

MB 96-14

GEOLOGIE ET EVOLUTION METALLOGENIQUE DE LA REGION DE CHIBOUGAMAU : DES GITES DE TYPE CU-AU-MO PORPHYRIQUES AUX GISEMENT FILONIENS MESOTHERMAUX AURIFERES

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 évolution métallogénique de la région de Chibougamau : des gîtes de type Cu-Au-Mo porphyriques aux gisements filoniens mésothermaux aurifères

Edité par : Pierre Pilote, Claude Dion et Rémy Morin

Livret-guide d'excursion



Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit soumis par l'auteur sauf pour une mise en page sommaire destinée à assurer une qualité convenable de reproduction. Le manuscrit a cependant fait l'objet d'une lecture critique et de commentaires aux auteurs de la part de Pierre Pilote, Claude Dion et Rémy Morin avant la remise de la version finale au ministère.

MB 96-14

1996



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 10 dernières années. L'objectif de ce livret-guide est de présenter 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 nous amènera à considérer l'impact des différents types de gîtes décrits sur l'exploration minérale, connaissant mieux le contexte géologique local et régional dans lequel ils se retrouvent.

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 leur livret-guide, Chown et al. (1990) ont considéré la géologie régionale à la lumière de la définition des contextes tectoniques globaux possibles, ceci à la fois lors de la formation des roches supracrustales et des roches intrusives, et aussi lors de la déformation régionale.

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 de type filon ("lode-type") prennent place dans ces deux

secteurs, sans discrimination apparente. 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 s'inspire en grande partie de la contribution de Chown et al. (1990). La tenue du congrès "Precambrian '95" (*International conference on tectonics and metallogeny of early/mid Proterozoic orogenic belts*) à Montréal en août 1995 a toutefois représenté un événement opportun pour mettre à jour ce document et y incorporer les plus récents travaux publiés ou en cours dans la région de Chibougamau. Ce livret-guide, dont une version préliminaire en langue anglaise a été rendue publique en août 1995 (Pilote, 1995), a été conçu pour présenter la version la plus actuelle possible de la géologie de la région, accompagnée des descriptions de sites géologiques caractéristiques et des 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 et les différents auteurs.

REMERCIEMENTS

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

Les éditeurs : Pierre Pilote
Claude Dion
Rémy Morin

TABLE DES MATIÈRES

TABLE DES MATIÈRES	3
AVANT-PROPOS	5
REMERCIEMENTS	5
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	18
LES ROCHES PLUTONIQUES	22
MODÈLES TECTONIQUES	26
PROTÉROZOÏQUE	29
PARTIE B - MÉTALLOGÉNIE DE L'EXTRÉMITÉ EST DE LA SOUS-PROVINCE DE L'ABITIBI	33
INTRODUCTION	33
I - LES MINÉRALISATIONS ASSOCIÉES À LA MISE EN PLACE D'INTRUSIONS MAFIQUES (OXYDES ET SULFURES D'ORIGINE MAGMATIQUE)	34
II - LES GÎTES DE SULFURES ASSOCIÉS À LA PÉRIODE SYNVOLCANIQUE	34
III - LES MINÉRALISATIONS ASSOCIÉES À L'ACTIVITÉ PLUTONIQUE DE HAUT NIVEAU CRUSTAL ET AUX GRANDS ÉDIFICES VOLCANIQUES	35
Les minéralisations de type magmatique-hydrothermal et porphyrique - l'exemple des veines de Cu-Au du camp minier du lac Doré	35
Les veines épithermales en métaux précieux	42
IV - LES GÎTES D'OR MÉSOTHERMAUX ARCHÉENS	42
V - LES VEINES EN Cu DU TYPE OPÉMISKA	45
CONCLUSIONS	46
PARTIE C - EXCURSION	49
THÈME 1: CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE DE LA RÉGION DE CHIBOUGAMAU	49
THÈME 2: GÉOLOGIE DU SEGMENT DE CAOPATINA.....	59

THÈME 3 : THÈME 3 : MINÉRALISATIONS DE TYPE PORPHYRIQUE ET FILONIENNES DANS LE COMPLEXE DU LAC DORÉ - LES SECTEURS DU LAC CLARK ET DE L'ÎLE MERRILL	69
INTRODUCTION	69
HISTORIQUE DES TRAVAUX D'EXPLORATION DANS LE SECTEUR DE L'ÎLE MERRILL	69
LE GÎTE DU LAC CLARK	75
LE COMPLEXE DU LAC DORÉ EN MINIATURE	78
LA MINE PRINCIPALE	80
LA MINE MERRILL	84
CHIB-KAYRAND	93
THÈME 4: THÈME 4: MINÉRALISATIONS DE TYPE PORPHYRIQUE, ÉPITHERMALE ET MÉSOTHERMALE DANS LE COMPLEXE DU LAC DORÉ ET LE GROUPE DE ROY	93
LA MINE COPPER RAND (Au-Cu-Ag)	93
LE GISEMENT CUPRO-AURIFÈRE DE LA MINE PORTAGE	103
L'INDICE DU LAC BERRIGAN - UN EXEMPLE POSSIBLE DE MINÉRALISATION DE TYPE ÉPITHERMAL EN Au-Ag-Cu-Pb-Zn-As D'ÂGE ARCHÉEN	115
THÈME 5: LES MINÉRALISATIONS DE TYPE PORPHYRIQUE DANS LE COMPLEXE DU LAC DORÉ ET LE PLUTON DE CHIBOUGAMAU	121
LE GISEMENT CUPRIFÈRE DE CORNER BAY (Au-Cu-Ag)	121
LE GISEMENT CUPRIFÈRE DEVLIN	131
LES BRÈCHES DU CANTON QUEYLUS	136
THÈME 6: MINÉRALISATIONS MÉSOTHERMALES DANS LA FORMATION D'OBATOGAMAU - LA MINE JOE MANN, ET MINÉRALISATION DE TYPE PORPHYRIQUE DANS LA CEINTURE DE ROCHES VERTES DE FROTET-ÉVANS - LE GISEMENT Cu-Au TROÏLUS	141
LA MINE D'OR JOE MANN	141
LE GISEMENT Cu-Au TROÏLUS	150
RÉFÉRENCES	159

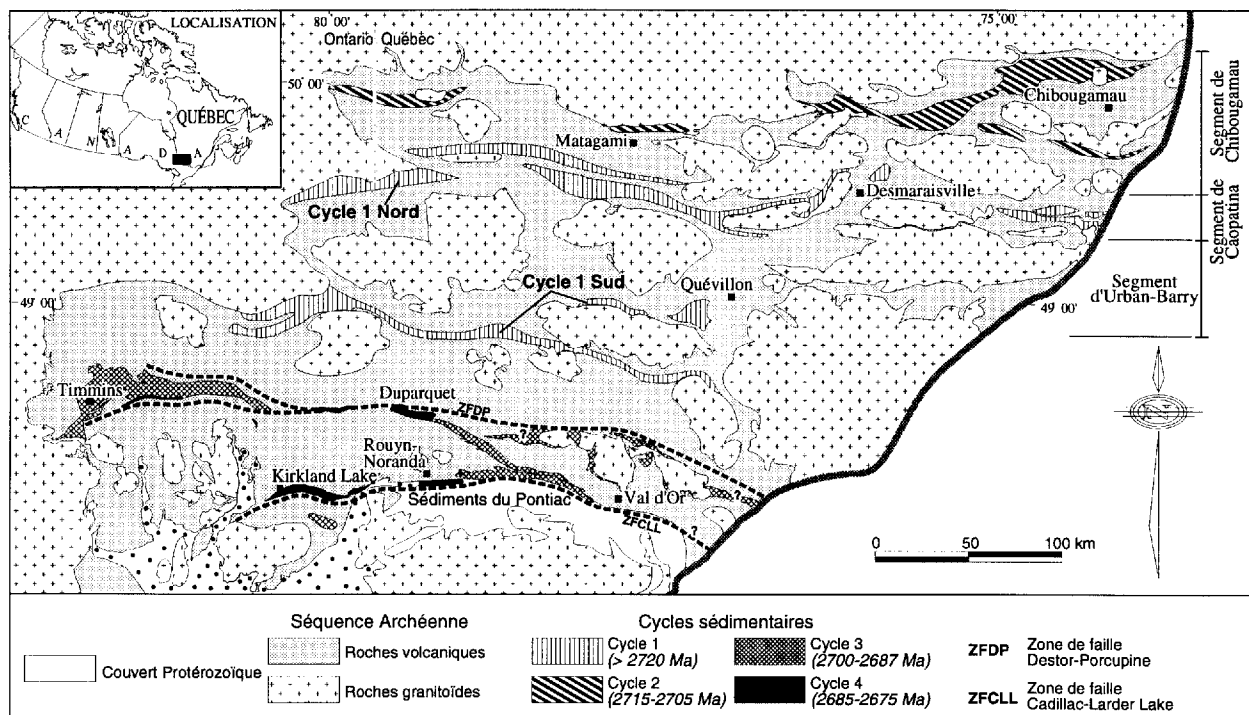


Figure A2: Géologie simplifiée de la sous-Province de l'Abitibi et localisation de la région de Chibougamau (modifiée de Mueller et Donaldson, 1992).

la région. 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 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, J. Obalski, J.E. Hardman (1885) et A.E. Barlow (1891). 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, mèneront 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) et Allard (1960) 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 tholéiitiques et /ou komatiitiques de forte extension latérale qui sont surmontées par des volcanites andésitiques-dacitiques-rhyolitiques (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., 1982). 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 (Tarney 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)

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

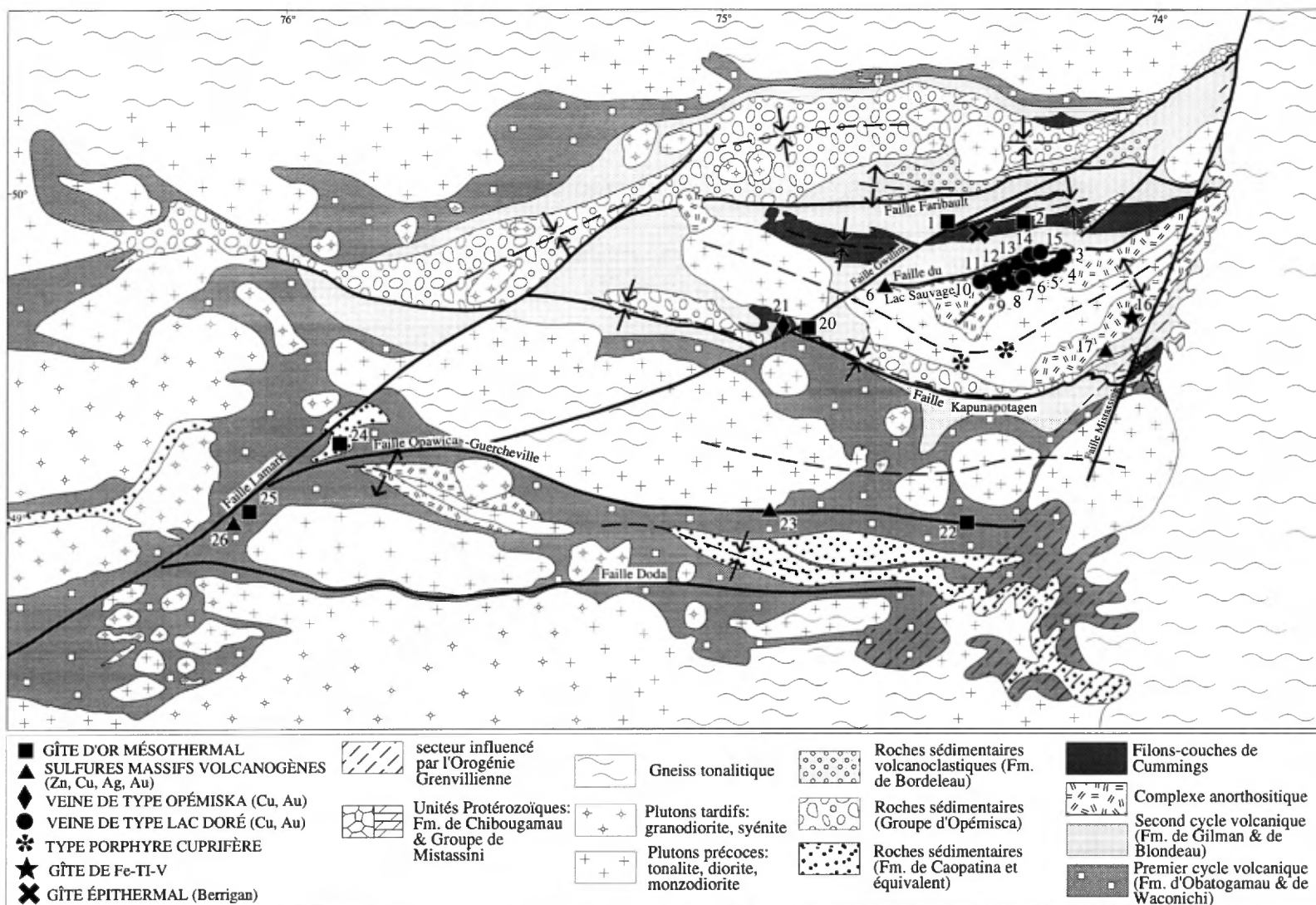


Figure A3: Géologie simplifiée et gîtes minéraux de la région Chibougamau-Caopatina. 1 = mine Gwillim, 2 = mine Norbeau, 3 = mine Portage, 4 = mine Henderson 1, 5 = mine Henderson II, 6 = mine Bateman Bay, 7 = mine Copper Rand, 8 = mine Merrill, 9 = Mine Principale de Campbell, 10 = mine Obalski, 11 = 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 Opemisca, 22 = mine Joe Mann, 23 = indice du lac des Vents, 24 = mine du lac Shortt, 25 = mine Bachelor, 26 = mine Coniagas.

de tous les terrains volcano-sédimentaires, différentes colonnes stratigraphiques sont utilisées (Figure A4). Dans le SSC, une seule formation de roches sédimentaires volcanoclastiques est interdigitée dans la partie sommitale du cycle 1 de roches volcaniques. Par contre, une unité de roches sédimentaires très étendue recouvre les deux cycles volcaniques dans la SNC (Figure A4b, 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 (Figure A2) 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 A4a et A4c) 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, A4a, A4b), 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 épyclastiques. 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.

Intrusions stratiformes

Le Complexe de la Rivière Opawica (Maybin, 1976) s'est mis en place près de la base de la

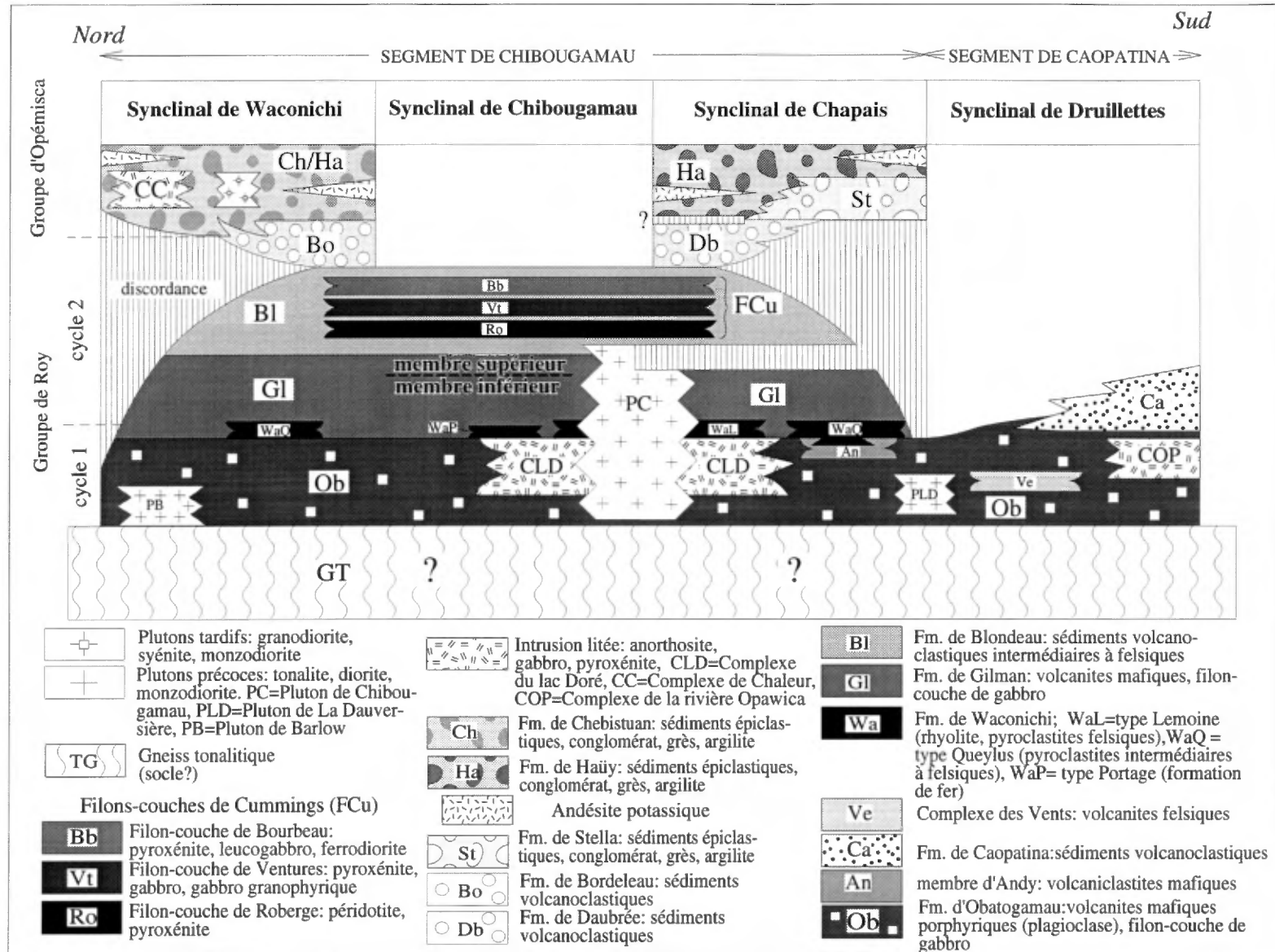


Figure A4: Relations tectonostratigraphiques schématiques de la région Chibougamau-Caopatina établies par rapport à la position des principaux synclinaux. Modifiée de Daigneault et Allard (1990), Dimroth et al. (1984), et Mueller et al. (1989).

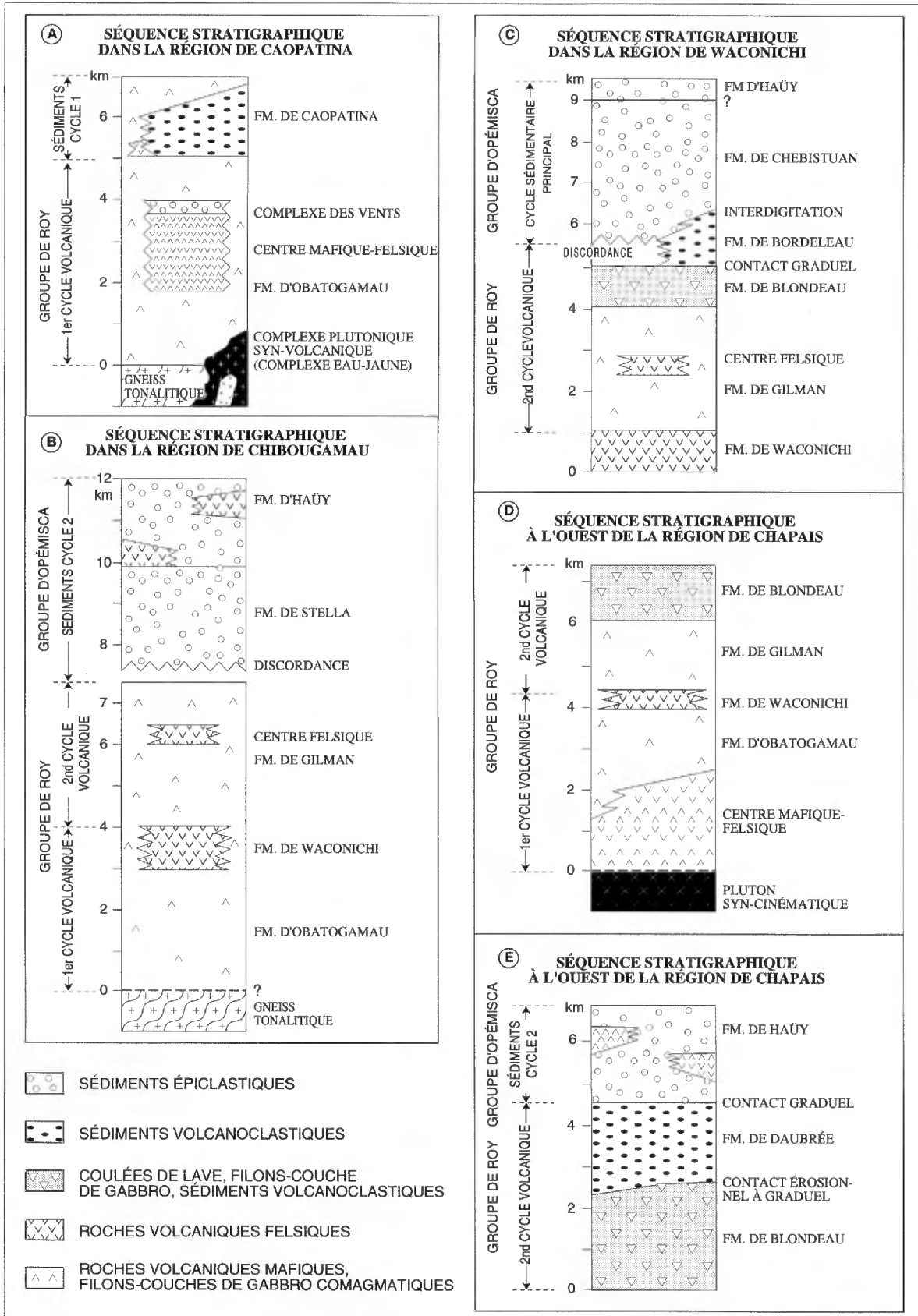


Figure A5: Sections stratigraphiques de la région de Chibougamau-Caopatina (Mueller et al., 1989).

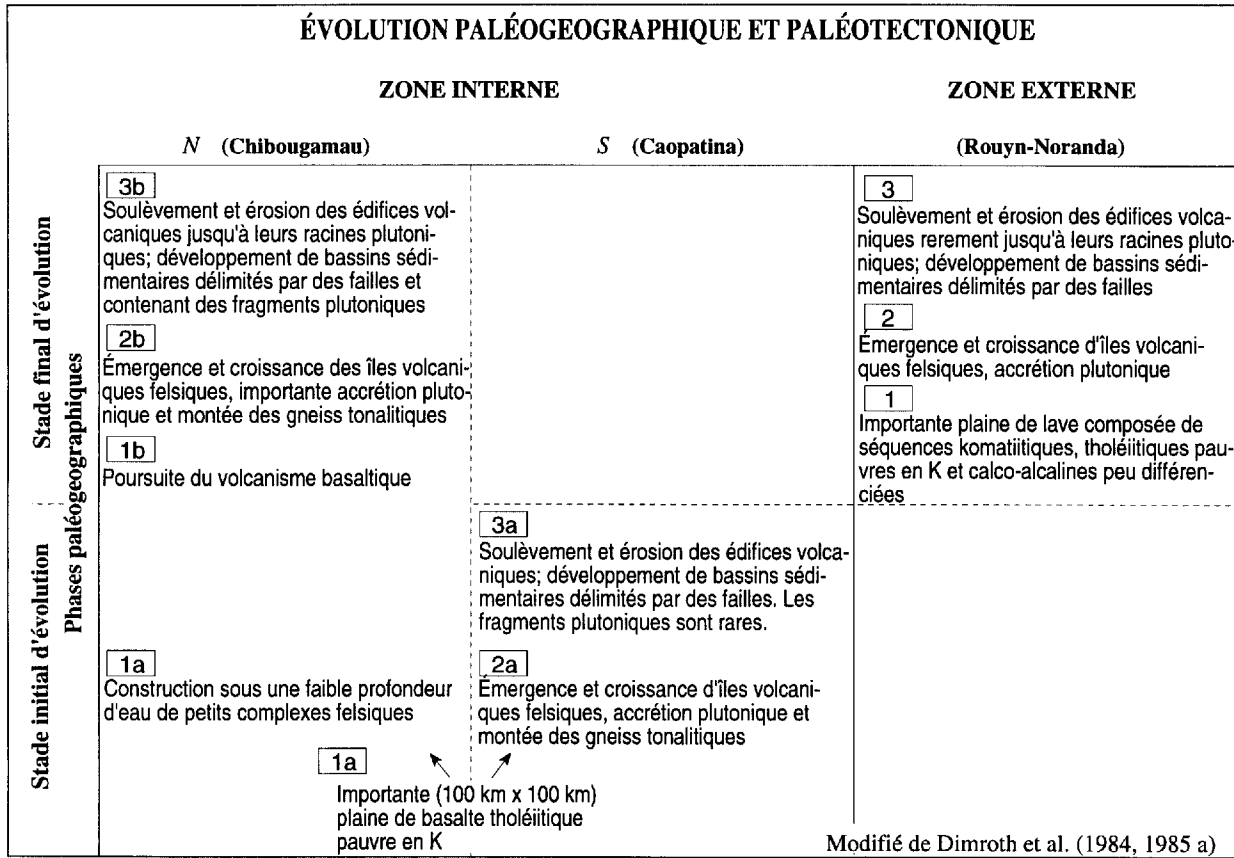


Tableau A1: Évolution paléotectonique et paléogéographie de la ceinture de l'Abitibi (Mueller et al., 1989).

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 mégacristsaux 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, 1993), 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 tholéitique (Quirion, 1990).

Le Segment Nord de Chibougamau (SNC)

Le SNC comprend deux cycles volcaniques (Figure A4b) suivis d'une séquence sédimentaire. 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 contemporaine de plutons felsiques et de filons-couches mafiques dans la partie supérieure de la succession stratigraphique a contribué

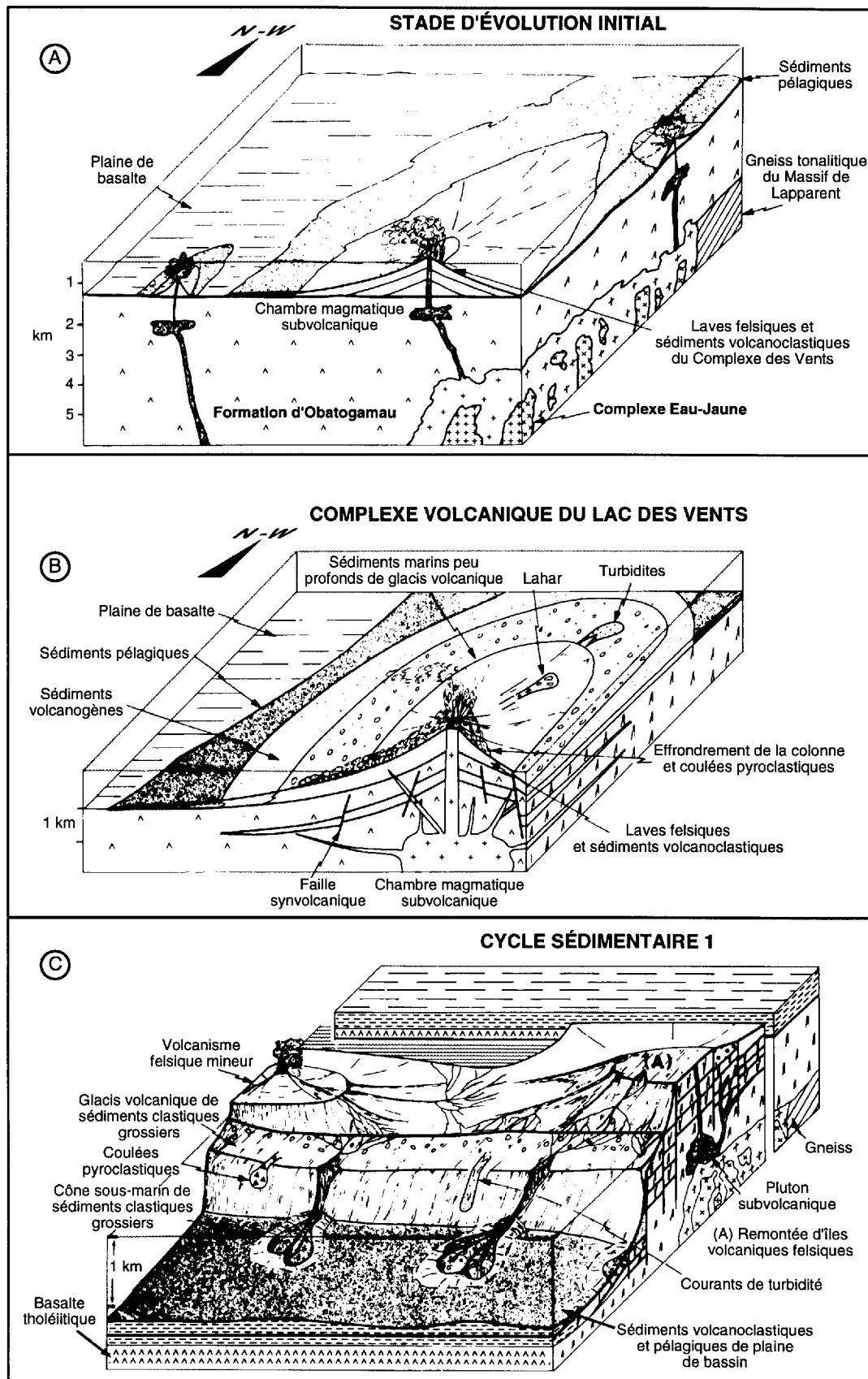


Figure A6: Évolution du premier cycle volcanique (Mueller et al., 1989).

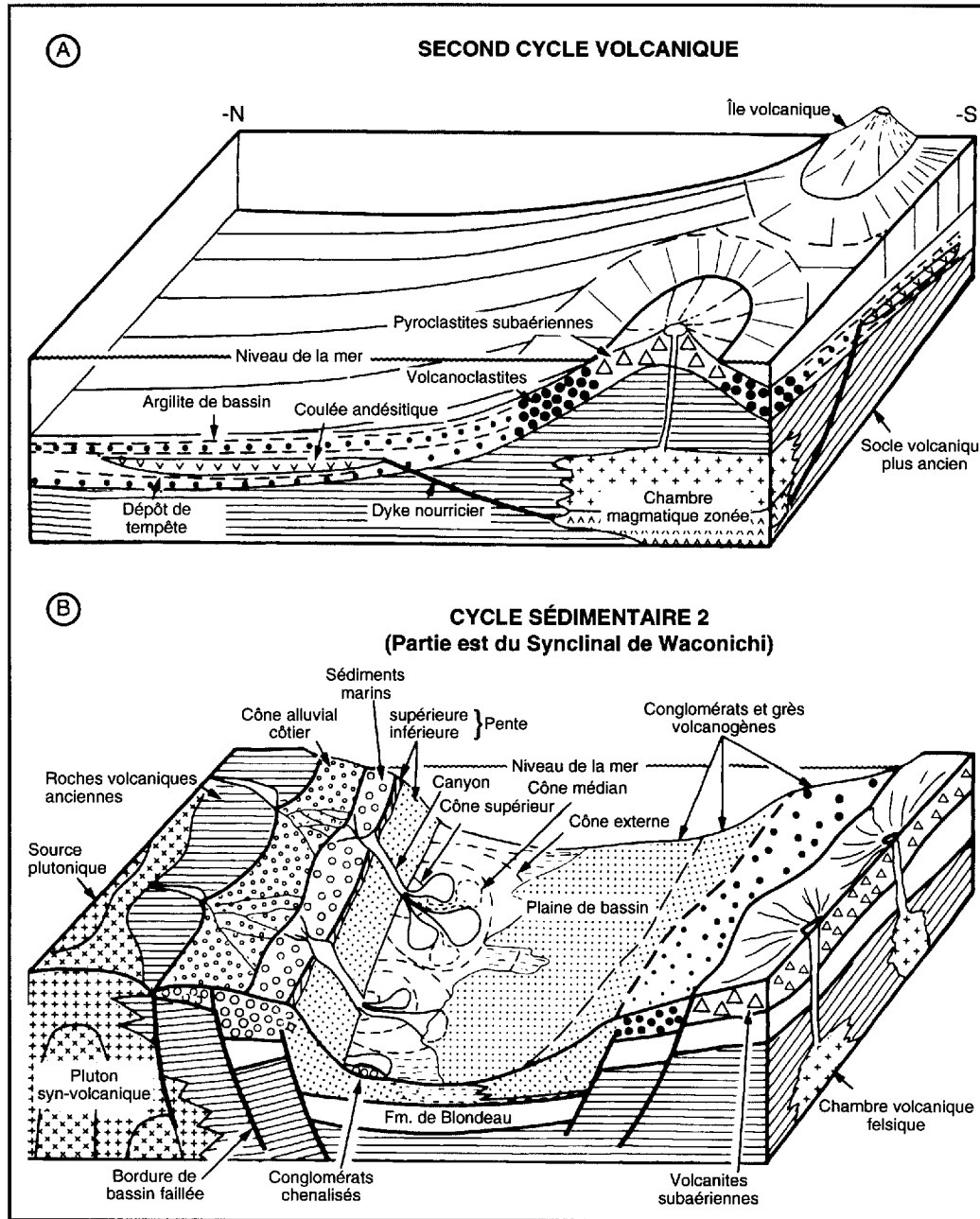


Figure A7: Évolution du second cycle volcanique (Mueller et al., 1989).

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 (Figure A5b). 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: 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

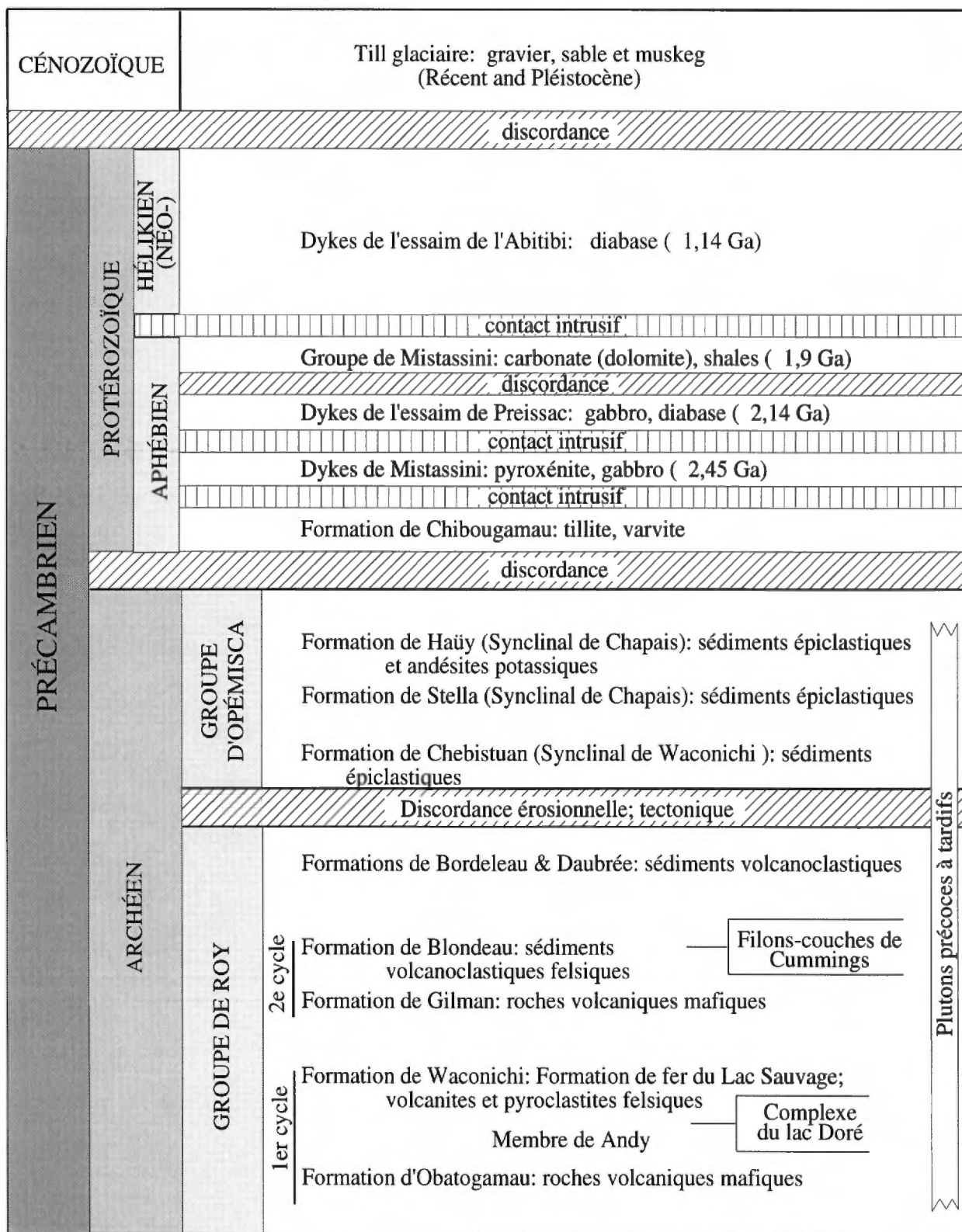


Figure A8: Stratigraphie du segment de Chibougamau.

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 mégacristaux 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 chalcopryrite.

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) 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 épicalstiques 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 sont résumés dans le Tableau A2 et suggèrent un environnement variant de marin profond, en pente, à un milieu marin peu profond à fluviale.

La Formation de Haüy, au sommet du Groupe

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.

RÉSUMÉ DES ASSOCIATIONS DE FACIÈS SÉDIMENTAIRES DANS LA PARTIE NORD-EST DU SYNCLINORIUM DE WACONICHI (NCS)			
FACIÈS	LITHOLOGIE	MODE DE DÉPOSITION	MILIEU
Association de faciès des shales noirs	Shale noir, argilite, grès volcanoclastique, lits d'intraclastes	Sédiments transportés par suspension, dépôts de tempête	Plaine de bassin, profondeur d'eau de 200-300 m
Association de faciès de cônes sous-marins	Conglomérats chenalisés, grès granoclassés, argilite	Coulées de sédiments par gravité (courants de turbidité de haute et basse densité)	Cône sous-marin proximal, médian et distal
Association de faciès transitionnel ou de pente	Grès granoclassés, rares lits de conglomérats, argilite	Courants de turbidité de haute et basse densité	Sommet ou bas de pente
Association de faciès des conglomérats-grès marins-terrestres	Prédominance de conglomérats à matrice, grès à lits entrecroisés, grès granoclassés	Coulées de sédiments par gravité Dépôts de tempête	Plateforme marine de faible profondeur
	Conglomérats à cailloux, grès massifs à laminés	Courants de traction	Cône terrestre (?) ou alluvionnaire (?)

Tableau A2: Aperçu des associations entre les différents faciès sédimentaires du synclinal de Waconichi, modifiée de Mueller (1986) et de Mueller et al. (1989).

SÉDIMENTS NON-MARINS DANS LE SYNCLINAL DE CHAPAIS (NCS)			
	FACIÈS	CARACTÉRISTIQUES	MILIEU
Séquence de faciès Conglomerat-Grès, 1a (> 50% de conglomérat)	Gms, Gp, Gt, Sm, Sh, St, Sp	Amalgamation de lits de conglomérats, séquences positives faiblement développées	Cône alluvionnaire côtier (cône-delta)
Séquence de faciès Conglomerat-Grès, 1b (< 50% de conglomérat)	Gm, Gt, Sh, St, Sp, Sr, Fl Code faciologique de Miall (1978)	Séquences positives très bien développées, prédominance des lits de grès	Cône alluvionnaire (partie distale) passant à un delta tressé

Tableau A3: Roches sédimentaires d'origine non-marine du synclinal de Chapais (Mueller et al., 1989).

SÉDIMENTS MARINS PEU PROFONDS DU SYNCLINAL DE CHAPAIS (NCS)			
	LITHOLOGIE	PROCESSUS	MILIEU
Faciès Hétérolithique (2.1)	Lits fins d'argilite laminée, rides, lits granoclassés et grès laminés	Sédiments transportés par suspension déposés par beau temps par de faibles courant, dépôts de tempête	Zone du large proxi- male
Faciès Grès-Argilite (2.2)	Niveaux de grès ondulants et lenticulaires intercalés avec des lits d'argilite	Sédiments déposés par beau temps, lors de période de fortes vagues ou trans- portés sous la forme sédi- ments en suspension lors des périodes tranquilles	Zone infratidale inférieure
	Grès à lits planaires, grès granoclassés surmon- tés par des argilites	Dépôts de tempête	Zone infratidale inférieure
	Lits entrecroisés planaires avec films d'argile sur la cou- che frontale	Sédiments déposés par beau temps, structures attribuables à l'action des vagues	Zone infratidale inférieure
Faciès de Grès fins à très gros- siers (2.3)	Grès granoclassés et à lami- nes parallèles riches en frag- ments arrachés du faciès 2.1	Dépôts de tempête	Zone infratidale inférieure
	Lits entrecroisés en chenaux recouverts d'argile	Sédiments déposés par beau temps, structures attribuables à l'action des vagues	Zone infratidale inférieure
	Grès à lits planaires ou à lits entrecroisés à faible angle, lits entrecroisés en chenaux avec surimpositions de rides, absence de lamines d'argilite	Sédiments déposés par beau temps lors de période de fortes vagues	Zone infratidale médiane

Tableau A4: Roches sédimentaires d'origine marine du synclinal de Chapais (Mueller et al., 1989).

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 fluviale à marin (Tableaux A3 et A4).

Le Complexe du lac Doré

Le Complexe du lac Doré 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. La Figure A9 illustre les principales divisions du Complexe du lac Doré et le Tableau A5 présente la stratigraphie détaillée de ce complexe. 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 dépôts 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 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 A5). 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.

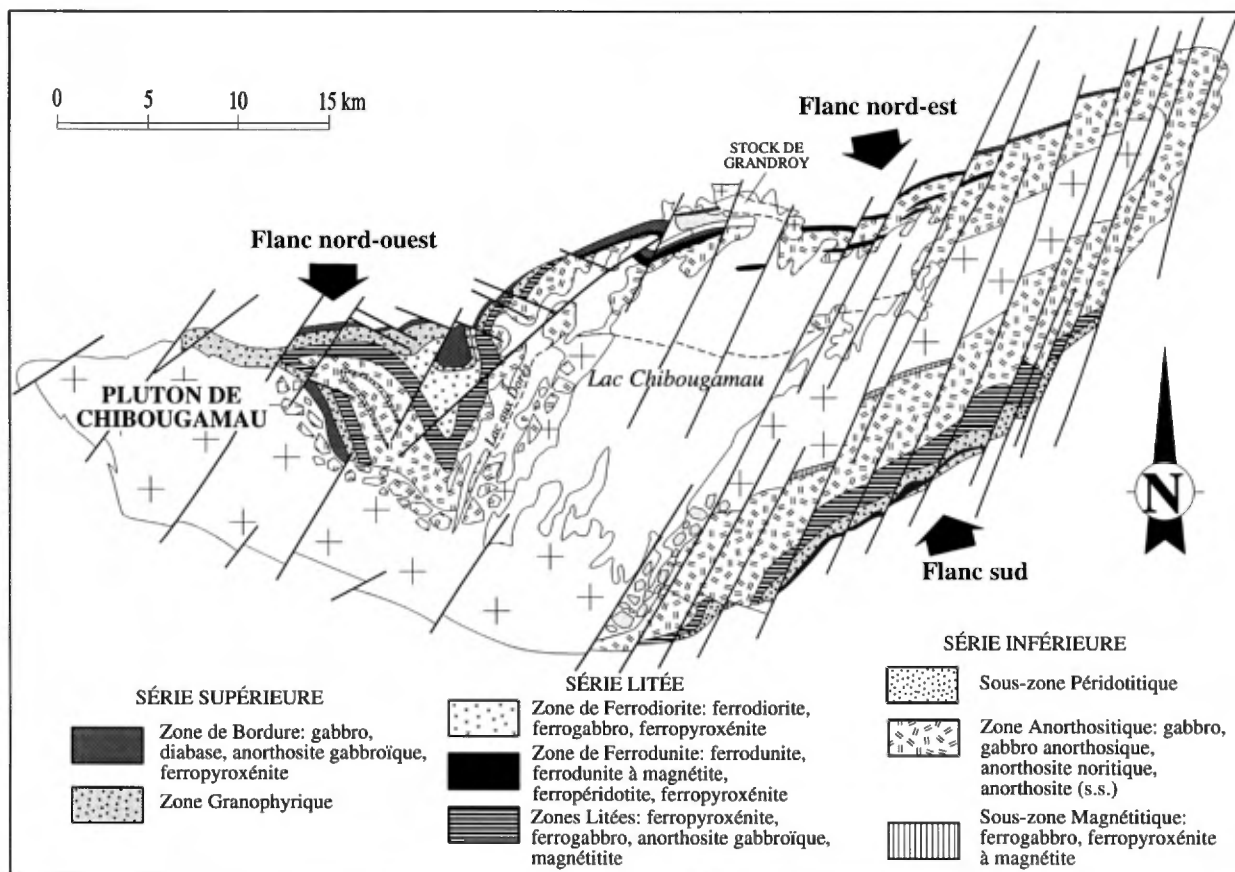


Figure A10: Carte géologique simplifiée du Complexe du lac Doré, adaptée de Daigneault et Allard (1990).

	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 GRANOPHYRE		Gabbro Anorthosite gabbroïque	BORDURE GRANOPHYRE		Gabbro Diabase Anorthosite gabbroïque	BORDURE	Ferropyxénite Gabbro anorthositique	
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 A5: Stratigraphie du Complexe du lac Doré (Daigneault et Allard, 1990).

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 trempé. 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 A9). Une zone de trempé (Zone de Bordure) s'est formée à la bordure de la chambre magmatique, en contact avec l'encaissant. Les mégacristaux de plagioclase suggèrent une

crystallisation 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 ferrohypésthène. 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 (Coty, 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. 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 compositions 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 2695 - 2700 Ma (Corfu et al., 1989) correspondant à l'événement Shebandowan (Scott et al., 1989) de l'orogénie kénoréenne. La détermination actuelle de l'âge de la déformation de la zone volcanique nord n'est pas bien connue, mais la relation étroite entre les plutons syntectoniques (Figure A6) 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 le secteur 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 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

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 A6: Datations des plutons de la partie nord de la ceinture de l'Abitibi.

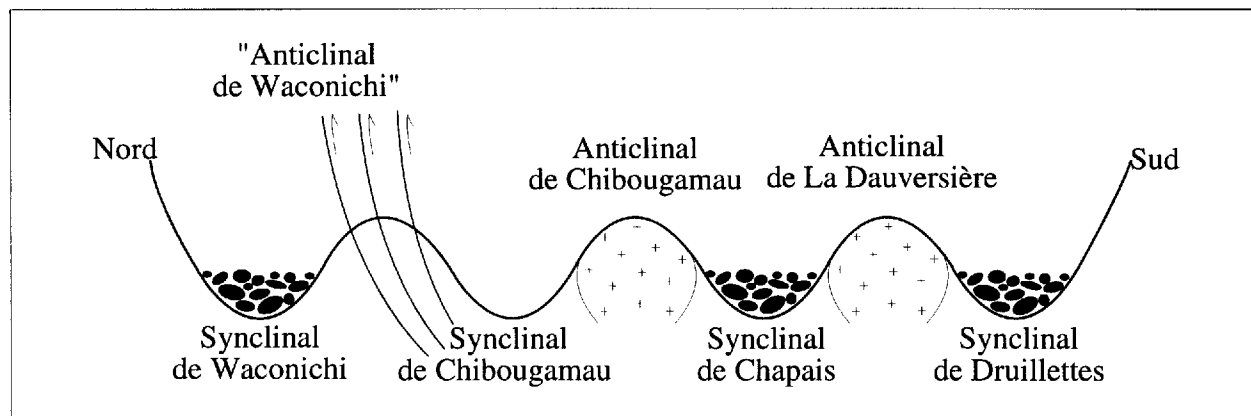


Figure A11: Section simplifiée de la région de Chibougamau-Caopatina, adaptée de Daigneault et Allard (1990). La région de Chibougamau consiste en un grand synclinorium constitué de quatre synclinaux importants. Trois de ceux-ci contiennent des roches sédimentaires plus jeunes dans leurs parties centrales.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

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 A11) 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. La coupe structurale de la figure A11 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 A12) 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 de Doda (Figure A2) 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 (Figure A13) 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 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

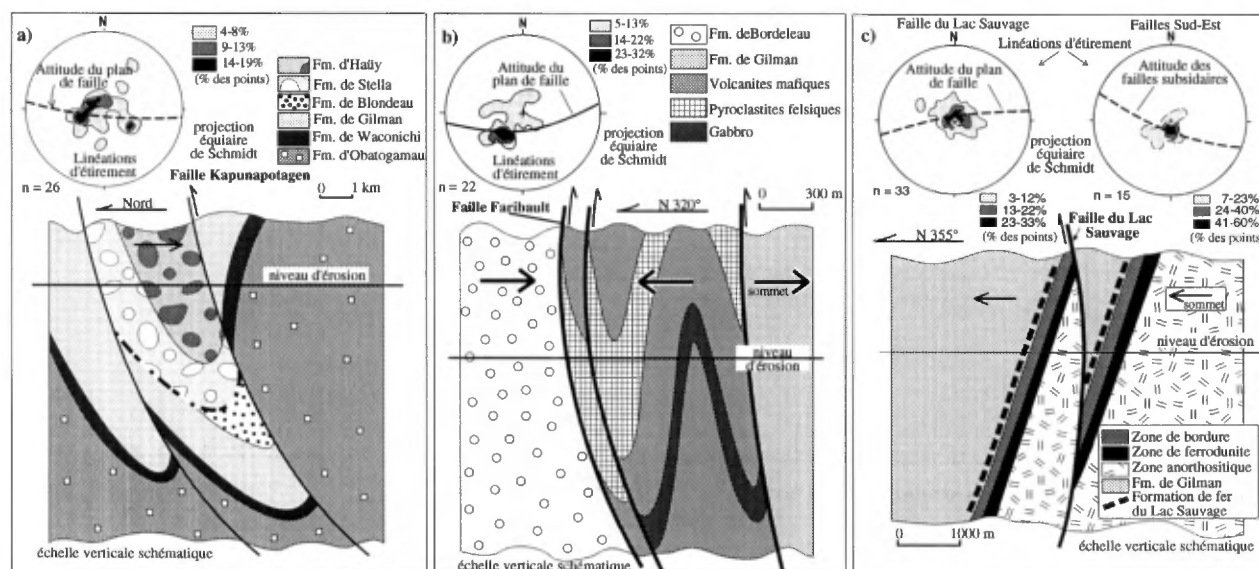


Figure A12: (a) Section simplifiée de la faille Kapunapotagen située dans le segment Chibougamau. Cette faille produit la juxtaposition du domaine sédimentaire appartenant au Groupe d'Opémisca et du domaine volcanique formé du Groupe de Roy. La linéation d'étirement subverticale est représentative de 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".

