

DV 98-03

GEOLOGIE ET METALLOGENIE DU DISTRICT MINIER DE CHAPAIS-CHIBOUGAMAU

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

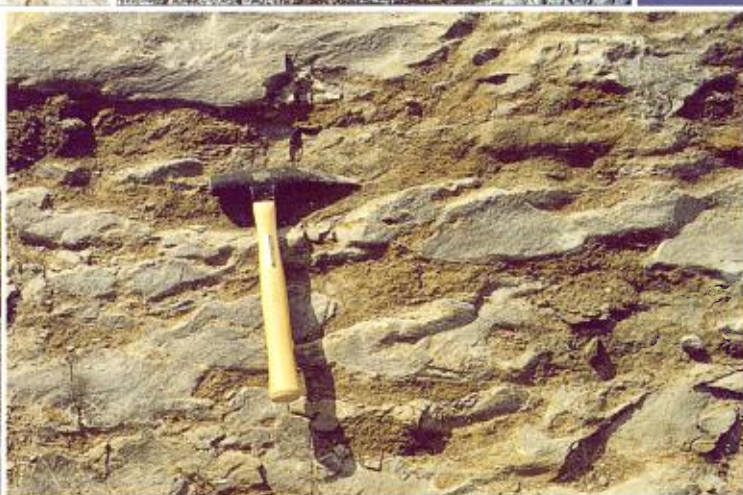
Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

GÉOLOGIE ET MÉTALLOGÉNIE DU DISTRICT MINIER DE CHAPAIS-CHIBOUGAMAU

NOUVELLE VISION
DU POTENTIEL
DE DÉCOUVERTE

Éditeur : Pierre Pilote



DV 98-03

Géologie et métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau : nouvelle vision du potentiel de découverte

Livret-guide d'excursion

Éditeur : Pierre Pilote

Avec les contributions de:

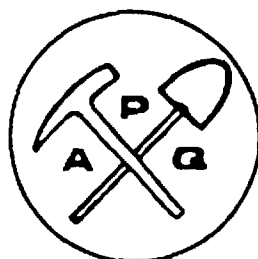
G.O. Allard, Y. Bellavance, A. Blais, B. Boily, H. Brisson,
E.H. Chown, R. Daigneault, H. de Corta, C. Dion, D. Gervais,
P.A. Girard, R. Girard, J. Guha, R.V. Kirkham, V. Larouche,
G. Lavallière, G. Maltais, R. Morin, W. Mueller, P. Pilote,
F. Robert, L. Schmitt, M. Simard, W.D. Sinclair



Institut Canadien des Mines
Chapais - Chibougamau



Gouvernement du Québec
Ministère des Ressources
naturelles



Association des
Prospecteurs du Québec



DIRECTION DE LA GÉOLOGIE

Directeur : J.-L. Caty

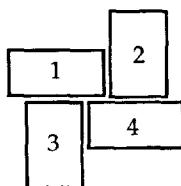
SERVICE GÉOLOGIQUE DU NORD-OUEST

Chef : R. Marquis

Manuscrit soumis: du 1er avril au 15 août 1998

Préparé par le Service Géologique du Nord-Ouest

Page couverture :



- 1 - Dyke interminéral recoupant un stockwerk de fractures pyriteuses, section du lac Clark, Complexe du lac Doré;
- 2 - Volcaniclastite de la Formation Blondeau, montrant une séricitisation et une chloritisation sélective se propageant selon le litage, mont Bourbeau;
- 3 - Zone litée du Complexe du lac Doré, minéralisée en magnétite vanadifère;
- 4 - Brèche hydrothermale minéralisée en cpy-py-Au, mine Troilus, ceinture de Frotet-Évans.

Dépôt légal - Bibliothèque nationale du Québec, 1998

ISBN : 2-551-19026-6

© Gouvernement du Québec

AVANT-PROPOS

Ce livret-guide porte sur la région de Chibougamau et sur la bande de Caopatina, toutes deux comprises dans la partie nord de la sous-Province de l'Abitibi. Ces régions ont été l'objet de travaux d'exploration importants au cours des 15 dernières années.

L'objectif de ce livret-guide est de constituer un recueil des conférences et des excursions données dans le cadre du "Symposium Chapais-Chibougamau 1998" organisé par la section Chibougamau-Chapais de l'Institut Canadien des Mines (ICM) pour célébrer le centenaire (1898-1998) de cet organisme. Ce document veut démontrer, avec une nouvelle vision, le potentiel de découverte du district minier de Chapais-Chibougamau. Ceci est réalisé dans le but de promouvoir les investissements et les travaux d'exploration sur ce territoire à haut potentiel, qui est peu exploré.

Ce livret-guide, lequel s'inspire en grande partie de la contribution de Chown et al. (1990), présente une vue globale de l'empilement stratigraphique de cette région (des milieux marins profonds à des environnements subaériens), des filons-couches ultramafiques à mafiques, des intrusions granitoïdes et alcalines (de tonalite à carbonatite), les structures importantes (d'âge synvolcanique à Grenvillienne) et leur contribution à la formation de gisements de différentes substances. Ceci permettra de considérer l'impact des différents types de gîtes considérés sur l'exploration minérale, connaissant mieux le contexte géologique local et régional dans lequel ils se situent.

Les livrets-guides antérieurs (Allard et al., 1972; Allard et al., 1979; Guha et Gobeil, 1984) ont porté principalement sur la région de Chibougamau. Dans leurs livret-guides, Chown et al. (1990) et Pilote et al. (1995d et 1998c) ont considéré la géologie régionale à la lumière de la définition de contextes tectoniques globaux, ceci à la fois lors de la formation des roches supracrustales et des roches intrusives, et aussi lors de la déformation régionale. C'est cette approche qui est privilégiée ici.

Deux contextes géotectoniques distincts se retrouvent dans cette région, soit au sud une plaine

basaltique (secteur Caopatina) et plus au nord un arc volcanique (secteur Chibougamau). Ces contextes vont influencer la variété des gisements syngénétiques qui vont s'y retrouver. Toutefois, ces deux environnements sont unis par la même déformation régionale kénoréenne et par une même suite d'intrusion. Des minéralisations de type cuivre porphyrique se retrouvent principalement dans l'environnement d'arc. Par contre, les minéralisations aurifères mésothermales ou "orogéniques" de type filon (*lode-type*) prennent place dans ces deux secteurs, sans discrimination apparente. La géologie de la bande de Frotet-Troilus est également abordée dans ce document; une description exhaustive du gîte porphyrique en Cu-Au de Troilus, exploitée par la Corp. Minière Inmet, est aussi présentée. Par la suite, cette région a été affecté tout au long du Protérozoïque par des événements géologiques qui ont culminé avec l'Orogénie Grenville.

Ce livret-guide a été conçu pour présenter la version la plus actuelle possible de la géologie de la région, avec des descriptions de sites géologiques caractéristiques et des principaux gisements. Ces descriptions contiennent, dans quelques cas, des idées nouvelles ou des réinterprétations concernant l'origine de certains gisements retrouvés dans le camp minier de Chibougamau. Nous espérons que ce livret-guide générera des discussions constructives et des échanges d'idées fructueux entre les participants, les différents auteurs et les personnes et compagnies impliquées dans l'organisation de ce symposium.

REMERCIEMENTS

La préparation de ce livret-guide a requis la contribution et les efforts de nombreuses organisations et compagnies. Nous aimerions remercier SOQUEM, les Ressources Meston Inc., Ressources MSV Inc., GéoNova, la Corporation Minière Inmet, le Module des Sciences de la Terre de l'Université du Québec à Chicoutimi et le Ministère des Ressources naturelles du Québec.

L'éditeur : Pierre Pilote

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS	iii
REMERCIEMENTS.....	iii
TABLE DES MATIÈRES.....	iv
PARTIE A - ENVIRONNEMENT GÉOLOGIQUE DE L'EXTRÉMITÉ ORIENTALE DE LA SOUS-PROVINCE DE L'ABITIBI	1
INTRODUCTION	1
HISTOIRE DU CAMP DE CHIBOUGAMAU.....	2
SÉQUENCE SUPRACRUSTALE VOLCANO-SÉDIMENTAIRE-ASPECTS GÉNÉRAUX	3
LA RÉGION DE CHIBOUGAMAU-CAOPATINA (RCC)	3
GÉOLOGIE STRUCTURALE.....	16
LES ROCHES PLUTONIQUES	20
MODÈLES TECTONIQUES.....	24
PROTÉROZOÏQUE.....	27
OROGÉNIE GRENVILLE.....	27
PARTIE B - MÉTALLOGÉNIE DE L'EXTRÉMITÉ EST DE LA SOUS-PROVINCE DE L'ABITIBI	29
INTRODUCTION	29
I - LES MINÉRALISATIONS ASSOCIÉES À LA MISE EN PLACE D'INTRUSIONS MAFIQUES (OXYDES ET SULFURES D'ORIGINE MAGMATIQUE)	30
II - LES GÎTES DE SULFURES MASSIFS VOLCANOGÈNES	30
III - LES MINÉRALISATIONS ASSOCIÉES À L'ACTIVITÉ PLUTONIQUE DE HAUT NIVEAU CRUSTAL ET AUX GRANDS ÉDIFICES VOLCANIQUES.....	31
Les minéralisations de type magmatique-hydrothermal et porphyrique - l'exemple des veines de Cu-Au du camp minier du lac Doré	31
Les veines épithermales en métaux précieux	38
IV - LES GÎTES D'OR MÉSOTHERMAUX ARCHÉENS	40
V - LES VEINES EN Cu DU TYPE OPÉMISKA	41
CONCLUSIONS	42

PARTIE C - GÉOLOGIE RÉGIONALE	45
UNE ÉVOLUTION TECTONIQUE ET MÉTALLOGÉNIQUE CENTRÉE SUR LE PLUTON DE CHIBOUGAMAU	45
MINÉRALISATIONS AURIFÈRES ET POTENTIEL MINIER DE LA RÉGION DU LAC SHORTT	53
COMPILATION ET SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE ET MÉTALLOGÉNIQUE DU SEGMENT DE CAOPATINA	61
SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE FROTET-TROILUS	63
PARTIE D - GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	71
MINÉRALISATIONS DE TYPE PORPHYRIQUE ET FILONIENNES DANS LE COMPLEXE DU LAC DORÉ - LE SECTEUR DU LAC CLARK ET DE L'ÎLE MERRILL	71
L'INDICE DU LAC BERRIGAN - UN EXEMPLE POSSIBLE DE MINÉRALISATION DE TYPE ÉPITHERMAL EN Au-Ag-Cu-Pb-Zn-As D'ÂGE ARCHÉEN	91
LES VEINES DE Cu-Au DE L'ÎLE MERRILL ET LE GÎTE PORPHYRIQUE EN Cu-(Mo) DU LAC CLARK, CAMP MINIER DU LAC DORÉ, CHIBOUGAMAU	97
LE GÎTE DE CUIVRE CORNER BAY	107
LE GÎTE DE VANADIUM DU LAC DORÉ, CHIBOUGAMAU	115
LA ZONE CHEVRIER, UNE RESSOURCE MINÉRALE IMPORTANTE POUR LA RÉGION DE CHIBOUGAMAU	119
LA MINE D'OR JOE MANN	125
LE COULOIR AURIFÈRE DE LA MINE JOE MANN	133
LE GISEMENT Cu-Au TROILUS.....	137
MINÉRALISATIONS AURIFÈRES ÉPITHERMALES : STYLES ET POTENTIEL DE DÉCOUVERTE DANS LES TERRAINS ANCIENS	147
VISION DE SOQUEM	149
VISION CORPORATIVE DE RESSOURCES MSV INC.	155
CHIBOUGAMAU: FER DE LANCE DE MINIÈRES DU NORD	161
RÉFÉRENCES	163

PARTIE A - ENVIRONNEMENT GÉOLOGIQUE DE L'EXTRÉMITÉ ORIENTALE DE LA SOUS-PROVINCE DE L'ABITIBI

E.H. Chown, Réal Daigneault, Wulf Mueller

Sciences de la Terre, Centre d'Études sur les Ressources Minérales,
Université du Québec à Chicoutimi, 555 boul. Université, Chicoutimi, Québec, G7H 2B1;

et Pierre Pilote

Ministère des Ressources naturelles du Québec, 400 boul. Lamaque,
Val-d'Or, Québec, J9P 3L4

modifiée de Chown et al. (1990)
et traduit par R. Morin et C. Dion

INTRODUCTION

La région de Chibougamau-Caopatina (RCC) est située dans la partie orientale de la sous-Province de l'Abitibi (Figure A1). La différence de lithologies, telle la présence de komatiites au sud, l'abondance de plutons et l'étendue des filons-couches mafiques à ultramafiques au nord, ainsi que le contraste d'épaisseur des empilements stratigraphiques incita Dimroth et al. (1982, 1984) à diviser la sous-Province de l'Abitibi en deux zones: la Zone Interne au nord et la Zone Externe au sud (Figure A1). Par la suite, Ludden et al. (1986) ont distingué trois segments soit la zone volcanique nord, la zone gneissique centrale et la zone volcanique sud. Cette subdivision a été redéfinie par Chown et al. (1992) qui ont placé la limite entre la zone volcanique nord (ZVN) et la zone volcanique sud (ZVS) le long de la faille de Destor-Porcupine-Manneville.

La RCC fait partie de la zone volcanique nord, laquelle est limitée au nord par la ceinture d'Opatina et à l'est par la Province de Grenville. La limite entre les deux provinces, le Front du Grenville, (Wynne-Edwards, 1972; Rivers et Chown, 1986; Rivers et al., 1989), est marquée par la rupture du grain tectonique régional E-W. Le degré métamorphique passe du faciès des schistes verts à celui des amphibolites près du Front du Grenville.

La RCC (Figure A2) a fait l'objet de nombreuses études. Les premiers levés de reconnaissance ont été réalisés par Norman (1937 et 1938), Beach (1941a, 1941b) de la Commission géologique du Canada et ont été poursuivis par les levés de Gilbert (1949, 1955) du Ministère des Mines du Québec à la suite de la construction de la route entre St-Félicien et Chibougamau. Duquette (1970) divise les roches de la région en 2 groupes, le Groupe de Roy, à la base, et le Groupe d'Opémisca, au sommet, composé

essentiellement des roches épicrostiques. Les premiers levés aéromagnétiques régionaux réalisés par le Ministère des Richesses naturelles (MRN) dans ce secteur ont débuté en 1972.

Par la suite, Allard (1976a) redéfinit les formations volcaniques du Groupe de Roy. Les travaux récents de Tait et Chown (1987), Tait et al.



Figure A1: Géologie de la Province du Supérieur (Card et Ciesielski, 1986).

(1987) et Lauzière et al. (1989) ont permis de définir la Formation de Caopatina, des roches sédimentaires (Sharma et al. 1988) à l'intérieur du Groupe de Roy dans la partie sud de la RCC. Le programme de levé détaillé du Ministère des Ressources naturelles du Québec (anciennement le Ministère de l'Énergie et des Ressources) a démontré la nécessité de réviser

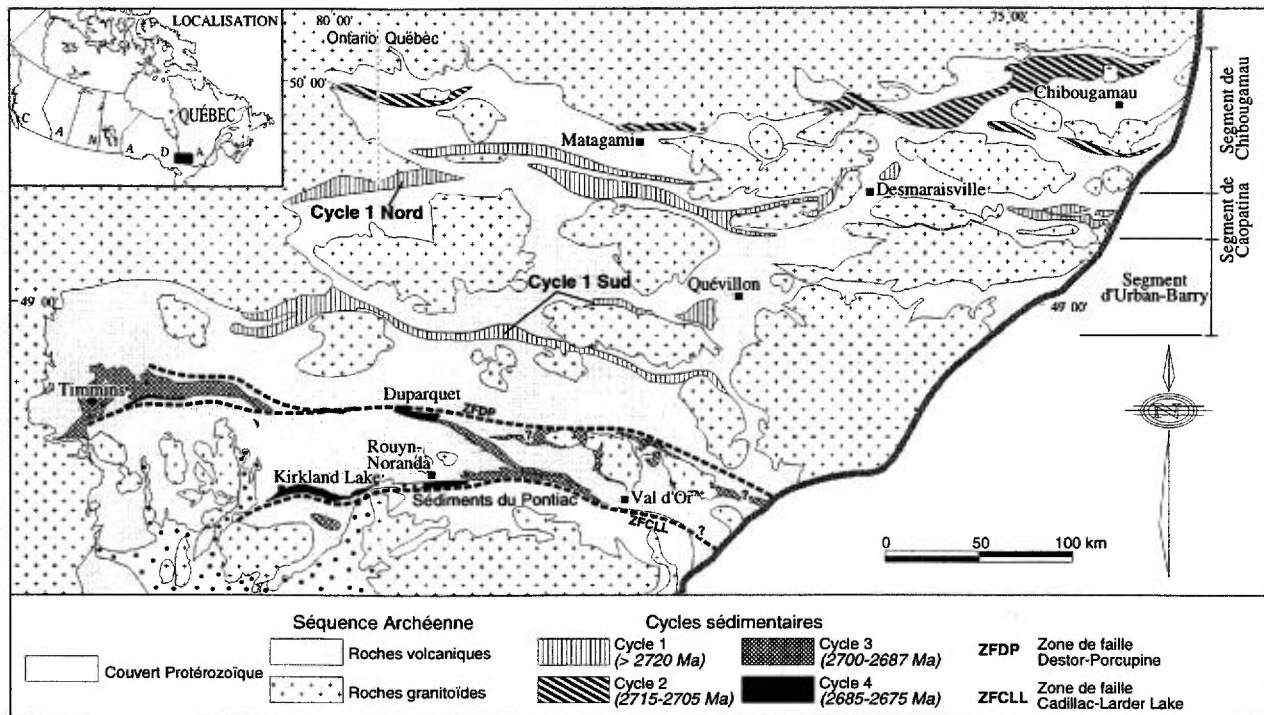


Figure A2: Géologie simplifiée de la sous-Province de l'Abitibi et localisation de la région de Chibougamau (modifiée de Mueller et Donaldson, 1992).

la stratigraphie dans certains secteurs spécifiques de la région (Gobeil et Racicot, 1983; 1984). Récemment Mueller et al. (1989) ont décrit l'évolution de la région en fonction des cycles volcaniques, de la sédimentation et de l'histoire de la mise en place des plutons. Enfin, Daigneault et Allard (1990) ont revu en détail la stratigraphie et la structure du segment de Chibougamau.

Chown et al. (1992) ont défini le cadre géochronologique de l'évolution géologique de la région de Chibougamau. Selon leurs données, ils subdivisent la ZVN en une zone volcanique monocyclique et une zone volcanique polycyclique; la région de Chibougamau faisant partie de cette dernière. Mueller et Donaldson (1992) en se basant sur leurs études sédimentologiques, ont reconnu 4 périodes majeures de formation des bassins sédimentaires à l'intérieur de la sous-Province de l'Abitibi. Daigneault et Allard (1994) ont distingué les caractères structuraux entre la déformation archéenne et grenvillienne près du Front du Grenville à l'est de Chibougamau.

HISTOIRE DU CAMP DE CHIBOUGAMAU

L'histoire du développement minier de la région de Chibougamau est longue. Les premières minéralisations ont été observées en 1870 par J. Richardson (1871) de la Commission géologique du Canada. Les premières découvertes ont été réalisées

en 1903 par le prospecteur Peter McKenzie qui signala la présence de cuivre à l'extrémité nord du lac Chibougamau (île du Portage) et d'amiante sur l'île de l'Amiante. Ces découvertes ont permis de mieux faire connaître le potentiel minéral de la région qui était bien connu par ceux qui avaient visité la région auparavant tels A.P. Low (1893), J. Obalski (1905), J.E. Hardman (1885) et A.E. Barlow (1891 et 1912). Dès 1905, la région est reconnue région minière potentielle.

En 1908, E. Dulieux signale une veine de quartz sur l'île Merrill et une zone minéralisée près de la rive. En 1910, le gouvernement du Québec met sur pied une commission chargée d'évaluer le potentiel minier de la région en vue d'établir la pertinence de la construction d'un chemin de fer. En 1911, la Commission minière de Chibougamau, présidée par A.E. Barlow, dépose un important rapport sur la région de Chibougamau faisant état de l'exploration depuis le début jusqu'en 1910. Après un examen détaillé de toutes les données géologiques, la commission conclut que les découvertes rapportées à ce jour ne justifiaient pas la construction d'un chemin de fer. À la suite de ce rapport et avec l'avènement de la première guerre mondiale, l'exploration dans la région fut donc interrompue pendant une dizaine d'années. Au début des années 20, de nouvelles découvertes sur l'île Merrill, l'achèvement du chemin de fer Canadien National entre Québec et Cochrane (Ontario) rendant la

région plus accessible, d'importantes découvertes dans la région de Rouyn-Noranda plus à l'ouest, font renaître l'intérêt de la région de Chibougamau.

La Grande Dépression de 1929 vient ralentir à nouveau l'exploration dans la région dû à la rareté des capitaux. Par la suite, l'exploration grandissante et la découverte de nombreux indices d'or, mènent à la construction d'une route et d'un chemin de fer. Ces nouvelles découvertes poussent la Commission Géologique du Canada et le Québec à réaliser de nouveaux travaux: cartographie par Retty (1930) dans le canton McKenzie et un mémoire par J.B. Mawdsley et G.W.H. Norman (1935) sur la géologie locale. La seconde guerre mondiale terminée, la construction de la route entre St-Félicien et Chibougamau débuta et l'achèvement à l'automne 1949 permit le développement des dépôts cuivre-or de la région. L'achèvement de cette route marque également le début d'un programme de cartographie par le Ministère des Mines du Québec. La géologie détaillée des mines et des propriétés en développement est réalisée par Graham (1953), Graham et al. (1953) et Assad (1957). Le levé détaillé du secteur du lac Doré comprend les travaux d'Horscroft (1958), Smith (1960), Allard (1960) et Caty (1970) alors que ceux de Graham (1956) couvrent la demie nord du canton Obalski incluant l'île Merrill. Enfin Allard (1976) et Daigneault et Allard (1990) réalisent une étude détaillée de la géologie, des travaux d'exploration et des développements miniers dans le Complexe du lac Doré. Actuellement, deux mines sont encore en production dans le secteur du lac Doré soit: Copper Rand et Portage qui sont exploitées par Ressources MSV Inc. L'ancienne mine Cedar Bay pourrait également être remise en production d'ici peu par Ressources MSV Inc., de même que le gisement Corner Bay.

SÉQUENCE SUPRACRUSTALE VOLCANO-SÉDIMENTAIRE-ASPECTS GÉNÉRAUX

Les séquences volcano-sédimentaires archéennes sont généralement caractérisées par des cycles volcaniques interstratifiés avec des unités de roches sédimentaires (Windley, 1986) et la région de Chibougamau-Caopatina (RRC) n'y fait pas exception (Allard et al., 1979, 1985; Allard et Gobeil, 1984; Dimroth et al., 1985; et Mueller, 1986). Les récents développements concernant l'étude des environnements modernes permettent de comparer les séquences anciennes avec les régimes tectoniques modernes. Dans un premier temps, les phases volcaniques et sédimentaires de la séquence supracrustale seront examinées en se basant à la

fois sur les études touchant la région ainsi que sur des travaux de d'autres environnements archéens ou modernes.

Phase volcanique

Idéalement, les cycles volcaniques comprennent à la base des volcanites tholéitiques et /ou komatiitiques de forte extension latérale qui sont surmontées par des volcanites andésitiques-dacitiques-rhyolitiques (Goodwin et Ridler, 1970; Goodwin, 1982; Dimroth et al., 1982; Jensen, 1985). La partie basale de cette séquence est interprétée comme une plaine de basaltes subaqueux comprenant des basaltes massifs, coussinés et bréchiques associés à des filons-couches comagmatiques (Dimroth et al., 1982, Mueller et al., 1989). La partie supérieure de composition felsique, représente un édifice volcanique (Ayres, 1982; Easton, 1984) de dimension fort variable (de 0,2-2,5 km d'épaisseur / 5-20 km de diamètre à 10 à 14 km d'épaisseur / 80-120 km de diamètre (Goodwin, 1982; Mueller et al., 1989). Les coulées de laves felsiques, les pyroclastites et leur équivalent remanié indiquent une mise en place en milieu principalement subaqueux. L'altération hydrothermale est un phénomène communément observé dans ces centres (Guha, 1984). La préservation des dépôts subaériens en périphérie de ces centres est faible en raison du fort taux d'érosion. L'évidence de l'émergence de ces édifices se retrouve dans les bassins sédimentaires adjacents (Mueller et Dimroth, 1987) et par la présence de plutons synvolcaniques qui représentent le coeur de ces édifices (Taney et al., 1976; Dimroth et al., 1985; Chown et Mueller, 1992).

Phase sédimentaire

La poursuite de la construction des édifices volcaniques met en évidence les dépôts pyroclastiques, les laves effusives et les filons-couches de forte puissance (Ayres, 1982; Staudigel et Schmincke, 1984) ainsi que la mise en place de plutons. L'arrêt de l'activité volcanique entraîne l'émergence de ces édifices volcaniques (Mueller et al., 1989). Les processus d'érosion deviennent plus importants pour former des bassins sédimentaires allongés en bordure des îles. Certains centres sont érodés jusqu'à leurs racines plutoniques, comme en témoigne la présence des fragments de tonalite-diorite dans les conglomérats (Taney et al., 1976; Mueller et Dimroth, 1984 et 1987; Chown et Mueller, 1992).

LA RÉGION DE CHIBOUGAMAU-CAOPATINA (RCC)

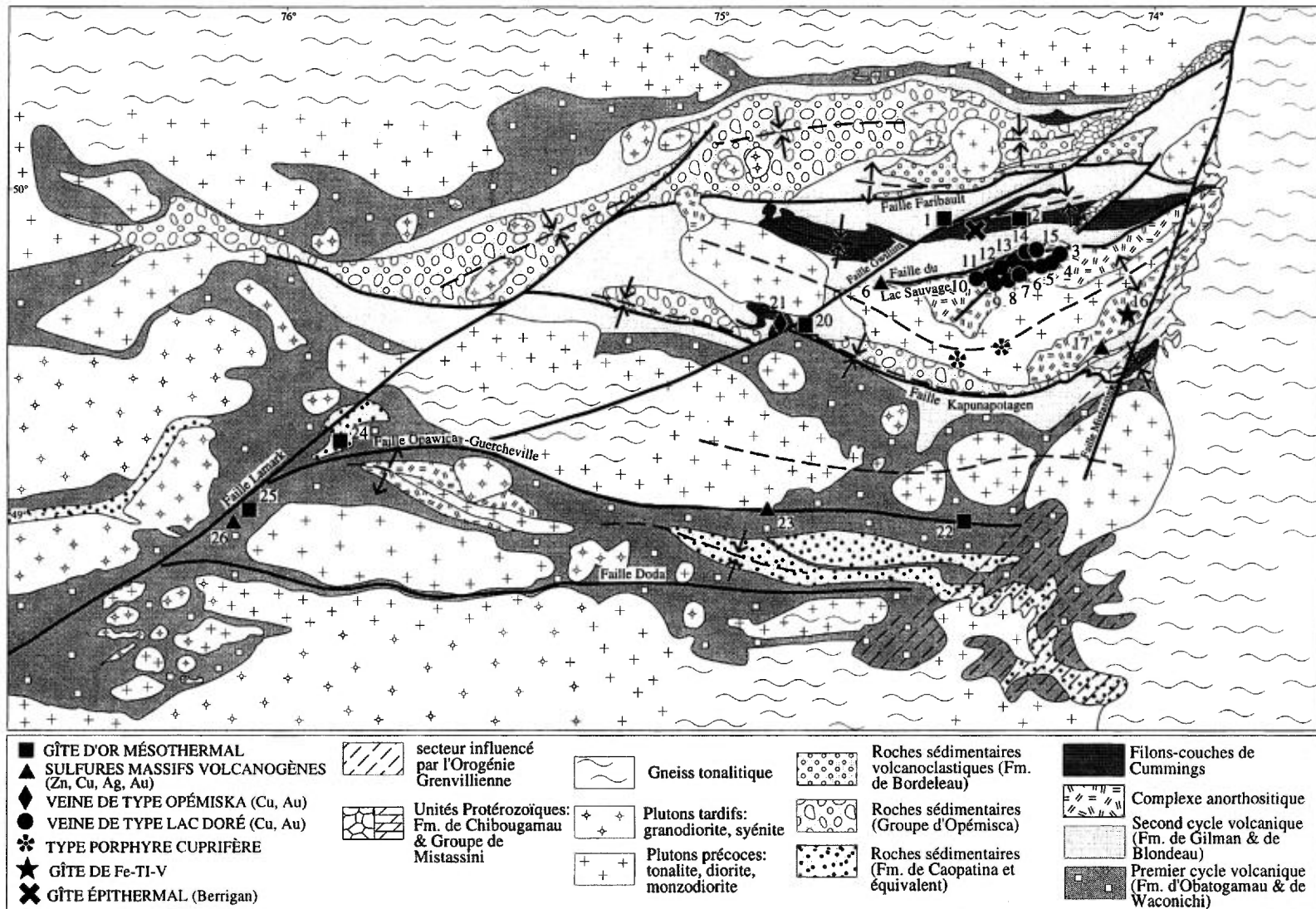


Figure A3: Géologie simplifiée et gîtes minéraux de la région Chibougamau-Caopatina. 1 = mine Gwillim, 2 = mine Norbeau, 3 = mine Portage, 4 = mine Henderson 1, 5 = mine Henderson II, 6 = mine Bateman Bay, 7 = mine Copper Rand, 8 = mine Merrill, 9 = Mine Principale de Campbell, 10 = mine Obalski, 11 = mine Kokko Creek, 12 = mine Quebec Chibougamau, 13 = mine Cedar Bay, 14 = mine Copper Cliff, 15 = mine Jaculet, 16 = indice de Vanadium, 17 = mine Lemoine, 18 = Devlin, 19 = brèches de Queylus, 20 = mine Cooke, 21 = mine Opémisca, 22 = mine Joe Mann, 23 = indice du lac des Vents, 24 = mine du lac Shortt, 25 = mine Bachelor, 26 = mine Coniagas.

La RCC est divisée en deux segments (Figure A3): le Segment Sud de Caopatina (SSC) et le Segment Nord de Chibougamau (SNC). En raison des relations stratigraphiques complexes typiques de tous les terrains volcano-sédimentaires, différentes colonnes stratigraphiques sont utilisées (Figures A4 et A5). Dans le SSC, une seule formation de roches sédimentaires volcanoclastiques est interdigitée dans la partie sommitale du cycle 1 de roches volcaniques (Figure A6). Par contre, une unité de roches sédimentaires très étendue recouvre les deux cycles volcaniques dans la SNC (Figure A5b, c, d, e). Les deux cycles volcaniques et les unités sédimentaires correspondent à 3 phases d'évolution paléogéographiques (Tableau A1): 1- une plaine de basalte étendue subaqueuse, 2- développement d'un complexe volcanique central avec émergence graduelle et emplacement de plutons synvolcaniques, et 3- érosion des centres volcaniques et mise en place de sédiments volcano-plutoniques dans les bassins adjacents.

Segment Sud de Caopatina (SSC)

Une vaste plaine primitive de basalte parsemée de petits centres volcaniques (Figures A2 et A6) et recouverte par une séquence sédimentaire caractérise le SSC. La plaine de basalte de milieu marin profond est constituée de basaltes massifs, coussinés et bréchiques. Par endroits, un accroissement de la bréchification et la présence de vésicules suggèrent la présence locale de volcans de type bouclier peu profonds (Jones, 1969; Wells et al., 1979).

De petits centres volcaniques felsiques sont omniprésents, soit intercalés dans la séquence volcanique mafique ou soit au sommet de celle-ci. Les sédiments volcanoclastiques de la première unité sédimentaire (Figures A5a et A5c) sont composés de matériau clastique déposé par des coulées de gravité avec des interdigitations mineures de tuf cendreux à tuf à blocs. Les contacts avec les basaltes sont concordants et graduels. Les contacts d'érosion n'ont pu être observés possiblement en raison du manque d'affleurement.

Stratigraphie du segment de Caopatina

La Formation d'Obatogamau, à la base, est une unité de basalte tholéitique, souvent porphyrique et d'une épaisseur de 3 à 5 km. Cette vaste unité a été reconnue latéralement du Front du Grenville à l'est (Daigneault, 1986; Hébert, 1980) jusque dans le secteur de Miquelon à l'ouest (Gauthier, 1986), soit sur une distance de plus de 150 km; cette unité est également présente dans le segment de Chibougamau. Les basaltes d'affinité

tholéitique sont caractérisés par l'abondance de mégacristsaux de plagioclase distribués dans certaines coulées particulièrement dans des zones riches en mégacristsaux localisées généralement près du sommet des coulées.

Les unités volcaniques felsiques locales, tel le Complexe du lac des Vents dans la partie est, le Membre de Wachibagau et la Formation du Ruisseau Dalime (Sharma et Gobeil, 1987) dans la partie ouest, sont interstratifiées ou recouvrent la Formation d'Obatogamau. Le Complexe du lac des Vents (Figures A3, A5a, A5b), d'une épaisseur de 2-5 km, représente l'un de ces édifices. Ce centre mafique-felsique est constitué de cinq unités felsiques interstratifiées avec des coulées de basalte et de gabbros comagmatiques (Mueller et Chown, 1989; Mueller et al., 1994). Les trois unités basales comprennent les faciès suivants: 1- coulée de lave (dacitique) massive à bréchiforme, 2- débris pyroclastiques primaires et remaniés, 3- sédiments pélagiques, 4- sédiments volcanoclastiques déposés par les courants de turbidité. L'unité supérieure représentant la destruction de l'édifice est composée de conglomérat à fragments supportés suivi de volcanoclastites épicycliques. L'unité de conglomérat est interprétée comme un dépôt de pente alors que les volcanoclastites sont associées à un environnement de plateau volcanique ou un environnement côtier de haute énergie (Mueller et Chown, 1989). La reprise de la subsidence et l'arrêt de l'activité volcanique engendra la submersion de la nouvelle île volcanique.

La Formation de Caopatina est une unité de roches sédimentaires volcanoclastiques d'une épaisseur de 1 à 2 km, localement interstratifiée avec des tufs cendreux primaires. Cette formation renferme principalement des conglomérats, des grès et des argilites déposés dans un bassin sédimentaire. Des séquences épaisses de grès volcanoclastiques en lits minces à moyens montrent le granoclassement typique des turbidites alors que les shales-argilites représentent un dépôt pélagique normal. Les conglomérats à lits massifs, stratifiés et granoclassés suggèrent un milieu de dépôt turbulent de haute énergie ou une coulée de débris laminaire (Lowe, 1982). Les caractères sédimentologiques de ces dépôts suggèrent un milieu marin modérément à très profond, sûrement à l'abri des lames de fond (<200 m). L'interstratification avec les basaltes coussinés indique un environnement marin. La présence locale de tuf corrobore une activité volcanique synchrone à la sédimentation. Enfin, une phase d'extension précoce pourrait expliquer l'importance de cette séquence sédimentaire.

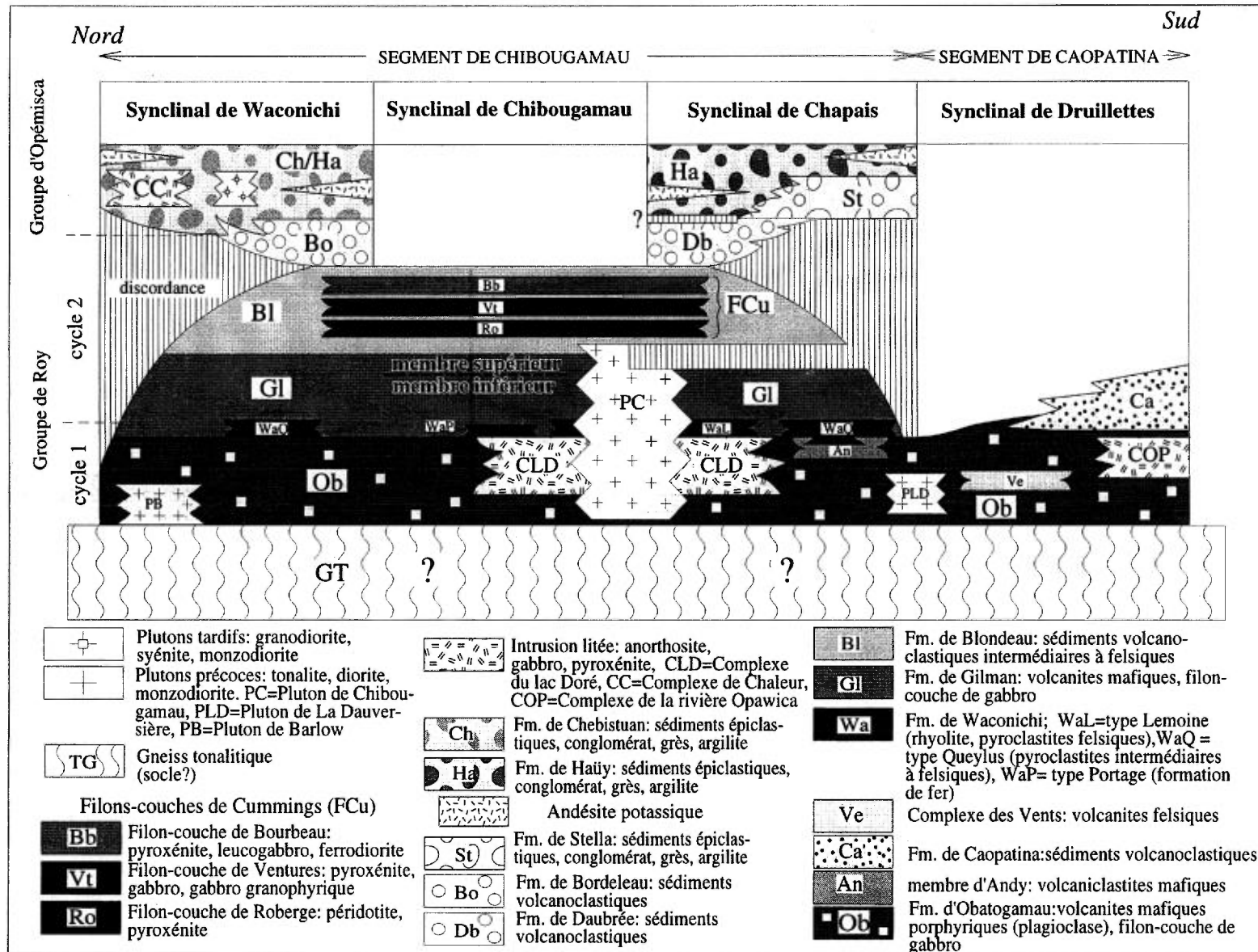


Figure A4: Relations tectonostratigraphiques schématiques de la région Chibougamau-Caopatina établies par rapport à la position des principaux synclinaux. Modifiée de Daigneault et Allard (1990), Dimroth et al. (1984), et Mueller et al. (1989).

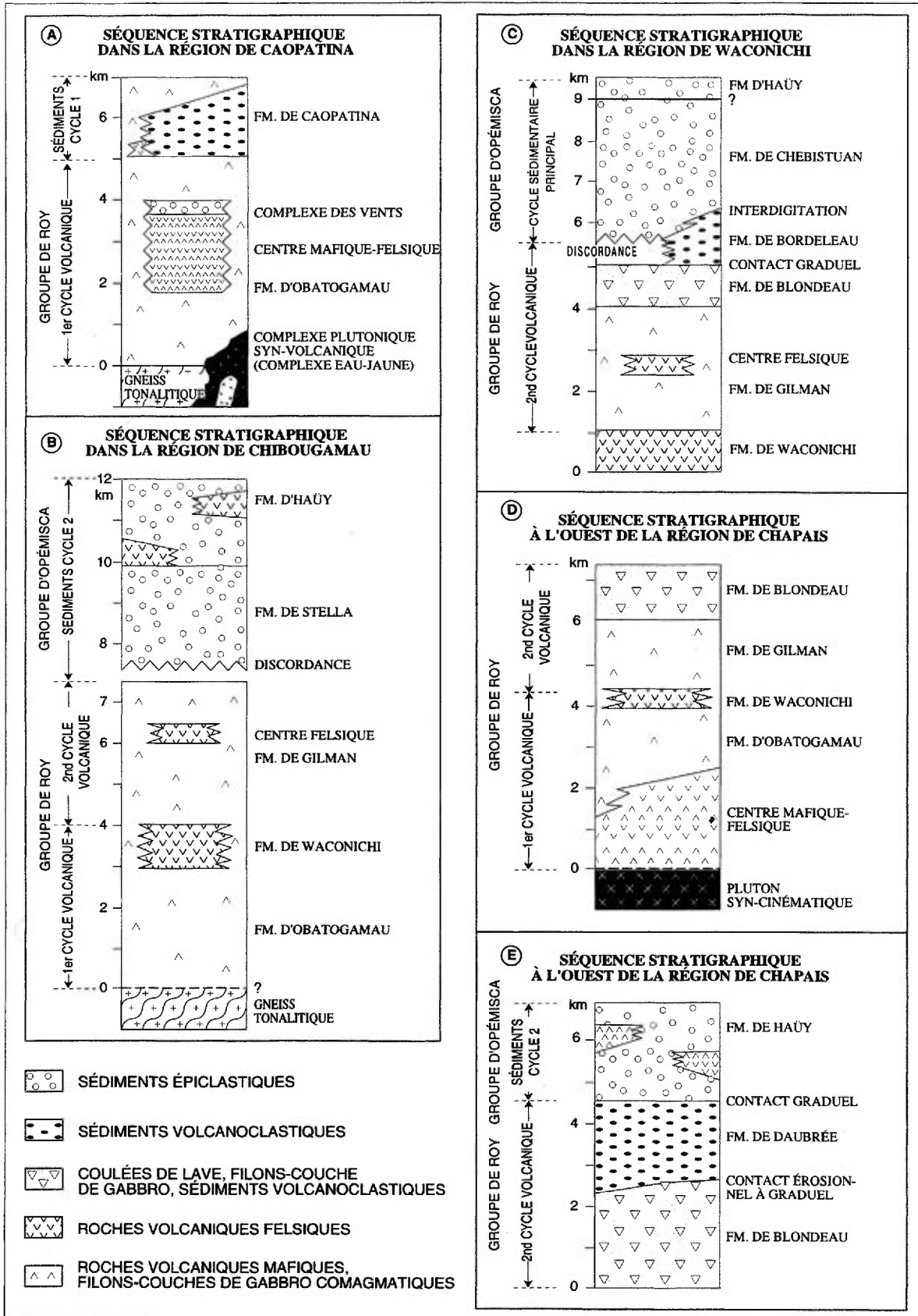


Figure A5: Sections stratigraphiques de la région de Chibougamau-Caopatina (Mueller et al., 1989).

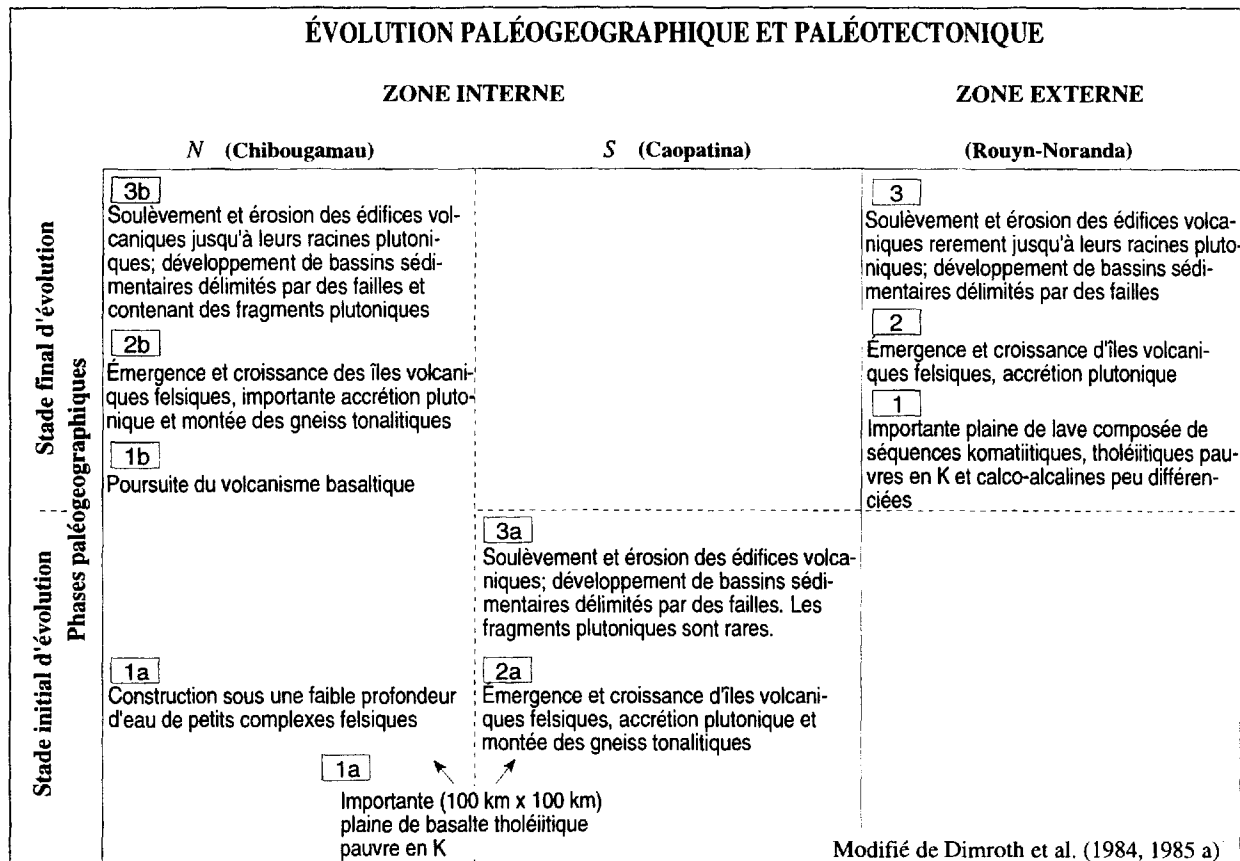


Tableau A1: Évolution paléotectonique et paléogéographie de la ceinture de l'Abitibi (Mueller et al., 1989).

Intrusions stratiformes

Le Complexe de la Rivière Opawica (Maybin, 1976) s'est mis en place près de la base de la Formation d'Obatogamau. Il est composé d'une Zone Anorthositique Inférieure (3500 m) formée d'anorthosite gabbroïque, de gabbro et de gabbro anorthositique et d'une Zone de gabbro-ferropyroxénite (900 m). Les roches de ce complexe sont grenues et ont conservé leur texture de cumulus et leur litage rythmique en dépit du métamorphisme régional. La taille plus grossière et l'abondance des mégacristaux de plagioclase dans les basaltes de la Formation d'Obatogamau près de ce complexe (Midra, 1990) suggèrent une affinité entre les deux, laquelle est supportée par une chimie similaire.

Le Complexe des Chutes de l'Esturgeon (Lamothe, 1983), d'une épaisseur de 1300 m, est composé d'une péridotite à la base passant graduellement à un gabbro à quartz vers le sommet. Cette intrusion stratiforme a également une affinité tholéiitique (Quirion, 1990).

Le Segment Nord de Chibougamau (SNC)

Le SNC comprend deux cycles volcaniques suivis d'une séquence sédimentaire (Figures A5b et A7).

Les roches volcaniques du Cycle 1 du SNC sont similaires à celles décrites dans le SSC et ne seront pas redécrites en détail. Une datation récente U-Pb sur des zircons pour les roches felsiques du Cycle 1 donne un âge de 2730 ± 2 Ma (Mortensen, 1993). Les roches volcaniques du Cycle 2 montrent que la plaine primitive est recouverte par des volcans de type bouclier (Allard et Gobeil, 1984) et des édifices volcaniques centraux surmontent ces derniers. La partie felsique du Cycle 2 est caractérisée par une activité volcanique centrée sur le pluton synvolcanique de Chibougamau (2718 ± 2 Ma, Krogh, 1982) que Dimroth et al. (1985) ont décrit comme l'île de Chibougamau. Ce centre volcanique était le site du volcanisme paroxysmal et de coulées intermédiaires à felsiques (Figure A5). Les effets de l'activité volcanique sont indiqués dans les bassins avoisinants où dominent les dépôts volcanoclastiques marins (Archer, 1984). Quelques secteurs au nord et à l'ouest de ce centre majeur montre également un volcanisme local. Des filons-couches mafiques à ultramafiques, dont l'épaisseur est supérieure à 1,2 km, sont reliés à la mise en place de pluton synvolcanique; ils ont été datés à 2717 ± 1 Ma par Mortensen (1993). La mise en place

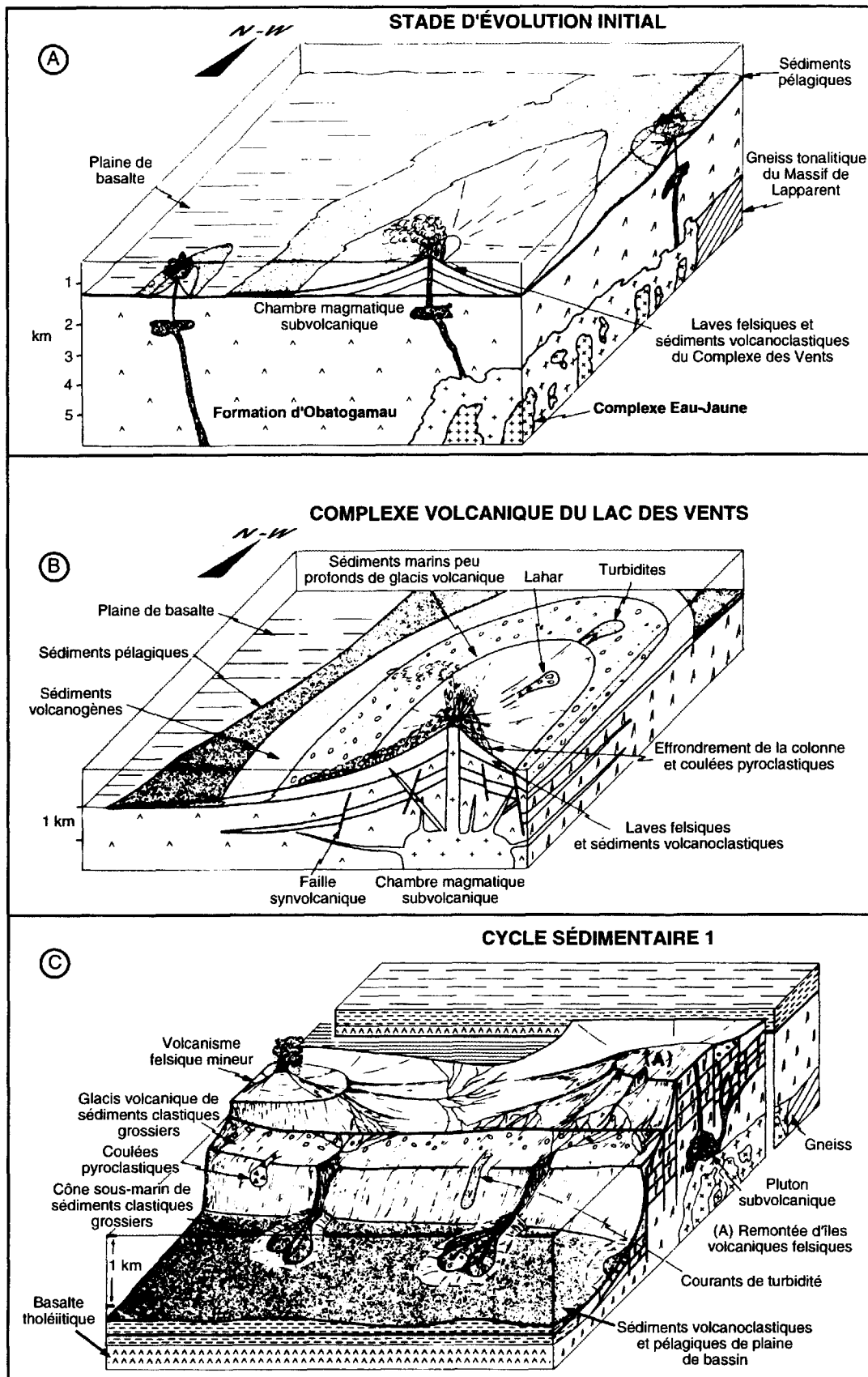


Figure A6: Évolution du premier cycle volcanique (Mueller et al., 1989).

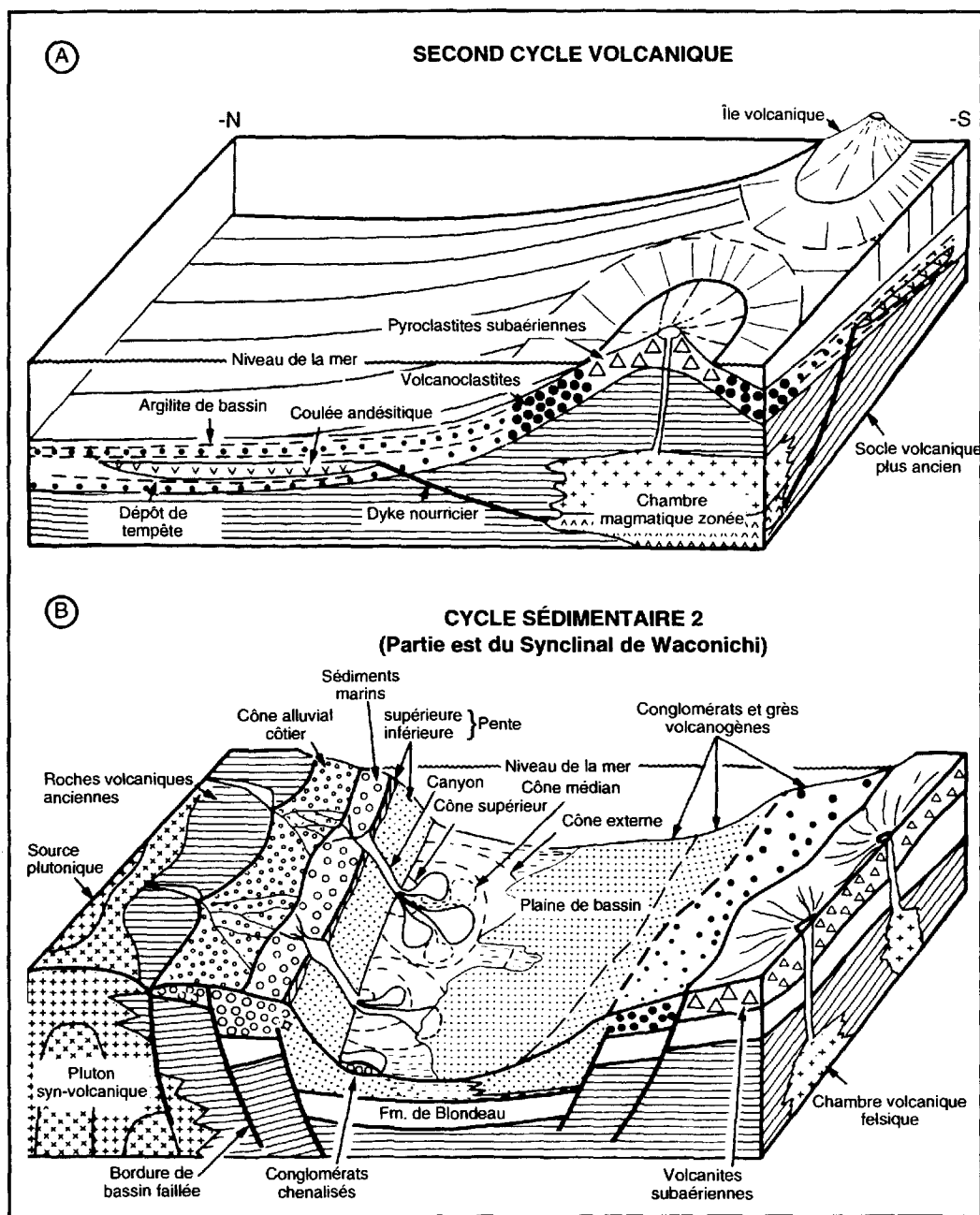


Figure A7: Évolution du second cycle volcanique (Mueller et al., 1989).

contemporaine de plutons felsiques et de filons-couches mafiques dans la partie supérieure de la succession stratigraphique a contribué considérablement au soulèvement de ce complexe volcanique central (Mueller et al., 1989).

Les roches sédimentaires qui surmontent la séquence stratigraphique reposent en discordance sur les unités sous-jacentes et proviennent en grande partie de l'érosion des roches du Cycle 2 et des plutons synvolcaniques (Figures A5b et A7). Ce groupe de roches sédimentaires peut représenter, dans un premier temps, l'accumulation d'épiclastites constituées de fragments provenant de l'érosion des

roches du Cycle 2, de filons-couches et de plutons synvolcaniques (Mueller et Dimroth, 1984; 1987). Un second épisode terminal est caractérisé par un volcanisme shoshonitique (Dostal et Mueller, 1992) dans un environnement marin et terrestre interstratifié avec des sédiments grossiers clastiques (Mueller et Dimroth, 1987). Un aperçu des différents faciès et leurs associations dans les bassins nord et sud du SNC est illustrée à la Figure A6.

Stratigraphie du segment de Chibougamau

La stratigraphie du segment de Chibougamau (Figures A3, A7 et A8) est divisée en deux groupes:

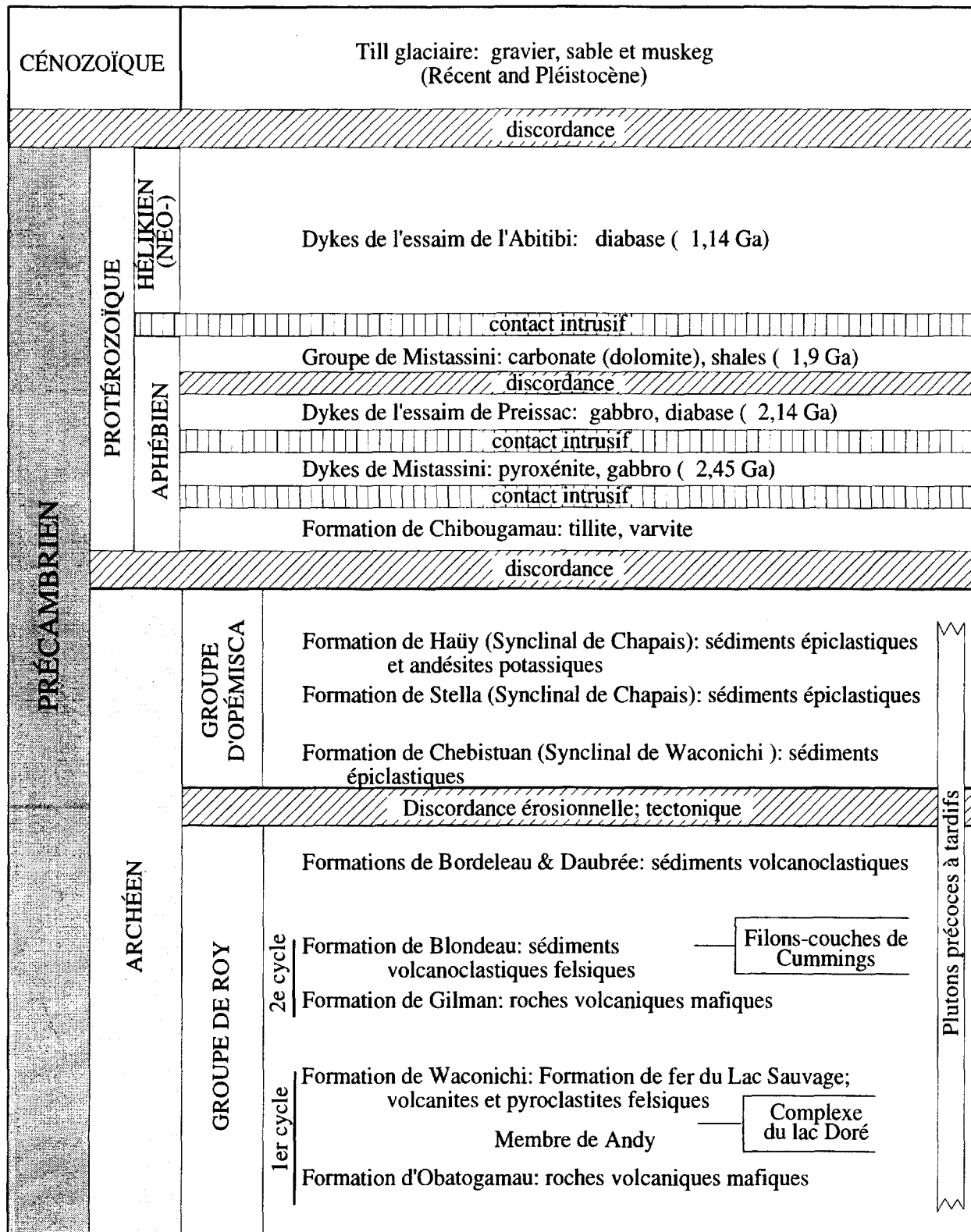


Figure A8: Stratigraphie du segment de Chibougamau.

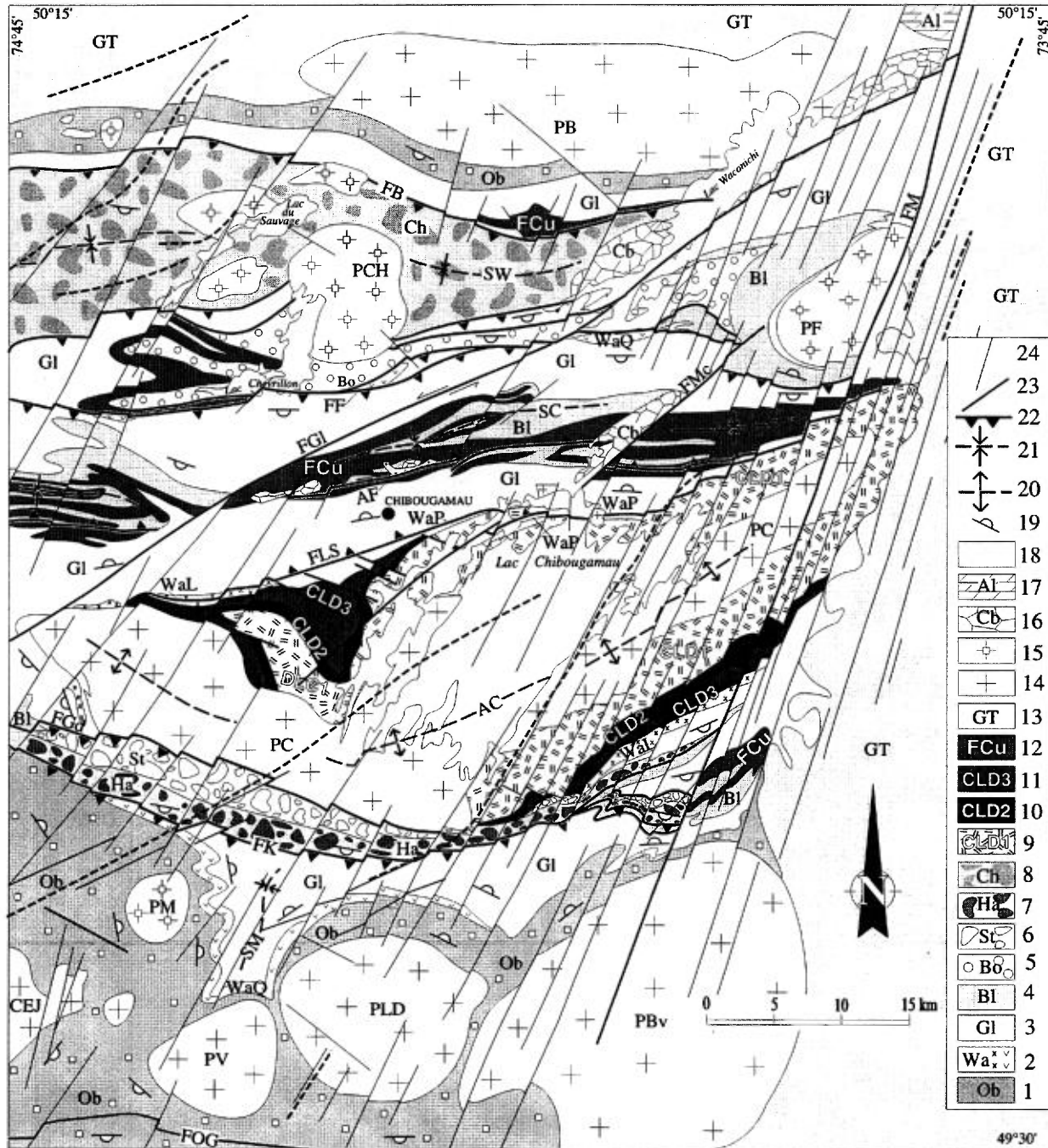


Figure A9: Carte structurale détaillée de la région de Chibougamau (adaptée de Daigneault et Allard, 1990). 1 (Ob) = Fm. Obatogamau (volcanite mafique porphyrique) ; 2 (Wa) = Fm. Waconichi, WaL= type Lemoine (rhyolite, pyroclastite felsique), WaQ = type Queylus (pyroclastite intermédiaire à felsique), WaP = type Portage (Formation de Fer); 3 (GL) = Fm. Gilman (volcanite mafique); 4 (BI) = Fm. Blondeau (volcaniclastite intermédiaire à felsique); 5 (Bo) = Fm. Bordeleau (volcaniclastite felsique); 6 (St) = Fm. Stella (roches sédimentaires); 7 (Ha) = Fm. Haüy (roches sédimentaires et laves andésitiques riches en K); 8 (Ch) = Fm. Chebistuan (roches sédimentaires); 9 (CLD1) = Complexe du lac Doré, Zone Anorthositique (anorthosite, gabbro); 10 (CLD2) = Complexe du lac Doré, Série Litée (gabbro, pyroxénite, magnétitite); 11 (CLD3) = Complexe du lac Doré, Zone Granophyrique et Zone de Bordure Supérieure (gabbro, anorthosite); 12 (FCu) = Filons-couchés du Complexe de Cummings (gabbro, pyroxénite, péridotite);

les roches volcaniques du Groupe de Roy et les roches sédimentaires du Groupe d'Opémisca. Le Groupe de Roy, à la base, renferme 5 formations composées de roches volcaniques variées. Le Groupe d'Opémisca, au sommet, est divisé en 3 formations composées de conglomérats, de grès et d'argilite. Le Groupe d'Opémisca repose sur le Groupe de Roy; le contact est localement en discordance, mais dans la plupart des cas, il est séparé par des failles longitudinales E-W (Daigneault et Allard, 1987).

La Formation d'Obatogamau (3-4 km) représente la base de la séquence volcano-sédimentaire et le plus important épisode volcanique du Groupe de Roy. Les basaltes massifs à coussinés renferment de 3 à 20% de mégacristsaux centimétriques de plagioclase. Cette formation se situe systématiquement à la base de l'assemblage supracrustal. Des tufs intermédiaires à felsiques sont présents en faible proportion.

La Formation de Waconichi (800 m), de volume moins important, renferme des dacites et des rhyodacites qui marquent la fin du premier cycle volcanique. Cette formation est divisée en 3 principaux faciès. Le faciès Lemoine est composé de rhyolite et de porphyre rhyolitique, le faciès Queylus est constitué d'un assemblage de volcanoclastites intermédiaires à felsiques et, finalement, le faciès Portage renferme les exhatites de la Formation de fer du lac Sauvage (Henry et Allard, 1979). Le faciès Lemoine est économiquement le plus important puisqu'il est l'hôte de l'ancienne mine Lemoine sur le flanc sud de l'anticlinal de Chibougamau et d'indices significatifs sur le flanc nord. Le porphyre rhyolitique dominant du faciès Lemoine est interprété comme une intrusion subvolcanique. La présence de volcanoclastites rhyolitiques et de lobes rhyolitiques sont également typiques du faciès Lemoine. Les minéralisations volcanogènes sont caractérisées par des lentilles de sulfures massifs riches en sphalérite et chalcopyrite.

La Formation de Gilman (3 à 4 km) représente

le retour au volcanisme mafique. Les laves sont très semblables à celles de la Formation d'Obatogamau (Ludden et al., 1984; Picard et Piboule, 1986a) mais sont généralement aphyriques. Dans les secteurs limitrophes de la ville de Chibougamau, la formation peut-être divisée en deux membres: le Gilman inférieur composé de laves basaltiques et le Gilman supérieur dominé par des laves andésitiques à dacitiques. On y retrouve également, dans une moindre proportion (<5%), de petites lentilles de volcanoclastites intermédiaires entre les deux membres.

La Formation de Blondeau (2-3 km) est constituée de volcanoclastites de composition intermédiaire à felsique. Les principales lithologies sont les tufs felsiques et chertoux, les grès volcanogènes, les shales graphiteux et les laves rhyodacitiques. Quelques lentilles stratiformes de sulfures disséminés et massifs sont présentes. Des laves variolaires et des hyaloclastites sont également reconnues. La Formation de Blondeau est injectée par les filons-couches du Complexe de Cummings.

La Formation de Bordeleau et son équivalent, la Formation de Daubrée, sont constituées d'une séquence monotone de volcanoclastites felsiques à intermédiaires. On y reconnaît des grès volcanogènes, des argilites et, dans une moindre part, des conglomérats dérivés de la Formation de Blondeau. Selon Dimroth et al. (1985), elles représentent la transition avec les roches sédimentaires du Groupe d'Opémisca.

Le Groupe d'Opémisca est divisé en 3 formations. La Formation de Stella et son équivalent, la Formation de Chebistuan, (Figures A3 et A8) sont constituées des roches épiciastiques dérivées des cycles volcaniques 1 et 2. Elles contiennent principalement des conglomérats, des grès, des argilites et des shales. Les nombreux fragments granitoïdes dans les conglomérats proviennent principalement du Pluton de Chibougamau, un pluton synvolcanique affleurant à cette époque. Les différents faciès sédimentaires de ces formations

Figure A9 (suite): 13 (GT) = Gneiss Tonalitique; 14 = Plutons Précoces (tonalite, diorite, monzodiorite); 15 = Plutons Tardifs (granodiorite, syénite); 16 (Cb) = Fm. Chibougamau, âge Protérozoïque (roches sédimentaires); 17 (Al) = Fm. Albanel, âge Protérozoïque (carbonates); 18 = dyke de diabase, âge Protérozoïque; 19 = orientation de la stratification avec polarité; 20 = axe anticlinal; 21 = axe synclinal; 22 = faille inverse fortement pentée; 23 = faille d'orientation NE; 24 = faille d'orientation NNE d'âge grenvillien.

Les plutons: PB = Pluton de Barlow, PCh = Pluton de Chevrillon, PF = Pluton de France, PC = Pluton de Chibougamau, CEJ = Complexe Eau Jaune, PM = Pluton de Muscocho, PV = Pluton de Verneuil, PLD = Pluton de La Dauversière, PBv = Pluton de Boisvert.

Les éléments structuraux: FB= Faille Barlow, FF = Faille Faribault, FA = Faille Antoinette, FLS = Faille du lac Sauvage, FGd = Faille Gaudreau, FK = Faille Kapunapotagen, FGI = Faille Gwillim, FM = Faille McKenzie, FM = Faille Mistassini, FW = Faille Winchester, SW = Synclinal de Waconichi, SC = Synclinal de Chibougamau, AC = Anticlinal de Chibougamau, SM = Synclinal de Muscocho.

suggèrent un environnement variant de marin profond, en pente, à un milieu marin peu profond à fluviatile (Mueller, 1986; 1987; 1991; Mueller et al., 1989).

La Formation de Haüy, au sommet du Groupe d'Opémisca, est caractérisée par un volcanisme shoshonitique (Picard et Piboule, 1986b; Dostal et Mueller, 1992) avec des coulées basaltiques-andésitiques massives et bréchiformes. L'environnement de dépôt tel que documenté par Piché (1984) et Mueller et Dimroth (1987) varie de fluviatile à marin.

Le Complexe du lac Doré

Le Complexe du lac Doré (Allard, 1970; 1976a) est une intrusion anorthositique stratiforme provenant de la différenciation d'un magma tholéiitique similaire à celui qui a produit les basaltes de la Formation d'Obatogamau. Il s'est introduit à la base de la Formation de Waconichi. Les figures A9 et A10 illustrent les principales divisions du Complexe du lac Doré et le Tableau A2 présente la stratigraphie détaillée de ce complexe (Allard, 1970; Caty, 1970; Allard, 1976a). Des 3

subdivisions majeures, la série inférieure est la plus épaisse. Cette dernière se compose en majeure partie d'anorthosite (zone anorthositique) avec des zones mineures de magnétite à la base de l'intrusion et d'une zone de péridotite dans la partie NO de l'intrusion (Figure A9).

La Zone Anorthositique (2500-3600 m) se compose principalement de gabbro et d'anorthosite et contient la majeure partie des gîtes de Cu-Au de la région. Elle est caractérisée par des cristaux cumulus de bytownite, dépassant 30 cm par endroits, qui sont remplacés par l'albite et de la clinzoïsite. Les pyroxènes intercumulus riches en magnésium sont remplacés par la chlorite et, localement, par l'actinote. Le contact inférieur de la Zone Anorthositique est constitué d'une brèche intrusive associée aux phases les plus mafiques du pluton de Chibougamau. Au sommet de la séquence, le gabbro et l'anorthosite passe abruptement aux roches riches en magnétite de la Série Litée.

La Série Litée est bien développée sur le flanc sud et dans la partie ouest du flanc nord du complexe. Sur le flanc sud, 5 zones ont été

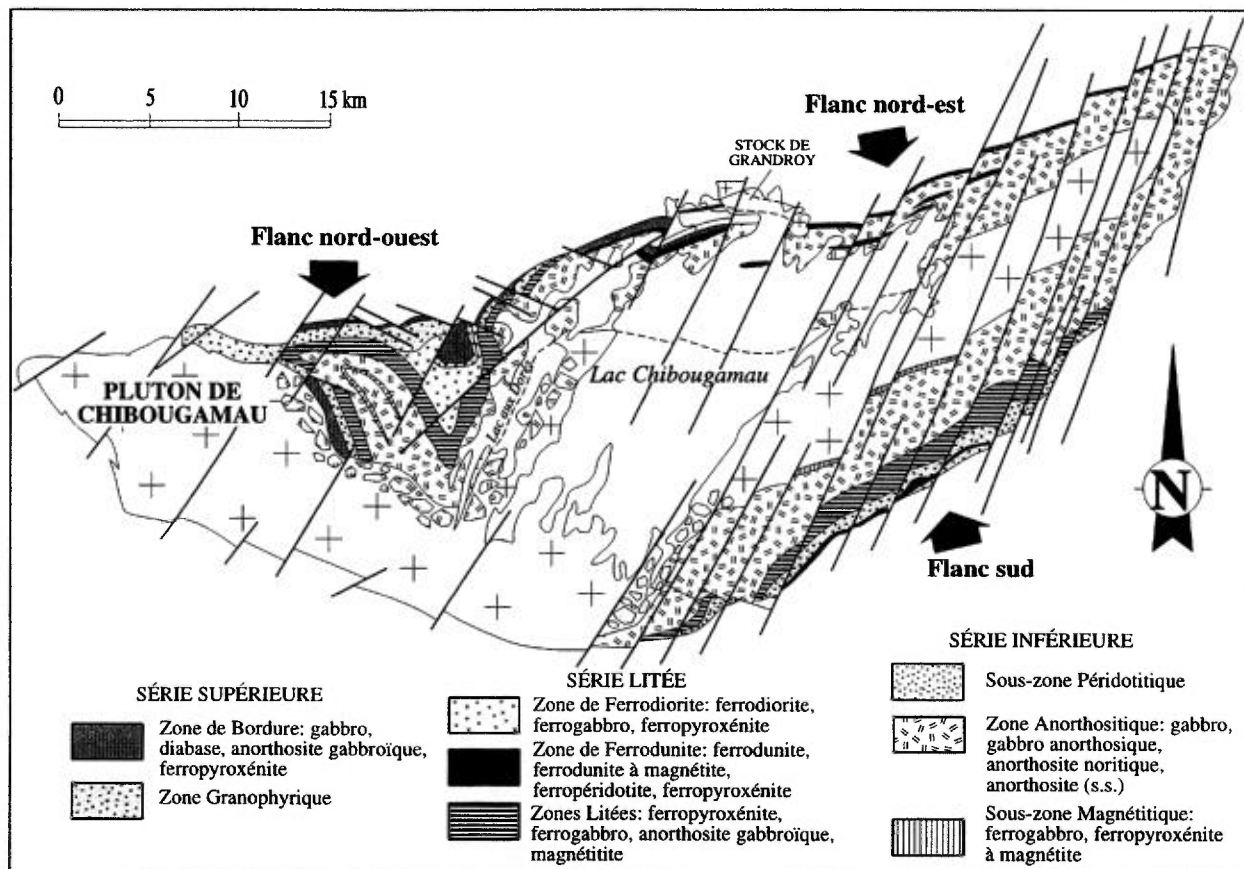


Figure A10: Carte géologique simplifiée du Complexe du lac Doré, adaptée de Daigneault et Allard (1990).

	Flanc Sud			Flanc nord					
	ZONES	SOUS-ZONES	LITHOLOGIE	segment ouest			segment est		
	ZONES	SOUS-ZONES	LITHOLOGIE	ZONES	SOUS-ZONES	LITHOLOGIE	ZONES	LITHOLOGIE	
SÉRIES SUPÉRIEURES	BORDURE		Gabbro Anorthosite gabbroïque	BORDURE		Gabbro Diabase Anorthosite gabbroïque	BORDURE	Ferropyxénite Gabbro anorthositique	
	GRANOPHYRE			GRANOPHYRE					
SÉRIES LITÉES	SÉRIES LITÉES			FERRODIORITE S.1.	F ₃ F ₂ F ₁	Ferrodiorite (s.s.) Ferrogabbro Ferropyxénite	FERRODUNITE* S.1.	Ferrodunite (s.s.) Ferrodunite magnétique Ferropéridotite Ferropyxénite	
		P ₃	quartz apatite et ilménite ilménite et ferrosilicates	Ferropyxénite Ferrogabbro	NP ₃				Ferropyxénite à quartz
		A ₂		Anorthosite gabbroïque					
		P ₂		Magnétite Ferropyxénite Ferrogabbro	NP ₂				Ferropyxénite à apatite- ilménite
		A ₁		Anorthosite gabbroïque					
		P ₁		Magnétite Ferropyxénite Ferrogabbro	NP ₁				Ferrogabbro magnétique
SÉRIES INFÉRIEURES	ANORTHOSITE s.1.		Gabbro Gabbro anorthositique Anorthosite noritique Anorthosite (s.s.) Ferrogabbro Ferropyxénite magnétique	ANORTHOSITE S.1.		Gabbro Gabbro anorthositique Anorthosite noritique Anorthosite (s.s.)	ANORTHOSITE S.1.	Gabbro Gabbro anorthositique Anorthosite noritique Anorthosite (s.s.)	
		Magnétite			Péridotite				

* Note: roches non-rubanées affleurant sur le Mont du Sorcier et au lac Robert.

Tableau A2: Stratigraphie du Complexe du lac Doré (Daigneault et Allard, 1990).

identifiées, trois phases riches en oxydes (P1, P2, P3) et deux autres de composition similaire à celle de la Zone Anorthositique (A1 et A2; voir Tableau A2). À la base, la zone P1 (d'une épaisseur de 30 à 90 m) contient un gîte de vanadium (65 Mt à 31,27% Fe et 0,05% V₂O₅) dans un horizon de magnétite. La zone P2 est similaire à la zone P1, à l'exception d'une diminution marquée des teneurs en vanadium et d'une augmentation en TiO₂. Le ferrogabbro et la magnétite marquent la partie supérieure de l'unité. La zone P3 est constituée de ferropyxénite verte foncée interlitée avec de minces couches de ferrogabbro.

La Série Supérieure comprend la Zone de Granophyre et la Zone de Bordure. La Zone de Granophyre se retrouve sur le flanc sud et dans la partie NO du complexe en contact avec les roches rhyolitiques de la Formation de Waconichi. Les roches de la Zone de Granophyre ressemblent à une tonalite leucocrate. Sur le flanc sud, l'épaisseur de la zone varie de 150 à 900 m. La Zone de Bordure forme des lentilles discontinues en contact avec les roches volcaniques du Groupe de Roy, lesquelles surmontent le complexe. Lorsque la Zone de

Bordure est absente, la Zone de Granophyre est en contact direct avec les volcanites. La Zone de Bordure est constituée d'un gabbro fin (diabase), d'une ferropyxénite riche en magnétite, d'anorthosite et de gabbro. Des enclaves de gabbro de la Zone de Bordure sont présents dans la Zone de Granophyre ce qui semble constituer une bonne évidence en faveur d'une zone de trempe. En plusieurs endroits, des blocs de porphyre rhyolitique sont présents et sont interprétés comme les vestiges des roches du toit qui se sont enfoncées dans le granophyre sans subir de fusion totale.

La Zone de Granophyre et la Zone Litée sont uniquement présentes là où le complexe est en contact avec les roches rhyolitiques de la Formation de Waconichi. Lorsque le complexe est en contact avec les roches mafiques du flanc NE, la Zone de Granophyre et la Zone Litée sont absentes et le contact supérieur du complexe est caractérisé par la présence de ferropyxénite riche en magnétite et d'une ferrodunite (à olivine).

Le magma parent du Complexe du lac Doré est interprété être un basalte tholéiitique du type Obatogamau contenant près de 10% de

mégacristaux de plagioclase. La masse principale du complexe est associée à un immense apport de magma (Figure A10). Une zone de trempe (Zone de Bordure) s'est formée à la bordure de la chambre magmatique, en contact avec l'encaissant. Les mégacristaux de plagioclase suggèrent une cristallisation très lente. L'accumulation de plagioclase a produit la Zone Anorthositique. Le processus d'accumulation a pu être accéléré par l'expulsion du liquide interstitiel (essorage) durant le processus de compaction. La perte de chaleur au sommet du complexe est responsable de la fusion des roches rhyolitiques de la Formation de Waconichi. L'interaction entre les deux magmas, l'un riche en fer et l'autre riche en silice a radicalement transformé les conditions de cristallisation dans la chambre magmatique. L'apport de silice contribua à la formation de plagioclase et de pyroxène riche en fer (deux minéraux saturés en silice). La formation de magnétite primaire en abondance est favorisée par l'augmentation de la fugacité de l'oxygène dans les zones P1 et P2. Les conditions changent dans la Zone A2 et deviennent radicalement différentes dans la Zone P3 où la magnétite est remplacée par la ferroaugite et le ferrohypsthène. Après la formation de la zone P3, la silice devenant plus abondante a permis la formation de granophyre. Des lambeaux de gabbro de la Zone de Bordure sont fracturés et se sont enfoncés au sein du magma visqueux.

Le Complexe de Cummings

La Formation de Blondeau est injectée de 3 filons-couches différenciés nommés Complexe de Cummings (Duquette, 1976). Ces filons-couches sont un excellent marqueur stratigraphique, car leur pétrographie, leur texture et leur chimie sont caractéristiques et qu'ils se superposent dans le même ordre stratigraphique: le filon-couche Roberge à la base, suivie du Ventures et du Bourbeau au sommet. Ils ont été cartographiés du Front du Grenville jusqu'à une distance de 160 km vers l'ouest. L'épaisseur totale de ces 3 filons-couches est d'environ 1200 mètres, chacun variant entre 200 et 1000 mètres. Ces trois filons-couches ont été reconnus au coeur de trois structures synclinales dans le segment de Chibougamau (Figure A8). Ils ont été décrits sur le flanc nord du Synclinal de Waconichi (Caty, 1978; Boudreault, 1977), sur les flancs du Synclinal de Chibougamau (Duquette, 1976) et au sein du Synclinal de Chapais à deux endroits, autour des mines à Chapais (Duquette, in Allard et al., 1972) et près du Front du Grenville (Allard, 1981).

Le filon-couche de Roberge est composé de roches ultramafiques dont la composition varie de dunite à pyroxénite et wehrilite. L'olivine est transformée en serpentine et magnétite et le pyroxène est ouralitisé. Le filon-couche de Ventures est constitué d'une pyroxénite vert sombre à la base, d'un gabbro folié suivi d'un gabbro poikilitique avec localement quelques lentilles de gabbro granophyrique. Le filon-couche de Bourbeau, le plus évolué, est composé d'une mince pyroxénite à la base, surmontée d'un leucogabbro et d'une importante unité de ferrodiorite et de ferrogabbro à quartz.

Le Complexe du lac Chaleur

Le Complexe du lac Chaleur (Durocher, 1985) s'est mis en place dans les roches du Groupe d'Opémisca (Gobeil, comm. pers.) et injecté par le pluton d'Opémisca. Ce complexe, fortement déformé, est composé d'un leucogabbro surmonté d'une Zone Litée (gabbro, pyroxénite et anorthosite) puis d'une anorthosite gabbroïque contenant des lentilles de péridotite et de dunite, particulièrement près du contact avec la Zone Litée.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

La région de Chibougamau fait partie d'une ceinture de roches vertes archéennes qui peut être décrite comme un large synclinorium de roches volcaniques et sédimentaires encaissées au sein de gneiss tonalitique (Dimroth et al., 1984). Plusieurs plis régionaux de trace axiale E-W sont responsables de la verticalisation des strates. Les structures synclinales, dont le coeur est occupé par les sédiments plus jeunes, sont clairement associées à une schistosité régionale de plan axial. Les anticlinaux forment des dômes dont le coeur est occupé par des plutons précoces de composition tonalitique et dioritique. Dans certains cas, la zone anticlinale est occupée par une série de failles longitudinales E-W.

L'orogénie kénoréenne est responsable de la majeure partie de la déformation. L'âge de la déformation dans la sous-Province de l'Abitibi est évaluée à 2680 - 2700 Ma (Corfu et al., 1989). La détermination actuelle de l'âge de la déformation de la zone volcanique nord n'est pas bien connue (Dallmeyer et al., 1975), mais la relation étroite entre les plutons syntectoniques (Figures A3 et A13) et les failles sud-est de la ZVN suggère une période de déformation se situant entre 2705 et 2690 Ma (Chown et al., 1992).

Plissement

Quatre événements de déformation ont été distingués dans la région (D1, D2, D3 et D4). Trois des événements sont archéens, le quatrième étant grenvillien et limité à la bordure près du Front du Grenville. Les 3 événements de déformation archéens peuvent être considérés comme un continuum de déformation et non comme des phases séparées et chronologiquement distinctes.

L'événement de déformation le plus ancien (D1) a produit des plis ouverts N-S sans schistosité associée. Dans la partie sud de la région, un pli N-S important, le synclinal de Muscocho a été identifié par Daigneault et Allard (1983). Les évidences du développement précoce de cette structure ont été déterminées par l'inversion des regards structuraux dans les plis associés à la déformation régionale D2. De plus, la schistosité régionale recoupe les flancs de cette structure ancienne. L'attitude et la localisation des plis précoces pourraient être contrôlées par des facteurs paléogéographiques qui exercent un contrôle sur l'épaisseur de l'empilement volcanique (centre volcanique par exemple).

La déformation régionale D2 est responsable de plis E-W d'envergure régionale. Six structures majeures contrôlent l'attitude des couches (Figures A2 et A10). Du nord vers le sud, il s'agit du Synclinal de Waconichi, du Synclinal de Chibougamau, de l'Anticlinal de Chibougamau, du Synclinal de Chapais, de l'Anticlinal de La Dauversière et du Synclinal de Druillettes.

La combinaison des ondulations N-S et E-W produit un motif d'interférence régional en dômes et bassins (Figure A8). Le paroxysme de la déformation régionale engendre la schistosité régionale, les linéations d'étirement abruptes à verticales et un serrement des plis avec verticalisation de leurs axes.

La schistosité régionale est une schistosité de flux généralement bien développée à travers l'ensemble de la région. Il s'agit d'une structure de plan axial aux plis régionaux et elle contient une linéation d'étirement ayant un fort angle de chute. La principale fabrique planaire est perturbée à l'approche des plutons précoces résultant de

PLUTON	ÂGE (Ma)	MÉTHODE	SOURCE	SUITE PÉTROGRAPHIQUE
WASWANIPI	2616 ± 19	Pb-Pb	2	GRANODIORITE
MUSCOCHO	2701 ± 2	U-Pb	5	
FRANQUET	2692 ± 4	U-Pb	3	
OLGA	2693 ± 3	U-Pb	5	TONALITE-GRANODIORITE
RENAULT	2718 ± 12	Pb-Pb	2	
RENAUD	2700 ± 2	U-Pb	5	
ABITIBI	2690 ± 4	U-Pb	5	
PALMAROLLE	2696 ± 1	U-Pb	5	
LA DAUVERSIÈRE	2720 ± 2	U-Pb	5	
BARLOW	2695 ± 3	Pb-Pb	2	PHASE MONZODIORITIQUE PHASE TONALITIQUE
BARLOW	2696 ± 3	U-Pb	6	
OPÉMISCA	2695 ± 8	Pb-Pb	2	MONZODIORITE
OPÉMISCA	2697 ± 2	U-Pb	3	
RADIORE	2715-2721	U-Pb	5	TONALITE / DIORITE
CHIBOUGAMAU	2718 ± 2	U-Pb	1	
TASCHERAU	2718 ± 2	U-Pb	3	
DETOUR	2722 ± 3	U-Pb	4	
PQF	2718 ± 2	U-Pb	5	
LAPPARENT	2708 ± 12	U-Pb	2	GNEISS TONALITIQUE

1) Krogh (1982); 2) Gariépy et Allègre (1985); 3) Frarey et Krogh (1986);
4) Marmont et Corfu (1988); 5) Mortensen (1993); et 6) Davis et al. (1995).

Tableau A3: Datations des plutons de la partie nord de la ceinture de l'Abitibi.

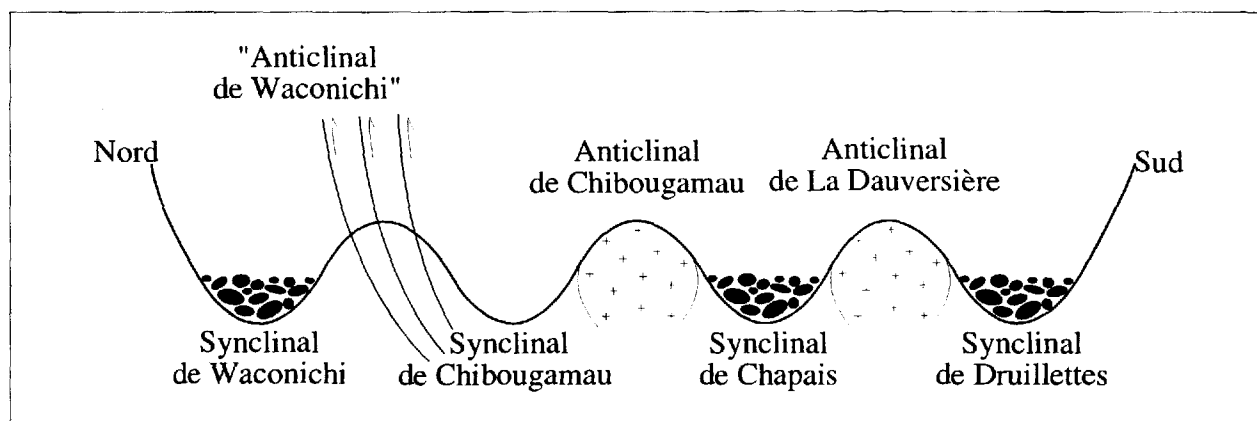


Figure A11: Section simplifiée de la région de Chibougamau-Caopatina, adaptée de Daigneault et Allard (1990). La région de Chibougamau consiste en un grand synclinorium constitué de quatre synclinaux importants. Trois de ceux-ci contiennent des roches sédimentaires plus jeunes dans leurs parties centrales. Deux anticlinaux sont noyautés par des plutons précoces tandis que l'autre est brisé par une famille de failles longitudinales E-W.

l'interaction locale entre le raccourcissement horizontal N-S et les contraintes générées ou déviées par les masses de granitoïdes. Une plus grande intensité de déformation (tectonites L-S et L) est observée en bordure des plutons précoces comparativement au reste de la région. La trajectoire concentrique de la schistosité autour des plutons résulte du fait qu'ils agissent comme des obstacles aux trajectoires régionales E-W. Des zones localisées d'interaction entre les deux types de trajectoires se caractérisent par une forte extension verticale. Ces relations suggèrent une interférence entre les contraintes régionales produisant un raccourcissement horizontal N-S et un champ de contraintes local contrôlé ou dévié par les plutons granitoïdes agissant comme des noyaux résistants.

Le troisième événement (D3) inclue quelques phénomènes qui se superposent aux éléments générés lors des phases 1 et 2. Elle ne forme pas une phase distincte et pourrait représenter la suite de la déformation régionale D2. Les manifestations de la phase D3 sont mieux développées dans les zones de forte anisotropie comme dans les couloirs de déformation. Elles se caractérisent principalement par la présence d'un clivage de crénulations NE subvertical. Lorsque le clivage est bien développé, des plis asymétriques en Z sont communément observés. Ces plis sont généralement ouverts avec une plongée modérée à forte qui tendent à être coaxiale avec la linéation d'étirement. Cette asymétrie omniprésente peut être interprétée comme le résultat d'une composante de cisaillement dextre qui représente un événement régional de déformation tardive au sein de la sous-Province de l'Abitibi (Chown et al., 1992).

Failles et zones de cisaillement

Quatre familles de failles (E-W, SE, NE et NNE) ont été reconnues dans la région en se basant sur les différences de direction et leurs signatures structurales. La dernière famille de faille, comme la phase de déformation D4, est reliée à l'orogénie grenvillienne.

Les failles E-W, la première famille, sont très répandues à travers toute la sous-Province de l'Abitibi. Elles représentent de grandes zones de déformation ductile dont la largeur varie de 100 à 1000 m. Les mouvements interprétés au sein de ces zones de faille sont majoritairement inverses, basés sur l'attitude des linéations d'étirement. Ces failles représentent le stade final de raccourcissement associé à la déformation régionale. Elles ont un impact sur la séquence stratigraphique et sur le plan métallogénique. Dans certains cas, elles sont responsables de la répétition de certaines portions de la séquence stratigraphique, elles peuvent démembrer les plis régionaux et ainsi juxtaposer des unités lithologiques et des domaines structuraux différents (Daigneault et Allard, 1987).

La faille de Kapunapotagen (Figure A12a) sépare les sédiments du Groupe d'Opémisca à sommet sud et les volcanites du Groupe de Roy à sommet nord. Elle peut être suivie sur une distance de 90 km et occupe le plan axial du Synclinal de Chapais (Figures A3 et A11). La coupe structurale de la figure A12b montre la position de cette faille dans la charnière du synclinal. La présence de fortes linéations d'étirement verticales dans la zone de faille est compatible avec un mouvement chevauchant du S vers le N.

La Faille de Faribault (Figure A12b) sépare le

bassin de roches volcanoclastiques de la Formation de Bordeleau au nord avec les assemblage volcaniques du Groupe de Roy au sud. La zone de déformation associée à cette faille est confinée au sein des roches volcaniques et se caractérise par un plissement complexe disséqué par plusieurs zones de cisaillement anastomosées. Les roches de la Formation de Bordeleau sont relativement peu affectées par la déformation. Les fortes linéations d'étirement subverticales dans les roches volcaniques, le pendage des fabriques planaires et la faible déformation dans le domaine volcanoclastique militent en faveur d'un mouvement inverse se faisant du sud vers le nord.

La faille Doda (Figures A3 et A11) est située dans la zone du synclinal de Druillettes (Lauzière et al., 1989). Il s'agit d'une discontinuité E-W importante qui diffère des autres zones de déformation de la région de Chibougamau par ses linéations d'étirement à faible plongée. La zone de déformation semble toutefois avoir une histoire complexe comme le suggèrent les variations dans l'attitude des linéations d'étirement. Dans les secteurs dominés par des linéations de faible plongée, une composante de cisaillement dextre se

dégage toutefois à partir de plusieurs indicateurs de cisaillement.

La faille du lac Sauvage (Figures A3 et A12c) est constituée de plusieurs zones de cisaillement E-W anastomosées qui représentent un grand couloir de déformation pouvant atteindre près de 400 m de largeur. Ce couloir peut être suivi sur plus de 50 km et il est situé à la zone de contact entre le flanc nord du Complexe de lac Doré et les assemblages volcaniques du Groupe de Roy. Les zones de déformation sont associées à une forte carbonatation et les linéations d'étirement abruptes suggèrent une composante de mouvement surtout vertical. Dans la portion ouest du couloir, les zones de déformation sont surtout localisées au sein des roches volcaniques du Groupe de Roy alors que dans la portion est, le contact entre le Complexe du lac Doré et le Groupe de Roy devient la surface principale de décollement.

