

DPV 837

DEMIE NORD DES CANTONS DE MCKENZIE ET DE ROY ET QUART NORD-OUEST DU CANTON DE MCCORKILL -
RAPPORT FINAL

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 



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

**DIRECTION GÉNÉRALE
DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE
ET MINÉRALE**

**Demie nord des cantons de McKenzie et de Roy
et**

Quart nord-ouest du canton de McCorkill

G. DUQUETTE

MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE ET DES RESSOURCES
DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE
DIRECTION DE L'EXPLORATION MINÉRALE

DÉMIÉ NORD DES CANTONS DE MCKENZIE ET DE ROY
ET
QUART NORD-OUEST DU CANTON DE MCCORKILL

RAPPORT FINAL

G. DUQUETTE



Le lac Bourbeau vu du sud, en avant-plan à gauche,
on peut observer la baie du Cran Penché.

TABLE DES MATIÈRES

	Page
INTRODUCTION	1
Localisation et accès	1
Méthode de travail et remerciements	1
Travaux antérieurs	3
Topographie, hydrographie, glaciation	3
GÉOLOGIE GÉNÉRALE	4
Archéen	5
Groupe de Roy	6
Formation de Waconichi	6
Tuf felsique	6
Tuf chloriteux	7
Métabasalte	7
Agglomérat felsique	9
Formation de Gilman	9
Métabasalte	10
Pyroclastites felsiques	11
Membre basal	11
Etendue régionale	11
Formation de Blondeau	13
Tuf felsique	13
Agglomérat felsique	14
Métabasalte variolitique	17
Pétrochimie	19
Roches intrusives	20
Mafites	20
Complexe du lac Doré	20
Complexe de Cummings	22
Lithologie	22
Filon-couche de Bourbeau	22
Filon-couche de Ventures	25
Filon-couche de Roberge	27
Pétrochimie	30
Diagramme de variation des princi- paux oxydes	31
Diagramme AFM	31
Rapport (FeO + Fe ₂ O ₃)/MgO	33
Mise en place	35
Corps mafiques de moindre étendue ..	36
Ultramafites	37
Roches felsiques	38
Dacite	38
Pluton de Chibougamau	39
Protérozoïque	39
Groupe de Chibougamau	39
Lithologie	39
Genèse	40
Plutons granodioritiques	41
Granodiorite du lac Chevrillon	41
Granodiorite du lac France	42
Pétrochimie	42
STRUCTURE	45
Plis	45
Plis kénoriens	45
Plis post-kénoriens	45
Failles	46
Failles longitudinales	46
Faille du filon-couche de Roberge ..	46
Faille du complexe du lac Doré	47
Faille de la décharge du lac Bourbeau	47
Failles obliques	48
Réseau N-S	48

	Page
Réseau NE à NNE	48
Faille du lac Gwillim	48
Faille du détroit de McKenzie	49
Zone de faille du lac Mistassini .	50
Autre failles	50
GEOLOGIE ECONOMIQUE	51
Gîtes de sulfures	51
Gîtes exhalatifs	51
Filon-couche de Bourbeau	53
Canton de McKenzie	53
Gîte du lac Ross	53
Gîte du lac DeVilliers	54
Gîte de la baie Sullivan	54
Canton de Roy	54
Gîte de la route du mont Cummings.	54
Gîte du lac de la Tour	54
Gîte de la baie McKenzie	54
Gîte de la rivière France	54
Gîte du lac Dablon	55
Canton de McCorkill	55
Gîtes 9 et 10	55
Formation de Gilman	55
Autres niveaux	56
Gîtes filoniens	57
Gîtes magmatiques	57
Gîtes aurifères	57
Terrains Beaurox	57
Ancienne mine Norbeau	58
Historique	58
Minéralisation	59
Filon no 2, filon Sharpe	60
Filon Mann	60
Propriété Yorbeau	61
Zone principale	61
Historique	61
Minéralisation	62
Filon de l'est, indice de Signal Chi- bougamau	62
Autres gîtes	63
Décharge du lac Bourbeau	63
Rivière France	64
Gîtes amiantifères	64
Propriété Riocanex	64
Historique	64
Minéralisation	66
Terrains Chibougamau Asbestos	66
Historique	67
Minéralisation	67
Autres gîtes	67
REFERENCES	68

CARTE: 1:20 000

Demie nord des cantons de McKenzie et de Roy
et quart nord-ouest du canton de McCorkill

(en quatre feuillets) hors texte

INTRODUCTION

Ce rapport présente les résultats d'une étude géologique des demies nord des cantons de McKenzie et de Roy et du quart nord-ouest du canton de McCorkill. Globalement il s'agit d'une région rectangulaire de 325 km², sise à cheval sur la latitude 50°N et comprise entre les longitudes 73°54'32" et 74°28'10" (figure 1). Nous avons effectué le travail sur le terrain au cours des étés 1962 à 1966.

La présente étude s'inscrit dans le cadre d'un programme de cartographie détaillée que le gouvernement du Québec a initié en 1950 dans le but de mieux connaître le sillon de roches vertes de Chibougamau. L'intérêt particulier pour ce sillon réside dans le fait qu'il est porteur des 21 gisements de cuivre et d'or mis en exploitation dans la région de Chibougamau, dont 8 étaient encore en exploitation au début de 1980. On calcule (Avramtchev & Lebel-Drolet, 1979b) que entre son ouverture en 1950 et janvier 1979, le camp minier de Chibougamau a fourni plus de 47 millions de tonnes de minerai contenant quelque 900 000 tonnes de cuivre; les réserves de minerai de cuivre s'établissaient, à la même date, à tout près de 17 millions de tonnes.

En plus du cuivre, le sillon de roches vertes de Chibougamau recèle d'importantes quantités d'or. Deux aurifères y ont été découvertes et toutes deux dans la région cartographiée. Il s'agit de l'ancienne mine Norbeau (Beaux Mines Ltd.) dans le quart nord-est du canton de McKenzie où, de septembre 1964 à novembre 1969,

on a traité 380 000 tonnes* de minerai (13.36 g/t Au et 1.64 g/t Ag) et de la nouvelle mine du lac Gwillim, dans le quart nord-ouest du même canton, où Ressource Campbell Inc vient de commencer l'exploitation de quelque 200 000 tonnes de minerai (6.7 g/t Au et 0.1% Cu).

LOCALISATION ET ACCES

Le territoire cartographié est situé juste au nord de Chibougamau, une ville de 10 000 habitants, à 410 km au nord-ouest de Québec (figure 1). Cette localité minière est desservie par le réseau ferroviaire transcontinental du Canadien National et par une route pavée conduisant aux régions de l'Abitibi et du lac St-Jean.

De la ville de Chibougamau part, vers le nord, un chemin de gravier qui conduit aux lacs Waconichi, Mistassini (Baie du Port) et Albanel via le centre de la région cartographiée. A cette route sont reliés de nombreux chemins forestiers qui donnent accès à toutes les parties du territoire. Celui-ci est également accessible par hydravion à partir de la base du lac Caché, à 11 km au sud de la ville de Chibougamau.

METHODE DE TRAVAIL ET REMERCIEMENTS

Nous avons établi notre cartographie à l'échelle de 1:12 000. A cette fin, des cheminements N-S, espacés de 60 à 300 m ont été faits au pas et à la boussole par

* Dans ce rapport, il n'est question que de tonnes métriques.

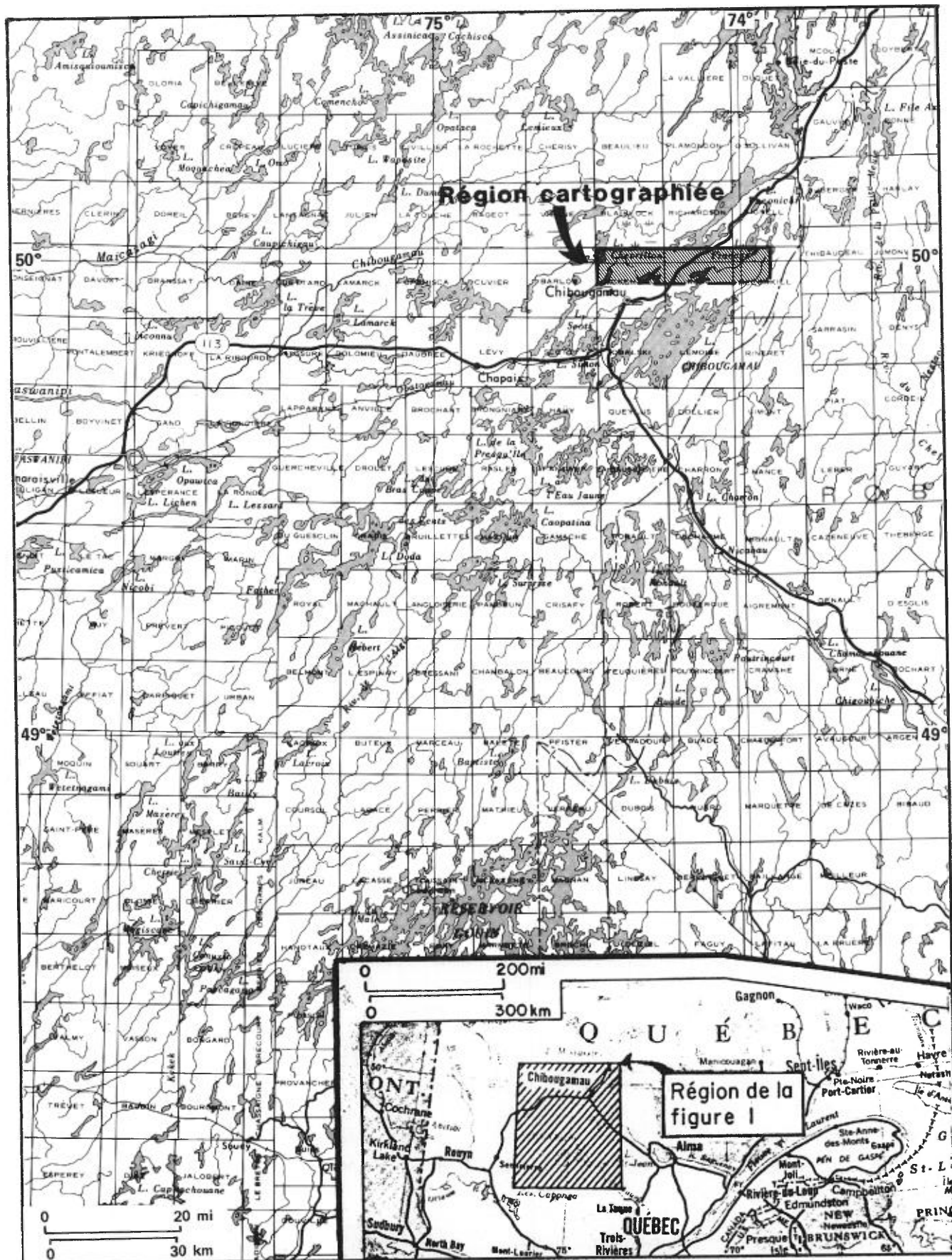


FIGURE 1 - Localisation de la région cartographiée.

des équipes de deux hommes. Là où cela a été possible, les cheminements ont été effectués le long de laies déjà existantes. Dans un cas comme dans l'autre, les cheminements ont été rattachés à des lignes de rang arpentées. L'usage de photos aériennes pendant le travail sur le terrain a permis une localisation plus précise des affleurements visités, en particulier de ceux repérés le long des routes et des cours d'eau.

Arthur Mathieu décédé accidentellement au printemps 1969, a été notre assistant-senior au cours de chacune des cinq saisons de cartographie. Le sens du devoir a été son trait dominant. Nous le remercions très sincèrement pour son aide inestimable. Des remerciements sont également adressés aux assistants-juniors: Jean-Roch Labrie et John Henry Oliver, 1962, quart nord-ouest de Roy; Clermont Lavoie, Victor Parsons et John Henry Oliver, 1963, quart nord-est de McKenzie; J.R. Glenn, I.M. Roach, Marc Sauvé et Antonio Cicetti, 1964, quart nord-est de Roy; Raymond Leclerc, Roger D. Thomas, Jean-Guy Jolin et André Belleville, 1965, quart nord-ouest de McKenzie; et André Nadeau, Fernand Morin, Nabil Padovani et Bernard Pomade, 1966, quart nord-ouest de McCorkill.

TRAVAUX ANTERIEURS

Le premier géologue à venir dans la région a été A.P. Low en 1905. Les travaux de cartographie systématique, toutefois, n'ont débuté que cinq ans plus tard, avec l'arrivée de Gwillim, Faribault et Barlow. Ces trois géologues venaient d'être chargés par le gouvernement du Québec de cartographier la région de Chibougamau, à l'échelle de 1:63 360, afin d'en évaluer le potentiel minier. Par la suite et travaillant toujours à l'échelle de

1:63 360, il y a eu Mawdsley et Norman (1935), Shaw (1941), Beach (1941a, 1941b), Longley (1951), Sabourin (1955), Gillett (1957) et Gilbert (1958).

La cartographie détaillée (1:12 000) du centre minier de Chibougamau, proprement dit, a débuté en 1950. Poursuivie sans relâche depuis lors, elle s'est étendue en totalité ou partiellement à plus de 20 cantons. Pour ne mentionner que les géologues qui ont cartographié avant 1980, en périphérie de notre région, mentionnons en partant du nord et en allant dans le sens des aiguilles d'une montre (figure 1):

- . Boudreault, 1977;
demie est de Blaiklock.
- . Caty, 1976 à 1979;
Richardson et demie ouest de Bignell.
- . Avramtchev, 1975;
NE McCorkill.
- . Pouliot, 1963;
SW McCorkill
- . Gaucher, 1959;
SE Roy.
- . Horscroft, 1958;
SW Roy.
- . Allard & Smith, 1960;
Demie sud McKenzie.
- . Gaucher, 1960;
SE Barlow.

TOPOGRAPHIE, HYDROGRAPHIE, GLACIATION

La topographie de notre région reflète fidèlement la lithologie locale. Ainsi la demie nord, où n'affleurent que volcanites et petits corps intrusifs, correspond à une plaine faiblement ondulée alors que la demie sud est le lieu d'une chaîne de hautes collines issues de l'érosion d'épais filons-couches de diorite-gabbro. L'une de ces collines, le mont Cummings, dans le quart nord-ouest du canton

de-Roy, culmine à 594 m au-dessus du niveau de la mer. Il s'agit du point le plus élevé de la région. Quant à l'endroit le plus bas, il se situe au lac Chevrillon, dans la demie nord-ouest du canton de McKenzie; son altitude moyenne est de 365 m.

Toutes les eaux de la région s'écoulent en direction de la baie James. Pour ce faire, elles empruntent surtout les rivières Chibougamau, Waswanipi et Nottaway; une petite superficie dans l'angle

nord-ouest du canton de Roy utilise cependant les lacs Waconichi et Mistassini, de même que la rivière Rupert.

L'abondance de stries glaciaires, de roches moutonnées et de dépôts de sable et de gravier dans la région témoignent de la dernière glaciation continentale. L'orientation des stries et des eskers indique que l'avancée principale de la glace a dû se faire en direction SSW.

GEOLOGIE GENERALE

La région cartographiée fait partie du Bouclier canadien. Elle est située à l'extrémité orientale de la province structurale du Supérieur; son angle sud-est, touchant légèrement au **Front de Grenville** qui est un élément tectonique régional marquant le passage de la province du Supérieur à celle de Grenville.

Comme partout ailleurs dans la province du Supérieur, les roches de notre région se rattachent à un sillon de roches vertes (sillon de Chibougamau) ou à des plutons tonalitiques ou granodioritiques. Pour des raisons d'ordre pratique, la fraction volcanique de notre région est appelée groupe de Roy. Ce groupe comprend, de bas en haut, les formations de Waconichi, Gilman et Blondeau; la formation de Gilman est constituée essentiellement de laves mafiques coussinées et les deux autres, de pyroclastites dacitiques. Ces laves et pyroclastites ont, respectivement, comme principaux équivalents de profondeur, les complexes de Cummings et du lac Doré et le pluton tonalitique de Chibougamau.

Toutes ces volcanites ainsi que leurs équivalents de profondeur sont ar-

chéens car ils ont été plissés isoclinalement suivant des axes E-W et métamorphisés au faciès schiste vert lors de l'orogénèse kénorienne, qui a culminé il y a environ 2.73 milliards d'années. Une centaine de millions d'années plus tard, ces roches archéennes ont été envahies par un magma granodioritique (pluton des lacs France et Chevrillon). Par la suite, elles ont été recouvertes par un conglomérat (groupe de Chibougamau) ressemblant beaucoup à la tillite d'âge aphébien (environ 2.2 milliards d'années) qui repose à plat sur les roches archéennes de la région de Cobalt en Ontario. Enfin, au cours de l'orogénèse grenvillienne, vieille de 995 millions d'années, toutes les roches archéennes et aphébiennes de l'angle sud-est de la région ont été replissées et faillées suivant une direction NE, en plus d'être métamorphosées au faciès amphibolite inférieure. A la lumière de nouvelles données, ce dernier événement métamorphique pourrait cependant se situer entre 1.7 et 2.2 milliards d'années (tableau 1).

A ce jour, trois découvertes minières d'importance ont été faites dans la région. Il s'agit:

TABLEAU 1 - Sommaire des formations

C	Pléistocène	Blocs erratiques, sable et gravier			
P	Orogénèse grenvillienne (~ 995 Ma)	Plis et failles NE, métamorphisme, faciès hornblende			
	Aphébien inférieur	Tillite du groupe de Chibougamau (2.2 Ga ?)	Conglomérat, arkose et grauwacke		
A R C H E E N	Orogénèse kénorienne (2.73 Ga)	Plis et failles E-W, métamorphisme, faciès schistes verts			
	Roches intrusives	Corps de faible dimension		Dykes	Diabase
	mafiques et ultramafiques			Corps de grande dimension	Complexe de Cummings (≤ 2410 m)
		Filon-couche de Bourbeau (≤ 760 m)	Granophyre sodique (local) Métaferrodiorite quartzique Leuco-métagabbro Métapéridotite		
		Filon-couche de Ventures (≤ 1100 m)	Granophyre sodique (local) Gabbro de Ventures Gabbro folié Augitite-serpentinite		
		Filon-couche de Roberge (≤ 550 m)	Diopsidite Serpentinite		
		Complexe du lac Doré (~ 2600 m)	Zone de bordure supérieure Métaferrodiorite (+quartz)		
	felsiques	Dykes et filons-couches Pluton de Chibougamau	Zone anorthositique	Gabbro (+anorthositique) Anorthosite (+gabbroïque)	
	Contact intrusif		Porphyre dacitique Tonalite-diorite (laccolite?)		
	Volcanites (groupe de Roy) (> 8700 m)	Formation de Blondeau (> 1 525 m)		Pyroclastites felsiques, un peu de metabasalte variolitique	
Formation de Gilman (~ 3650 m)		Metabasalte et méta-andésite; un peu de pyroclastites felsiques; membre basal riche en quartz, carbonate, pyrite, chlorite et séricite			
Formation de Waconichi (~ 3600 m)		Pyroclastites felsiques			

P - Protérozoïque

C - Cénozoïque

- des gisements d'amianté mis en valeur depuis un certain nombre d'années par Rio-canex au lac Roberge dans le quart nord-ouest du canton de McCorkill;
- de la mine d'or exploitée au cours des années 60 par la société Norbeau Mines Ltd. dans le quart nord-est du canton de McKenzie;
- de la mine d'or du lac Gwillim dans le quart nord-ouest du canton de McKenzie,

récentement mise en production par les Ressources Campbell Ltée.

ARCHEEN

Plissé isoclinalement lors de l'orogénèse kénorienne, l'assemblage archéen local correspond essentiellement à un empilement volcanique marin qui a été envahi par de très nombreux corps intrusifs

concordants. Ceux-ci sont vus, quant à nous, comme autant d'équivalents de profondeur des volcanites encaissantes. Si l'on fait abstraction du plus profond de ces équivalents (le pluton tonalitique de Chibougamau), l'assemblage local devient alors partiellement équivalent à la séquence de roches vertes du sillon de Chibougamau.

GRUPE DE ROY

Nous appelons groupe de Roy la fraction proprement volcanique de l'assemblage archéen local. Ce groupe a été divisé, de bas en haut, en formation de Waconichi, formation de Gilman et formation de Blondeau (Duquette, 1970).

FORMATION DE WACONICHI

Les données que nous avons recueillies dans la présente région, ainsi qu'en bordure nord de celle-ci, portent à croire que la formation de Waconichi a une épaisseur supérieure à 3600 m et qu'elle s'étend sur une distance supérieure à 50 km, au moins jusqu'au lac Chevrillon (dans le quart nord-ouest du canton de McKenzie) vers l'ouest et au-delà du Front de Grenville vers l'est. Selon Caty (1976, 1977) cette formation ne dépasserait pas 1200 m d'épaisseur et buterait, à l'ouest, contre la faille oblique régionale du lac Gwillim, dans le canton de Richardson.

La formation de Waconichi correspond à un empilement essentiellement de pyroclastites felsiques. Dans notre région, où seule sa moitié supérieure est présente, les roches qui la composent, par ordre décroissant d'abondance, sont le tuf felsique, le tuf chloriteux, le metabasalte et l'agglomérat* felsique.

* Dans ce rapport le mot agglomérat constitue, en gros, un équivalent de tuf à blocs.

TUF FELSIQUE

La roche prédominante de la formation de Waconichi est un tuf felsique de couleur gris à vert sur cassure fraîche mais blanc en surface altérée. A première vue, la roche ressemble beaucoup à un porphyre rhyolitique cisailé. Un examen plus poussé fait vite découvrir qu'il s'agit non pas d'une roche intrusive mais d'une roche litée et localement granoclassée. Les lits peuvent atteindre quelques mètres d'épaisseur.

Même si, dans le passé, cette roche a été décrite comme étant une grauwacke feldspathique interstratifiée avec une arkose et une argilite (Gilbert, 1958) ou avec un tuf ardoisier (Shaw, 1941) nous croyons qu'il s'agit plutôt d'un tuf felsique plus ou moins cisailé, tantôt à cristaux, tantôt lithique et tantôt à lapilli.

Au microscope, ce tuf felsique fait voir une mosaïque de gros cristaux (jusqu'à 2 mm) de quartz et d'oligoclase baignant dans un enchevêtrement de menus cristaux de quartz, d'albite secondaire, de chlorite, de séricite, de carbonate, de pyrite, de leucoxène et de magnétite ainsi que de quelques granules d'une substance noire qui pourrait être de l'anhraxolite (non pas du graphite comme on le croit généralement). Les gros cristaux occupent à peu près 80% du volume de la roche; certains sont très anguleux et dérivent vraisemblablement de cristaux plus volumineux qui se sont brisés à la suite de collisions lors de leur éjection en surface. Les cristaux d'oligoclase sont rarement zonés; par ailleurs, ils montrent tous un début de saussuritisation. Quant aux cristaux de quartz, ils sont généralement automorphes et sans impuretés; quelques-uns ont un contour rendu irrégulier par la présence d'indentations vermiculaires.

Selon la classification de Nockolds (1954), le tuf felsique de la formation de Waconichi appartient à la famille des dacites. Toutefois, son principal plagioclase étant de l'oligoclase au lieu de l'andésine, ses teneurs en SiO_2 et en CaO sont respectivement plus élevée et plus basse que la normale (tableau 2); le SiO_2 atteint même, exceptionnellement, presque 70%. Le tuf équivaut alors à une rhyodacite ou plus exactement à une rhyolite sodique. Quelques minces lits argileux existent en association intime avec le tuf felsique. Compte tenu de la nature de la roche qui les encaisse, on peut se demander si ces lits ne seraient pas des dépôts de métabentonite dérivés de cendres volcaniques; la même possibilité s'applique d'ailleurs aux lits d'argilite accompagnant le tuf felsique de la formation de Blondeau que nous décrirons plus loin.

TUF CHLORITEUX

Le tuf felsique décrit précédemment est fréquemment interstratifié avec un tuf chloriteux et schisteux qui, sur le terrain, ressemble beaucoup à une lave basaltique cisailée. L'interdigitation de ces deux types de tuf apparaît clairement sur quelques-unes des coupes du chemin menant au lac Waconichi, tout près de la limite nord de la région (figure 2).

Règle générale, le tuf chloriteux contient environ 30% de chlorite et presque autant de plagioclase sodique. Ses autres constituants, dont chacun dépasse rarement les 10%, sont par ordre décroissant, le carbonate, le quartz, l'épidote, la séricite, le leucoxène et la pyrite. En somme il s'agit d'un tuf légèrement plus mafique qu'une dacite.



FIGURE 2 - Formation de Waconichi: lentille de tuf chloriteux encaissée dans un tuf felsique. Route du lac Albanel, rang X, quart nord-ouest du canton de Roy.

Ce tuf chloriteux est localement porteur de petits fragments anguleux de roche felsique et de gros cristaux de quartz et d'oligoclase dont le diamètre peut atteindre 6 mm. A cet égard, il ressemble beaucoup au tuf felsique avec lequel il est interlité. Comme lui, d'ailleurs, il a dû se déposer en milieu aqueux.

METABASALTE

Le metabasalte de la formation de Waconichi a les mêmes caractéristiques minéralogiques et texturales que le metabasalte de la formation sus-jacente de Gilman. Il affleure surtout à l'est de la rivière Chibougamau dans le canton de McKenzie et, plus à l'est, au voisinage de la ligne de canton Roy-McCorkill. Ici à cause, peut-être, de sa proximité à la faille oblique régionale du détroit de McKenzie il contient un fort pourcentage d'octaèdres de magnétite qui font saillie sur sa surface d'altération.

TABLEAU 2 - Analyses chimiques de pyroclastites dacitiques de la région cartographiée et d'ailleurs

échantillon	région cartographiée par l'auteur (groupe de Roy)*					ailleurs	
	Waconichi		Gilman	Blondeau		6	7
	1 (CH-503)	2 (CH-507)	3 (CH-514)	4 (CH-5192)	5 (CH-526)		
SiO ₂	65.67	64.58	65.98	65.83	68.14	61.74	67.16
Al ₂ O ₃	16.21	16.11	16.50	16.42	17.67	15.17	16.73
Fe ₂ O ₃	3.87	4.99	6.03	5.34	3.33	1.87	0.89
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.74	2.77
MgO	2.18	1.99	1.77	1.70	1.50	2.30	1.86
CaO	4.68	4.81	4.60	4.14	3.30	4.80	3.29
Na ₂ O	5.73	5.09	2.35	3.99	2.45	3.57	3.61
K ₂ O	0.96	1.68	2.02	1.84	2.97	0.54	1.31
TiO ₂	0.41	0.50	0.57	0.50	0.29	1.22	0.46
P ₂ O ₃	0.20	0.15	0.09	0.13	0.27	0.32	0.12
MnO	0.06	0.07	0.07	0.07	0.04	0.14	0.02
K ₂ O/Na ₂ O	0.17	0.33	0.86	0.46	1.21	0.15	0.36
CaO/Na ₂ O	0.81	0.94	1.96	1.07	1.35	1.34	0.91

* Les échantillons du groupe de Roy ont été analysés (fluorescence X) en 1968-1969 par Bernard M. Gunn, professeur à l'Université de Montréal.

1 Tuf felsique à cristaux, formation de Waconichi; coupe routière à 135 m au sud de la baie des Frais du lac Waconichi (fig. 2).

2 Tuf felsique de la formation de Waconichi; coupe routière à 90 m au sud du pont à la tête de la baie des Frais du lac Waconichi.

3 Tuf noir felsique de la formation de Gilman; coupe routière à 1,95 km au sud-ouest de la jonction de la route du lac Waconichi avec celle du lac Albanel, quart nord-ouest du canton de Roy.

4 Agglomérat felsique de la formation de Blondeau; coupe routière à 5,85 km au sud-ouest de la jonction routière ci-haut mentionnée, quart nord-ouest du canton de Roy.

5 Tuf felsique de la formation de Blondeau; coupe routière à 5 km au sud-ouest de la jonction routière ci-haut mentionnée, quart nord-ouest du canton de Roy.

6 Moyenne chimique de trois dacites provenant de sillons de roches vertes de l'Ontario; données fournies par Wilson et al. (1965, Table II).

7 Moyenne chimique de trois rhyodacites provenant de sillons de roches vertes de l'Ontario; données fournies par Wilson et al. (1965, Table II).

AGGLOMERAT FELSIQUE

A divers niveaux dans la formation de Waconichi des lentilles d'agglomérat felsique font voir une abondance de cailloux d'un tuf felsique semblable à celui qui a été décrit précédemment ainsi que quelques bombes de porphyre dacitique. Quelques-unes contiennent également des blocs anguleux de metabasalte et de tuf felsique finement lité (figure 3) ainsi que de très rares cailloux de granitoïde. De façon caractéristique, les cailloux et les bombes ont une patine blanche qui contraste fortement avec la couleur verte de la matière chloriteuse qui les enrobe. Les bombes sont partout fortement aplaties parallèlement au litage local. D'excellents affleurements de ce type d'agglomérat peuvent être examinés le long de la rivière Chibougamau, dans le rang IX du quart nord-ouest du canton de McKenzie et, en bordure nord de la région, le long du chemin forestier qui rejoint vers l'est la route du lac Waconichi, à environ 610 m au nord du lac Le moine.

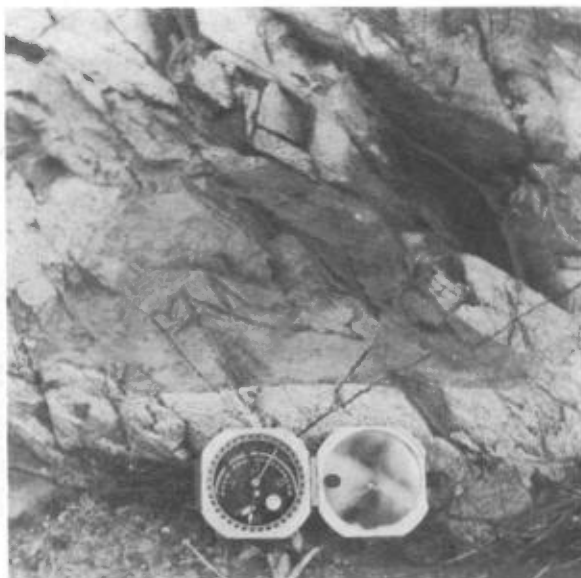


FIGURE 3 - Formation de Waconichi: fragment triangulaire de tuf felsique dans un agglomérat felsique. Route du lac Albanel, rang X, quart nord-ouest du canton de Roy.

Cet agglomérat, au point de vue de la genèse, s'apparente en tous points à celui de la formation de Blondeau. Pour cette raison, sa description sera donnée aux paragraphes traitant de l'agglomérat felsique de la formation de Blondeau.