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 A14) 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 A6) 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 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

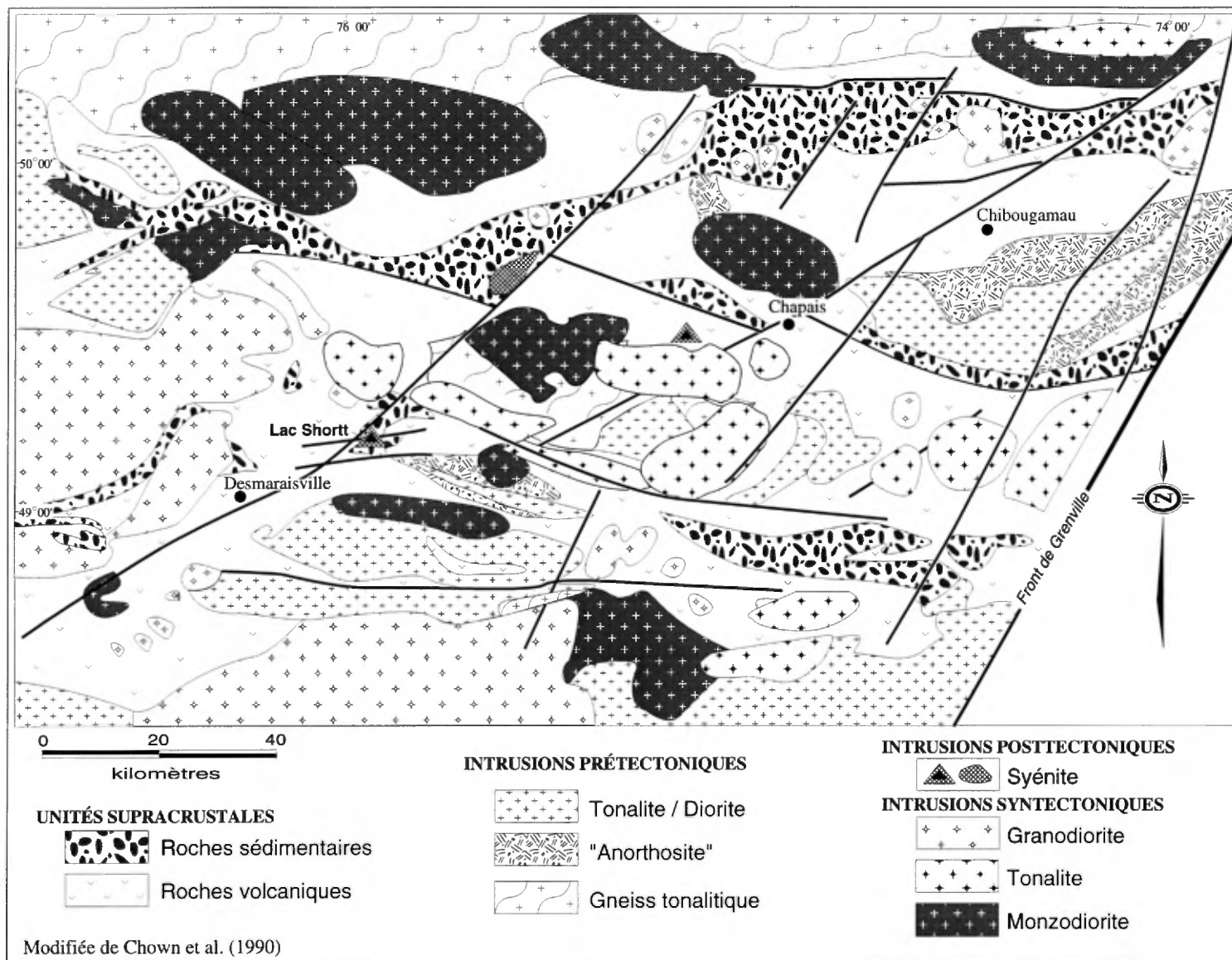


Figure A13: Distribution des plutons felsiques, région de Chibougamau-Caopatina.

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 A15). 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, 1981 et 1982). Des septes de roches volcaniques encaissantes marquent aussi des divisions entre les phases successives (Tait et al., 1988), 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 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 feuilletés 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 A6) 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, 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 grandes 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'Opatca, 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). 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.

MODÈLES 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 recourent 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; Sleep et Wildley, 1981; Tarney et al., 1986). 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 (Figure A15b). 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 A15b). 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 A15d) et 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 A15e) 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 A15f; Daigneault et Archambault, 1990).

Les plutons syntectoniques consistent

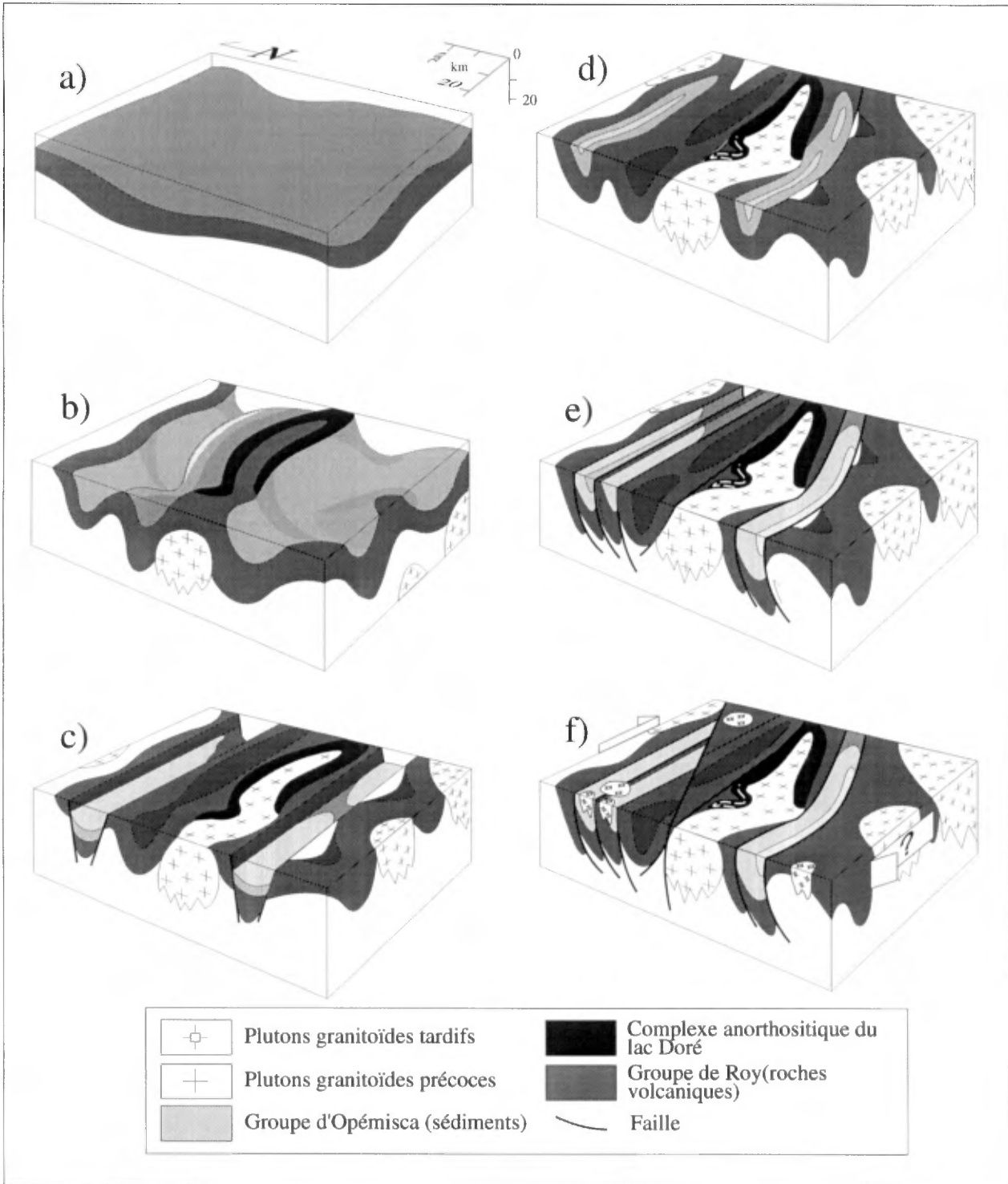


Figure A14: Évolution structurale de la région de Chibougamau.

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 métamorphisées. De la même manière, les dykes 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 essais: Preissac, Mistassini, Otish et Abitibi.

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 fluviatile 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. La Formation de Chibougamau pourrait être corrélée avec 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.

Essaim de dykes de Mistassini (2450 Ma)

L'essaim de Mistassini (Fahrig et al., 1986) est un système de dyke NO formant un éventail spectaculaire au Nord de Chibougamau. Leur composition varie de périclase à tholéiite à olivine. Seuls quelques exemples affleurent dans la région de Chibougamau, particulièrement des pyroxénites sur des îles dans le lac Chibougamau et dans quelques mines du Complexe du lac Doré. Les autres dykes présents dans la région possèdent une composition d'une tholéiite à olivine.

Essaim de dykes Preissac (2140 Ma)

L'essaim de Preissac regroupe des dykes N-S recoupant la ceinture Abitibi orientale (Fahrig et al., 1985). Le dyke de l'île Gabbro de composition tholéiitique (Chown, 1984) fait partie de ce type. D'autres dykes NNE peuvent cependant être plus jeunes et appartenir à l'essaim des Otish (Chown et Archambault, 1987).

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 fluviatiles (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 diagénèse 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.

Essaim des dykes de Otish (1730 Ma)

Ces dykes de tholéiite à olivine, d'orientation principalement NNE s'étendant de Senneterre vers le nord sur plus de 900 km et incluent la plupart des dykes de la région de Chibougamau. La granulométrie de ces dykes varient d'un gabbro grenu ophitique au centre des intrusions à des phases plus fines associées aux bordures figées. Généralement, les dykes importants présentent de nombreuses apophyses et des dykes parallèles.

Essaim de dykes de l'Abitibi (1140 Ma)

Les dykes de l'Abitibi (Ernst et al., 1986) se sont mis en place le long de fractures produites par l'inflexion de la croûte associée aux phases précoces de l'orogénie grenvillienne (Ranalli et Ernst, 1986). Deux dykes importants, près du Front du Grenville, s'étendent du lac Supérieur pour se terminer dans la région de Chibougamau, ces dykes de tholéiites à phénocristaux de quartz et feldspath présentent communément des injections multiples.

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, 1984). 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°-N020° (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°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). 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 (voir Thème 2). 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, 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 par 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 tels 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, 1973), de Rouyn-Noranda (Goldie et al., 1979) et de Val d'Or (Tessier et al., 1990).

Les minéralisations de type Cu et Cu-Au porphyrique correspondent de façon générale à des veines 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

	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.).

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 subhorizontales partiellement encaissées dans différentes zones bréchiques de natures distinctes (Bureau, 1980). Ces zones bréchiques sont entourées par une altération très étendue (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 1993, 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 on/t Au (Tableau B1). Deux mines sont encore en production dans le camp du lac Doré, il s'agit de Copper Rand et de Portage. Une troisième mine, Cedar Bay, pourrait réouvrir prochainement si certains facteurs économiques le permettent. Jusqu'à la découverte du gisement de Corner Bay (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 ferrifères (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) et Magnan et al. (1994, 1995) démontrent la superposition de structures de différents âges à la mine Copper Rand. Tessier et al. (1994b) 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 (voir Tessier et al., ce livret-guide).

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; Maillat, 1978; et Tremblay, 1979). 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, 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.
- 1993-95: Pilote et al. (1994, 1995) et ses collaborateurs (Robert, 1994a; Sinclair et al., 1994) 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. (1994b) 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 la minéralisation de type veine 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 to 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 Aphézien. 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

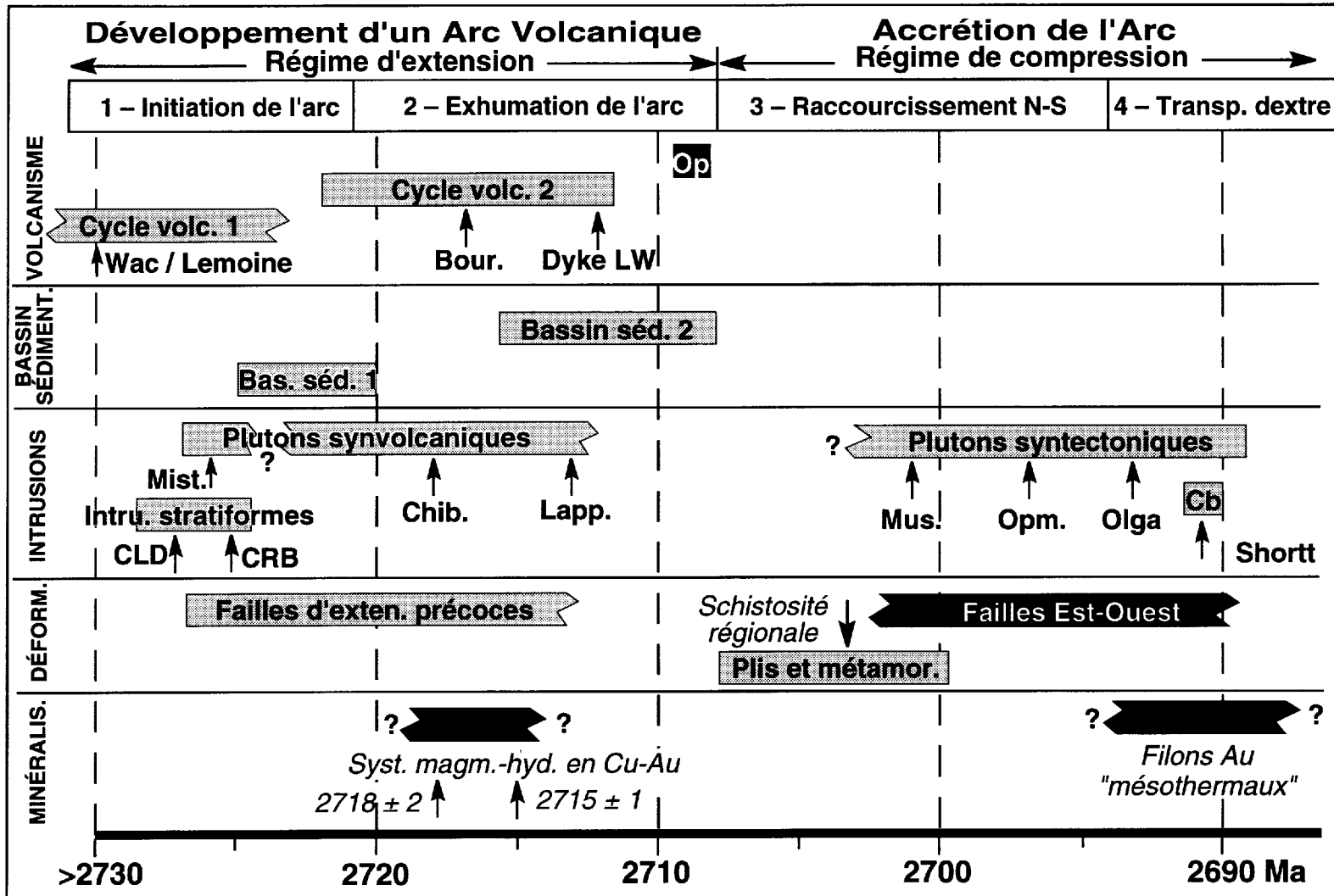


Tableau B.2: Âge de mise en place du système magmatique-hydrothermal responsable de la minéralisation de type filon (Cu-Au) et de la minéralisation de type porphyrique dans la région de Chibougamau, Zone Volcanique Nord (modifiée de Chown et al., 1992; Mortensen, 1993; Dion et al., 1995b). Significations 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.

possible à partir des caractéristiques originales. Quoique la venue de fluides tardifs dans des gîtes 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 minerai-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 recoupement 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 au Thème 3). À la mine Merrill, une cartographie détaillée (voir Pilote et al., le thème 3 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 équigranulaire 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 recoupent 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 (voir Tessier et al., ce livret-guide) et des relations de recoupement minerai-dykes à la mine Copper Rand (voir Magnan et al., ce livret-guide); des zones d'alteration 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 le thème 3, Figure 3.8), des mines Henderson-Portage (Figure B1) et de la mine Copper Rand (voir Magnan et al. dans ce livret-guide). 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).

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 mise en place dans un régime d'extension. La déformation régionale a subséquentement 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.

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

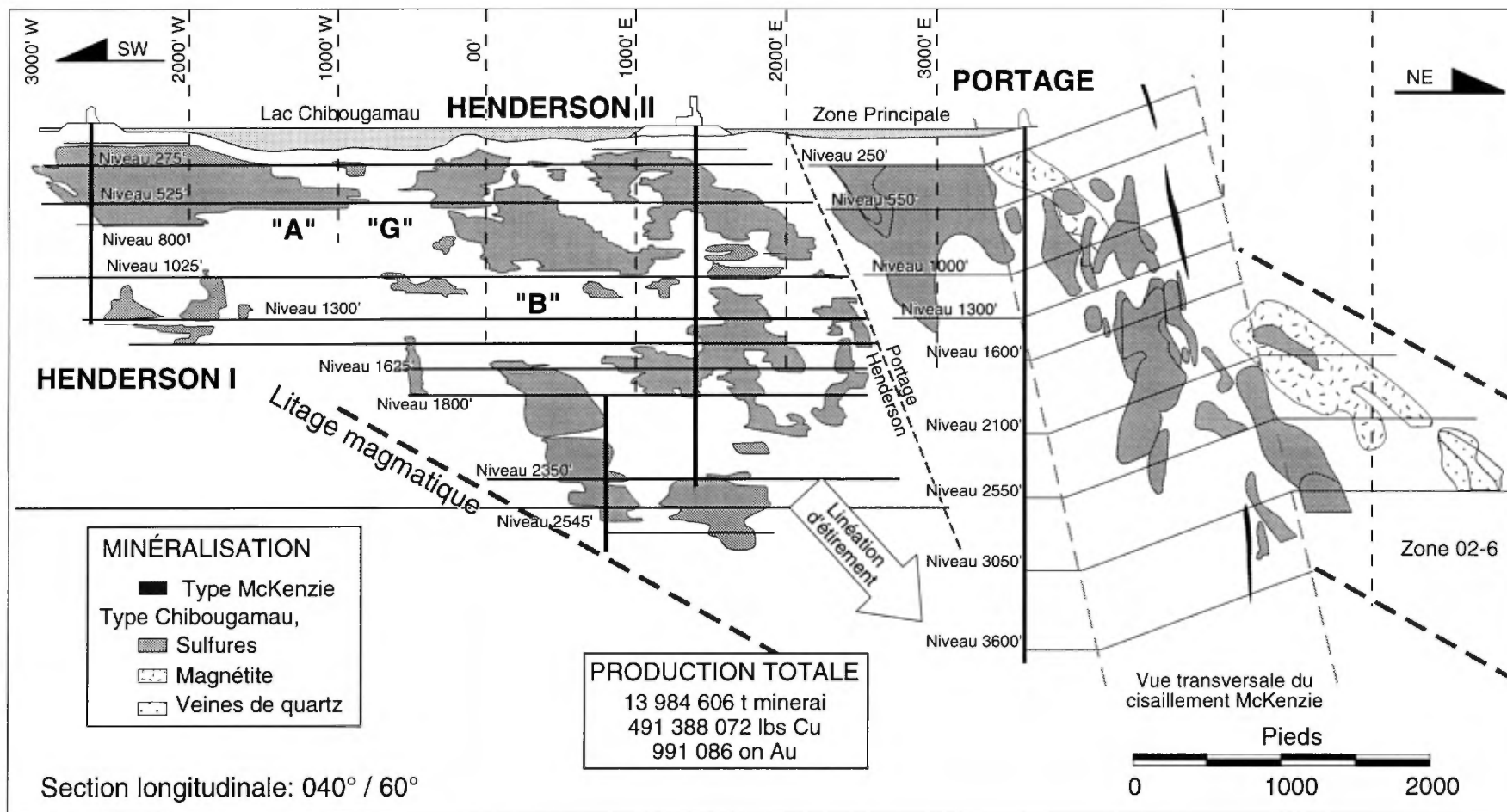


Figure B1: Section composite longitudinale de la zone minéralisée Henderson-Portage avec vue transversale du secteur McKenzie. Notez le parallélisme entre la plongée des zones minéralisées et la trace du litage magmatique, mesurée sur l'île Portage (Henry et Allard, 1979). Compilée à partir des données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

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, 1994).

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., 1994a). 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 (voir Tessier et al. dans ce livret-guide).

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., 1993). 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 \pm 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 cisailées.

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 Joannis (1994) à 2691 \pm 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, 1988; 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 "Falconbridge 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 pitchblendeuraninite-molybdénite. L'âge de ce dernier épisode demeure incertain (Guha, 1984).

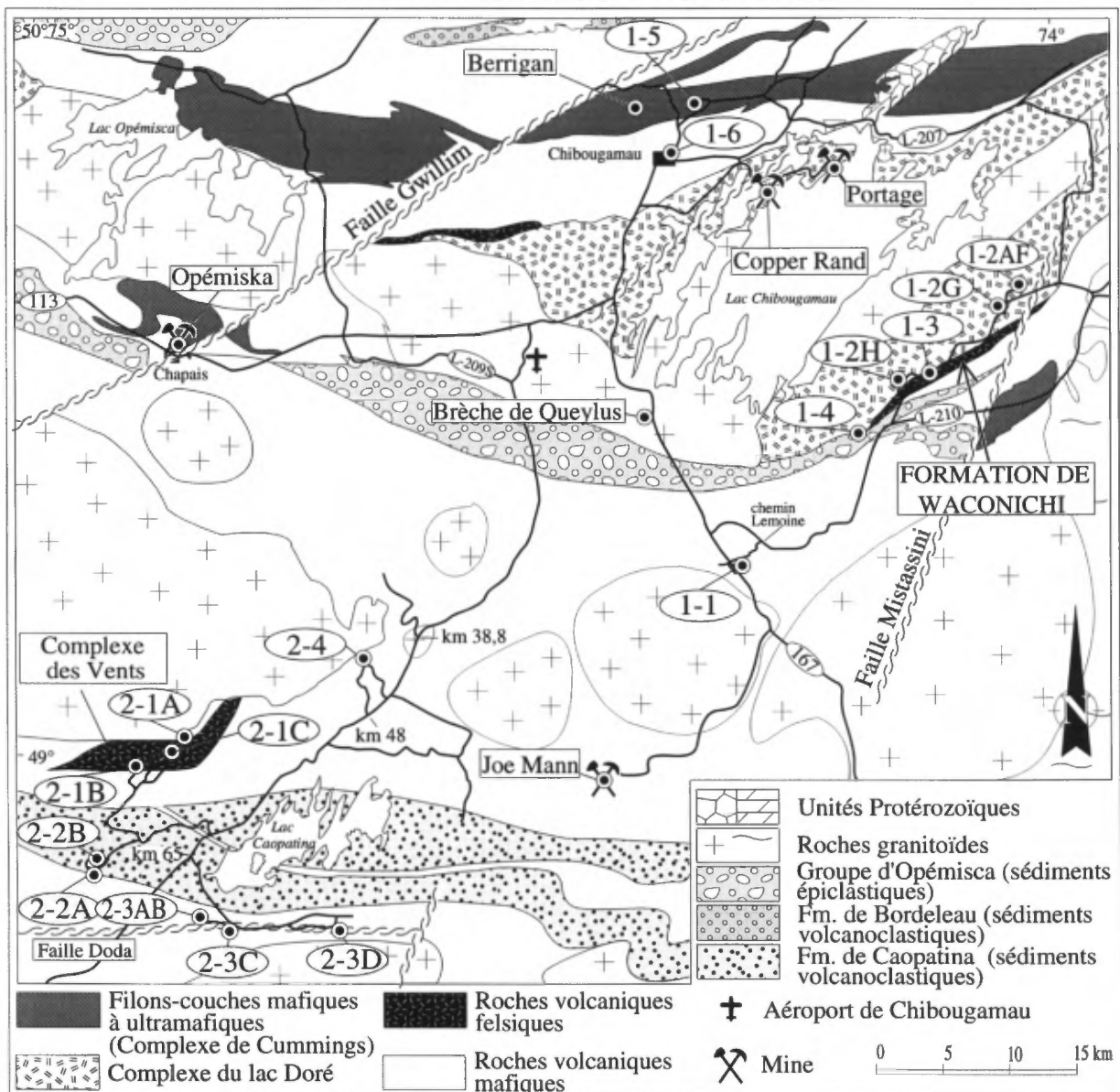
CONCLUSIONS

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, porphyryrique en Cu et la minéralisation polymétallique de type

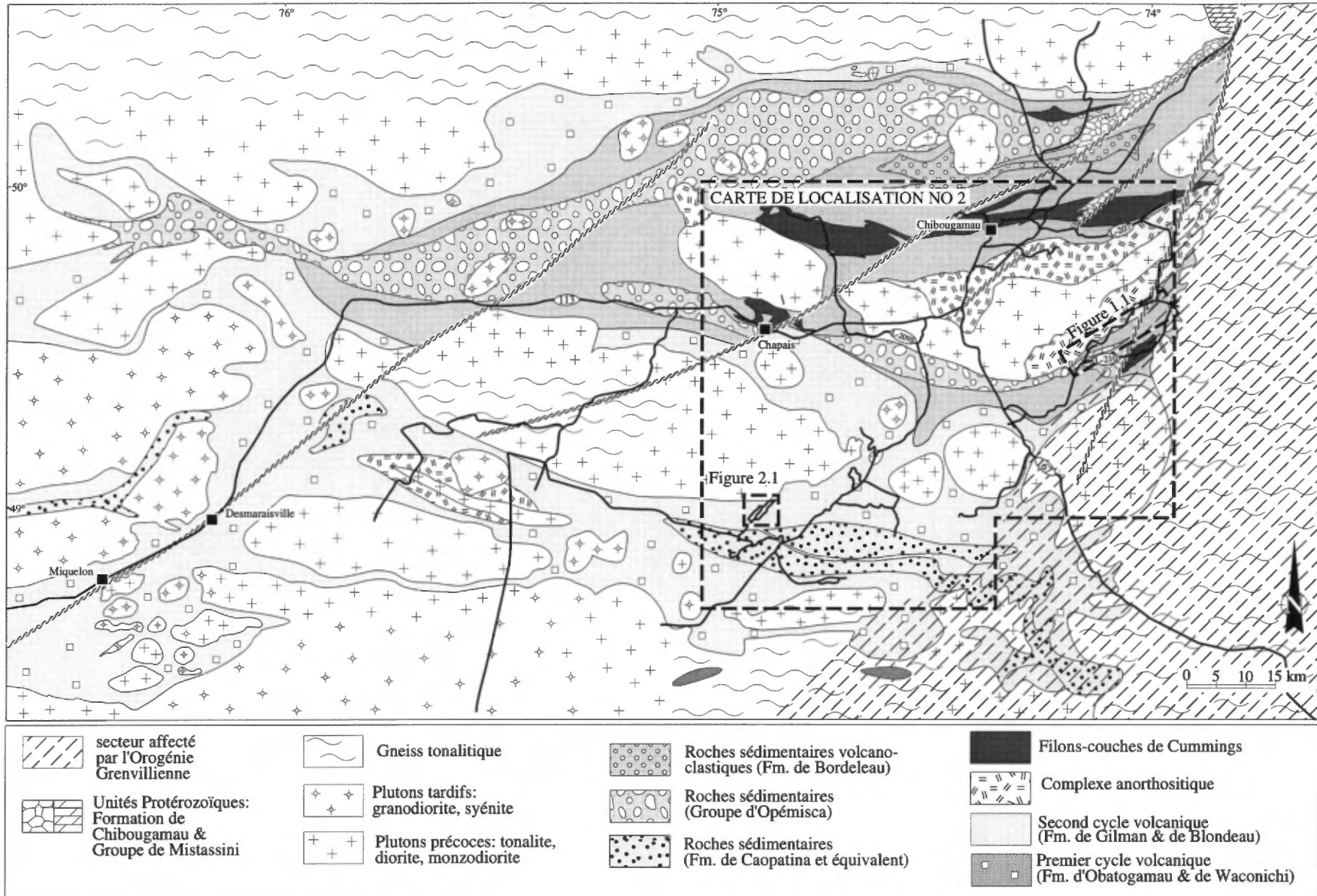
épithermale; (3) un environnement-hôte favorable à la mise en place des gisements aurifères mésothermaux, un lien plus ou moins direct pouvant être établi dans certains cas entre les intrusions et la minéralisation aurifère.

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.

CARTE DE LOCALISATION NO 2



CARTE DE LOCALISATION NO 1



PARTIE C - EXCURSION

THÈME 1: CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE DE LA RÉGION DE CHIBOUGAMAU

Réal Daigneault, E.H. Chown

*Sciences de la Terre, Centre d'Études sur les Ressources minérales,
Université du Québec à Chicoutimi, 555 Boul. de l'Université, Chicoutimi, Québec, G7H 2B1;*

et Rémy Morin

*Ministère des Ressources naturelles du Québec, 375 3e Rue, local 2,
Chibougamau, Québec, G8P 1N4.*

INTRODUCTION

La première journée sera consacrée à la présentation générale des principales unités stratigraphiques du Segment de Chibougamau. La visite visera particulièrement le flanc sud de l'anticlinal de Chibougamau, débutant avec la Formation d'Obatogamau à la base de la séquence. L'excursion se dirigera ensuite vers le Complexe du lac Doré, où nous examinerons une section à travers la Série Litée et les indices de Fe-Ti-V à la base de cette unité, ainsi que la transition avec la Zone Granophyrique. Nous poursuivons avec une visite des roches rhyolitiques de la Formation de Waconichi qui constituent les roches du toit du Complexe du lac Doré.

La Formation de Waconichi est l'hôte d'un gisement de sulfures massifs volcanogènes, la mine Lemoine, maintenant épuisée. Nous examinerons ensuite des affleurements du conglomérat de base du Groupe d'Opémiska qui recouvre en discordance le Groupe de Roy. Un bon exemple de basalte coussiné de la Formation de Gilman pourra être observé à Chibougamau. La visite se terminera au Mont Bourbeau avec l'examen de la Formation de Chibougamau, d'âge Aphébien, et d'indices minéralisés encaissés dans la Formation de Blondeau et le filon-couche de Bourbeau.

Arrêt 1.1 La Formation d'Obatogamau (adapté de Cimon IN Allard et al. (1979))

La Formation d'Obatogamau est la plus ancienne formation volcanique dans la région de Chibougamau. Elle constitue le terme mafique du premier cycle volcanique du Groupe de Roy. Elle a été reconnue initialement de part et d'autre du pluton de La Dauversière et son épaisseur est évaluée entre 2200 et 3000 m. Elle est caractérisée

par la présence de phénocristaux de plagioclase (transformés en albite et en clinzoïsite) qui se retrouvent aussi bien dans les laves que dans de petits filons-couches comagmatiques.

La Formation d'Obatogamau est constituée de basaltes coussinés à plus de 80%. Les coulées ne mesurent que quelques dizaines de mètres et sont coussinés de la base au sommet. La quantité de phénocristaux présents dans ces basaltes passe par un maximum à mi-chemin entre la base et le sommet de la formation.

Localisation

À partir de Chibougamau, empruntez la Route 167 vers le sud jusqu'au kilomètre 197,7. Tournez vers la gauche (vers l'est) sur le chemin Campeau. L'arrêt 1.1A est situé à cette intersection, sur la bordure ouest de la Route 167.

Arrêt 1.1A

Le premier arrêt présente de beaux basaltes coussinés avec de nombreux mégacristaux de plagioclase.

Arrêt 1.1B

Pour se rendre à l'arrêt 1.1B, poursuivez votre route sur le chemin Campeau sur une distance de 500 m vers l'est à partir de l'intersection. Les affleurements sont situés du côté nord de la route, à quelques dizaines de mètres dans le bois. La présente localité coïncide avec la séquence la plus riche en mégacristaux de plagioclase. Ceux-ci constituent environ 10% de la roche et s'observent sur toute l'épaisseur des coulées, aussi bien dans le coeur des coussins que près de la bordure. Ces mégacristaux sont idiomorphes ou légèrement arrondis, blanc crayeux et en relief positif sur les surfaces exposées aux intempéries. On remarque quelques zones de cisaillement étroites marquées

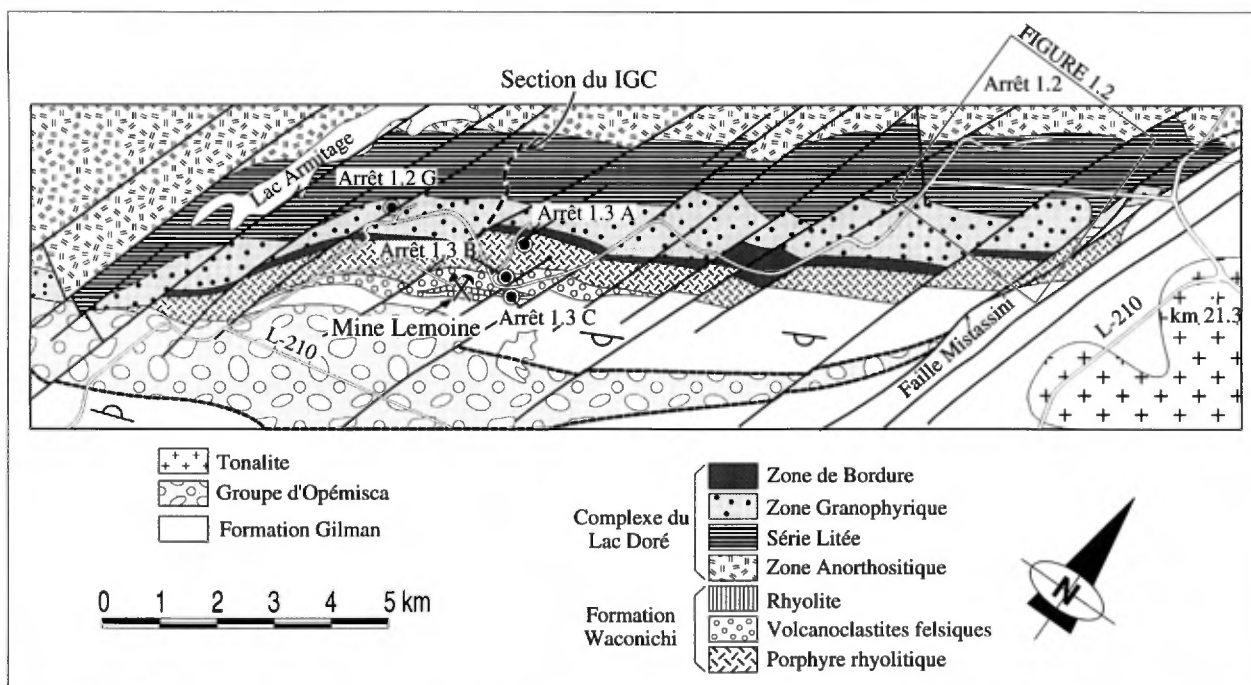


Figure 1.1: Carte géologique schématique du flanc sud de l'anticlinal de Chibougamau illustrant la position des Séries Litées du Complexe du lac Doré et la Formation de Waconichi. La position de la Figure 1.2 est indiquée.

par une intense foliation avec des mégacristsaux fortement aplatis et allongés. L'omniprésence de ces mégacristsaux de plagioclase fait de ces basaltes un repère stratigraphique régional très important.

Arrêt 1.1C

Pour se rendre à l'Arrêt 1.1C, continuez vers l'est sur 100 m jusqu'à une aire dégagée à la base d'une colline boisée. Traversez cette clairière et suivez un sentier balisé sur 1 km jusqu'à l'affleurement. Cet affleurement expose un filon-couche qui a été tracé latéralement sur plus de 2 km. À cet endroit, son épaisseur est inférieure à 100 m. Une coulée de basalte affleure à moins de 10 m au sud de la présente zone. Le sommet stratigraphique est orienté vers le nord. Le filon-couche est formé de niveaux distincts définis par des proportions variables de cristaux de plagioclase. Les 2 ou 3 premiers mètres à la base du filon-couche contiennent plus de 80% de cristaux de plagioclase cumulus dans une matrice intercumulus chloriteuse. Les cristaux de plagioclase ont en moyenne 2,5 cm d'arête et certains excèdent 10 cm. Ce niveau est surmonté d'un autre banc comportant environ 40% de cristaux. Stratigraphiquement plus haut dans le même filon-couche affleure un gabbro à texture pœcilitique légèrement quartzifère comportant moins de 2% de mégacristsaux de plagioclase.

ARRÊT 1.2 LE COMPLEXE DU LAC DORÉ

Il existe 2 traverses permettant d'obtenir un aperçu général du Complexe du lac Doré: la section de l'ICG (décrite dans Allard et al. 1984) et une autre section plus à l'est nommée la Section de l'indice de Vanadium (Figures 1.1 et 1.2). Nous proposons de visiter cette dernière section dans le cadre de cette excursion, mais le lecteur intéressé est prié de se référer à la visite de la Section de l'ICG (International Geological Congress, Allard et al. (1972)) par Allard et al. (1984) pour une description plus complète. La Série Litée du Complexe du lac Doré représente certainement la partie la plus spectaculaire de l'intrusion et constitue l'une des caractéristiques géologiques les plus intéressantes de la région de Chibougamau. Cette unité est mieux développée sur la flanc sud de l'anticlinal de Chibougamau et est formée d'une séquence de roches gabbroïques, anorthositiques, pyroxénitiques et magnétitiques d'un peu moins de 1000 m d'épaisseur. Elle surmonte la Zone Anorthositique composée de 3000 m d'anorthosite et de gabbro à grains grossiers. La Série Litée est recouverte par un niveau de granophyre de 100 m d'épaisseur, suivi d'un mince horizon gabbroïque formant la Zone de Bordure.

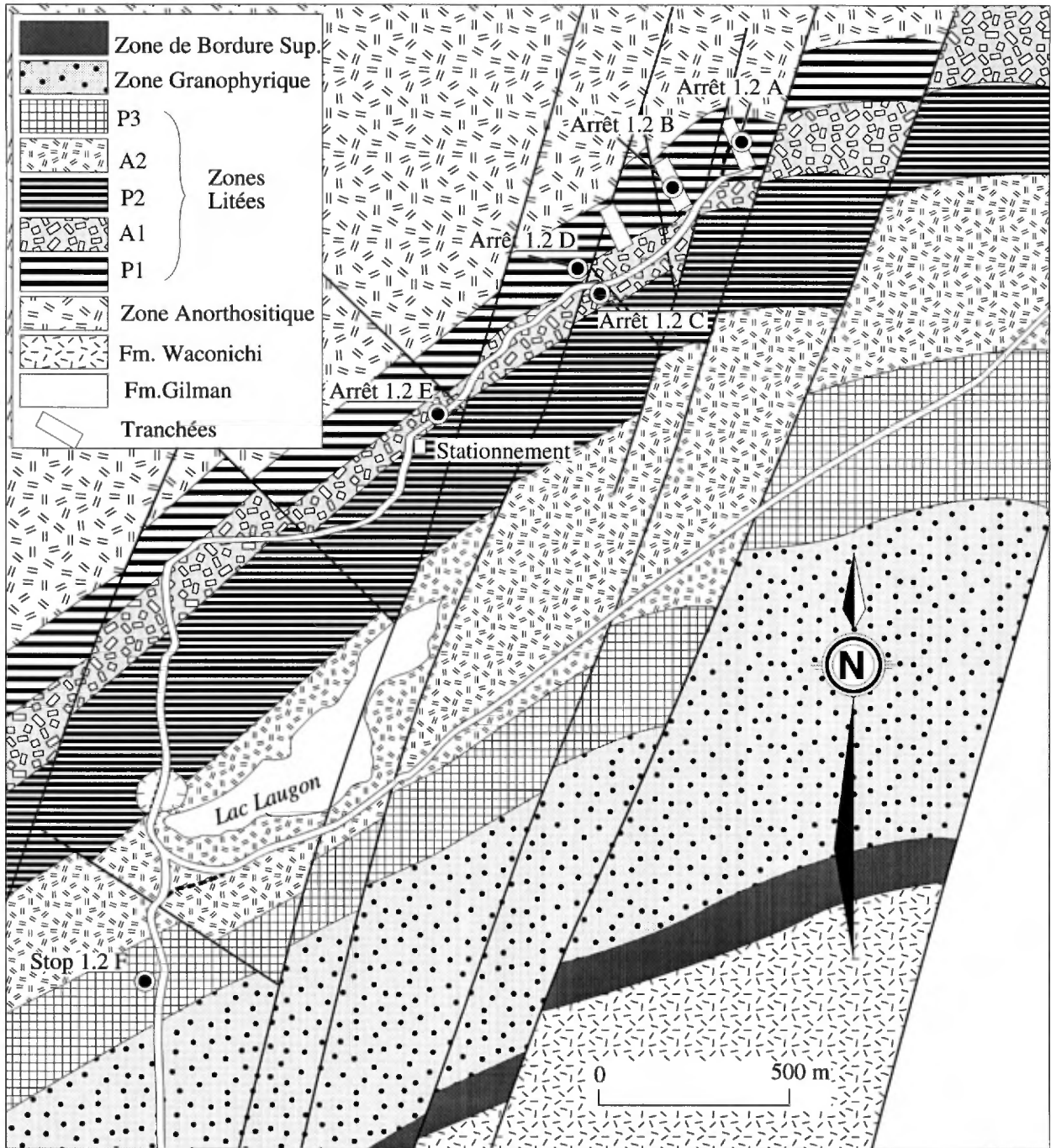


Figure 1.2: Subdivisions des Séries Litées déterminées à l'emplacement de la traverse de l'indice de Vanadium.

La traverse de l'indice de Vanadium, Série Litée du Complexe du lac Doré

Il est possible d'observer plusieurs phénomènes magmatiques dans les gabbros à magnétite lités de cette traverse. L'indice de Vanadium (Figure 1.2) et la transition entre la Série Litée et la Zone Granophyrique seront visités lors de cet arrêt. Cependant, il ne sera pas possible d'observer une

section continue à travers la Série Litée, contrairement à la Traverse de l'IGC.

Localisation

Pour se rendre à la Traverse de l'indice de Vanadium, empruntez le chemin Lemoine (au km 200 de la Route 167) vers l'est jusqu'au chemin forestier L210. Continuez sur cette route jusqu'à une

intersection triangulaire au km 21,3 et tournez à gauche (vers l'ouest; Figure 1.1). Suivez cette route sur 1,3 km et tournez à gauche à l'intersection (vers le sud-ouest). Après avoir parcouru une distance de 4,8 km, on arrive à une autre intersection à trois voies. On prend alors à droite (vers le nord) sur la route qui passe juste à côté du lac Laugon et à travers une gravière (Figure 1.2). À partir de là, on continue sur 1,3 km et on stationne les véhicules juste au sommet d'une pente abrupte. On atteint le premier arrêt après une marche de 1,2 km jusqu'au bout de la route. Les autres arrêts sont localisés sur le chemin de retour.

Arrêt 1.2A

L'arrêt 1.2A représente l'indice principal qui a permis d'estimer la teneur en vanadium de la Zone P1 (70 000 tonnes à 30% Fe, 0,5% V₂O₅, 10% TiO₂). Cet affleurement expose une partie de la Zone P1, à la base de la Série Litée. Les affleurements de gabbro à grains grossiers de la Zone Anorthositique sont visibles plus au nord. Le litage magmatique bien développé typique de la Zone P1 est produit par l'alternance d'horizons décimétriques à centimétriques de gabbro et de lits de magnétite. La foliation magnétique résulte de l'orientation préférentielle des lattes de plagioclase. Le litage est orienté approximativement à N070 avec un pendage sub-vertical. L'orientation préférentielle des lattes de plagioclase parallèlement au litage est faiblement accentuée par la déformation régionale. Plusieurs phénomènes magmatiques associés à l'action de courants de convection peuvent être observés, tels le litage tronqué ou les structures de slump. On reconnaît également des structures attribuables à la compaction de la séquence de cumulats, telles les structures en flammes. Près de l'indice principal, un gros bloc de gabbro de plus de 3 m de diamètre s'est enfoncé dans les lits de la Zone P1.

Un certain nombre d'injections de leucogabbro pegmatitique perturbent et interrompent le litage à plusieurs endroits, augmentant probablement l'épaisseur totale de la Série Litée.

Arrêt 1.2B

L'arrêt 1.2B est localisé 200 m plus loin, sur le chemin de retour vers les véhicules (Figure 1.2). On peut y voir un magnifique pli à l'intérieur de la Zone P1. Ce pli en Z a été probablement produit lors de la déformation régionale à la suite du raccourcissement d'une structure ondulante primaire formée durant l'épisode magmatique. Les nombreux exemples de structures de slump observés sur les affleurements précédents témoignent de l'instabilité des strates. Dans la zone

de charnière, les cristaux de plagioclase sont alignés parallèlement au plan axial du pli. Notez également l'étranglement des strates dans la partie centrale du pli.

Arrêt 1.2C

L'arrêt 1.2C correspond à une petite butte localisée immédiatement au sud de la route, à 200 m au SW du dernier affleurement. Cet arrêt est situé dans la Zone A1 qui sépare les Zones P1 et P2. Cet affleurement est composé de gabbro présentant de gros cristaux de plagioclase. La texture de cumulat (cumulus-intercumulus) est bien développée avec le pyroxène intercumulus remplacé par la chlorite et l'actinote. On reconnaît par endroit une texture pœcilitique.

Arrêt 1.2D

L'arrêt 1.2D est localisé à environ 100 m de l'arrêt 1.2C, à proximité d'un petit ruisseau orienté à N015. Le contact entre les roches de la Zone P1 et celles de la Zone A1 est visible au nord de la route. Près du ruisseau, les lits sont progressivement entraînés et réorientés selon une direction NNE. Une schistosité à N015 recoupe le litage magmatique, suggérant que le ruisseau suit la trace d'une faille grenvillienne (Figure 1.3). L'entraînement des lits en bordure de la faille indique un mouvement apparent senestre en accord avec le mouvement connu le long de cette structure. La carte de la Figure 1.1 illustre bien l'importance des failles de ce type dans le secteur. Plusieurs zones de cet affleurement contiennent de fortes concentrations de magnétite.

Arrêt 1.2E

L'arrêt 1.2E se situe sur la pente menant aux véhicules. Cet affleurement expose une partie de la Zone A1. Il s'agit d'un cumulat composé de cristaux de plagioclase atteignant jusqu'à 15 cm de diamètre. Les roches litées au sommet de la colline font partie de la Zone P2 qui est similaire à la Zone P1, sauf pour des teneurs inférieures en vanadium et un contenu supérieur en TiO₂.

Arrêt 1.2F

Prenez les véhicules pour vous rendre à l'arrêt 1.2F situé après l'intersection à trois voies passée le lac Laugon (Figure 1.2), à moins de 100 m à l'ouest de la route. Les grands affleurements sur la pente appartiennent à la Zone P3, au sommet de la Série Litée. Cette zone est beaucoup plus épaisse (180 à 360 m) que les Zones P1 et P2. Elle est composée de ferropyroxénite vert foncé interstratifiée avec de minces horizons de ferrogabbro. Le litage magmatique est bien défini. La roche est

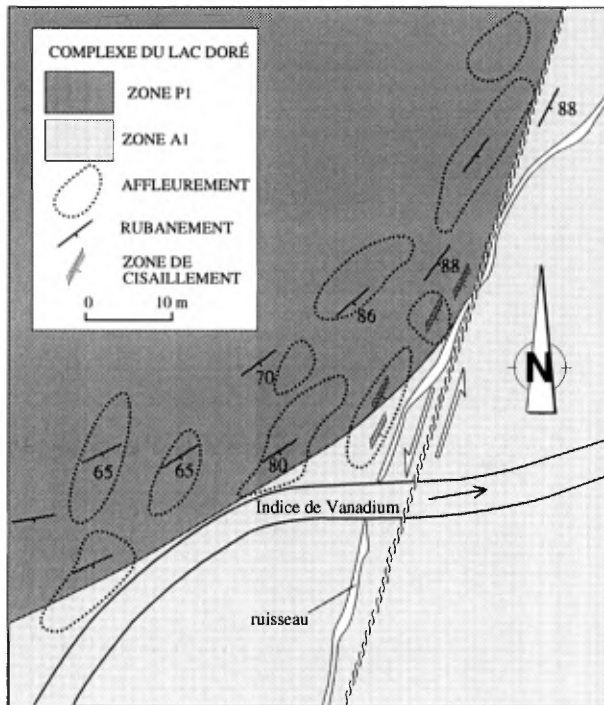


Figure 1.3: Pli d'entraînement le long d'une faille grenvillienne d'orientation NNE et affectant le litage magmatique du Complexe du lac Doré.

principalement formée de ferrochlorite, de ferrohastingsite et de ferroactinote en remplacement du pyroxène primaire, avec des quantités mineures d'ilménite et d'épidote. On ne retrouve pas de magnétite dans cette zone, bien que la roche contienne jusqu'à 30% de fer total; l'essentiel du fer étant contenu dans les minéraux ferromagnésiens. On peut observer à 100 m au sud la transition avec la Zone Granophyrique. Des niveaux de granophyre sont intercalés avec les ferropyroxénites riches en quartz. Le membre de la Zone P3 riche en apatite n'est pas visible sur cette traverse.

Arrêt 1.2G

Nous visiterons l'arrêt 1.2G après les affleurements de la Formation de Waconichi (Figure 1.1). À partir de l'intersection à trois voies au sud du lac Laugon, poursuivre vers le sud sur 9 km. On se retrouve dans une gravière qui servira de point de repère pour les arrêts subséquents. Pour se rendre à l'arrêt 1.2G, continuez sur la route sur 3,2 km à partir de la gravière et empruntez la prochaine route en direction nord sur une distance de 150 m, jusqu'à une intersection. À partir de là, continuez à pied vers l'ouest sur moins de 100 m. La zone d'affleurements est sur la route. Cet arrêt, le dernier de cette section à travers le Complexe du lac Doré, permet d'observer la Zone de Granophyre.

Des horizons de granophyres acides et basiques (riches en pyroxène) alternent pour former un bon litage. On remarque également des blocs de gabbro à grains fins de la Zone de Bordure qui flottent dans la Zone de Granophyre.

ARRÊT 1.3 LA FORMATION DE WACONICHI

La Formation de Waconichi type Lemoine est composée de rhyolites, de rhyodacites porphyriques, de pyroclastites felsiques ainsi que de quelques filons-couches de gabbro. La découverte en 1973 de la mine Lemoine (728 000 tonnes à 4,2% Cu, 9,6% Zn, 4,6 g/t Au et 83,8 g/t Ag) dans la Formation de Waconichi le long du flanc sud de l'Anticlinal de Chibougamau a souligné l'importance stratégique de cette formation. Par la suite, la découverte du prospect Scott par SELCO en 1975 dans le canton Scott sur le flanc nord de l'anticlinal a confirmé que cet horizon volcanique représentait un métalotecte important dans la région de Chibougamau. Dans le secteur Lemoine, la Formation de Waconichi a une épaisseur d'environ 1000 m. Cette unité constitue le toit du Complexe du lac Doré et est surmontée par les roches volcaniques mafiques de la Formation de Gilman. Les trois arrêts de cette partie de l'excursion représentent une section typique à travers la Formation de Waconichi (Figure 1.1).