Le flanc nord du Complexe du lac Doré se caractérise par des répétitions anormales de la séquence stratigraphique interne du Complexe. L'île du Portage est certainement le meilleur exemple où la séquence zone anorthositique et zone de bordure en contact avec le Groupe de Roy se répète deux fois. La zone de contact entre les 2 séquences est un

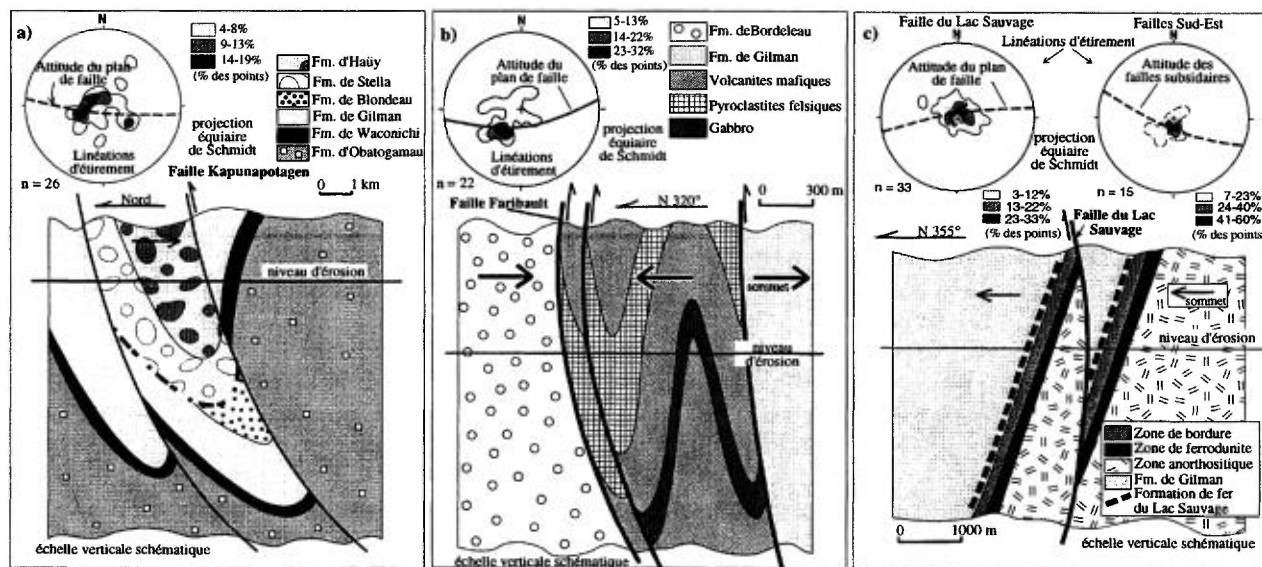


Figure A12: (a) Section simplifiée de la faille Kapunapotagen située dans le segment Chibougamau. Cette faille produit la juxtaposition du domaine sédimentaire appartenant au Groupe d'Opémisca et du domaine volcanique formé du Groupe de Roy. La linéation d'étirement subverticale est représentative de la composante verticale du mouvement; (b) Section simplifiée de la faille Faribault située dans le segment de Chibougamau. Cette faille produit un contact anormal entre les roches sédimentaires volcanoclastiques de la Formation de Bordeleau et les roches volcaniques du Groupe de Roy; (c) Section simplifiée de la faille du lac Sauvage située dans le segment de Chibougamau. Cette faille produit la répétition de la suite lithologique "Zone Anorthositique - Zone de Ferrodunite - Zone de Bordure Supérieure - Formation de Fer du lac Sauvage - Gilman".

couloir de déformation ductile de direction NE, parallèle à la direction des couches. Dans la portion est du complexe (secteur du lac Robert), cette répétition est également observée avec les zones de ferrodunite appartenant au faciès de bordure. La présence de faille longitudinale à la fois au lac Robert et sur l'île du Portage peut expliquer cette répétition. Dans l'hypothèse d'un mouvement en compression le long de ces failles, le mouvement devrait être du nord vers le sud pour expliquer la répétition.

Les failles ou cisaillements de direction SE représentent un système de fracture commun au sein de la sous-Province de l'Abitibi (Chown et al., 1992). Ces fractures sont tardives par rapport aux failles E-W mais précèdent les failles NE et NNE. Il peut s'agir de zones de cisaillement d'extension régionale comme il peut s'agir de faille plus restreinte et d'extension limitée. Toutefois, les linéations d'étirement reconnues au sein de ces zones sont communément de faible plongée et les mouvements sont généralement dextres

Plusieurs cisaillements SE sont reconnus au sein du flanc nord du Complexe du lac Doré entre le pluton de Chibougamau et la faille du lac Sauvage. Ces cisaillements représentent des couloirs pouvant atteindre, dans certains cas, plus de 300 mètres de largeur. Cependant, leurs extensions latérales sont plutôt modestes et varient entre 2 et 5 km. Généralement ces structures ont un fort pendage (60-80°) vers le SE. Elles contiennent la plupart des minéralisations Cu-Au du camp minier de Chibougamau et sont interprétées maintenant comme des structures synvolcaniques reprises par la déformation régionale. L'interaction entre la faille du lac Sauvage et ces structures SE produit un motif de zones de déformation anastomosées.

Les failles NE sont plus jeunes que les failles SE et E-W. La principale est la faille Gwillim qui a pu être suivie sur une distance de 150 km. Le dernier mouvement le long de cette faille est post-Protérozoïque, puisqu'il affecte les sédiments de la Formation de Chibougamau. Les déplacements horizontaux le long de plusieurs marqueurs donnent un mouvement apparent senestre de quelques kilomètres. La faille de McKenzie et la faille de Lamark font également partie de cette famille. La faille de Lamark, d'une longueur de 200 km, présente un mouvement similaire à celui de la faille de Gwillim, tandis que la faille de McKenzie montre un mouvement dextre.

LES ROCHES PLUTONIQUES

La carte de compilation des plutons de la région

(Figure A13) donne un aperçu de leur distribution, qui en relation avec leur période probable de mise en place, permet d'évaluer leur influence sur l'évolution structurale de la ceinture. Une récente classification préliminaire des roches granitiques de la région (Racicot et al., 1984) a été modifiée et extrapolée pour l'ensemble de la ZVN de l'Abitibi (Chown et al., 1990 et 1992; Chown et Mueller, 1992). Le modèle est basé sur une cartographie détaillée et des études pétrographiques de la partie NE de l'Abitibi et sur une cartographie de reconnaissance et un examen pétrographique des plutons des secteurs plus à l'ouest. Des informations complémentaires ont été recueillies dans la littérature disponible. Tous les plutons de la ZVN de la sous-Province de l'Abitibi sont de type I (Chappel et White, 1974).

Les datations disponibles (Tableau A3) montrent deux regroupements importants (2718 et 2700-2695 Ma) correspondant respectivement à une période d'activité volcanique et à la déformation régionale de la sous-Province de l'Abitibi. Les plutons peuvent être divisés en 3 catégories en terme d'âge tectonique: les plutons synvolcaniques ou pré-tectoniques, les plutons syntectoniques et les plutons post-tectoniques. Les plutons d'âges différents appartiennent à des familles pétrographiques différentes, quoiqu'il y ait superposition importante entre les suites. Les gneiss tonalitiques, que l'on peut considérer comme un socle ancien ou une partie d'une suite plutonique, ont été reconnus à différents endroits à l'intérieur et le long de la bordure nord de la ceinture. La suite des plutons synvolcaniques est constituée de tonalite-diorite et est liée en partie à la genèse de la séquence volcanique, bien qu'intrusive à l'intérieur de la séquence. Les plutons syntectoniques se sont injectés durant les derniers stades de la déformation régionale et leur mise en place a été contrôlée par cette dernière. Trois suites de plutons syntectoniques avec des limites plus ou moins chevauchantes ont été reconnues: une suite monzodioritique, une suite tonalite-granodiorite et une suite granodioritique. La genèse de ces 3 suites est intimement liée à l'histoire de la déformation. Les plutons post-tectoniques sont généralement contrôlés par des structures tectoniques tardives recoupant la déformation régionale et sont, en partie, affectés par ces structures. Les suites post-tectoniques renferment une suite granodioritique et une suite de syénite-carbonatite beaucoup moins répandue. Les déterminations d'âge absolu (Tableau A3) permettent d'établir un portrait chronologique général pour les épisodes d'intrusions, mais les études sont encore en nombre insuffisant pour

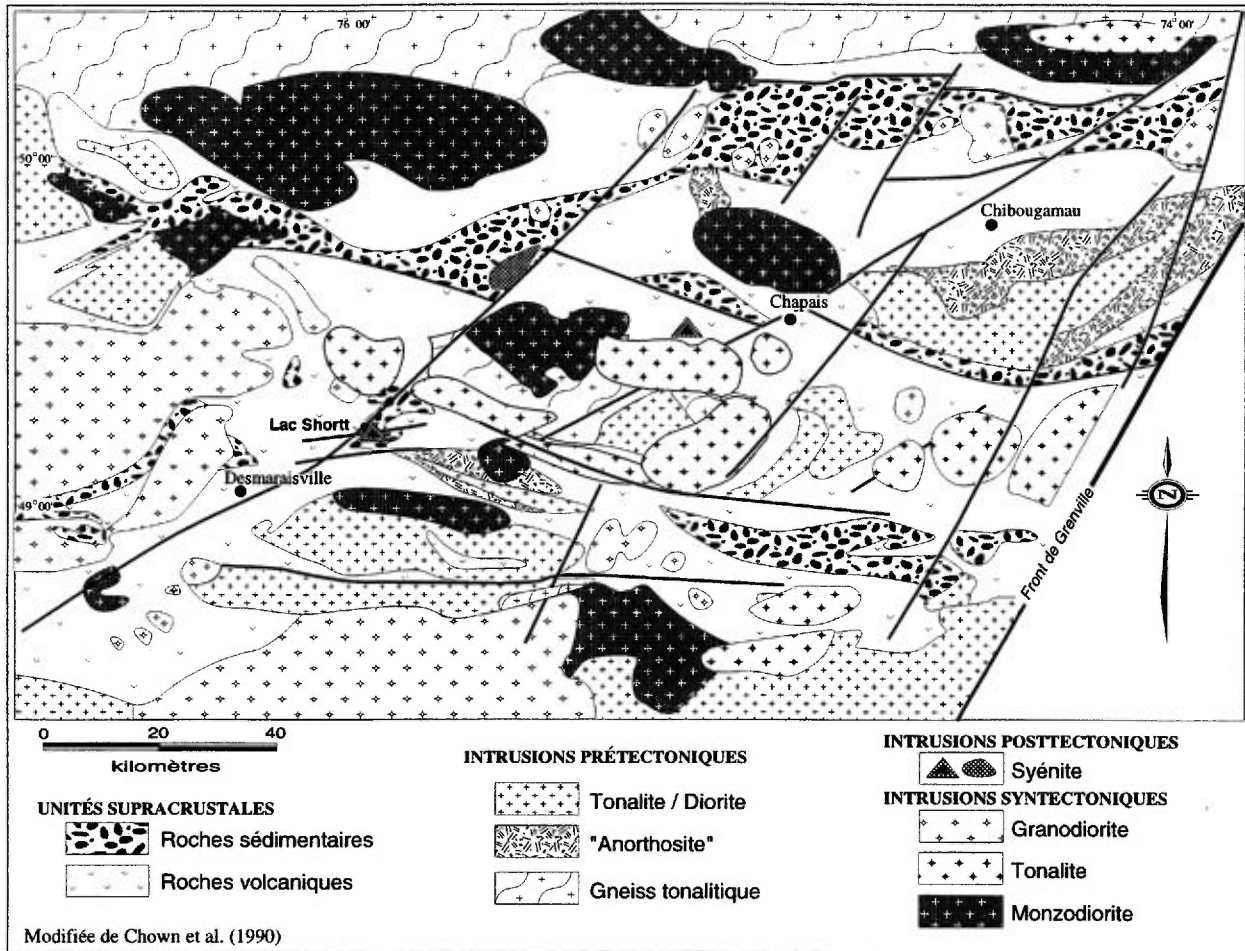


Figure A13: Distribution des plutons felsiques, région de Chibougamau-Caopatina.

décrire la succession détaillée des épisodes de mise en place des suites monzodiorite à tonalite/granodiorite puis granodiorite qui semble évidente lorsque l'on se base sur les relations de terrain. Il en est de même pour discriminer les granodiorites syntectoniques et post-tectoniques. Tous les plutons de la région montrent une auréole de métamorphisme de contact avec les roches supracrustales, une importante quantité d'enclaves et des compositions similaires. Il est donc nécessaire de baser la classification des roches granitoïdes sur une évaluation précise des relations structurales. Plusieurs intrusions polyphasées renferment des inclusions apparentées, particulièrement de phases précoces mafiques, lesquelles sont communément confondues avec les enclaves de volcanites mafiques.

Les plutons synvolcaniques

Les plutons synvolcaniques ont été regroupés en cinq larges masses dispersées à travers la ceinture (Figure A13). Certains plutons sont clairement

séparés, mais d'autres constituent des agglomérations de masses plutoniques incluant de nombreux copeaux adjacents déformés et allongés résultant de la déformation principale. Les plutons sont communément situés au coeur des anticlinaux, les structures régionales se drapant autour d'eux étant donné qu'ils agissent comme des noyaux résistants dans le schéma de déformation. De fortes linéations (tectonite L) plongeant abruptement se sont développées dans les zones de déformation intense autour de certains plutons (Daigneault et Allard, 1990). Les plutons syntectoniques ont empruntés les contacts des plutons plus précoces comme un corridor d'intrusion, augmentant la complexité des masses plutoniques et causant dans certains cas une confusion dans l'interprétation géologique des plutons. Les plutons synvolcaniques sont envisagés comme des caldéra probablement développés en une série d'intrusions en anneau. Ils peuvent être considérés comme des masses relativement planes (Bateman, 1984; Hansen et al.,

1988). L'interprétation d'un levé gravimétrique du batholite D'Aulneau, localisé dans la partie ouest de la Province du Supérieur, a permis de démontrer que cette intrusion pétrologiquement et structuralement similaire aux plutons synvolcaniques de la région de Chibougamau présentait une forme de soucoupe peu profonde de 7 km d'épaisseur (Brisbin et Green, 1980). La forme actuelle allongée de la plupart des plutons résulte en partie de la déformation et représente une expression de surface. Le schéma de déformation régionale peut être considéré comme un moulage autour des batholithes et plusieurs de leurs bordures constituent des zones de failles, quoique l'aplatissement de ces larges masses est possible. En s'éloignant des batholithes, la déformation régionale est moins perturbée, sauf dans les zones de cisaillement majeures. À l'intérieur des batholithes, la roche est déformée selon de minces zones de mylonite qui transposent des dykes et des enclaves allongés pour produire un rubanement dans la roche. En dehors de ces zones, la schistosité régionale ne montre qu'un développement local.

Les plutons sont des intrusions polyphasées, avec des phases précoces de composition généralement dioritique qui évoluent vers des compositions tonalitiques et leucotonalitiques, occasionnellement granodioritiques. Un modèle de batholite composite peut être envisagé pour 3 masses bien connues (Chibougamau, Eau Jaune et Lichen). La distribution des phases est typiquement irrégulière, due en partie au fait du niveau d'exposition actuelle qui résulte du hasard tectonique, mais plus encore parce que le pluton ne possédait pas à l'origine un arrangement symétrique. Les contacts entre les phases d'un même pluton peuvent être graduels ou irréguliers et sont caractérisés par des zones riches en inclusions parentes (Racicot, 1980 et 1981). Des septes de roches volcaniques encaissantes marquent aussi des divisions entre les phases successives (Tait et al., 1987), lesquelles deviennent dans certains cas des zones de mylonite durant la déformation régionale. Tous les stades de l'activité plutonique sont mis en évidence par un vaste appareil de dykes, généralement porphyriques, pénétrant aussi bien les phases plus précoces du pluton que les roches encaissantes. À l'inverse des tonalites tardives, peu de dykes sont pegmatitiques. Les intrusions renferment généralement des blocs et des xénolithes des roches avoisinantes.

L'irrégularité et la nature polyphasée des plutons, la distribution asymétrique de leurs phases, la quantité importante de dykes associés et leur étroite relation avec la séquence volcanique (Jolly, 1980; Ludden et al., 1984) portent à croire que ces

intrusions se sont mises en place à de faible profondeur. Le pluton de Chibougamau a été partiellement érodé avant la déformation (Mueller et al., 1989). De même, la présence des fragments granitoïdes dans les sédiments ailleurs dans la ZVN suggère que d'autres plutons précoces ont été soulevés et érodés. Ceci limite la profondeur de mise en place de ces plutons à un maximum de 5 à 6 km de profondeur. La présence de minéralisations de type porphyrique de faible profondeur (Cimon, 1973; Guha et al., 1984) et épithermales (Pilote, 1987; Guha et al., 1988) associées au Pluton de Chibougamau sont caractéristiques d'une mise en place à des profondeurs moindres. Des profondeurs d'intrusions de 2-4 km basées sur des études barométriques (Feng et Kerrich, 1989) pour des plutons de la SVZ de l'Abitibi semblent confirmer ces observations.

Tous ces complexes intrusifs ont dû posséder à l'origine une auréole de métamorphisme de contact qui devrait être importante étant donné le volume de l'intrusion. Relativement peu de ces auréoles sont bien préservées, parce qu'elles ont été soumises à un métamorphisme des schistes verts rétrogrades ou encore oblitérées par un métamorphisme régional au faciès des amphibolites. L'effet du métamorphisme régional est variable à l'intérieur des plutons. Les phases les plus mafiques, qui ont une minéralogie plus instable, sont particulièrement affectées. La hornblende et la biotite sont transformées en chlorite alors que le plagioclase est séricitisé et saussuritisé. Les roches plutoniques relativement sèches ne sont généralement pas affectées loin de leur contact.

Les gneiss tonalitiques sont composés d'un orthogneiss grenu avec une forte foliation avec le développement d'un faible litage compositionnel et ne contiennent pas de xénolithes de roches supracrustales contrairement aux autres roches plutoniques. Ils sont recoupés par une succession régulière de dykes associés aux plutons synvolcaniques (Chown et Mueller, 1992). Ces dykes sont à leur tour affectés par la déformation régionale et recoupés par les dykes liés aux plutons syntectoniques. Bien qu'ils apparaissent être plus vieux que toutes les autres roches plutoniques, les gneiss peuvent représenter une déformation ductile précoce localisée dans les parties inférieures des plutons synvolcaniques. La relation étroite entre les gneiss et les intrusions synvolcaniques suggère que la mise en place des gneiss à leur niveau structural actuel s'est effectuée durant l'épisode de déformation régionale.

Les plutons syntectoniques

Les plutons syntectoniques (Figure A13) sont de forme allongée, parallèles à la fabrique tectonique dominante de la ceinture. La plupart sont situés le long de discontinuités représentées par le contact entre les roches cristallines (plutons synvolcaniques ou complexes massifs stratiformes) et les roches supracrustales plus anisotropes. Ces intrusions, de forme tabulaire, ont plus de 30 km de longueur et apparaissent comme des lentilles ou ellipses sur les cartes, résultat de la dominance de structures verticales dans la ceinture. Quelques intrusions se sont mis en place en s'injectant le long du sommet sub-horizontale de masses intrusives plus anciennes sous la forme de feuillets ou de phacolites. D'autres intrusions de forme très irrégulière résultent de l'érosion d'une masse tabulaire à faible pendage. Un nombre restreint des plutons syntectoniques forment des intrusions isolées dans les roches supracrustales, le plus communément le long de structures majeures. Les plutons syntectoniques possèdent une auréole étroite de métamorphisme de contact au faciès des amphibolites superposée sur le métamorphisme régional au faciès des schistes verts. Leur étroite association avec la déformation régionale suggère une mise en place à une profondeur comprise entre 6 et 8 km, soit le niveau de formation des schistes verts.

La foliation magmatique à l'intérieur des plutons syntectoniques est définie par l'orientation préférentielle de minéraux tabulaires et des xénolithes aplatis. Cette foliation suit les contours des masses intrusives et est généralement subparallèle aux fabriques associées à la déformation régionale. La plupart de ces plutons possèdent une large zone de déformation ductile en bordure, produisant une fabrique mylonitique et un aplatissement prononcé des xénolithes. La puissance de la zone de déformation ductile varie d'une intrusion à l'autre, mais elle est en général plus importante dans les tonalites que dans les monzodiorites ou les granodiorites. Les trois suites pétrographiques caractéristiques des plutons syntectoniques, monzodiorites, tonalite/granodiorites et granodiorites semblent se mettre en place dans cet ordre dans un secteur donné (Benn et al., 1989; Chown et Mueller, 1992; Benn et al., 1992), quoique les données géochronologiques (Tableau A3) semblent contradictoires. L'ajout de la suite granodioritique à la classe des intrusions syntectoniques tardives est un fait nouveau par rapport à l'ancienne classification des roches granitoïdes (Racicot et al., 1984). Les travaux récents (Benn et al., 1989, 1992; Midra et al., 1994; Moukhsil, 1991) démontrent que la mise en place des intrusions

granodioritiques les plus importantes a aussi été influencée par la tectonique régionale et que ces intrusions ont été affectées par des mouvements tardifs de décrochement durant leur mise en place. Le principal faciès de la suite monzodioritique varie selon le contenu en quartz, entre une monzodiorite et une monzodiorite quartzifère grenue évoluant vers une granodiorite. Le contenu en quartz varie mais le contenu en minéraux mafiques est relativement stable avec un indice mafique M variant entre 15 et 22. La hornblende domine la biotite comme minéral mafique, et le pyroxène est commun. La hornblende et, dans une moindre part, le pyroxène forment le litage primaire. Plusieurs de ces intrusions présentent une zone de bordure riche en inclusions de phases mafiques parentes cimentées par une matrice de composition leucogabbroïque à tonalitique (Bédard, 1993). Les phases mafiques précoces forment également des dykes d'amphibolite injectés dans les roches cristallines encaissantes et, dans quelques cas, dans la suite supracrustale. Des suites similaires ont été décrites dans la sous-Province de l'Abitibi et dans les ceintures adjacentes (Stern et al., 1989; Sutcliffe et al., 1989). Ces plutons se sont mis en place le long des bordures faillées d'un pluton synvolcanique, s'étendant latéralement le long du toit et s'injectant dans les roches supracrustales, possiblement en se gonflant légèrement.

Les intrusions tonalitiques montrent une évolution en plusieurs phases, passant de la méladiorite en bordure à une granodiorite vers le centre. Les phases de bordure sont recoupées par une succession de dykes qui documentent l'évolution pétrologique du pluton. Une déformation ductile probablement reliée à la mise en place du pluton affecte la majeure partie des phases les plus précoces et est recoupée à leur tour par des zones de déformations ductiles parallèles à la déformation régionale. Les structures d'un pluton tonalitique typique sont similaires à celles des monzodiorites.

Les plutons de granodiorite sont les plus abondants dans la région. Deux types distincts de plutons ont été observés: les larges masses tabulaires, généralement introduites le long d'un contact lithologique ou structural, et les petits stocks bien définis, généralement en groupe de deux à quatre plutons. La minéralogie et la structure de petits stocks suggèrent qu'ils proviennent d'une masse plutonique sous-jacente plus importante. Les plutons plus importants présentent généralement des caractéristiques typiques des intrusions syntectoniques avec le développement de fabriques magmatique et ductile liées particulièrement aux

mouvements de décrochement régional tardif. Les stocks plus petits sont de forme circulaire en plan et présentent un diamètre variant d'une centaine de mètres à 10 km. Ils se caractérisent par des structures concentriques et sont interprétés comme des structures cylindriques. Les masses de granodiorite dans la sous-Province d'Opatoca, au nord, contiennent des inclusions de tonalite et de monzodiorite (Benn et al., 1992).

Les plutons post-tectoniques

Au moins trois petits stocks de leucogranodiorite à syénite, associés à des dykes de carbonatite et de lamprophyres ont été observés associés à des failles NE (Bédard, 1987; Morasse, 1988; Proulx, 1990; Bédard et Chown, 1992; Figure A13). Les intrusions de leucogranodiorite sont zonées et passent vers le centre à des syénites (Bédard, 1987). Elles sont recoupées par de nombreux dykes aplitiques de granodiorite. Des dykes tardifs riches en pyroxène et amphibole ont une affinité plus alcaline. Les dykes de carbonatite à biotite (sövite) sont étroitement associés à des zones restreinte de fenitisation. Les lamprophyres à olivine et biotite sont les phases les plus tardives de cette suite. Quelques intrusions de granodiorite porphyrique se sont peut-être mises en place durant cette phase tardive de déformation. Lauzière (1989) a démontré une relation étroite entre un petit stock granodioritique et le système de faille de décrochement tardif NE. Cette association suggère qu'ils font partie d'une période importante d'activité tectonique tardive.

MODELES TECTONIQUES

En se basant sur les ressemblances avec d'autres régions étudiées, il est possible de proposer des modèles concernant l'origine de la séquence volcano-sédimentaire supracrustale, leur déformation et la séquence des intrusions.

Des contextes modernes similaires à ceux observés dans la région de Chibougamau sont retrouvés dans le Pacifique Ouest, le bassin de la Mer Andaman et la côte ouest de l'Amérique du Sud. Les mouvements des plaques tectoniques à la limite de plaques convergentes et les milieux intra-arcs sont responsables de ce type de succession et de la configuration volcano-sédimentaire dans les environnements modernes. L'activité plutonique associée à l'accumulation volcanique produit des batholites polyphasés composés de tonalite/diorite relativement primitifs qui présentent un espacement relativement régulier à travers la ceinture. Quelques-unes de ces masses se mettent en place dans les complexes volcaniques évolués, mais la plupart

recoupent la plaine de basalte. La suite synvolcanique tonalite-diorite semble dériver de la fusion partielle d'une ou plusieurs plaques tectoniques en subduction. La composition pétrographique et l'environnement tectonique de ces intrusions, comparés avec d'autres secteurs (Martin, 1986; le Type 1 de Beakhouse et al., 1989) supportent cette interprétation.

Les processus contrôlant l'évolution des ceintures de roches vertes à l'archéen ne sont pas connus avec certitude, mais l'on croit que le mécanisme des plaques tectoniques était actif, mais sous une forme différente (Windley, 1986; Tarney et al., 1976; Tarney et Windley, 1981). La zone volcanique nord de l'Abitibi (Chown et al., 1992), composée d'un cycle volcanique initial (2720-2730 Ma) et d'un second cycle restreint au Segment de Chibougamau (2705-2720 Ma) sont tous deux surmontés par un cycle sédimentaire, lequel indique une phase d'extension. Mueller et al. (1989) considère ce type de succession comme représentatif d'une île en arc embryonnaire qui a évolué, en certains endroits, vers un milieu d'arc mature représenté par un volcanisme tardif shoshonitique. La présence de volcanites de même âge (2718 Ma) dans la partie sud de l'Abitibi (Corfu et al., 1989) suggère un arc volcanique le long de la marge sud de la ZVN. Cette zone est bordée au nord par une large zone d'arrière-arc là où la fusion partielle d'une plaque en subduction faiblement pentée permet de générer un magma de composition tonalite-diorite sur une étendue relativement grande.

La phase initiale de la déformation a été causée ou bien par une subsidence localisée ou bien sous les effets précoces du raccourcissement horizontal N-S (Daigneault et al., 1990; Figure A14b). Le schéma de plis N-S s'est développé avant la foliation régionale et peut-être en même temps que les plis précoces E-W. Leur origine peut être reliée à une dépression topographique dans les terrains volcaniques ou à une phase de déformation distincte. Ces ondulations anciennes n'ont pas produit une schistosité de plan axial, mais la combinaison des systèmes N-S et E-W a résulté en un schéma d'interférence en dômes et bassins dominé par d'importants synclinaux E-W. Les synclinaux se sont initialement formés à partir des "grabens" marginaux qui ont été comblés par des sédiments dérivés de l'érosion des édifices volcaniques (Figure A14b). Le raccourcissement horizontal N-S a suivi cette phase d'extension précoce et a entraîné le développement d'une foliation régionale dominante E-W. Les plutons synvolcaniques isotropes ont interféré lors du raccourcissement horizontal N-S (Figure A14d) et

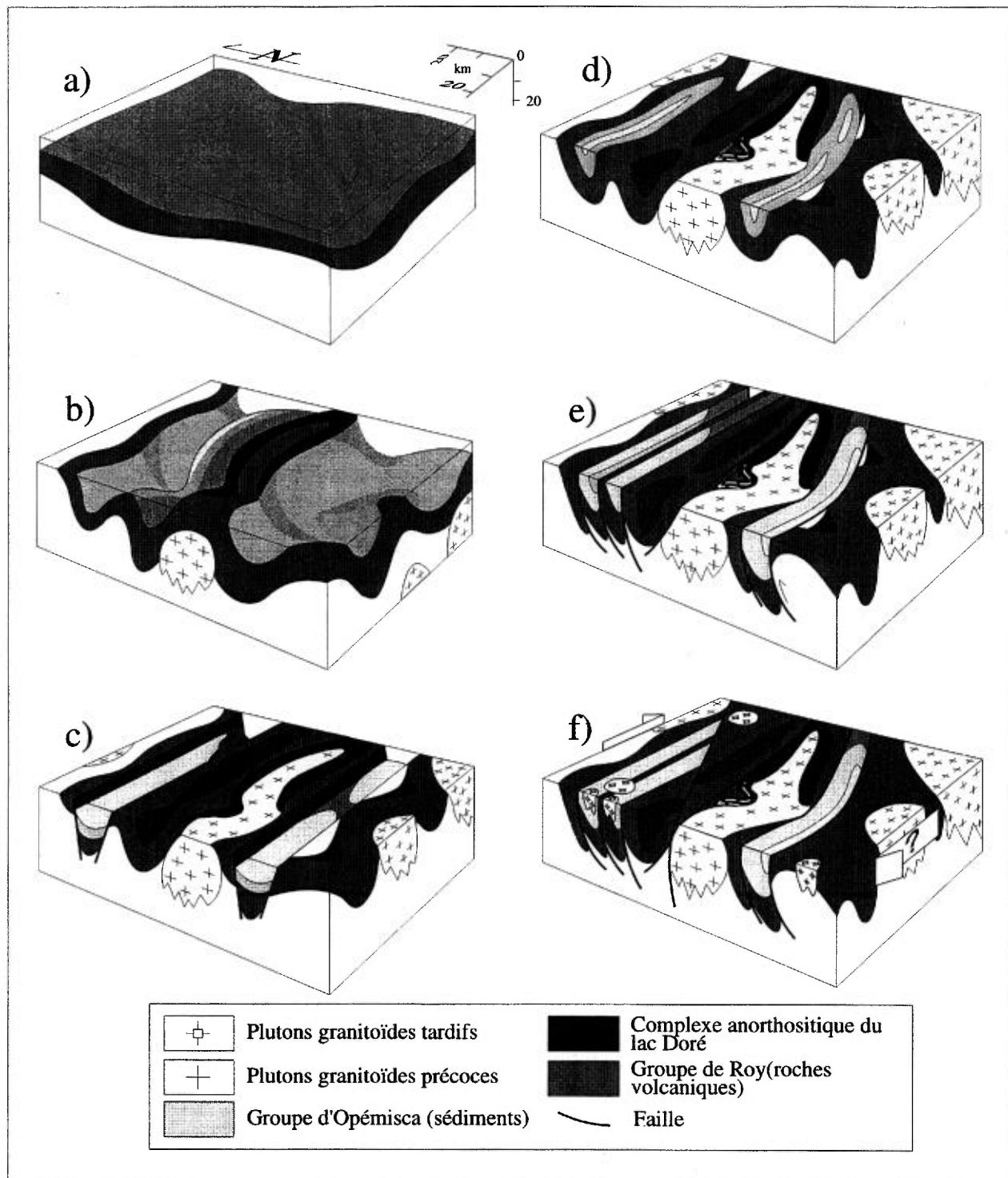


Figure A14: Évolution structurale de la région de Chibougamau.

ont contribué au redressement vertical des strates, ainsi qu'à la réfraction de la schistosité régionale. Ces auréoles structurales sont caractérisées par le développement de fortes tectonites linéaires.

La déformation régionale est responsable du serrage des grands plis régionaux E-W et du

redressement des axes de plis subparallèlement à la linéation d'étirement verticale. Enfin, le dernier épisode de la déformation régionale (Figure A14e) entraîne le développement de grandes failles inverses de direction E-W, auxquels on associe la présence de nombreux couloirs de déformation.

L'effet le plus significatif de la déformation régionale est le raccourcissement horizontal N-S qui a généré une foliation dominante E-W et des plis isoclinaux régionaux. L'origine de ce raccourcissement peut être reliée à un phénomène de plaques convergentes et à une zone de subduction possible. L'accrétion d'une série d'arcs volcaniques contre d'autres arcs selon une progression du nord au sud dans la Province du Supérieur (Card, 1989), résultant de la subduction d'une plaque faiblement pentée vers le nord comme proposé par Dimroth et al. (1983) est possiblement à l'origine de la compression N-S qui a produit les plis E-W.

La schistosité régionale omniprésente et les linéations d'étirement abruptes représentent des contraintes majeures dans l'élaboration d'un modèle tectonique régional. Cependant, il est bien connu dans les ceintures orogéniques phanérozoïques que le raccourcissement horizontal produit des failles de chevauchement et des nappes. Ces processus sont reconnus dans les Himalayas (Gansser, 1964), la Cordillère de l'Ouest (Coney, 1989) et dans la Ceinture des Appalaches de l'Amérique du Nord (St-Julien et Hubert, 1976; Williams et Hatcher, 1982). Ces exemples sont typiques de zones de déformation de faible pendage associées à des linéations d'étirement parallèles à la direction du transport. Le faible niveau d'énergie de ce processus est une alternative attrayante au processus de haute énergie impliqué pour produire directement des failles de pendage abrupte et des couches en position verticale. Pour appliquer ce modèle de chevauchement à la sous-Province de l'Abitibi, il faut supposer les failles E-W inverses à fort pendage représentent en fait des failles à l'origine subhorizontales et redressées par la poursuite du raccourcissement horizontal.

Les grandes failles longitudinales E-W inverses représentent le stade final de la déformation régionale. Les éléments structuraux associés à ces grandes failles suggèrent un chevauchement le long de structures fortement pentées. En dépit de leur grande extension latérale dans la région de Chibougamau, le transport tectonique n'est pas assez important pour oblitérer les relations stratigraphiques indiquant que la région forme un ensemble cohérent et non un collage de terrains distincts. La cohésion de la séquence stratigraphique suggère que la majeure partie du Segment de Chibougamau s'est comportée de manière cohérente et l'on doit considérer, dans le cadre d'un modèle de chevauchement que la totalité du Segment de Chibougamau ne représente qu'un seul terrane.

Les mouvements dextres tardifs observés au sein

des failles majeures E-W en rapport avec les failles SE clairement dextres, indiquent qu'après la période de raccourcissement N-S, dominée par les mouvements inverses, la ZVN de la sous-Province de l'Abitibi a connu une période majeure de décrochement dextre qui a réactivé les structures préexistantes et a généré les structures synthétiques d'orientation SE (Figure A14f; Daigneault et Archambault, 1990).

Les plutons syntectoniques consistent principalement en des larges masses tabulaires injectées autour des plutons synvolcaniques et qui sont clairement contrôlés par la déformation. Ils se mettent en place durant un épisode d'extension qui suit la compression majeure (Sawyer et al., 1990). On observe que ces suites plutoniques montrent une évolution pétrologique passant de monzodiorite à tonalite-granodiorite à granodiorite. L'arrivée des plutons suit la déformation principale et sont affectés par des phases de déformation plus tardives. Les suites monzodioritiques et de tonalite-granodiorite se sont mises en place durant ou légèrement après la période principale de plissement et de développement de la schistosité régionale. La suite granodioritique, d'autre part, semble s'être mise en place durant l'épisode final de décrochement dextre qui conclue la déformation majeure. De petites masses de granodiorite à l'intérieur de la séquence supracrustale sont considérées comme des satellites de masses plus importantes de granodiorite en profondeur. Celles-ci montrent rarement des relations sans équivoques par rapport aux structures majeures et la plupart pourrait bien être d'âge syntectonique tardif. La collision arc-arc et la déformation régionale majeure qui s'étendent de 2700 à 2695 Ma (Corfu et al., 1989) ont donc produit successivement des magmas monzodioritiques, tonalitiques/granodioritiques et granodioritiques par fusion partielle du manteau et de la croûte inférieure à la suite de l'épaississement de cette dernière sous l'effet de la déformation. La similitude entre les suites syntectoniques suggère une origine commune, soit le manteau (Sutcliffe et al., 1989) ou encore la base de l'empilement volcanique en fusion partielle. Les magmas monzodioritiques sont possiblement associés à la zone de subduction, à la suite de la fusion partielle de la croûte profonde ou du manteau (Stern et al., 1989; Bédard et al., 1989).

Une petite suite d'intrusions de syénite en association avec des carbonatites et quelques granodiorites, sont alignées le long de structure NE, suggérant que leur mise en place s'est faite lors d'une période tardive de réajustement post-tectonique. Ces intrusions sont contrôlées par des

failles tardives et leur composition suggère une source localisée sous une croûte épaisse.

PROTÉROZOÏQUE

La région de Chibougamau a connu deux périodes de sédimentation et 4 phases ignées (dykes) durant le Protérozoïque. De plus, la région de Chibougamau constitue la bordure d'un craton archéen et la zone d'avant-pays autochtone de l'orogénie grenvillienne qui affecte modérément à profondément la majeure partie des roches de la région. Les roches sédimentaires de la Formation de Chibougamau et du Groupe de Mistassini sont peu affectées par la déformation, sauf près des failles et sont peu métamorphosées.

Formation de Chibougamau (2450-2490 Ma)

La Formation de Chibougamau renferme plus de 200 m de conglomérat à cailloux ou blocs et de grès en discordance sur le socle archéen. Le conglomérat est constitué de fragments granitiques et de roches métavolcaniques typiques des roches archéennes dans une matrice finement grenue. Les structures sédimentaires et la distribution des faciès (Long, 1974) suggèrent que les conglomérats ont une origine fluviale alors que la présence de mixtites et de "dropstones" dans les argilites litées indique ultimement une origine glaciaire. La provenance des sédiments est localisée au NO de la région. De plus, des corrélations stratigraphiques ont été proposées entre la Formation de Chibougamau et la Formation de Gowganda du Supergroupe Huronien, située à 400 km plus au SW (Young, 1970).

La Formation de Chibougamau se présente sous la forme d'une série de buttes témoins localisées au nord et à l'ouest de la Ville de Chibougamau. Des dykes clastiques liés à cette formation sont observés dans le socle archéen à plus de 80 km à l'ouest de ces buttes (Chown et Gobeil, 1990) soutenant les corrélations de Young (1970) et indiquant une similitude entre la surface d'érosion actuelle et celle de la période post-archéenne.

Groupe de Mistassini (1950-1750 Ma)

Le Groupe de Mistassini renferme une séquence épaisse de dolomie (Formation d'Albanel inférieure et supérieure) composée de dolomie argileuse et de dolomie stromalitique interstratifiées avec des shales noirs. Cette séquence est recouverte par des quartzites, des argilites et des formations de fer (Formation de Témiscamie). Des formations clastiques fluviales (Formation de Papaskwasati et Cheno) délimitent la bordure nord du bassin

sédimentaire. Le Groupe de Mistassini repose en discordance sur le socle archéen, la discordance étant marquée par la présence d'un épais paléosol lequel a été, en grande partie, remplacé par des carbonates lors de la diagenèse des formations carbonatées sus-jacentes (Chown et Caty, 1983). Ces sédiments s'étendent vers le sud jusqu'à quelques kilomètres au nord de la ville de Chibougamau.

Dykes de diabase

Les dykes de diabase Protérozoïque de la région de Chibougamau sont eux aussi peu à non-déformés. Ils ont subi une altération deutérique locale avec développement mineur de prehnite. Les dykes ont rarement plus de 100 m de largeur et montrent un contact net. La plupart de ces dykes peuvent être tracés à partir des anomalies linéaires présentes sur les cartes aéromagnétiques régionales.

Les dykes de la région sont classés en 4 essaims: 1) essaim de Preissac - âge de 2140 Ma (Fahrig et al., 1986); 2) essaim de Mistassini - âge de 1960 Ma (Fahrig et al., 1986), constitué de dykes formant un éventail spectaculaire au Nord de Chibougamau; 3) essaim de Otish - âge de 1730 Ma; et 4) essaim d'Abitibi - âge de 1140 Ma (Ranalli et Ernst, 1986; Ernst et al., 1987).

OROGÉNIE GRENVILLIENNE

L'orogénie grenvillienne est une déformation protérozoïque tardive complexe qui affecte l'est de la région de Chibougamau. Bien que les levés dans la sous-Province de l'Abitibi suggèrent que cette dernière se termine au Front de Grenville juste au sud-est de la ville de Chibougamau, les résultats de cartographie récente indiquent que des unités majeures peuvent être tracées à travers le front jusque dans la ceinture parautochtone du Grenville (Daigneault et Allard, 1983, 1986 et 1994). L'orogénie grenvillienne est interprétée comme une collision continent-continent (Rivers et al., 1984), durant laquelle la ceinture mobile du Grenville a embouti les terrains d'avant-pays archéens (Province de Supérieur) au nord. Le Front de Grenville est tracé localement à la limite où il est possible de reconnaître les formations et les structures archéennes. Ailleurs, la limite du Front de Grenville est définie comme la limite nord du secteur caractérisé par les structures et le métamorphisme grenvillien, ce qui entraîne une certaine confusion dans certains secteurs de la région.

Il est important de signaler que deux événements majeurs se sont déroulés dans la zone parautochtone archéen durant l'orogénie grenvillienne. Dans un premier temps, de larges nappes de chevauchement

se sont mises en place du SE vers le NO, ceci entraînant l'épaississement de la croûte. Ce phénomène engendra un réajustement isostatique qui généra des failles inverses abruptes.

Le premier événement a produit des linéations d'étirement plongeant vers le sud-est dans toutes les roches de la ceinture Parautochtone (Ciesielski et Ouellet, 1985, Daigneault et Allard, 1994) et un métamorphisme régional de haute température et pression dans les roches protérozoïques en bordure et à l'intérieur du Parautochtone. Les effets du métamorphisme grenvillien sur les roches archéennes déjà métamorphosées sont plus difficiles à déterminer en raison de la variation des relations de superposition du métamorphisme. La principale manifestation de ce métamorphisme est le développement, dans les metabasites, de porphyroblastes grossiers de grenat et hornblende se superposant à l'assemblage primaire au faciès des schistes verts. Ce phénomène se produit conjointement avec le développement de structures plus jeunes (Ouellet, 1988). Des assemblages de haute pression, en particulier avec les assemblages de la kyanite, sont observés dans quelques roches archéennes de façon analogue à celle observée dans les roches protérozoïques et contraste avec les assemblages de pression modérée caractérisés par la présence d'andalousite reconnus dans la sous-Province de l'Abitibi (Jolly, 1978). L'âge Ar^{39}/Ar^{40} des porphyroblastes de hornblende est compris entre 1105 Ma pour les roches au faciès des schistes verts supérieurs et 953 Ma pour le faciès des amphibolites (Baker, 1980). Les dykes de diabase protérozoïques montrent des structures coronitiques et un métamorphisme d'amphibolite à grenat dans la Ceinture Parautochtone. Les changements métamorphiques dans ces roches relativement sèches n'apparaissent cependant pas aussi loin au nord que ceux observés dans les metabasites. Les effets du métamorphisme au faciès des amphibolites grenvillien sur les roches localisées près de la bordure de la sous-Province de l'Abitibi sont relativement évidents. Il est cependant plus difficile d'identifier les effets de la superposition du

métamorphisme des schistes verts grenvillien sur le métamorphisme archéen dans la partie NO de la région. Les secteurs localisés à proximité du Front du Grenville sont régulièrement caractérisés par la présence de plis d'orientation NE auxquels sont associés un clivage de crénulation de plan axial (Daigneault et Allard, 1994) ainsi que par le faciès métamorphique des amphibolites.

Le réajustement isostatique associé à la déformation grenvillienne a produit une série de failles inverses d'orientation $N010^{\circ}$ - $N020^{\circ}$ (Figure A8). Ces failles démontrent un mouvement inverse associé à une montée du bloc est lors d'un épisode de déformation ductile (Daigneault et Allard 1994). Ces failles démontrent également un mouvement tardif produit lors d'un épisode de déformation fragile et auquel est associé l'injection de pseudotachilite (Daigneault et Allard, 1990; 1994). Ces mouvements fragiles sont associés à des rejets senestres systématiques de 100 à 1000 m. Ces failles, en particulier la faille de Mistassini, ont particulièrement influencé la configuration du Front de Grenville dans la région de Chibougamau. Il semble évident que certaines si non la totalité des failles archéennes (par exemple la faille de Gwillim) ont été réactivées durant l'orogénie grenvillienne.

L'effet principal de l'orogénie grenvillienne a été le soulèvement des roches archéennes de la Ceinture Parautochtone avec comme résultat que les roches supracrustales de la sous-Province de l'Abitibi sont en juxtaposition avec les tonalites, les gneiss tonalitiques et de petites lentilles de metabasites provenant de niveaux plus profonds de la croûte archéenne. Les roches à clinopyroxène-grenat sont communes à l'intérieur du Parautochtone, partiellement rétrogradées au faciès des amphibolites à grenat. Les analyses thermobarométriques de ces assemblages permettent d'estimer les conditions de métamorphisme à environ $800^{\circ}C$ et 1000 mPa (Ouellet, 1988). Ces analyses suggèrent que ces roches de haute pression sont le résultat du métamorphisme grenvillien, plutôt qu'archéen.

PARTIE B - MÉTALLOGÉNIE DE L'EXTRÉMITÉ EST DE LA SOUS-PROVINCE DE L'ABITIBI

Pierre Pilote

Ministère des Ressources naturelles du Québec, 400 Lamaque,
Val-d'Or, Québec, J9P 3L4;

et Jayanta Guha

Sciences de la Terre, Centre d'Études sur les Ressources Minérales,
Université du Québec à Chicoutimi, 555 boul. Université, Chicoutimi, Québec, G7H 2B1.

(modifiée de Guha, 1990; Guha et al., 1990; et Pilote et Guha, 1995)

INTRODUCTION

De 1954 jusqu'au début de 1990, le district minier de Chibougamau, connu comme "la région des gisements associés à des zones de cisaillements" (Guha et Chown, 1984), a produit environ 1,2 million de tonnes de cuivre, 115 000 kg d'or, 650 000 kg d'argent, 115 000 kg de zinc et 4 000 kg de plomb. Ce district contient de nombreux types de gisements et d'indices prenant place dans une grande diversité de contextes (Figure A3), ceci le rendant à ce titre différent des régions situées dans la partie sud de la sous-Province de l'Abitibi. La variété et l'abondance des minéralisations de type veines rendent difficiles la tâche de regrouper celles-ci en familles distinctes. Toutefois, l'étude de ces minéralisations, lorsque replacées dans leur contexte géologique propre, permet de procéder à de tels regroupements. Il y a eu au cours des dernières années plusieurs publications traitant de différents gisements et de leur contexte géologique qui ont tenté de classer ceux-ci en fonction de leur mode de mise en place (Guha, 1984; Guha et al., 1988; Guha, 1990; Guha et al., 1990). Cette section a pour but (1) de faire une courte revue des différents types de minéralisations rencontrés dans la région de Chibougamau, dont certains seront décrits plus en détail dans ce livret-guide, (2) d'examiner la position qu'ils occupent dans le cadre géologique établi, et (3) de mettre à jour les classifications plus anciennes à la lumière des travaux récents portant sur la compréhension de l'évolution tectono-stratigraphique de cette région.

Quoique le nombre de datations précises portant sur la minéralisation et/ou l'altération ne soit pas abondant, la détermination de l'âge de certaines des lithologies les plus importantes rend possible l'établissement de corrélations entre des événements minéralisateurs distincts et les différents stades

d'évolution qu'a suivi cette ceinture archéenne déformée (Chown et al., 1992; Mortensen, 1993). Les différents gisements reconnus peuvent être subdivisés en cinq catégories (chacune pouvant être subdivisée en sous-catégories). Celles-ci ont été déterminées à partir de leurs caractéristiques, du contexte géologique où elles se situent et des processus géologiques qui ont été actifs lors de leur formation:

- I - Les minéralisations associées à la mise en place d'intrusions mafiques (oxydes et sulfures d'origine magmatique);
- II - Les gîtes de sulfures massifs volcanogènes;
- III - Les minéralisations associées à l'activité plutonique (occupant un haut niveau dans l'empilement stratigraphique) et aux grands édifices volcaniques:
 - Les minéralisations de type magmatique-hydrothermal et porphyrique - l'exemple des veines de Cu-Au du camp minier du lac Doré;
 - Les veines épithermales en métaux précieux (Au-Ag)- l'exemple du gisement filonien en Cu-Zn-Pb-As-Au-Ag du lac Berrigan;
- IV - Les gîtes d'or mésothermaux Archéens, dont la période de mise en place est contemporaine à la déformation principale et à l'activité plutonique;
- V - Les veines en Cu du type Opémiska.

Cette revue ne se veut pas un essai de classification de tous les types de gisements reconnus dans ce camp minier, ni ne prétend contenir une description détaillée de ces gisements. Certains gîtes font actuellement l'objet d'études détaillées et la position qu'ils occupent dans cette classification est un élément important à leur compréhension. Dans les sections qui suivent, chaque catégorie sera examinée plus en détail. Les

gîtes situés dans le bassin Protérozoïque de Mistassini, ainsi que les équivalents métamorphisés des gisements Archéens situés dans la Province de Grenville, ne sont pas considérés ici.

I - LES MINÉRALISATIONS ASSOCIÉES À LA MISE EN PLACE D'INTRUSIONS MAFIQUES (OXYDES ET SULFURES D'ORIGINE MAGMATIQUE)

Fe-Ti-V

Il s'agit de minéralisations associées à la mise en place d'intrusions stratiformes mafiques et ultramafiques importantes, tel le Complexe du lac Doré (CLD). Le CLD, décrit de façon plus détaillée par Allard (1976a) et Daigneault et Allard (1990), contient des teneurs économiques en vanadium dans le membre P1 (canton de Rinfret; Gobeil, 1976). De plus, près de 245 000 000 tonnes de minerai à une teneur moyenne de 27,6% Fe et 1,1% TiO₂ se retrouvent dans les secteurs du Mont du Sorcier et de la baie Magnétite. L'évaluation du potentiel en éléments du groupe des platinoïdes (EGP) associés à des sulfures dans le CLD démontre qu'aucun enrichissement n'est survenu, ceci probablement en raison d'un lessivage précoce des EGP contenu dans le magma en profondeur (Barnes et al., 1994). Un indice de sulfure de Ni-Cu encaissé dans une intrusion métapyroxénitique, située dans le canton de Lantagnac, contient par contre des quantités significatives d'EGP (Barnes et al., 1994).

II - LES GÎTES DE SULFURES MASSIFS VOLCANOGÈNES

Le développement des proto-îles en arcs (Mueller et al., 1989), caractérisées par l'élaboration de centres felsiques actifs, a donné lieu à des systèmes hydrothermaux qui ont produit des gîtes de sulfures massifs volcanogènes. Les preuves du caractère synvolcanique de la minéralisation et de l'altération sont largement répandue dans la région de Chibougamau. Ceci est illustré, par exemple, par le silicification de grands segments des Formations de Waconichi et de Gilman (Couture, 1986; Trudeau, 1981) ainsi que du complexe volcanique du lac des Vents (Mueller et al., 1988). L'effondrement de certains secteurs constituant les petits édifices volcaniques a produit des megabrèches recouvrant des coulées de débris pyroclastiques et des tufs, ces événements étant accompagnés par des minéralisations associées à des failles synvolcaniques et au remplissage de porosités primaires, telles les bordures de coussins riches en sulfures observées à la mine Gwillim (Bouchard,

1986). Le passage des fluides dans les roches volcanoclastiques ou dans certaines dépressions paléotopographiques a produit des sulfures lités, lesquels sont observés dans les parties supérieures de tous les cycles volcaniques. La plupart des indices de sulfures consistent en pyrrhotine-pyrite avec des quantités variables de Cu, Zn et de métaux précieux.

Les gisements les plus importants découverts jusqu'à maintenant sont la mine Lemoine (728 000 tonnes à une teneur moyenne de 4,2% Cu, 9,6% Zn, 4,5 g/t Au et 83,85 g/t Ag - fermée en 1981), l'indice du lac Scott (réserves de 680 000 tonnes à une teneur moyenne de 0,55% Cu, 6,9% Zn et 13,3 g/t Ag), la zone Cooke 8-5 à Chapais (Bélanger et al., 1984), l'indice du lac des Vents (100 000 tonnes à 2% Cu?) et la mine Coniagas (700 000 tonnes à une teneur moyenne de 10,7% Zn, 1,0% Pb et 10,3 g/t Ag - fermée).

La Formation de Waconichi a depuis longtemps été considérée comme une unité stratigraphique felsique au potentiel favorable, à la suite des découvertes de la mine Lemoine et de l'indice du lac Scott. Ces découvertes ont contribué à supporter l'idée que les gisements de sulfures massifs volcanogènes se retrouvent en amas restreints à l'intérieur de certains horizons spécifiques. Pourquoi cette séquence felsique serait-elle favorisée? Une réponse possible à cette question est fournie par la nécessité d'avoir une source de chaleur suffisamment grande et durable pour être en mesure de générer un système hydrothermal. Les rhyolites porphyriques de la Formation de Waconichi à la mine Lemoine se sont formées à $2728 \pm 1,5$ Ma et le CLD (Zone Granophyrique) à 2728 ± 1 Ma (Mortensen, 1993). Ces contraintes temporelles indiquent que le CLD était présent pour fournir la chaleur nécessaire pour générer le système hydrothermal qui a produit ces gisements polymétalliques sous-marins (Guha, 1990). La présence de tels systèmes hydrothermaux peut être déduite à partir d'observations indiquant que de grands volumes de roches ont été affectés par l'interaction avec des fluides hydrothermaux. Gobeil (1980) a observé un appauvrissement en Ca et en Na dans les roches situées stratigraphiquement sous la mine Lemoine et latéralement de part et d'autre de celles-ci sur une superficie de plus d'un kilomètre. Des centres felsiques comme ceux-ci ont joué un rôle fondamental dans le développement de régions possédant un haut débit de chaleur, lesquelles ont permis de focaliser l'écoulement des fluides. Les caractéristiques du gisement Lemoine (des sulfures lités/laminés et des structures indiquant un écoulement sur la pente faiblement

inclinée d'un édifice volcanique) suggèrent davantage un environnement de rupture de pente associée à une dépression topographique qu'un environnement de type monticule.

L'hypothèse que le CLD a agi comme source de chaleur subvolcanique est supportée indirectement par le fait que la "rhyolite du pont de la rivière Obatogamau", datée à 2728 ± 1 Ma (Mortensen, 1993), qui représente un horizon stratigraphique équivalent possible de la Formation de Waconichi loin de l'influence du CLD, ne montre pas d'évidences de cette activité hydrothermale. De plus, l'activité hydrothermale dans la Formation Gilman sur le flanc nord du CLD, signalée pas une silicification de forte extension latérale, pourrait bien avoir été produite par un système hydrothermal généré par le CLD. Une hypothèse semblable a été proposée pour les gisements de sulfures massifs volcanogènes du camp minier de Matagami (situé dans la partie nord-ouest de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi) où la source de chaleur est assignée au Complexe de la rivière Bell (Piché et al., 1990).

La préservation des gisements de sulfures massifs dans la Formation de Waconichi est le résultat d'un certain nombre de facteurs post-déposition telles la position finale du CLD, l'intrusion du Pluton de Chibougamau et une séquence variée d'événements allant de la déformation régionale au niveau d'érosion actuel (Cimon et Gobeil, 1976). Le gisement du lac Scott, situé dans le coin NW du CLD, a été métamorphisé par l'intrusion du Pluton de Chibougamau et les lentilles de minerai ont été démembrées par des événements post-dépositions (Saunders et Allard, 1990). Le complexe volcanique felsique du lac des Vents, lequel montre un âge préliminaire de $2759 \pm 1,6$ Ma (Mortensen, 1993), représente un contexte où le volcanisme de type explosif est particulièrement bien développé. Ce contexte favorise les accumulations de sulfures de type monticule avec des venues répétées de minéralisations et le dépôt de brèches éruptives, entraînant la formation de gisements de forme lenticulaires à la suite de l'élaboration rapide de l'édifice volcanique. L'émergence de l'édifice volcanique vers des conditions subaériennes n'a pas semblé favoriser la formation et/ou la préservation d'accumulations appréciables de sulfures massifs (Guha et al., 1990; Mueller et al., 1990).

III - LES MINÉRALISATIONS ASSOCIÉES À L'ACTIVITÉ PLUTONIQUE DE HAUT NIVEAU CRUSTAL ET AUX GRANDS ÉDIFICES VOLCANIQUES

Les minéralisations de type magmatique-hydrothermal et porphyrique - l'exemple des veines de Cu-Au du camp minier du lac Doré

Contextes géologique et historique

L'existence de plutons d'âge Archéen contenant des minéralisations de type Cu-Au porphyrique est connue depuis quelques années au Québec (Kirkham, 1972), et particulièrement dans les régions de Chibougamau (Cimon, 1970; 1973), de Rouyn-Noranda (Goldie et al., 1979) et de Val-d'Or (Tessier, 1990).

Les minéralisations de type Cu et Cu-Au porphyrique correspondent de façon générale à des veinules et à des disséminations situées dans des réseaux complexes de fractures et de brèches minéralisées. Ces structures sont encaissées à l'intérieur ou en bordure immédiate d'une masse granitoïde de composition intermédiaire à felsique altérée de façon concentrique (Lowell et Guilbert, 1970; Gustafson et Hunt, 1975) et selon une intensité variable. Les parties minéralisées des plutons se situent le plus souvent à l'intérieur des membres les plus différenciés ou dans les roches encaissantes. Ces gisements sont épizonaux, c'est à dire qu'ils se forment pour la plupart entre 1 et 2 km de profondeur (McMillan et Panteleyev, 1987). Ces minéralisations représentent des contextes différents de celles qui sont encaissées dans des zones de cisaillement, que ce soit sous la forme de veines de quartz de type filon ("*lode type*") ou sous forme disséminée. Les gisements épithermaux sont considérés comme l'expression de faible profondeur (environ 1 km) des gisements de type porphyrique.

La mise en place de plutons synvolcaniques de la suite diorite/tonalite, générés par une plaque océanique en subduction, a eu lieu lors du développement de la zone volcanique polycyclique dans la région de Chibougamau (Chown et al., 1992). La création de régions en subsidence ou de secteurs effondrés de type chaudron à de hauts niveaux crustaux représente des environnements très favorables au développement de minéralisation de type porphyrique. Ceci est particulièrement bien illustré par le Pluton de Chibougamau, sur les flancs sud et nord de l'anticlinal de Chibougamau, où des minéralisations de type cuivre porphyrique sont reconnues. Le prospect Queylus est évalué comme un indice typique de nature porphyrique, ceci considérant la grande envergure de l'altération, la présence de nombreuses brèches hydrothermales et la présence de minéralisations en cuivre de type stockwerk et disséminées (Cimon, 1973; Bureau, 1980; Bureau et al., 1979; Racicot, 1980). Le gîte Devlin est formé d'un système de veines

	Mines	Années	Tonnes (t.c.)	Cu (%)	Au (on/t)	Cu (lbs)	Au (on)
RESSOURCES MSV INC.	Copper-Rand	1959-1994	14 624 746	1,80	0,088	534 754 343	1 287 003
	Portage	1960-1994	5 682 152	1,73	0,113	202 790 414	643 409
	Jaculet	1960-1974	1 202 119	1,93	0,055	46 401 793	66 117
	Copper Cliff	1970-1974	951 830	1,60	0,028	30 458 560	26 651
	Henderson I*	1959-1971	1 818 976	2,23	0,045	81 126 330	81 854
	Henderson II*	1960-1988	6 483 479	1,60	0,041	207 471 328	265 823
	Corner Bay	1996-	1 059 841	5,28			
	Cedar Bay*	1958-1989	3 782 850	1,57	0,091	118 781 490	344 239
	Sous-total		35 605 992	1,85	0,076	1 221 784 258	2 715 096
	* Mines anciennement exploitées par Campbell Chibougamau Mines Ltd						
AUTRES SOCIÉTÉS	S-3	1985-1989	316 732	0,37	0,106	2 343 817	33 574
	Bateman Bay	1969-1971	565 000	2,09	0,090	23 617 000	50 850
	Quebec Chib.	1970-1974	264 000	1,74	0,090	9 187 200	23 760
	Kokko Creek	1959-1975	745 169	1,15	0,007	17 138 887	5 216
	Mine Principale	1954-1981	4 840 946	1,82	0,033	176 210 507	159 751
	Fosse (M. Princip.)	1970-1981	1 036 733	0,64	0,004	13 270 182	4 147
	Fosse (Merrill)	1967-1981	1 509 702	2,05	0,010	61 897 782	15 097
	Canadian Merrill	1958-1967	1 182 804	2,33	0,010	55 118 666	11 828
	Chib-Kayrand	1965-1972	114 000	1,36	0,014	3 100 800	1 539
	Obalski	1963-1965	7 500	1,20	0,084	180 000	627
	Obalski	1984-1985	8 337	0,94	0,347	156 338	2 894
	Grandroy	67-69, 74-75	349 000	1,24	0,022	8 655 200	7 630
	Devlin	X	1 270 000	2,00	0,014		
	Sous-total		12 209 923	1,73	0,027	370 876 379	316 914
TOTAL			47 815 915	1,82	0,064	1 592 660 637	3 032 010

Tableau B.1: Production minière totale des mines situées dans le Complexe du lac Doré et dans les environs immédiats au 1er janvier 1995 (Sources: compilation du M.R.N.Q. et A. Blais, Ressources MSV Inc.).

subhorizontales partiellement encaissées dans différentes zones bréchiques de natures distinctes (Bureau, 1980). Ces zones bréchiques sont entourées par une altération très étendue (Gobeil, 1982; Guha et al., 1984; Lange-Brard, 1986). En se basant sur les caractéristiques indiquées par les patrons d'altération observés, la présence des brèches et les données provenant des inclusions fluides, Guha et al. (1984) ont proposé que le gîte de Devlin représente l'expression près de la surface d'un système de type porphyrique.

On retrouve sur la flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau, dans le secteur du lac Clark, des minéralisations de type Cu-Mo-Au porphyrique (Kirkham, 1972; Ford, 1974; Pilote et al., 1993, 1994a, 1994b, 1995a, 1995b, 1995c; Sinclair et al., 1994; Kirkham et al., 1995), encaissées dans les faciès anorthositiques du Complexe du lac Doré (CLD), daté à 2728 Ma. Ces minéralisations de type porphyrique sont adjacentes et se superposent aux filons de sulfures massifs caractéristiques des mines Merrill et Principale dans le camp minier du lac Doré.

Les veines de sulfures (Cu-Au) du camp du lac Doré

La découverte des gisements de Cu-Au du CLD, historiquement connus sous le nom de "minéralisation de type Chibougamau", représente avec la mise en production des mines Opémiska les événements qui ont contribué au démarrage du camp minier de Chibougamau-Chapais. Depuis 1954 jusqu'à la fin de 1997, 15 gisements ont été découverts et ont été périodiquement en production. La production totale du camp du lac Doré s'élève à près de 48 millions de tonnes de minerai à une teneur de 1,82% Cu et 0,064 oz/t Au (Tableau B1). Les deux dernières mines, Copper Rand et Portage, ont mis fin à leur production à l'automne 1997. Un autre gisement, Cedar Bay, pourrait réouvrir prochainement si certains facteurs économiques le permettent. Jusqu'à la découverte du gisement de Corner Bay (Flanagan, 1983; Bertoni et Vachon, 1984) sur le flanc sud de l'anticlinal de Chibougamau, tous les gîtes connus dans le CLD étaient situés sur le flanc nord de cet anticlinal.

L'origine des veines de cuivre de "type Chibougamau" a fait l'objet de nombreuses études dans le passé, mais aucun consensus n'a pu être établi jusqu'à tout récemment. Des exemples de la "minéralisation de type Chibougamau" sont, entre autres, représentés par les mines Merrill, Principale, Copper Rand, Cedar Bay, Henderson, et Portage. Allard (1976a) a fait une revue exhaustive de l'historique des travaux d'exploration et d'exploitation réalisés dans le CLD. De nombreuses

thèses, réalisées principalement entre la fin des années '50 jusqu'au début des années '80, décrivent différents aspects de ces gisements (Allard, 1976a).

La plupart des gîtes de Cu-Au du camp minier du lac Doré sont situés dans des zones de cisaillement orientées NW et sont encaissés dans la Série Anorthositique Supérieure du Complexe du lac Doré, à l'exception des mines Henderson et Portage qui sont contenues dans des zones de cisaillements de direction NE. Les roches encaissantes sont constituées de schistes à quartz-carbonate-séricite et/ou chlorite (chloritoïde) produits par le cisaillement et l'altération de la méta-anorthosite. Les zones minéralisées montrent un enrichissement en potassium et sont caractérisées par la présence de chlorites ferrières (Allard, 1976a; Guha, 1984). La minéralogie des sulfures est dominée par la chalcopryrite, la pyrite et la pyrrhotine avec de faibles quantités de sphalérite et de galène et un grand nombre de minéraux accessoires. L'or se présente surtout sous la forme de grains isolés associés à la pyrite et à la chalcopryrite. Cet habitus contraste avec les gisements mésothermaux de la région où l'or est retrouvé sous forme libre. De l'or est aussi observé en pépites grossières; cet or s'est toutefois formé tardivement dans l'histoire de la mise en place de ces gisements (Guha et Kanwar, 1987).

Quoique ces gisements puissent être classés comme de type veine et contrôlés par le développement des éléments structuraux, certains aspects de ceux-ci les rendent bien différents des gîtes d'or Archéens mésothermaux retrouvés ailleurs dans la région de Chibougamau. À la différence des gisements mésothermaux, les zones de dilatations dans les gîtes du lac Doré sont particulièrement bien développées. Les types de minerai varient de schistes à sulfures laminés à des remplissages de cavités lesquelles contiennent localement de larges fragments de brèches en bordures des zones de dilatations (Guha et Koo, 1975; Guha et al., 1983). La géométrie des veines à la mine Henderson 2 indique des mouvements obliques inverses le long des principaux plans de cisaillement. Les travaux réalisés par Archambault et al. (1984), Magnan (1993b) et Magnan et al. (1994, 1995a et 1995b) démontrent la superposition de structures de différents âges à la mine Copper Rand. Tessier et al. (1994) ont établi des observations similaires à la mine Portage. Ces derniers suggèrent de plus la possibilité qu'une partie de l'or contenu dans les veines de sulfures massifs ait été remobilisé dans les veines de quartz de la zone de cisaillement McKenzie (Tessier et Hodgson, 1994; Tessier et al., 1995).

La composition des fluides minéralisateurs à

l'origine des filons de sulfures massifs correspond de façon caractéristiques à des saumures riches en $\text{CaCl}_2\text{-NaCl}$ qui coexistent avec des fluides hydrothermaux riches en méthane (Guha et al., 1979). Les caractéristiques des inclusions fluides et des valeurs isotopiques du soufre des gisements contenus dans les zones de cisaillements NE et NW du flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau, ainsi que celles de la minéralisation retrouvée dans le groupe R1, situé 800 m à l'est du gîte de Corner Bay sur le flanc sud, sont identiques (Guha, 1984).

Revue des modèles anciens et actuels

Les zones minéralisées de type filons du lac Doré ("type Chibougamau") ont fait l'objet de nombreuses études dans le passé. Plusieurs modèles génétiques ont été proposés pour expliquer leur origine. Les paragraphes qui suivent retracent depuis la fin des années '50 jusqu'à nos jours l'évolution des modèles touchant l'origine de ces gîtes:

- au cours des années '50: les filons cuprifères étaient considérés comme le résultat de remplacements hydrothermaux dont la source aurait été le Pluton de Chibougamau;
- 1959: l'orogénèse Grenvillienne serait responsable de la minéralisation, selon les travaux de Vollo à la mine Henderson;
- fin des années '50 jusqu'à la fin des années '70: accumulation d'observations de terrain systématiques dans toutes les mines de la région du lac Doré établissant des liens spatiaux certains entre les différentes générations de dykes porphyriques, la minéralisation du type "Chibougamau" et certaines phases apparentées au Pluton de Chibougamau (Miller, 1957; Jeffery, 1959; Blecha, 1966; Duquette, 1970; Allard, 1976a; Maillet, 1978; et Tremblay, 1980). Un consensus semble s'établir autour de l'observation que la minéralisation filonienne apparaît communément recouper les différentes générations de dykes. Toutefois, même à cette époque, Jeffery (1959) avait déjà décrit la présence d'un dyke à actinote recoupant clairement la minéralisation de type veine entre les niveaux 1500' et 1700' à la Mine Principale.
- 1970-74: Découverte par Cimon (1970) d'indices minéralisés de type Cu-Mo porphyrique dans le canton de Queylus et par Campbell Ressources (Kirkham, 1972; Ford, 1974) dans la région du lac Clark. De nombreux travaux d'exploration ont suivi ces découvertes dans le Pluton de Chibougamau, principalement

sur son flanc sud dans le secteur Queylus (Cimon, 1976; 1977; 1979; Kavanaugh, 1978), ainsi que sur la rive nord du lac Doré.

- 1975-76: Guha et Koo (1975) reconnaissent le fait que le minerai à la mine Henderson 2 était déformé et d'âge pré- à syn-métamorphique.

Allard (1976a et 1976b), sur la base d'une comparaison entre les gisements filoniens de la région de lac Doré et ceux de Gutai en Roumanie (des gîtes volcanogènes épigénétiques d'âge pliocène), a proposé un modèle où les veines de sulfures du camp du lac Doré serait d'origine volcanogène. Cet auteur a suggéré la séquence suivante d'événements pour expliquer la mise en place de la minéralisation filonienne: (1) une phase de fracturation importante aurait affecté la partie supérieure d'un dôme intrusif, suivie par (2) l'injection de dykes associés aux phases tardives de l'activité volcanique et mise en place du pluton le long de ces fractures, (3) les fluides minéralisateurs auraient empruntés à la fois ces fractures et les dykes, et auraient déposés le cuivre dans les zones de dilatation produites par le réseau fractures-dykes, (4) un large halo d'altération aurait finalement entouré chaque veine de cuivre, (5) l'Orogénie Kénoréenne, laquelle est associée le métamorphisme régional au faciès des schistes verts et le plissement des édifices volcaniques, aurait transformé les halos d'altération précoces de nature incompetente en schistes à paragonite-séricite-chlorite±chloritoïde qui encaissent les zones minéralisées. Ces schistes constituent aujourd'hui les soit-disant "zones de cisaillement" ou veines du "type Chibougamau" du camp minier du lac Doré. Une recristallisation généralisée des assemblages sulfurés s'est produite lors du métamorphisme régional, ceci allant jusqu'à produire le minerai de type schiste à sulfures décrit par Guha et Koo (1975). La chalcopryrite a été préférentiellement remobilisée et a formé des veines et des veinules recoupant les schistes, les dykes et les roches encaissantes.

Selon Allard (1976a), les gisements du camp du lac Doré peuvent donc être d'origine synvolcanogène, de géométrie épigénétique et d'âge synvolcanique-prémétamorphique.

- 1979: Un âge prémétamorphique pour les veines massives de cuivre est également proposé par Christmann (1979) à la mine Copper Cliff, à partir des textures de déformation présentées

par les sulfures et diverses observations de terrain.

Guha et al. (1979) soulignent le caractère hypersalin des inclusions fluides associées à ces gisements et soulèvent la possibilité d'un lien génétique entre le Pluton de Chibougamau et ces minéralisations.

- 1981 et 1984: Thorpe et al. (1981, 1984) et Guha (1984) démontrent la forte empreinte d'un fluide Protérozoïque sur les gîtes filoniens du lac Doré à la suite de la détermination d'un âge-modèle de ca. 2160 à 2240 Ma (selon les données isotopiques du plomb contenu dans la galène). Ces résultats soulèvent les possibilités (1) que la minéralisation filonienne soit tardive; ou encore (2) que la minéralisation soit précoce mais qu'elle ait été remobilisée *partiellement* par ces fluides sur une distance indéterminée. La possibilité qu'il y ait eu concouramment un nouvel apport de minéralisation est également soulevée.
- 1990: Daigneault et Allard suggèrent, à partir d'observations de terrain, une relation apparente entre les failles E-W, telle la faille du lac Sauvage et les structures ESE rencontrées de manière caractéristique dans la région du lac Doré. Ces auteurs proposent un âge précoce, prémétamorphique, pour la minéralisation filonienne, sans pouvoir toutefois préciser davantage le contexte de mise en place ou les processus responsables de cette minéralisation.
- 1993-98: Pilote et al. (1994, 1995a, b et c; 1998a et b) et ses collaborateurs (Robert, 1994a; Sinclair et al., 1994; Kirkham et al., 1997a et b) suggèrent que les minéralisations porphyriques et filoniennes rencontrées dans le secteur du lac Doré font partie d'un même vaste événement minéralisateur magmatique-hydrothermal d'âge pré-tectonique, contemporain à la construction du cycle volcanique 2 dans la région de Chibougamau. La variété des styles de minéralisations observés dans ce district minier, lesquels sont particulièrement bien développés sur les flancs nord et sud du Pluton de Chibougamau, apparaissent comme les résultantes des rejets normaux ou inverses produits par certaines failles importantes et du niveau d'érosion local.

Magnan et al. (1994, 1995b) et Tessier et al. (1994) parviennent indépendamment à des conclusions semblables. Ils ont démontré que la majorité des veines de Cu-Au aux mines

Copper Rand et Portage sont d'âge précoce et prémétamorphique. Magnan et al. (1994) rapportent à la mine Copper Rand la présence d'un type particulier de dyke porphyrique qui recoupe les veines de sulfures.

Importance des événements post-Archéens

Il existe de nombreuses observations démontrant l'influence importante qu'ont eu des événements post-Archéens sur les veines de Cu-Au contenues dans le Complexe du lac Doré (voir Guha (1984, 1990, et les travaux connexes réalisés par ce groupe de recherche). Les points suivants (Guha, 1990; Guha et al., 1990) résument les principales observations, interprétations et faits concernant les gisements du lac Doré et soulignent certains problèmes soulevés par l'identification de leur genèse.

1) Les fluides minéralisateurs, ainsi que le caractère et l'attitude des différentes lentilles minéralisées, ont évolué avec le cisaillement (Guha et al., 1983), ceci suggérant pour ces auteurs que la mise en place ou la *remobilisation* des sulfures s'est faite de manière synchrone avec le cisaillement à la mine Henderson 2;

2) Les fluides minéralisateurs possèdent une forte empreinte d'eaux de "surface" et la séricite et la chlorite des zones altérées en bordure des minéralisations sont aussi en équilibre isotopique avec ces eaux (Tremblay, 1987);

3) Un âge-modèle Protérozoïque homogène et systématique (ca. 2160 à 2240 Ma) a été obtenu à partir de galènes provenant de ces gisements (Thorpe et al., 1981 et 1984). Tel que mentionné par Guha (1984), l'événement daté à ca. 2,0 Ga n'est pas unique aux veines de sulfures retrouvées dans le CLD, mais est aussi observé dans les filonets et veinules contenus dans les roches volcaniques et volcanoclastiques. Les veines des gisements Opémiska ne montrent pas les caractéristiques de l'événement à 2,0 Ga mais les filonets de sulfures situés à proximité portent cette empreinte. Il est donc impossible de nier l'importance relative et les contributions tectonique et hydrothermale d'un événement d'âge Aphébien. Selon cette logique, Guha (1984) et Guha et al. (1988) ont proposé que les gisements du lac Doré, dans leurs formes géométriques actuelles, sont d'âge post-Archéen;

4) Il peut être démontré que pour les gisements qui ont subi des épisodes de déformation et de remobilisation importants, que ce soit des gîtes filoniens d'or ou de sulfures massifs volcanogènes, la reconstruction de la morphologie initiale est possible à partir des caractéristiques originales. Quoique la venue de fluides tardifs dans des gîtes

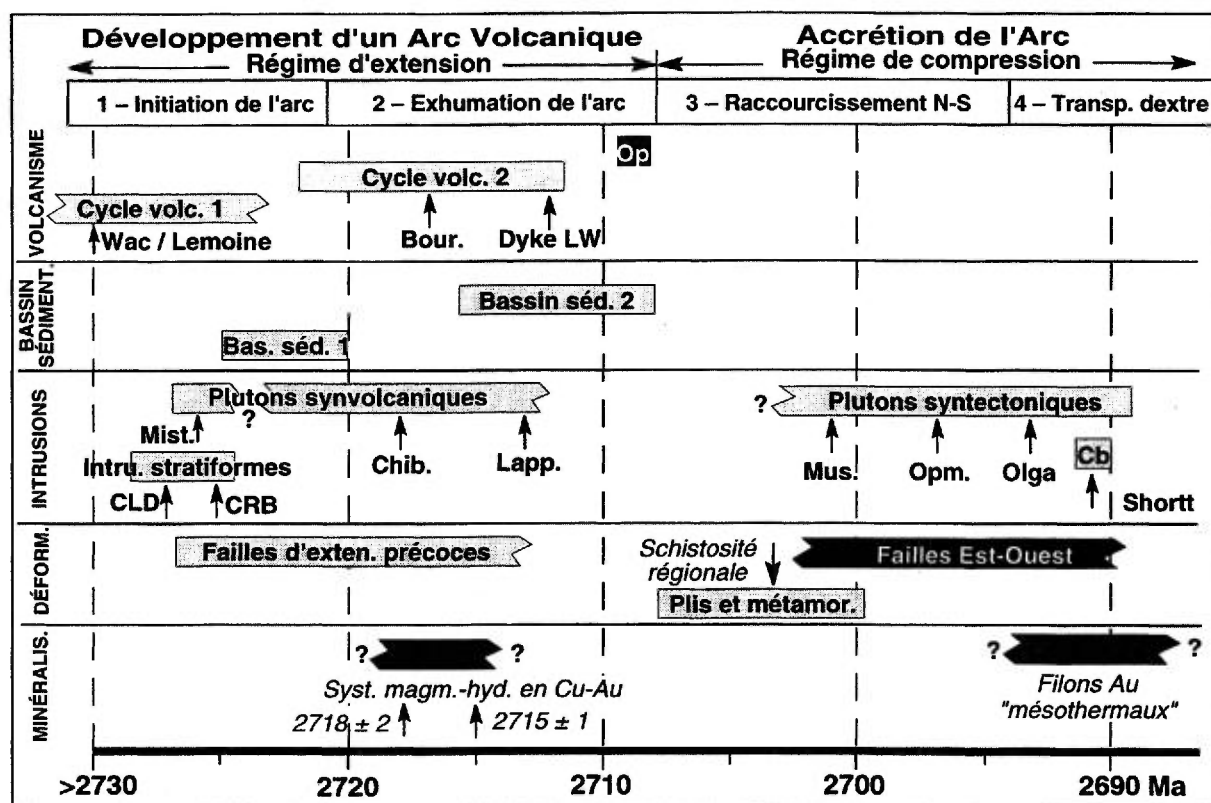


Tableau B.2: Âge de mise en place du système magmatique-hydrothermal responsable de la minéralisation de type filon (Cu-Au) et de la minéralisation de type porphyrique dans la région de Chibougamau, Zone Volcanique Nord (modifiée de Chown et al., 1992; Mortensen, 1993; Dion et al., 1995b). Significations des abréviations: Op=volcanites du Groupe d'Opémisca, Wac/Lemoine=Formation de Waconichi dans le secteur Lemoine, Bour.=filon-couche de Bourbeau, Dyke LW=dyke porphyrique dans le secteur du lac Waconichi, Mist.=pluton de Mistaouac, Chib.=pluton de Chibougamau, Lapp.=complexe de Lapparent, Mus.=pluton de Muscocho, Opm.=pluton d'Opémisca, Olga=pluton d'Olga, Cb=carbonatite du lac Shortt.

d'or préexistants a déjà été documentée, l'empreinte du fluide minéralisateur précoce peut être encore observée, comme à la mine Macassa par exemple (Kerrich et Watson, 1984);

5) Si la possibilité d'un événement minéralisateur précoce en Cu-Au est considérée, la contribution hydrothermale directe d'un pluton felsique ne peut expliquer la présence de zones minéralisées contenant plus de 1% nickel, telles qu'observées à la mine Henderson I (Dompierre, 1972). Il est toutefois possible que ce nickel ait été lessivé par les fluides hydrothermaux à partir de régions sources particulières, tels certains horizons ultramafiques du CLD.

Discussion

Il est maintenant clairement établi (Pilote et al., 1994b, 1995a, 1995b, 1995c; Magnan et al. 1994, 1995b; Tessier et al., 1994) qu'il existait à l'Archéen des gisements filoniens de Cu-Au qui ont été

déformés et remobilisés de manière plus ou moins accentuée par la déformation régionale. Il est aussi bien établi que des fluides d'une nature non-précisée, d'âge post-Archéen à Protérozoïque, ont pu refaçonner ces gisements. De nombreuses observations et relations de terrain démontrent sans équivoques que les gisements du type lac Doré ont été déformés et métamorphisés lors de l'Orogénie Kénoréenne.

La relation de recoupement minéral-dyke représente un élément clef dans la compréhension de ces gisements. Les dykes retrouvés à proximité des zones minéralisées revêtent différents aspects et montrent des compositions et des textures variées (de mafiques à felsiques, d'aphanitiques à porphyriques). Les dykes mafiques et intermédiaires sont généralement recoupés par les dykes felsiques. Plusieurs chercheurs ont suggéré et/ou démontré les liens qui existaient entre ces dykes et le Pluton de Chibougamau (Jeffery, 1959; Miller, 1961; Blecha,

1966; Duquette, 1970; Allard, 1976a; Maillet, 1978). De grandes zones de dilatation sont observées près de leurs contacts, ceci suggérant que les veines minéralisées ont pu se mettre en place de façon synchrone à l'intrusion de certaines phases spécifiques du pluton. Ces dykes ont de plus produit des contrastes de compétence marqués lors de la déformation régionale. Guha (1984), dans une discussion portant sur les possibilités d'une minéralisation précoce en Cu-Au dans le camp du lac Doré a souligné, en se basant sur les travaux de Maillet (1978), le caractère synchrone existant entre l'emplacement du minerai et des dykes.

À la mine Merrill, les relations de recouplement minerai-dykes sont bien exposées et illustrent le contexte de mise en place, ainsi que la chronologie des différents types de dykes (voir les descriptions des affleurements du lac Clark et de la mine Merrill à la Partie D). À la mine Merrill, une cartographie détaillée (voir Pilote et al., la Partie D dans ce livret-guide) a démontré que les veines et les lentilles minéralisées sont subparallèles à légèrement obliques à un réseau de dykes tonalitiques porphyriques orientés à 120°. Ces dykes se rattachent à un stock intrusif de tonalite porphyrique, de composition semblable à une phase tonalitique équi-granulaire datée par Krogh (1982) à 2718 ± 2 Ma qui représente une phase intrusive tardive du Pluton de Chibougamau. Les zones minéralisées sont communément encaissées dans des zones de cisaillement mais, dans quelques cas, il peut être démontré, comme à la carrière Merrill, que les zones de cisaillement entraînent et recourent à la fois les veines de sulfures massifs et les dykes tonalitiques porphyriques tardifs. Au lac Clark, des dykes interminéraux ont été reconnus (Pilote et al., 1994; Sinclair et al. 1994) et ceux-ci sont géochimiquement comparables au stock tonalitique retrouvé à la carrière Merrill (Pilote et al., 1995a, 1995b). Un de ces dykes, daté par la méthode U-Pb sur zircon, a livré un âge de $2715,2 \pm 0,7$ Ma (C.G.C., données non-publiées). Le court intervalle de temps entre ces événements magmatiques suggère fortement que les deux types de minéralisations observés, le type porphyrique au lac Clark et le type veine de Cu-Au aux mines Merrill et Principale par exemple, sont le produit d'un même système magmatique-hydrothermal d'envergure régionale.

En résumé, de nombreuses évidences suggèrent collectivement que le système hydrothermal responsable de la production de ces gisements de type veine est fort probablement rattaché à l'activité magmatique dans ce secteur. Ces observations sont la présence de dykes interminéraux au lac Clark et à la mine Portage

(Tessier et al., 1994) et des relations de recouplement minerai-dykes à la mine Copper Rand (Magnan et al., 1994, 1995a et 1995b); des zones d'altération contenant du chloritoïde, ceci indiquant le métamorphisme d'une zone d'altération paralumineuse précoce; l'entraînement de filons minéralisés et de dykes dans des zones de cisaillement à la mine Merrill; et le plissement, la déformation et la cataclase des veines de sulfures massifs. Le système hydrothermal à l'origine de ces caractéristiques a une dimension de l'ordre de la centaine de kilomètres carrés. De plus, ce système devait être actif avant la déformation régionale et le métamorphisme. L'événement magmatique-hydrothermal minéralisateur qui a produit les gisements de type filon du Complexe du lac Doré, selon ces observations, peut être visualisé comme un système de type porphyrique de grande dimension, lequel est associé à l'évolution d'une phase tonalitique porphyrique tardive du Pluton de Chibougamau datée à 2718 ± 2 Ma. La mise en place de cette phase spécifique est contemporaine à l'édification du second cycle volcanique reconnu dans la région de Chibougamau.

La déformation régionale, laquelle est responsable du basculement prononcé vers le nord du litage magmatique observé dans le CLD, ne semble pas avoir perturbé le parallélisme existant entre la plongée des corps minéralisés et la trace du litage magmatique. Ceci est bien démontré par les sections longitudinales des mines Principale et Merrill (voir la Partie D, Figure D.8), des mines Henderson-Portage (Figure B1) et de la mine Copper Rand (Figure B2; Magnan et al., 1994, 1995a et 1995b). Les éléments qui ont contrôlé cette plongée sont indiqués principalement par l'intersection du litage magmatique dans le CLD avec le plan contenant le corps minéralisé lui-même. La déformation régionale, beaucoup plus accentuée dans les zones d'altération précoces et à l'origine des zones de cisaillement de nature fragile-ductile contenant les veines de sulfures, pourrait avoir contribué à remobiliser localement certaines parties des zones minéralisées. Cet épisode de déformation apparaît finalement d'importance secondaire sur la géométrie présentée par les corps minéralisés, telle qu'actuellement observée.

L'activité hydrothermale Protérozoïque semble avoir affecté des zones minéralisées préexistantes et pourrait avoir créé des secteurs localement enrichis en or contenant des teneurs spectaculaires, beaucoup plus élevées que celles communément observées dans les gîtes du CLD (Guha et Kanwar, 1987).

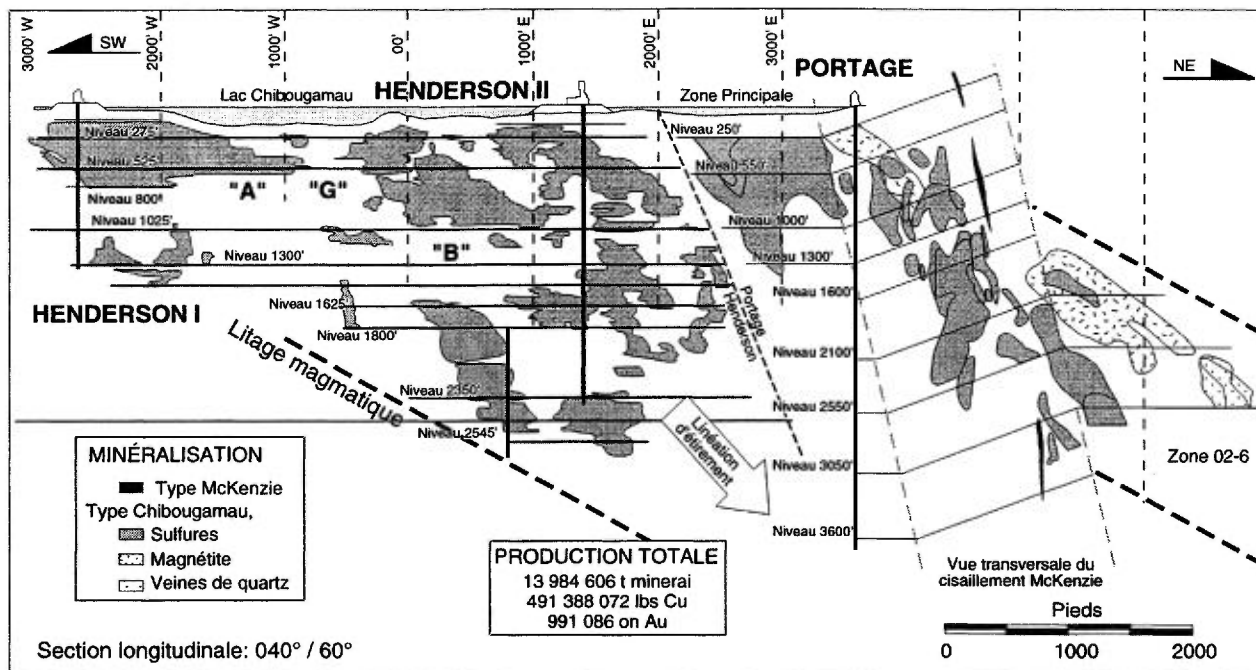


Figure B1: Section composite longitudinale de la zone minéralisée Henderson-Portage avec vue transversale du secteur McKenzie. Notez le parallélisme entre la plongée des zones minéralisées et la trace du litage magmatique, mesurée sur l'île Portage (Henry et Allard, 1979). Compilée à partir des données de Campbell Chibougamau Mines Ltd. (1986), de Ressources MSV Inc. (1995) et de Tessier et al. (1995).

Les veines épithermales en métaux précieux

Le développement de systèmes minéralisés épithermaux et de gisements reliés aux plutons felsiques est associé à l'évolution physique des grands complexes volcaniques. Cimon et Gobeil (1976), Archer (1984) et Dimroth et al. (1984) ont démontré qu'il y avait eu d'abord croissance de ces complexes et, par la suite, soulèvement des îles volcaniques lors de la déposition des formations de Blondeau et de Stella. Ces îles volcaniques étaient alors probablement noyautées en profondeur par des roches plutoniques. Dans un tel environnement sub-aérien, tout système hydrothermal de nature porphyrique se développant en profondeur à l'intérieur ou en périphérie des intrusions felsiques subvolcaniques devrait se manifester d'une façon quelconque dans les parties supérieures (Sillitoe, 1991; Arribas et al., 1995) des édifices volcaniques. De telles minéralisations de type épithermale ont été documentées dans la région de Chibougamau (Pilote, 1987). La mise en place de ces veines est idéalement contrôlée par des failles synvolcaniques ou des failles associées à des secteurs effondrés ou en subsidence, ces dernières failles pouvant servir de conduits au passage ou à la mise en place des intrusions.

Un exemple de ce style de minéralisation pourrait être illustré par le gîte du lac Berrigan

(Guha, 1984; Pilote, 1987; Guha et al., 1988), décrit plus en détail dans ce livret-guide. La minéralisation consiste en des veines polymétalliques en Au-Ag-Cu-Pb-Zn-As. Quoique la minéralisation ait été ultérieurement affectée par la déformation, la nature épithermale de ce gîte peut être reconnue grâce à sa géométrie. Cette dernière est étroitement contrôlée par des failles synvolcaniques, par des zones de brèches et par les textures des veines, lesquelles démontrent que la minéralisation s'est mis en place dans un régime d'extension. La déformation régionale a subséquemment affecté ces roches dans une faible mesure, plus particulièrement celles déjà altérées. Ceci a contribué à masquer plusieurs des caractéristiques originales de ce gîte, tout en produisant des zones de cisaillement apparentes dans les faciès les plus altérés. Les veines épithermales sont davantage développées dans les parties mafiques à ultramafiques des filons-couches, en raison de la plus grande compétence de ces lithologies. Le recoupement des failles précoces synvolcaniques par les failles longitudinales E-W plus tardives associées à la déformation régionale constitue une façon possible de reconnaître le caractère précoce et synvolcanique de ces accidents structuraux.

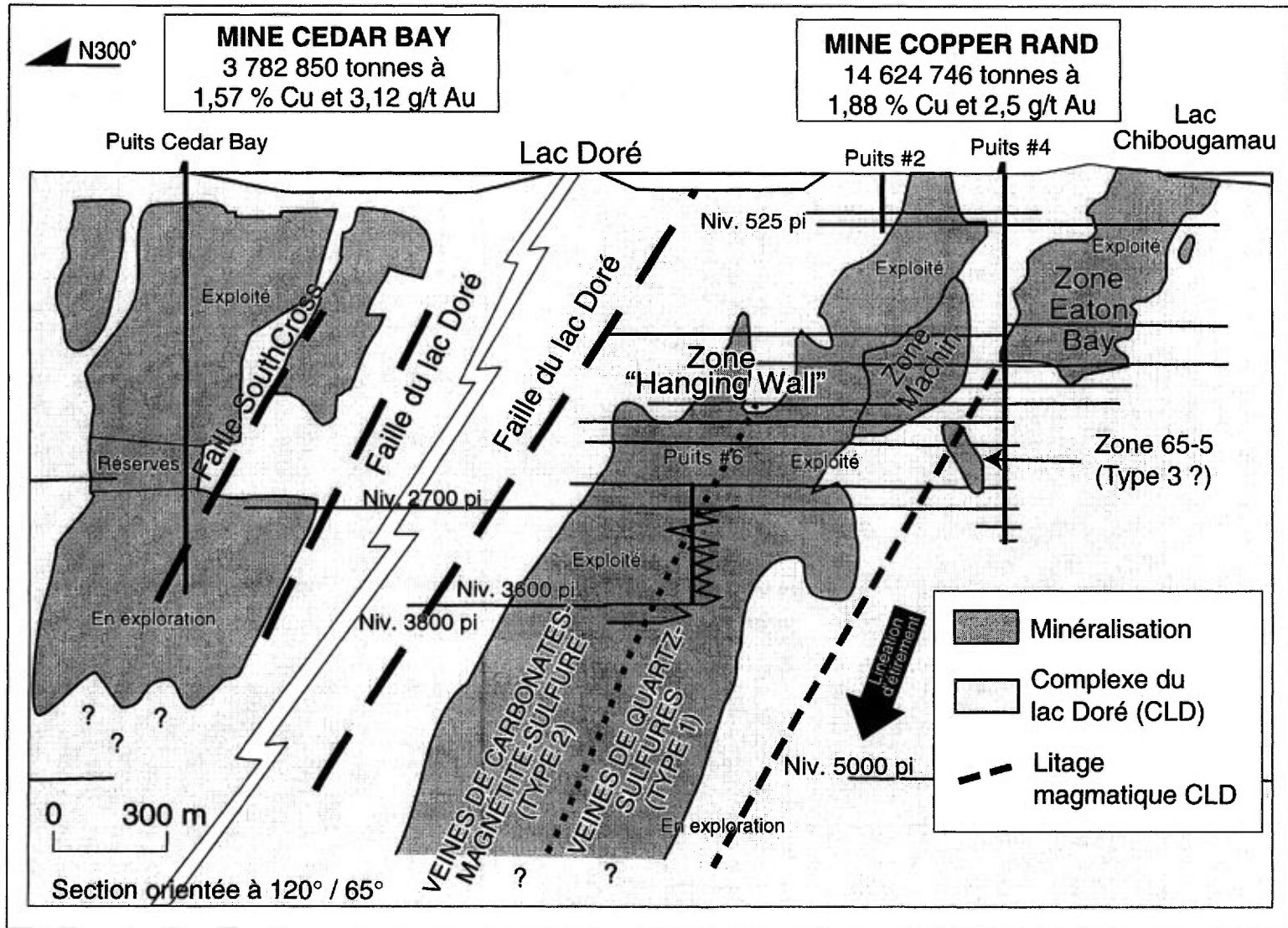


Figure B2: Section longitudinale composite des mines Copper Rand et Cedar Bay illustrant le parallélisme entre la plongée des zones minéralisées, la zonation des types de minéralisation, la linaison d'étirement et le litage magmatique dans le plan de la minéralisation. Modifiée de Krause (1968), Parrish (1968), RESSOURCES MSV Inc. (travaux inédits), et Magnan et al. (1995b). Les statistiques de production sont en date du 1er janvier 1995.

IV - LES GÎTES D'OR MÉSOTHERMAUX ARCHÉENS

La mise en place de cette catégorie de gisements englobe dans le temps les épisodes de déformation régionale et l'activité plutonique felsique. Malgré le peu de données géochronologiques précises portant sur l'âge de la minéralisation aurifère (Dion et al., 1995a, 1995b), le contexte structural apporte certains éléments indiquant un âge de mise en place syn- à tardi-tectonique pour ces gisements, par rapport à l'âge estimé de la déformation régionale. La déformation régionale, laquelle est vraisemblablement associée à une collision arc-arc (Chown et al., 1992), a également favorisé la mise en place des plutons syntectoniques tardifs. D'autre part, l'altération hydrothermale associée à la minéralisation aurifère se superpose aux assemblages métamorphiques du faciès des schistes verts et démontre bien sa mise en place tardive.

Dans le camp de Chibougamau, les gîtes mésothermaux actuellement connus sont mieux développés dans le filon-couche différencié de Bourbeau, lequel appartient au Complexe de Cummings. Ce filon-couche montre certaines similitudes avec le "Golden Mile Dolerite Sill" de la région de Kalgoorlie en Australie de l'ouest (Dubé, 1990; Dubé et Guha, 1989; Allard, 1982).

Dans le segment de Caopatina, de nombreux indices d'or se retrouvent le long d'un axe Est-Ouest (le couloir de déformation Opawica-Guercheville) s'étendant sur plusieurs dizaines de kilomètres de la mine Joe Mann (Dion et Guha, 1994) vers l'ancienne mine du lac Shortt (Brisson et Guha, 1993).

Dans la région du lac Doré, les minéralisations en or du type mésothermal sont observées dans la zone de cisaillement McKenzie, au nord de la mine Portage (Tessier et al., 1994). Cette zone de cisaillement recoupe les veines de sulfures massifs riches en Cu-Au de la mine Portage. Cette relation de recoupement permet de déterminer l'âge relatif de la mise en place de ces deux types de minéralisations (Tessier et al., 1994 et 1995).