FORMATION DE GILMAN

La formation de Gilman correspond essentiellement à un empilement de coulées basaltiques d'environ 3600 m d'épaisseur. Elle affleure, dans la région, juste au sud de la formation de Waconichi, sur laquelle elle repose partout en concordance. Son contact avec le Waconichi est localement marqué par une étroite zone d'interdigitation du tuf felsique de l'une avec le metabasalte de l'autre. Il est visible à la base de la coupe-type de la formation de Gilman (Duquette, 1970), le long de la route du lac Waconichi, à l'extrémité nord du quart nord-ouest du canton de Roy (figure 4).



FIGURE 4 - Formation de Gilman: metabasalte amygdalaire en contact vertical avec un tuf felsique de la formation de Waconichi (à gauche du marteau). Sommet vers le sud (gauche). Route du lac Waconichi, rang X, quart nord-ouest du canton de Roy.

D'allure régionale comme les deux autres formations du groupe de Roy, la formation de Gilman a pu être suivie entre un point un peu au delà du front de Grenville et un autre au lac Opémisca, une distance de tout près de 100 km. Comme la formation de Blondeau qui la chapeaute, elle réapparaît plusieurs fois, par plissements et par failles, au nord et au sud du synclinal de Chibougamau. Plus de détails à ce sujet sont donnés dans la section traitant de l'étendue régionale de la formation.

METABASALTE

Les coulées basaltiques de la formation de Gilman dépassent rarement 60 m d'épaisseur. Leur grain varie d'aphanitique à moyen. Bien que de couleur gris-vert sombre sur cassure fraîche, les coulées montrent une patine verdâtre ou brunâtre; la plupart sont coussinées et amygdalaires dans leur moitié supérieure (figure 5). Règle générale, le sommet des coussins contient une abondance de petites (2.5 mm) amygdales de carbonate avec ou sans quartz



FIGURE 5 - Formation de Gilman: metabasalte amygdalaire. Même coulée que celle de la figure 4.

et épidote (figure 6). Quelques coussins font voir des vésicules rayonnantes, ce qui porte à croire qu'ils bougeaient lors de leur solidification (figure 7). Enfin des lignes d'écoulement et des zones hyaloclastiques sont visibles au sommet de quelques coulées.

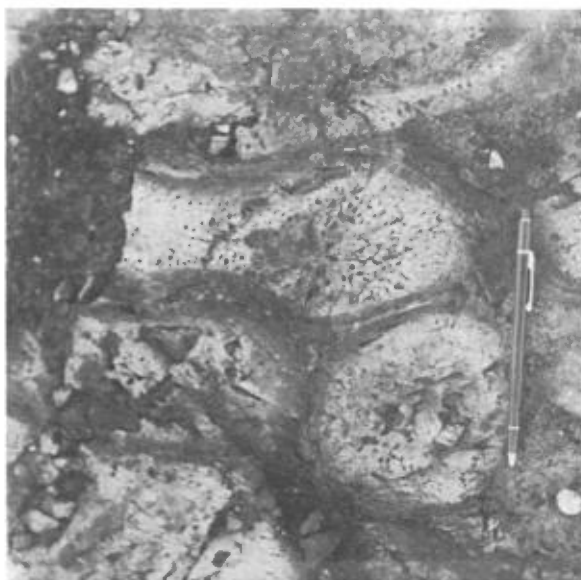


FIGURE 6 - Formation de Gilman: metabasalte coussiné et vésiculaire. Route du lac Albanel, ligne des rangs IX-X, quart nord-ouest du canton de Roy.



FIGURE 7 - Formation de Gilman: vésicules rayonnantes dans un coussin de metabasalte. Même affleurement que celui de la figure 6.

Exception faite d'un certain nombre de coulées d'aspect andésitique, la lave de la formation de Gilman a, partout, l'apparence et la composition d'un métabasalte (tableau 3). Sa composition minéralogique s'établit à peu près comme suit: chlorite, 30%; plagioclase (saussuritisé), 25%; épidote, 20%; actinote, 15%; carbonates, 5%; augite (non altérée), 5%. A cela s'ajoutent de très faibles quantités de quartz microcristallin, de sphène leucoxénisé, de magnétite, d'ilménite et de pyrite. Le plagioclase primaire du métabasalte n'a pu être identifié que dans une seule lame mince; sa composition est celle du labrador (An₅₀).

Bien qu'altéré au faciès schiste vert, le métabasalte montre encore, ici et là, les caractéristiques texturales d'une diabase à phénocristaux d'augite. Ceux-ci peuvent être facilement identifiés sur le terrain car ils ont été transformés en petits amas chloriteux d'une couleur typiquement noir verdâtre et d'un contour parfaitement rectangulaire.

PYROCLASTITES FELSIQUES

Le métabasalte est très finement interstratifié avec des pyroclastites felsiques dans notre région. Cette lithologie compte pour 10% du volume de la formation; elle atteint cependant 50% en des endroits hors de la région.

MEMBRE BASAL

En plus du métabasalte et des pyroclastites, la section basale de la formation de Gilman fait voir, en plusieurs endroits, des exhalites très riches en fer formées essentiellement de quartz (+ chert), de sidérose (+ ankérite) et de pyrite, auxquels s'associent, localement,

des quantités généralement très faibles de sphalérite et de chalcopyrite syngénétiques. De tels dépôts ferrifères affleurent dans le quart nord-ouest du canton de McCorkill, le long de la ligne de rang VIII-IX. Le membre basal de la formation de Gilman affleure aussi, dans le même canton, au sud du lac Roberge, où d'épaisses lentilles d'exhalites, formées essentiellement de carbonates de fer, apparaissent à divers niveaux stratigraphiques dans une bande de pyroclastites schisteuses de quelque 500 m d'épaisseur. Longeant la limite nord du complexe anorthositique du lac Doré, cette bande s'identifie, dans les demies sud des cantons de Roy et de McKenzie, à la formation ferrifère du lac Sauvage (Henry & Allard, 1979), dans laquelle abondent sidérose, ankérite et pyrite.

ETENDUE REGIONALE

Grâce à sa lithologie distinctive, la formation de Gilman a pu être suivie, en direction ouest, à travers toute la région étudiée et, au delà, jusqu'au lac Opémisca. Le long de ce trajet de 80 km, elle fait partie des flancs nord et sud du synclinal de Chibougamau et repose partout en concordance sous les volcanites felsiques de la formation de Blondeau. Par plissement, la formation de Gilman réapparaît au nord de la région, le long du synclinal de Waconichi dans le canton de Richardson (Coty, 1978); elle semble aussi réapparaître au sud, le long du flanc sud de l'anticlinal de Chibougamau et du synclinal de Chapais.

A la lumière de tous ces faits et ceux présentés au paragraphe précédent sur le membre basal, on peut définir la formation de Gilman comme étant la séquence de volcanites sise sous la formation de Blondeau ou du filon-couche de Roberge (lorsque

TABLEAU 3 - Analyses chimiques de laves mafiques de la région cartographiée et d'ailleurs

	Groupe de Roy*			Ailleurs	
	Gilman		Blondeau		
échantillon	1 (CH-512)	2 (CH-530)	3 (CH-517)	4	5
SiO ₂	51.13	51.45	46.92	49.83	51.83
Al ₂ O ₃	15.55	16.23	14.95	14.64	14.53
Fe ₂ O ₃	12.87	13.41	16.76	3.03	2.96
FeO	0.00	0.00	0.00	8.77	8.46
MgO	7.94	6.07	6.86	7.36	6.22
CaO	9.34	8.66	7.78	10.46	8.42
Na ₂ O	1.87	2.68	4.45	2.02	3.40
K ₂ O	0.20	0.03	0.23	0.23	0.29
TiO ₂	0.81	1.14	1.63	0.94	1.11
P ₂ O ₅	0.10	0.13	0.20	0.19	0.22
MnO	0.15	0.18	0.18	0.21	0.18

* Les échantillons du groupe de Roy ont été analysés (fluorescence X) en 1968-1969 par Bernard M. Gunn, professeur à l'Université de Montréal.

1 Métabasalte, formation de Gilman; coupe routière à 30 m au sud-ouest de la jonction de la route du lac Waconichi avec celle du lac Albanel, quart nord-ouest du canton de Roy.

2 Métabasalte, formation de Gilman; à l'intersection de la 4e Avenue avec la rue Jourdain, ville de Chibougamau.

3 Métabasalte variolitique, formation de Blondeau; coupe routière à 600 m au nord de la ligne de rang VII/VIII, quart nord-ouest du canton de Roy.

4 Moyenne chimique de 53 échantillons de métabasalte provenant de sillons de roches vertes de l'Ontario; données fournies par Wilson et al. (1965, table II).

5 Moyenne chimique de 20 échantillons de métabasalte provenant de sillons de roches vertes de l'Ontario; données fournies par Wilson et al. (1965, table II).

présent) et au-dessus de la formation de Waconichi. Ainsi défini, on constate que, d'un endroit à un autre, la formation de Gilman montre de fortes variations d'épaisseur et de lithologie. Dans notre région, par exemple, son épaisseur varie de 3650 m à l'ouest à moins de 1800 m à l'est. Quant aux variations lithologiques, elles deviennent surtout apparentes lorsqu'on va d'un flanc à l'autre d'un pli régional. Ainsi, dans le canton de Roy, le metabasalte compte, au nord de l'axe synclinal de Chibougamau, pour environ 90% du volume total de la formation; au sud, le pourcentage tombe à 50, l'autre 50 allant aux pyroclastites felsiques.

FORMATION DE BLONDEAU

La séquence volcanique qui repose en concordance sur celle de Gilman, et que nous avons nommée formation de Blondeau (Duquette, 1964), correspond essentiellement à un empilement de pyroclastites felsiques. Pour des motifs d'ordre pratique et lithologique, le niveau occupé par le filon-couche ultramafique de Roberge a été choisi comme plan de contact entre les formations de Blondeau et de Gilman.

A la latitude de notre région, la formation de Blondeau occupe la zone axiale du synclinal de Chibougamau, visible depuis le Front de Grenville à l'est jusqu'au lac Opémisca à l'ouest. Elle réapparaît, par plissement, au nord de la région, le long de l'axe du synclinal de Waconichi, une structure récemment reconnue par Caty (1978) et, au sud, en bordure nord du synclinal régional de Chapais.

Dans notre région, la formation de Blondeau n'a que 1525 m d'épaisseur. Comme sa puissance semble être beaucoup plus forte en d'autres endroits, il faudrait consi-

dérer comme temporaire la coupe-type que nous avons choisie pour cette formation dans le quart nord-ouest du canton de Roy (Duquette, 1970). L'endroit idéal pour établir une coupe-type définitive pourrait être dans le secteur de Chapais.

Trois types de roches ont été identifiés dans la formation de Blondeau. Ce sont, par ordre décroissant d'abondance, le tuf felsique, l'agglomérat felsique et le metabasalte variolitique.

TUF FELSIQUE

De par sa composition chimique (tableau 2), le tuf felsique appartient à la famille des dacites. En plus d'avoir la couleur gris-vert et, essentiellement, la composition chimique du tuf felsique de la formation de Waconichi, il a partout les caractéristiques texturales et minéralogiques de ce tuf, sauf là où il forme le plancher du filon-couche gabbroïque de Bourbeau. A ce niveau, en effet, il a un aspect exceptionnellement chertueux et lamellaire (figure 8), une coloration noirâtre due à une poussière d'antraxolite (?), une teneur localement élevée en sulfures syngénétiques de fer et un moindre contenu de zinc et de cuivre.

Ce tuf felsique noirâtre, ainsi que le membre basal ferrifère de la formation de Gilman, sont les deux seules unités porteuses d'importants gîtes sulfurés exhalatifs dans notre région. Une brève description des gîtes de ce type qui ont déjà été repérés dans la région est donnée au chapitre sur la géologie économique. Leur localisation est indiquée sur la figure 50.

Ajoutons qu'il existe, plus haut, dans l'empilement du Blondeau d'autres bancs de tuf felsique légèrement noirâtres.



FIGURE 8 - Formation de Blondeau: tuf felsique finement laminé et noirâtre formant le plancher du filon-couche gabbroïque de Bourbeau. Route du mont Cummings, rang VI, quart nord-ouest du canton de Roy.

Mise à part leur coloration particulière, ces bancs sont constitués d'un tuf felsique identique au tuf gris-vert qu'on rencontre ailleurs dans la formation.

AGGLOMERAT FELSIQUE

L'agglomérat felsique, qui est tout autant, sinon davantage, un conglomérat d'affaissement, n'a été vu que dans la moitié supérieure de la formation. Il se présente en lentilles empilées de façon quelconque les unes sur les autres et ne faisant, en général, que quelques centaines de mètres de long et quelques mètres d'épaisseur. Dans ces lentilles, les fragments ont un diamètre fort variable; certains atteignent 30 cm. La majorité sont plus ou moins arrondis et ont la composition d'un tuf felsique à cristaux (figure 9), les autres étant soit des bombes d'une dacite porphyrique et vésiculaire (figure 10) soit des fragments de métabasalte ou de tuf felsique finement lité (fi-



FIGURE 9 - Formation de Blondeau: conglomérat d'affaissement, stratifié mais non granoclassé, avec fragments et ciment dacitiques. Chemin du lac Albanel, rang VIII, quart nord-ouest du canton de Roy.



FIGURE 10 - Formation de Blondeau: conglomérat d'affaissement, de composition felsique, dont l'un des fragments est une bombe vésiculaire de dacite porphyrique (au centre). Chemin du lac Albanel, rang VIII, quart nord-ouest du canton de Roy.

gure 11). La matrice, comme la plupart des fragments, a une composition dacitique semblable à celle du tuf felsique encaissant. Un excellent affleurement d'agglomérat fel-



FIGURE 11 - Formation de Blondeau: conglomérat d'affaissement, de composition felsique, montrant (sous le crayon) un débris peu arrondi de tuf finement lité. Le crayon est parallèle à la direction des lits de tuf et le manche de marteau à celui du conglomérat. Chemin du lac Albanel, rang VIII, quart nord-ouest du canton de Roy.



FIGURE 12 - Formation de Blondeau: conglomérat d'affaissement remplissant un chenal d'érosion dans un tuf felsique (gris sombre). Le manche du marteau est à angle droit avec la direction des lits de tuf encaissant le conglomérat. Chemin du lac Albanel, rang VIII, quart nord-ouest du canton de Roy.

sique (ou conglomérat d'affaissement) est visible dans le quart nord-ouest du canton de Roy, à 30 m à l'ouest de la route du lac Albanel et à 300 m au sud de la ligne de rang VII- VIII. Ici, comme en plusieurs autres endroits, l'agglomérat remplit un chenal d'érosion (figure 12).

Au point de vue génétique, l'agglomérat felsique de la formation de Blondeau, tout comme celui de la formation de Waconichi, peut être vu comme un conglomérat d'affaissement ayant reçu, lors de sa formation, un apport de matériel hétérogène d'origine volcano-explosive. Voici pourquoi:

La majorité des débris de composition dacitique ne sont pas des bombes volcaniques mais plutôt des fragments plus ou moins arrondis d'un tuf felsique identique à celui sur lequel repose l'agglomérat. Ces derniers, de toute évidence, originent

de lits de tuf felsique qui se sont fragmentés en glissant peu de temps après leur dépôt. Une telle interprétation est parfaitement compatible avec le fait que les lentilles d'agglomérat felsique, pour la plupart, remplissent des chenaux d'érosion, montrent peu ou pas de granoclassement (figure 13) et contiennent des débris généralement non orientées. On note aussi, par endroits, tous les stades de la formation d'un conglomérat d'affaissement (figures 14 à 18).

Pour ce qui est des cailloux de metabasalte et de granitoïde dans l'agglomérat felsique du Blondeau et du Waconichi, ils ne sont vraisemblablement pas des produits d'érosion car nous n'avons vu nulle part, dans leur voisinage, une discordance majeure d'érosion. Ils sont tout au plus liés à des discordances locales telles des chenaux d'érosion.

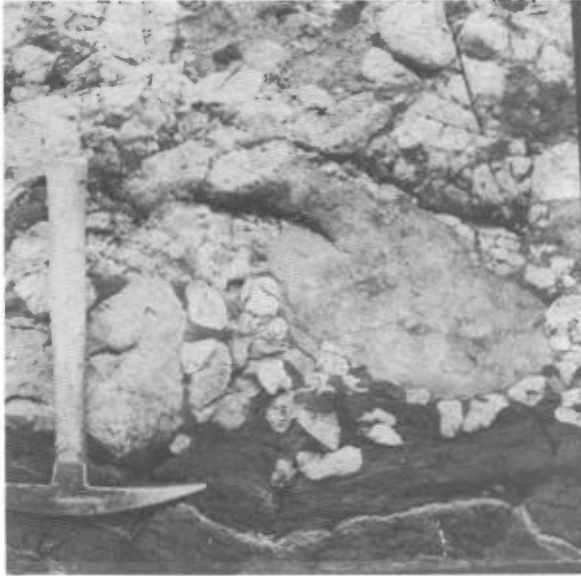


FIGURE 13 - Formation de Blondeau: conglomérat d'affaissement, avec débris d'un tuf dacitique à cristaux. A noter la stratification dans le plus gros morceau de tuf et la nature ondulatoire des lits de tuf à la base du conglomérat. Même localisation que pour la figure 12.

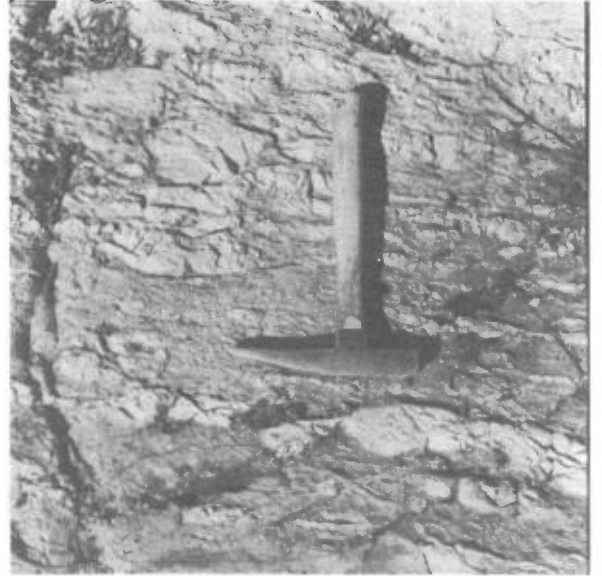


FIGURE 15 - Formation de Blondeau: plis en forme de Z et de S dans des lits de tuf felsique qui caractérisent le stade initial de la formation d'un conglomérat d'affaissement. Tranchée à 900 m au nord du lac Cummings, rang VI, quart nord-ouest du canton de Roy.

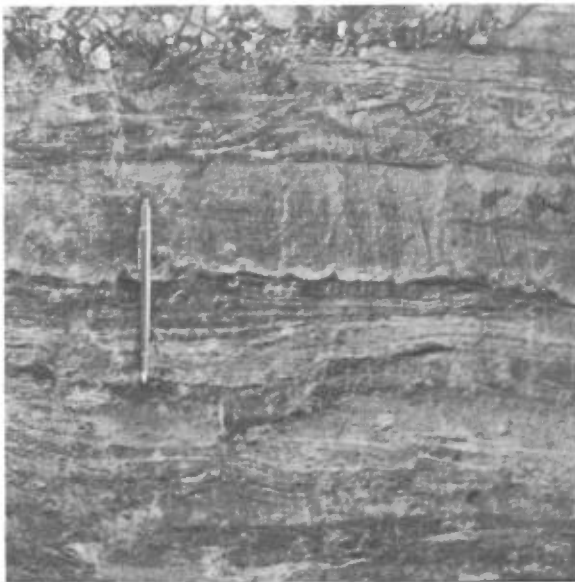


FIGURE 14 - Formation de Blondeau: tuf felsique granoclassé montrant des structures de déformation plastique. Chemin du mont Cummings, rang VI, quart nord-ouest du canton de Roy.



FIGURE 16 - Formation de Blondeau: stade avancé de la formation d'un conglomérat d'affaissement. Les débris en voie de formation, sont constitués de tuf felsique. Même localisation que celle de la figure 15.

Dans notre esprit, toutefois, rien ne s'oppose à ce que les débris constituent des fragments de parois de fissures volcaniques qui auraient été actives lors de la

formation des conglomérats d'affaissement. Un exemple de ce genre de fissure volcanique pourrait être la brèche d'explosion



FIGURE 17 - Formation de Blondeau: stade final de la formation d'un conglomérat d'affaissement à petits débris de tuf felsique. Même localisation que celle des figures 15 et 16.



FIGURE 18 - Formation de Blondeau: grès conglomératique d'affaissement formé de tout petits débris de tuf felsique. Même localisation que celle des figures 15 à 17.

cartographiée par Cimon (1976a) dans le quart nord-ouest du canton de Queylus. Dans cette brèche, d'une étendue de plusieurs milliers de mètres carrés à l'intérieur du pluton tonalitique de Chibougamau,

on note une abondance de fragments plus ou moins anguleux de tonalite et de dacite de la taille des galets dans un ciment de fines poussières de roches ignées. On note également quelques fragments de roches ignées de composition mafique voire ultramafique. Assurément des brèches d'explosion de cette nature auraient pu apporter en surface non seulement les débris de métabasalte et de granitoïde de l'agglomérat felsique du Blondeau et du Waconichi mais également une partie des constituants pyroclastiques, notamment les bombes vésiculaires de dacite porphyrique.

Au plan de la genèse, les débris de métabasalte et de granitoïde de l'agglomérat felsique du Blondeau et du Waconichi sont comparables aux cailloux anté-mésozoïques de péridotite, de norite, de charnockite et de granulite découverts dans les scories cénozoïques de Puy Beaunit en France (Brousse & Rudel, 1964). Dans les deux cas on aurait affaire à une sorte de carottage volcanique non seulement des roches de couverture locales mais également d'une partie du socle.

Ainsi donc l'agglomérat felsique du Blondeau et du Waconichi peut être vu comme un conglomérat d'affaissement dont les constituants se sont mélangés, lors de leur dépôt, à des produits issus de fissures volcaniques à caractère explosif. Les mouvements sismiques engendrés par ces fissures ont peut-être déclenché le processus de formation des lentilles de conglomérat d'affaissement.

METABASALTE VARIOLITIQUE

A la base de la formation de Blondeau, ou un peu au-dessus, on rencontre quelques coulées de métabasalte qui ne se distinguent des autres coulées de métaba-

salte du groupe de Roy que par une texture variolitique. Cette texture leur étant exclusive, celles-ci peuvent faire d'excellents repères stratigraphiques. On peut facilement les examiner le long de la route du lac Albanel, à environ 600 m au nord de la ligne de rang VII-VIII dans le quart nord-ouest du canton de Roy (figures 19 à 22).

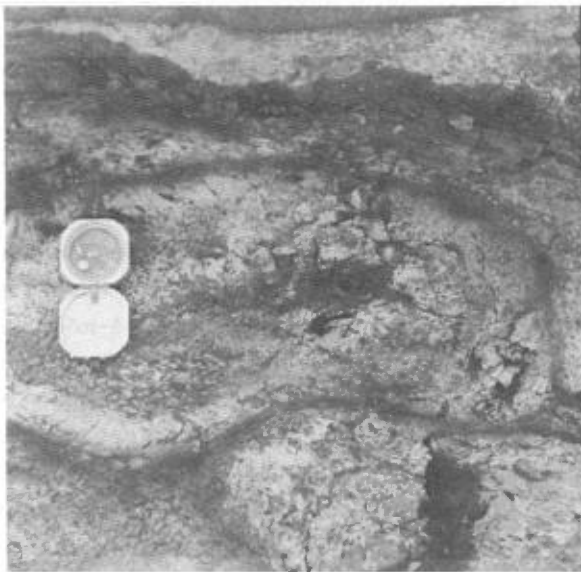


FIGURE 19 - Formation de Blondeau: metabasalte coussiné et variolitique. Route du lac Albanel, rang VIII, quart nord-ouest du canton de Roy.

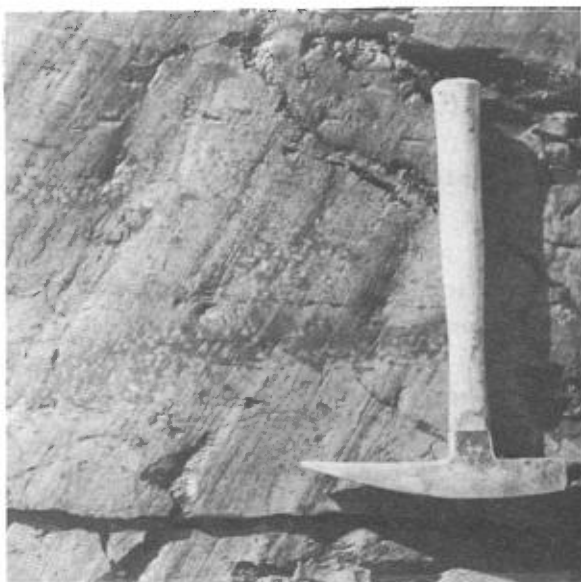


FIGURE 20 - Formation de Blondeau: partie centrale d'une coulée de metabasalte variolitique. Sommet de la coulée vers le haut de la photo. Même localisation que celle de la figure 19.

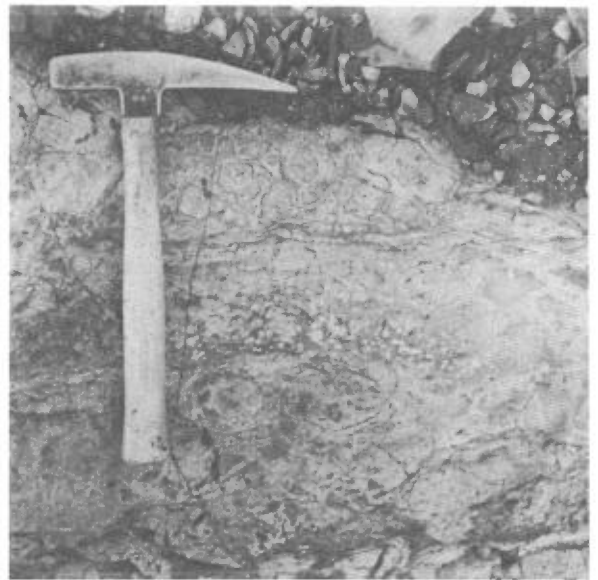


FIGURE 21 - Formation de Blondeau: zone hyaloclastique d'une coulée de metabasalte variolitique. Même localisation que celle des figures 19 et 20.

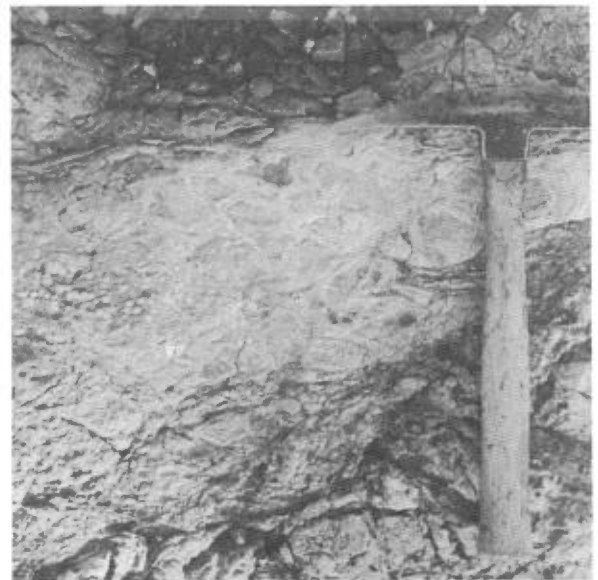


FIGURE 22 - Formation de Blondeau: gros plan sur une partie (bordure orientale) de l'aire couverte par la figure 21. Le pic du marteau coïncide avec le sommet de la coulée.

PETROCHIMIE

Dans le cadre d'un programme de recherche visant à une meilleure connaissance des caractères chimiques des roches vertes du sillon de Chibougamau, Bernard Gunn, professeur à l'université de Montréal, a prélevé, au cours des étés 1968 et 1969, une centaine d'échantillons du sillon de Chibougamau.

Huit des échantillons du professeur Gunn sont particulièrement représentatifs du groupe de Roy; trois sont des metabasaltes et les cinq autres, des pyroclastites felsiques (tableaux 2 et 3).

Comme on pouvait s'y attendre, ces roches sont chimiquement semblables aux autres volcanites archéennes de la province du Supérieur. Ainsi, elles contiennent très peu de K_2O et de TiO_2 ; le premier oxyde ne dépasse pas 2.9% dans aucun des huit échantillons; le second ne dépasse pas 1.63%. En fait, sur un diagramme montrant les variations de K_2O en fonction de SiO_2 , les huit échantillons définissent (figure 23) une droite intermédiaire entre celle caractérisant les volcanites du sillon de l'Abitibi (Descarreux, 1973) et celle représentant les volcanites d'un certain nombre de sillons de l'Ontario. Leur similitude avec ces dernières est particulièrement apparente lorsqu'on les reporte sur un diagramme montrant les variations de TiO_2 en fonction de SiO_2 (figure 24).

Comme la plupart des volcanites archéennes, celles de Chibougamau sont sub-alkalines (figure 25); les termes mafiques se situent sur diagramme AFM (figure 26), dans le champ des séries tholéiitiques et les termes felsiques, dans celui des séries calco-alkalines. La présence d'un hiatus compositionnel entre les termes mafiques et

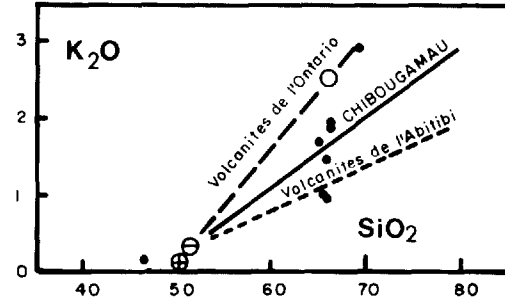


FIGURE 23 - Diagramme de variation de K_2O en fonction de SiO_2 - Volcanites de Chibougamau (groupe de Roy).

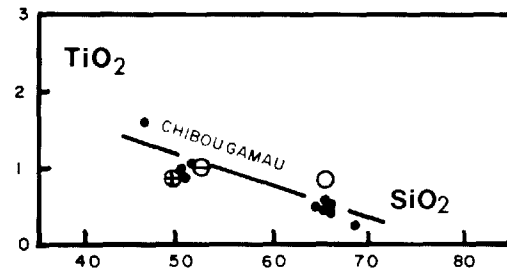


FIGURE 24 - Diagramme de variation de TiO_2 en fonction de SiO_2 - Volcanites de Chibougamau (groupe de Roy).