Localisation

Pour la suite de l'excursion, partez de la gravière à laquelle nous avons référé à l'arrêt précédent et continuez sur 500 m passé le lac (lac Yvette) sur le côté nord de la route. Tournez à droite (vers le nord) à l'intersection. On peut aussi atteindre les affleurements directement à partir du Chemin Lemoine. À partir de l'intersection du Chemin Lemoine et de la route forestière L210, continuez sur le chemin Lemoine sur 1,8 km, puis virez à gauche (vers le nord) sur une route secondaire et poursuivez sur 4,2 km.

Arrêt 1.3A

Le premier affleurement est situé à 850 m de l'intersection, à droite (est) et un peu à l'écart de la route. Il se situe stratigraphiquement à la base de la Formation de Waconichi, le contact avec le Complexe du lac Doré étant à moins de 300 m au nord. Plus de 70% de cette unité est composé de porphyre rhyolitique. Elle contient typiquement des phénocristaux de quartz bleuté qui représentent jusqu'à 20% de la roche. Les phénocristaux de plagioclase sont blanc laiteux et sont altérés en micas blancs. La partie nord de l'affleurement est caractérisée par la présence de nombreuses enclaves

de roches riches en chlorite. L'angularité de ces fragments suggère qu'ils ont été arrachés de l'unité encaissante. La présence d'enclaves mafiques a été notée à plusieurs endroits à la base de cette unité de porphyre rhyolitique.

Arrêt 1.3B

Le second arrêt est situé à 200 m de l'intersection (i.e. à 650 m au sud de l'affleurement précédent), sur la rive du lac Yvette. L'affleurement est composé de pyroclastites felsiques comportant des fragments de tailles diverses. Le litage est bien défini dans les tufs à cristaux de quartz. Dans la partie sud de l'affleurement, un horizon de tuf felsique blanc permet d'identifier une fermeture de pli d'amplitude métrique. On observe à l'intérieur de ce pli des niveaux de volcanoclastites grossières où l'on peut reconnaître des fragments anguleux de composition similaire au tuf felsique. Des fragments d'exhalite litée sont aussi présents dans cette unité. Un examen attentif du pli et de la schistosité axiale indique que la schistosité régionale recoupe le flanc nord du pli à deux endroits, suggérant que ce pli aurait pu être à l'origine une structure syn-sédimentaire (slump) replissée durant l'épisode de raccourcissement horizontal N-S plutôt que le pur produit du tectonisme. Des laminations irrégulières (litage convoluté) suggèrent aussi la possibilité de 'slumping'. Toutes ces caractéristiques suggèrent que les volcanoclastites grossières sont le résultat d'une coulée de débris prenant place le long des pentes instables de l'édifice volcanique.

Arrêt 1.3C

Le troisième affleurement (Arrêt 1.3C) est situé au sud de la route principale près de la gravière, face au lac Yvette. Pour s'y rendre, retournez à l'intersection et revenez sur vos pas de 500 m. Les roches de cet affleurement sont de composition rhyolitique et présentent des structures fermées de formes irrégulières interprétées comme étant des lobes de lave. Ces structures sont ellipsoïdales et mesurent jusqu'à 10 m de diamètre. D'autres structures de plus petite taille sont entourées d'une matrice qui représente probablement une hyaloclastite recristallisée. La bordure des lobes sont fortement vésiculaires. Cette unité a moins de 30 m d'épaisseur et son extension latérale est limitée.

À partir de cet affleurement, empruntez un sentier vers le SE sur une distance de 100 m. Le prochain affleurement expose des laves coussinées de la Formation de Gilman à polarité vers le sud.

ARRÊT 1.4 LE CONGLOMÉRAT DE BASE DE LA FORMATION DE STELLA, GROUPE D'OPÉMISKA (adapté de Cimon IN Allard et al. (1979))

Cet arrêt exposant le conglomérat de base de la Formation de Stella peut être considéré comme l'un des plus importants de la région, car il a contribué de façon fondamentale à la compréhension de la stratigraphie régionale et des âges relatifs de plusieurs formations. Cet affleurement présente la discordance angulaire entre le Groupe de Roy et le Groupe d'Opémiska.

Localisation

À partir de l'intersection du Chemin Lemoine et de la route forestière L-210, roulez vers le sud sur 900 m. Tournez à droite (vers le nord) sur une route secondaire et continuez 200 m jusqu'à la jonction avec une autre route. Prendre à gauche (vers l'ouest) sur cette route sur 200 m. De là, empruntez un bon sentier pour 1 km en gardant la gauche. (Figure 1.4)

Arrêt 1.4

L'affleurement de conglomérat de base repose sur la Zone Granophyrique du Complexe du lac Doré qui affleure à quelques mètres seulement au nord. Le conglomérat est constitué de cailloux arrondis de quelques centimètres à plus d'un mètre de diamètre. Les cailloux les plus communs sont composés de granophyre, de gabbro quartzifère, d'anorthosite, de roches mafiques finement grenues, de roches felsiques tantôt porphyriques, tantôt litées et de cailloux de quartz dans une matrice grossière constituée de fragments de quartz grossiers, de feldspath et de particules de roches dans une pâte de séricite et de chlorite. Sur les cailloux mafiques, on remarque souvent un phénomène d'érosion différentielle, la bordure étant plus profondément érodée et le coeur restant en relief positif. Ce phénomène est attribué à une attaque par les agents atmosphériques de la couche superficielle des cailloux avant leur sédimentation. Un sondage stratigraphique implanté par le Ministère des Richesses naturelles du Québec sous le présent affleurement a traversé une épaisseur de 70 m de conglomérat (Cimon et Gobeil, 1978).

La partie supérieure de la Formation de Stella est composée de grès feldspathique accompagné localement de lentilles argileuses et conglomératiques. La Formation de Stella a été plissée en un synclinal serré dont l'axe est situé à environ 1,5 km au sud de la présente localité. Dans le secteur de l'affleurement, les strates de la

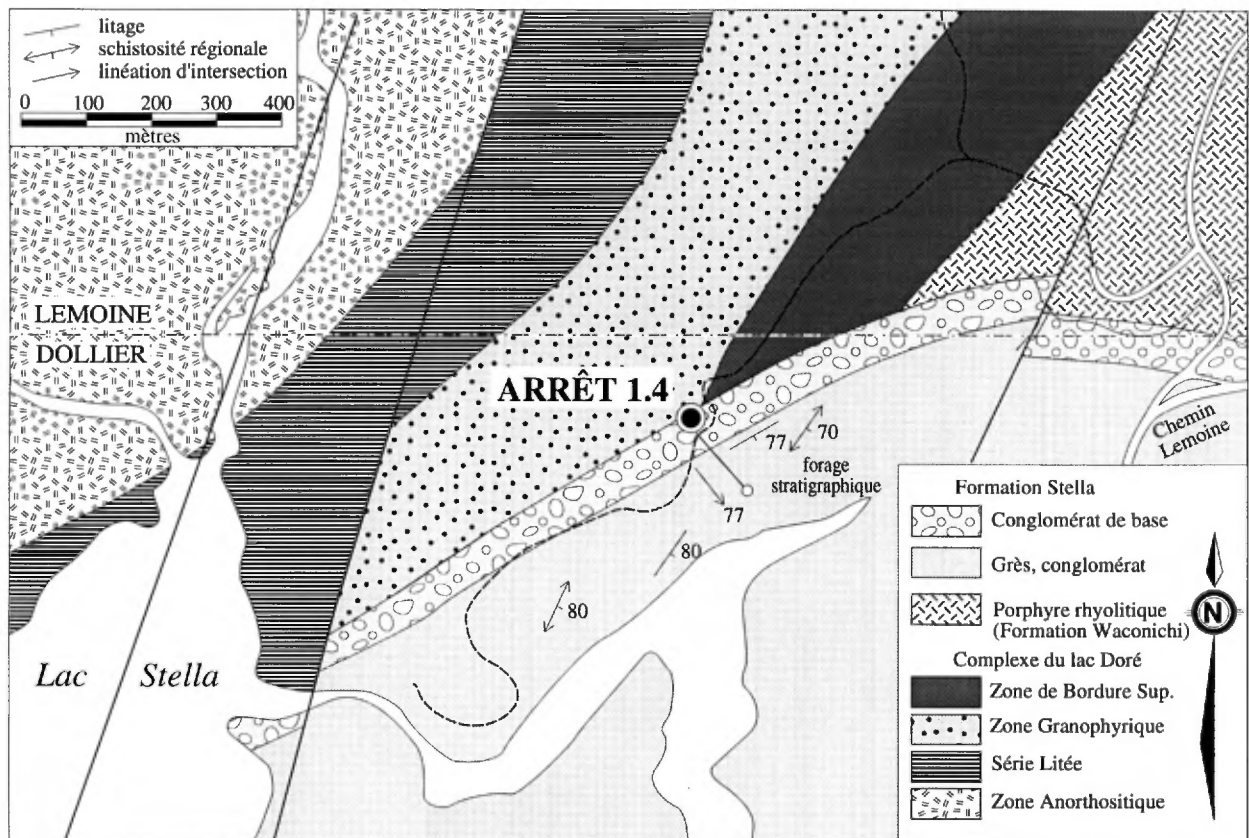


Figure 1.4: Géologie schématique de l'ARRÊT 1.4 montrant la discordance entre les principales lithologies du Groupe de Roy et le conglomérat de base de la Formation Stella (modifiée de Cimon, 1977).

Formation de Stella ont une orientation NE et font un angle de 20° avec les unités du Complexe du lac Doré. On peut observer une bonne relation entre le litage et la schistosité dans les grès bien lités localisés dans la partie SW de l'affleurement, laquelle suggère la fermeture d'un pli synclinal.

ARRÊT 1.5 L'INDICE DU DÔME DU RADAR (adapté de Gobeil IN Allard et al. (1979), et de Pilote et al. (1984))

Plusieurs types de minéralisations, ainsi que leurs relations avec la roche encaissante peuvent être observés à cet arrêt. La minéralisation est logée dans les tufs felsiques à intermédiaires de la Formation de Blondeau ou dans la partie ultramafique du filon-couche de Bourbeau (Figure 1.5). Cette visite nous donne aussi l'opportunité d'observer les roches Aphébiennes de la Formation de Chibougamau qui sont interprétées comme un dépôt fluvio-glaciaire (Long, 1974).

Localisation

Prenez le chemin Merrill, au nord du cimetière,

dans la direction du Mont Bourbeau. À 0,3 km du cimetière, sur la route de gravier, gardez la droite (vers l'est) à l'intersection de la route vers l'ancien club de golf. Continuez sur environ 2,6 km jusqu'à la route du Dôme du Radar et dirigez-vous vers le Mont Bourbeau. Il vous faudra obtenir la clef pour ouvrir la barrière qui ferme la route. Prenez la route jusqu'au sommet de la montagne et arrêtez-vous à l'intersection.

Arrêt 1.5A

Le premier affleurement au sud-est est un conglomérat de la Formation de Chibougamau. Les roches de cette unité sont non déformées et constituent une butte-témoin recouvrant en discordance le socle Archéen. La formation est formée de paraconglomérats, de grès et de rythmites contenant des "dropstones". Plus au nord, vers le bas de la route, affleurent les tufs cherteux (plus ou moins silicifiés) de la Formation de Blondeau. La différence d'élévation du niveau d'érosion pré-Protérozoïque est ici d'au moins 2 m. Smith (1960) a observé dans les environs un relief d'au moins 9 mètres.

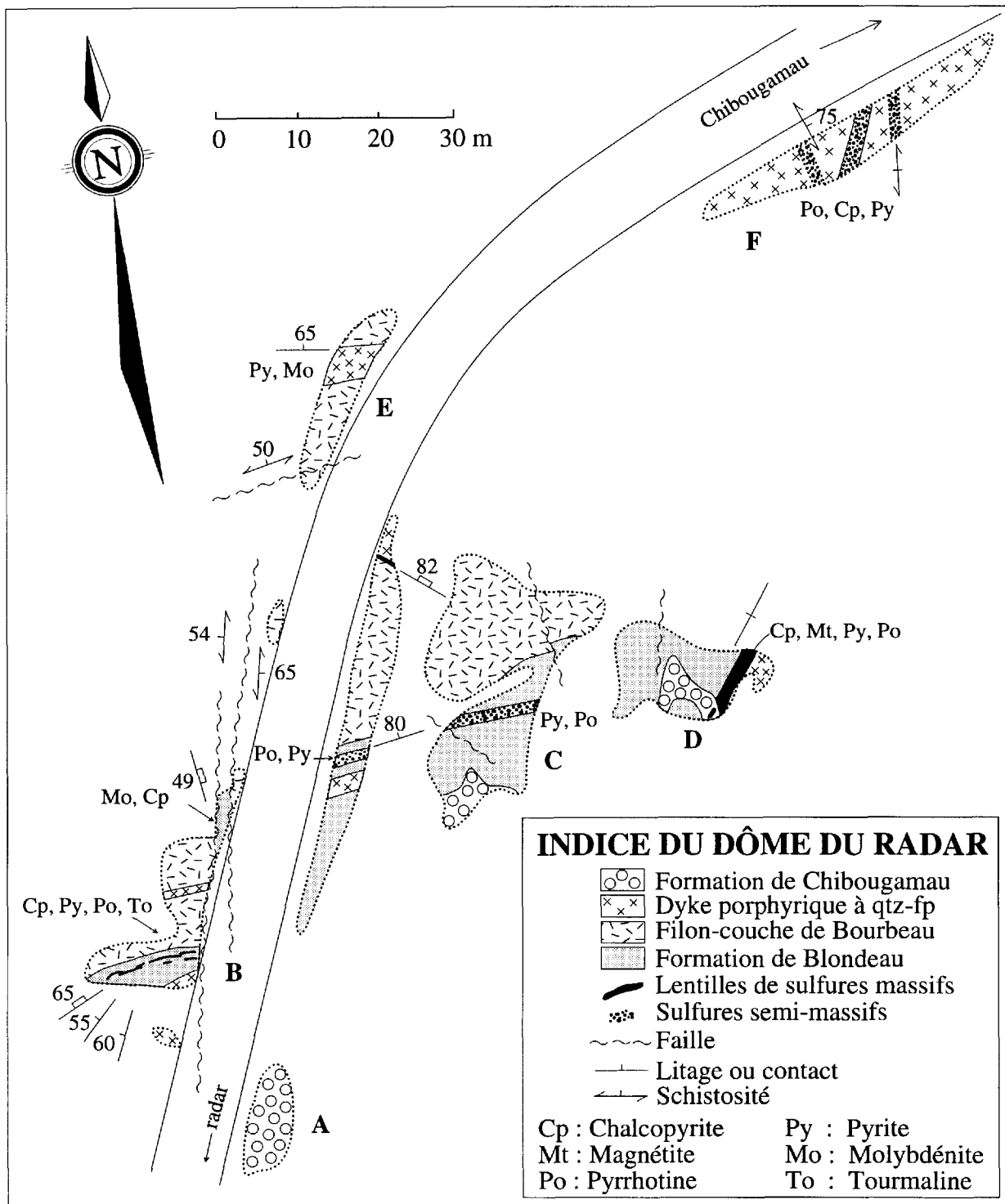


Figure 1.5: Géologie détaillée de l'indice du Dôme du Radar. Les lettres "A" à "F" correspondent à des explications contenues dans le texte (modifiée de Gobeil IN Allard et al. (1979), et de Pilote et al. (1984)).

Arrêt 1.5B

Une veine de sulfures massifs (chalcopyrite, pyrite, pyrrhotine avec localement de la tourmaline) est localisée juste au contact entre la partie ultramafique du filon-couche de Bourbeau et les

tufs felsiques. La veine de 40 à 60 cm de largeur se ramifie en deux branches à l'est de l'affleurement. Vers le nord, la pyroxénite noire est injectée par un dyke de porphyre quartzo-feldspathique contenant des traces de pyrite. Les failles NNE sont communes

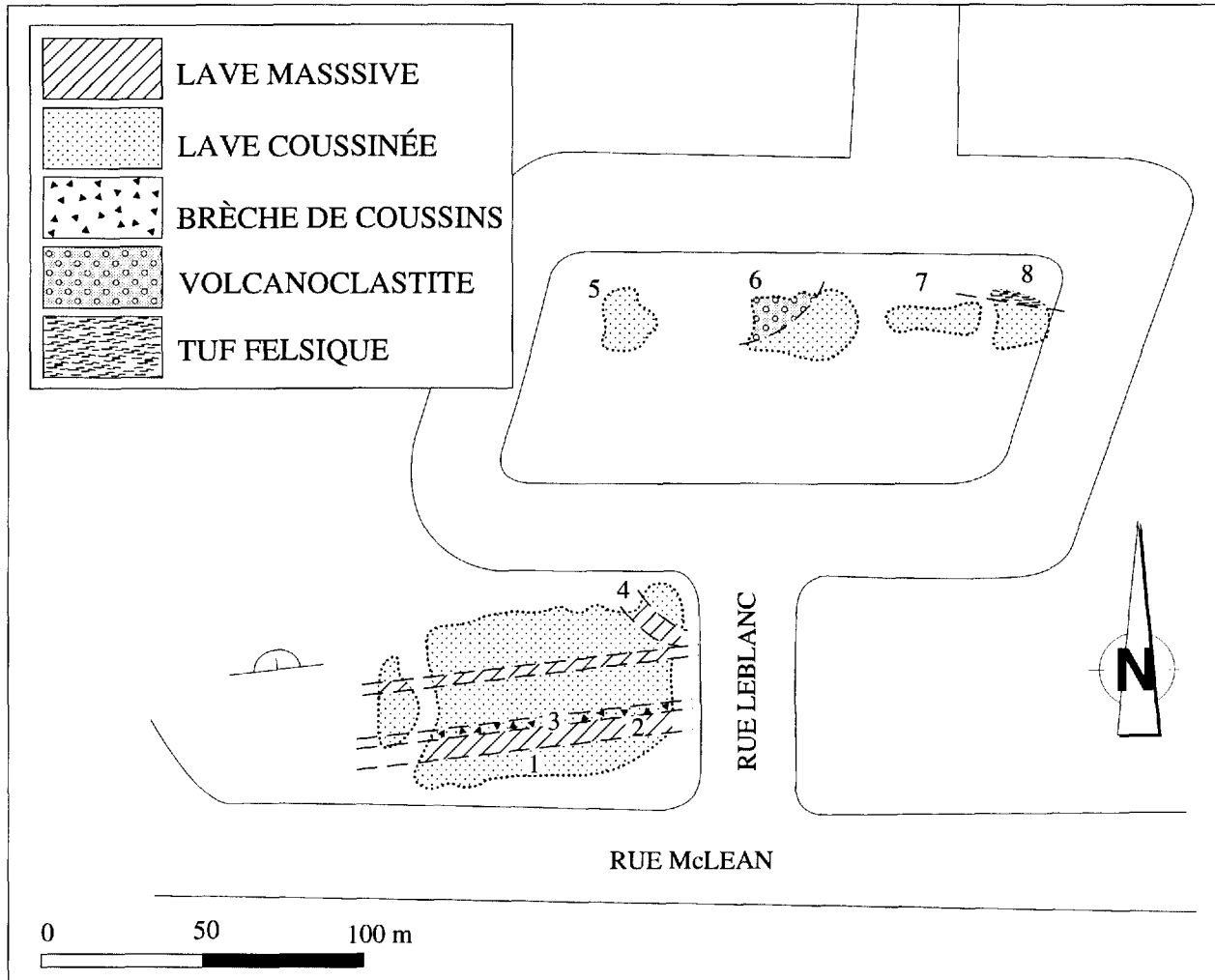


Figure 1.6: Géologie détaillée de la Formation Gilman au Parc Leblanc, ville de Chibougamau. Les numéros "1" à "8" correspondent aux explications contenues dans le texte (modifiée de Gobeil IN Allard et al. (1979)).

et présentent des plans de cisaillement localement recouverts de sidérite. L'une de ces zones de cisaillement est minéralisée en molybdénite et chalcoppyrite avec une gangue de quartz-carbonate à l'endroit où elle recoupe les roches volcaniques.

Arrêt 1.5C

Du côté est de la route, on observe une minéralisation de pyrite, pyrrhotine et chalcoppyrite qui devient de plus en plus carbonatée et chloritisée vers l'est avant d'être tronquée par une surface d'érosion. Une roche sédimentaire noire très chloriteuse à grains fins ou peut-être une lave mafique contenant des fragments de chert remplit les fractures. Une zone de gabbro à la base du filon-couche de Bourbeau se trouve entre 1 à 2 m au nord de la minéralisation.

Arrêt 1.5D

À l'est de cette zone, on retrouve une lentille de chalcoppyrite, magnétite, pyrite et pyrrhotine à peu près concordante au litage dans les tufs, mais les recoupant localement. Les roches sédimentaires volcanogènes encaissant la lentille sont fortement chloritisées. À l'ouest, la minéralisation est bordée par un dyke de porphyre quartzo-feldspathique qui contient des fragments de chert. Notez que les conglomérats Aphébiens recouvrent en discordance à la fois les volcanites et la lentille de sulfures, indiquant clairement que la minéralisation est d'âge Archéen.

Arrêt 1.5E

Retournez du côté ouest de la route où un dyke de porphyre quartzo-feldspathique, identique à celui observé à l'affleurement précédent, contient une minéralisation de molybdénite-pyrite.

Arrêt 1.5F

Au nord-est de l'arrêt précédent, du côté est de la route, un dyke de porphyre similaire présente plusieurs veines discontinues minéralisées en pyrrhotine, chalcopirite et pyrite.

Arrêt 1.6 La Formation de Gilman au Parc Leblanc (adapté de Gobeil IN Allard et al. (1979))

Localisation

Dans la ville de Chibougamau, empruntez la 4e Avenue Nord en direction nord, tournez à gauche sur la rue Normand, puis à droite sur la rue Gendron, à droite de nouveau sur la rue McLean et à gauche sur la rue Leblanc qui mène au parc.

Cette série d'affleurements expose les roches typiques de la Formation de Gilman et nous permettra d'observer en même temps des structures volcaniques assez bien préservées (Figure 1.6). La Formation de Gilman est composée de basaltes et d'andésites coussinés et de filons-couches de gabbro. On y observe de plus quelques lentilles de volcanoclastites (tufs et brèches) ici et là, principalement dans sa partie supérieure.

1- La partie sud de l'affleurement consiste en une coulée de lave coussinée. Certains coussins ont plus de 2 m de long, mais la majorité ont un diamètre moyen de 0,4 m. Les amygdales sont soit concentrées autour de la bordure figée ou distribuées de façon homogène dans tous les coussins. Notez que plusieurs coussins communiquent entre-eux, ainsi que la présence de petits coussinets et de matériel hyaloclastiques aux intersections communes des coussins. On observe localement des fractures de refroidissement radiales.

2- En se déplaçant vers le nord, on passe à une coulée de lave massive d'environ 6 m d'épaisseur. Il s'agit d'une andésite de couleur gris pâle, aphanitique et contenant des amygdales et des petits cristaux de plagioclase. Ces andésites très pâles caractérisent la partie supérieure de la Formation de Gilman.

3- Au sommet de cette coulée, un lit de 2 m d'épaisseur de coussins bréchiques contient des fragments de plusieurs centimètres dans une matrice de hyaloclastites fines.

4- La partie la plus élevée de l'affleurement est constituée de laves coussinées. À l'extrémité nord-est de l'affleurement, une coulée de laves massives semble s'être mise en place à angle par rapport à la direction générale des laves coussinées. Les deux contacts avec les laves coussinées semblent graduels avec plusieurs coussins qui débouchent sur de la lave massive. S'agit-il d'une coulée massive sur une pente avec formation sur le front et les flancs de coussins qui remplissent graduellement une dépression?

5- Sur cet affleurement, certains coussins montrent des structures de refroidissement concentriques assez bien développées. Le matériel bréchique est assez important.

6- Même phénomène que sur l'affleurement 4. Un banc irrégulier à cailloux grossiers de volcanites porphyriques semble remplir une dépression. Les cailloux sont assez bien arrondis, ce qui implique un certain transport.

7-8- Coussins énormes avec fractures de refroidissement concentriques. Silicification intense principalement à l'intersection commune des coussins. À l'extrémité nord de l'affleurement 8, on peut voir des lits de tuf cherteux.

THÈME 2: GÉOLOGIE DU SEGMENT DE CAOPATINA

Edward H. Chown, R. Daigneault, W. Mueller, E. de Kemp

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

et Rémy Morin

*Ministère des Ressources naturelles du Québec, 375 3ème rue, local 2,
Chibougamau, Québec, G8P 1N4.*

INTRODUCTION

La journée 2 sera consacrée à un examen des lithologies, des structures et des minéralisations typiques du Segment de Caopatina. Nous jetterons un coup d'oeil sur le Complexe des Vents, un centre volcanique felsique édifié au-dessus et intercalé avec les basaltes tholéitiques de la Formation d'Obatogamau. La séquence sédimentaire de la Formation de Caopatina surmonte ces unités volcaniques et présente des évidences d'une phase de plissement précoce tels des oppositions du regard structural. Nous présenterons les principales caractéristiques structurales du secteur et nous examinerons l'une des failles E-W les plus importantes, la faille Doda. Nous visiterons également un prospect aurifère associé à une zone de cisaillement (Prospect Ératix). Les différents arrêts sont identifiés sur la carte de localisation.

ARRÊT 2.1 LE COMPLEXE DES VENTS

Localisation

Empruntez la route forestière L-209 sud à partir de l'aéroport de Chibougamau ou de la scierie Barrette-Chapais. Au kilomètre 62, tournez à droite (vers le nord puis vers l'ouest) sur le chemin 2000. Continuez sur 10,2 km, puis tournez à droite (vers le nord-est) et poursuivez sur 4,1 km. Gardez la gauche à l'intersection et continuez sur 2,3 km. Tournez à gauche (vers l'ouest) à l'intersection, roulez encore 500 m et tournez à gauche (vers le sud) de nouveau. L'arrêt 2.1B est à 1,45 km plus au sud, à 100 m au nord-ouest de la route. Retournez à la route principale, tournez à gauche (vers le nord-est) et continuez sur 1,75 km jusqu'à l'arrêt 2.1A. Allez vers l'est sur 500 m jusqu'à la prochaine intersection et tournez à droite (vers le sud). L'arrêt 2.1C est 600 m plus au sud, au nord-est de la route.

Cadre géologique

Le Complexe des Vents est un centre mafique-felsique épais de 2 à 2,5 km composé de cinq unités felsiques distinctes (FV-1 à 5; Figure 2.1). La séquence est orientée NE avec un pendage de 75-85° vers le nord. Les couches sont déversées avec une polarité stratigraphique vers le sud. Les quatre premières unités témoignent de la construction de l'édifice volcanique, alors que la dernière (FV-5) représente sa destruction. Seules les unités FV-1 à 3 seront visitées lors de cette excursion. Ces unités sont formées des lithologies suivantes: (1) coulées épaisses de laves dacitiques, massives à bréchiques; (2) dykes nourriciers felsiques; (3) coulées pyroclastiques associées à des éruptions magmatiques ou phréatomagmatiques; (4) matériel pyroclastique remobilisé et transporté en profondeur par des courants de turbidité de forte densité (Lowe 1982); (5) sédiments pélagiques (shale); et (6) sédiments volcanoclastiques (épicalastiques) déposés par des courants de turbidité à faible et forte densité. Des coulées de basalte massif, bréchique ou coussiné, ainsi que des filons-couches comagmatiques sont interstratifiés aux roches felsiques et constituent la portion mafique de l'édifice.

La présence de sédiments pélagiques intercalés dans les unités inférieures nous permet d'assumer un environnement marin avec une profondeur d'eau supérieure à 200 m. Les unités supérieures présentent cependant des structures sédimentaires liées à l'influence des vagues ou de tempêtes, caractéristiques indiquant l'émergence de l'édifice volcanique. Mueller et Chown (1989) suggèrent la présence d'un glaciaire volcanique de forte énergie.

Vers le sommet de la séquence, on retrouve quelques lentilles de sulfures massifs composées principalement de pyrite, de pyrrhotite et d'un peu de chalcopyrite. Les effets d'une activité

hydrothermale sont également visibles partout à travers la séquence. Des réserves atteignant 100 000 t à 2% Cu ont été rapportées à la fin des années 50, mais les travaux subséquents ont été décevants.

Cette excursion portera principalement sur les unités felsiques FV-1 à FV-3 (Figure 2.1). Nous examinerons les diverses coulées de lave, les coulées pyroclastiques, les effets de l'altération hydrothermale, de même que les indices minéralisés localisés dans les shales noirs.

Arrêt 2.1 A

Cette aire d'affleurements (FV-1) représente la base connue du Complexe des Vents. Une brèche felsique en "casse-tête" est présente de la base jusqu'à proximité du sommet de cette zone d'affleurements (Figure 2.2). On peut observer à la base la transition entre une lave massive et bréchique. Une altération hydrothermale extensive (épidote-chlorite) affectant la matrice hyaloclastique

(vitrophyrique) est associée à la bréchification. Cette altération hydrothermale est aussi responsable de la précipitation de magnétite secondaire au contact entre les brèches et les turbidites pyroclastiques. Il s'agit probablement d'une forme d'altération de plancher océanique associée à la proximité d'événements hydrothermaux et rehaussée par des processus diagénétiques tardifs. Un mince dyke, interprété comme un conduit de dégazification, recoupe la séquence de brèche, ce qui confirme l'hypothèse d'un système exhalatif proximal. De plus, la brèche au contact des turbidites pyroclastiques présente une forme fruste de granoclassement inverse. Le granoclassement, ainsi que la présence de pyroclastes figés sont attribués à une explosion hydroclastique ou phréatomagmatique au contact eau-magma.

Les turbidites pyroclastiques susjacentes montrent un granoclassement fruste représenté principalement par des laminations parallèles. Il est

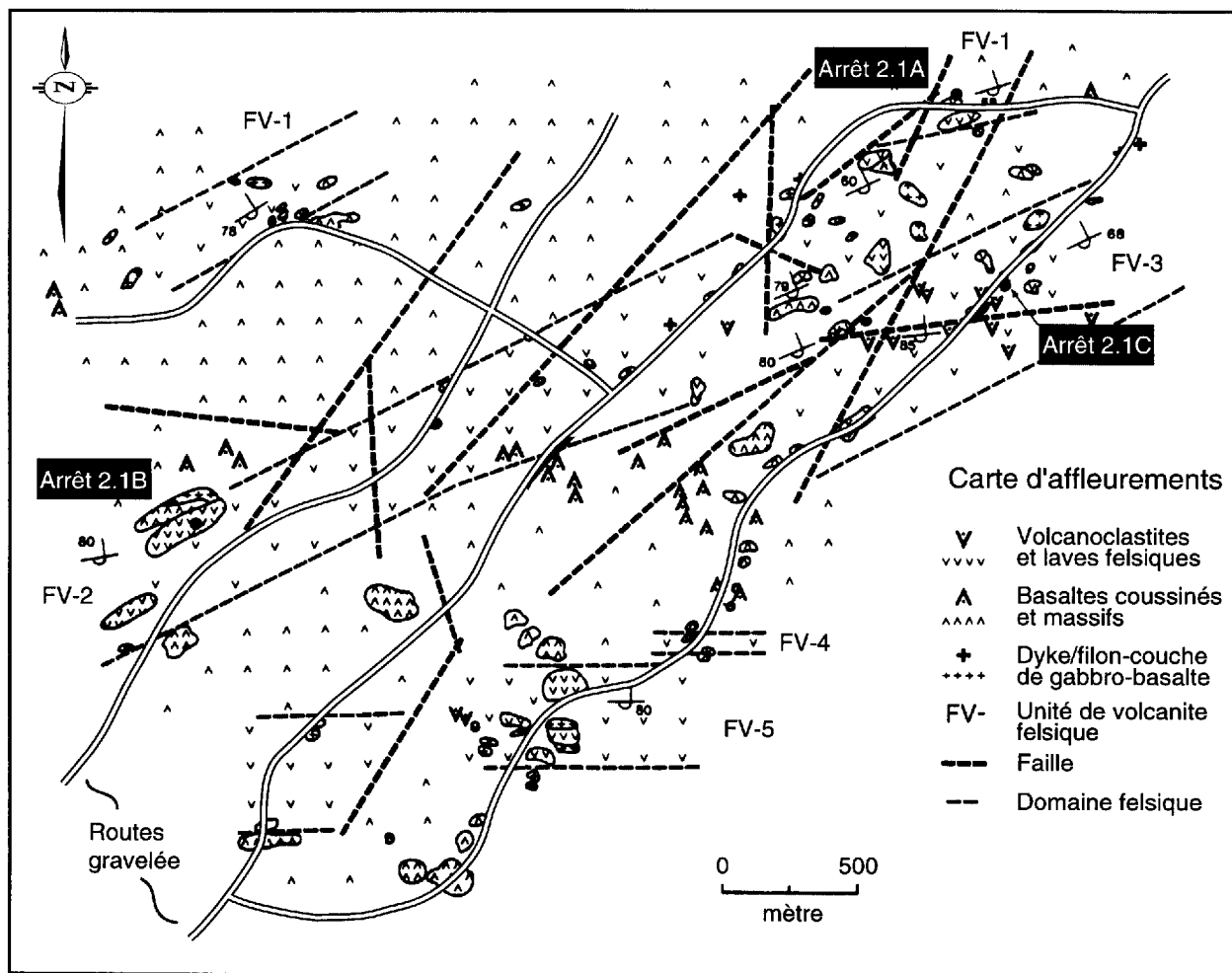


Figure 2.1: Géologie simplifiée du Complexe des Vents. La position des différents arrêts visités est indiquée.

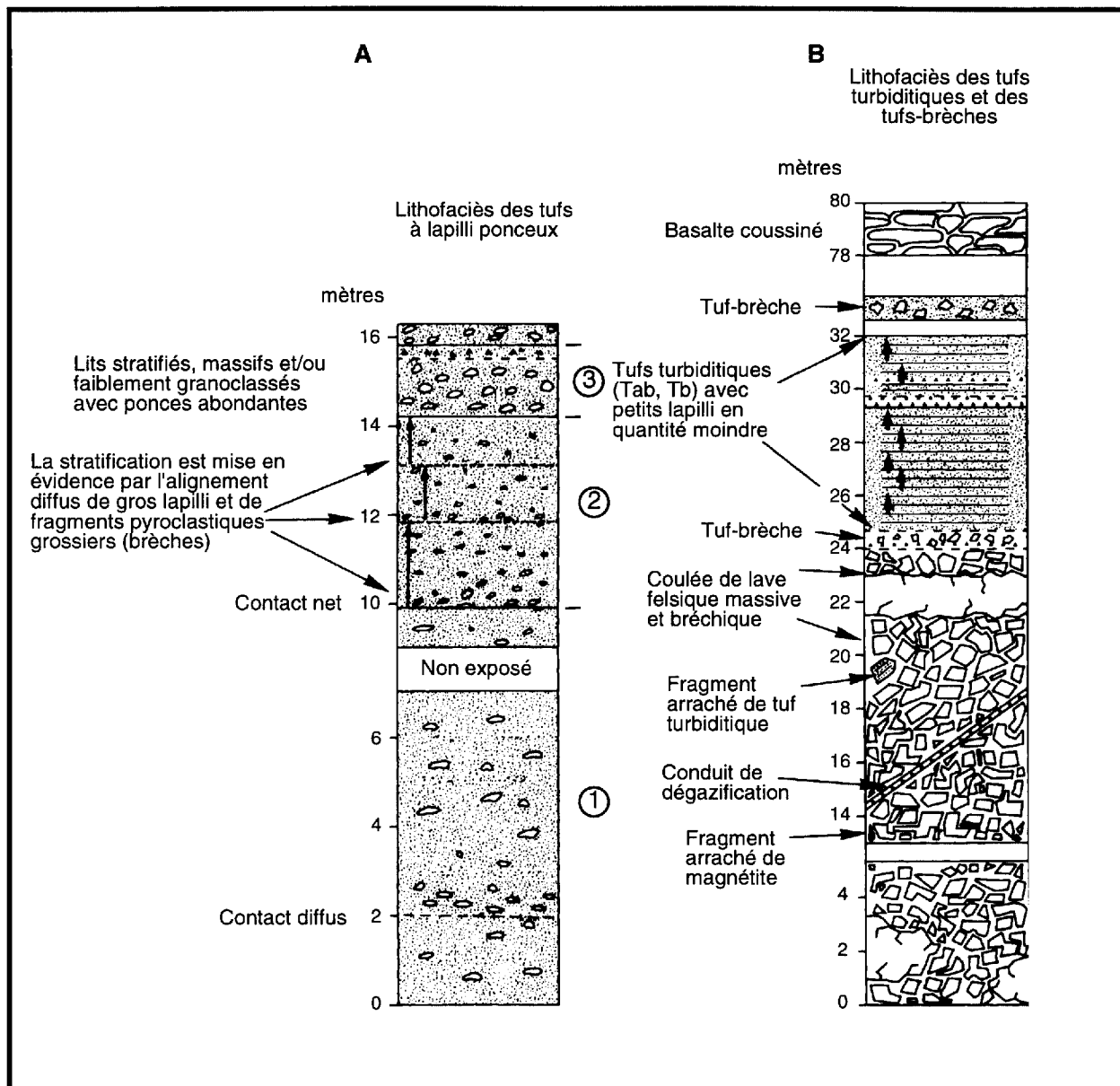


Figure 2.2: Colonne stratigraphique composite de l'unité FV-1.

difficile de différencier les lits lorsque ceux-ci sont affectés par l'altération hydrothermale. Le lit de brèches à granoclassement inverse qui surmonte les turbidites possède les mêmes caractéristiques que le niveau inférieur et résulte donc du même processus de fragmentation.

Arrêt 2.1 B

L'aire d'affleurements FV-2 est caractérisée par la présence de brèches pyroclastiques remobilisées et de dépôts moins importants de tufs à lapilli. Ces dépôts pyroclastiques sont localisés entre des coulées massives, bréchiques in situ ou coussinées à la base et une coulée felsique bréchique d'une

épaisseur de 5 m au sommet. Les coulées, d'une épaisseur variant entre 0,2 et 3 m, sont composées de fragments lithiques juvéniles (pyroclastes felsiques), de fragments apparentés (clastes basaltiques) et de nombreux clastes accidentels (fragments arrachés de chert et de sédiments pélagiques) englobés dans une matrice argileuse. Les contacts entre les coulées varient d'érosifs à diffus. La composition hétérolithique des composants, ainsi que l'abondance de fragments arrachés grossiers (blocs) incorporés aux coulées, suggèrent une éruption phréatomagmatique initiale suivie d'un transport du dépôt le long d'une pente par des courants de turbidité de forte densité

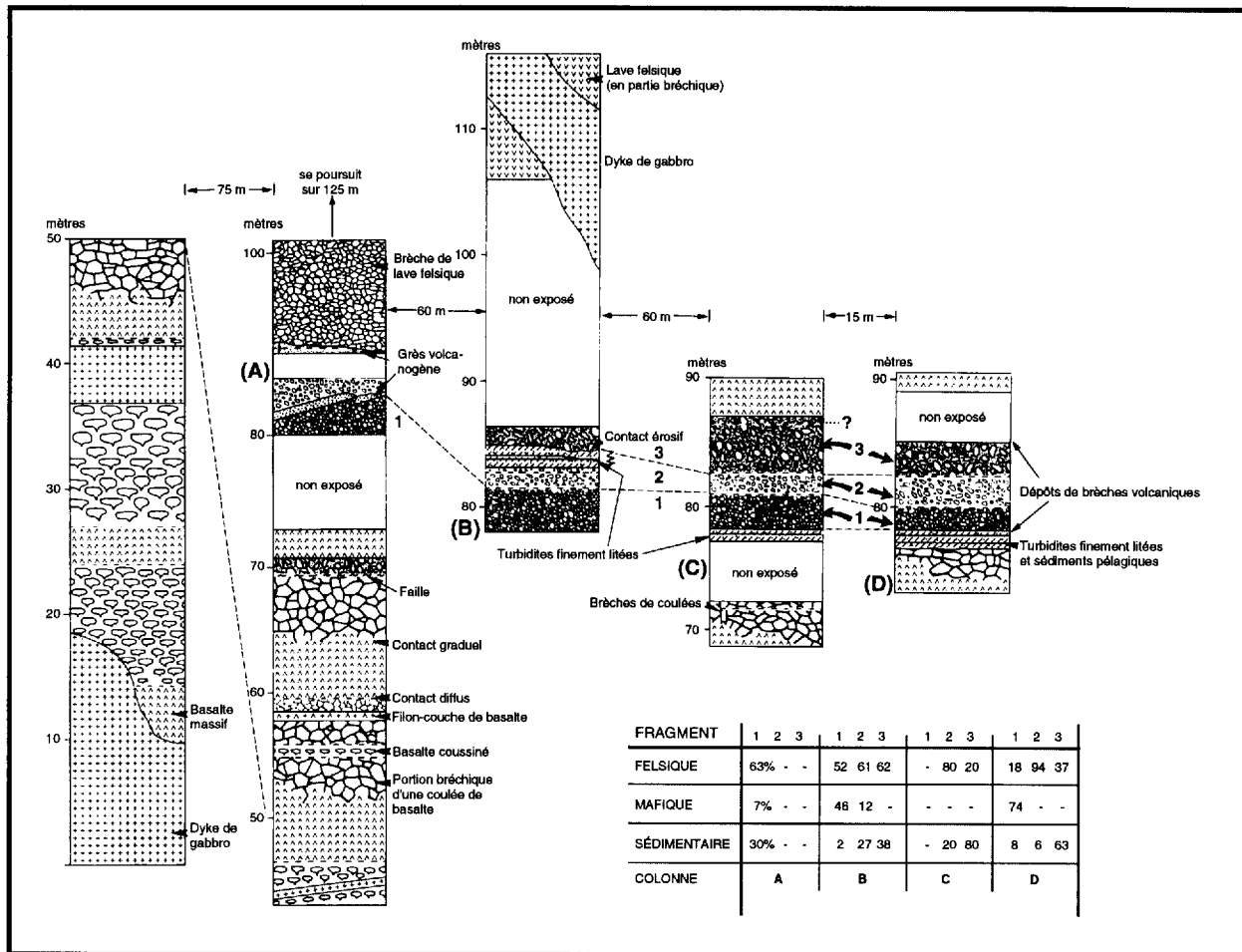


Figure 2.3: Colonne stratigraphique composite de l'unité FV-2.

entraînant l'incorporation de fragments accidentels dans les coulées.

Les sédiments pélagiques laminés interstratifiés aux coulées contiennent souvent des nodules de pyrite qui témoignent probablement d'un épisode précoce de diagénèse. Le contact inférieur entre ces sédiments laminés (argillites) et les basaltes présente par endroit une silicification extensive causée par une activité hydrothermale contemporaine. Par la suite, les sédiments ont été à leur tour érodés par les coulées pyroclastiques remobilisées.

Arrêt 2.1 C

La troisième unité felsique (FV-3) représente le principal épisode de volcanisme felsique du Complexe des Vents. Des coulées pyroclastiques primaires (Figure 2.4) composées principalement de fragments de la taille des brèches (> 6,4 cm selon la terminologie de Fisher 1966) sont bien exposées dans cette section. Les coulées sont composées de fragments juvéniles anguleux à sub-arrondis à texture vésiculaire à homogène, de boules bien

arrondies de ponce et de pyroclastes amiboïdes. La matrice recristallisée était à l'origine formée de verre volcanique et de poussière volcanique vaporisée. L'abondance de bordures figées autour des pyroclastes et la forme amiboïde des fragments indiquent que ces roches provenaient d'un magma à haute température. Le mécanisme éruptif initial pouvait être magmatique ou phréatomagmatique où la vaporisation de l'eau à l'interface magma-eau agissait comme un catalyseur pour l'éruption subséquente. Le granoclassement normal et inverse à normal est bien visible dans plusieurs coulées. Les contacts entre les coulées peuvent varier latéralement d'érosifs à nets mais alors non-érosifs, à diffus, suggérant un changement dans le mode de transport de turbulent à laminaire.

Une séquence idéalisée représentant un événement éruptif pourrait être composée des éléments suivants: (1) une brèche massive à granoclassée (granoclassement normal ou inverse à normal), (2) un tuf à lapilli massif à normalement granoclassé, (3) un tuf à lapilli laminé, (4) un tuf à

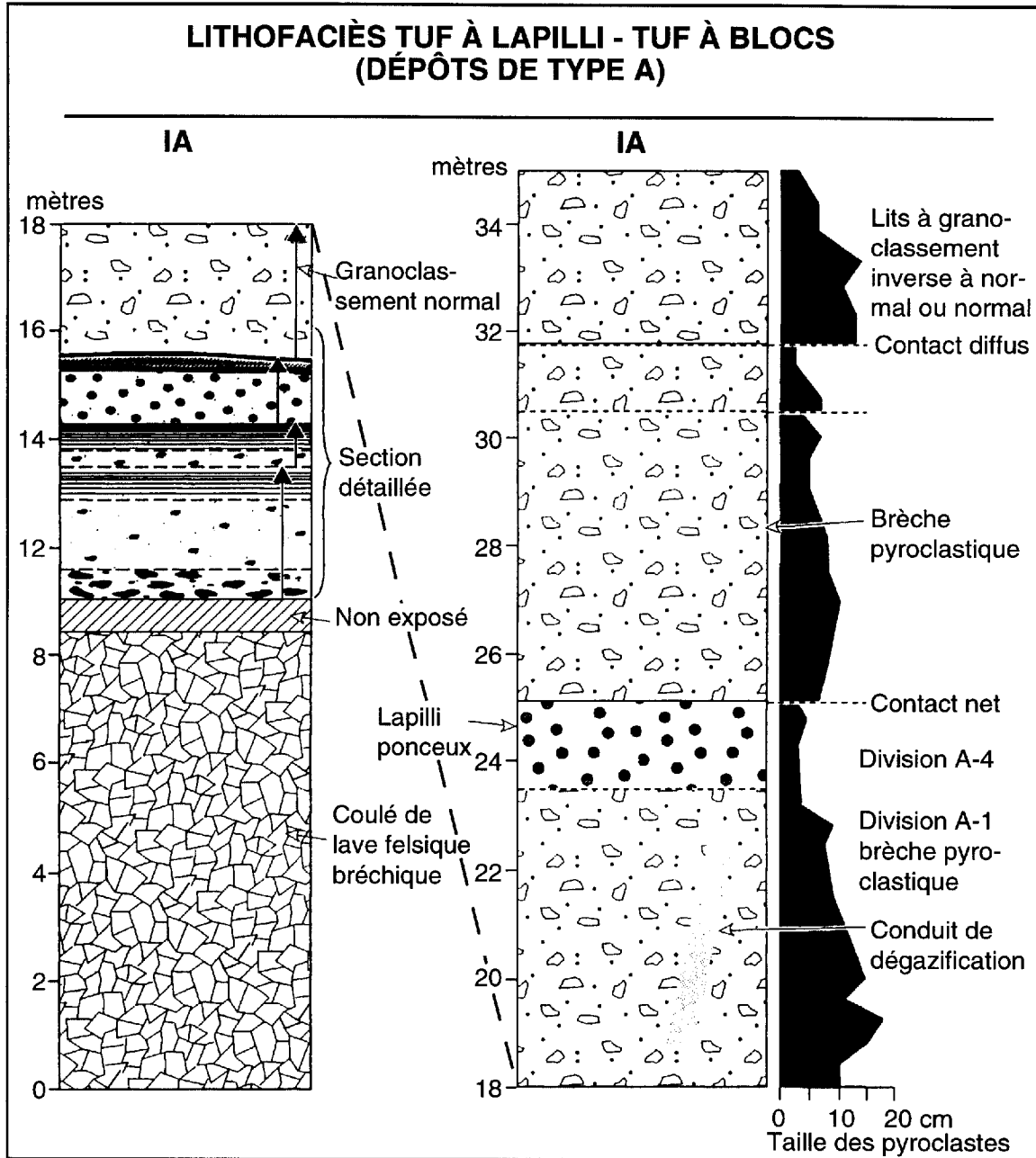


Figure 2.4: Colonne stratigraphique détaillée des coulées pyroclastiques (unités FV-3).

grains grossiers laminé, partiellement granoclassé, et (5) un tuf à grains fins. Les séquences 1 à 4 impliquent un dépôt produit par des courants de turbidité de forte densité dont l'énergie (vitesse) se dissipe progressivement. La séquence 5 est interprétée comme la déposition ou les retombés des particules fines constituent la nuage de particules en suspension en milieu sub-aqueux associé à cet événement éruptif. La prédominance des matériaux pyroclastiques grossiers et l'environnement sub-aqueux supportent l'interprétation d'un milieu d'évent proximal.

ARRÊT 2.2 LA FORMATION DE CAOPATINA

Localisation

Les meilleurs expositions des roches sédimentaires de la Formation de Caopatina se trouvent dans le canton Druillettes, au sud-ouest du lac des Vents. Deux zones d'affleurements seront visitées dans ce secteur. Tournez à droite (vers le nord puis vers l'ouest) sur le chemin 2000 au kilomètre 62 de la route forestière L-209 sud. Roulez sur 7,2 km et tournez à gauche (vers l'ouest) sur la route 7410. Cette route conduit à la première zone

d'affleurements, à 4,8 km plus loin. Le premier affleurement est localisé à 10 m au sud de la route. La seconde zone d'affleurement est 1,4 km plus loin, à 25 m au sud de la route.

Cadre géologique

Les affleurements sont situés sur le flanc sud du synclinal de Druillettes. Les roches sont relativement peu déformées et, conséquemment, les structures primaires sont facilement reconnaissables. Il est courant d'observer une relation angulaire entre la schistosité régionale et le litage dans ce secteur, ce qui rend possible la détermination du regard structural sur plusieurs affleurements.

Arrêt 2.2 A

Le premier affleurement est composé de wackes, de siltstones et d'argilites interstratifiés. La déformation est très hétérogène avec des domaines fortement déformés caractérisés par une forte schistosité qui séparent des domaines relativement peu déformés où la schistosité régionale est représentée par un clivage de fracture espacé. L'attitude de la schistosité régionale est relativement constante avec une direction à peu près E-W et un pendage sub-vertical ou, plus fréquemment, vers le nord. Dans les domaines fortement déformés, on peut observer une linéation d'étirement oblique plongeant de 20° à 45° vers l'est. Les lits sont également transposés selon la schistosité principale. Dans les domaines relativement peu déformés, l'orientation de la stratification varie entre N310/70 à N350/65. La linéation d'intersection entre le litage et la schistosité, ainsi que l'axe des plis mineurs en S plongent à 60° vers l'est. En se basant sur les surfaces d'érosion, le granoclassement, les structures en "balles et coussins", etc., la polarité stratigraphique de cette séquence est orientée E à NE, impliquant que le regard structural est également vers l'est.

Arrêt 2.2 B

La seconde zone d'affleurements est composée principalement de wackes feldspathiques avec de fins interlits de siltstones. Cette séquence définit un pli d'amplitude métrique à forte plongée vers l'ouest. La schistosité axiale E-W est modérément à fortement développée. La linéation d'étirement est encore oblique avec une plongée modérée vers l'est. Les structures sédimentaires observées sur le flanc nord du pli indiquent un regard structural vers l'ouest.

