ordre métrique, dû à une variation de la proportion des minéraux mafiques, lesquels représentent de 70% à 100% de la roche. De façon typique, la pyroxénite est

composée de reliquats de cristaux xénomorphes d'augite (20%), remplacés par de l'amphibole sub-idiomorphe (75%). Des plagioclases, complètement saussuritisés, comblent les interstices laissés entre les minéraux mafiques. Des quantités mineures de magnétite sont également présentes.

Un second amas de pyroxénite envahit les roches équivalentes à celles de l'unité 1, au nord du lac Thomelet, immédiatement à l'extérieur de notre carte (Chartrand, 1982). Ce massif contient des indices de chalcopryrite et des teneurs anormales en platine (tableau 1, analyses 92480 et 92481).

UNITÉ 5: GRANITE

Des stocks de granite porphyrique recoupent les strates dans le secteur oriental de notre carte. Le plus important mesure près de 5 km par 8 km. L'injection de ces stocks a entraîné, à leur périphérie, une hausse du degré de métamorphisme qui a atteint le faciès des amphibolites. Des dykes de granite envahissent les roches volcaniques et on retrouve également des xénolites de ces dernières dans le granite. Quoique la proportion des minéraux constituants soit variable, on observe typiquement des phénocristaux de perthite poecili-

tique (25%) sertis de plagioclase zoné (25%) et de feldspath potassique (30%). Le quartz (15%) et la biotite (5%), ainsi que des quantités très mineures d'épidote et de sphène, sont présents.

Nous avons cartographié, dans la partie nord de notre territoire, près de la ligne à haute tension orientale, une petite intrusion de granite équi-granulaire ayant la même composition que son équivalent porphyrique.

UNITÉ 6: GRANODIORITE

Un amas important de granodiorite recoupe les roches volcaniques mafiques à l'ouest de notre territoire. Nous y avons observé, près du contact, des xénolites provenant des épontes de même que des dykes de granodiorite recoupant les roches encaissantes. La relation chronologique existant entre le métamorphisme et cette intrusion demeure incertaine, car cette granodiorite présente des évidences de foliation et de remplacement des minéraux ignés primaires. La composition moyenne de cette roche, très variable au demeurant, est de 30% d'amphibole (hornblende), 20% de feldspath potassique, 40% de plagioclase et 10% de quartz, avec des quantités mineures d'épidote, de chlorite, de biotite et d'apatite.

UNITÉ 7: DYKES DE GABBRO ET DE GABBRO À OLIVINE

Plusieurs dykes protérozoïques, dont l'épaisseur est de l'ordre de 30 m, recoupent les roches de la région suivant des axes NE et NW. Un de ces dykes, contenant jusqu'à 20% de magnétite, est souligné par une anomalie magnétique linéaire s'étendant vers le NE, depuis la baie Pichamobi. La roche est de couleur gris verdâtre en cassure fraîche et brune en surface altérée. Elle est massive et constituée d'augite

en grains moyens, de plagioclase saussuritisé et de magnétite, avec des quantités mineures de chlorite et d'épidote. Le gabbro à olivine contient environ 10% d'olivine et 10% de biotite en plus de l'augite, du plagioclase et des minéraux opaques.

Les épontes de certains de ces dykes contiennent des minéralisations sulfurées de faible importance. Nous reprendrons ce sujet dans le chapitre traitant de la géologie économique.

GÉOCHIMIE

Le tableau 1 donne les résultats d'analyses de 21 échantillons représentant les principales lithologies relevées dans la région. Deux de ces échantillons (nos 92480 et 92481) proviennent de la pyroxénite au nord du lac Thomelet et figurent sur notre carte préliminaire (Chartrand, 1982).

Suite à la compilation des résultats d'analyses de sept échantillons de basalte (nos 1 à 7) et de six échantil-

lons de gabbro comagmatique (nos 8 à 13), provenant de l'unité 1 (Formation d'Obatogamau ?) et de l'unité 2 (Formation de Gilman ?), nous concluons que ces roches sont dérivées d'un magma tholéiitique (figure 9). Le petit nombre d'échantillons ne nous a pas permis de voir s'il existait une continuité au niveau de la différenciation des roches de l'unité 1 à l'unité 2. A tout le moins, ces résultats d'analyses permettent de préciser la composition chimique de ces roches volcaniques.