Quoique les caractéristiques principales des gisements sont très variables, certains éléments demeurent communs à tous. La plupart des gisements mésothermaux aurifères se retrouvent à l'intérieur de zones de cisaillement d'orientation Est-Ouest ou dans des systèmes conjugués NE et NO qui forment des segments particuliers ou qui représentent des cassures subsidiaires aux zones de cisaillement Est-Ouest d'importance régionale. La carbonatation est visible partout. La géométrie des lentilles minéralisées est le résultat principalement

de mouvements inverses subverticaux. Toutefois, la géométrie des corps minéralisés est localement régie par l'anisotropie des couches, tel que démontré par Dubé et al. (1989) pour le filon-couche de Bourbeau. Plusieurs gisements et indices importants montrent une relation spatiale avec les failles régionales d'orientation NE ou NO (Guha et al., 1988; Dubé et al., 1992). La lithologie encaissante est communément une intrusion mafique. Dans certains cas, des dykes porphyriques felsiques sont étroitement associés à la minéralisation. Quelques indices sont contenus dans des plutons ou des stocks felsiques, tel le stock du lac Meston (Dion et Guha, 1989 et 1994; Dion et al., 1995b) et le Pluton de Chibougamau. Dans ce dernier cas, ce type de minéralisation est postérieur aux assemblages caractéristiques du faciès métamorphique des schistes verts (Ouellet, 1986).

Un programme préliminaire de datation des intrusions felsiques associées à certains gîtes aurifères du secteur oriental d Segment de Caopatina (Dion et al., 1995b) indique que la minéralisation est postérieure à l'injection des dykes felsiques synvolcaniques, datés à 2717 +5/-2 Ma, à la mine Joe Mann et à la mise en place du stock felsique du lac Meston (ca. période 2690-2699 Ma).

Tous ces indices ne sont pas du type veine. L'indice Tadd, situé dans le filon-couche de Bourbeau (Dubé et al., 1987) et le prospect Philibert (Dion et Guha, 1989 et 1994) sont constitués de disséminations de pyrite contenue dans des roches altérées et cisillées.

Il existe des différences profondes dans la composition des corps minéralisés, même si leur formation est contrôlée par un même régime de contrainte et s'ils sont encaissés par des lithologies semblables. Prenons pour exemple les mines Norbeau et Cooke contenues toutes deux dans le filon-couche de Bourbeau. La mine Cooke est plus riche en Cu et montre une carbonatation peu développée, tandis que la mine Norbeau est riche en or et présente une altération en carbonate bien développée (Dubé et Guha, 1989). Il est d'autre part intéressant de constater l'association étroite existant entre les intrusions tardi-tectoniques porphyriques, de compositions variant de granodioritique, syénitique à carbonatitique, et des gisements aurifères telles les anciennes mines du lac Bachelor (Lauzière 1989) et du lac Shortt (Morasse, 1988; Morasse et al., 1988; Quirion, 1990; Brisson et Guha, 1994). Une hématisation prononcée et une altération potassique sont observées dans ces deux mines, une altération en amphibole sodique est de plus présente au gîte du lac Shortt (Morasse, 1988). La carbonatite du lac Shortt a été datée par Joanisse (1994) à 2691

+5/-3 Ma. Puisque la minéralisation aurifère se superpose à la carbonatite (Morasse et al., 1988; Quirion, 1990; Brisson et Guha, 1994), cet âge signifie que cette minéralisation est contemporaine ou bien plus jeune que cet événement intrusif.

Dans un autre ordre d'idées, les carbonatites peuvent être regroupées dans une catégorie à part, en raison de leur contenu élevé en terres rares et en métaux stratégiques. Ceci est confirmé par plusieurs études portant sur ce type d'intrusion (Bédard, 1987; Quirion, 1990; Prud'homme, 1991).

La genèse des gisements aurifères peut se résumer de la façon suivante. La mise en place de la minéralisation est typiquement contrôlée par les aspects structuraux. La composition de la roche encaissante a une double importance: (1) elle affecte le comportement rhéologique de la roche, ceci étant illustré par exemple par les filons-couches gabbroïques compétents et les roches porphyriques felsiques; et (2) cette composition modifie la chimie du fluide minéralisateur. Dans ce cas, l'interaction fluide-roche a non seulement produit des assemblages d'altération caractéristiques, mais a aussi favorisé la déposition de l'or (Dubé et al., 1987; Guha et al., 1988 et 1991).

L'empreinte des fluides responsables de la mise en place de la minéralisation aurifère est semblable à celle observée dans d'autres gisements situés dans la sous-Province de l'Abitibi ou ailleurs dans des terrains d'âge Archéen, avec des contenus variables en $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-C}_2\text{H}_6\text{-CH}_4\text{-N}_2\text{-H}_2\text{S}$ (Guha, 1984; Guha et al., 1991). La source des ces fluides n'est pas connue avec certitude. Toutefois, une composition distincte de gaz (établie d'après les contenus en $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-CH}_4$) a été observée. Un exemple de ceci est la variation systématique du rapport $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ du fluide spatialement associé aux variations de faciès d'altération pour la minéralisation de type "alteration hosted". Cette observation met clairement en évidence l'interaction fluide-roche associée précisément à la mise en place de ce type de gisement (Guha et al., 1991). De plus, ces relations impliquent soit: (1) une variation dans la région-source; ou (2) des différences causées par l'écoulement des fluides dans des circuits divergeants (Guha et al., 1991). Des fluides d'origine métamorphogénique ne peuvent être écartées, même si l'activité hydrothermale apparaît dans la plupart des cas légèrement postérieure au paroxysme du métamorphisme régional.

Une étude préliminaire portant sur les isotopes d'hydrogène et d'oxygène de seulement deux échantillons (Tremblay, 1987) a indiqué une filiation magmatique possible à la mine Cooke. Une relation claire peut toutefois être établie avec un fluide

d'origine magmatique aux mines du lac Bachelor (Lauzière, 1989) et du lac Shortt (Morasse, 1988; Morasse et al., 1988; Quirion, 1990; Brisson et Guha, 1994). Dans ce dernier cas, un halo de minéralisation diffuse en Py-Au semble représenter un événement hydrothermal associé à l'intrusion syénitique, laquelle est antérieure à la mylonitisation. La dimension et la forme de cette intrusion sont toutefois mal connues. Dans ce secteur, la combinaison des trois facteurs suivants s'avère un bon indicateur de la minéralisation aurifère. Il s'agit de la présence: (1) de syénite, (2) de carbonatite et, (3) de zones de cisaillements. Plus récemment, See (1994) a été en mesure de démontrer plus clairement la relation étroite existant entre les fluides minéralisateurs et les intrusions pour les mines du lac Bachelor et du lac Shortt.

Les fluides minéralisateurs à l'origine des gisements aurifères filoniens du camp de Chibougamau partagent plusieurs caractéristiques avec ceux qui se retrouvent ailleurs dans la sous-Province de l'Abitibi. Toutefois, les gîtes de la région de Chibougamau se distinguent par leur absence remarquable de scheelite et la rareté de la tourmaline, laquelle occupe une place importante dans la paragenèse des veines aurifères du camp minier de Val-d'Or (Robert, 1994b) dans la partie sud de la sous-Province de l'Abitibi.

Les similitudes notées dans le schéma structural global et les caractéristiques des fluides minéralisateurs entre les gîtes d'or mésothermaux de la région de Chibougamau et ceux du reste de l'Abitibi démontrent que ces gisements se sont formés lors d'un événement à l'échelle crustale. Toutefois, certaines différences, observées même à l'intérieur du camp de Chibougamau et qui touchent, par exemple, la nature de l'activité magmatique, les variations dans la composition des gisements et des séquences d'altérations, soulignent les contrôles importants exercés par des facteurs locaux, ainsi que de possibles variantes dans le cadre chronologique dans lequel certains types de gîtes ont pu se mettre en place.

V - LES VEINES EN Cu DU TYPE OPÉMISKA

La principale raison de différencier les veines de Cu du type Opémiska - un terme général décrivant les veines de sulfures-quartz exploitées dans le secteur de Chapais - est due au fait que celles-ci sont exclusivement retrouvées dans ce secteur particulier et n'ont pas été reconnues ailleurs dans le district de Chibougamau. En fait, la présence de ces veines est pratiquement restreinte à des réseaux de fractures contenues dans les parties

grenues gabbroïques fortement plissées et faillées du filon-couche ultramafique de Ventures, l'un des trois filons-couches faisant partie du Complexe de Cummings. Ces veines se composent principalement de chalcopryrite, de pyrite et de pyrrhotine avec, en quantités moindres, de la sphalérite, de la magnétite, de la galène, de la molybdénite, de l'arsénopyrite et de la gersdorffite. De l'or natif se retrouve avec la pyrite et la chalcopryrite. Les minéraux de gangue non-métalliques retrouvées dans les veines comprennent le quartz, la calcite, la chlorite, et en plus faible quantité, de la biotite, du stilpnomélane et de l'actinolite.

Le filon-couche de Ventures et les roches volcaniques encaissantes ont subi une déformation polyphasée qui a produit des plis renversés avec des axes à plongée modérée vers l'est. Des réseaux conjugués de fractures radiales ont généré des cavités ouvertes dans les phases gabbroïques, à texture ophitique du filon-couche de Ventures. Ces fractures contiennent la minéralisation économique de sulfures.

Les descriptions qui suivent sont tirées des travaux de Watkins et Riverin (1982), Salmon et al. (1984) et Morin et Boivert (1990). Les premiers indices ont été découverts en 1929 par Léo Springer. Ce n'est toutefois qu'en 1954 que la production minière a démarré à grande échelle avec la construction du puits Springer, suivie par la suite du puits Perry (1958), du puits Robitaille (1969) et du puits Cooke (1977). Toutes ces mines ont été opérées par la compagnie Minnova Inc. (anciennement appelée "Opemiska Copper" et par la suite "Falconbrigde Copper"), qui porte maintenant le nom de Corporation Minière Inmet Inc. Ces quatre mines ont constitué la division Opemiska, laquelle a fermé en 1991 après avoir produit un grand total de 23 534 942 t de minerai à une teneur moyenne de 2,24% Cu et 1,17 g/t Au. Les veines des mines Springer, Perry et Robitaille sont semblables et montrent un contenu en cuivre beaucoup plus élevé que celui en or, lorsque celles-ci sont comparées aux gisements mésothermaux de la catégorie IV, illustrés dans ce secteur par la mine Cooke. Cette dernière, décrite plus tôt, montre une minéralisation formée de filons de quartz mésothermaux encaissés dans d'étroites zones de cisaillement d'orientation E-W à ESE.

À la mine Springer, les veines minéralisées sont encaissées dans des fractures E-W à pendage vers le nord. Certaines de ces fractures sont subparallèles au plan axial d'un anticlinal synforme d'échelle régionale. L'interprétation structurale de ces veines fait encore l'objet de discussions. Derry et Folinsbee (1957) suggèrent que les fractures minéralisées

pourraient appartenir au système de fractures associé à la faille Gwillim, tandis que Lavoie (1972), Watkins et Riverin (1982) et Morin et Boisvert (1990) proposent plutôt que ces cassures pourraient être associées aux principaux épisodes de plissement. Selon les travaux de Dimroth et al. (1984), de Daigneault et Allard (1990) et de Dubé et Guha (1992), il est maintenant connu que le mouvement principal le long de la faille Gwillim est postérieur aux zones de failles E-W d'extension régionale et n'a ainsi que peu d'influence sur ce style de minéralisation, si ce n'est de modifier et de perturber les géométries primaires des corps minéralisés.

La Veine Principale (la veine #3), était la plus importante avec une extension horizontale de 900 m, une épaisseur de 6 m et une extension en profondeur de plus de 1 000 m. Le tonnage extrait a atteint 6 491 793 t à une teneur moyenne de 2,61% Cu et 0,69 g/t Au. La veine #7 avait une extension de 606 m, une épaisseur de 2,4 m et une extension en profondeur de 1 000 m. Un total de 616 320 tonnes à une teneur de 1,88% Cu et 2,37 g/t Au ont été extraites de cette veine. Plusieurs autres veines de dimensions plus restreintes ont été exploitées à la mine Springer, pour une production totale de plus de 12 500 000 t de minerai à une teneur de 2,56% Cu et 1,23 g/t Au.

Le puits Perry était situé à 400 m à l'est du puits Springer. Les fractures minéralisées étaient orientées NNW avec un pendage incliné vers le NE. Elles étaient localisées sur le flanc nord d'un anticlinal synforme, à fort angle avec la trace du plan axial de ce pli. Il est présumé que le plissement régional est la cause de ce schéma de fracturation. Les veines "B" et "D" étaient les plus importantes, avec une longueur de 455 m, une épaisseur de 12 m et une extension en profondeur de 600 m pour la veine "B", et une longueur de 330 m, une épaisseur de 7,6 m et une extension en profondeur de 750 m pour la veine "D". La production totale a dépassé 9 Mt de minerai à une teneur de 2,16% Cu et 0,24 g/t Au.

La mine Robitaille était située 2,4 km au NE de la ville de Chapais. Les roches encaissantes et les structures minéralisées sont semblables à celles observées près des mines Perry et Springer. La mine Robitaille a produit 200 000 t de minerai à une teneur de 1,87% Cu et 0,21 g/t Au.

Un aspect caractéristique des veines de type Opemiska est la présence de quantités significatives de scheelite et de molybdénite. Ces minéraux sont rares, sinon totalement absents dans les gisements du type mésothermal (catégorie IV) mais se retrouvent plutôt localement dans les veines de Cu-Au du Complexe du lac Doré (par exemple les

mines Merrill et Grandroy). Selon ces observations, la minéralisation de type Opemiska semble partager plusieurs des caractéristiques des gîtes de la catégorie III (type porphyrique). L'événement minéralisateur principal qui a produit les veines du type Opemiska est recoupé par un épisode de minéralisation plus tardif composé de pitchblende-uraninite-molybdénite. L'âge de ce dernier épisode demeure incertain (Guha, 1984).

CONCLUSIONS

Cette revue souligne la diversité et la multiplicité des périodes de minéralisations en métaux de base et en métaux précieux associées à l'évolution magmatique et structurale du segment Chibougamau-Caopatina de la sous-Province de l'Abitibi. Les différents corps intrusifs ont contrôlé directement ou indirectement la mise en place de toutes les catégories de minéralisations dans ce

district, en produisant (1) le flux de chaleur nécessaire à la formation des gisements de sulfures massifs volcanogènes; (2) les gisements de type magmatique-hydrothermal en Cu-Au, porphyrique en Cu et la minéralisation polymétallique de type épithermale; (3) un environnement-hôte favorable à la mise en place des gisements aurifères mésothermaux, un lien plus ou moins direct pouvant être établi dans certains cas entre les intrusions et la minéralisation aurifère.

Quoique la plus grande partie de la minéralisation dans le camp minier de Chibougamau est contrôlée par des éléments structuraux, chaque type possède néanmoins ses propres caractéristiques. La reconnaissance de celles-ci dans un prospect ou dans l'application de cette connaissance dans une région peu explorée peuvent contribuer grandement à orienter efficacement une campagne d'exploration.

PARTIE C - GÉOLOGIE RÉGIONALE

UNE ÉVOLUTION TECTONIQUE ET MÉTALLOGÉNIQUE CENTRÉE SUR LE PLUTON DE CHIBOUGAMAU

Réal Daigneault

*Sciences de la Terre, Centre d'Études sur les Ressources Minérales,
Université du Québec à Chicoutimi, 555 boul. Université, Chicoutimi, Québec, G7H 2B1*

RÉSUMÉ

La région de Chibougamau se caractérise par une succession de roches archéennes s'étant formées en deux phases distinctes soit 1) construction d'une vaste plaine de basalte en milieu subaqueux (Cycle 1, 2720-2730 Ma) représentant un arc diffus avec des bassins sédimentaires intra-arc, 2) superposition d'un complexe volcanique central (Cycle 2) avec mise en place de plutons synvolcaniques (2714 -2720 Ma), suivi du délaminage de la séquence le long de failles d'extension, l'exhumation des centres volcaniques et l'émergence des plutons synvolcaniques puis l'érosion et l'accumulation de sédiments volcano-plutoniques dans les bassins adjacents.

L'anticlinal de Chibougamau représente une structure majeure qui a été initiée par l'exhumation du complexe volcanique central dans un environnement en extension. Le cœur est occupé par le Complexe du lac Doré, une intrusion anorthosique litée comagmatique avec le premier cycle volcanique et télescopée par le Pluton de Chibougamau, ce dernier représentant la chambre magmatique du second cycle volcanique. L'évolution paléogéographique, métallogénique et structurale de la région fait ressortir l'importance de cette zone centrale qui a contrôlé le volcanisme, le magmatisme et l'hydrothermalisme sur une période de plus de 30 Ma. La présence d'un point chaud archéen ou d'un plume mantellique est proposé pour expliquer la superposition de l'ensemble des événements sur un point central.

INTRODUCTION

La région de Chibougamau a toujours été reconnue comme particulière par comparaison d'abord avec le reste de la sous-Province de l'Abitibi

et ensuite avec les autres ceintures de roches vertes archéennes en général. Sa particularité tient d'abord de la présence d'une immense intrusion litée, le Complexe du lac Doré, lui même noyauté par le Pluton de Chibougamau. Ces deux éléments forment un point central dans la région autour duquel toute l'évolution paléogéographique, métallogénique et structurale peut être rattachée. L'importance de ce point central peut être établie à tous les niveaux que ce soit comme principal centre du volcanisme, comme moteur métallogénique responsable de différents types de minéralisation et comme élément structural ayant gouverné la réponse à la déformation. Tous ces éléments militent en faveur d'un processus fondamental à l'origine d'une évolution s'étant étalée sur plus de 30 Ma. Ce texte se veut un essai préliminaire sur l'évolution tectonique de la région de Chibougamau à partir d'une approche intégrant les éléments stratigraphiques, métallogéniques et structuraux.

GÉNÉRALITÉS

La région de Chibougamau occupe la portion NE de la sous-Province de l'Abitibi tel que définie et décrit par Goodwin and Ridler (1970) et Dimroth et al. (1982). Elle est une composante de la zone volcanique nord selon les divisions proposées par Chown et al. (1992) et elle se situe en marge du Front de Grenville, une zone de déformation et de failles qui tronque la séquence archéenne en direction NNE (Wynne-Edwards, 1972; Daigneault et Allard, 1994).

CADRE STRUCTURAL

La région se caractérise par quatre événements de déformation qui sont nommés de D₁ à D₄. L'événement de déformation le plus ancien (D₁) a

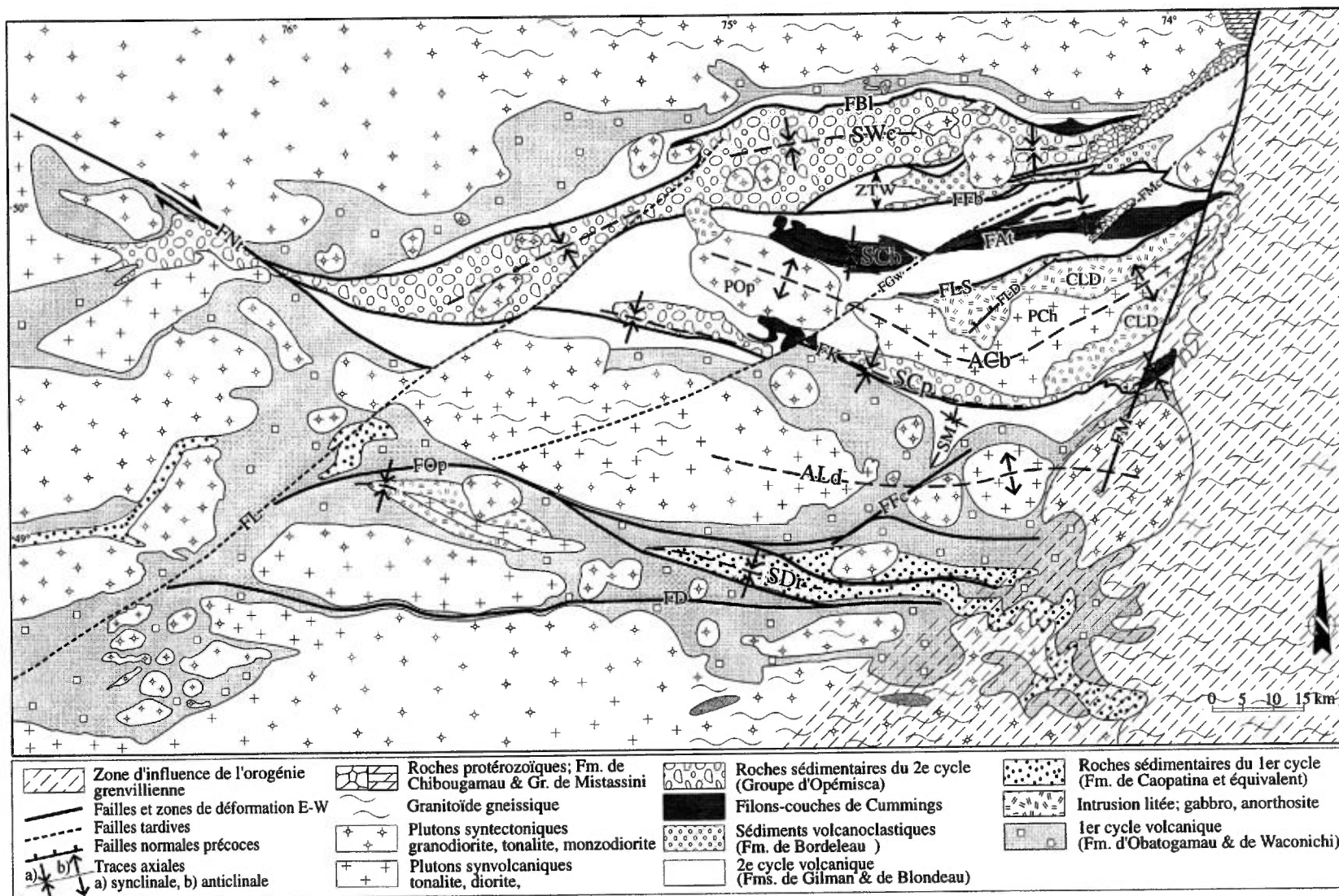


Figure C.1: Carte géologique de la région de Chibougamau. SWc = Synclinal de Waconichi; ZTW = Zone tectonique de Waconichi; SCb = Synclinal de Chibougamau; ACb = Anticlinal de Chibougamau; SCp = Synclinal de Chapais; ALd = Anticlinal de La Dauversière; SDr = Synclinal de Druillettes; FFb = Faille de Faribault; FLS = Faille du Lac Sauvage; FLD = Faille du Lac Doré; FK = Faille de Kapunapotagen; FFc = Faille de Fancamp; FD = Faille de Doda; FOP = Faille d'Opawica; FBI = Faille de Barlow; FAT = Faille d'Antoinette; FNt = Faille de Nottaway; FL = Faille de Lamarck; FGw = Faille de Gwillim; FM = Faille de Mistassini; PCh = Pluton de Chibougamau; POp = Pluton d'Opémisca.

produit des plis localisés sans schistosité qui sont recoupés par la schistosité régionale attribuée à l'événement D₂. Le synclinal de Muscocho (Figure C1) identifié par Daigneault et Allard (1983) représente l'une de ces structures. L'attitude et la localisation des plis précoces pourraient être contrôlées par des facteurs paléogéographiques qui exercent un contrôle sur l'épaisseur de l'empilement volcanique (centre volcanique par exemple).

L'événement D₂ correspond à l'épisode de raccourcissement horizontal N-S. Il peut être divisé en deux étapes qui sont dans l'ordre chronologique le plissement E-W et les failles E-W à mouvement inverse. Les plis régionaux E-W sont associés à la schistosité régionale de plan axial qui est une schistosité de flux généralement bien développée à travers l'ensemble de la région. Cette fabrique planaire contient une linéation d'étirement en composante pendage et donc abrupte puisque la schistosité régionale est généralement subverticale. La combinaison des ondulations N-S et E-W produit au sein du synclinal de Chibougamau un motif d'interférence régional en dômes et bassins.

La schistosité régionale est perturbée à l'approche des plutons précoces résultant de l'interaction locale entre le raccourcissement horizontal N-S et les contraintes déviées par les masses de granitoïdes. Une auréole de déformation est communément observée en bordure des plutons précoces et la schistosité décrit une trajectoire concentrique autour de la masse plutonique qui agit comme un obstacle aux trajectoires régionales E-W. Des zones localisées d'interaction en forme de point triple se caractérisent par une forte extension verticale (Daigneault et al., 1990).

Les zones de déformation E-W sont communes (Figure C.1) et leur largeur varie de 100 à 1000 m. Les mouvements interprétés au sein de ces zones de faille sont majoritairement inverses basés sur l'attitude des linéations d'étirement en association avec plusieurs indicateurs de cisaillement. Ces failles représentent le stade final de raccourcissement associé à la déformation régionale. Elles ont un impact sur la séquence stratigraphique et sur le plan métallogénique. Dans certains cas, elles sont responsables de la répétition de certaines portions de la séquence stratigraphique, elles peuvent démembrer les plis régionaux et ainsi juxtaposer des unités lithologiques et des domaines structuraux différents (Daigneault et Allard, 1987). Les mouvements sur les failles semblent s'insérer globalement dans un transport vers le nord à l'exception des failles situées sur la flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau ou les mouvements vers le sud créent des répétitions de séquences au

sein des Filons-couches de Cummings et du Complexe du lac Doré. En dépit de la grande extension latérale des failles E-W dans la région de Chibougamau, le transport tectonique n'est pas assez important pour oblitérer les relations stratigraphiques indiquant que la région forme un ensemble cohérent et non un collage de terrains distincts.

Le troisième événement (D₃) comprend différentes manifestations qui peuvent être intégrées dans un épisode de transpression dextre affectant surtout les failles et zones de déformation E-W. La principale manifestation est un clivage de crénelation NE subvertical se développant mieux dans les zones fortement anisotropes. Lorsque le clivage est bien développé, des plis asymétriques en Z sont communément observés. Ces plis sont généralement ouverts à serrés avec une plongée modérée à forte qui tend à être colinéaire avec la linéation d'étirement. Certaines failles E-W, comme la faille de Doda (Figure C.1), expriment clairement des linéations d'étirement de faible plongée et un panoplie d'indicateurs de cisaillement dextre. L'événement D₃ est également associé à la production de failles SE à composante dextre comme la faille de Nottaway (Figure C.1).

L'événement D₄ regroupe les manifestations associées à l'orogénie grenvillienne qui sont de plus en plus accentuées en s'approchant du Front de Grenville. La première manifestation se fait dans une zone où la déformation est plus forte et où la schistosité régionale archéenne et des linéations d'étirement sont réactivées (Daigneault et Allard, 1994). Les linéations d'étirement de direction SE sont associées à des indicateurs de cisaillement compatibles avec un transport vers le NW. Le réajustement isostatique associé à la déformation grenvillienne a produit une série de failles inverses d'orientation N010°-N020° montrant une composante senestre tardive dans un régime fragile (Daigneault et Allard, 1994). C'est dans le noyau résistant formé par le Pluton de Chibougamau et le Complexe du lac Doré que ces manifestations sont le mieux développées.

STRATIGRAPHIE

Cadre régional

La reconstruction de la séquence stratigraphique de la région implique la reconnaissance des principaux éléments géométriques que sont les plis et les failles. Les éléments importants qui sont retenus sont les suivants :

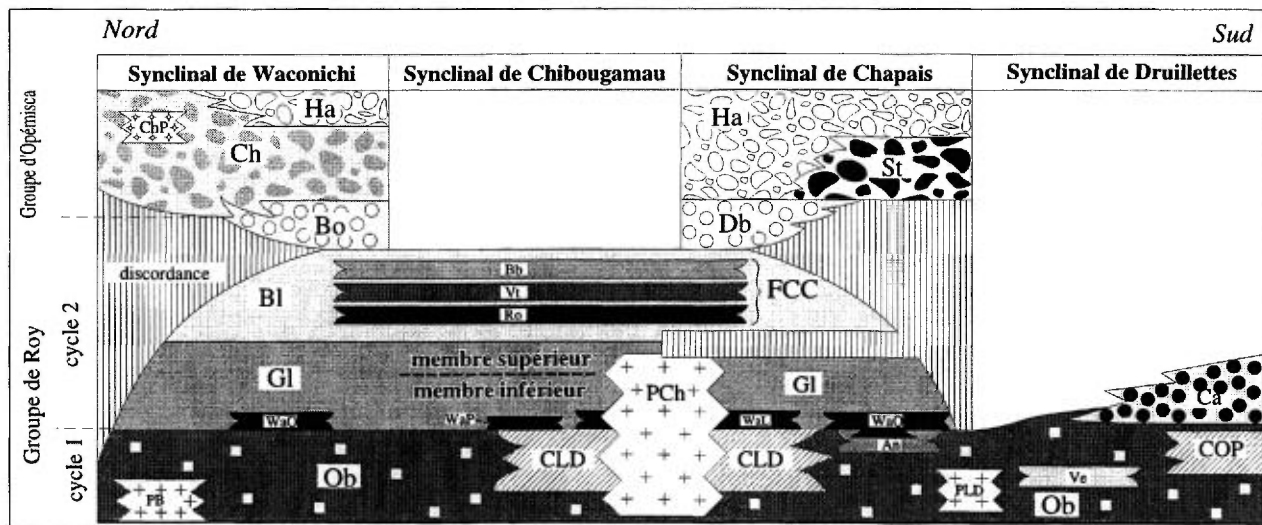


Figure C.2: Schéma tectonostratigraphique de la région de Chibougamau (modifié de Daigneault et Allard 1990). Ob = Formation d'Obatogamau, Ve = membre de Vents, Ca = Formation de Caopatina, Wa = Formation de Waconichi (WaL = type Lemoine, WaQ = type Queylus, WaP = Type Portage), Gl = Formation de Gilman, An = Membre de Andy, Bl = Formation de Blondeau, Bo = Formation de Bordeleau, Db = Formation de Daubrée, FCC = Filons-couches de Cummings (Ro = Filon-couche de Roberge, Vt = Filon-couche de Ventures, Bb = Filon-couche de Bourbeau), St = Formation de Stella, Ha = Formation d'Haüy, Ch = Formation de Chédistuan, PC = Pluton de Chibougamau, PLD = Pluton de La Dauversière, PB = Pluton de Barlow, PCh = Pluton de Chevrillon, CLD = Complexe du Lac Doré, COP = Complexe d'Opawica.

- 1) Quatre structures synclinales majeures sont reconnues dans l'ensemble de la région qui sont du nord au sud les synclinaux de Waconichi, de Chibougamau, de Chapais, puis le synclinal de Druillettes au sud (Figure C.1).
- 2) Les anticlinaux de la région se distinguent par l'occupation de masses plutoniques comme c'est le cas pour l'anticlinal de Chibougamau qui est occupée par le Pluton de Chibougamau (2718 Ma; Krogh, 1982) et le Complexe du lac Doré (Allard, 1976a) et l'anticlinal de La Dauversière occupé par le massif de Lapparent et le Pluton de La Dauversière. L'anticlinal de Waconichi est démembré par les failles E-W formant ainsi la zone tectonique de Waconichi (Daigneault et al., 1990; Figure C.1).
- 3) Les couches sont généralement de pendage abrupt à vertical et les plis régionaux sont droits et associés à la schistosité régionale de direction E-W.
- 4) Les failles et zones de déformation E-W perturbent la séquence stratigraphique sans toutefois représenter des contacts entre des terrains de nature et d'âge distincts.

Deux cycles volcaniques sont distingués pour l'ensemble de la région et ils font partie du Groupe de Roy. Le premier cycle volcanique dominé par la

Formation d'Obatogamau (Cimon, 1977; Gobeil et Racicot, 1983) est présent dans toutes les structures synclinales de la région tandis que le second cycle volcanique dominé par les Formations de Gilman et de Blondeau (Allard et Gobeil, 1984) est absent du synclinal de Druillettes.

La région comprend également deux cycles sédimentaires. Le premier cycle sédimentaire, représenté par la Formation de Caopatina, est présent uniquement dans le synclinal de Druillettes où il est interdigité avec le premier cycle volcanique (Lauzière et al., 1989; Chown et al., 1990) tandis que le second cycle sédimentaire représenté par le Groupe d'Opémisca occupe le cœur des synclinaux de Waconichi et de Chapais. Sur cette base, la région de Chibougamau peut être divisée en deux segments soit le Segment de Chibougamau regroupant les trois synclinaux du Nord et le Segment de Caopatina occupant le synclinal de Druillettes au sud. Ces relations sont présentées à la figure C.2.

Le but de cet essai n'est pas de décrire en détails la stratigraphie de la région mais plutôt de faire ressortir les éléments permettant de comprendre la distribution spatiale des unités. Pour une revue détaillée de la stratigraphie, le lecteur est référé à Allard (1976a), Gobeil et Racicot (1983), Allard et Gobeil (1984), Daigneault et Allard (1990), Chown et al. (1990).

Formation d'Obatogamau et Complexe du lac Doré

La Formation d'Obatogamau est constituée de basaltes massifs, coussinés et bréchiques dont la caractéristique principale est de contenir de 1 à 20% de mégacristsaux de plagioclase de forme prismatique trapue et de dimension centimétrique. Les intrusions litées comme le Complexe de lac Doré et le Complexe d'Opawica sont interprétées comme des chambres magmatiques secondaires insérées au sein de l'Obatogamau (Figure C.3).

Le Complexe du lac Doré est une intrusion anorthosique stratiforme de 5 km d'épaisseur provenant de la différenciation d'un magma tholéiitique similaire à celui qui a produit les basaltes de la Formation d'Obatogamau (Daigneault et Allard, 1990). Le Complexe est subdivisé en trois unités majeures, la Série Inférieure, la plus épaisse, se compose en majeure partie d'anorthosite (zone anorthosique). La Série Litée composée de gabbro de ferro-gabbro et de magnétite est bien développée sur le flanc sud et dans la partie ouest du flanc nord du Complexe. La Série Supérieure comprend la Zone de Granophyre et la Zone de Bordure (Allard, 1976a; Daigneault et Allard, 1990).

La Formation d'Obatogamau est reconnue aux bordures nord et sud du segment de Chibougamau et est dominante dans le segment de Caopatina. Les sommets stratigraphiques observés et sa présence sur les flancs nord du synclinal de Waconichi et sur le flanc sud du synclinal de Chapais souligne le fait que l'unité occupe la base de tout l'empilement stratigraphique de la région. L'étendue de l'unité et la présence du Complexe du lac Doré au centre de l'anticlinal de Chibougamau fait de ce point un centre d'émission majeur pour les laves de l'Obatogamau.

Formation de Waconichi

La Formation de Waconichi de type Lemoine (Daigneault et Allard, 1990) correspond à une ceinture de roches volcaniques rhyolitiques associées à des gisements de sulfures massifs volcanogènes (mine Lemoine et prospect de Scott). Cette unité doit être distinguée du Waconichi de type Queylus tel que décrit dans Daigneault et Allard (1990). Les roches rhyolitiques sont d'affinité tholéiitique (Ludden et al., 1984; Daigneault et Allard, 1990) et sont datées à 2728 Ma par Mortensen (1993). Les relations de terrain indiquent un lien spatial entre le Waconichi et la zone litée du Complexe de lac Doré. Cet élément, combiné à la présence de blocs de rhyolite partiellement digérés au sein du granophyre du complexe supporte l'idée de l'assimilation des roches felsiques par le Complexe du lac Doré (Allard, 1976a). La présence

du Waconichi de type Lemoine uniquement dans l'environnement du Complexe laisse sous-entendre un processus de formation étroitement lié à la présence de l'intrusion litée (fractionnement de la chambre magmatique de l'Obatogamau ?).

Formation de Gilman

La Formation de Gilman se caractérise par des laves semblables à celles de la Formation d'Obatogamau (Ludden et al., 1984) mais généralement aphyriques. Les laves du Gilman sont présentes dans les trois synclinaux du segment de Chibougamau mais l'unité est la plus épaisse immédiatement au nord de l'anticlinal de Chibougamau. On y reconnaît également dans ce secteur les coulées les plus épaisses et une grande abondance de filons-couches gabbroïques comagmatiques. Là encore, un centre d'émission situé maintenant sur l'anticlinal de Chibougamau peut être proposé.

Formation de Blondeau et Pluton de Chibougamau

La Formation de Blondeau (2716 Ma; Mortensen, 1993) est constituée de volcanoclastites de compositions intermédiaire à felsique. Les principales lithologies sont les tufs felsiques et cherteux, les grès volcanogènes, les shales graphiteux et les laves rhyodacitiques. Quelques lentilles stratiformes de sulfures disséminés et massifs sont reconnues. Des édifices volcaniques de composition felsique, produisent des coulées de laves felsiques, des pyroclastites et leur équivalent en milieu principalement subaqueux mais qui devient localement émergent (Dimroth et al., 1984).

Le Pluton de Chibougamau est une intrusion polyphasée de tonalite-diorite qui est datée à 2718 Ma par Krogh (1982) ce qui en fait donc un pluton synvolcanique. Sur la base de l'âge et des affinités géochimiques calco-alkalines (Ludden et al., 1984), un lien génétique est proposé entre le Blondeau et le Pluton de Chibougamau (Dimroth et al., 1984). Le Pluton de Chibougamau interprété comme une chambre magmatique du Blondeau et la présence du Blondeau dans les trois synclinaux du segment de Chibougamau représente encore une fois un événement centré sur l'anticlinal de Chibougamau.

Filons-couches de Cummings

Les filons-couches de Cummings ont des compositions qui évoluent de péridotite-dunite pour le Roberge, vers pyroxénite-gabbro pour le Venture puis gabbro-ferrodiorite à quartz pour le Bourbeau. Ces trois filons-couches représentent un élément tout à fait unique dans la région de Chibougamau par leur continuité latérale sur plus de 160 km d'est en ouest et probablement autant en direction N-S

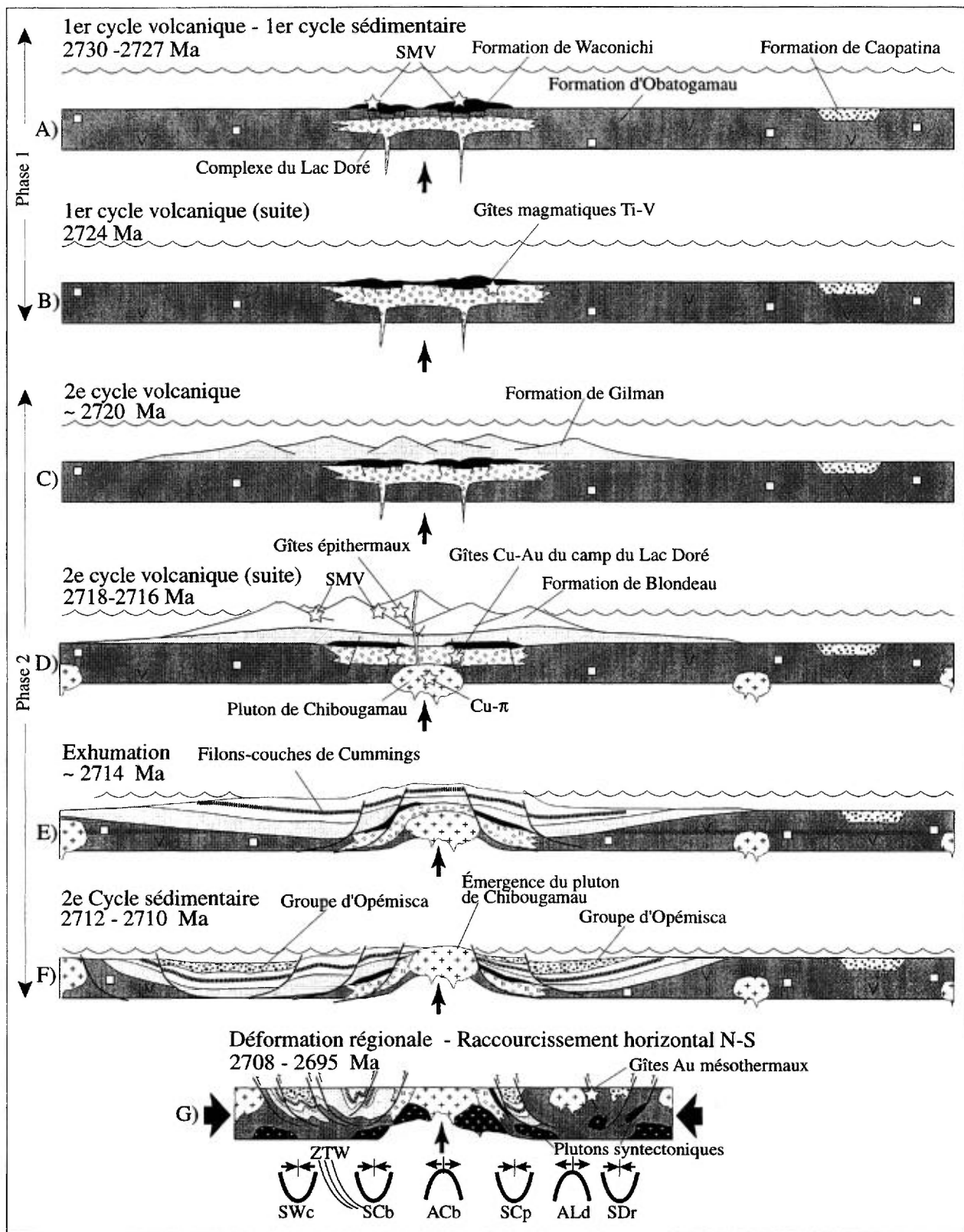


Figure C.3: Évolution tectonique de la région de Chibougamau. La zone occupée par le Pluton de Chibougamau au sein de l'anticlinal de Chibougamau représente un point central (flèche verticale) ayant contrôlé les événements volcaniques, magmatiques, métallogéniques et structuraux de la région (voir aussi la figure 1 pour les acronymes).

avant le raccourcissement horizontal associé à la déformation régionale.

L'épaisseur totale de ces 3 filons-couches est d'environ 1200 mètres, chacun variant entre 200 et 1000 mètres. Ces trois filons-couches ont été reconnus au coeur de trois structures synclinales dans le segment de Chibougamau. Ils ont été décrits sur le flanc nord du Synclinal de Waconichi (Caty, 1978; Boudreault, 1977), sur les flancs du Synclinal de Chibougamau (Duquette, 1976) et au sein du Synclinal de Chapais à deux endroits, autour des mines à Chapais (Duquette, in Allard et al., 1972) et près du Front du Grenville (Allard, 1981).

La continuité remarquable des filons-couches à travers la région a dû se faire à la faveur d'un milieu tectonique relativement stable facilité par des séquences hôtes fortement anisotropes comme les roches volcanoclastiques de la Formation de Blondeau. Bien que plusieurs centres d'émission de ces filons-couches puissent être proposés, leur continuité remarquable et leur présence dans les 3 synclinaux pourraient être expliquées par un centre d'émission provenant de la zone du Pluton de Chibougamau.

Groupe d'Opémisca

L'arrêt de l'activité volcanique entraîne l'émergence des édifices volcaniques (Mueller et al., 1989) et une érosion plus importante pour former des bassins sédimentaires allongés en bordure des centres volcaniques. Les bassins sédimentaires se forment à la faveur de failles d'effondrement. Le Groupe d'Opémisca dans le synclinal de Chapais représente l'un de ces bassins d'effondrement en marge du noyau résistant émergeant que forme le Pluton de Chibougamau ceinturé par la Complexe du lac Doré. Cette émergence permet l'érosion des racines du centre volcanique jusqu'au Pluton de Chibougamau comme en témoigne la présence des fragments de tonalite-diorite dans les conglomérats du Groupe d'Opémisca (Mueller et Dimroth, 1984 et 1987; Chown et Mueller, 1992).

Pluton d'Opémisca

Le Pluton d'Opémisca daté à 2697 Ma (Frarey et Krogh, 1986) est constitué de monzonite et de granodiorite et fait partie des plutons syntectoniques selon Chown et al. (1992). Il est tardif à la schistosité régionale qu'il recoupe en maints endroits mais il se situe dans le prolongement du Pluton de Chibougamau au sein de l'anticlinal de Chibougamau. L'activité magmatique s'est donc poursuivie dans cette zone pendant le processus de déformation.

ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE

L'ensemble des événements peut être intégré au sein de 2 phases majeures de l'évolution paléogéographique :

- 1- Formation d'une vaste plaine de basalte en milieu subaqueux (2720-2730 Ma) avec bassin sédimentaires intra-arc;
- 2- Superposition d'un complexe volcanique central devenant localement émergent avec emplacement de plutons synvolcaniques (2714-2720 Ma), suivi de l'érosion des centres volcaniques et mise en place de sédiments volcano-plutoniques dans les bassins adjacents (Chown et al., 1990 et 1992).

Phase 1

Les roches du premier cycle volcanique peuvent être décrites comme faisant partie d'une vaste plaine primitive de basalte (type MORB) de milieu marin profond (Figure C.3a), parsemée de petits centres volcaniques felsiques, le tout étant interprété comme un système d'arc volcanique diffus. Les sédiments de Caopatina sont pour leur part interprétés comme faisant partie d'un bassin intra-arc (Chown et al., 1992).

Phase 2

Le développement de l'arc se poursuit uniquement dans le segment de Chibougamau avec les roches du second cycle volcanique et du second cycle sédimentaire (Mueller et al. 1989). La base du deuxième cycle volcanique est mafique (Figure C.3c) mais devient plus évoluée dans sa partie supérieure (Ludden et al., 1984) où l'activité volcanique est centrée sur le pluton synvolcanique de Chibougamau (2718 ± 2 Ma, Krogh, 1982; voir la Figure C.3d) que Dimroth et al. (1985) ont décrit comme l'île de Chibougamau. L'ensemble est interprété comme un volcan de type bouclier qui devient localement émergeant. La mise en place contemporaine de plutons felsiques et des filons-couches mafiques du Cummings (Figure C.3e) dans la partie supérieure de la succession stratigraphique a contribué considérablement au soulèvement de ce complexe volcanique central (Mueller et al. 1989). L'exhumation du complexe volcanique central se fait à la faveur de failles d'extension qui délamine la séquence là où elle était la plus épaisse (Figure C.3e). L'extension se poursuit avec la production de bassins sédimentaires représentant la destruction de l'arc (Figure C.3f). Le volcanisme shoshonitique (Picard et Piboule, 1986) concomitant démontre la maturation de l'arc (Chown et al., 1992).

HYDROTHERMALISME ET MINÉRALISATION

Comme l'évolution du volcanisme et du magmatisme est centrée sur la région de l'anticlinal de Chibougamau et du Pluton de Chibougamau, il devient logique que ce secteur soit également le centre d'intérêt pour différents types de minéralisation (Figure C.3).

Très tôt dans l'évolution paléogéographique de la région de Chibougamau se forment des gîtes de sulfures massifs volcanogènes au sein de la Formation de Waconichi de type Lemoine (Figure C.3a). Le Complexe du lac Doré en croissance peut être considéré avantagement comme le moteur à l'origine de la circulation des fluides hydrothermaux. De façon concomitante, l'assimilation du Waconichi par le Complexe, est à l'origine de la zone litée et des gisements magmatiques de Ti-V sur le flanc sud de l'anticlinal de Chibougamau (Figure C.3b).

L'étape suivante au niveau de la minéralisation se passe également dans ce secteur avec la mise en place du Pluton de Chibougamau (Figure C.3d) et la création de cellules hydrothermales à l'origine des minéralisations de type Cu porphyrique (Cimon, 1973; Pilote et Guha, 1995). La production des veines Cu-Au formant le camp minier de Chibougamau se fait à la même époque à la faveur de fractures synvolcaniques dans le Complexe du lac Doré (Magnan et al., 1996) probablement associées à la mise en place du Pluton de Chibougamau. Le secteur du Pluton de Chibougamau représente des minéralisations de profondeur crustale faible à moyenne alors que les édifices volcaniques du Blondeau sont subémergents et subissent des minéralisations de type volcanogènes et vraisemblablement épithermales dans les portions émergentes (Guha, 1984; Pilote et Guha, 1995). Plusieurs veines et lentilles de sulfures massifs discordantes dans le Blondeau et dans les filons-couches de Cummings peuvent représenter des remobilisations locales du bagage métallique généré à cette époque.

Finalement, des minéralisations aurifères de profondeur crustale plus grande sont générées au moment de la déformation régionale reliée surtout à l'épisode D₂ (Figure C.3g).

DISCUSSION ET CONCLUSION

L'évolution de la région de Chibougamau au niveau paléogéographique, métallogénique et

structurale fait ressortir l'importance d'une zone centrale ayant contrôlée le volcanisme, le magmatisme et l'hydrothermalisme sur une période de plus de 30 Ma.

Un des éléments importants de l'histoire tient au soulèvement rapide qu'a subi cette région centrale maintenant occupée par le Pluton de Chibougamau. Ce soulèvement s'est fait à la faveur de failles en extension qui ont du agir très tôt dès la fin du volcanisme felsique associé au cycle 2 et s'étant poursuivie jusqu'à la formation des sédiments du Groupe d'Opémisca. Ces failles ont engendré une délamination de la séquence supracrustale. La faille du lac Doré maintenant interprétée comme une faille à rejet normal (données non publiées) peut être intégrée dans ce système de fractures en extension. L'effondrement le long des failles d'extension et le soulèvement du Pluton de Chibougamau ont contribué de manière significative à l'amorce de la structure anticlinale qui s'est consolidée par le serrage des couches en position verticale lors du raccourcissement horizontal associé à la déformation régionale. Le raccourcissement horizontal N-S a réactivé les failles d'extension qui sont devenues à mouvement inverse. Les mouvements inverses ont produit localement des répétitions de séquences stratigraphiques sur le flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau comme c'est le cas pour les failles d'Antoinette et du lac Sauvage qui répètent respectivement les filons-couches de Cummings et le Complexe du lac Doré. Les mouvements opposés sur les failles E-W de part et d'autre de l'anticlinal de Chibougamau produisent une symétrie structurale centrée sur le Pluton de Chibougamau.

La superposition de ces événements en un point central ou sur une région relativement circonscrite implique une suite de réactions en chaîne résultant d'un contrôle localisé. La présence d'un point chaud archéen ou d'un plume mantellique pourrait être avantagement proposée. Ce genre de contexte pourrait également être mis en relief dans le secteur de Matagami avec le Complexe de la Rivière Bell et le Pluton d'Olga. Indépendamment du processus à l'origine, l'évolution tectonique de la région de Chibougamau est caractérisée par une succession d'événements focalisés sur le noyau constitué par le Complexe du lac Doré et du Pluton de Chibougamau donnant à la région un caractère unique qui doit être considéré dans la conception de modèles d'exploration.

MINÉRALISATIONS AURIFÈRES ET POTENTIEL MINIER DE LA RÉGION DU LAC SHORTT

Harold Brisson

Université du Québec à Chicoutimi

555 boul. Université, Chicoutimi, Québec, G7H 2B1

Adresse actuelle: Mines Aurizon Ltée, C.P. 487 Val-d'Or, Québec, J9P 4P5

INTRODUCTION

La région du lac Shortt est située à 120 km au sud-ouest de Chibougamau (Figure C.4). Elle fait partie de la Zone Volcanique Nord de la sous-Province archéenne de l'Abitibi (Chown et al., 1992) et elle constitue la portion occidentale du segment de Caopatina-Desmaraisville. Ce segment de direction E-W est formé de roches volcaniques et sédimentaires métamorphisées au faciès des schistes verts. Il se rattache à l'ouest au segment d'Harricana-Turgeon (Lacroix et al., 1990).

La région du lac Shortt a été le site d'une minéralisation aurifère importante comme l'indique la présence de deux anciennes mines d'or - les mines du lac Bachelor et du lac Shortt - et d'un bon nombre d'indices aurifères. Parmi cet ensemble, deux types descriptifs de minéralisations aurifères se distinguent actuellement. La majorité des indices aurifères se classent dans le type commun *veine de quartz-carbonates* (Robert, 1995). En contraste, les deux mines d'or de la région se classent dans le type *gîte disséminé de remplacement* (Poulsen, 1995). Le minerai des deux mines est en fait essentiellement associé à des zones de remplacement hydrothermal où les minéralisations sont disséminées et les veines de quartz absentes ou accessoires. Les deux mines ont aussi la particularité de présenter des altérations comportant de l'hématite et du feldspath potassique et d'être étroitement associées dans l'espace à de petites intrusions felsiques et alcalines. Le gisement du lac Bachelor est associé à une intrusion granitoïde; celui du lac Shortt, à un petit appareil intrusif alcalin (archéen) à carbonatite et syénite.

Par ailleurs, la région du lac Shortt se trouve dans la zone d'intersection de deux failles majeures de la sous-Province de l'Abitibi (Figure C.4): la faille

E-W d'Opawica et la faille NE de Lamarck (Chown et al., 1992). Plusieurs indices aurifères sont spatialement associés avec la faille d'Opawica, illustrant l'association commune dans la sous-Province de l'Abitibi entre l'or et les failles E-W. Une particularité de la région tient au fait que des indices aurifères sont aussi spatialement associés avec la faille NE de Lamarck, qui apparaît chronologiquement postérieure à la faille d'Opawica.

Pour pouvoir mettre davantage en valeur le potentiel minier aurifère de cette région, nous avons voulu définir plus précisément le contexte de mise en place des deux types descriptifs de minéralisations aurifères qui y sont reconnus. La démarche a consisté plus spécifiquement à étudier le gîte d'or disséminé de remplacement du lac Shortt et plusieurs indices aurifères de type veine de quartz-carbonates associés dans l'espace aux failles régionales E-W et NE. Actuellement, aussi bien l'abondance des minéralisations, leur variété descriptive et la complexité du cadre géologique suggèrent un potentiel minier qui est loin d'être épuisé pour la région du lac Shortt.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

La stratigraphie de la région du lac Shortt a été divisée par Sharma et Gobeil (1987) en deux grandes unités (Figure C.5): la Formation d'Obatogamau à la base, et au sommet la formation de Dalime. La Formation d'Obatogamau consiste en une succession de 1 à 3 km d'épaisseur de basaltes tholéiitiques à phénocristaux de plagioclase. La formation renferme le membre de Wachigabau qui est un ensemble de moins de 1 km d'épaisseur à dominance de roches pyroclastiques et effusives felsiques. La formation de Dalime est un ensemble de roches sédimentaires volcanogènes et de roches pyroclastiques qui fait

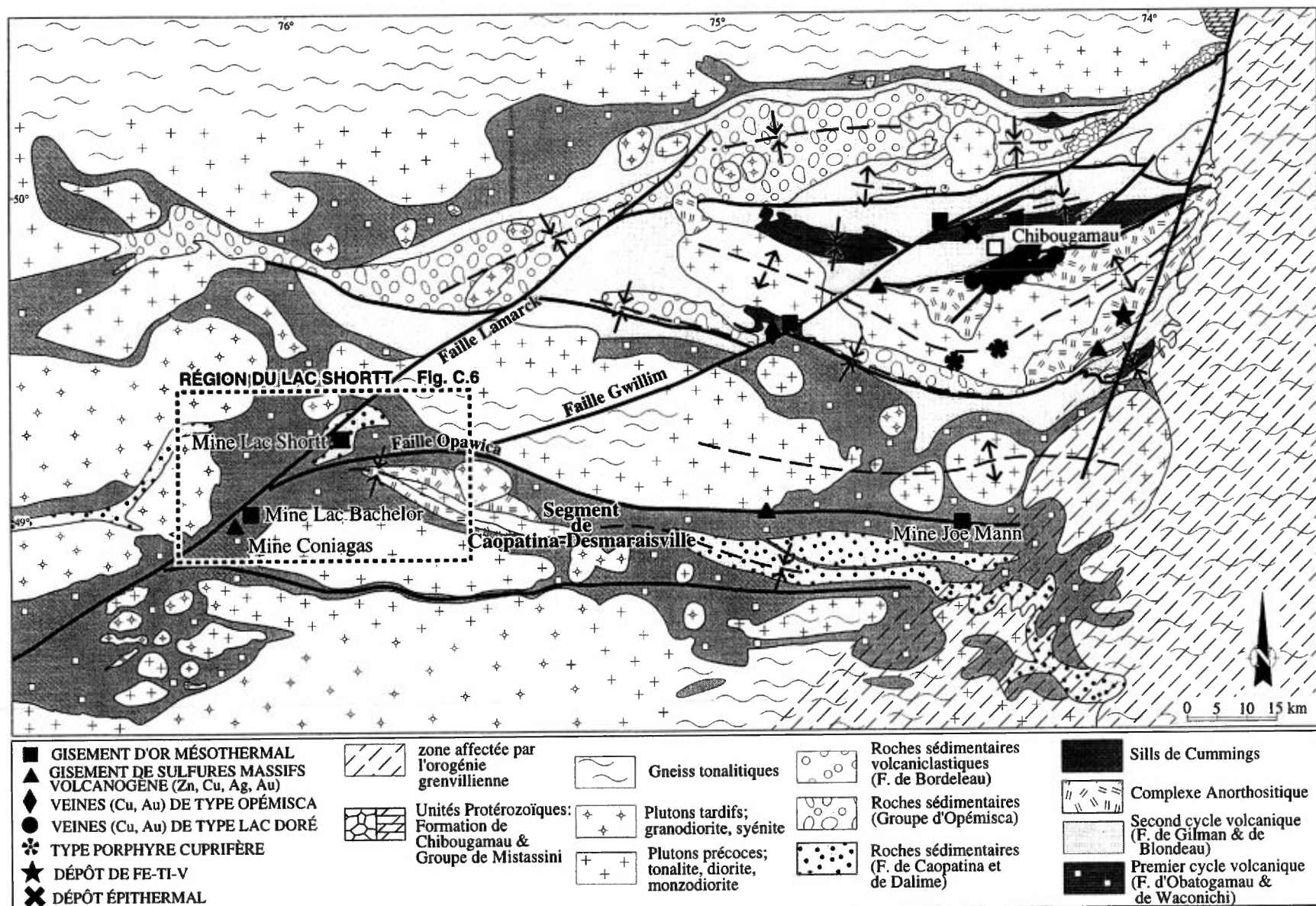


Figure C.4: Géologie générale et gîtes métallifères de la partie nord-est de la sous-Province de l'Abitibi, incluant la région du lac Shortt.

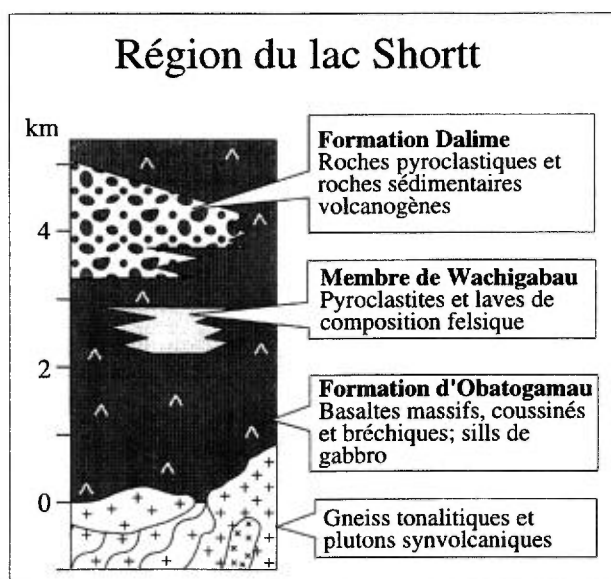


Figure C.5: Schéma stratigraphique de la région du lac Shortt.

partie du premier cycle de sédimentation de la sous-Province de l'Abitibi (Mueller et Donaldson, 1992).

Plusieurs types de corps intrusifs sont présents dans la région. On y trouve de nombreux filons gabbroïques comagmatiques avec les basaltes de la Formation d'Obatogamau ainsi que deux vastes ensembles intrusifs stratiformes synvolcaniques. Il y a aussi des plutons granitoïdes pré-tectoniques à tarditectoniques. Les intrusions felsiques et alcalines associées aux gisements du lac Bachelor et du lac Shortt sont tarditectoniques.

L'ensemble volcanosédimentaire est affecté par des plis régionaux orientés ENE. Ces plis sont isoclinaux avec des axes à plongement subvertical et ils sont assimilables aux plis E-W prédominants dans la sous-Province de l'Abitibi. Une schistosité de flux, omniprésente à l'échelle régionale, est de plan axial aux plis.

Deux familles de failles majeures sont reconnues dans la région: 1) ENE et 2) NE. Ces deux familles de failles coupent les plis régionaux ENE. Les failles de la famille ENE correspondent au type E-W reconnu à travers toute la sous-Province de l'Abitibi. La faille d'Opawica en est la principale représentante dans la région. Elle se caractérise par un large couloir de déformation ductile. L'exemple le plus important de la famille NE est la faille de Lamarck, à caractère fragile et qui présente un rejet senestre d'ordre kilométrique. Cette dernière coupe les failles de la famille ENE.

MINÉRALISATIONS AURIFÈRES DE TYPE VEINE DE QUARTZ-CARBONATES

Contextes géologiques

Les minéralisations de type veine de quartz-carbonates ont été étudiées sur des indices se trouvant dans un secteur à l'est du lac Opawica, dans un autre secteur au nord-ouest du lac Shortt et dans le secteur de l'île Opawica (Figure C.6).

Ces trois contextes géologiques différents révèlent que les veines aurifères sont encaissées dans toute la gamme des lithologies archéennes reconnues. Les veines aurifères se trouvent dans des contextes variés de déformation ductile. La déformation ductile générale est négligeable aux indices du secteur au nord-ouest du lac Shortt et du secteur de l'île Opawica. En contraste, les lithologies aux indices du secteur à l'est du lac Opawica présentent une déformation ductile plus intense que celle observée à l'échelle régionale, en illustration du contexte de la faille d'Opawica. Ces derniers indices laissent entrevoir que la faille d'Opawica se matérialise par un couloir de déformation ductile de puissance minimale plurihénométrique à l'intérieur duquel la linéation minérale et d'étirement a une plongée abrupte en général.

Caractéristiques mésoscopiques des zones minéralisées

Les veines aurifères se trouvent dans des fractures en cisaillement, des fissures d'extension et des brèches associées aux fractures en cisaillement. Les veines qui occupent les fractures de cisaillement ont des puissances allant jusqu'à 1 m; elles sont massives ou présentent du rubanement mylonitique. Les épontes des veines aurifères montrent des altérations hydrothermales et des minéralisations disséminées allant de quelques centimètres à plusieurs mètres d'épaisseur.

Contrôles structuraux

L'ensemble des indices étudiés montre que la mise en place des veines aurifères est contrôlée par l'activité de failles au caractère essentiellement fragile. Il y a en général peu de déformation ductile ou d'augmentation de la déformation ductile en association avec les fractures aurifères en cisaillement.

Deux familles de failles occupées par des veines aurifères sont distinguées: 1) des failles à rejet pendage prédominant, inverses et inverses-dextres; 2) des failles à rejet directionnel et oblique. Les premières, observées dans les trois secteurs d'indices étudiés, ont des directions variant entre NE et ESE

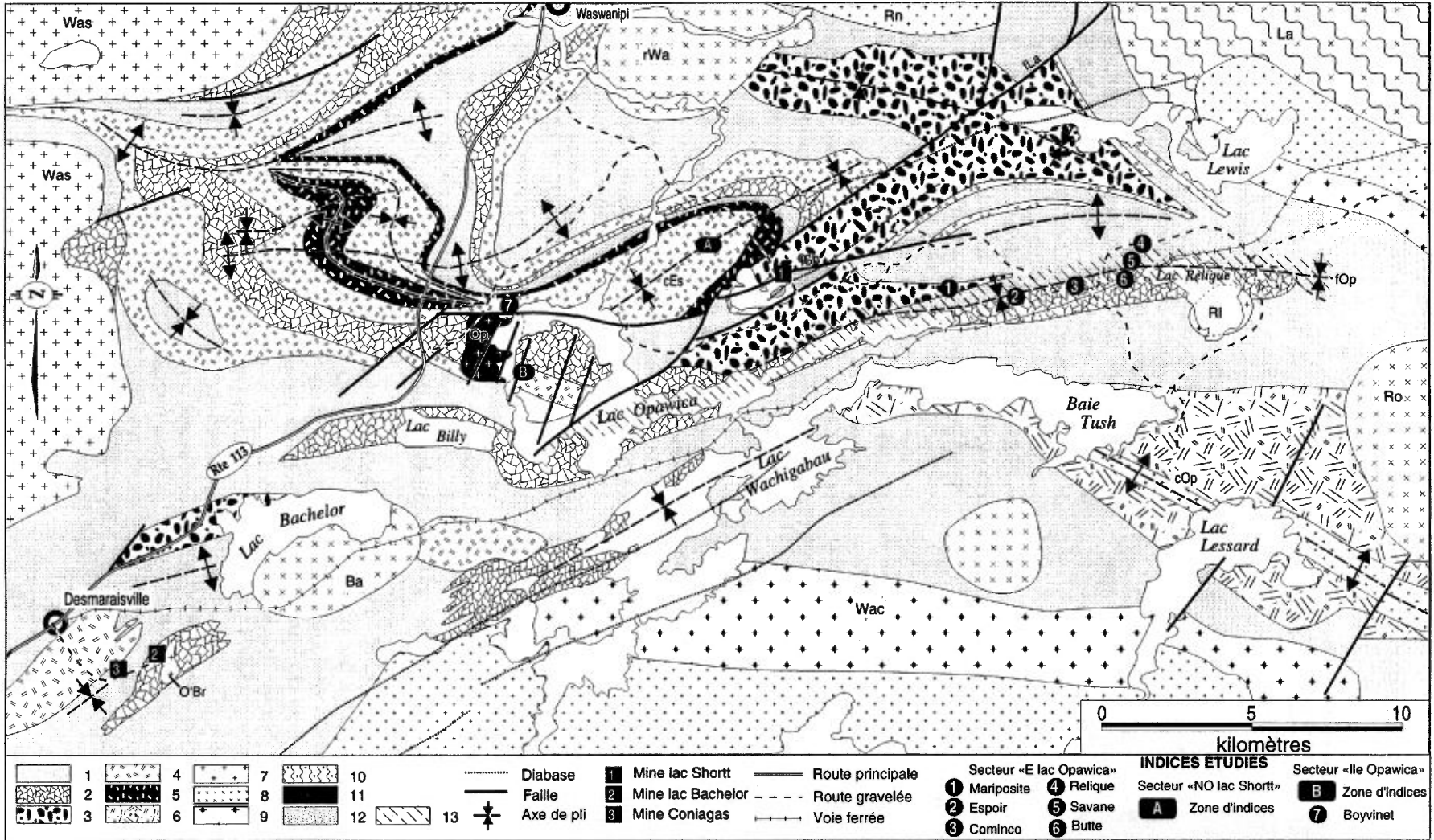


Figure C.6: Géologie générale de la région du lac Shortt et localisation des indices aurifères étudiés. 1: Formation d'Obatogamau, basaltes; 2: membre de Wachigabau, roches pyroclastiques et laves de composition felsique; 3: formation de Dalime, roches pyroclastiques et roches sédimentaires volcanogènes; 4: gabbro; 5: pyroxénite; 6: anorthosite; 7: tonalite; 8: granodiorite; 9: monzodiorite; 10: gneiss; 11: syénite; 12: carbonatite; 13: couloir de déformation. Plutons et autres intrusions: Ba, Bachelor; cEs, complexe de l'Esturgeon; cOp: complexe d'Opawica; La, Lapparent; O'Br, O'Brien; Op, Opawica; RI, Relique; Rn, Renaud; Ro, LaRonde; rWas, rivière Waswanipi; Wac, Wachigabau; Was, Waswanipi. Failles (f): fLa, Lamarck; fOp, Opawica; fSh, Shortt.

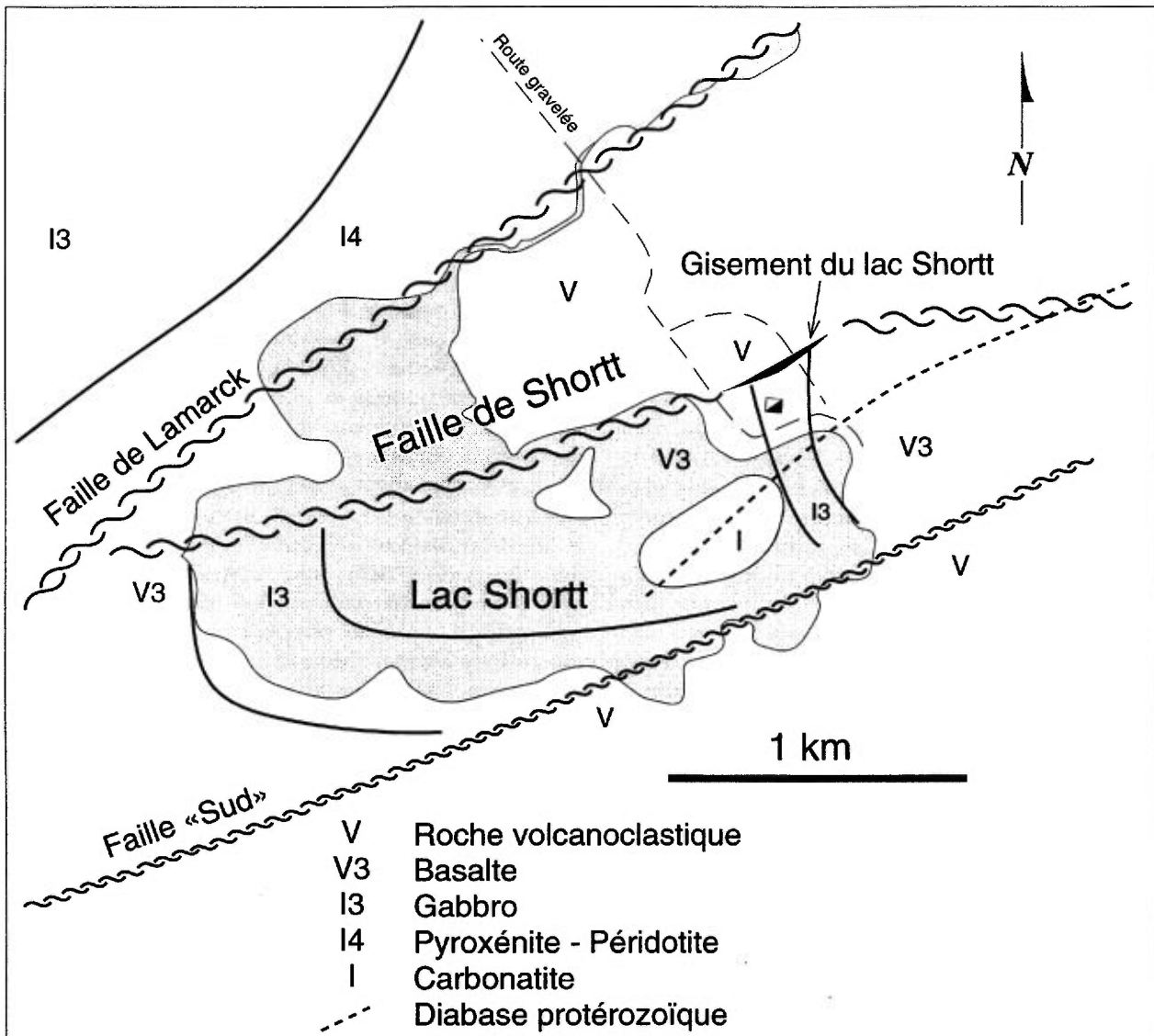


Figure C.7: Géologie générale du secteur de la mine du lac Shortt.

et des pentages abrupts, N et S. La seconde famille, observée dans le secteur au nord-ouest du lac Shortt et le secteur de l'île Opawica, regroupe des failles de directions NNE à ESE à rejet senestre et senestre-oblique, et des failles de directions NO à NNO à rejet dextre-oblique, ayant toutes des pentages abrupts. La composante oblique est en sens normal sur les failles inclinées de cette seconde famille.

Caractéristiques pétrographiques et géochimiques

Pour l'ensemble des indices étudiés les minéralisations sont dominées par la pyrite. L'or est à l'état natif et en étroite association avec la pyrite ou bien il est libre dans les veines. Les minéralisations ont précipité plus tard que la plupart des minéraux de la gangue. L'altération hydrothermale se manifeste par la formation de

carbonates, de chlorite, de séricite, de biotite, de muscovite vert clair, d'albite et de quartz. Des études lithogéochimiques des zones d'altération indiquent l'addition générale de C, S, H et K. Les éléments traces les plus systématiquement ajoutés avec l'or, sont le As et le W.

Aspects chronologiques

Les minéraux d'altération hydrothermale associés aux veines aurifères remplacent les minéraux produits par le métamorphisme régional au faciès des schistes verts. Les indices à l'est du lac Opawica montrent que les failles aurifères à rejet pendage prédominant sont tardives par rapport au développement du couloir de déformation ductile de la faille d'Opawica. D'après les relations de rencontre observées aux indices de l'île Opawica,

les failles aurifères à rejet directionnel et oblique se sont formées après les failles aurifères à rejet pendage prédominant.

MINÉRALISATIONS AURIFÈRES DE TYPE GÎTE DISSÉMINÉ DE REMPLACEMENT - L'EXEMPLE DE LA MINE DU LAC SHORTT

Environnement rocheux

L'éponte sud du gisement comprend des basaltes de la Formation d'Obatogamau et des filons comagmatiques de gabbro (Figure C.7). Dans l'éponte nord se trouvent des roches volcanoclastiques de la formation de Dalime. L'ensemble de l'éponte sud est traversé par une petite intrusion alcaline formée de syénite et de carbonatite. L'ordre de mise en place serait la syénite d'abord suivie de la carbonatite (Prud'homme, 1991). En liaison avec cet ensemble intrusif, les roches de l'éponte sud ont subi une fénitisation étendue marquée notamment par l'apparition d'amphibole sodique dans les basaltes et gabbros. La datation U-Pb (zircon) fournit un âge de 2 691 ± 5/-3 Ma pour la carbonatite (Dion et al., 1995).

Cadre structural

Le domaine de l'éponte sud du gisement se situe au niveau de la charnière d'un pli ENE. La schistosité régionale, coplanaire avec la surface axiale de ce pli, est de faible intensité dans le secteur.

Le gisement est associé à une importante discontinuité structurale: la faille de Shortt (Boisvert, 1986). Celle-ci a une direction ENE et un pendage de 75 à 80° vers le nord. La faille se matérialise par un couloir de déformation ductile ayant une puissance de 30 à 40 m. La déformation se traduit par la présence de roches schisteuses, foliées ou rubanées. La linéation minérale et d'étirement et les indicateurs de sens de cisaillement favorisent l'idée d'une faille inverse-dextre.

Minéralisation et altération

Le gisement représente 2,7 Mt de minerai à 4,6 g/t d'or. Le rapport Au/Ag est de 30. La zone minéralisée principale est un corps lenticulaire d'une épaisseur de 5,5 m, ayant 950 m de profondeur et une extension horizontale de 300 m. Ce corps minéralisé est étroitement associé à la zone de déformation de la faille de Shortt. Les colonnes minéralisées ("oreshoots") se trouvent où la faille de Shortt coupe des filons-couches de gabbro comagmatique à la Formation d'Obatogamau.

Trois catégories de roches aurifères se distinguent dans la zone minéralisée principale: 1) des roches riches en carbonates ferrifères, 2) des

intrusions de syénite et 3) des intrusions de carbonatite. La majeure partie des minéralisations se trouve dans des roches riches en carbonates ferrifères contenant des porphyroclastes de syénite. Les minéralisations dans ces roches sont dominées par la pyrite. L'or est à l'état natif, en inclusion dans la pyrite et en grains libres dans la gangue. Les minéralisations se trouvent essentiellement au sein de la matrice riche en carbonates ferrifères de la roche porphyroclastique; les porphyroclastes de syénite sont presque dépourvus de minéralisations. Les roches porphyroclastiques présentent une linéation minérale et d'étirement près de la verticale et les minéralisations qu'elles renferment dessinent clairement un rubanement tectonique, illustrant que ces dernières ont enregistré tout au moins une partie du cisaillement inverse associé à la faille de Shortt. Les minéralisations dans les intrusions de syénite et de carbonatite sont semblables à celles observées dans les roches riches en carbonates ferrifères et elles sont aussi étroitement associées à des zones mylonitiques. Sur le plan géochimique, la zone minéralisée est marquée par l'addition de C, S, H et K (Morasse, 1988). Le W est l'élément métallique trace qui accompagne le plus remarquablement l'or.

Aspects chronologiques

Les altérations aurifères au lac Shortt remplacent les minéraux reliés au métamorphisme régional (Morasse, 1988). Les intrusions de syénite et de carbonatite sont cisailées dans le couloir de déformation de la faille de Shortt et elles présentent une linéation minérale et d'étirement vers la verticale. La mise en place du complexe alcalin a donc eu lieu avant ou durant le cisaillement inverse associé à la faille de Shortt. Les minéralisations aurifères sont étroitement associées à la faille de Shortt et il n'y a pas d'indication d'une concentration aurifère qui pourrait être antérieure au développement de cette faille. Les minéralisations sont donc interprétées comme se mettant en place durant le cisaillement inverse de la faille de Shortt. D'après les relations observées, les minéralisations aurifères peuvent être synchrones ou postérieures à la mise en place des intrusions de syénite et de carbonatite. Les observations conduisent donc à interpréter une seule période de concentration aurifère qui est synchrone ou postérieure à la mise en place des intrusions alcalines et ayant eu lieu lors du développement de la faille ductile inverse de Shortt.

ÉLÉMENTS DE SYNTHÈSE RÉGIONALE

L'étude conduit à reconnaître que la mise en

place des minéralisations aurifères étudiées couvre trois étapes de l'évolution structurale régionale qui sont dans l'ordre chronologique: 1) failles ductiles à rejet pendage prédominant (failles d'Opawica et de Shortt); 2) failles fragiles à rejet pendage prédominant 3) failles fragiles à rejet directionnel et oblique. Le gisement de type disséminé de remplacement du lac Shortt se met en place à la première de ces trois étapes alors que les gisements de type veine de quartz-carbonates se mettent en place aux deuxième et troisième étapes. Les trois étapes sont successives et elles ont lieu après le paroxysme du métamorphisme et la formation des plis régionaux E-W. La durée de temps entre les trois étapes n'est pas contrainte et peut être courte. Toutes les minéralisations aurifères étudiées se seraient développées après ou à partir de 2 691 Ma environ, âge de la carbonatite au lac Shortt.

L'étude permet ainsi de constater que l'étape tardive de l'évolution régionale présente une diversité dans l'expression des minéralisations aurifères et dans la nature de ses contrôles structuraux. Dans le schéma chronologique élaboré, le gisement du lac Shortt se met en place avant les gisements de type veine de quartz-carbonates étudiés.

REMARQUES POUR L'EXPLORATION

La faille ductile et aurifère du lac Shortt se compare directement aux failles E-W reconnues ailleurs dans la sous-Province de l'Abitibi. Les failles

aurifères fragiles à rejet pendage prédominant s'interprètent comme des structures E-W plus tardives. Les failles aurifères à rejet directionnel et oblique sont observées en association spatiale avec la faille NE de Lamarck et elles peuvent en effet être rapprochées aux failles subsidiaires R, R' et P de type NE. L'association spatiale des minéralisations aurifères avec les failles NE est donc significative.

À grande échelle, il est notable que la région du lac Shortt se situe le long d'un axe aurifère qui apparaît de plus en plus important à mesure que l'exploration progresse: l'axe aurifère de Casa-Berardi - Joe Mann. Cet axe aurifère suit les segments d'Harricana-Turgeon et de Caopatina-Desmaraisville et est associé aux couloirs tectoniques de Casa-Berardi et d'Opawica. Ces couloirs semblent se raccorder et former une unique structure majeure aurifère E-W. Dans l'axe aurifère, la région du lac Shortt apparaît très intéressante du fait qu'elle se situe à la rencontre de failles majeures E-W et NE avec lesquelles sont liés des événements de concentration aurifère chronologiquement distincts.

REMERCIEMENTS

L'étude a été rendue possible grâce au Ministère des Ressources naturelles du Québec et à la participation des dirigeants et géologues des compagnies Corporation Minière Inmet, Falconbridge et Ressources Aur. Merci à tous.

COMPILATION ET SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE ET MÉTALLOGÉNIQUE DU SEGMENT DE CAOPATINA

Claude Dion¹ et Martin Simard²

¹Ministère des Ressources naturelles du Québec
400 boul. Lamaque, Val-d'Or, Québec, J9P 3L4,

²Ministère des Ressources naturelles du Québec
375, 3e rue, Chibougamau, Québec, G8P 1N4

INTRODUCTION

Le projet Caopatina a débuté en 1992 et visait à compiler et à intégrer l'ensemble des données géologiques et métallogéniques du Segment de Caopatina, afin d'en établir une synthèse globale. La région étudiée correspond à la partie orientale et médiane du segment volcano-sédimentaire de Caopatina-Desmaraisville et se retrouve à environ 40 km au sud de Chibougamau. Ce projet représente la poursuite des travaux réalisés entre 1985 et 1991 par le MER, en collaboration avec UQAC, englobant une étude détaillée des gîtes et des principaux indices de la bande ainsi qu'une cartographie régionale à l'échelle 1:20 000. Plus récemment, le MRNQ et le Ministère des Ressources naturelles du Canada ont réalisé un levé géophysique hélicoptéré de la majeure partie de la bande, ainsi qu'un levé géochimique du till et de géologie du Quaternaire de la partie centrale. L'ensemble de ces travaux a contribué à une meilleure compréhension de la géologie et de la métallogénie du segment Caopatina-Desmaraisville.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

Toutes les roches de la région appartiennent à la Province du Supérieur et sont d'âge Archéen à l'exception des dykes de diabase dont l'âge est Protérozoïque. La Formation d'Obatogamau, à la base de la séquence stratigraphique, représente une vaste plaine sous-marine de basalte tholéiitique de 3 à 5 km d'épaisseur et d'au moins 150 km d'extension latérale. La présence de phénocristaux de plagioclase caractérise cette unité.

La Formation d'Obatogamau comprend également les membres des Vents et de Phooey. Le Membre des Vents représente un édifice volcanique mafique-felsique de 2 à 2,5 km d'épaisseur constitué

de cinq unités felsiques interstratifiées avec des coulées basaltiques et des filons-couches de gabbro de la Formation d'Obatogamau. Les unités inférieures témoignent de la construction de l'édifice volcanique, tandis que l'unité supérieure, composée de grès et de conglomérats volcanogènes, résulte de sa destruction. Le Membre de Phooey est peu documenté. Il comprend une séquence de volcanoclastiques représentant un centre volcanique intermédiaire à mafique localisé dans la partie sud-est de la région.

La Formation d'Obatogamau est surmontée par la Formation de Caopatina, une séquence de roches sédimentaires de 1 à 2 km d'épaisseur résultant de l'érosion des roches volcaniques. Celle-ci se compose de grès, de conglomérats et d'argilites interlités localement avec des tufs cendreaux et des coulées de basalte, lesquels témoignent d'une activité volcanique synchrone à la sédimentation. L'équivalent métamorphisé de la Formation de Caopatina, à l'est du pluton de Surprise, a été assigné à la Formation de Messine.

À l'extrémité ouest de la région, la Formation d'Obatogamau a été introduite par le Complexe Anorthosique de la Rivière Opawica. Cette intrusion stratiforme résulte de la cristallisation fractionnée d'un magma tholéiitique et ses caractéristiques morphologiques et chimiques suggèrent une affinité avec les basaltes de l'Obatogamau.

Les intrusions granitoïdes de la région appartiennent à deux classes: les plutons synvolcaniques, qui occupent souvent le coeur des anticlinaux régionaux, et les plutons syntectoniques. Les intrusions synvolcaniques, typiquement polyphasées, se sont mises en place avant la déformation régionale et sont liées à la genèse des séquences volcaniques. Le complexe Eau Jaune, par exemple, représente vraisemblablement la chambre magmatique qui a alimenté le centre felsique du

Membre des Vents. La mise en place des intrusions syntectoniques a été contrôlée par la déformation régionale. Elles montrent communément une forme allongée parallèle à la fabrique régionale et se sont généralement introduites au contact des plutons synvolcaniques et des roches supracrustales.

ASPECTS STRUCTURAUX

La région a été affectée par un raccourcissement nord-sud lors de l'orogénèse Kénoréenne qui a amené la production des plis régionaux et le développement de la schistosité principale E-O. Cette phase de déformation est également à l'origine des grands corridors de cisaillement reliés aux failles E-W et aux failles ductiles-cassantes à cassantes NE qui affectent le segment de Caopatina. Les roches sont aussi affectées par des failles cassantes tardives NE à NNE probablement reliées à l'orogénèse grenvillienne. Les évidences d'une phase de déformation antérieure à la déformation principale ayant produit des plis nord-sud sans schistosité ont également été retracés à divers endroits dans la bande.

MINÉRALISATIONS

Le potentiel minéral du segment de Caopatina est mis en évidence par la présence de la mine Joe Mann et d'une quantité importante d'indices aurifères et en métaux usuels dispersés tout le long du segment. Mentionnons également la présence des gisements aurifères du lac Shortt et du lac Bachelor, ainsi celle du gisement Zn-Pb-Ag de Coniagas situés dans ce même segment immédiatement à l'ouest du secteur.

Minéralisations de métaux usuels

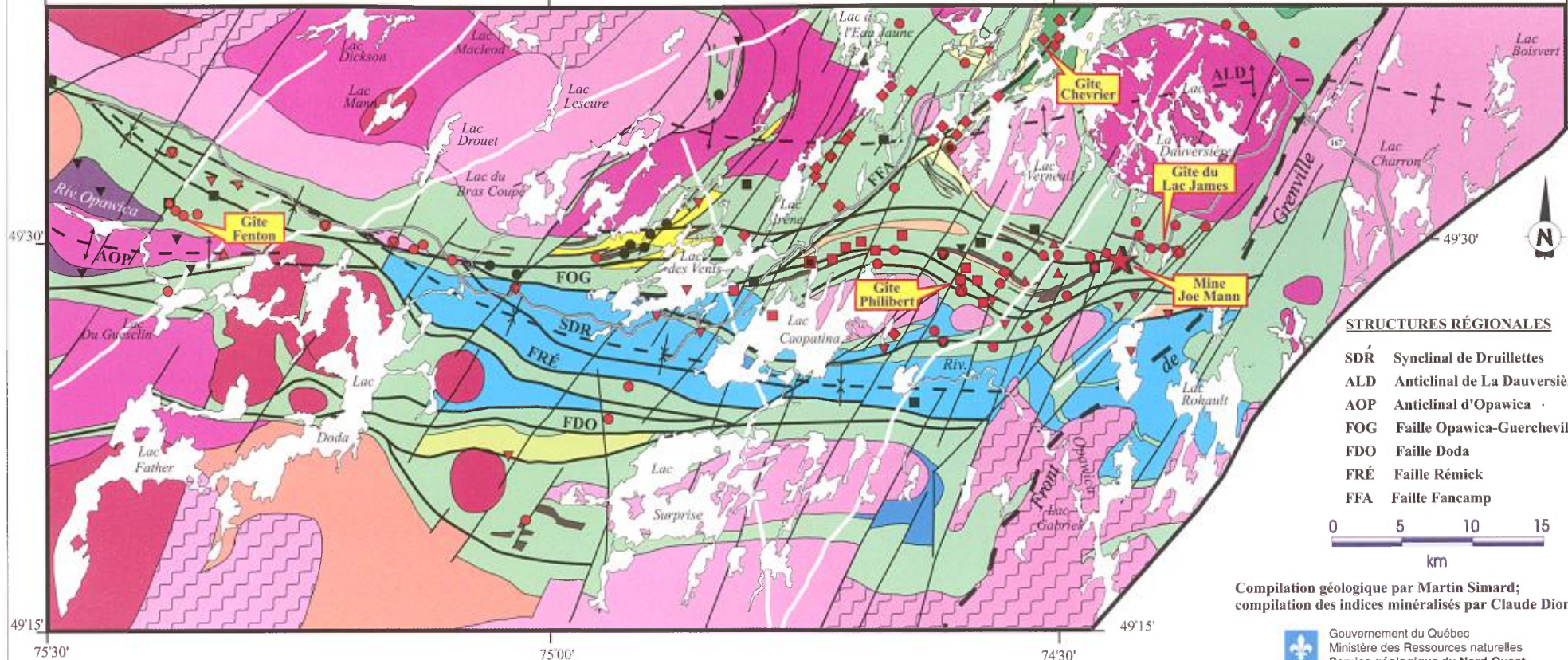
Ces types de minéralisations sont généralement peu importants et l'information disponible est rare et de qualité douteuse. Il est tout de même possible de subdiviser ces indices en 4 catégories principales:

- I- Minéralisations de Cu ± Zn ± Au ± Ag de type sulfures massifs volcanogènes associées aux édifices volcaniques mafiques-felsiques;
- II- Minéralisations de Zn ± Cu ± Au ± Ag dans des laves mafiques cisailées, des roches sédimentaires ou des tufs graphiteux;
- III- Minéralisations de Cu ± Au ± Ag ± Mo filonniennes liées à des zones de cisaillement E-W ou NE dans des roches volcaniques mafiques et les intrusions associées;
- IV- Minéralisations magmatiques de Cu-Ni ± EGP dans des roches volcaniques mafiques et les intrusions associées.

Minéralisations aurifères

Les indices aurifères ont été regroupés en quatre catégories principales basées sur la nature des lithologies encaissantes et sur le contexte structural. L'une d'elles peut être subdivisée en deux sous-groupes en tenant compte du type de minéralisation présente. À la suite de nos travaux de compilation, nous proposons donc le modèle de classification suivant:

- I- Minéralisations aurifères liées à des cisaillements est-ouest (subparallèles à la stratification) dans les roches volcaniques et les intrusions mafiques associées:
 - a) Minéralisations du type veines de quartz et sulfures;
 - b) Minéralisations du type faible dissémination de pyrite;
- II- Minéralisations aurifères liées à des cisaillements nord-est et nord-ouest recoupant des roches volcaniques et des intrusions mafiques associées;
- III- Minéralisations aurifères encaissées dans des intrusions intermédiaires à felsiques;
- IV- Minéralisations aurifères encaissées dans des roches volcaniques felsiques, des roches sédimentaires plus ou moins graphitiques et/ou à des formations de fer.



STRUCTURES RÉGIONALES

- SDR Synclinal de Druillettes
- ALD Anticinal de La Dauversière
- AOP Anticinal d'Opawica
- FOG Faille Opawica-Guercheville
- FDO Faille Doda
- FRÉ Faille Rémick
- FFA Faille Fancamp



Compilation géologique par Martin Simard;
 compilation des indices minéralisés par Claude Dion.

Gouvernement du Québec
 Ministère des Ressources naturelles
 Service géologique du Nord-Ouest

LÉGENDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

- | | |
|---|--|
| PROTÉROZOÏQUE | |
| Dyke de diabase | |
| INTRUSIONS SYNTÉCTONIQUES | |
| Granodiorites | |
| Tonalites/granodiorites | |
| Monzodiorites | |
| INTRUSIONS SYNVOLCANIQUES | |
| Diorites et tonalites | |
| Gneiss tonaliques | |
| Complexe anorthositique de la Rivière Opawica | |
| FORMATION DE CAOPATINA | |
| Grès, argilites, conglomérats, formations de fer | |
| FORMATION DE MESSINE | |
| Paragneiss et gneiss à biotite-grenat | |
| ARCHÉEN | |
| FORMATION DE GILMAN | |
| Basaltes, filons-couches de gabbro | |
| FORMATION DE WACONICHI | |
| Tufs felsiques à intermédiaires, rhyolites | |
| FORMATION D'OBATOGAMAU | |
| Tufs intermédiaires à felsiques | |
| Gabbros | |
| Basaltes, filons-couches de gabbro | |
| MEMBRE DES VENTS | |
| Pyroclastites, laves felsiques, sédiments volcanoclastiques, basaltes | |
| MEMBRE DE PHOOEY | |
| Roches volcanoclastiques intermédiaires | |

INDICES MINÉRALISÉS

- | | | | |
|--|---|---|--|
| INDICES AURIFÈRES | | INDICES DE MÉTAUX USUELS | |
| Type Ia : Minéralisations du type veines de quartz et sulfures dans des zones de cisaillement est-ouest | Type Ib : Minéralisations du type faibles disséminations de pyrite dans des zones de cisaillement est-ouest | Type I : Minéralisation de Cu ± Zn ± Au ± Ag du type des sulfures massifs volcanogènes associées aux édifices volcaniques mafiques à felsiques | Type II : Minéralisation de Zn ± Cu ± Au ± Ag dans des laves mafiques cisailées, des roches sédimentaires ou des tufs graphiteux |
| Type II : Minéralisations liées à des zones de cisaillement nord-est et nord-ouest | Type III : Minéralisations encaissées dans des intrusions de composition intermédiaire à felsique | Type III : Minéralisation de Cu ± Au ± Ag ± Mo du type filonien liés à des zones de cisaillement est-ouest ou nord-est dans des volcanites mafiques | Type IV : Minéralisations de Cu ± Ni ± EGP dans des roches volcaniques mafiques et des intrusions associées |
| Type IV : Minéralisations encaissées dans des roches volcaniques felsiques, des roches sédimentaires et/ou des formations de fer | | | |

- SYMBOLES**
- Anticinal régional
 - Synclinal régional
 - Zone de cisaillement
 - Faille cassante
 - Routes et chemins forestiers

PRINCIPAUX GÎTES	
MINE JOE MANN	type Ia : Réserves - 3,2 Mt à 8,88 g/t Au, 5,83 g/t Ag, 0,27 % Cu.
GÎTE CHEVRIER	type II : Réserves - 1 Mt à 6,36 g/t Au avec des ressources de 8,3 Mt à 2 g/t Au
GÎTE PHILIBERT	type Ib : Réserves - 1,4 Mt à 5,32 g/t Au
GÎTE FENTON	type Ia : Réserves - 320 976 t à 4,24 g/t Au
GÎTE DU LAC JAMES	type Ia : Réserves - 105 000 t à 2,06 g/t Au (zone sud) et 66 000 t à 4,25 g/t Au (zone nord)

SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE FROTET-TROILUS

Charles Gosselin

Ministère des Ressources naturelles du Québec,
375, 3e rue, Chibougamau, Québec, G8P 1N4

INTRODUCTION

La région de Frotet-Troilus se retrouve dans la partie orientale de la ceinture volcano-sédimentaire archéenne de Frotet-Évans à environ 100 km au nord de Chibougamau (Figure C.8). Le gisement le plus important de la région correspond à la mine Troilus, un gîte de type porphyre cupro-aurifère exploité à ciel ouvert depuis 1997. On retrouve également plusieurs gîtes de sulfures massifs volcanogènes (Moléon, Domergue, Tortigny et De Maurès) ainsi que plusieurs indices et prospectifs filoniens cupro-aurifères et aurifères.

Le MRNQ offre pour la région de Frotet-Troilus une couverture géologique détaillée au 1:20 000. Elle fut réalisée entre 1978 et 1983 ainsi qu'entre 1991 et 1993. Ces travaux ont conduit au milieu des années 80 à une évaluation du potentiel aurifère de la région (Simard et Roy, 1984). Cette étude contribua à promouvoir le potentiel de la région et entraîna un regain significatif de l'exploration en 1986. Suite à la découverte du gîte Troilus en 1987, le gouvernement du Québec envisage de compléter la couverture géologique à l'échelle 1:20 000. Ces travaux ont permis de présenter une synthèse géologique régionale qui propose un schéma stratigraphique pour l'ensemble de la région (Gosselin, 1996). Il en ressort que les principales minéralisations de sulfures massifs volcanogènes se retrouvent à l'intérieur d'un intervalle stratigraphique bien défini, ce qui représente un guide intéressant pour l'exploration.

L'exploration de la région débute en 1957 avec la découverte d'un bloc erratique minéralisé en Cu-Ni, entraînant alors une période de jalonnement intense et la réalisation d'un levé MAG-EM aéroporté. Les premières minéralisations découvertes (1958-59) étaient de type filonien et soulignait un potentiel cupro-aurifère ou aurifère

intéressant, particulièrement dans le secteur de Troilus sud. En 1961, les travaux d'exploration avaient considérablement diminués et la plupart des permis périmés. C'est la découverte cette même année du gîte volcanogène Moléon (184 000 t à 3,4% Zn et 1,56% Cu), qui relança l'exploration. Quelques indices volcanogènes sont rapidement découverts (prospectifs Yorbeau et Diléo) et d'autres indices aurifères filoniens sont mis à jour jusqu'en 1970 dans les secteurs Troilus sud, La Fourche et De Maurès.

Le potentiel de la région pour les métaux de base sera véritablement consacré en 1970 avec la découverte du gîte Domergue (1,2 Mt à 3,35% Zn, 1,96% Cu, 42,9 g/t Ag et 0,72 g/t Au). Il faudra pourtant attendre presque 17 ans, soit en 1987, avant que ne soient découverts d'autres indices volcanogènes significatifs (secteur Troilus sud), suite à une importante campagne d'exploration de Kerr Adisson sur l'ensemble de la demie nord de la région. Cette campagne mena également en 1987 à la découverte d'un important gîte de type porphyre (Fraser, 1993), soit la mine Troilus (49 millions de tonnes à 1,38 g/t Au, 1,23 g/t Ag et 0,12% Cu).

L'intérêt des compagnies d'exploration pour la recherche des minéralisations volcanogènes (Zn-Cu-Ag-Au) a connu un regain important depuis 1993, année de la découverte par Inco de la zone PK. Noranda étend alors ses travaux et fait la découverte l'année suivante du gîte Tortigny (531 000 t à 6,49% Zn, 3,59% Cu, 85,230 g/t Ag et 0,43 g/t Au). Pendant cette période les travaux de SOQUEM conduiront en 1996 à la découverte du gîte De Maurès évalué à 350 000 t à 7,8% Zn, 1,4% Cu et 22,0 g/t Ag. Mentionnons que toutes ces nouvelles minéralisations volcanogènes se retrouvent à l'intérieur de l'intervalle stratigraphique favorable identifié par nos travaux.