Cette opposition des regards structuraux peut résulter de deux processus différents. Des plis en fourreau formés durant un processus de cisaillement

peuvent produire des regards structuraux en opposition. On pourrait s'attendre dans ce cas à ce que l'attitude de la linéation d'étirement soit intermédiaire aux axes des plis sur les flancs opposés, une situation que l'on n'observe pas dans le secteur. Nous favorisons l'interprétation que l'opposition des regards structuraux résulte d'une seconde phase de plissement (Lauzière et al., 1989). L'absence d'un clivage associé à l'épisode de plissement précoce indique que les sédiments n'étaient probablement pas complètement consolidés à cette époque.

ARRÊT 2.3 LA FAILLE DODA

Localisation

Nous visiterons quatre affleurements dans les environs de cette faille. Les affleurements sont situés près de chemins forestiers secondaires issus de la route L209 sud. Au kilomètre 65 de la route L209S, tournez à gauche (vers le sud) et continuez sur 5,85 km. Tournez à droite (vers l'ouest) à l'intersection et gardez la droite à l'intersection suivante. L'arrêt 2.3A est situé à 2,3 km le long de cette route. Les premiers affleurements sont localisés à quelques mètres au nord de la route. La seconde aire d'affleurements, l'arrêt 2.3B, est à 200 m plus à l'est, sur le chemin du retour près de la route. Le troisième affleurement, l'arrêt 2.3C, se situe 2,75 km plus à l'est, près de la seconde intersection où l'on avait gardé la droite à l'aller. Pour se rendre au dernier affleurement, l'arrêt 2.3D, dirigez-vous vers l'est sur 100 m jusqu'à l'intersection et prenez à droite (vers l'est) sur la route principale. Poursuivez sur cette route sur 8,1 km, puis tournez à droite (vers le sud). L'affleurement se trouve à 1 km plus loin, le long du chemin.

Cadre géologique

La faille Doda peut être suivie sur une distance de plus de 120 km le long du Synclinal de Druillettes dans le segment de Caopatina. Cette faille E-W à fort pendage forme une zone étroite dans sa partie occidentale où elle est coincée entre les plutons de Lichen et de Father, mais s'élargit considérablement vers l'est dans les roches supracrustales pour devenir un corridor de déformation d'une largeur atteignant un kilomètre. Au sud du lac Caopatina, ce corridor est relativement large et plusieurs affleurements de bonne qualité ont été exposés. La principale lithologie présente dans cette zone de faille est constituée par les basaltes massifs et coussinés de la Formation d'Obatogamau, souvent caractérisés par la présence de nombreux phénocristaux de plagioclase. Les linéations

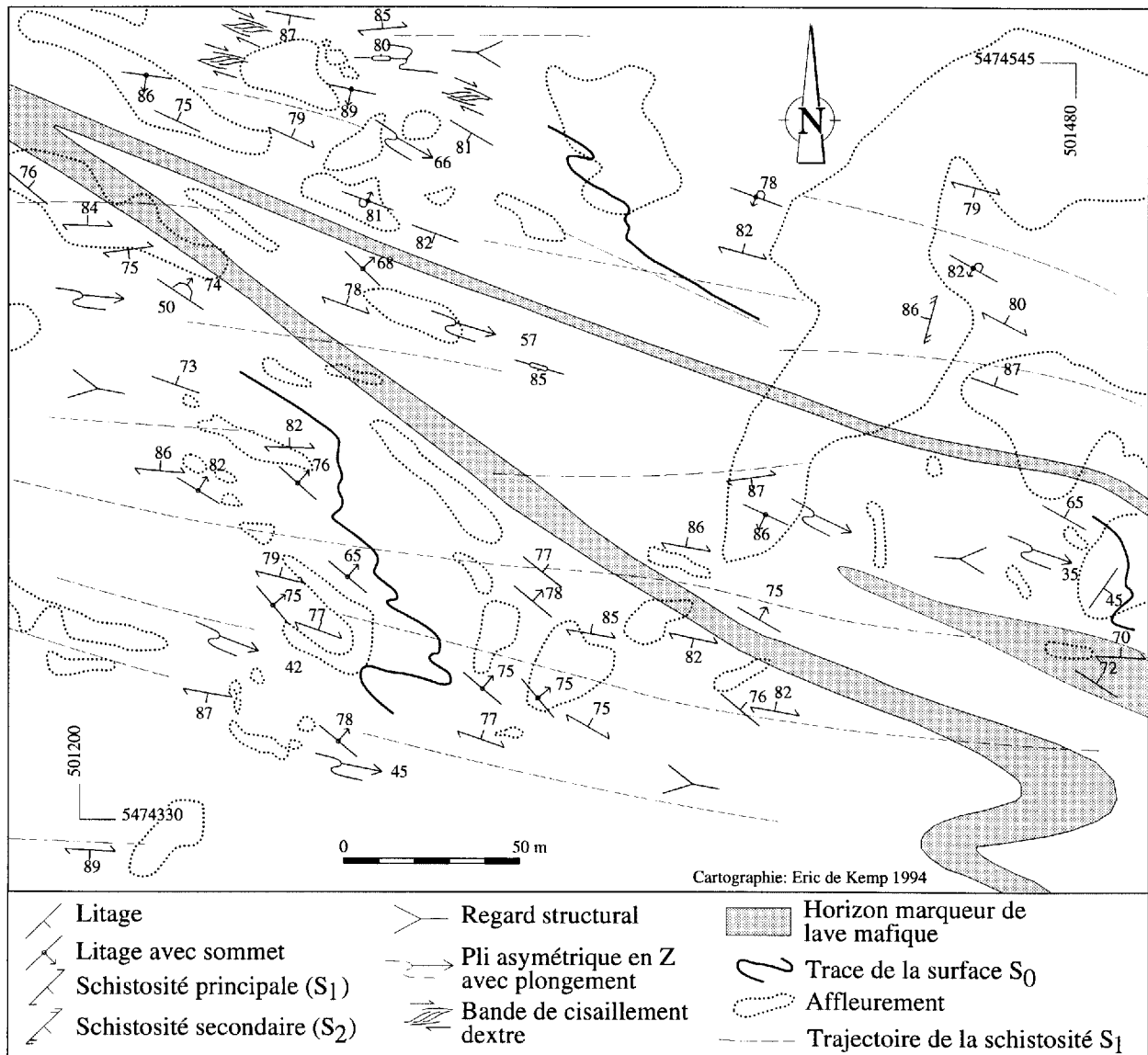


Figure 2.5: Géologie simplifiée de l'arrêt 2.2, avec l'attitude des différents éléments structuraux. Les coordonnées UTM sont indiquées.

d'étirement dans cette partie de la faille Doda plongent faiblement vers l'est, suggérant une importante composante de mouvement horizontal. Ceci contraste avec les linéations à plongée abrupte selon le pendage qui caractérisent la majorité des failles E-W de la région de Chibougamau, incluant la faille Doda plus à l'ouest. Les affleurements qui exposent la zone de faille ont été découpés et échantillonnés afin de vérifier la présence de minéralisations aurifères logées dans des zones de cisaillement. Même si on observe un peu d'altération et des veines de quartz, on ne rapporte aucune valeur significative.

Arrêt 2.3 A

Sur le premier affleurement, les basaltes

porphyriques sont déformés selon une direction E-W avec un pendage vers le nord à 88° . La linéation d'étirement plonge à 35° dans une direction N085. Plusieurs indicateurs cinématiques sont visibles, mais tous ne montrent pas le même sens de mouvement. Les ombres de pression asymétriques développées autour des phénocristaux de plagioclase les plus résistants suggèrent une composante principale de mouvement senestre. Certains cristaux montrent, de plus, un découpage en jeu de carte qui indiquent également un mouvement senestre.

On peut aussi observer une surimpression métamorphique caractérisée par des cristaux de hornblende en aiguilles dont l'orientation est plus

ou moins aléatoire. Ce phénomène est typique du métamorphisme grenvillien.

Arrêt 2.3 B

Le second arrêt est caractérisé par la présence de coulées de lave bréchique et peut-être de niveaux sédimentaires fortement déformés. Comme à l'affleurement précédent, la linéation est à faible plongée et il est encore possible de distinguer la forme asymétrique des ombres de pression. Une composante de mouvement dextre est cependant indiquée par des "shear bands" synthétiques orientés à N120/72. Plusieurs exemples de boudinage de niveaux plus compétents sont visibles. Leur présence est compatible avec une extension sub-horizontale.

Un réseau régulier de veines en tension est orienté à N042/82. Si l'on tente de relier ce système à la compression qui a généré le cisaillement, on obtient également une composante senestre. Toutefois, l'angle entre ces veines et l'anisotropie principale tend à devenir faible, ce qui pourrait s'expliquer par une transposition résultant d'un cisaillement dextre subséquent.

Arrêt 2.3 C

Le troisième arrêt présente l'interaction de deux systèmes de cisaillement. L'un est orienté à N075 et l'autre N110. Dans le premier système (N075), l'angle développé entre la schistosité et la direction du cisaillement est mis en évidence par une altération en épidote et indique clairement une composante de mouvement senestre. Le glissement dextre le long d'une structure en étagère à livres est aussi compatible avec un mouvement globalement senestre le long de la zone de cisaillement principale.

Arrêt 2.3 D

Au quatrième arrêt, des boudins ductiles légèrement asymétriques suggèrent une composante de cisaillement dextre, alors que des boudins à comportement plus fragile indiquent un mouvement senestre plus tardif.

Sur certains affleurements de la faille Doda, la présence de linéations d'étirement sub-verticales associées à des corridors particuliers indique qu'un processus de déformation complexe ou des mouvements successifs distincts se sont produits lors du développement de cette faille.

Les participants à cette excursion doivent comprendre que l'histoire cinématique de la faille Doda n'est pas parfaitement comprise et que l'influence de l'orogénie Grenvillienne reste encore à évaluer.

ARRÊT 2.4 LE PROSPECT ÉRATIX

Localisation

Les affleurements du prospect Eratix sont localisés sur les claims de SOQUEM. Des chemins secondaires issus de la route forestière L209 sud donnent accès à l'aire d'affleurements. À partir de la route L209S, tournez à droite (vers le nord) sur un chemin secondaire localisé à 200 m au nord de la borne kilométrique 48. Suivez ce chemin sur 4,25 km pour atteindre un autre chemin orienté vers le nord-ouest et localisé près d'une ligne de transport d'électricité. Empruntez ce chemin sur 1,1 km. On aboutit à la fin du chemin où l'on stationne les véhicules. On aperçoit au loin en direction nord les grands affleurements dégagés par SOQUEM. Une marche de 10 à 15 minutes dans un chemin parfois très humide est nécessaire pour atteindre les affleurements qui sont spectaculaires.

Cadre géologique

Les balsates qui composent ces affleurements se situent stratigraphiquement dans la Formation d'Obatogamau. Les basaltes coussinés à phénocristaux de plagioclase sont communs. Les coussins sont énormes et atteignent parfois jusqu'à 3 m de diamètre. Plusieurs dykes porphyriques à phénocristaux de feldspath et de quartz, qui appartiennent vraisemblablement au complexe Eau-Jaune, sont également présents. Le grain structural suit une direction N-S à NNE (N020). Les basaltes ont une teinte sombre et sont bien préservés. On observe couramment le matériel hyaloclastique entre les coussins. La présence de coussins en molaire suggère la proximité d'une charnière de pli. Cependant, les roches de la Formation d'Obatogamau présentes au sud des décapages sont uniformément déversées avec un sommet stratigraphique vers le sud.

Ce prospect a été identifié pour la première fois à la suite de la découverte d'un bloc minéralisé spectaculaire avec de l'or visible, d'où le nom Ératix. Des campagnes de décapage et de forage suivirent la découverte de ce bloc. Les valeurs en or sont particulièrement associées aux veines de quartz fumé entourées d'une altération zonée dominée par le quartz, la muscovite et le carbonate. Le contenu en sulfures disséminés est moindre que dans les autres indices aurifères du même type dans le secteur. Les résultats des campagnes d'exploration n'ont pas donné de résultats consistants.

Arrêt 2.4 A (optionnel)

Le croquis de la Figure 2.8 présente un schéma

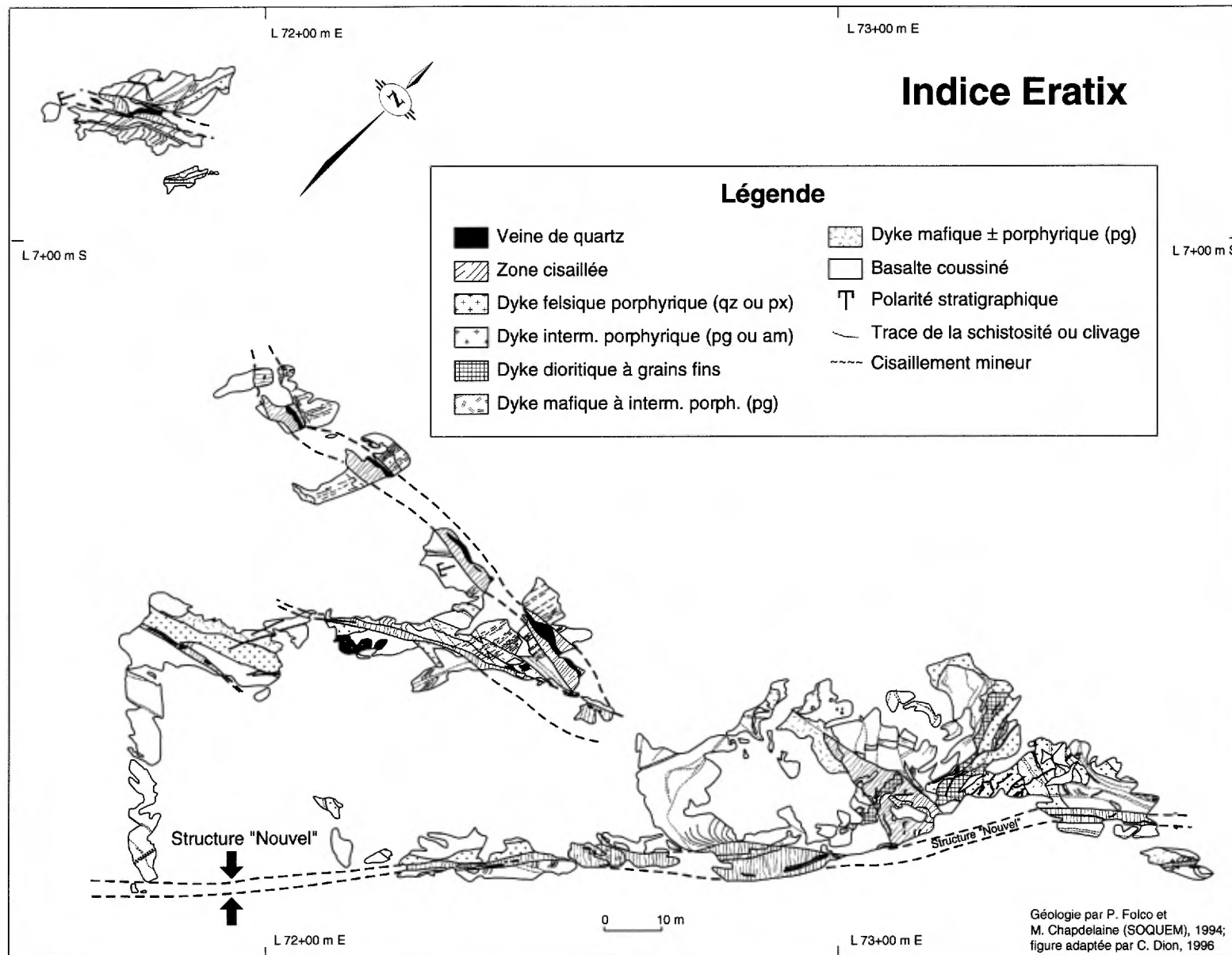


Figure 2.6: Géologie simplifiée de l'indice aurifère Eratix (modifiée des travaux inédits de SOQUEM).

approximatif de la forme des affleurements et la position de quelques points d'intérêt.

Le cisaillement Ératix est une zone de cisaillement de direction E-W. Plus précisément, la structure suit une direction N085 avec un pendage de 75° vers le sud. Les veines de quartz aurifères sont à peu près parallèles à cette direction. La linéation d'étirement au sein de cette zone est abrupte et orientée à N190/53 avec un angle de chute d'environ 80° vers l'ouest, suggérant une composante de mouvement surtout verticale.

Au point d'intérêt 1, la direction du cisaillement est légèrement déviée vers une direction N120. Localement de petits plis asymétriques en Z sont associés à un clivage de crénulation à gauche de l'anisotropie principale et qui est orientée à N075/65. Au point 2, on reconnaît un système de cisaillement plus jeune de direction N045/78. Ce système nous permet de voir une belle relation CS où le C suit la structure majeure et le S est orienté à N250/85, nous donnant ainsi un mouvement senestre compatible avec le rebroussement de la schistosité ancienne présente sur l'affleurement. La linéation d'étirement associée à ce système montre

une faible plongée de 15° vers le NE, compatible avec le mouvement horizontal proposé.

Au sein du cisaillement E-W principal, il est possible d'observer sur les maigres sections verticales, la présence d'un plan recoupant la schistosité. Il est tentant de relier ce plan orienté à N087/58 avec le plan de cisaillement qui en relation avec la schistosité d'attitude N090/80, ce qui nous donnerait un mouvement chevauchant du sud vers le nord. Ce plan semble d'ailleurs être parallèle à la veine de quartz située au coeur du cisaillement.

On observe également ici la présence de fractures orientées N020 où se développent des empreintes d'altération symétrique de part et d'autre de la fracture et dans laquelle on observe souvent une veine de quartz.

Au point 3, le cisaillement NE est par endroits très intense et tend à avoir un C et un S subparallèle à N225/85.

Le point 4 permet de voir un bel exemple de la relation CS laquelle, en combinaison avec l'entraînement de structures anciennes, donne bien un mouvement senestre.

THÈME 3 : 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, W.D. Sinclair

Commission Géologique du Canada, 601 rue Booth, Ottawa, Ontario, K1A 0E8;

R.V. Kirkham

Commission Géologique du Canada, 100 rue Pender Ouest,
Vancouver, Colombie-Britannique, V6B 1R8;

et R. Daigneault

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

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, 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 3.1). 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. 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 3.2). 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

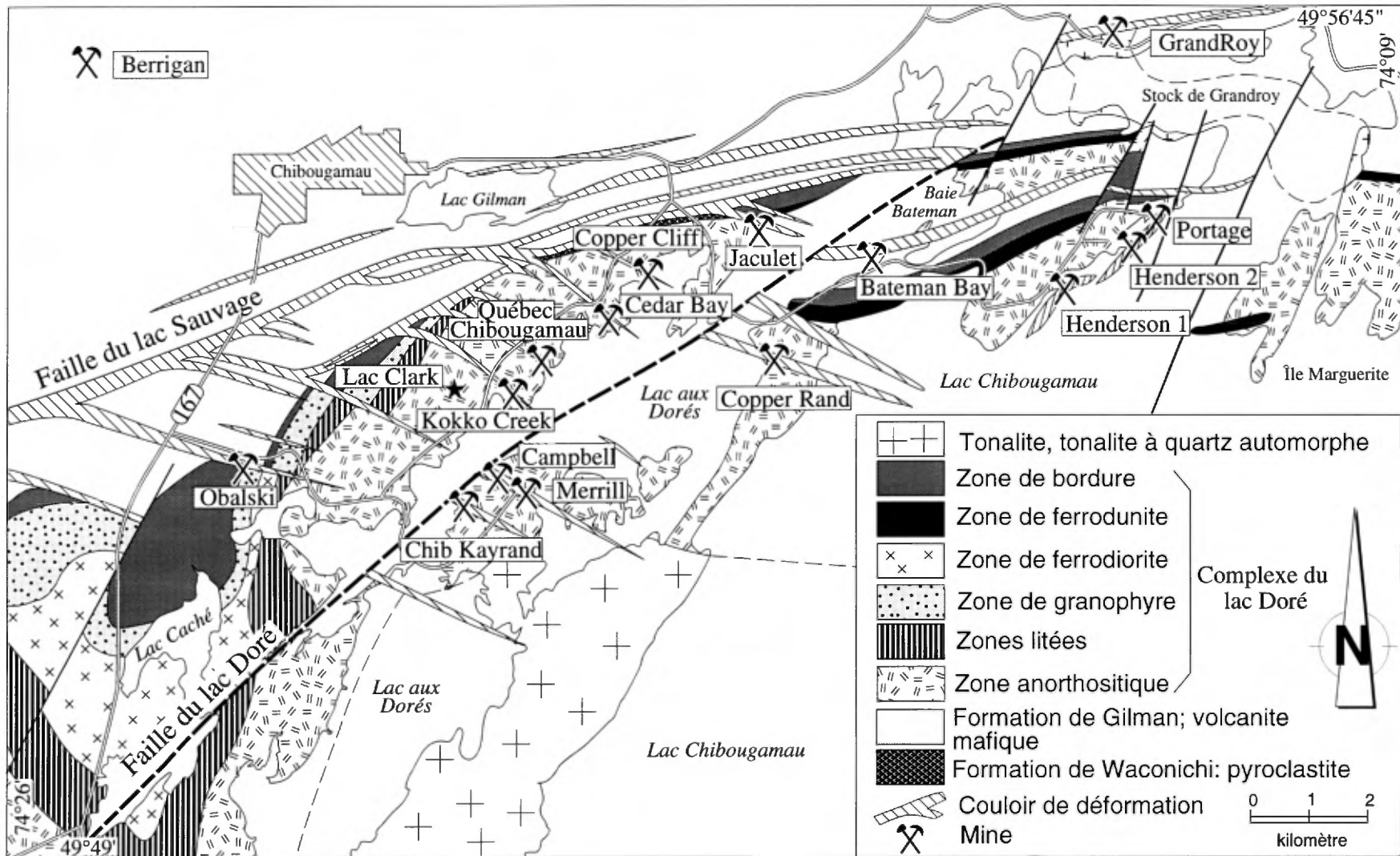


Figure 3.1: Carte géologique du camp minier de Chibougamau montrant les relations entre les gîtes de Cu-Au du lac Doré, les zones de cisaillement d'orientation sud-est et la faille du lac Doré (modifiée de Daigneault et Allard, 1990).

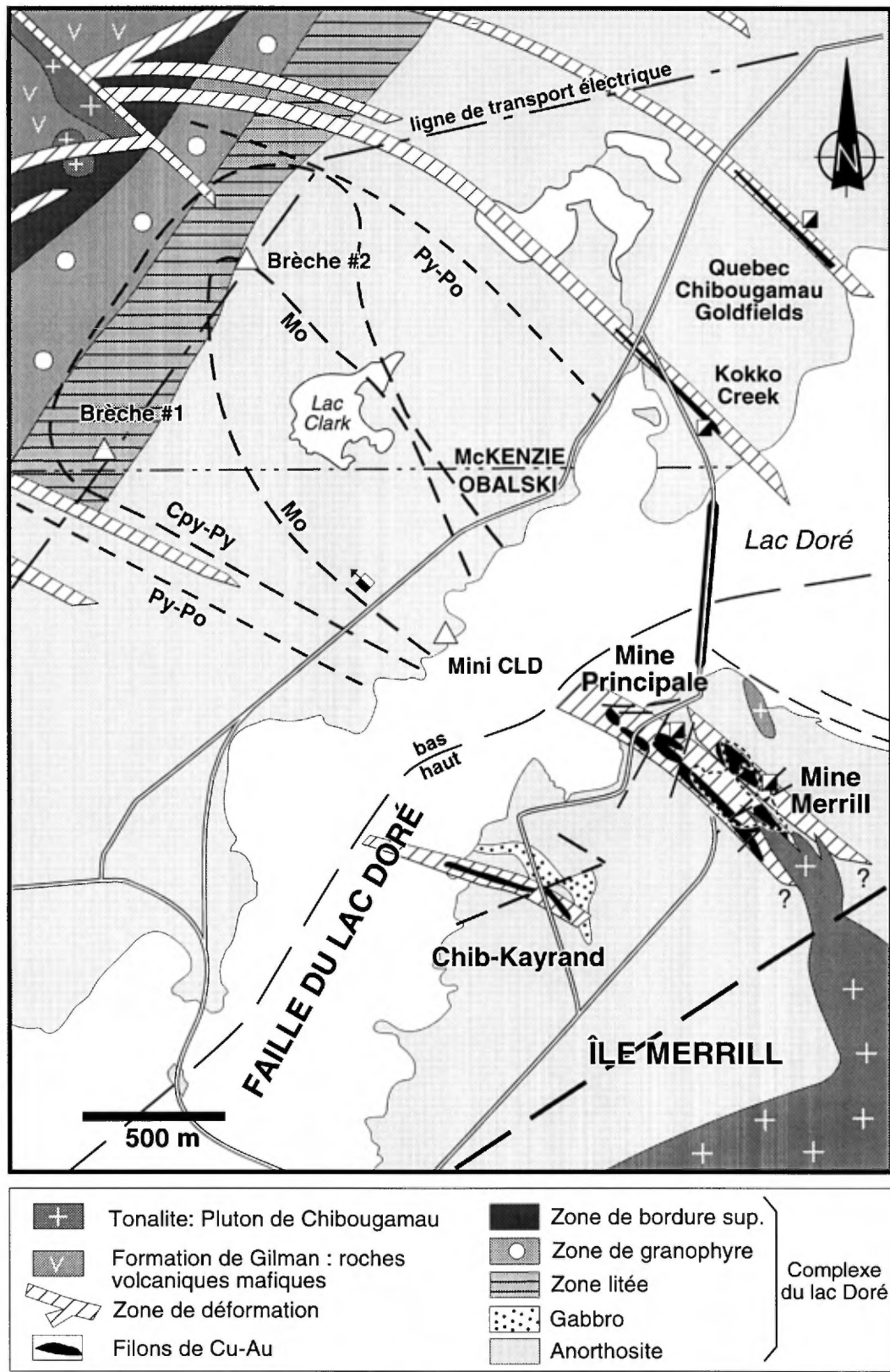


Figure 3.2: Géologie simplifiée du secteur lac Clark - île Merrill, partie supérieure du Complexe du lac Doré. Notez la position des zonations minérales observées dans les fractures et veinules dans le secteur du lac Clark. Les bordures de la fosse Merrill sont représentées par des tirets.

"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, 1929). 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 pyrrhotine 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, 1937). 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 on/t Au et plus communément inférieures à 0,05 on/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, 1937). 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 de la mine Principale

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 3.1). À cette époque, "Campbell Chibougamau Mines Limited" était dirigé par E.O.D. Campbell, un courtier de New York. 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.

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. Grâce à ces réserves, la compagnie a pu obtenir un financement en vertu d'un contrat préliminaire établi avec le "U.S. Government Defense Materials Procurement Agency". D'après ce contrat, Campbell Chibougamau Mines acceptait de vendre à cet organisme 63,2 millions de livres de cuivre au prix courant du marché, avec toutefois un prix minimum de 24,5 cents la livre.

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 sur deux secteurs adjacents aux claims de Campbell, soit un premier sur l'île Merrill et un second à la zone minéralisée Kokko Creek. En échange, Campbell acceptait de développer et d'exploiter le minerai des parties louées. La production a débuté officiellement à la mine Principale en juin 1955 (la zone nord-ouest) et en octobre 1959 à la zone Kokko Creek. Cet accord assurait à la Corporation Merrill une production minimum de 425 tonnes par jour ou 25 % de la capacité du moulin, ou le moindre de ces deux options, à partir de la portion du gisement de la Merrill Island Mining Corporation contenu dans le secteur loué. Le profit généré était divisé de manière égale entre les deux compagnies après que Campbell ait au préalable remboursé ses coûts de développements dans le secteur Merrill. 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 3.8). 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".

Cet accord étant conclu, le développement souterrain a débuté en novembre 1951 à la mine Principale de Campbell Chibougamau Mines. Une usine de traitement d'une capacité de 1 700 tonnes par jour, employant un procédé de concentration par flottation, est également entrée en fonction à cette date. Un puits à quatre compartiments d'une profondeur de 1 225 pieds a été foncé au cours de la période 1951-53, avec huit niveaux disposés à intervalle de 150 pieds. Ces travaux ont demandé l'excavation de 5 317 pieds de monteries, 16 709 pieds de galeries et de travers-bancs, 52 514 pieds de forage de surface et 96 593 pieds de forage souterrain. Les méthodes de minage utilisées étaient par chantiers ouverts et par coupe et remblai. Les réserves connues s'établissaient alors à 2,75 million de tonnes de minerai de la surface jusqu'au niveau 1150 pieds, lesquelles représentaient approximativement 160 millions de livres de cuivre et 200 000 onces d'or.

Des travaux subséquents de développement réalisés en 1954-55 ont permis d'approfondir le puits jusqu'à 2250 pieds et d'ouvrir sept nouveaux niveaux, pour un total de quinze, le plus profond étant établi à l'élévation 2 100 pieds. En 1960-61, on fonçait un puits interne du niveau 1 900 pieds jusqu'à la profondeur de 3 814 pieds, permettant l'accès à 10 niveaux espacés de 150 pieds jusqu'au niveau 3 750 pieds. La capacité d'usinage journalière

a été augmentée à 2 000 tonnes en 1959, à 2 400 tonnes en 1960, et à plus de 3 000 tonnes en 1960-61. Durant l'année fiscale 1970, la capacité d'usinage du moulin a atteint approximativement 4 000 tonnes de minerai par jour. Afin d'augmenter la récupération de l'or, on installait en 1979 un circuit de cyanurisation d'une capacité de 200 tonnes par jour. Au début des années '80, le moulin traitait environ 1 500 tonnes par jour.

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. À la fin de 1979, 18 000 tonnes de minerai avaient été usinées. 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.

Le développement de la mine Merrill

La compagnie Merrill Island Mining Corp. Ltd. a acquis cette propriété de Blake Chibougamau Mining Corp. en 1950. Une partie de cette propriété et de celle du groupe Kokko Creek (Figure 3.2) ont été concédées à Campbell Chibougamau pour une durée de 99 ans jusqu'à l'an 2050. En 1957-58, les travaux entrepris ont été principalement consacrés à la mise en production de la mine. La production a débuté le 14 février 1958, 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. Il y avait à cette époque neuf niveaux exploités (dont les niveaux 150, 300, 475, 625, 775, 925 pieds), le plus profond étant situé à l'élévation 2 100 pieds. Environ 30 000 pieds de développements latéraux avaient été complétés au milieu de 1967. Le concentré de cuivre était expédié à Noranda. Les Zones "A" et "B", ainsi que les Zones "C" et "D" au nord-est, ont été exploitées (Figure 3.8). Au début de l'exploitation, le minerai provenait principalement des trois premiers niveaux ainsi que des travaux de développement effectués au sixième niveau. Des travaux d'exploration ont été réalisés au niveau 925 pieds pour vérifier la continuité sur la propriété Merrill de structures minéralisées exploitées par Campbell dans la partie concédée. Des galeries d'exploration ont aussi été foncées au niveau 300 pieds dans les secteurs adjacents. En 1959, la compagnie Merrill acceptait de traiter à forfait jusqu'à 500 tonnes de minerai par jour provenant de la mine de la compagnie Bateman Bay Mining Co. lorsque celle-ci serait opérationnelle.

En juillet 1961, la compagnie Merrill Island Mining Corp. Ltd. a engagé des poursuites judiciaires au montant de \$1 571 683 plus intérêts contre Campbell en raison du non-paiement des redevances liées à la production des années 1956 à 1960. Un peu plus tard, la compagnie Merrill a de nouveau entrepris des recours légaux contre Campbell, lui réclamant cette fois la somme de \$1 353 950 plus les intérêts et les frais comme partie des profits lui revenant pour l'exploitation des zones minéralisées sur les terrains concédés pour une période de quatre ans se terminant au 30 juin 1967. À la fin de 1967, ces recours judiciaires ont été réglés hors cours, sans paiement supplémentaire par Campbell.

En 1964, une tentative pour opérer une fosse à ciel ouvert s'est avérée non-économique en raison de la trop grande dilution. En 1965-1967, la plus grande part du minerai traité provenait des propriétés avoisinantes et était usinée à forfait. À partir de mai 1967, l'usine traitait exclusivement le minerai de la mine Icon Sullivan Joint Venture selon un contrat initialement valide pour cinq ans, mais qui a duré jusqu'en 1975 à l'épuisement des réserves. La compagnie Merrill recevait 50 cents par tonne usinée pour ses frais d'opération et 10 % des profits nets.

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. La vente comprenait les travaux souterrains, le minerai de développement, ainsi que celui accumulé à la surface et sous terre. La compagnie Merrill conservait par contre le moulin en louant le terrain sur lequel il était situé en échange de 50 000 actions et d'une somme totale de \$700 000, payée en plusieurs versements jusqu'en janvier 1971. Une entente de production établie entre les compagnies Merrill et Chib-Kayrand a aussi été cédée à Campbell. 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.

En mai 1971, la compagnie Merrill Island Mining Corp. Ltd. a changé sa raison sociale pour Canadian Merrill Ltd. En 1975, Canadian Merrill Ltd. a cherché à attirer de nouveaux partenaires pour financer ses travaux d'exploration. Elle a également entrepris des négociations dans le but de vendre son concentrateur, puisque la production à mine Icon était prévue cesser en 1975. Les opérations à Icon se sont effectivement terminées le premier juillet de cette année. En 1979, la compagnie Hudson Bay Mining and Smelting est devenue l'actionnaire principal de Canadian Merrill Ltd.

LE GÎTE DU LAC CLARK

Introduction

Le secteur du lac Clark est situé dans la partie sud du canton de McKenzie, (feuille 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 3.1 et 3.2). 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 3.2): (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;
- (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 3.2) 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

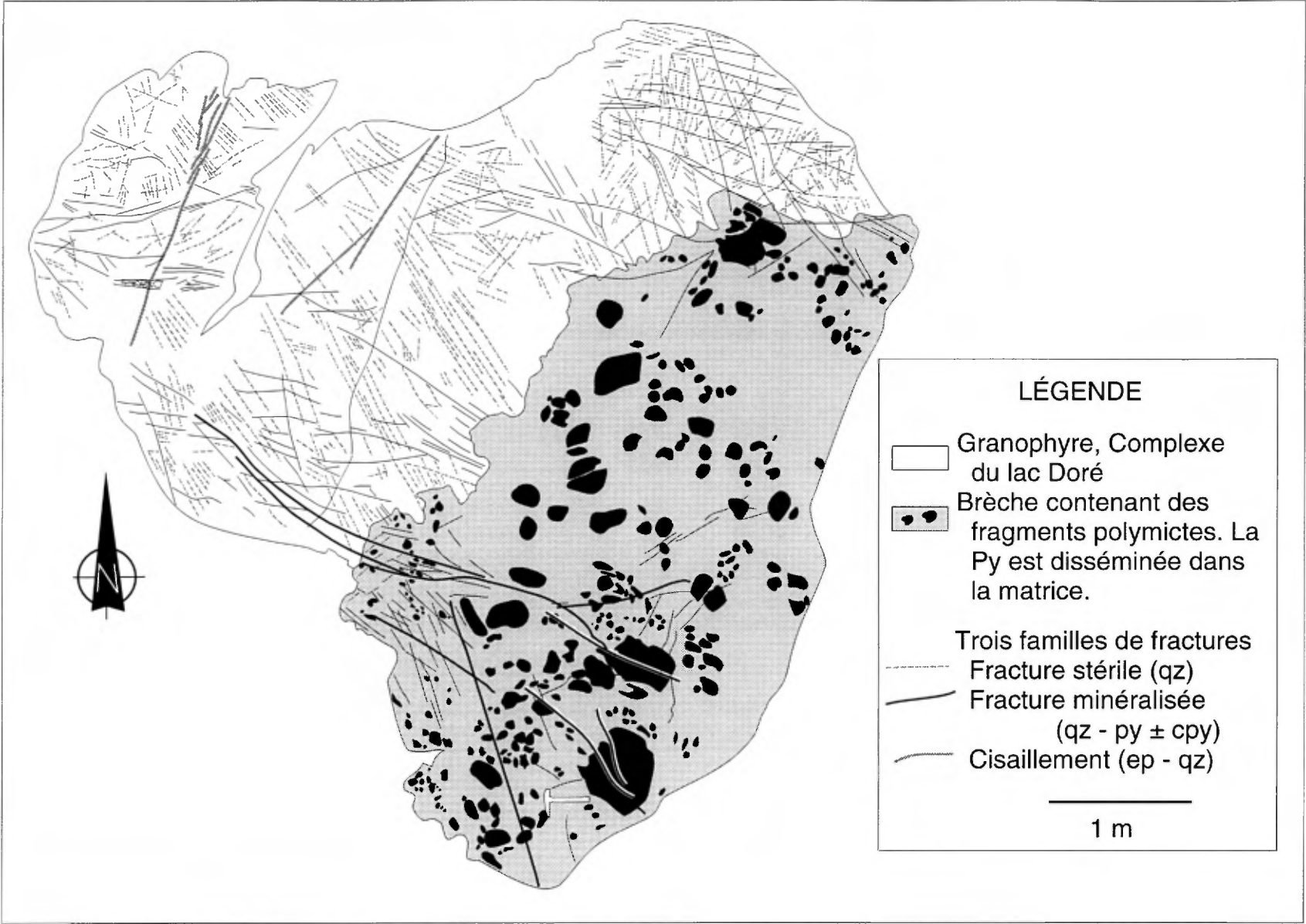


Figure 3.3: Brèche représentative du type 1, de caractère interminéral, observée dans le secteur du lac Clark. Les veines et les fractures précoces sont recoupées par la brèche, tandis que certaines veines minéralisées plus tardives avec une paragenèse similaire la recoupe.

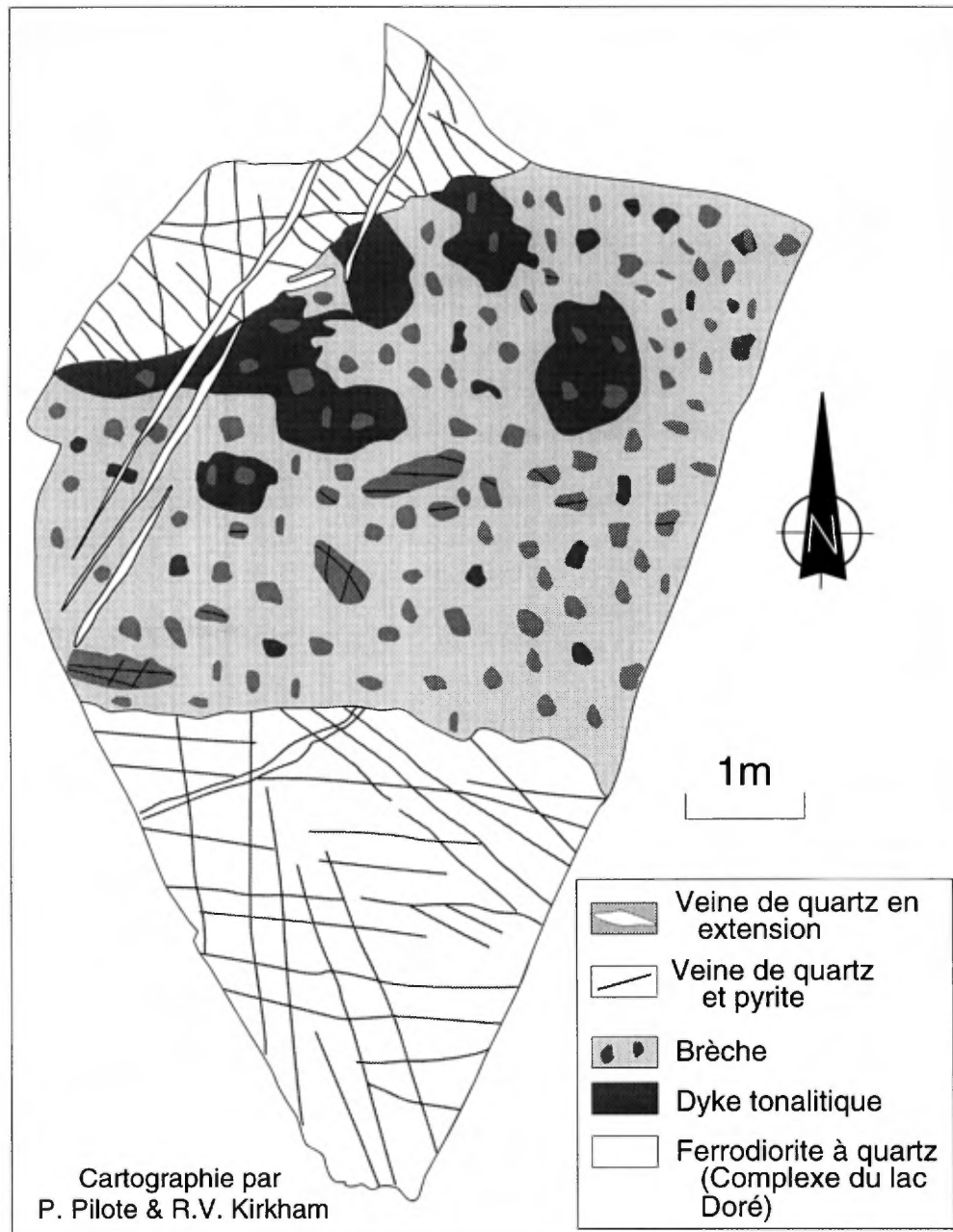


Figure 3.4: Brèche représentative du type 2, secteur du lac Clark. Cette brèche est multiphasée et postminéralisation.

zones est également élevée et régulière, avec typiquement une fracture à tous les 2 à 5 cm. Celles-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). 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 3.3, 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 3.4) 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 km² 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 3.2, 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 Chibougamau 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 3.2 et 3.5). 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

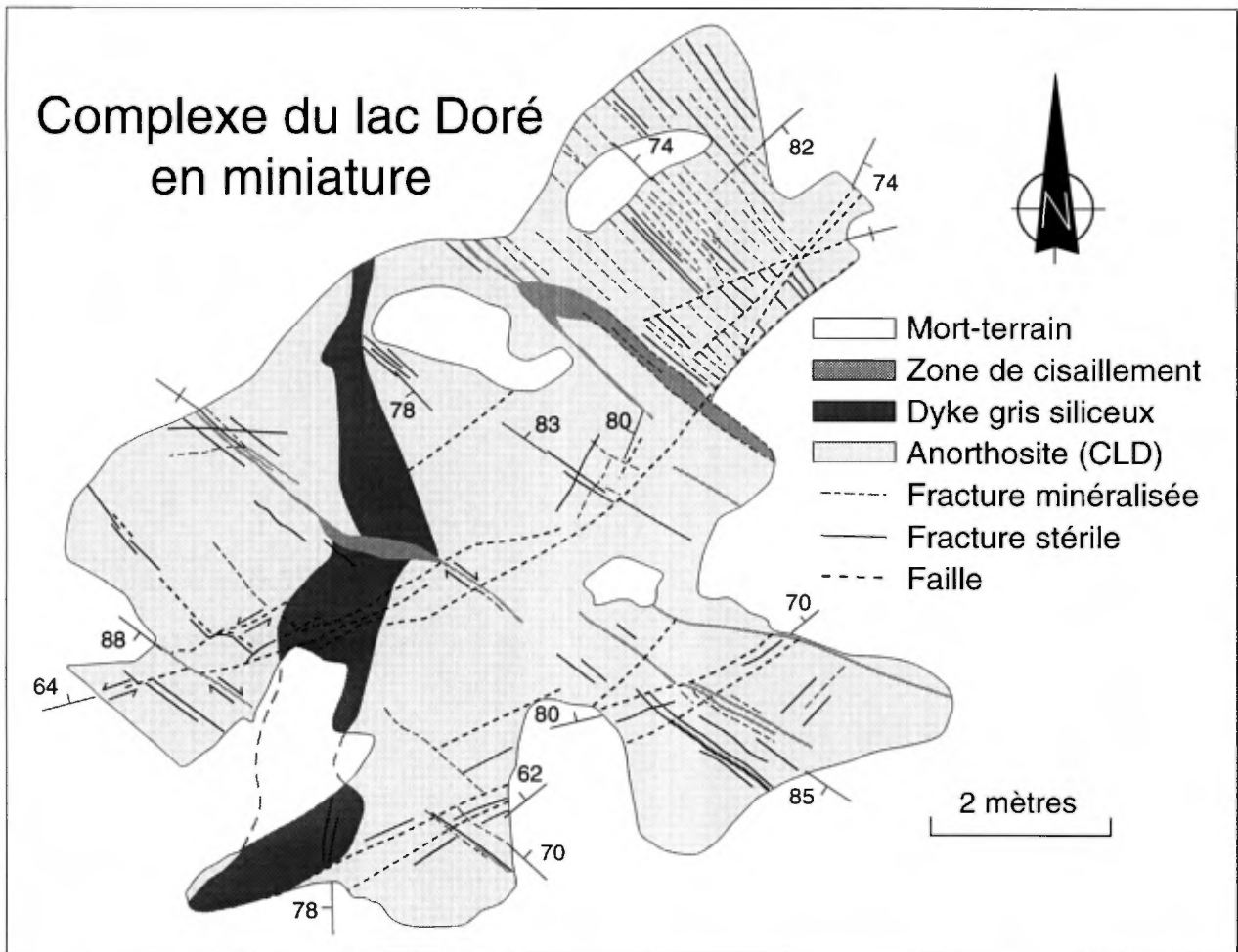


Figure 3.5: Géologie simplifiée d'un affleurement appartenant au Complexe du lac Doré en miniature (modifiée de Allard, IN Allard et al. (1972), Allard (1984) et Robert (1994a)).

de sulfures semi-massifs d'orientation SE. Ces zones sont exposées dans des tranchées dégagées en 1970 par Ressources Campbell et sont maintenant partiellement comblées. Dans la partie de l'affleurement recartographiée en détail (Figure 3.5; 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 3.5). 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 3.5). 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 3.5) indiquent une composante de mouvement horizontale dextre, similaire à celle observée sur l'affleurement de Chib-Kayrand (Figure 3.2).

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 encaissées dans l'anorthosite séricitisée et foliée. Dans les zones de cisaillement qui coïncident avec les fractures minéralisées SE (Figure 3.5), 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 cisailées 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 3.1) en raison de l'intensité du cisaillement qui peut avoir masqué les relations primaires.

LA MINE PRINCIPALE

Introduction

Ce gisement, également connu sous le nom de mine Campbell Principale (ou "Campbell Main Mine"), ne représente pas un arrêt formel de cette excursion. Toutefois, il montre certaines affinités avec la mine Merrill, la plus importante étant que la mine Principale constitue la partie ouest d'un système minéralisé plus vaste qui comprenait ces deux gîtes (Figures 3.6 et 3.8). La description de cette mine, active de 1954 jusqu'en 1981, constitue donc une contribution essentielle à la connaissance du système minéralisé Merrill-mine Principale. Les descriptions qui suivent sont principalement tirées et adaptées des travaux de Malouf et Hinse (1957), Jeffery (1959), Blecha (1966) et Allard (1976a).

Les mines Principale et Merrill ont exploitées un petit nombre de lentilles subparallèles entre elles et contenant jusqu'à 50 % en volume de pyrrhotine, de chalcopryrite et de pyrite. 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 3.1, 3.6 et 3.7).

Les travaux miniers réalisés par Campbell Chibougamau se sont surtout concentrés dans la partie la plus au nord du cisaillement (Figure 3.6), le long d'une bande d'une épaisseur variant de 10 à 150 pieds (de 3 à 45 m). Les autres lentilles minéralisées ont été exploitées à partir du puits de la compagnie Merrill Island Mining Corp. situé à environ 1 100 pieds (335 m) au sud-est du puits de la mine Principale. 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.

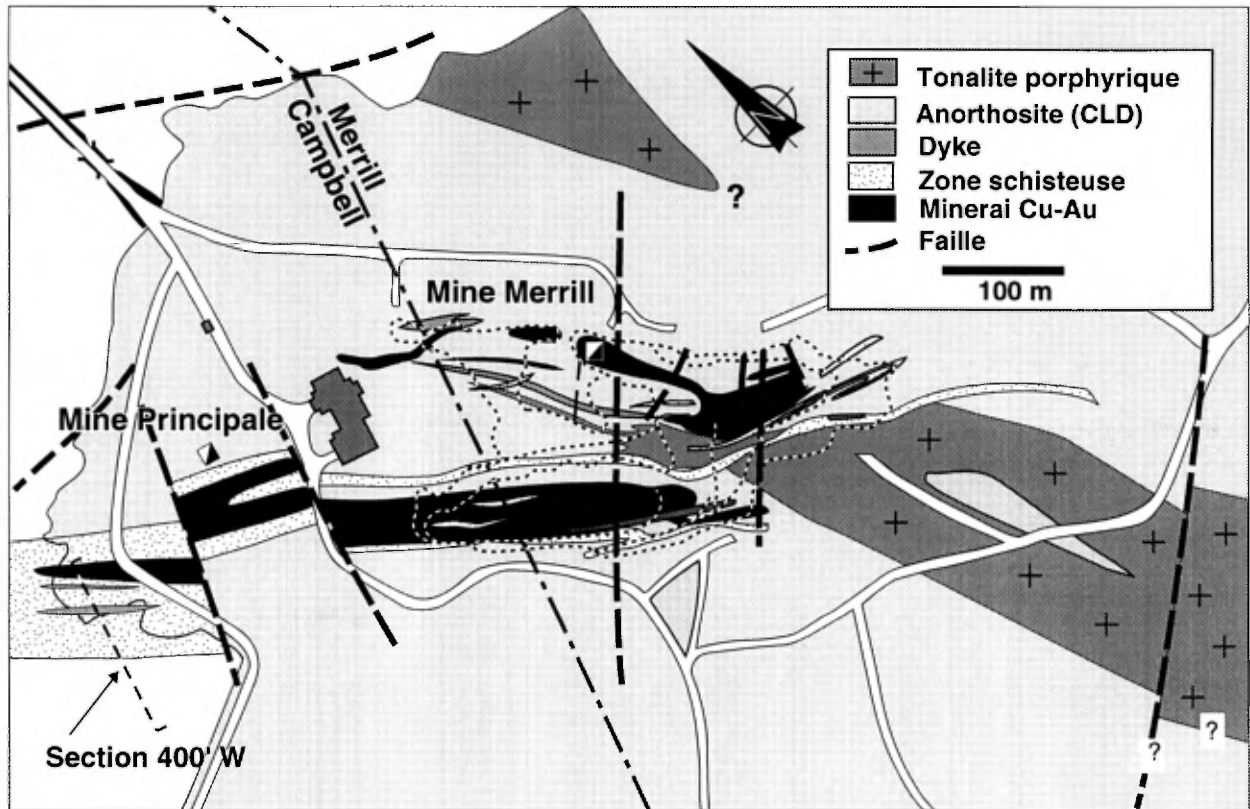


Figure 3.6: Géologie simplifiée du système minéralisé exploité aux mines Principale et Merrill (modifiée des travaux de cartographie inédits de Canadian Merrill Inc. et de Campbell Resources Inc.).