TABLEAU 1 - Résultats d'analyses chimiques de 21 échantillons représentant les différentes lithologies de la région du Lac Thomelet.

LITHOLOGIE	RHYOL.	GABBRO	GABBRO	GABBRO	BASALTE	BASALTE	BASALTE	RHYOL.	BASALTE	GABBRO	GABBRO	GABBRO	Q-DYKE	Q-DYKE	BASALTE	GABBRO	GABBRO	BASALTE	BASALTE	PYROX.	PYROX.	
N° SUR FIGURE 9		8			1	2	3		4	9	10	11			5	12	13	6	7			
N° C.R.M.	92482	92484	92485	92486	92487	92488	92489	92490	92491	92492	92493	92494	92495	92496	92497	92498	92499	92500	92501	92480	92481	
N° LAB.	82-4714	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	
SiO ₂	81,0	50,7	49,8	59,3	46,3	48,5	51,5	75,0	51,8	48,5	51,7	58,1	73,5	72,5	45,8	48,0	49,4	49,5	50,0	48,5	47,5	
Al ₂ O ₃	11,5	12,0	16,3	10,9	14,2	14,2	15,1	12,8	15,1	13,1	12,3	17,2	14,5	14,1	13,9	15,2	14,4	15,0	14,8	2,00	3,20	
Fe ₂ O ₃	0,49	3,60	2,12	2,62	3,11	1,95	2,05	0,36	1,77	3,70	5,34	**	0,19	1,18	2,78	3,10	1,82	1,85	3,14	5,09	**	
FeO	0,14	10,6	5,92	11,9	10,8	10,0	6,75	0,32	7,14	9,39	8,62	**	1,22	0,77	9,20	8,10	6,82	8,36	10,5	4,89	**	
MgO	0,09	4,77	6,80	1,55	4,88	6,86	3,82	0,09	6,36	6,49	4,34	2,45	0,54	0,75	8,00	6,20	8,47	6,50	3,32	21,4	17,2	
CaO	0,06	7,64	12,1	5,07	12,3	10,9	11,0	0,19	8,02	8,57	7,20	0,49	0,14	0,20	12,2	10,8	12,4	8,72	11,0	12,8	14,3	
Na ₂ O	3,63	3,60	1,73	3,24	2,18	1,87	2,68	3,32	2,85	2,95	4,34	0,69	4,98	5,15	1,25	2,20	1,38	3,07	1,96	0,28	0,35	
K ₂ O	0,37	0,13	0,13	0,23	0,26	0,42	0,32	5,17	0,49	0,14	0,13	1,78	1,57	1,33	0,05	0,08	0,09	0,07	0,43	0,02	0,03	
TiO ₂	< 0,10	1,39	0,54	1,30	1,30	0,97	0,91	< 0,10	0,80	1,19	1,58	1,12	0,19	0,28	0,74	0,88	0,52	0,75	0,90	0,30	0,39	
P ₂ O ₅	0,03	0,12	0,06	0,51	0,13	0,08	0,06	0,04	0,10	0,07	0,06	0,07	0,07	0,08	0,06	0,08	0,07	0,07	0,07	0,02	0,02	
MnO	0,05	0,23	0,14	0,23	0,29	0,21	0,19	0,06	0,18	0,22	0,19	0,14	0,01	0,03	0,23	0,21	0,16	0,20	0,52	0,19	0,20	
PAF	0,66	1,55*	1,93*	0,10*	1,60*	0,85	3,35*	0,90	2,53*	2,57**	1,16**	2,20	1,08	2,03	3,27**	2,47**	2,32**	2,95**	0,32**	2,48	2,32	
Fe***	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	14,7	-	-	-	-	-	-	-	-	11,6	
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,26	0,17	
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	74	61	
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	< 0,5	
Rb	200	< 5	< 5	< 5	< 5	21	6	170	18	< 5	< 5	32	40	31	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	
Sr	ppm	33	120	96	74	110	120	130	20	150	140	120	69	210	160	66	150	96	73	84	21	35
Y		21	20	< 5	63	25	16	17	19	15	21	31	15	< 5	< 5	9	12	9	10	18	< 5	< 5
Zr		8	60	8	220	64	43	41	30	84	61	98	39	110	94	11	30	10	20	32	< 5	< 5
Au	g/t	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	< 0,5	< 0,5	
Pt		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	< 0,07	< 0,07	

. Q-DYKE = dyke de porphyre; PYROX = pyroxénite; RHYOL = rhyolite

. Les analyses ont été effectuées par le Centre de recherches minérales du M.E.R.