STRATIGRAPHIE

Simard (1987) définit le Groupe de Troilus dans le secteur du lac Troilus et distingue également trois complexes volcano-sédimentaires dans la partie sud

de la région: les Complexes de Domergue nord, de Domergue sud et de De Maurès qui correspondent, en gros, aux secteurs du même nom identifiés à la figure C.8. Le schéma stratigraphique régional que nous proposons (Figure C.9) intègre, à l'intérieur

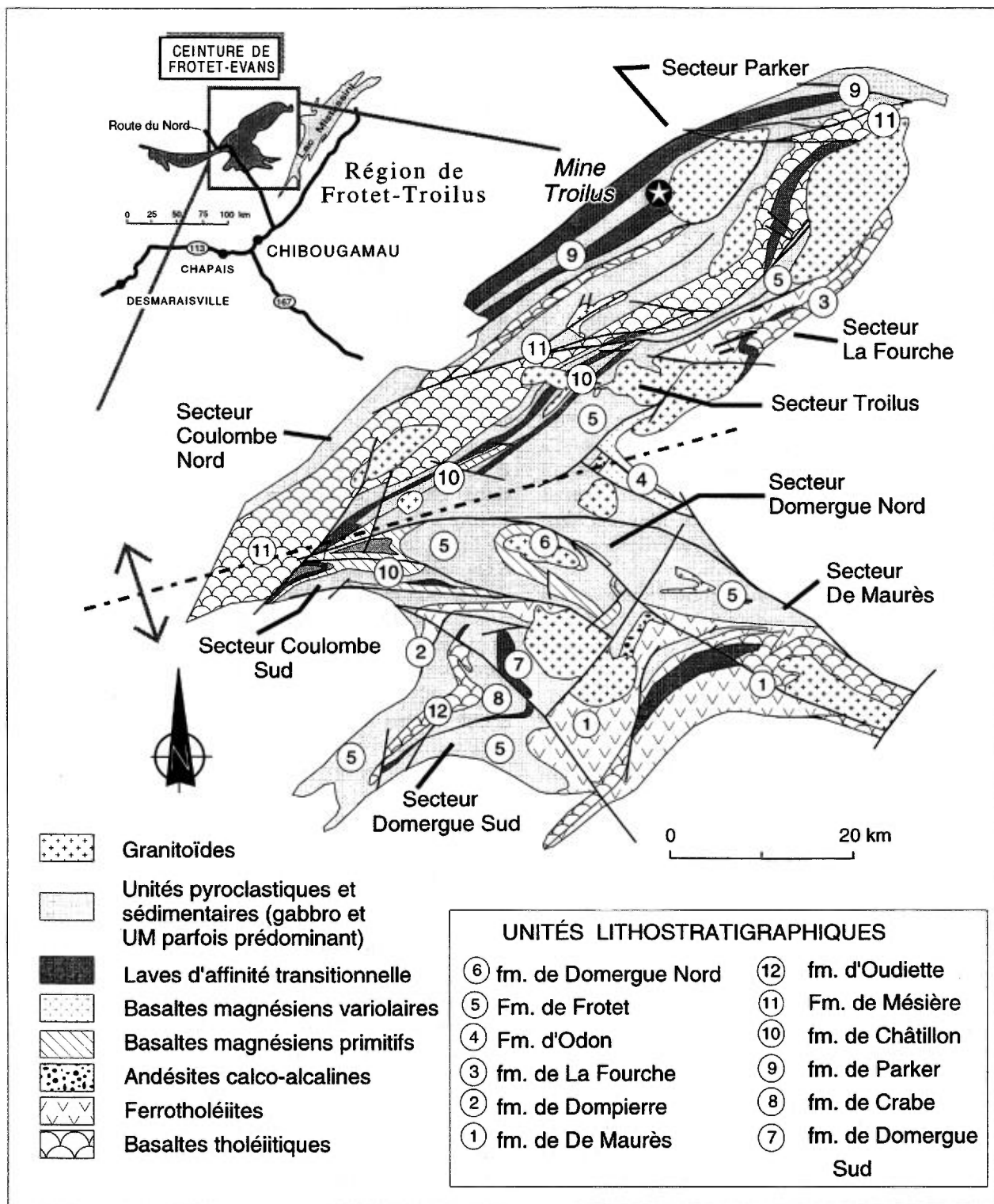


Figure C.8: Géologie simplifiée de la région de Frotet-Troilus.

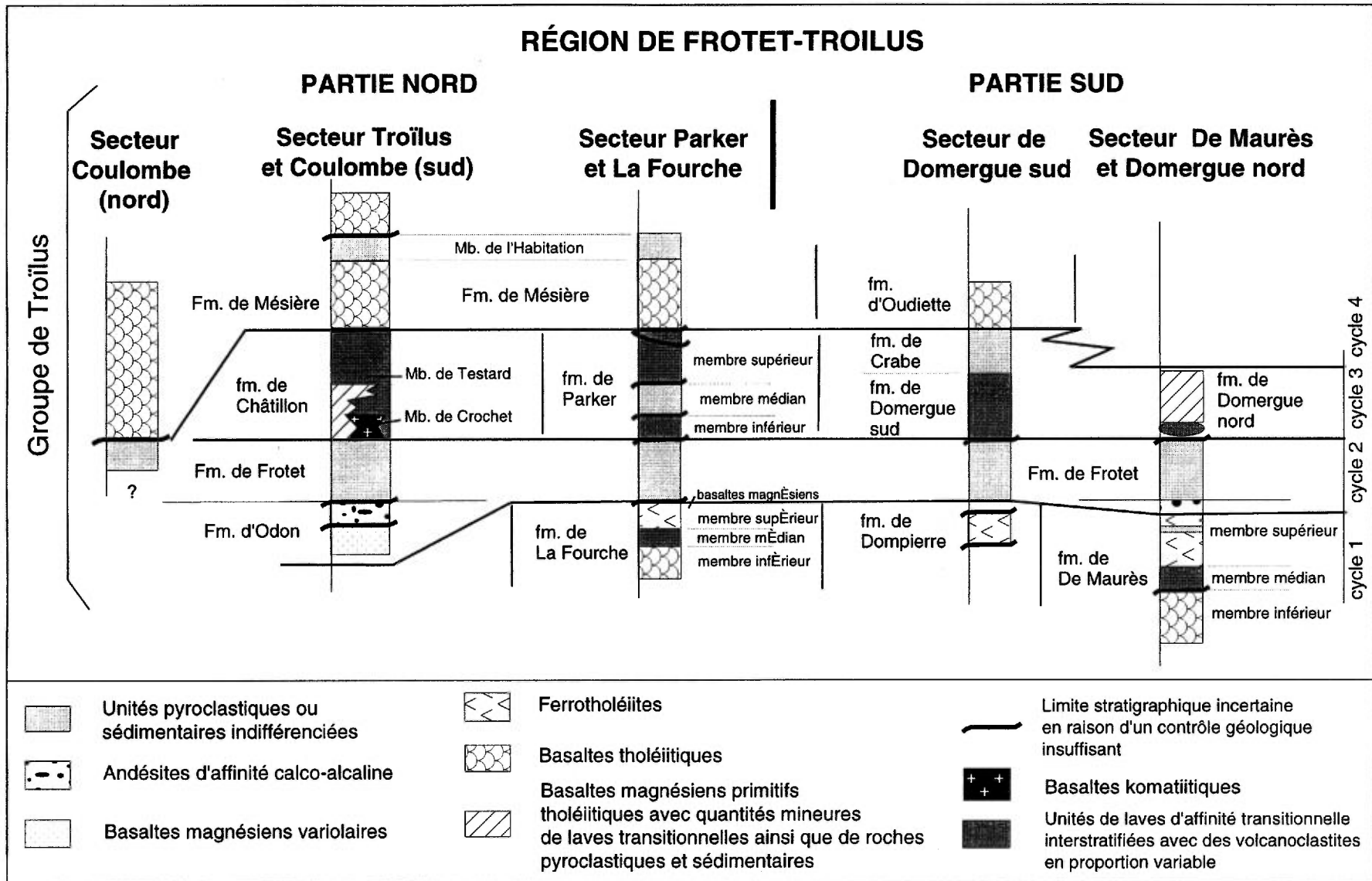


Figure C.9: Schéma des relations lithostratigraphiques pour le Groupe de Troilus et nomenclature utilisée.

du Groupe de Troilus, l'ensemble des unités rencontrées dans les trois complexes volcano-sédimentaires de Simard (1987). Son élaboration a été rendue possible, en grande partie, grâce à la caractérisation lithogéochimique des laves intermédiaires et mafiques qui permet de mieux définir les unités de laves et procure des éléments d'interprétation supplémentaires particulièrement intéressants au niveau de l'évolution de la séquence.

Dans la continuité des travaux de Simard (1987), tous les résultats d'analyses disponibles ont été révisés et complétés par un échantillonnage systématique des unités de laves sur l'ensemble du territoire. Un total d'environ 500 analyses a ainsi été considéré. La figure C.10 présente une série de diagrammes Zr vs Y qui montrent la distribution des principales unités de laves de la région. On y retrouve des unités tholéïtiques avec un rapport Zr/Y de 3,0 et de 3,3, des unités avec un rapport Zr/Y de 4,0 et de 4,4 que nous considérons tout de même d'affinité transitionnelles (idéalement ce rapport serait entre 5 et 7) et des unités calco-alcalines avec un rapport Zr/Y supérieur à 7. De plus, certaines unités tholéïtiques ont pu être caractérisées selon leur niveau de différenciation, c'est-à-dire leur concentration en zirconium et en yttrium. Une unité de lave montrant une faible concentration en ces éléments ($Zr < 50$ et $Y < 17$) sera dites "primitive" tandis que lorsque les concentrations sont plus importantes ($Zr > 80$ et $Y > 25$), elle sera définie comme "évoluée".

STRATIGRAPHIE ET MINÉRALISATIONS VOLCANOGÈNES

Le schème stratigraphique établi dans la région permet de diviser la séquence volcano-sédimentaire en quatre cycles volcaniques principaux (Figure C.9) et de présenter les minéralisations de sulfures massifs volcanogènes selon leur position stratigraphique et de leur appartenance à l'un ou l'autre de ces cycles.

Le cycle 1

Le cycle 1 correspond à un volcanisme tholéïtique représenté par les formations de De Maurès, de La Fourche et de Dompierre. Les laves associées à ce cycle se composent à la base de basaltes plus ou moins magnésiens correspondant aux membres inférieurs des formations de De Maurès et de La Fourche et au sommet par les ferrotholéïtes des membres supérieurs ainsi que celles de la formation de Dompierre (Figure C.9). Sur le plan géochimique, ces unités sont considérées comme appartenant à une série volcanique

tholéïtique différenciée continue (Figures C.10a, C.10b et C.10c). Les membres médians présents dans les formations de De Maurès et de La Fourche sont, en ce sens, atypiques. Ils se composent, en effet, de basaltes andésitiques et de basaltes localement variolaires d'affinité transitionnelle avec un rapport Zr/Y de 4,4. Mentionnons que le niveau d'andésite d'affinité calco-alcaline situé au sommet du membre supérieur de la formation de De Maurès sera considéré à l'intérieur du cycle 2 (figure 2) décrit plus bas.

Les minéralisations volcanogènes rencontrées dans ces formations sont associées aux niveaux sédimentaires et/ou pyroclastiques intercalés dans la séquence volcanique. Elles sont généralement riches en sulfures de fer (pyrrhotine-pyrite) sur des largeurs de 1 à 4 mètres mais ne montrent que de faibles valeurs en métaux (tr à 0,4% Cu, tr à 0,2% Zn, tr à 4,5 g/t Ag et tr à 0,3 g/t Au). La plupart ont été retrouvées au niveau du membre supérieur de la formation de De Maurès mais quelques indices sont rencontrés au sommet du membre médian dans le secteur du même nom (Figures C.8 et C.9). Rappelons que ce membre se compose de laves d'affinité transitionnelle, ce qui est atypique du cycle volcanique associé à ces formations. On y retrouve également des dépôts pyroclastiques felsiques ainsi que des porphyres à quartz ce qui semble correspondre à un contexte favorable pour les métaux de base. Les travaux d'exploration réalisés à ce jour, à l'intérieur de cette unité sont modestes (moins de 10 sondages) et ne couvrent qu'une partie de son étendu.

Le cycle 2

Le cycle 2 est représenté principalement par les unités pyroclastiques calco-alcalines de la Formation de Frotet. Cette formation se compose de tufs à blocs, de tuf à cristaux et de tufs leucocrates avec des quantités mineures de roches sédimentaires à grains fins et de lave felsique. On associe également à ce cycle le niveau d'andésite amygdalaire d'affinité calco-alcaline situé au sommet du membre supérieur de la formation de De Maurès ainsi que les basaltes magnésiens variolaires et les andésites calco-alcalines de la Formation d'Odon (Figure C.9). Les andésites seraient les représentantes effusives du volcanisme explosif de Frotet.

Peu de minéralisations de type sulfures massifs volcanogènes notables ont été décelées dans cette unité. Si le prospect Yorbeau, considéré au sommet de la formation de Frotet semblait faire exception, les travaux de SOQUEM (Yvon Bellavance, comm. pers.) indiquent la présence de lave bien en dessous

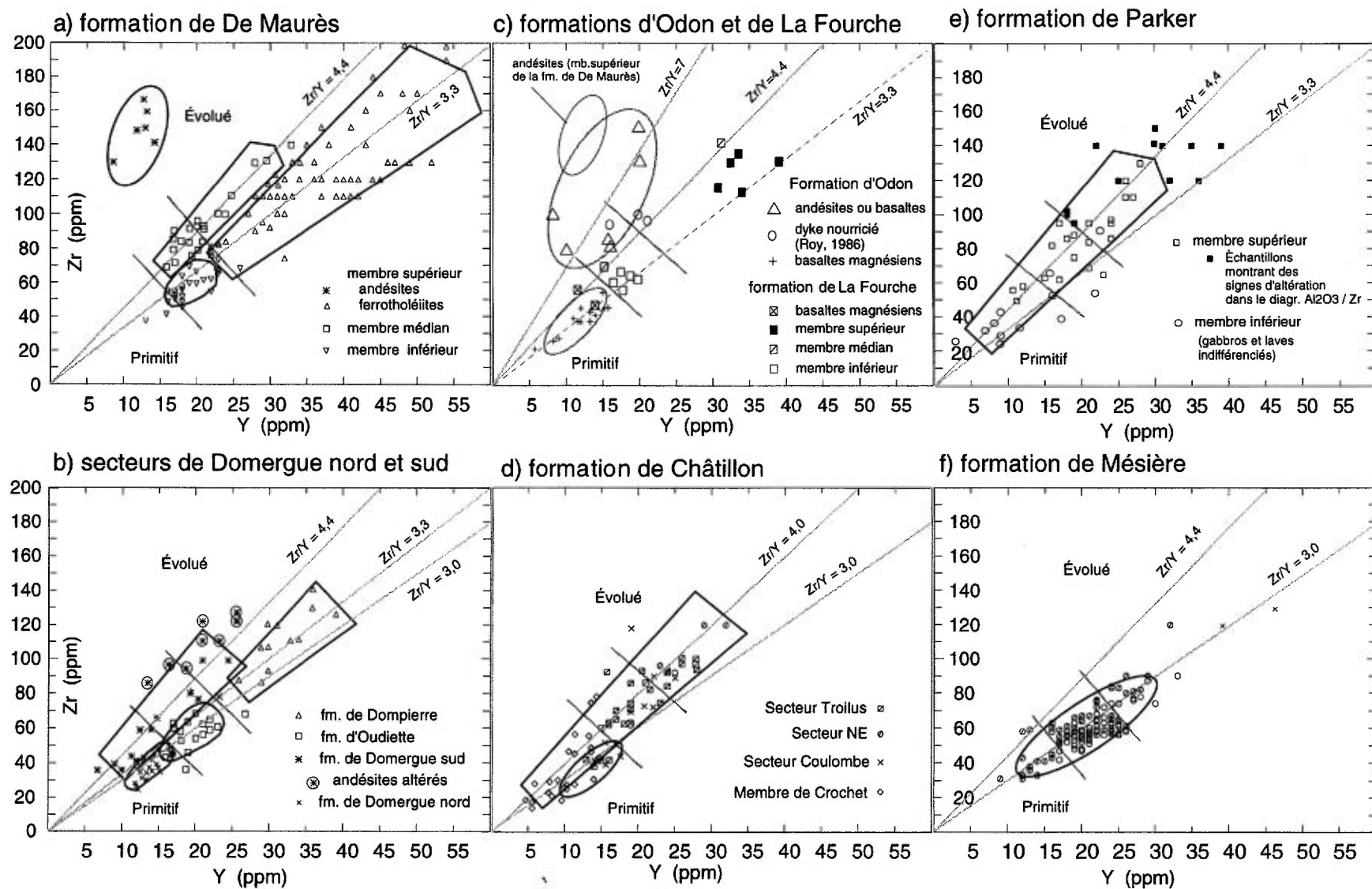


Figure C.10: Champs de dispersion des principales unités de laves de la région dans les diagrammes Zr vs Y: a) formation de De Maurès, b) formations dans les secteurs de Domergue nord et sud, c) formations d'Odon et de La Fourche, d) formation de Châtillon, e) formation de Parker, f) formation de Mésière.

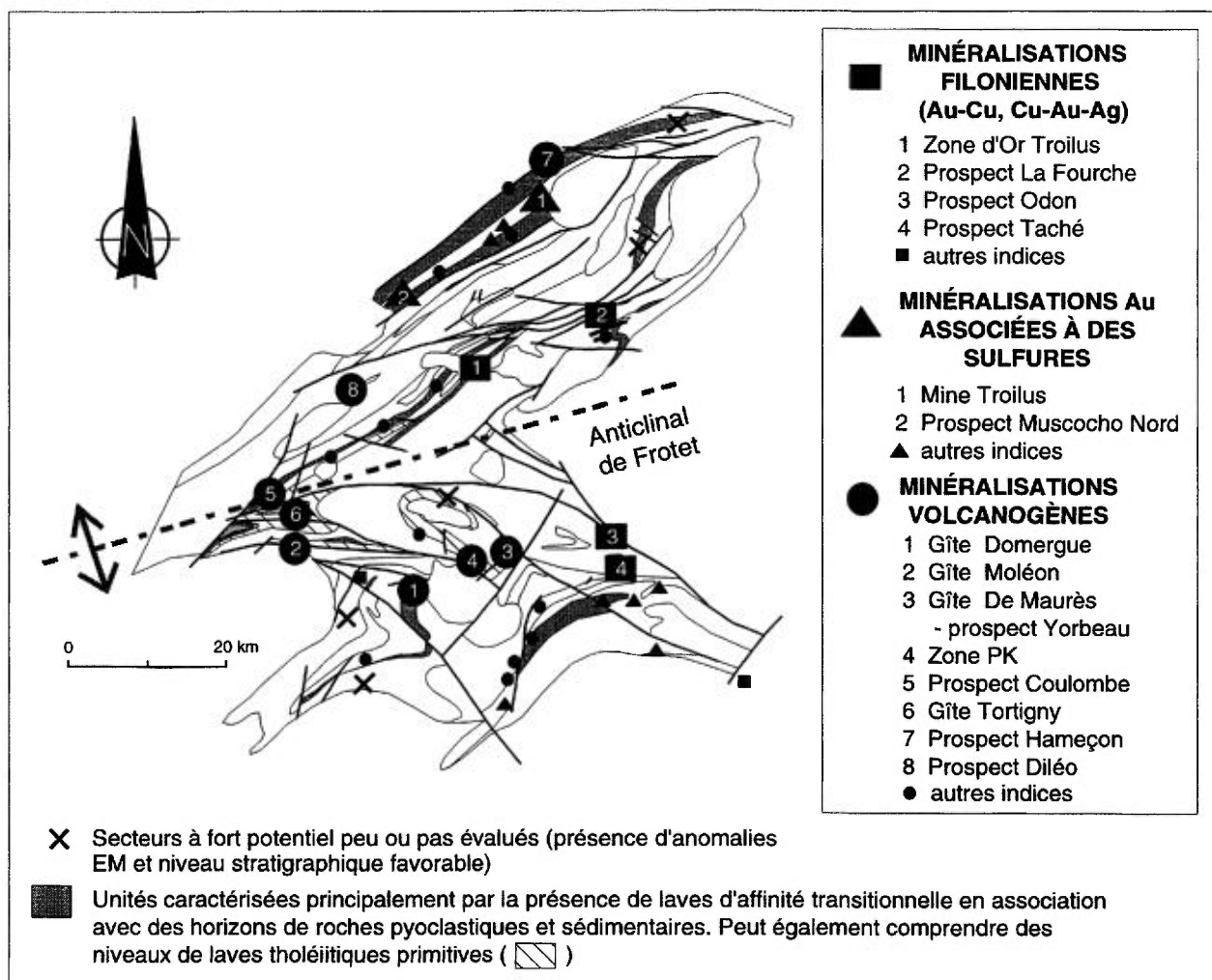


Figure C.11: Localisation des principales minéralisations de la région de Frotet-Troilus.

de l'indice ce qui nous amène à reconsidérer la limite supérieure de la formation dans ce secteur.

La limite entre le cycle 1 et le cycle 2 pourrait être une cible d'exploration intéressante. Elle représente la fin d'une importante période de volcanisme tholéiitique (ferrotholéiites de De Maurès) et le début d'un volcanisme calco-alcalin. Ce contact et les unités situées au-dessus mériteraient d'être évalués pour leur potentiel en métaux; nous pensons ici à la Formation d'Odon, l'unité d'andésite calco-alcaline au sommet de la formation de De Maurès ainsi que la base de la Formation de Frotet. Mentionnons, que ce niveau stratigraphique est le lieu d'injections importantes de filons-couches de gabbro et de roches ultramafiques ainsi que de discontinuités structurales majeures.

Le cycle 3

Le cycle 3 représente un période de volcanisme

extrêmement complexe pendant laquelle s'accumule en alternance des dépôts volcaniques d'origine variée. Ce niveau stratigraphique se caractérise principalement par la présence de laves d'affinité transitionnelle rencontrées dans les formations de Châtillon, de Parker, de Domergue sud et de Domergue nord (Figure C.9). On y trouve également des basaltes komatiitiques appartenant au Membre de Crochet dans le secteur Troilus et de nombreux horizons constitués de dépôts pyroclastiques calco-alcalins et de roches sédimentaires soulignant la persistance du volcanisme explosif relié au cycle 2. Les horizons les plus importants sont le membre de Testard et le membre médian de la formation de Parker tandis que la formation de Crabe se compose essentiellement de roches sédimentaires. Des basaltes primitifs d'affinité tholéiitique sont également rencontrés dans la formation de Châtillon. Ces basaltes forment dans le secteur Coulombe une unité importante et constituent la presque totalité de la

formation de Domergue nord (Figures C.8 et C.9). Ils sont interprétés comme les premières manifestations du volcanisme tholéïitique associé au cycle 4 (Formation de Mésière).

Les minéralisations de sulfures massifs volcanogènes les plus importantes de la région semblent associées au cycle 3 (Figure C.11). Elles sont situées stratigraphiquement entre la Formation de Frotet (dépôts pyroclastiques calco-alcalins du cycle 2) et celles de Mésière ou d'Oudiette (basaltes d'affinité tholéïitique du cycle 4). On y retrouve, entre autres, les gîtes de Domergue (1,2 Mt à 3,35% Zn, 1,96% Cu, 42,9 g/t Ag et 0,72 g/t Au), de Moléon (184 000 t à 3,4% Zn et 1,56% Cu), de Tortigny (450 000 t à 7,0% Zn, 2,5% Cu, 66,0 g/t Ag et 0,3 g/t Au) et de De Maurès (350 000 t à 7,8% Zn, 1,4% Cu et 22,0 g/t Ag). Cet intervalle stratigraphique semble donc offrir, et de loin, le meilleur potentiel de découverte pour les sulfures massifs.

Le cycle 4

Le cycle 4 correspond à une période de volcanisme tholéïitique représentée par la Formation de Mésière dans la partie nord de la région et par celle d'Oudiette au sud. Ces formations se composent principalement de basaltes qui possèdent une composition chimique remarquablement homogène (Figure C.10f). On note cependant, particulièrement pour la Formation de Mésière, que les échantillons les plus primitifs (faible concentration en zirconium) se retrouvent à la base de la séquence, tandis que ceux montrant un niveau de différenciation plus évolué se retrouvent plus haut stratigraphiquement.

Les dépôts basaltiques ne sont qu'occasionnellement interrompus par des niveaux restreints de roches pyroclastiques et sédimentaires parfois minéralisées en sulfures de fer généralement stériles. Un de ces niveaux, le Membre de l'Habitation, possède toutefois une extension régionale. Il se compose en ordre d'importance de tufs à cristaux, de tufs leucocrates, de tufs à lapilli et à blocs, d'argilites, de cherts et de brèches polygéniques lenticulaires à fragments de rhyolite, de basalte, de gabbro et de sulfures de fer (Simard, 1987). Le prospect Diléo se retrouve à l'intérieur de ce membre (Figure C.11) où un niveau de sulfures massifs volcanogènes a donné des valeurs intéressantes de 6,21% Cu, 5,8% Zn et 102 g/t Ag sur 1,5 m (GM 13435). Contrairement à la plupart des autres minéralisations volcanogènes de la région, on note l'absence de pyrrhotine.

MINÉRALISATIONS FILONIENNES

Les principaux indices filoniens Au-Cu ou Cu-Au-Ag se trouvent dans le secteur Troilus, au environ de l'indice "Zone d'Or Troilus" (Figure C.11). Ils sont associés à des veines de quartz-carbonate orientées WNW ou encore NE à ENE, à l'intérieur de laves, de tufs, de gabbros, de péridotites ou de tonalites. La "Zone d'Or Troilus" a été évaluée à 16 000 t à 16,45 g/t Au.

Le prospect La Fourche (Figure C.11) est associé à des veines recoupant un gabbro et un basalte. Il est possible que la zone de faille longitudinale de La Fourche exerce un contrôle sur la minéralisation. Une intersection en sondage a donné des valeurs de 10,1 g/t Au, 28,5 g/t Ag et 0,15% Cu sur 0,65 mètre.

Dans le secteur De Maurès, on retrouve deux principaux prospect filoniens. Le prospect Cu-Mo-Au d'Odon (Figure C.11) est confiné à l'intérieur d'une zone cisailée orientée N220/25 qui recoupe un gabbro. Elle est injectée de matériel felsique, d'où l'hypothèse d'un gîte de type porphyre (GM 28490). Les réserves de ce gisement sont évaluées à environ 8 000 tonnes à 3,01% Cu et 0,10% Mo. Un forage a donné des valeurs de 2,93% Cu, 0,43% Mo, 6,51 g/t Ag et 9,6 g/t Au sur 0,85 m (GM 28490). Le prospect "Taché" (Figure C.11) occupe une zone cisailée orientée NW-SE à l'intérieur d'un gabbro. Un des forages a donné 3,35 % Cu, 1,25 g/t Ag et 0,83 g/t Au sur 0,15 mètres.

MINÉRALISATIONS AURIFÈRES ASSOCIÉES À DES SULFURES

Ce type de minéralisation, dont on associe également le gîte porphyrique de Troilus, se retrouve principalement dans le secteur Parker (Figures C.8 et C.11). La plupart des indices ont été découverts par forage lors des travaux d'exploration et de minse en valeur du gîte (GM 45114, GM 46338). L'or est associé à la présence de sulfures disséminés ou en minces rubans semi-massifs à massifs à l'intérieur de métavolcanoclastites appartenant au membre médian de la formation de Parker. Des valeurs de 1 à 3 g/t Au et atteignant parfois 12 g/t Au sur des épaisseurs supérieures à 1 mètre sont fréquemment rencontrées. En considérant l'omniprésence des valeurs aurifères rencontrées dans les environs de la Mine Troilus, la zone anormale aurait plus de 10 km de longueur et de 1 à 2 km de largeur. De plus, la présence du prospect Muscocho Nord situé à 15 km au SW (Figure C.11) témoigne du potentiel aurifère considérable de l'ensemble du secteur Parker. Ce prospect est associé

à un niveau de tuf intermédiaire renfermant un horizon silicifié de 1 à 2 mètres de largeur titrant 4 à 7 g/t Au qui a pu être suivi sur 350 mètres de longueur (GM 48341).

D'autres indices aurifères de ce type sont répertoriés dans le secteur De Maurès (Figure C.11; Simard, 1988; GM 52492). Il s'agit de concentrations d'or variant de 1 à 5 g/t associées à des sulfures disséminés à l'intérieur de lithologies variées comprenant des roches mafiques cisillées, des roches rhyolitiques à porphyres de quartz et des tufs felsiques. Une valeur de 2,0 g/t Au a également été obtenue dans des schistes graphitiques situés à environ 4 km au SSE du prospect "Taché" (GM 52492).

CONCLUSION

La région de Frotet-Troilus a fait l'objet de travaux d'exploration plus ou moins intenses pour les métaux de base et précieux depuis le début des années 60. Son potentiel aurifère a rapidement été identifié et plusieurs indices filoniens remarquables

pour leur concentration élevée en or ont été mis à jour. C'est toutefois un gîte porphyrique, de fort tonnage et faible teneur qui, contre toute attente, a été mis en production (la mine Troilus). Hors, peu de travaux d'explorations ont été faits spécifiquement pour la recherche de ce type de minéralisation. Pourtant le prospect filonien d'Odon (Cu-Mo-Au) est considéré depuis longtemps comme pouvant-être relié à un système de type porphyre.

Depuis la découverte en 1961 du gîte de Moléon, la recherche des sulfures massifs s'est orientée principalement vers la vérification des anomalies EM, lesquelles sont omniprésentes partout à l'intérieur de séquence volcano-sédimentaire et ce, à tous les niveaux stratigraphiques. Dans ce contexte, le schème stratigraphique proposé représente un intérêt certain pour l'exploration. Il a permis, entre autres, de définir un intervalle stratigraphique offrant le meilleur potentiel et ainsi de mieux cibler les travaux d'exploration. La figure C.11 montre la distribution régionale de ce niveau ainsi que certains secteurs qui demeurent encore peu ou non explorés.

PARTIE D - GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

MINÉRALISATIONS DE TYPE PORPHYRIQUE ET FILONIENNES DANS LE COMPLEXE DU LAC DORÉ - LES SECTEURS DU LAC CLARK ET DE L'ÎLE MERRILL

P. Pilote

*Ministère des Ressources naturelles du Québec, 400 boul. Lamaque,
Val-d'Or, Québec, J9P 3L4;*

F. Robert

Barrick Gold Corporation, 7257 Dunver Crescent, Verdun, Québec, H4H 2H6

R.V. Kirkham

*Kirkham Geological, 213-7198 Vantage Way, Delta,
British Columbia, V4G 1K7*

R. Daigneault

*Sciences de la Terre, Centre d'Études sur les Ressources Minérales,
Université du Québec à Chicoutimi, 555 boul. Université, Chicoutimi, Québec, G7H 2B1*

et W.D. Sinclair

*Commission Géologique du Canada, 601 Booth Street,
Ottawa, Ontario, K1A 0E8*

INTRODUCTION

L'existence de plutons d'âge Archéen contenant des minéralisations de type Cu-Au porphyrique est connue depuis plus de 20 ans dans la région de Chibougamau (Kirkham, 1972; Cimon, 1970 et 1973). La région de Chibougamau se distingue par contre du fait que des minéralisations de type porphyrique en Cu-Mo-Au, analogues à celles retrouvées dans la région du lac Clark, sont spatialement adjacentes et/ou sont superposées à des minéralisations en Cu-Au de types filons. Des exemples de ces derniers types sont les mines Principale, Merrill, Copper Rand et Portage (Figure D.1). Ceux-ci sont logés dans des zones de cisaillement et sont encaissés à l'intérieur des faciès anorthositiques à mafiques du Complexe du lac Doré (CLD), une intrusion ultramafique stratiforme datée à 2727 Ma, et en bordure d'une apophyse du pluton de Chibougamau, datée à 2718 ± 2 Ma (Krogh, 1982). Ces mines sont situées sur le flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau, lequel est responsable du basculement prononcé vers le nord du litage magmatique observé dans le complexe anorthositique.

Ces zones de cisaillement contiennent communément différentes variétés de dykes porphyriques. Plusieurs de ces dykes sont de

composition analogue aux faciès intrusifs les plus différenciés retrouvés dans le Pluton de Chibougamau (Racicot et al., 1984). Certains de ces dykes sont aussi de type interminéral à l'événement minéralisateur porphyrique, i.e. qu'ils recoupent et sont recoupés par ce style de minéralisation. D'autres dykes plus anciens sont chimiquement comparables à certaines lithologies du Complexe du lac Doré.

Les différents arrêts visités lors de cette partie de l'excursion vont permettre d'examiner et de comparer entre elles les minéralisations filoniennes de "type Chibougamau" et celles de type porphyrique. Même si le type filonien apparaît maintenant généralement encaissé dans des zones de cisaillement importantes, plusieurs observations démontrent que cette association spatiale n'est pas primaire. En effet, ces filons se sont mis en place relativement tôt dans l'évolution tectonique de la région, de manière synchrone avec certaines lithologies constituant l'empilement volcanique.

HISTORIQUE DES TRAVAUX D'EXPLORATION DANS LE SECTEUR DE L'ÎLE MERRILL

L'île Merrill, sur laquelle sont situées la Mine Principale de la compagnie Campbell Ltd. et la fosse à ciel ouvert Merrill, doit son nom à Arthur J.

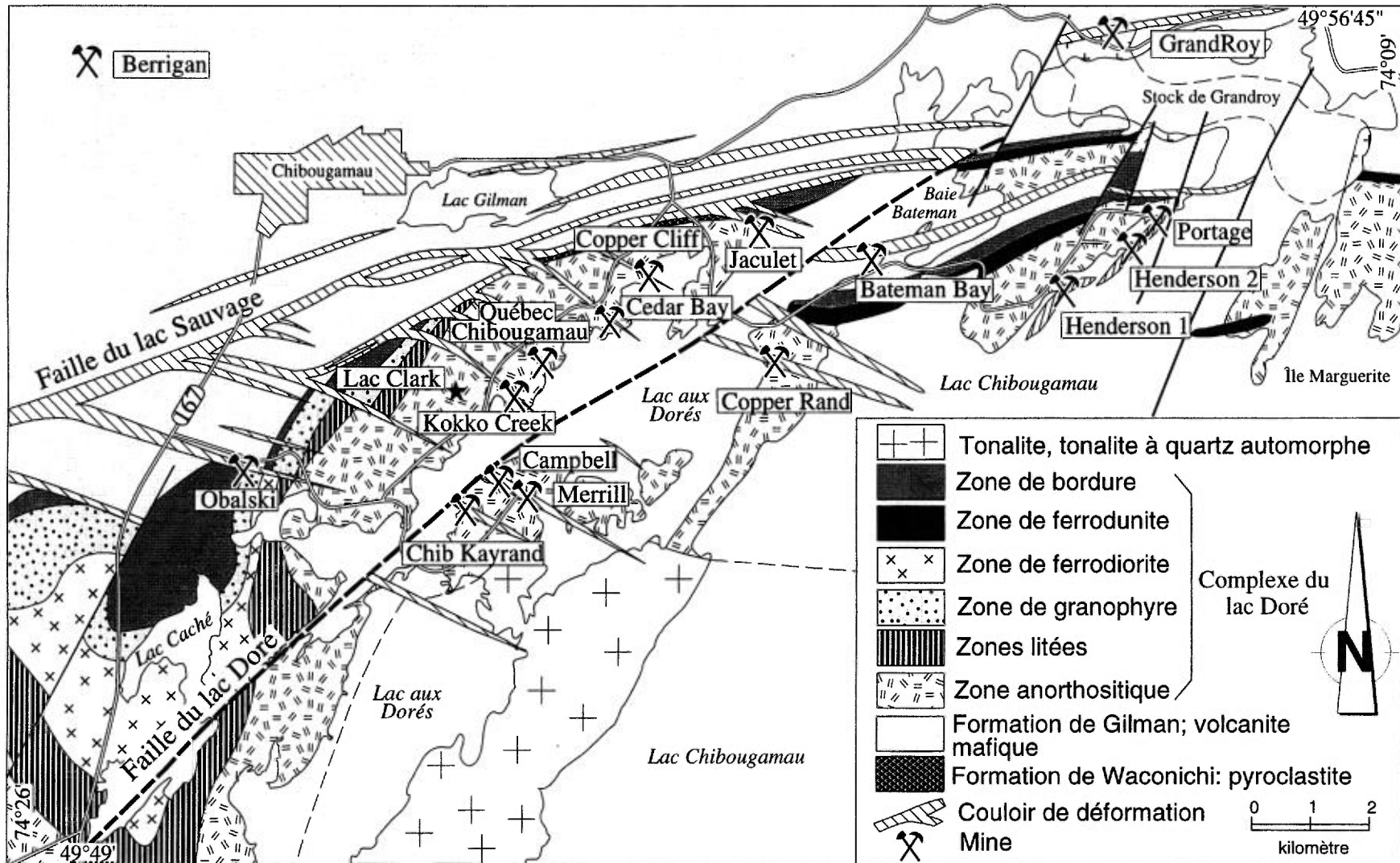


Figure D.1: Carte géologique du camp minier de Chibougamau montrant les relations entre les gîtes de Cu-Au du lac Doré, les zones de cisaillement d'orientation sud-est et la faille du lac Doré (modifiée de Daigneault et Allard, 1990).

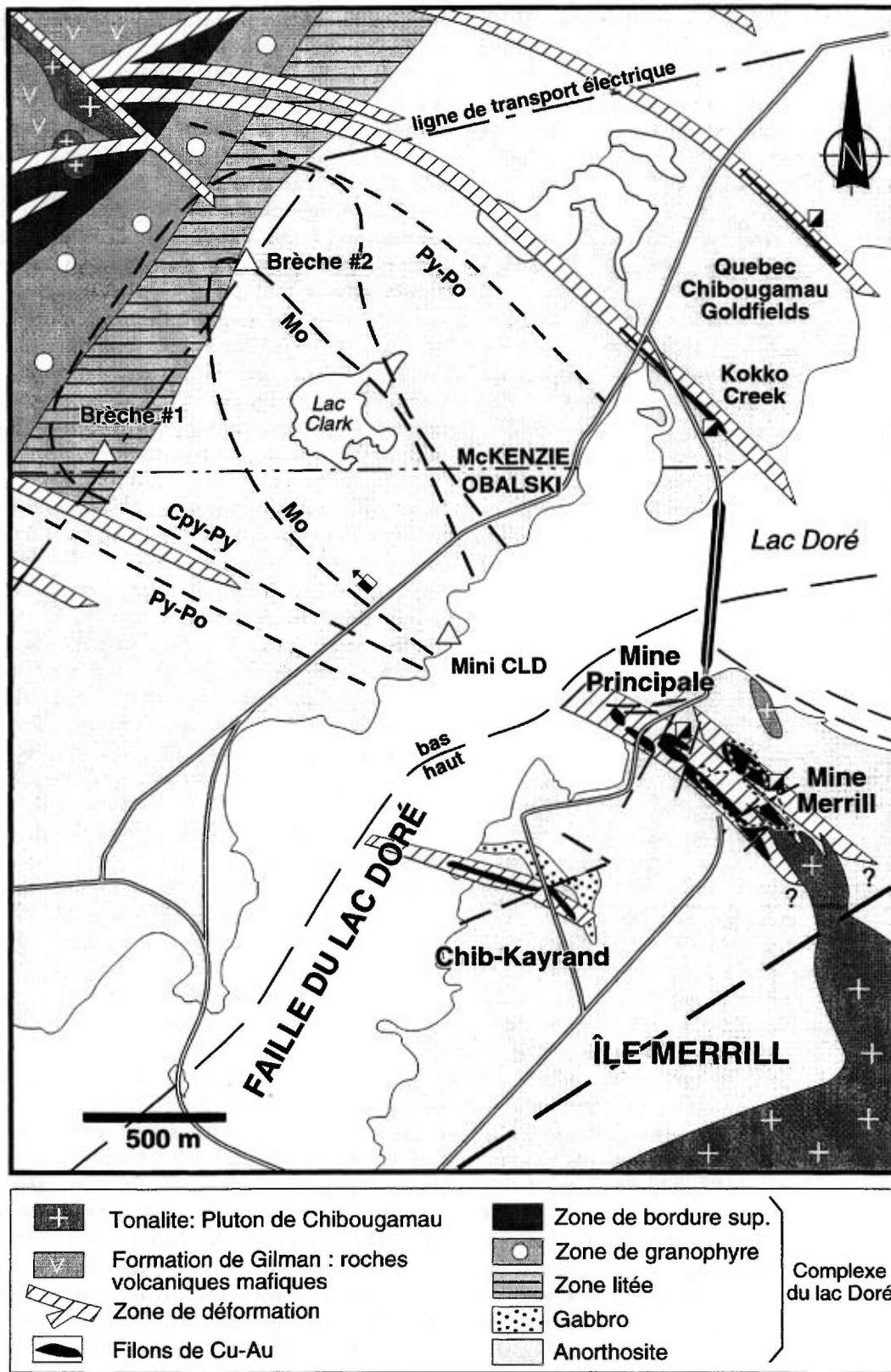


Figure D.2: Géologie simplifiée du secteur lac Clark - île Merrill, partie supérieure du Complexe du lac Doré. Notez la position des zonations minérales observées dans les fractures et veinules dans le secteur du lac Clark. Les bordures de la fosse Merrill sont représentées par des tirets.

Merrill, un arpenteur travaillant pour la Commission Minière de Chibougamau en 1910. Plusieurs indices minéralisés ont été découverts sur cette île, les îles et les péninsules avoisinantes avant l'exploitation des gisements de cuivre de l'île Merrill (Figure D.2). Les premières découvertes ont été faites par H.A.C. Machin en 1906 (à la position actuelle de la mine Copper Rand sur la péninsule Gouin) et John Kokko en 1907 (le site de l'ancienne mine Kokko Creek sur la rive nord du lac Doré), à la suite d'une campagne de prospection pour des gisements aurifères.

En 1920, un prospecteur du nom de Blake a découvert un affleurement rouillé sur la rive NW de l'île Merrill. Cette découverte est à l'origine de l'exploitation des mines Principale et Merrill. Cette même année, d'autres travaux d'exploration sur l'île Merrill ont permis de trouver plusieurs autres indices de cuivre. À la suite de ces découvertes, le "Blake Mining Syndicate" a été formé en 1921 et réorganisé en 1922 sous le nom de "Blake Development Company Limited". Cette dernière compagnie a obtenu la concession minière 136, dont une partie, le bloc "C", contenait tous les indices minéralisés situés sur l'île Merrill, à l'exception de ceux situés sous les eaux du lac Doré.

En 1927, des travaux de décapage réalisés sur le Bloc "C" ont démontré la présence d'une zone de cisaillement minéralisée d'une épaisseur de 30 pieds, orientée N130° avec un pendage subvertical, et se poursuivant sur 250 pieds au sud-est de l'indice Blake et du rivage de l'île Merrill (Mawdsley et Norman, 1935). En 1928, la compagnie "Blake Development Company Limited" agrandit et approfondit les premières tranchées, mais sera acquise l'année suivante par la "Blake Chibougamau Mining Corporation". La continuité latérale de la zone minéralisée était alors établie à 400 pieds à partir du rivage (Retty, 1929), mais l'intensité de la minéralisation et du cisaillement s'atténuait ensuite rapidement. À la suite de ces découvertes, la compagnie "Chibougamau Prospectors Ltd." a acquis les quatre claims couvrant la continuité potentielle de la minéralisation sous les eaux du lac Doré du côté nord-ouest de l'île Merrill (Retty, 1930). Lors de l'hiver 1928-29, cette compagnie a foré l'extension NW de ces indices sous les eaux du lac Doré. Une campagne de forage de dix trous a été entreprise sur la glace, de laquelle cinq trous ont intersecté un cisaillement minéralisé d'orientation N315° avec un pendage de 63° NE. La minéralisation consistait en chalcopryrite, en pyrite, en pyrrotine et en quartz. Elle se situait à des profondeurs variant de 100 à 500 pieds et montrait une teneur moyenne

de 2,69% Cu et \$5,68 par tonne en or (ou 6,09 g/t Au) sur une épaisseur horizontale de 13 pieds.

En 1934, la compagnie "Consolidated Chibougamau Goldfields Limited", une filiale de la société "Consolidated Mining and Smelting Co. of Canada Ltd.", acquérait la compagnie "Chibougamau Prospectors Ltd". Cette compagnie prenait ainsi possession des claims adjacents à l'île Merrill décrits plus tôt ainsi qu'une partie d'un terrain minéralisé dans le secteur "Cedar Bay" sur la rive nord du lac Doré. Les travaux subséquents dans le secteur Cedar Bay se sont surtout concentrés sur des veines de quartz aurifères. De 1934 à 1936, des travaux d'exploration souterrains ont été réalisés dans ce secteur, ceux-ci incluant l'excavation d'un puits vertical de 522 pieds, le fonçage de 4 732 pieds de galerie et de travers-bancs et environ 34 000 pieds de forage de surface et sous terre.

Au cours de l'hiver 1934-35, la compagnie "Consolidated Chibougamau Goldfields" forait 12 trous sur la glace du lac Doré le long de la zone minéralisée reconnue par "Chibougamau Prospectors Ltd." Tous les sondages étaient situés à moins de 800 pieds de l'île Merrill. Cette campagne de forage a montré que la minéralisation était continue sur une distance d'environ 500 pieds au nord-ouest de l'île Merrill, la minéralisation devenant par la suite plus erratique (McKenzie, 1936). Les positions des zones minéralisées identifiées dans ce secteur indiquaient que celles-ci déviaient de la direction nord-ouest établie sur l'île Merrill pour plutôt montrer une orientation est-ouest. Certains de ces forages ont intersecté des zones minéralisées d'une épaisseur atteignant jusqu'à 31 pieds. Les cinq trous situés à moins de 200 pieds de l'île Merrill ont présenté, pour leur part, des valeurs significatives en cuivre et or sur des épaisseurs horizontales allant jusqu'à 10 pieds. Des intersections minéralisées plus étroites ont été obtenues dans les forages situés plus au nord-ouest.

Au cours de l'hiver 1935-36, la compagnie "Consolidated Mining and Smelting Company", à la suite d'un accord signé avec la "Blake Chibougamau Mining Corporation", entreprenait une campagne de forage de 26 sondages sur l'île Merrill. Cette campagne a démontré que la zone minéralisée se poursuivait sur au moins 2 000 pieds vers le sud-est à partir du rivage de l'île. Pratiquement tous les trous ont indiqué des quantités substantielles de cuivre et d'or sur des épaisseurs de 10 pieds et certains sur plus de 60 pieds. Les valeurs aurifères obtenues en forage étaient inférieures à 0,1 oz/t Au et plus communément inférieures à 0,05 oz/t Au. Le cuivre, toutefois, montrait des valeurs cohérentes qui

atteignaient même jusqu'à 5,04 % sur une épaisseur horizontale de 23 pieds. Les valeurs moyennes variaient par contre entre 1 et 2 %. Ainsi, dès 1937, il était clairement établi que la zone minéralisée identifiée originalement sur l'île Merrill se poursuivait sous les eaux du lac Doré et s'étendait sur une longueur totale de 2 500 pieds avec des quantités appréciables d'or et de cuivre (McKenzie, 1936). Une seconde zone minéralisée parallèle, située de 300 à 500 pieds au nord de la partie sud-est de la zone minéralisée principale, sera découverte par la suite. Les travaux d'exploration sont interrompus en 1936 en raison des teneurs trop faibles pour permettre une exploitation économique et des conditions d'opérations difficiles, entraînées entre autres, par l'isolement de la région de Chibougamau à cette époque.

En 1949, une route carrossable en toutes saisons est complétée entre St-Félicien et Chibougamau. Ce lien a permis le développement à grande échelle des ressources minérales reconnues dans ce camp minier, principalement en raison du fait qu'il permettait de considérer le cuivre comme un métal économiquement exploitable, alors qu'auparavant ceci était impensable faute de moyens de transport. La construction de cette route a été suivie par un programme de cartographie détaillée et systématique de la région de Chibougamau par le Ministère des Mines du Québec (maintenant désigné le Ministère des Ressources naturelles).

Le développement des mines Principale et Merrill

En 1950, la compagnie "Campbell Chibougamau Mines Limited" acquérait la société "Consolidated Chibougamau Goldfields Limited" sur la base d'un échange d'actions. Cette société possédait une partie des terrains minéralisés du secteur de Cedar Bay, ainsi que les claims couvrant l'extension sous les eaux du lac Doré de la zone minéralisée identifiée sur l'île Merrill (Figure D.1). Entre août 1950 et avril 1951, une campagne de forage systématique (41 183 pieds) et des levés géophysiques ont été réalisés par Campbell Chibougamau Mines sur la propriété Cedar Bay et sur les claims au nord-ouest de l'île Merrill. Ces travaux ont permis de définir des réserves d'un million de tonnes de minerai à une teneur de 3,56 % Cu et 0,15 once/t Au jusqu'à la profondeur de 750 pieds. Il est alors rapidement apparu que l'indice Blake constituait sur l'île Merrill la partie affleurante d'un important gisement qui se poursuivait sous les eaux du lac Doré. La compagnie a alors décidé d'aller de l'avant avec la mise en exploitation de ce gisement.

À peu près à la même période, les claims couvrant l'île Merrill, détenus par la corporation

"Blake Chibougamau Mining Corporation", ont été acquis par la "Merrill Island Mining Corporation Limited" en échange de 1 000 000 d'actions et d'un montant d'argent non-précisé. Cependant, la compagnie Campbell n'avait pas d'emplacement pour construire son puits, le moulin et les bâtiments de surface. Ce problème a été résolu grâce à un accord conclu avec Merrill Island Mining Corporation en 1951. La corporation Merrill a ainsi accordé à Campbell Chibougamau Mines un bail de 99 ans, jusqu'à l'an 2050, sur deux secteurs adjacents aux claims de Campbell, soit un premier sur l'île Merrill et un second à la zone minéralisée Kokko Creek (Figure D.2). En échange, Campbell acceptait de développer et d'exploiter le minerai des parties louées. Cet accord a nécessité l'établissement d'une ligne de démarcation verticale entre les propriétés de ces deux compagnies, cette ligne étant subparallèle au rivage de l'île Merrill. Le minerai situé à l'ouest de cette ligne, sous les eaux du lac Doré, appartenait à Campbell Chibougamau Mines et était appelé Zone "A" (Figure D.8). Le minerai situé dans la partie louée sur l'île Merrill, à l'est de cette démarcation, était identifié sous le nom de Zone "B". L'accord conclu, le développement souterrain a débuté en novembre 1951 à la mine Principale de Campbell Chibougamau Mines. La production a débuté officiellement en juin 1955 (la zone nord-ouest) à cette mine et en octobre 1959 à la zone Kokko Creek. La mine Principale a fermé en mai 1975. En 1979 et en 1980, des parties du pilier de surface situées à moins de 500 pieds de l'usine ont été minées. En juillet 1980, Campbell Chibougamau Mines Ltd. a changé sa raison sociale pour Campbell Ressources Ltd. En mars 1981, toutes les propriétés québécoises de cette compagnie ont été cédées à Camchib Resources Inc.

La production a débuté le 14 février 1958 à la mine Merrill, le puits à trois compartiments atteignant une profondeur de 1 027 pieds. Un concentrateur a également été construit et l'usinage a débuté le 11 février 1958. Le puits a été approfondi en 1961-62 pour atteindre 2 300 pieds. Les Zones "A" et "B", ainsi que les Zones "C" et "D" au nord-est, ont été exploitées (Figure D.8). En 1964, une tentative pour opérer une fosse à ciel ouvert s'est avérée non-économique en raison de la trop grande dilution.

En novembre 1967, les réserves de la mine Merrill étant pratiquement épuisées, la compagnie Merrill Island Mining Corp. Ltd. a alors vendu ses propriétés et autres intérêts à la compagnie Campbell Chibougamau Mines Ltd. En 1968, une campagne d'exploration de grande envergure sur

les terrains des mines Principale et Merrill a permis de délimiter des réserves possibles de plus de 1 500 000 tonnes de minerai à une teneur moyenne de 1 % Cu, à moins de 500 pieds de l'usine de Campbell. Ces réserves incluaient le secteur de la fosse à ciel ouvert, lequel était estimé contenir environ 220 000 tonnes de minerai. L'exploitation à ciel ouvert a débuté en 1971. On récupérait ainsi les réserves à basses teneurs laissées comme piliers de surface et le long des murs de la zone minéralisée principale exploitée sous terre par Merrill Island Mining Corp. L'exploitation, à la cadence de 15 000 tonnes par mois, s'est poursuivie en 1972, 1973 et 1974 à partir de plusieurs fosses situées dans les environs immédiats de l'usine. La production a pris fin en 1975 en raison du manque de main-d'oeuvre et du faible prix du cuivre sur le marché. La production a repris en mai 1977 à la fosse Merrill et s'est terminée tôt en 1978.

LE GÎTE DU LAC CLARK

Introduction

Le secteur du lac Clark est situé dans la partie sud du canton de McKenzie, (feuillet S.N.R.C. 32 G/16) et en bordure ouest du lac Doré, à proximité des anciennes mines Kokko Creek et Quebec Chibougamau (Figures D.1 et D.2). Une courte rampe d'exploration (projet "Mainland") a été foncée au sud du lac Clark au début des années '70 par la compagnie Campbell Resources Ltd. Il est intéressant de mentionner que c'est à la suite des travaux de Kirkham (1972) décrivant les minéralisations de Cu-Mo de style porphyrique dans ce secteur que Campbell Resources Ltd. (voir Ford, 1974, et plusieurs rapports internes inédits) a mieux apprécié ce type de minéralisation, sans toutefois appliquer ce modèle ailleurs dans la région du lac Doré.

Lithologies

Le gisement du lac Clark est encaissé dans le granophyre et l'anorthosite gabbroïque du Complexe du lac Doré. Des dykes de compositions variées, avec des textures aphanitiques et porphyriques en phénocristaux de quartz et/ou de feldspath, sont associés à cet indice. Les dykes porphyriques recoupent généralement ceux aphanitiques.

Fracturation et minéralisation

La minéralisation est présente sur une superficie d'environ 1,5 km² (Ford, 1974; Pilote et al., 1994b, 1995c). Elle consiste en des fractures d'extension et des veinules de quartz-pyrite, quartz-

pyrite±chalcopyrite et de quartz-molybdénite. La distribution spatiale de ces veinules dessine trois zones distinctes de formes plus ou moins elliptiques réparties de façon concentrique autour du lac Clark (Figure D.2): (1) les veinules de quartz-molybdénite occupent le coeur de la zone minéralisée; (2) des veinules de quartz-pyrite±chalcopyrite se retrouvent dans la partie intermédiaire; et (3) des veinules de quartz-pyrite constituent la partie périphérique du système. Ces dernières sont responsables de la forte anomalie électromagnétique ("EM") en forme de beigne observée dans ce secteur. À l'intérieur de ces zones, des relations systématiques de recoupement sont communément observées entre la fracturation et la mise en place des veinules stériles de caractère oxydant et les veinules minéralisées plus réductrices. La séquence observée de fracturation et de mise en place des différentes veines et veinules est la suivante, des éléments les plus vieux aux plus jeunes:

- (1) veines et veinules de quartz-chlorite;
- (2) veines et veinules de quartz-magnétite-chlorite;
- (3) veines et veinules de quartz-pyrite±chalcopyrite;
- (4) veines et veinules de quartz-molybdénite; et
- (5) veinules d'épidote.

La position occupée par les veines et veinules de quartz-molybdénite demeure imprécise. Celles-ci recoupent l'anorthosite, les veinules de quartz-pyrite et tous les types de dykes rencontrés. Elles sont par contre présentes dans les fragments d'un type particulier de brèche. Les veinules d'épidote représentent un événement tardif qui prend place principalement dans les roches gabbroïques situées dans la zone périphérique. Le contenu en cuivre dans le secteur du lac Clark au présent niveau d'érosion est relativement bas, généralement inférieur à 500 ppm, même dans les parties où se retrouvent les veines, veinules et fractures de quartz-pyrite±chalcopyrite. Les échantillons analysés situés le long de la ligne de transport électrique (Figure D.2) montrent un contenu en or également très bas, inférieur à la limite de détection de 5 ppb.

Cette chronologie de fracturation, typique de l'environnement des gîtes de type Cu-porphyrique (Gustafson et Hunt, 1975), est communément observée sur le flanc nord du Complexe du lac Doré, ainsi que dans le secteur de la brèche de Queylus sur le flanc sud de l'anticlinal de Chibougamau. Cette brèche est décrite plus loin dans ce livret-guide.

L'intensité de la fracturation à l'intérieur de ces zones est également élevée et régulière, avec typiquement une fracture à tous les 2 à 5 cm. Celles-

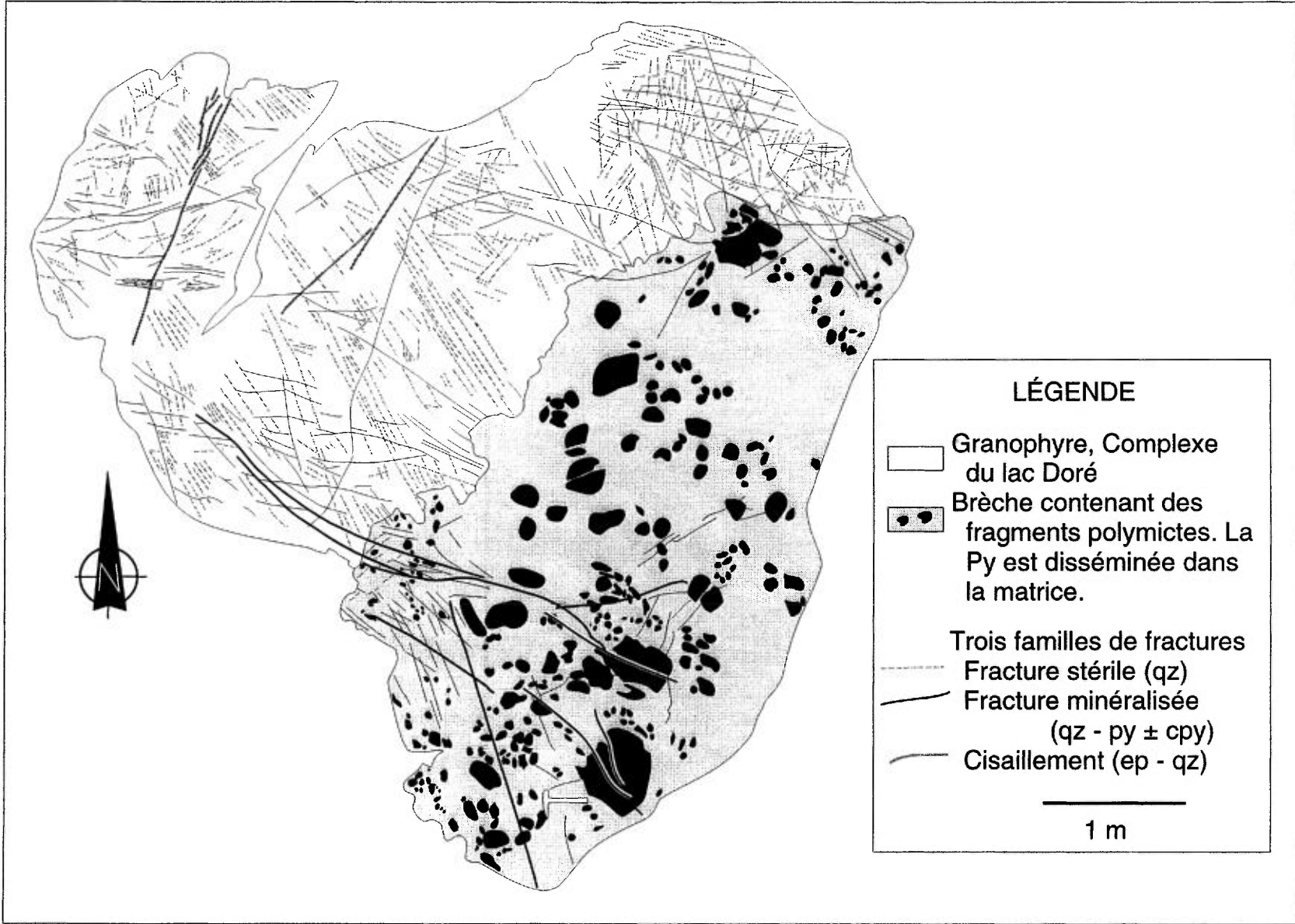


Figure D.3: Brèche représentative du type 1, de caractère interminéral, observée dans le secteur du lac Clark. Les veines et les fractures précoces sont recoupées par la brèche, tandis que certaines veines minéralisées plus tardives avec une paragenèse similaire la recourent.

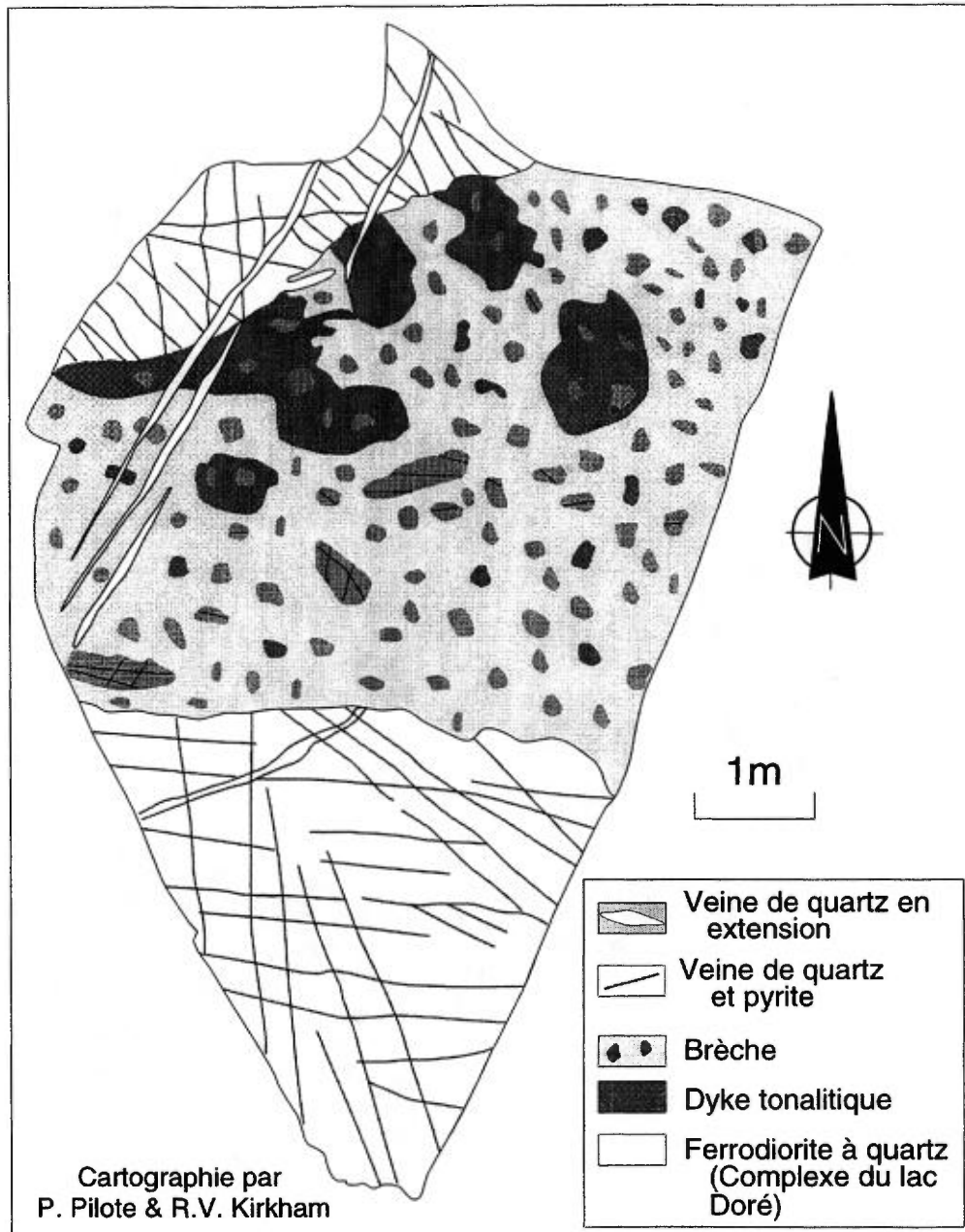


Figure D.4: Brèche représentative du type 2, secteur du lac Clark. Cette brèche est multiphasée et postminéralisation.

ci sont systématiquement tapissées de pyrite, en quantité variant de 2 à 5%. Cette densité de fracturation contraste fortement avec les secteurs environnants où elle est beaucoup plus faible. De plus, la fracturation apparaît nettement structurée dans l'espace plutôt que de présenter un patron en stockwerk, la direction des fractures variant entre 120° et 150°. Ces orientations s'avèrent les mêmes que celles occupées par les dykes. Ces fractures d'extension sont empruntées par endroits ou recoupées par des zones de cisaillement ductiles

d'orientation similaire et d'échelle variée. Ces cisaillements se dirigent vers l'ancien gisement de la mine Principale plus au sud-est. Cette réactivation de fractures d'extension précoces semble être un trait marquant de l'ensemble des gîtes de Cu-Au filoniens du secteur du lac Doré. Ce phénomène est d'ailleurs particulièrement bien exposé sur les affleurements du Complexe du lac Doré en miniature (Robert, 1994a), décrits plus loin dans cette section.

Des dykes de différents types, aphanitiques et

porphyriques en quartz et en feldspath, recoupent et sont recoupés par des fractures associées au système minéralisateur porphyrique. Ceux-ci sont donc appelés dykes interminéraux, suivant la nomenclature suggérée par Kirkham (1971). L'un de ces dykes a livré un âge 2715 ± 1 Ma selon une datation U-Pb sur zircons (CGC, données non-publiées). Cet âge signifie que la mise en place de la minéralisation porphyrique est contemporaine à l'édification du Cycle Volcanique 2 reconnu dans la région de Chibougamau (Chown et al., 1992), ce cycle étant représenté par les formations de Gilman et de Blondeau (Figure B1, Partie B). La source de ces dykes, indiquée par leurs âges radiométriques, leurs compositions et les relations spatiales présentées, semble correspondre aux phases les plus tardives et évoluées du Pluton de Chibougamau (Maillet, 1978; Pilote et al., 1994b et 1995c).

Il existe au moins deux types de brèches dans le secteur du lac Clark. Le premier type, dont un exemple est illustré à la Figure D.3, forme de petites cheminées ou des corps intrusifs analogues à des dykes atteignant plusieurs mètres de diamètre. Ce type contient des fragments de compositions variées provenant, entre autres, des différentes phases du Complexe du lac Doré et de dykes aphanitiques et porphyriques en quartz. La matrice est constituée de petits fragments, de poussière de roche et contient de la pyrite disséminée. Des fractures minéralisées précoces, principalement des veines de quartz-magnétite-chlorite orientées à $N120^\circ$, sont recoupées par la brèche et se retrouvent dans les fragments les plus gros contenus dans cette brèche. Par contre, d'autres fractures contenant des veinules de quartz-pyrite présentent une orientation similaire et recoupent cette brèche. Ce type de brèche peut ainsi être qualifié d'interminéral.

Le second type de brèche (Figure D.4) est bien représenté à l'extrémité nord de la ligne de transport électrique qui passe du côté ouest du lac Clark. Cette brèche contient des fragments subanguleux de roches du Complexe du lac Doré recoupés de fractures pyriteuses ainsi que de dykes porphyriques à phénocristaux de quartz. Ces fragments de dykes contiennent eux-mêmes des fragments plus petits d'anorthosite et de gabbro. Ceci suggère que ce dyke pourrait avoir bréchifié la roche encaissante lors de sa mise en place, avant d'être à son tour bréchifié. Certains fragments de dykes contiennent des veines de quartz-molybdénite.

La matrice, comme pour les brèches du premier type, est constituée de petits fragments et de poussière de roche avec de la pyrite disséminée. La matrice se compose aussi par endroits de petites masses qui semblent représenter du matériel de

nature ignée à grains fins, ce matériel aurait été entraîné dans la brèche.

Toutes les fractures et veinules minéralisées observées dans les roches encaissantes sont recoupées par ce deuxième type de brèche. Cette observation indique que la mise en place de cette brèche est plus tardive que la première brèche. Ce second type de brèche semble constituer l'une des dernières manifestations du système minéralisé porphyrique à ce niveau d'érosion.

Interprétation

Ces observations, le schéma de fracturation, la zonation des différentes générations de veines et veinules et le caractère interminéral de certains dykes tonalitiques porphyriques et des brèches, permettent d'établir que le secteur du lac Clark représente la partie supérieure d'un gisement porphyrique archéen. Des relations similaires entre des réseaux de fractures précoces et différentes générations de dykes porphyriques sont communément observées sur une superficie de plus de 100 km^2 dans le camp minier du lac Doré.

Description des arrêts

Plusieurs affleurements illustrant les relations de recoupement entre les fractures minéralisées, les brèches et les dykes seront examinés en détail lors de cette excursion. Ces phénomènes sont bien représentés le long d'une coupe qui emprunte la ligne de transport électrique montrée à la Figure D.2, laquelle recoupe à angle prononcé le système porphyrique.

LE COMPLEXE DU LAC DORÉ EN MINIATURE

Introduction

Un petit affleurement localisé le long de la rive nord-ouest du lac Doré, face aux gisements de Chib-Kayrand et de la Mine Principale, illustre les principales caractéristiques structurales et les relations entre les zones de cisaillement, les fractures et la minéralisation dans le camp minier de Chibougamau (Figures D.2 et D.5). Cet affleurement, connu localement sous le nom de "Complexe du lac Doré en miniature", a été décrit précédemment par Allard (dans Allard, 1972) et Allard (1984). À cette époque, la description de la lentille de sulfures et sa position à l'intérieur des zones de cisaillement représentaient l'intérêt principal de cet arrêt.

L'affleurement est composé d'anorthosite et d'anorthosite gabbroïque recoupées de petites zones de sulfures semi-massifs d'orientation SE. Ces zones sont exposées dans des tranchées dégagées en 1970 par Ressources Campbell et sont maintenant

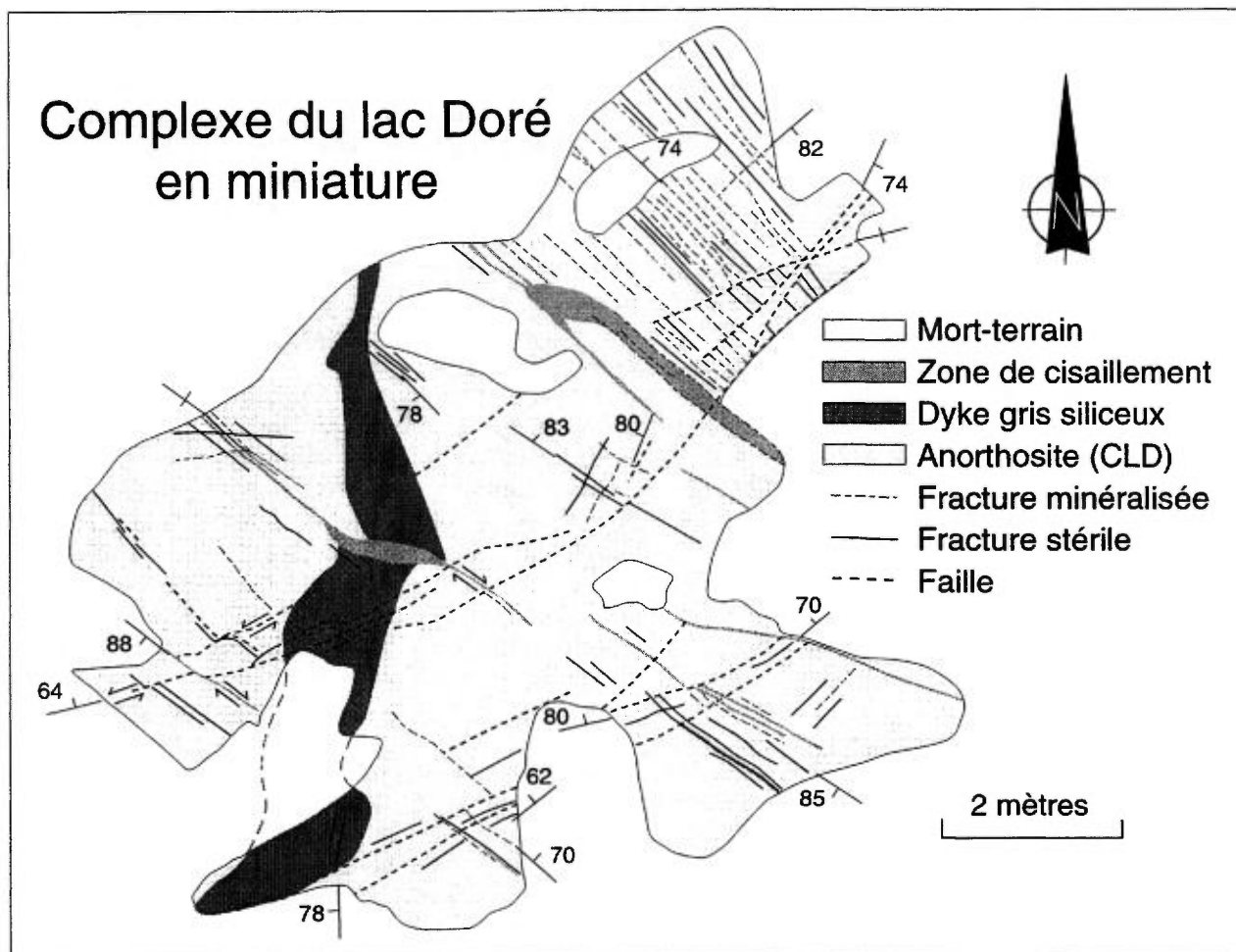


Figure D.5: Géologie simplifiée d'un affleurement appartenant au Complexe du lac Doré en miniature (modifiée de Allard, dans Allard et al. (1972), Allard (1984) et Robert (1994a)).

partiellement comblées. Dans la partie de l'affleurement recartographiée en détail (Figure D.5; voir Robert, 1994a), l'anorthosite est recoupée par un dyke porphyritique gris, siliceux, large d'un mètre et orienté vers le nord. Les deux lithologies sont recoupées par de nombreuses fractures stériles, ainsi que par des failles et des zones de cisaillement stériles, décrites séparément ci-dessous. Le dyke contient jusqu'à 5% de pyrite distribuée le long de fractures très fines remplies de quartz.

Fractures et failles

Deux familles de fractures subverticales orientées SE et NE sont visibles sur cet affleurement, la famille SE étant la plus abondante (Figure D.5). Toutes deux possèdent des caractéristiques similaires et regroupent à la fois des fractures minéralisées et stériles. Toutes les fractures sont planaires et l'intensité de fracturation est très hétérogène. Les fractures minéralisées sont typiquement bordées de sulfures de Fe-Cu à grains fins et contiennent localement une veinule de quartz centrale qui peut

atteindre jusqu'à quelques millimètres d'épaisseur. Ces fractures sont entourées d'un halo d'altération de séricite d'épaisseur centimétrique. La plupart des fractures minéralisées et leurs halos séricitiques ne montrent aucune foliation. Par contre, la roche encaissante séricitisée qui entoure quelques-unes de ces fractures montre une foliation bien développée (voir plus bas).

Une famille de failles NE stériles est aussi visible sur l'affleurement (Figure D.5). Ces failles recoupent et déplacent les fractures SE minéralisées, ainsi que le dyke gris.

Zone de cisaillement et minéralisation

Plusieurs minces zones de cisaillement sont disposées parallèlement et en coïncidence spatiale étroite avec les fractures minéralisées SE. Ces zones cisailées possèdent une foliation interne bien développée et une puissance qui varie entre de <1 cm et 40 cm. L'orientation de la foliation interne et le rejet du dyke gris (Figure D.5) indiquent une composante de mouvement horizontale dextre,

similaire à celle observée sur l'affleurement de Chib-Kayrand (Figure D.2).

La minéralisation, pas très bien exposée, consiste en des lentilles et des veines de pyrite-chalcopryrite. On retrouve un front d'altération de chlorite foncée en bordure des lentilles de sulfures, lesquelles sont épaissies dans l'anorthosite séricitisée et foliée. Dans les zones de cisaillement qui coïncident avec les fractures minéralisées SE (Figure D.5), l'on constate que la zone foliée est bien définie et restreinte au halo d'altération de séricite entourant les fractures. Dans certains cas, le cisaillement ne s'est développé que sur un segment d'une fracture donnée. De plus, la zone de cisaillement la plus large de cet affleurement possède des bordures nettes qui coïncident avec des fractures SE, contrairement aux zones de cisaillement habituelles qui présentent des limites graduelles. Il est aussi frappant de constater que c'est dans cette zone de cisaillement que le carbonate de fer fait son apparition pour la première fois. Toutes ces relations indiquent que les zones de cisaillement SE se superposent au réseau de fractures SE précoces.

À plusieurs endroits sur l'affleurement, les failles NE sont à leur tour clairement déplacées par les zones de cisaillement. Le fait que ces failles recoupent les fractures minéralisées SE non cisillées indique que les zones de cisaillement SE se superposent aux fractures minéralisées précoces et résultent de leur réactivation lors d'un épisode de déformation subséquent. Les halos d'altération en séricite autour de ces fractures ont probablement joué un rôle majeur dans le développement de la foliation en raison de leur nature incompétente. Cet affleurement ne montre pas d'évidence qu'une minéralisation additionnelle s'est mise en place durant le développement des zones de cisaillement SE.

Discussion

Le Complexe du lac Doré en miniature représente un autre exemple d'une minéralisation précoce qui a été affectée par le développement d'une zone de cisaillement lors d'un épisode de déformation subséquent. Il illustre aussi le rôle des halos d'altération en séricite associés aux fractures minéralisées en sulfures de Fe-Cu dans la localisation des zones de cisaillement, comme l'indique la restriction de la foliation des zones cisillées à ces halos sur l'affleurement du Complexe du lac Doré en miniature. La coïncidence spatiale entre les zones cisillées, les larges zones d'altération en séricite et les minéralisations de Cu-Au du camp de Chibougamau peut refléter le rôle de l'altération en séricite précoce dans la localisation de la

déformation subséquent et le développement des zones de cisaillement. Ce rôle n'est peut-être pas aussi évident dans les grands gisements de Cu-Au du secteur (telles les mines Copper Rand, Cedar Bay, Portage et Principale, Figure D.1) en raison de l'intensité du cisaillement qui peut avoir masqué les relations primaires.

LA MINE MERRILL

Introduction

Les mines Principales et Merrill constituent respectivement les parties ouest et est d'un vaste système minéralisé qui comprenait ces deux gîtes (Figures D.6 et D.8). La minéralisation exploitée prend la forme de veines riches en sulfures ou de zones constituées d'imprégnations de sulfures et de nombreuses veinules comprenant jusqu'à 50 % en volume de pyrrhotine, de chalcopryrite et de pyrite (Figure 2.6). La production totale de la mine Principale a atteint 4 840 946 tonnes courtes de minerai à une teneur moyenne de 1,82% Cu et 0,033 on/t Au (1,13 g/t Au; voir le Tableau B1), ceci comprenant les opérations souterraines et quelques petites fosses à ciel ouvert. Les descriptions qui suivent sont principalement tirées et adaptées des travaux de Malouf et Hinse (1957), Jeffery (1959), Blecha (1966) et Allard (1976a).

Toutes les lentilles se retrouvaient à l'intérieur d'un couloir de cisaillement composite d'orientation sud-est, ayant une épaisseur de quelques centaines de mètres et une extension horizontale de plus d'un kilomètre. Ce couloir, présent sur les propriétés Merrill et Campbell, contenait également de nombreux dykes et de petites zones de cisaillement plus restreintes de même orientation (Figures D.1, D.6 et D.7).

La fosse à ciel ouvert de la mine Merrill représente la partie supérieure d'un gisement dont l'exploitation a débuté de façon souterraine (Figure D.9). À cet endroit, plusieurs types de dykes, des zones de cisaillement et divers styles de minéralisation sont exposés et apparaissent spatialement associés à la minéralisation cupro-aurifère principale. Les relations de recoupement entre ces différents phénomènes sont aussi bien préservées. La fosse Merrill représente un site clé dans l'établissement de la chronologie des événements qui entoure la mise en place de la minéralisation cupro-aurifère filonienne. Les murs de la fosse, encore en bon état et accessibles, ont été cartographiés à l'échelle de 1: 500 (Figures D.10 et D.11).

La production totale extraite des travaux souterrains de la mine Merrill, en opération de 1958

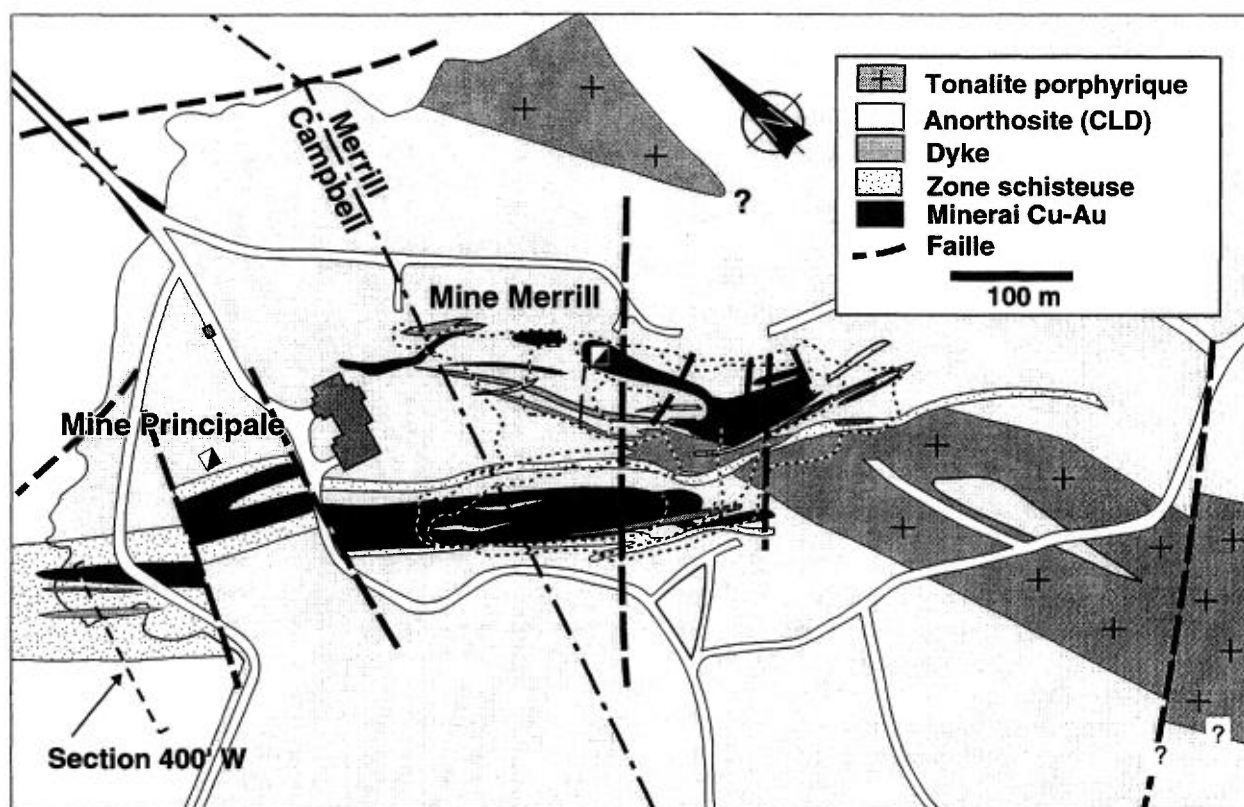


Figure D.6: Géologie simplifiée du système minéralisé exploité aux mines Principale et Merrill (modifiée des travaux de cartographie inédits de Canadian Merrill Inc. et de Campbell Resources Inc.).

à 1967, a atteint 1 182 804 tonnes courtes de minerai à une teneur moyenne de 2,33% Cu et 0,010 oz/t Au (0,34 g/t Au). La fosse à ciel ouvert, opérée par Campbell Ressources entre 1970 et 1981, a produit 1 036 733 tonnes courtes de minerai à une teneur moyenne de 0,64% Cu et 0,004 on/t Au (0,14 g/t Au; voir le Tableau B1 à la Partie B).

Lithologies

La minéralisation aux mines Merrill et Principale était encaissée dans des zones de cisaillement qui recoupent l'anorthosite et l'anorthosite gabbroïque du Complexe du lac Doré (Figure D.6). Le litage magmatique, observé à quelques endroits en surface, est orienté au nord-est et montre un pendage abrupt vers le nord-ouest. Cette orientation est subparallèle à la direction dominante du grain aéromagnétique produit par les différentes unités mafiques et ultramafiques composant le CLD dans ce secteur (Sial Géosciences, 1989).

Une caractéristique importante de la géologie de la fosse Merrill consiste en la grande abondance de dykes dans ou à proximité de ces zones de cisaillement. Ces dykes présentent pratiquement

tous une orientation sud-est et un pendage subvertical à abrupt vers le sud-ouest. Leur épaisseur varie de quelques centimètres à 50 mètres, les plus épais pouvant être tracés horizontalement et le long du pendage (selon la cartographie des vieilles galeries) sur des distances supérieures à 500 m (Figures D.6 et D.9).

Trois grandes catégories de dykes ont été reconnues, selon leur composition et les relations de recoupement observées: (1) les dykes de composition intermédiaire, (2) les dykes tonalitiques, et (3) les dykes noirâtres de diorite quartzifère. Les dykes intermédiaires sont peu communs, le meilleur exemple étant localisé en bordure sud-ouest de la fosse Merrill (Figure D.9). La granulométrie de ces dykes varie d'aphanitique à fine et ils sont de couleur grise lorsque peu ou pas altérés. Ils sont recoupés par la minéralisation et contiennent par endroits des imprégnations et des veinules de pyrrhotine-chalcopryrite-pyrite, ceci indiquant que ces dykes sont antérieurs à la minéralisation cuproaurifère filonienne (voir le texte plus loin). Selon cette observation, ces dykes peuvent être qualifiés

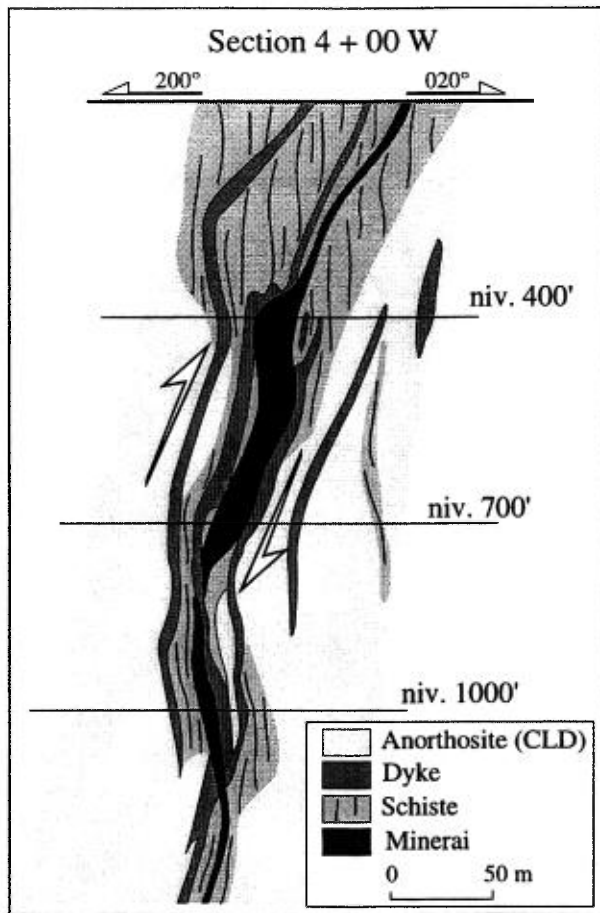


Figure D.7: Géologie simplifiée de la section 4+00 W, mine Principale. Les zones minéralisées et les dykes sont contenus dans des zones schisteuses (modifiée de Malouf et Hinse, 1957).

de préminéraux, selon la nomenclature suggérée par Kirkham (1971).

Les dykes tonalitiques constituent de loin la variété la plus abondante et représentent les intrusions les plus continues et les plus épaisses. Un stock tonalitique porphyrique à quartz et feldspath avec pyrite disséminée d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur est exposé à l'extrémité sud-est de la fosse Merrill (Figure D.9). Ce stock, communément identifié sous le nom de phase Merrill, recoupe la plupart des filons minéralisés et certains dykes aphanitiques précoces. Il est continu en profondeur. Les travaux souterrains indiquent un pendage subvertical. Ce stock se termine abruptement en se subdivisant en nombreux dykes plus minces qui peuvent être suivis tout le long de la fosse (Figure D.9). Cette phase se poursuit au sud-est sur la péninsule Gouin et recoupe les faciès précoces du Pluton de Chibougamau. Cette phase, et/ou plusieurs autres similaires, représentent la

source de nombreux dykes chimiquement comparables et de même nature disposés de façon concentrique sur un rayon de 2 à 4 km autour de l'Île Merrill (Maillet, 1978; Pilote et al., 1994b et 1995c).

Les dykes tonalitiques montrent une grande variété de textures. La granulométrie varie de fine à équigranulaire grenue, à porphyrique avec une matrice aphanitique ou à grains moyens. Ces variations peuvent être graduelles ou relativement brusques. Elles sont attribuées soit à des processus de refroidissement (bordures de refroidissement, dykes très minces) qui ont affecté une même phase intrusive, ou à la présence de plusieurs phases intrusives distinctes. Des brèches ignées sont observées localement le long des parois de certains des dykes les plus épais de même qu'en bordure du stock tonalitique. Ces brèches contiennent des fragments d'anorthosite et de tonalite, certains étant identiques en composition et en texture à l'apophyse de Pluton de Chibougamau située dans l'extension sud-est de la fosse Merrill (Figures D.2 et D.6). Cette apophyse a été datée par Krogh (1982) et a donné un âge U-Pb sur zircon de 2718 ± 2 Ma. Ces relations supportent l'idée de l'existence d'injections tonalitiques multiples dans ce secteur, lesquelles paraissent liées ou ont pour origine le Pluton de Chibougamau. Cette interprétation est d'ailleurs soutenue par Blecha (1966) et Maillet (1978) et se fonde sur des similitudes dans la composition chimique des différentes phases du pluton et des dykes. Les dykes de tonalite, comme il en sera plus longuement question à la section suivante, recoupent les filons de pyrrhotine-chalcopryrite-pyrite et ces dykes sont à leur tour recoupés par des disséminations et des veinules de pyrite et des veines de quartz-molybdénite.

Des dykes de diorite quartzifère affleurent à quelques endroits dans la fosse. Ces dykes, de couleur vert foncé à noir et à granulométrie fine, montrent un pendage variant de faiblement incliné à abrupt. Ils recoupent la phase Merrill et les dykes tonalitiques qui s'y rattachent (Figure D.10). Les dykes de diorite quartzifère sont communément stériles et peuvent être qualifiés de postminéraux.

Aspects structuraux et minéralisation

Dans le secteur de la mine Merrill, la minéralisation économique cupro-aurifère se compose de filons massifs à semi-massifs, de veinules et d'imprégnations de po-cpy-py. Les corps minéralisés sont situés dans un couloir de déformation orienté vers le sud-est faisant environ 300 m de longueur par 150 mètres d'épaisseur

(Figure D.9). Ce couloir contient de nombreux dykes et des zones de cisaillement de même orientation.

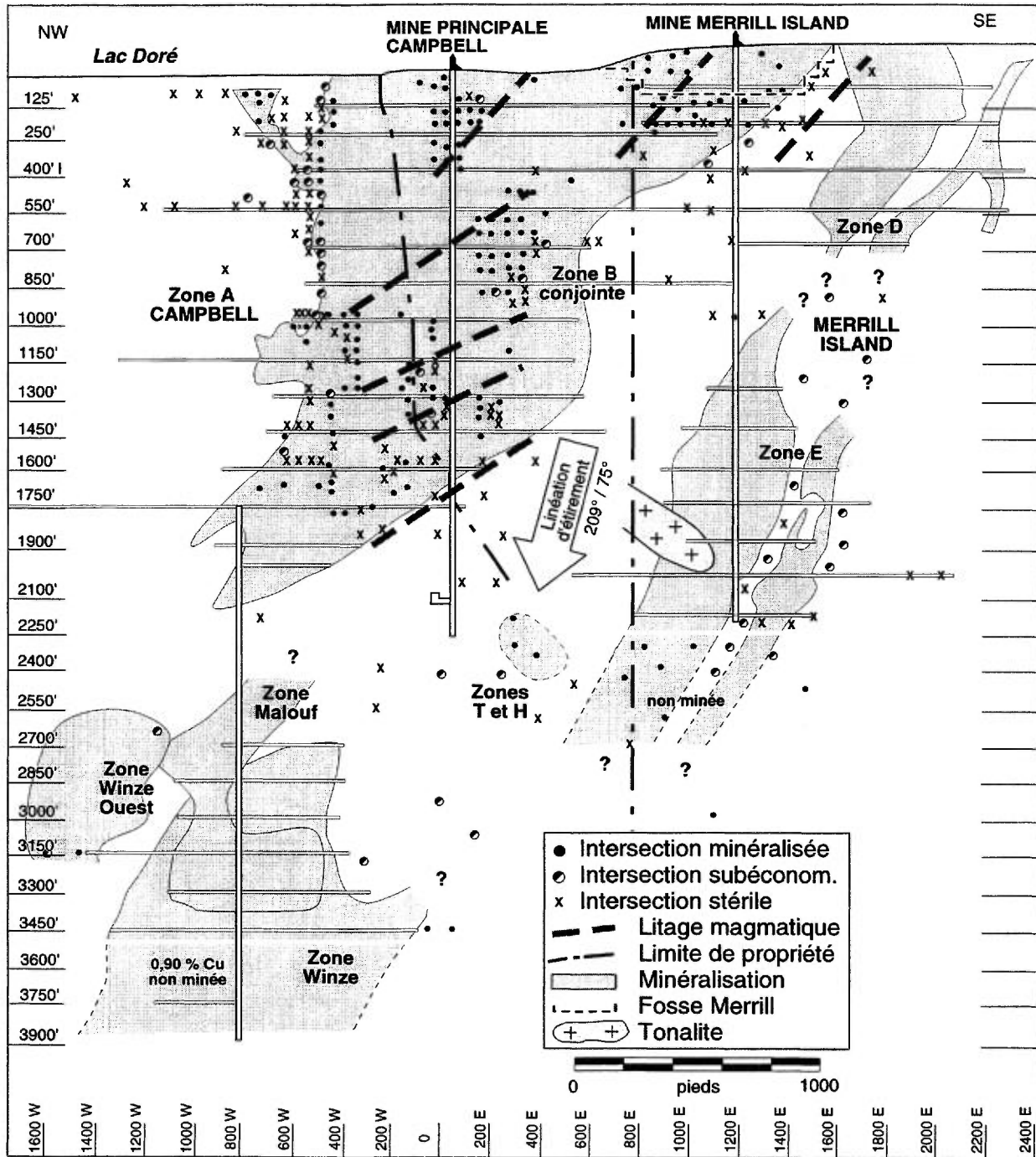


Figure D.8: Section longitudinale de la zone minéralisée sud – mines Principale et Merrill Island. La section est orientée N120°/70°. Les contours de la fosse Merrill et l'attitude de la linéation d'étiement sont indiqués. Notez le parallélisme entre la plongée des diverses zones minéralisées et le litage magmatique, ainsi que la masse tonalitique qui recoupe partiellement la Zone "E". Modifiée de Jeffery (1959), Krause (1968) et des compilations inédites des compagnies Canadian Merrill Inc. (1967) et Campbell Inc. (1981). Le système de coordonnées illustré est celui employé par Campbell Inc. à la mine Principale.

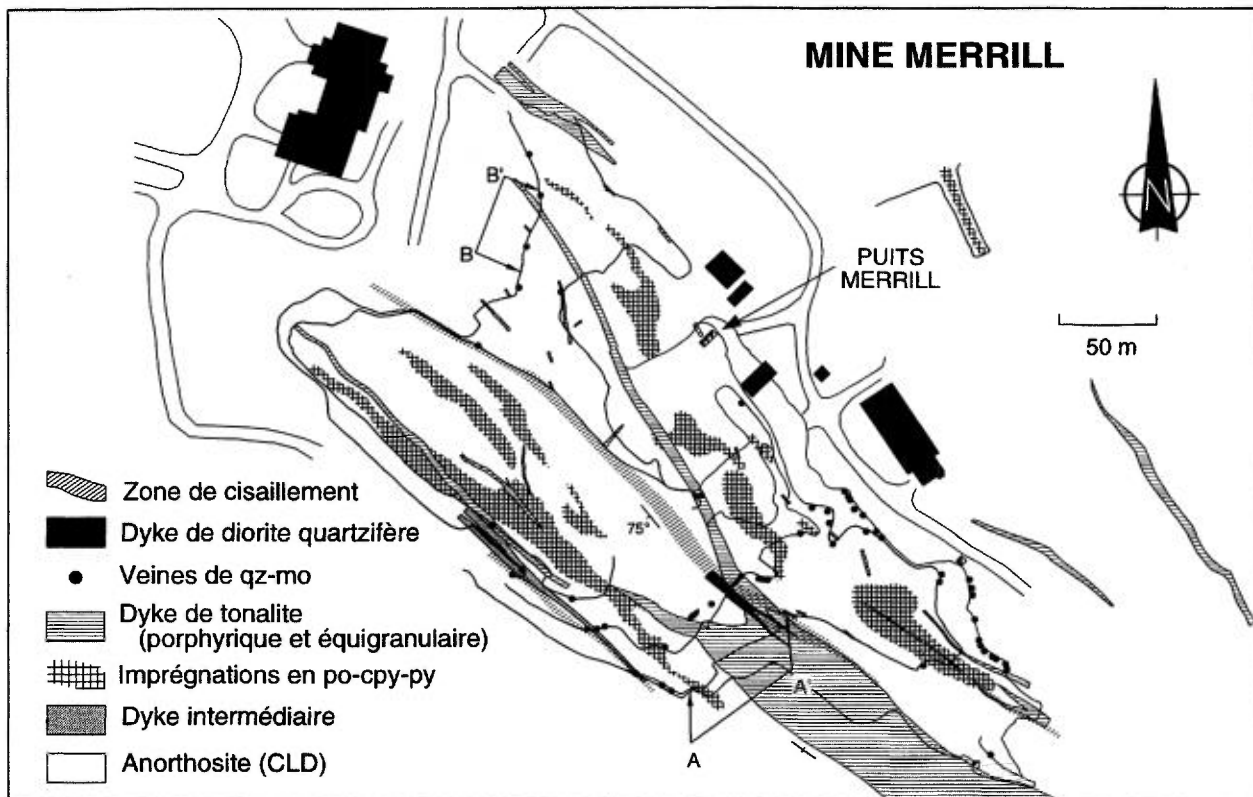


Figure D.9: Géologie simplifiée de la fosse Merrill.