Lithologies

La minéralisation des mines Principale et Merrill est encaissée dans des zones de cisaillement qui recoupent l'anorthosite gabbroïque du Complexe du lac Doré (Figure 3.6). Plusieurs variétés de dykes sont remarquées dans ou à proximité de ces zones de cisaillement. Le litage magmatique est observé à la fosse Merrill et a également été mesuré sous terre à la mine Principale (Jeffery, 1959). Le litage est d'orientation nord-est et possède un pendage incliné de façon abrupte à modérée vers le nord-ouest, de la surface jusqu'au niveau 1900 pieds. Dans les travaux anciens, l'anorthosite a souvent été décrite comme une brèche en raison de la forme anguleuse des cristaux de plagioclase contenue dans une matrice de chlorite. Cette roche n'était évidemment pas une brèche, mais représentait plutôt l'accumulation du plagioclase comme phase cumulus et la chlorite comme minéral remplaçant le pyroxène intercumulus original.

Plusieurs types de dykes, de texture aphanitique à porphyrique, sont observés dans le secteur de la mine. Ils sont orientés vers le sud-est et montrent un pendage abrupt vers le sud (Figures 3.6 et 3.7). Jeffery (1959) envisageait déjà la possibilité que ces

dykes, du fait de leur similitude pétrologique, pouvaient être génétiquement associés au Pluton de Chibougamau, une intrusion importante mise en place dans le Complexe stratiforme du lac Doré. Jeffery (1959) a proposé la chronologie suivante de mise en place des dykes, du plus vieux au plus jeune: la diorite porphyrique, la diorite quartzifère, la tonalite porphyrique à quartz et à feldspath et les dykes gris siliceux. Un petit stock de diorite intensément propylitisé se retrouve dans le toit de la zone minéralisée. Un autre dyke, possiblement de composition dioritique mais décrit dans les travaux miniers comme une amphibolite vert foncé à noirâtre, est rencontré dans les niveaux inférieurs. Certaines observations suggèrent qu'il s'agit d'une intrusion polyphasée (Jeffery, 1959). Des relations de recoupement entre cette phase et les dykes gris et porphyriques indiquent que l'amphibolite noirâtre constitue la variété de dykes la plus jeune à la mine Principale.

Aspects structuraux

La cartographie des travaux souterrains a montré que, dans le secteur de la mine Principale, la zone de cisaillement composite qui contient les

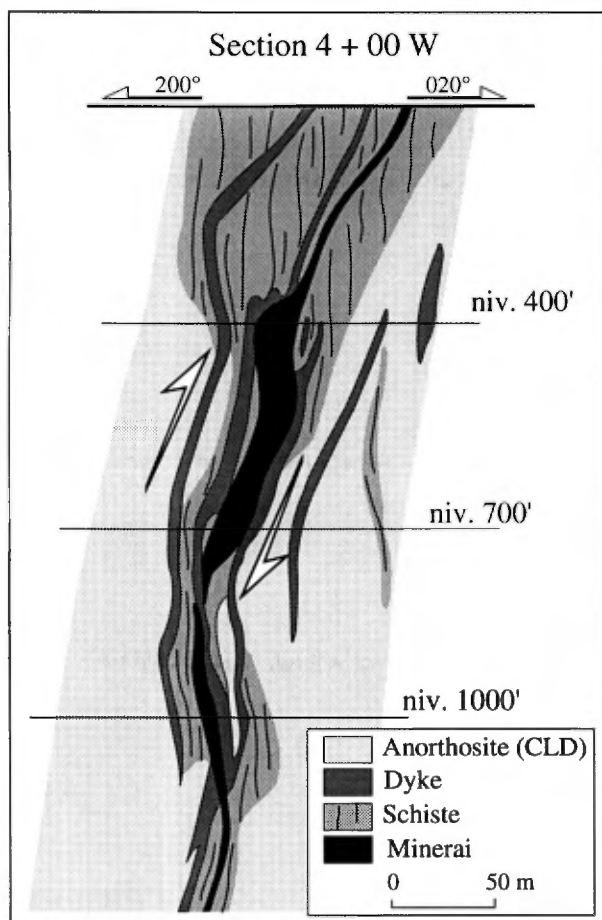


Figure 3.7: Géologie simplifiée de la section 4+00 W, mine Principale. Les zones minéralisées et les dykes sont contenus dans des zones schisteuses (modifiée de Malouf et Hinse, 1957).

lentilles cupro-aurifères est orientée à N120° avec une pendage moyen de 70° vers le sud, une extension latérale de 275 m et une épaisseur de 11 m. Les variations de pendage sont subites et varient de 60° vers le sud à 80° vers le nord-est (Figure 3.7). Plusieurs lentilles minéralisées sont également orientées à N315°. La roche encaissante est foliée avec une intensité variable dans les environs du cisaillement principal. Les zones cisailées de plus faible envergure sont généralement discontinues, quoiqu'elles exhibent tout de même une orientation sud-est caractéristique et un pendage abrupt, subparallèle à la zone de cisaillement principal.

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. Les failles associées aux zones de cisaillement sont peu

communes et montrent des déplacements apparents de faible amplitude. Plusieurs réseaux de dykes semblent être localisés préférentiellement dans les zones de cisaillement (Figures 3.6 et 3.7).

Minéralisation en sulfures

La minéralisation se présente sous la forme de veines riches en sulfures et de zones semi-massives constituées d'imprégnation de sulfures et d'une forte densité de veinules. La minéralisation s'étend depuis la surface jusqu'au niveau 3750 pieds au moins et montre un pendage variant entre 60° sud et 80° nord avec un angle de chute ("rake") abrupt vers le nord-ouest (Figures 3.8 et 3.9). Sur la section longitudinale (Figure 3.8), 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 sont encaissées dans des zones de cisaillement et sont mieux développées à proximité des dykes. Les zones de cisaillement contiennent typiquement plusieurs lentilles de minerai et des dykes subparallèles. Les meilleures valeurs en or ont été obtenues aux endroits où les zones de cisaillement sont orientées à N290° et présentent un pendage quasi-vertical. Des cisaillements minéralisés d'importance plus faible sont aussi présents dans le toit et dans le mur du cisaillement principal. Plusieurs de ceux-ci sont subparallèles au cisaillement principal, mais montrent des pendages inclinés de 65° à 70° vers le nord-est.

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 chalcopryrite, la pyrite et l'or accompagnés de faibles quantités de sphalérite et de galène. L'étude de Nichol (1958), portant sur le contenu des éléments en traces de ce type de minéralisation riche en sulfures, a montré que les lentilles minéralisées de la mine Principale étaient plus riches en cobalt et en nickel que plusieurs autres types de minéralisations hydrothermales riches en pyrrhotine-chalcopryrite et que la présence de ces deux éléments suggérait une association avec des roches basiques. 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. Jeffery (1959), dans son étude sur la minéralisation de la mine Principale, rapporte la présence de trois générations de quartz, deux ou trois générations de chlorite et trois générations de calcite. L'altération qui entoure les corps minéralisés

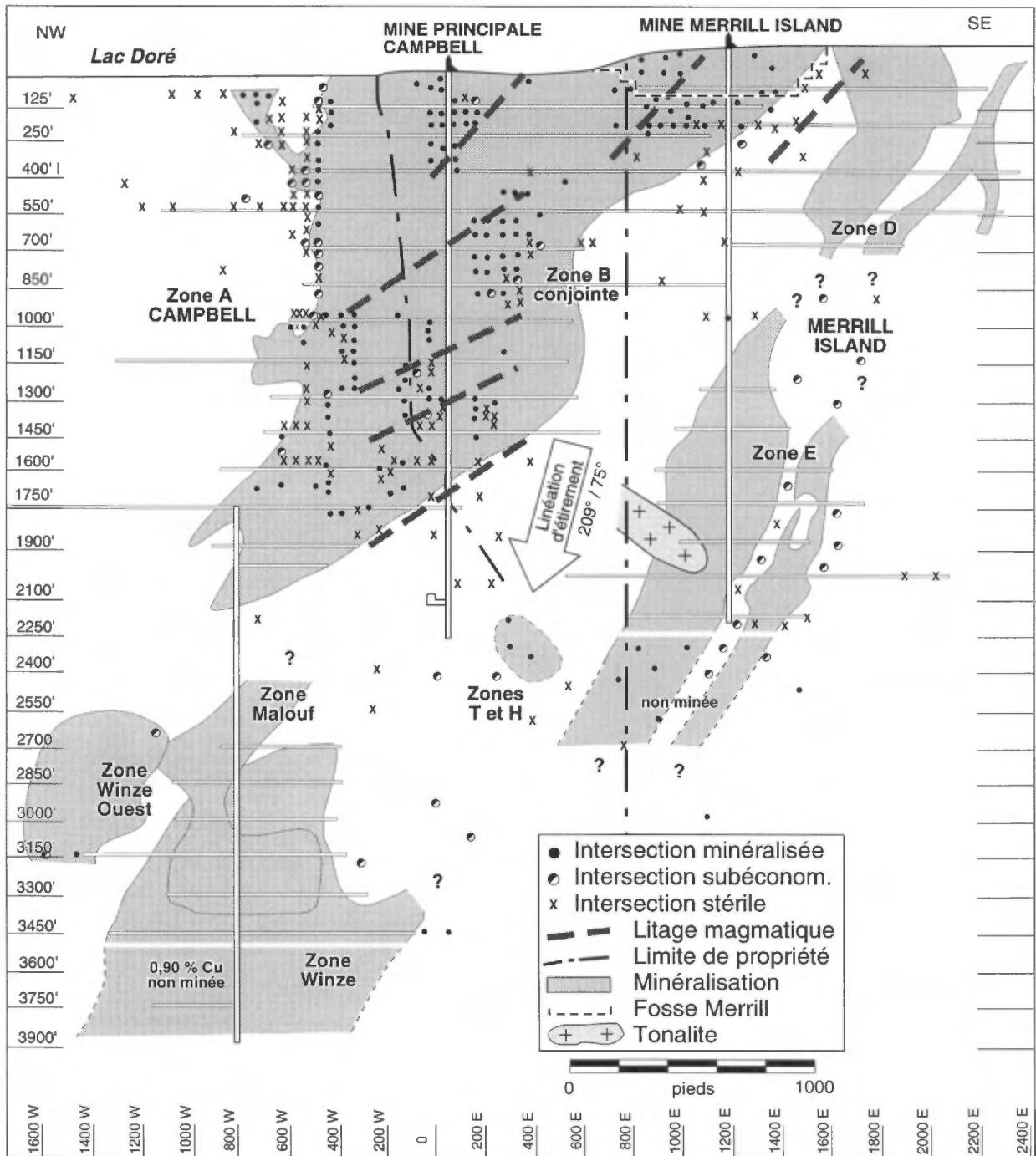


Figure 3.8: Section longitudinale de la zone minéralisée sud – mines Principale et Merrill Island. La section est orientée N120°/70°. Les contours de la fosse Merrill et l'attitude de la linéation d'étranglement sont indiqués. Notez le parallélisme entre la plongée des diverses zones minéralisées et 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.

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 solutions riches en fer 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).

Des relations de recoupement dykes-minéralisation ont été observées au niveau 1900 pieds par Jeffery (1959), mais celles-ci ne sont pas spécifiquement décrites dans son étude. À cette élévation, un dyke d'amphibolite, décrit plus tôt comme la variété de dyke la plus tardive rencontrée à la mine Principale, recoupe les veines de sulfures massifs. De minces veinules de pyrite-chalcopyrite recoupent à leur tour ce dyke, suggérant ainsi une remobilisation tardive des sulfures.

Interprétation et discussion

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 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 B1 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.

LA MINE MERRILL

Introduction

La minéralisation à la mine Merrill, tout comme à la mine Principale, 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 chalcopyrite et de pyrite (Figure 3.6).

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 3.9). 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 entourent la mise en place de la minéralisation cupro-aurifère filonienne. Les murs

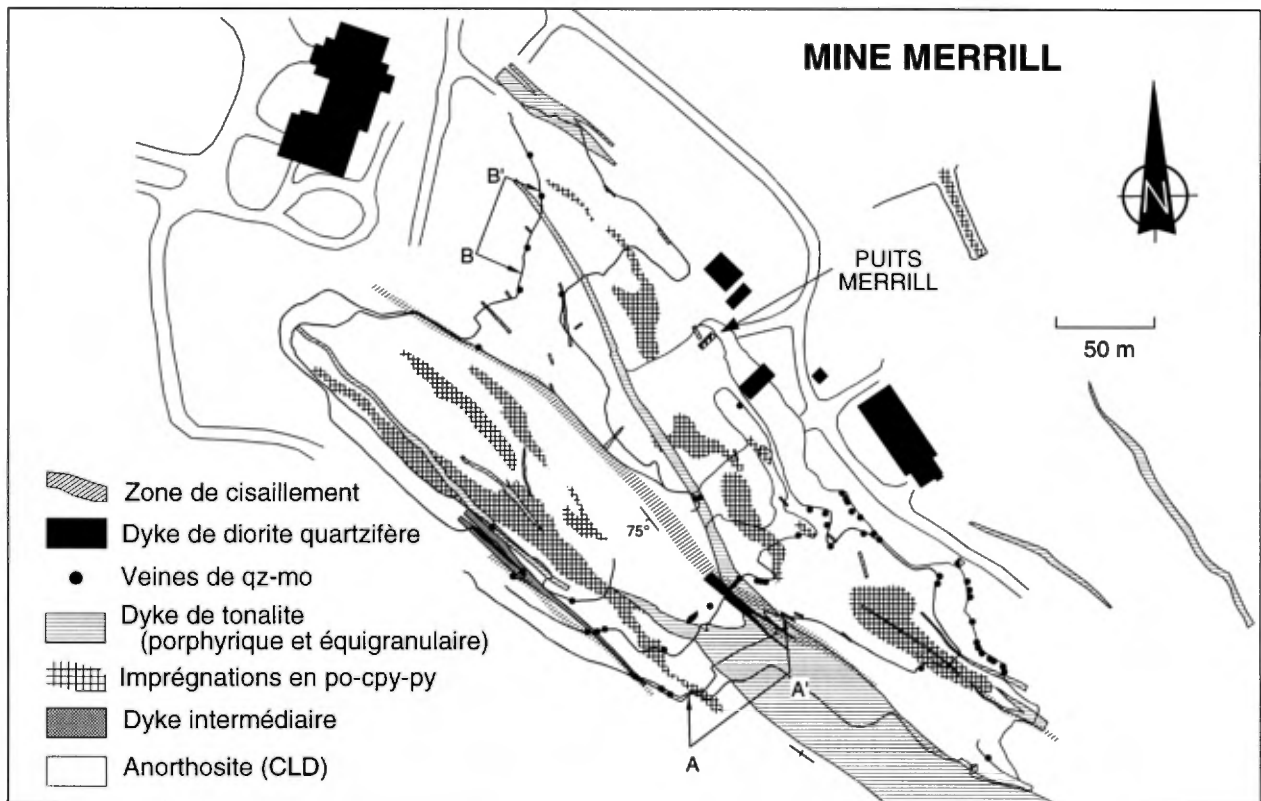


Figure 3.9: Géologie simplifiée de la fosse Merrill.

de la fosse, encore en bon état et accessibles, ont été cartographiés à l'échelle de 1: 500 (Figures 3.10 et 3.11).

La production totale extraite des travaux souterrains de la mine Merrill, en opération de 1958 à 1967, a atteint 1 182 804 tonnes courtes de minerai à une teneur moyenne de 2,33% Cu et 0,010 on/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 l'anorthosite et l'anorthosite gabbroïque du Complexe du lac Doré. 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, qui 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 3.6 et 3.9).

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

Les dykes tonalitiques constituent de loin la variété la plus abondante et représentent les

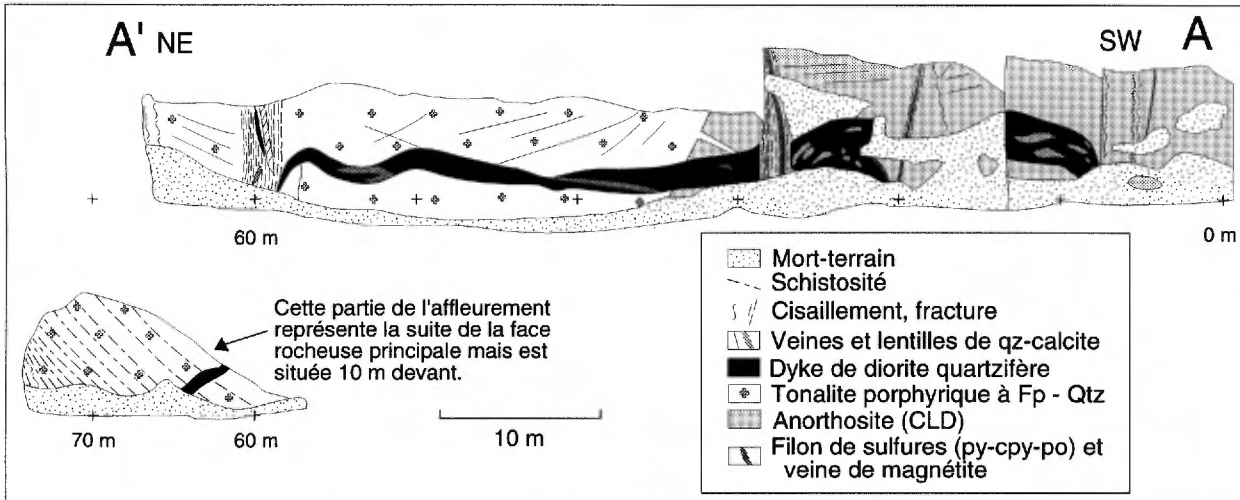


Figure 3.10: Cartographie de la section A-A' (voir la Figure 3.9 pour la localisation) illustrant la géologie du deuxième banc, mur sud-est de la fosse Merrill. Notez les relations de recoupement entre la tonalite porphyrique, la diorite quartzifère et les cisaillements.

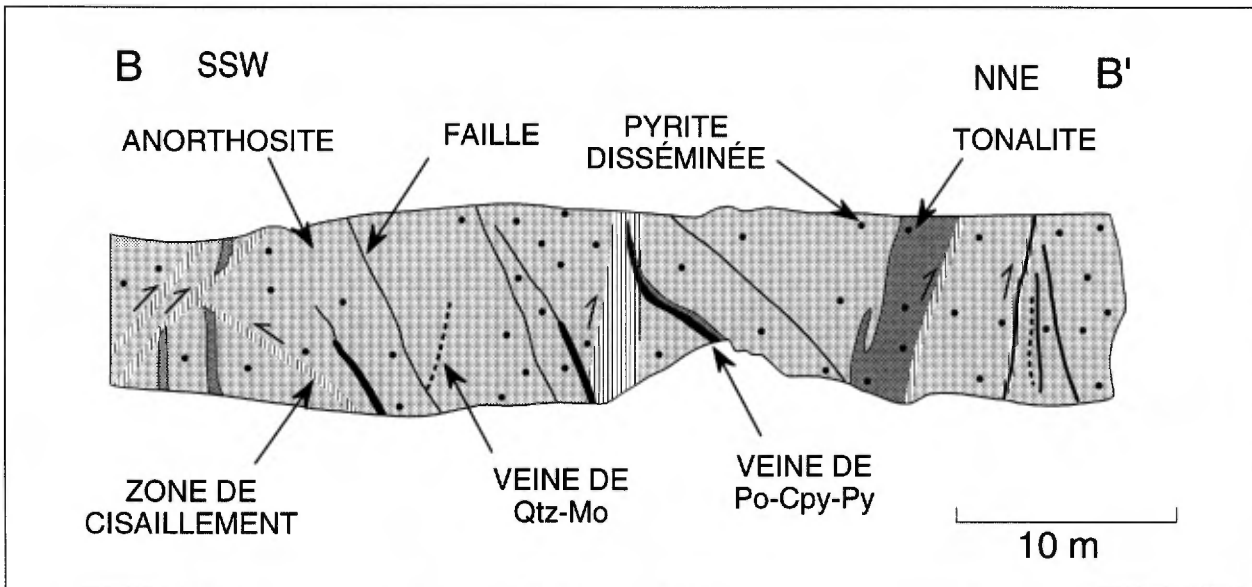


Figure 3.11: Cartographie de la section B-B' (voir la Figure 3.9 pour la localisation) illustrant la géologie du premier banc, mur nord-ouest de la fosse Merrill. Notez l'entraînement d'un dyke tonalitique et d'un filon de sulfures le long d'une zone de cisaillement.

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 3.9). 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 3.9). 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 3.2 et 3.6). 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 3.10). Les dykes de diorite quartzifère sont communément stériles et peuvent être qualifiés de postminéraux.

Minéralisation

Dans le secteur de la mine Merrill, les corps minéralisés sont situés dans un couloir orienté vers le sud-est faisant environ 300 m de longueur par 150 mètres d'épaisseur (Figure 3.9). Ce couloir contient de nombreux dykes et des zones de cisaillement de même orientation. Les corps minéralisés montrent un pendage de 70° vers le sud-ouest, avec une plongée abrupte vers le nord-ouest (Figure 3.8). Leurs dimensions sont analogues à celles des lentilles minéralisées décrites plus tôt à la mine Principale. Des valeurs économiques ont été obtenues en forage jusqu'à une profondeur de plus de 750 m.

Plusieurs variétés de minéralisation en sulfures ont été observées à la fosse Merrill: (1) des veines et des imprégnations de pyrrhotine-chalcopryrite-pyrite (po-cpy-py), (2) des fractures et des disséminations α.pyrite, (3) et des veinules de quartz-molybdénite-

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 plus vieux aux plus jeunes.

La minéralisation économique cupro-aurifère à la mine Merrill, ainsi qu'à la mine Principale, se compose de filons, de veinules et d'imprégnations de po-cpy-py comme mentionné plus tôt. Plusieurs zones minéralisées de ce type, subparallèles entre elles, sont présentes dans la fosse et dans les lithologies immédiatement avoisinantes. 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 3.9).

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-A' (Figure 3.10). 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 3.2).

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 3.9). 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 3.9 et 3.10).

Aspects structuraux

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 3.6 et 3.9). 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 3.10). Elles entraînent à certains endroits à la fois les filons minéralisés et les dykes (Figure

3.11), 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

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 3.1). 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

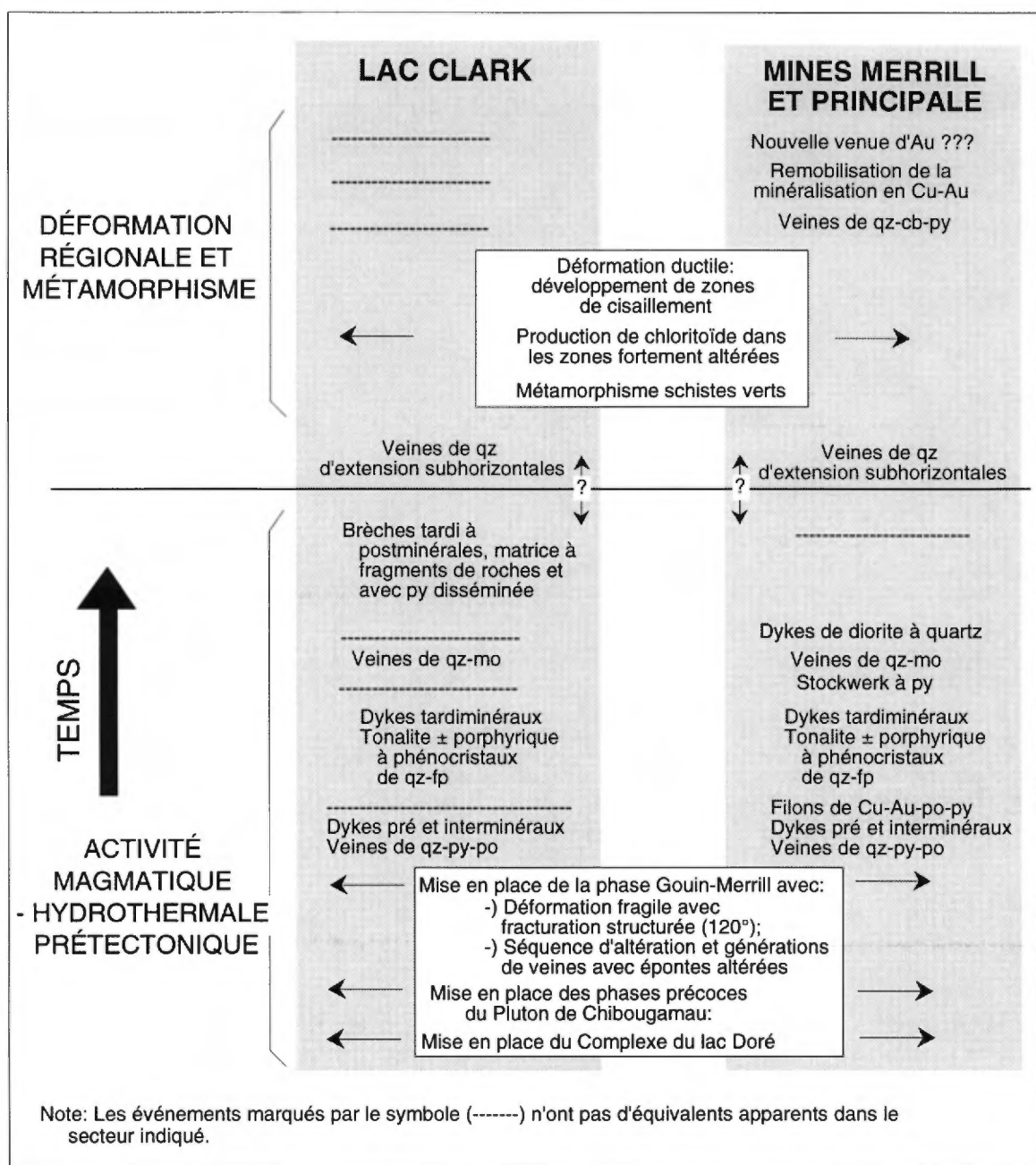


Tableau 3.1: Suite chronologique des événements associés à la mise en place et au développement du système minéralisé de type porphyrique dans les régions du lac Clark et de l'île Merrill.

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-porphyrique (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 (bascullement 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

Si le temps le permet, 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 recoupent les filons et imprégnations de po-cpy-py;
- une zone de cisaillement ductile (schiste à sérécite) 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 sérécite. 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.

CHIB-KAYRAND

Introduction

L'affleurement de Chib-Kayrand représente un arrêt optionnel et sera visité si le temps le permet (Figure 3.12).

Chib-Kayrand est un petit gisement localisé dans le canton Obalski à environ 800 m au SW de la mine Principale (Figure 3.2). La minéralisation en Cu-Au est associée spatialement à un dyke de porphyre feldspathique qui coïncide avec une zone de cisaillement SE inclinée à 70° vers le NE (Graham, 1956). Les corps minéralisés étaient composés de chalcopryrite, de pyrrhotite et de pyrite associées à des traces de sphalérite et d'or. Le dyke, la zone de cisaillement et la minéralisation ont été tracés latéralement sur une distance d'environ 500 m. Une faille de décrochement senestre de direction ENE recoupe et déplace le gisement sur une distance d'environ 50 m (Figure 3.2).

Un affleurement décapé correspondant à une partie du pilier de surface du gisement expose la minéralisation sulfurée, une zone cisailée étroite et continue, ainsi que diverses roches intrusives. Les relations entre ces éléments géologiques, cartographiées en détail par Robert (1994a), sont illustrées à la figure 3.12 et discutées plus loin.

La production totale provenant du gisement Chib-Kayrand, en opération de façon intermittente de 1965 à 1972, a été de 124 000 tonnes courtes (112 500 t) de minerai à une teneur de 1,36% Cu et 0,014 on/t Au (0,48 g/t Au, voir Tableau B1 à la partie B).

Historique

Ce gisement a été découvert au printemps 1950 grâce à des forages implantés pour vérifier des anomalies définies lors de levés magnétiques et électriques effectués par Kayrand Mining and Development Company Ltd. Il a été tracé de la rive nord de l'île Merrill vers le SE sur une distance de 1900 pieds. La faille du lac Doré semble constituer la limite NW du système minéralisé. Selon les données de forages, la minéralisation semble se poursuivre vers le SE et disparaître sous la forme d'une série de fractures et de zones fissurées dans l'anorthosite (Graham, 1956).

L'exploitation du gisement débuta en juin 1965 avec une production journalière de 150 t de minerai qui augmenta graduellement jusqu'à 300 t. Le minerai extrait était expédié au concentrateur Merrill pour traitement. Au lieu d'être exploitée à partir d'un puits de production, le dépôt a été développé à partir de 3 galeries issues de l'ancienne mine Merrill: (1) une galerie de 2400 pieds de long au niveau 300 pieds de la mine Merrill au cours de la période 1964-1965; (2) une galerie de 2200 pieds au niveau 625 pieds entre 1965 et 1966; et (3) une galerie de 6155 pieds au niveau 925 pieds en 1968. À cette époque, le puits Merrill était sous la gérance de Campbell Chibougama Mines. Jusqu'en 1967, la

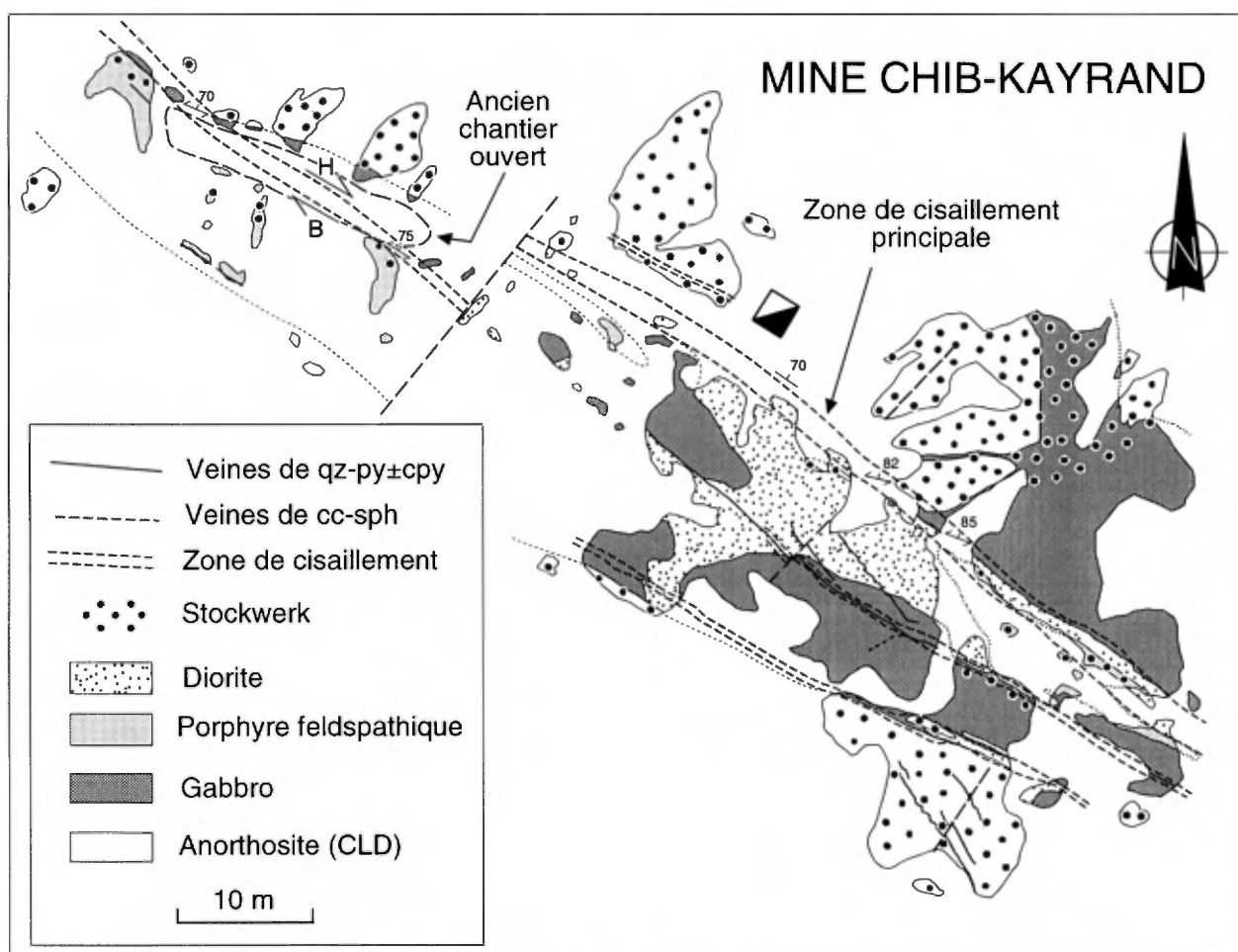


Figure 3.12: Géologie simplifiée du pilier de surface du gisement Chib-Kayrand (modifiée de Robert, 1994a).

propriété était exploitée sous concession par Merrill Island Mining et les profits étaient partagés entre les compagnies Merrill Island et Chib-Kayrand. La propriété sera concédée en 1967 à Campbell Chibougamau pour un montant de 10 000\$ et 50% des profits après exploration et développement. À la fin de 1967, Campbell achète la propriété Chib-Kayrand de Merrill Island. Une galerie est foncée du niveau 1025 pieds de la mine Principale (propriété de Campbell) jusqu'au dépôt de Chib-Kayrand. Celui-ci sera en production de façon intermittente entre 1969-1971 en tant que division de Campbell.

Lithologies

Trois générations de roches intrusives recoupent l'anorthosite encaissante à Chib-Kayrand. La première génération est constituée par un gabbro à grains moyens à grossiers qui forme une partie d'une intrusion plus grande de forme irrégulière localisée principalement dans le toit de la zone cisailée (Figure 3.12). Du côté NE de la zone cisailée

principale, le contact intrusif entre le gabbro et l'anorthosite est tronqué par une zone de cisaillement (Figure 3.2).

Le gabbro et l'anorthosite sont tous deux recoupés par un dyke de porphyre feldspathique de quelques mètres d'épaisseur que l'on peut suivre de façon plus ou moins continue sur tout l'affleurement. Le contact intrusif entre ce dyke porphyrique et le gabbro n'est visible que localement dans la partie SE de l'affleurement, car il est la plupart du temps obscurci par la présence d'une intrusion de diorite plus jeune mise en place le long du dyke. Cette diorite se présente comme un dyke ou une masse intrusive de forme irrégulière (Figure 3.12) typiquement à grains fins et caractérisé par la présence de nombreux xénolithes sub-arrondis de gabbro de 5 à 20 cm de diamètre. La diorite au contact de ces xénolithes montre des bordures de trempe bien développées. Les contacts entre la diorite et le dyke de porphyre feldspathique sont nets, mais ceux avec le gabbro sont le plus souvent graduels à cause de l'augmentation

progressive de la proportion de xénolithes d'anorthosite minéralisée et de porphyre feldspathique, lesquels peuvent atteindre 2 m de longueur.

Zones de cisaillement et failles

Plusieurs zones de cisaillement sont présentes sur cet affleurement. Elles possèdent une direction SE avec un pendage abrupt vers le NE et recourent toutes les lithologies (Figure 3.12). La structure la plus importante mesure quelques mètres d'épaisseur et est définie par une foliation intense et pénétrative développée dans tous les types de roche, à l'exception du dyke de porphyre feldspathique très compétent où la foliation est faible à absente. La foliation est inclinée à 70-85° vers le NE avec une direction orientée plus à l'est que les bordures de la zone de cisaillement et contient une linéation minérale dont l'angle de chute est de 60° vers le NW. Ces éléments structuraux indiquent un mouvement inverse-dextre pour cette zone cisailée.

D'autres zones de cisaillement de plus petites dimensions sont orientées parallèlement à la structure principale et montrent la même relation géométrique entre la foliation interne et les bordures de la zone, indiquant des mouvements similaires. Ces zones de cisaillement contiennent aussi localement des veines centrales de quartz-sulfures, décrites ci-dessous. Toutes deux sont recoupées par une série de failles NE verticales qui présentent des déplacements senestres atteignant jusqu'à 10 m (Figure 3.12). La présence d'un chantier remblayé ouvert dans la partie NW du cisaillement principal indique que celui-ci contenait une minéralisation de Cu-Au.

Minéralisation

Deux types de minéralisation sont visibles sur l'affleurement de Chib-Kayrand: des stockwerks de sulfures et des veines de sulfures. La minéralisation de type stockwerk est distribuée de façon hétérogène sur l'affleurement et est mieux développée dans l'anorthosite où elle peut s'étendre sur plus de 20 m de part et d'autre de la zone de cisaillement principale (Figure 3.12). La chalcopyrite, la pyrite et la pyrrhotite se présentent en veinules et en disséminations associées et constituent jusqu'à 10-15% du volume de la roche. Par endroits, jusqu'à 10% de sphalérite disséminée accompagne la

minéralisation en stockwerk. Le réseau de veinules recoupe l'anorthosite, le gabbro et le dyke de porphyre feldspathique, mais n'est pas présent dans la diorite à grains fins. La présence d'une minéralisation en stockwerk dans de grands blocs d'anorthosite et de porphyre feldspathique inclus dans la diorite stérile démontre sans équivoque que la diorite à grains fins est postérieure au développement du stockwerk.

La minéralisation sulfurée se présente aussi sous la forme de veines de calcite-sphalérite et de veines de quartz-sulfures-galène. Ce dernier type est le plus abondant et contient du quartz et de la pyrite avec des traces de chalcopyrite. On les retrouve sous la forme de veines centrales dans les zones de cisaillement SE à mouvement inverse-dextre, ou encore comme de veines d'extension légèrement boudinées de moindre importance à l'extérieur de ces zones cisailées. D'après Graham (1956), quelques-unes des veines de sulfures massifs présentent une plongée de 30° à 50° vers l'ouest. Les veines de quartz-sulfures recourent toutes les lithologies présentes ainsi que les stockwerks de sulfures, et sont interprétées comme grossièrement synchrones au développement des zones de cisaillement (Robert, 1994a). Une veine de calcite-sphalérite visible sur cet affleurement est entraînée de façon dextre dans un cisaillement SE présentant une veine centrale de quartz-sulfures. La présence de sphalérite à la fois dans le stockwerk et la veine de calcite-sphalérite, de même que leur âge pré-déformation, suggèrent que ces deux types de minéralisation sont peut-être apparentés.

Relations chronologiques

Comme dans le cas de la mine Merrill, il est possible de mettre en évidence au moins deux épisodes d'activité hydrothermale à Chib-Kayrand. Ces deux événements sont représentés par les stockwerks à pyrrhotite-chalcopyrite-pyrite ± sphalérite ± galène et les veines à calcite-sphalérite d'une part, et les veines de quartz-pyrite associées aux zones de cisaillement d'autre part. Ces deux épisodes sont séparés dans le temps par l'intrusion de la diorite à grains fins. Les produits de l'épisode précoce d'activité hydrothermale, ainsi que les dykes de porphyre feldspathique et de diorite, sont affectés par les zones de cisaillement et sont donc d'âge pré-déformation.

THÈME 4: MINÉRALISATIONS DE TYPE PORPHYRIQUE, ÉPITHERMALE ET MÉSOTHERMALE DANS LE COMPLEXE DU LAC DORÉ ET LE GROUPE DE ROY

Les mines Copper Rand et Portage et l'indice du lac Berrigan

LA MINE COPPER RAND (Au-Cu-Ag)

Martin Magnan

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

Alain Blais

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

Réal Daigneault

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

Pierre Pilote

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

et François Robert

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

HISTORIQUE

L'histoire minière de Chibougamau débute en 1903 lorsque Peter McKenzie découvre de la minéralisation cuprifère à Copper Point sur l'île Portage. En 1910, le Capitaine H.C. Machin découvre, sur le rivage du lac Doré, un indice fortement déformé et minéralisé en or et en cuivre. Cette découverte mena, 50 ans plus tard, au développement des mines Copper Rand et Portage par la compagnie Patino du Canada. Les deux mines furent exploitées par cette compagnie jusqu'en 1981, quand Northgate Exploration se porta acquéreur des opérations nord-américaines du groupe Patino. En décembre 1987, les opérations de Northgate dans la région de Chibougamau sont vendues à Western Mining (Westminer Canada), qui exploita les Mines Copper Rand et Portage jusqu'en décembre 1992. Au début de 1993, Ressources MSV Inc. acquièrent les deux mines et la production reprend en avril 1993.

En juillet 1994, la production totale de la mine Copper Rand s'élève à 14 602 189 tonnes de minerai à 1,82% Cu et 2,50 g Au/ t. À la même date, les réserves étaient de 3,35 millions de tonnes courtes à 1,76% Cu et 2,16 g/t Au. La production actuelle à la mine Copper Rand est de 1340 t/j à 1,35% Cu et 2,78 g/t Au. Le moulin possède une capacité de 3700 tonnes par jour.

CHEVALEMENT ET ACCÈS

Les principaux chantiers de production de la mine Copper Rand sont situés aux puits no. 4 (de la surface à 1024 m) et no. 6 (de 900 m à 1200 m). Le puits no. 6 est situé à 1035 m au sud-ouest du puits no. 4. Une rampe fournissant un accès alternatif au puits no. 6 est utilisée pour déplacer l'équipement sur pneumatique entre les lieux de travail.

GÉOLOGIE DE LA MINE

La mine Copper Rand (Figure 4.1) se retrouve à l'intérieur du flanc nord de la zone anorthositique du Complexe du lac Doré (décrit par Allard, 1976; et Daigneault et Allard, 1990). Une zone de déformation orientée N120°/60-70°, d'une puissance de 350 à 400 m, abrite la minéralisation filonienne en or-cuivre-argent. Cette zone de déformation s'étend latéralement sur une distance de 1,5 km pour ensuite diminuer considérablement en puissance. Elle se poursuit en profondeur jusqu'à au moins 1,5 km (Figure 4.2). Les roches affectées par la déformation font partie d'une zone de transition entre une séquence anorthositique et une séquence gabbroïque occupant la portion supérieure de la zone d'anorthosite du Complexe du lac Doré. Elles furent converties en un assemblage de micas-blancs,

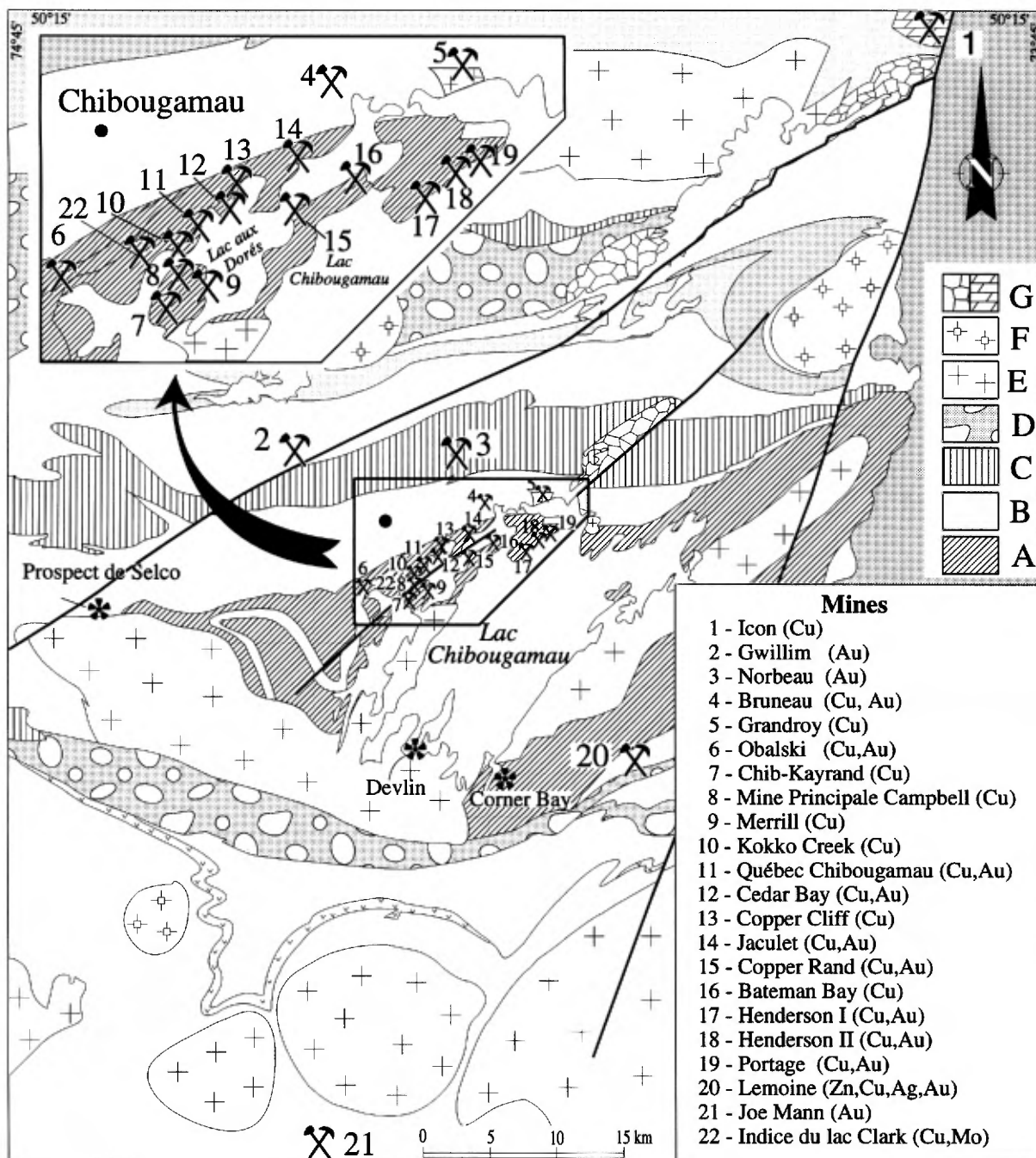


Figure 4.1: Carte géologique simplifiée avec localisation des opérations minières passées et présentes de la région de Chibougamau, tirée de Daigneault et Allard (1990). A = Complexe du lac Doré; B = volcanites mafiques; C = Filons-couche du Complexe de Cummings et volcanoclastites felsiques; D = roches sédimentaires, E = tonalite et diorite; F = granodiorite; G = roches sédimentaires protérozoïques.

chlorite, carbonates et chloritoïde. La minéralisation est rencontrée, sous forme de veines et veinules, sur toute la longueur de la zone de déformation avec des concentrations principales près du mur et du toit où des dykes intermédiaires à felsiques se sont mis en place (Figure 4.2).

La minéralisation filonienne peut être divisée en

deux types principaux: 1) Veines de Sulfures-Quartz contenant du quartz, de la pyrite, de la chalcoppyrite, de la pyrrhotite et plus rarement de la sphalérite et de la galène, et 2) Veines de Carbonates-Magnétite-Sulfures contenant de la sidérite, de la magnétite, du quartz, de la pyrite et de la chalcoppyrite. Les deux types de veines montrent une forte altération

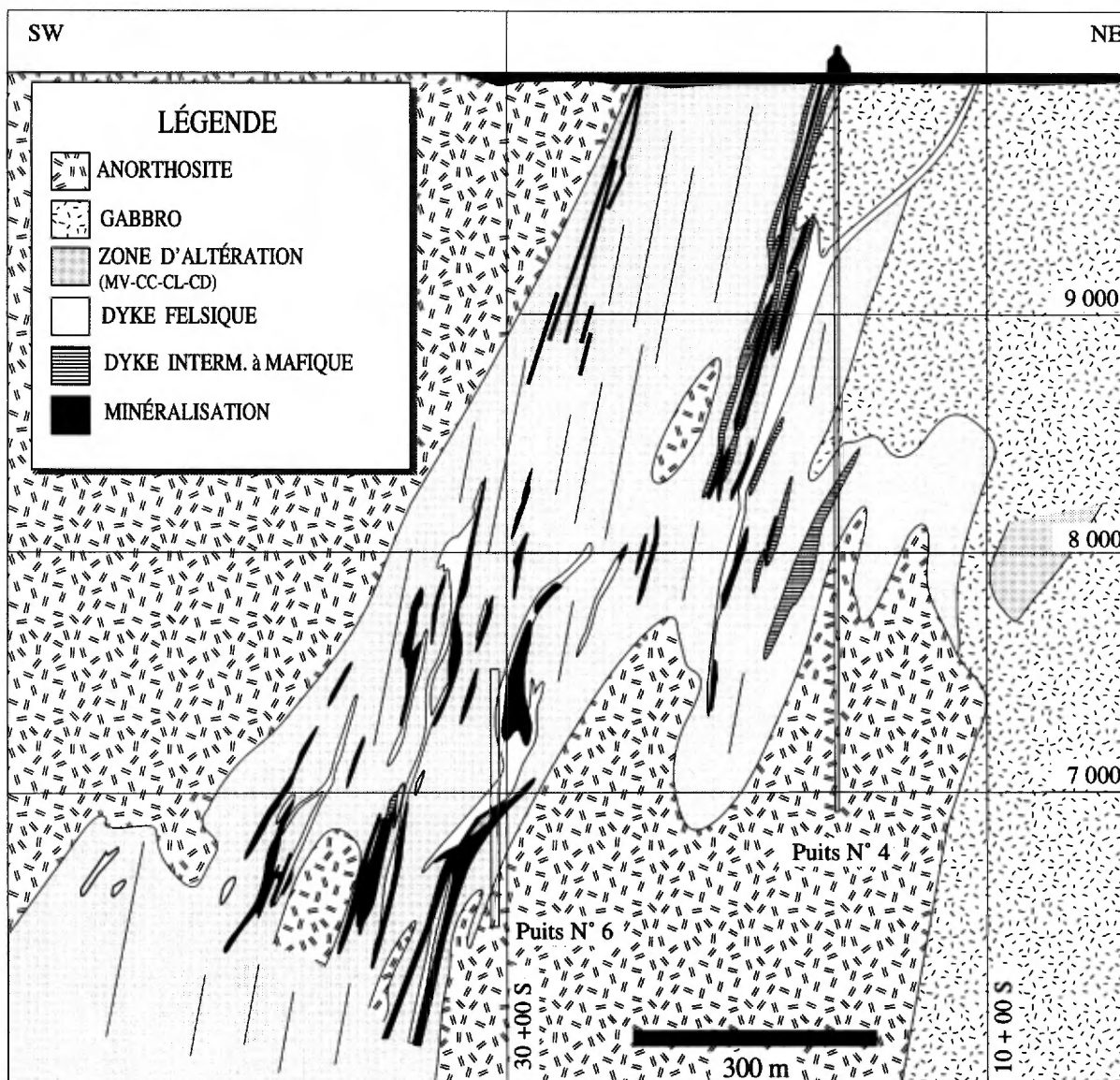


Figure 4.2: Section composite idéalisée de la mine Copper Rand, le regard est vers le NW. Modifiée de Ressources MSV Inc.

chloriteuse des épontes. Des filons de quartz aurifères mésothermaux constituent un type mineur de minéralisation à la mine Copper Rand.

Des dykes intermédiaires à felsiques, d'âge synvolcanique (Maillet, 1978), sont géométriquement associés aux deux types de minéralisation (Figures 4.2 et 4.5) et recourent communément ceux-ci. Leur puissance varie de quelques centimètres à plus de 20 m et ils peuvent être continus sur plus de 400 m. Ils sont sinueux et ramifiés et constituent de bons marqueurs pour l'exploration puisque la minéralisation communément retrouvée au contact ou près des contacts de dykes. Les dykes, de même que la minéralisation et les altérations qui y sont associées,

sont antérieurs à l'événement principal de déformation.