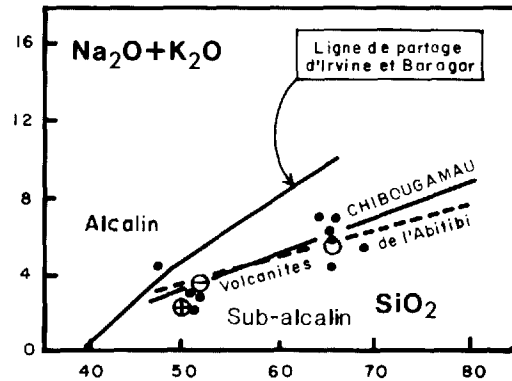


FIGURE 25 - Diagramme de variation de $Na_2O + K_2O$ en fonction de SiO_2 - Volcanites de Chibougamau (groupe de Roy).

**LÉGENDE GÉNÉRALE
(pour les figures 23 à 26)**

- Volcanites de Chibougamau (Groupe de Roy).
- Dacite+Rhyodacite d'Ontario (6 échantillons) Wilson-1965.
- ⊖ Andésite d'Ontario (20 échantillons), Wilson-1965.
- ⊕ Basalte d'Ontario (53 échantillons), Wilson-1965.
- Pluton tonalitique du lac Chibougamau (7 échantillons), Gunn-1969.

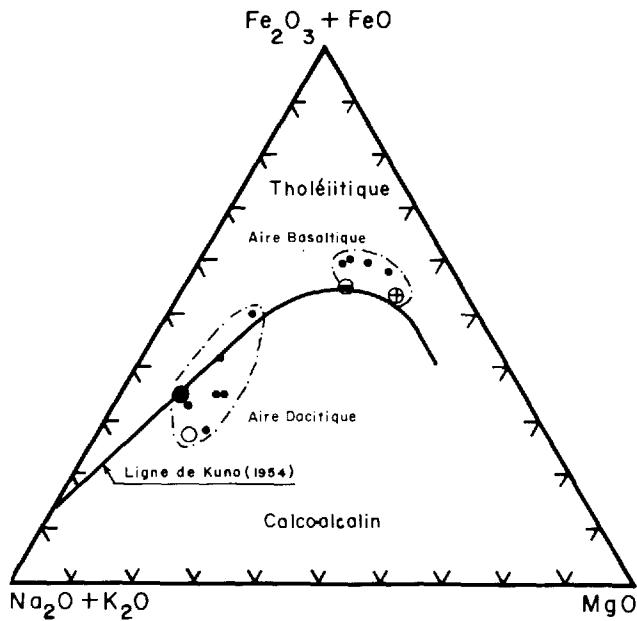


FIGURE 26 - Diagramme AFM - Volcanites de Chibougamau (groupe de Roy).

felsiques suggère, croyons-nous, que les volcanites de Chibougamau sont le produit de deux magmas distincts: un magma basaltique pour les termes mafiques et un magma dacitique pour les termes felsiques.

ROCHES INTRUSIVES

Près du tiers de la superficie de la région étudiée est occupée par des roches intrusives archéennes. Ces roches, en très grande majorité, appartiennent soit à des filons-couches mafiques ou ultramafiques, soit au pluton tonalitique de Chibougamau. Comme leurs équivalents de surface (groupe de Roy), elles ont été fortement plissées au cours de l'orogénèse kénorienne.

MAFITES

Bien que présentes un peu partout dans l'empilement volcanique, les roches intrusives mafiques abondent surtout dans la séquence basaltique de Gilman et dans

les pyroclastites felsiques de la moitié inférieure de la formation sus-jacente de Blondeau. La plupart d'entre elles font partie de filons-couches mafiques homogènes qui n'ont que quelques mètres d'épaisseur. Certaines cependant, appartiennent à des filons-couches de forte taille qui constituent quelques-uns des meilleurs horizons repères de la région. Chacun de ces gros filons-couches comprend différentes unités lithologiques; les plus mafiques (gabbro, périclase, etc.) occupant, partout, la partie inférieure du filon-couche et les moins mafiques (diorite, granophyre, etc.), la partie supérieure. Cette distribution ordonnée des unités qui résulte d'une différenciation du magma lors de sa cristallisation est bien illustrée par les complexes du lac Doré et de Cummings.

COMPLEXE DU LAC DORÉ

Le complexe du lac Doré, qui constitue le filon-couche le plus puissant de toute la région de Chibougamau peut être considéré comme étant pris entre les formations de Waconichi et de Gilman. Son aire d'affleurement, qui a la forme d'un "V" allongé pointant vers le nord-est, ceinture presque tout le lac Chibougamau (figure 27). Cette forme témoigne de l'allure an-

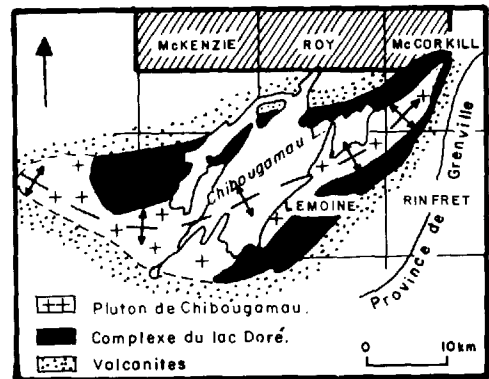


FIGURE 27 - Etendue du complexe du lac Doré et du pluton de Chibougamau.

ticlinale du complexe et de la faible plongée de celui-ci vers le nord-est. Seul un court segment du flanc nord du complexe affleure dans la région, plus précisément dans le quart nord-ouest du canton de McCorkill.

Selon Allard (1976), qui a étudié en détail ce complexe, c'est sur son flanc sud (cantons de Lemoine et de Rinfret) que le complexe atteint sa puissance maximale, soit environ 4.8 km. Les unités qu'il y a reconnues sont données au tableau 4.

Ainsi que le rapporte Allard (1972), les unités du complexe reconnues sur le flanc sud ne sont pas toutes présentes sur le flanc nord. Dans notre région, ce flanc ne comprend pas plus que trois unités: la zone de bordure supérieure, la zone rubanée et la zone d'anorthosite.

La zone de bordure supérieure affiche une puissance de 300 m. Pour des raisons qui relèvent de la tectonique locale, elle correspond à une bande de schiste à chlorite dans laquelle on a identifié quelques lentilles reliques de métadiabase et, plus rarement, de métaferropyroxénite à magnétite. Légèrement déversée vers le nord-ouest, la bande de schiste à chlorite

est limitée, au nord, par la faille du complexe du lac Doré, une faille régionale qui met en contact le flanc nord du complexe avec la formation de Gilman.

Fait à souligner, nous avons vu, en certains endroits de la base de la zone de bordure supérieure, comme par exemple à 100 m à l'est du lac de l'Anneau, une métaferropyroxénite porteuse de cristaux de quartz bleuâtre. Cette roche ressemble beaucoup à celle qu'Allard (1976) a identifiée dans le membre P₃ (zone rubanée) du flanc sud du complexe ainsi que dans le membre NP₃ (zone rubanée du flanc nord, extrémité ouest seulement). Ainsi donc une partie de la zone rubanée pourrait être présente dans la région.

Quant à la zone d'anorthosite, elle correspond à une suite monotone de couches, généralement minces, de métagabbro et de méta-anorthosite grenus. La répartition et la dimension de ces couches sont telles qu'on peut facilement les regrouper en quatre bandes parallèles: deux à composition moyenne anorthositique et les deux autres à composition gabbroïque. L'épaisseur apparente de cette zone d'anorthosite est d'environ 2500 m.

TABLEAU 4 - Unités du complexe du lac Doré, selon Allard (1976)

Zone de bordure supérieure (365 m ±)	Métabasalte-métagabbro-métagabbro anorthositique
Zone de granophyre sodique (150 m - 900 m)	Granophyre sodique
Zone rubanée (450 m - 990 m)	Membre P ₃ : métaferropyroxénite et métagabbro (180 m - 360 m)
	Membre A ₂ : méta-anorthosite méta-anorthosite gabbroïque (0 m - 450 m)
	Membre P ₂ : métaferropyroxénite - magnétitites - métagabbro (9 m - 60 m)
	Membre A ₁ : méta-anorthosite - méta-anorthosite gabbroïque (6 m - 45 m)
	Membre P ₁ : métaferropyroxénite - métaferrogabbro-magnétitites (30 m - 90 m)
Zone d'anorthosite (2440 m - 3660 m)	Métagabbro Métagabbro anorthositique Méta-anorthosite gabbroïque Méta-anorthosite

Ajoutons que, dans la région, le plagioclase de l'anorthosite semble être partout totalement saussuritisé. En bordure sud de la région, cependant, nous avons noté de gros cristaux de labradorite (An₆₀₋₆₃) dans cinq lames minces faites à partir d'échantillons d'anorthosite prélevés par Pouliot (1963) lors de la cartographie du quart sud-ouest du canton de McCorkill. La présence d'un plagioclase aussi sodique près de la base de la partie visible du complexe et, surtout, l'absence de roches ultramafiques riches en magnésium sous la zone d'anorthosite nous a convaincu (Duquette, 1970) qu'une bonne partie du complexe du lac Doré (sa partie inférieure) demeure cachée sous le pluton tonalitique de Chibougamau.

COMPLEXE DE CUMMINGS

Contrairement au complexe du lac Doré qui ne forme qu'une seule masse ignée, le complexe de Cummings, qui tire son nom du lac de même nom au centre du canton de Roy, est constitué de trois filons-couches distincts, séparés les uns des autres par de minces écrans de volcanites appartenant à la partie basale de la formation de Blondeau. Ces trois filons-couches se présentent partout dans le même ordre stratigraphique: au sommet, le filon-couche de Bourbeau; au centre, celui de Ventures; à la base, celui de Roberge (figure 28). Grâce à leur lithologie distinctive, ils ont pu être suivis longitudinalement (Duquette, 1970), de façon plus ou moins continue, sur près de 150 km, du front de Grenville jusqu'au canton de Kreighoff (figure 29). De toute évidence, ils constituent les meilleurs horizons repères du district de Chibougamau.

Lithologie

En suivant leur répartition stratigraphique et en commençant par le plus élevé, nous nous arrêterons à une brève description pétrographique de chacun des trois filons-couches.

Filon-couche de Bourbeau

Ainsi nommé par nous-même (Duquette, 1970) parce que très bien exposé au lac Bourbeau, près du centre du canton de McKenzie, ce filon-couche dessine, dans la partie de la région sise à l'ouest de la faille oblique du détroit de McKenzie, un grand "V" ouvert vers l'est qui reflète fidèlement le passage de l'axe synclinal de Chibougamau et de sa plongée faible vers l'est. A l'est de cette faille, le filon-couche suit la zone axiale du même pli et ce, jusqu'au front de Grenville. Il affleure également, ici et là, le long de la bordure sud de la région, où il est affecté par des failles et par des plis parasites, dont l'anticlinal de Roberge.

Au lac Bourbeau, où il atteint sa puissance maximale, le filon-couche fait voir, de bas en haut:

- . une mince (0 m-25 m) couche de métapériodotite;
- . une épaisse (365 m) couche de leucométagabbro;
- . une couche toute aussi épaisse de métafferrodiorite quartzique, vert foncé, passant par endroits à un granophyre sodique à patine blanche.

La **métapériodotite** est une adcumulite (terminologie de Wager & Brown, pages 64 et 267, 1967) constituée de cristaux moyennement grenus d'augite ouralitisée (ferrohastingstite brunâtre et actinote

Stratigraphie Régionale Stratigraphie du Complexe de Cummings Echantillonnage Stratigraphique

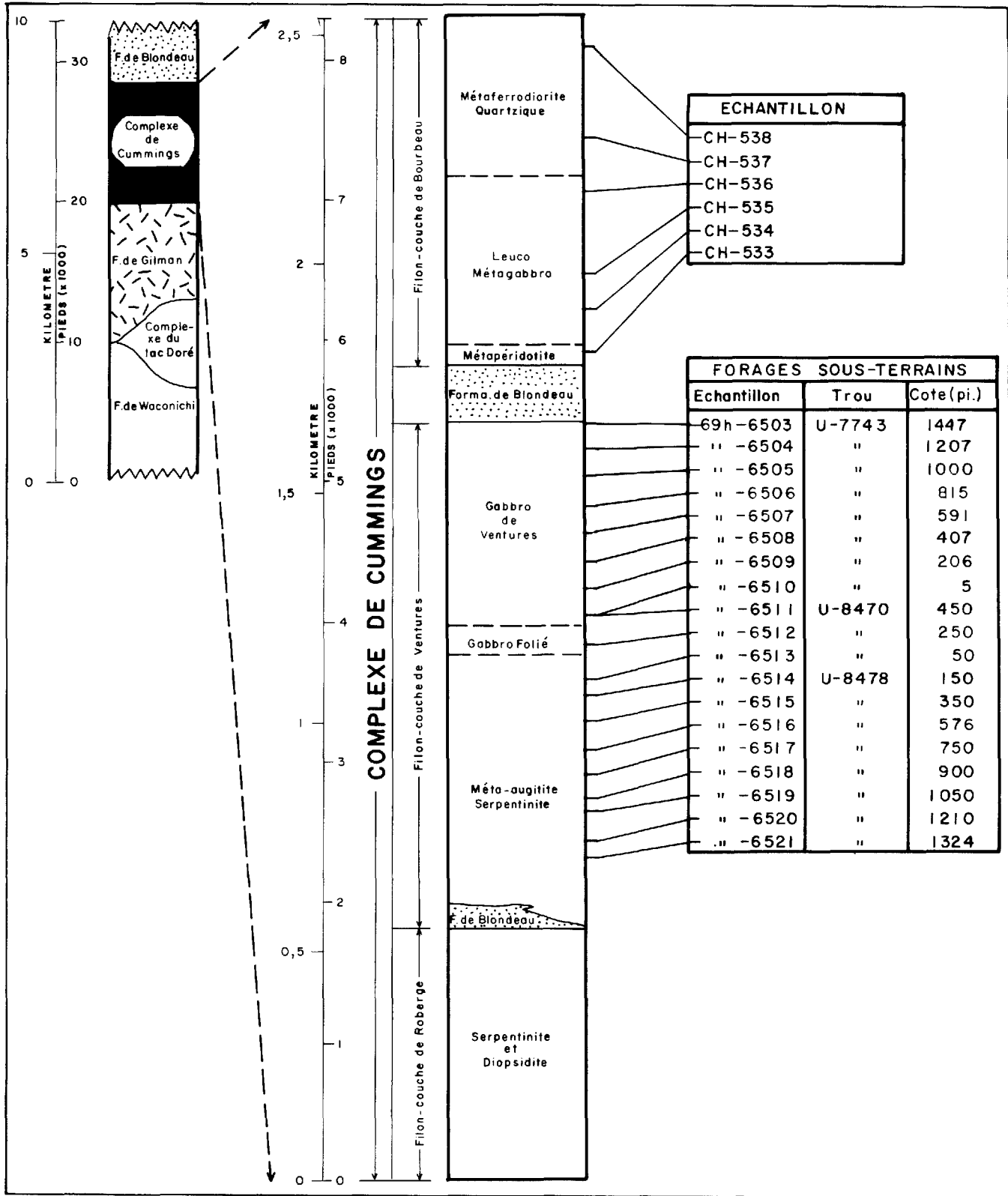


FIGURE 28 - Coupe et échantillonnage stratigraphiques du complexe de Cummings.

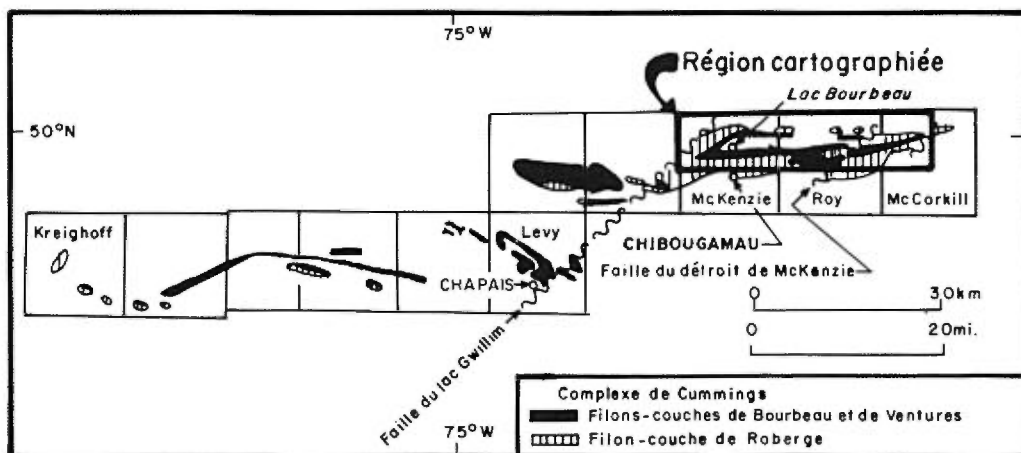


FIGURE 29 - Etendue régionale du complexe de Cummings.

verte) et d'olivine entièrement serpentinisée. La roche est vert foncé ou noire sur cassure fraîche mais grise en surface altérée. D'excellents affleurements de ce type de roche sont visibles à 1 km au nord-nord-ouest du lac Cummings, dans le quart nord-ouest du canton de Roy.

Le leucométagabbro, dont la couleur varie de blanchâtre à gris clair verdâtre, correspond à une cumulite de cristaux équidimensionnels, fins à moyens, d'une andésine (An_{30-35}) partiellement saussuritisée et de quelques cristaux plus gros d'une augite fortement ouralitisée et chloritisée. Tous ces cumulats sont enrobés d'un fin mélange de sphène et d'ilménite leucoxénisés, de quartz, de chlorite, de hornblende et d'épidote. Malgré la présence d'andésine dans cette roche, nous avons préféré l'appeler métagabbro parce que sa composition chimique, du moins dans sa moitié inférieure, est nettement gabbroïque (figure 39 et tableau 5). Dans sa moitié supérieure, toutefois, il se pourrait qu'elle ait, globalement, une composition dioritique. Comme cela se voit dans la plupart des cumulites, le leucométagabbro montre, en plusieurs endroits, une stratification rythmique très bien développée,

chaque strate faisant voir une abondance de cristaux d'augite à sa base et de plagioclase à son sommet. De façon caractéristique, également, le passage entre ces deux types de concentration minérale se fait partout graduellement à l'intérieur d'une même couche mais brusquement en passant d'une couche à l'autre (figure 30).



FIGURE 30 - Filon-couche de Bourbeau: leucométagabbro montrant une stratification rythmique causée par une alternance de cumulats de pyroxène et de plagioclase. Sommet normal, vers le bas de la photo. Un peu à l'ouest de la baie du Cran Penché du lac Bourbeau, quart nord-est du canton de McKenzie.

La **métaferrodiorite quartzique** est une roche verte qui montre partout une texture blastoophitique. Ses principaux constituants sont le quartz, la chlorite, la hornblende, l'épidote, le carbonate et l'albite; les trois derniers minéraux viennent de la saussuritisation du plagioclase et les deux précédents de l'altération du pyroxène. Les minéraux accessoires sont la magnétite titanifère, le sphène et l'apatite. Le quartz, qui se présente dans les interstices de la roche, est facile à identifier car il forme, le plus souvent, des grains bleuâtres qui peuvent atteindre 8 mm de diamètre et occuper, près du sommet du filon-couche, jusqu'à 20% du volume de la roche; son abondance, toutefois, décroît régulièrement à mesure que l'on s'éloigne du sommet du filon-couche.

Dans sa moitié inférieure, la métaferrodiorite quartzique possède une granularité moyenne et uniforme. Ailleurs, elle varie considérablement car on note, en plusieurs endroits, des phases dioritiques finement grenues en travers de phases beaucoup plus grenues ou vice-versa. Il s'agit, de toute évidence, de phénomènes d'auto-injection qui, avec la texture blastoophitique de la roche, démontrent que celle-ci ne saurait être une cumulite. Cette conclusion s'applique également au granophyre sodique gris clair qui la chaapeute localement, comme, par exemple, à 600 m à l'est du lac Dufault, dans le rang VII du canton de McKenzie. Cette roche qui correspond à un enchevêtrement microscopique de quartz-albite-chlorite, tâcheté de quelques petits phénocristaux d'albite, constitue évidemment un produit de différenciation extrême, tout comme le granophyre sodique de même apparence qu'on peut voir, ici et là, au sommet du filon-couche sous-jacent de Ventures ou celui de plus grande étendue qui accompagne le complexe du lac Doré.

Le passage de la métaferrodiorite quartzique au leucométagabbro sous-jacent se fait graduellement. Il existe, en effet, entre ces deux unités lithologiques, une zone de contact, puissante de plusieurs dizaines de mètres, à l'intérieur de laquelle il y a alternance des deux types de roche sous forme de couches épaisses de 3 m ou plus.

Filon-couche de Ventures

Ce filon-couche affleure, en parallèle, à moins de 100 m sous le filon-couche de Bourbeau. En coupe, il montre partout la même séquence lithologique:

- . à la base, une méta-augite accompagnée, dans sa partie centrale, d'un peu de serpentinite;
- . au centre, un métagabbro folié;
- . au sommet, un métagabbro grenu connu sous le nom de gabbro de Ventures.

Parce que ce filon-couche atteint sa puissance maximale à la mine Opemiska (dans le canton de Levy, à 30 km à l'ouest-sud-ouest de notre région) et parce qu'il est exceptionnellement bien exposé à cet endroit, nous avons choisi cette localité pour en définir les principaux traits lithologiques. Nous avons également emprunté de cette mine le mot Ventures qui a toujours servi à désigner le métagabbro grenu qui est porteur des principales zones de minerai et qui est situé au sommet du filon-couche en question.

A la mine Opemiska, la **méta-augite** fait environ 600 m d'épaisseur. Il s'agit d'une cumulite faiblement foliée, composée, à plus de 90%, de cumulats d'augite qui ont, en moyenne, 1 cm de section. Les autres constituants (intercumulats), par ordre d'abondance, sont l'olivine (ser-

pentinisée), la magnétite, la chromite et la pyrite. La méta-augitite, partout faiblement ouralitisée et chloritisée, le devient davantage à certains niveaux stratigraphiques; la roche, normalement noire, prend alors une coloration verdâtre. De plus, dans sa partie centrale, la méta-augitite est interstratifiée avec une dunite et une péridotite serpentinisée. Ces serpentinites, qui ont conservé leur texture d'adcumulites, se présentent en couches épaisses de quelques centimètres à quelques mètres. Elles font voir, localement, un certain granoclassement et contiennent, ici et là, quelques gros (5 cm) intercumulats d'augite renfermant de nombreux îlots d'olivine serpentinisée.

Dans notre région, la méta-augitite a 100 m ou moins d'épaisseur. Ses meilleurs affleurements sont situés au nord-est du lac Cummings et au sud de la baie de McKenzie, dans le quart nord-ouest du canton de Roy. Sa partie centrale ne semble pas contenir de couches de serpentinite.

L'apparition de cristaux de plagioclase et de magnétite titanifère sous forme de cumulats coïncide avec la base du **métagabbro folié***. Pour McMillan (1972), qui a également étudié la pétrologie du filon-couche de Ventures à la mine Opemiska, le contact entre la méta-augitite et le métagabbro folié est légèrement plus haut que le nôtre car il fait coïncider la base du métagabbro, dont il évalue l'épaisseur à environ 60 m, avec une mince couche de cumulats d'augite (65%) et de magnétite titanifère (35%) que nous croyons avoir repérée un peu au-dessus de la véritable (selon nous) base du métagabbro folié.

* Le mot cumulat est ici fort important en ce qui concerne le plagioclase car celui-ci est présent comme substance interstitielle à des niveaux aussi bas que le sommet du filon-couche sous-jacent de Roberge.

Dans notre région, le métagabbro folié est une adcumulite gris-vert constituée essentiellement de cristaux, moyens à gros, d'augite, d'andésine (An_{34-38}) et de magnétite titanifère ainsi que de quelques grains d'apatite et de sphène leucoxénisé. Comme son nom l'indique, cette roche montre partout une excellente foliation. De plus, elle fait voir localement une stratification rythmique, chaque strate, épaisse de moins de 30 cm. étant caractérisée par une concentration de cristaux d'augite à sa base et de plagioclase à son sommet.

Le métagabbro folié présente la même composition et les mêmes textures qu'à la mine Opemiska. Il est toutefois deux fois moins épais (environ 30 m). Le meilleur endroit pour l'examiner se trouve à l'ouest du lac Cummings, plus précisément le long de la ligne commune aux cantons de Roy et de McKenzie. Comme à la mine Opemiska, le plagioclase y est partiellement saussuritisé et l'augite, partiellement ouralitisée et chloritisée.

Le **gabbro de Ventures** qui chevaute le métagabbro folié, atteint 120 m d'épaisseur, en regard de plus de 425 m à la mine Opemiska. Il peut être défini comme un métagabbro dioritique et gris-vert qui passe, de bas en haut, de grenu à très grenu et qui fait voir, dans sa partie supérieure, de nombreuses rosettes blanches résultant d'une concentration de lattes de plagioclase (figure 31). Comme le métagabbro folié, il a pour principaux constituants une andésine (An_{32-35}) partiellement saussuritisée et une augite en partie ouralitisée, voire même chloritisée au cœur de certains cristaux. Les minéraux accessoires comprennent le sphène (leucoxénisé), la magnétite titanifère, le zircon et le quartz. Celui-ci devient de plus en

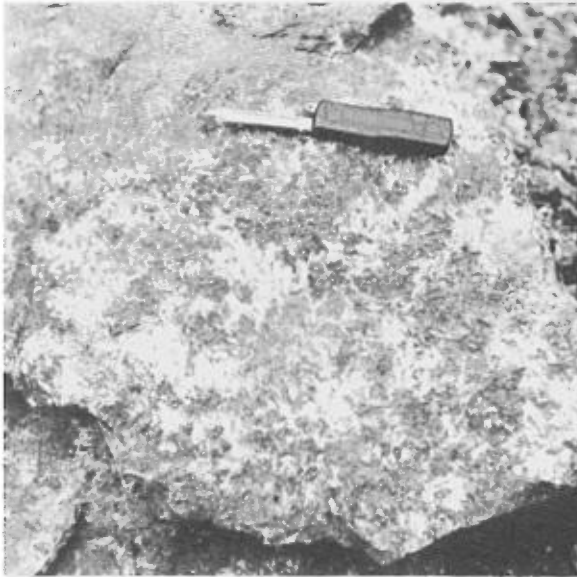


FIGURE 31 - Filon-couche de Ventures: grappes de cristaux de plagioclase dans le gabbro de Ventures. Route du mont Cummings, rang VI, quart nord-ouest du canton de Roy.

plus abondant vers le haut, où il peut constituer plus de 15% du volume de la roche. Il se présente en petits grains gris interstitiels ainsi qu'en enchevêtrement avec le plagioclase pour donner une texture variant de graphique à irrégulière. Certains de ses grains ont une bordure corrodée qui témoigne d'un début de remplacement par de la chlorite et du silpnomélane. Dans le gabbro de Ventures, la texture ophitique est omniprésente. Ce fait, combiné avec l'absence de textures caractéristiques des cumulites (stratification rythmique, couches monominérales, etc.), indique que ce gabbro n'est pas une cumulite. Ceci est d'ailleurs confirmé par l'absence d'une variation ordonnée du rapport Fe/Mg de ce gabbro en fonction de sa hauteur stratigraphique (figure 42).

En quelques rares endroits, le gabbro de Ventures est recouvert par une mince couche de **granophyre sodique** blanc qui correspond, évidemment, au résidu

extrême de la différenciation subie par le magma qui a donné naissance au filon-couche de Ventures. Tout comme le granophyre sodique du filon-couche de Bourbeau, il se compose, en très grande partie, d'un enchevêtrement de quartz et d'albite et de quelques phénocristaux d'albite à bordures myrmékitiques dont la taille peut atteindre 6 mm. Il contient également quelques aiguilles d'actinote et de rares feuilletés de chlorite zirconifère. Vers le bas, c'est-à-dire à mesure qu'on s'approche du gabbro, la roche devient de plus en plus grenue et de plus en plus riche en minéraux mafiques pour finalement devenir un gabbro de Ventures normal. Ce passage graduel se fait en moins de 10 m, comme le fait voir le grand affleurement à quelques mètres au nord de la barrière de la route du mont Cummings dans le quart nord-ouest du canton de Roy (figures 32 à 35). Notons que un peu à l'est de cet affleurement, le même granophyre affleure sous forme de petites masses dans les pyroclastites sus-jacentes de la formation de Blondeau. Leur présence démontre qu'une partie du résidu granophyrique du filon-couche de Ventures a été expulsé vers le haut, hors de la chambre du filon-couche, avant d'être entièrement cristallisé. Un granophyre similaire a également été vu au centre du quart nord-ouest du canton de Roy. McMillan (1972) en aurait également vu à la mine Opemiska.

Filon-couche de Roberge

Ce filon-couche, de composition ultamafique, suit, par définition, le contact entre les formations de Gilman et de Blondeau. Dans notre région, il repose immédiatement sous le filon-couche de Ventures; ailleurs, comme dans la moitié sud du canton de Cuvier (Gobeil, 1973), il est localement séparé du Ventures par une bande de volcanites épaisse de quelques centaines



FIGURE 32 - Filon-couche de Ventures: granophyre sodique (gris clair) en contact avec des pyroclastites de la formation de Blondeau. En moins de 10 m, passe graduellement vers le bas (droite), à un gabbro de Ventures, comme le font voir les figures 33 à 35. Barrière de la route du mont Cummings, rang VI, quart nord-ouest du canton de Roy.



FIGURE 34 - Filon-couche de Ventures: gabbro de Ventures, à grain moyen entre la roche de la figure 33 et celle de la figure 35. Même affleurement que celui de la figure 32.



FIGURE 33 - Filon-couche de Ventures: roche de composition chimique intermédiaire entre le granophyre sodique et le gabbro de Ventures. Même affleurement que celui de la figure 32.