Plusieurs variétés de minéralisation en sulfures ont été observées à la fosse Merrill: (1) des veines et des imprégnations de pyrrhotite-chalcopryrite-pyrite (po-cpy-py), (2) des fractures et des disséminations de pyrite, (3) et des veinules de quartz-molybdène-pyrite±chalcopryrite (qz-mo-py-cpy). Chaque type montre une distribution spatiale et un âge de mise en place qui lui est propre comparativement aux autres événements géologiques identifiés dans la fosse Merrill. Ces types de minéralisations sont décrits dans les paragraphes qui suivent. Des valeurs économiques ont été obtenues en forage jusqu'à une profondeur de plus de 750 m. Des zones de cisaillement orientées nord à N020°, avec des pendages faiblement inclinés vers l'ouest, sont aussi observées. Ces zones sont interprétées comme des structures précoces, puisqu'elles sont recoupées et déplacées par les cisaillements minéralisés possédant des pendages abrupts.

La minéralisation s'étend depuis la surface jusqu'au niveau 3750 pieds au moins (mine Principale) et montre un pendage variant entre 60° sud et 80° nord avec un angle de chute ("rake") abrupt vers le nord-ouest (Figures D.8 et D.9). Sur la section longitudinale (Figure D.8), cet angle de chute est subparallèle à la trace du litage magmatique observé sous terre dans le CLD par

Jeffery (1959). Les lentilles de minerai semblent mieux développées à proximité des dykes. Les zones de cisaillement contiennent typiquement plusieurs lentilles de minerai et des dykes subparallèles. Les filons et veinules de po-cpy-py recoupent les dykes dioritiques aphanitiques précoces. Par contre, ce type de minéralisation ne se retrouve dans aucun des dykes tonalitiques porphyriques et il est plutôt recoupé par ceux-ci. Cette relation de recoupement est bien illustrée près de la bordure SW de la fosse (Figure D.9).

Toutes les lithologies exposées dans et au voisinage de la fosse, à l'exception des dykes de diorite quartzifère noirâtre, contiennent des disséminations de pyrite et des fractures tapissées de pyrite. L'anorthosite et les dykes tonalitiques contiennent en moyenne de 1 à 2% de pyrite et peuvent en contenir localement jusqu'à 5%. La pyrite se présente dans la roche sous la forme de disséminations fines, ou encore en tapissage et remplissage de fractures. La densité des fractures est souvent importante et celles-ci sont communément mises en évidence par des bordures d'altération fortement séricitisées. Une veine de pyrite massive d'environ 50 cm d'épaisseur montrant des relations de recoupement comparables à celles décrites plus tôt est exposée sur la coupe A-

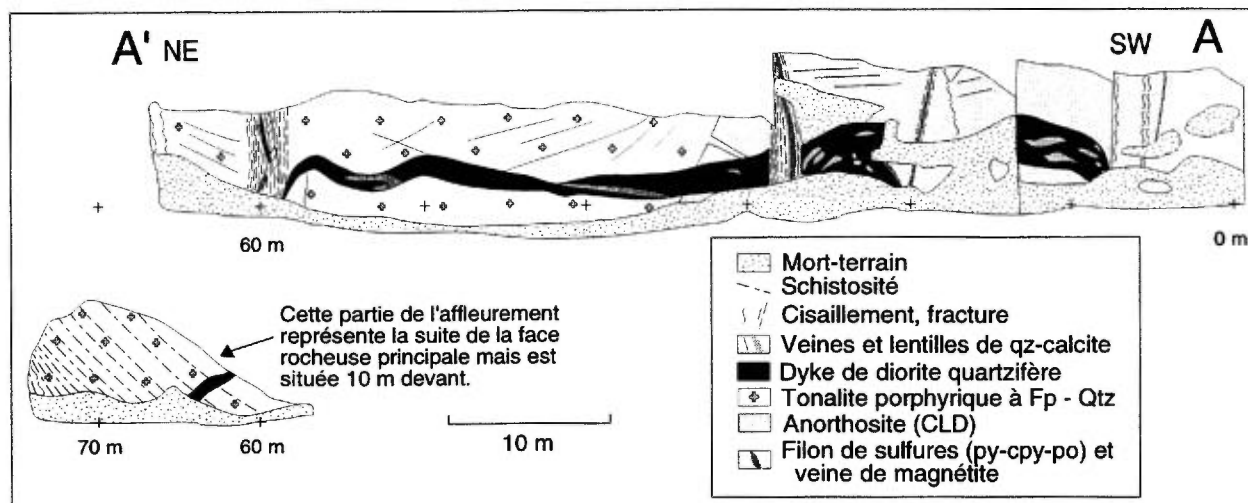


Figure D.10: Cartographie de la section A-A' (voir la Figure D.9 pour la localisation) illustrant la géologie du deuxième banc, mur sud-est de la fosse Merrill. Notez les relations de recouvrement entre la tonalite porphyrique, la diorite quartzifère et les cisaillements.

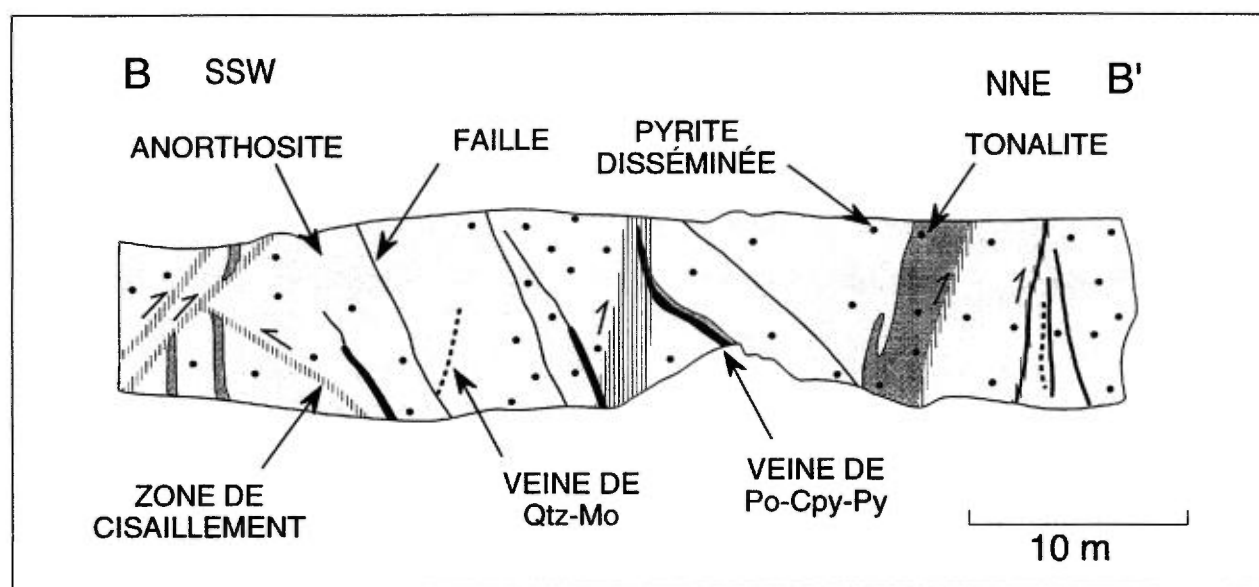


Figure D.11: Cartographie de la section B-B' (voir la Figure D.9 pour la localisation) illustrant la géologie du premier banc, mur nord-ouest de la fosse Merrill. Notez l'entraînement d'un dyke tonalitique et d'un filon de sulfures le long d'une zone de cisaillement.

A' (Figure D.10). Cette veine appartient peut-être à l'épisode de dissémination et de fracturation pyriteuse. Il est toutefois difficile pour l'instant d'établir des corrélations entre les disséminations et fractures avec le halo pyriteux cartographié autour du lac Clark, plus au nord-ouest (Figure D.2).

L'altération entourant les lentilles minéralisées est intense et est caractérisée par la chloritisation, la séricitisation, la silicification et la carbonatation de la roche encaissante. Selon l'étude réalisée par Jeffery (1959), les principaux minéraux constituant le minerai sont la pyrrhotine, la chalcopryte, la pyrite et l'or accompagnés de faibles quantités de

sphalérite et de galène. Les minéraux retrouvés dans la gangue sont la chlorite, le quartz, la calcite, l'épidote et l'actinote. Les zones de cisaillement contiennent également de la sidérite et du chloritoïde. L'altération qui entoure les corps minéralisés s'est apparemment propagée dans les roches encaissantes d'une façon négligeable et erratique. L'extension horizontale de l'altération, subparallèlement à la zone de cisaillement principale, se poursuit par contre sur environ 300 pieds au-delà des limites du minerai. Cette observation semble indiquer une plus grande perméabilité suivant cette orientation, celle-ci a

favorisé le passage des fluides hydrothermaux qui ont ultérieurement produit les fronts d'altération chloriteux. La chlorite, qui caractérise cette altération, contient d'ailleurs un contenu en fer plus élevé que celui retrouvé dans la méta-anorthosite non-cisaillée et non-altérée avoisinante, laquelle est relativement pauvre en fer. La chlorite contenue dans la méta-anorthosite cisaillée mais non-minéralisée contient des quantités modérées de fer (Jeffery, 1959).

Les veines de quartz-molybdénite sont communes dans la fosse Merrill, plus particulièrement dans la demie sud-est. Toutefois aucune veine n'a été observée sur les affleurements ou les tranchées situés du côté nord-est de la fosse (Figure D.9). La molybdénite contenue dans les veines de quartz est, dans la plupart des cas, à granulométrie très fine. Les veines de qz-mo sont principalement reconnues grâce à la teinte bleutée du quartz. Ces veines montrent une épaisseur variant de 0,5 à 10 cm et n'excèdent qu'exceptionnellement plus de quelques mètres en extension latérale et en pendage. Les veines de qz-mo recoupent tous les types de roches à l'exception des dykes de diorite quartzifère. La relation chronologique précise entre les veines de qz-mo et les disséminations et fractures pyriteuses est encore incertaine à la mine Merrill en raison de l'absence de relations de recoupement claires. Quoiqu'il en soit, les observations de terrain effectuées dans la partie sud-est de la fosse Merrill semblent indiquer que ces veines sont tardives. Il est pertinent de se rappeler, d'autre part, que des veines de qz-mo comparables présentes dans le secteur du lac Clark sont clairement tardives par rapport à la mise en place des dykes de tonalite à cet endroit.

Un grand nombre de veines de quartz et de carbonate stériles recoupent toutes les lithologies, y compris les diverses variétés de dykes identifiées plus tôt. Un petit nombre de veines de quartz pouvant atteindre quelques mètres d'épaisseur sont décrites ici et là dans les travaux miniers. L'une de ces veines est exposée dans la fosse Merrill. Ces veines sont orientées vers le sud-est et exhibent des pendages subverticaux. Elles recoupent tous les types de roches, y compris les dykes de diorite quartzifère. Des veines de calcite bleutée, typiquement subhorizontales, sont communément observées sur les murs de la fosse. Elles montrent de faibles continuités latérales de quelques mètres au plus et des épaisseurs de quelques dizaines de centimètres. Ces veines de calcite recoupent également tous les types de lithologies rencontrées dans le secteur de l'île Merrill (Figures D.9 et D.10).

Les lithologies situées dans le secteur de la fosse

Merrill sont relativement bien préservées et ne montrent pas d'évidence d'une déformation pénétrative appréciable. Elles sont toutefois, localement traversées par des zones de cisaillement et des failles ductiles. Ces deux derniers éléments représentent des structures tardives qui recoupent les corps minéralisés.

Deux importantes zones de cisaillement et plusieurs autres de plus faible importance sont présentes dans la fosse Merrill. Elles sont orientées vers le sud-est et pendent de 50° à 70° vers le sud-ouest (Figures D.6 et D.9). Leur épaisseur varie de 10 cm à environ 5 m. L'un de ces cisaillements traversent entièrement la fosse sur une distance de plus de 500 m. Les zones de cisaillement recoupent les filons de po-cpy-py, ainsi que tous les types de dykes, incluant les dykes de diorite quartzifère (Figure D.10). Elles entraînent à certains endroits à la fois les filons minéralisés et les dykes (Figure D.11), indiquant clairement que ces deux phénomènes sont distincts dans le temps.

Les zones de cisaillement sont caractérisées par la présence d'une schistosité pénétrative et par la forte séricitisation des épontes, particulièrement lorsque le cisaillement recoupe l'anorthosite. Cette schistosité contient une linéation d'étirement pratiquement subparallèle au pendage du plan de foliation. Des indicateurs cinématiques, tels la présence de "shear bands" et l'entraînement de veines de po-cpy-py, indiquent une composante de mouvement inverse le long de ces zones de cisaillement. Une veine de quartz d'un mètre d'épaisseur, orientée vers le sud-est, est encaissée dans une zone de cisaillement et montre un boudinage prononcé. Ceci suggère que cette veine est soit antérieure à la zone de cisaillement ou encore qu'elle s'est formée à un stade précoce du développement de cette zone.

Plusieurs failles tardives de nature plutôt fragile, à mouvement inverse et de faible importance, sont également présentes. Elles montrent des orientations générales nord-est et des pendages modérés vers le sud-ouest. Ces failles constituent les éléments structuraux les plus tardifs observés dans la fosse Merrill. Du fait de leur orientation, du mouvement inverse impliqué et de leur faible densité, ces failles n'ont qu'une influence marginale sur la distribution des unités géologiques et des principaux éléments structuraux.

Relations spatiales et temporelles

Si l'on compare les assemblages de minéraux des zones minéralisées des mines avoisinantes encaissées dans la méta-anorthosite et ceux de la mine Principale, il apparaît que ceux-ci présentent

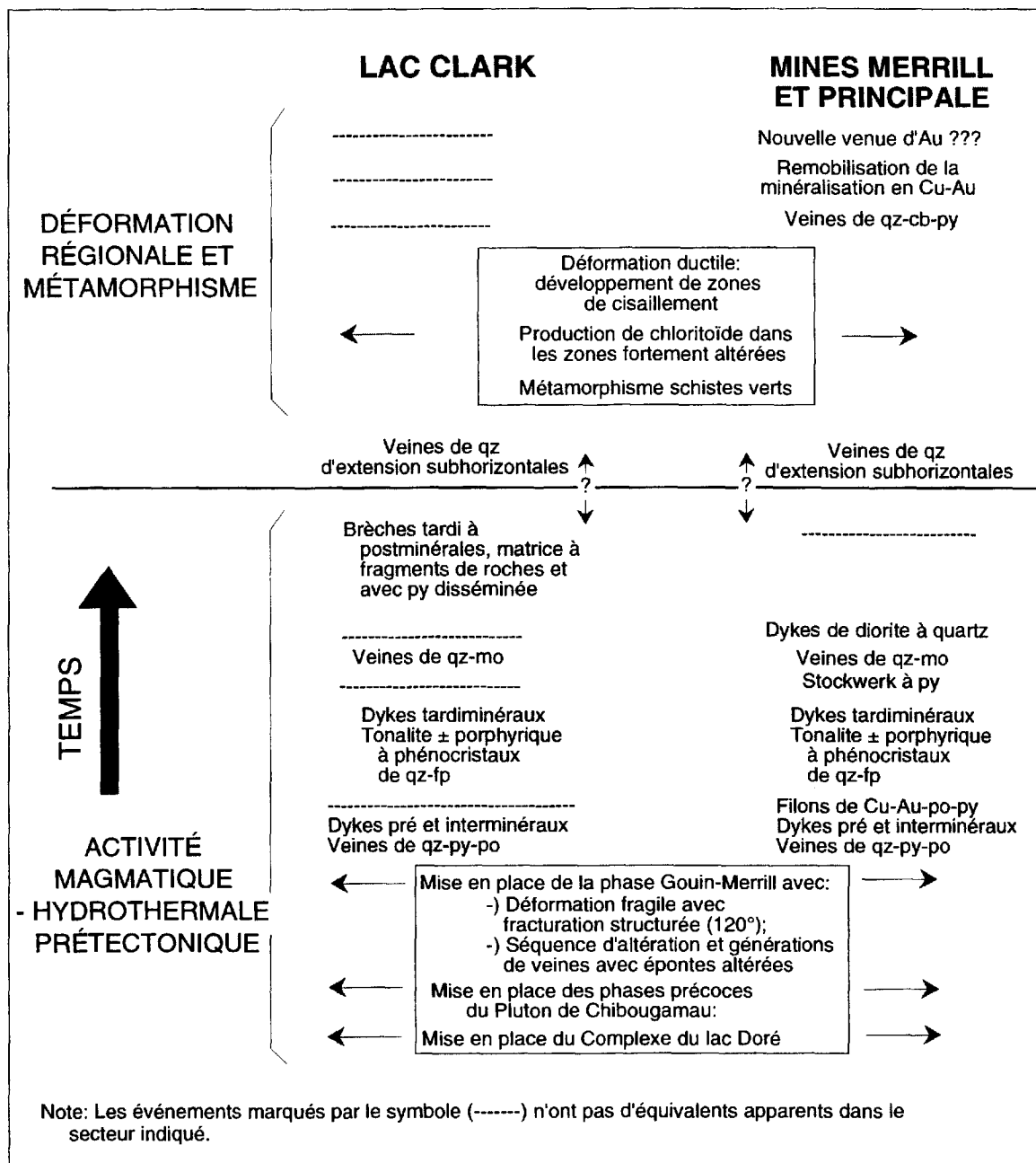


Tableau D.1: Suite chronologique des événements associés à la mise en place et au développement du système minéralisé de type porphyrique dans les régions du lac Clark et de l'île Merrill.

certaines différences. Le minerai des mines situées plus au nord, telles Cedar Bay, Copper Rand et Jaculet, contiennent des quantités moindres de pyrrhotine et une plus grande proportion de pyrite, ainsi qu'un contenu moyen en or plus élevé (voir le Tableau B.1 à la Partie B). La mine Cedar Bay, par exemple, présente une géométrie plus complexe (Miller, 1957 et 1961; Koene, 1964). Pour le reste cependant, cette mine est essentiellement similaire aux mines Principale et Merrill, car ces gisements

sont tous du type veine et sont encaissés dans des zones de cisaillement orientées vers le sud-est.

Les caractéristiques variables de la minéralisation cupro-aurifère dans le camp minier du lac Doré ont été décrites par Miller (1957) et attribuées à la présence d'une zonalité régionale. Certaines observations indiquent qu'il existe effectivement une zonalité minéralogique dans cette région. Des données en ce sens sont actuellement compilées par Pilote et ses collaborateurs (voir Pilote et al., 1994b, 1995a, 1995b, 1995c; Magnan et al., 1994, 1995b;

Robert, 1994a; Sinclair et al., 1994) et une reconstruction de la morphologie et de la géométrie des systèmes hydrothermaux précoces est en cours d'élaboration (Pilote et al., 1995c; Kirkham et al., 1995).

La distribution spatiale des différents gisements cupro-aurifères dans la région du lac Doré requiert une attention particulière, celle-ci ayant toujours fait l'objet de nombreuses interprétations. Les mines de Cu-Au se distribuent tout le long et de part et d'autre de la trace de la faille du lac Doré. À partir de cette observation, Jeffery (1959) a appuyé l'interprétation de Graham (1956) à savoir qu'il devait y avoir une certaine forme de contrôle structural exercé par cette faille sur la mise en place de la minéralisation. Jusqu'à tout récemment, cette interprétation était encore largement répandue (voir, entre autres, Archambault et al., 1984). Toutefois, la faille du lac Doré est stérile sur toute sa longueur et recoupe en fait les zones de cisaillement minéralisées. D'autre part, il a été démontré récemment que cette faille, à pendage vers le nord, montre un mouvement presque vertical avec un rejet normal. Ceci implique que le bloc nord a descendu d'environ 2 550 à 3 000 pieds par rapport au bloc situé du côté sud de la faille (Pilote et al., 1994b). Si l'on considère que le système minéralisé de la mine Principale montre une continuité relative le long de sa plongée sur plus de 3 900 pieds, alors des secteurs non-explorés à fort potentiel de minéralisation doivent se retrouver du côté nord de la faille du lac Doré, à partir du niveau correspondant à l'ordre de grandeur de ce déplacement normal.

Les relations de recoupement décrites précédemment permettent d'établir la suite chronologique détaillée des événements géologiques qui sont survenus aux mines Merrill et Principale ainsi que dans le secteur du lac Clark (Tableau D.1). L'épisode principal de minéralisation en Cu-Au, représenté par les filons de po-cpy-py, est encadré dans le temps par la mise en place des dykes intermédiaires et tonalitiques, ceux-ci ayant comme source probable le Pluton de Chibougamau. Cet épisode de minéralisation est suivi dans le temps par des disséminations en pyrite très étendues, des fractures pyriteuses et des veines plus localisées de qz-mo postérieures à la mise en place de la tonalite. Les zones de cisaillement d'orientation sud-est recoupent les dykes et les filons de sulfures et n'ont ainsi aucun lien direct avec cet épisode de minéralisation.

L'organisation spatiale caractéristique présentée par la fracturation, l'ordre d'apparition des fractures, les paragenèses d'altération associées, ainsi que les relations de recoupement

systématiques entre les différents styles de minéralisation et les dykes pré et post-filons de po-cpy-py suggèrent un lien génétique entre le plutonisme et l'activité hydrothermale. Des relations spatiales et temporelles comparables sont communément observées dans l'environnement de gîtes de type Cu-porphyrrique (Gustafson et Hunt, 1975; Sillitoe, 1995).

En résumé, sur l'île Merrill, la minéralisation cupro-aurifère se retrouve sous forme de veines et de lentilles constituées de sulfures semi-massifs à massifs en po-cpy-py, recoupées par des dykes de tonalite. Ces dykes sont à leur tour fracturés et recoupés par des veinules de qz-mo. Ces dykes sont chimiquement comparables à une phase tonalitique tardive du pluton de Chibougamau, laquelle a été datée à 2718 ± 2 Ma (Krogh, 1982). Les zones minéralisées cupro-aurifères de l'île Merrill sont affectées par d'étroites zones de cisaillement d'orientation nord-ouest qui indiquent que la minéralisation est antérieure au plissement et au métamorphisme régional (Figure B1, voir la Partie B). Ces observations sont compatibles avec l'âge d'un dyke interminéral daté à 2715 Ma (CGC, données non-publiées) dans le secteur du lac Clark.

La séquence d'événements suivante est proposée pour le secteur de l'île Merrill, du plus jeune au plus vieux, à la suite des observations et relations de terrain établies plus tôt:

- failles fragiles d'orientation nord-est,
- déformation régionale (basculement des couches), cisaillements ductiles-fragiles inverses d'orientation sud-est et métamorphisme,
- veines de quartz et de calcite,
- dykes de diorite quartzifère,
- disséminations en pyrite et fractures pyriteuses, veines de qz-mo; l'âge relatif de ces deux événements est incertain,
- mise en place de la phase Merrill et injections multiples de dykes de tonalite (phases porphyriques et équigranulaires),
- épisode minéralisateur principal: imprégnations et filons de po-cpy-py,
- injection des dykes intermédiaires,
- mise en place du Complexe du lac Doré.

Points d'intérêts des sites visités

La plupart des relations géologiques décrites ci-dessus seront examinées dans le cadre de cette excursion. Les arrêts qui seront visités aborderont les points suivants:

- la phase tonalitique Merrill et les autres dykes tonalitiques, avec les relations de recoupement impliquant les disséminations en pyrite et les fractures pyriteuses;

- les relations de recoupement entre les dykes intermédiaires, tonalitiques et de diorite quartzifère;
- les dykes de tonalite porphyrique qui recouperent les filons et imprégnations de po-cpy-py;
- une zone de cisaillement ductile (schiste à séricite) d'orientation nord-ouest, encaissée dans l'anorthosite, qui entraîne un filon de po-cpy-py et un dyke tonalitique. À remarquer que le

développement du chloritoïde est restreint à l'enveloppe du cisaillement et que la présence de la schistosité pénétrative se limite à la zone d'altération en séricite. Il y a aussi deux orientations de stries de glissement sur les plans de cisaillement, l'orientation la plus précoce montre une plongée subparallèle au pendage et la seconde, plus tardive, montre une plongée subhorizontale.

L'INDICE DU LAC BERRIGAN - UN EXEMPLE POSSIBLE DE MINÉRALISATION DE TYPE ÉPITHERMAL EN Au-Ag-Cu-Pb-Zn-As D'ÂGE ARCHÉEN

Pierre Pilote

*Ministère des Ressources Naturelles du Québec, 400 boul. Lamaque,
Val-d'Or, Québec, J9P 3L4*

et Jayanta Guha

*Module des Sciences de la Terre, Université du Québec à Chicoutimi,
555 boul. Université, Chicoutimi, Québec., G7H 2B1.*

modifiée de Pilote (1987) et Guha (1990)

INTRODUCTION

L'indice Berrigan, également appelé dans certains rapports indice Taché, se situe en bordure nord du lac Berrigan, à environ 6 kilomètres au nord-ouest de la ville de Chibougamau. Cet indice se compose de deux zones minéralisées, appelées Zone Nord (ou Zone Taché ou Principale) et Zone Sud (ou Zone Berrigan), qui se situent respectivement au nord et au nord-est du lac Berrigan. La Zone Nord est économiquement la plus importante des deux. Ces deux zones ont récemment fait l'objet de travaux d'exploration importants (Anderson, 1988; McRoberts, 1992).

Cette visite porte principalement sur la Zone Nord de l'indice Berrigan. Elle permettra aux participants d'examiner un exemple présumé de minéralisation épithermale en Au-Ag-Cu-Pb-Zn-As d'âge archéen (Pilote, 1987). Plusieurs points suggèrent qu'il s'agit d'un gîte dont la mise en place s'est faite antérieurement au développement du métamorphisme régional et de la déformation.

CADRE GÉOLOGIQUE LOCAL

Les unités lithologiques archéennes présentes dans cette région font partie du second cycle volcanique du Groupe de Roy. L'indice du lac Berrigan est encaissé dans les faciès ultramafiques du filon-couche de Roberge. Ce dernier, avec les filons-couches de Ventures et de Bourbeau, constituent le Complexe de Cummings. Une datation U-Pb sur des zircons provenant du filon-couche de Bourbeau a livré un âge de 2717 ± 1 Ma (Chown et al., 1992). Ce complexe est intrusif dans la Formation de Blondeau. Celle-ci se compose de volcanites épicastiques et de volcanites felsiques. Quelques affleurements de composition tonalitique à localement syénitique, associés vraisemblablement

au stock du lac Line, recoupent ces roches. Ce stock est d'âge tardi- à post-tectonique (Pilote et al., 1984a et 1984b). La trace axiale du synclinal de Chibougamau, d'orientation ENE, passe à environ un kilomètre au nord de cet indice minéralisé. Ces unités archéennes sont recouvertes en discordance par la Formation de Chibougamau, d'âge protérozoïque, dont il n'existe que quelques lambeaux constitués de roches sédimentaires d'origine glaciaire (Long, 1974). Un de ces lambeaux affleure immédiatement au sud du lac Berrigan (Pilote, 1987).

HISTORIQUE ET TRAVAUX ANTÉRIEURS

Ces indices minéralisés ont été découverts en 1929 par deux prospecteurs, D. Berrigan et L. Larone. Cominco a pris ces terrains sous option en 1930 et a procédé aux premiers travaux d'exploration. En 1944, O'Leary Malartic Mines Ltd. prend possession de ces terrains et les laisse sous option à Noranda de 1947 à 1948. Taché Lake Mines Ltd achète ces terrains en 1951 et effectuera jusqu'en 1968 plus de 12 600 m de forage. En 1969, Canadian Merrill Ltd acquière cette propriété en finançant le fonçage d'une galerie d'exploration de 70 m inclinée de 10° et de deux travers-bancs de 30 et 37 m chacun (Bidgood, 1969). Elle effectue des forages jusqu'en 1977. En 1980, Francana Oil and Gas Ltd (maintenant appelé Sceptre Energy Ltd) prend à sa charge les actifs de Canadian Merrill Ltd, dont la propriété Taché qui est laissée sous option aux Mines Camchib.

En 1981, Mines Camchib ont poursuivi l'approfondissement de la galerie d'exploration originale (Figure D.12A), ils ont effectué en 1982 une campagne de forage et en 1984 un nouveau calcul des réserves. En 1986, Greenstone Resources Inc. a acquis cette propriété et Bitech Energy

Resources Ltd. pouvait obtenir 50% de celle-ci en finançant des travaux d'exploration. Ces deux compagnies ont entrepris à l'automne 1987 des campagnes de forage, des travaux de décapage et ont évalué la possibilité d'exploiter la Zone Nord par une opération à ciel ouvert (Anderson, 1988). De 1991 à 1994, Teck Exploration Ltd. a acquis différentes parties de ce secteur, dans le cadre d'une campagne d'exploration vouée à la recherche de gîtes de type sulfures massifs volcanogènes dans la Formation de Blondeau (McRoberts, 1992).

ZONE NORD

Cette zone se situe à environ 200 mètres au nord du lac Berrigan, dans les péridotites et dunités du filon-couche de Roberge (Figure D.12A). Ce filon-couche est orienté ENE et son pendage est abrupt vers le nord. La faille du lac Antoinette (Pilote, 1987), située à une centaine de mètres au nord de l'entrée de la galerie d'exploration le long d'un petit ruisseau, explique la répétition de certaines unités des filons-couches de Ventures et de Roberge. Près de l'entrée de la galerie d'exploration, les lithologies consistent en des péridotites et dunités variablement serpentinisées. Vers le sud-est, des unités pyroxénitiques sont principalement rencontrées (Huang, 1976; Pilote, 1987). Les pyroxénites et les péridotites alternent de façon rapide, depuis le pied de la colline, où se situe l'entrée de la galerie d'exploration, jusqu'à la rive nord du lac Berrigan (Figure D.12A).

La minéralisation est exposée sur le flanc de cette colline, dont une grande partie a été décapée par la compagnie Bitech Energy Ressources Ltd en 1987. Les meilleures expositions minéralisées se retrouvent à environ 85 m au sud de l'entrée de la galerie, à l'intérieur d'une séquence de pyroxénites et de péridotites variablement carbonatées et silicifiées. Ces observations, combinées à l'étude chimico-stratigraphique du Complexe de Cummings réalisée par Poitras (1984), permettent d'interpréter que les minéralisations de la Zone Nord occupent une position stratigraphique se situant entre le milieu et le sommet de l'unité basale composant le filon-couche de Roberge. Cette partie, contrairement à l'unité supérieure, présente un litage magmatique bien développé illustré par l'alternance de werhlite-dunite-pyroxénite. Cette alternance commune et variable des lithologies ultramafiques dans cette partie du filon-couche rend toute corrélation latérale relativement laborieuse. De plus, la Zone Nord est recoupée par différents réseaux de failles d'orientation principalement nord-est. Ces caractéristiques expliquent bien les difficultés qu'ont

rencontrées bon nombre de géologues oeuvrant dans ce secteur à établir des corrélations stratigraphiques, tant dans leurs travaux de cartographie que lors des campagnes de forage.

Au nord-est du lac Berrigan, des volcanoclastites de la Formation de Blondeau s'appuient en contact de faille sur le filon-couche de Roberge. Les sens des décrochements apparents sont dextres et suggèrent une compasante normale. Ces failles, d'orientation nord-nord-est et de courtes extensions, bordent ces volcanoclastites du côté ouest. À quelques dizaines de mètres vers l'est, les filons-couches de Bourbeau et de Roberge sont régulièrement affectés par de courtes failles similaires, d'orientation nord-sud à nord-nord-est. Ces failles montrant des décrochements apparents senestres inférieurs à 150 mètres. Cette géométrie suggère vraisemblablement l'existence d'un bassin d'effondrement d'âge précoce, bordé par des failles normales, situé à l'intérieur des filons-couches de Roberge et de Ventures. La carte aéromagnétique régionale (Sial Géoscience, 1989), montrant la présence d'une zone de faible susceptibilité magnétique dans un secteur de fort magnétisme, appuie clairement cette observation. En plusieurs endroits à l'intérieur de la position présumée de ce bassin et le long des courtes failles nord-nord-est, les strates de la Formation de Blondeau présentent un aspect bréchiforme, avec ici et là quelques minces filonnets de sphalérite.

MINÉRALISATION

La minéralisation de la Zone Nord se compose de filonnets et de brèches contenant de la sphalérite, de la pyrrhotine, de la galène, de l'arsénopyrite, de la chalcopyrite et de la pyrite en quantité moindre. Les filonnets se composent communément de plus de 75% de pyrrhotine et de sphalérite. Les teneurs en or et en argent sont localement importantes, variant de 100 ppb Au à 8,3 g/t Au et de 14 g/t Ag à 380 g/t Ag (Pilote, 1987). La minéralisation occupe des fractures orientées à 010° à 040° avec des pendages variant de subverticaux à 45° vers le NW.

Les unités pyroxénitiques et péridotitiques encaissant les minéralisations sont intensément bréchifiées le long d'un "couloir" légèrement sinueux de direction nord-est et d'une épaisseur de 3 à 5 m. Les filonnets minéralisés, de 3 mm à 4 cm d'épaisseur, ont comblé ces cassures qui se subdivisent en plusieurs embranchements se propageant et se rejoignant à l'intérieur de ce couloir. Ces observations témoignent également du caractère pulsatif et cyclique de la fracturation et de l'épisode minéralisateur. À plusieurs endroits le

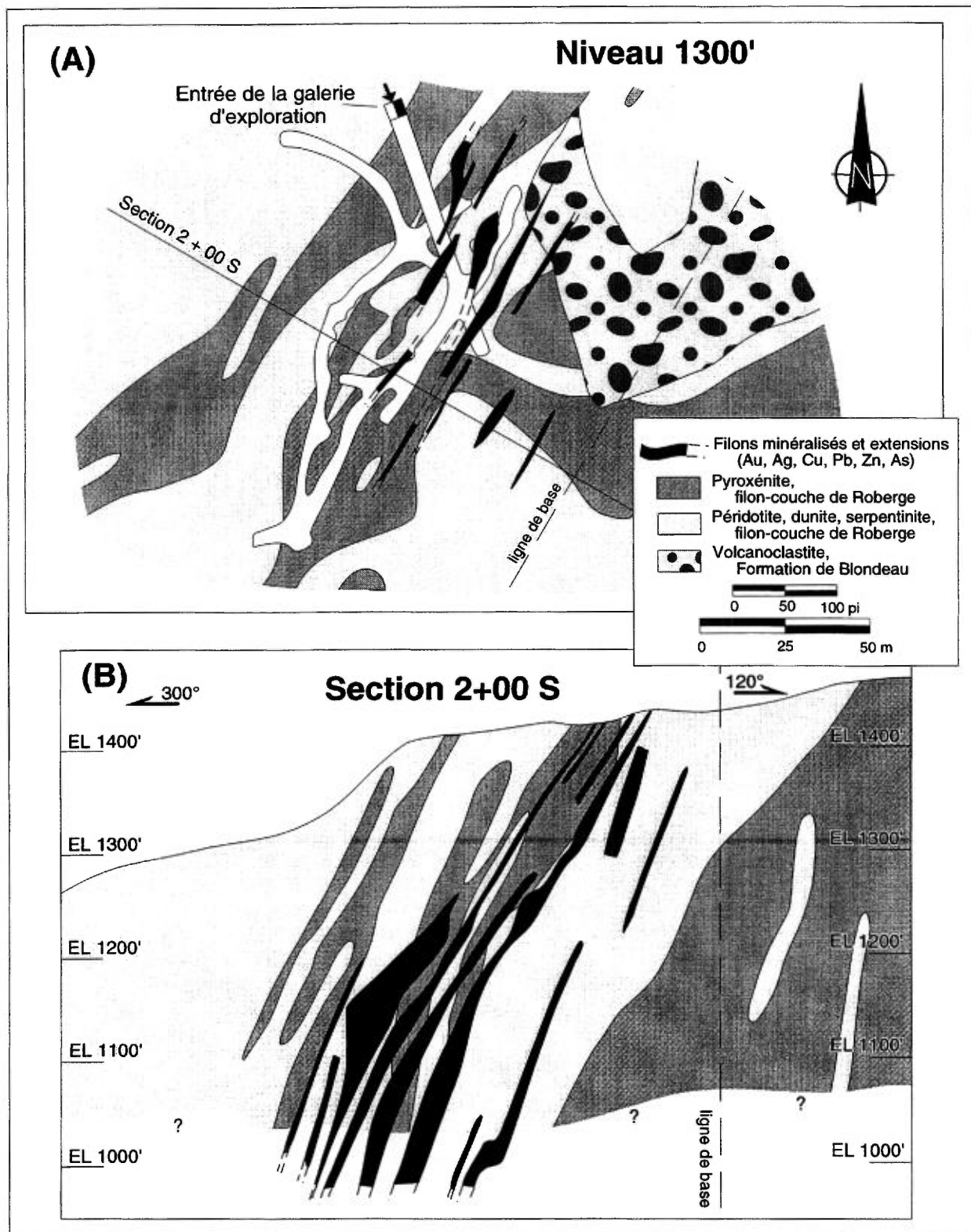


Figure D.12: Indice du lac Berrigan, Zone Nord. (A) Géologie simplifiée, élévation 1300', avec projection de la galerie d'exploration. La polarité dans les roches ignées fait face au NW. (B) Géologie simplifiée, section 2+00 S. Modifiée de Pilote (1987), Anderson (1988), et de Pilote et Giha (1990).

long de ces couloirs minéralisés et bréchiques, des filonnets enveloppent complètement des fragments de pyroxénite de taille considérable, variant de 2 à 3 m en diamètre.

Les filonnets minéralisés consistent en un matériel bréchique qui se compose de fragments d'engainant fortement silicifiés communément recoupés par de nombreuses minces veinules de quartz. Les fragments sont enrobés par des bandes de sulfures et de quartz d'épaisseurs variables, généralement inférieures à 2 cm. La silicification des fragments pyroxénitiques et péridotitiques est localement si intense que ceux-ci ont parfois été identifiés, à tort, dans le passé comme des fragments chertueux. La partie centrale des filonnets est marquée par une forte bréchification, tandis que les bordures montrent plutôt un caractère rubané, démontré par la disposition préférentielle en bandes du quartz, de la pyrrhotine et de l'arsénopyrite. La sphalérite et le quartz se retrouvent communément en bordure de ces filonnets et la pyrrhotine dans la partie centrale. La pyrrhotine apparaît également sous forme disséminée dans les fragments silicifiés et dans les épontes.

Dans la partie bréchifiée des filons, tous les sulfures montrent des textures de déformation, de recristallisation et de rééquilibrage. Ainsi, la pyrrhotine et la sphalérite exhibent une texture granoblastique. Sur des sections polies, tous les sulfures présentent communément des points triples. Les sulfures au comportement plus fragile, tels l'arsénopyrite et la pyrite, ont souvent leurs fractures comblées par les sulfures voisins plus ductiles, tels la sphalérite et la pyrrhotine.

Les épontes des zones minéralisées sont fortement carbonatées. Cette carbonatation est, par contre, beaucoup plus faible en intensité dans les filons et brèches. La silicification, pour sa part, est intense mais typiquement restreinte aux zones minéralisées et bréchiques et à une mince bande de moins de 0,5 mètre de large se propageant dans les roches encaissantes. Des fronts d'altération en chlorite et actinote, plus ou moins bien développés, affectent des épaisseurs de 2 à 4 m de part et d'autre des couloirs minéralisés. Même à une vingtaine de mètres des filons minéralisés, la pyroxénite est affectée par la carbonatation. L'ouralitisé des pyroxènes est totale, mais des textures ignées reliques demeurent reconnaissables localement, et ce même dans les fragments silicifiés.

En 1977, les réserves prouvées atteignaient 346 000 t à 7,5% Zn, 34,1 g/t Ag et 7,5 g/t Au. En 1984, une seconde estimation des réserves, faite par Les Mines Camchib, avait donné 840 730 tonnes métriques probables contenant 4,12% Zn et 2,4 g/

t Au. En 1988, un nouveau calcul des réserves, comprenant les catégories probables et possibles, a donné 1,43 Mt métriques à 3,31% Zn et 1,9 g/t Au. De ce total, des réserves probables de 568 700 tonnes métriques contenant 4,06% Zn et 2,4 g/t Au sont comprises de la surface jusqu'au niveau 107 m (350 pieds) et avaient été considérées pour une exploitation à ciel ouvert (Anderson, 1988). Ce projet a toutefois été abandonné à cette époque en raison de critères économiques défavorables.

MISE EN PLACE DU GISEMENT

La séquence d'événements illustrant la mise en place de la minéralisation de la Zone Nord peut se résumer de la façon suivante, d'après les travaux de Landry (1984), Pilote (1987) et Guha et al. (1988):

- 1) intrusion du filon-couche de Roberge, accompagné par un épisode contemporain d'autométamorphisme produisant une altération en talc-carbonate des diverses roches ultramafiques;
- 2) fracturation ponctuelle, générant des couloirs sinueux, et accompagnée d'une silicification intense (stérile dans un premier temps) des lithologies encaissantes. Caractère cyclique du colmatage des fractures par le quartz et de la refracturation;
- 3) des minéralisations de faibles intensités en pyrrhotine et en sphalérite accompagnent la silicification;
- 4) mise en place de l'événement minéralisateur principal (Au-Ag-As-Cu-Pb), comprenant la plus grande partie des sulfures maintenant observés. Cet événement est associé à un autre épisode de fracturation et de bréchification des lithologies silicifiées;
- 5) des bréchifications et silicifications de faibles envergures marquent la fin de l'épisode minéralisateur principal, telle que suggérée par la présence de veinules stériles de quartz et de carbonate d'orientations diverses qui recoupent les filonnets minéralisés; et
- 6) une déformation de type fragile-ductile, produisant des zones très schisteuses le long de certains segments des zones minéralisées, de même que les textures de déformation, de recristallisation et de rééquilibrage présentes dans les assemblages sulfurés. Les caractéristiques structurales, texturales et minéralogiques du système minéralisé sont partiellement oblitérées par le métamorphisme kénoréen de niveau schistes verts. La déformation régionale peut ainsi

expliquer la déformation, la recristallisation et la remobilisation partielle des minéralisations.

Les failles nord-nord-est, dont certaines sont minéralisées, sont recoupées par des failles inverses ductiles-fragiles d'orientation est-ouest à est-nord-est d'envergure régionale (Pilote, 1987). Dans la région du lac Berrigan, un exemple de ces failles est représenté par la faille du lac Antoinette. L'ampleur du rejet le long de telles failles est inconnue. Ces failles inverses produisent des dédoublements ou des lacunes dans l'empilement stratigraphique, ceci étant particulièrement apparent dans le Complexe de Cummings. Toute la Zone Nord, les secteurs compris entre les lacs Berrigan et Larone et la faille du lac Antoinette ont été par la suite recoupés par des failles nord-nord-est d'extensions importantes, à décrochement apparent senestre et de pendage variant de subvertical à abrupt vers le sud-est. Selon Dimroth et al. (1984 et 1985), ces failles pourraient appartenir à un réseau de cassures nord-nord-est, interprétées comme des failles de type "Riedel" ou "R", apparu lors du développement de la zone de cisaillement du lac Gwillim. Ces failles pourraient être d'âge tardi-kénoréen et possiblement même tardi-archéen. Une telle corrélation permet d'expliquer les textures de déformation, de recristallisation et de remobilisation observées dans les minéralisations.

DISCUSSION

D'une manière sommaire, les diverses caractéristiques présentées par les minéralisations de la Zone Nord de l'indice Berrigan sont (Pilote, 1987):

- 1) la minéralisation prend place dans des zones bréchiques constituant des "couloirs" plus ou moins sinueux de direction générale NE;
- 2) la faible épaisseur en surface des zones minéralisées, devenant plus considérable en profondeur selon les travaux de sondage (Figure D.12B);
- 3) la forme communément anguleuse des fragments et la forte silicification de ceux-ci et de la matrice;
- 4) la faible quantité apparente de poussière de roche (masquée par la silicification?) dans la matrice des brèches;
- 5) le caractère cyclique et épisodique de la bréchification et du colmatage des fractures par la silicification, de pré- jusqu'à post-minéralisation; et
- 6) la présence de minéralisations sub-économiques

à économiques, avec des teneurs augmentant en profondeur.

Ces différents traits permettent, selon la classification des brèches établie par Sillitoe (1985), de suggérer que la Zone Nord fait partie d'un système minéralisé de type épithermal s'étant développé sous la forme de brèches phréatiques. La roche encaissant ces minéralisations constitue, par contre, une lithologie peu courante dans ce type d'environnement, soit les ultramafites du filon-couche de Roberge. L'hypothèse d'une origine épithermale permet de relier l'existence d'un bassin d'effondrement local, démontré par la cartographie détaillée de ce secteur (Pilote, 1987), avec un paléo-environnement volcanique en tension régionalement (Pilote, 1987; Guha et al., 1988; Chown et al., 1992).

Thorpe et al. (1984) ont procédé à l'analyse des isotopes du plomb contenus dans la galène provenant d'échantillons recueillis dans des filonnets minéralisés de la Zone Nord. Sur un diagramme $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$, l'échantillon analysé s'est retrouvé à l'intérieur d'une concentration de points archéens et a indiqué un âge-modèle d'environ 2720 Ma. Cet âge est comparable aux dates obtenues pour les gîtes de sulfures massifs volcanogènes de Lemoine et de Coniagas. Toutefois, l'âge du Complexe de Cummings, représenté approximativement par la datation du filon-couche de Bourbeau, est de 2717 ± 1 Ma. Ceci signifie que les minéralisations de la Zone Nord doivent nécessairement être plus jeunes que cet âge, mais toutefois plus vieilles que le métamorphisme régional. Il est suggéré que ces minéralisations sont précoces, vraisemblablement d'âge synvolcanique et contemporaines au cycle volcanique II de la partie nord de la Sous-province de l'Abitibi. Ce cycle culmine dans cette région avec la mise en place des roches de la Formation de Blondeau, laquelle représente un contexte d'îles en arc actives situées en marge d'une zone de subduction (Chown et al., 1992).

En conclusion, ces minéralisations de type épithermal, quoiqu'affectées subséquemment par la déformation régionale, peuvent être malgré tout identifiées de par leur caractéristiques géométriques et structurales représentatives d'un régime de contraintes en tension. Par la suite l'orogénie kénoréenne, accompagné du plissement, de la déformation et du métamorphisme régional schistes verts de bas niveau, ont affecté ces lithologies et transformé les halos d'altération précoces incompetents en schistes à chlorite-actinote. Ces schistes encaissent les zones minéralisées et ils

revêtent communément l'aspect de zones de cisaillement.

Du point de vue de l'exploration minérale, des cibles aurifères comparables de type épithermal devraient être recherchées dans les filons-couches ultramafiques à mafiques du Complexe de Cummings ou dans les filons-couches gabbroïques situées dans la partie supérieure de Groupe de Roy, soit les Formations de Gilman et de Blondeau, ceci en raison de la grande compétence et du comportement rhéologique de ces unités. La région la plus favorable au développement de ce type de minéralisations paraît être pour l'instant la partie

du camp minier de Chibougamau comprise entre le camp du lac Doré et la trace du synclinal de Chibougamau. La fracturation et le déplacement des filons-couches de Complexe de Cummings le long de failles délimitant, dans certains cas, des petits bassins d'effondrement peuvent être interprétés sur les cartes du champ magnétique aérien (Sial Géoscience, 1989) par des bris dans la continuité des linéaments de forte susceptibilité magnétique. Ceci permet de reconnaître ou du moins d'interpréter le tracé de failles synvolcaniques potentielles.

**LES VEINES DE Cu-Au DE L'ÎLE MERRILL ET
LE GÎTE PORPHYRIQUE EN Cu-(Mo) DU LAC CLARK,
CAMP MINIER DU LAC DORÉ, CHIBOUGAMAU**

R.V. Kirkham

*Kirkham Geological, 213-7198 Vantage Way, Delta,
British Columbia, V4G 1K7*

P. Pilote

*Ministère des Ressources naturelles du Québec, 400 boul. Lamaque,
Val-d'Or, Québec, J9P 3L4*

W.D. Sinclair

*Commission Géologique du Canada, 601 Booth Street,
Ottawa, Ontario, K1A 0E8*

F. Robert

Barrick Gold Corporation, 7257 Dunver Crescent, Verdun, Québec, H4H 2H6

R. Daigneault

*Sciences de la Terre, Centre d'Études sur les Ressources Minérales,
Université du Québec à Chicoutimi, 555 boul. Université, Chicoutimi, Québec, G7H 2B1*

RÉSUMÉ

Le district de Chibougamau montre une longue histoire minière, laquelle s'est appuyée durant longtemps principalement sur des systèmes de veines en Cu-Au à fortes teneurs en sulfures. Cette région contient par contre aussi quelques gîtes porphyriques subéconomiques de Cu-(Mo). Ces deux types de gisements sont spatialement et génétiquement associés au pluton de Chibougamau, une intrusion tonalitique d'âge archéen. Les veines en Cu-Au sont distribuées régionalement dans une région couvrant plus de 15 km selon un axe sud-ouest - nord-est. Elles se sont formées avant le développement des systèmes de style stockwerks porphyriques, lesquels sont beaucoup plus circonscrits dans l'espace. Les systèmes hydrothermaux montrent l'évolution suivante dans le temps: (1) une mise en place précoce du Cu et de l'or, sous forme de veines riches en sulfures; (2) suivie de venues un peu plus tardives du Cu et du Mo; (3) et finalement une mise en place tardive du Mo sans apparemment être accompagnée d'une contribution significative en Au. Ces gîtes magmatiques-hydrothermaux archéens présentent des similarités avec ceux situés dans des contextes géologiques d'îles en arc plus jeunes, tels les gisement de veines de sulfures massifs Au(-Cu) et

porphyrique en Mo de Rosslund, Colombie Britannique, d'âges Jurassique Inférieur, et le gîte porphyrique en Cu-Au de Batu Hajau, Indonésie, associé à une intrusion tonalitique.

INTRODUCTION

Le district minier de Chibougamau, situé dans la partie Est de la ceinture de l'Abitibi au Québec, consiste en une ceinture de roches vertes aux caractéristiques des plus particulières. Quoique celui-ci contiennent quelques petits gisements de sulfures massifs volcanogènes (SMV) et des gîtes d'or encaissés dans des zones de cisaillement, il est surtout connu de par ses systèmes de veines à Cu-Au et ses indices de type porphyrique Cu-(Mo) (Figure D.13). Les systèmes de veines à Cu-Au ont représentés le coeur de la production minière de ce district. Les indices de type porphyrique, à l'exception du gîte de Grandroy (349 000 tonnes à une teneur de 1,24% Cu et 0,022 g/t Au; Pilote et Guha, 1995), semblent jusqu'à maintenant être subéconomiques. Le gîte porphyrique de Queylus (Talbot) montre une ressource en Cu importante définie par forages, avec des teneurs variant de 0,08 à 0,1% Cu avec des secteurs plus restreints où les teneurs sont plus élevées. Le gîte R-2 présente des ressources définies en forages d'environ 10 900 000 tonnes à des teneurs de 0,36 % Cu et 0,015 % Mo

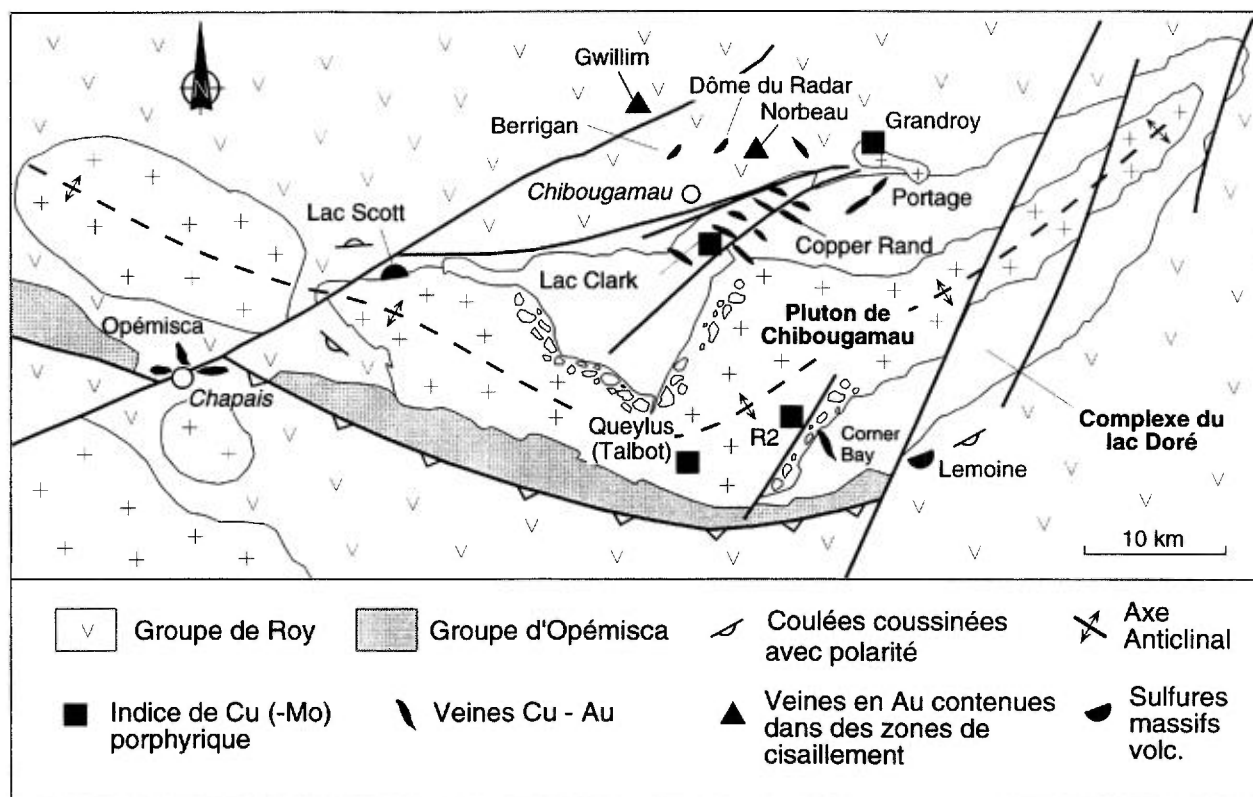


Figure D.13: Géologie simplifiée de la région de Chibougamau (Daigneault et Allard, 1990) montrant la position de différents gisements choisis.

(Kirkham et al., 1982), il est malheureusement situé dans la partie sud-ouest du lac Chibougamau, sous environ 30 m d'eau.

Dans le camp minier du lac Doré, de 1954 à 1994, les systèmes de veines à Cu-Au à fortes teneurs en sulfures ont permis l'extraction de 43 377 866 tonnes de minerai à une teneur moyenne de 1,82% Cu et 2,2 g/t Au. Dans le secteur Opémisca à Chapais, de 1954 à 1991, des veines de Cu ont produit 23 534 942 tonnes de minerai à une teneur moyenne de 2,24% Cu et 1,17 g/t Au (Pilote et Guha, 1995). À titre comparatif, examinons les statistiques de production des autres mines du camps minier de Chibougamau. Du côté des gîtes de SMV, la mine Lemoine a produit, de 1975 à 1983, 728 000 tonnes de minerai à une teneur de 4,2% Cu, 9,6 % Zn, 4,6 g/t Au et 83,8 g/t Ag, Daigneault et al., 1998). Du côté des gisements aurifères encaissés dans des zones de cisaillements: la mine Gwillim a produit, de 1980 à 1984, environ 230 000 tc à une teneur de 4,81 g/t Au et 5,08 g/t Ag (Dubé et Guha, 1989); la mine Norbeau, de 1964 à 1969, a produit 380 000 tonnes de minerai à 13,47 g/t Au et 1,71 g/t Ag (Dubé et Guha, 1989; Dubé et al., 1989); la zone McKenzie (située à la mine Portage) a produit 272 155 tonnes de minerai à une teneur de 8,2 g/t Au et 0,92% Cu (Tessier et al., 1995a, 1995b); et la

mine Cooke (dans le secteur Opémisca à Chapais) a produit, de 1977 à 1989, 2 Mt de minerai à une teneur de 5,0 g/t Au, 10 g/t Ag, et 0,66% Cu (Dubé et Guha, 1992).

La géologie et les différents gisements de la région de Chibougamau ont été décrits en détails par plusieurs auteurs, dont entre autres par Duquette (1970), McMillan (1972), Allard (1976a), Watkins et Riverin (1982), Guha et Chown (1984), Daigneault et Allard (1990), Chown et al. (1992), et Pilote et al. (1995a, 1995b, 1995c et 1998c). Des observations et commentaires à propos d'indices minéralisés de types porphyriques ont été faits tôt dans l'histoire de cette région par Kirkham (1972), Cimon (1973), et Ford (1974). Malgré ceux-ci et plusieurs autres études qui ont suivies, les caractéristiques des indices de type porphyriques et leurs relations avec les systèmes de veines n'avaient jusqu'à tout récemment pas bien été comprises. Ainsi un projet en partenariat entre le Ministère des Ressources naturelles du Québec, la Commission Géologique du Canada, et l'Université du Québec à Chicoutimi (Sinclair et al., 1994; Robert, 1994; Pilote et al., 1995a, 1995b, 1995c, 1998a, 1998b; Kirkham et al., 1997) a été établi de 1993 à 1995 pour étudier plus particulièrement le système minéralisé du secteur lac Clark-Île Merrill. M

Magnan et A. Tessier ont entrepris à la même période des études de doctorat sur les mines Copper Rand et Henderson-Portage respectivement, (Magnan et Blais, 1995; Magnan et al., 1995a, 1995b; Tessier et al., 1995a, 1995b). Cet article résume certaines des principales conclusions du groupe de travail MRN-CGC-UQAC et aborde des considérations géologiques touchant à la fois le système de veines à Cu-Au situé sur l'Île Merrill et le gisement porphyrique du lac Clark. J. Cimon, M. Magnan, R. Morin, A. Tessier, A. Blais, R. Fournier et plusieurs autres géologues provenant des compagnies Ressources Meston, Ressources MSV Inc., et SOQUEM, ainsi que ces compagnies, sont remerciés pour leur contribution à ce travail. R. Lancaster et T. Williams ont gracieusement réalisés les figures qui accompagnent cet article.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

La région de Chibougamau contient deux cycles volcaniques Archéens évoluant de mafiques à felsiques (le Groupe de Roy), lesquels sont recouverts par une séquence volcano-sédimentaire (le Groupe d'Opémisca). Le Groupe de Roy comprend (Duquette, 1970; Daigneault et Allard, 1990), par ordre stratigraphique, la Formation Obatogamau (volcanites mafiques), la Formation Waconichi (volcanites felsiques, dont l'âge varie de $2729,7 + 1,9/-1,6$ Ma à $2728 + 1,5/-1,4$ Ma; Mortensen, 1993), la Formation Gilman (volcanites mafiques), et la Formation Blondeau (volcaniclastites intermédiaires à felsiques). Cette dernière formation est recoupée par le filon-couche de Bourbeau, lequel a livré un âge de $2716 + 1,0/-0,4$ Ma (Mortensen, 1993). La Formation Blondeau n'était pas complètement consolidée lors de la mise en place de cette intrusion, comme le démontre les textures pépétitiques localisées à la base de ce filon-couche (Lefebvre, 1991). Ceci porte à croire que l'âge de cette intrusion est analogue ou encore légèrement plus jeune que la Formation Blondeau.

Le Complexe du lac Doré, une intrusion litée anorthositique (Allard, 1976; Daigneault et Allard, 1990), s'est injecté à la base des Formations Waconichi et Gilman. La partie inférieure du Complexe du lac Doré se compose de roches anorthositiques et gabbroïques qui forment des unités massives pouvant atteindre 2500 à 3600 m d'épaisseur. Ces lithologies contiennent des cristaux grossiers de plagioclase en phase cumulus, lesquels sont communément remplacés par l'assemblage albite et zoïsite. Du côté géochronologique, le granophyre, situé au sommet de ce complexe, a livré un âge de $2728,3 + 1,2/-1,1$ Ma tandis qu'une

pyroxénite contenant du quartz à présenté un âge de $2727,0 \pm 1,3$ Ma (Mortensen, 1993), ce qui en fait une intrusion subvolcanique semblable en âge à la Formation Waconichi. Le Complexe du lac Doré renferment aussi la plupart des gîtes de type veines de Cu-Au à forte teneur en sulfures du camp minier de Chibougamau.

Le pluton de Chibougamau s'est mis en place lors du deuxième cycle volcanique qui a affecté cette région et dans la zone axiale de l'anticlinal de Chibougamau (Duquette, 1970; Daigneault et Allard, 1990; Chown et al., 1992). Les principales unités de cette intrusion multiphasée sont représentées par la méladiorite à hornblende, la diorite quartzifère à hornblende, la tonalite à biotite, et la leucotonalite (Racicot et al., 1984). Des âges récents obtenus par la méthode U/Pb sur zircon montrent que le pluton de Chibougamau et les dykes interminéraux associés à la fois aux veines de Cu-Au et aux indices porphyriques Cu(-Mo) se sont mis en place de 2716 à 2714 Ma (A. Joannis, communication personnelle, 1997; Pilote et al., 1997, 1998b). Lors du second cycle volcanique, certains parties des édifices volcaniques devaient être subaériennes et sujetes à une érosion agressive qui a du atteindre leur noyau plutonique. Les matériaux sédimentaires qui en ont découlé se sont accumulés dans les fosses synclinales situées entre ces grands édifices (Cimon et Gobeil, 1976; Dimroth et al., 1982; Daigneault et Allard, 1990; Chown et al., 1992; Mueller et Donaldson, 1992).

Du côté tectonique, cette région a subi une compression Nord-Sud, ce qui a résulté en la production de plis d'orientation Est-Ouest. Le niveau métamorphique atteint celui des schistes verts (Duquette, 1970; Daigneault et Allard, 1990). Les plutons syntectoniques de cette région ont livrés des âges variant entre 2701-2693 Ma (Chown et al., 1992; Mortensen, 1993).

GÉOLOGIE DES GÎTES MINÉRALISÉS

Les veines de Cu-Au à fortes teneurs en sulfures de la région du lac Doré (Figure D.14) contiennent de façon caractéristique l'assemblage minéralogique pyrrhotine-pyrite-chalcopyrite-magnétite-quartz-sidérite. Sur l'île Merrill, les veines de sulfures sont logées dans des structures d'orientation sud-est à fort pendage, ces veines étant antérieures aux cisaillements régionaux (Robert, 1994; Sinclair et al., 1994; Kirkham et al., 1997b; Pilote et al., 1995a, 1995c et 1998a). Ces structures contiennent aussi de nombreux dykes tonalitiques interminéraux, ces dykes attestant de par ces relations que les veines minéralisées étaient étroitement reliées à la mise en place du pluton de Chibougamau. Les principaux

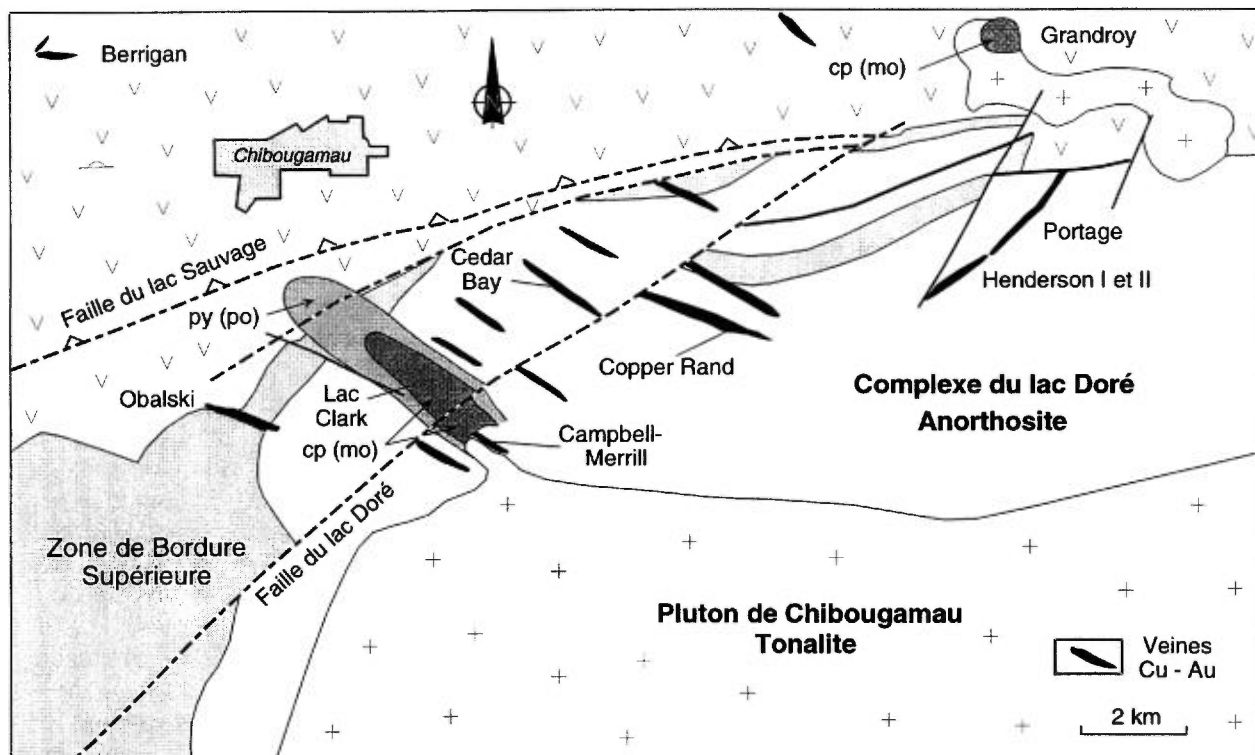


Figure D.14: Géologie simplifiée du camp minier du lac Doré, avec la position relative des veines en Cu-Au à fortes teneurs en sulfures et le gîte porphyrique du lac Clark.

minéraux d'altération sont représentés par la chlorite, la séricite, le quartz, et le carbonate. Les phyllosilicates d'altération, particulièrement la séricite et la chlorite, ont joué un rôle essentiel dans la géométrie actuelle de ces gisements, en favorisant le développement de zones de cisaillement post-minéralisation générées ultérieurement lors de la déformation régionale.

La minéralisation en Cu et Au, représentées par les veines de quartz-carbonate de fer-sulfures(-tourmaline) logées dans les zones de cisaillement d'orientation Est-Ouest des mines Portage (la zone McKenzie) et Copper Rand est considérée comme provenant de la remobilisation lors de la déformation régionale des métaux contenus dans les veines riches en sulfures d'âge pré-tectonique. Ces dernières veines sont aussi considérées comme associées à l'évolution du pluton de Chibougamau (Tessier et al., 1995a, 1995b; Magnan et al., 1995a, 1995b). La mine Au-Cu de Cooke à Chapais (Dubé et Guha, 1992) pourrait elle aussi avoir une origine similaire mais elle se trouve située à 5 km au nord-est des importants gisements Springer et Perry (McMillan, 1972; Watkins et Riverin, 1982). Ces derniers pourraient s'apparenter au modèle de veines riches en sulfures, associée à une masse intrusive, de la région du lac Doré.

Le gîte porphyrique du lac Clark (décrit

anciennement sous le nom de lac Garth par Kirkham, 1972) est caractérisé par un réseau de fractures serrées en stockwerk, ces fractures sont comblées par la pyrite(-pyrrhotine). Ce réseau fait environ 5 km de long selon un axe north-ouest - sud-est et jusqu'à 1,5 km de large dans la région immédiate du lac Clark (Figures D.15). Le contenu en pyrite peut atteindre localement jusqu'à 15 % de la roche, mais varie plus communément entre 1 et 10 %. Pour des raisons encore mal connues, la pyrrhotine est plus abondante sur le côté Est de la zone de stockwerk, à l'Est du lac Clark. La magnétite prend place dans les parties périphériques du stockwerk, particulièrement sur le flanc ouest. Les veines de quartz-pyrite avec localement de la chalcoppyrite et de la molybdénite prennent place dans la partie centrale du stockwerk (Figure D.15). Plusieurs dykes tonalitiques interminéraux et deux brèches interminérales contenant une matrice de roche broyée ("rock flour") riche en pyrite ont également été identifiés dans l'environnement de ce gisement (Figure D.15). Ces éléments confirment les relations spatiale et génétique entre ce système minéralisé et le pluton de Chibougamau et signale que le stockwerk est partie intégrante d'un système porphyrique. Un de ces dykes interminéraux, situé le long de la ligne hydroélectrique dans le secteur du lac Clark, a livré un âge U-Pb sur zircons de

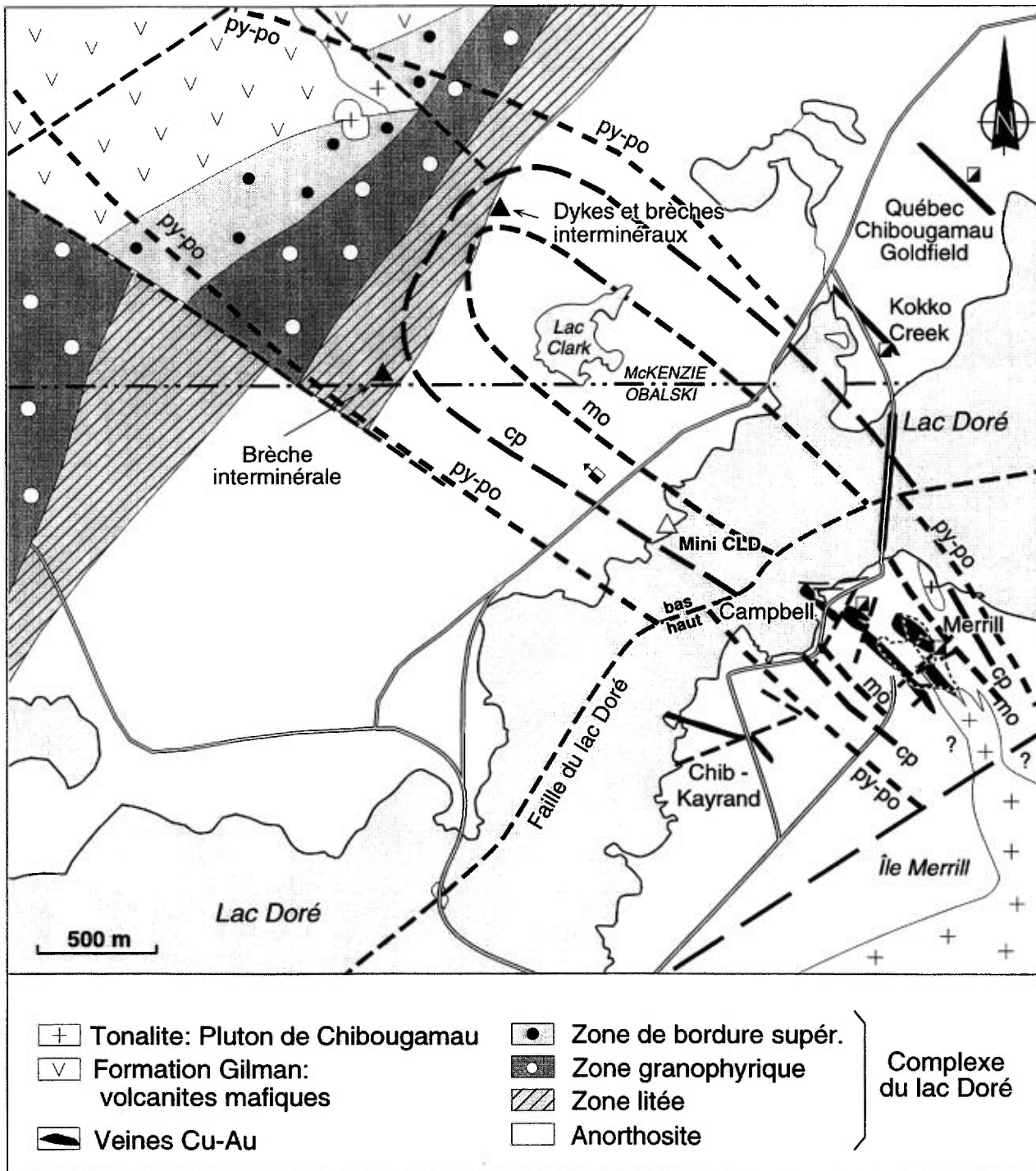


Figure D.15: Représentation schématique de la distribution des sulfures et de la zonation des métaux dans le secteur du gîte porphyrique du lac Clark et la position de certaines mines à veines de Cu-Au à fortes teneurs en sulfures.

2715,2 +/- 0,7 Ma (CGC, données non-publiées), ce point confirmant la relation temporelle avec le pluton de Chibougamau. Des altérations de nature chloriteuse et propylitique à épidote prennent place dans les parties périphériques du stockwerk. Des altérations siliceuse et séricitique se situent plutôt

dans les parties centrales de ce stockwerk. La géochimie des roches de ce secteur ne permet pas de mettre en évidence un territoire particulier montrant une altération potassique significative prononcée. Ce point est consistant avec les faibles teneurs en Cu (inférieures à 0,1 %) et Mo (inférieures

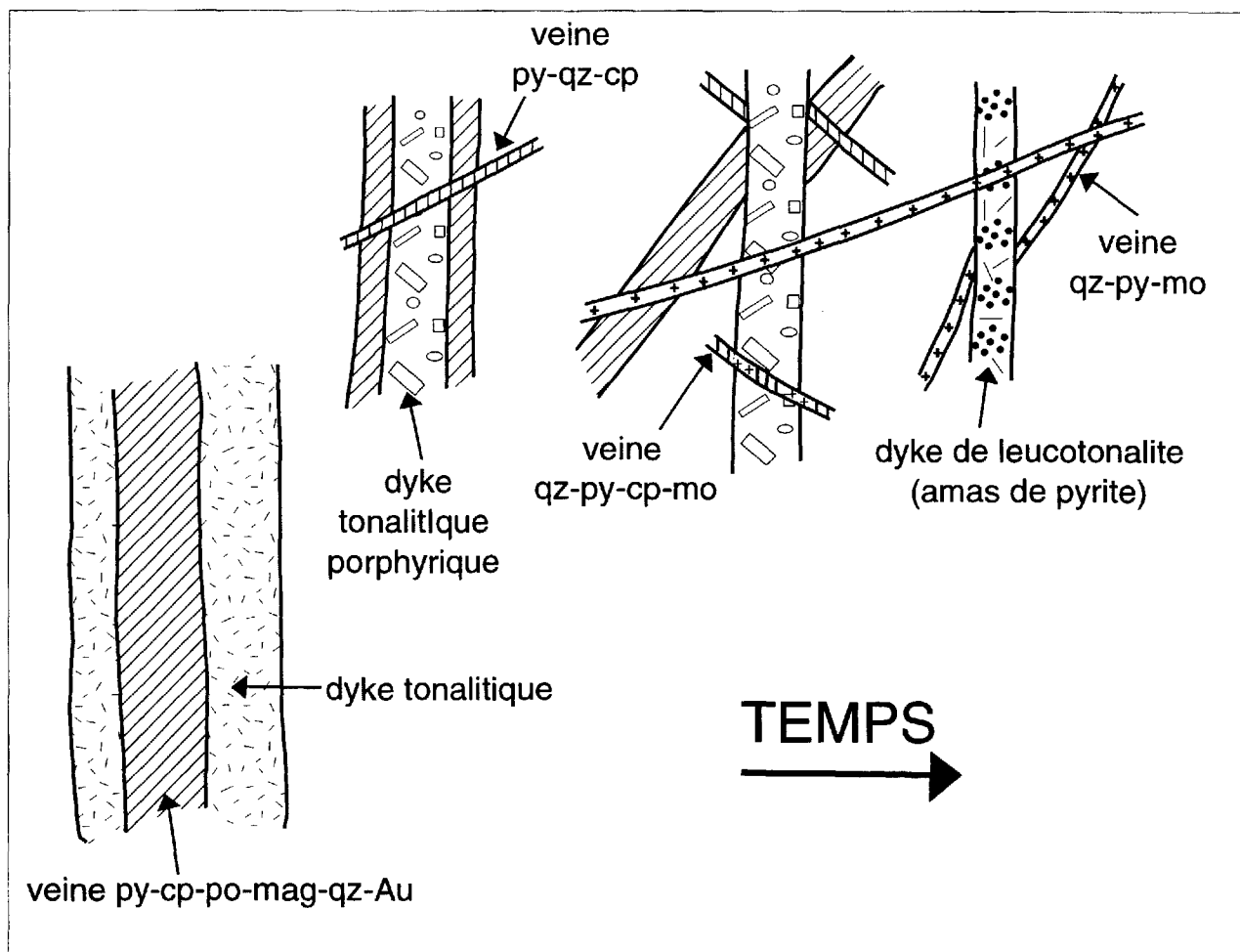


Figure D.16a: Représentation schématique des relations paragénétiques entre les veines de sulfures et les dykes interminéraux dans la fosse à ciel ouvert Merrill.

à 20 ppm) obtenues en affleurements. Toutefois, les analyses chimiques indiquent qu'une grande partie du stockwerk est nettement anormalique en Zn, avec des teneurs dans les centaines de 100. Cette observation suggère que la portion du système minéralisé observé actuellement à la surface pourrait représenter la partie périphérique d'un large gisement de type porphyrique.

Le litage magmatique noté dans le Complexe du lac Doré, en présumant qu'il était approximativement subhorizontal lors de la formation du gisement du lac Clark, signifie que ce gîte pourrait avoir été basculé d'environ 70° à 75° vers le nord-ouest et présenter ainsi actuellement dans le plan horizontal une coupe au travers du système minéralisé. La faille du lac Doré, une structure d'orientation nord-est - sud-ouest avec un pendage abrupt vers le nord, présente un mouvement normal interprété d'environ 1000 m, le bloc nord se déplaçant vers le bas. Si un tel scénario est accepté, alors la plus grande part du gisement

est tronqué au travers de la zone de pyrite, le secteur de l'Île Merrill et l'apophyse du pluton de Chibougamau représentant la racine de ce système minéralisé (Figure D.15).

La cartographie minutieuse de nombreux dykes interminéraux dans la fosse à ciel ouvert située sur l'Île Merrill et le long de la ligne hydroélectrique du lac Clark ont permis d'établir une chronologie détaillée de la séquence d'événements responsable de la minéralisation. Cette séquence est illustrée de manière schématique à la Figure D.16. À la base du système sur l'Île Merrill les veines précoces de Cu-Au à fortes teneurs en sulfures recoupent des dykes de diorites quartzifères et tonalitiques, ces veines sont aussi coupées par plusieurs générations de dykes tonalitiques porphyriques et des veinules de Cu et de Cu-Mo contenant de faibles teneurs en Au, et finalement par des veinules de qtz-Mo avec des quantités négligeables de Cu et Au. La phase Merrill du pluton de Chibougamau, située dans la partie sud-est de la fosse à ciel ouvert du gîte Merrill

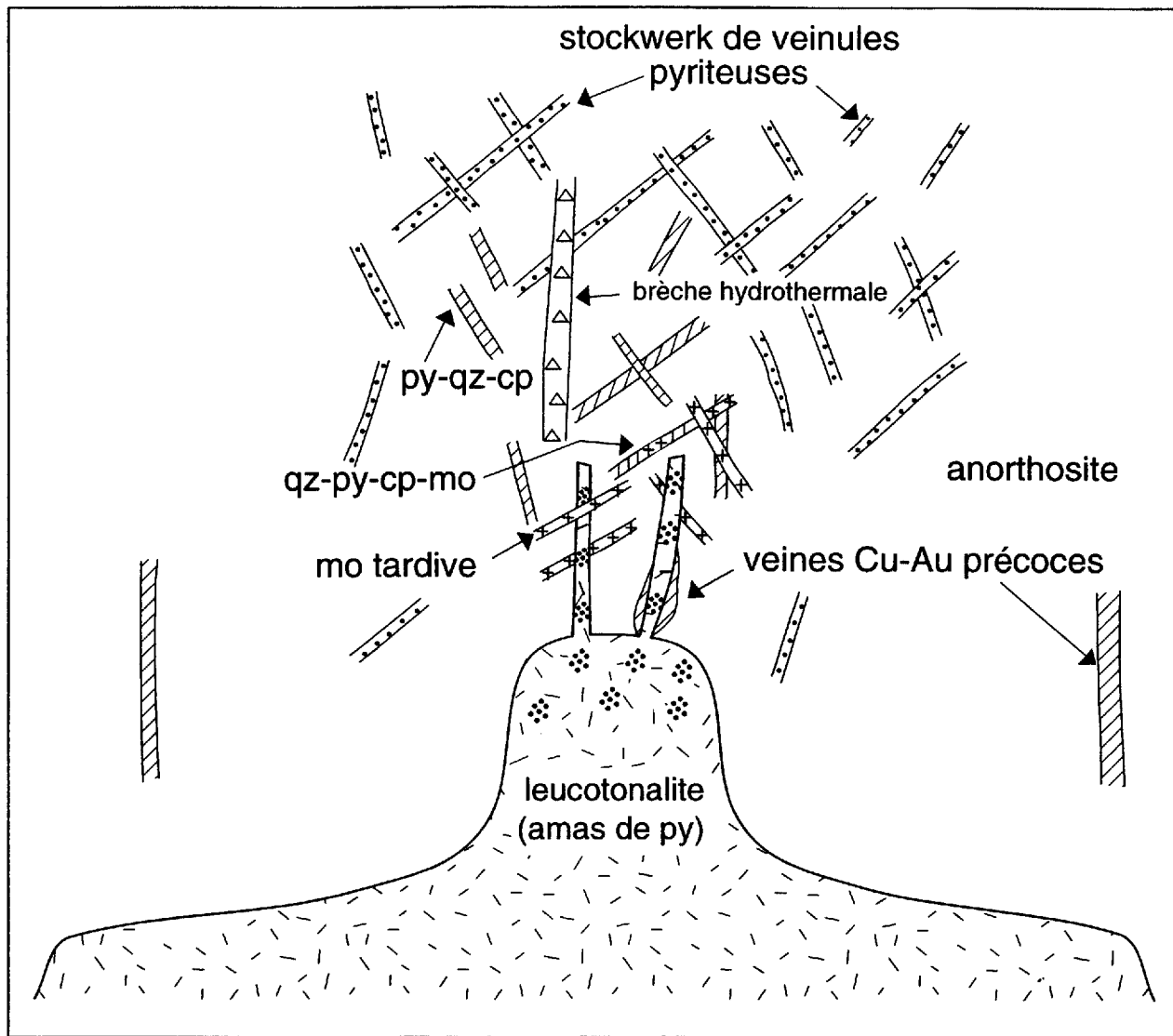


Figure D.16b: Reconstruction idéalisée des relations paragénétiques et spatiales possibles entre les veines, les brèches, les intrusions tonalitiques, et les amas de pyrite magmatiques tardifs situés dans la leucotonalite (phase Merrill) sur l'île Merrill et dans le gîte porphyrique du lac Clark.

et sur la rive nord de cette île, contient des amas inhabituels de pyrite qui sont considérés être représentatif d'une phase magmatique tardive (Figures D.15 et D.16; Kirkham et al., 1997a).

DISCUSSION

Les veines de Cu-Au à haute teneurs en sulfures et les gîtes porphyriques de la région de Chibougamau se sont probablement formés dans un contexte d'arc magmatique lors du second cycle volcanique défini dans cette région (Chown et al., 1992), à une époque où au moins certaines parties de l'édifice volcano-plutonique étaient subémergentes (Cimon et Gobeil, 1976; Chown et al., 1992; Mueller et Donaldson, 1992). Les dykes

interminéraux à bordures de trempe et matrice aphanitique, mis en place à des niveaux crustaux élevés dans la croûte; les petites brèches de diatrèmes interminérales avec matrice composées de roches finement broyées ("rock flour"); et la minéralisation de type porphyrique aux caractéristiques physiques et aux séquences d'altération typiques, toutes ces observations considérées conjointement indiquent une mise en place de l'appareil intrusif subvolcanique à un haut niveau crustal, en milieu subémergent, celle-ci étant illustrée par les nombreux dykes interminéraux et la minéralisation de type porphyrique associée. La Figure D.17 présente une reconstruction schématisée d'environnements possibles où a pu prendre place la formation des veines précoces de Cu-Au à forte

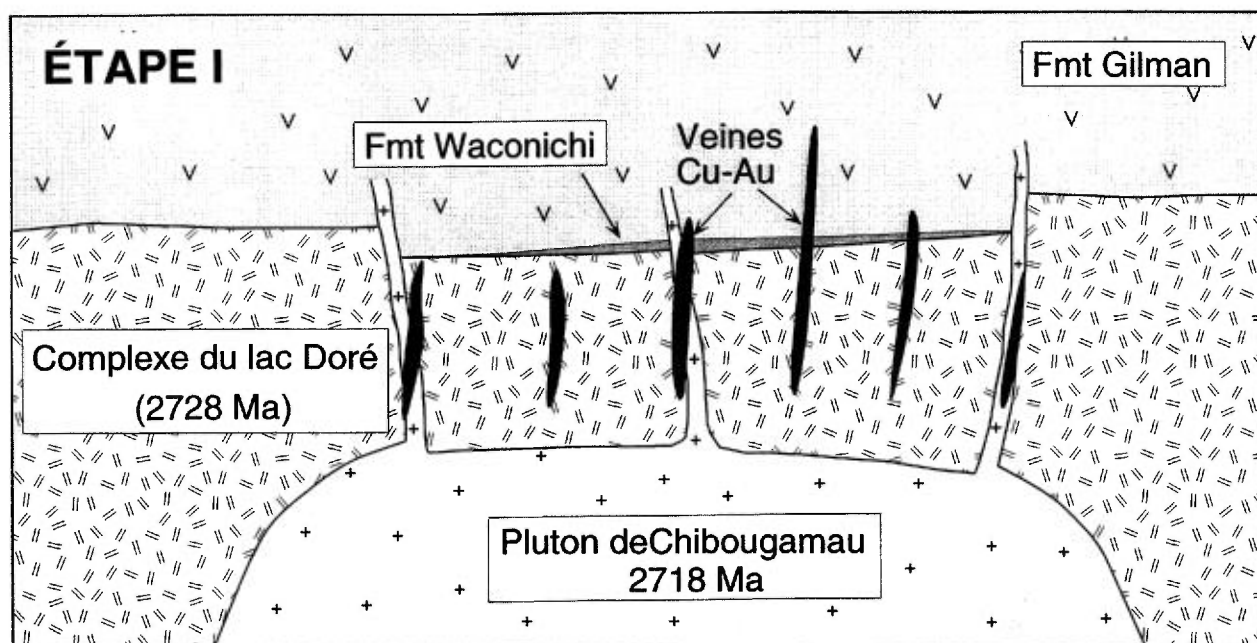


Figure D.17a: Étape 1 - représentation schématique illustrant l'environnement de formation des veines de Cu-Au précoces à fortes teneurs en sulfures du camp du lac Doré.

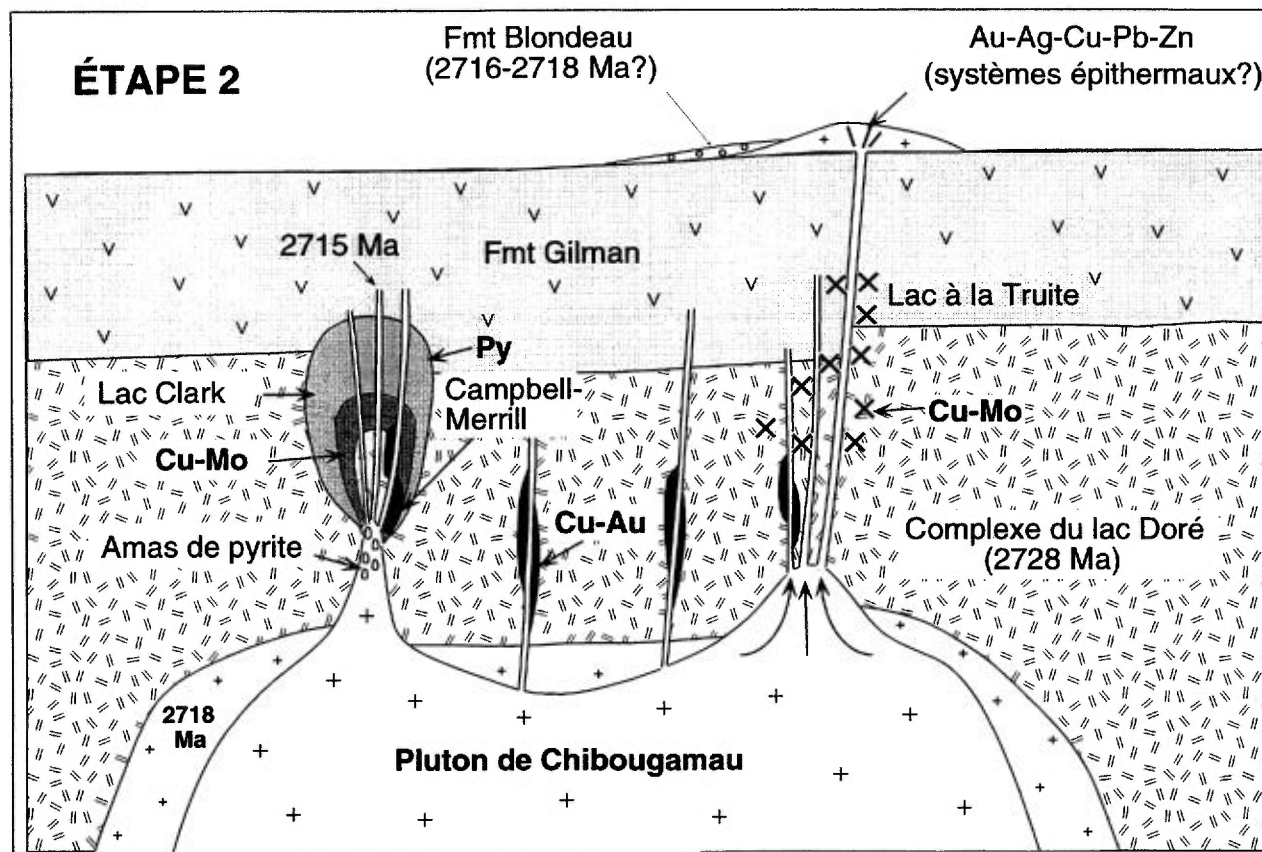


Figure D.17b: Étape 2 - représentation schématique montrant l'environnement possible de formation du stockwerk porphyrique en Cu-Mo associé à une phase intrusive subséquente prenant place dans le pluton de Chibougamau.

en Cu-Mo porphyriques légèrement plus jeunes (Figure D.17b). Tel qu'indiqué à la Figure D.17a, la formation des veines précoces de Cu-Au pourrait avoir été accompagnée par la subsidence d'une caldera, entraînant l'effondrement des lithologies situées au toit dans le pluton de Chibougamau. En conséquence, ces régions pourraient avoir été légèrement sous la surface de la mer. Toutefois, lorsque les gisements aux caractéristiques porphyriques se sont formés, cette région était alors probablement émergente et soumise à une érosion agressive.

Lors de l'épisode régional de compression orienté Nord-Sud qui a suivi peu de temps après la formation de cet arc et ses gisements métallifères associés, de vastes intrusions logées dans le cœur des arcs ont agi en tant que noyaux rigides et sont vraisemblablement demeurées en position subverticale et ont formés le cœur des anticlinaux régionaux (Duquette, 1990; Chown, et al., 1992). La partie supérieure de l'arc était alors largement érodée et les produits de l'érosion pouvaient s'accumuler dans les synclinaux adjacents (Cimon et Gobeil, 1976; Dimroth et al., 1982; Chown et al., 1992; Mueller et Donaldson, 1992). Toutefois, les lithologies caractéristiques de cet arc et les gîtes minéraux situées sur les flancs des anticlinaux ont été basculés sur leurs flancs et partiellement protégés de l'érosion. Des mouvements de failles ont subséquemment soulevé certains secteurs et en ont abaissés d'autres, ramenant près de la surface le niveau d'exposition de certains systèmes de veines et d'indices de types porphyriques, et en abaissant d'autres.

Certains gisements situés dans ces terrains géologiques plus jeunes pourraient présenter des comparaisons intéressantes avec les minéralisations archéennes rencontrées dans la région de Chibougamau (voir, par exemples, Kirkham et Sinclair, 1996). Des travaux récents de Höy et Dunne (1997), et Höy et al. (1998) dans la région de Rosslund en Colombie Britannique montre certaines analogies intéressantes avec la région de Chibougamau. Dans la région de Rosslund, les veines de pyrrhotine(-pyrite)-chalcopyrite massives d'âge Jurassique Inférieur constituaient les principales mines productrices du secteur, avec une production totale d'environ 5,4 Mt de minerai à une teneur de 15,7 g/t Au (Höy et al., 1998). La formation de ces veines a été suivie par le développement d'un skarn, de brèche, d'un gîte de Mo porphyrique et finalement le système minéralisé au complet a été basculé sur son flanc.

La compagnie Newmont est présentement en train de développer l'important gisement

porphyrique en Cu-Au de Batu Hajau, associé à une intrusion tonalitique, sur l'île de Sumbawa dans l'arc de Sunda-Banda, en Indonésie (Meldrum et al., 1994). Ce gîte montre une ressource indiquée de 907 185 000 tonnes à une teneur de 0,53 % Cu et de 0,3 g/t Au (Northern Miner, 13-19 juillet 1998, page 11). Ce gisement est agé d'environ 7 à 9 Ma (I. Munajat, communication personnelle, 1997) et est située à une altitude d'environ 550 m, à approximativement 10 km au nord de la côte sud de l'île. Ce secteur représente une partie inactive de l'arc depuis une période de temps relativement courte, l'axe de l'arc moderne (la partie active) s'étant déplacée plus au nord. À la surface, ce gisement montre sur une superficie de 900 par 300 m² une teneur de 0,53 % Cu et supérieure à 0,2 g/t Au. La zone en Cu-Au montre un halo en Mo qui atteint une teneur supérieure à 30 ppm en Mo. Des forages ont montré que le cœur de ce gisement a la forme d'une tasse renversée avec une teneur qui dépasse 1,0% Cu, les meilleures valeurs en Au se superposant et se situant sous les meilleures teneurs en Cu. Ce gîte est associé à de multiples intrusions tonalitiques; montre une altération potassique illustrée par la biotite; un halo d'altération propylitique caractéristique; et présente de manière superposée, à la fois les altérations argiliques avancées et phylliques (Meldrum et al., 1994). Des veines épithermales en métaux précieux et des veines périphériques en Cu subéconomiques, caractéristiques d'environnement de forte et de basse sulfurisation prennent place dans cette région. Cette association Cu-Au-Mo, contenue dans un système intrusif-hydrothermal logée dans une tonalite multiphasée prenant place dans une contexte d'île en arc est fort semblable à celle proposée pour les gisements du district de Chibougamau.

CONCLUSIONS

Le district de Chibougamau, et particulièrement le camp minier du lac Doré, démontre que des gisements porphyriques en Cu-Mo et des systèmes de veines en Cu-Au à fortes teneurs en sulfures associées à un corps intrusif, estimés à tort par plusieurs comme pouvant se former uniquement dans des terrains géologiques plus jeunes (d'âge Mésozoïque par exemple), peuvent aussi se former dans des terrains plus vieux, d'âge Archéen. Une considération économique importante: les systèmes de veines à fortes teneurs en Cu-Au, plus ou moins régulièrement espacés dans la région du lac Doré, se sont formées avant les gisements porphyriques

qui occupent des sites beaucoup plus particuliers et circonscrits dans l'espace. De tels gisements doivent probablement leur préservation à leur rotation sur leurs flancs, avec l'action subséquente de failles

normales importantes, et la couverture par des unités lithologiques plus jeunes lors de périodes d'extension d'envergure crustale (Kirkham, 1998).

LE GÎTE DE CUIVRE CORNER BAY

Valère Larouche et Alain Blais

Les Ressources MSV Inc., C.P. 8000, Chibougamau, Québec, G8P 2L1

Yvon Bellavance

SOQUEM, 462 3e rue, Chibougamau, Québec, G8P 1N7

INTRODUCTION

La propriété Corner Bay ("Inner Block") est située à la limite des cantons Obalski, Lemoine et Queylus, à environ 47 km au sud-est de Chibougamau. Elle est accessible par route, à 17 km au nord-est de la route régionale 167 qui relie Chibougamau à St-Félicien, à la hauteur de la borne kilométrique 200.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Le gîte Corner Bay constitue la deuxième découverte d'importance sur le flanc sud du Complexe du lac Doré après celle du gisement de magnétite titanifère trouvée dans les années '60. La découverte de Corner Bay a été faite en mars 1982 après bon nombre de programmes d'exploration échelonnés sur 26 ans (Flanagan, 1983). Ce fut un travail d'équipe mené par les compagnies Rio Algom Inc. et la Corner Bay Ltd qui a conduit à la découverte (Bertoni et Vachon, 1984). Entre 1992 et 1994, SOQUEM, après avoir optionné la propriété de Corner Bay Minerals, y a réalisé trois campagnes de forage totalisant 13 519 m. Ces travaux ont permis d'évaluer des ressources minérales (diluées à 25% à 0,67% Cu) pour la Zone Principale de 986 600 tm à 5,28% Cu avec une teneur de coupure de 3,75% Cu (Lachance, 1993) jusqu'à une profondeur de 600 m. Exploration Cache Inc. (45%) et Ressources MSV Inc. (55%) ont acquis en juillet 1994 le gîte Corner Bay en contrepartie de la réalisation de travaux nécessaires à la mise en production du gisement. À la suite de la fusion d'Exploration Cache Inc. et Ressources MSV Inc. en novembre 1995, Ressources MSV Inc. détient 100% du gisement.