Lithologies principales

Complexe anorthositique du lac Doré

La zone de déformation de Copper Rand chevauche une zone de transition entre une séquence anorthositique au sud et une séquence gabbroïque au nord. Quoique ces roches soient massives, un litage magmatique est communément observé, celui-ci est marqué par une variation drastique de la granulométrie et/ou de la composition. L'anorthosite est généralement grossièrement grenue, avec plus de 80 % de

mégacristsaux de plagioclase arrondis de 1 cm à 10 cm de diamètre. Les plages interstitielles sont composées de quantités variables de carbonates, de chlorite et de quartz. Les roches plus gabbroïques montrent une plus grande proportion de minéraux mafiques. La magnétite, le sphène et le leucoxène sont les principaux minéraux accessoires de l'anorthosite et du gabbro.

Les roches situées dans la zone de déformation sont altérées et déformées à divers degrés. Les minéraux secondaires (micas-blancs, chlorite, chloritoïde et carbonates) masquent complètement la composition minéralogique originale de l'anorthosite. Des îlots d'anorthosite relativement fraîche sont préservés localement dans la zone de déformation. Peu importe l'intensité de la déformation, la texture originale de l'anorthosite est visible dans le plan perpendiculaire à la linéation d'étirement. Cette texture relique est marquée par des fantômes de mégacristsaux de plagioclase dans une matrice de chlorite-carbonates-quartz.

Dykes du Pluton de Chibougamau

La présence de dykes est une caractéristique importante de la zone de déformation de Copper Rand (Figures 4.2 et 4.5). Mégascopiquement, ils peuvent être divisés en deux familles principales soit: 1) les dykes intermédiaires à mafiques, et 2) les dykes felsiques (porphyres feldspathiques, et porphyriques à quartz-feldspath). La minéralogie originale de ces dykes est presque entièrement remplacée par l'altération hydrothermale (chloritisation, séricitisation et carbonatation) et l'utilisation d'une classification mégascopique basée sur la couleur peut porter à confusion. Aucune relation de recoupement n'étant observée à l'intérieur de la mine, l'âge relatif des dykes est inconnu. Cependant, nous présumons que les dykes intermédiaires à mafiques sont plus vieux que les dykes felsiques.

La minéralisation filonienne est communément située aux contacts des dykes ou près de ceux-ci. Certains d'entre eux semblent avoir joué un rôle important dans la localisation de la minéralisation alors que d'autres la recoupent. Ces relations de recoupement mutuel suggèrent une mise en place synchrone des dykes et de la minéralisation.

Dykes intermédiaires à mafiques

Les dykes intermédiaires à mafiques sont vert foncé à noir. Ils sont homogènes, massifs, finement grenus et généralement peu déformés. Leur minéralogie est composée de chlorite, calcite, séricite et quartz avec localement 1-10% de phénocristsaux de feldspath. Les minéraux accessoires sont la

magnétite, l'ilménite, le leucoxène, l'apatite et la pyrite. Lorsqu'ils sont altérés, leur couleur et leur texture varie beaucoup. La carbonatation est intense avec des quantités variables de séricite, calcite, chloritoïde et quartz. Des brèches remplies de calcite sont communément observées dans ces dykes.

Porphyres à quartz

Mégascopiquement, cette roche est vert jaunâtre à gris pâle avec 5 à 10 % de phénocristsaux arrondis de quartz de 1 à 5 mm. La calcite et la muscovite, en fines bandes ou en mosaïque avec du quartz, composent la matrice finement grenue. Le chloritoïde et la chlorite finement disséminés donnent aux dykes un aspect tacheté. La majorité des porphyres à quartz rencontrés sont fortement schistosés.

Porphyres à quartz-feldspath

Mégascopiquement, cette roche est vert olive à vert grisâtre avec une granulométrie fine à moyenne et 5 à 25 % de phénocristsaux ovoïdes de feldspath et quartz. La matrice est composée, par ordre d'importance, de chlorite, de calcite, et de muscovite. Une schistosité moyenne à forte est visible dans la majorité des dykes rencontrés.

Les porphyres à quartz et porphyres à quartz-feldspath, non minéralisés et déformés, montrent communément une bordure de trempe chloriteuse, de 1 cm à 40 cm, au contact avec la minéralisation. La bordure chloriteuse est plus large lorsque la minéralisation est massive. Le centre de ces dykes est fortement séricitisé avec 1 à 2 % de pyrite cubique de 1 mm à 2 cm.

ASPECTS STRUCTURAUX

La zone de déformation de Copper Rand, orientée N120°/60-70°, est l'élément structural dominant de la mine. Elle possède une largeur de 350 à 425 m, une longueur de 1,5 à 2 km et elle est connue de la surface à une profondeur de 1,5 km. Elle est marquée par une schistosité orientée à N110-120°/70-80°, et une linéation d'étirement orientée à N270°/80°, parallèle à la plongée des zones minéralisées (Figure 4.3). La relation angulaire entre l'enveloppe de la zone de déformation et l'orientation de la schistosité suggère un mouvement inverse dominant (Archambault et al., 1984). L'intensité de la déformation est variable et des losanges de roche peu déformée sont communs dans la zone de cisaillement. La schistosité est mieux développée à proximité des zones minéralisées et en s'éloignant de celles-ci, la déformation est

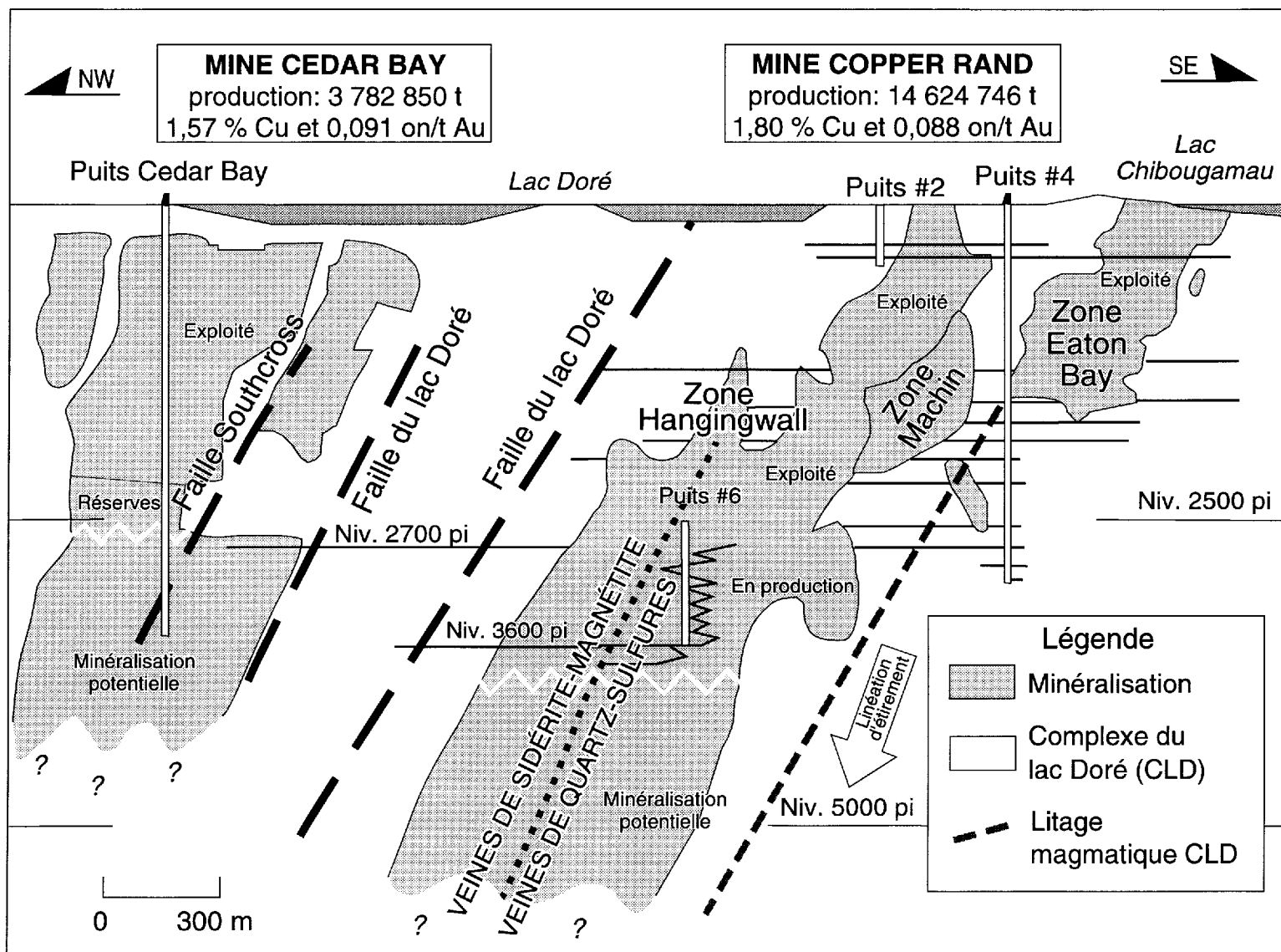


Figure 4.3: Section longitudinale composite des mines Copper Rand et Cedar Bay montrant le parallélisme entre la plongée des zones minéralisées, la zonation des sulfures, la liniation d'étirement et le litage magmatique dans le plan de la minéralisation. La section est orientée 120° / 65°. Modifiée de Krause (1968), Parrish (1968), Ressources MSV Inc. (travaux inédits) et Magnan et al. (1995b).

caractérisée par une forte linéation d'étirement plutôt que par une schistosité.

Le litage magmatique du Complexe du lac Doré, orienté N070° à N090° avec un pendage abrupt vers le nord, est préservé à l'intérieur de la zone de déformation. Il est visible dans le plan perpendiculaire à la linéation d'étirement. En longitudinale, la plongée du litage magmatique est parallèle à la plongée de zones minéralisées et à la linéation d'étirement (Figure 4.3).

CLASSIFICATION ET DISTRIBUTION DE LA MINÉRALISATION

À l'intérieur de la zone de déformation, la minéralisation économique se retrouve dans quatre zones principales soit: la zone "Eaton Bay", la zone "Machin Point", la zone "Kerr-Addison" et la zone "Hanging Wall". Elles sont toutes grossièrement parallèles à la zone de déformation et plongent 55° à 75° vers l'ouest. La Zone Hanging Wall est la plus importante économiquement et elle est la seule encore en exploitation.

Deux types principaux de minéralisation sont observables à la mine Copper Rand soit des veines de quartz-sulfures et des veines de carbonate-magnétite-sulfures. Elles montrent une distribution spatiale horizontale cohérente, les veines de quartz-sulfures occupant la partie sud-est du gisement et les veines de carbonate-magnétite-sulfures occupant la partie nord-ouest (Figure 4.3). Aucune variation verticale de la minéralisation n'est perceptible. Toutes nos observations montrent que les veines de carbonate-magnétite-sulfures recoupent les veines de quartz-sulfures (Figure 4.4).

Veines de Quartz-Sulfures

Ce type de minéralisation consiste en veines de 0,5 à 2 m d'épaisseur, contenant des quantités variables de quartz, de pyrite, de chalcoppyrite, de pyrrhotite et des traces de sphalérite et galène. Le quartz peut être absent ce qui produit des veines de sulfures massifs. Ces veines montrent communément un rubanement marqué par l'alternance de bandes riches en quartz avec des bandes riches en sulfures. Un rubanement millimétrique à centimétrique dans les sulfures est localement observé. La nature du rubanement (primaire ou tectonique) reste à éclaircir.

Des dykes intermédiaires, foliés et non minéralisés, montrent une bordure de trempe chloritisée au contact avec les sulfures indiquent une mise en place pré-intrusion pour ce type de minéralisation.

Deux types de quartz sont visibles dans cette

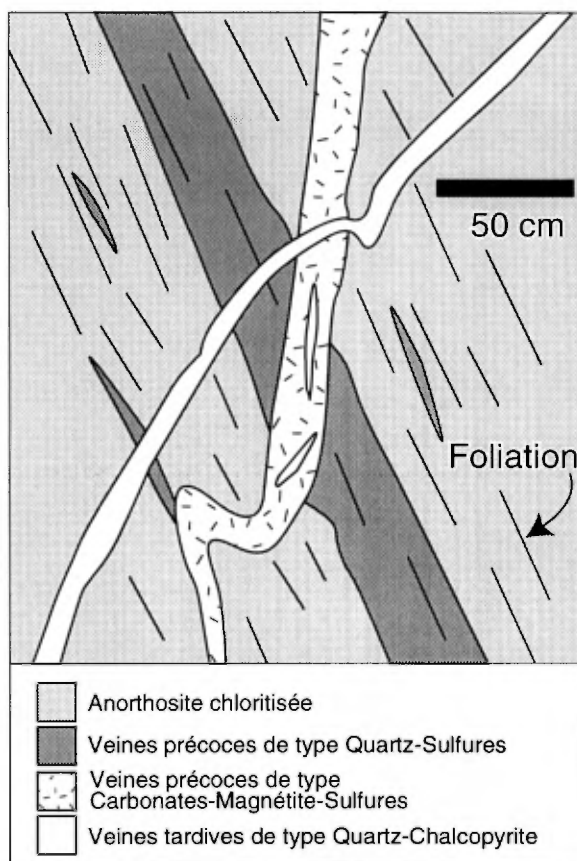


Figure 4.4: Relations de recoupement entre les trois types de veines minéralisées, Zone 52-5, niveau 3 300'. Section à regard vers le SE.

minéralisation. Un premier est grisâtre, finement grenu (0,1 à 2 mm) avec une texture saccharoïde et associé à la minéralisation en pyrite-chalcoppyrite. Le deuxième est vitreux de couleur blanc laiteux et recoupe le premier. La chalcoppyrite massive est communément associée au second type de quartz. Le premier type de quartz est interprété comme étant précoce (pré-déformation) car il est recoupé par les dykes déformés et il possède une texture recristallisée, alors que le deuxième type est tardif (syndéformation) puisqu'il recoupe les dykes déformés.

Veines de Carbonates-Magnétite-Sulfures

Ce type de minéralisation consiste en veines de quelques centimètres à 30 m d'épaisseur (Figure 4.5) et celles-ci sont constituées de veines de carbonate de fer, quartz, pyrite et chalcoppyrite. Les veines principales sont accompagnées par un essaim de veinules millimétriques à centimétriques de sidérite avec un halo de chloritisation. La magnétite est peu commune dans ces veinules. Des îlots de magnétite massive en voie de remplacement par le carbonate indique la présence d'une phase d'oxyde précoce.

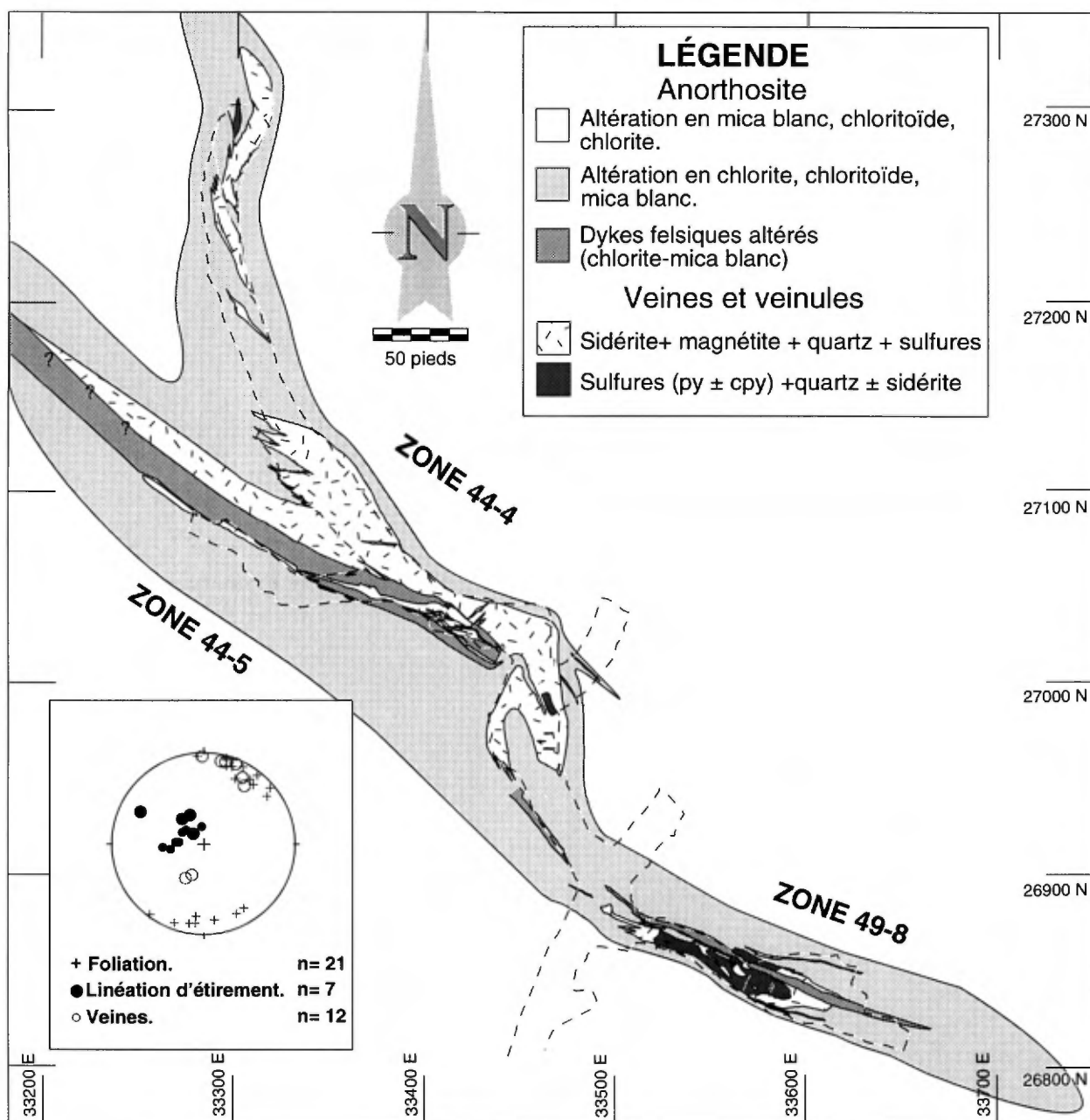


Figure 4.5 : Carte géologique simplifiée du niveau 3 800' montrant la géométrie des zones minéralisées, des dykes et des zones d'altération.

De même, des îlots de carbonates de fer sont visibles dans les portions de ces veines riches en sulfures. Des fronts de remplacement sont observés entre la magnétite et la sidérite, entre la sidérite et la pyrite et entre la magnétite et la pyrite. Le front de remplacement de la magnétite par la pyrite est accompagné d'une frange de sidérite de 2 à 5 cm d'épaisseur. Géométriquement, la pyrite occupe le coeur des lentilles minéralisées alors que la sidérite est visible aux extrémités. Les restants de magnétite sont localisés sur les bordures des veines, communément observés en contact avec les dykes.

La figure 4.6 illustre la séquence paragenétique observée dans ce type de veine. En plaque polie, la texture des veines de sidérite révèle un réseau complexe de veinules millimétriques composées de quartz, de sidérite, de sulfures et d'ankérite (différenciée de la sidérite à partir de sa couleur plus rosée). La granulométrie des cristaux de sidérite est très variable allant d'aphanitique à plus de 9 cm.

Des dykes felsiques, foliés et non minéralisés, montrent une bordure de trempe chloritisée au

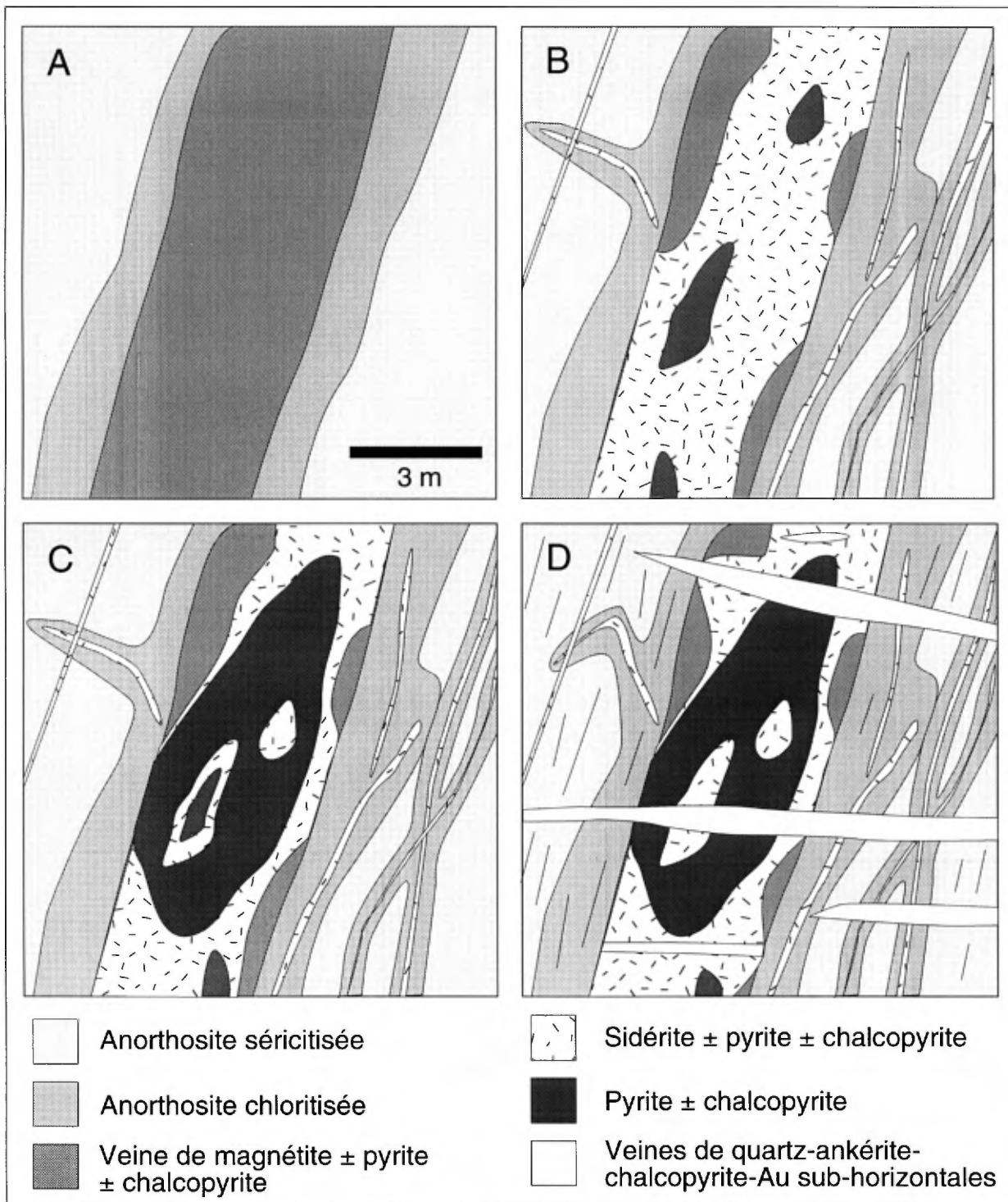


Figure 4.6: Séquence paragenétique observée dans les veines de carbonate-magnétite-sulfures. A) Veine de magnétite avec chloritisation des épontes; B) Remplacement de la magnétite par la sidérite; C) Remplacement de la magnétite et de la sidérite par la pyrite; et D) Veines de quartz-ankérite-chalcopyrite syn-tectoniques.

contact avec les sulfures, indiquant une mise en place pré-intrusion pour ce type de minéralisation.

Des veinules subhorizontales de quartz-sidérite-

chalcopyrite recoupent les veines de sidérite et possèdent un halo de sidérite lorsqu'elles recoupent un îlot de magnétite.

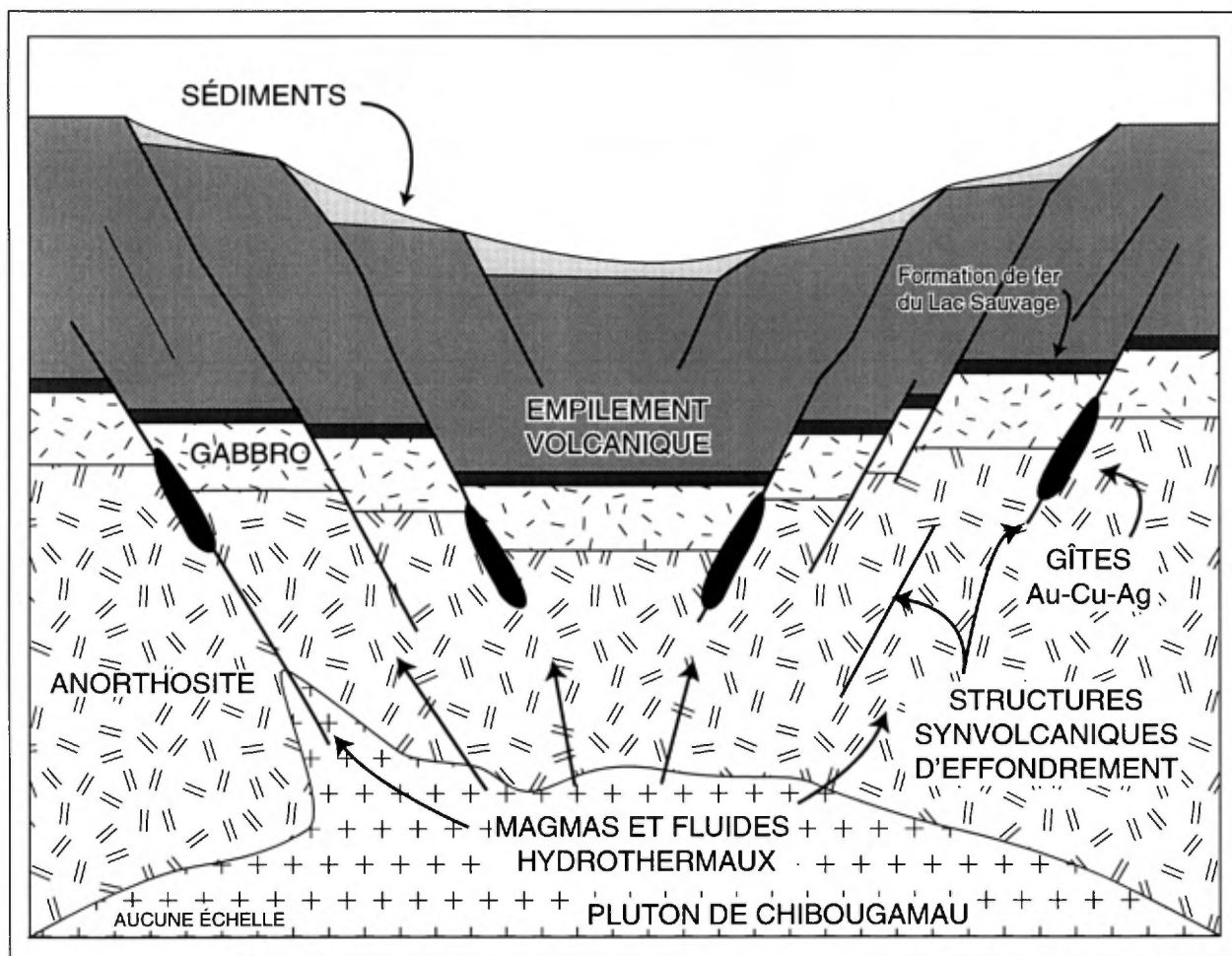


Figure 4.7: Modèle génétique proposé pour les gisements filoniens de Au-Cu-Ag du Complexe du lac Doré. Ce modèle implique pour ces minéralisations une origine magmatique-hydrothermale, associée au développement du Pluton de Chibougamau, d'âge synvolcanique. Cette représentation n'est pas à l'échelle.

DÉFORMATION ET REMOBILISATION

Les effets de la déformation sur les deux principaux types de minéralisation sont évidents. Parmi ces évidences, notons les veines de percement, la forte foliation et linéation visibles dans les veines et les veines de quartz-chalcopyrite subhorizontales syntectoniques recoupant la minéralisation filonienne (Figure 4.4). Ces veines subhorizontales illustrent la remobilisation syntectonique, à l'échelle locale, de la silice et des sulfures provenant des veines précoces. Elles forment un troisième type mineur de minéralisation, exploité sporadiquement à la mine Copper Rand.

Les contacts des veines minéralisées sont transposés par la foliation et les sulfures dans les veines sont remobilisés dans les plans de foliation.

La pyrite présente dans les deux types de minéralisation montre divers degrés de

recristallisation et de broyage. On peut diviser la pyrite en trois groupes selon sa texture et sa granulométrie soit: 1° Une pyrite aphanitique à finement grenue d'allure pâteuse retrouvée sous forme d'amas ovoïdes ou en petites veinules, 2° une pyrite granoblastique finement à grossièrement grenue (1 mm à 2 cm) montrant une forme cubique bien développée et 3° une pyrite identique au deuxième type mais fracturée et cataclasée avec laquelle on retrouve communément la chalcopyrite.

CONSIDÉRATIONS GÉNÉTIQUES

Plusieurs modèles furent proposés pour expliquer l'origine de la minéralisation Au-Cu-Ag dans le Complexe du lac Doré. Ceux-ci vont du modèle magmatique synvolcanique (Allard, 1976a et 1976b), au modèle de remobilisation

syntectonique (Guha et Koo, 1975), au modèle tardif Protérozoïque (Guha et al., 1990).

Toutefois, les travaux récents du MRNQ (Pilote et al., 1993; 1994b; 1995c) et de la CGC (Robert, 1994; Sinclair et al., 1994) ont montré que la minéralisation sulfurée pré-tectonique est commune dans les structures N120° du Complexe du lac Doré.

À la mine Copper Rand, les travaux réalisés par le premier auteur dans le cadre d'un doctorat à l'UQAC, montrent clairement que les minéralisations de type quartz-sulfures et carbonates-magnétite-sulfures devancent la mise en place de certains dykes provenant du Pluton synvolcanique de Chibougamau (Magnan et al., 1993b; 1994; 1995), lequel a été daté à 2718 ± 2 Ma (Krogh, 1982).

En se basant sur ces travaux, nous suggérons que la minéralisation fut mise en place dans des structures synvolcaniques en extension (Figure 4.7) associées à la mise en place du Pluton de

Chibougamau dans le Complexe du lac Doré. Ces structures ont servi de conduits pour les dykes et les fluides minéralisateurs. Le rôle exact du Pluton de Chibougamau dans la mise en place de la minéralisation est encore nébuleux.

La déformation subséquente, durant l'orogénie Kénoréenne, fut concentrée dans les larges zones d'altération produites par la circulation des fluides dans les structures N120°. La superposition de la déformation et du métamorphisme sur la minéralisation est un obstacle majeur à la compréhension de l'origine du gisement Au-Cu-Ag de Copper Rand.

Des analogies entre des systèmes minéralisés plus récents reliés à des intrusions, contenant des veines de sulfures massifs (e.g. la mine Butte au Montana; Brimhall, 1980) et la minéralisation filonienne en Au-Cu-Ag du Complexe du lac Doré sont présentement à l'étude.

LE GISEMENT CUPRO-AURIFÈRE DE LA MINE PORTAGE

A.C. Tessier, C.J. Hodgson

Department of Geological Sciences, Queen's University, Kingston, Ontario, K7L 3N6;

A. Blais, V. Larouche, et P. Houle

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

J.-M. Lulin

SOQUEM, 2590 Laurier, bureau 600, Ste-Foy, Québec, G1V 4M6.

INTRODUCTION

La mine Portage est située dans le Complexe gabbro-anorthositique du lac Doré (Allard, 1970; 1976a), à environ 400 m au sud de son contact supérieur, dans la partie nord-est du camp minier de Chibougamau. La mine a été en opération de 1960 à 1974, réouverte en 1979 et est maintenant la propriété de RESSOURCES MSV Inc. depuis février 1993. À la fin de 1994, la mine Portage avait produit 5,6 Mt de minerai avec des teneurs de 1,80% Cu et 0,114 on/t Au (3,91 g/t Au). La mine Portage exploite la partie nord-est d'un corps minéralisé d'orientation NE-SO continu sur une longueur d'environ 3 km; la partie sud-ouest du corps minéralisé fut exploitée à partir des mines Henderson I et Henderson II de 1959 à 1988. Ensemble, les trois mines ont produit plus de 13,9 Mt de minerai avec des teneurs de 1,77% Cu et 0,07 on/t Au (2,4 g/t Au).

La mine Portage comporte quelques particularités d'intérêt, comparativement aux autres gisements cupro-aurifères du camp minier de Chibougamau:

- le gisement se situe le long d'une structure orientée NE-SO contrairement aux autres gisements qui eux se situent le long de structures orientées NO-SE;

- le minerai est riche en or, avec une teneur moyenne de 0,114 on/t Au (3,91 g/t Au) comparativement à des teneurs moyennes de 0,067 on/t (2,30 g/t Au) pour le camp minier du lac Doré; et

- la présence de deux types distincts de minéralisation: une minéralisation pré-tectonique de Cu-Au composée de lentilles de sulfures, de magnétite et de carbonate, et une minéralisation tardi-tectonique d'Or (Cu) contenue dans des veines de quartz.

L'emphase de la visite sous terre à la mine Portage portera sur les caractéristiques et les contrôles de ces deux types de minéralisation, ainsi que sur leurs relations temporelles et génétiques.

GÉOLOGIE DE LA MINE

La mine Portage est située au contact diffus entre un gabbro anorthositique au nord et une anorthosite gabbroïque au sud (Figure 4.8), ces lithologies appartenant au Complexe du lac Doré. Le gisement est aussi situé à l'intersection des zones de cisaillement Henderson-Portage, d'orientation NE-SO, et McKenzie, d'orientation E-O. La minéralisation pré-tectonique de sulfures cupro-aurifères de type Chibougamau se trouve principalement dans la "zone de cisaillement Henderson-Portage" (ZCHP), tandis que la minéralisation tardi-tectonique de veines de quartz aurifères (cuprifères) de type McKenzie se trouve principalement dans la "zone de cisaillement McKenzie" (ZCM). La ZCM recoupe et entraîne la ZCHP avec un rejet inverse et senestre, donnant au gisement une forme en "S" en plan (Figure 4.8)

On retrouve plusieurs dykes de compositions diverses à la mine Portage. La majorité de ceux-ci présente une association spatiale avec la minéralisation de type Chibougamau, tous deux se situant à l'intérieur de la ZCHP. La plupart de ces dykes sont intensément altérés, avec des textures et des compositions primaires modifiées ou obliérées par les processus d'altération. Un dyke porphyrique à phénocristaux de feldspath et un dyke à micro-phénocristaux de quartz ("dyke gris") ont été identifiés à deux endroits différents de la mine. Des relations de recoupement variables entre un dyke à micro-phénocristaux de quartz et une lentille de sulfures de type Chibougamau au chantier 36-43-1 suggèrent que la mise en place du dyke est

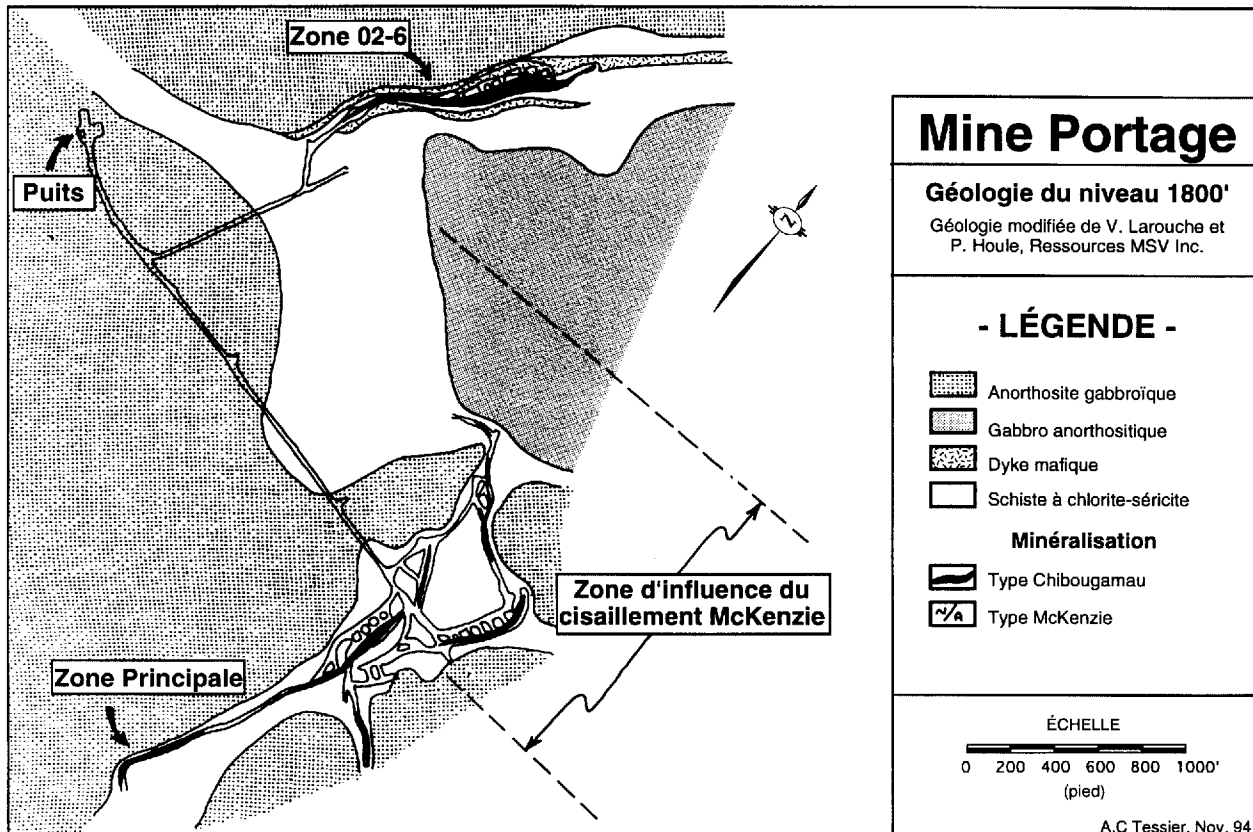


Figure 4.8: Géologie du niveau 1 800' montrant le recoupement et l'entraînement de la zone de cisaillement Henderson-Portage à l'intérieur du cisaillement McKenzie. Le contact entre l'anorthosite gabbroïque au sud et le gabbro anorthositique au nord est occupé par le cisaillement Mckenzie.

contemporaine à la minéralisation (Figure 4.9). Ce type d'observation suggère qu'il existe un lien génétique entre la minéralisation de type Chibougamau et ces dykes (Jefferey, 1959; Blecha, 1966; Allard, 1976; Maillet, 1978).

La ZCM, ainsi que la minéralisation de type McKenzie, recoupent tous les dykes observés à la mine Portage.

MINÉRALISATION DE TYPE CHIBOUGAMAU

La minéralisation de type Chibougamau peut être subdivisée en deux faciès primaires et un faciès secondaire. Le premier faciès primaire consiste en des lentilles de sulfures que l'on retrouve principalement dans la "Zone Principale", au sud de la ZCM. Le second faciès primaire consiste en lentilles de magnétite que l'on retrouve principalement au nord de la ZCM, dans la zone "02-6" (Figure 4.10). Le faciès secondaire, ou faciès déformé, se situe principalement dans la zone d'influence de la ZCM, là où les lentilles de sulfures de la "Zone Principale" sont entraînées et deviennent parallèles à la ZCM. Au nord, la zone

"02-6" est recoupée par la ZCM avec très peu d'entraînement.

À l'extérieur de la zone d'influence de la ZCM

À l'extérieur de la zone d'influence de la ZCM, les lentilles minéralisées ont une orientation NE-SO, avec un pendage abrupt vers le SE. L'angle de chute des lentilles à l'intérieur de la ZCHP varie de 68° NE pour les lentilles de la "Zone Principale", à 45° NE pour les lentilles de la zone "02-6". L'angle de chute défini par l'enveloppe de toutes les lentilles de minéralisation de type Chibougamau dans la ZCHP est d'environ 30° NE (Figure 4.10). La minéralisation de ce type consiste presque entièrement en deux lentilles ("Zone Principale" et "zone 02-6") d'un tonnage approximatif de 1 Mt chacune, le reste de la minéralisation étant compris dans quelques petites lentilles satellites. Les teneurs du minerai sont de 2,40% Cu et 0,14 on/t Au (4,8 g/t Au) pour la "Zone Principale" et 1,80% Cu et 0,129 on/t Au (4,42 g/t Au) pour la zone 02-6.

Dans la zone d'influence de la ZCM

Dans la zone d'influence de la ZCM, les lentilles minéralisées sont entraînées selon une

orientation N-S (E-O au coeur de la ZCM), avec des pendages abrupts vers l'est, et des angles de chute de 80° S (Figure 4.10). Les lentilles individuelles sont beaucoup plus petites, avec un tonnage moyen de 85 000t, et des teneurs moyennes de 1,98% Cu et 0,054 on/t Au (1,85 g/t Au).

Deux petites lentilles de sulfures déformées, d'orientation 120° avec pendage et angles de chute abrupts vers le sud, sont aussi observées dans deux zones de déformation. Ces deux structures ont des orientations comparables aux structures minéralisées que l'on retrouve ailleurs dans le camp minier de Chibougamau.

Le faciès à sulfures

Le faciès à sulfures se trouve principalement dans la "Zone Principale", au sud de la ZCM. De petites lentilles satellites se trouvent aussi dans la zone "02-6" au nord de la ZCM. La minéralisation consiste en pyrite, en chalcopryrite et en pyrrhotine disséminées à massives avec apparitions locales de sphalérite et de galène; l'or n'est jamais visible à l'oeil nu. Les minéraux de gangue consistent en chlorite, carbonate, quartz et séricite. La minéralisation disséminée consiste en une pyrite recristallisée automorphe avec des proportions mineures de chalcopryrite, et/ou en veinules de pyrite-chalcopryrite millimétriques à centimétriques, constituant un stockwerk ou disposées subparallèlement à la foliation (Figure 4.10c). La

minéralisation massive est typiquement représentée par une brèche contenant des fragments subarrondis de chlorite, de carbonate et de quartz baignant dans une matrice de sulfures (Figures 4.10a et 4.10b). Les proportions relatives de matrice et de fragments sont très variables. Là où le contenu en matrice de sulfures domine, un rubanement des sulfures est communément visible. Ce rubanement est défini par des alternances de bandes riches en pyrrhotine et de bandes riches en pyrite-chalcopryrite.

Dans les plus grosses lentilles de sulfures massifs, une zonation est observée à partir du coeur vers les bordures. Le coeur des lentilles comporte une minéralisation massive rubanée, passant à une minéralisation semi-massive. Les bordures des lentilles contiennent une minéralisation disséminée avec des bandes de pyrite recristallisée le long des plans de foliation (Figure 4.10c). Les contacts entre la minéralisation massive et semi-massive sont généralement graduels, tandis que les contacts entre la minéralisation semi-massive et disséminée/type stockwerk sont généralement abrupts. La minéralisation massive à semi-massive atteint 3 m d'épaisseur, mais en tenant compte de la minéralisation disséminée et en stockwerk, les lentilles peuvent atteindre 10 m d'épaisseur. La lentille principale de la "Zone Principale" était la plus importante structure minéralisée de la mine Portage, elle atteignait 300 m en longueur

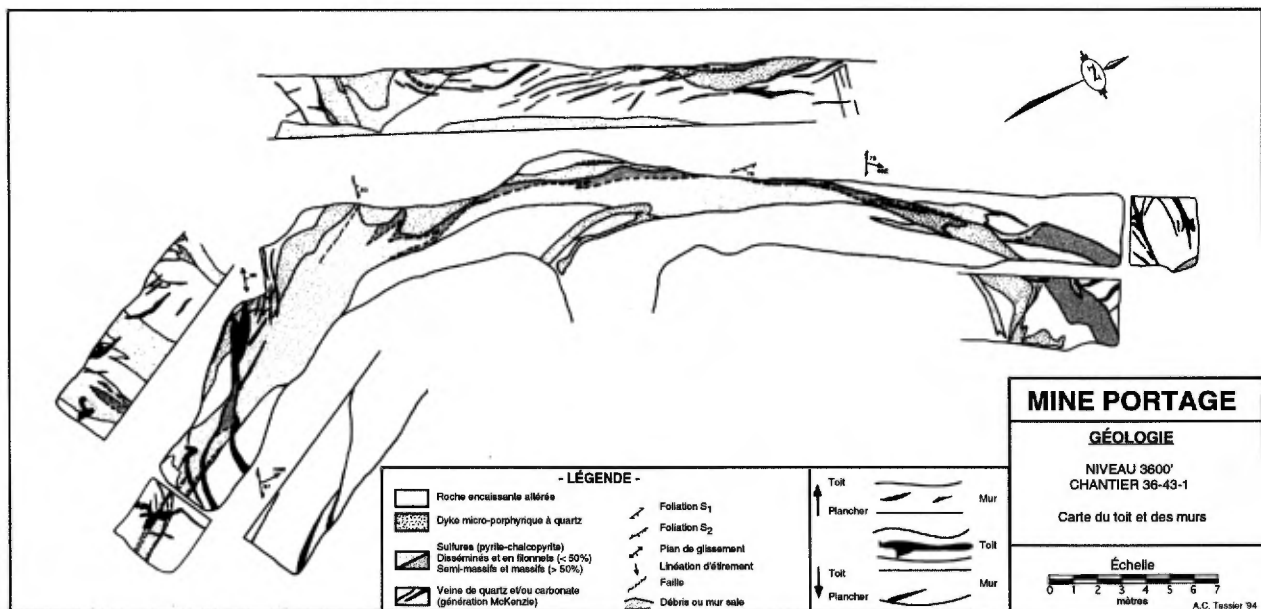


Figure 4.9: Cartographie détaillée du chantier 36-43-1 montrant la relation de recoupement entre un dyke microporphyrétique à quartz et la minéralisation riche en sulfures de type Chibougamau. Les relations de recoupement suggèrent que le dyke est intraminéral. Remarquez la zone d'influence du cisaillement McKenzie dans la partie sud de la galerie, les lentilles et le dyke sont alors entraînés subparallèlement à la foliation d'orientation E-W.

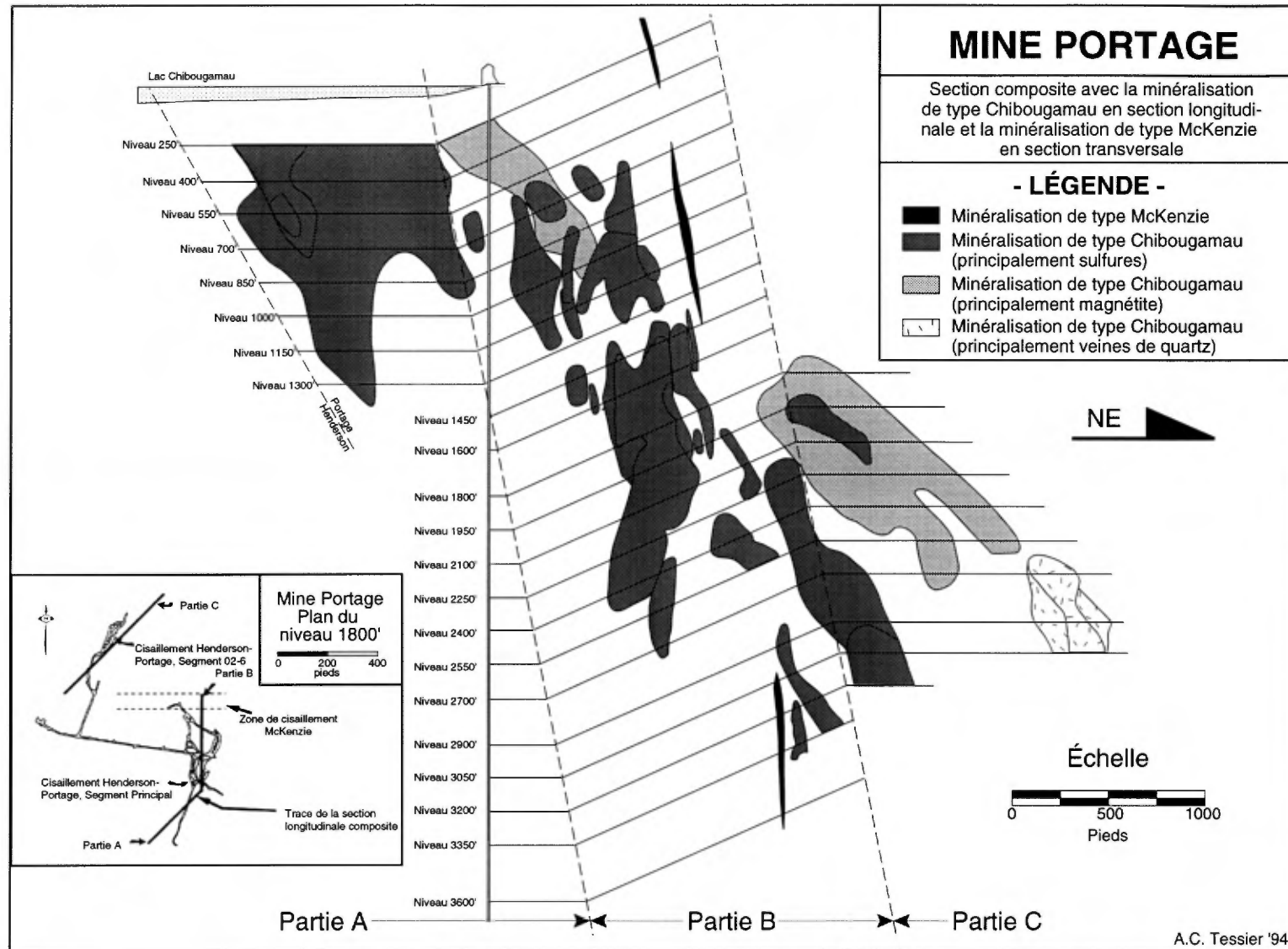
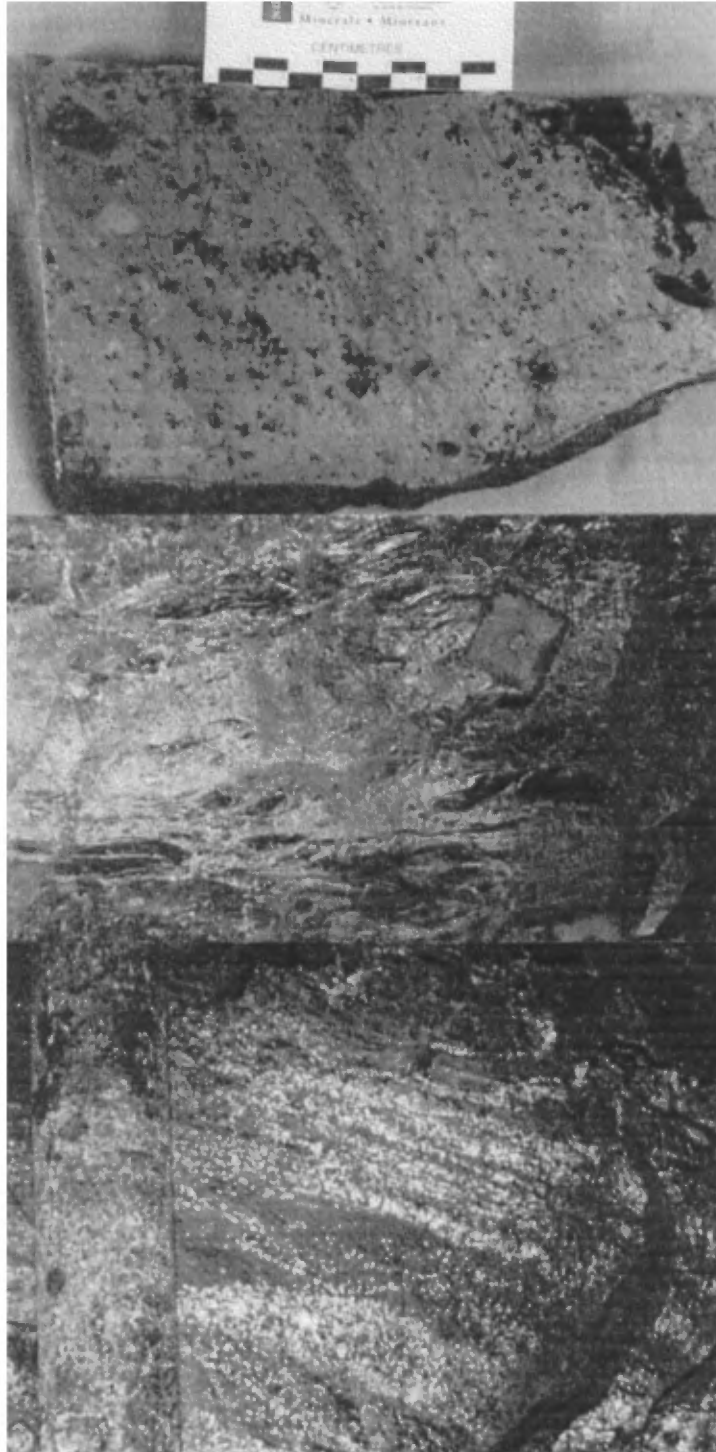


Figure 4.10: Section longitudinale composite de la mine Portage, la minéralisation de type Chibougamau est observée en section longitudinale tandis que la zone de cisaillement McKenzie est représentée en vrai section. La partie A représente la Zone Principale, la partie B comprend la zone d'influence de la zone de cisaillement McKenzie, et la partie C montre la zone minéralisée 02-6.