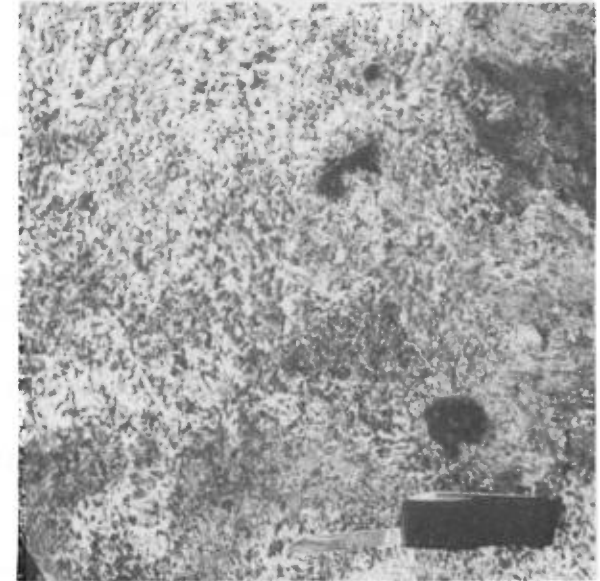


FIGURE 35 - Filon-couche de Ventures: gabbro de Ventures très grenu, visible à moins de 10 m du granophyre sodique de la figure 32.

de mètres. Tout comme les deux autres filons-couches du complexe de Cummings, le filon-couche de Roberge a été intensément

plissé et faillé. Ainsi ses principales aires d'affleurements dans la région dessinent deux grands V couchés, ouverts l'un vers l'autre, qui indiquent, de façon

très nette, le passage de l'axe à double plongée du synclinal de Chibougamau (figure 29). Fait à noter, l'épaisseur plus forte des branches sud de ces deux V résulte du fait que leur ligne médiane longitudinale coïncide avec la trace axiale de l'anticlinal de Roberge. L'une de ces branches atteint, au lac Roberge (dans le quart nord-ouest du canton de McCorkill), une largeur record de 1.1 km et recèle d'importants gisements d'amiante; c'est la raison pour laquelle nous avons retenu (Duquette, 1970) le terme de Roberge pour désigner l'ensemble du filon-couche.

Epais de 550 m ou moins (voir coupe DEF sur le feuillet géologique no 4, couvrant le quart nord-ouest du canton de McCorkill) le filon-couche de Roberge correspond essentiellement à une serpentinite localement interlitée avec une diopsidite. Faute de bons affleurements, il ne nous a pas été possible d'en établir la stratigraphie avec précision. Il est manifeste, toutefois, que ce filon-couche constitue une masse ignée stratifiée issue de la cristallisation partielle et *in situ* d'un seul magma car aucune des couches constituantes ne possède des bordures de refroidissement rapide. Il appert également que, dans ce filon-couche, le rapport serpentinite/diopsidite se situe tout près de 4/1. Le contact du filon-couche avec les volcanites sous-jacentes de Gilman n'affleure nulle part; il en est de même pour le contact avec le filon-couche sus-jacent de Ventures. Ce dernier contact, cependant, a été observé dans les carottes de plusieurs trous forés près du lac Roberge par les sociétés minières McAdam Mining Corporation et Riocanex. Ces carottes montrent une méta-augitite noire et légèrement cisailée du filon-couche de Ventures reposant en concordance sur une diopsidite grise et feldspathique du filon-couche de Roberge.

La **diopsidite**, particulièrement abondante au sommet du filon-couche, correspond à une roche gris-vert à patine grise ou brun-rouille clair. Elle se présente en bancs épais de plusieurs mètres, le plus souvent rubanés. Le rubanement résulte de la superposition de couches centimétriques de diopsidite, qui ne se distinguent les unes des autres que par leur granulométrie différente. La taille des cristaux de quelques-unes des couches les plus grenues atteint, près du lac Roberge, 5 cm. Ici et là, la diopsidite rubanée peut être dite rythmique car ses couches constituantes sont alternativement grenues et finement grenues; ce qui se traduit, en surface, par une alternance de cannelures et de crêtes aplaties (figure 36). Règle générale, la diopsidite est fraîche. En quelques endroits cependant, surtout là où elle vient en contact avec une serpentinite, elle contient un diopside qui a été partiellement chloritisé et serpentinisé ou dont la bordure a été convertie en une actinote incolore ou une hornblende très fortement pléochroïque (brûne à verte). Ses principaux minéraux accessoires sont le plagioclase interstitiel et la magnétite.

La **serpentinite** du filon-couche de Roberge dérive de la serpentinitisation d'une dunite et d'une péridotite. On reconnaît la métadunite à sa texture ovoïde et à sa couleur noir-vert en surface fraîche et brun foncé à gris cendre en surface altérée. Les ovoïdes correspondent à autant de grains d'olivine serpentinisée. En lame mince, ils varient communément de jaune à incolore en allant du centre à la périphérie. Ce changement dans les couleurs reflète vraisemblablement une variation de la composition chimique de l'olivine originale. Ceci est d'ailleurs compatible avec le fait que nous sommes en présence d'une accumulite. La magnétite primaire et se-

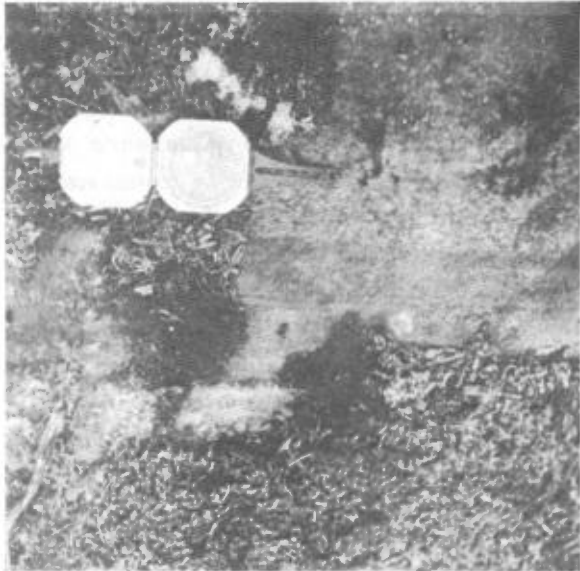


FIGURE 36 - Filon-couche de Roberge: diopsidite rubanée. Chaque couche se distingue par sa granulométrie. A environ 300 m au sud-ouest du point de jonction de la route du lac Albanet avec celle du mont Cummings. Rang VI, quart nord-ouest du canton de Roy.

conculaire occupent ensemble jusqu'à 15% du volume de la roche. La magnétite secondaire forme une poussière ou de fines veinules dans les grains d'olivine serpentinisée alors que la magnétite primaire (cumulats), généralement plus grenue, confère à la roche une faible foliation.

La métapéridotite est une hétérad-cumulite à olivine. Le pyroxène, de taille centimétrique, renferme, de façon poecilitique, de très abondants cumulats d'olivine serpentinisée. Il s'agit d'un diopside-augite partiellement ouralitisé ou, plus rarement, d'un pyroxène orthorhombique fortement serpentinisé. L'ouralite qui ressemble, optiquement, à une ferrohastingsite a été elle-même partiellement convertie en chlorite et en actinote fibreuse. La métapéridotite contient partout de 5 à 10% de magnétite. Elle montre, par endroits, un rubanement résultant de l'empilement de couches alternativement riches en pyroxène

et en olivine. Ceci a été vu, par exemple, le long de la rive nord de la baie de McKenzie, vis-à-vis de l'île de l'Amiante. Les couches riches en olivine donnent généralement naissance à des cannelures facilement identifiables sur le terrain.

Sauf exception, la métapéridotite passe graduellement à la métadunite décrite précédemment. Comme celle-ci, elle est recoupée, ici et là, par des veinules de serpentine cirreuse, de fibres de picrolite et à un degré moindre, de fibres d'amiante (figure 37). A certains endroits, comme par exemple au lac Roberge (voir GEOLOGIE ECONOMIQUE - Riocanex), la métapéridotite, tout comme la métadunite, contient d'importants gisements d'amiante.



FIGURE 37 - Filon-couche de Roberge: essaim de veinules d'amiante à fibres courtes dans une dunite serpentinisée. Un peu au sud du lieu de la figure 36.

Pétrochimie

Dans le but de définir les caractères chimiques du complexe de Cummings, une suite de six échantillons stratigraphiques du filon-couche de Bourbeau (collec-

tion de B. Gunn, 1968) et une suite de 19 échantillons du filon-couche de Ventures (notre propre collection) ont été analysés pour les principaux oxydes ainsi que pour le cuivre et le nickel. Leur position stratigraphique est indiquée sur la figure 28, leur site de prélèvement sur les figures 38 et 39 et leur composition chimique sur le tableau 5 et la figure 40. On notera que le filon-couche de Roberge a été exclu de l'étude pétrochimique en raison d'une connaissance insuffisante de sa stratigraphie.

Diagramme de variation des principaux oxydes

Comme l'indique la figure 40, les roches du filon-couche de Bourbeau, tout comme celles du filon-couche de Ventures, sont de plus en plus riches en SiO_2 , P_2O_5 et TiO_2 à mesure qu'on s'élève stratigraphiquement. Rien de surprenant là-dedans car il s'agit de deux corps ignés issus de magmas différenciés *in situ*. Pour la même raison il est normal qu'au niveau où apparaît ou disparaît un cumulat donné, il se produise une inflexion marquée des courbes de variations des oxydes caractérisant ce cumulat. Ainsi, par exemple, il va de soi que les courbes de variation de Al_2O_3 , de Na_2O et de K_2O indiquent toutes trois un fort accroissement au niveau correspondant à la base du métagabbro folié car c'est à ce niveau qu'apparaît pour la première fois, dans le filon-couche de Ventures, le plagioclase sous forme de cumulat.

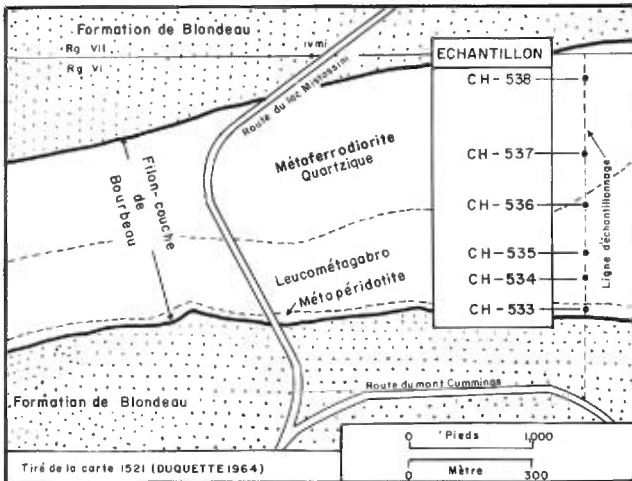


FIGURE 38 - Localisation des échantillons du filon-couche de Bourbeau (quart nord-ouest du canton de Roy).

Diagramme AFM

Sur diagramme AFM (figure 41) les roches des filons-couches de Bourbeau et de Ventures tombent dans le champ des séries tholéitiques et tracent, de façon classique, une courbe d'évolution chimique caractérisée, sauf à la toute fin, par un enrichissement continu en fer (l'ordre numérique et alphabétique des échantillons apparaissant sur le diagramme indique leur ordre de cristallisation). A cet égard, les deux filons-couches, tout particulièrement celui de Ventures, ressemblent beaucoup à plusieurs autres corps ignés mafiques stratifiés; on pense, par exemple, au filon-couche archéen de Dundonald, en Ontario (Naldrett & Mason, 1968). Un coup d'oeil sur le petit diagramme AFM de la figure 41 suffit pour s'en convaincre.

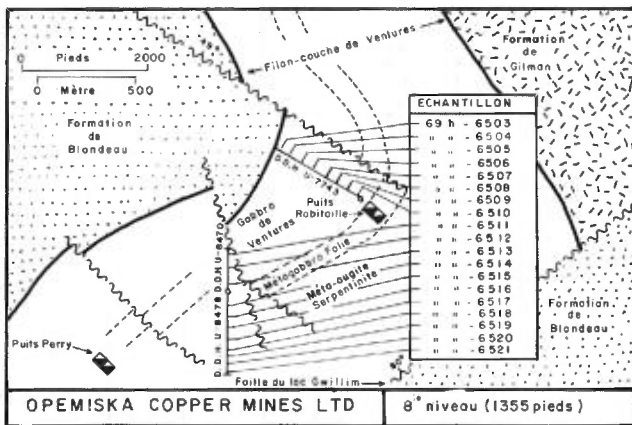


FIGURE 39 - Localisation des échantillons du filon-couche de Ventures (mine Opemiska).

TABLEAU 5 - Analyses chimiques des roches du complexe de Cummings

	Echantillon	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Cu***	Ni***	Total	(FeO±Fe ₂ O ₃)/MgO	
Filon-couche de Bourbeau*	Ferrodiorite	CH-538	56.44	15.02	2.44	17.66	0.00	0.17	3.79	2.03	1.40	0.62	0.37	0.00	69.3		100.00	4.65
	Quartzique	CH-537	49.71	11.88	2.83	20.17	0.00	0.28	4.25	8.99	1.61	0.04	0.22	0.00	35.1		100.00	4.73
		CH-536	57.17	14.79	1.44	13.56	0.00	0.16	4.16	3.88	4.14	0.09	0.59	0.00	70.7		99.99	3.27
	Leucométagabbro	CH-535	50.04	19.00	0.77	12.03	0.00	0.15	7.41	6.33	3.32	0.77	0.15	0.00	101.6		100.00	1.63
		CH-534	49.75	14.69	0.50	8.15	0.00	0.13	9.15	15.51	1.76	0.20	0.13	0.00	18.1		100.00	0.89
	Métapériodotite	CH-533	49.99	9.38	0.63	9.72	0.00	0.16	13.04	15.53	1.21	0.17	0.14	0.00	69.5		100.00	0.74
Pyroclastites de Blondeau																		
Filon-couche de Ventures**	Gabbro de Ventures	69H-6503	55.00	13.00	1.09	2.87	10.89		2.02	4.94	5.82	0.46			20.0	15	96.09	6.85
		69H-6504	59.20	13.31	0.59	2.15	9.44		1.12	4.10	6.02	0.37			9.0	14	96.30	10.35
		69H-6505	55.50	13.31	0.68	3.89	12.11		1.49	2.85	5.35	0.69			19.0	17	95.87	10.75
		69H-6506	53.30	13.62	0.72	3.40	13.18		1.78	3.68	6.36	0.29			19.0	12	90.30	9.30
		69H-6507	57.60	13.31	0.62	2.65	11.43		1.21	5.26	5.31	0.34			14.0	12	96.73	11.65
		69H-6508	52.50	14.50	0.98	2.69	12.20		1.91	5.98	5.01	0.41			20.0	12	96.18	7.80
		69H-6509	55.00	15.30	0.61	2.01	10.93		1.71	5.82	5.83	0.44			110.0	11	97.65	7.57
		69H-6510	55.60	14.08	0.72	4.69	9.62		0.93	3.44	6.64	0.38			14.0	13	96.10	15.40
	69H-6511	54.90	12.85	0.71	3.06	11.94		2.01	5.31	5.72	0.34			16.0	13	96.84	7.50	
	Métagab. folié	69H-6512	46.15	13.80	1.12	3.91	12.82		5.32	8.08	3.30	0.57			90.0	36	95.07	3.14
	Méta-augitite et serpentinite	69H-6513	49.50	4.13	0.52	2.37	9.63		14.72	16.78	0.64	0.30			510.0	375	94.59	0.81
		69H-6514	50.20	1.70	0.38	2.27	6.72		16.30	18.42	0.37	0.77			115.0	450	97.13	0.55
		69H-6515	50.40	2.75	0.34	2.22	5.94		18.94	15.10	0.25	0.03			39.0	730	95.97	0.43
		69H-6516	38.00	1.68	0.08	10.64	6.59		32.60	0.61	0.06	0.02			4.0	1810	90.28	0.52
		69H-6517	38.30	1.62	0.11	8.20	7.54		31.24	1.32	0.04	0.01			7.0	1765	88.38	0.50
		69H-6518	50.20	2.06	0.36	1.39	6.55		18.32	16.78	0.22	0.03			36.0	525	95.91	0.43
		69H-6519	50.30	2.06	0.31	3.00	5.07		20.60	15.54	0.21	0.02			35.0	705	97.11	0.39
		69H-6520	51.00	2.06	0.35	2.63	6.14		18.68	16.62	0.26	0.04			21.0	600	97.78	0.47
	69H-6521	50.30	2.80	0.38	1.36	5.85		18.16	17.36	0.35	0.06			30.0	470	95.58	0.39	

* Echantillons prélevés dans le quart nord-ouest du canton de Roy (voir fig. 38) et analysés par G. Gunn, Université de Montréal, 1968-1969.

** Echantillons prélevés par Gilles Duquette à la mine Opémiska (voir fig. 39) et analysés au laboratoire du MRNQ, 1969-1970.

*** En parties par million.

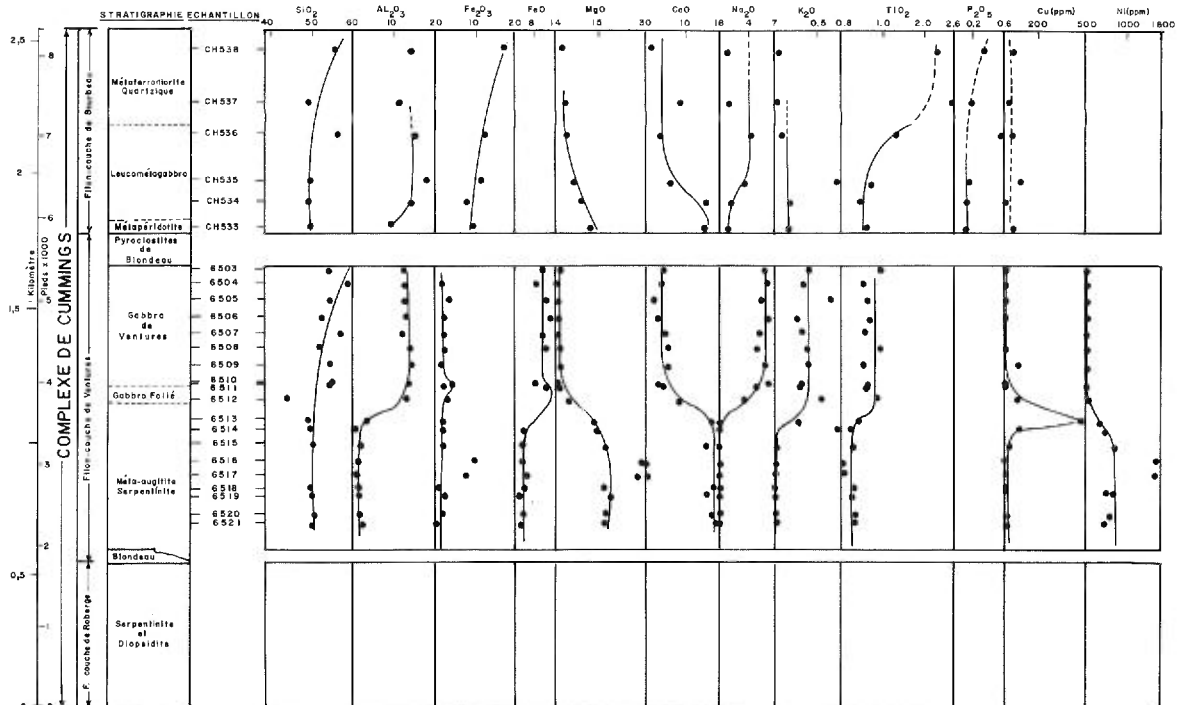


FIGURE 40 - Variation des oxydes, de Cu et de Ni, en fonction de la hauteur stratigraphique dans les filon-couches de Bourbeau et de Ventures.

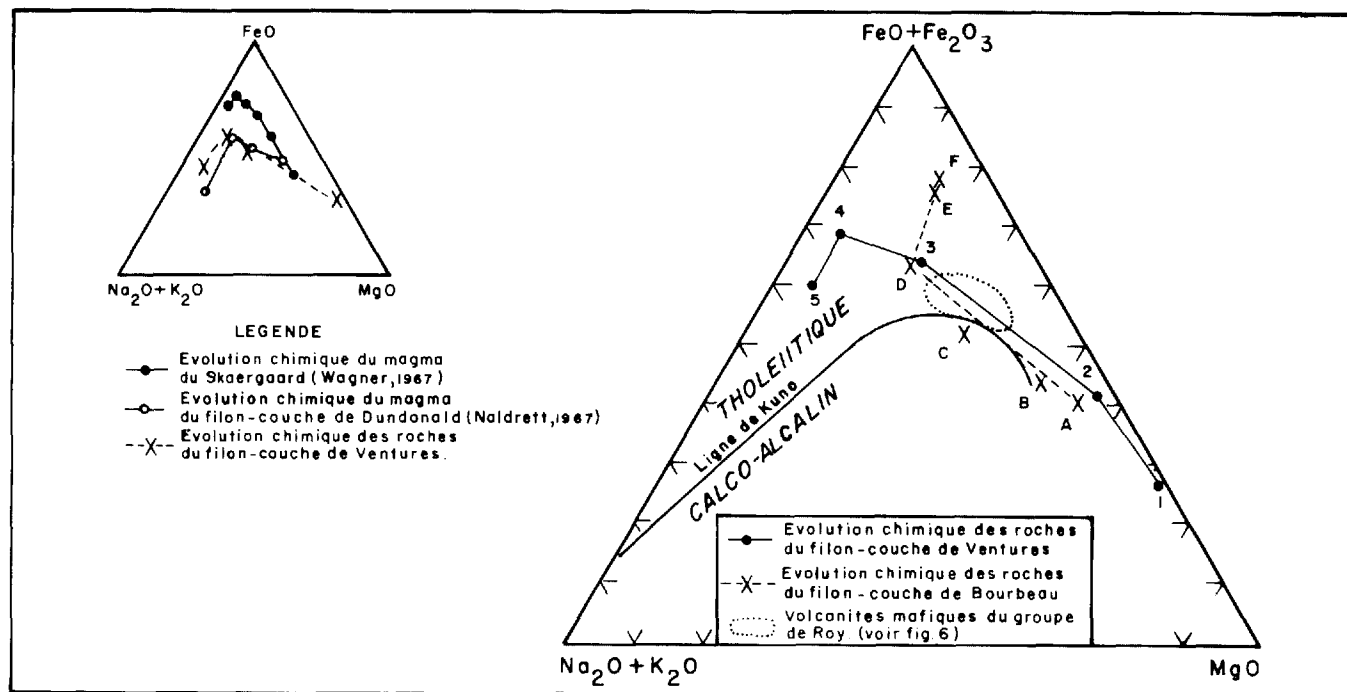


FIGURE 41 - Diagramme AFM - Filons-couches de Bourbeau et de Ventures.

Le grand diagramme AFM permet de constater la très grande parenté chimique qui existe entre les volcanites mafiques du groupe de Roy et les filons-couches de Bourbeau et de Ventures. De toute évidence, cette parenté va dans le sens de l'hypothèse voulant que toutes ces roches soient co-magmatiques.

Rapport $(FeO + Fe_2O_3)/MgO$

Lorsqu'on fait un graphique montrant le rapport $(FeO + Fe_2O_3)/MgO$ des roches des filons-couches de Bourbeau et de Ventures en fonction de la hauteur stratigraphique (figure 42), on remarque que ce rapport s'accroît de façon continue à partir de la base de chacun des deux filons-couches et ce jusqu'à l'apparition des premières roches sans cumulat. Ceci démontre, croyons-nous, que ces deux corps ignés résultent de la cristallisation de deux magmas qui se sont différenciés *in situ*,

sans subir d'apports de magma frais de quelque importance. En ce qui concerne le filon-couche de Ventures, il est intéressant de noter que McMillan (1972) arrive sensiblement à la même conclusion après avoir noté le même rapport dans l'augite. Il songe cependant à de faibles apports de magma frais lors de la formation des couches de péridotite dans la partie centrale (210 mm) de la méta-augitite car il constate que le rapport $(FeO + Fe_2O_3)/MgO$ dans l'augite de cette coupe décroît brusquement vers le haut chaque fois qu'arrive le contact avec une couche de péridotite. Il faut dire que de telles variations ne sont pas nécessairement dues à des apports de magma frais. Elles pourraient résulter, par exemple, de l'action de courants de convection, lesquels peuvent provoquer localement des changements brusques de la température et/ou de la composition d'un magma en voie de cristallisation. De toute façon les apports de magma frais, s'il y en

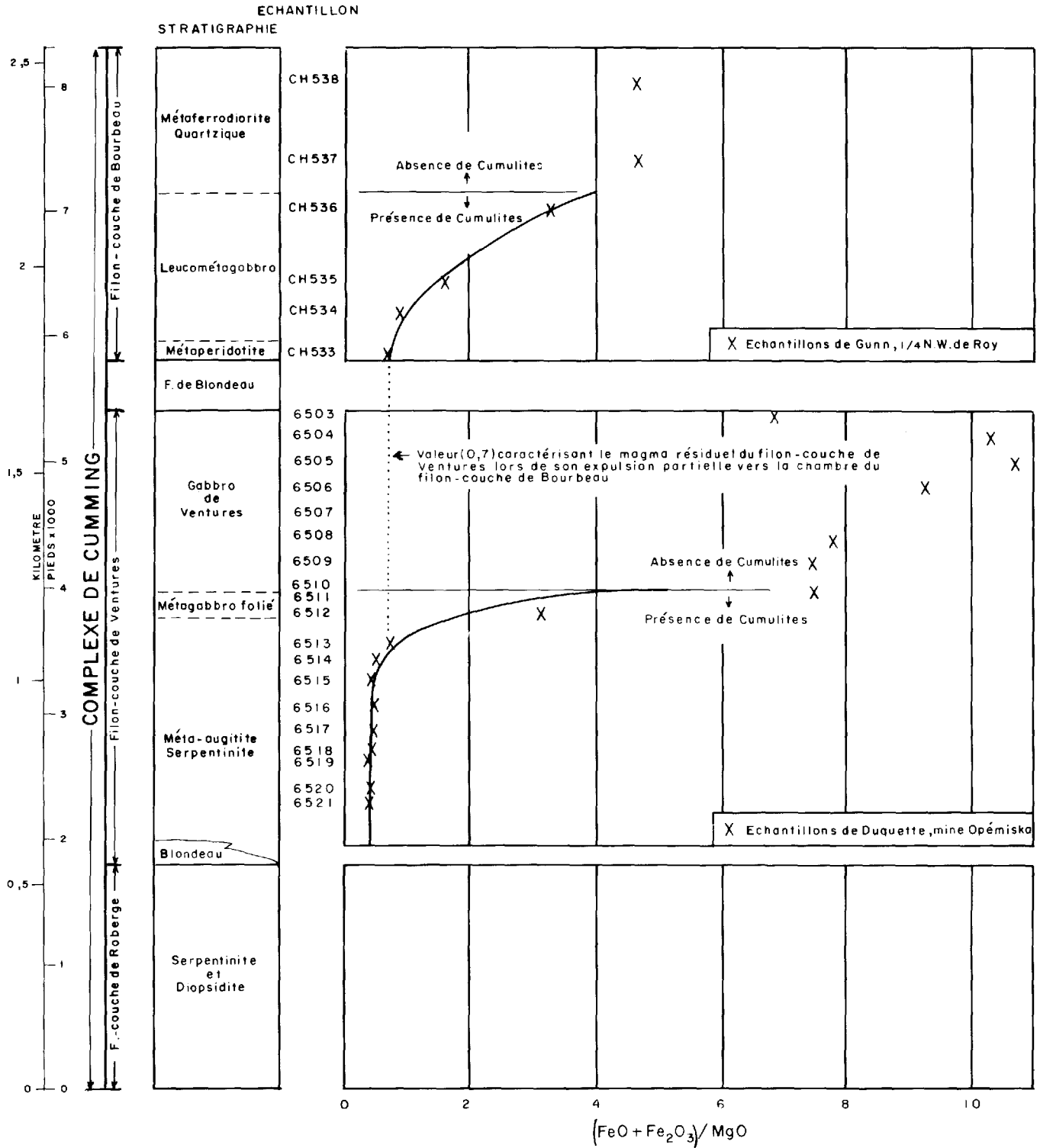


FIGURE 42 - Variations de $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / \text{MgO}$ en fonction de la hauteur stratigraphique dans les filons-couche de Bourbeau et de Ventures.

a eu, ont vraisemblablement été mineurs; on peut aussi penser que la composition de ces apports approchait celle du magma originel du complexe de Cummings.

Mise en place

Comme nous l'avons déjà mentionné, les trois filons-couches du complexe de Cummings se présentent partout dans le même ordre stratigraphique: le plus mafique (le filon-couche de Roberge) est partout le plus bas et le moins mafique (le filon-couche de Bourbeau), le plus haut. Une telle disposition suggère évidemment un lien génétique entre les trois filons-couches. En fait, si l'on tient compte de leurs caractères chimiques et minéralogiques, on est vite porté à penser qu'ils originent tous trois d'un seul et même magma qui, lors de sa cristallisation, s'est non seulement différencié *in situ* mais s'est également déplacé une ou deux fois verticalement et latéralement. En assumant que les trois filons-couches ont à peu près la même étendue latérale, ce qui semble être le cas, et que leur épaisseur relative est telle que schématisée sur la figure 42, on peut concevoir que leur mise en place s'est faite de la façon suivante.

Initialement, un magma légèrement plus mafique qu'un basalte s'installe à l'interface des formations de Gilman et de Blondeau. Sa cristallisation débute avec la formation de cumulites riches en olivine et, par la suite, en diopside. Le cinquième de ce magma ayant cristallisé, le résidu, devenu gabbroïque, est expulsé, du moins localement, un peu plus haut dans l'empilement volcanique, laissant derrière lui les cumulites ultramafiques, c'est-à-dire ce qui constitue aujourd'hui, le filon-couche de Roberge. Dans la nouvelle chambre, où il va donner naissance au filon-couche de

Ventures, le magma reprend sa cristallisation fractionnée, avec formation de cumulites riches en augite, et la poursuit jusqu'à ce qu'environ un quart de son volume soit touché. C'est alors que la moitié du magma résiduel, maintenant devenu gabbrodioritique, se voit contraint d'aller terminer sa cristallisation un peu plus haut dans les pyroclastites de la formation de Blondeau pour y former le filon-couche de Bourbeau. Quant à l'autre moitié, celle qui n'a pas été expulsée, elle achève sa cristallisation dans la chambre du filon-couche de Ventures. On notera que, si l'expulsion partielle du magma, de la chambre du filon-couche de Ventures vers celle de Bourbeau, doit se produire au moment où environ le quart du magma a déjà cristallisé, c'est tout simplement parce que c'est à ce moment précis que le rapport $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/\text{MgO}$ de la méta-augitite du filon-couche de Ventures devient égal (0.7) à celui de la péridotite basale du filon-couche de Bourbeau (échantillon CH-533, figure 42): une condition évidemment essentielle pour que ces deux filons-couches soient co-magmatiques. Quant à la nécessité de ne faire migrer, de la chambre du filon-couche de Ventures vers celle de Bourbeau, que la moitié du magma résiduel d'alors, elle vient de ce que le filon-couche de Bourbeau est, en gros, de même épaisseur que la partie du filon-couche de Ventures qui a cristallisé après l'expulsion magmatique en question ou, si l'on veut, de la partie située au-dessus de la méta-augitite dont le rapport $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/\text{MgO}$ est égal à 0.7 (figure 42).