GÉOLOGIE LOCALE

Le secteur de Corner Bay se situe sur le flanc sud de l'anticlinal de Chibougamau, à l'intérieur du Complexe du lac Doré ou CLD (Allard, 1976a). La partie centrale de l'anticlinal est occupée par le Pluton de Chibougamau, une intrusion précinématique multiphasée résultant de mises en place successives de magmas différenciés (Racicot, 1980; 1981). Le CLD se compose des Séries Inférieure, Litée et Supérieure (Coty, 1970). La Série Litée est particulièrement bien développée sur tout le flanc sud du complexe. Elle renferme un tonnage considérable de magnétites vanadifères et titanifères. Le gisement de Corner Bay lui-même se situe dans la Série Inférieure. Celle-ci contient principalement des roches dont la composition varie de l'anorthosite gabbroïque au gabbro anorthositique. Cette unité est surmontée au sud-ouest par une succession de pyroxénites, de gabbros et de magnétites appartenant à la Série Litée (Figure D.18). La présence de nombreux dykes de composition intermédiaire (méladiorite) à felsique (tonalite) témoigne également de l'activité magmatique importante provenant du Pluton de Chibougamau (Bellavance et al., 1996). D'autre part, cette région se distingue par la présence de minéralisations de style porphyre cuprifère, telles qu'observées au gisement de Devlin et aux brèches de Queylus (Cimon, 1973; Bureau, 1980). Un dyke de diabase Protérozoïque, le dyke de l'Île Gabbro, traverse toute la région. Ce dyke, d'orientation NNE, recoupe le gîte Corner Bay.

La minéralisation cuprifère filonienne observée dans ce secteur s'associe à des zones de cisaillement à mouvement inverse possédant deux orientations distinctes, NS et NW-SE. Le gisement de Corner Bay (ou "Zone Principale") appartient au système NS de même que plusieurs autres zones de moindre

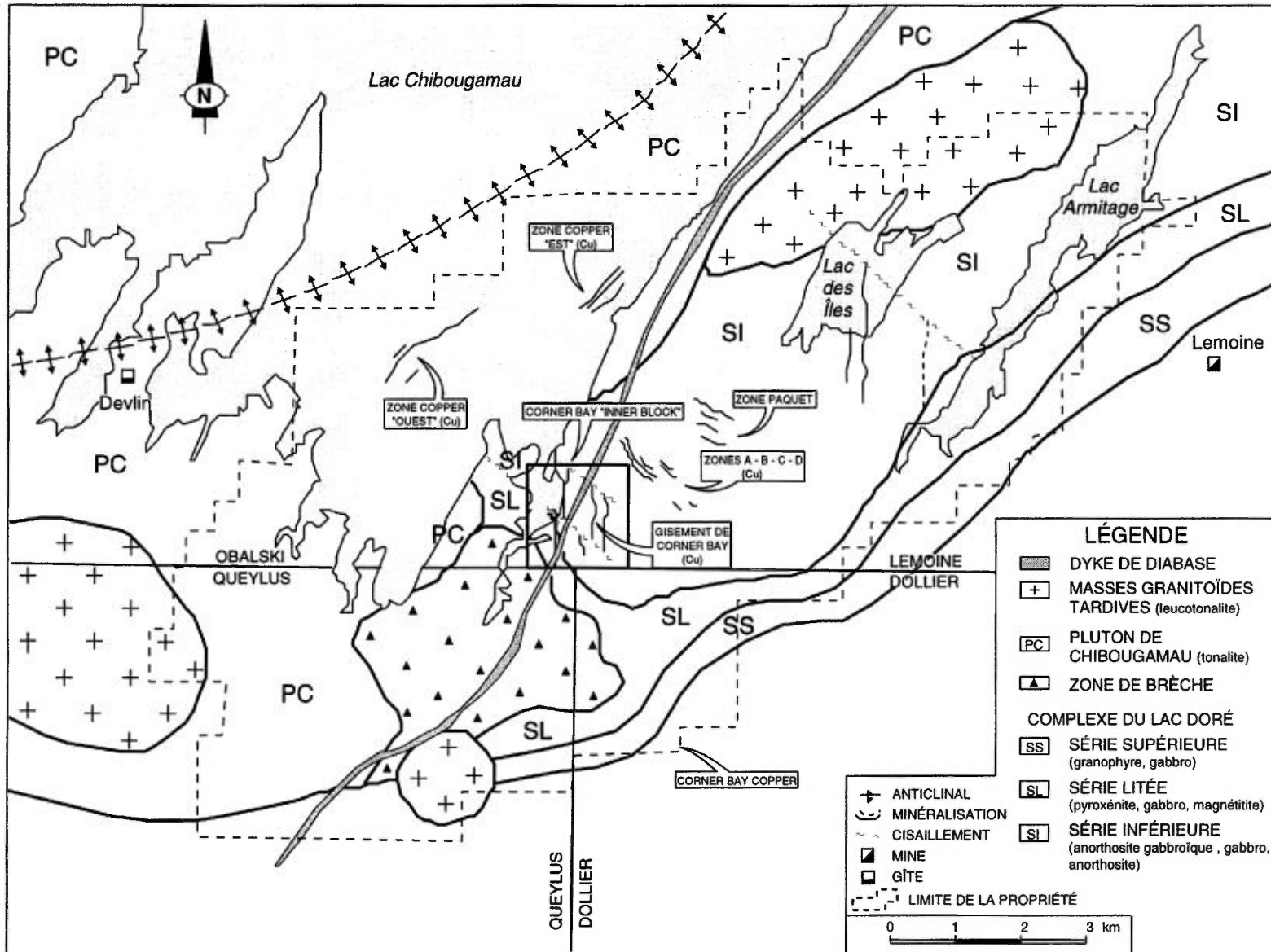


Figure D.18: Géologie simplifiée de la région de Corner Bay (modifiée de Cimon, 1976; et des travaux d'exploration de SOQUEM).

importance, telles ("Ouest", "Centrale" et "Est"). Les zones "A, B, C, D" représentent le système NW-SE (Figure D.19). Malgré les différences d'orientation, ces zones montrent un patron d'altération assez similaire caractérisé par une altération périphérique en micas blancs, laissant place à une chloritisation intense en bordure des lentilles minéralisées. Des failles tardives orientées NE à NNE à rejet apparent senestre sont également observées.

LE GISEMENT CORNER BAY

Le gisement se trouve dans une zone de déformation orientée N190° avec un pendage de 83° vers l'ouest. Cette zone, plus ou moins continue à la surface, atteint une longueur de 700 m (Bertoni et Vachon, 1984) et se poursuit au moins jusqu'à une profondeur de 600 m, où elle demeure ouverte. L'anorthosite est séricitisée et cisailée sur une épaisseur de 2 à 25 m de part et d'autre de la zone minéralisée (Figure D.20). Le gîte est limité, au nord, par un dyke de diabase d'âge protérozoïque (le dyke de l'Île Gabbro). À son extrémité sud, il est limité par le couloir de déformation "La Chib", orienté N150°/60°. Une description détaillée du gîte est donnée dans le rapport de Bellavance et al. (1996).

La minéralisation se compose de veines et/ou lentilles de sulfures massifs à semi-massifs accompagnées de quartz et de carbonate (calcite). Les sulfures les plus abondants sont la chalcoppyrite et la pyrite avec des concentrations moindres de pyrrhotine, de sphalérite et de molybdénite. La minéralisation sulfurée est essentiellement associée aux veines de quartz bréchiques. Des filonets de sulfures sont communément disposés de part et d'autre des lentilles minéralisées. L'épaisseur des veines cuprifères varie entre 30 cm et 2 m et peut atteindre jusqu'à 5 m. L'altération est plus intense près des veines et se caractérise par une chlorite foncée schisteuse.

La distribution des veines n'est pas constante. On les retrouve surtout près de l'éponte supérieure, mais aussi localement au centre et à l'éponte inférieure de l'enveloppe cisailée. Les lentilles sont subparallèles en plan à la schistosité retrouvée dans les zones cisailées. Cette schistosité montre un pendage abrupt vers l'est (85°-90°), définissant ainsi une relation angulaire avec les murs de la zone de cisaillement à pendage ouest. Cette relation indique un mouvement vertical inverse, i.e. un chevauchement de l'ouest vers l'est. La présence d'une linéation d'étirement minérale à forte plongée (80°-85°) constitue un autre argument important en faveur d'un mouvement vertical. Cette linéation

d'étirement est particulièrement bien illustrée par le plongement ("rake") de la minéralisation (Figure D.21).

La "Zone Principale" se situe sous une épaisse couche de dépôts fluvio-glaciaires (30 m d'épaisseur). La partie supérieure du gisement a subi une oxydation prononcée produite par la circulation d'eau (météorisation), jusqu'à une profondeur de près de 100 mètres. Il en résulte une transformation des sulfures en proportions variables de minéraux secondaires tels la limonite, la chalcosite, la malachite et le cuivre natif.

Une seconde zone a été identifiée à 500 m de profondeur. La présence de cette zone, qui est située dans l'éponte inférieure du dyke à diabase, rehausse le potentiel du gîte.

PROJET DE DÉVELOPPEMENT

Pour développer ce gisement. Ressources MSV Inc. a considéré deux scénarios, soient un puits ou une rampe. Elle a finalement opté pour une rampe, principalement pour les raisons suivantes:

- a) accélérer la mise en production;
- b) alléger les coûts de capitaux;
- c) accéder plus rapidement à la zone minéralisée (6 mois plutôt que 14 mois);
- d) possibilité de profiter de meilleurs prix du cuivre;
- e) les ressources des niveaux supérieurs sont plus certaines que celles sous l'élévation -400 m.

L'option rampe se fera en deux étapes. La première consiste à amener une rampe aux niveaux 100 m et 130 m afin de développer des galeries pour vérifier la continuité de la minéralisation, sa teneur et de ramasser un échantillon en vrac de 30 000 tonnes pour faire des essais métallurgiques et de calibration au concentrateur de Ressources MSV Inc., situé sur le site de la mine Copper Rand.

Par la suite, si les résultats sont concluants et que le prix du cuivre est favorable, la mise en production se fera jusqu'à une profondeur de 400 m. Les ressources calculées avec les tonnes marginales (teneur de coupure à 1,99% Cu) donnent 872 000 tonnes métriques à 4,49% Cu. Ce tonnage inclut une dilution de 25% à une teneur de 0,67% Cu. Ces ressources ne comprennent pas les 100 000 tonnes de minerai oxydé (limonite, chalcosite, malachite et cuivre natif) qui constituent les 100 premiers mètres à partir de la surface. Le pilier de surface pourrait être récupéré à la fin de l'exploitation du gisement.

Le taux de production visé est de 500 tonnes par

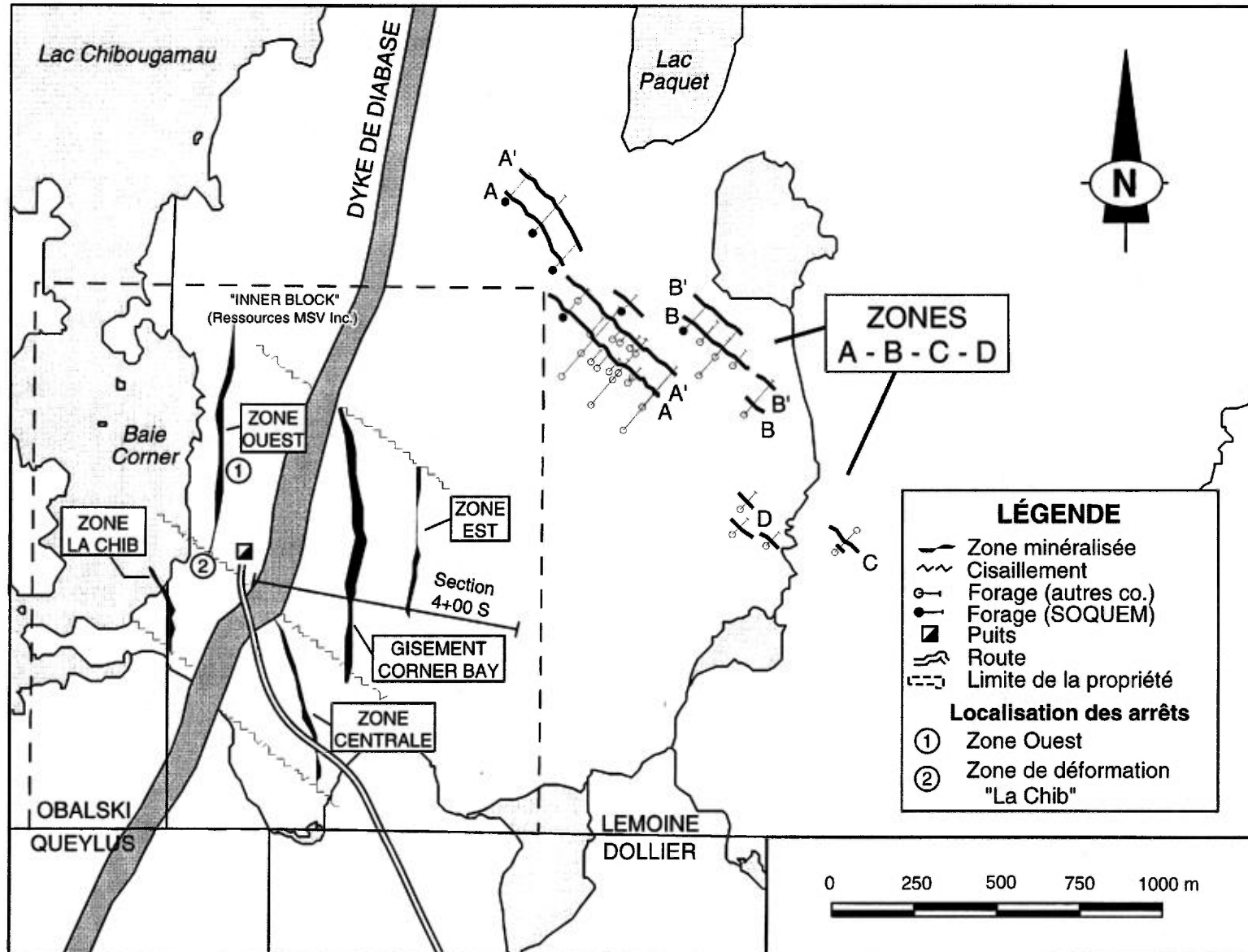


Figure D.19: Localisation des principales zones minéralisées du secteur Corner Bay.

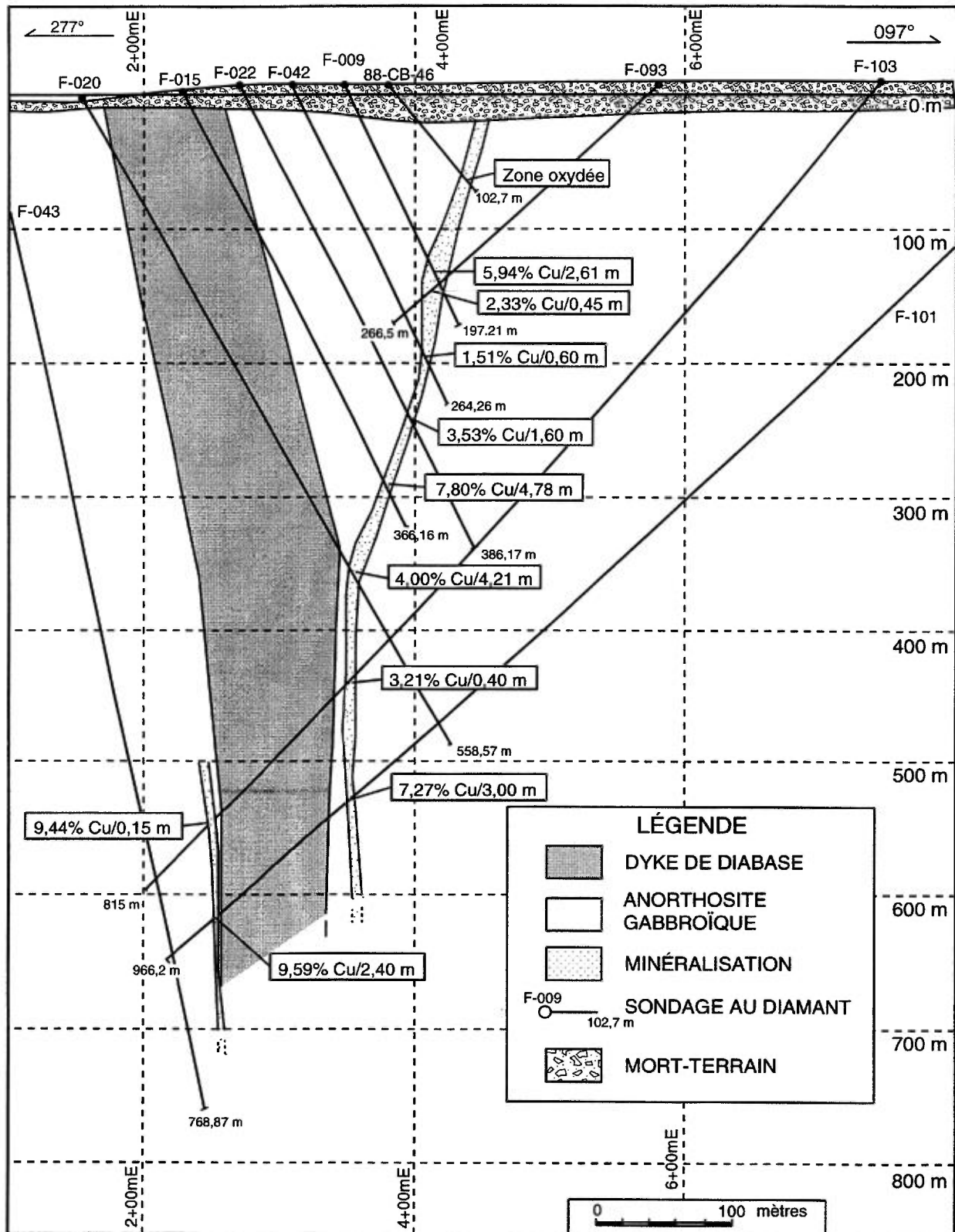


Figure D.20: Géologie simplifiée de la section 4 + 00 S, gisement de Corner Bay.

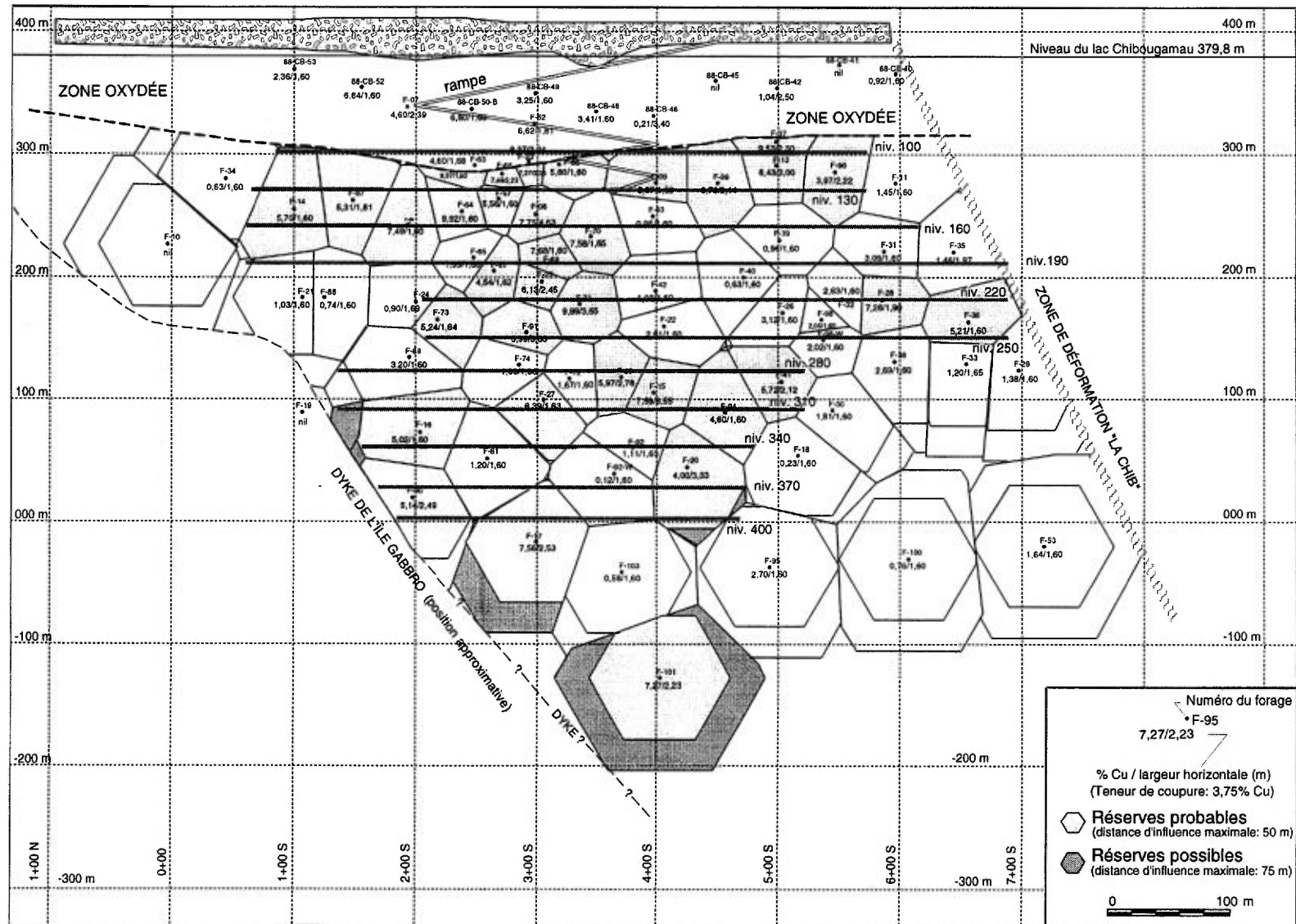


Figure D.21: Section longitudinale verticale de la Zone Principale, gisement de Corner Bay. La position de la rampe ainsi que la localisation des différents niveaux projetés sont indiqués.

jour, ce qui représente une production annuelle de 184 000 tonnes métriques. Pour la minage du gisement, la méthode de retrait par longs trous sera utilisée en séquence de 50 m de longueur. L'équipement utilisé sera une foreuse de type "Cubex", des chargeuses-navette diesel et des camions de 30 tonnes pour acheminer le minerai à la surface. De là, le minerai sera transporté au moulin de Copper Rand par camion pour être concentré.

POTENTIEL

Selon les forages existants, il y a eu certains trous qui ont montré des résultats encourageants ailleurs que dans la Zone Principale. Il est possible qu'il

existe d'autres veines et/ou lentilles à proximité, de moindre importance, mais qui offrent un potentiel d'accroître les tonnes exploitables. Sous le niveau 400 m, il y a quelques trous montrant de bons résultats et d'autres qui ont intersecté la structure porteuse sans toutefois qu'elle soit économique. L'espacement étant important entre chaque trou, il faudrait une meilleure définition latéralement et en profondeur, car le potentiel apparaît intéressant. L'élément le plus prometteur à ce stade demeure la lentille qui a été intersectée dans l'éponte inférieure du dyke de diabase Protérozoïque. Deux trous l'ont intersectée, dont le meilleur à 600 m de profondeur. Donc, les deux côtés de dyke présentent un excellent potentiel d'extension en profondeur.

LE GÎTE DE VANADIUM DU LAC DORÉ, CHIBOUGAMAU

Réjean Girard

IOS Services Géoscientifiques Inc.
C.P. 158, Jonquière, Québec, G7X 7V9

et Gilles O. Allard

McKenzie Bay Resources Ltd.
225 Hampton Court, Athens, Georgie, États-Unis, 30605-1403

INTRODUCTION

Le Complexe du lac Doré, dans la région de Chibougamau, est reconnu pour être l'hôte des diverses mines de cuivre et d'or de ce camp minier. Son potentiel à contenir d'autres types de gîte est moins connu, bien qu'il encaisse ce qui semble pouvoir devenir la plus importante exploitation minière de la région. Le gîte de vanadium, sis dans le flanc sud du complexe, pourrait en 2001 devenir la première exploitation minière de ce ferroalliage sur le continent Américain.

Bien que la présence de magnétite titanifère soit connue depuis la fin des années 1950, leur contenu en vanadium n'a été découvert qu'en 1966. La présence de ce métal a été prévue par le Dr. Gilles O. Allard, suite à une analogie avec le Complexe du Bushveld en Afrique du Sud, et subséquemment confirmée par analyse au CRM. Le gîte a alors été jalonné pour le compte de la couronne, et subséquemment transféré à la SOQUEM. En 1997, McKenzie Bay Resources Ltd a acquis la propriété par option et prévoit livrer une étude de faisabilité d'ici la fin de 1999.

GÉOLOGIE LOCALE

Le Complexe du lac Doré est un filon-couche mafique différencié, d'âge Archéen, lequel prend place dans le cœur de l'anticlinal de Chibougamau. Ses flancs affleurent sur les rives nord et sud du lac Chibougamau. Sa stratigraphie se compose à la base d'épaisses séquences d'anorthosite, lesquelles encaissent les gîtes de cuivre-or. L'anorthosite est surmontée de la séquence litée, laquelle contient des magnétites vanadifères, des ferrogabbros lités et des ferropyroxénites. La séquence litée est finalement surmontée d'un granophyre et d'une

zone de contact avec les volcanites felsique de la Formation de Waconichi.

La séquence litée a été subdivisée en diverses unités, séparées par des unités d'anorthosite discontinues (Figure D.22). On y note, de la base au sommet:

- P0: Séquence d'anorthosite interlitée de minces horizons de magnétites;
- P1: Séquence à dominance anorthositique interlitée d'abondants lits de magnétite d'épaisseur métrique. Cette séquence est considérée comme une ressource à faible teneur en magnétite mais laquelle est à haute teneur en vanadium. Cette ressource est probablement économique;
- P2: Séquence dominée par les lits de magnétite et de ferrogabbro à magnétite à forte teneur en vanadium. Cette séquence constitue la majeure partie du gîte de magnétite vanadifère;
- P3: Séquence de ferrogabbro à magnétite et à ilménite. La magnétite de ces lits, quoique abondante, présente des teneurs en vanadium trop faibles pour être exploitée.

CONSIDÉRATIONS ÉCONOMIQUES

Le vanadium est essentiellement lié dans la structure cristalline de la magnétite. Typiquement, sa teneur dans la magnétite décroît de la base vers le sommet (1,5% dans les P0, P1 et la base du P2 et 0,7% dans le P3). Inversement, la teneur en l'ilménite libre et en exsolution croît de la base au sommet de la séquence (Figure D.23).

La séquence de lits de magnétite forme un amalgame dont la puissance moyenne est de l'ordre de 100 mètres. Ces lits causent une anomalie aéromagnétique, laquelle est suivie sur plus de 16 kilomètres parallèlement au litage. Cet horizon est tronqué au nord-est par les failles liées au Front de

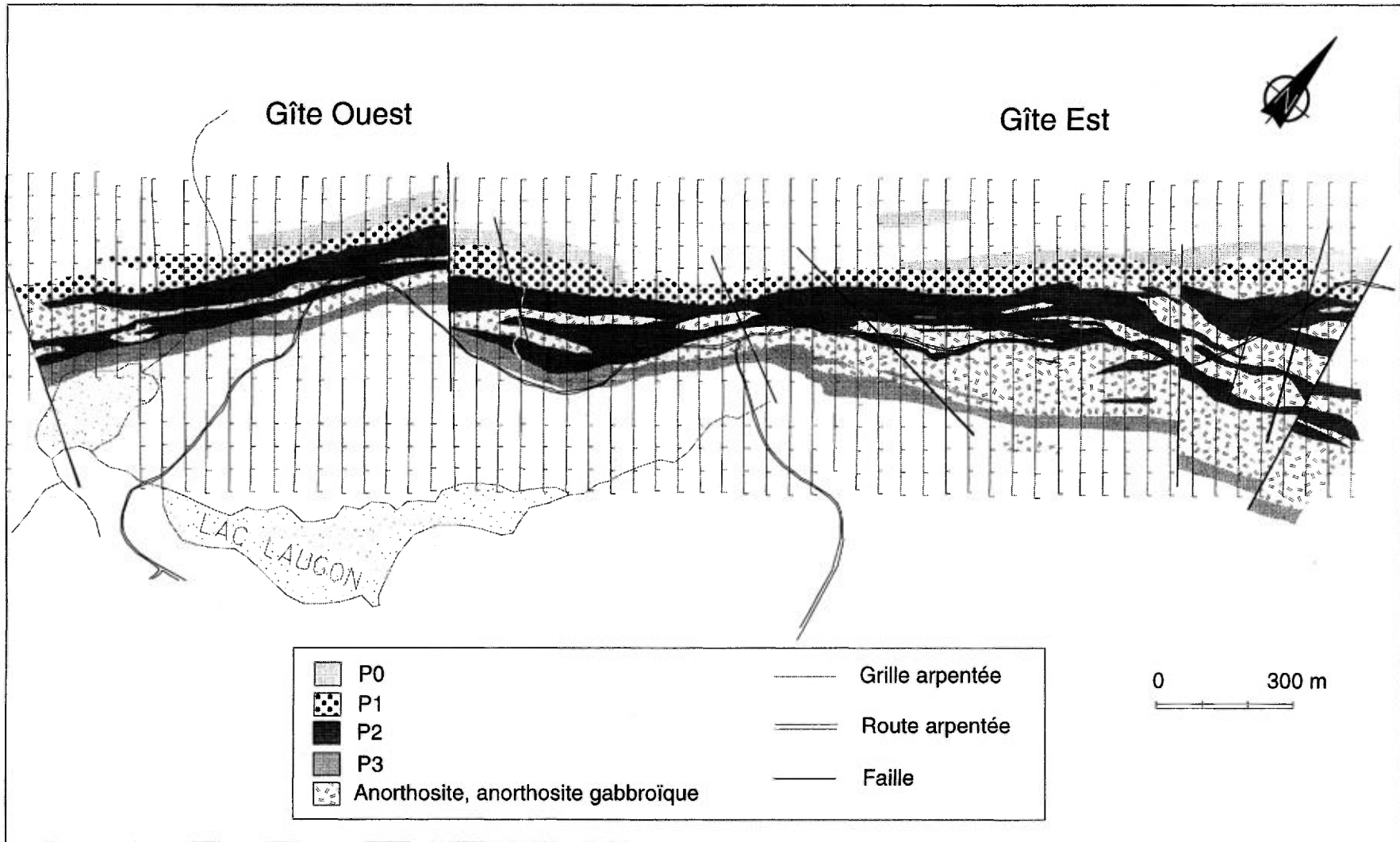


Figure D.22: Géologie simplifiée des gîtes Est et Ouest, flanc Sud du Complexe du lac Doré.

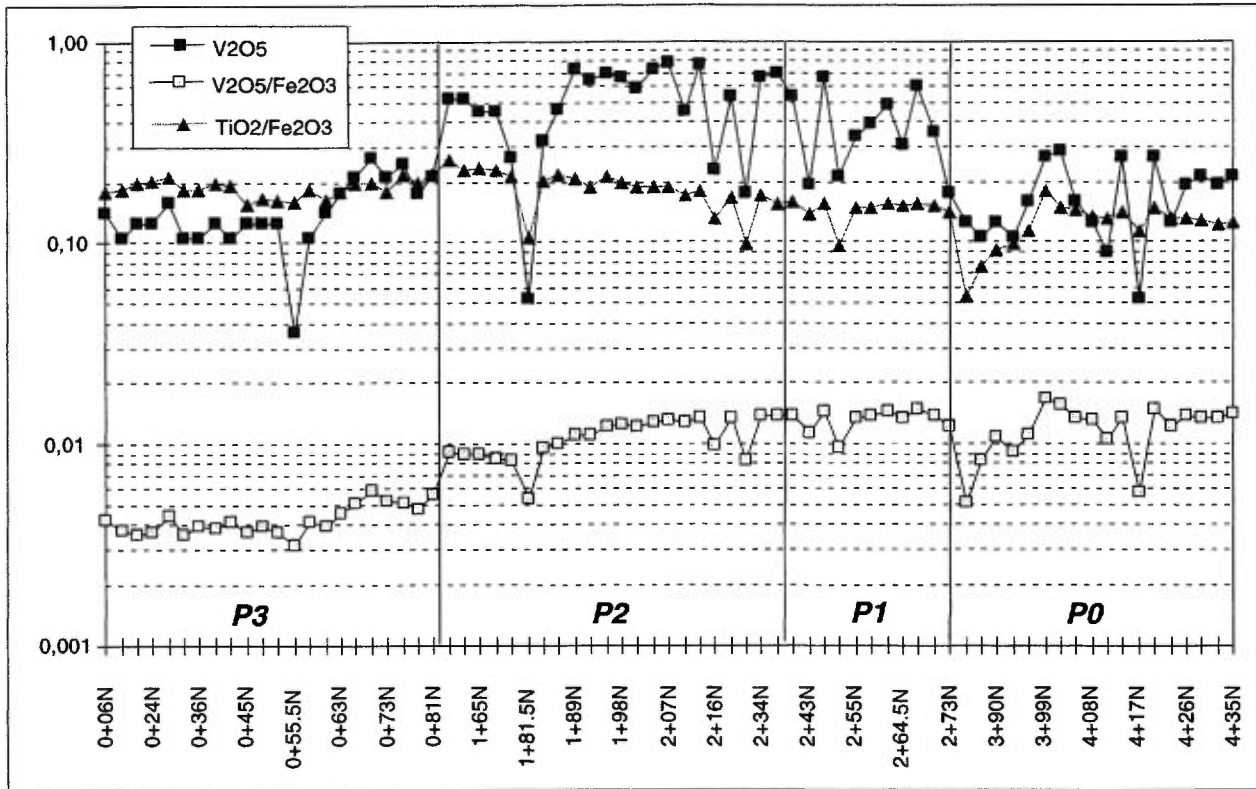


Figure D.23: Teneur en vanadium (V_2O_5), fer (Fe_2O_3) et titane (TiO_2) dans les différentes lithologies encaissantes P0, P1, P2 et P3, Complexe du lac Doré, tranchées 14+50 E et 15+50 E.

Grenville, et est démembré au sud-ouest par le nez de l'anticlinal de Chibougamau.

Le gisement a été évalué uniquement au niveau d'un épaissement dans le secteur du canton Rinfret. Ce secteur, connu sous le nom des gîtes est et ouest, s'étend sur 3,5 kilomètres et atteint une épaisseur de 200 mètres. Les ressources mesurées pour ces deux gîtes sont de 1 millions de tonnes par mètre vertical.

Le sommaire des ressources pour l'ensemble du projet s'établit ainsi, au 20 avril 1998:

Gîte	Classe	Tonnage	V_2O_5	Fosse
Est	Mesurée	32,2 Mt	0,57%	100 m
Est	Indiquée	87,5 Mt	0,47%	200 m
Ouest	Indiquée	84 Mt	0,45%	200 m
Sud-Ouest	Inférées	60 Mt	0,45%	100 m
Armitage	Inférées	100 Mt	0,45%	100 m
Nord-est	Inférées	90 Mt	0,45%	200 m

Total Toutes classes 450 Mt 0,45%

Le complexe industriel que McKenzie Bay Resources Ltd. envisage de construire se compose d'une mine à ciel ouvert et d'un concentrateur d'une

capacité nominale de 6000 tonnes par jour, ainsi que d'une raffinerie d'une capacité de 1 tonne à l'heure de pentoxyde de Vanadium. La forme de la mine serait une fosse linéaire, avec une profondeur ultime de 200 mètres pour un ratio de minerai: térile de 1 : 1. Elle serait exploitée à l'aide d'un système de convoyeur muni d'un broyeur en tête (in-pit crusher). Le concentrateur est prévu utilisant un concasseur à boulets, un séparateur magnétique basse intensité, un concasseur à tige et finalement un séparateur magnétique triple à haute intensité. Une cellule de flottage des silicates est également envisagée, de même qu'un concentrateur par gravité pour la récupération de l'ilménite. Avec un facteur de concentration de l'ordre de 1 : 3,2, une production de 80 tonnes de magnétite à l'heure est prévue. La raffinerie se compose d'un four rotatif de 100 mètres de long par 6 mètres de diamètre et d'un complexe hydrométallurgique. Le procédé consiste à rôtir un mélange de magnétite et de carbonate de sodium à 1200°C pour 6 heures. La magnétite s'oxyde en hématite et le trioxyde de vanadium réagit avec l'oxyde de sodium pour former un vanadate de sodium soluble à l'eau. La calcine est alors lessivée pour ensuite précipiter le vanadate d'ammonium du lixiviat. Ce sel est par la suite calciné en

ammoniaque et pentoxyde de vanadium, le produit fini. Le coût de construction du complexe est estimé à \$150 millions canadiens. Le projet est calculé pour une durée de vie de 40 ans.

CONCLUSIONS

Le vanadium est principalement utilisé comme alliage dans l'acier. Son marché est en croissance

d'environ 7% par année, sans considérer les nouveaux usages en électrochimie. Parallèlement, l'épuisement des réserves mondiales entraîne que la production est en décroissance, et actuellement concentrée dans des gisements vieillissants d'Afrique du Sud. Il est prévu que la capacité nominale de l'exploitation du lac Doré s'accapare 10%-15% du marché mondial, laquelle pourrait être subséquentement accrue.

LA ZONE CHEVRIER, UNE RESSOURCE MINÉRALE IMPORTANTE POUR LA RÉGION DE CHIBOUGAMAU

Hugues de Corta

GéoNova Explorations Inc.
1700, rue de l'Hydro. Val-d'Or, Québec, J9P 4P8

INTRODUCTION

Le projet Chevrier est située à environ 30 km au sud-est de Chapais et 35 km au sud de Chibougamau, Québec (Figure D.24). Il comprend cinq (5) blocs de claims distincts qui sont du sud-ouest au nord-est: Dolbo, Haufan, Fancamp, Diana-Obatogamau et Diana.

Les intérêts des partenaires sur ces blocs se répartissent comme suit:

Dolbo - INMET (63,83%), Cambior (36,17%);
Haufan - INMET (100%);

Fancamp - INMET (65%), Fancamp Res. (35%);
Diana-Obatogamau - INMET (100%);
Diana - INMET (100%).

GéoNova a l'option d'acquérir 100% de l'intérêt d'INMET sur ces blocs en considération de travaux et de la production d'une étude de faisabilité. Sur remise de l'étude, INMET a l'option de racheter 50% de l'intérêt en remboursant les dépenses de GéoNova. Sur le bloc Dolbo, GéoNova a l'option d'acquérir 100% de l'intérêt de Cambior en considération de travaux d'exploration. Sur le bloc Fancamp, Fancamp Ressources semble être prêt

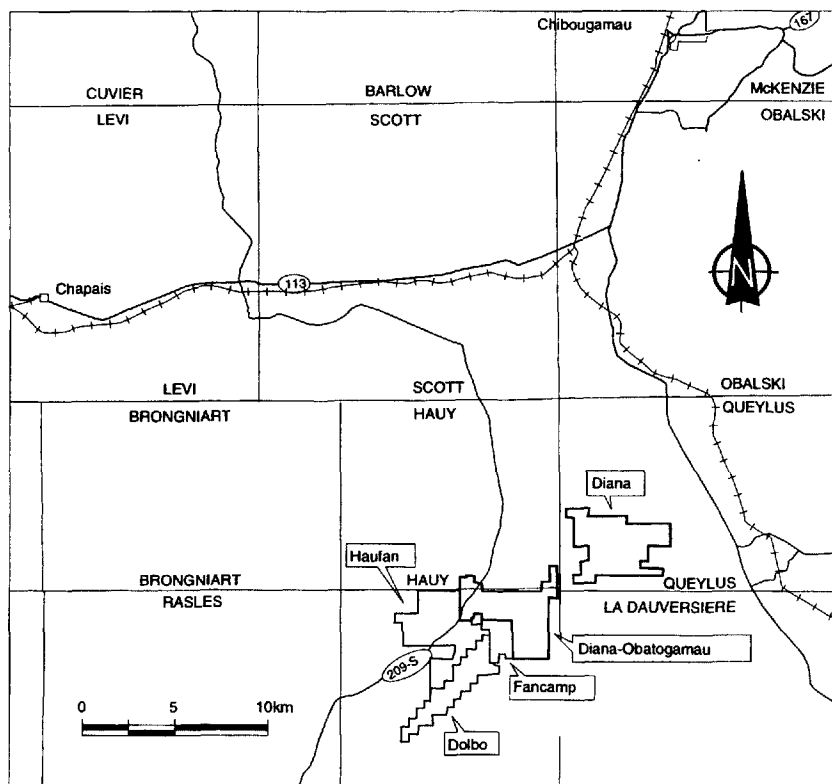
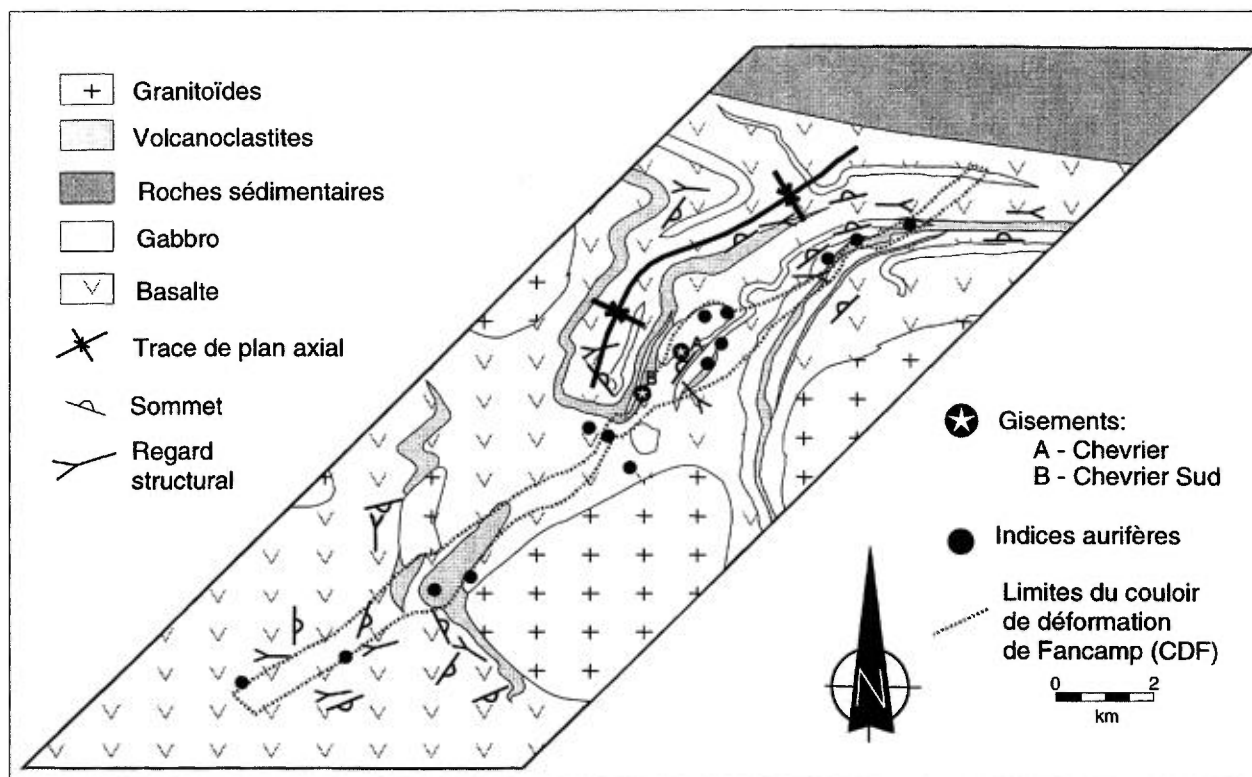


Figure D.24: Localisation du projet Chevrier, région de Chibougamau.



à laisser diluer son intérêt Ces claims sont sujets à des royautés de l'ordre de 3% NSR et certains d'un NPI additionnel de 7,5 à 10%.

HISTORIQUE DES TRAVAUX D'EXPLORATION

- Trois périodes de travaux d'exploration peuvent être distinguées sur le groupe de propriétés:
- 1950 à 1987: Découverte des indices "East", "West" et "Lipsett". Plusieurs compagnies, dont Teck, Campbell, Ressources Diane, Patino et Serem, effectuent des travaux d'exploration et d'évaluation sur les secteurs les plus intéressants.
 - 1988 à 1994: Minnova (INMET) acquiert ou optionne un groupe de propriétés couvrant la majeure partie du couloir de Fancamp et découvre la zone Chevrier. Une exploration systématique du secteur est entreprise et amène à la découverte d'indices secondaires et à un calcul de ressources sur la Zone Chevrier, l'indice "East" et la Zone Chevrier Sud.
 - 1995 à 1998: Géonova optionne cinq blocs du groupe d'INMET et effectue de la géophysique au sol ainsi que des forages d'exploration et de définition sur les Zones Chevrier et Chevrier Sud. Un inventaire préliminaire des ressources est effectué à l'automne 1997 sur la Zone Chevrier.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

La propriété se situe près de l'extrémité nord-est de la sous-Province de l'Abitibi, dans le district minier de Chibougamau. Les lithologies retrouvées dans cette région peuvent être subdivisées en deux groupes. Un premier, le Groupe de Roy comprend deux cycles volcaniques évoluant de mafique à felsique. Le cycle 1 est constitué des basaltes de la Formation d'Obatogamau et des volcanites felsiques de la Formation de Waconichi, le cycle 2 est constitué des basaltes de la Formation de Gilman et des volcanoclastites et laves de la Formation de Blondeau. Les laves mafiques sont souvent interdigitées avec des filons-couches gabbroïques comagmatiques. Le deuxième Groupe, celui d'Opémisca, repose en discordance sur le groupe de Roy et est constitué de la Formation sédimentaire de Stella et des volcanites intermédiaires de la Formation de Haüy.

Plusieurs intrusions, variant d'ultramafiques à felsiques se sont mises en place dans ces roches dont le Complexe du lac Doré, le pluton de Chibougamau et le Complexe de Cummings.

Deux principales phases de plissement affectent ces roches, soit un système précoce formant des plis ouverts nord-sud et le système principal à

plis symétriques et isoclinaux est-ouest qui forment un large synclinorium d'orientation est-ouest.

Cinq grands systèmes de fracture ou de cisaillement sont observés. Il s'agit des systèmes NE, NO, N-S, NNE, le cinquième consistant en plusieurs failles directionnelles.

La propriété Chevrier est située le long de la faille NE de Fancamp, sur le flanc ouest et près du nez du Synclinal précoce de Muscocho (Figure D.25).

GÉOLOGIE LOCALE

La propriété est divisée en trois zones distinctes en se basant sur leurs caractéristiques structurales (Figure D.25).

La zone ouest montre une foliation à N240° et une stratigraphie variant de N030° à N010°. On y observe essentiellement des laves mafiques interdigitées avec une unité de tufs grossiers de 300 à 500 mètres d'épaisseur et des filons de gabbro contenant communément des porphyres de pyroxènes.

La zone centrale se situe à l'est de la précédente et se caractérise par une orientation générale NE des unités et de la schistosité. Elle correspond au couloir de déformation de la faille Fancamp. On y retrouve les mêmes unités qu'à l'ouest mais celles-ci sont disloquées par la déformation. De plus on observe une intrusion felsique à porphyres de quartz d'importance hectométrique. C'est cette zone qui renferme la plupart des minéralisations.

La zone sud est caractérisée par une foliation généralement est-ouest et par une signature magnétique plus élevée. Elle est peu connue et consiste surtout en gabbros et basaltes.

Quatre intrusions encadrent cette séquence, soit les plutons de La Dauversière, de Verneuil et de Muscocho ainsi que le stock de Chico.

Plusieurs indices aurifères sont répartis le long de la zone centrale ou couloir de déformation de Fancamp. Ils consistent généralement en zones de cisaillement altérées et injectées de veines de quartz et pyrite aurifère. Les indices retrouvés sur la propriété sont les suivants: East, West, RO, Lipsett, Coyote, Des Tranchées, Zone Chevrier et Zone Chevrier Sud. Une description détaillée en est donnée dans Legault et al. (1995, 1997 et 1998).

La Zone Chevrier est le plus important de ces indices reconnus jusqu'à maintenant.

LA ZONE CHEVRIER

Les lithologies qui forment l'encaissant de

cette minéralisation sont typiques du secteur et peuvent être décrites comme suit:

Des basaltes généralement massifs avec 20% de faciès coussinées ou bréchiques forment la base de la séquence. Plusieurs bandes métriques à décamétriques de tufs intermédiaires à cristaux et lapillis sont observées dans les forages. Ils montrent des faciès mineurs à blocs et à chert finement laminé et sont un hôte privilégié de la déformation ductile. Un épais filon-couche de gabbro envahit ces volcanites. Il présente trois faciès principaux, soit, un faciès fin homogène et massif semblable aux basaltes, un faciès leucocrate à texture ophitique macrogrenu et un faciès à porphyres de pyroxènes. Ces faciès sont par endroits riches en magnétite et en cumulats de plagioclases. Une intrusion felsique potassique se trouve en contact avec les tufs et le gabbro. Elle présente un aspect porphyrique à gros yeux de quartz arrondis. Son épaisseur est variable et dépasse les cent mètres par endroits. Les lithologies précédentes exhibent toutes la schistosité principale et la crénulation. Elles sont à des degrés divers hôtes de la minéralisation et des altérations qui l'accompagnent. Des dykes felsiques tardifs souvent porphyriques recoupent toutes les autres lithologies ainsi que la minéralisation et la schistosité principale. Ils ne sont pas crénulés mais sont souvent foliés et plissés.

MINÉRALISATION

La Zone Chevrier est située à l'intérieur du couloir de déformation de Fancamp et possède à peu près la même orientation (N045°). Elle peut être divisée en trois zones imbriquées caractérisées par leur degré de déformation et d'altération (Legault et al., 1995, 1997 et 1998):

- 1 - Une large enveloppe foliée de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur et dépassant communément par endroits les cent mètres (Figures D.25 et D.26). Elle recoupe les lithologies encaissantes de la minéralisation et est recoupée par les dykes tardifs. Les lithologies et les textures y sont reconnaissables bien que recoupées par une fabrique pénétrative. Les altérations dominantes sont la carbonatation (calcite) et la chloritisation. La pyrite est rare ou absente et les teneurs en or dépassent rarement les 100 ppb. La schistosité est associée à la déformation D₂, d'envergure régionale.
- 2 - Une enveloppe cisailée contenue dans la précédente, d'une épaisseur variant de 10 à 60 mètres et formant dans celle-ci un patron anastomosé, boudiné et plissé (Figure D.26). Elle

est caractérisée par l'oblitération quasi totale des textures primaires en raison d'une schistosité et d'une crénulation très intense. Sa couleur beige grise est due à l'altération forte en séricite et à l'apparition de carbonates de fer (ankérite). Le contenu en pyrite et en veinules de quartz-ankérite augmente et atteint généralement 5%. Les teneurs en or dépassent rarement les 2

grammes par tonne métrique (g/t) et varient généralement autour de 0,5 à 1,5 g/t.

- 3 - Le cœur du cisaillement (Figure D.26) est représenté à plusieurs endroits, selon un patron qui reste à définir, par une mylonite. C'est une roche fortement altérée en séricite, contenant un pourcentage élevé de veines de quartz-ankérite parfois métriques dont les épontes sont lessivées

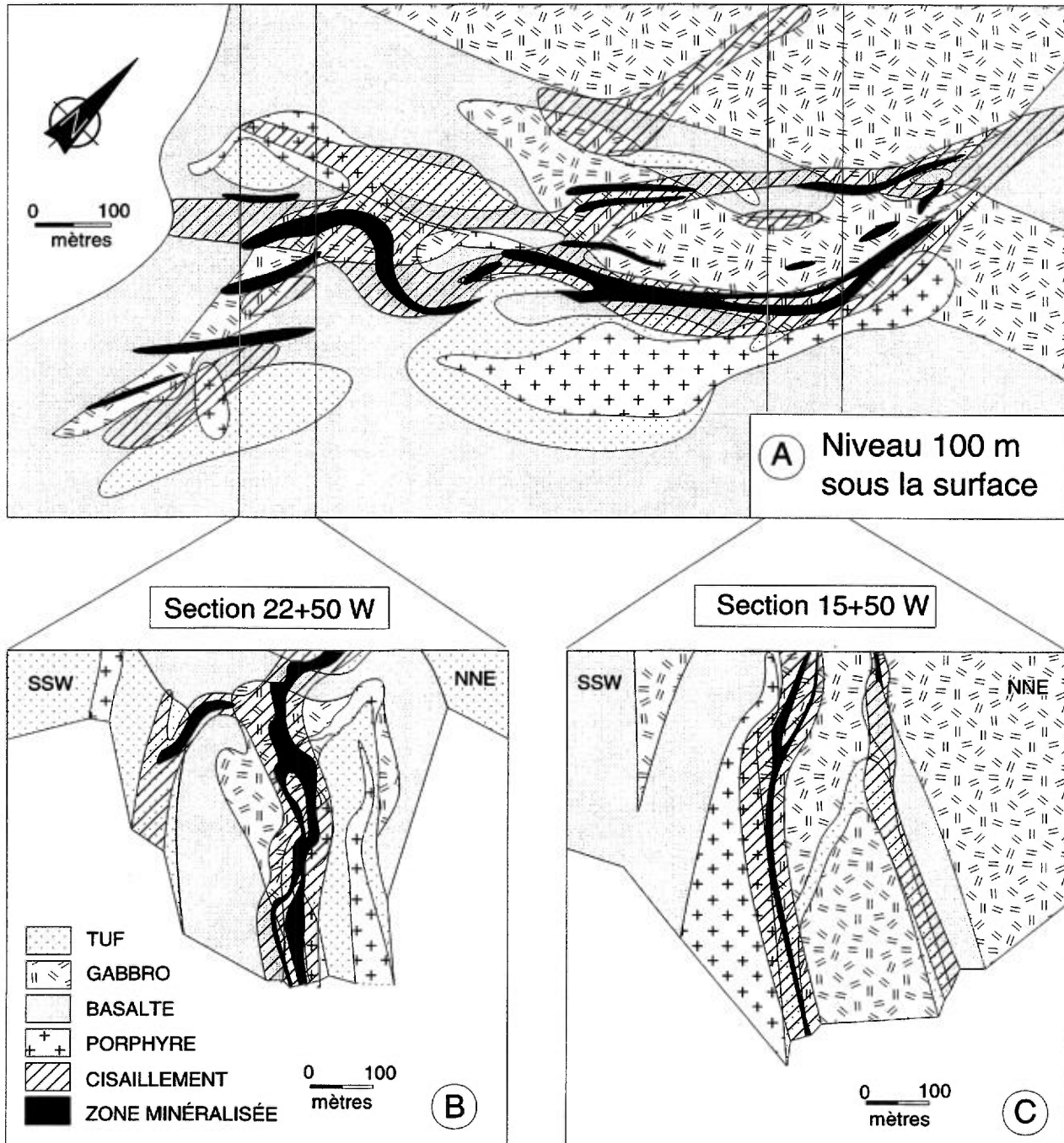


Figure D.26: (A) Plan de niveau, et sections simplifiées (B) 22+50 W et (C) 15+50 W de la zone Chevrier, avec la zone d'influence utilisée. La légende est la même pour toutes les figures.

en silice (concentrée dans les veines) et enrichies en pyrite (5 à 20 %) et fuschite (2 à 5%). La fabrique structurale a perdu son orientation préférentielle, la crénulation est omniprésente, la bréchification et le plissement sont courants. Les teneurs en or dépassent systématiquement 1 g/t et atteignent parfois les 20 g/t, la moyenne tournant autour de 3 à 7 g/t. De l'or visible est parfois observé dans les veines alors que celles-ci sont généralement pauvres en pyrite et à basse teneur en or.

La paragenèse métallique de la Zone Chevrier montre quatre phases (Magnan, 1990). La pyrite est surtout abondante dans les zones de forte altération situées au cœur du cisaillement et elle montre une association avec les leucoxènes. Elle est en forme d'agrégats granulaires orientés dans la foliation et souvent fracturée. La chalcopirite est sous forme de plages intergranulaires dans les fractures de la pyrite. L'ilménite se retrouve uniquement en inclusion dans les leucoxènes. L'or natif est en plages intergranulaires dans les fractures de la pyrite et rarement sous forme d'inclusions. Il est donc postérieur à la pyrite. Son association spatiale avec la chalcopirite est plus difficile à établir avec certitude.

GÉOMÉTRIE ET RESSOURCES

La Zone Chevrier présente une géométrie complexe (Figures D.26a, D.26b et D.26c) dont la perception a fortement influencé l'évaluation des ressources minières:

	milliers de tonnes	teneur g/t Au	épais. m
- INMET, inventaire préliminaire 1991	8 306	2,28	-
- INMET, scénario minier 1991	1 225	5,61	3,60
- GéoNova, 1995	1 060	6,36	2,87
- GéoNova, 1997	2 358	6,33	2,90

Les premières estimations considéraient un plan tabulaire subvertical allongé dans la zone de cisaillement avec une large enveloppe à basse teneur incluant une zone à plus haute teneur (Coulombe, 1991). L'ajout de forages de définition amena à considérer plusieurs zones plus ou moins tabulaires et subparallèles déplacées par des failles (Tremblay, 1997). Un travail en cours, appuyé sur de nouveaux forages de définition, vise à modéliser en trois dimensions sur ordinateur les principaux paramètres décrivant la Zone Chevrier (lithologie, déformation, altération, minéralisation etc...) afin d'en avoir une image plus précise et de faciliter l'évaluation des ressources minières dans le contexte de cette géométrie anastomosée.

Lors de la dernière campagne de forages (de Corta, 1997), une procédure de validation des analyses de laboratoire a été effectuée en insérant des standards dans les échantillons ainsi qu'en comparant les résultats de deux laboratoires et en réanalysant les rejets par "metallic sieve". D'une manière générale, les valeurs obtenues présentent une variabilité de $\pm 10\%$. Un calcul de densité sur les zones minéralisées donne 2,95 et les résultats préliminaires d'un test métallurgique indiquent une récupération de 97,8% par cyanuration directe pendant 48 heures à une taille de 53 mm.

CONCLUSION

La Zone Chevrier et les indices qui l'entourent (Legault et al., 1995, 1997 et 1998) représentent une ressource minérale importante pour la région de Chibougamau. La complexité géométrique des zones minéralisées nécessite l'emploi d'outils informatiques sophistiqués pour bien délimiter les secteurs économiques. La faible profondeur du gisement principal et l'absence de problèmes métallurgiques en font une cible attrayante. GéoNova compte poursuivre ses efforts d'investigation par du forage de définition supplémentaire.

LA MINE D'OR JOE MANN

Claude Dion

Service géologique du Nord-Ouest, Ministère des Ressources naturelles,
400, Boul. Lamaque, bur. 1.02, Val-d'Or, Québec, J9P 3L4;

et Germain Maltais

Ressources Meston Inc., C.P. 400, Chibougamau, Québec, G8P 2X8

INTRODUCTION

La mine Joe Mann, anciennement connue sous le nom de Chibex, est une mine d'or et de cuivre située à la limite des cantons Rohault et La Dauversière (feuillet SNRC 32G/08) à environ 64 km au sud-ouest de la ville de Chibougamau (Figure D.27). On s'y rend en empruntant le chemin non pavé en direction ouest à l'intersection du kilomètre 191,5 de la route Chibougamau-St-Félicien (route

167). On roule ensuite pendant 19 km pour atteindre la mine.

CONTEXTE RÉGIONAL

La mine Joe Mann est localisée dans la partie orientale du Segment de Caopatina de la Zone Volcanique Nord (Chown et al., 1992). Un aperçu de la géologie de cette bande de roches vertes est donné dans la Partie A de ce livret-guide.

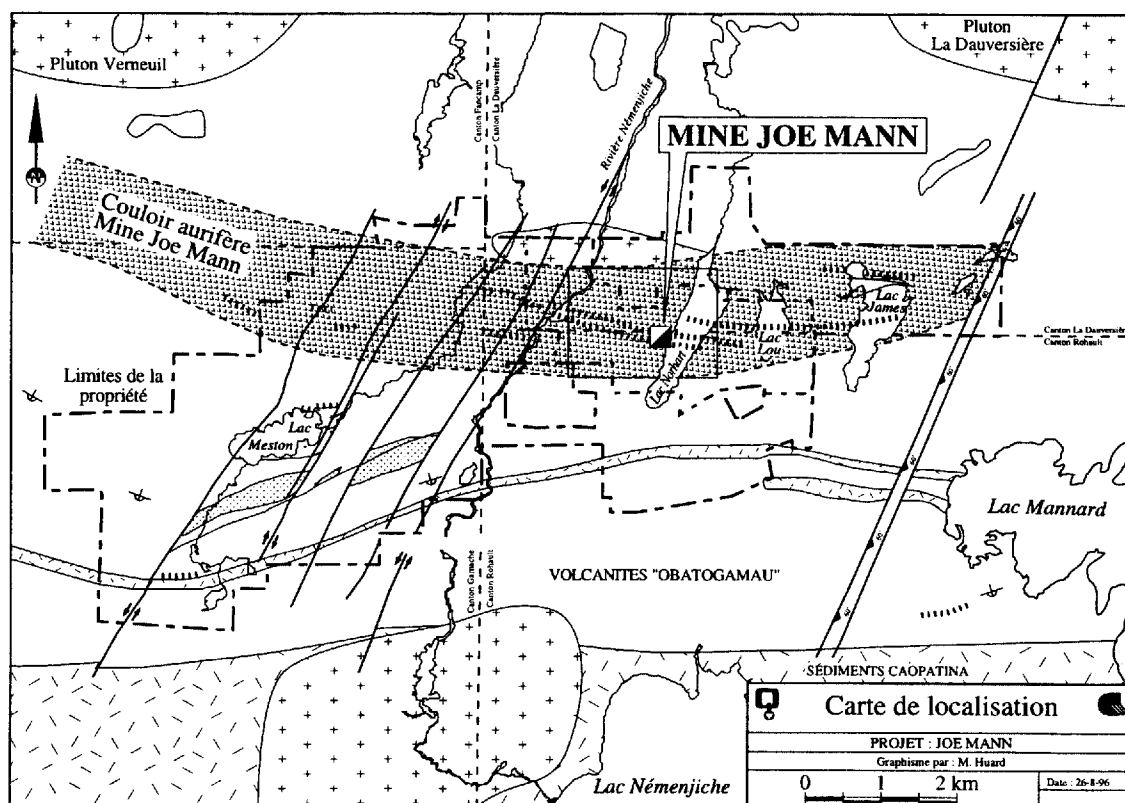


Figure D.27: Localisation de la mine Joe Mann dans la partie sud-est de la région de Chibougamau.

1950-1955	Exploration par Chibougamau Explorer Ltd. et mise au jour de la zone principale durant l'hiver 1951. La compagnie est devenue, à partir de 1956, Anacon Mines Ltd.
1956-1960	Anacon Mines Ltd. mit la propriété en valeur en creusant un puits de 450 pieds et en l'approfondissant successivement à 1250 pieds puis à 1925 pieds (profondeur actuelle). Anacon Mines a produit 685 868 tonnes à 0,222 oz/t Au.
1960-1973	Abandonnée.
1973-1975	Production de 173 143 tonnes à 0,154 oz/t Au par Chibex Ltd.
1975-1981	Relevés géophysiques par la SDBJ, réhabilitation par la SDBJ et les Ressources du Lac Meston inc.
1983	Ressources Campbell prend une participation dans la mine.
1984-1987	Dénouage de la mine et exploration en surface et sous-terre
1987	Achat de Meston inc. par Campbell Resources Inc. et mise en production de la mine (avril 1987).
1989 et 1992	Fonçage du puits no 2 jusqu'à 2650 pi.
1996	Approfondissement du puits no 2 jusqu'à 3450 pi.

Tableau D.1: Historique de la découverte et des travaux d'exploitation du gisement Joe Mann.

• Production cumulative (au 1er janvier 1997):	3 712 044 tonnes (3,37 Mt) @ 0,243 oz /tonne Au (8,33 g/t Au) pour un total de 901 703 oz Au (28 046 kg Au)
• Réserves toutes catégories (au 1er janvier 1997)	3 616 000 tonnes (3,28 Mt) @ 0,256 oz/tonne Au (8,78 g/t Au) pour un total de 925 700 on Au (28 792 kg Au)
• Production totale et réserves	7 328 044 tonnes (6,65 Mt) @ 0,2498 oz/tonne Au (8,54 g/t Au) pour un total de 1 827 723 on Au (56 849 kg Au)

Tableau D.2: Statistiques de production et les réserves de la mine Joe Mann au 1er janvier 1997.

La stratigraphie régionale est composée principalement de volcanites mafiques et felsiques effusives, de roches volcanoclastiques, de sédiments volcanogènes et épicastiques. Ces diverses lithologies sont recoupées par des plutons granitoïdes synvolcaniques (Massif de Lapparent, Complexe Eau Jaune, Pluton de La Dauversière) et syntectoniques (Pluton de Muscocho). Le pluton de La Dauversière et le Complexe Eau-Jaune semblent constituer le coeur d'une structure anticlinale orientée WNW que Duquette (1970) a nommé anticlinal de La Dauversière. Ce pli est bordée au sud par un synclinal majeur de même orientation appelé le synclinal de Druillettes (Deland et Grenier, 1959; Tait et Chown, 1987). Le métamorphisme est généralement au faciès des schistes verts sauf près des contacts avec les plutons syntectoniques et à proximité du front de Grenville où il peut atteindre le faciès amphibolite.

Deux orientations de failles ont été reconnues dans la région. Les failles les plus anciennes, d'importance régionale, ont une orientation E-W. Les zones de cisaillement associées à ces structures longitudinales sont particulièrement intéressantes en raison de leur potentiel économique (Guha, 1984). Ainsi, le couloir de déformation Opawica-Guercheville, s'étendant de la région du lac Shortt à l'ouest jusqu'au front de Grenville, est une structure majeure qui contrôle la majeure partie des minéralisations aurifères du Segment de Caopatina, en particulier celle de la mine Joe Mann. Le système de failles E-W est recoupé par des failles NE qui reprennent les fabriques anciennes (ex. Faille Fancamp) et des failles NNE à rejet apparent senestre probablement reliées à l'orogénie grenvillienne.

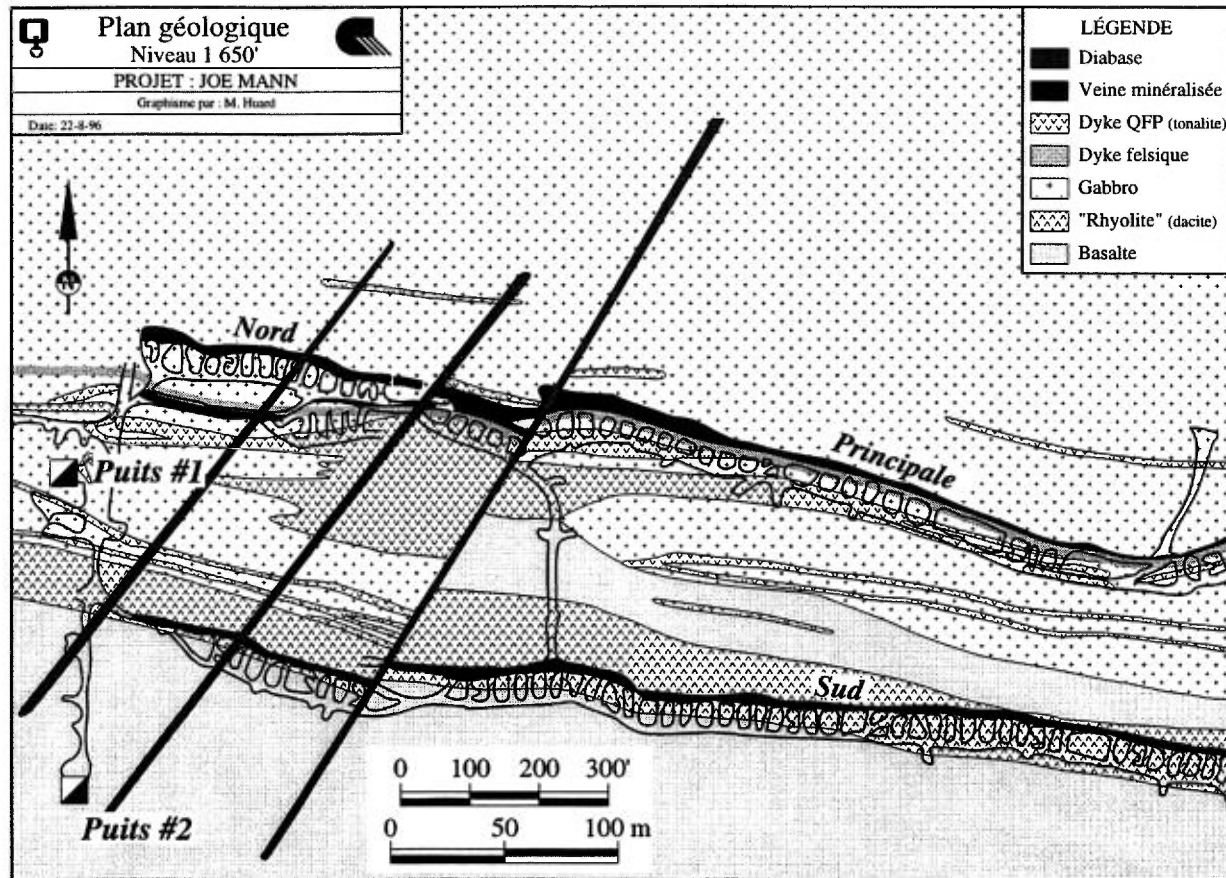


Figure D.28: Plan géologique simplifié de la mine Joe Mann, niveau 1 650 pieds.

GÉOLOGIE DE LA MINE

Cette description de la mine Joe Mann est tirée d'un rapport (Dion et Guha, 1994) constituant la première étape d'une étude sur la métallogénie de l'or dans la partie orientale du Segment de Caopatina réalisée pour le compte du Ministère des Ressources naturelles du Québec. La mine a aussi été l'objet d'un mémoire de maîtrise par Wagner (1979). Les réserves de la mine se chiffraient au 1er janvier 1997 à 3,28 Mt de minerai à une teneur de 8,78 g/t Au, 0,295% Cu et 4,79 g/t Ag. L'historique de la découverte et de l'exploitation de cette mine est résumée au Tableau D.1. Les statistiques de production et les réserves sont indiquées au Tableau D.2.

La stratigraphie de la mine (Figures D.28 et D.29) est composée, du nord vers le sud et de la base vers le sommet: (1) d'un filon-couche de gabbro, (2) de basaltes déformés et altérés, (3) d'un mince niveau de "rhyolite" ou de tufs felsiques, surmonté de nouveau par des basaltes (4). Cette séquence est typique de la partie supérieure de la Formation d'Obatogamau. Les couches ont une orientation est-

ouest avec un pendage subvertical. Les roches sont métamorphosées au faciès des schistes verts supérieurs (faciès des "amphibolites à épidote").

La minéralisation aurifère se présente dans des veines de quartz-carbonate décimétriques logées dans deux zones de cisaillement ductiles-cassantes E-W (275°/85°N), subparallèles entre elles et à la stratigraphie (Figure D.28). Ces zones de cisaillement font partie du couloir de déformation d'Opawica-Guercheville, une zone de déformation majeure qui recoupe les roches volcaniques de la Formation d'Obatogamau dans la partie nord du Segment de Caopatina. Le filon-couche de gabbro est l'hôte de la Zone Principale, alors que la Zone Sud se trouve dans la "rhyolite". On retrouve également d'autres petites structures, telles les zones Nord, E.I. et Sud-Sud, qui montrent des extensions horizontales et verticales limitées. La Zone Ouest représente une autre lentille minéralisée dans l'extension occidentale de la Zone Principale.

L'épaisseur des cisaillements varie de 8 à 20 m dans le gabbro à moins de 5 à 6 m dans la rhyolite. Les veines de quartz-carbonate aurifères occupent le centre des zones de cisaillement et sont

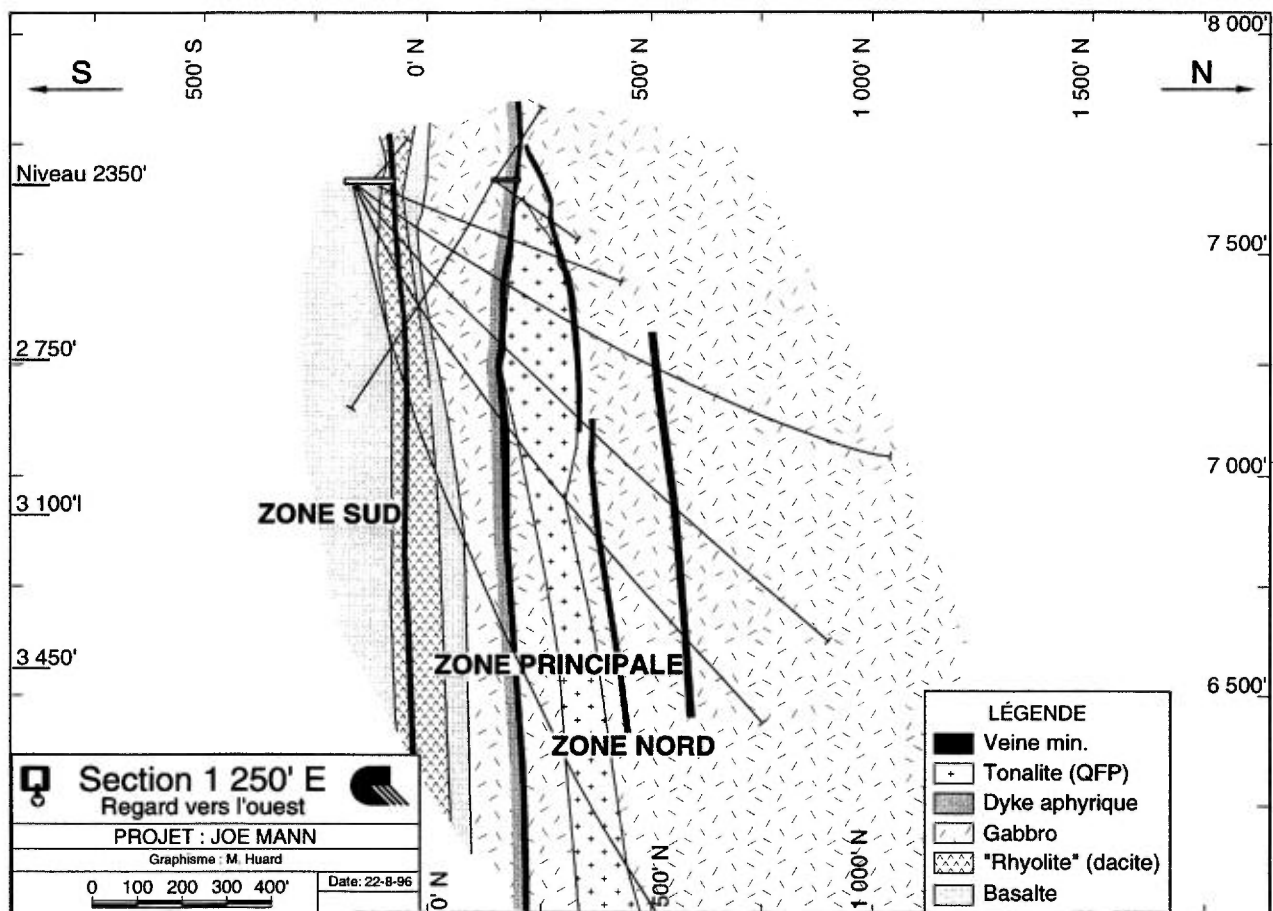


Figure D.29: Section schématique 1 250' Est de la mine Joe Mann. La tonalite est bordée par les veines minéralisées. Le regard est vers l'ouest.

généralement subparallèles à l'orientation de celles-ci. La direction de la schistosité principale est parallèle à la surface enveloppante des zones déformées soit environ 275° . La schistosité montre cependant un fort pendage vers le sud (80° à 85°) définissant ainsi une relation angulaire avec les murs de la zone de cisaillement de pendage nord. Cette relation indique un mouvement vertical inverse, i.e. un chevauchement du nord vers le sud. La présence d'une linéation d'étirement minérale à forte plongée (80° - 85° E) constitue un autre argument important en faveur d'un mouvement principalement vertical. Un léger angle de chute vers l'est suggère une très faible composante latérale senestre. Cette linéation d'étirement est particulièrement bien définie dans la Zone Sud. L'allongement des lentilles minéralisées de la Zone Principale illustrée sur la section longitudinale de la Figure 4.4 est parallèle à cette linéation.

Une autre évidence de mouvement inverse est donné par les plis d'entraînement en Z à charnières subhorizontales dans la zone de cisaillement

Principale. Ces plis, d'amplitude centimétrique à métrique, affectent à la fois la schistosité, les veines de quartz et les dykes felsiques. D'autres indicateurs cinématiques à l'échelle microscopique et mésoscopique (fabriques C-S, porphyroclastes asymétriques, "shear bands") confirment ces observations.

Les zones minéralisées sont recoupées et déplacées par des failles tardives NE à pendage vers l'est ou vers l'ouest (Figure D.28). Ces failles ont joué dans plusieurs sens, mais le mouvement apparent principal semble senestre. Des dykes de diabase protérozoïques de 1 à 3 m d'épaisseur ont été injectés préférentiellement dans les failles NE à pendage vers l'est. On observe aussi dans la partie ouest de la Zone Nord un système minéralisé de direction NNW-SSE.

Le gabbro "frais" (non cisailé ni altéré) est une roche mésocrate à mélanocrate relativement homogène de couleur vert foncé à vert moyen avec une granulométrie variant de moyenne à grossière. Le filon-couche montre peu d'indices de

différenciation mis à part la présence de lentilles de gabbro plus leucocrates (indice de coloration 50 à 70) distribuées ça et là. Le litage magmatique est peu développé. Cette roche présente l'assemblage métamorphique albite-hornblende (ferrotschermakite)-quartz-épidote-magnétite typique du faciès supérieur des schistes verts.

Les zones de cisaillement qui recoupent le gabbro (Zone Principale) sont constituées en périphérie de roches plus ou moins schisteuses montrant une altération rétrograde en chlorite - carbonate. En s'approchant des zones minéralisées, la déformation et l'altération deviennent plus intenses et le gabbro est transformé en schiste à biotite - sulfures ± carbonates ferrugineux ± plagioclase (oligoclase-andésine) ou en schiste à chlorite - carbonate ferrugineux - plagioclase - séricite - sulfures. Les veines de quartz aurifères sont logées à l'intérieur de ce gabbro altéré, dans la partie centrale de la zone de cisaillement. L'altération hydrothermale dans la zone fortement cisailée se manifeste par un

enrichissement en potassium, rubidium, barium, soufre, cuivre et or et un appauvrissement en calcium et magnésium.

Les veines sont associées à deux variétés de dykes felsiques. Les dykes porphyriques, de couleur grise à rose, sont composés de 20 à 50% de phénocristaux de plagioclase idiomorphes accompagnés d'un faible pourcentage de phénocristaux de quartz résorbés dans une matrice quartzo-felspathique à grains fins. La déformation est relativement faible et se limite généralement aux bordures des dykes. Ces intrusions ne contiennent pas de zircon permettant une datation radiométrique, mais on estime que leur mise en place est synchrone (2690-2699 Ma; Dion et al., 1995a et 1995b) à l'intrusion syntectonique du lac Meston situés un peu plus à l'ouest (Figure D.27). L'autre variété de dyke est typiquement aphyrique à microporphyrique en plagioclase, présente une couleur grise, beige ou rosée et se caractérise par une déformation moyenne à forte. L'âge des dykes

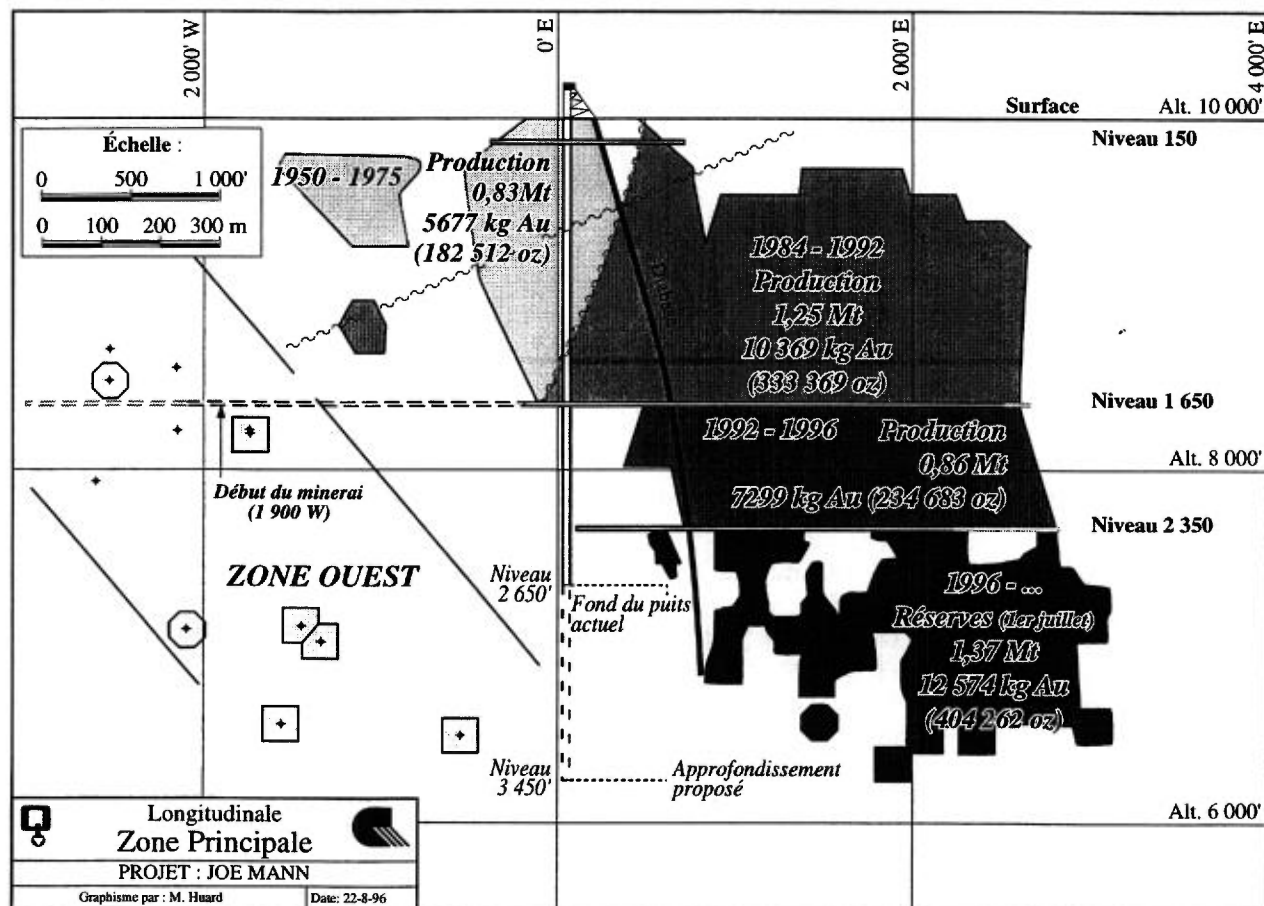


Figure D.30: Section longitudinale de la Zone Principale, mine Joe Mann, avec les statistiques de production des différentes zones minéralisées exploitées au cours de l'histoire de la mine.

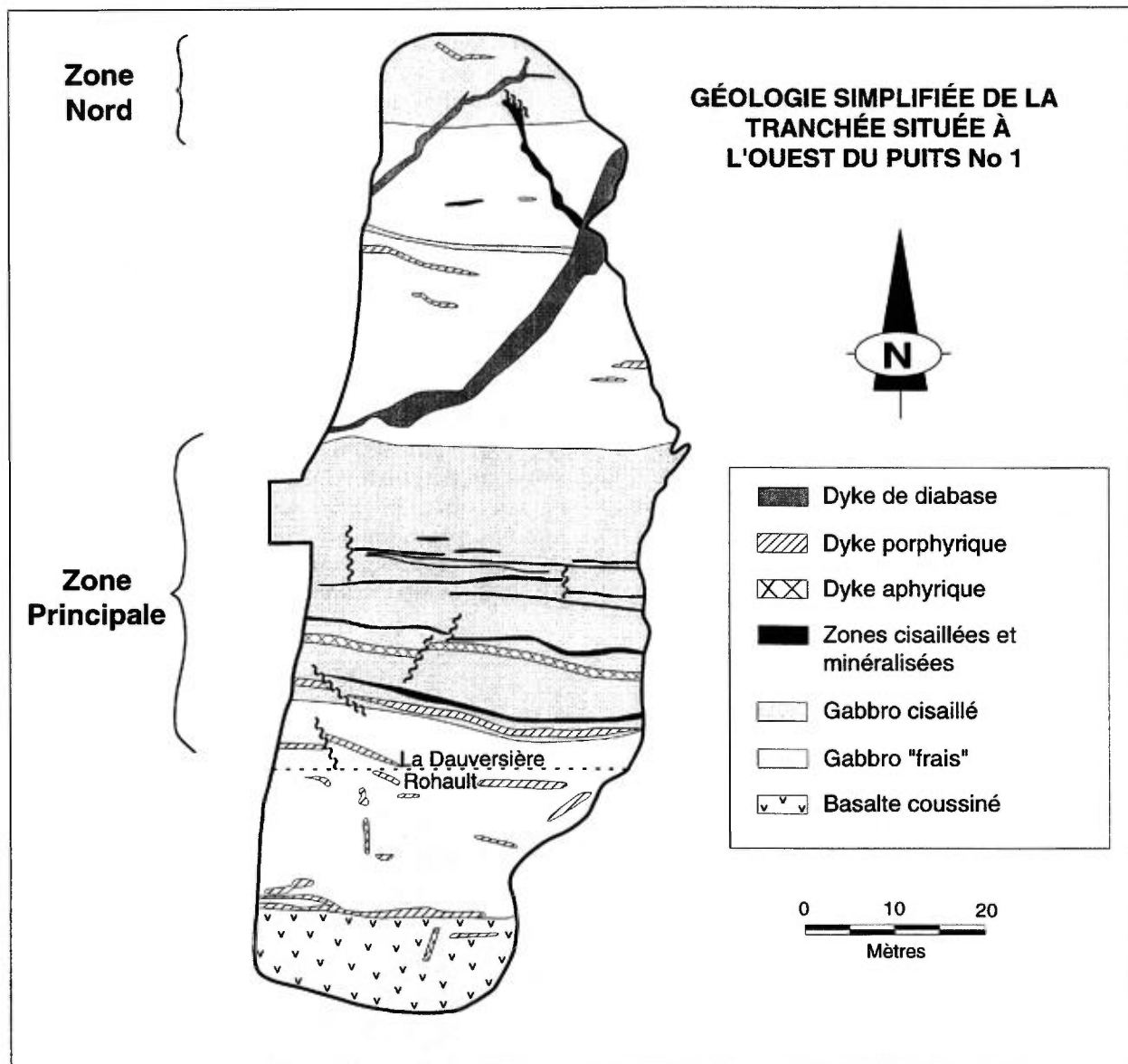


Figure D.31: Plan géologique simplifié de la tranchée située à 120 m à l'ouest du puits no. 1.

aphyriques est de $2717 \pm 5/-2$ Ma (datation U-Pb sur zircons; Dion et al., 1995a et 1995b), identique en tenant compte de la marge d'erreur au pluton synvolcanique de La Dauversière localisé plus au nord. Les deux types de dykes sont souvent directement en contact avec la veine et sub-parallèles à celle-ci. Ces relations et le fait que l'intrusion du Lac Meston est également l'hôte d'une minéralisation aurifère nous suggèrent que la minéralisation de la mine Joe Mann est tardive par rapport à la mise en place des intrusions porphyriques syntectoniques.

La Zone Sud (Figure D.28) occupe un cisaillement qui recoupe l'unité "rhyolitique" (en fait de composition dacitique) à partir du niveau

1050 pieds (320 m). La partie la plus déformée montre une altération hydrothermale intense en séricite et sulfures. Cette altération correspond à un enrichissement en silice, potassium, soufre, cuivre, arsenic et or et un appauvrissement en magnésium, calcium, sodium et carbone total (i.e. CO_2). Les veines étroites ($< 0,5$ m) ont une forme irrégulière et montrent un fort boudinage. La Zone Sud est aussi la seule où l'on observe de l'arsénopyrite en quantité importante.

Les veines sont encaissées dans une roche fortement cisailée, altérée et minéralisée en pyrite, pyrrhotine et chalcopyrite. Ces sulfures sont disposés en lentilles et filonnets parallèles à la schistosité. Les veines sont composées

essentiellement de quartz blanc vitreux avec un peu de plagioclase (andésine) vert et de carbonate ferrugineux. Elles sont fortement bréchiques, souvent plissées et boudinées. Elles se caractérisent aussi par leur structure rubanée ou laminée définie par l'alternance de rubans de quartz et de roche encaissante minéralisée. La majeure partie de la minéralisation en sulfures des veines proprement dites est contenue dans ces fragments d'éponte. La minéralisation est composée d'or natif associé à des quantités variables de pyrite, de pyrrhotine et de chalcopryrite, avec un peu d'arsénopyrite dans la Zone Sud. L'or est concentré essentiellement dans les veines de quartz. Celles-ci contiennent couramment de l'or visible en veinules ou en petites plages alignées dans les fractures recoupant les cristaux de quartz ou de plagioclase. Il est également présent en inclusion dans les cristaux de pyrite et d'arsénopyrite (principalement dans la Zone Sud). Dans les épontes, l'or est relié aux veinules de quartz-carbonate. Les teneurs ne semblent pas être directement proportionnelles à la quantité de sulfures.

DESCRIPTION DES ARRÊTS

Première partie: visite de la mine

Il n'est pas possible à ce moment-ci de présenter un itinéraire précis pour la visite sous-terre à la mine Joe Mann. Les sites visités présenteront les roches encaissantes, les structures, la minéralisation et les altérations typiques des zones Principales et Sud.

Les points d'intérêts de la Zone Principale sont:

- la zone de cisaillement E-W avec une schistosité de même direction. Notez la présence d'une linéation minérale subverticale;
- les veines de quartz bréchiques, boudinées et parfois plissées associées à des dykes felsiques
- le gabbro cisailé chloritisé et carbonaté, magnétique par endroits, transformé en schiste à biotite-sulfure à proximité des veines de quartz;
- la minéralisation en chalcopryrite-pyrrhotine-pyrite associée aux veines de quartz. Il est courant d'observer de l'or visible libre dans le quartz cataclaté; et
- les failles NE tardives matérialisées par les dykes de diabase protérozoïques. Ces failles recoupent la minéralisation avec un déplacement apparent senestre (vers le nord).

Les points d'intérêts de la Zone Sud sont:

- la roche encaissante constituée de "rhyolite" (dacite), une roche felsique rose à beige, très schisteuse;
- la zone de cisaillement E-W pentée vers le nord avec une schistosité de même direction mais à pendage vers le sud. Notez la présence d'une linéation minérale subverticale très forte;
- les veines relativement minces, très déformées (boudinées et plissées) par rapport à celles de la Zone Principale. Cette différence s'explique par le comportement mécanique plus ductile de la rhyolite;
- l'altération en séricite de la rhyolite près des veines;
- les contacts avec le basalte verdâtre très déformé (rubané). La composition chimique de la rhyolite (abondance des éléments traces relativement immobiles tels Zr, Y, Ni, Cr) indique que cette roche ne dérive pas de la silicification du basalte; et
- la présence, par endroits, d'arsénopyrite massive.

Deuxième partie: visite de la tranchée à l'ouest du chevalement (optionnel)

Cette tranchée (Figure D.31) d'orientation N-S met au jour la Zone Principale et la Zone Nord de la mine Joe Mann. La Zone Sud se situerait de l'autre côté du chemin, au flanc de la petite colline. En cheminant vers le nord de la tranchée, on remarque d'abord la présence de basaltes coussinés qui passent bientôt à un gabbro lité à grains moyens à grossiers. La zone de cisaillement E-W située un peu au nord de la ligne de canton coïncide avec la structure contrôlant la Zone Principale. La lentille minéralisée se situe cependant plus à l'est, près du chevalement. La texture et la minéralogie originale de la roche cisailée sont complètement détruites. On passe progressivement d'un schiste à chlorite-carbonate à un schiste à biotite plus ou moins riche en sulfures. Les veines de quartz sont relativement rares mais on note encore la présence des deux variétés de dykes felsiques observées sous terre.

On revient ensuite au gabbro peu déformé du départ. La Zone Nord est située à l'extrémité de la tranchée, à proximité du petit étang. Elle se caractérise surtout par son orientation qui varie de NW à E-W. La Zone Nord affiche le même comportement aux niveaux 900 et 1250. On note aussi la présence de dykes de diabase de direction NE. Cette structure NW très étroite loge une veine de quartz montrant parfois de bonnes valeurs aurifères (on rapporte des échantillons titrant plus de 4 oz/tonne Au).

LE COULOIR AURIFÈRE DE LA MINE JOE MANN

Laury Schmitt

SOQUEM, 462 3e rue, Chibougamau, Québec, G8P 1N7

Germain Maltais

Ressources Meston Inc., C.P. 400, Chiougamau, Québec, G8P 2X8

INTRODUCTION

La mine Joe Mann (anciennement Chibex) est un gisement filonien d'or situé à environ 48 km au sud de la ville de Chibougamau (Figure D.32). Au 1er janvier 1998, la production totale s'élève à 816 319 oz Au (3,38 Mtm à 8,33 g/t Au) et les réserves estimées sont de 848 397 oz Au (3,03 Mtm

à 8,71 g/t Au) pour une ressource totale de 6 414 000 tm à 8,51 g/t. La mine est sise dans la partie orientale du segment volcano-sédimentaire archéen Caopatina-Desmaraisville, plus précisément à l'intérieur du couloir de déformation de Guercheville. Les lithologies présentes sur la propriété appartiennent à la formation d'Obatogamau du Groupe de Roy.

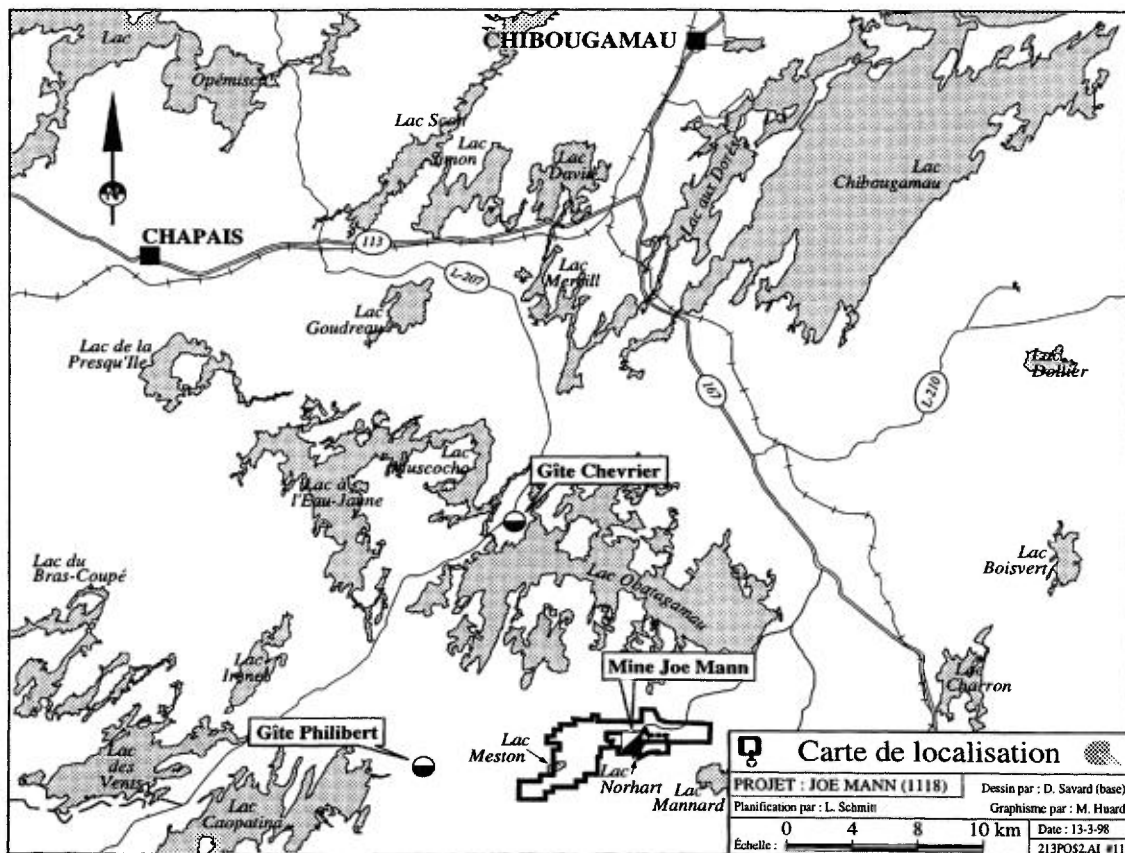


Figure D.32: Localisation de la mine Joe Mann et du gîte Chevrier.