* Valeur non significative à cause de la teneur trop élevée en FeO

** Teneur en soufre trop élevée pour dosage du FeO et calcul du Fe₂O₃ vrai

*** Fer total en Fe₂O₃

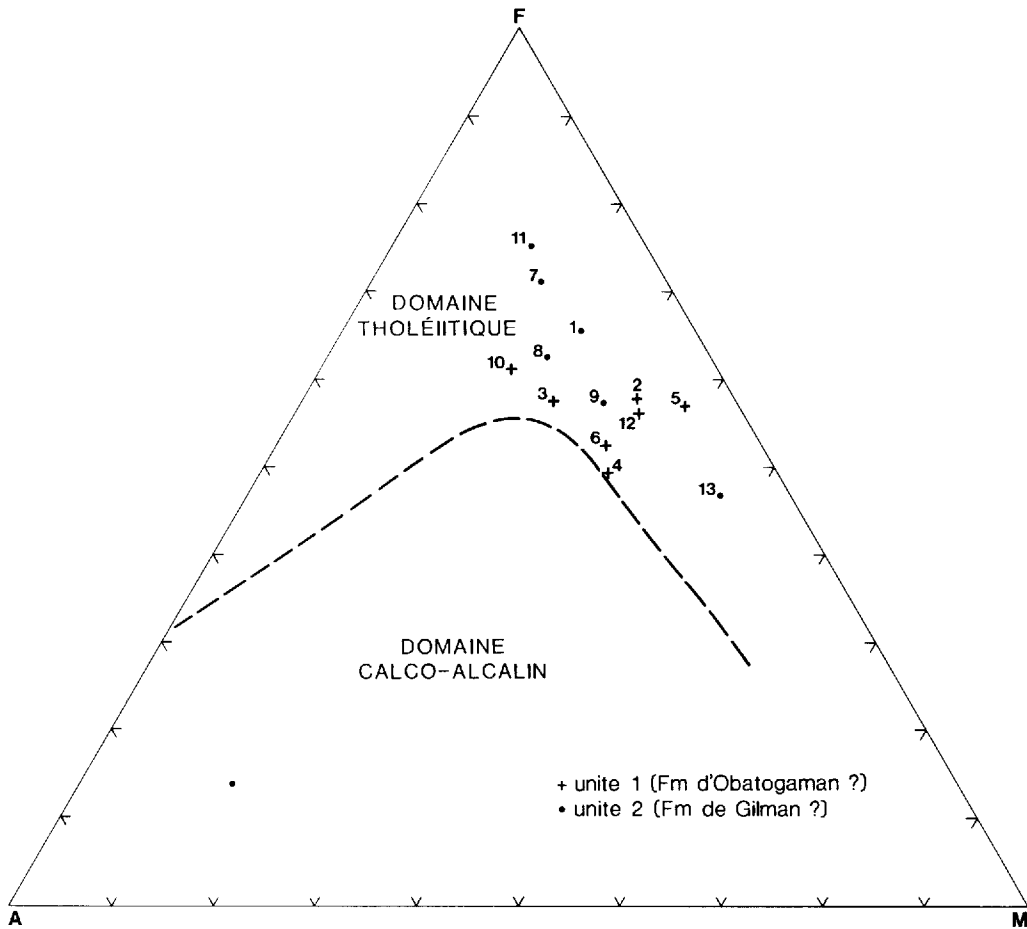


FIGURE 9 - Représentation de la composition de basaltes (1 à 7) et de gabbros (8 à 13) sur un diagramme AFM. D'après Irvine & Baragar (1971).