En plus des migrations verticales que nous venons de décrire, le magma du complexe de Cummings semble avoir subi, lors de sa cristallisation, d'importants déplacements latéraux car ses filons-couches varient considérablement en épaisseur

d'un endroit à un autre. Si l'on compare, par exemple, notre région avec celle de la mine Opemiska, on constate que le filon-couche de Roberge est à peu près inexistant à cet endroit alors que celui de Ventures y est presque deux fois plus épais. De telles variations d'épaisseurs nécessitent, croyons-nous, un déplacement du magma de Cummings de notre région vers celle de la mine Opemiska (vers l'ouest-sud-ouest), au moment du transfert de la chambre du filon-couche de Roberge vers celle de Ventures. Par contre, parce que le filon-couche de Bourbeau affiche dans les deux régions sensiblement la même puissance, on est amené à penser que, lors de son transfert partiel de la chambre du filon-couche de Ventures à celle de Bourbeau, le magma résiduel s'est déplacé cette fois-là en sens inverse, c'est-à-dire vers l'est-nord-est pour se centrer quelque part à mi-chemin entre les deux régions.

Corps mafiques de moindre étendue

En plus des complexes du lac Doré et de Cummings, il existe, dans la région, plusieurs autres corps intrusifs mafiques. Ils sont, cependant, de bien plus faibles dimensions et forment soit des dykes ou, plus communément, des filons-couches.

Dans le quart nord-ouest du canton de Roy, par exemple, nous avons vu, le long de la route du mont Cummings, trois dykes d'une métadiabase recoupant, à la verticale, des roches du filon-couche de Ventures (figure 43). Dans cette même localité, plus exactement à environ 300 m au nord-est du point de jonction de la route du mont Cummings avec celle du lac Albanel, on a mis à découvert, par tranchées, un petit amas dioritique gris clair en bordure sud du filon-couche de Bourbeau. Essentiellement constituée de plagioclase (An_{32})



FIGURE 43 - Dyke vertical de diabase recoupant un faciès très grenu du gabbro de Ventures. Route du mont Cummings, rang VI, quart nord-ouest du canton de Roy.

et d'actinote, cette diorite contient de nombreuses enclaves de pyroclastites felsiques et de gabbro de ventures, au contact desquelles elle montre une mince bordure de refroidissement rapide (figures 44 et 45).

Les filons-couches les plus petits ont une texture qui varie de fine à moyenne et une composition qui approche, le plus souvent, celle d'un gabbro. De couleur vert clair à sombre, ils abondent dans la formation basaltique de Gilman, en particulier au voisinage du lac Gwillim et au sud-est du lac Noorna (dans la moitié nord du canton de McKenzie) ainsi qu'au nord des lacs Geoff et Girard (dans le canton de Roy). Certains filons-couches mafiques, d'une composition nettement dioritique, ressemblent beaucoup à la métaferrodiorite quartzique qu'on rencontre au sommet du filon-couche de Bourbeau. De tels filons-couches affleurent à l'est de la baie Anxiété du lac Bourbeau, dans le canton de McKenzie, et au nord-est du lac Lymburner, dans le quart nord-est du canton de Roy.



FIGURE 44 - Diorite montrant une bordure de refroidissement rapide autour d'enclaves de pyroclastites et de gabbro de Ventures. A environ 300 m au nord-est du point de jonction de la route du mont Cummings avec celle du lac Albanel, rang VI, quart nord-ouest du canton de Roy.



FIGURE 45 - Gros plan sur l'affleurement de la figure 44.

Pour ce qui est des filons-couches mafiques de plus forte taille, on doit dire que la plupart constituent des copies, à échelle réduite, du filon-couche de Bourbeau. Comme lui, ils sont constitués, de

bas en haut, d'une mince couche de péridotite (ou de pyroxénite), d'une épaisse bande de leucométagabbro et d'une bande tout aussi puissante de métaferrodiorite quartzique. Le meilleur exemple est donné par l'épais (365 m) filon-couche qui dessine un V, long de près de 5 km, en travers la rive nord du lac Bourbeau. Ce corps igné, à cause de sa proximité spatiale et stratigraphique (légèrement plus haut) et de sa similarité pétrographique au filon-couche de Bourbeau, peut être vu comme le produit d'une échappée du magma initial du filon-couche de Bourbeau. Pour des raisons analogues, la masse dioritique qui affleure à l'est de la baie Anxiété pourrait aussi résulter de la cristallisation d'une échappée du magma final, ou presque, du même filon-couche de Bourbeau.

ULTRAMAFITES

Notre région compte de nombreux corps ignés ultramafiques dont la mise en place demeure problématique car ils ne viennent nulle part en contact, du moins au niveau actuel d'érosion, avec un filon-couche mafique dont ils pourraient constituer le différencié basal. On peut citer, comme exemples, la petite lentille de méta-augitite qui affleure à l'est du lac Gwillim, dans le rang VIII du canton de McKenzie, et la petite masse de diopsidite qui chevauche, à la latitude du rang VIII, la ligne commune aux cantons de McKenzie et de Roy.

Le meilleur exemple, toutefois, est donné par les filons-couches jumeaux qui s'allongent, sur plus de 3.2 km, contre le flanc sud de la haute colline sise entre les lacs Dufault et Bourbeau dans le canton de McKenzie. Larges de quelque 365 m chacun, ces deux filons-couches sont constitués de dunite et de péridotite serpentinisées et d'un peu de diopsidite très grenue.

Etant donné leur proximité spatiale et leur forte ressemblance pétrographique au filon-couche de Roberge, on peut se demander s'ils n'ont pas déjà fait partie de ce corps, un plissement ou un jeu de failles les en ayant séparés. Sinon, il se pourrait qu'on soit en présence des cumulites basales d'un magma de même composition que le magma initial du complexe de Cummings et qui, comme lui, se serait échappé très tôt de sa première chambre de cristallisation.

ROCHES FELSIQUES

Les roches intrusives felsiques occupent, dans la région de Chibougamau, près de la moitié de sa superficie. Il s'agit d'une situation non pas exceptionnelle mais caractéristique de l'ensemble de la province du Supérieur. Egalement caractéristique est le fait que la plupart de ces roches appartiennent soit à une suite tonalito-dioritique d'âge archéen ou, plus rarement, à une suite granodioritique d'âge aphébien.

Dans notre région, la suite archéenne comprend des dykes et des filons-couches de dacite ainsi qu'un court segment de la bordure nord du pluton de Chibougamau.

Dacite

La dacite est particulièrement abondante près de la mine d'or du lac Gwillim, dans le quart nord-ouest du canton de McKenzie, et au gîte aurifère en travers du cours supérieur de la rivière France, dans le rang IX du canton de McCorkill (voir GEOLOGIE ECONOMIQUE: Propriété de Yorbeau et Gîte aurifère de la rivière France). Voir figure 46 pour illustration.

De couleur beige à blanc grisâtre, bleuâtre, rosâtre ou verdâtre, la dacite

montre, en lame mince, de très nombreux phénocristaux de quartz et de plagioclase (généralement non zoné) ainsi que quelques petits cristaux de hornblende, de sphène, de zircon, d'apatite et, exceptionnellement, de biotite, le tout enrobé d'une pâte microcristalline de quartz-albite-épidote-chlorite-carbonate.

Une dacite similaire mais porteuse d'abondantes petites enclaves de pyroclastite felsique a été vue à deux endroits dans le quart nord-ouest du canton de Roy: sur l'île Amiante, dans la baie de McKenzie, et 300 m au sud du lac Bénéusse, le long de la route du lac Albanel.

Sans disposer de toutes les données chimiques requises pour le démontrer, nous croyons que les dacites intrusives de la région sont co-magmatiques avec le pluton de Chibougamau et les pyroclastites dacitiques du groupe de Roy.

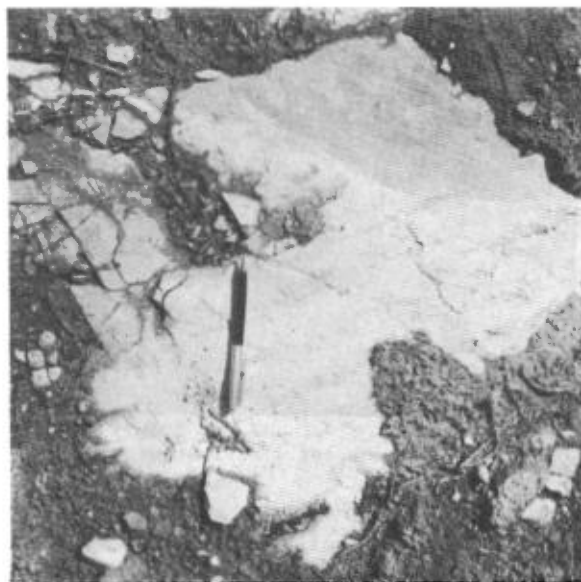


FIGURE 46 - Dyke de dacite porphyrique (gris sombre) recoupant des lits de pyroclastites felsiques de la formation de Gilman. A l'ouest du lac Gwillim, rang VI, quart nord-ouest du canton de McKenzie.

Pluton de Chibougamau

Le pluton de Chibougamau forme le sous-sol de la majeure partie du lac Chibougamau (figure 27). Comme la plupart des plutons felsiques archéens de la province du Supérieur, il correspond à un amas tonalitique auréolé d'une diorite légèrement plus ancienne. De plus, comme nous l'avons proposé en 1970, cet amas peut être vu non pas comme un batholite plus jeune que le plissement kénorien mais plutôt comme un laccolite ou un lopolite sous-jacent au complexe du lac Doré et co-magmatique avec les pyroclastites dacitiques (groupe de Roy) car, en plus d'avoir une composition chimique semblable à ces pyroclastites (tableaux 2 et 6 et figure 26), il possède, comme elles et leurs encaissants, des structures de déformation clairement reliées au plissement kénorien. Une telle interprétation concorde très bien avec l'âge obtenu par Krough & Davis (1971) pour des zircons du pluton de Chibougamau: 2.78 Ga (U/Pb).

Dans notre région, le pluton de Chibougamau ne couvre que l'angle extrême sud-est du quart nord-ouest du canton de McCorkill. Il y est représenté par sa diorite de bordure, une roche vert sombre, de granulométrie fine à moyenne, dont les principaux constituants sont le plagioclase (40 à 60%), la hornblende (30 à 50%), le quartz (0 à 10%) et la biotite (0 à 5%). Règle générale, la hornblende et la biotite ont subi une chloritisation partielle et le plagioclase, une saussuritisation à peu près complète. Ici, comme ailleurs, cette diorite de bordure est recoupée par de nombreux dykes de tonalite, qui constituent autant d'apophyses du cœur du pluton. Cette roche contient surtout de l'oligoclase (40 à 60%), du quartz (20 à 40%), de la biotite (5 à 15%) et de la hornblende (0 à

15%). A mesure qu'on s'éloigne du centre du pluton, elle devient de plus en plus finement grenue, si bien que, finalement, elle correspond à une dacite porphyrique semblable à celle décrite précédemment.

Une discussion sur les caractères génétiques et chimiques des roches du pluton de Chibougamau est donnée aux paragraphes traitant de la pétrochimie des plutons granodioritiques.

PROTEROZOÏQUE

Les roches protérozoïques de la région sont représentées par le groupe sédimentaire de Chibougamau et par les plutons granodioritiques des lacs Chevrillon et France.

GRUPE DE CHIBOUGAMAU

Le groupe de Chibougamau, originellement appelé série de Chibougamau par Mawdsley et Norman (1935), forme une butte-témoin dont le grand axe (8.8 km), orienté nord-est, coïncide avec la limite orientale de la baie des Rapides, au centre du canton de Roy. Reposant en discordance angulaire sur des unités archéennes, les roches de ce groupe sédimentaire sont recoupées, à l'est, par la faille oblique régionale du détroit de McKenzie, de pendage abrupt vers le sud-est. Parce que son bloc oriental la chevauche, cette faille a, jusqu'à un certain point, permis la conservation de la butte-témoin, en plus d'y faire apparaître, semble-t-il, un vaste synclinal asymétrique à double plongée et à faible renversement vers le nord-ouest.

LITHOLOGIE

Globalement, le groupe de Chibougamau est constitué d'un conglomérat basal,

épais de quelque 200 m, et d'une suite d'arkoses et de grauwackes dont l'épaisseur pourrait atteindre 500 m.

Les meilleurs affleurements de conglomérat ont été vus le long de la rive occidentale de la baie des Rapides. Ici, comme ailleurs, environ le quart du volume de la roche est occupé par des fragments de granitoïde rose et d'autres, plus rares, d'amphibolite, de métavolcanite et de quartz; ces fragments sont arrondis et ont un diamètre qui varie d'une fraction de centimètre à tout près de 1 m. Tous donnent l'impression de flotter à tout hasard dans la matrice. Celle-ci correspond à une arkose rose à verte, très mal triée, avec laquelle s'interdigite un grès à petits cailloux de quartz et de feldspath (granitoïde ?) rose. Près de la faille régionale du détroit de McKenzie, le conglomérat est schisteux et recoupé, ici et là, par des veinules de quartz-hématite. On peut observer ce phénomène sur les affleurements de conglomérat un peu à l'ouest du lac Michaud.

La séquence arkosique qui chapeaute le conglomérat est particulièrement bien exposée sur les îles à l'entrée de la baie des Rapides et sur la haute colline à l'est de ces îles. Règle générale, l'arkose est légèrement conglomératique et très mal triée. Elle est, de plus, localement associée à une grauwacke gris sombre qui montre quelques rides de plage et quelques laminations entrecroisées. Ses principaux éléments comprennent le feldspath rose, le quartz et la séricite. Comme dans le cas du conglomérat, l'arkose devient de plus en plus riche en séricite en s'approchant de la faille du détroit de McKenzie.

GENESE

Les roches du groupe de Chibougamau ressemblent beaucoup à celles de la formation de Gowganda de la région de Cobalt en Ontario (province structurale du Sud). Comme ces dernières, elles sont vraisemblablement des tillites, pour les mêmes raisons. Parmi celles-ci, on peut retenir les suivantes:

- . L'unité conglomératique du groupe de Chibougamau possède, malgré sa forte épaisseur, une continuité latérale considérable.
- . Ses fragments, de toutes dimensions, reposent d'une manière éparse dans une matrice arkosique et représentent, comme celle-ci, un échantillonnage représentatif du socle archéen régional.
- . Quelques fragments ont une source (roche-mère) très éloignée et d'autres ont dû être transportés par des blocs de glace en dérive car ils ont déformé, à la verticale, le matériel sur lequel ils se sont déposés.

Quant au transport des débris, il semble bien que, comme dans la région de Cobalt, il se soit fait, en gros, du nord vers le sud car, autrement, il est difficile d'expliquer l'absence totale (du moins au nord du lac Chibougamau) de fragments d'anorthosite dans le conglomérat alors que le complexe anorthositique du lac Doré affleure partout à quelques kilomètres au sud de celui-ci.

Présentement, rien ne s'oppose vraiment à ce que les tillites des deux régions soient essentiellement de même âge. Les roches du groupe de Chibougamau pourraient donc avoir un peu plus de 2.15 Ga

(aphébien supérieur), âge qui a récemment été proposé pour les roches de la formation de Gowganda (McGlynn, 1970).

PLUTONS GRANODIORITIQUES

Tel que mentionné précédemment, la très grande majorité des plutons felsiques de la région de Chibougamau appartiennent à une suite tonalito-dioritique ou, plus rarement, à une suite granodioritique. La première suite est représentée par des masses concordantes plissées lors de l'orogénèse kénorienne. Quant à la seconde, elle regroupe, contrairement à l'autre, des masses qui n'ont subi à peu près aucune déformation mécanique et dont le contour, souvent irrégulier, s'allonge parfois en travers la direction générale des roches encaissantes. Ceci indique (Duquette, 1970) que les plutons granodioritiques ont dû se mettre en place non pas avant le plissement kénorien mais bien après celui-ci. En radio-datant, par la méthode $40 \text{ Ar} / 39 \text{ Ar}$, des cristaux de hornblende provenant du pluton granodioritique du lac Opémisca affleurant au nord de Chapais et de celui de La Ronde, à une cinquantaine de kilomètres plus à l'ouest, Dallmeyer, Maybin et Durocher (1975) ont pu démontrer que l'âge de cristallisation de ces plutons granodioritiques gravite autour de 2.65 Ga.

En résumé, on peut donc affirmer que, dans la région de Chibougamau, les plutons tonalito-dioritiques sont d'âge archéen, leur mise en place remontant à quelque 2.78 Ga, et que les plutons granodioritiques sont vraisemblablement d'âge aphébien inférieur, car leur cristallisation bien que remontant à 2.65 Ga est clairement postérieure au plissement kénorien. Ainsi que l'on démontré Dallmeyer *et al.* (1975) celui-ci a dû se produire il y a environ 2.73 Ga et non 2.5 Ga comme on le croit généralement.

Près de la limite nord de la région, nous avons noté la présence de quelques affleurements de roches granodioritiques appartenant au pluton du lac Chevrillon et au pluton du lac France.

GRANODIORITE DU LAC CHEVRILLON

Le pluton granodioritique du lac Chevrillon correspond à un petit batholite ($\sim 200 \text{ km}^2$) à contour très irrégulier dont le centre voisine l'extrémité nord du lac Chevrillon, dans le canton de Blacklock (au nord du canton de McKenzie). Il n'affleure dans notre région qu'en un seul endroit, à environ 300 m à l'ouest de la rivière Chibougamau, tout près de la limite nord du canton de McKenzie. La roche y présente un aspect massif et une couleur gris rosâtre. Elle contient de gros phénocristaux (2 à 3 cm) de microcline dans lesquels nous avons vu, au microscope, des chapelets de tout petits cristaux zonés de plagioclase. Ces phénocristaux baignent dans une mosaïque moyennement grenue constituée de quartz, de microcline, d'épidote et de plagioclase, ce dernier étant partout zoné et légèrement saussuritisé. La roche est également porteuse de rares grains de biotite et de hornblende partiellement chloritisées.

Le pluton du lac Chevrillon possède une auréole métamorphique, large de 1.6 km dans notre région. Cette largeur a été déterminée en posant que la limite externe de l'auréole coïncide avec la ligne d'apparition de la hornblende dans les métavolcanites encaissantes. Il est intéressant de noter que cet isograde de la hornblende indique, par son tracé, que le pluton pourrait s'étendre, à l'est du lac Chevrillon, sur plus de 13 km au lieu des 6 indiqués la carte du rapport préliminaire 323 (Sabourin, 1956).

GRANODIORITE DU LAC FRANCE

Le pluton granodioritique du lac France, appelé originellement **Granite du lac France** par Gilbert (1958), occupe tout le bassin des lacs France, Ida et Eva, soit une aire elliptique d'environ 20 km² (stock) couvrant la majeure partie du quart sud-est du canton de Bignell (au nord du canton de McCorkill) ainsi qu'une portion du coin nord-est de notre région. Allongé NNE et bordé à l'est par la faille oblique régionale du lac Mistassini, le pluton du lac France, tout comme celui du lac Chevillon, recoupe, dans notre région, des roches de la formation de Waconichi.

La granodiorite du lac France est une roche moyennement grenue, gris pâle à rose. Ses principaux constituants sont l'oligoclase (50 à 75%), le quartz (10 à 40%), le microcline (5 à 20%) et la biotite (5 à 10%). L'oligoclase semble être partout zoné et saussuritisé alors que le quartz ne se présente que sous forme interstitielle.

PETROCHIMIE

Dans le but de comparer les caractères chimiques et génétiques des suites tonalito-dioritique et granodioritique, quatre échantillons représentatifs de la première suite (collection de Gunn, 1968) et deux de la seconde (notre propre collection) ont été analysés pour les principaux éléments. Les résultats obtenus apparaissent sur les tableaux 6 et 7 où, pour fins de comparaison élargie, ils sont mis en pa-

rallèle avec les résultats d'échantillons de roches similaires provenant de l'extérieur de la région de Chibougamau.

Une des conclusions qui se dégage de toutes ces données chimiques est que les diorites sont de beaucoup les roches les plus mafiques. Leur teneur moyenne est de 58% SiO₂, 3% MgO et 8% Fe + Fe₂O₃ comparativement à 69%, 1% et 3% pour les tonalites et les granodiorites. A partir de cette constatation, on pourrait être tenté de penser que les diorites originent d'un magma qui leur est propre. Or sur le terrain, on constate que les diorites sont situées en bordure des tonalites et recoupées par celles-ci, ce qui suggère un lien génétique très fort entre ces deux catégories de roches. En fait, nous croyons que les deux catégories sont issues d'un même magma tonalitique, les diorites constituant de simples produits de contamination du magma tonalitique initial. Le fait que les diorites aient le même contenu en K₂O (~1%) et Na₂O (~3%) que les tonalites constitue, à notre avis, un argument de poids en faveur d'une telle interprétation.

Quant aux roches de la suite granodioritique, elles sont très probablement issues d'un magma distinct car, pour une même teneur en SiO₂ (68%), elles contiennent presque deux fois plus de K₂O (~2.8% comparativement à ~1.5%) que les roches de l'autre suite. Une origine commune serait d'ailleurs bien surprenante étant donné la différence d'âge qui existe entre les roches de ces deux suites (environ 130 Ma).

TABLEAU 6 - Analyses chimiques de tonalites (+ diorites) de la région de Chibougamau et d'ailleurs

échantillon	région de Chibougamau *				ailleurs **	
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	69.55	56.73	68.36	58.63	70.36	69.30
Al ₂ O ₃	14.76	17.94	14.44	15.58	15.66	16.81
Fe ₂ O ₃	3.72	8.50	4.45	9.17	0.84	0.28
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.71	1.26
MgO	1.27	3.62	1.49	3.91	0.64	1.08
CaO	4.22	7.42	4.77	7.79	2.64	3.34
Na ₂ O	4.43	3.91	3.32	2.57	5.45	6.00
K ₂ O	1.51	0.97	1.56	1.08	2.24	1.39
TiO ₂	0.34	0.63	0.47	0.85	0.45	0.23
P ₂ O ₅	1.14	0.17	0.12	0.27	0.25	0.03
MnO	0.05	0.09	0.06	0.12	tr	tr
H ₂ O +	----	----	----	----	0.60	0.50
K ₂ O/Na ₂ O	0.33	0.24	0.40	0.42	0.41	0.23
CaO/Na ₂ O	0.96	1.90	1.24	3.01	0.48	0.56

* Tous les échantillons de la région de Chibougamau ont été prélevés et analysés (fluorescence X) en 1968-1969 par B.M. Gunn, professeur à l'université de Montréal.

** Données extraites du tableau 8 de l'Etude spéciale No. 6 (Wolhuter, 1971).

1 Tonalites du pluton de Chibougamau (moyenne chimique des (7) échantillons numérotés GC 42, 44, 46, 47, 48 51 et 53).

2 Diorite du pluton de Chibougamau (échantillon No. GC 43).

3 Tonalites du pluton du lac Obatagama (moyenne chimique des (6) échantillons numérotés GC 55, 60, 61, 62, 63 et 70).

4 Diorite du pluton du lac Obatagama (échantillon No. GC 71).

5 Albitite quartzique, canton de Cadillac, Québec (Gunning et Ambrose 1937).

6 Trondhjemite, Trondhjem, Norvège (Goldschmidt, 1916).

TABLEAU 7 - Analyses chimiques de granodiorites de la région et d'ailleurs

échantillon	région *		ailleurs				
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	69.50	67.00	69.00	67.88	67.05	71.6	68.97
Al ₂ O ₃	15.00	16.00	15.53	16.60	15.84	15.7	15.47
Fe ₂ O ₃	1.27	1.03	2.28	1.23	1.12	2.0	1.12
FeO	1.26	0.96	0.00	0.69	2.22	----	2.05
MgO	0.56	1.34	1.05	1.00	2.05	0.66	1.15
CaO	2.08	2.35	2.29	2.24	3.30	2.3	2.99
Na ₂ O	5.56	5.64	6.16	6.20	4.79	5.2	3.69
K ₂ O	2.92	2.68	3.35	2.93	2.91	2.5	3.16
TiO ₂	0.34	0.30	0.19	0.19	0.31	0.26	0.45
P ₂ O ₅	0.11	0.18	0.07	----	0.14	----	0.19
MnO	0.10	0.10	0.04	0.04	0.06	0.03	0.06
H ₂ O ±	----	----	----	0.46	----	----	0.70
K ₂ O/Na ₂ O	0.52	0.47	0.54	0.47	0.60	0.48	0.85
CaO/Na ₂ O	0.37	0.42	0.37	0.36	0.69	0.44	0.81

* Les échantillons de la région ont été prélevés par G. Duquette et analysés aux laboratoires du MRNQ en 1972.

- 1 Granodiorite du lac Chevrillon; quart nord-ouest du canton de McKenzie (échantillon No. D-68-156).
- 2 Granodiorite du lac France; quart nord-ouest du canton de McCorkill (échantillon No. T-65-627).
- 3 Granodiorites du lac Opémiska; moyenne chimique de 7 (23 à 30) échantillons (Gunn, 1968).
- 4 Granodiorites du lac Opémiska; moyenne chimique de 38 échantillons (Wolhuter, 1971).
- 5 Granodiorites du batholite de Preissac-Lacorne, Abitibi; moyenne chimique de 76 échantillons (Dawson, p. 41, 1966).
- 6 Granodiorites du nord-ouest de l'Ontario; moyenne chimique de 308 échantillons (Vollrath, p. 52, 1964).
- 7 Granodiorites à biotite; moyenne chimique (Nockolds, p. 1014, 1954).

STRUCTURE

Notre région est située à l'extrémité orientale de la province du Supérieur du Bouclier canadien. Le front de Grenville, défini comme l'aire de contact de cette province avec celle de Grenville, en couvre l'angle sud-est. La limite occidentale du front coïncide, dans notre région, avec la zone de failles du lac Mistassini, laquelle correspond, en réalité, au prolongement vers le sud de la faille de Mistassini. A l'est de cette zone, les roches archéennes ont été converties en gneiss à biotite et en gneiss à hornblende et grenat. De plus, les plis kénoriens, orientés en gros E-W, interfèrent avec des plis plus récents de direction NE.

PLIS

PLIS KENORIENS

Le sillon de roches vertes de Chibougamau équivaut à un synclinorium formé de plis isoclinaux et symétriques à faible plongée vers l'est ou vers l'ouest. Long de plus de 200 km et large de 80 km ou plus, ce synclinorium s'est formé lors de l'orogénèse kénorienne, il y a quelque 2.75 Ga. Cet âge, établi par Dallmeyer et al (1975), rend caduque l'opinion largement répandue selon laquelle l'orogénèse kénorienne aurait eu lieu il y a environ 2.5 Ga (K/Ar). Pour eux, cet âge ne coïncide pas avec l'orogénèse kénorienne mais plutôt avec l'époque où la température des plutons felsiques devint suffisamment basse pour permettre la rétention de l'argon dans les cristaux de biotite.

A la latitude de la région, le synclinorium est représenté par le synclinal de Chibougamau. La trace axiale de ce

pli divise en deux parties égales ou presque, la moitié sud de la région. A l'ouest, la plongée est faible vers l'est; ailleurs elle est généralement faible vers l'ouest. De plus, la zone axiale n'a pour assises que des roches de la formation de Blondeau ou du filon-couche de Bourbeau. Enfin, le flanc sud est partout porteur d'un pli d'entraînement dont la moitié nord a été nommée anticlinal de Roberge (Duchette, 1970) pour souligner le fait que la zone axiale de cet anticlinal passe par le lac Roberge et qu'elle est, en surface, essentiellement constituée de roches du filon-couche de Roberge.

PLIS POST-KENORIENS

La présence, dans notre région, de structures en forme d'auge ainsi que de plissements et de plis à fort plongement nous portent à croire qu'à la fin de l'orogénèse kénorienne (ou après), les roches archéennes de la région ont été soumises à des forces de compression agissant généralement est-ouest. Le meilleur exemple de structure en forme d'auge est donné par le synclinal (à double plongée) de Chibougamau, décrit au paragraphe précédent. Quant aux plis à plongement quasi vertical on peut citer, comme exemple, le cas du pli en forme de S que dessine la serpentinite du filon-couche de Roberge, à l'ouest du lac Marianne, dans le quart nord-ouest du canton de Roy.

Le synclinal renversé auquel appartiennent les tillites du groupe de Chibougamau est également post-kénorien. Ce pli, toutefois, pourrait être beaucoup plus jeune que les précédents car sa formation paraît liée à un mouvement d'âge Grenvil-

lien le long de la faille oblique du détroit de McKenzie.

FAILLES

Les roches de la région sont recoupées par de nombreuses failles longitudinales et obliques.

FAILLES LONGITUDINALES

Les principales failles longitudinales suivent, invariablement, les sommets du filon-couche de Roberge et du complexe du lac Doré. Cette situation s'explique, croyons-nous, par leur appartenance à deux failles parallèles au plan des filons-couches qui auraient été plissées lors de l'orogénèse kénorienne; l'une chapeauterait le filon-couche de Roberge et l'autre, le complexe du lac Doré. Pour des raisons évidentes, la première a été appelée faille du filon-couche de Roberge et l'autre, faille du complexe du lac Doré.

Faille du filon-couche de Roberge

Au nord de l'axe synclinal de Chibougamau (figure 47), la faille du filon-couche de Roberge a été suivie, d'est en ouest, du lac Mathieu, au centre du quart nord-ouest du canton de McCorkill, jusqu'à la faille oblique du détroit de McKenzie, au centre du canton de Roy. Plus à l'ouest, elle suivrait la petite vallée du lac Dufault. Sa lèvre nord est partout représentée par une serpentinite (filon-couche de Roberge); sa lèvre sud correspond, selon le site d'observation, à un gabbro, à une pyroxénite ou à des pyroclastites felsiques. Les variations lithologiques de la lèvre sud nous incite à croire que cette faille est légèrement discordante par endroits.