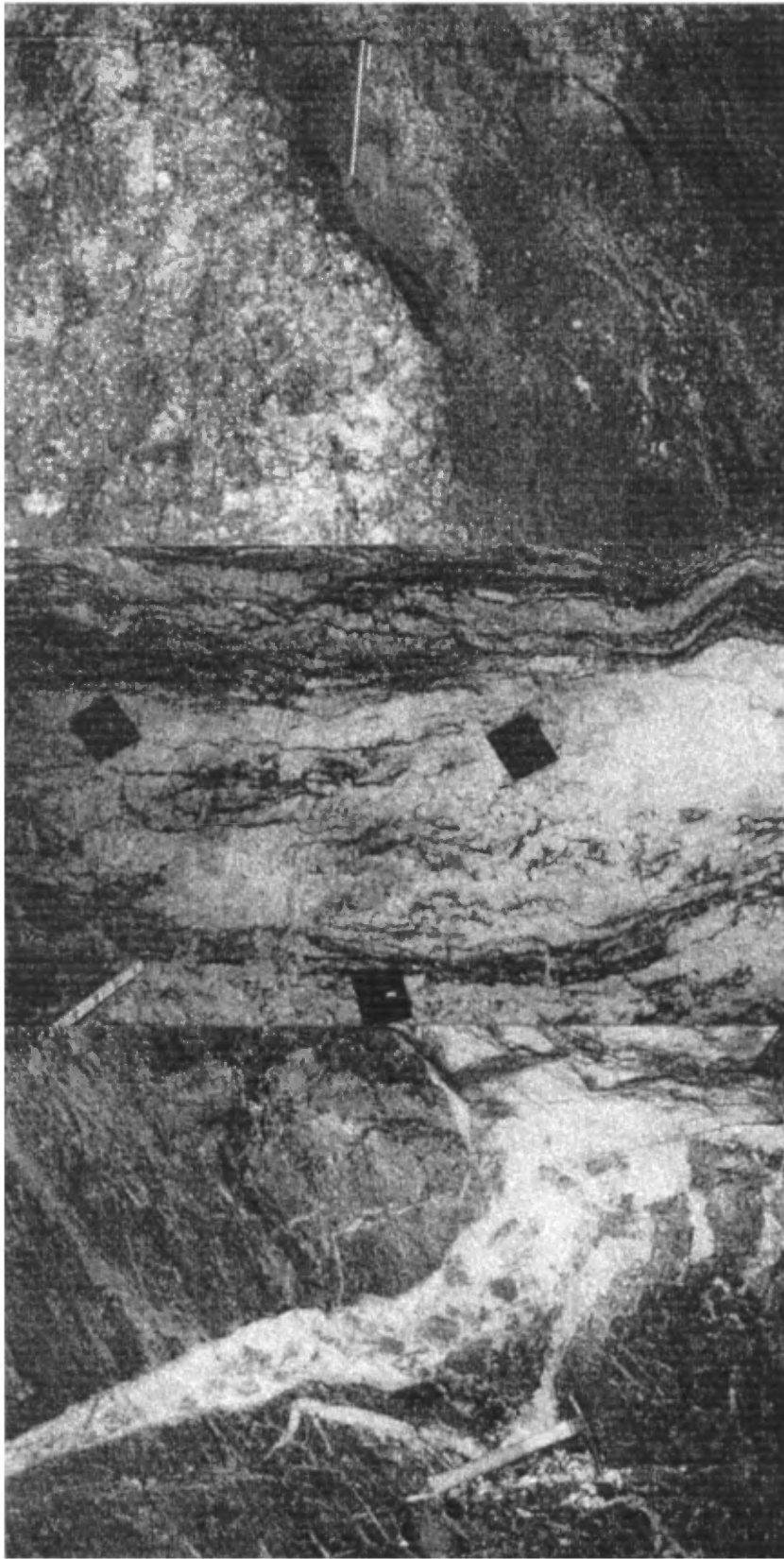


A

B

C

Figure 4.11 : Exemples de minéralisation rencontrée à la mine Portage. Le type Chibougamau est illustré sur les figures (A) à (C): A) minerai constitué de sulfures massifs provenant du chantier 33-45-2; B) minerai semi-massif provenant du chantier 33-44-1; C) minerai de type disséminé, tiré du chantier 33-45-2, montrant des bandes de pyrite recristallisée disposées parallèlement à la schistosité.



D

E

F

Figure 4.11 (suite): Exemples de minéralisation rencontrée à la mine Portage. Le type Chibougamau: D) minerai riche en magnétite, tiré du chantier 18-02-6. La minéralisation de type McKenzie est représentée sur les figures (E) et (F): E) exemple typique d'une veine de quartz de cisaillement montrant un aspect rubané défini par les minces plans de tourmaline (chantier 11-01-1E); et F) veines de quartz de tension montrant un remplissage de cavité (chantier 11-01-1W).

horizontale, 400 m en longueur le long du pendage, et 10 m en épaisseur.

Dans la zone d'influence de la ZCM, la minéralisation en sulfures de type Chibougamau consiste en des veinules de pyrite-chalcopryrite-carbonate et en bandes de pyrite recristallisée toutes deux parallèles à la foliation et en amas de dimensions variables (aussi petit que 1 m³) de chalcopryrite-pyrrhotine-pyrite massives. On observe couramment de nombreuses veines et veinules de carbonate-quartz tardi-tectoniques riches en chalcopryrite qui recoupent la minéralisation de sulfures de type Chibougamau. Ces veines en extension sont typiquement sub-horizontales et recoupent localement la foliation de la zone de cisaillement. Lorsque ces veines sont en contact avec la minéralisation de type Chibougamau, elles sont de manière caractéristique très riches en chalcopryrite (Figure 4.12).

Le faciès à magnétite

Le faciès à magnétite se situe principalement au nord de la ZCM dans la lentille 44-6, laquelle constitue la partie SO de la zone "02-6" à l'extérieur de la zone d'influence de la ZCM. La lentille 33-2, de plus petite dimension, présente le faciès à magnétite mais elle se situe dans la zone d'influence de la ZCM (Figure 4.10). La minéralisation consiste en des lentilles massives composées de magnétite, de carbonate, de pyrite, de quartz, de chalcopryrite et de pyrrhotine (Figure 4.11d). Les contacts des lentilles sont abrupts et la minéralisation ne montre aucune texture bréchique ou de rubanement primaire. La magnétite est à grains fins et montre des textures complexes de remplacement avec diverses générations de carbonate de fer (Figure 4.13). Un carbonate de fer précoce (probablement de la sidérite) est remplacé par la magnétite, vraisemblablement avant la venue des sulfures; la magnétite est à son tour remplacée par de l'ankérite, contemporaine à la minéralisation de type McKenzie. Les lentilles contiennent des quantités variables de pyrite recristallisée automorphe et à grains grossiers, qui forment soit des amas atteignant 10 m de longueur et 1 m d'épaisseur ou des bandes subparallèles à la foliation qui atteignent 50 cm d'épaisseur (Figure 4.13). La chalcopryrite et la pyrrhotine sont associées à la pyrite. Ces lentilles montrent aussi des zones de quartz-carbonate-séricite qui semblent pré-tectonique, mais qui recoupent la minéralisation de magnétite. L'or n'est jamais visible à l'oeil nu.

Les teneurs de la minéralisation en magnétite sont généralement plus faibles que celles de la minéralisation en sulfures; la lentille de magnétite

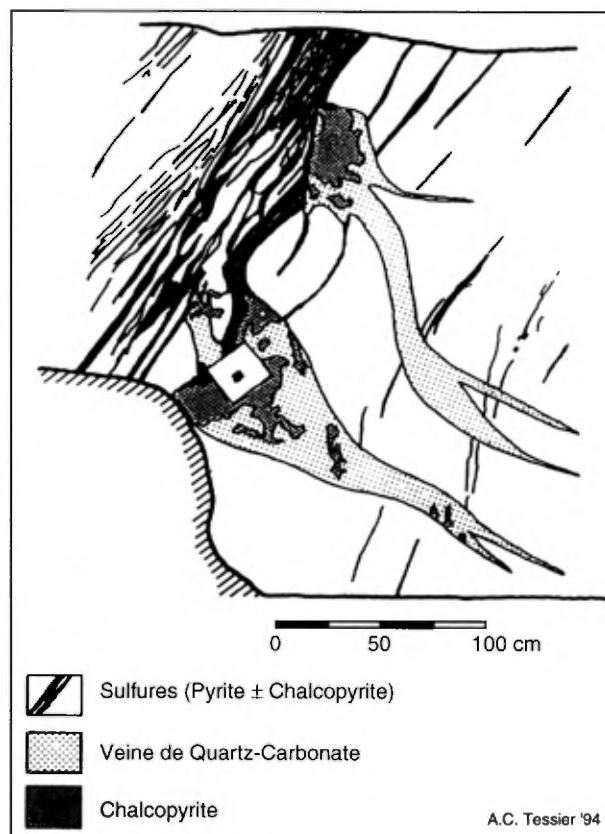


Figure 4.12: Veines de tension subhorizontales de quartz-carbonate de type McKenzie en contact avec la minéralisation sulfurée de type Chibougamau, à l'intérieur du secteur d'influence de la zone de cisaillement McKenzie (chantier 27-05-5). Les veines sont riches en chalcopryrite lorsqu'elles sont en contact avec la minéralisation sulfurée.

44-6 avait des teneurs moyennes de 1,33% Cu et 0,12 on/t Au (4,11 g/t Au). Cependant, la lentille 33-2 qui se situe dans la zone d'influence de la ZCM avait une teneur moyenne plus forte de 2,24% Cu et 0,159 on/t Au (5,45 g/t Au).

Aucune relation de recoupement n'a été observée entre les lentilles de sulfures et les lentilles de magnétite, mais la présence de veinules de sulfures recoupant la magnétite suggère que la magnétite est précoce relativement aux sulfures. Cette chronologie est conforme aux observations de Magnan et al. (1994; et ce volume) à la mine Copper Rand, et de Sinclair et al. (1994) et de Pilote et al. (ce volume) effectuées au prospect de type cuivre porphyrique (Cu-Mo-Au) du lac Clark situé à 5 km au SE de la ville de Chibougamau.

La minéralisation de type McKenzie

La minéralisation de type McKenzie est semblable aux gisements aurifères de quartz

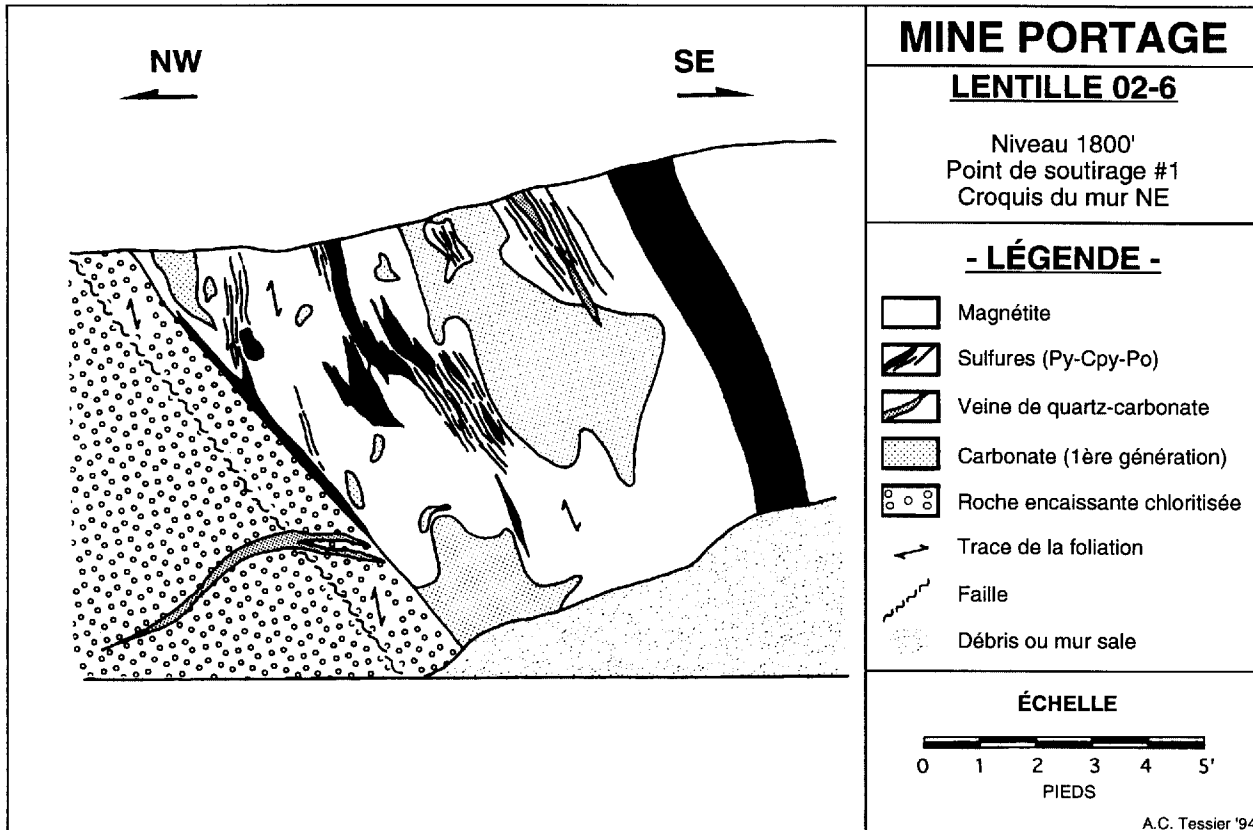


Figure 4.13: Cartographie détaillée d'une partie de la lentille 18-02-6 montrant la minéralisation riche en magnétite. Les sulfures sont disposés en rubans subparallèles à la schistosité. Le carbonate est remplacé par la magnétite. Une veine de tension subhorizontale tardi-tectonique de quartz, présumée appartenir au type McKenzie, est présente dans la partie NW.

filonien mésothermaux documentés dans la portion sud de la ceinture de l'Abitibi dont un exemple classique est représenté par la mine Sigma dans le camp minier de Val d'Or (Robert et Brown, 1986). Cette minéralisation aurifère de type veines de quartz recoupe la minéralisation de type Chibougamau et se situe presque exclusivement dans la ZCM d'orientation E-O (à ne pas confondre avec la faille McKenzie Narrows, plus au nord, qui a une orientation NE-SO). Deux zones principales de ce type de minéralisation sont observées à la mine Portage, soit les zones "01-1" et "39-1" (Figure 4.10). La "Zone-D" de la mine Henderson II (Guha et Koo, 1975; Guha et al., 1983), située à 125 m au sud de la propriété de la mine Portage, comporte une minéralisation de veines de quartz rubanées qui pourrait être du même type.

La minéralisation consiste en un système de veines de quartz d'orientation E-O avec un pendage abrupt vers le sud, auxquelles sont associées des veines en extension sub-horizontales (Figure 4.14). Les veines en cisaillement constituent la majeure partie du minerai et ont des orientations variables

de 065°-120° / 75°-80° S, avec des angles de chute de 46° E dans la ZCM (Figure 4.15). Cet angle de chute coïncide avec la linéation d'intersection définie par la rencontre de la ZCM et de la ZCHP. La majeure partie de la minéralisation de type McKenzie se situe à l'intersection de ces deux structures.

La minéralisation consiste en des veines de quartz, carbonate, tourmaline, pyrite, chalcopryrite et pyrrhotine avec de rares présences d'or visible, de sphalérite et de galène. Les veines montrent des textures de rubanement définies par de multiples minces plans de tourmaline subparallèles aux parois des veines. Ces plans représentent, au sein des veines, des fragments d'épentes altérées détachés et isolés par une succession d'ouverture de fracture et de remplissage par le quartz (Figure 4.11e). Cette séquence cyclique de fracturation/colmatage s'est produite préférentiellement aux bordures des veines de quartz. Ces plans ont par la suite été remplacés par de la tourmaline. Il est communément observé dans les veines en extension, ainsi que dans les veines en cisaillement, des textures de cristallisation en espace ouvert ("*open-space filling textures*"), telles

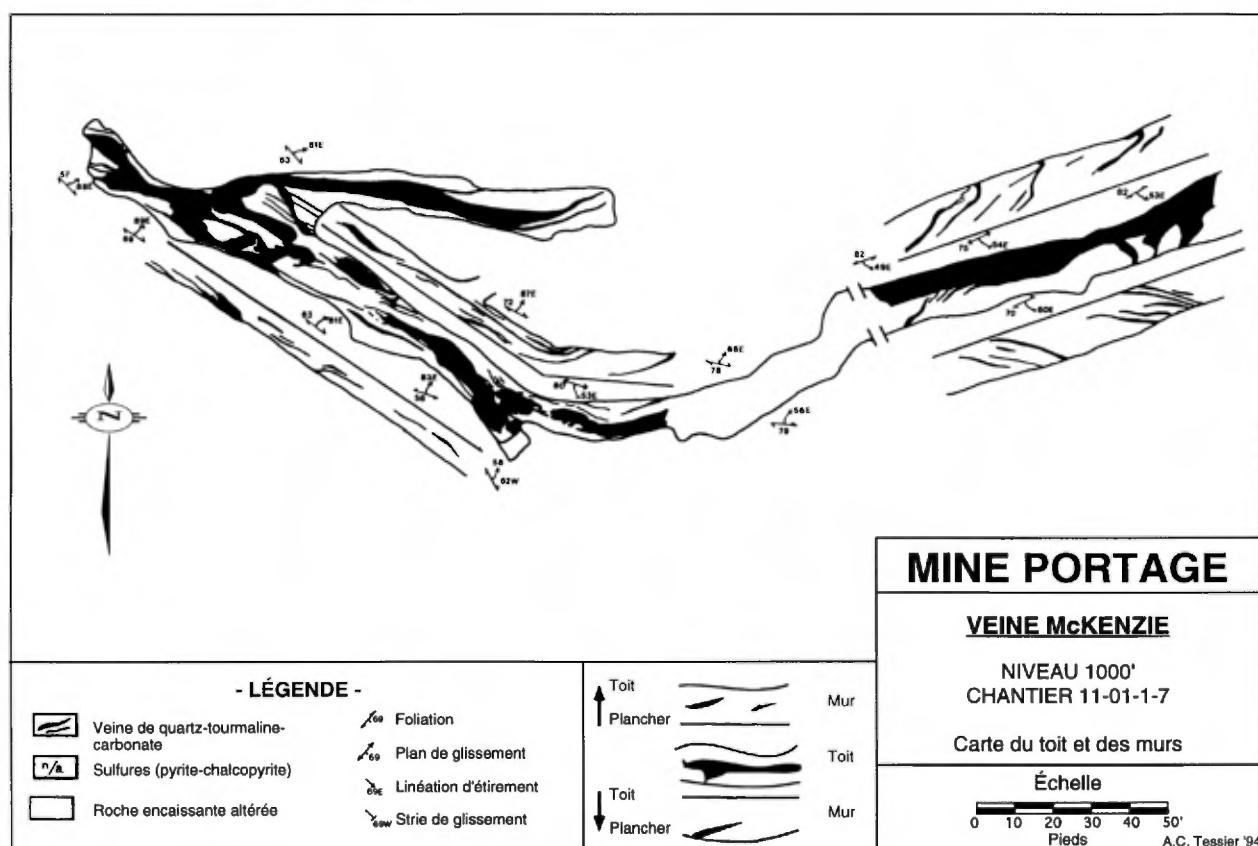


Figure 4.14: Cartographie des parties Est et Ouest du chantier 11-01-1-7, les veines de cisaillement de type McKenzie montrent des variations dans leur orientation tandis que les veines de tension subhorizontales possèdent des orientations plus régulières.

que décrites par Robert et Brown (1986), avec des cristaux automorphes de carbonate, pyrite et quartz atteignant 20 cm de longueur (Figure 4.11f). Dans les veines en extension, une croissance des cristaux de tourmaline, de quartz et de carbonate est aussi observée de façon perpendiculaire aux murs. La croissance de cristaux dans les veines en extension est sub-parallèle à la linéation d'étirement dans les roches de la ZCM; ceci indique que la mise en place des veines est contemporaine au mouvement inverse le long de la ZCM.

À la fin de l'année 1994, plus de 300 000t de ce type de minerai avaient été exploitées à la mine Portage en provenance des zones 01-1 et 39-1 avec des teneurs moyennes de 0,92% Cu et 0,24 on/t Au (8,23 g/t Au).

STRUCTURE

La zone de cisaillement Henderson-Portage

La ZCHP est une zone de schiste à chlorite-carbonate-séricite de 30 m à 50 m d'épaisseur, dans laquelle se trouve la minéralisation de type Chibougamau des mines Henderson I, Henderson

II et Portage. L'altération en séricite se poursuit communément à l'extérieur de cette zone de schiste. La structure a une orientation d'environ N040° et un pendage de 60°. Les caractéristiques structurales principales de la ZCHP sont (Figure 4.16):

- une foliation interne ayant une attitude variable de N041°/56° à N038°/68°;

- une linéation d'étirement, définie sur la foliation interne par l'allongement de la chlorite, du carbonate de fer et localement du plagioclase, montrant une orientation de 077°/49° (direction/plongée). Cette orientation correspond à l'angle de chute de la minéralisation de type Chibougamau;

- des veines d'extension de carbonate-quartz, recoupant la minéralisation de type Chibougamau et dont les pôles d'orientations 083°/47° coïncident avec la linéation d'étirement; et,

- des plans de glissement, généralement localisés aux contacts des lentilles minéralisées, montrent des stries de glissement ("slickenline") orientées à 182°/49°.

La zone de cisaillement McKenzie

La ZCM est une zone de schiste à séricite-

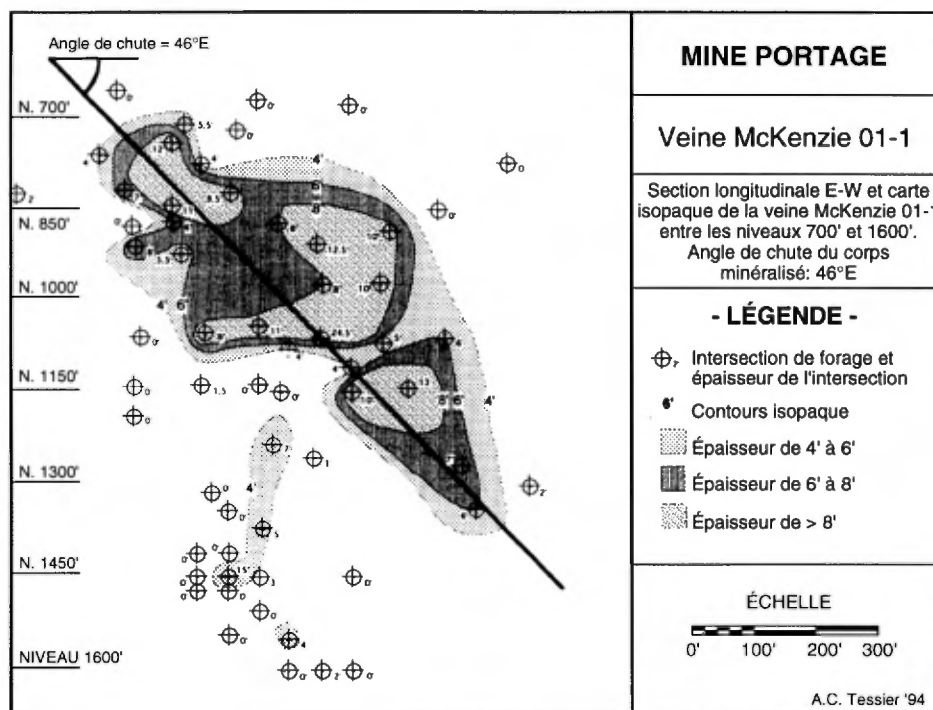


Figure 4.15: Section longitudinale E-W de la veine 01-1 McKenzie, celle-ci montre une plongée de 46° vers l'est.

carbonate+/-chlorite, d'orientation E-O et avec un pendage de 80° S. Définie ainsi, la zone de cisaillement a une épaisseur d'environ 20 m, mais la zone de déformation associée à la zone de schiste ("zone d'influence de la ZCM") s'étend sur une distance atteignant 350 m (Figure 4.8). La ZCM a une longueur minimum de 400 m, mais sa longueur réelle est inconnue en raison de failles grenvilliennes d'orientation NE-SO qui la recoupe. Les caractéristiques structurales principales de la ZCM sont (Figure 4.16):

- une foliation interne variant de N308°/69° à N091°/76° et qui pourrait représenter une fabrique "C-S";
- une linéation d'étirement, définie sur la foliation interne par l'allongement de la chlorite et du plagioclase séricitisé, orientée à 056°/71°;
- des veines d'extension sub-horizontales dont les pôles d'orientation 048°/76° coïncident avec la linéation d'étirement; et
- des stries de glissement d'orientation 183°/74°, typiquement présentes sur les parois et sur les plans de tourmaline des veines de cisaillement.

INTERPRÉTATION

Il est possible d'expliquer les éléments structuraux des zones de cisaillement McKenzie et Henderson-Portage par un événement de

déformation durant lequel la composante compressive principale était sub-horizontale et d'orientation NNE-SSO et la composante en extension principale était sub-verticale. Ces axes principaux de la déformation correspondent à phase D₂, contemporaine au métamorphisme régional au faciès schistes verts (Daigneault et Allard, 1990). Toutefois, ces deux structures ne se sont pas formées durant la même phase de déformation puisque les orientations des deux zones de cisaillement ne sont pas compatibles avec les axes principaux de la déformation déterminés par l'analyse structurale (Figure 4.16).

Pendant la phase de déformation D₂, la ZCM avait un sens de mouvement principalement inverse avec une composante de mouvement horizontale senestre mineure, comme l'indiquent les linéations d'étirement et les stries de glissement observées dans la zone de cisaillement. La coïncidence de l'orientation de la linéation d'étirement avec l'orientation des pôles des veines d'extension de type McKenzie indique que ces veines se sont mises en place pendant la phase de déformation régionale D₂. Toutefois, afin d'expliquer le rejet horizontal senestre de près de 300 m de la ZCHP le long de la ZCM, une phase de déformation précoce est nécessaire. De plus, si les deux foliations internes à la ZCM étaient contemporaines à la phase de déformation D₂, elles devraient avoir une linéation

ZONE DE CISAILLEMENT MCKENZIE

ZONE DE CISAILLEMENT HENDERSON-PORTAGE

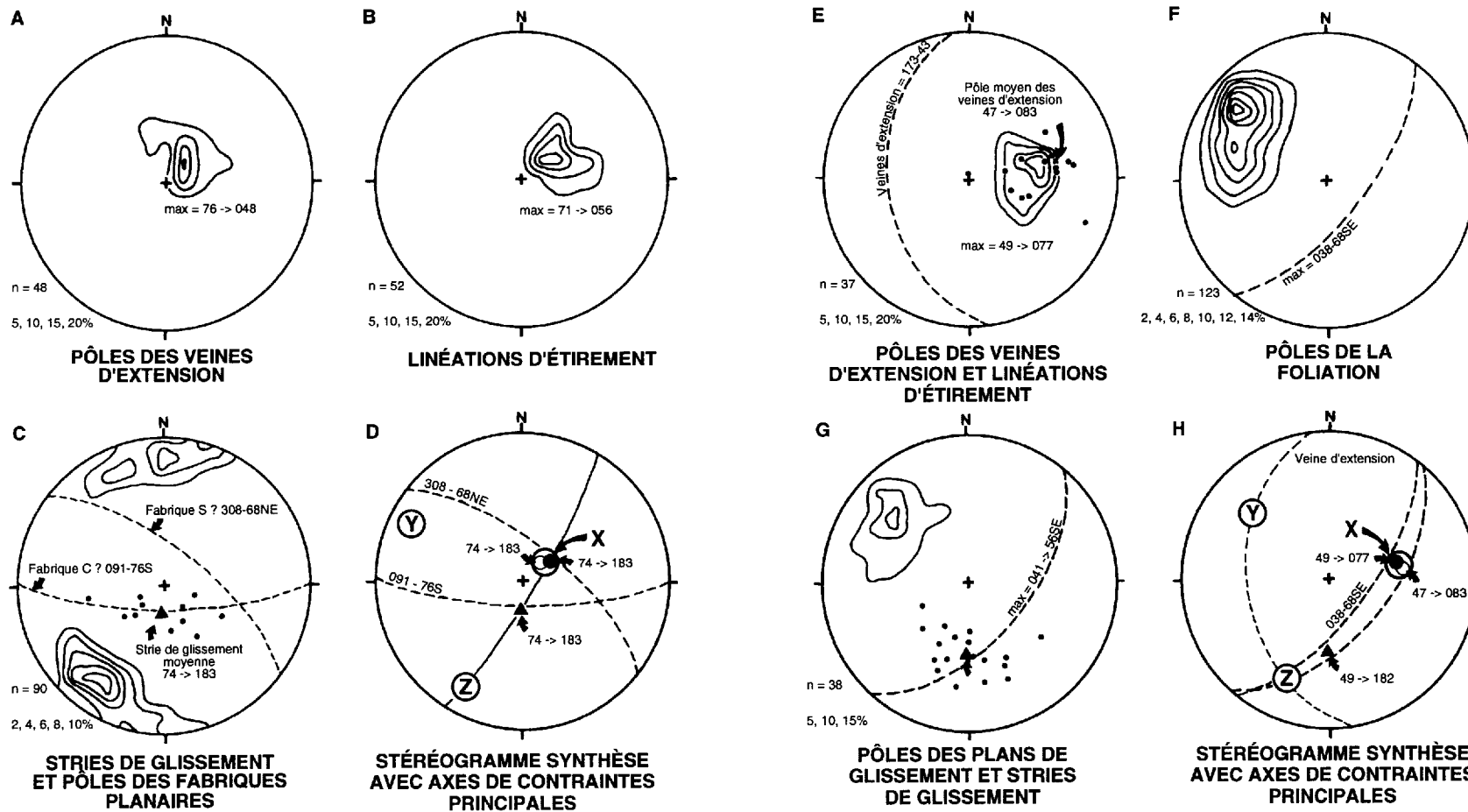


Figure 4.16: Projections stéréographiques équiennes (hémisphère inférieur) des principaux éléments structuraux des zones de cisaillement Henderson-Portage et McKenzie.

d'intersection parallèle à l'axe "Y" de la déformation, ce qui n'est pas le cas selon nos observations (Figure 4.16).

Comme l'indique les stries de glissement observées sur des plans de failles de la ZCHP, la compression régionale sub-horizontale associée à la phase de déformation D₂ a aussi réactivé la ZCHP avec un mouvement oblique à composante verticale inverse et horizontale senestre. Les linéations de glissement observées dans la ZCHP et la ZCM sont toutes deux comprises dans le plan XZ des axes principaux de la déformation associés à la phase D₂ de déformation régionale (Figures 4.16d et 4.16h). Aussi, les linéations d'étirement dans la ZCHP et la ZCM sont parallèles à l'axe d'extension maximum X associé à la phase D₂ de la déformation régionale. La coïncidence des pôles des veines d'extension de carbonate-quartz avec la linéation d'étirement de la ZCHP et le fait que les linéations d'étirement dans les deux structures soient parallèles indiquent que les veines d'extension dans la ZCHP se sont aussi formées pendant la phase de déformation régionale D₂. La linéation d'intersection entre les deux foliations internes à la ZCHP n'est toutefois pas perpendiculaire à la linéation d'étirement. Cette observation suggère que les deux foliations internes de la ZCHP sont probablement dues à des anisotropies préexistantes.

Le fait que la foliation recoupe la minéralisation de type Chibougamau et que les lentilles de la minéralisation de type Chibougamau sont étirées parallèlement à la linéation d'étirement associée à la déformation et au métamorphisme régional démontre que la minéralisation de type Chibougamau est pré-tectonique.

DISCUSSION

La ZCM a été réactivée avec un mouvement inverse pendant la phase de déformation régionale D₂. Le fort angle entre l'axe de compression maximum et le plan de la structure McKenzie a produit dans cette dernière une déformation en cisaillement pur. La minéralisation de type

Chibougamau, dans la zone d'influence de la ZCM, a été soumise à cette déformation en cisaillement pur à laquelle était associé un étirement sub-vertical pendant le métamorphisme régional au faciès des schistes verts. Pendant cette déformation, la minéralisation de type Chibougamau a été intensément déformée et recristallisée, des mécanismes de pression-solution étaient actifs et ont entraîné la remobilisation des sulfures. Ainsi, les teneurs moyennes de la minéralisation de la "Zone Principale" passaient de 2,40% Cu et 0,14 on/t (4,80 g/t Au) avant la déformation, à 1,98% Cu et 0,054 on/t Au (1,85 g/t Au) après la déformation. Par conséquent, environ 3 Mt de minerai de sulfures de type Chibougamau ont été déformés, recristallisés, et lessivés de 0,42% Cu et de 0,086 on/t Au (2,93 g/t Au) pendant que les veines de la minéralisation de type McKenzie se formaient. Nous croyons que les processus de remobilisation à petite échelle, tels qu'illustrés à la figure 4.12, ont aussi été actifs à plus grande échelle. Nous proposons que la minéralisation de type Chibougamau est la source de la majeure partie du cuivre et de l'or des veines de type McKenzie.

REMERCIEMENTS

Les auteurs aimeraient remercier Ressources MSV Inc. pour l'accès à la mine Portage, ainsi que le personnel de la mine Portage pour leur immense coopération. Nous remercions aussi tout le personnel du bureau de SOQUEM à Chibougamau pour l'aide qu'ils nous ont apportée et pour de nombreuses discussions géologiques ou autres... Nous remercions en particulier Y. Trudeau, Y. Bellavance, D. Bernard (avec SOQUEM en 1993), L. Schmidt et S. Foy. Merci aussi à Charles, mon éditeur préféré. Ce projet de recherche est financé par le programme fédéral de Partenariat de recherche entre La Société Québécoise d'Exploration Minière (SOQUEM) et le Conseil de Recherche en Sciences Naturelle et en Génie de Canada. Cette recherche fait partie d'une thèse de doctorat réalisée à l'Université Queen's de Kingston par A.C.T.

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 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 épicalstiques 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., 1984). 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 acquiert 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 4.17A), 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 4.17A). 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 4.17A).

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. Cess 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 chalcopryrite 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 long de ces couloirs minéralisés et bréchiques, des

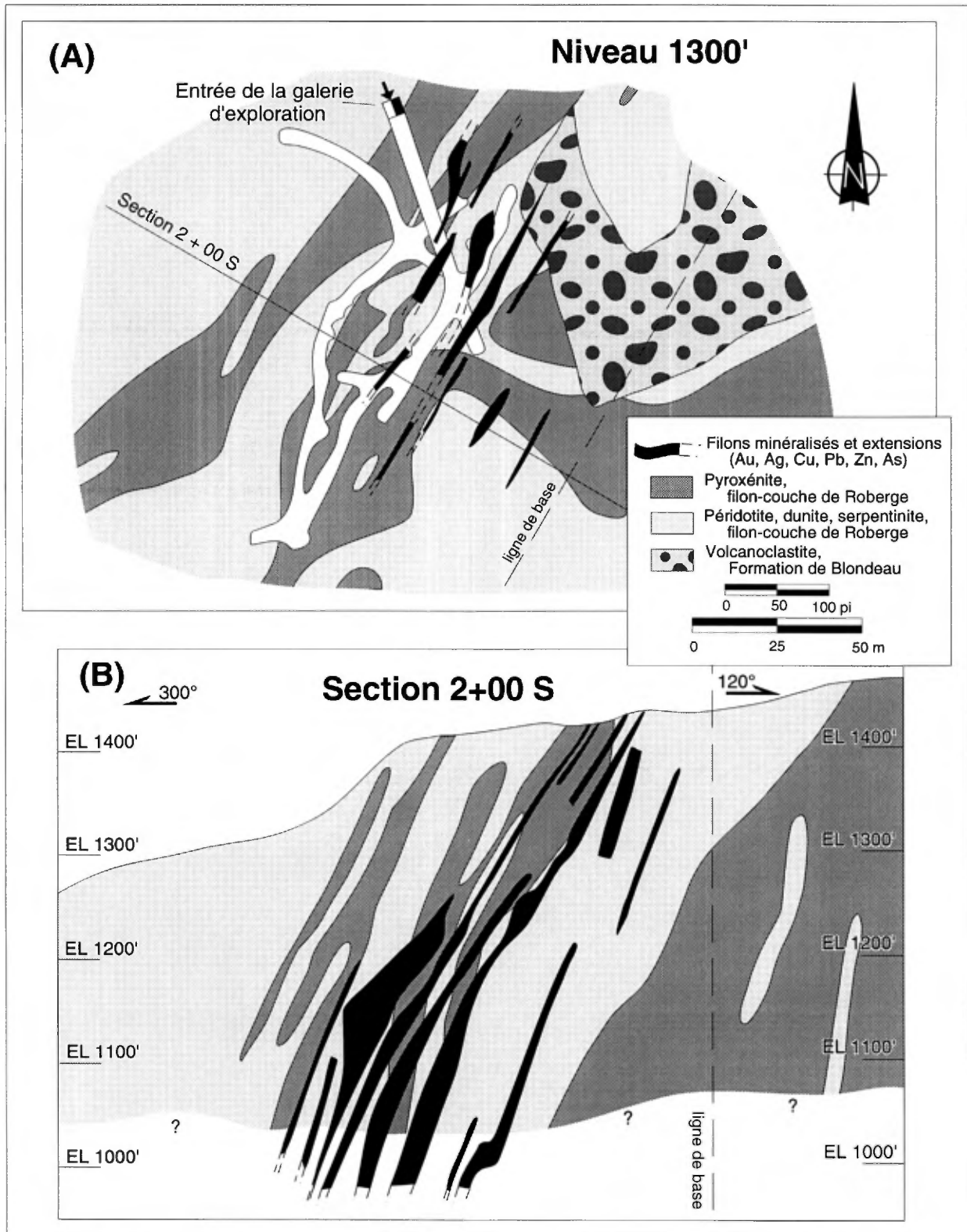


Figure 4.17: Indice du lac Berrigan, Zone Nord. (A) Géologie simplifiée, élévation 1300', avec projection de la galerie d'exploration. La polarité dans les roches ignées fait face au NW. (B) Géologie simplifiée, section 2+00 S. Modifiée de Pilote (1987), Anderson (1988), et de Pilote et al. (1990).

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'encaissant 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 chertoux. 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'ouraltisation 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 propables 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 4.17B);
- 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 subséquentement 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.

THÈME 5: LES MINÉRALISATIONS DE TYPE PORPHYRIQUE DANS LE COMPLEXE DU LAC DORÉ ET LE PLUTON DE CHIBOUGAMAU

Les gîtes Corner Bay, Devlin et les brèches de Queylus

LE GISEMENT CUPRIFÈRE DE CORNER BAY

Yvon Bellavance

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

Jean-Pierre Lachance

Mines Lyon Lake Ltée, 204 boul. De Montarville, suite 200, Boucherville, Québec, J4B 6S2;

Yvon Trudeau

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

et André C. Tessier

Department of Geological Sciences, Queen's University, Kingston, Ontario, K7L 3N6.

INTRODUCTION

Cette excursion, centrée sur le flanc sud du Complexe du lac Doré, permettra aux participants d'examiner quelques exemples de minéralisations filoniennes de cuivre situées dans le secteur de Corner Bay. Elle repose, dans une large mesure, sur les récents travaux d'exploration de SOQUEM sur la propriété.

L'objectif principal de la visite consiste en l'observation de l'environnement géologique du gisement cuprifère de Corner Bay. Plusieurs éléments suggèrent qu'il s'agit d'une minéralisation, dont la mise en place s'est faite antérieurement au développement du métamorphisme régional et de la déformation (Tessier, 1993). Il est intéressant de noter les similitudes entre les observations à Corner Bay et celles faites dans le camp minier principal de Chibougamau (Tessier, 1993; Pilote et al., 1994b; Robert, 1994).

LOCALISATION

La propriété Corner Bay est localisée à la limite des cantons Obalski, Lemoine, Dollier et Queylus à environ 20 kilomètres au sud-est de la ville de Chibougamau, province de Québec. Les points d'observation de cette excursion se situent au voisinage du puits d'Explorations Cache Inc. et de MSV Inc., présentement en construction. Ce puits, qui permettra l'exploitation du gisement de Corner Bay (ou "Zone Principale"), est localisé à 17

kilomètres au nord de la route régionale 167 qui relie Chibougamau à St-Félicien, à la hauteur de la borne kilométrique 200.

HISTORIQUE

Le gisement de Corner Bay fut la première découverte significative d'un gîte cuprifère de type Chibougamau située sur le flanc sud du Complexe du lac Doré. Le gisement fut trouvé en mars 1982 à la suite de plusieurs campagnes d'exploration échelonnées sur une période de 26 ans (Flanagan, 1983). Les travaux, qui ont permis la découverte du gisement, ont été réalisés conjointement par Rio Algom Inc. et Corner Bay Ltd. (Bertoni et Vachon, 1984). Après avoir foré le gisement jusqu'à une profondeur de 400 m et évalué des réserves géologiques de 1,5 Mt à 4,0 % Cu, Rio Algom Inc. se retira de l'entente.

En raison du potentiel géologique de la propriété et du besoin de nouvelles réserves dans le camp minier de Chibougamau, SOQUEM optionna en juillet 1992 la propriété de Corner Bay Minerals Inc. et réalisa trois campagnes de forage successives sur le gisement, pour un total de 13 519 m. Les objectifs du programme d'exploration étaient: (1) d'augmenter le degré de confiance sur les réserves géologiques connues du gisement et d'accroître les réserves et (2) d'évaluer le potentiel minier à l'échelle de la propriété.

L'implication de SOQUEM dans le projet Corner Bay aura permis, en l'espace de moins de deux ans,

d'amener le gisement à un stade suffisamment avancé pour envisager sa mise en valeur. C'est ainsi qu'Explorations Cache Inc. et Ressources MSV Inc. ont récemment conclu une entente avec SOQUEM et Corner Bay Minerals leur permettant d'acquérir un intérêt de 100 % dans le bloc "Inner", lequel comprend le gisement de Corner Bay, en contrepartie de la réalisation des travaux nécessaires à la mise en production du gisement dans un délai de trois ans.

Corner Bay Minerals Inc. et SOQUEM conservent une redevance établie en fonction des livres de cuivre récupérable extraites et produites à partir de la propriété.

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 zone de charnière est occupée par le pluton de Chibougamau, un intrusif précinématique, multiphasé résultant de mises en place successives de magmas différenciés (Racicot, 1980; 1981). Le CLD se compose des Séries Inférieure, Litée et Supérieure (Caty, 1970). La Série Litée est particulièrement bien développée sur tout le flanc sud du complexe. Elle renferme un tonnage considérable de magnétitites 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. Elle est surmontée au sud-ouest par une succession de pyroxénites, de gabbros et de magnétitites appartenant à la Série Litée (Figure 5.1). La présence de nombreux dykes de composition intermédiaire (méladiorite) à felsique (tonalite) témoigne également de l'activité magmatique importante du Pluton de Chibougamau.

Ce secteur entourant le gisement est recoupé par des masses granitoïdes tardives dont la filiation avec le pluton de Chibougamau demeure problématique. Un dyke de diabase d'âge protérozoïque et d'extension régionale, le dyke de l'Île Gabbro, traverse complètement la région. Ce dyke, d'orientation NNE, recoupe le gisement de Corner Bay.

MINÉRALISATION

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 importance, telles ("Ouest", "Centrale" et "Est"). Les zones "A, B, C, D" représentent le système NW-SE (Figure 5.2). 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. De plus, 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).

Le gisement de Corner Bay

Le gisement de Corner Bay ("Zone Principale") est associé à un cisaillement d'orientation N190°/83° plus ou moins continu sur une distance supérieure à 700 m en surface (Bertoni et Vachon, 1984). L'anorthosite gabbroïque, qui constitue l'encaissant principal, est altérée et cisailée sur une épaisseur variant de 2 à 25 m (Figure 5.3). Le gisement est traversé au nord, par un dyke de diabase d'âge protérozoïque. À son extrémité sud, il est limité par le couloir de déformation "La Chib", orienté N150°/60°.

La minéralisation consiste en lentilles et/ou veines de sulfures massifs à semi-massifs et quartz ± carbonate (calcite) contenant comme phases métalliques principales de la chalcopirite et de la pyrite, ainsi que des quantités moindres de pyrrhotite, de sphalérite et de molybdénite. La minéralisation sulfurée est associée essentiellement à des veines de quartz bréchiq. Des filonets de sulfures sont communément disposés de part et d'autre des lentilles minéralisées. L'épaisseur des veines cuprifères varie de 30 cm à près de 2,0 m. Certaines lentilles minéralisées peuvent par contre atteindre plus de 5,0 m de largeur. En bordure des veines minéralisées, l'altération est la plus intense et est caractérisée par le développement de chlorite noire dans une zone très 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

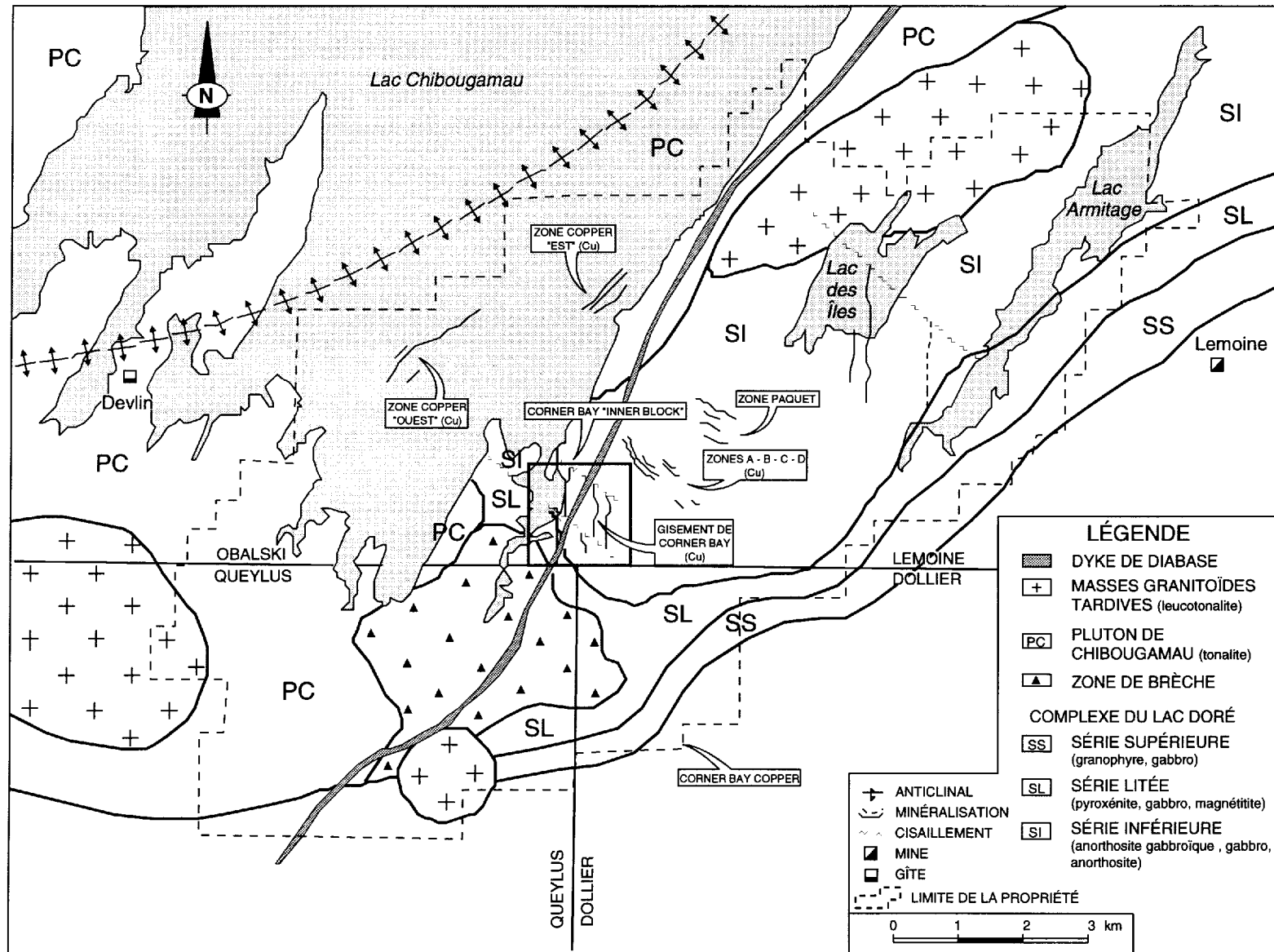


Figure 5.1: Géologie simplifiée de la région de Corner Bay (modifiée de Cimon, 1976; et des travaux d'exploration de SOQUEM).