CORRÉLATION ET DISCUSSION

Nous pensons que toutes les roches volcaniques et sédimentaires de la région appartiennent au Groupe de Roy, tel qu'il est décrit par Allard et al. (1979) dans la région de Chibougamau. Ce groupe, composé en grande partie de roches volcaniques, est subdivisé en quatre formations qui sont, de la base au sommet: l'Obatogamau, le Waconichi, le Gilman et le Blondeau. Ces quatre

formations ont été reconnues dans la région adjacente à la nôtre au sud, par Charbonneau, Dubé & Franconi (1982). Cependant, nous pensons que seules les formations d'Obatogamau et de Gilman sont présentes sur notre territoire. La Formation de Waconichi, une bande relativement mince de volcanites felsiques intercalée entre l'Obatogamau et le Gilman, est absente.

Les descriptions qui suivent, concernant les formations d'Obatogamau et de Gilman, sont largement basées sur les travaux de Charbonneau, Picard & Dupuis-Hébert (1983), de Allard et al. (1979), de Cimon (1977), de Duquette (1970) et de Duquette & Mathieu (1966). La stratigraphie de notre territoire est illustrée au tableau 2.

FORMATION D'OBATOGAMAU

Cette formation est à la base du Groupe de Roy. Elle est essentiellement constituée de roches volcaniques mafiques à felsiques. Dans le canton de Dolomieu, Charbonneau (1981a) a émis l'hypothèse que la Formation d'Obatogamau comprend deux unités lithostratigraphiques. La première, à la base, est composée principalement de filons-couches de gabbro injectés dans une séquence de basalte tholéïitique et de roches pyroclastiques de composition dacitique. La seconde unité lithostratigraphique, au sommet, consiste essentiellement en coulées de laves basaltiques alternant avec des gabbros et des roches pyroclastiques felsiques moins abondantes (voir aussi Charbonneau et al., 1983). Ces coulées de lave basaltique sont massives, coussinées ou bréchiques, et contiennent des horizons porphyriques. Les phénocristaux, dont

TABLEAU 2 - Lithostratigraphie de la région du lac Thomelet.

PROVINCE DE SUPÉRIEUR	ARCHÉEN	PROTÉ-ROZOÏQUE	UNITÉ 7	Dykes de diabase
		GROUPE DE ROY	UNITÉ 5 et 6	Intrusions granitiques
	UNITÉ 3 et 4		Intrusions différenciées de gabbro, intrusions ultramafiques	
	UNITÉ 2 (Fm. de GILMAN ?)		Lave basaltique (massive, coussinée, bréchique) avec des horizons gabbroïques	
	UNITÉ 1 (Fm. d'OBATOGAMAU ?)	Lave basaltique (massive, coussinée, bréchique, porphyrique) avec des horizons gabbroïques; argilite graphiteuse et schiste quartzofeldspathique; volcanites felsiques; dykes de porphyre à quartz et feldspath		

le diamètre peut excéder 5 cm, sont constitués de plagioclase altéré; ils peuvent former jusqu'à 15% de la roche. Les laves basaltiques porphyriques sont caractéristiques de la Formation d'Obatogamau (Cimon, 1977).

Notre unité 1 correspondrait à la Formation d'Obatogamau. Elle affleure

bien dans la région du lac Thomelet. Des niveaux de basalte coussiné ou massif, intercalés avec des niveaux moins abondants de gabbro, prédominent à l'ouest du lac Julien. Cependant, il est important de souligner que des horizons de basalte porphyrique affleurent à l'est du Lac Porphyre. Nous pensons donc que la bande de roches felsiques, qui affleure le long de la baie Pichamobi (lac La Trêve), appartient à la Formation d'Obatogamau; en effet, les horizons de basalte porphyrique, caractéristiques de cette formation, se trouvent stratigraphiquement au-dessus et en-dessous de cette bande. Finalement, un horizon de gabbro porphyrique, ayant localement la composition d'une anorthosite, contient jusqu'à 90% de phénocristaux de plagioclase (15 cm); ceux-ci sont sertis dans une matrice de gabbro à grain moyen (voir lithologie lb ci-haut). Cet horizon se trouve dans la partie ouest de notre région, à proximité de la ligne à haute tension (Chartrand, 1982). Cimon (1977) a observé des horizons de roche similaire dans la Formation d'Obatogamau.