Au sud de l'axe synclinal de Chibougamau, la faille du filon-couche de Roberge n'a pu être observée que dans le canton de McCorkill, où elle suit fidèlement le contact d'une serpentinite (filon-couche

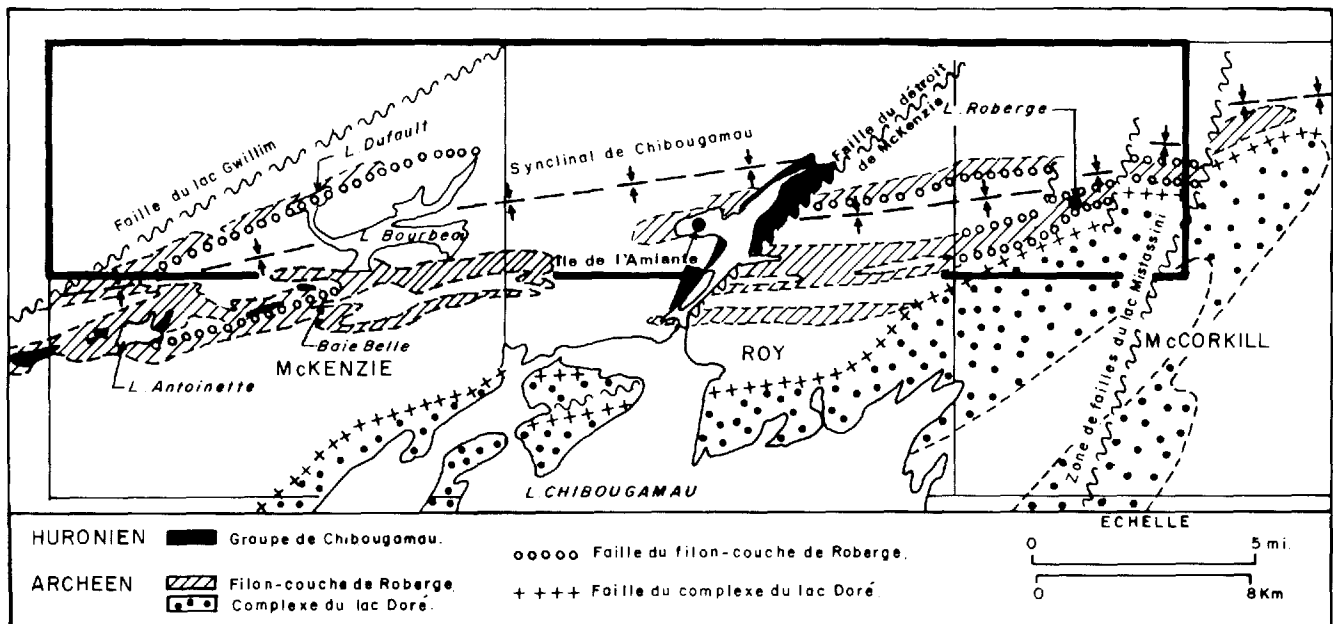


FIGURE 47 - Principales failles longitudinales dans la région cartographiée et bordure sud de celle-ci.

de Roberge) avec une métapyroxénite (filon-couche de Ventures) ou, plus rarement, comme par exemple à l'est du lac Roberge, avec des pyroclastites felsiques de la formation de Blondeau.

Il est intéressant noter que Smith a reconnu l'existence d'une faille longitudinale similaire entre l'extrémité sud du lac Antoinette et la pointe sud de la baie Belle du lac Bourbeau, au centre du canton de McKenzie (figure 47). Cette faille pourrait fort bien constituer le prolongement vers le sud-ouest de la faille du filon-couche de Roberge. Si cette interprétation est exacte, il faudrait conclure que la faille du filon-couche de Roberge, que nous présumons être d'âge kénorien, a été active à diverses époques car, dans le canton de McKenzie, les tillites aphébiennes du groupe de Chibougamau ont été haussées de plus de 200 m par cette faille.

Faille du complexe du lac Doré

Bien qu'essentiellement concordante, la faille du complexe du lac Doré suit, dans le canton de McCorkill, une direction dont la composante nord est légèrement plus forte que celle des volcanites qui la bordent. De plus, son passage y est marqué par une zone de cisaillement intense, de près de 600 m de largeur, dans laquelle abondent le quartz, la séricite, la chlorite et une substance noire que nous croyons être l'anhraxolite. Cette zone contient également, en quelques endroits, comme par exemple au sud du lac Roberge, des petites lentilles de sidérose et de pyrite, finement litées, qui dérivent de la fragmentation de dépôts exhalatifs de fer du membre basal de la formation de Gilman. En raison de leurs propriétés mécaniques particulières, ces dépôts de fer ont permis jusqu'à certain point, le développement de la fail-

le du complexe du lac Doré. La même remarque pourrait être faite pour de la serpentine accompagnant la faille du filon-couche de Roberge.

Ajoutons qu'il existe, en association avec le membre basal de la formation de Gilman, qui affleure le long de la ligne de rang VIII-IX dans le canton de McCorkill, une zone de cisaillement (rivière France) qui pourrait être reliée, par plissement, à la faille du complexe du lac Doré car toutes deux occupent, en surface, le même niveau stratigraphique. Une telle interprétation nécessite évidemment que la faille du complexe du lac Doré soit, comme nous le présumons, une faille parallèle au plan de litage.

Faille de la décharge du lac Bourbeau

A environ 200 m au nord de la décharge du lac Bourbeau, une zone de cisaillement, d'une largeur maximum de 30 m, a été suivie par tranchées sur plus de 360 m. Cette zone, orientée E-W et inclinée à pic vers le nord, accompagne une faille longitudinale qui met en contact des pyroclastites felsiques de la formation de Blondeau avec la métapyroxénite basale d'un filon-couche mafique étagé. Les miroirs de faille et plis d'entraînement associés à cette faille indiquent que le bloc sud s'est déplacé vers l'ouest relativement au bloc nord, sur une ligne inclinée de quelque 15° vers l'est.

Cette faille présente un certain intérêt économique car elle est porteuse de quartz aurifère et de carbonates ferrifères par endroits (voir GEOLOGIE ECONOMIQUE - Décharge du lac Bourbeau). Les carbonates, malgré leur aspect filonien, pourraient être d'origine volcanique car, avant la mise en place du filon-couche qui borde la

faille, ils auraient pu appartenir à la formation de fer (pyrite) qui affleure à 1.5 km à l'est de cette faille. Suivant notre hypothèse, la formation pyriteuse aurait chapeauté les carbonates ferrifères. Ainsi donc, il est possible que le développement de cette faille, à l'instar des autres failles longitudinales de la région, ait été largement guidée par la nature incompetent d'une partie des roches de bordure.

FAILLES OBLIQUES

Notre région comprend deux réseaux de failles obliques. Un réseau groupe des failles orientées N-S; l'autre groupe des failles de directions NE à NNE.

Réseau N-S

Ce n'est qu'au centre du canton de Roy, à l'ouest de la faille du détroit de McKenzie, que des failles du réseau N-S sont visibles. Elles sont à peu près verticales et montrent, pour la plupart, un rejet oblique senestre de quelques centaines de mètres et une continuité latérale atteignant 2 km. A leur voisinage immédiat, les roches ne sont généralement pas plus schisteuses qu'ailleurs. Elles sont toutefois bréchiques et envahies par un matériel dacitique, basaltique ou filonien par endroits. Ainsi, la faille oblique (N-S) passant à 200 m à l'est de l'extrémité occidentale de la baie McKenzie s'accompagne de filons de quartz. Ce quartz, porteur de quelques cristaux de tourmaline, fait place, juste au sud de la région (Horscroft, 1958) à une minéralisation en pyrite.

Toutes ces failles, croyons-nous sont d'âge archéen. Elles ont permis, du moins quelques-unes, la montée d'un maté-

riel dacitique et basaltique que nous présumons être co-magmatique avec celui qui a donné naissance aux roches vertes archéennes locales.

Réseau NE à NNE

Les failles de ce réseau ont dû se former après l'orogénèse kénorienne car la plupart recoupent les structures de cet âge, de même pour des roches aphébiennes ou des roches de la province de Grenville. Elles ont, de façon caractéristique, un pendage vertical ou abrupt vers le SE. Trois de ces failles s'étendent bien au delà des limites de la région. Il s'agit de la faille régionale du lac Gwillim, de la faille régionale du détroit de McKenzie et de la faille régionale (ou, mieux, de la zone de failles) du lac Mistassini (figure 48).

Faille du lac Gwillim

Cette faille a originellement été reconnue par Norman (1941), dans le canton de Lévy, à environ 25 km au sud-ouest de la région. Dans ce canton, elle semble reliée génétiquement aux structures cuprifères et aurifères de la mine Opemiska et correspond à une zone de cisaillement, large de plusieurs centaines de mètres, qui comporte un rejet oblique senestre d'environ 1.6 km. Cette faille pourrait se prolonger vers le nord-est pour passer par le coin nord-ouest de la région. Dans notre région, cependant, on ne trouve aucun indice de sa présence sinon que sa position présumée coïncide avec la dépression du lac Gwillim et la plaine sablonneuse à l'est de ce lac.

Au nord-est de notre région, la faille du lac Gwillim pourrait s'identifier avec la faille inverse que Gilbert (1958) a pu suivre, le long du lac Waconichi, jus-

qu'au front de Grenville (faille du lac Mistassini, figure 48).

Sa longueur pourrait dépasser les 100 km et son âge pourrait être de 2.65 Ga. Cette suggestion d'âge est fondée sur le fait qu'il pourrait y avoir un lien génétique entre cette faille et la minéralisation à la mine Opémiska que nous croyons contemporaine avec le pluton granodioritique du lac Opémiska (Duquette, 1970) dont la mise en place date précisément de 2.65 Ga (Dallmeyer et al., 1975). Ajoutons qu'elle a été active après le dépôt des tillites du groupe de Chibougamau, d'âge archéen inférieur probable (2.15 Ga), car elle recoupe ces tillites le long du lac Waconichi.

Faille du détroit de McKenzie

C'est Mawdsley & Norman (1935) qui ont été les premiers à reconnaître l'existence d'une faille régionale le long du détroit de McKenzie. Longue de plus de 24 km, elle traverse en diagonale (N40°) tout le quart nord-est du canton de Roy pour rejoindre, au sud de la région, le détroit de McKenzie. Au delà de ce point, elle pourrait, selon certains géologues, correspondre à la faille régionale du lac Doré.

Dans la région, la faille du détroit de McKenzie est révélée par une large (jusqu'à 360 m) zone de cisaillement formée

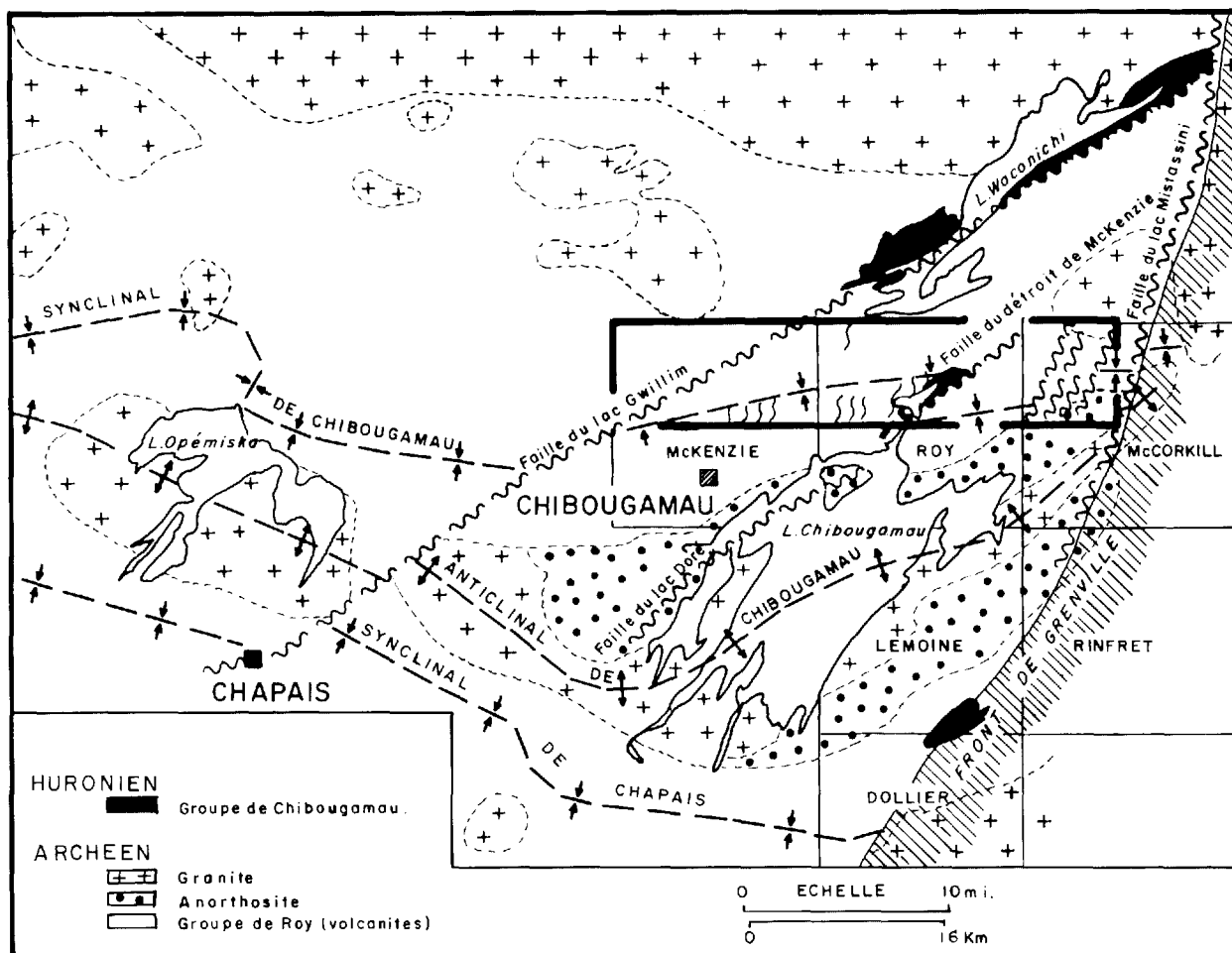


FIGURE 48 - Failles obliques dans la région cartographiée et ses environs.

essentiellement de quartz-carbonate-séricite-chlorite, assemblage dérivé aussi bien de roches archéennes qu'aphébiennes. Le long de cette zone, les roches archéennes accusent un rejet horizontal vers la droite (et non vers la gauche comme c'est le cas pour la faille précédente) de près de 1.6 km. Bien que nous ignorions le rejet net le long de cette faille, nous pensons qu'il a une forte composante verticale car, comme nous l'avons déjà mentionné, le synclinal renversé auquel appartiennent les tillites du groupe de Chibougamau, au centre du canton de Roy, semble avoir été causé par un chevauchement du bloc est de cette faille sur son bloc ouest.

La faille du détroit de McKenzie est d'âge aphanéobien inférieur ou moyen car elle recoupe les tillites du groupe de Chibougamau que nous présumons être vieilles d'environ 2.15 Ga.

Zone de failles du lac Mistassini

Telle que définie par Avramtchev (1973), suite à ses travaux dans le quart nord-est du canton de McCorkill, la zone de failles du lac Mistassini correspond à cet ensemble de failles inverses et parallèles (NNE) qui forment, à la latitude de Chibougamau, le prolongement vers le sud de la faille régionale (~165 km) du lac Mistassini. Celle-ci, comme on le sait, marque le contact de la province du Supérieur avec celle de Grenville.

Du canton de Bignell, où elle constitue la limite orientale du pluton granodioritique du lac France, la zone de failles du lac Mistassini, qui fait près de 2 km de largeur, s'étend vers le sud à travers, semble-t-il, tout le canton de McCorkill, en passant par le coin extrême sud-est de la région, pour rejoindre, plus au

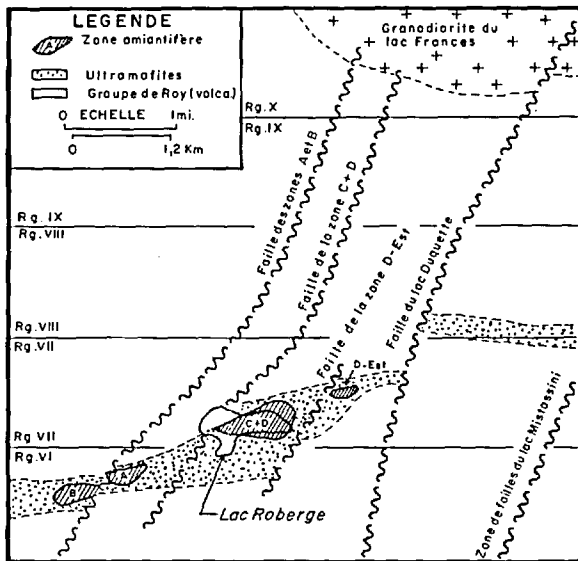
sud, une série de failles similaires reconnues par Allard (1967) dans le canton de Rinfret. Sa longueur pourrait donc dépasser 35 km.

La faille du lac Mistassini recoupe la dolomie du groupe de Mistassini qui s'est déposée, selon Fryer (1972), il y a 1.787 Ga (Rb/Sr). Elle est donc d'âge paléohéliquien inférieur ou plus ancien. Quant aux failles qui la bordent, à l'est, nous présumons qu'elles lui sont contemporaines. Nous demeurons convaincus, par ailleurs, que les trois failles obliques régionales que nous venons de décrire ont vraisemblablement joué à plusieurs reprises depuis leur formation, en particulier lors de l'orogénie grenvillienne, qui a culminé aux environs de 995 Ma.

Autres failles

Le réseau NE à NNE comprend non seulement des failles régionales mais également un certain nombre de failles locales. Nous en avons repéré quatre au voisinage du lac Roberge (canton de McCorkill), une le long du lac Geoff (canton de Roy) et cinq au sud du lac Bourbeau (canton de McKenzie).

Les failles (NNE) du lac Roberge (figure 49) sont mises en évidence par un déplacement senestre (jusqu'à 700 m) des roches ultramafiques du filon-couche de Roberge et des roches en bordure sud du pluton granodioritique du lac France. La faille la plus à l'est passe un peu à l'ouest du lac Duquette. Les trois autres recoupent la vallée du lac Roberge où elles limitent les principales zones amiantifères de la société Riocanex (voir GEOLOGIE ECONOMIQUE); c'est en se référant à ces zones que nous les avons nommées, faille de la zone D (est), faille des zones C + D et



faille des zones A + B. Toutes ont un pendage vers l'est supérieur à 45°.

Les cinq failles du lac Bourbeau englobent celle du filon aurifère no 1 qui a été exploité au cours des années 60 par Norbeau Mines (voir GEOLOGIE ECONOMIQUE - Propriété Beauxox). Elles ont toutes, semble-t-il, un pendage vers l'est supérieur à 45°. De plus, elles montrent une continuité latérale apparemment inférieure à 1 km et un rejet horizontal vers la gauche de 300 m ou moins.

← FIGURE 49 - Failles obliques et gisements d'amiante (Riocanex). Quart nord-ouest du canton de McCorkill.

GEOLOGIE ECONOMIQUE

Au lieu de passer en revue tous les travaux d'exploration exécutés dans la région, nous avons pensé faire oeuvre plus utile en ne décrivant, dans ce dernier chapitre, que les gîtes présentant un intérêt économique particulier en raison de leurs dimensions et teneurs ou de leurs caractères minéralogiques, structuraux et stratigraphiques. Ces gîtes sont sulfurés, aurifères et amiantifères.

GITES DE SULFURES

Les gîtes sulfurés sont de nature exhalative, filonienne ou magmatique.

GITES EXHALATIFS

L'étude exhaustive des travaux statutaires effectués dans la région de Chibougamau, jointe à l'examen de nombreuses propriétés minières, nous a permis de

constater qu'on y avait découvert, à ce jour, une quarantaines de gîtes exhalatifs de sulfures et de carbonates de fer avec ou sans cuivre et zinc (voir figure 50 pour localisation). En présumant que notre interprétation stratigraphique des roches de la région de Chibougamau est exacte, nous pouvons dire que la plupart d'entre eux se logent soit dans le membre basal de la formation de Gilman soit juste en dessous, plus rarement au dessus, du filon-couche de Bourbeau. C'est-à-dire tout près de la base de la formation de Blondeau (voir figure 51).

Dans le premier cas, il s'agit essentiellement de dépôts de quartz (chert), sidérose (\pm ankérite) et pyrite; dans le second, de quartz (chert), pyrite et pyrrotine. En fait, on peut dire qu'il y a eu, au cours de la déposition des roches du groupe de Roy, deux époques métallogéniques

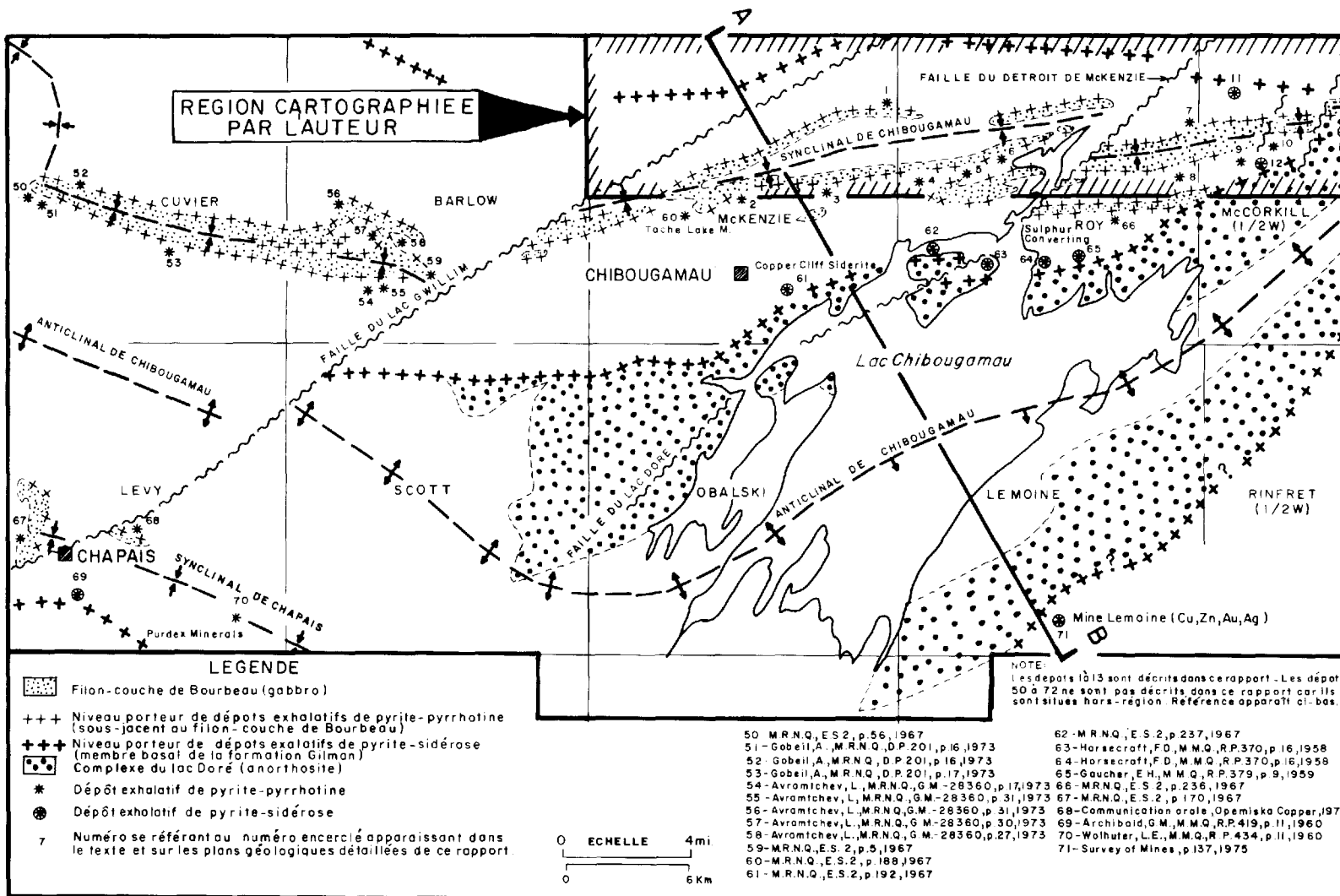


FIGURE 50 - Dépôts d'exhalites sulfurées et carbonatées de la région de Chibougamau.

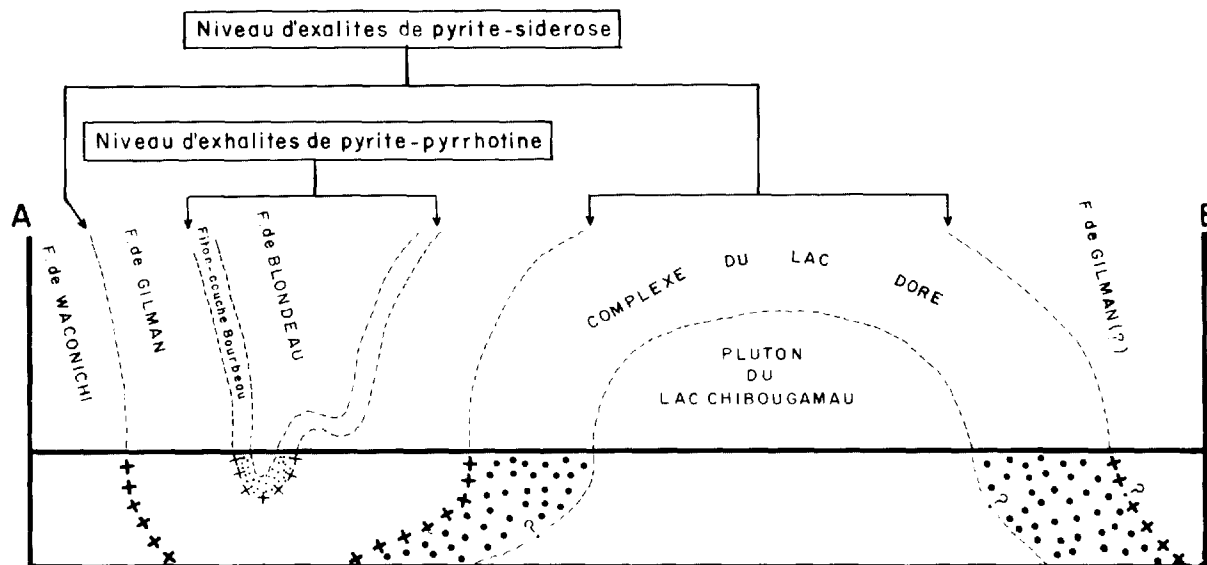


FIGURE 51 - Coupe A-B localisée sur la figure 51.

caractérisées par la déposition d'exhalites ferrifères.

De la quarantaine de dépôts d'exhalites ferrifères répertoriés dans le district de Chibougamau, 15 sont situés dans notre région. Dix d'entre eux occupent le niveau sous-jacent au filon-couche de Bourbeau, trois occupent le membre basal de la formation de Gilman et deux se présentent dans d'autres niveaux.

FILON-COUCHE DE BOURBEAU

Les dix dépôts sulfurés exhalatifs repérés, à ce jour, sous le filon-couche de Bourbeau correspondent, sans exception, à des lentilles finement laminées de pyrite et pyrrhotine massives à semi-massives auxquelles s'associent, localement, un peu de sphalérite syngénétique et de faibles quantités de chalcoppyrite filonienne. Comme nous l'avons déjà souligné, les minéralisations sulfurées situées à ce niveau suivent un banc de tuf cherteux généralement porteur d'une substance noire que nous croyons être de l'anthraxolite.

Voici, par canton, une très brève description des gîtes sulfurés repérés à ce niveau.

Canton de McKenzie

Gîte du lac Ross (1)*

Ce dépôt, qui a moins de 300 m de longueur, est situé un peu à l'est du lac Ross près de l'extrémité orientale du rang VIII du canton de McKenzie. Il a été découvert au cours du programme de sondages (8 trous) de Mid Chibougamau en 1957. Le meilleur recouplement a donné 0.14% Cu sur 11 m.

Une minéralisation semblable, quoique moins abondante, a été rapportée, en 1951, par Flicka Red Lake. Elle se trouve sur le même horizon stratigraphique, à environ 1.5 km à l'est du dépôt du lac Ross.

* Les numéros entre parenthèses réfèrent à ceux portés sur la figure 50 et les plans géologiques détaillés accompagnant ce rapport.

Gîte du lac De Villiers (2)

Ce gîte, épais de quelques mètres, s'étale sur une longueur d'environ 150 m de part et d'autre du point central du canton de McKenzie. Quelque 61 trous ont été implantés par Belle Chibougamau au cours des années 1950 à 1955. On rapporte qu'un recoupement de 9.3 m a donné 0.8% Cu à l'analyse. L'examen des carottes nous a révélé que les roches sulfurées sont fortement déformées, au point qu'il n'est plus possible d'y reconnaître une quelconque stratification.

Gîte de la baie Sullivan (3)

Localisé à 5 km à l'est du dépôt précédent, soit un peu à l'ouest de la baie Sullivan du lac Bourbeau, ce gîte a été exploré par la société Norbeau en 1965, 1967 et 1968. Ces travaux ont établi que le dépôt a environ 300 m de longueur et 22 m d'épaisseur et qu'il contient, en moyenne, tout près de 25% de sulfures de fer. C'est dans le trou N-119 qu'on a eu la meilleure minéralisation: 0.2% Cu sur 11 m.

Canton de Roy

Gîte de la route du mont Cummings (4)

Ce dépôt est visible dans des tranchées pratiquées par Quebec Smelting & Refining, en 1956, à quelque 400 m au nord-est du point de jonction de la route du mont Cummings avec celle du lac Mistassini. Il ne contient de fortes quantités de sulfures (pyrrhotine) que sur une épaisseur de quelques centimètres; le contenu en zinc et en cuivre est négligeable. Il faut noter, cependant, que le tuf minéralisé montre sur plusieurs centaines de mètres à l'est et à l'ouest de cette localité, un contenu en pyrite-pyrrhotine variant entre 5% et 10%, ceci sur plusieurs mètres d'épaisseur.

Gîte du lac de la Tour (5)

Ce dépôt affleure un peu à l'est du lac de la Tour, à environ 2.4 km à l'est-sud-est du gîte précédent. Long de quelques centaines de mètres et puissant de moins de 5 m, il contient approximativement 10% de sulfures de fer, avec traces de sphalérite et de chalcopryrite.

Gîte de la baie McKenzie (6)

Ce gîte, suivi par forages sur quelques dizaines de mètres, affleure à 0.8 km au nord-ouest de la baie McKenzie, dans le rang VI. Un des six trous forés en 1963 (trou no 2) par Chibougamau Asbestos a recoupé une minéralisation titrant 0.4% Cu sur 1.2 m. Deux échantillons prélevés par A. Mathieu (Duquette, 1964) dans une tranchée pratiquée par la compagnie ont donné, à l'analyse, les résultats suivants:

	62F-5563B	62F-6654C
Poids	186 g	70 g
Cu (%)	0.26	0.09
Zn (%)	3.13	2.36

La pyrrhotine, qui constitue le sulfure le plus abondant, est généralement accompagnée d'une substance noire qui ressemble à de l'antraxolite.

Gîte de la rivière France (7)

Ce gîte affleure de façon intermittente sur une longueur de 75 m sur la rive nord du cours inférieur de la rivière France, à environ 800 m à l'ouest de la ligne de canton Roy-McCorkill. Il s'agit essentiellement d'un banc de tuf d'une puissance maximale de 60 m à l'intérieur duquel se trouvent des lits de pyrrhotine massive, dont les plus épais font environ 2 m. Trois échantillons prélevés d'un de ces

lits par un de nos assistants (Mathieu, 1966) ont titré comme suit:

	64F-6331	64F-6332	64F-6333
Poids	560 g	373 g	180 g
Au (g/t)	0.17	0.06	traces
Ag (g/t)	8.5	0.95	6.17
Cu (%)	1.94	----	1.13
Zn (%)	----	----	0.73

Gîte du lac Dablon (8)

Centré sur un point à 540 m à l'ouest du lac Dablon, dans le rang VI, ce dépôt a été suivi par sondages (Taché Lake, 1957) sur plus de 150 m. Son épaisseur maximale est de 16.5 m. Une carotte de 10.8 m (continus), contenant environ 50% de pyrrhotine, a donné, à l'analyse, 0.22% Cu et 0.029% Ni.