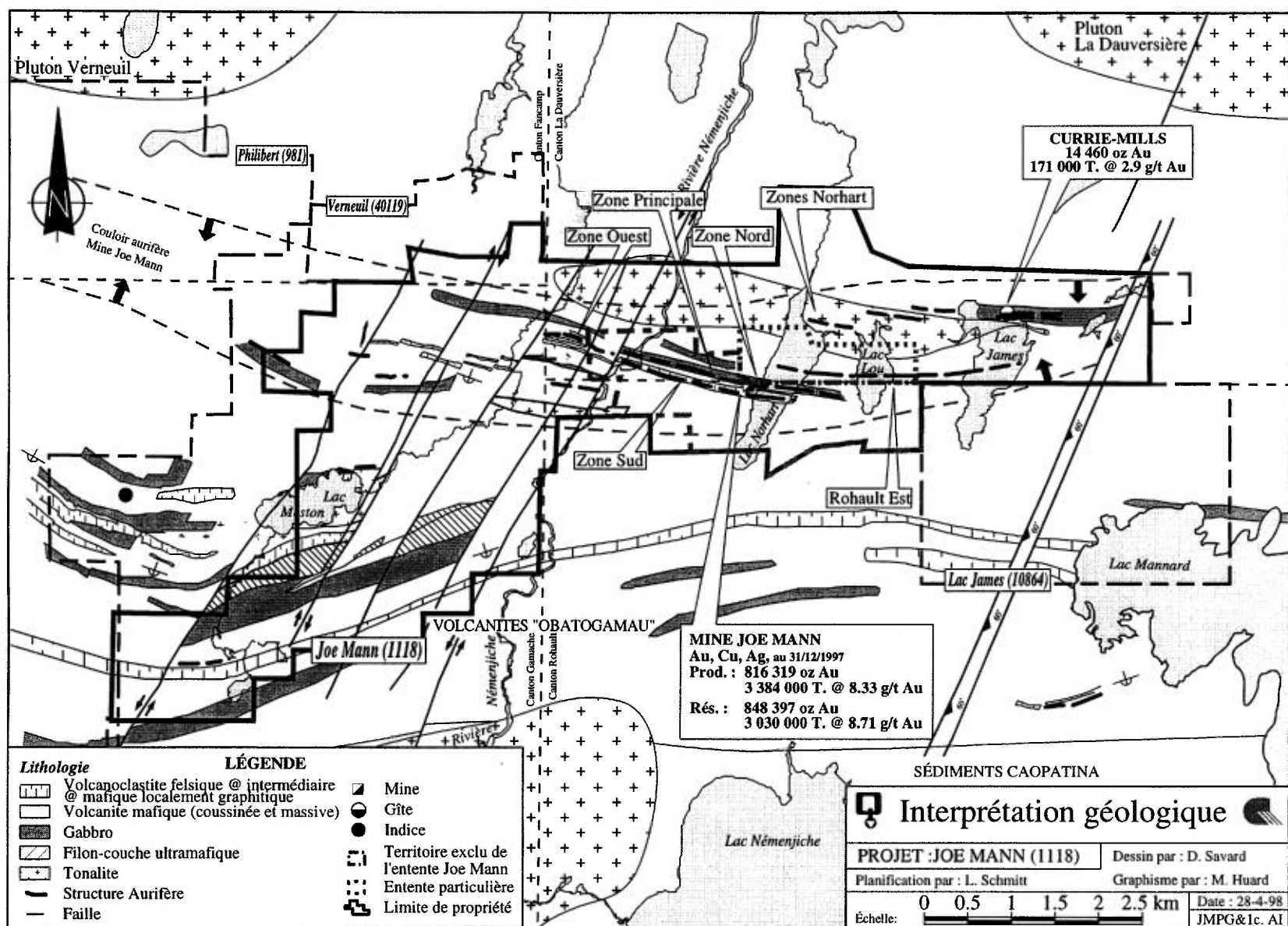


Figure D.33: Interprétation géologique simplifiée du secteur environnant la mine Joe Mann.

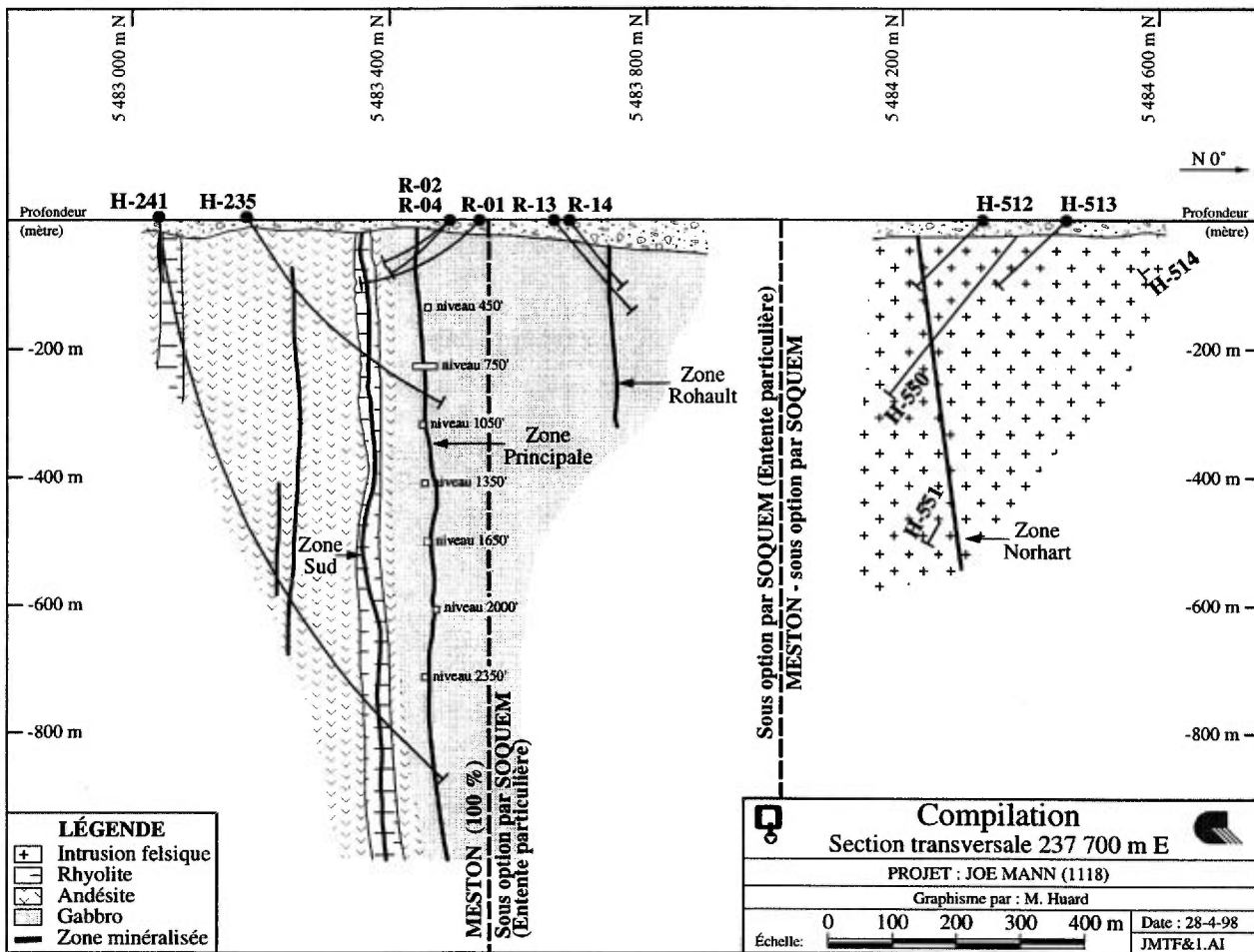


Figure 1

Figure D.34: Section transversale 237 700 m Est, mine Joe Mann.

GÉOLOGIE LOCALE

Les roches, formant le socle de la propriété se composent principalement de coulées basaltiques et de filons-couches de gabbro (Figure D.33). D'une façon plus "secondaire", plusieurs horizons de sédiments volcanoclastites mafiques à felsiques se retrouvent au contact de coulées de lave. Les horizons finement lités sont souvent silicifiés et qualifiés de tufs acides ou felsiques. Ils sont aussi souvent cisailés, étant le lieu privilégié au développement de failles. Enfin, plusieurs dykes felsiques métriques à décimétriques recoupent ces unités. Leurs contacts avec les encaissants sont généralement cisailés et sulfurisés (pyrite et pyrrhotite). Deux plutons de composition felsique, La Dauversière et Verneuil, se trouvent respectivement au nord-est et au nord-ouest de la propriété.

Du point de vue structural, la propriété est sise sur le flanc sud de l'anticlinal déversé de La Dauversière. L'orientation de la schistosité régionale

(S₂) est considérée est-ouest, à pendage subvertical. Également, plusieurs structures de failles, protérozoïques et/ou grenvilliennes intenses et décimétriques NE à NNE, affectent les lithologies.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Les lentilles minéralisées de la mine Joe Mann sont à l'intérieur d'un empilement stratigraphique, composé d'un filon-couche de gabbro, de basaltes cisailés et de tufs intermédiaires à felsiques, tous recoupés de différentes intrusions felsiques. L'orientation des couches est "est-ouest" et à pendage subvertical (Figure D.34). Les lentilles sont subparallèles entre elles et à la stratification. Elles sont distantes les unes des autres, d'une centaine de mètres. Les zones minéralisées (Principale, Sud et Nord) se présentent sous forme de lentilles et filonnets composés de quartz, de carbonates et de plagioclase (voir Dion et Maltais, ce volume). L'épaisseur varie de 5 centimètres à 1,5 mètre avec une moyenne de 0,75 mètre. Une récente

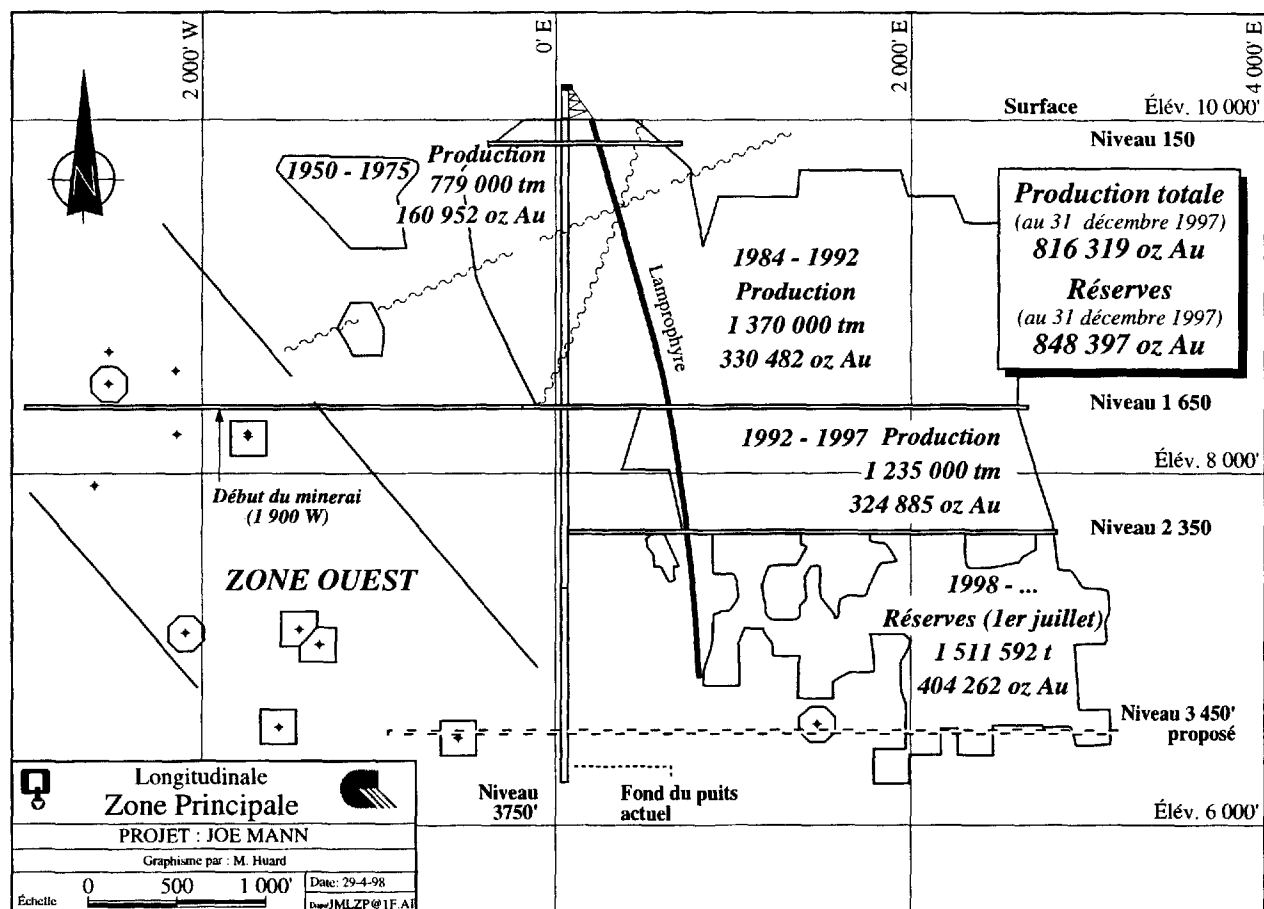


Figure D.35: Section longitudinale de la Zone Principale, mine Joe Mann.

compilation des données montre que l'or s'associe étroitement aux sulfures (Py-Cp-Po-Asp-Sp) et plus particulièrement, à la chalcopryrite.

Les travaux d'exploration des dernières années ont permis d'augmenter le potentiel économique du secteur. Dans un premier temps, en identifiant l'extension ouest de la zone Principale, celle-ci est maintenant reconnue sur une longueur de 3 kilomètres. Les chantiers exploités et/ou économiques (incluant la zone Ouest de la mine), représentent une longueur de 1 980 mètres (6 500 pieds). Les réserves sont identifiées jusqu'à une profondeur de 1 140 mètres (3 750 pieds) et la structure est toujours ouverte dans toutes les directions (Figure D.35). Les données préliminaires indiquent un enrichissement des valeurs aurifères en profondeur. En identifiant l'extension est de la

zone Rohault, cette structure aurifère est maintenant reconnue sur plus de 2 kilomètres. La compilation des données de la zone Currie-Mills (171 000 tm à 2,9 g/t Au) indique que celle-ci est ouverte en profondeur et vers l'est.

CONCLUSION

En conclusion, la proximité des gîtes Philibert (1,4 Mtm à 5,3 g/t) et Chevrier (3,7 Mtm à 5,1 g/t Au) combinée à la mine Joe Mann (ressource totale de 6,4 Mtm à 8,52 g/t Au), démontrent bien le potentiel des couloirs de déformation de Guercheville et Fancamp pour y trouver d'autres gisements majeurs. Les figures, aux pages suivantes, montrent bien le potentiel du secteur de la mine Joe Mann.

LE GISEMENT Cu-Au TROILUS

Bernard Boily

Corporation minière Inmet, Division Exploration, 1 300 boul. Saguenay, Suite 200,
C.P. 2187, Rouyn-Noranda, Québec, J9X 5A6

(modifiée de Boily, 1995)

HISTORIQUE

Le gisement Troilus est localisé à 125 km au Nord de la ville de Chibougamau, dans la ceinture de roches vertes de Frotet-Évans (Figure D.36). Les travaux d'exploration dans le secteur des lacs Frotet et Troilus ont débuté en 1958 lorsque des blocs erratiques minéralisés en Cu et Ni furent découverts. Aucun indice minéralisé en Ni n'a été mis à jour, mais plusieurs indices minéralisés en Cu et Zn furent

trouvés entre 1958 et 1967. De 1971 à 1976, les travaux d'exploration étaient surtout concentrés sur la recherche de gisements de métaux de base (Cu et Zn).

En 1985, la compagnie Kerr Addison a acquis un important groupe de claims dans ce secteur. Cette acquisition faisait suite aux travaux de cartographie géologique effectués par le Ministère des Ressources naturelles du Québec. Ceux-ci avaient démontré l'excellent potentiel qu'avait cette région pour la

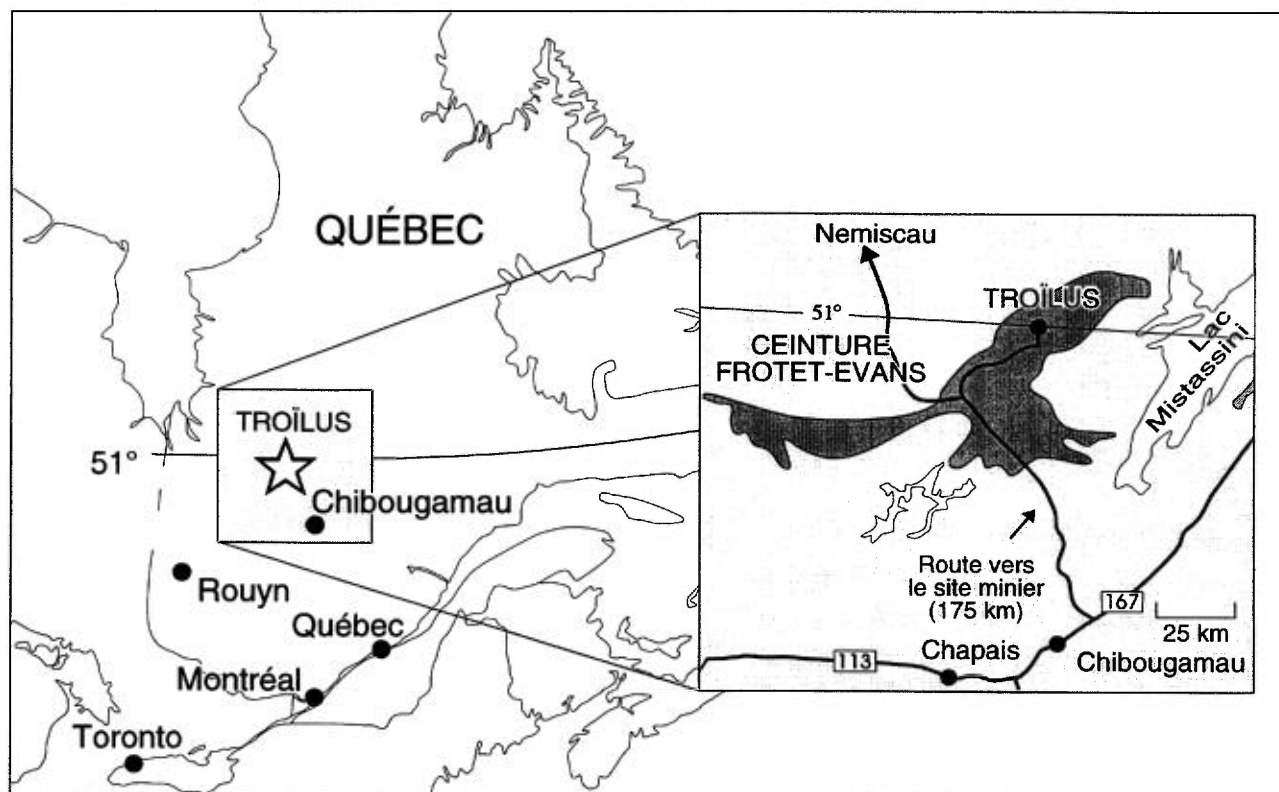


Figure D.36: Localisation du gisement Troilus dans le nord-ouest québécois.

découverte de minéralisations économiques en Cu et Zn (Simard et Roy, 1984; Simard, 1985).

En 1985 et 1986, Kerr Addison a complété des travaux supplémentaires de géologie, de géochimie et de géophysique qui furent suivis par une campagne de forage en 1986. En 1987, de nouveaux

claims furent jalonnés et une importante traînée de blocs erratiques minéralisés en Cu et Au fut définie par prospection. Au cours de la même année, le trou de forage KN-12, localisé en amont de la traînée de dispersion glaciaire, a recoupé une importante zone minéralisée en Cu et Au qui s'avérera plus

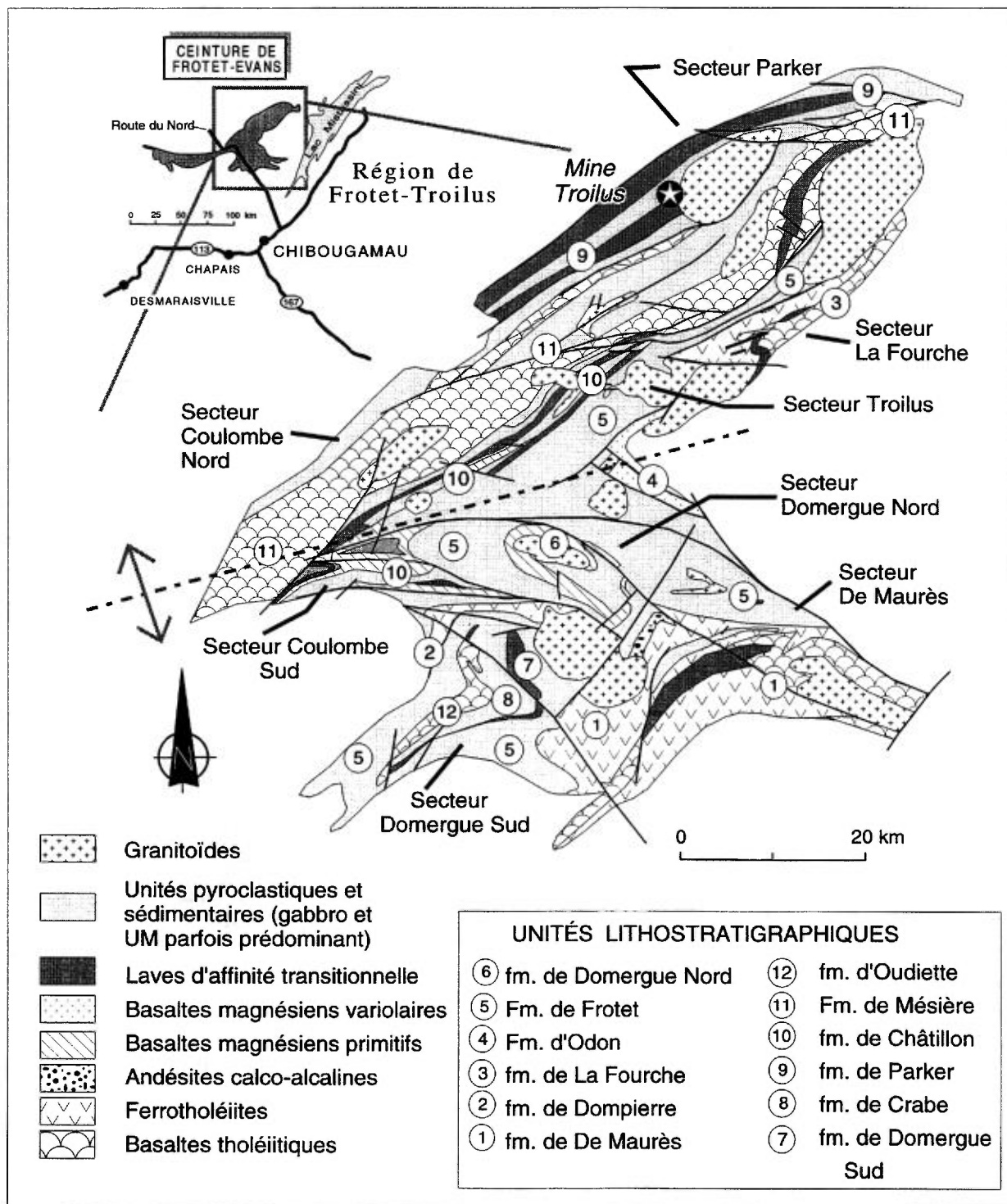


Figure D.37: Géologie simplifiée de la région de Frotet-Évans (Gosselin, 1995, 1996 et ce volume).

tard faire partie de la Zone 87. En 1988, un programme de forage destiné à tester une faible anomalie HEM a recoupé une minéralisation fortement anormale en Au et Cu. En 1991, à la suite d'une campagne de forage supplémentaire, cette zone fut baptisée J4.

Depuis 1989, plusieurs campagnes de forage (565 forages totalisant 84 600 m) ont été effectués dans la région des zones 87 et J4. Le forage de définition a été complété en 1993. Ensemble, ces deux zones constituent le gisement Troilus.

En 1989, le modèle génétique de type "porphyrique" a été proposé pour la première fois. Les travaux subséquents ont confirmé que ce type de modèle était celui qui représentait le mieux le

gisement Troilus (Fraser, 1990a, 1990b, 1993; Magnan, 1993a).

GÉOLOGIE RÉGIONALE

Le segment Est de la ceinture archéenne de Frotet-Évans est recouvert par une séquence supracrustale de roches volcaniques mafiques sous-marines recoupées par des intrusions mafiques cogénétiques (Figure D.37; voir Gosselin, 1990, 1995, 1996 et ce volume). On y observe également des roches volcaniques felsiques, des pyroclastites, des quantités mineures de roches épicalstiques, ainsi que des horizons ultramafiques. Ces roches supracrustales sont recoupées par des plutons granitiques et des dykes pré- à post-tectoniques.

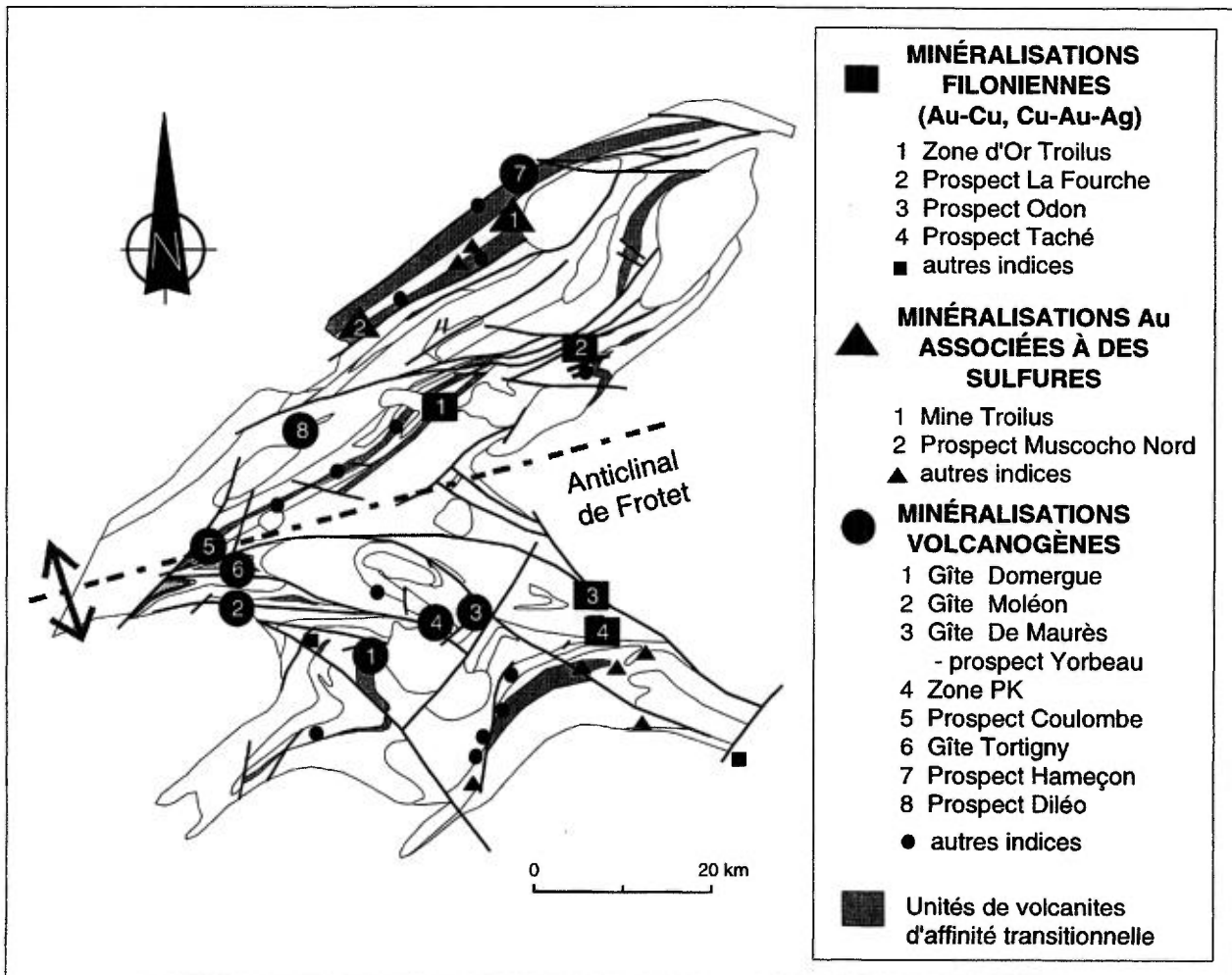


Figure D.38: Localisation des principales minéralisations de sulfures massifs volcanogènes, en Au, et en Mo de la région de Frotet-Évans. Notez la relation spatiale entre les unités volcaniques d'affinité transitionnelle et les indices de sulfures massifs (modifiée de Gosselin, 1995, 1996 et ce volume).

Les roches sont plus ou moins déformées et sont affectées par une forte foliation régionale. Les plis mésoscopiques à mégascopiques sont communs et affectent à la fois la foliation régionale et les différentes couches géologiques.

Dans la partie nord-est de la ceinture Frotet-Évans, le métamorphisme varie du faciès des schistes verts au faciès amphibolite inférieur. Le niveau de métamorphisme le plus élevé s'observe en bordure de certaines intrusions et près de la limite de la ceinture de roches vertes.

L'association de la molybdénite, de l'or et des métaux de base (Cu et Zn) avec les plutons granitiques présents dans cette partie de la ceinture est notoire. Les trois plus importants gîtes de type VMS (Figure D.38) sont les gîtes Lessard (1,46 Mt @ 1,73% Cu et 2,96% Zn), Tortigny (0,53 Mt @ 3,59% Cu, 6,49% Zn, 85,23 g/t Ag, 0,43 g/t Au et 0,27% Pb) et Clairly (0,35 Mt @ 7,84% Zn, 1,35% Cu et 22,31 g/t Ag). Le gisement Troilus représente la minéralisation aurifère la plus importante.

GÉOLOGIE ET ALTÉRATION DU GISEMENT TROILUS

Les zones 87 et J4 se retrouvent toutes les deux dans une séquence volcanique intermédiaire porphyrique au sein de laquelle on peut observer des zones allongées de brèches hydrothermales et un essaim de dykes (ou filons-couches) à phénocristaux de quartz et feldspath (Figures D.39, D.40A et D.40B). Toutes les unités ainsi que la minéralisation ont un pendage modéré (environ 65°) vers le Nord-Ouest. Les principaux facteurs contrôlant la minéralisation dans la zone 87 (Figure D.40A) sont présentés ci-dessous:

- i) les contacts lithologiques, en particulier les contacts brèches - dykes;
- ii) les dykes felsiques qui constituent, la plus part du temps, du minerai;
- iii) la brèche hydrothermale, lorsqu'incluse dans des dykes felsiques d'importance;
- iv) les enclaves de roches volcaniques intermédiaires dans les gros dykes felsiques; et
- v) les enclaves de petits dykes felsiques dans la brèche hydrothermale.

La partie centrale de la zone minéralisée coïncide avec une brèche hydrothermale in situ qui présente des "pseudo-fragments" de volcanites intermédiaires porphyriques dans une matrice fortement foliée et altérée en biotite et amphibole. La texture bréchique de cette roche résulte du développement d'un réseau de fractures polygonales qui ont chenalisé les fluides

hydrothermaux. Les "pseudo-fragments" albitisés de couleur blanche à l'intérieur de la brèche représentent la portion la moins altérée de la roche.

La brèche est injectée de dykes felsiques porphyriques, de quelques dykes mafiques et de nombreuses veinules de quartz déformées et minéralisées en chalcopryrite. Les dykes felsiques sont recoupés par un important réseau de fractures polygonales interprété comme étant le résultat du processus de refroidissement des dykes (joints colonnaires). Ces fractures sont aussi minéralisées en or, suggérant que les dykes et l'épisode de minéralisation sont contemporains. Un de ces dykes felsiques a donné un âge U-Pb sur zircon de 2782 ± 6 Ma (Pilote et al., 1997). Toutes ces observations suggèrent que la formation du gisement Troilus est pré-métamorphique.

Les principaux faciès d'altération (Figure D.41) définis à la suite des nombreuses campagnes de forage et des observations effectuées dans la fosse sont présentés ci-dessous, en ordre chronologique:

- i) cornéennes (biotite très fine);
- ii) potassique (biotite-actinote-feldspath-K);
- iii) propylitique interne (actinote-albite-épidote);
- iv) propylitique externe (albite-épidote-calcite); et
- v) phyllique (séricite-quartz).

La formation de la brèche hydrothermale et la mise en place de l'essaim de dykes felsiques sont contemporaines. Les deux événements sont affectés par la déformation et les effets du tectonisme ont cessé pendant la formation de l'assemblage potassique. Les zones à faciès d'altération potassique, propylitique et phyllique coïncident avec les zones de minerai.

MINÉRALISATION

La chalcopryrite et la pyrrhotite, avec des quantités accessoires de pyrite, sont les principaux sulfures observés dans la partie centrale du gisement. La plus grande quantité de sulfures se retrouve dans la matrice de la brèche hydrothermale. Tout ceci constitue la partie riche en Cu et en Au du gîte (Figures D.42A et D.42B) et coïncide en gros avec la zone d'altération potassique. Cependant, les dykes felsiques intrusifs dans la brèche contiennent presque exclusivement de la pyrite. Ces dykes constituent du minerai, mais sont pauvres en cuivre.

En s'éloignant de cette zone riche en Cu et en Au, la chalcopryrite devient accessoire, et la quantité de pyrrhotite diminue. Cependant, la quantité de pyrite augmente et devient particulièrement abondante dans la partie nord de la zone 87. Cette partie chevauche

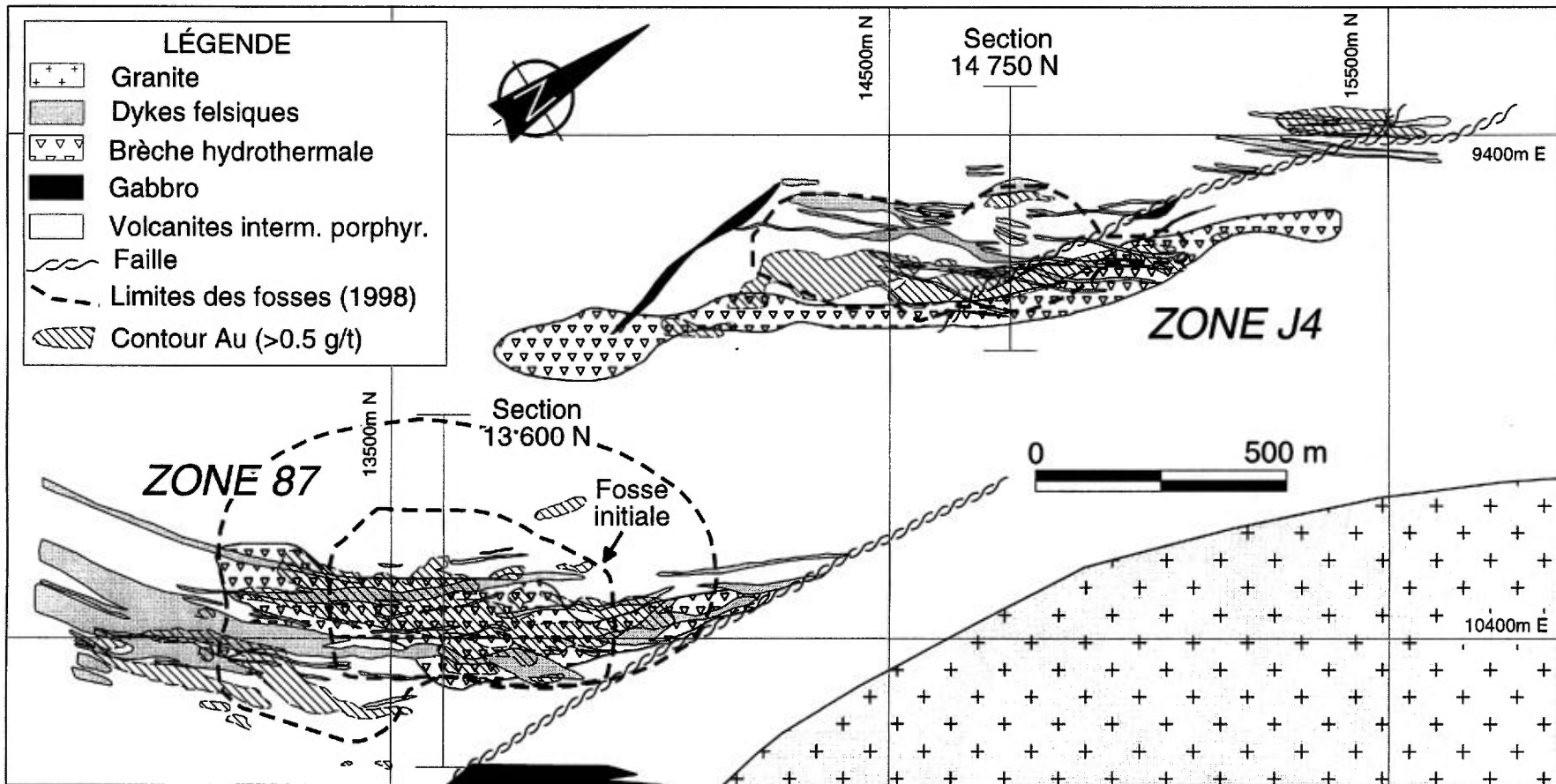


Figure D.39: Géologie simplifiée des Zones 87 et J4 du gisement Troilus.

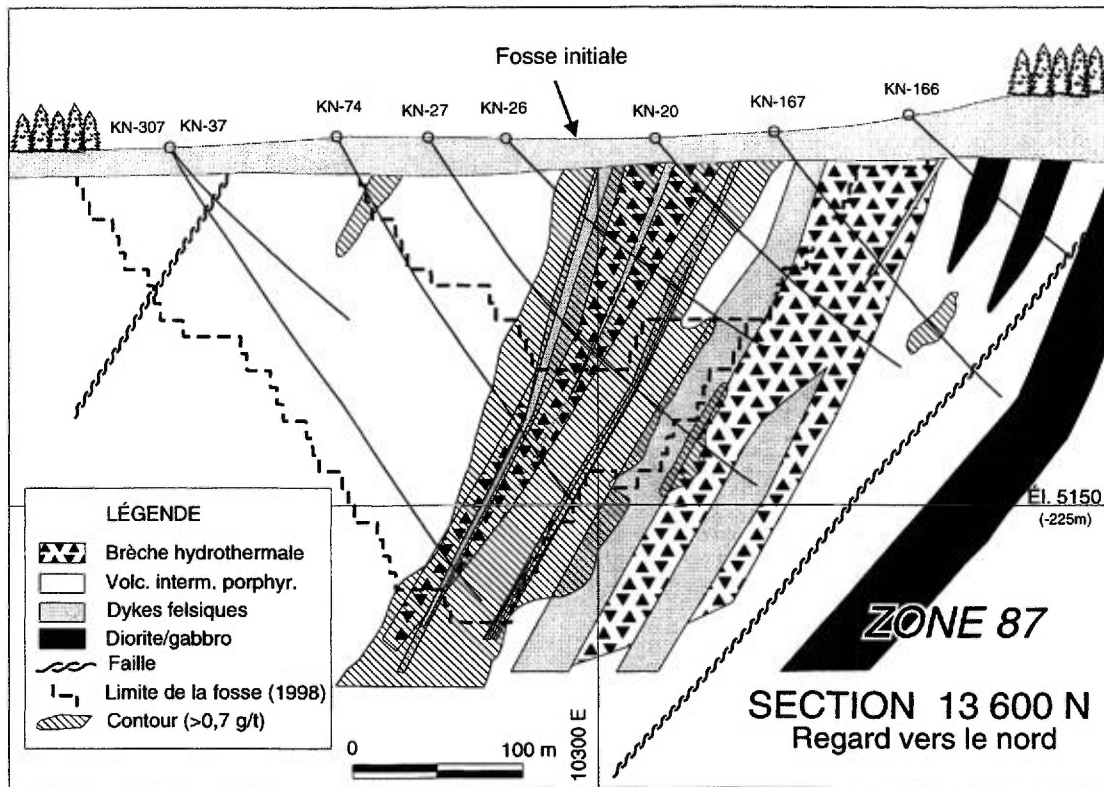


Figure D.40A: Section géologique 13600 N de la Zone 87.

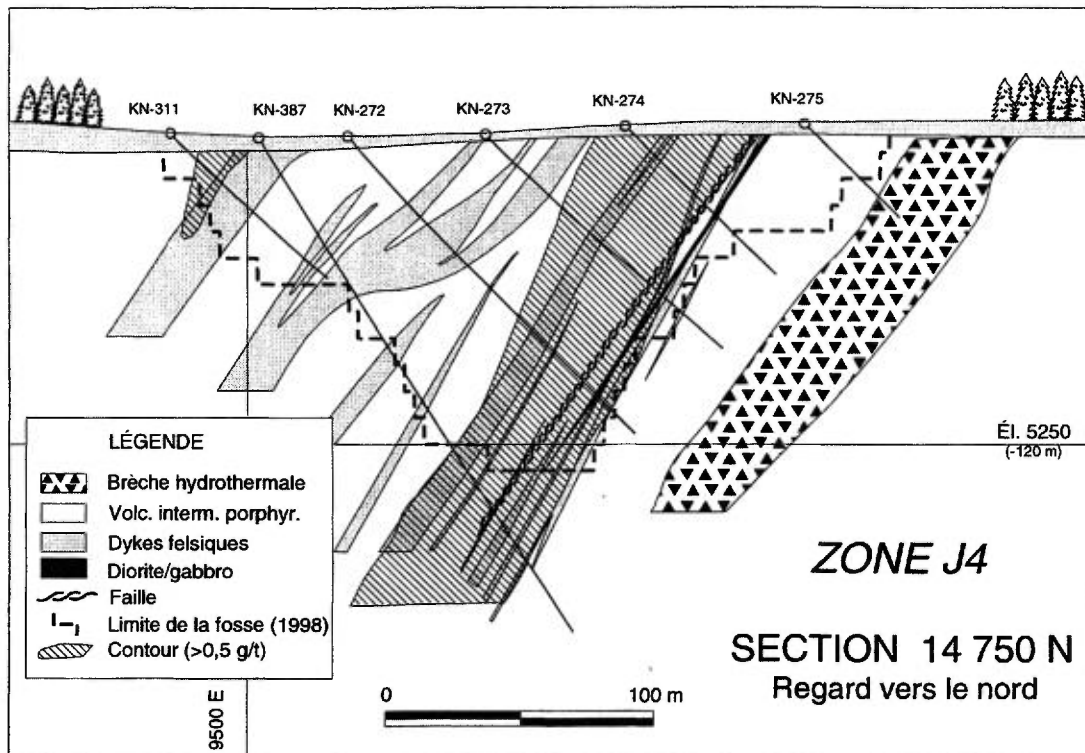


Figure D.40B: Section géologique 14750 N de la Zone J4.

la zone de transition entre les faciès potassique et propylitique internes. De plus, cette zone est caractérisée par une altération sodique plutôt que potassique.

STRUCTURE ET FOLIATION

Trois réseaux principaux de fractures ont été relevés dans la fosse initiale. Le premier réseau, orienté à 215° avec un pendage de 63°, est sub-parallèle à la foliation régionale et représente le principal système de fractures dans le secteur de la fosse. Les deux autres familles (035°/39° et 320°/85°) recoupent la foliation régionale presque à angle droit. L'effet combiné de ces fractures ont engendré des instabilités géotechniques locales et sont à l'origine du débit en blocs qui caractérise les murs de la fosse. Des failles ont été observées à plusieurs endroits dans la fosse, mais leur attitude n'est pas bien documentée jusqu'à maintenant.

La déformation régionale intense se traduit dans

le secteur de la fosse par un fort étirement des fragments de la brèche hydrothermale, la transposition totale des dykes felsiques parallèlement à la foliation régionale et par le boudinage des dykes mafiques tardifs et des veines de quartz.

MODÈLE GÉNÉTIQUE

Depuis l'article classique de Lowell et Guilbert publiée en 1970, les caractéristiques des gisements de type porphyrique et leurs nombreuses variations ont été très bien documentées. Plusieurs sous-classes présentant elles-mêmes des variations ont de plus été définies. En se basant sur les données présentement disponibles, le modèle de gisement porphyrique de type "volcanique" tel que décrit par Sutherland Brown (1976) et McMillan et Panteleyev (1987) est celui qui correspond le mieux au gisement Troilus (Figure D.43). Les caractéristiques géologiques communes au gisement Troilus et au modèle porphyrique de type "volcanique" sont les suivantes: l'association spatiale

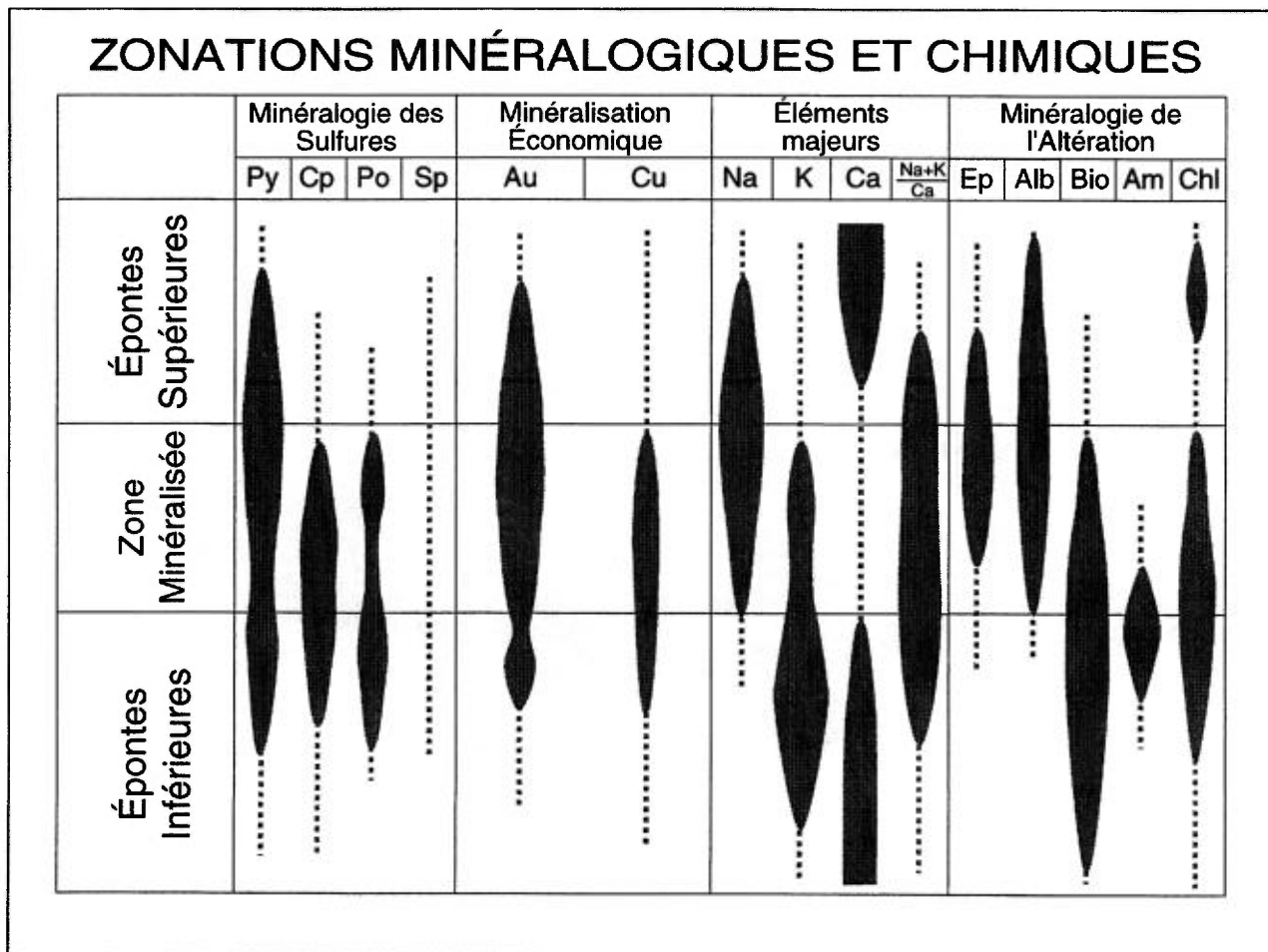


Figure D.41: Zonations minéralogiques et chimiques associées à la minéralisation de la Zone 87 du gisement Troilus.

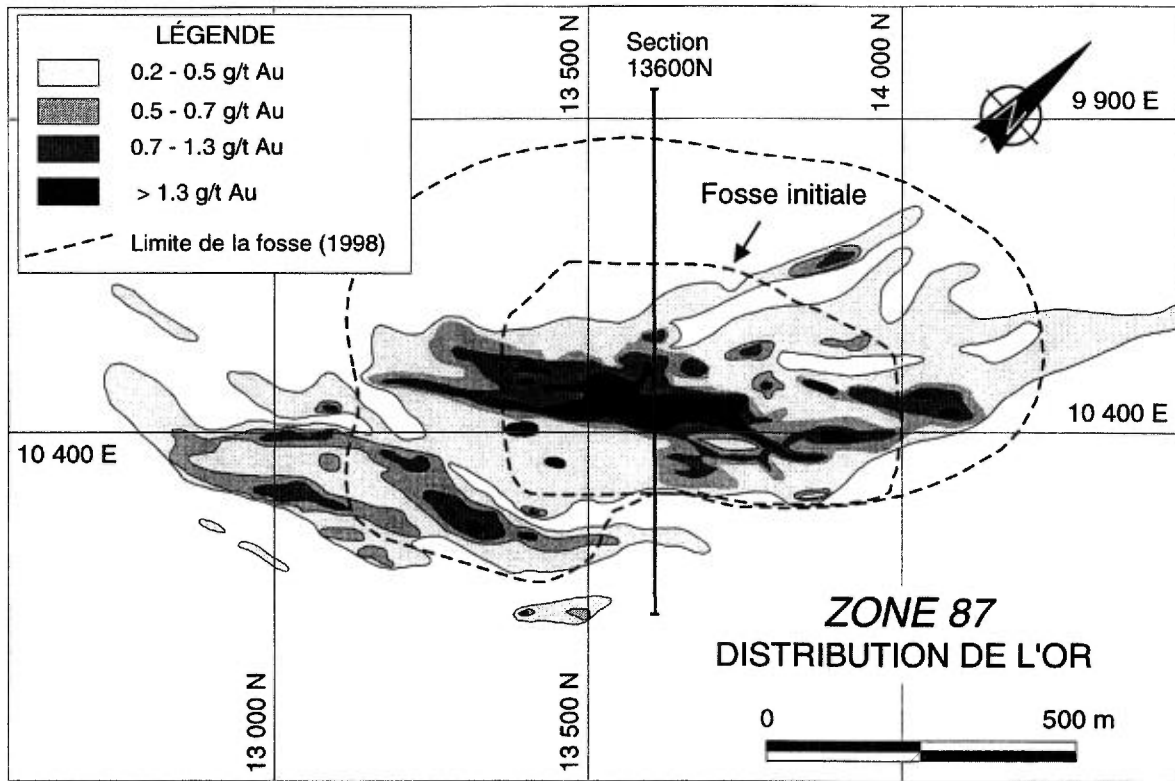


Figure D.42A: Distribution de l'or dans la Zone 87.

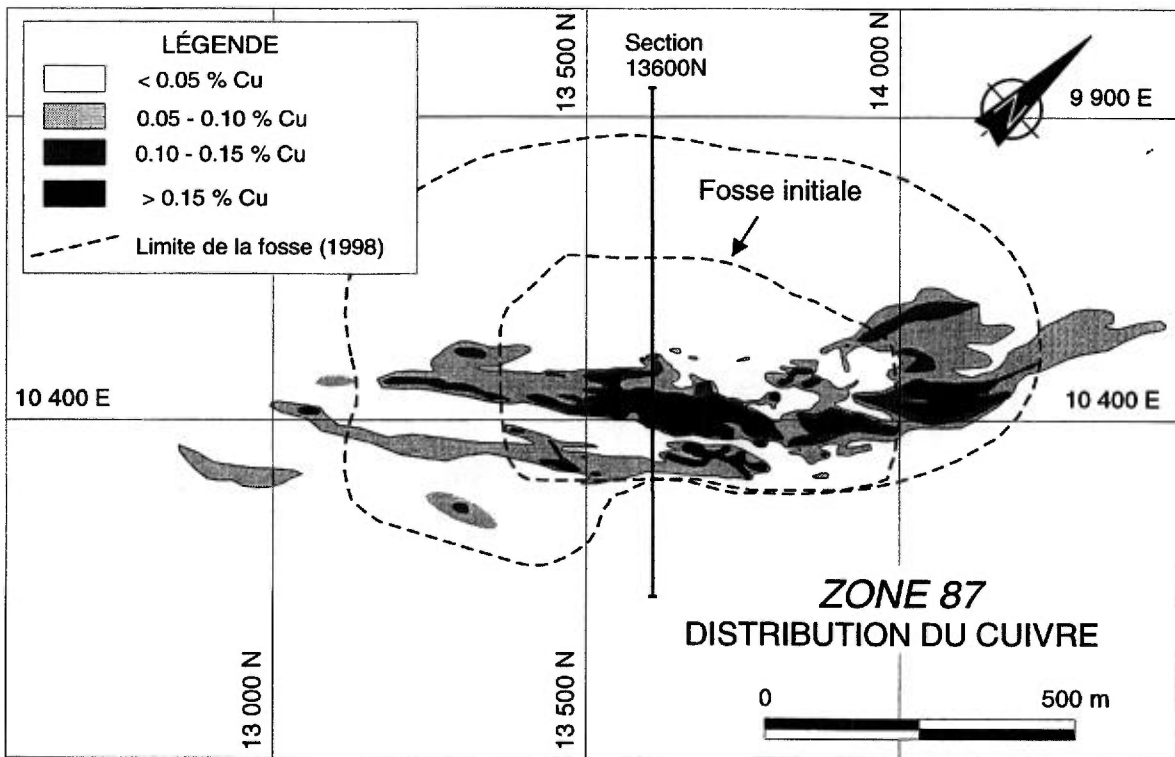


Figure D.42B: Distribution du cuivre dans la Zone 87.

Gisement porphyrique cuprifère de type volcanique

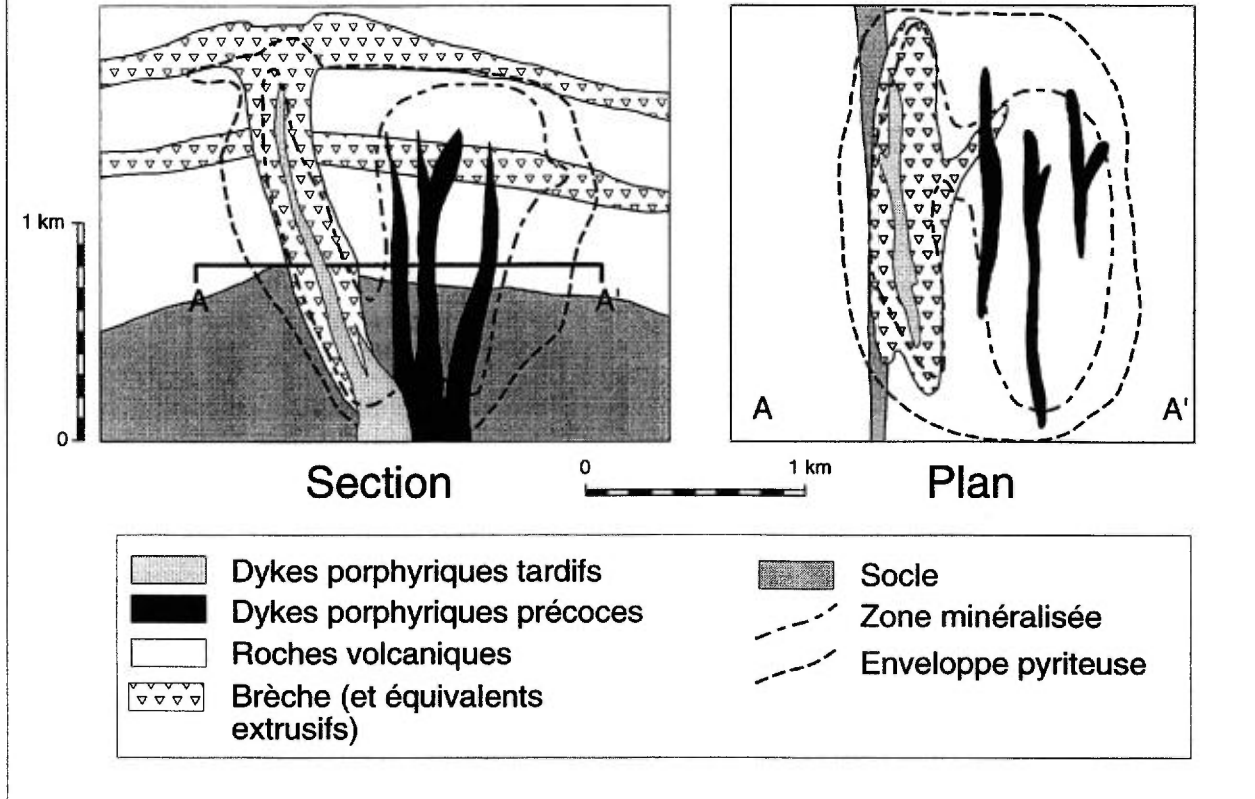


Figure D.43: Représentation idéalisée, en section et en plan, d'un gisement porphyrique cuprifère de type "volcanique" (selon Sutherland Brown, 1976; et McMillan et Panteleyev, 1987). Les échelles horizontales et verticales sont les mêmes.

du gisement avec l'essaim de dykes felsiques minéralisés; les brèches hydrothermales; l'intense fracturation des éponges; le zonage typique de la minéralisation et de l'altération; le gros tonnage; et la minéralisation Cu-Au très étendue et continue (Fraser, 1993).

CARACTÉRISTIQUES ÉCONOMIQUES

La production cumulative au 1er janvier 1998 s'élevait à 4,0 Mt à une teneur de 1,4 g/t Au, 0,16% Cu et 1,33 g/t Ag. Des réserves géologiques de 84,3 Mt titrant 1,3 g/t Au furent calculées pour le gisement Troilus. Elles utilisent une teneur de coupure de 0,7 g/t Au et furent établies jusqu'à une profondeur de 270 m pour la Zone 87 et 120 m pour la Zone J4. Les trous de forage effectués en-dessous de l'élévation - 500 m montrent que la zone est toujours présente en profondeur et que les teneurs sont aussi bonnes. Donc, en utilisant les mêmes teneurs de coupure, le gisement Troilus contient au moins 100 Mt de minerai.

Les réserves exploitables calculée par la Corporation Minière Inmet avant la mise en production s'établissent comme suit:

ZONE	TONNAGE	Au (g/t)	Cu (%)	Ag (g/t)
87	43 040 000	1,25	0,13	1,41
J4	6 470 000	1,19	0,06	1,06
TOTAL	49 510 000	1,24	0,12	1,36

Le gisement sera exploité à partir de deux fosses, mais la plus grande partie du minerai proviendra de la Zone 87, laquelle est plus riche en Au et en Cu que la Zone J4.

Le gîte Troilus est exploité à ciel ouvert avec une production journalière de 11 000 tonnes (4,0 Mt par année). La production annuelle de métaux sera d'environ 129 000 onces d'or (4 012 kg Au) et 9,25 millions de livres de Cu (4,2 t de Cu).

REMERCIEMENTS

L'auteur tient à remercier la Corporation minière Inmet et particulièrement les géologues de la mine Troilus, Doug Cater, Bruno Perron et Claude Savard pour leur coopération.

MINÉRALISATIONS AURIFÈRES ÉPITHERMALES : STYLES ET POTENTIEL DE DÉCOUVERTE DANS LES TERRAINS ANCIENS

Benoît Dubé

*Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de Québec
2535 Boul. Laurier, B.P. 7500, Ste-Foy, Québec, G1V 4C7*

INTRODUCTION

Les minéralisations aurifères épithermales représentent des cibles importantes d'exploration à travers le monde étant donné leur potentiel pour former des gisements de classe mondiale (eg. El Indio, Chili; Hishikari, Japon) et même des gîtes géants (eg. Pueblo Viejo, République Dominicaine, >600 t Au). Comme ils se forment à moins de 1-2 km de la surface, ils sont plus susceptibles d'être érodés. Conséquemment, la plupart des gisements épithermaux sub-aériens sont d'âge Tertiaire ou plus jeune (e.g. Arribas, 1995; White et Hedenquist, 1995). De plus, comme ils sont génétiquement reliés à des zones de subduction, ils sont pour la plupart concentrés le long du Cercle de feu du Pacifique. Toutefois, il existe un potentiel pour ce type de minéralisation dans les terrains anciens.

GÎTES ÉPITHERMAUX AURIFÈRES

Les meilleurs exemples Canadiens de systèmes aurifères épithermaux anciens sont de style épithermal acide ("high sulfidation") et la mine Hope Brook (45 t Au) à Terre-neuve constitue le meilleur exemple documenté d'un tel système hydrothermal métamorphisé (Dubé et al., 1998). Le gisement est encaissé dans des roches tardi-Protérozoïques de la zone d'Avalon de l'orogène Appalachien. La minéralisation se situe à l'intérieur d'un vaste système hydrothermal de plus de 3 km de longueur et 400 m de largeur. Cette zone d'altération se caractérise par: (1) une grande zone d'altération argileuse acide ("advanced argillic") contenant de la pyrophyllite, kaolinite, andalousite et alunite, et (2) deux stades principaux d'altération en silice massive. Le premier stade est de couleur beige, s'étend sur plus de 3 km et constitue une unité faiblement minéralisée à stérile qui résulte du

lessivage massif subi par la roche hôte. Le deuxième est constitué de silice massive grise, il forme la zone minéralisée et se caractérise par de la silice résiduelle vacuolaire ("vuggy silica"). La zone minéralisée se caractérise par la présence de 1-10% de pyrite, de chalcopyrite, de bornite et de traces de tennantite et localement d'énargite. Les âges U-Pb d'intrusions de QFP altérées (pré- et tardi-minéralisation) et de dyke non-altéré recoupant la zone d'altération indiquent que le système hydrothermal minéralisateur s'est formé entre 574 et 578 Ma (Dubé et al., 1998). Ces relations lient dans l'espace et dans le temps le système hydrothermal à la mise en place de la Suite Intrusive de Roti (Dubé et al., 1998).

L'existence de minéralisation aurifère épithermale économique d'âge tardi-Protérozoïque à Hope Brook illustre donc le potentiel pour ce type de minéralisation dans les arcs volcaniques-magmatiques anciens et suggère qu'il pourrait représenter des cibles d'exploration importantes dans les terrains aussi anciens que l'Archéen. De plus, Hope Brook indique clairement qu'en dépit de la déformation et du métamorphisme, il est possible de reconnaître les caractéristiques fondamentales de ces systèmes hydrothermaux en termes de minéralogie, géochimie, texture et signature métallique. Ces caractéristiques ne sont pas uniquement préservées à Hope Brook puisque des zones d'altération argileuse acide de plusieurs km de longueur avec présence locale de minéralisation aurifère sont présentes ailleurs dans les roches tardi-Protérozoïques de la zone d'Avalon à Terre-Neuve (O'Brien et al., 1998) alors qu'en Caroline du Sud, quatre gisements aurifères (Brewer, Haile, Ridgeway, Barite Hill; > 75 t Au) localisés dans le segment sud de la zone d'Avalon (e.g. Feiss et al., 1993; Zwaschka et Scheetz, 1995)

présentent des analogies avec la mine Hope Brook et les systèmes épithermaux acides.

DISCUSSION

Le potentiel de préservation de tels systèmes épithermaux dans les terrains anciens est donc plus important que généralement reconnu. Un des éléments clés dans leur préservation est le basculement précoce de la séquence volcanique-magmatique hôte comme il a été proposé pour certaines ceintures Archéennes (e.g. Daigneault et al., 1990; Pilote et al., 1995c, 1998b). Alors que l'environnement sub-émergeant à marin peu profond caractérisant le contexte géologique des gisements aurifères épithermaux acides, dont les sulfures massifs volcanogènes aurifères, est un élément fondamental dans leur préservation étant donné qu'il limite de façon significative le taux d'érosion.

Les exemples Canadiens de gisements aurifères Archéens de classe mondiale présentant des affinités avec les minéralisations épithermales incluent le gisement aurifère de Campbell-Red Lake en Ontario, récemment décrit comme un équivalent

métamorphisé de minéralisation aurifère épithermale neutre ("low sulfidation"; Penczak et Mason, 1997) et le gisement Bousquet 2-La Ronde qui pourrait constituer un exemple typique de sulfure massif aurifère volcanogénique de style épithermale acide (Sillitoe et al., 1996). Le gîte de pyrophyllite localement aurifère du Canton de Carpentier à Senneterre, de même que la zone à dumortierite dans l'intrusif de Bevcon, près de Louvicourt (Taner et Martin, 1993) témoignent également d'une altération argileuse acide ("advanced argillic") présentant des affinités certaines avec des systèmes épithermaux ou du moins magmatiques. Dans le secteur de Chibougamau, le gîte de Cu-Pb-Zn-As-Ag-Au du lac Berrigan représente possiblement un exemple Archéen de système épithermale (e.g. Pilote, 1987; Guha et al., 1988; Pilote et al., 1995a) alors que la présence de séquence felsiques pyroclastiques calc-alcalines sub-aériennes et de dôme felsiques indiquent que la Formation de Blondeau pourrait représenter une cible d'exploration intéressante pour des minéralisations de type épithermale et porphyrique en particulier dans les secteurs où des minéralisations en Cu ou Au-Cu sont présents (e.g. Guha et al., 1988).

VISION DE SOQUEM

Gaétan Lavallière

SOQUEM, 462 3e rue, Chibougamau, Québec, G8P 1N7

PRÉSENTATION GÉNÉRALE DE SOQUEM

Le 15 juillet 1965, l'Assemblée nationale du Québec adoptait la "Loi sur la Société québécoise d'exploration minière" (LRQ, chapitre S-19). Cette Société, qui peut aussi être désignée sous l'acronyme de "SOQUEM", est constituée sous forme d'une compagnie à fonds social faisant partie du domaine public, donc entièrement détenue par le gouvernement.

Depuis sa création, les travaux réalisés par SOQUEM ont permis de (Bouchard, 1995) :

- découvrir 8 mines dont 3 sont encore en production;
- découvrir plusieurs gîtes subéconomiques;
- créer plus de 1 500 emplois permanents;
- réaliser des travaux d'exploration totalisant 320 millions de dollars;
- offrir de nombreux contrats pour les compagnies de services;
- diversifier l'assiette minérale du Québec (niobium, sel, phosphore et vanadium);
- créer la société multinationale CAMBIOR inc.;
- créer deux sociétés à capital de risque soit SODEMEX 1 et 2.

En 38 ans, plusieurs mandats ont été confiés à SOQUEM, dont le mandat prioritaire a toujours été et demeure plus que jamais de découvrir des gisements au Québec. Pour atteindre cet objectif, SOQUEM (Laplante, 1997) :

- réalise des travaux d'exploration sur l'ensemble du territoire québécois et, plus particulièrement, dans les régions éloignées;
- favorise le partenariat avec les sociétés majeures et juniors et ce faisant, les inciter à explorer davantage au Québec;
- supporte les sociétés juniors d'exploration de façon à leur permettre de maintenir des activités d'exploration au Québec;

- maintien, forme et développe un personnel compétent et expérimenté en regard du Québec minier en plus de favoriser la diffusion d'information géologique susceptible de stimuler l'intérêt pour l'exploration au Québec;
- promouvoir la recherche de pointe pour découvrir de nouvelles méthodes et de nouvelles technologies afin d'accroître l'efficacité de l'exploration.

L'application de cette approche optimale permet de relever une partie des déficits majeurs qui se posent actuellement à l'industrie minière québécoise. Toutefois, la présence et le maintien des activités de SOQUEM sur l'ensemble des terres du Québec sont essentiels pour que les investisseurs croient à la volonté du gouvernement de découvrir et de développer son excellent potentiel minéral (Laplante, 1997).

Depuis le 1er avril 1998, SOQUEM fait partie de la division Métaux et Minéraux de la SGF (Société générale de financement du Québec). Cette restructuration, qui vise à susciter une accélération du rythme des investissements privés au cours des cinq prochaines années, permettra à SOQUEM de contribuer à la dynamisation de l'économie et à la création d'emplois pour toutes les régions du Québec. SOQUEM conservera toutefois son mandat d'exploration en plus de pouvoir participer jusqu'à un intérêt de 49 % à des projets miniers en développement et qui n'ont pas nécessairement été initiés par la Société d'État (Harvey, 1998).

DESCRIPTION DU DISTRICT MINIER DU BUREAU RÉGIONAL DE SOQUEM À CHIBOUGAMAU

Le district du bureau régional de SOQUEM, basé à Chibougamau, est composé de 222 cantons, qui couvrent une vaste superficie de 50 000 km², comprise entre la localité de Desmaraisville au sud-ouest et le lac Mistassini au nord-est (Figure D.44).

SOQUEM possède dans ce district une quarantaine de projets et de gîtes aurifères, de métaux de base ainsi que de vanadium, qui sont répartis à l'intérieur de quatre secteurs d'intérêt soit : les secteurs Frotet, Chibougamau, Joe Mann et lac Shortt (Figure D.44). Des travaux d'exploration sont réalisés en moyenne sur 15 à 20 de ces propriétés chaque année, à partir d'un budget équivalent aux autres districts du Québec, qui est de l'ordre de 2,5 millions de dollars. Toutefois, contrairement aux autres régions, la contribution financière des partenaires dans la réalisation de ces travaux d'exploration est très faible, pour la région de Chibougamau. SOQUEM recherche donc de manière intensive des partenaires pour plusieurs de ses projets, qui sont rendus à un stade d'exploration avancé et qui dans quelques cas, possèdent des gîtes avec ressources.

Les ressources minières du district de Chapais-Chibougamau sont responsables de la création des camps miniers de Chapais et de Chibougamau ainsi que des villes du même nom, où vit aujourd'hui une population de 15 000 habitants, dont 1 000 personnes spécialisées travaillaient directement pour l'industrie minière, au début de l'année 1997. Cette industrie, d'une importance capitale pour la région, est le moteur générant les autres emplois des secteurs secondaires et tertiaires. Depuis la naissance de ce district en 1953, l'industrie minière a permis d'exploiter une trentaine de mines produisant plus de 75 millions de tonnes de minerai, dont la valeur annuelle de la production a atteint 237 millions de dollars en 1980.

PROBLÉMATIQUE DU DISTRICT

Le district minier de Chapais-Chibougamau possède un excellent potentiel géologique pour découvrir les prochaines mines du Québec. Toutefois, ce dernier vit depuis une dizaine d'années une situation difficile au niveau du financement de ses activités d'exploration et d'exploitation minière. De plus, la situation de cette industrie en région a été aggravée à l'automne 1997 par la fermeture de deux mines, qui a entraîné la mise à pieds de 400 travailleurs spécialisés. La baisse du prix de l'or et du cuivre, jumelée au manque de confiance des investisseurs dans le secteur minier, depuis la fraude de la compagnie BRE-X en Indonésie, ont créé un contexte mondial difficile pour l'industrie minière. La chronologie de ces difficultés, qui est actuellement combinée pour le district minier de Chapais-Chibougamau, menace sérieusement la survie de ce dernier, qui est un pôle de toute première importance pour assurer le développement économique du Moyen-nord et du Nord québécois.

Intéresser les investisseurs à l'excellent potentiel du district exige d'abord de modifier l'image négative qu'ils ont de celui-ci. La suite de ce document a donc pour objectif d'expliquer les raisons de cette mauvaise perception. Par la suite, le potentiel de découverte du district est présenté, accompagné de moyens d'intervention concrets, qui pourraient permettre de découvrir la prochaine mine au Québec.

District peu exploré offrant un excellent potentiel de découverte de nouvelles mines

Depuis l'origine du district, les mines en exploitation et les terrains périphériques sont la propriété de trois groupes, qui ont été constitués de plusieurs compagnies. Bien que celles-ci étaient propriétaires de ces terrains, très peu de travaux d'exploration y ont été effectués. Les investissements ont été principalement consacrés à la définition des gîtes ainsi qu'aux opérations d'exploitation, qui produisaient des revenus, en attribuant peu d'importance à l'exploration à long terme, si vital au renouvellement des ressources. Cette situation, qui a longtemps monopolisé une partie importante des très bons terrains pour la découverte de nouveaux gisements, a créé un effet dissuasif sur les compagnies d'exploration, qui percevaient le district minier de Chapais-Chibougamau comme le chasse-gardée de compagnies privilégiées.

Ce contexte a contribué à ce que le district ne profite pas de la quantité importante de travaux générés au Québec par le programme de financement accreditif des années 1983 à 1988. Seulement 7 % du financement généré a été investi dans la région, principalement par des compagnies juniors. De même, le programme de soutien à l'exploration minière au Québec (PSEMQ), initié par SOQUEM en 1991, n'a généré que très peu de travaux dans le district (20 %) en comparaison avec la région de Rouyn-Noranda et de Val-d'Or (75 %). La conséquence de la non-réalisation de ces travaux d'exploration en temps opportun, est celle que l'on vit actuellement, soit un manque de ressources pour poursuivre les activités minières. Considérant l'imposante quantité (60) de gisements exploités et de gîtes constitués de ressources significatives dans le district ainsi que l'importante superficie à haut potentiel de découverte, qui n'a que très peu été explorée même à proximité des mines à cause des différents monopoles, il est facile de concevoir l'excellent potentiel de découverte de nouvelles mines, qu'offre aujourd'hui cette région.

Fausse vision sur la rentabilité des exploitations

Depuis une dizaine d'années, un second facteur

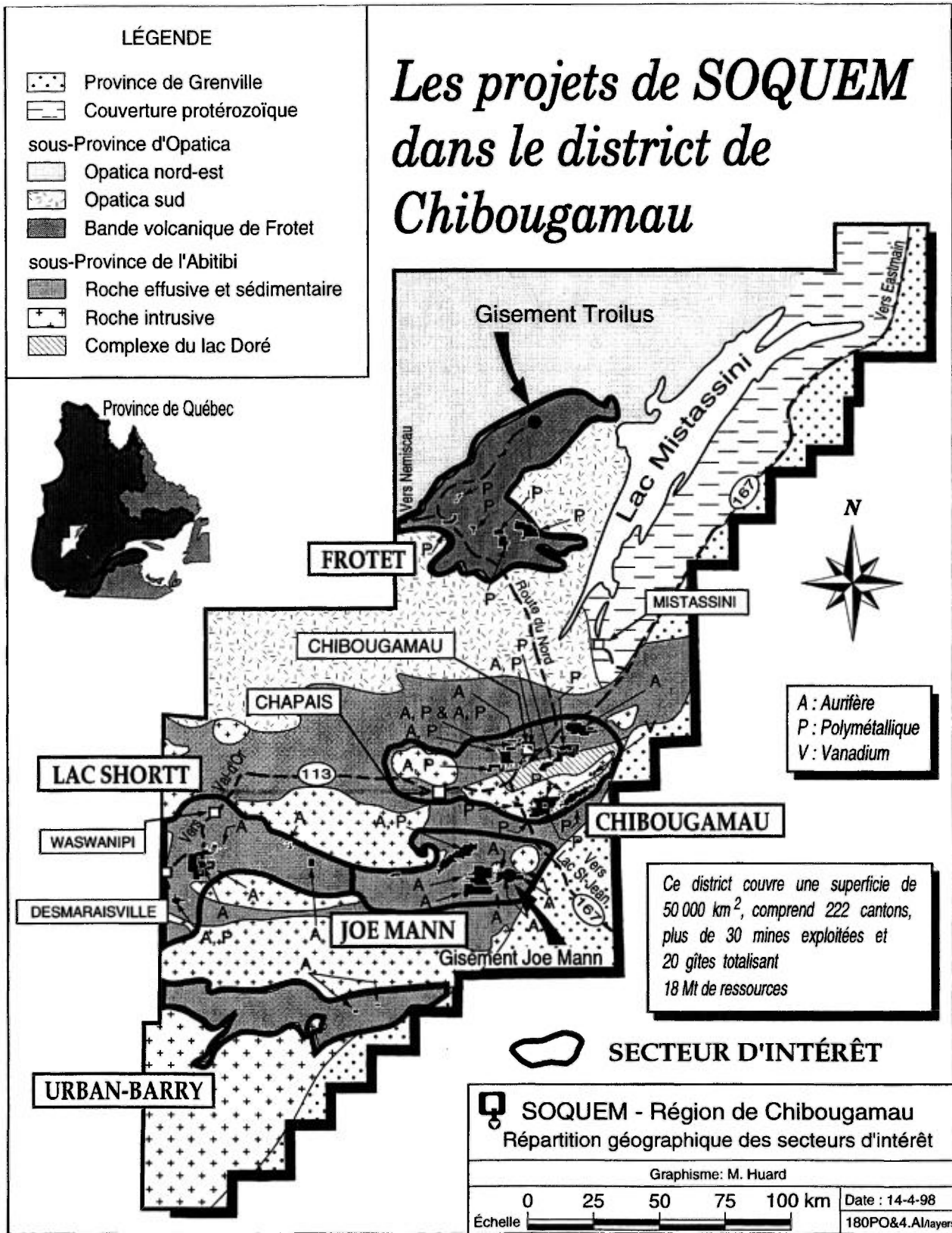


Figure D.44: Les projets de SOQUEM dans le district de Chibougamau

véhicule une fausse vision sur le potentiel économique des gisements de la région, accentuant le problème de l'insuffisance d'investissement dans le district. Les réserves de minerai des volumineux gisements en exploitation dans le camp minier de Chibougamau tiraient à leur fin et donc, les compagnies exploitaient des chantiers résiduels situés dans les parties périphériques des gisements. Ces zones, dont les teneurs étaient plus pauvres, étaient également plus éloignées du puits; accroissant ainsi les frais de transport. Ces facteurs ont eu pour conséquence de réduire de façon significative les revenus tirés de ces opérations. Les dernières compagnies à exploitées ces gisements ont donc vécu une période où les revenus étaient plus faibles, au moment où les réserves devaient être renouvelées à partir de travaux d'exploration onéreux.

Le message véhiculé dans le milieu laissait donc croire que les exploitants, à la recherche de capitaux pour financer leurs travaux d'exploration, ne réussissaient pas à tirer des profits significatifs des volumineux gisements. Ce message a fait oublier les importants revenus tirés de ces gisements en plus de masquer les revenus tirés d'une mine très riche, soit la mine de métaux de base Lemoine. La mine Norbeau a également produit des profits très appréciables et les mines Troilus et Joe Mann, respectivement 4^{ième} et 6^{ième} producteur d'or au Québec, continuent d'en produire. Le potentiel pour découvrir ces petites mines, très riches, ainsi que pour découvrir les prochains volumineux gisements, demeure très élevé. Toutefois, l'image erronée du potentiel économique régional nuit aux investissements nécessaires à la réalisation des travaux d'exploration.

Épuisement des réserves de minerai dû à l'insuffisance de travaux d'exploration

Depuis 1988, la région a vécu la fermeture de huit mines, dont la fermeture complète du camp minier de Chapais en 1991. À l'automne 1997, avec la fermeture des mines Portage et Copper Rand, entraînant la mise à pieds de 400 employés, la population vit actuellement la fermeture complète du camp minier de Chibougamau. Seul les mines Joe Mann et Troilus, qui sont en dehors des deux camps miniers, demeurent en opération. Ces deux mines, qui emploient un total de 500 employés et qui possèdent des réserves respectives de 4 millions de tonnes à 9 g/t d'or et de 44 millions de tonnes à 1,2 g/t d'or et 0,12 % de cuivre, ont une durée de vie estimée à une douzaine d'années.

L'INTERVENTION DE SOQUEM, À CE JOUR, DANS LE DISTRICT

Les fermetures du camp minier de Chapais en 1991, de deux mines dans le camp minier de Chibougamau et de la mine du Lac Shortt à Waswanipi dans un contexte où très peu de travaux d'exploration étaient réalisés dans le district préoccupaient sérieusement SOQUEM. Pour cette raison, la Société a fait un effort important, dans la période la plus difficile soit de 1987 à 1994, en investissant 48 % de son budget annuel. Ces efforts ont porté fruit. D'abord un programme d'exploration intensif a permis de découvrir le gîte Philibert, possédant des réserves de 1,4 millions de tonnes à 5,3 g/t d'or, ainsi que le gîte De Maurès, dont les ressources sont estimées à 350 000 tonnes à 7,8 % de zinc, 1,4 % de cuivre et 22 g/t d'argent.

SOQUEM a également mis sur pieds, en 1991, un programme de collaboration avec les producteurs locaux afin de renouveler les réserves de minerai à temps pour sauver les installations d'exploitation et les emplois spécialisés. À proximité de la mine Joe Mann de Ressources Meston inc., les travaux de SOQUEM, qui ont été un succès, ont permis d'accroître les réserves de minerai de la mine d'environ un million de tonnes, en plus de mettre en valeur un autre million de tonnes de ressources à des teneurs similaires. Ce secteur, avec la mine Troilus, assure aujourd'hui temporairement la survie du district minier. La collaboration de SOQUEM et de Ressources MSV inc. a également permis de découvrir, dans le camp minier de Chibougamau, le gisement de Copper Rand 5000, qui possède des réserves de 4 millions de tonnes de minerai. SOQUEM a de plus effectué avec cette compagnie les travaux de définition du gisement Corner Bay, qui ont permis de prouver des réserves de près d'un million de tonnes.

Dans la région de Waswanipi-Desmaraisville, les efforts déployés avec Corporation Minière INMET n'ont pas permis de sauver les installations d'exploitation ainsi que le concentrateur, qui ont été démantelés à l'été 1997. Toutefois, une portion importante des travailleurs ont été relocalisés aux mines Joe Mann et Troilus. Les travaux effectués, dans ce secteur ont malgré tout permis de mettre en valeur des terrains à haut potentiel de découverte, qui doivent être méthodiquement explorés.

Dans le but de favoriser les investissements nécessaires à la réalisation de travaux d'exploration dans le district de Chapais-Chibougamau, SOQUEM déploie beaucoup d'énergie pour faire connaître le potentiel du district par tous les moyens possibles,

afin que des compagnies partagent avec la Société les frais reliés aux travaux d'exploration. La SDBJ, les compagnies d'exploitation minière de la région, le ministère des Ressources naturelles du Québec, la Chambre de commerce de Chibougamau ainsi que les deux municipalités fournissent un appui remarquable dans cette démarche. En 1997, SOQUEM s'est associée à un partenaire important, soit Ressources McKenzie Bay Ltée, qui mettra en valeur le gîte de vanadium du lac Doré, qui possède 200 millions de tonnes de ressources. La mise en production de ce gîte constituerait un atout pour la région, lui permettant de diversifier son économie et par le fait même, d'être moins vulnérable aux cycles économiques, qui affectent l'industrie minière. De plus, les travaux d'exploration menés, intensivement depuis 1997, en partenariat avec Explorations Minières du Nord dans le secteur Lac Shortt ont permis de découvrir plusieurs indices, qui valorisent ce secteur à haut potentiel de découverte.

LES MOYENS D'INTERVENTION MIS DE L'AVANT PAR SOQUEM

En ce début d'année 1998, on est retourné à la case départ de 1987, et un second plan stratégique, adapté à la situation, a été mis sur pied. À court terme, il s'agit de préserver les activités minières du camp minier de Chibougamau en évaluant les ressources qui présentent un potentiel de rentabilité ainsi qu'en intéressant des partenaires aux meilleurs projets. À plus long terme, il s'agit d'assurer la survie du district minier par l'optimisation de la stratégie d'exploration en favorisant le partenariat, ce qui permettra de découvrir le prochain gisement d'importance. Toutefois dans les deux cas, l'échéancier est serré et la collaboration de tous les intervenants concernés sera capitale.

À court terme, il est impératif de maintenir en région une partie importante des 400 travailleurs spécialisés en exploitation minière ainsi que les infrastructures de traitement du minerai du camp minier de Chibougamau. Dans le cas où le personnel qualifié devrait quitter la région et les infrastructures de traitement du minerai et la voie ferrée devraient être fermées ou encore démantelées, comme dans la région de Chapais et de Waswanipi, il serait difficile, par la suite, de tirer un profit significatif des ressources minérales disponibles dans le district et d'intéresser les compagnies à y effectuer des travaux d'exploration. Dans cette optique, après évaluation de la rentabilité du projet Copper Rand 5000, SOQUEM a effectué un investissement important dans ce projet afin d'accélérer le

démarrage des opérations d'exploitation du gisement.

Le district minier de Chapais-Chibougamau avec ses 19 gîtes aurifères et/ou de métaux de base, renfermant des ressources approximatives de 18 millions de tonnes, et sa vaste superficie peu explorée possède un excellent potentiel de découverte. Ces ressources n'ont suscité jusqu'à présent que peu d'intérêt par les propriétaires, car celles-ci sont géographiquement réparties en plusieurs points. De ce fait, elles étaient monétairement moins attrayantes que les volumineux gisements des deux camps miniers. De plus ces gîtes, qui ne sont pas tous détenus par le même propriétaire ne sont pas, dans certains cas, suffisamment volumineux et riches pour être intéressants, s'ils sont évalués un par un. Dans cette perspective, SOQUEM évaluera les possibilités de partenariat, qui pourraient lors de travaux d'exploration supplémentaires permettre la mise en valeur d'un ou de plusieurs de ces gîtes, peu travaillés à ce jour.

À plus long terme, si l'on considère que le taux de découverte d'une mine, prête à être exploitée, dans les camps miniers canadiens est actuellement de l'ordre d'une mine aux 10 ans, il est essentiel de débiter un programme intensif pour renouveler les ressources des deux dernières mines du district, afin d'assurer la survie de celui-ci dans une douzaine d'années. En 1996, un montant de 9 millions de dollars a été investi en travaux d'exploration dans le district. SOQUEM a contribué pour 35 % de cet investissement. En 1997, l'investissement pour le district a été d'environ 6,5 millions de dollars soit 2,5 millions de moins qu'en 1996, dû au retrait de la région de quelques compagnies majeures. La contribution de SOQUEM a crue à 46 % des investissements en région. Pour 1998, la situation sera encore plus critique. Avec les difficultés de financement des compagnies juniors et le retrait du territoire québécois de plusieurs compagnies majeures, il est réaliste d'estimer à 4 ou 5 millions de dollars l'investissement en exploration minière dans le district. Nous estimons que SOQUEM contribuera à la hauteur de 70 % des investissements en exploration, bien que le budget consacré à la région par cette Société demeure constant. SOQUEM investi 20 % de son budget annuel dans le district et dans le contexte économique actuel, il est difficile d'envisager que SOQUEM seul puisse compenser la baisse des investissements en région. La situation devant être redressée, des partenaires sont recherchés pour joindre leurs efforts à ceux de SOQUEM pour explorer ce territoire à haut potentiel de découverte.

Les sommes investies dans le district sont insuffisantes pour renouveler les réserves de minerai. Les gens du milieu estiment qu'un investissement de l'ordre d'une quinzaine de millions de dollars par année serait le seuil minimal pour atteindre l'objectif visé à temps. Si les activités d'exploitation devaient se terminer dans ce district et par le fait même le lien ferroviaire aboli avec les autres régions, suite à l'épuisement des réserves de minerai, les activités d'exploration diminueraient de façon dramatique. Les compagnies s'intéresseraient plutôt aux camps miniers encore actifs ou aux grandes régions, qui sont au stade de la reconnaissance géologique (Nord québécois, Amérique du Sud, Afrique, Indonésie) dans l'espoir

d'effectuer des découvertes d'envergure à la surface du sol. Cet ancien camp minier, éloigné des bassins de population qui n'offrirait plus de possibilité de traitement et de transport du minerai, présenterait un intérêt mitigé, mais les réserves de minerai y demeureraient présentes sans que quiconque en tire profit !

Un effort intensif doit être maintenu pour promouvoir l'excellent potentiel de découverte qu'offre ce district minier. Afin d'atteindre cet objectif, les outils disponibles doivent tous être mis à contribution et de nouveaux véhicules d'information et de promotion, tel le Symposium 1998 de l'ICM, doivent être réalisés.

VISION CORPORATIVE DE RESSOURCES MSV INC.

Alain Blais

Les Ressources MSV Inc., C.P. 8000, Chibougamau, Québec, G8P 2L1

RÉSUMÉ

Ressources MSV Inc. est une société d'exploitation de gisements aurifères et autres métaux de base et de mise en valeur de propriétés minières. Au cours des prochaines années, MSV entend développer divers projets (métaux de base: Cu, Zn et métaux précieux: Au, Ag) situés dans la région de Chibougamau, tout en priorisant le projet Copper Rand 5000 dont les réserves atteignent 2,2 millions de tonnes métriques à des teneurs de 1,70% Cu et de 3,70 g/t Au.

HISTORIQUE

Ressources MSV Inc. fut incorporée le 10 novembre 1959, sous la dénomination initiale de Mines Massval. En septembre 1986, la compagnie subit une réorganisation et vit son nom changé pour Ressources MSV Inc.

Peu après sa réorganisation d'octobre 1986, MSV a conclu une entente d'option visant l'acquisition d'une participation de 49 % dans la propriété Eastmain en contrepartie de travaux d'exploration totalisant 9 millions \$. Cette participation a été obtenue en 1988. Au cours de cette même année, la compagnie a acquis l'intérêt restant de 51 % grâce à un financement provenant de Northgate Exploration Limited, devenant ainsi l'unique propriétaire du projet Eastmain.

Au mois de février 1993, la compagnie est devenue un producteur d'or et de cuivre en faisant l'acquisition des mines Copper Rand et Portage fermées depuis novembre 1992 par Westminer. Au mois de mars 1993, l'exploitation des deux mines reprenait avec MSV. Un important programme d'exploration de 5,2 millions de dollars fut mis de l'avant afin d'augmenter les réserves connues aux deux mines. Ce programme, financé à 50% par les

deux paliers de Gouvernement (entente Québec-Canada), un autre 25% par SOQUEM et le dernier 25% par MSV, aura servi à prolonger la durée de vie des opérations de 1993 à 1997 et d'amorcer les travaux d'exploration qui ont mené ultérieurement à l'élaboration du projet Copper Rand 5000.

En juin 1993, MSV a acquis les propriétés Cedar Bay, Henderson I et Henderson II de Ressources Meston Inc., une filiale en propriété exclusive de Ressources Campbell Inc. Cette acquisition permettait à MSV de consolider sa position au cœur même du camp minier de Chibougamau.

En juillet 1994, MSV a conclu une entente visant l'acquisition d'une participation de 55 % dans la propriété Corner Bay "Inner Block" située à 55 km au sud des installations de Chibougamau. Ce gisement contient des réserves exploitables d'environ 1,0 millions de tonnes métriques titrant en moyenne 5,28 % en cuivre. En octobre 1995, la compagnie se portait acquéreur de l'intérêt restant, soit 45 %, en fusionnant ses activités avec celles de son partenaire dans ce projet, Explorations Cache Inc.

Au dernier semestre de 1994, la mine Eastmain a amorcé ses activités d'exploitation pour générer 14 595 onces d'or. L'année 1995 a été marquée par la fermeture de la mine Eastmain après moins d'un an de préproduction. L'éloignement du site de même que les difficultés de transport du minerai via une route hivernale ont affecté considérablement la rentabilité du projet et justifiaient amplement l'abandon temporaire des activités.

En avril 1996, le conseil d'administration de Ressources MSV a mis en place une nouvelle équipe de direction ayant monsieur André Y. Fortier au poste de président du conseil et chef de la direction. La nouvelle direction s'est alors donnée comme objectifs, de consolider la position de Ressources MSV à Chibougamau. Dans un premier temps

assurer le développement du projet Copper Rand 5000, ce projet étant la base de MSV dans la région. L'usine de traitement d'une capacité de 2 700 tonnes métriques par jours est un des actifs importants de MSV. Le concentrateur de Copper Rand possède une capacité nominale de 2 700 tonnes métriques par jour, soit un peu plus de 0,9 millions de tonnes métriques par année. Il traite le minerai à un rythme moyen de 114 tonnes métriques à l'heure. Il est équipé d'un circuit de flottation, d'un circuit de gravité pour la récupération de l'or libre et d'une fonderie permettant de couler l'or ainsi récupéré.

Le projet Copper Rand 5000 contribuera à l'alimentation de cette usine pour seulement 50% de sa capacité. MSV s'est donc donnée comme second objectif d'identifier et d'acquies tout projet situé dans la région de Chibougamau, susceptible d'être développé à court terme, exploité avec profit et dont le minerai pourrait être traité dans son usine. Finalement, comme troisième objectif, MSV veut accroître les réserves de la propriété Eastmain et reprendre l'exploitation de ce gisement.

Dans le cadre de son objectif d'identification de propriétés pouvant être développées à court terme dans la région de Chibougamau, MSV a conclu une entente avec Noranda Exploration lui permettant d'acquies la propriété Tortigny située à 135 kilomètres au nord-ouest de Chibougamau. Le gisement de Tortigny renferme des ressources géologiques de 450 000 tonnes métriques à des teneurs de 2,5% Cu, 7,0% Zn, 0,3% Pb, 66 g/t Ag et 0,3 g/t Au. Le gisement et le contexte géologique de la propriété présentent un excellent potentiel pouvant mener à l'augmentation des ressources déjà présentes.

MSV a aussi procédé à l'achat d'un groupe de propriétés appartenant à 150990 Canada Ltd. Les 26 propriétés acquies sont toutes situées dans la région de Chibougamau. De ce groupe on retient principalement la propriété lac Taché, située à 5 kilomètres au nord de Chibougamau. La propriété est détenue en coparticipation avec Bitech Corporation dans une proportion de 50/50. La propriété renferme des ressources géologiques indiquées par forage de l'ordre de 840 800 tonnes métriques à des teneurs de 4,12% Zn et de 2,4 g/t Au. Cette propriété possède un potentiel minier significatif et la configuration géométrique des ressources qu'elle contient permet d'envisager une exploitation à ciel ouvert. La propriété Gwillim, aussi acquise de 150990 Canada Ltd, renferme des ressources géologiques estimées à plus de 272 000 tonnes métriques à des teneurs de 10 grammes d'or par tonne métrique. Cette propriété a été en production commerciale de 1980 à 84. Un total de

221 355 tonnes métriques à des teneurs de 4,9 grammes d'or par tonnes métriques furent extraites. L'exploitation s'est effectuée par le biais d'une rampe.

PERSPECTIVES

-) Projet Copper Rand 5000

Ressources MSV entend consacrer l'essentiel de ses activités en 1998 et 1999 au développement du projet Copper Rand 5000. Ce projet est le point central de la stratégie de développement de MSV à Chibougamau. La mise en valeur de ce projet assurera à l'entreprise une production d'or et de cuivre sur une période minimale de cinq ans à compter du début de l'an 2001. Les coûts d'exploitation seront de 40 dollars la tonne, ce qui représente une économie importante par rapport aux coûts d'exploitation de 1996 (\$65,95 la tonne). De plus ce projet permettra d'explorer et mieux définir les ressources indiquées par forages sous la mine Cedar Bay (potentiel de 1,0 à 2,0 millions de tonnes à 1,00% cuivre et 5,0 grammes d'or par tonnes) ainsi que tout le secteur du lac Doré situé au sud des mines Copper Rand et Cedar Bay.

MSV entend également mettre l'accent sur la mise en valeur du projet Corner Bay et sur le développement des projets miniers acquis en 1997 soit lac Taché et Tortigny.

-) Projet Corner Bay

Le projet Corner Bay est situé à 45 km au sud de Chibougamau. Il renferme près d'un million de tonnes métriques à une teneur de 5,28% cuivre. Ressources MSV vise une production de 180,000 tonnes métriques annuellement lorsque le prix du cuivre sera supérieur à \$1,05 la livre (US). Une rampe d'exploration nécessitant un investissement de 4,5 millions de dollars sera nécessaire lorsque le prix du cuivre permettra de projeter une activité rentable.

-) Projet lac Taché

(par D. Gervais)

Introduction

La propriété du lac Taché, détenue à 50% par MSV (l'autre 50% appartenant à Bitech) est située à 5 km au nord de Chibougamau. Elle renferme des ressources estimées à 840 800 tonnes métriques à des teneurs de 4,12% zinc et à 2,4 grammes par tonne d'or. La géométrie du gisement est favorable à une exploitation à ciel ouvert.