FORMATION DE GILMAN

D'après Allard et al. (1979), cette formation est normalement séparée de l'Obatogamau par la Formation de

Waconichi, laquelle semble absente dans notre région.

La Formation de Gilman consiste essentiellement en laves basaltiques massives, coussinées ou bréchiques, intercalées de filons-couches de gabbro comagmatique (Duquette & Mathieu, 1966; Duquette, 1970). Un de ces filons-couches, d'une épaisseur de 100 mètres, est situé près de la base de la Formation de Gilman. Il montre une différenciation dans sa composition et contient jusqu'à 10% de quartz près de son sommet. La partie supérieure est formée principalement de basalte massif et coussiné alternant avec des horizons de gabbro.

Sur la carte, nous avons utilisé la base du premier filon-couche de gabbro différencié pour localiser la base de l'unité 2 (Formation de Gilman). Ce filon-couche, orienté NE, affleure dans le sud de notre territoire. Deux considérations peuvent justifier son utilisation comme horizon-repère. Tout d'abord, des filons-couches de gabbro différencié du même type sont localisés dans un niveau stratigraphique similaire de la région de Chapais-Branssat (Charbonneau & Picard, communication écrite, inédite, 1982). En outre, aucun phénocristal de plagioclase ne fut observé dans les basaltes se trouvant

stratigraphiquement au-dessus (i.e., au sud-est et à l'est) de l'horizon de gabbro différencié. L'absence du phéno-cristaux pourrait indiquer que ces basaltes appartiennent à la Formation de Gilman plutôt qu'à celle d'Obatogamau.

Dans la partie orientale de la carte, le long du contact ouest du stock de granite, affleure une séquence de laves interlitées avec des horizons de gabbro comagmatique. Ce type de séquence est caractéristique de la Formation de Gilman.

ROCHES INTRUSIVES ARCHÉENNES

Différents types de roches ignées envahissent les séquences volcaniques et sédimentaires des formations d'Obatogamau et de Gilman (unités 1 et 2). Ces injections peuvent être classées, de façon empirique, selon qu'elles ont subi ou non le métamorphisme régional, c'est-à-dire qu'on y retrouve ou non des assemblages minéralogiques caracté-

ristiques du faciès des schistes verts.

Ainsi, les roches ultramafiques, gabbroïques et leucogabbroïques montrent des évidences du métamorphisme régional. En effet, on y retrouve des assemblages minéralogiques du faciès des schistes verts qui pseudomorphosent les assemblages ignés et les textures primaires. Cependant, les stocks de granite ont conservé leurs minéraux et textures primaires, ce qui indique qu'ils n'ont pas été affectés par le métamorphisme régional.

ROCHES INTRUSIVES PROTÉROZOÏQUES

Les gabbros et les gabbros à olivine (unité 7), d'âge Protérozoïque, recoupent les formations archéennes suivant un axe NNE. Un de ces dykes de gabbro, riche en magnétite, affleure le long de la rive nord de la baie Pichamobi. Il est souligné par une forte anomalie magnétique linéaire (M.E.R., 1981).

MÉTAMORPHISME

Toutes les roches de la région du lac Thomelet, à l'exception de celles situées au voisinage des stocks de granite, ont subi un métamorphisme au faciès des schistes verts. L'intensité du

métamorphisme semble décroître vers le SE. Ce phénomène peut être lié à la présence d'importants massifs de granite affleurant juste au nord de notre région.

Les roches ignées mafiques sont essentiellement constituées d'albite, d'actinote, de chlorite, d'épidote, de clinozoïsite et de carbonates. Les textures ignées sont généralement bien préservées au sud-est, mais elles tendent à être oblitérées vers le nord. Les basaltes sont constitués par un agrégat folié, à grain fin, d'actinote, de chlorite, d'albite, d'épidote, de clinozoïsite et de calcite. Les basaltes à grain moyen contiennent des plagioclases saussuritisés ayant une composition voisine de celle du labrador. La saussuritisation peut être partielle ou complète. Dans les basaltes porphyriques, les phénocristaux de plagioclase sont complètement remplacés par de la clinozoïsite et de l'albite. Les textures ignées sont bien préservées dans les gabbros. Quoiqu'on y observe des grains d'augite primaire, ce minéral est généralement remplacé par de l'actinote et de la chlorite. Ce remplacement est complet dans le nord de

notre territoire. Les assemblages à quartz-albite-feldspath potassique-séricite prédominent au sein des roches volcanosédimentaires felsiques et des roches volcanosédimentaires felsiques. Bien que les textures primaires soient bien préservées dans les roches à grain grossier, on note une oblitération dans les roches à grain plus fin, suite à une recristallisation.