A environ 360 m à l'ouest-nord-ouest du même lac, la même compagnie a rapporté avoir recoupé un banc de sulfures massif épais de 1.2 m et titrant 0.35% Cu. Un échantillon de 1638 venant de cet endroit (Mathieu, 1966, 64C-2112) a donné 1.4 g/t Au, 33 g/t Ag, 3.77% Cu et 0.74% Zn.

Canton de McCorkill

Gîtes 9 et 10

Deux gîtes similaires aux précédents ont été découverts, au début des années 60, par la société McAdam Mining au cours de forages à environ 300 m au nord du lac Flanagan, dans le secteur occidental du rang VI (gîte 9) et à 150 m au nord du lac Roberge, au voisinage de l'affluent nord de ce lac (gîte 10). Au premier endroit, elle a constaté que le tuf minéralisé possédait une teinte noirâtre.

FORMATION DE GILMAN

Comme nous l'avons indiqué en décrivant la formation de Gilman, le membre basal de cette formation comprend, en plus de quelques coulées basaltiques et de bancs de pyroclastites de composition felsique à intermédiaire, un certain nombre de lentilles d'exhalites ferrifères ayant, pour principaux constituants, le quartz (chert), la sidérose (+ ankérite) et la pyrite auxquels s'associent localement des quantités généralement faibles de chalcoppyrite et de sphalérite syngénétiques. Dans ces exhalites, le litage est donné par des lamines de pyrite très finement grenue ou par une concentration de chlorite, de chert et/ou d'un matériel quartzofeldspathique. On y observe des lamelles riches en magnétite en quelques rares endroits.

Les trois dépôts d'exhalites ferrifères qui ont été vus dans la région se situent dans le quart nord-ouest du canton de McCorkill, l'un sur le flanc nord du synclinal de Chibougamau et les deux autres sur le flanc sud du même pli.

Le dépôt logé sur le flanc nord du synclinal (gîte 11) atteint 300 m d'épaisseur et 4.5 km de longueur; son point milieu coïncide, en gros, avec le point d'intersection de la rivière France et la ligne de rang VIII-IX. La sidérose (+ ankérite) y représente le principal minéral ferrifère. Ce carbonate se présente, près de la rivière, en bancs puissants de quelque mètres qui sont fortement inclinés vers le sud et interstratifiés avec des lamelles constituées d'un mélange de pyrite fine et d'un matériel d'aspect cherteux. Ce dépôt semble être totalement dénué de sulfures de cuivre et de zinc. Au voisinage de la rivière, cependant, il est abondamment recoupé par des filons-couches de

dacite (porphyre) et par des filons de quartz aurifères (voir GEOLOGIE ECONOMIQUE - Gîte aurifère de la rivière France).

Les deux dépôts d'exhalites, situés sur le flanc sud du synclinal de Chibougamau chapeautent le complexe anorthositique du lac Doré; l'un à 360 m au sud du lac Roberge et l'autre, à proximité de la limite orientale de la région.

Le dépôt au sud du lac Roberge (gîte 12) semble être légèrement renversé vers le nord-ouest, tout comme l'anorthosite qui le borde au sud (voir coupe D-E-F sur la feuille géologique 4). Sa limite nord coïncide avec la faille régionale du complexe du lac Doré qui, ici, biseaute des unités de la formation de Blondeau et du complexe de Cummings. Epais de près de 300 m, ce dépôt affiche une continuité latérale supérieure à 4.8 km. Partout, ou presque, la roche témoigne d'une déformation mécanique intense, ce qui est normal étant donné sa proximité à la faille régionale du complexe du lac Doré. La chlorite et la séricite constituent, avec la sidérose (\pm ankérite), ses principaux constituants minéralogiques. Viennent ensuite le quartz, essentiellement filonien, et la pyrite. Aucun litage n'a été observé, sauf là où le gîte passe sous les eaux de décharge du lac Roberge.

Quant au dépôt d'exhalites localisé près de la limite orientale de la région (gîte 13), il se distingue sensiblement des deux précédents, du moins sur le plan minéralogique. Selon la compagnie Orofino, qui en a fait la découverte au cours d'une campagne de sondages au diamant en 1955, il est constitué presque exclusivement de pyrrhotine et d'un peu de chalcopryrite et de sphalérite. Sa forme tabulaire et son allure concordante le rendent, malgré tout,

comparable aux autres dépôts d'exhalites de la région.

AUTRES NIVEAUX

Il existe quelques dépôts d'exhalites ferrifères à des niveaux stratigraphiques autres que les deux dont il a été question jusqu'à maintenant. Il en est ainsi pour le dépôt (gîte 14) que nous avons repéré près du lac Duquette, dans le rang IX du canton de McCorkill. Il s'agit d'un banc centimétrique de tuf felsique noir (anthraxolite ?) dans lequel on peut voir une très forte minéralisation en pyrite et pyrrhotine. Dans des tranchées pratiquées à l'est du lac, le banc montre de très minces lits de pyrite (pyrrhotine) massive accompagnée d'un peu de sphalérite syngénétique. Même si, sur nos plans géologiques, ce gîte est placé au sommet de la formation de Waconichi, nous sommes d'avis qu'il pourrait tout aussi bien faire partie du membre basal de la formation de Gilman. C'est son manque de sidérose qui nous retient de le considérer comme faisant partie du membre basal de la formation de Gilman. De par sa position stratigraphique et sa composition minéralogique (sulfures), il s'apparente au gîte présentement exploité par les Mines Lemoine dans le canton de Lemoine (gîte 71 sur la figure 51).

Comme autre exemple, on peut citer le cas du dépôt de pyrite encaissé dans le tuf felsique de la formation de Blondeau qui suit l'axe synclinal de Chibougamau dans le rang VII du quart nord-est du canton de McKenzie, juste au nord de la partie ouest du lac Bourbeau (gîte 15). Par décapage (Consolidated Goldfield, 1934) et forage (Norbeau), on a pu démontrer que ce gîte sulfuré fait environ 300 m de longueur et, en moyenne, 6 m d'épaisseur. La pyrite y est massive sur des épaisseurs atteignant

25 cm. On rapporte un peu de chalcopryrite (filonienne) et quelques valeurs en métaux précieux dans les bancs de pyrite massive. Rappelons que ce gîte sulfuré pourrait être lié génétiquement aux amas de carbonates ferrifères qui bordent la faille de la décharge du lac Bourbeau, visible à 1.7 km à l'ouest.

De tout ce qui précède il ressort clairement que la région constitue un endroit privilégié pour la recherche de gîtes sulfurés exhalatifs de cuivre et de zinc (+ Au et Ag). Pour des raisons évidentes, cette recherche devrait être concentrée prioritairement, mais non exclusivement, sur le membre basal de la formation de Gilman et sur le tuf felsique sous-jacent au filon-couche de Bourbeau.

GITES FILONIENS

Aucun filon majeur de sulfures de cuivre ou de zinc n'a encore été découvert dans la région. On y trouve cependant, comme nous en avons vu nous-mêmes, des petits stockwerks de cuivre (chalcopryrite) de très faible teneur dans quelques-uns des dépôts d'exhalites de sulfures de fer logés sous le filon-couche de Bourbeau. Malgré sa nature filonienne, ce cuivre pourrait être relié génétiquement aux sulfures de fer (et de zinc) qu'il recoupe. En fait, on peut se demander s'il ne s'agit pas d'un cuivre contemporain de celui du camp minier de Chibougamau.

GITES MAGMATIQUES

Le sommet et la base de la méta-augitite du filon-couche de Ventures sont, ici et là, porteurs de quelques grains épars de chalcopryrite et de pyrrhotine magmatiques. Là où c'est le cas, la patine de la roche est invariablement de couleur rouille.

Comme exemple de minéralisation au sommet de la méta-augitite, mentionnons celle que nous avons vue dans le rang VI du canton de Roy, près de celui de McKenzie (gîte 16) et, sur une plus vaste étendue, la minéralisation au sud-ouest du lac Roberge (gîte 17). Aux deux localités, le gabbro folié sus-jacent à la méta-augitite montre une minéralisation sulfurée de même nature mais de plus faible intensité.

Comme exemples d'indices de cuivre à la base de la méta-augitite, il y a les deux découverts localisés au sud de la baie de Gunn du lac Chibougamau, dans le rang VI du canton de Roy (gîtes 18 et 19). Le gîte oriental a été sondé (cinq trous) sans succès par la compagnie minière O'Leary en 1960.

McMillan (1972) rapporte, dans son étude pétrochimique du filon-couche de Ventures, que le cuivre magmatique atteint sa valeur maximale au sommet de la méta-augitite (510 ppm à la mine Opemiska et 210 ppm près du lac Cummings). Ce qui concorde très bien avec nos résultats (figure 40).

GITES AURIFERES

Notre région est le lieu de l'ancienne mine Norbeau, aujourd'hui détenue par Beauxox et de la nouvelle mine du lac Gwillim appartenant à la société Ressources Campbell. Dans le texte qui suit, il sera d'abord question des gîtes sur les terrains de ces deux sociétés, d'un gîte associé à la faille de la décharge du lac Bourbeau et d'un autre encaissé dans le dépôt d'exhalites ferrifères de la rivière France (no 11 sur la figure 43).

TERRAINS BEAUROX

Depuis 1971, la société Beauxox,

une filiale de Roxmark, possède les droits miniers sur les terrains où se trouve l'ancienne mine d'or Norbeau. Sis juste au sud du lac Bourbeau, dans le canton de McKenzie, ces terrains comprennent la concession minière 505 (bloc 21) et un groupe de 21 claims contigus à celle-ci, dont 17 localisés entièrement ou partiellement dans notre région. Ces claims sont numérotés Q-10463 à Q-10465, Q-12648 à Q-12652, Q-12657, Q-13758 à Q-13760 et Q-14018 à Q-14022.

Les principaux gîtes aurifères découverts sur les terrains Beaurox sont les filons de quartz no 1 et 4 (ancienne mine Norbeau), le filon de quartz no 2 et les filons Sharpe et Mann.

ANCIENNE MINE NORBEAU (gîte 20)

Le chevalement du puits s'élève sur la rive sud du lac Bourbeau, à environ 600 m à l'est de l'embouchure de la baie du Cran Penché (figure 52).



FIGURE 52 - Chevalement et ateliers de l'ancienne mine d'or Norbeau (propriété Beaurox). Rang VI, quart nord-est de McKenzie.

Historique

La découverte de cette mine remonte à 1930, année où les prospecteurs H.F. Gilligan et W.P. Maloney mirent au jour un important filon de quartz aurifère qui allait devenir la principale zone de minerai (filon no 1) de la mine Norbeau. Suite à une entente conclue avec ces découvreurs, Noranda lançait, en 1935, un programme de mise en valeur du filon, comprenant 4500 m de sondage et de nombreuses tranchées. En 1947, dans le but de se conformer à l'entente initiale, Noranda créait la société Norbeau, dont elle était le principal actionnaire. Se refusant cependant d'aller en production, elle décidait, en 1959, de vendre ses intérêts majoritaires au groupe minier Little Long Lac.

Ce groupe entreprit de nouveaux travaux pour vérifier la rentabilité du filon. A cette fin, elle perçait une galerie à flanc de coteau de 305 m (figures 53 et 54) et implantait 34 trous (8100 m) pour définir le filon. Les résultats obtenus furent tels qu'elle décidait, en 1964, de commencer l'exploitation. Elle construisit une usine de traitement de minerai (cyanuration) d'une capacité de 250 tonnes/jour et fonda un puits vertical de 472 m qui, en plus de donner accès à 10 galeries espacées verticalement de 45 m, permit de découvrir un nouveau filon (no 4) de minerai. La première brique d'or fut coulée en septembre 1964. En décembre 1969 la mine fermait faute de minerai.

Un total de 419 029 tonnes de minerai (Canadian Mines Handbook, 1974-1975) ont été usinées. De ce minerai, qui titrait, à la tête de l'usine, 13.16 g/t Au (0.39 oz/t.) et 1.64 g/t Ag (0.048 oz/t.), on a récupéré 5596 kg d'or (163 362 oz) et 695 kg (d'argent (20 281 oz), pour une va-



FIGURE 53 - Entrée de la galerie à flanc de coteau de l'ancienne mine Norbeau.



FIGURE 54 - Vue (vers le nord) du lac Bourbeau prise de la galerie à flanc de coteau de l'ancienne mine Norbeau.

leur combinée (Au à \$35. l'once) de \$6 201 512 (Survey of Mines, 1971).

Minéralisation

Tout le minerai de la mine Norbeau est provenu des filons de quartz 1 et 4.

Ces deux filons suivent des failles obliques (réseau NE à NNE) qui recoupent presque orthogonalement le filon-couche de Bourbeau, dont le pendage local est évalué à 75° vers le nord. Les roches encaissantes, une métaferrodiorite quartzique au nord et un leucométagabbro au sud sont fortement cisailées, chloritisées, séricitisées, carbonatisées et pyritisées, sur une largeur de près de 45 m.

Le filon no 1, qui a fourni presque 75% de tout le minerai traité, affiche une direction N35°E et un pendage moyen de 50° vers le sud-est. Sa largeur varie de 75 cm à 2.4 m et sa longueur maximale atteint 450 m. Il s'agit, essentiellement, d'un filon de quartz blanc à gris sombre, bien fracturé et contenant quelques grains épars de pyrite, d'arsénopyrite et de carbonates et, par endroits, de chalcopryrite, de galène, de sphalérite, de tourmaline et d'apatite. L'or se présente surtout à l'état natif (Prochnau, 1971) dans le quartz, la pyrite et, plus rarement, l'arsénopyrite. De petites lentilles de carbonates non minéralisées forment, ici et là, le toit du filon. Selon Prochnau (1971), le filon no 1 n'est porteur de minerai que sur une longueur de 255 m au premier niveau et sur des longueurs qui deviennent de plus en plus courtes à mesure qu'on descend, si bien qu'au 8^e niveau, il ne contient plus aucun minerai (figure 55). Ainsi donc, la zone de minerai du filon no 1 a, dans le sens de sa pente, une hauteur de 510 m.

Le filon no 4, orienté N-S et incliné à environ 60° vers l'est, se situe sous le filon no 1 qu'il rejoint, par projection, un peu au sud de la mine. Recoupé par le puits au 4^e niveau, ce filon a été suivi, vers le haut, presque jusqu'au 1^{er} niveau et, vers le bas, jusqu'au 10^e ni-

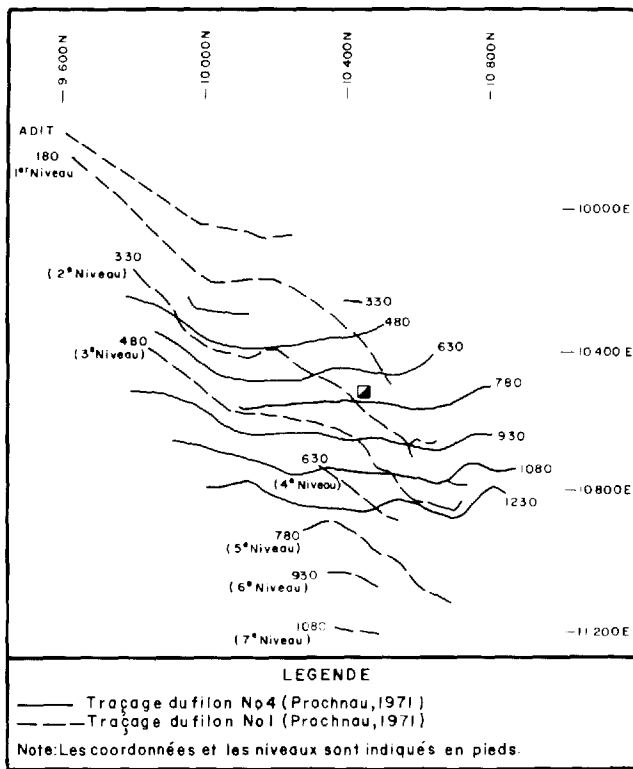


FIGURE 55 - Plan des traçages de l'ancienne mine Norbeau (propriété Beaurox).

veau. Sa hauteur inclinée atteint donc 480 m. Il a, en moyenne, une puissance de 1 m et une longueur maximale de 330 m (6^e niveau). Sur le plan minéralogique il ressemble, en tous points, au filon no 1, sauf que son contenu en or est généralement plus élevé.

FILON NO 2 (21)

FILON SHARPE (22)

Respectivement localisés à 360 m et 1450 m à l'est-sud-est du puits de l'ancienne mine Norbeau, le filon de quartz no 2 et le filon Sharpe - aussi appelé International - s'enlignent quasiment suivant une direction E-W. Tous deux affichent un pendage vertical ou abrupt vers le sud. Sur le terrain, ils présentent les mêmes traits texturaux et minéralogiques que les deux précédents.

C'est sans succès que Noranda (1934 et 1939) et, plus récemment, Norbeau (1964 à 1970) ont tenté d'y délimiter, par sondage, des zones de minerai. Par décapage, il a été établi que le filon no 2 a 1 m ou moins de largeur et 105 m de longueur et que le filon Sharpe s'étend de façon presque continue sur environ 210 m, sa puissance variant de 0 à 3 m. On a de plus constaté que la minéralisation suit, pour chaque filon, une zone de cisaillement longue de plus de 450 m qui recoupe une métaferro-diorite quartzique et grenue appartenant au filon-couche de Bourbeau.

FILON MANN (23)

Situé parallèlement et à 135 m au sud du filon Sharpe, le filon Mann contient, en surface, plus d'or visible à l'oeil nu que les quatre filons précédents. Cet or accompagne un quartz noirâtre et fracturé qui contient des grains épars de pyrite, de sphalérite et de galène. Tout ce matériel filonien est encaissé dans un leucométagabbro légèrement chloritisé faisant partie du filon-couche de Bourbeau. Mis à nu sur une longueur de 4.5 m, le filon Mann n'excède nulle part 60 cm d'épaisseur (Mawdsley & Norman, 1935). A la fin des années 60, la société Norbeau a vainement tenté de recouper, en profondeur, des veines à teneur aussi élevée qu'en surface.

En résumé, le dépôt de quartz aurifère sur la propriété Beaurox a été, en bonne partie, contrôlé par deux réseaux de cassures ou failles dans le filon-couche de Bourbeau, l'un regroupant des cassures orientées N à NNE et l'autre, E-W. Etant donné que seules les premières se sont avérées porteuses de minerai, la recherche de l'or sur cette propriété devrait être axée prioritairement vers les cassures et failles qui recoupernt, en directions N à NNE,

le filon-couche de Bourbeau. Nous pensons particulièrement à la faille que nous avons repérée en bordure occidentale de la baie du Cran Penché et aux trois failles rapprochées dont nous soupçonnons l'existence entre cette baie et le lac Allen.

L'âge de la minéralisation aurifère sur cette propriété varie selon l'hypothèse génétique à laquelle on fait appel. Nous en proposons deux. Suivant une **première hypothèse**, l'or est archéen et a été apporté par le magma tonalitique ayant donné naissance, par exemple, au pluton de Chibougamau et au petit stock du lac Line qui affleure à 1 km au sud-ouest du puits de l'ancienne mine Norbeau, juste au sud de la région. Si tel est le cas, il faut admettre qu'avant le plissement kénorien le filon no 1 avait, en gros, une direction NE et un pendage quasi vertical et que le filon no 4 avait une direction proche de N30°E et un pendage également quasi vertical. Pour ce qui est des filons E-W, ils auraient tous eu, à cette époque pré-kénorienne, une allure essentiellement horizontale. Cette hypothèse a l'avantage de pouvoir facilement expliquer pourquoi le minerai aurifère est confiné, ou presque, aux cassures présentement orientées N à NNE: à l'époque de la minéralisation, celles-ci étaient quasi-verticales, donc plus susceptibles de s'ouvrir et d'être remplies par du minerai que les fractures qui étaient alors horizontales, c'est-à-dire celles qui sont aujourd'hui orientées E-W.

Suivant une **seconde hypothèse**, l'or est d'âge protérozoïque car les cassures porteuses de minerai (e.g. filons no 1 et no 4) feraient partie du réseau de failles obliques régionales (N à NNE), dont nous avons démontré l'âge protérozoïque. Dans cette optique, les cassures E-W pour-

raient constituer des plans de fracture complémentaires à ces failles obliques.

Quoiqu'il en soit, d'importants mouvements se sont produits après la déposition du minerai comme en font foi les zones de brèches et les nombreux miroirs de faille visibles dans les filons no 1 et no 4. Fait à noter, ces miroirs indiquent, sans exception, un mouvement de faille normale.

PROPRIETE YORBEAU*

La société Yorbeau détient, conjointement avec Ressource Campbell (75%) et Chibougamau Mining & Smelting (9.4%), un groupe de 34 claims dont 28 dans le rang VI du canton de McKenzie, à l'ouest du lac Gwillim. Ces claims portent les numéros 317507, 2 à 5; 317997, 1 à 3; 322405, 1; 328123 à 328126, 1; 328127, 1 à 5; 328128, 1; 328129, 1 à 5; 328130, 1; 328330, 4; 328358, 3 et 4 et 328366, 4.

ZONE PRINCIPALE (24)

Tout le minerai aurifère connu sur cette propriété a été repéré dans ce qui est appelé la **zone principale** (Main Vein). Celle-ci affleure à 690 m à l'est et à 780 m au nord du coin sud-ouest de la région.

Historique

Découverte en 1934, la zone principale de la propriété Yorbeau faisait l'objet, dès l'année suivante, d'un important programme d'exploration (20 forages) de la part de McIntyre Porcupine. Cette campagne de sondages au diamant allait être suivie de plusieurs autres, notamment de celles réalisées par Mining Corporation en 1936 (9 forages), Gwillim Lake Gold en 1945 (7 forages), Dauphin Iron en 1964 et 1965

* Maintenant contrôlée par les Ressources Camchib Inc.

(environ 10 forages) et par le propriétaire actuel en 1973 (4 forages).

Encouragée par une hausse substantielle du prix de l'or, la société Yorbeau décidait, en 1974, d'évaluer à fond le potentiel minier de la zone principale. Commencait alors le fonçage d'une galerie inclinée (rampe) jusqu'à une profondeur verticale de 105 m et le traçage de galeries horizontales aux niveaux de 45 m et de 105 m. En même temps, des essais de récupération de l'or par cyanuration étaient réalisés à partir d'échantillons en vrac prélevés sous terre. Les résultats obtenus combinés à une nouvelle hausse spectaculaire du prix de l'or, convainquirent Yorbeau, en 1979, d'aller en production. Les réserves, à ce moment étaient évaluées à 212 000 tonnes et la teneur moyenne, à 6.7 g/t Au (0.19 oz/t. Au; Northern Miner, 5 juin 1980). Le 24 mai 1980, on coulait la première brique d'or. Le taux d'extraction se situait alors à environ 250 tonnes par jour.

Minéralisation

La zone principale, dont la direction est E-W et le pendage proche de 70° vers le nord, s'encaisse dans un metabasalte cisailé de la formation de Gilman qui, ici, s'allonge verticalement ou presque suivant une direction ENE. L'or, qui semble se présenter essentiellement à l'état natif, accompagne le quartz d'injection, lequel contient également quelques grains de pyrite et de rares mouches de pyrrhotine, de chalcopryrite et de sphalérite.

En examinant les anciennes tranchées, nous avons constaté que la zone avait été suivie sur une longueur supérieure à 120 m et qu'elle est formée de trois segments faiblement décalés vers le sud en

allant vers l'est: le segment ouest correspond à un filon de quartz, long de 30 m et épais de 75 cm à 1.2 m; celui du centre, qui fait environ 60 m de longueur, ne contient que des veinules de quartz en échelon; le segment est fait voir, sur toute sa longueur (~ 30 m), deux filons de quartz parallèles distants de 1.5 m et épais de 30 cm chacun. Yorbeau, sur la foi de tranchées creusées en 1975 (GM-31151), rapporte que la zone a pu être suivie vers l'est sur une distance additionnelle de 40 m, ce qui lui donnerait une longueur totale de 160 m.

Ajoutons qu'à environ 60 m à l'est de la zone, affleure, sur une longueur de plus de 22 m, un filon de quartz aurifère dont la largeur moyenne est de 30 m, la direction NE et l'inclinaison 75°NW. Son encaissant est un metabasalte cisailé identique à celui de la zone principale. Un échantillon du filon, que nous avons pris au hasard, a donné, à l'analyse, 11 g/t Au (0.321 oz/t. Au) et 4.18 g/t Ag (0.121 oz/t. Ag). Ce filon, croyons-nous, mériterait d'être exploré à fond, particulièrement à son lieu de rencontre avec la zone principale.

FILON DE L'EST (25)

INDICE DE SIGNAL CHIBOUGAMAU (26)

Sur les terrains Yorbeau, plus exactement à l'est et au sud-est de la zone principale, les coulées basaltiques et leurs rares interlits de tuf felsique sont recoupés par de nombreux dykes (E-W) et filons-couches (ENE) de dacite porphyrique d'un gris beige, rosâtre, bleuâtre ou verdâtre (figure 46). Les coulées basaltiques, tout comme les intrusions dacitiques sont fortement cisailées et minéralisées en plusieurs endroits, particulièrement aux contacts. La minéralisation prend la forme de petites lentilles de quartz aurifère ou

de pyrite semi-massive légèrement cuprifère.

Le meilleur exemple du premier type de minéralisation est donné par ce qui est généralement appelé le **filon de l'est**. Ce filon, à environ 1 km à l'est de la zone principale, correspond, en bonne partie, à un réseau serré de filonnets de quartz aurifère logés dans une zone de cisaillement qui suit le contact d'une coulée basaltique (au nord) avec un amas dacitique (au sud). Par forage, la société Dauphin Iron (1965) a suivi cette zone, puissante de 60 m, sur une longueur supérieure à 360 m. Les meilleures valeurs (non disponibles) auraient été obtenues dans la fraction basaltique du segment le plus à l'est (d'où le nom du filon). Ce segment, d'une longueur supérieure à 60 m, pourrait s'étendre vers l'est, sous les eaux du lac Gwillim, sur une distance additionnelle considérable car une dacite similaire à celle du filon a été recoupée (par Dauphin Iron) dans un sondage implanté à environ 1 km à l'est de ce filon, tout près du lieu de passage présumé de la faille régionale du lac Gwillim.

Un exemple du second type de minéralisation est fourni par l'indice repéré par la **Société Signal Chibougamau**, à 390 m à l'est de la zone principale. Il s'agit, essentiellement, de petites poches de pyrite semi-massive parsemées le long d'étroites zones de cisaillement E-W qui recourent des coulées basaltiques et des dykes dacitiques. Dans une des coulées locales, mises à nues par Signal Chibougamau en 1955, nous avons vu un amas lenticulaire de pyrite massive et granulaire, d'une puissance maximale se situant aux environs de 50 cm. Des grains de chalcopryrite et de quartz transparent accompagnent localement la pyrite massive, dont la teneur en or de-

meure inconnue. Au contact de ce matériel filonien, la chlorite est généralement très abondante.

En ces deux endroits, comme d'ailleurs à la zone principale, la minéralisation aurifère et sulfurée montre une étroite relation spatiale avec les intrusions dacitiques, ce qui implique, selon nous, un lien génétique probable. Cette relation signifie également que la minéralisation aurifère pourrait être d'âge archéen car la dacite, comme nous l'avons déjà mentionné, est vraisemblablement co-magmatique avec les plutons tonalitiques de la région, dont l'âge archéen ne fait aucun doute. Dans le cas contraire, la minéralisation serait d'âge protérozoïque et pourrait être liée tectoniquement à la faille régionale du lac Gwillim qui traverse, présumément, l'angle sud-est de la propriété Yorbeau.

AUTRES GITES

DECHARGE DU LAC BOURBEAU

A 200 m au nord du lieu de décharge du lac Bourbeau, le syndicat minier Fernand Malartic a mis au jour, en 1947, une zone de cisaillement, riche en quartz-carbonate, qui marque le lieu d'une faille longitudinale (E-W) mettant en contact une métapyroxénite (au nord) avec des pyroclastites de la formation de Blondeau. Large de 30 m ou moins, cette zone a été suivie, par tranchées, sur une distance supérieure à 360 m.

Le quartz, dont la couleur varie de blanc à gris sombre, constitue le seul minéral aurifère de cette zone. Il se présente, règle générale, en petites lentilles encaissées dans des amas de carbonates ferrifères dont l'origine pourrait être exhalative (voir STRUCTURE - Faille de la dé-

charge du lac Bourbeau). En plus de l'or, il contient quelques grains de pyrite, de pyrrhotine et de chalcopyrite.

Un sondage au diamant, réalisé par Northeast Exploration en 1960, a recoupé la zone de quartz-carbonate à plus de 100 m de profondeur. On n'y a décelé que des traces d'or. Depuis lors, ce gîte n'a fait l'objet d'aucune nouvelle recherche.

RIVIERE FRANCE (28)

L'exhalite ferrifère (sidérose, avec pyrite) du membre basal de la formation de Gilman qui traverse la rivière France le long de la ligne des rangs VIII-IX du canton de McCorkill (gîte 11 du présent rapport) est, au voisinage de cette rivière, recoupée par de nombreux filons-couches dacitiques ainsi que par un très grand nombre de filonnets de quartz faiblement aurifère. L'aire d'injection maximale a la forme d'un rectangle allongé E-W, de 600 m par 150 m. Dans cette aire, la minéralisation aurifère est essentiellement confinée à une bande d'exhalite comprise entre deux filons-couches dacitiques, espacés de 9 m, qui ont été suivis par la société Obalski-1945 (1958 et 1959) sur plus de 420 m. L'or, essentiellement natif, suit des filonnets de quartz verticaux orientés NE ou, plus rarement, des filonnets de quartz subhorizontaux ou parallèles à la schistosité locale. L'abondance et la répartition des filonnets de quartz sont telles qu'on peut qualifier ce gîte de stockwerk aurifère ayant pour principaux minéraux de gangue le quartz et, localement, la sidérose, l'ankérite, la pyrite, la chlorite et la tourmaline.

A la suite de quelques forages (1958 et 1959) effectués sur ce gîte, Obalski-1945 conclut à l'absence de minéralisa-

tion aurifère significative. Il faut dire que ce jugement date de 1959, alors que l'or ne valait que 35 \$/oz.

Mentionnons enfin qu'il existe ici, comme sur les terrains Yorbeau, un lien génétique probable entre la minéralisation aurifère et les intrusions dacitiques, vraisemblablement archéennes.