Les zones minéralisées, composées de pyrrhotite, de sphalérite, de pyrite et de galène (chalcopyrite +

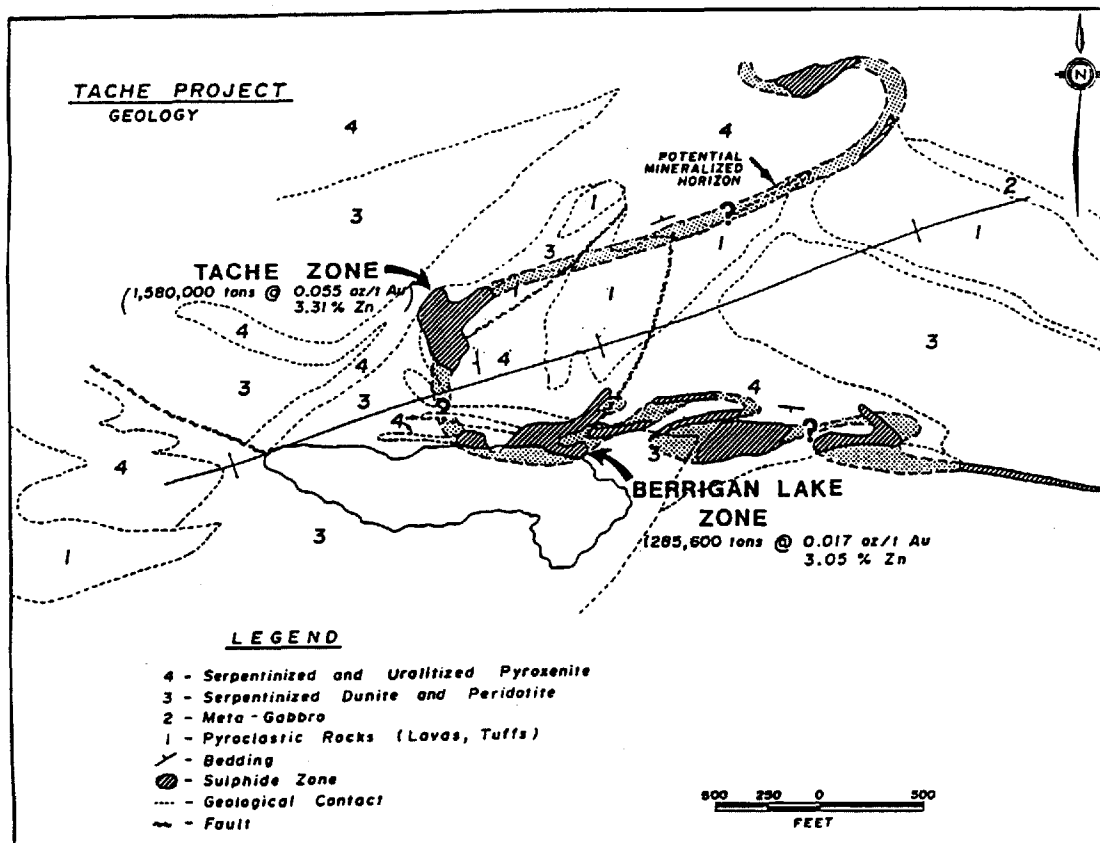


Figure D.45: Géologie simplifiée de la région du gîte Taché (modifiée d'Anderson, 1988, et de plusieurs autres sources).

arsénopyrite) se sont mises en place dans ou au contact du filon couche mafique de Roberge (Pilote, 1987), lequel appartient au Complexe de Cummings. Ce filon-couche est encaissé dans des volcanoclastites intermédiaires à felsiques. Selon certaines interprétations (Anderson, 1988), les lithologies de ce secteur sembleraient avoir été reprises dans un anticlinal isoclinal orienté nord-est et plongeant à 50°-70° vers le sud-ouest (Figure D.45).

Géologie économique

De 1929 à 1994, le gîte du lac Taché a fait l'objet de multiples travaux géologiques (voir Pilote, 1987; Pilote et Guha, 1990 et ce volume) dont plus de 215 trous de forage au diamants totalisant pas moins de 30 000 mètres, plusieurs relevés géophysiques ainsi que le fonçage d'une rampe de 200 mètres de long atteignant 30 mètres de profondeur. Entre 1959 et 1987, il y a eu 7 calculs de ressources. Quoique très incertaines aujourd'hui encore, les ressources indiquées s'établissent ainsi selon les 2 zones historiquement reconnues:

	tc	% Zn	oz Au/t
la zone du lac Taché :			
(Anderson, 1988)			
(a) de la surface			
au niveau -120m	626 900	4,06	0,07
(b) sous le niveau			
-120m	953 100	2,82	0,045
sous-total	1 580 000	3,31	0,055
la zone du Lac Berrigan :			
(Brett, 1959)			
	285 600	3,05	0,017
le total des 2 zones	1 865 600	3,27	0,049

Un domaine structural très complexe a mené à l'abandon des travaux de mise en valeur du gîte du lac Taché par plusieurs compagnies ayant optionné cette propriété dans le passé. Par contre, une étude de préfaisabilité effectuée en 1989 par James Wade Engineering Ltd pour le compte de la compagnie Bitech Corporation a démontré qu'il existait un réel potentiel pour récupérer une partie de ce gîte via une exploitation à ciel ouvert. À partir du calcul de

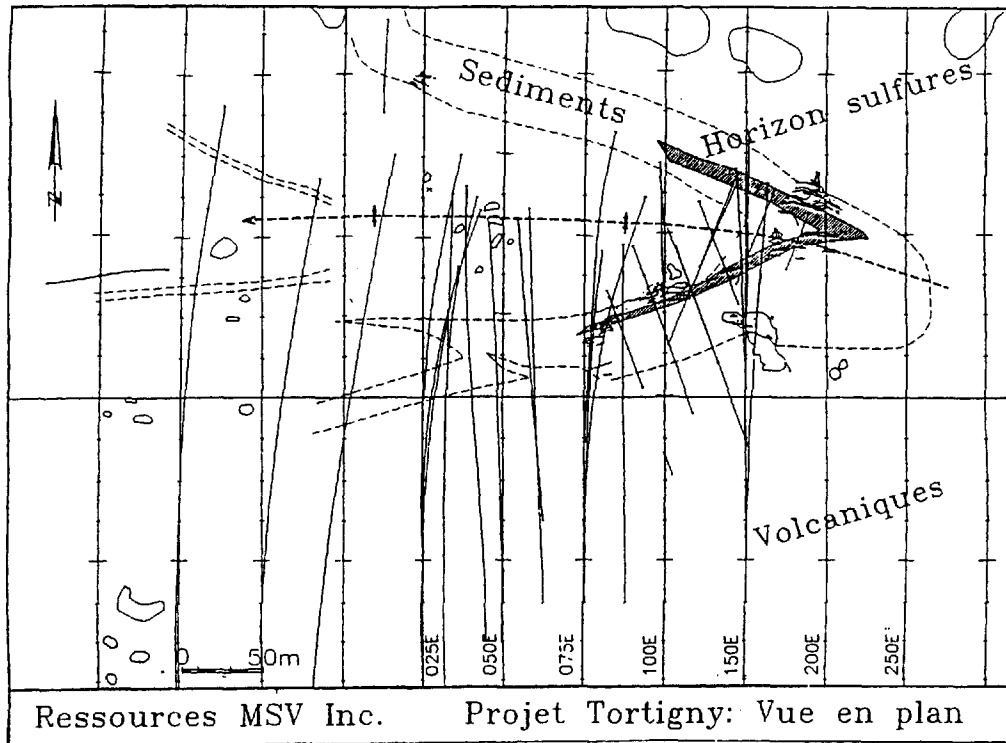


Figure D.46: Plan géologique simplifié, projet Tortigny.

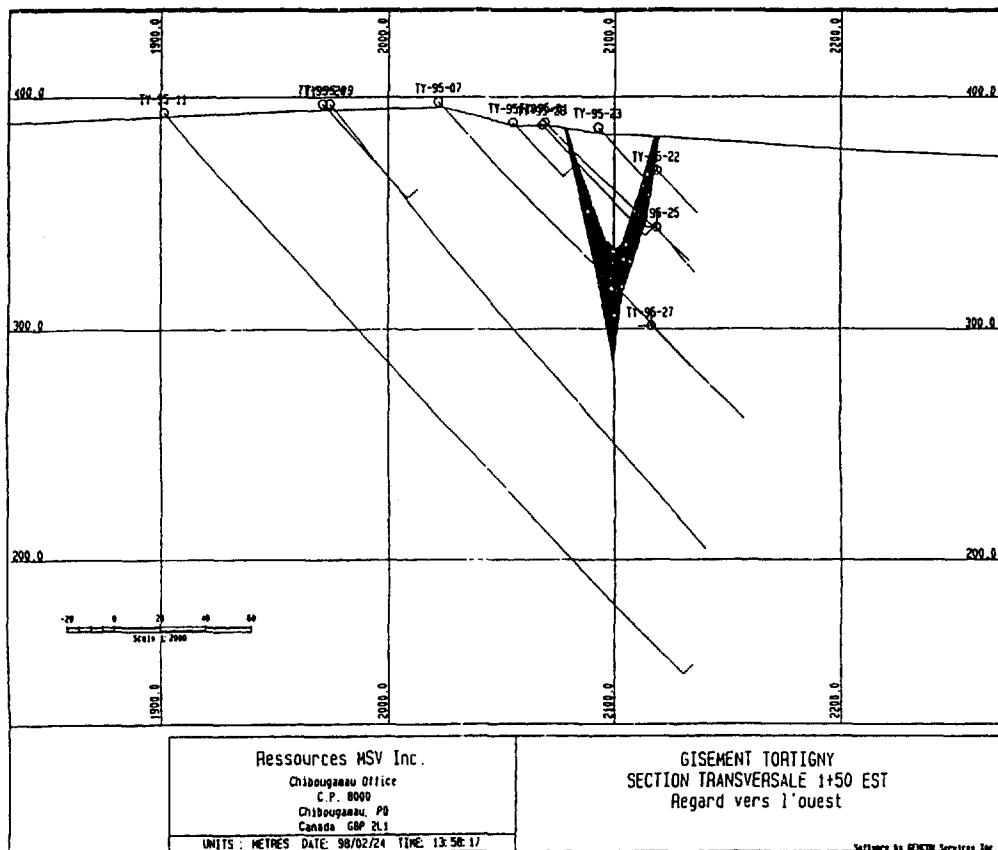


Figure D.47: Section transversale 1+50 Est, projet Tortigny, le regard est vers l'ouest.

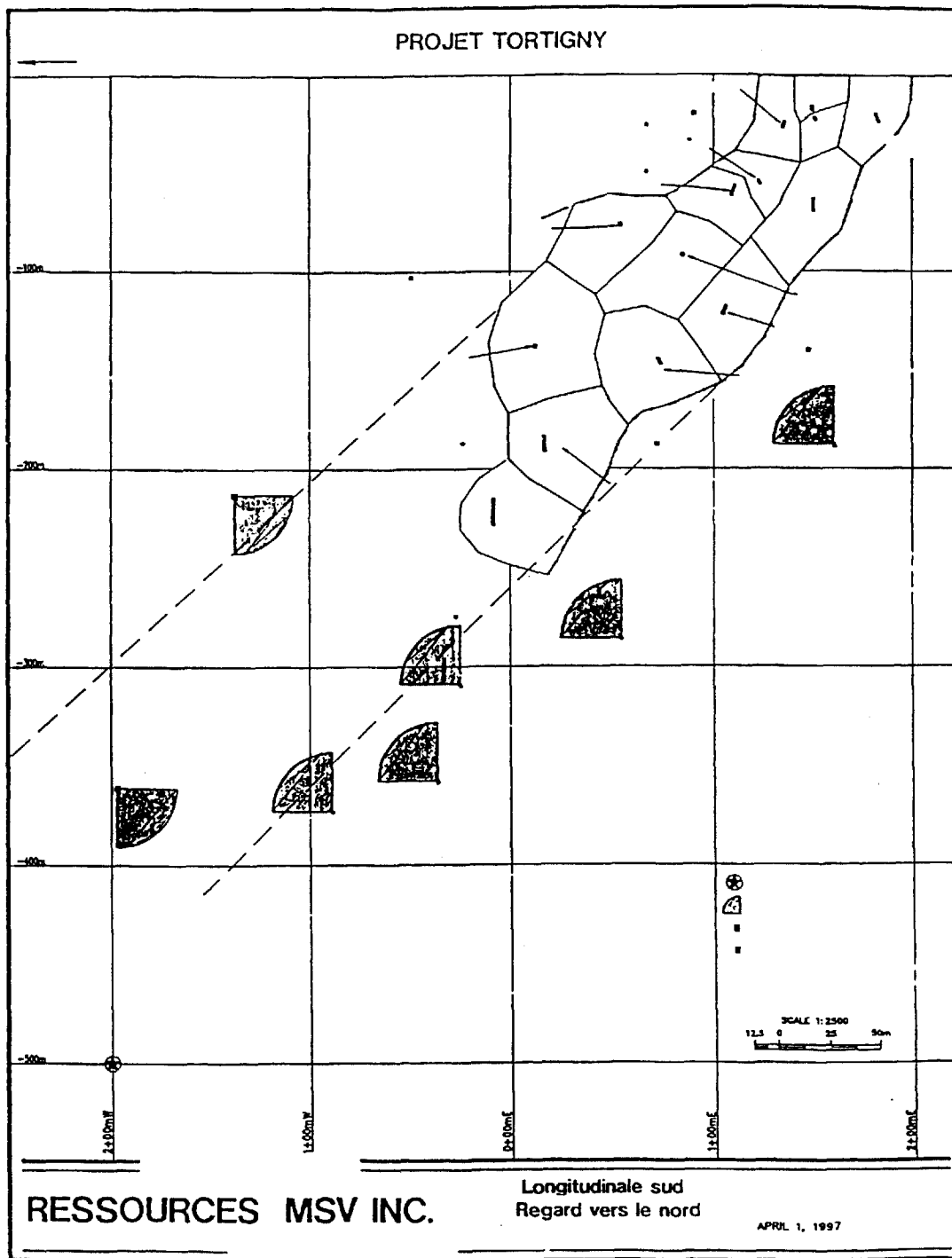


Figure D.48: Section longitudinale Sud, projet Tortigny, le regard est vers le nord.

ressources de 1988 d'Anderson, l'étude indique qu'il serait possible de récupérer quelques 2 millions de tonnes courtes de matériel titrant 0,96 % Zn et 0,018 on Au/t. De plus, le corps minéralisé reste ouvert

en profondeur et constitue une excellente cible de forage. Actuellement, Ressources MSV Inc. s'affairent à valider les derniers calculs de ressources, à prouver la continuité de la

minéralisation, à augmenter les ressources connues et à vérifier le potentiel de minage à ciel ouvert d'une partie du gîte.

Potentiel

De par sa taille et sa position stratigraphique, le gîte du lac Taché s'apparente à celui de Zénith en Ontario (165 000 tonnes à 16,5 % zinc) qui a été à l'origine de la découverte du gîte de sulfures massifs volcanogènes de Winston Lake (3,1 millions de tonnes à 15,20 % Zn, 1,10 % Cu, 31,00 g Ag/t et 1,00 g Au/t). Il pourrait donc être considéré comme un xénolithe dérivé d'une masse sulfureuse de plus grande envergure. Cette interprétation ouvre la porte à un potentiel de découverte majeure de gisements du même type dans un environnement immédiat.

-) Projet Tortigny (par D. Gervais)

Introduction

À quelques 100 km au nord de Chibougamau se retrouve le gîte de Tortigny. Il s'agit d'un horizon de sulfures massifs à pyrrhotite, sphalérite et chalcopirite se situant dans le membre volcanique de Testard, à l'intérieur de la formation andésitobasaltique de Châtillon, dans la ceinture volcanique de Frotet-Évans. Ce gîte polymétallique se localise à la charnière d'un synforme qui ouvre et plonge à 45° vers l'ouest (Figure D.46).

Géologie économique

Les travaux de décapage effectués par Noranda Exploration en 1994 ont permis de mettre à jour un horizon sulfuré de quelques 200 m de long avec une largeur moyenne de 2 m. Par la suite, 40 trous de forage, dont 1028 échantillons furent prélevés et analysés, ont servi à circonscrire ce gîte. Ce dernier est caractérisé par trois (3) zones distinctes, soient: le bras Sud d'attitude 250° avec un pendage à 70° vers le nord, le bras Nord d'attitude 290° avec un pendage à 70° vers le sud et enfin, la zone de charnière (Figures D.46 et D.47).

En avril 1997, un premier calcul des ressources du gîte de Tortigny a permis d'identifier quelques 450 000 tonnes métriques titrant 6,17 % Zn, 2,24 % Cu, 61,84 g Ag/t, 0,33 g Au/t et 0,24 % Pb allant de la surface jusqu'au niveau -260 m. Au début de 1998 la compagnie "Ressources MSV Inc" a calculé un revenu net après fonderie (NSR) de \$108,47 can./t en tenant compte de ses propres réalités d'opération ainsi que des paramètres économiques suivants:

- le prix du zinc à 0,75 \$US/lb
- le prix du cuivre à 1,00 \$US/lb
- le prix de l'argent à 5,00 \$US/oz
- le prix de l'or à 375,00 \$US/oz
- le dollar canadien à 0,72 \$US

Le gîte de Tortigny reste ouvert en profondeur et les multiples relevés de pulse EM indiquent une forte possibilité de retrouver d'autres sulfures le long de l'horizon favorable (Figure D.47). De plus, l'assemblage métamorphique des sédiments contenant le gîte (quartz, muscovite, biotite, andalousite) ainsi que l'absence d'altération prémétamorphique (chlorite) suggère que le gîte ne soit pas associé à son auréole d'altération mais représenterait plutôt un faciès de mise en place distal resédimenté. Ce qui impliquerait la présence d'une source sulfureuse de plus grande importance favorisant ainsi un fort potentiel de découvertes majeures à proximité.

MSV devra investir un minimum de 2,0 millions de dollars en travaux avant la fin décembre 2001 pour acquérir son intérêt de 100% dans la propriété.

-) Projet Eastmain

La mine Eastmain, située à 300 km au nord de Chibougamau, renferme 800 000 tonnes métriques à une teneur de 10,1 grammes d'or par tonnes. Un investissement de 10 millions de dollars est requis pour l'installation d'une usine de traitement du minerai sur le site, incluant un parc à résidu, et pour transformer la route d'hiver existante en route permanente. MSV prévoit redémarrer le projet une fois ces conditions rencontrées et lorsque le prix de l'or aura atteint un niveau de 400 dollars (US) l'once. MSV est confiant de voir les réserves augmenter sur cette propriété suite aux travaux d'exploration qui seront amorcés par ARCA exploration qui a l'option d'acquérir 50% du bloc secondaire en investissant 3,0 millions de dollars en divers travaux d'exploration avant la fin de décembre 2002.

CONCLUSIONS

La nouvelle direction de MSV s'est employée à mettre en place les éléments qui lui permettront de prendre un nouvel essor, après une période de transition entre l'exploitation tel que connue jusqu'en 1997 et la mise en production de nouveaux projets au tournant de l'an 2000. À ce moment, MSV aura atteint un niveau de production global de plus d'un million de tonnes métriques par année assurant ainsi une base solide, diversifié et rentable.

CHIBOUGAMAU: FER DE LANCE DE MINIÈRES DU NORD

Paul-A. Girard

Exploration MINIÈRES DU NORD

Place du Canada, 1010 de la Gauchetière, bureau 2255,
Montréal, Québec, H3B 2N2

Suite à des évaluations géoscientifiques ciblées et en raison de divers facteurs circonstanciels, il est apparu évident à la direction d'Exploration MINIÈRES DU NORD que le camp minier de Chapais-Chibougamau offre d'excellentes opportunités d'affaires et de développement minier à caractère économique. De telle sorte que pour ses travaux d'exploration au Québec, MINIÈRES DU NORD a décidé par voie de résolution d'y orienter la plus grande partie de ses budgets.

Forte de ses 45 années d'existence, au cours desquelles de nombreuses décisions cruciales ont dû être prises, MINIÈRES DU NORD croit maintenant que la présente décision d'investir ici sera jugée favorablement dans l'avenir... surtout après le passage du nouveau millénaire.

Bien que la Société ait fait ses premiers pas dans les cantons Obalski et Lemoine au début des années '50, le renouveau de notre intérêt dans le secteur Chapais-Chibougamau s'explique d'abord et avant tout par les résultats de nos travaux sur la propriété du canton Le Tac que nous détenons en partenariat avec SOQUEM.

À la lecture des données compilées à ce jour, Le Tac présente plusieurs zones d'intérêt pour l'or et les métaux de base, notamment le zinc et le cuivre. Les plus récents travaux ont en effet permis d'identifier un conducteur de type P.P., minéralisé en or-zinc-cuivre-argent, sur une longueur de plus de 700 mètres. De plus, une investigation parallèle de cette zone, également par le biais d'un levé P.P., a permis de découvrir 14 nouvelles cibles de forage qui ont donné, entre autres, des résultats de 7,44 g/t Au, 4,82% Zn et 41,5 g/t Ag sur une épaisseur de 4 mètres ainsi que 2,72% Zn sur 12,5 mètres.

L'évolution observée sur la propriété Le Tac est aussi à l'origine d'un partenariat que l'on peut qualifier d'exemplaire avec SOQUEM. C'est une autre dimension - un facteur circonstanciel - qui fait en sorte que nous sommes ici pour y rester. À preuve, le développement conjoint MINIÈRES DU NORD / SOQUEM que nous entendons mener sur l'un des plus beaux projets du secteur, soit celui du lac Shortt.

RÉFÉRENCES

- ALLARD, G.O., 1960 - Moitié sud du quart SE du canton de McKenzie. *In: Moitié sud du canton de McKenzie*. Ministère des Mines, Québec; RG-95, pages 45-90.
- ALLARD, G.O., 1970 - The Doré Lake Complex, Chibougamau, Quebec: a metamorphosed Bushveld-type layered intrusion. *In: Symposium on the Bushveld igneous complex and other layered intrusions*, Éditeurs: J.L. Visser et G. Von Gruenewaldt. Geological Society of South Africa; Special Publication 1, pages 477-491.
- ALLARD, G.O., 1976a - Doré Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 368, 446 pages.
- ALLARD, G. O., 1976b - The Gutai Mountains (Romania) ore deposits - A Pliocene analog of the Archean Chibougamau (Quebec, Canada) deposits. *In: 25th International Geological Congress*, Sidney, Australia, pages 149-150.
- ALLARD, G.O., 1976c - A volcanogenic model for ore deposits of the Chibougamau district (abstract). *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*; volume 69, no. 767, page 96.
- ALLARD, G.O., 1981 - Quart sud-ouest du canton Rinfret et partie du quart sud-est du canton Lemoine: Relation avec le Front de Grenville. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-759, 95 pages.
- ALLARD, G.O., 1982 - Gold potential of the Bourbeau sill in Chibougamau - An analog of the Golden Mile Dolerite Sill at Kalgoorlie, Australia. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*; volume 75, no 839, page 93 (résumé).
- ALLARD, G.O. - GOBEIL, A., 1984 - General geology of the Chibougamau region. *In: Chibougamau, Stratigraphy and Mineralization*, Éditeurs: J. Guha et E.H. Chown. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 34, pages 5-19.
- ALLARD, G.O. - CATY, J.-L. - GOBEIL, A., 1985 - The archean supracrustal rocks of the Chibougamau area. *In: Evolution of Archean Supracrustal sequences*, Éditeurs: L.D. Ayres, P.C. Thurston, K.D. Card, et W. Weber. Geological Association of Canada; Special Paper 28, pages 55-63.
- ALLARD, G.O. - CIMON, J. - GOBEIL, A., 1984 - Geology and Mineralization southeast of Chibougamau. *In: Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization*. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Guidebook, field trip no 10, pages 123-158.
- ALLARD, G.O. - DUQUETTE, G. - LATULIPPE, M. - VAN de WALLE, M., 1972 - Géologie du Précambrien et gîtes minéraux de la région de Noranda - Val-d'Or et Matagami - Chibougamau, Québec. 24^e Congrès géologique international, Montréal; livret-guide de l'excursion A41-C41; 100 pages.
- ALLARD, G.O. - CATY, J.-L. - CHOWN, E.H. - CIMON, J. - GOBEIL, A. - BAKER, D., 1979 - Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau. Association Géologique du Canada - Association Minéralogique du Canada (GAC-MAC), congrès annuel, Québec; livret-guide de l'excursion B-1; 95 pages.
- ANDERSON, R. J., 1988 - Bitech Energy Resources Ltd, Summary report on the 1987 exploration program of the Taché property, McKenzie twp, Quebec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-48741, 32 pages et 11 annexes.
- ARCHAMBAULT, G. - GUHA, J. - TREMBLAY, A. - KANWAR, R., 1984 - Implications of the geomechanical interpretations of the Copper Rand deposit on the Doré Lake shear belt. *In: Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization*, Éditeurs: J. Guha et E.H. Chown. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 34, pages 300-318.
- ARCHER, P., 1984 - Interpretation of the volcano-sedimentary environment of the Archean Blondeau Formation, Barlow Lake section, Chibougamau. *In: Chibougamau, Stratigraphy and Mineralization*, Éditeurs: J. Guha et E.H. Chown. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 34, pages 92-106.
- ARRIBAS, A. Jr., 1995 - Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid: Magmas, fluids, and ore deposits. *In: Mineralogical Association of Canada Short Course volume 23*; éditeur: J.F.H. Thompson; pages 419-454.
- ARRIBAS Jr., A. - HEDENQUIST, J.W. - ITAYA, T. - OKADA, T. - CONCEPCIÓN, R.A. - GARCIA JR. - J.S., 1995 - Contemporaneous formation of

- adjacent porphyry and epithermal Cu-Au deposits over 300 ka in northern Luzon, Philippines. *Geology*; volume 23, pages 337-340.
- ASSAD, J.R., 1957 - Description of mining properties visited during 1956 in the Chibougamau region. Quebec Department of Mines; Preliminary Report 352.
- AYRES, L.D., 1982 - Pyroclastic rocks in the Geologic record. *In: Pyroclastic volcanism and deposits of Cenozoic intermediate to felsic volcanic islands with implications for Precambrian greenstone-belt volcanoes*, Éditeurs: L.D. Ayres. Geological Association of Canada; Short Course notes 2, pages 1-17.
- BAKER, D.J., 1980 - The metamorphic and structural history of the Grenville Front near Chibougamau, Quebec. Thèse de Ph.D., University of Georgia, Athens, 335 pages.
- BARLOW, A.E. - FARIBAULT, E.R. - GWILLIM, J.C., 1912 - Report on the geology and mineral resources of the Chibougamau region, Quebec. Quebec Mines Branch, Department of Colonization, Mines and Fisheries.
- BARNES, S.-J. - COUTURE, J.-F. - POITRAS, A. - TREMBLAY, C., 1994 - Les éléments du groupe du platine dans la partie québécoise de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 91-04, 108 pages.
- BATEMAN, R., 1984 - On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas. *Tectonophysics*; volume 110, pages 211-231.
- BEACH, H.H., 1941a - Mechamego Lake, Abitibi Territory, Québec. Ministry of Mines and Resources, Canada; Map 608-A.
- BEACH, H.H., 1941b - Michewacho Lake, Abitibi Territory, Québec. Ministry of Mines and Resources, Canada; Map 623-A
- BEAKHOUSE, G.P. - BREAKS, F.W. - STONE, D. - SUTCLIFFE, R.H., 1989 - Granitoid rocks and their significance for crustal evolution in the Western Superior Province. Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada Annual Meeting, Montréal, Abstracts volume 14, page A6.
- BÉDARD, L.P., 1987 - Le stock de Dolodau: syénite et carbonatites associées. Mémoire de maîtrise non publié, Université du Québec à Chicoutimi, 149 pages.
- BÉDARD, L.P., 1993 - Injections multiples de magmas dans un conduit nourricier: implications sur le remplissage des plutons et l'extraction du magma. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 124-131.
- BÉDARD, L.P. - CHOWN, E.H., 1992 - The Dolodau intrusion, an example of Archean carbonatite. *Mineralogy and Petrology*; volume 46, pages 109-121.
- BÉDARD, L.P. - CHOWN, E.H. - BARNES, S.J., 1989 - Geochemistry and petrography of Archean monzodiorite of the Northern Abitibi Greenstone Belt, Quebec, Canada. *Precambrian Granitoids*, Helsinki, page 11.
- BÉLANGER, J. - GUHA, J. - COULOMBE, A. - CARIGNAN, J., 1984 - The "8-5" Zone, Cooke Mine, Chapais: A volcanogenic massive sulphide deposit in the Blondeau Formation. *In: Chibougamau, Stratigraphy and Mineralization*, Éditeurs: J. Guha et E.H. Chown. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 34, pages 271-287.
- BENN, K. B. - SAWYER, E.W. - AMICE, M. - MOUKSIL, A. - BÉDARD, L.P. - CHOWN, E.H. - BOUCHEZ, J.L., 1989 - Structural and compositional pluton types in the Opatca and Abitibi Subprovinces: Implications for Superior Province Tectonics. Annual meeting of the Canadian Tectonic studies Group, London, Ontario (abstract volume).
- BENN, K. B. - SAWYER, E.W. - BOUCHEZ, J.L., 1992 - Orogen parallel and transverse shearing in the Opatca belt, Quebec: implications for the structure of the Abitibi Subprovince. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2429-2444.
- BERTONI, C.H. - VACHON, A., 1984 - The Corner Bay deposit: a new copper discovery in the Doré Lake camp. *In: Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization*, Éditeurs: J. Guha et E.H. Chown. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 34, pages 319-328.
- BIDGOOD, N., 1969 - Taché Lake Mine Ltd - Cartographie de la galerie d'exploration et forages, propriété Taché. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-24799, 3 cartes.
- BLECHA, M., 1966 - A study of variation in chemical composition of certain dykes at the Campbell Chibougamau mine. Mémoire de M.Sc. non-publié, Université McGill, Montréal, Québec, 65 pages.
- BOILY, B., 1995 - The lac Troilus deposit. *Dans: Metallogeny and geologic evolution of the Chibougamau mining area - from porphyry Cu-Au-Mo to mesothermal lode gold deposits*, Éditeurs: P. Pilote, C. Dion et R. Morin. Geological Survey of Canada; Open File 3143, pages 123-130.
- BOISVERT, M., 1986 - Synthèse des travaux d'exploration et des nouveaux concepts

- géologiques de la mine du lac Shortt. Corporation Falconbridge Copper; rapport interne.
- BOUCHARD, G., 1986 - Géologie de la mine d'or Gwillim, Chibougamau, Québec. Mémoire de M.Sc. non-publié, Université du Québec à Chicoutimi.
- BOUCHARD, M., 1995 - Stratégie d'exploration de SOQUEM, Résumés des conférences, 21e Congrès annuel de l'Association des Prospecteurs du Québec, Val-d'Or.
- BOUDREAULT, A.P., 1977 - Géologie de la demie est du canton de Blaiklock. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; RP-541, 8 pages.
- BRISBIN, W.C. - GREEN, A.G., 1980 - Gravity model of the Aulneau batholith, northwestern Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 17, pages 968-977.
- BRISSON, H. - GUHA, J., 1993 - Caractérisation pétrographique et géochimique de la minéralisation aurifère de la région du lac Shortt (Abitibi). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 92-04, 97 pages.
- BUREAU, S., 1980 - Zones de brèches associées à des gîtes de porphyres cuprifères Archéens dans la région de Chibougamau. Mémoire de maîtrise non publié, Université du Québec à Chicoutimi, Québec, 103 pages.
- BUREAU, S. - GUHA, J. - CIMON, J., 1979 - Zones de brèches associées à des gîtes de porphyres cuprifères Archéens dans la région de Chibougamau. Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada, Annual Meeting, Abstracts Volume 4, page 41.
- CARD, K.D., 1989 - Superior Province of the Canadian Shield a product of Archean Plate convergence at 2.7 Ga. Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada, Montréal Annual Meeting, Abstracts Volume 14, page A36.
- CARD, K.D. - CIESIELSKI, A., 1986 - Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. Geoscience Canada; volume 13, pages 5-13.
- CATY, J.-L., 1970 - Pétrographie et pétrologie du flanc sud-est du Complexe du lac Doré. Mémoire de M.Sc. non-publié, Université de Montréal, Québec.
- CATY, J.-L., 1978 - Canton de Richardson. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 606; 34 pages.
- CHAPPEL, B.N. - WHITE, A.J. R., 1974 - Two contrasting pluton types. Pacific Geology; volume 8, pages 173-174.
- CHOWN, E.H. - ARCHAMBAULT, G., 1987 - The transition from dyke to sill in the Otish Mountains: Relations to host rock lithology. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 24, pages 110-116.
- CHOWN, E.H. - CATY, J.-L., 1983 - Diagenesis of the Aphebian Mistassini regolith, Quebec, Canada. Precambrian Research; volume 19, pages 285-300.
- CHOWN, E.H. - GOBEIL, A., 1990 - Clastic dykes of the Chibougamau Formation: Distribution and origin. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 27, pages 1111-1114.
- CHOWN, E.H. - MUELLER, W., 1992 - Basement influence on the supracrustal and plutonic deformation of an Archean Greenstone Belt. In: International Basement Tectonics Association, Éditeurs: R. Mason. Publication No. 7, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pages 465-476.
- CHOWN, E.H. - DAIGNEAULT, R. - MUELLER, W., 1990 - Geological setting of the eastern extremity of the Abitibi belt. In: Litho-tectonic framework and associated mineralization of the eastern extremity of the Abitibi greenstone belt, Éditeurs: J. Guha, E.H. Chown, et R. Daigneault. Geological Survey of Canada; Open File 2158, pages 1-32.
- CHOWN, E.H. - DAIGNEAULT, R. - MUELLER, W. - MORTENSEN, J.K., 1992 - Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 29, pages 2211-2225.
- CHRISTMANN, P., 1979 - Étude métallogénique de la mine Copper Cliff (Cu-Au), Chibougamau, comté d'Abitibi-est, Province de Québec, Canada. Thèse de 3e cycle (inédite), Université de Grenoble (France), 396 pages.
- CIESIELSKI, A. - OUELLET, E., 1985 - Le front de Grenville dans la région de Chibougamau, Québec. Geological Survey of Canada; Current Research, Part B, Paper 85-1B, pages 303-317.
- CIMON, J., 1970 - Rapport préliminaire sur le quart nord-ouest du canton de Queylus et le quart nord-est du canton de Haüy. Ministère des Richesses naturelles du Québec; DP-56, 25 pages.
- CIMON, J., 1973 - Possibility of an Archean porphyry copper in Quebec. Canadian Mining Journal; volume 94, pages 57.
- CIMON, J., 1976 - Géologie du quart nord-est du canton de Queylus. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV 439, 34 pages.
- CIMON, J., 1977a - Géologie du quart nord-ouest du canton de Dollier. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV 504, 39 pages et 1 carte (1:12 000).

- CIMON, J., 1977b - Quart sud-est du canton de Queylus. Ministère des Richesses naturelles du Québec; DPV-448, 33 pages.
- CIMON, J., 1979 - Brèches et minéralisations de type porphyrique dans le canton de Queylus. In: Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau, Éditeurs: G.O. Allard, J.L. Caty, E.H. Chown, J. Cimon, A. Gobeil, et D. Baker. Association Géologique du Canada - Association Minéralogique du Canada (GAC-MAC), congrès annuel, Québec; livret-guide de l'excursion B-1; pages 74-78.
- CIMON, J. - GOBEIL, A., 1976 - The Stella Formation: its importance for the genesis and relative age of the mineralization in the Chibougamau camp, Québec (abstract). Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin; volume 69, no. 767, page 96.
- CIMON, J. - GOBEIL, A., 1978 - Forages stratigraphiques dans les cantons de Lemoine, Dollier et Queylus, district de Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-607, 50 pages.
- CONEY, P.J., 1989 - Structural aspects of suspect terranes and accretionary tectonics in western North America. Journal of Structural Geology; volume 11, pages 107-126.
- CORFU, F. - KROGH, T.E. - KWOK, Y.Y. - JENSEN, L.S., 1989 - U-Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 26, pages 1747-1763.
- COULOMBE, A., 1991 - Évaluation économique du potentiel de la zone Chevrier. Minnova; rapport interne.
- COUTURE, J.-F., 1986 - Géologie de la Formation de Gilman dans la partie centrale du Canton de Roy, Chibougamau, Québec. Mémoire de maîtrise non publié, Université du Québec à Chicoutimi, Québec, 138 pages.
- DAIGNEAULT, R., 1986 - Géologie de la partie nord-est du canton de Dollier - région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 85-19.
- DAIGNEAULT, R. - ALLARD, G.O., 1983 - Stratigraphie et structure de la région de Chibougamau. In: Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi; état des connaissances. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV 83-11, pages 1-18.
- DAIGNEAULT, R. - ALLARD, G.O., 1986 - Structural evolution of the Chibougamau greenstone belt; Archean vs Grenville tectonics. Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada, Abstracts 11, page 61.
- DAIGNEAULT, R. - ALLARD, G.O., 1987 - Les cisaillements E-W et leur importance stratigraphique et métallogénique, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 87-25; pages 57-73.
- DAIGNEAULT, R. - ALLARD, G.O., 1990 - Le Complexe du lac Doré et son environnement géologique, région de Chibougamau - Sous-Province de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 89-03, 275 pages.
- DAIGNEAULT, R. - ALLARD, G.O., 1994 - Transformation of Archean structural inheritance at the Grenvillian Foreland Parautochthon Transition Zone, Chibougamau, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 31, pages 470-488.
- DAIGNEAULT, R. - ARCHAMBAULT, G., 1990 - Les grands couloirs de déformation de la Sous-Province de l'Abitibi. In: The Northwestern Quebec Polymetallic Belt: a summary of 60 years of mining exploration, Éditeurs: M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin, et A. Simard. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 34, pages 43-64.
- DAIGNEAULT, R. - CHOWN, E. H. - MORIN, R., 1998 - Part C- Excursion. Section 1- Stratigraphic setting of the Chibougamau region. In: Metallogeny of the Chibougamau district: geological evolution and development of distinct mineralized systems through time. Éditeurs: P. Pilote, C. Dion et R. Morin. Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Joint Annual Meeting, Québec 1998, Field Trip B3 Guidebook, pages 43-51.
- DAIGNEAULT, R. - PERREAULT, G. - BÉDARD, P., 1983 - Géologie et géochimie de la mine Lamaque, Val-d'Or, Québec. Bulletin de l'Institut canadien des Mines et de la Métallurgie, volume 76, pages 111-127.
- DAIGNEAULT, R. - ST-JULIEN, P. - ALLARD, G.O., 1990 - Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi Greenstone Belt, Chibougamau Area, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 27, pages 1714-1736.
- DALLMEYER, R.D. - MAYBIN, A.H. - DUROCHER, M.E., 1975 - Timing of Kenoran metamorphism in the eastern Abitibi greenstone belt, Québec: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of hornblende and biotite from post-kinematic plutons. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 12, pages 1864-1873.
- DAVIS, W.J. - MACHADO, N. - GARIÉPY, C. - SAWYER, E.W. - BENN, K., 1995. U-Pb geochronology of the Opatica tonalite-gneiss belt

- and its relationship to the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 32, pages 113-127.
- De CORTA, H., 1997 - Campagne de sondages, hiver 1997 (GDO-155 à GFA-172). Géonova; rapport interne.
- DELAND, A.N. - GRENIER, P.E., 1959 - Région d'Hazeur-Druillettes. Ministère des Mines du Québec; RG-87, 84 pages.
- DERRY, D.R. - FOLINSBEE, J.C., 1957 - Opemiska Copper Mine. In: *Structural Geology of Canadian Ore Deposits, Volume 2*, Canadian Institute of Mining and Metallurgy Congress Volume, pages 430-440.
- DIMROTH, E. - ROCHELEAU, M. - MUELLER, W., 1984 - Paleogeography, isostasy and crustal evolution of the Archean Abitibi belt: a comparison between the Rouyn-Noranda and Chibougamau-Chapais areas. In: *Chibougamau, Stratigraphy and Mineralization*, Éditeurs: J. Guha et E.H. Chown. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pages 73-91.
- DIMROTH, E. - IMREH, L. - ROCHELEAU, M. - GOULET, N., 1982a - Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part 1 - Stratigraphy and paleogeographic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 19, pages 1729-1758.
- DIMROTH, E. - IMREH, L. - GOULET, N. - ROCHELEAU, M., 1983 - Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part 2 - Tectonic evolution and geomechanical model. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 20, pages 1355-1373.
- DIMROTH, E. - ARCHAMBAULT, G. - GOULET, N. - GUHA, J. - MUELLER, W., 1984 - A mechanical analysis of the late Archean Gwillim Lake shear belt, Chibougamau area, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 21, pages 963-968.
- DIMROTH, E. - MUELLER, W. - ARCHER, P. - GOBEIL, A. - ALLARD, G.O., 1982 - Evidence for extensive Archean shallow marine sedimentation in the Chibougamau area, Quebec. *Geological Survey of Canada; Current Research, Part A, Paper 82-1A*, pages 29-36.
- DIMROTH, E. - ROCHELEAU, M. - MUELLER, W. - ARCHER, P. - BRISSON, H. - FORTIN, G. - JUTRAS, M. - LEFEBVRE, C. - PICHÉ, M. - PILOTE, P. - SIMONEAU, P., 1985 - Paleogeographic and paleotectonic response to magmatic processes: a case history from the Archean sequence in the Chibougamau area, Quebec. *Geologische Rundschau*; volume 74, pages 11-32.
- DION, C. - GUHA, J., 1989 - Étude métallogénique de la bande Caopatina-Desmaraisville (Secteur Joe Mann), région de Chibougamau: Les indices aurifères (Phase II). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-62, 90 pages.
- DION, C. - GUHA, J., 1994 - Caractérisation de la minéralisation aurifère du secteur oriental de la bande volcano-sédimentaire Caopatina-Desmaraisville. Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 91-10, 153 pages.
- DION, C. - MACHADO, N. - JOANISSE, A., 1995a - Preliminary U-Pb ages of felsic and alkaline intrusions associated with gold mineralization in the Caopatina segment, Chibougamau area, Quebec. In: *Precambrian '95, International conference on tectonics and metallogeny of early/mid Proterozoic orogenic belts*, Montreal, Canada. Program and abstracts volume, page 292.
- DION, C. - MACHADO, N. - JOANISSE, A., 1995b - Géochronologie préliminaire des intrusions felsiques et alcalines associées aux minéralisations aurifères du segment de Caopatina, région de Chibougamau. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 95-04, page 45.
- DOSTAL, J. - MUELLER, W., 1992 - Archean shoshonites from the Northern Volcanic Zone of the Abitibi greenstone belt, Chibougamau: geochemistry, tectonic setting and inferences. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*; volume 53, pages 145-162.
- DUBÉ, B., 1990 - Métallogénie aurifère du filon-couche de Bourbeau, région de Chibougamau, Québec. Thèse de Ph. D. non-publiée, Université du Québec à Chicoutimi, Québec, 436 pages.
- DUBÉ, B. - GUHA, J., 1989 - Étude métallogénique (aurifère) du filon-couche de Bourbeau, région de Chibougamau: synthèse finale. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 87-03, 156 pages.
- DUBÉ, B. - GUHA, J., 1992 - Relationship between northeast-trending regional faults and Archean mesothermal gold-copper mineralization: Cooke mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Economic Geology*; volume 87, pages 1525-1540.
- DUBÉ, B. - DUNNING, G. - LAUZIÈRE, K., 1998 - Geology of the Hope Brook Mine, Newfoundland, Canada: a preserved Late Proterozoic high-sulfidation epithermal gold deposit and its implications for exploration. *Economic Geology*; volume 93, pages 405-436.

- DUBÉ, B. - GUHA, J. - ROCHLEAU, M., 1987 - Alteration patterns related to gold mineralization and their relation to CO₂-H₂O ratios. *Mineralogy and Petrology*; volume 37, pages 267-291.
- DUBÉ, B. - POULSEN, H. - GUHA, J., 1989 - The effects of layer anisotropy on auriferous shear zones: the Norbeau mine, Quebec. *Economic Geology*; volume 84, pages 871-878.
- DUPUIS, L., 1992 - Géochimie de la zone Chevrier et des roches encaissantes. Minnova Inc., Division Exploration; rapport interne non-publié, 51 pages.
- DUQUETTE, G., 1970 - Stratigraphie de l'archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles, Québec; Etude Spéciale 8, 18 pages.
- DUQUETTE, G., 1976 - North half of McKenzie and Roy townships and northwest quarter of McCorkill township. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-357, 126 pages.
- DULIEUX, E., 1908 - Opérations minières dans la province de Québec, 1907-1908. Ministère de la Colonisation, des Mines et des Pêcheries du Québec, Service des Mines.
- DUROCHER, M.E.E., 1985 - The geology of Opemisca township, Québec, Canada. Thèse de Ph.D. non-publiée, University of Georgia, Athens, Ga., 379 pages.
- EASTON, R.M., 1984 - Reconstruction of Precambrian volcanoes - A review of the Canadian literature. *In: Growth and Evolution of Volcanic Edifices*, Éditeurs: R.M. Easton et M.G. Easton. Geological Association of Canada; Short Course Notes 4, pages 164-212.
- ERNST, R.E. - BELL, K. - RANALLI, G. - HALLS, H.C., 1987 - The great Abitibi dyke, southeastern Superior Province, Canada. *In: Mafic dyke swarms*, Éditeurs: H.C. Halls et W.F. Fahrig. Geological Association of Canada; Special Paper 34, pages 123-136.
- FAHRIG, W.F. - WEST, T.D., 1986 - Diabase dykes swarms of the Canadian Shield. Geological Survey of Canada; Map 1627A
- FAHRIG, W.F. - CHRISTIE, K.W. - CHOWN, E.H. - JANES, D. - MACHADO, N., 1986 - The tectonic significance of some basic dyke swarms in the Canadian Superior Province with special reference to the geochemistry and paleomagnetism of the Mistassini swarm, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 23, pages 236-253,
- FEISS, P.G. - VANCE, R.K. - WESOLOWSKI, D.J., 1993 - Volcanic-rock hosted gold and base-metal mineralization associated with Neoproterozoic-early Paleozoic back-arc extension in the Carolina terrane, southern Appalachian Piedmont. *Geology*; volume 21, pages 439-442.
- FENG, R. - KERRICH, R., 1989 - Geobarometry of Abitibi batholiths. Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada Annual Meeting, Abstracts Volume 14, page A36.
- FLANAGAN, J.T., 1983 - The Corner Bay copper discovery, Chibougamau area, Quebec. Prospectors and Developers Association, 51st Annual Meeting, Toronto, oral presentation, 14 pages.
- FORD, G.M., 1974 - Campbell Chibougamau Mines Ltd - Mainland property, assessment report. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; filière des travaux statutaires, GM-30763.
- FRAREY, M. J. - KROGH, T. E., 1986 - U-Pb zircon ages of late internal plutons of the Abitibi and eastern Wawa subprovinces, Ontario and Quebec. *In: Current Research*, Geological Survey of Canada; Paper 86-1A, pages 43-48.
- FRASER, R.J., 1990a - Le gisement Au-Cu du lac Troilus. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 90-40, pages 65-67.
- FRASER, R.J., 1990b - MINNOVA Inc., Report on the 1990 drilling program, 87 zone, north Troilus Lake area, Frotet-Troilus project. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; filière des travaux statutaires, GM-49871.
- FRASER, R.J., 1993 - The Lac Troilus gold-copper deposit, Northwestern Quebec: A possible Archean porphyry system. *Economic Geology*; volume 88, pages 1685-1699.
- GANSSER, A., 1964 - *Geology of the Himalayas*. John Wiley, London, UK, 289 pages.
- GARIÉPY, C. - ALLÈGRE, C. J., 1985 - The lead isotope Geochemistry of late Kinematic intrusives from the Abitibi greenstone belt, and their implications for late Archean Crustal evolution. *Geochimica and Cosmochimica Acta*; volume 49, pages 2371-2384.
- GAUTHIER, J., 1986 - Géologie de la région de Miquelon, Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 86-10.
- GILBERT, J., 1949 - Preliminary Report on the Lac La Trève area, Abitibi-East County, Ministère des Mines, Québec; RP-230, 7 pages.
- GILBERT, J., 1955 - Région de Branssat-Daine, Comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RG-64, 48 pages.
- GOBEIL, A., 1976 - Le projet fer-titane-vanadium, cantons de Rinfret et Lemoine, district de Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles du Québec; DP-354, 28 pages.
- GOBEIL, A., 1980 - Étude lithogéochimique des roches volcaniques dans le secteur de la mine

- Lemoine, district de Chibougamau. Bulletin de l'Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume 73 (no. 817), pages 86-95.
- GOBEIL, A., 1982 - Gîte de cuivre de la péninsule Devlin. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; Filière des travaux statutaires, GM-38550, 4 pages.
- GOBEIL, A. - RACICOT, D., 1983 - Carte lithostratigraphique de la région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 83-02, 14 pages.
- GOBEIL, A. - RACICOT, D., 1984 - Chibougamau: histoire et minéralisations. *In: Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization, Éditeurs: J. Guha et E.H. Chown. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 34, pages 261-270.*
- GOLDIE, R. - KOTILA, B. - SEWARD, D., 1979 - The Don Rouyn Mine: an Archean porphyry copper deposit near Noranda, Quebec. *Economic Geology; volume 74, pages 1680-1684.*
- GOODWIN, A.M., 1982 - Archean volcanoes in southwestern Abitibi belt, Ontario and Quebec: form, composition and development. *Canadian Journal of Earth Sciences; volume 19, pages 1140-1155.*
- GOODWIN, A.M. - RIDLER, R H., 1970 - The Abitibi Orogenic Belt, *In: Symposium on basins and geosynclines of the Canadian Shield, Éditeurs: A.J. Baer. Geological Survey of Canada; Paper 70-40, pages 1-31.*
- GOSSELIN, C., 1990 - Géologie de la partie NE de la région de Frotet-Troilus. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 90-40, pages 65-67.
- GOSSELIN, C., 1993 - Géologie de l'extrémité NE de la bande volcano-sédimentaire de Frotet-Troilus. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 93-03, 36 pages.
- GOSSELIN, C., 1994 - Géologie de l'extrémité NE de la bande volcano-sédimentaire de Frotet-Troilus. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 94-06, 18 pages.
- GOSSELIN, C., 1995 - Synthèse géologique de la région de Frotet-Troilus et ses implications pour l'exploration. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 95-10, 8 pages.
- GOSSELIN, C., 1996 - Synthèse géologique de la région de Frotet-Troilus. Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 96-02, 22 pages.
- GRAHAM, R.B., 1953 - Mining properties and development in the Chibougamau region, Abitibi-East and Roberval counties during 1952. Quebec Department of Mines; Preliminary Report 287.
- GRAHAM, R.B., 1956 - Moitié nord du canton d'Obalski, district Électoral d'Abitibi-Est, Québec. Ministère des Mines, Québec; RG-71, 48 pages.
- GRAHAM, R.B. - INGHAM, W.N. - ROBINSON, W.C. - WEBER, W., 1953 - Mining properties and development in Abitibi-East, Abitibi-West and Rouyn-Noranda counties during 1950 and 1951 - Quebec Department of Mines; Preliminary Report 283.
- GUHA, J., 1984 - Hydrothermal systems and correlations of mineral deposits in the Chibougamau mining district - an overview. *In: Chibougamau, Stratigraphy and Mineralization, Éditeurs: J. Guha et E.H. Chown. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 34, pages 517-534.*
- GUHA, J., 1990 - Metallogeny of the eastern extremity of the Abitibi belt. *In: Litho-tectonic framework and associated mineralization of the eastern extremity of the Abitibi greenstone belt, Éditeurs: J. Guha, E.H. Chown, et R. Daigneault. Geological Survey of Canada; Open File 2158, pages 33-47.*
- GUHA, J. - CHOWN, E.H. (Éditeurs), 1984 - Chibougamau, Stratigraphy and Mineralization. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 34, 534 pages.
- GUHA, J. - GOBEIL, A. (Coordonnateurs), 1984 - Chibougamau-Stratigraphy and Mineralization, An Archean belt with a difference. Guidebook, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 338 pages.
- GUHA, J. - KANWAR, R., 1987 - Vug-brines fluid inclusions: a key to the understanding of secondary gold enrichment processes and the evolution of deep brines in the Canadian Shield. *In: Saline water and gases in crystalline rocks, Éditeurs: P. Fritz et S.K. Frapé. Geological Association of Canada; Special Paper 33, pages 95-101.*
- GUHA, J. - KOO, J., 1975 - Role of fluid state mobilization during metamorphism of the Henderson ore bodies. Chibougamau, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences; volume 12, pages 1516-1523*
- GUHA, J. - ARCHAMBAULT, G. - LEROY, J., 1983 - A correlation between the evolution of mineralizing fluids and the geomechanical development of a shear zone as illustrated by the Henderson 2 mine, Quebec. *Economic Geology; volume 78, pages 1605-1618.*

- GUHA, J. - LEROY, J. - GUHA, D., 1979 - Significance of fluid phases associated with shear zone Cu-Au mineralization in the Doré Lake Complex, Chibougamau, Quebec. *Bulletin Minéralogie*; volume 102, pages 569-576.
- GUHA, J. - LU, H.-Z. - GAGNON, M., 1990 - Gas compositions of fluid inclusions using solid probe mass spectrometry and its application to study of mineralizing processes. *Geochimica Cosmochimica Acta*; volume 54, pages 553-558.
- GUHA, J. - DUBÉ, B. - PILOTE, P. - CHOWN, E. H. - ARCHAMBAULT, G. - BOUCHARD, G., 1988 - Gold mineralization patterns in relation to the lithologic and tectonic evolution of the Chibougamau mining district, Quebec, Canada. *Mineralium Deposita*; volume 23, pages 293-298.
- GUHA, J. - LANGE-BRARD, F. - PELOQUIN, S. - TREMBLAY, A. - RACICOT, D. - BUREAU, S., 1984 - Devlin Deposit: Part of an Archean porphyry system ? *In: Chibougamau, Stratigraphy and Mineralization, Éditeurs: J. Guha et E.H. Chown. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pages 345-356.*
- GUHA, J. - CHOWN, E. H. - ARCHAMBAULT, G. - BARNES, S.-J. - BRISSON, H. - DAIGNEAULT, R. - DION, C. - DUBÉ, B. - MUELLER, W. - PILOTE, P., 1990 - Metallogeny in relation to magmatic and structural evolution of an Archaean greenstone belt: Chibougamau mining district. *In: Gold and base-metal mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, with emphasis on the Quebec segment. Compiled by S.E. Hoe, F. Robert and D.I. Groves. The University of Western Australia, Perth, Australia, Publication No. 24, pages 121-166.*
- GUSTAFSON, L.B. - HUNT, J.P., 1975 - The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*; volume 70, pages 857-912.
- HANSEN, R.E. - SALEEBY, J. B. - SCHWEICKERT, R.A., 1988 - Composite Devonian island-arc batholith in the northern Sierra Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin*, 100, pages 446-457.
- HÉBERT, C., 1980 - La Dauversière (SW) et Rohault (NW). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-723, 47 pages.
- HENRY, R.L. - ALLARD, G.O., 1979 - Formation ferrifère du lac Sauvage, cantons de Mckenzie et de Roy, région de Chibougamau. Ministère de Richesses naturelles, Québec; DPV-593, 90 pages.
- HORSCROFT, F.D.M., 1958 - Southwest quarter of Roy township. Abitibi-East electoral district. Quebec Department of Mines; Preliminary Report 370.
- HUANG, C., 1976 - Canadian Merrill Ltd and Campbell Chibougamau Mines Ltd - A report on Antoinette Lake (Taché zinc Prospect) property. Rapport interne non-publié.
- JEFFERY, W.G., 1959 - The geology of the Campbell Chibougamau mine. Thèse de Ph. D. non-publiée, Université McGill, Montréal, Québec, 185 pages.
- JENSEN, L.S., 1985 - Stratigraphy and petrogenesis of Archean metavolcanic sequences, southwestern Abitibi subprovince. *In: Evolution of Archean Supracrustal sequences, Éditeurs: L.D. Ayres, P.C. Thurston, K.D. Card, et W. Weber. Geological Association of Canada; Special Paper 28, pages 65-87.*
- JOANISSE, A., 1994 - Datation de la carbonatite du lac Shortt. Thèse de B. Sc. non-publié, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, 16 pages.
- JOLLY, W.T., 1978 - Metamorphic history of the Archean Abitibi belt. *In: Metamorphism in the Canadian Shield, Éditeurs: A. Fraser et W.W. Heywood. Geological Survey of Canada; Paper 78-10, pages 63-78.*
- JOLLY, W.T., 1980 - Relations between Archean lavas and intrusive bodies of the Abitibi greenstone belt, Ontario-Quebec. *In: Volcanic regimes in Canada, Éditeurs: W.R.A. Baragar, L.C. Coleman, et J.M. Hall. Geological Association of Canada; Special paper 16, pages 311-330.*
- JONES, J.G., 1969 - Pillow lavas as depth indicators. *American Journal of Science*; volume 267, pages 181-195.
- HARVEY, Y., 1998 - SOQUEM conservera sa vocation et son budget. *Les Affaires*; volume 70, no 15, page 68.
- HÖY, T. - DUNNE, K., 1997 - Early Jurassic Rossland Group, Southern British Columbia. B. C. Ministry of Employment and Investment, Bulletin 102, 124 pages.
- HÖY, T. - ALLDRICK, D. - DUNNE, K., 1998 - The relationship between intrusion-related Au-(Cu) sulphide veins and Mo breccias: Rossland. *In: Metallogeny of Volcanic Arcs. Éditeur: D. V. Lefebure. B. C. Geological Survey; Open File 1998-5, Short Course Notes, section K.*
- KAVANAUGH, P.E., 1978 - The Group 3 porphyry copper-type occurrence within the Archean Chibougamau pluton. Thèse de B. Sc. non-publié, University of Western Ontario, London, Ontario.

- KERRICH, R. - WATSON, G.P., 1984 - The Macassa Mine Archean lode gold deposit, Kirkland Lake, Ontario: Geology, patterns of alteration and hydrothermal regime. *Economic Geology*; volume 79, pages 1104-1130 -
- KIRKHAM, R.V., 1971 - Intermineral intrusions and their bearing on the origin of porphyry copper and molybdenum deposits. *Economic Geology*; volume 66, pages 1244-1249.
- KIRKHAM, R.V., 1972 - Geology of copper and molybdenum deposits. *In: Report of activities, part A, April to October 1971 - Geological Survey of Canada; Paper 72-1, pages 82-87.*
- KIRKHAM, R.V., 1998 - Tectonic and structural features of arc deposits. *In: Metallogeny of Volcanic Arcs. Éditeur: D.V. Lefebure. British Columbia Geological Survey; Short Course Notes, Open File 1998-5, section B.*
- KIRKHAM, R.V. - SINCLAIR, W.D., 1996 - Vein copper. *In: Geology of Canadian Mineral Deposit Types. Éditeurs: O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe. Geological Survey of Canada, The Geology of North America, no. 8, pages 399-408.*
- KIRKHAM, R.V. - SINCLAIR, W.D. - ROBERT, F. - PILOTE, P., 1997a - Magmatic-hydrothermal features in an tonalitic vein-porphyry system Chibougamau, Québec, Canada (abstract). *In: Volcanic Activity and the Environment. Abstracts, IAVCEI, Puerto Vallarta, Mexico, page 81.*
- KIRKHAM, R.V. - PILOTE, P. - SINCLAIR, W.D. - ROBERT, F. - DAIGNEAULT, R., 1995 - Clark Lake porphyry Cu-Mo (-Au) deposit, Chibougamau, Quebec, Canada - preserved island arc sequence. *In: Precambrian '95, International conference on tectonics and metallogeny of early/mid Proterozoic orogenic belts, Montreal, Canada. Program and abstracts volume, page 50.*
- KIRKHAM, R.V. - PILOTE, P. - ROBERT, F. - SINCLAIR, W.D. - DAIGNEAULT, R., 1997b - Chibougamau mining district, Quebec, Canada: vein Cu-Au and porphyry Cu(-Mo) deposits related to a composite Archean tonalitic batholith. *In: Mineral Deposits, Research and Exploration. Éditeur: H. Papunen. Proceedings of the fourth biennial SGA meeting, Turku, Finland. A.A. Balkema, Rotterdam, pages 647-649.*
- KIRKHAM, R.V. - McCANN, C. - PRASAD, N. - SOREGAROLI, A.E. - VOKES, F.M. - WINE, G., 1982 - Molybdenum in Canada, Part 2: MOLYFILE - An index level computer file of molybdenum deposits and occurrences in Canada. Geological Survey of Canada; Economic Geology Report 33, 208 pages.
- KOENE, J.D., 1964 - Structure and mineralization of Campbell Chibougamau Mines, Cedar Bay Division. *Canadian Mining and Metallurgical Bulletin*; volume 57 (no. 630), pages 1063-1072.
- KRAUSE, C.A., 1968 - Ore reserve estimation and grade control at Campbell Chibougamau. *In: Ore reserve estimation and grade control. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 9, pages 147-159.*
- KROGH, T.E., 1982 - Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using air abrasion technique. *Geochimica and Cosmochimica Acta*; volume 46, pages 637-649.
- LACHANCE, J.-P., 1993 - Gîte de Corner Bay: géologie, réserves et analyse économique. SOQUEM; rapport interne.
- LACROIX, S. - SIMARD, A. - PILOTE, P. - DUBÉ, L.-M., 1990 - Regional geologic elements and mineral resource of the Harricana-Turgeon belt, Abitibi of NW Québec. *In: La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois; éditeurs: M. Rive, P. Verpaest Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Institut canadien des Mines et de la Métallurgie, Volume Spécial 43, pages 313-326.*
- LAMOTHE, D., 1983 - Étude structurale de la région de la baie Tush, district de Chibougamau. *In: Rapports d'étape des travaux en cours à la division du Précambrien. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 82-01, pages 189-206.*
- LANDRY, J., 1984 - Étude de la minéralisation dans le secteur du lac Berrigan, canton de McKenzie. *Projet de fin d'étude non publié, Université du Québec à Chicoutimi, 56 pages.*
- LANGE-BRARD, F., 1984 - Étude des minéralisations, altérations et phases fluides associées au gîte Devlin (Chibougamau, Québec, Canada). *Mémoire de M. Sc. non-publié, Université du Québec à Chicoutimi, Québec, 133 pages.*
- LAPLANTE, R., 1997 - SOQUEM, chef de file en exploration minière au Québec. *FILON de l'Association Minière du Québec; volume 9, no 2, page 8.*
- LAUZIÈRE, K., 1989 - Environnement géologique et minéralisation aurifère à la mine Bachelor, Desmaraisville, Québec. *Mémoire de M. Sc. non-publié, Université du Québec à Chicoutimi, Québec, 164 pages.*
- LAUZIÈRE, K. - CHOWN, E.H. - SHARMA, K.N.M., 1989 - Rapport intérimaire du projet

- Caopatina, secteur du lac Remick; Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-60, 93 pages.
- LAVOIE, J.S., 1972 - Falconbridge Copper Limited - Geology of Opemiska Mines. Unpublished internal report, Opemiska Division, 24 pages.
- LEFEBVRE, C., 1991 - Étude de la genèse des pépérites et de leur contexte volcano-sédimentaire, Formation de Blondeau, Chibougamau, Québec. Thèse de M. Sc. A., Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, 215 pages.
- LEGAULT, M.I. - COUTURE, J.-F. - DAIGNEAULT, R., 1995 - Étude structurale et métallogénique du couloir de déformation de Fancamp (phase I). Ministère des Ressources Naturelles du Québec; MB 95-50, 71 pages.
- LEGAULT, M.I. - DAIGNEAULT, R. - COUTURE, J.-F., 1997 - Contexte structural et métallogénique des indices aurifères du couloir de déformation de Fancamp (phase II). Ministère des Ressources naturelles du Québec; MB 97-32, 60 pages.
- LEGAULT, M.I. - DAIGNEAULT, R. - COUTURE, J.-F. - De CORTA, H. - DION, C., 1998 - Le gisement Chevrier: une minéralisation aurifère associée au magmatisme felsique. Association géologique du Canada - Association minéralogique du Canada; Congrès annuel, Québec 1998, livret-guide d'excursion B3, pages 97-110.
- LONG, D.G.L., 1974 - Glacial and paraglacial genesis of conglomeratic rocks of the Chibougamau Formation (Aphebian), Chibougamau, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 11, pages 1236-1252.
- LOW, A.P., 1893 - Report of the country north of Lake St-John. Geological Survey of Canada. Annual Report; volume VI, Part A 1892-93.
- LOWE, D.R., 1982 - Comparative sedimentology of the principal volcanic sequences of Archean greenstone belts in South Africa, Western Australia, and Canada: Implications for crustal evolution. Precambrian Research; volume 17, pages 1-29.
- LOWELL, J. D. - GUILBERT, J. M., 1970 - Lateral and vertical alteration - mineralization zoning in porphyry ore deposits: Economic Geology; volume 65, pages 373-408.
- LUDDEN, J. - FRANCIS, D.M. - ALLARD, G.O., 1984 - The geochemistry and evolution of the volcanic rocks of the Chibougamau region of the Abitibi metavolcanic belt. *In*: Chibougamau, Stratigraphy and Mineralization, *Éditeurs*: J. Guha et E.H. Chown. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pages 20-34.
- LUDDEN, J. - HUBERT, C. - GARIÉPY, C., 1986 - The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. Geological Magazine; volume 123, pages 153-166.
- MAGNAN, M., 1990 - Pétrographie, minérigraphie et lithogéochimie d'un gabbro aurifère cisailé et altéré, Canton de Fancamp, région de Chibougamau. Université Laval; Projet de fin d'étude non-publié, 20 pages.
- MAGNAN, M., 1993a - La Zone 87 du gisement d'or et de cuivre du lac Troilus: pétrographie et géochimie. Thèse de M. Sc. non-publiée, Université du Québec à Chicoutimi, Québec, 164 pages.
- MAGNAN, M., 1993b - Évolution métallogénique de la mine Copper Rand, Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 93-02, page 72.
- MAGNAN, M. - BLAIS, A., 1995 - The Copper Rand Mine (Au-Cu-Ag). *In*: Metallogenic evolution and geology of the Chibougamau area - from porphyry Cu-Au-Mo to mesothermal lode gold deposits, *Éditeurs*: P. Pilote, C. Dion et R. Morin. Geological Survey of Canada, Precambrian '95 Field Trip Guidebook, Open File 3143, pages 87-94.
- MAGNAN, M. - DAIGNEAULT, R. - ROBERT, F. - PILOTE, P., 1995a - Intrusion-related Au-Cu-Ag sulfide rich veins in the Archean Doré Lake Complex, Chibougamau, Québec. *In*: Precambrian '95, International conference on tectonics and metallogeny of early/mid Proterozoic orogenic belts, Montreal, Canada. Program and abstracts volume, page 296.
- MAGNAN, M. - PILOTE, P. - BLAIS, A. - LULIN, J.M. - DAIGNEAULT, R., 1994 - Minéralisation Au-Cu synvolcanique dans le camp minier de Chibougamau: exemple de la mine Copper Rand. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 94-09, page 41.
- MAGNAN, M. - BLAIS, A. - DAIGNEAULT, R. - PILOTE, P. - ROBERT, F., 1996 - La mine Copper Rand. *In*: Géologie et évolution métallogénique de la région de Chibougamau.: des gîtes de type Cu-Au-Mo porphyriques aux gisements filoniens mésothermaux aurifères, *Éditeurs*: P. Pilote, C. Dion et R. Morin. Ministère des Ressources Naturelles du Québec; MB96-14, pages 93-102.
- MAGNAN, M. - DAIGNEAULT, R. - PILOTE, P. - ROBERT, F. - BLAIS, A., 1995b - Les veines de Cu-Au-Ag synvolcaniques de la mine Copper Rand, Chibougamau. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 95-04, page 46.

- MAILLET, J., 1978 - Pétrographie et géochimie des dykes du camp minier de Chibougamau. Mémoire de M. Sc. non-publié, Université du Québec à Chicoutimi, Québec, 150 pages.
- MALOUF, S.E. - HINSE, R., 1957 - Campbell Chibougamau Mines. In: Structural Geology of Canadian Ore Deposits -Volume II. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Geology Division, pages 441-449.
- MARMOUNT, S. - CORFU, F., 1988 - Timing of gold introduction in the late Archean tectonic framework of the Canadian Shield: evidence from U-Pb zircon geochronology of the Abitibi Subprovince. Dans: The geology of gold deposits: the perspective in 1988. Éditeurs: R.R. Keays, W.R.A. Ramsay, et D.I. Groves. Economic Geology, Monograph 6, pages 101-111.
- MARTIN, H., 1986 - Effects of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magma. Geology; volume 9, pages 753-757.
- MAWDSLEY, J.B. - NORMAN, G.W.H., 1935 - Chibougamau Lake map-area, Quebec. Geological Survey of Canada; Memoir 185, 95 pages (et carte 304A).
- MAYBIN, A.H., 1976 - The geology of the Opawica River Complex, Quebec, Canada. Mémoire de M. Sc. non-publié, University of Georgia, Athens (Ga.), 86 pages.
- McKENZIE, G.S., 1936 - Mining properties in the district of Abitibi. Quebec Bureau of Mines; Annual Report, Part A, pages 96-97.
- McMILLAN, R., 1972 - Petrology, geochemistry and wallrock alteration at Opemiska - a vein copper deposit crosscutting a layered Archean ultramafic-mafic sill. Unpublished Ph. D. thesis, University of Western Ontario, London, Ontario, 169 pages.
- McMILLAN, W.J. - PANTELEYEV, A., 1987 - Porphyry copper deposits. In: Ore deposit models, Éditeurs: R.G. Roberts et P.A. Sheahan. Geoscience Canada; Reprint Series, volume 3, pages 45-58.
- McROBERTS, S., 1992 - Teck Exploration Ltd., Report on the 1992 exploration program on the Taché Lake property, northwestern Quebec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; Filière des travaux statutaires, GM-52077.
- MELDRUM, S.J. - AQUINO, R.S. - GONZALES, R.I. - BURKE, R.J. - SUYADI, A. - IRIANTO, B. - CLARKE, D.S., 1994 - The Batu Hijau porphyry copper - gold deposit, Sumbawa Island, Indonesia. Journal of Geochemical Exploration, volume 50, pages 203-220.
- MIALL, A.D., (éditeur) 1978 - Fluvial sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists: Memoir no. 5.
- MIDRA, R., 1990 - Géochimie des laves de la Formation Obatogamau (Bande sud de la Ceinture Archéenne Chibougamau-Matagami) Québec, Canada. Mémoire de maîtrise non publié, Université du Québec à Chicoutimi, 101 pages.
- MIDRA, R. - LAUZIÈRE, K. CHOWN, E.H. - TAIT, L., 1994 - Géologie du secteur du Lac Doda (Feuillet 32G/06), bande de Caopatina-Desmaraisville. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 93-12, 88 pages.
- MILLER, R.J.M., 1957 - Geology and ore deposits of the Cedar Bay mine area, Chibougamau district, Quebec. Thèse de Ph. D. non-publié, Université Laval, Québec, P. Québec, 184 pages.
- MILLER, R.J.M., 1961 - Wall-rock alteration at the Cedar Bay mine, Chibougamau district, Quebec. Economic Geology; volume 56, pages 321-330.
- MORASSE, S., 1988 - Geological setting and evolution of the Lac Shortt gold deposit, Waswanipi, Quebec, Canada. Mémoire de M.Sc. non-publié, Queen's University, Kingston, Ontario, 221 pages.
- MORASSE, S. - HODGSON, C.J. - GUHA, J. - COULOMBE, A., 1988 - Oxidative, alkali-amphibole bearing alteration and its relation to gold in the syenite-associated Lac Shortt deposit, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. In: Bicentennial Gold 88, Extended Abstracts Poster Programme Volume 1, Geological Society of Australia, Abstract Series No. 23, pages 92-94.
- MORIN, R. - BOIVERT, M., 1990 - Métallogénie de la région de Chapais. In: Litho-tectonic framework and associated mineralization of the eastern extremity of the Abitibi greenstone belt, Éditeurs: J. Guha, E.H. Chown, et R. Daigneault. Geological Survey of Canada; Open File 2158, pages 104-110.
- MORTENSEN, J.K., 1993 - U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part I: Chibougamau - Matagami - Joutel region. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 30, pages 11-28.
- MOUKHSIL, A., 1991 - Structure et géochimie du batholite de Waswanipi (partie nord de la ceinture archéenne de l'Abitibi), Miquelon, Québec, Canada. Mémoire de M.Sc. non-publié, Université du Québec à Chicoutimi, Québec, 128 pages.
- MRN, 1972 - Levé EM aérien par INPUT MK V - région de Chibougamau. Ministère des Richesses

- naturelles du Québec; DP 079 (2 cartes, échelle 1/31 680).
- MUELLER, W., 1986 - Sedimentology, volcanology, petrography and paleogeographic evolution of the Archean Opemisca Group in the internal zone of the Abitibi greenstone belt, Chibougamau, Quebec, Canada. Thèse de Ph.D. non-publiée, Universitat Heidelberg, Heidelberg, 287 pages.
- MUELLER, W., 1987 - A terrestrial-shallow marine transition in the Archean Opemisca Group east of Chapais, Quebec. *Precambrian Research*; volume 37, pages 29-55.
- MUELLER, W., 1991 - Volcanism and related slope to shallow marine volcanoclastic sedimentation; an Archean example, Chibougamau, Quebec, Canada. *Precambrian Research*; volume 49, pages 1-22.
- MUELLER, W. - CHOWN, E.H., 1989 - The development of an Archean mafic-felsic volcanic centre: lac des Vents complex, northern Abitibi belt, Quebec. *In: Continental Magmatism, International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth Interior (IAVCEI). Abstracts, New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources, Bulletin 181, page 198.*
- MUELLER, W. - DIMROTH, E., 1984 - Sedimentology and depositional history of the Blondeau and Chebistuan Formations in the Waconichi syncline. *In: Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization, Éditeurs: J. Guha et E. H. Chown. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pages 137-152.*
- MUELLER, W. - DIMROTH, E., 1987 - A terrestrial-shallow marine transition in the Archean Opemisca Group east of Chapais, Quebec. *Precambrian Research*; volume 37, pages 29-55.
- MUELLER, W. - DONALDSON, J.A., 1992 - Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi belt, Canada: an overview. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2249-2265.
- MUELLER, W. - CHOWN, E.H. - POTVIN, R., 1994 - Substorm wave base felsic hydroclastic deposits in the Archean Lac des Vents volcanic complex, Abitibi belt, Canada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*; volume 60, pages 273-300.
- MUELLER, W. - POTVIN, R. - SHARMA, K.N.M., 1988 - An early felsic volcanic complex, Chibougamau, Quebec. *Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada, Ottawa, Abstracts Volume 13, page A88.*
- MUELLER, W. - CHOWN, E.H. - SHARMA, K.N.M. - TAIT, L. - ROCHELEAU, M., 1989 - Paleogeographic and paleotectonic evolution of a basement-controlled Archean supracrustal sequence, Chibougamau-Caopatina, Quebec. *Journal of Geology*; volume 97, pages 399-420.
- NICHOL, I., 1958 - A trace element study of contemporaneous sulphides, pyrite, pyrrhoyite, and chalcopyrite. Mémoire de M.Sc. non-publié, Queen's University, Kingston, Ontario.
- NORMAN, G.W.H., 1937 - East half of the Opemisca map-area, Quebec. *Geological Survey of Canada; Paper 37-11.*
- NORMAN, G.W.H., 1938 - West half Chibougamau sheet. *Geological Survey of Canada; Map 398A.*
- OBALSKI, J., 1905 - Opérations minières dans la province de Québec, 1904-1905. Ministère de la Colonisation, des Mines et des Pêcheries du Québec, Service des Mines.
- O'BRIEN, S.J. - DUBÉ, B. - O'DRISCOLL, C.F. - MILLS, J., 1998 - Geological setting of gold mineralization and related hydrothermal alteration in Late Neoproterozoic (post-640 Ma) Avalonian rocks of Newfoundland, with a review of coeval gold deposit elsewhere in the Appalachian Avalonian belt. *In Current Research: Newfoundland Department of Mines and Energy; Report 98-1, pages 93-124.*
- OUELLET, E., 1988 - Evolution tectono-metamorphique de la continuité lithologique des roches du Supérieur dans la zone orogénique de la Province Grenville. Mémoire de M.Sc. non publié, Université du Québec à Chicoutimi, Québec, 363 pages.
- OUELLET, R., 1986 - Détermination des contrôles de la mise en place d'indices minéralisées dans la partie ouest du Pluton de Chibougamau. Mémoire de M.Sc. non publié, Université du Québec à Chicoutimi, Québec, 117 pages.
- PENCZAK, R.S. - MASON, R., 1997 - Metamorphosed Archean Epithermal Au-As-Sb-Zn-(Hg) vein mineralization at the Campbell Mine, Northwestern Ontario. *Economic Geology*; volume 92, pages 696-719.
- PICARD, C. - PIBOULE, M., 1986a - Pétrologie des roches volcaniques du sillon de roches vertes archéennes de Matagami-Chibougamau à l'ouest de Chapais (Abitibi est, Québec). I. Le Groupe basal de Roy. *Journal canadien des Sciences de la Terre*; volume 23, pages 561-578.
- PICARD, C. - PIBOULE, M., 1986b - Pétrologie des roches volcaniques du sillon de roches vertes archéennes de Matagami-Chibougamau à l'ouest de Chapais (Abitibi est, Québec). 2. Le Groupe hautement potassique d'Opémisca. *Journal canadien des Sciences de la Terre*; volume 23, pages 1169-1189.

- PICHÉ, M., 1984 - The Haüy Formation: subaerial volcanism in a braided stream environment. *In*: Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization, *Éditeurs*: J. Guha et E. H. Chown. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pages 153-162.
- PICHÉ, M. - GUHA, J. SULLIVAN, J. - BOUCHARD, G. - DAIGNEAULT, R., 1990 - Les gisements volcanogènes du camp minier de Matagami: structures, stratigraphie et implications métallogéniques. *Dans*: La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois. *Éditeurs*: M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. L'Institut canadien des Mines et de la Métallurgie, Volume Spécial 43, pages 327-336.
- PILOTE, P., 1986 - Stratigraphie et significations des minéralisations dans le secteur du mont Bourbeau, canton de McKenzie, Chibougamau. Mémoire de M.Sc. non-publié, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, 167 pages.
- PILOTE, P., 1987 - Stratigraphie, structure et géologie de la région du lac Berrigan, canton de McKenzie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 86-02, 34 pages.
- PILOTE, P. - GUHA, J., 1990 - L'indice du lac Berrigan (Taché), un exemple de minéralisation épithermale en Au-Ag-Pb-Zn d'âge archéen. *In*: Litho-tectonic framework and associated mineralization of the eastern extremity of the Abitibi greenstone belt, *Éditeurs*: J. Guha, E.H. Chown, et R. Daigneault. Geological Survey of Canada; Open File 2158, pages 70-75.
- PILOTE, P. - GUHA, J., 1995 - Metallogeny of the eastern extremity of the Abitibi belt. *Dans*: Metallogeny and geologic evolution of the Chibougamau mining area - from porphyry Cu-Au-Mo to mesothermal lode gold deposits, *Éditeurs*: P. Pilote, C. Dion et R. Morin. Geological Survey of Canada; Precambrian '95 Field Trip Guidebook, Open File 3143, pages 31-41.
- PILOTE, P. - DION, C. - MORIN, R. (éditeurs), 1995d - Metallogeny and geologic evolution of the Chibougamau mining area - from porphyry Cu-Au-Mo to mesothermal lode gold deposits. Geological Survey of Canada; Open File 3143, 154 pages.
- PILOTE, P. - DION, C. - MORIN, R., (éditeurs) 1998c - Metallogeny of the Chibougamau district: geological evolution and development of distinct mineralized systems through time, Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Joint Annual Meeting, Québec 1998, Field Trip B3 Guidebook, 120 pages.
- PILOTE, P. - TREMBLAY, A. - GUHA, J., 1984a - Stratigraphy and mineralization in the Roy Group and the Cummings Complex, Chibougamau syncline, Mount Bourbeau area. *In*: Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Guidebook, pages 159-166.
- PILOTE, P. - GUHA, J. - DIMROTH, E. - GOBEIL, A., 1984b - Stratigraphic positions of mineralized occurrences in the Mount Bourbeau and Lac Berrigan regions and their significance. *In*: Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization, *Éditeurs*: J. Guha et E. H. Chown. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 34, pages 288-299.
- PILOTE, P. - CIMON, J. - DION, C. - KIRKHAM, R. - ROBERT, F. - SINCLAIR, W.D. - DAIGNEAULT, R., 1993 - Les gisements de type Cu-Au porphyrique de la région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 93-02, page 72.
- PILOTE, P. - CIMON, J. - DION, C. - KIRKHAM, R.V. - ROBERT, F. - SINCLAIR, W.D. - DAIGNEAULT, R., 1994a - Les minéralisations de type porphyrique de la région de Chibougamau: connections possibles avec les gisements filoniens de la région de lac Doré? Congrès annuel de l'Association Professionnel des Géologues et Géophysiciens du Québec (APGGQ), Val-d'Or, Compte rendu des conférences.
- PILOTE, P. - DION, C. - CIMON, J. - KIRKHAM, R.V. - ROBERT, F. - SINCLAIR, W.D. - DAIGNEAULT, R. - MAGNAN, M., 1994b - Les minéralisations de type Cu-Mo-Au porphyrique et les gisements Cu-Au filoniens du lac Doré, Chibougamau: processus hydrothermaux distincts ou évolution d'un même événement minéralisateur? Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 94-09, pages 18.
- PILOTE, P. - KIRKHAM, R.V. - ROBERT, F. - SINCLAIR, W.D. - DAIGNEAULT, R., 1995a - A 3-dimensional view of Archean porphyry-style Cu-Au-Mo mineralization: the Clark Lake - Merrill Island system, Chibougamau district, NE Abitibi belt, Quebec. Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada annual meeting, Victoria. Abstracts volume 20, page A-84.
- PILOTE, P. - ROBERT, F. - SINCLAIR, W.D. - KIRKHAM, R.V. - DAIGNEAULT, R., 1995b - Development of a Cu-Au-Mo district and implications for the metallogenic and tectonic

- evolution of the Chibougamau area, NE Abitibi belt, Quebec. *In: Precambrian '95, International conference on tectonics and metallogeny of early/mid Proterozoic orogenic belts, Montreal, Canada. Program and abstracts volume, pages 293-294.*
- PILOTE, P. - KIRKHAM, R.V. - ROBERT, F. - SINCLAIR, W.D. - DAIGNEAULT, R. - MAGNAN, M., 1995c - Développement d'un district à minéralisation de type Cu-Au (Mo) porphyrique dans la région de Chibougamau et implications métallogéniques. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 95-04, page 14.
- PILOTE, P. - DION, C. - JOANISSE, A. - DAVID, J. - MACHADO, N. - KIRKHAM, R.V. - ROBERT, F., 1997. Géochronologie des minéralisations d'affiliation magmatique de l'Abitibi, secteurs Chibougamau et de Troilus-Frotet: implications géotectoniques. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 97-03, page 47.
- PILOTE, P. - ROBERT, F. - SINCLAIR, W.D. - KIRKHAM, R.V. - DAIGNEAULT, R., 1998a - Section 2A - Porphyry-type mineralization in the Doré Lake Complex: Clark Lake and Merrill Island areas. *In: Metallogeny of the Chibougamau District, Éditeurs: P. Pilote, C. Dion et R. Morin. Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Joint Annual Meeting, Québec 1998, Field Trip B3 Guidebook, pages 53-70.*
- PILOTE, P. - JOANISSE, A. - DAIGNEAULT, R. - MAGNAN, M. - KIRKHAM, R.V. - ROBERT, F., 1998b - Les gisements de type Cu-Au porphyriques Archéens du camp minier du lac Doré, Chibougamau: reconstruction géométrique et temporelle - potentiel du nord québécois. Association géologique du Canada - Association minéralogique du Canada; Congrès annuel, Québec 1998. volume 23, page A-147.
- POITRAS, A., 1984 - The Cummings Complex in the Barlow Lake stratigraphic section, Chibougamau, Quebec. *In: Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization, Éditeurs: J. Guha et E. H. Chown. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 34, pages 188-199.*
- POULSEN, K.H., 1995 - Gîtes d'or disséminés de remplacement. *In Géologie des types de gîtes minéraux du Canada; éditeurs: O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe. Commission géologique du Canada; Géologie du Canada n°8, pp. 423-433.*
- PROULX, M., 1990 - Géologie de la région des lacs Esther et Wedding, Cantons Currie et Grevet, projet lac Madeleine. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-67.
- PRUD'HOMME, N., 1991 - Caractérisation pétrographique et géochimique de la carbonatite et de la syénite de la mine Lac Shortt. Mémoire de M.Sc. non-publiée, Université du Québec à Chicoutimi, Québec, 64 pages.
- QUIRION, D., 1990 - Géologie de la mine d'or Lac Shortt. *In: Litho-tectonic framework and associated mineralization of the eastern extremity of the Abitibi greenstone belt, Éditeurs: J. Guha, E.H. Chown, et R. Daigneault. Geological Survey of Canada; Open File 2158, pages 116-131.*
- RACICOT, D., 1980 - Géochimie et métallogénie de la partie orientale du pluton de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV 758, 20 pages.
- RACICOT, D., 1981 - Géochimie et métallogénie des parties occidentale et centrale du pluton de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV 834, 26 pages.
- RACICOT, D. - CHOWN, E.H. - HANEL, T., 1984 - Plutons of the Chibougamau-Desmaraisville belt: A preliminary survey. *In: Chibougamau, Stratigraphy and Mineralization, Éditeurs: J. Guha, et E.H. Chown. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 34, 178-197.*
- RANALLI, G. - ERNST, R.E., 1986 - The Abitibi dyke swarm, a consequence of Superior-Grenville interaction. *Tectonophysics; volume 121, pages 357-363.*
- RETTY, J., 1930 - Township of McKenzie, Chibougamau region. Quebec Bureau of Mines; 1929 Annual Report, Part D, pages 41-73.
- RICHARDSON, J., 1871 - Report of the country north of Lake St-John. Geological Survey of Canada. Progress Report 1870-71, pages 283-308.
- RIVERS, T. - CHOWN, E.H., 1986 - The Grenville Orogen in eastern Quebec and Western Labrador - definition, identification and tectonometamorphic relationships of autochthonous, prautochthonous and allochthonous terranes. *In: The Grenville Province, Éditeurs: J.M. Moore, A. Davidson et A.J. Baer. Geological Association of Canada; Special Paper 31, pages 31-50.*
- RIVERS, T. - MARTIGNOLE, J. - GOWER, C. - DAVIDSON, A., 1989 - New tectonic divisions of the Grenville Province, Southeast Canadian Shield. *Tectonics; volume 8, pages 63-84.*
- ROBERT, F., 1994a - Timing relationships between Cu-Au mineralization, dykes and shear zones in the Chibougamau camp, northeastern Abitibi.

- In: Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, pages 287-294.*
- ROBERT, F., 1994b - Vein fields in gold districts: the example of Val-d'Or, southeastern Abitibi subprovince, Quebec. *In: Current Research, Part C, Geological Survey of Canada; pages. 295-302.*
- ROBERT, F., 1995 - Filons de quartz-carbonates aurifères. *In Géologie des types de gîtes minéraux du Canada; éditeurs: O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe. Commission géologique du Canada; Géologie du Canada n°8, pages 387-405.*
- ROBERT, F. 1996 - Filons de quart-carbonates aurifères. *Dans: Géologie des types de gîtes minéraux du Canada. Éditeurs: O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe. Commission Géologique du Canada; Volume Spécial no 8, pages 387-405.*
- ROBERT, F. - BROWN, A.C., 1986 - Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec. Part I - Geologic relations and formation of the vein system. *Economic Geology; volume 81, pages 578-592.*
- SALMON, B. - COULOMBE, A. - OUELLET, A.J., 1984 - Structure, mineral distribution and wallrock alteration of the no. 7 vein, Opemiska Copper Mine. *In: Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization, Éditeurs: J. Guha et E.H. Chown. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 34, pages 357-369.*
- SAUNDERS, J.A. - ALLARD, G.O., 1990 - The Scott Lake deposit: a contact-metamorphosed volcanogenic massive sulfide deposit, Chibougamau area, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences; volume 27, pages 180-186.*
- SHARMA, K.N.M. - GOBEIL, A., 1987 - Potentiel aurifère de la zone de cisaillement d'Opawica. *Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; PRO 87-16.*
- SHARMA, K.N.M. - GOBEIL, A. - MUELLER, W., 1987 - Stratigraphie de la région du lac Caopatina. *Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 87-16, 16 pages.*
- SIAL GÉOSCIENCE, 1989 - Levé électromagnétique, région du lac Bourbeau, canton de McKenzie. *Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 89-12, 1 carte à l'échelle 1:20 000.*
- SILLITOE, R.H., 1985 - Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs. *Economic Geology; volume 80, pages 1467-1514.*
- SILLITOE, R.H., 1991 - Gold metallogeny of Chile - An introduction. *Economic Geology; volume 86, pages 1187-1205.*
- SILLITOE, R.H., 1995 - The influence of magmatic-hydrothermal models on exploration strategies for volcano-plutonic arcs. *In: Magmas, fluids, and ore deposits, Éditeur: J.F.H. Thompson. Mineralogical Association of Canada, Short Course Volume 23, pages 511-525.*
- SILLITOE, R.H. - HANNINGTON, M.D. - THOMPSON, J.F., 1996 - High sulfidation deposits in the volcanogenic massive sulfide environment. *Economic Geology; volume 91, pages 204-212.*
- SIMARD, A., 1985 - Évolution du volcanisme archéen dans la région du lac Troilus. *Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-18, 52 pages.*
- SIMARD, A., 1987 - Stratigraphie et volcanisme dans la partie orientale de la bande volcano-sédimentaire archéenne Frotet-Evans. *Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 87-17, 320 pages et 5 cartes.*
- SIMARD, A. - ROY, C., 1984 - Partie Est de la bande volcano-sédimentaire archéenne Frotet-Evans - potentiel aurifère. *In: Chibougamau, Stratigraphy and Mineralization, Éditeurs: J. Guha et E.H. Chown. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pages 457-472.*
- SINCLAIR, W.D. - PILOTE, P. - KIRKHAM, R.V. - ROBERT, F. - DAIGNEAULT, R., 1994 - A Preliminary report of porphyry Cu-Mo-Au and shear zone-hosted Cu-Au deposits in the Chibougamau area, Quebec. *In: Current Research 1994-C; Geological Survey of Canada, pages 303-309.*
- SMITH, J.R., 1960 - Quart SW et moitié nord du quart SE du canton de McKenzie. *In: Moitié sud du canton de McKenzie. Ministère des Mines, Québec; RG-95, pages 1-44.*
- SMITH, J. R. - ALLARD, G.O., 1960 - South Half of McKenzie Township. *Québec Department of Mines, Geological Report 95, 71 pages.*
- ST-JULIEN, P. - HUBERT, C., 1975 - Evolution of the Taconian orogen in the Quebec Appalachians. *American Journal of Science; volume 275A, pages 337-362.*
- STAUDIGEL, H. - SCHMINCKE, H. U., 1984 - The Pliocene seamount series of La Palma/Canary Islands. *Journal of Geophysical Research; volume 89, pages 11195-11215.*
- STERN, R.A. - HANSEN, G. A. - SHIREY, S. B., 1989 - Petrogenesis of mantle-derived LILE enriched Archean monzodiorites and (sanukitoids) in the southwest Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences; volume 26, pages 1688-1712.*
- SUTCLIFFE, R.H. - SOUTH, A.R. - DOHERTY, W. - BARNETT, R.L., 1989 - Late Archean mantle-

- derived amphibole-bearing tonalite, monzodiorite and syenite. Precambrian Granitoids, Helsinki, page 128.
- SUTHERLAND BROWN, A., 1976 - Morphology and classification. Canadian Institute Mining Metallurgy; Special Volume 15, pages 44-51.
- TAIT, L. - CHOWN, E.H., 1987 - Géologie de la région de du Guesclin. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 87-12.
- TAIT, L. - PILOTE, P. - CHOWN, E.H., 1987 - Géologie de la région du lac à l'Eau Jaune. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 87-24, 114 pages.
- TANER, M.F. - MARTIN, R.F., 1993 - Significance of dumortierite in an aluminosilicate-rich alteration zone, Louvicourt, Quebec. Canadian Mineralogist; volume 31, pages 137-146.
- TARNEY, J. - WINDLEY, B.F., 1981 - Marginal basins through geological time. Philosophical Transactions Royal Society London; volume A301, pages 217-232.
- TARNEY, J. - DALZIEL, J.W.D. - DE WIT, M. J., 1976 - Marginal basin 'Rocas Verdes' complex from south Chile; a model for Archaean greenstone belt formation. *In: The early history of the earth, Éditeurs: B.F.Windley. Wiley-Interscience, London, pages 131-146.*
- TESSIER, A., 1990 - Structural evolution and host rock dilation during emplacement of gold-quartz vein at the Perron deposit, Val-d'Or, Quebec. Université Queen, mémoire de M. Sc. non-publié, 242 pages.
- TESSIER, A. - HODGSON, C.J., 1994 - Syn-tectonic auriferous quartz-carbonate vein-type orebodies formed by metamorphic remobilization of Au and Cu from premetamorphic sulfide lenses at the Portage Mine, Chibougamau, Quebec: implications for crustal recycling of metals and the origin of metals provinces. Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Annual Meeting, Programme and Abstracts, Waterloo, vol. 19, page A111.
- TESSIER, A.C. - HODGSON, C.J. - LULIN, J.M., 1995a - Formation of a late-tectonic, mesothermal-type gold-quartz vein deposit by remobilization of metals from a magmatic-hydrothermal copper-gold deposit at the Portage copper-gold mine, Chibougamau, Québec, Canada(abstract). *In: Precambrian '95, Program and Abstracts, International Conference on Tectonics & Metallogeny of Early/Mid Precambrian Orogenic Belts, Montreal, Canada, page 131.*
- TESSIER, A.C. - HODGSON, C.J. - LULIN, J.M., 1995c - The Portage Cu-Au mine. *In: Metallogenic Evolution and Geology of the Chibougamau area - from porphyry Cu-Au-Mo to Mesothermal Lode Gold Deposits, Éditeur: P. Pilote. Geological Survey of Canada, Precambrian '95, Field Trip Guidebook, Open File 3143, pages 131-142.*
- TESSIER, A. - HODGSON, C.J. - LULIN, J.M. - BLAIS, A., 1994 - Les contrôles des minéralisations Cu-Au pré-tectoniques et Au (Cu) tardi-tectoniques à la mine Portage, Chibougamau, Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 94-09, page 20.
- TESSIER, A. - HODGSON, C.J. - LULIN, J.-M. - BLAIS, A. - LAROUCHE, V. - HOULE, P., 1995b - The Portage Cu-Au mine. *Dans: Metallogeny and geologic evolution of the Chibougamau mining area - from porphyry Cu-Au-Mo to mesothermal lode gold deposits, Éditeurs: P. Pilote, C. Dion et R. Morin. Geological Survey of Canada; Open File 3143, page 131-142.*
- THORPE, R.I. - GUHA, J. - CIMON, J., 1981 - Evidence from lead isotopes regarding the genesis of ore deposits in the Chibougamau region, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 18, pages 708-723.
- THORPE, R.I. - GUHA, J. - FRANKLIN, J.M. - LOVERIDGE, W.D., 1984 - Use of the Superior isotope framework in interpreting mineralization stages in the Chibougamau district. *In: Chibougamau, Stratigraphy and Mineralization, Éditeurs: J. Guha et E.H. Chown. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 34, pages 496-516.*
- TREMBLAY, A., 1980 - Étude du contrôle structural de la minéralisation dans la "Zone du Toit" de la mine Copper Rand à Chibougamau. Mémoire de M.Sc. non-publié, Université du Québec à Chicoutimi, Québec, 117 pages.
- TREMBLAY, A., 1997 - Calcul des ressources géologiques, projet Chevrier. Géonova; rapport interne.
- TREMBLAY, F., 1987 - Étude reconnaissance en géochimie isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène: Application à quelques minéralisation de la région de Chibougamau, Québec, Canada. Mémoire de M.Sc. non-publié, Université du Québec à Chicoutimi, Québec, 99 pages.
- TRUDEAU, Y., 1981 - Pétrographie et géochimie des roches de secteur environnant de la mine Bruneau, Chibougamau. Mémoire de M.Sc. non-publié, Université du Québec à Chicoutimi, Québec, 117 pages.

- VOLLO, N., 1959 - Geology of the Henderson copper deposit, Chibougamau region, Quebec. Mémoire de M.Sc. non-publié, Université McGill, Montréal, Québec.
- WAGNER, W.R., 1979 - Geology of the Chibex gold deposit, Chibougamau, Quebec. Mémoire de M.Sc. non-publié, Université du Québec à Chicoutimi, Québec, 105 pages.
- WATKINS, D.H. - RIVERIN, G., 1982 - Geology of the Opemiska Copper-Gold Deposits at Chapais, Quebec. *In: Precambrian Sulphide Deposits*, H. S. Robinson Memorial Volume. *Éditeurs: R.W. Hutchinson, C.D. Spence, et J.M. Franklin.* Geological Association of Canada; Special Paper 25, pages 427-446.
- WELLS, G. - BRYAN, W.B. - PEARCE, T.H., 1979 - Comparative morphology of ancient and modern pillow lavas. *Journal of Geology*; volume 87, pages 427-440.
- WHITE, N.C. - HEDENQUIST, J.W., 1995 - Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. *Society of Economic Geologists Newsletter*, No. 23, pages 1, 9-13.
- WILLIAM, H. - HATCHER Jr., R.D., 1982 - Suspect terranes and accretionary history of the Appalachian orogen. *Geology*; volume 10, pages 530-536.
- WINDLEY, B.F., 1986 - *The Evolving Continents*. Second edition, John Wiley, Chichester, 339 pages.
- WYNNE-EDWARDS, H. R., 1972 - The Grenville Province. *In: Variations in Tectonic styles in Canada*, *Éditeurs: R.A. Price et R.J.W. Douglas.* Geological Association of Canada; Special Paper 11, pages 263-334.
- YOUNG, G.M., 1970 - An extensive early Proterozoic glaciation in North America? *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*; volume 7, pages 85-101.
- ZWASCHKA, M. - SCHEETZ, J.W., 1995 - Detailed geology of the Brewer Gold Mine, Jefferson, South Carolina. *Society of Economic Geologists; Guidebook Series*, volume 24, pages 95-141.



Gouvernement du Québec
Ministère des Ressources naturelles
Secteur des mines