Le métamorphisme atteint le faciès des amphibolites au voisinage des stocks de granite, de même qu'au nord de notre région. Dans ce faciès, la hornblende devient le minéral mafique dominant. De plus, la plupart des textures primaires sont oblitérées et les roches sont essentiellement des schistes à hornblende-plagioclase. Le grenat almandin est quasi omniprésent dans ces roches. Ainsi, dans la région du lac Thomelet, on retrouve tous les faciès transitoires entre les schistes à hornblende-plagioclase et les roches vertes.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

La compréhension du style tectonique de la région du lac Thomelet est compliquée par la présence de deux grands stocks de composition granitique et granodioritique. Les formations volcanosédimentaires contournent ces

stocks, et l'intrusion de ceux-ci a engendré une réorientation de la foliation régionale. De ce fait, toute compilation systématique de données structurales ne peut aboutir qu'à des résultats flous. Cependant, nous pouvons

quand même faire ressortir les traits suivants.

Toutes les roches volcaniques sont situées sur le flanc NW d'un synclinal vertical majeur dont la trace du plan axial, d'orientation NE, passe à environ 10 km au sud de notre territoire. Ce synclinal majeur fut engendré par une première phase de déformation qui est antérieure au développement de la schistosité régionale (Charbonneau et al., 1982). D'après les quelques mesures dont nous disposons, So serait orienté 080° en moyenne et aurait un pendage de 80° vers le NW. Ces données structurales étant accompagnées de critères de polarité stratigraphique qui indiquent toujours un sommet vers le sud, on peut conclure que les couches sont déversées vers le SE. La schisto-

sité régionale, orientée 075° avec un pendage de 80° vers le NW, constitue une deuxième phase de déformation (Charbonneau et al., 1982). Nos mesures de stratification et de schistosité sont dans le prolongement du domaine structural NW-1 de Charbonneau et al. (1982).

Au sud de notre région, l'importante faille de Lamarck, de direction NE, est elle-même déplacée par une série de failles mineures orientées NNE (Dubé, 1981b). Des failles mineures appartenant à cette même famille, dont l'une est associée à un pli d'entraînement, localisé au SW du lac Julien, semblent déplacer les strates qui affleurent à l'ouest du stock majeur de granite. Quelques failles mineures orientées NW recoupent localement les roches volcaniques.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Il s'est fait de la prospection minière dans la région du lac Thomelet, au moins depuis les années trente. Ce n'est cependant que dans les années cinquante que l'exploration s'y est intensifiée, suite à la publication d'une carte de levé aéromagnétique par le gouvernement fédéral. MacIntosh (1977) a fait une synthèse des travaux d'exploration effectués jusqu'en 1975. De

plus, il a dressé une liste et fait une brève description des indices qu'il a mis à jour au cours de sa campagne de cartographie. Pour leur part, Avramtchev & Lebel-Drolet (1981) ont fait un inventaire des indices minéralisés connus avant 1979. Enfin, dans le cadre de notre mission, nous avons également découvert quelques nouveaux indices.

La plupart des indices sont constitués de pyrite et de pyrrhotine. Ces deux sulfures se retrouvent sous forme disséminée, sous forme semi-massive, ou en bandes massives interlitées avec les roches volcaniques mafiques. Les sulfures sont plus spécifiquement associés aux horizons d'argilite graphiteuse; ils sont interlités avec des basaltes de l'unité 1 (Obatogamau ?) et forment des bandes minéralisées ayant 1 à 23 m d'épaisseur, avec une moyenne de 6 m. La pyrrhotine est le sulfure prédominant. Ces bandes de sulfures ont une extension latérale considérable. Ainsi, l'une d'elles, affleurant au nord du lac aux Bleuets, peut être suivie sur une distance d'environ 7 km vers l'ouest, en concordance avec la stratification. De ce fait, ces indices de pyrrhotine-pyrite peuvent être qualifiés de stratiformes.