GITES AMIANTIFERES

Le filon-couche ultramafique de Roberge recèle d'importants gîtes amiantifères dans notre région. Les plus importants sont ceux de Riocanex au lac Roberge et ceux de Chibougamau Asbestos, sur l'île de l'Amiante.

PROPRIETE RIOCANEX

La propriété amiantifère de Riocanex correspond à un bloc de 65 claims, centré sur le lac Roberge, dans le canton de McCorkill. Les claims portent les numéros 174661, 1 à 5; 174662, 1 à 3; 174898 et 174899, 1 à 5; 174950 à 174952, 1 à 5; 199401, 1 à 3; 212314, 1 à 5; 212494, 2 à 5; 216778, 1 à 5 et 216793 à 216795, 1 à 5.

Historique

La découverte d'amiante au lac Roberge remonte à 1956. Cette année-là les sociétés Bouzan et New Jason mirent au jour, en cherchant des minéralisations stratiformes à Pb, Zn, Cu et Ag sur un groupe de claims couvrant l'actuelle zone A de Riocanex, un intéressant affleurement de serpentinite amiantifère dont ils prélevèrent, pour analyse, un échantillon de 216 kg. Malgré des résultats encourageants du laboratoire, ces deux sociétés se désintéressèrent de leur découverte et abandonnèrent leurs titres miniers en 1960.

La société McAdam Mining a alors rejalonné le site de la découverte, de même qu'un vaste terrain contigu à l'est et à l'ouest; l'ensemble du territoire correspond à l'actuelle propriété de Riocanex. Dès l'année suivante (1961), McAdam repérait quatre anomalies magnétiques en coïncidence avec les quatre principales zones amiantifères de Riocanex: B, A, (C-D) et D (EST) (voir figure 56). Voulant explorer à fond ces anomalies, la société lançait un vaste programme de sondage systématique le long de lignes N-S espacées de 60 m ou 120 m. Commencé en juin 1961, le programme fut parachevé en juillet 1965. Quelques 91 trous (NX), d'un total de 18 585 m, furent implantés. Les réserves furent alors évaluées à 165 300 000 t à 4% de fibre d'amiante ou à 110 000 000 t d'un matériel bonifié à 5.3% de fibre, le tout exploitable à ciel ouvert (figure 56). Voulant obtenir un échantillon en vrac représentatif de la zone principale (C-D) pour fins d'études métallurgiques, la société McAdam fit foncer, au cours de l'hiver 1967-1968,

un puits vertical de 60 m sur la rive nord du lac Roberge. Suite à quoi, elle préleva un échantillon à partir d'un travers-banc de 78 m au niveau de 52 m.

En septembre 1970, McAdam Mining conclut une entente avec Riocanex qui permit à celle-ci de poursuivre les travaux de mise en valeur des zones amiantifères et d'acquérir, si elle se rendait en production, 70% des avoirs de la société à être créée pour l'exploitation.

Désireuse, dans un premier temps (1972), d'explorer plus en détail la zone principale (C-D), Riocanex implantait 19 trous d'un total de 3630 m et fonçait, près du puits de la McAdam Mining, une galerie inclinée (11°) de 360 m, à partir de laquelle elle prélevait un échantillon de 360 t expédié à l'usine pilote du ministère des Richesses naturelles pour fins d'analyses et d'essais métallurgiques. Dans un second temps (1975-1976), elle commandait une étude de faisabilité pour une produc-

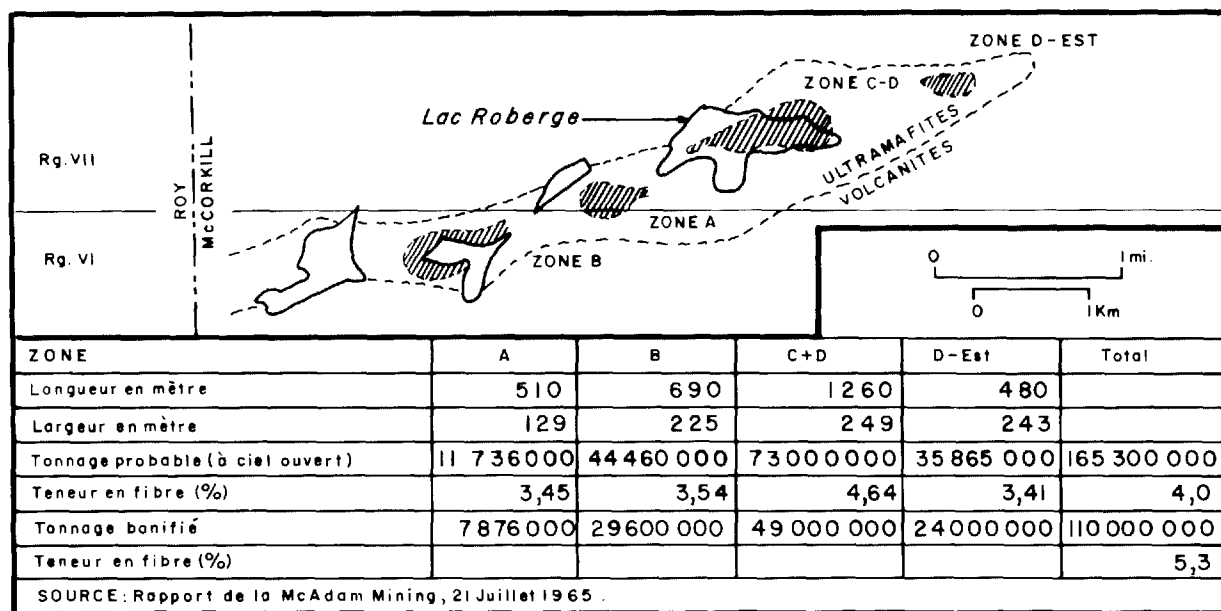


FIGURE 56 - Localisation, tonnage et teneur des zones amiantifères de Riocanex. Noter que la zone C-D, selon Riocanex, renferme 90 000 000 t à 3.78% de fibres.

tion annuelle de 100 000 t de fibres. Concurremment, elle implantait 47 forages (5440 m au total) qui révélèrent que la zone principale contenait non pas 73 000 000 t à 4.64% de fibres comme l'avait cru McAdam Mining mais plutôt 90 000 000 t à 3.87% de fibres et que les trois autres zones totalisaient 86 000 000 t à 3.55% de fibres (à partir de renseignements du Canadian Mines Handbook, pp. 174-175, 1980-1981).

Après avoir dépensé plus de 2 000 000 \$ en travaux de mise en valeur, Riocanex apprit en 1978, que son projet d'exploitation n'était pas économique et suspendit alors tous ses travaux de recherche.

Minéralisation

Sur la propriété de Riocanex, la serpentinite du filon-couche de Roberge atteint 1.1 km de largeur à la hauteur du lac Roberge. Ceci résulte du fait que le filon-couche forme la zone axiale de l'anticlinal de Roberge (voir **PLIS kénoriens**). Même si une situation analogue existe partout entre le lac Roberge et la baie McKenzie (une distance de 16 km), ce n'est qu'à ces deux endroits que le niveau d'érosion est suffisamment profond pour permettre au filon-couche d'exhiber une épaisseur apparente égale à deux fois son épaisseur probable. Fait significatif, c'est également là que se trouvent les principaux gîtes amiantifères de la région.

Les quatre zones amiantifères de Riocanex (figure 56) sont recoupées, en leur milieu et longitudinalement, par le plan axial de l'anticlinal de Roberge et séparées les unes des autres par des failles obliques caractérisées par une direction NNE, une forte inclinaison vers l'est

et un rejet senestre atteignant 900 m. De plus, chacune d'elles se situe à l'aplomb d'une anomalie magnétique (au sol) supérieure à 10 000 gammas.

L'amiante, partout de la variété chrysotile, se présente surtout sous forme de fibres de glissement (slip fibers). Le peu de fibres transversales et inclinées (cross fibers et slant fibers) qu'on y rencontre sont généralement très courtes.

Les failles obliques qui segmentent la serpentinite amiantifère du lac Roberge semblent avoir joué un rôle non négligeable lors de la formation de l'amiante car celle-ci devient plus abondante à leur voisinage. A cet égard, les gîtes du lac Roberge ressemblent à ceux de la mine Monro, dans le nord de l'Ontario, où la zone A, par exemple, est recoupée, sur une longueur de moins de 450 m, par sept failles obliques (Hendry, 1951). Au lac Roberge, cependant, les épontes des failles obliques, tout comme celles des autres failles, ne contiennent que peu ou pas d'amiante. Le plus souvent elles correspondent à d'étroites zones de talc-carbonate-anthroxolite (?) qui, avec la diopsidite (filon-couche de Roberge) et la felsite (dyke), constituent, après la serpentinite non minéralisée, la roche stérile la plus répandue.

On remarquera que les données relatives à la dimension et à la teneur de chacune des quatre zones amiantifères de la figure 56 datent de 1965 (rapport de progrès, McAdam Mining). Même si, depuis, on a effectué de nombreux travaux de recherche, le gros de ces données demeure valide.

TERRAINS CHIBOUGAMAU ASBESTOS (30)

Chibougamau Asbestos détient la concession minière no 32, qui couvre la to-

talité de l'île de l'Amiante, dans la baie McKenzie, au centre de la moitié nord du canton de Roy (figure 47).

Historique

En 1904, l'île de l'Amiante fut le site de la première découverte d'amiante dans la région de Chibougamau. Dès l'année suivante, Chibougamau Gold & Asbestos y pratiquait quelques tranchées sous la direction du prospecteur, Peter McKenzie. Pendant que se poursuivait l'exploration sur l'île de l'Amiante, de nombreuses découvertes d'or et de cuivre se faisaient ailleurs dans la région de Chibougamau. Ceci pressait le gouvernement du Québec à créer en 1910, la Commission minière de Chibougamau, chargée d'évaluer le potentiel minier de toute la région de Chibougamau. Après étude détaillée, la Commission conclut que, en ce qui concernait le gîte amiantifère de l'île de l'Amiante, on ne pouvait l'exploiter avec profit en raison de sa trop faible dimension.

En 1954, la société Obalski-1945 décida d'effectuer, sur l'ensemble de l'île, un levé magnétométrique détaillé. Un an plus tard, Chibougamau Asbestos acquérait les droits miniers sur l'île et se lançait dans un vaste programme de mise en valeur du gîte (partie sud de l'île). Elle le faisait décaper à l'aide de pompes à eau et y implantait une série de 38 sondages totalisant 3000 m. Grâce à ces travaux, qui durèrent trois ans (1955 à 1957), Chibougamau Asbestos rapportait avoir délimité des petits amas amiantifères totalisant 4 000 000 t (Survey of Mines, 1979).

Minéralisation

La minéralisation se loge dans la dunite serpentinisée du filon-couche de Ro-

berge qui affiche, ici, comme au lac Roberge et pour les mêmes raisons, une largeur égale au double de son épaisseur présumée. Comme au lac Roberge, également, l'amiante y est de type chrysotile, en fibres transversales et inclinées et en fibres de glissement.

Les sondages réalisés par Chibougamau Asbestos ont démontré que le gros de la minéralisation est confinée à de petites lentilles verticales orientées N-S, dont la totalité définit ce qu'il est convenu d'appeler la zone principale. En plan, cette zone mesure 150 m sur 120 m. L'amiante s'y présente en veinules irrégulières auxquelles s'associent très souvent des filonnets de carbonates et de longues fibres de picrolite (jusqu'à 30 cm) de même que des dykes épars de dacite à direction NW. La teneur moyenne en fibres est proche de 5%.

AUTRES GITES

Partout où elle affleure, la serpentinite du filon-couche de Roberge contient quelques veinules millimétriques de chrysotile. Même si ces veinules ne comptent que pour 1% ou 2% du volume de la roche, nous croyons que ce pourcentage pourrait être beaucoup plus élevé là où la serpentinite est recouverte par le mort-terrain ou des lacs. On devrait donc explorer, prioritairement, le segment entre le lac Roberge (à l'est) et la faille du détroit de McKenzie (à l'ouest), et, par la suite, le prolongement occidental de ce segment sous les eaux de la baie McKenzie.

La serpentinite du filon-couche de Roberge devrait aussi être sondée le long de la vallée du lac Dufault (quart NE du canton de McKenzie) où elle s'étend, suivant les données magnétométriques, sur une longueur dépassant 3.2 km et une largeur

pouvant atteindre 600 m. Soulignons que cette localité possède un potentiel non seulement amiantifère mais également cupro-zincifère. En effet, les pyroclastites felsiques de la formation de Blondeau, qui chapeautent la localité au sud, se situent

stratigraphiquement juste en dessous du filon-couche de Bourbeau, c'est-à-dire le long du principal horizon porteur d'exhalites sulfurés de la région (voir GEOLOGIE ECONOMIQUE - gîtes exhalatifs).

REFERENCES

(Les astérisques à la suite d'un millésime signalent l'existence d'une traduction en français ou en anglais).

ALLARD, G.O., 1960* - Moitié sud du canton de McKenzie, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RG-95.

_____ 1967* - Géologie de la région du quart nord-ouest du canton de Rinfret, comtés de Roberval et d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-567.

_____ 1970a* - Géologie du quart nord-ouest du canton de Lemoine, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-589.

_____ 1970b - The Doré Lake Complex, Chibougamau, Quebec; a metamorphosed Bushveld-type layered intrusion. Geological Survey of South Africa; special publication 1.

_____ 1972* - Precambrian geology and mineral deposits of the Noranda - Matagami area, Quebec. Guidebook for the 24th International Geological Congress, Canada.

_____ 1975* - Géologie du quart nord-est du canton de Scott. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-609.

_____ 1976 - Doré Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-368.

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

ALLARD, G.O. - CATY, J.L., 1969* - Géologie de la région du quart nord-est et d'une partie du quart sud-est du canton de Lemoine; comtés d'Abitibi-Est et de Roberval. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-566.

ALLARD, G.O. - HENRY, R., 1974 - Travaux sur le terrain. Ministère des Richesses naturelles, Québec; S-159, pages 22-24.

ARCHIBALD, G.M., 1960 - Géologie du quart sud-ouest du canton de Lévy. Ministère des Mines, Québec; RP-419.

ASSAD, J.R., 1957 - Description de terrains miniers visités en 1956 dans la région de Chibougamau, districts électoraux d'Abitibi-Est et de Roberval. Ministère des Mines, Québec; RP-352.

AVRAMTCHEV, L., 1973 - Géologie du quart sud-ouest du canton de Barlow. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-120.

_____ 1975 - Géologie du quart nord-est du canton de McCorkill, comtés d'Abitibi-Est et de Roberval. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-611.

AVRAMTCHEV, L. - LEBEL-DROLET, S., 1979a - Inventaire des gisements minéraux du Québec. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; DPV-707.

_____ 1979b - Production minérale au Québec au 1er janvier 1979. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; DPV-727.

BARAGAR, W.R.A. - GOODWIN, A.M., 1969 - Andesites and Archean volcanism of the Canadian Shield. Oregon Department of Geological and Mineral Industries; Bulletin 65, pages 121-141.

BASS, N.M., 1964 - Regional tectonics of part of the Southern Canadian Shield. Journal of Geology; volume 69, no 6, pages 669-701.

BEACH, N.H., 1941a* - Michwacho Lake. Commission géologique du Canada; carte 623A.

1941b* - Mechamego Lake.
Commission géologique du Canada; carte
608A.

BLAKE, D.A.W., 1953* - Géologie de la ré-
gion du lac Waswanipi (moitié est), comté
d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Qué-
bec; RG-59.

BOUDREAU, A.P., 1977 - Géologie de la
demi est du canton de Blaiklock, comté
d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses
naturelles, Québec; DPV-541.

BROUSSE, R. - RUDEL, A., 1964 - Bombes de
péridotites, de norites, de charnockites et
de granulites dans les scories du Puy Beau-
nit. Centre de Recherche académique et
scientifique, Paris; Tome 259, pages 185-
188.

BUCHAN, R., 1964 - Report on investiga-
tion on samples submitted by Opemiska Cop-
per Mines. Falconbridge Copper Mines,
Chapais; rapport interne.

CARMICHAEL, I.S.E., 1964 - The petrology
of Thingmuli, a Tertiary volcano in Eastern
Iceland. Journal of Petrology; no 5, pa-
ges 435-460.

CATY, J.L., 1976 - Géologie de la demie
ouest du canton de Richardson. Ministère
des Richesses naturelles, Québec; DP-342.

1977 - Géologie de la demie
est du canton de Richardson, comté d'Abiti-
bi-Est. Ministère des Richesses naturel-
les, Québec; DPV-447.

1978 - Géologie du canton de
Richardson. Ministère des Richesses natu-
relles, Québec; DP-606.

1979 - Géologie de la demie
ouest du canton de Bignell, comté d'Abiti-
bi-Est. Ministère des Richesses naturel-
les, Québec; DPV-678.

CHRISTMANN, P., 1975 - Géologie de la de-
mie sud du canton de Scott. Ministère des
Richesses naturelles, Québec; DP-319.

CIMON, J., 1971 - Géologie du quart nord-
ouest du canton de Queylus et du quart
nord-est du canton de Haüy, comté d'Abiti-
bi-Est. Ministère des Richesses naturel-
les, Québec; DP-56.

1973 - Possibility of an Ar-
chean porphyry copper in Quebec. 41st
Prospectors & Developers Convention, March
14, 1973.

1976a* - Cantons de Queylus
(NW) et Haüy (NE). Ministère des Riches-
ses naturelles, Québec; RP-613.

1976b - Géologie du canton de
Queylus (NE), comté d'Abitibi-Est. Mi-
nistère des Richesses naturelles, Québec;
DPV-439.

1977a - Géologie du quart sud-
est du canton de Queylus. Ministère des
Richesses naturelles, Québec; DPV-448.

1977b - Géologie du quart
nord-ouest du canton de Dollier. Minis-
tère des Richesses naturelles, Québec;
DPV-504.

CIMON, J. - GOBEIL, A., 1978 - Forages
stratigraphiques à Chibougamau. Ministère
des Richesses naturelles, Québec; DP-607.

DALLMEYER, R.D. - MAYBIN, A.H. - DUROCHER,
M.E., 1975 - Timing of Kenoran metamor-
phism in the Eastern Abitibi greenstone
belt, Quebec; evidence from A40/A39 ages of
hornblende and biotite from post-kinematic
plutons. Journal canadien des Sciences de
la Terre; volume 12, no 11, pages 1864-
1873.

DAWSON, K.R., 1966 - A comprehensive stu-
dy of the Preissac-Lacorne Batholith, Abi-
tibi county, Quebec. Commission géologi-
que du Canada; Bulletin 142; 76 pages.

DELAND, A.N., 1955* - Région de DuGues-
clin-Royal, comté d'Abitibi-Est. Minis-
tère des Mines, Québec; RP-318.

1959a* - Région d'Hazeur-
Druillettes. Ministère des Mines, Québec;
RG-87 (Feuille Gradis-Machault).

1959b* - Région d'Hazeur-
Druillettes. Ministère des Mines, Québec;
RG-87 (Feuille Lac Surprise).

DE MONTIGNY, P.A., 1960* - Quart sud-
ouest et partie du quart sud-est du canton
de Lemoine, comté d'Abitibi-Est. Minis-
tère des Mines, Québec; RP-437.

DERRY, D.R. - FOLINSBEE, J.C., 1955 -
Geology of the Opemiska Copper Mines.
Opemiska Copper Mines Ltd; rapport interne.

DESCARREAU, J., 1973 - A petrochemical
study of the Abitibi volcanic belt and its
bearing on the occurrences of massive sul-
phide ores. Bulletin de l'Institut cana-
dien des Mines et de la Métallurgie; fé-
vrier, pages 61-69.

DUQUETTE, G., 1964* - Géologie du quart
nord-ouest du canton de Roy, comté Abitibi-
Est. Ministère des Richesses naturelles,
Québec; RP-513.

1965* - Geological compila-
tion map showing metalliferous and asbes-
tos-bearing deposits of the Chibougamau
district. Ministère des Richesses natu-
relles, Québec; carte B-850.

1967a - Bibliographie annotée sur la minéralisation métallique dans les régions de Noranda, Mattagami, Val d'Or et Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles, Québec; ES-2.

1967b - General geology and Asbestos mineralization in the Chibougamau district. Canadian Mining Journal; April 1967, pages 70-77.

1968* - Géologie du quart nord-ouest du canton de McKenzie, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-573.

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

1972* - Precambrian geology and mineral deposits of the Noranda-Mattagami-Chibougamau area, Quebec. Guidebook for the 24th International Geological Congress, Canada; pages 51-70.

1976 - North half of McKenzie and Roy townships and northwest quarter of McCorkill township. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-357.

DUQUETTE, G. - MATHIEU, A., 1966* - Géologie du quart nord-est du canton de McKenzie. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-551.

DUQUETTE, G. - MATHIEU, A., 1970* - Géologie de la demie sud du canton d'Obalski, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-585.

DUROCHER, M., 1975 - Géologie du quart sud-ouest du canton d'Opémisca. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-298.

1979 - Géologie du canton d'Opémisca et du quart nord-ouest du canton de Cuvier. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-611.

FAIRBAIRN, H.W. - HURLEY, D.M. - CARD, K.D., 1969 - Corelation of radiometric ages of Nipissing diabase and Huronian metasediments with Proterozoic orogenic events in Ontario. Journal canadien des Sciences de la Terre; no 6, pages 489-497.

FARIBAUT, E.R. - GWILLIM, J.C. - BARLOW, A.E., 1911* - Geology and mineral resources of the Chibougamau region. Ministère des Mines, Québec; rapport (hors série) de la Commission minière de Chibougamau.

FRYER, B.J., 1972 - Age determinations in the Circum-Ungava Geosyncline and the evolution of Precambrian banded iron formations. Journal canadien des Sciences de la Terre; no 9, pages 653-663.

FEUERBACH, M. - et al., 1972 - Géologie du quart nord-ouest du canton de Scott. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-32.

GATES, T.M. - HURLEY, P.M., 1973 - Evaluation of Rb-Sr dating methods applied to the Matache-Wan, Abitibi, McKenzie and Sudbury dike swarms in Canada. Journal canadien des Sciences de la Terre; juin; pages 900-919.

GAUCHER, E.H., 1959* - Géologie du quart sud-est du canton de Roy. Ministère des Mines, Québec; RP-379.

1960 - Géologie du quart sud-est du canton de Barlow. Ministère des Mines, Québec; RP-425.

1965 - Quantitative interpretation of the "Montagne du Sorcier", magnetic anomaly, Chibougamau, Quebec. Geophysics; volume XXX, no 5.

GILBERT, J.E., 1951* - Région du lac Capisit, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RG-48.

1954* - Région de Branssat-Daine, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RG-64.

1958* - Région de Bignell, territoires de Mistassini et d'Abitibi. Ministère des Mines, Québec; RG-79.

1959* - Région de Rohault, districts électoraux d'Abitibi-Est et de Roberval. Ministère des Mines, Québec; RG-86.

GILLET, L.B., 1957* - Région de Vienne, territoire d'Abitibi. Ministère des Mines, Québec; RP-337.

GOBEIL, A., 1973 - Géologie de la demie sud du canton de Cuvier, Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-201.

1977 - Géologie du quart nord-est du canton de Lévy, Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-503.

GRAHAM, A., 1956* - Moitié nord du canton d'Obalski. Ministère des Mines, Québec; RG-71.

GRENIER, P.-E., 1959* - Région d'Hazeur-Druillettes. Ministère des Mines, Québec; RG-87 (feuille Gamache).

GUNN, B., 1968 - Unpublished analytical data on the Chibougamau volcanics and intrusives. Travaux effectués à l'Université de Montréal.

GUNNING, H.C. - AMBROSE, J.W., 1937* - Région de Cadillac, Québec. Commission géologique du Canada; Memoir 206, 80 pages.

HEBERT, C., 1977 - Géologie de la demie sud du canton de Fancamp. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-429.

_____ 1978 - Géologie de la demie nord du canton de Fancamp, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-570.

_____ 1979 - Géologie de la demie sud du canton de Haüy, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec. DPV-429.

_____ 1980 - La Dauversière (SW) et Rohault (NW). Ministère de l'Energie et des Ressources; DPV-723.

HENDRY, N.W., 1951 - Chrysotile asbestos in Monro and Beatty Townships, Ontario. Transactions de l'Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie; volume LIX, pages 28-35.

HENRY, R.L. - ALLARD, G.O., 1979 - Formation ferrifère du lac Sauvage, cantons de McKenzie et de Roy. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-593.

HOLMES, S.W., 1959* - Région de Fancamp-Haüy, district électoral d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RG-84.

HORSCROFT, F.D.M., 1958* - Géologie du quart sud-ouest du canton de Roy, district électoral d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RP-370.

IRVINE, T.N. - BARAGAR, W.R.A., 1971 - A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 8, no 5.

IMBAULT, P.E., 1954* - Région de Maicassagi, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RG-60.

_____ 1959* - Région de Queylus, districts électoraux d'Abitibi-Est et de Roberval. Ministère des Mines, Québec; RG-83.

JACKSON, G.D. - TAYLOR, F.C., 1972 - Correlation of major Archean rock units in the Northeastern Canadian Shield. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 9, no 12, pages 1650-1669.

JONES, L.M. - RAYMOND, L. - ALLARD, G.O., 1974 - The Rb/Sr whole-rock age of major units of the Chibougamau Greenstone Belt, Quebec. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 11, no 11, pages 1550-1562.

KROUGH, T.E. - DAVIES, G.L., 1971 - Zircon U-Pb ages of Archean metavolcanic rocks in the Canadian Shield. Geophysical Laboratory; annual report 1970-1971, pages 241-242.

KUNO, H., 1959 - Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bulletin volcanogénique, Italie; no 20, pages 37-76.

LONGLEY, W.W., 1951* - Région du lac Batchelor, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RG-47.

_____ 1958* - Région de Rinfret, Chibougamau. Ministère des Mines, Québec; RG-81.

LOW, A.P., 1906* - North part of Chibougamau Mining area. Commission géologique du Canada; publication 955.

LYALL, H.B., 1959* - Région de Brongniart-Lescure, district électoral d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RG-85.

MacINTOSH, J.A., 1966 - Geology of the Lantagnac-Latouche area. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-497.

MATHIEU, A., 1966* - Géologie du quart nord-est du canton de Roy, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-553.

MAWDSLEY, J.B. - NORMAN, G.W.H., 1935* - Chibougamau Lake map-area. Commission géologique du Canada; Memoir 185.

McGLYNN, J.C., 1970 - Géologie et ressources minérales du Canada. Commission géologique du Canada; série de la géologie économique no 1, chapitre IV, page 128.

McKENZIE, G.S., 1934* - Pusticamica Lake area. Ministère des Mines, Québec; carte 307.

McMILLAN, R.H., 1972 - Petrology, geochemistry and wall rock alteration at Opemiska. University of Western, Ontario; thèse de doctorat, inédite.

NALDRETT, J.A. - MASON, G.D., 1968 - Contrasting Archean ultramafic igneous bodies in Dundonald and Clerque townships. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 5, pages 111-143.

NEALE, E.R.W., 1959* - Région de Dollier-Charron, districts électoraux d'Abitibi-Est et de Roberval. Ministère des Mines, Québec; RG-82.

NOCKOLDS, S.R., 1954 - Average chemical compositions of some igneous rocks. Bulletin de la Geological Society of America; volume 65, pages 1007-1032.

NORMAN, G.W.H., 1940 - Thrust-faulting of Grenville gneisses northwestward against the Mistassini Series of Mistassini lake, Quebec. *Journal of Geology*; volume 48, no 5, pages 512-525.

1941* - Opemisca (East half and West half). Commission géologique du Canada; cartes 410A et 602A.

POULIOT, G., 1963* - Géologie du quart sud-ouest du canton de McCorkill, comtés d'Abitibi-Est et de Roberval. Ministère des Mines, Québec; RP-479.

PROCHNAU, J.F., 1971 - Distribution and mode of occurrence of gold in the Chibougamau district, Quebec. University McGill; thèse de maîtrise.

REMICK, J.H., 1956* - Géologie de la région d'Anville-Drouet, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RP-322.

1957* - Géologie de la région de Guercheville-Lapparent, district électoral d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RP-343.

1958* - Géologie de la région de Marin-Picquet, district électoral d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RP-361.

1959* - Géologie de la région de Margry-Prévert, district électoral d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RP-394.

RETTY, J.A. - NORMAN, G.W.H., 1938* - Chibougamau sheet (West half). Commission géologique du Canada; carte 398A.

ROSCOE, S.M., 1968 - Huronian rock and uraniferous conglomerates in the Canadian Shield. Commission géologique du Canada; Paper 68-40.

SABOURIN, R.-J.-E., 1956 - Géologie de la région de Blaiklock, territoire d'Abitibi et comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RP-323.

SHAW, G., 1940* - Lewis Lake area and Opawica Lake area. Commission géologique du Canada; cartes 555A et 556A.

1941* - Waconichi, Abitibi and Mistassini Territories, Quebec. Commission géologique du Canada; carte 593A.

SMITH, J.R. - ALLARD, G.-O., 1960 - Moitié sud du canton de McKenzie, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RG-95.

STOCKWELL, C.H. - et al., 1972* - Géologie du Bouclier canadien. IN *Géologie et ressources minérales du Canada* (partie A, pages 50 à 165). Série de la Géologie économique, no 1.

VOLRATH, J.D., 1964 - A Geochemical study of four Precambrian granites in NW Ontario. Univerité Carleton, Ottawa; thèse de maîtrise, inédite; 181 pages.

WAGER, L.R. - BROWN, G.M., 1967 - Layered igneous rocks. Oliver & Boyd Ltd, Edinburgh, Great Britain.

WAHL, W.G., 1953* - Région de la rivière Témiscamie, territoire de Mistassini. Ministère des Mines, Québec; RG-54.

WANLESS, R.K. - STEVENS, R.D. - LOVERIDGE, W.D., 1970 - Anomalous parent-daughter isotopic relationships in rocks adjacent of the Grenville Front near Chibougamau, Quebec. *Eclogae Geologicae Helveticae*; 63, pages 345-364.

WATERS, A.C., 1962 - Basalt: magma types and their tectonic association. American Geophysical Union; monograph 6, pages 158-170.

WILSON et al., 1965 - Archean volcanism in the Canadian Shield. *Journal canadien des Sciences de la Terre*; volume 2, no 3, pages 161-175.

WOLHUTER, L.E., 1960* - Géologie du quart sud-est du canton de Lévy, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RP-434.

1962* - Géologie du quart sud-est du canton de Daubré, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RP-474.

1971* - Le pluton d'Opémisca; étude pétrologique et géochimique. Ministère des Richesses naturelles, Québec; ES-6.

YODER, H.S. - TILLEY, C.E., 1962 - Origin of basalt magmas; an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology*; 3, pages 343-532.