On retrouve de la pyrite et de la pyrrhotine, avec des quantités très mineures de pentlandite et de chalcopryrite, dans les roches volcaniques mafiques injectées par des dykes de porphyre quartzifère ou quartzofeldspathique. La plupart de ces indices se retrouve au voisinage de la ligne à haute tension occidentale, là où les dykes de porphyre sont particulièrement abondants. Les sulfures sont disséminés dans des zones d'ordre métrique, dis-

cordantes par rapport à la stratification; ils peuvent constituer jusqu'à 20% de la roche, mais la concentration moyenne est de moins de 5%. Dans la plupart des cas, les basaltes hôtes ont été légèrement silicifiés par les dykes felsiques. La majeure partie des travaux effectués sur notre territoire par les compagnies d'exploration, est concentrée dans cette aire.

On rencontre également des indices mineurs de pyrrhotine, de pyrite et de chalcopryrite dans les dykes protérozoïques de gabbro. Un tel dyke, localisé au sud du lac Julien, en contient quelques-uns. A cet endroit, les sulfures sont disséminés dans le flanc sud du dyke et pénètrent localement les roches encaissantes. La proportion des sulfures y est généralement de l'ordre de quelques unités en pourcentage. Une minéralisation disséminée du même type est associée à un autre dyke de gabbro recoupant les roches ultramafiques, au nord du lac Thomelet (Chartrand, 1982). Au sud-ouest, on retrouve un peu de chalcopryrite associée à ce même dyke qui recoupe cette fois des roches volcaniques mafiques (voir carte géologique de ce rapport).

Mentionnons finalement qu'une veine de quartz aurifère, d'un mètre d'épaisseur, recoupe des horizons de

basalte coussiné au NE du lac Keller.

Nous avons indiqué sur notre carte les principaux indices minéralisés, dont ceux compilés par Avramtchev & Lebel-Drolet (1981). Ces indices appartiennent aux catégories suivantes:

- . Bandes stratiformes de pyrrhotine et de pyrite associées à des horizons d'argilite graphiteuse ou à des coulées de basalte: indices 8 à 17 et 19 à 23;
- . Zones de pyrite, pyrrhotine, chalcoppyrite et pentlandite recoupant des gabbros ou des coulées basaltiques, et associées spatialement avec des dykes de porphyres: indices 1, 2, 3, 5, 6 et 25;
- . Zones de pyrite, pyrrhotine, chalcoppyrite et pentlandite associées à des dykes de gabbro protérozoïque: indices 4, 18 et 24;
- . Veine de quartz aurifère: indice 7.

La plupart des indices minéralisés sont constitués de bandes de pyr-

rotine et de pyrite associées à des horizons d'argilite graphiteuse. En général, les analyses d'échantillons n'ont révélé que des traces d'or, de cuivre, de plomb et de zinc. Selon nous, les zones minéralisées associées aux basaltes recoupés par des dykes felsiques, présentent un plus grand intérêt pour l'exploration minière. La chalcoppyrite peut y constituer jusqu'à 2% de la roche. De plus, le contexte géologique de ces indices s'apparente à celui des gîtes classiques de sulfures massifs volcanogènes. A notre avis, la bande de roches volcaniques felsiques, de même que les coulées basaltiques sous-jacentes recoupées par des dykes felsiques, méritent beaucoup d'attention. En effet, la présence de dykes felsiques, la silicification mineure des basaltes, et le caractère généralement discordant des zones de sulfures, nous portent à croire que nous sommes dans une zone nourricière des roches volcaniques felsiques, et qu'il puisse également s'agir d'une cheminée d'altération de type exhalatif.

CONCLUSION

La région du lac Thomelet est constituée de roches volcaniques et volcanosédimentaires archéennes qui ont été envahies par des roches ignées ul-

tramafiques, gabbroïques et granitiques et, plus tardivement, par des dykes protérozoïques de gabbro. Toutes les unités lithologiques, à l'exclusion

des dykes et des stocks de granite, ont été métamorphosées au faciès des schistes verts. L'intrusion des stocks a porté le métamorphisme des roches encaissantes au faciès des amphibolites.

L'évolution géologique de la région peut se résumer ainsi:

- . Mise en place des roches de l'unité 1, puis de celles de l'unité 2;
 - . Intrusion des pyroxénites et des filons-couches de gabbros lités (et du stock de granodiorite?);
 - . Première phase de déformation ayant
- pour résultat la formation d'un synclinal majeur dont l'axe passe au sud de notre carte (Charbonneau, 1981b et Charbonneau et al., 1982);
 - . Deuxième phase de déformation accompagnant le métamorphisme régional du faciès des schistes verts et développement de failles mineures orientées nord-est et nord-ouest;
 - . Intrusion de stocks granitiques et réorientation des plans de stratification et de foliation à leur proximité;
 - . Injection de dykes protérozoïques et développement de failles mineures.

RÉFÉRENCES

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; congrès de Québec, Université Laval, livret-guide pour l'excursion B-1; 94 pages.

AVRAMTCHEV, L. - LEBEL-DROLET, S., 1981 - **Cartes des gîtes minéraux du Québec - Région de l'Abitibi**. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DPV-744.

CHARBONNEAU, J.-M., 1981a - **Cantons de Dolomieu (¼ E) et de Daubrée (¼ SW)**. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DP-844, 27 pages.

_____ 1981b - **Géologie du quart sud-ouest du feuillet du lac Lamarck et Géologie du quart sud-est du feuillet du lac Inconnu**. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; cartes préliminaires annotées, DP-853.

CHARBONNEAU, J.-M. - DUBÉ, C. - FRANCONI, A., 1982 - **Lithostratigraphie et déformations dans la bande volcano-sé-**

dimentaire de Matagami-Chibougamau, Québec; secteur à l'ouest de Chapais. L'Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; 84^e Congrès annuel, présentation No. 177, Québec; 17 pages.

CHARBONNEAU, J.-M. - PICARD, C. - DUPUIS-HÉBERT, L., 1983 - **Géologie des unités stratigraphiques affleurant dans les cantons de Daubrée, Dolomieu, Sausure et La Ribourde, Abitibi-Est.** dans **Rapports d'étape des travaux en cours à la Division du Précambrien.** Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; ET 82-01.

CHARTRAND, F., 1982 - **Géologie de la région du lac Thomelet.** Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; carte préliminaire annotée, DP 82-13.

CIMON, J., 1977 - **Quart sud-est du canton de Queylus.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport préliminaire, DPV-448, 33 pages.

DIMROTH, E. - COUSINEAU, P. - LEDUC, M. - SANSCHAGRIN, Y., 1978 - **Structure and organization of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Québec, Canada.** Journal canadien des Sciences de la Terre; Volume 15, page 902 à 918.

DUBE, C.-Y., 1981a - **Géologie de la demie est du canton de Lamarck, Abiti-**

bi-Est. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; rapport préliminaire, DPV-811, 6 pages.

_____ 1981b - **Région de lac Lamarck - Baie Dussault.** Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; carte préliminaire annotée, DP-848.

DUQUETTE, G., 1970 - **Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; étude spéciale, ES-8; 18 pages.

DUQUETTE, G. - MATHIEU, A., 1966 - **Géologie du quart nord-est du canton de McKenzie, comté d'Abitibi-Est.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport préliminaire, RP-551; 22 pages.

DUROCHER, M., 1979 - **Canton d'Opémisca et quart nord-ouest du canton de Cuvier.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; rapport intérimaire; DP-611, 31 pages.

IRVINE, T.N. - BARAGAR, W.R.A., 1971 - **A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.** Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 8, page 523 à 545.

MACINTOSH, J.A., 1977 - **Geology of the Lantagnac-La Touche area, Abitibi-Est county and Abitibi territory.**

Ministère des Richesses naturelles du
Québec; DP-497, 123 pages.

M.E.R., Québec, 1981 - **Levé aéroporté**

de la région de la rivière Chibouga-
mau. Ministère de l'Énergie et des
Ressources du Québec; DP-829.