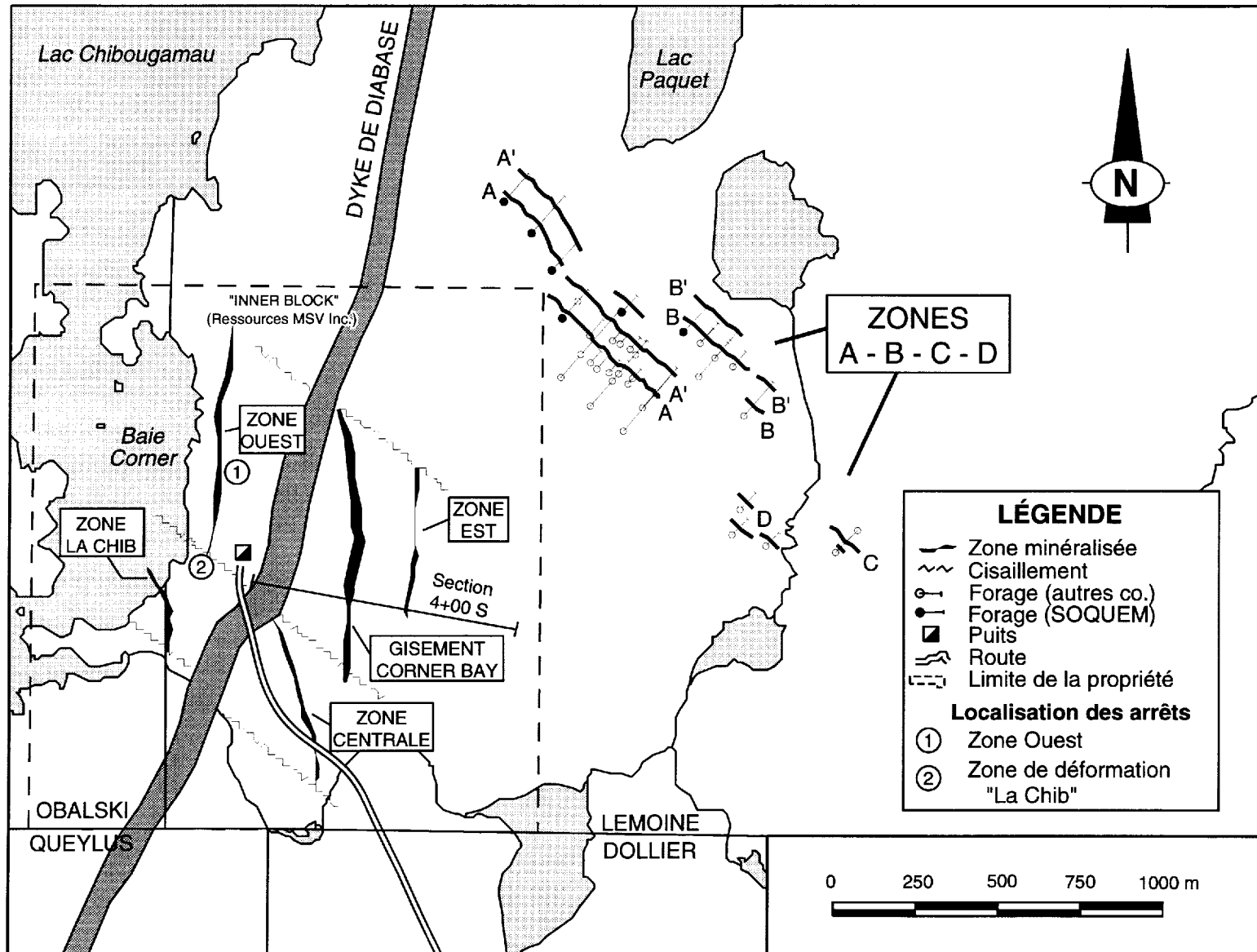


Figure 5.2: Localisation des principales zones minéralisées du secteur Corner Bay.

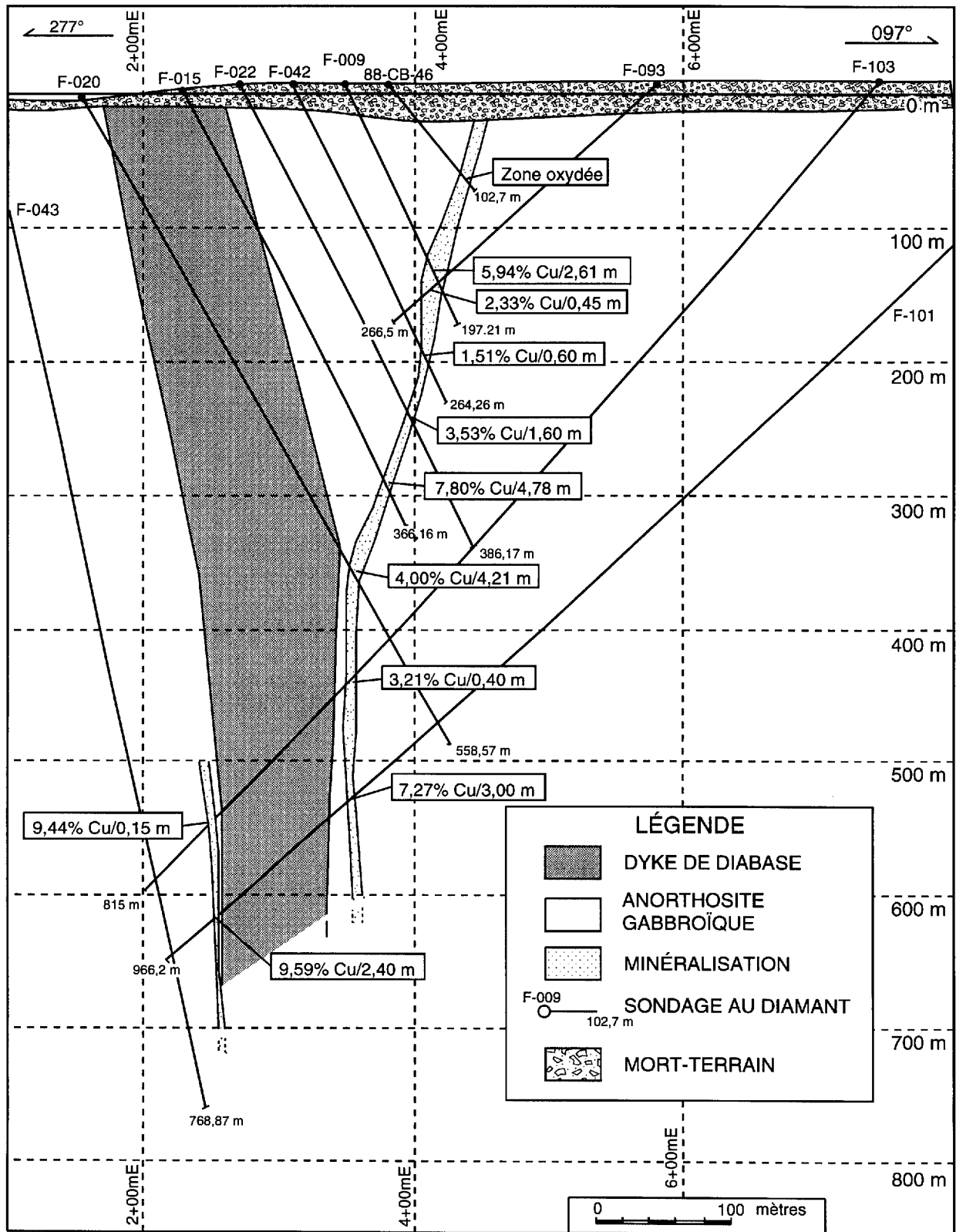


Figure 5.3: Géologie simplifiée de la section 4 + 00 S, gisement de Corner Bay.

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 5.4).

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.

Les Zones "A, B, C et D"

Les zones "A, B, C et D" sont localisées immédiatement au nord-est du bloc "Inner", à moins d'un kilomètre de la "Zone Principale" (Figure 5.2). Ces zones furent délimitées lors de la période allant de 1973 à 1979 par Rio Tinto Expl. Ltd, au cours des programmes d'exploration conjoints avec Flanagan - McAdam & Compagny.

Une compilation récente de SOQUEM indique que la minéralisation se présente en une série de veines cuprifères comprises dans des fractures d'extension. Ces veines, orientées N130° et inclinées en moyenne à 85° vers le SW, montrent un contact très net avec l'anorthosite gabbroïque encaissante. Celle-ci est chloritisée et carbonatée à proximité des veines minéralisées. Ces dernières se composent essentiellement de quartz, de calcite, de chalcopirite et de pyrite. Les sulfures sont semi-massifs à massifs. Plusieurs dykes de composition intermédiaire à felsique sont également présents dans les environs.

Le type et le style des minéralisations cuprifères rencontrés dans les zones "A, B, C et D" sont identiques à ceux observés dans la "Zone Principale". Jusqu'à maintenant, seules les zones A-A' et B-B' ont montré plusieurs intersections à haute teneur en cuivre. Ces zones sont très minces, mais très continues. Les zones C et D, relativement peu explorées, n'ont par ailleurs retourné que des sections pyriteuses sans valeur significative en cuivre. D'un point de vue global, les zones "A, B, C et D" sont, selon toutes apparences, l'expression d'un seul même système minéralisé affecté par des failles tardives NNE.

TRAVAUX EN COURS

Les travaux de SOQUEM permettent, entre autres, d'accroître sensiblement le degré de compréhension de la géométrie du gisement de

Corner Bay et d'établir la continuité de la minéralisation jusqu'à une profondeur de 600 m. La "Zone Principale" demeure de plus ouverte en profondeur. Les réserves probables et possibles diluées, avec une dilution de 25 %, ont été évaluées par SOQUEM à 986 601 tonnes à 5,28 % Cu avec une teneur de coupure de 3,75 % Cu (Lachance, rapport interne). La zone d'oxydation superficielle a été exclue du calcul. Une deuxième zone ("Inférieure"), a aussi été identifiée à partir d'une profondeur de 500 m (Figure 5.3). La zone "Inférieure", localisée dans l'éponte inférieure d'un dyke de diabase, rehausse le potentiel d'accroissement des réserves.

En ce qui concerne les zones "A, B, C et D", le succès du programme d'exploration a reposé sur l'identification formelle des structures minéralisées A et A' au-delà des sondages R1-34 et R1-14, initialement forés en 1976. Quatre sondages ont ainsi été implantés en 1995 avec succès dans l'extension NW de ces structures. Les zones minéralisées A et A' sont maintenant reconnues sur une distance de plus de 700 m latéralement et demeurent potentiellement ouvertes vers le NW en marge du dyke de l'Île Gabbro. Les extensions et le potentiel économique de ces structures seront évalués dans un avenir prochain.

En se basant sur des travaux de compilation faits récemment et sur la campagne de forage de l'hiver 1995, le potentiel de la propriété apparaît excellent. Ces travaux ont non seulement permis d'accroître le degré de confiance relativement à la teneur et la géométrie des zones "A, B, C et D", mais ont surtout démontré que ces zones étaient potentiellement ouvertes latéralement et en profondeur. L'expertise acquise, jumelée à une meilleure compréhension géologique du secteur, permettront de mieux orienter les futurs travaux d'exploration et de forage.

INTERPRÉTATIONS PRÉLIMINAIRES

Les descriptions et interprétations qui suivent sur la zone "Ouest" et la zone de déformation "La Chib", sont basées en grande partie sur les travaux de Tessier (1993) ainsi que sur les travaux récents d'exploration de SOQUEM. La séquence des événements qui suit est suggérée:

- 1) les deux directions de failles ductiles (à ductiles-fragiles) présentes dans le secteur, soit NS et NW-SE, semblent représenter des fractures d'extension précoces plus ou moins synchrones. La mise en place des minéralisations est fort probablement associée à cette phase;
- 2) ces zones en extension ont par la suite été déformées, cisailées et foliées lors de la

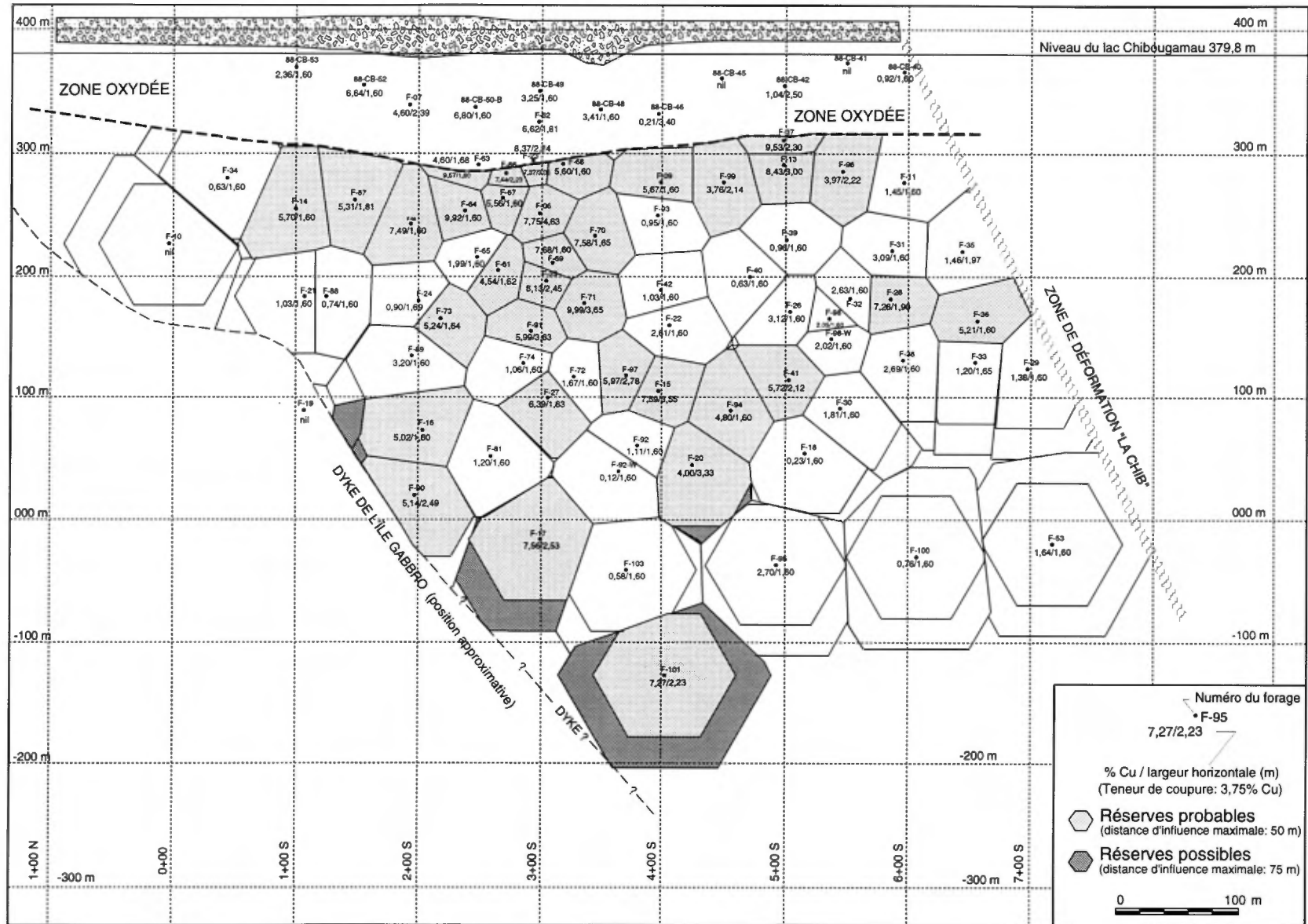


Figure 5.4: Section longitudinale verticale de la Zone Principale, gisement de Corner Bay.

déformation régionale. Ceci est suggéré, entre autres, par les veinules et/ou lentilles de sulfures plissées et par les zones d'altération en chlorite déformées. Leur extension sud a été à la même période recoupée par le couloir de déformation "La Chib", orienté N150°/60°; et

3) des failles tardives NNE, orientées parallèlement au front du Grenville situé plus à l'est, ont par la suite affecté cette région.

DESCRIPTION DES ARRÊTS

Lors de l'excursion sur la propriété Corner Bay, nous visiterons la zone "Ouest" située à 400 m à l'ouest de la "Zone Principale". Cette zone présente un exemple typique de la minéralisation constituant le gisement de Corner Bay. Certaines intersections de forage seront également disponibles sur le terrain. Nous visiterons également la zone d'influence du couloir de déformation "La Chib". Des relations de recoupement entre cette zone de cisaillement et la minéralisation pourront être observées et débattues sur le terrain.

La zone "Ouest"

Lithologies

La lithologie principale consiste en une anorthosite gabbroïque. Un litage magmatique primaire, marqué par divers changements compositionnels et/ou texturaux, peut être observé localement.

Plusieurs types de dykes sont observés sur cet affleurement et présentent des relations de recoupement particulières (Figure 5.5). Les dykes varient d'une composition mafique (méladiorite) à dioritique et à quartzo-feldspathique. Les dykes sont généralement aphanitiques, sauf pour un dyke de composition dioritique carbonaté qui recoupe une méladiorite. Un dyke pegmatite, d'environ 2 m d'épaisseur et orienté à N080°/77°, recoupe les deux types de dykes précédents.

Aspects structuraux

Sur cet affleurement, les structures précoces consistent en des fractures d'extension orientées approximativement N-S peu à non déformées avec

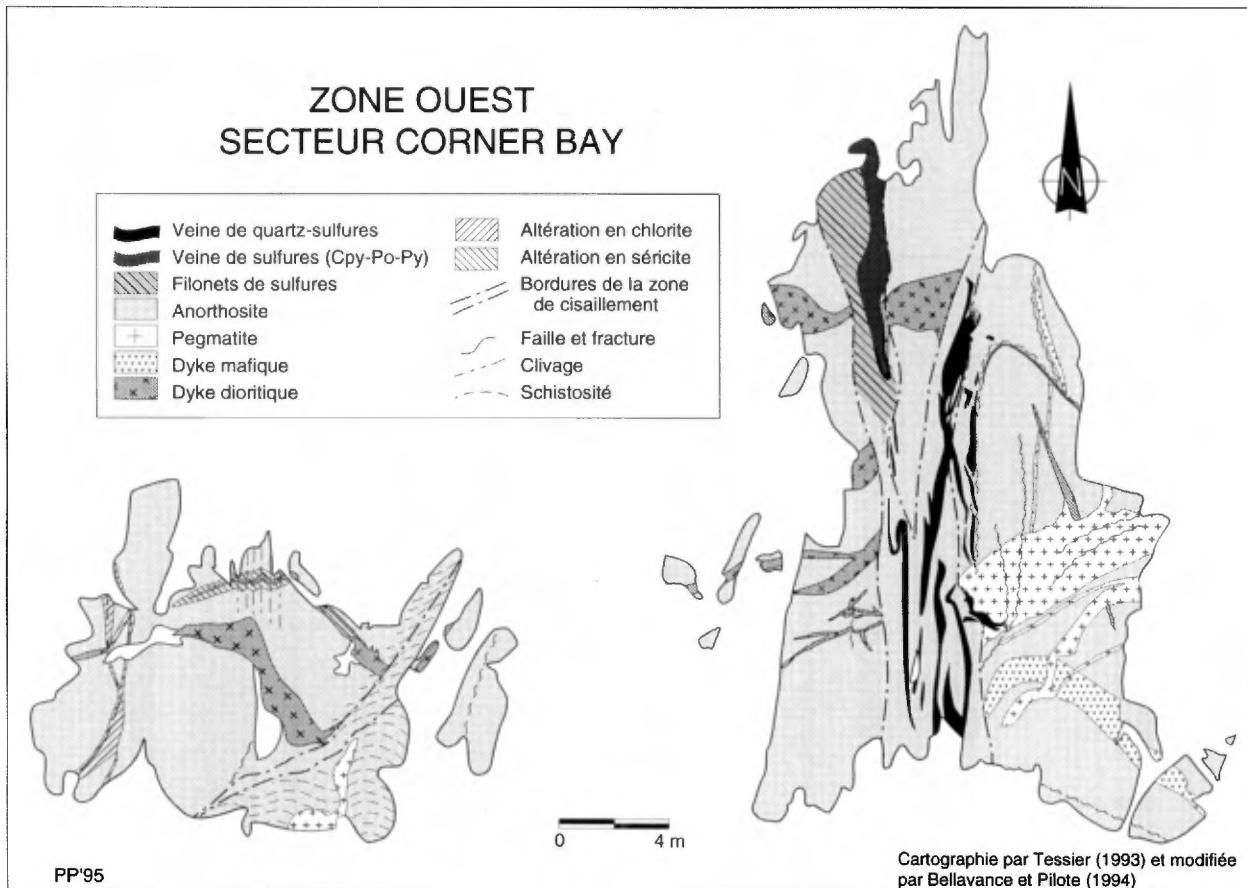


Figure 5.5: Géologie simplifiée de la zone "Ouest", secteur Corner Bay.

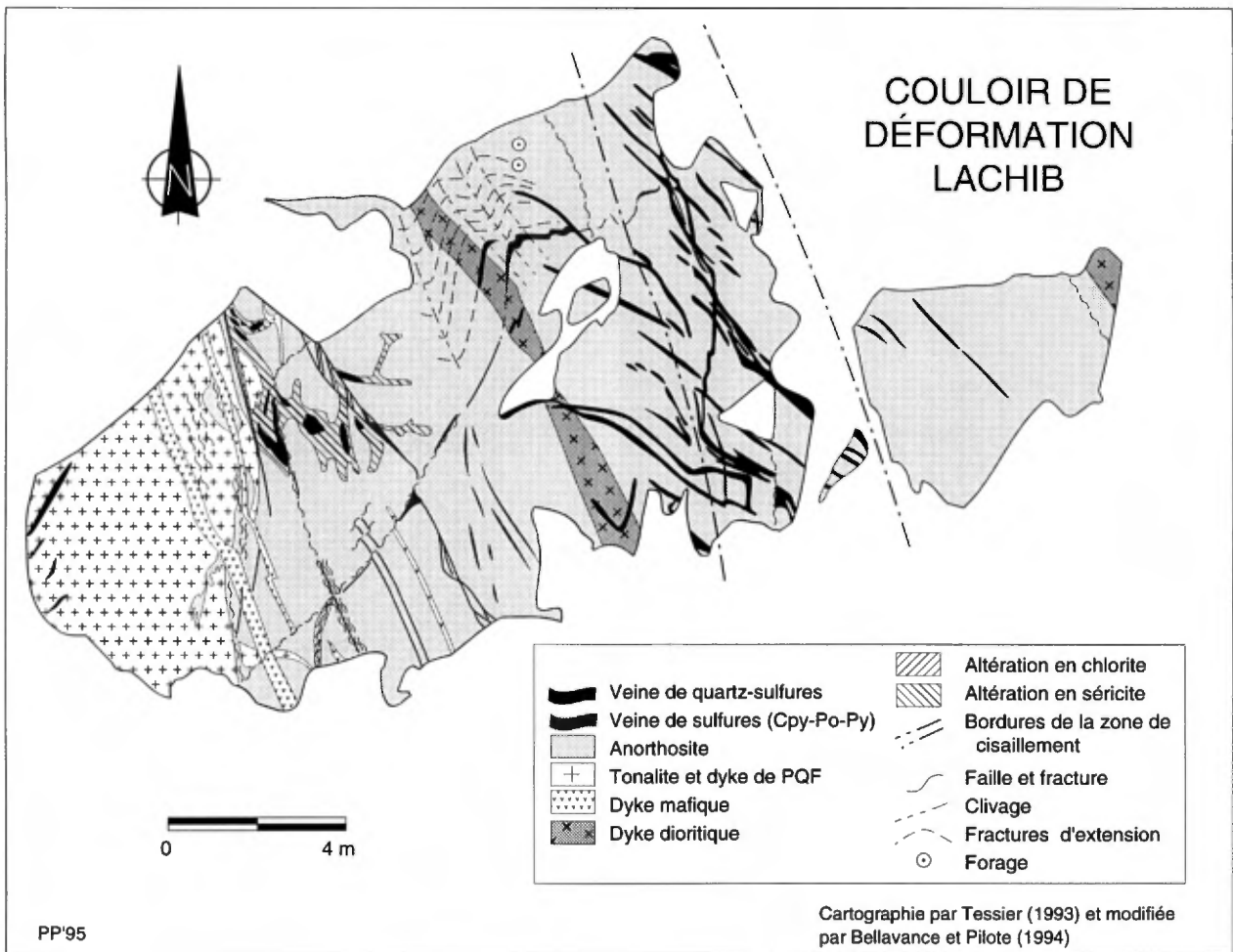


Figure 5.6: Géologie simplifiée du couloir de déformation "La Chib".

des fronts d'altération en chlorite. Trois types de cisaillement sont observés:

1) La zone "Ouest" constitue la principale structure de cet affleurement. Il s'agit d'un ensemble de veines de sulfures-quartz-calcite associé à un cisaillement orienté N190°/80°. Les veines ainsi que les lentilles sont boudinées et localement plissées. L'entraînement des différents types de dykes, des lentilles de sulfures et d'un cisaillement secondaire (mentionné ci-dessous) permettent d'interpréter un mouvement horizontal apparent senestre. Toutefois, une linéation d'étirement subverticale observée dans certaines lentilles de sulfures indiquerait un mouvement principalement inverse.

2) Une mince zone de cisaillement minéralisée, d'orientation N146°/60°, semble être plissée et entraînée dans le cisaillement principal. Cette zone de cisaillement a environ 30 cm d'épaisseur et décale avec un mouvement apparent dextre un dyke mafique. Cette zone de cisaillement

occupe une orientation similaire aux zones "A, B, C et D".

3) Une zone de cisaillement est observée à l'ouest de l'affleurement. Cette zone, d'orientation générale NNE, fait 50 cm d'épaisseur et est de caractère plutôt fragile. Un décrochement sur un dyke dioritique permet d'interpréter un mouvement apparent horizontal senestre le long de cette structure. Il n'y a pas de relation de recoupement observée avec le cisaillement principal.

Minéralisation et altération

La minéralisation de la zone "Ouest" consiste en des veines et des lentilles de chalcopryrite et de pyrite associées principalement à des veines de quartz-calcite. Il est courant d'observer des fragments de quartz bréchique dans les sulfures.

L'altération associée à la minéralisation est représentée par une chloritisation intense qui se limite à la zone de cisaillement. Par contre, il semble y avoir un front d'altération en micas blancs qui

s'étend à l'intérieur de l'anorthosite gabbroïque peu déformée. Des veinules de quartz non déformées avec des fronts d'altération en micas blancs d'échelle centimétrique, subparallèles au cisaillement principal sont aussi observées sur l'affleurement. Des fractures N-S de faibles extensions montrent également de minces fronts d'altération en chlorite.

Le couloir de déformation "La Chib"

Lithologies

L'anorthosite gabbroïque du Complexe du lac Doré constitue ici également, la lithologie principale. Trois types de dykes sont observés sur cet affleurement (Figure 5.6). Un dyke à phénocristaux de quartz et de feldspath est recoupé par des dykes mafiques aphanitiques chloriteux. Le troisième dyke est également aphanitique, mais de composition dioritique.

Aspects structuraux

À l'extérieur du couloir de déformation "La Chib", des fractures d'extension d'orientation NE-SW sont observées dans l'anorthosite. De minces lentilles et veinules de sulfures sont subparallèles à ces fractures. Ces fractures d'extension semblent être empruntées localement par des cisaillements de même orientation, présentant alors des décalages apparents horizontaux dextres. Les fractures d'extension et les veinules qui leur sont subparallèles sont conjointement plissotées par un clivage orienté NNE. De minces lentilles de sulfures sont, par ailleurs, subparallèles à ce clivage.

Le couloir de déformation "La Chib", de caractère fragile-ductile, est orienté à N150°/60°. Sa foliation interne, de direction N-S, montre un pendage abrupt vers l'ouest. Ce couloir semble avoir connu une histoire complexe de réactivation et il recoupe tous les éléments structuraux observés. De plus, il semble nettement plissoté et entraîne les veinules de sulfures préexistantes.

Minéralisation et altération

La minéralisation la plus ancienne sur cet affleurement semble orientée NE-SW, subparallèle aux fractures d'extension décrites plus haut. Il s'agit de veinules de sulfures millimétriques et de lentilles de sulfures plissées dont l'une atteint jusqu'à 10 cm d'épaisseur. L'altération, le long de cette structure, est visible seulement par endroits et consiste en un front décimétrique de chlorite. La lentille de sulfure est exposée sous la forme d'un chapeau de fer. Ces observations semblent indiquer que le patron de fracturation, les lentilles-veinules de sulfures anciennes et les fronts d'altération en chlorite sont des événements synchrones produits par l'épisode hydrothermal à l'origine des différentes zones minéralisées, telle la zone "Ouest" du gisement de Corner Bay.

L'altération dans le couloir de déformation "La Chib" consiste en micas blancs et en une ankérisation d'intensité moyenne confinés à cette structure. Deux générations de veines de quartz sont observées près de la faille "La Chib". Il s'agit: (1) de veines précoces de quartz-chlorite de 5 cm d'épaisseur approximativement; et (2) de veines plus tardives de quartz-ankérite atteignant jusqu'à 10 cm d'épaisseur. Aucun de ces deux types de veines ne semble minéralisé. Des veinules de pyrite tardives, observées localement, recoupent les deux types de veines. Elles sont généralement stériles.

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier la direction de SOQUEM pour son support et la permission de publier ce texte. Les auteurs remercient également tous ceux qui ont participé au projet, avec en particulier: Pierre Folco, Donald Gervais et Laury Schmitt pour le programme de forage; et Daniel Savard pour la réalisation des figures. Les commentaires constructifs de Pierre Pilote et Jean-Marc Lulin ont été grandement appréciés lors de la rédaction de la version finale de ce document.

LE GISEMENT CUPRIFÈRE DEVLIN

Pierre Pilote

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

INTRODUCTION

Le gîte Devlin est situé sur la péninsule Devlin à l'extrémité sud du lac Chibougamau, entre les baies Inlet et Dulieux, à environ 18 km au sud-sud-est de la ville de Chibougamau. À partir de la route régionale 117 conduisant à St-Félicien, près du kilométrage 209, un chemin gravelé d'une longueur de 5 km conduit en direction est jusqu'à ce gîte. La description suivante est tirée et modifiée des travaux de Bureau (1980), Gobeil (1982), Tremblay (1983), Guha et al. (1984), Lange-Brard (1986) et Pilote et al. (1994b).

HISTORIQUE ET TRAVAUX ANTÉRIEURS

La présence du gisement Devlin a été révélée à l'origine par trois anomalies électromagnétiques (deux anomalies de 2 canaux et une anomalie de trois canaux) sur le levé INPUT™ de 1972 produit par le Ministère des Ressources naturelles du Québec (MRN, 1972). Le secteur couvrant ces anomalies a été jalonné en mars 1973 par la compagnie Flanagan-McAdam. Cette compagnie effectua, durant cette même année, un levé électromagnétique au sol pour localiser les anomalies décelées lors du levé aéroporté. En février 1974, les claims ont été optionnés par Riocanex, une filiale de Rio Tinto vouée à l'exploration, laquelle oeuvrait activement dans la région de Chibougamau à la recherche de minéralisations de type porphyre cuprifère.

En 1974, Riocanex a entrepris des levés "VLF" et magnétiques dans les environs des anomalies INPUT™ identifiées plus tôt. À l'hiver 1974-75, une première campagne de trois sondages, totalisant 988 pieds, a été entreprise. Cette campagne a conduit à la découverte de la zone minéralisée. L'hiver suivant, un levé de polarisation provoquée ("P.P.") couvrant ce secteur a signalé plusieurs cibles, lesquelles ont été forées au printemps de 1976 (24

forages, totalisant 8 991 pieds). En 1977, une nouvelle phase d'exploration comprenant 51 sondages (16 618 pieds) a été entreprise. À celle-ci s'ajoute en 1978 une campagne additionnelle de 17 trous totalisant 6 288 pieds. Tous les sondages avaient été examinés en détail à l'époque et analysés de manière très exhaustive. En 1979, Campbell Chibougamau Mines Ltd. et Falconbridge Copper ont entrepris conjointement sur cette propriété un nouveau programme d'exploration comprenant 11 forages totalisant 3 335 pieds. Ces trous avaient pour but de vérifier le patron de forage établi par les travaux de Riocanex et d'abaisser la maille de sondage à 100 pieds dans certains secteurs spécifiques.

La compagnie Riocanex, sur la base des 36 sondages réalisés précédemment, avait calculé des réserves de 1 007 945 tonnes à une teneur de 2,45% Cu en employant une épaisseur minimum de 8 pieds et une teneur de coupure de 1,00% Cu. Campbell Chibougamau Mines Ltd. ont refait ces calculs par la méthode des blocs triangulaires et ont obtenu des réserves de 1 027 859 tonnes à une teneur de 2,23% Cu, ce qui a confirmé à l'époque la validité des réserves établies par Riocanex.

En avril 1981, un nouveau calcul de réserves a été fait en employant la méthode des blocs rectangulaires. Celui-ci a indiqué des réserves de 1 111 257 tonnes à 2,08% Cu, en employant une teneur de coupure de 0,50% Cu et en appliquant une dilution sur une largeur minimale de 8,0 pieds. Les réserves totales ont été estimées à 2 073 711 tonnes titrant 1,45% Cu en employant une teneur de coupure de 0,50% Cu, et de 792 097 tonnes à 3,27% Cu avec une teneur de coupure de 1,00% Cu sur une épaisseur moyenne de 5,7 pieds. Un calcul géostatistique réalisé la même année par Campbell Chibougamau Mines Ltd., basée sur les résultats des 106 sondages précédents, a permis de délimiter des réserves de 1 697 386 tonnes à une teneur moyenne de 1,516% Cu en employant une teneur

de coupure de 1% Cu. Les réserves exploitables étaient de 1 217 000 tonnes à une teneur de 1,82% Cu.

En mai 1981, Ressources Camchib Inc. ont acquis cette propriété et ont débuté un programme de sondage comprenant deux phases dans la partie sud de la zone minéralisée, là où l'exploitation minière semblait le plus favorable. Cette campagne, comprenant 41 sondages de calibre BQ totalisant 9 574 pieds, avait pour but d'étudier en détail les caractéristiques du gisement et d'aider à la planification d'un éventuel développement minier. Les résultats de la phase I ont permis de préciser que la partie sud du gîte était constituée de plusieurs lentilles minéralisées à fortes teneurs. La phase II, pour sa part, a permis la détection et la détermination géométrique de l'attitude de nombreuses lentilles minéralisées à fortes teneurs dans les parties nord, est et ouest de la zone minéralisée principale. Ces forages ont indiqué que les structures minéralisées étaient tabulaires, formant un corps généralement planaire de direction N315° avec un pendage variant de 5° à 8°. La limite sud de la zone minéralisée était également constituée de nombreuses petites lentilles s'embranchant entre elles.

Toujours en 1981, Ressources Camchib Inc. ont entrepris le fonçage d'une rampe d'exploration inclinée, ceci dans le but d'atteindre la minéralisation à la profondeur de 180 pieds (56 m) sous la surface. Au début de mai 1982, cette compagnie avait complété environ 1 000 pieds (300 m) de galerie à travers la zone minéralisée. Des levés de polarisation provoquée ("P.P."), des tests métallurgiques (comprenant l'usinage de 5 500 t de minerai) constituant la phase préliminaire d'une étude de faisabilité, de la cartographie souterraine et une compilation géologique des différentes campagnes de forage ont été concurremment réalisés. Le fonçage de galeries le long des veines a confirmé la continuité et le teneur de la zone minéralisée. Le développement souterrain a totalisé plus de 2 000 pieds (610 m). À la suite à ces travaux, un nouveau calcul des réserves a été fait, basé sur une épaisseur exploitable de six pieds; le résultat a été 1 400 000 tonnes à 2,0% Cu en utilisant une teneur de coupure de 1% Cu, ou 969 000 tonnes à 2,29% Cu avec une teneur de coupure de 1,4% Cu. Plusieurs lentilles à fortes teneurs ont été signalées à l'intérieur de la zone minéralisée principale. Les travaux d'exploration souterrain et de développement ont été complétés en mai 1982. Des études de faisabilité préliminaires réalisées en 1982 avaient conclu qu'avec un prix du cuivre supérieure à \$1,50/lb, ce gisement pourrait être économique.

Suite à la mauvaise performance du cours du cuivre à cette époque, la compagnie décidait de suspendre les travaux et d'attendre un contexte économique plus favorable pour remettre le projet en marche. La galerie souterraine a été fermée en juin 1982. Depuis ce temps, ce gîte a été inactif.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

La lithologie encaissant le gîte Devlin est constituée par le Pluton de Chibougamau, lequel constitue le coeur de l'anticlinal de Chibougamau. Ce pluton incurvée, montrant une forme convexe vers le sud, fait environ 64 km de longueur par une largeur variant de 3,2 à 16 km. Il couvre une superficie de 466 km², la plus grande partie se situant sous les eaux du lac Chibougamau, ou encore sous des dépôts d'origine glaciaire.

Le Pluton de Chibougamau représente une intrusion polyphasée synvolcanique appartenant à la suite diorite-tonalite. Cette intrusion est généralement subconcordante aux grandes structures régionales. La tonalite occupe le coeur de la structure anticlinale, tandis que les faciès dioritiques se situent principalement à la périphérie ou aux contacts du pluton avec les roches du Complexe du lac Doré. Par ordre chronologique de mise en place, les lithologies que l'on retrouve dans le pluton sont la méladiorite à hornblende, la diorite quartzifère à hornblende, la tonalite à biotite et/ou à chlorite et la leucotonalite. Ce pluton est hétérogène et montre communément des enclaves de phases anciennes dans les phases plus récentes, ou encore de nombreuses relations de recoupement par dykes, les phases mafiques étant généralement recoupées par les phases plus felsiques (Racicot, 1979).

Sur une base régionale, le Pluton de Chibougamau est généralement en contact avec la Zone Anorthositique du Complexe du lac Doré. Ce contact est représentée par une brèche intrusive formée de fragments de tailles variées appartenant au complexe et d'une matrice dioritique à grains plus fins constituée de phases provenant du pluton. À son extrémité ouest, le pluton est en contact avec les roches sédimentaires du Groupe d'Opémisca. À l'extrémité est, le Pluton de Chibougamau est affecté par l'orogénie grenvillienne et montre par endroits un aspect gneissique.

GÉOLOGIE LOCALE

Les lithologies se retrouvant dans le secteur du gîte Devlin sont toutes variablement altérées, il s'agit de la leucotonalite, de la diorite et d'une brèche

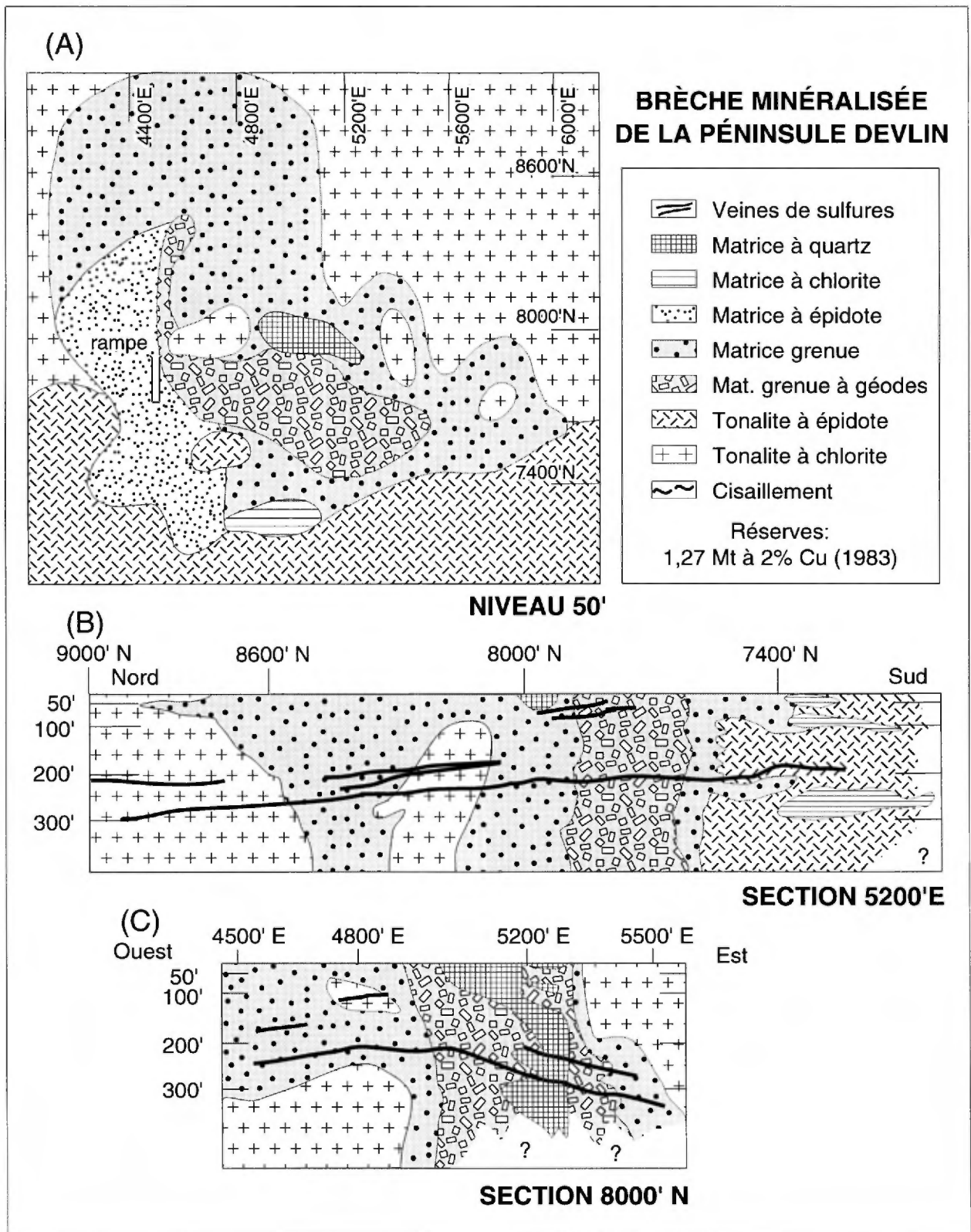


Figure 5.7: Brèche minéralisée de la péninsule Devlin. (A) Géologie simplifiée du niveau 50' avec projection de l'entrée de la rampe d'exploration. (B) Géologie simplifiée de la section 5 200' Est. (C) Géologie simplifiée de la section 8 000' Nord. Modifiée de Lange-Brard (1984).

(Figure 5.7A). En bordure de cette brèche, la diorite et la leucotonalite montrent une foliation magmatique très bien développée, soulignée par l'orientation préférentielle des minéraux ferromagnésiens (amphibole) et de feldspath. Cette foliation, d'orientation E-W avec un pendage variant de subvertical à 75° vers le nord, pourrait représenter en partie dans ce secteur la forme originale du Pluton de Chibougamau. Des fragments d'anorthosite du Complexe du lac Doré et de diorite se retrouvent dans la leucotonalite. Il est probable que les fragments dioritiques proviennent des phases précoces plus mafiques du Pluton de Chibougamau.

La brèche occupe la partie centrale du gisement et elle montre un contact net avec la leucotonalite dans la partie sud. Elle se compose de fragments de leucotonalite, de diorite, localement de gabbro, d'anorthosite gabbroïque et de gabbro anorthositique du Complexe du lac Doré et, ponctuellement, de roches chloriteuses. La dimension et la forme de ces fragments varient beaucoup, de grands blocs anguleux de plusieurs décimètres de diamètre peuvent être observés localement. La matrice se compose principalement d'épidote avec des quantités moindres de chlorite et/ou de quartz. Près de l'entrée de la galerie d'exploration, la brèche contient de nombreuses cavités ("vugs") qui démontrent le caractère très poreux de cette lithologie.

MINÉRALISATION ET ALTÉRATION

Le gisement cuprifère Devlin se compose d'une série de veines subhorizontales formant un arche dans la brèche (Figures 5.7B et 5.7C) et d'un réseau apparemment peu développé de veinules minéralisées à pendage abrupt encaissées dans la leucotonalite du Pluton de Chibougamau. La plus grande partie de la minéralisation est contenue dans la zone de brèche hydrothermale, laquelle se superpose à une brèche précoce ignée associée probablement à un épisode tardif relié à l'emplacement de la leucotonalite ou à une phase magmatique encore plus évoluée. La brèche ignée contient des fragments des lithologies intrusives environnantes, ainsi que plusieurs fragments du Complexe du lac Doré, disposés dans une matrice leucotonalitique. La brèche hydrothermale se compose de fragments provenant à la fois de la leucotonalite et de la brèche précoce. Ces fragments sont contenus dans une matrice constituée de fragments de roches finement broyés et altérés selon une intensité variable. Les différents types d'altération reconnus semblent se distribuer selon

un schéma zoné, aux limites plus ou moins bien définies (Figure 5.7A; Lange-Brard, 1986).

La zone minéralisée cuprifère principale montre une minéralogie simple. Elle se compose de chalcopryrite et de pyrite contenues dans une gangue de quartz ± carbonate. L'or est présent en faible quantité. La chalcosine a été observée dans de rares veines avec cavités. Des fragments de quartz et, plus localement, de roches encaissantes sont observés dans les veines de sulfures. La zone fait 365 m de longueur par 210 m de largeur. Elle se compose généralement d'au moins deux veines de quartz-sulfures et de filonnets, lesquels montrent une épaisseur variant de quelques centimètres à 0,45 m. La zone minéralisée principale est pratiquement subhorizontale, avec une direction moyenne de N315° et un pendage de 5° à 10° vers le NE. Les veines constituent des corps grossièrement planaires avec une forme en dôme faiblement déversé vers le SE (Figure 5.7C). Les textures et structures observées dans les veines suggèrent que la minéralisation a rempli des fractures ouvertes, lesquelles ont par la suite été affectées par la déformation et des mouvements tardifs le long de ces fractures. La géométrie des veines peut être représentée comme de grandes lentilles de forme planaire qui se pincent ou s'amincissent selon deux directions principales, NE et NW.

Des disséminations de chalcopryrite et de pyrite se retrouvent dans les roches encaissantes au-dessus de la zone minéralisée principale et entre les veines minéralisées et les filonnets. Ces disséminations représentent rarement du minerai économiquement exploitable.

Dans les veines et les filonnets, la chalcopryrite se présente sous le forme de bandes massives ou de grains dispersés. Les intersections minéralisées comprennent généralement une ou plusieurs veines de quartz subparallèles d'une épaisseur inférieure à 60 cm, dans lesquelles de la chalcopryrite globuleuse peut être distribuée de manière plus ou moins régulière ou aléatoire. Une mince zone de sulfure d'aspect semi-massif à massif est communément présente dans les veines. L'épidotisation est caractéristique le long des veines minéralisées.

Une zonation compositionnelle est observée localement à l'intérieur des veines minéralisées principales. Ainsi, ces veines peuvent se subdiviser en une zone de quartz-chalcopryrite et une zone de pyrite-chalcopryrite-quartz. Ces zones sont communément séparées par de minces bandes chloriteuses.

Une altération très intense et extensive de la leucotonalite encaissante accompagnée de plusieurs

généralisations de veines sont les caractéristiques dominantes de ce gîte. Les inclusions fluides associées à la minéralisation indiquent de basses températures d'homogénéisation, une salinité variable, une variété de minéraux-soeurs et une phase vapeur dominante (Lange-Brard, 1986). Le fluide minéralisateur montre également des évidences d'ébullition à faible profondeur. L'assemblage d'altération le plus étendue, de type propylitique, se retrouve dans la brèche et en bordure des veines. Il est caractérisé par la présence de chlorite, d'épidote et de carbonate. Localement, une altération de type phyllique, caractérisée par l'occurrence de séricite, se surimpose à l'assemblage propylitique. Il est toutefois difficile de déterminer avec précision à quel événement hydrothermal l'altération phyllique peut être reliée, soit aux processus de bréchification - minéralisation eux-mêmes ou soit encore au métamorphisme régional. L'altération en tourmaline a été observée localement (Tremblay, 1983) et est restreinte à la matrice de la brèche. L'hématite est très répandue et intense sur toute la superficie de la brèche; la silicification est également commune. Le secteur le plus altéré s'avère associer aux zones les plus intensément fracturées de la brèche.

L'hématite, la pyrite et la tourmaline, cette dernière montrant une distribution très erratique, accompagnent communément la minéralisation. La pyrite est répandue dans les zones minéralisées, elle est de plus particulièrement abondante près des fractures dont l'épaisseur varie entre 2 et 3 mm. Des bandes isolées de pyrite, d'aspect semi-massif à massif, sont observées et montrent une épaisseur généralement inférieure à 3 cm. La pyrite se retrouve aussi communément associée à de minces veinules de quartz, lesquelles montrent des épaisseurs variant de 1 à 3 mm, ainsi qu'aux veines minéralisées principales. L'hématite est présente sous la forme de dissémination dans la roche ou en amas; elle confère à la roche une coloration rougeâtre. Elle est généralement associée à la leucotonalite et s'y retrouve en quantité variable de telle façon qu'aucune zonation particulière ne peut être établie. La tourmaline est présente dans toutes les lithologies, soit en grains disséminés, en amas ou encore en minces veinules. Par endroits, des veines de quartz contiennent une faible quantité de magnétite. La distribution de ces veines est toutefois erratique et aucune distribution particulière n'a pu être observée.

Plusieurs évidences suggèrent que la déformation a affecté les veines minéralisées. Ceci est démontré par la bréchification des grains de

pyrite et de quartz ainsi que localement par l'allignement préférentiel des minéraux de manière subparallèle aux parois des veines. Cette fabrique produit une foliation. La chlorite est communément plus abondante dans ces zones foliées. De la pyrite à grain fin est par endroits retrouvée près des bordures des veines principales. La forme en sigmoïde de veines inclinées stériles de quartz-carbonate, rejoignant entre elles deux veines subhorizontales subparallèles, suggèrent aussi des mouvements tardifs le long de ces veines. Les veines minéralisées, de type extension, montrent localement une disposition en échelon indiquant un déplacement vers l'est de l'éponte supérieure. Les veines principales se rattachent également localement aux filons minéralisés à pendage abrupt. Ces filons ont systématiquement été observés dans l'éponte inférieure des veines subhorizontales principales, ceci illustrant le mouvement essentiellement vertical qui s'est produit pour générer la fracture horizontale. Une zone de cisaillement ductile d'orientation E-W recoupe l'extrémité sud du système minéralisé.

CHRONOLOGIE DES ÉVÉNEMENTS

La séquence d'événements proposée pour expliquer la mise en place du gisement Devlin est la suivante:

- 1) l'emplacement du faciès leucotonalitique du Pluton de Chibougamau;
- 2) la bréchification précoce de cette unité;
- 3) l'altération importante et extensive de la brèche et de ses constituants, cette altération s'est probablement produite de façon séquentielle lors du refroidissement de la masse intrusive leucotonalitique;
- 4) l'instauration de cycles répétés de fracturation hydrothermale;
- 5) la production tardive de grandes fractures d'extension subhorizontales et de courtes fractures subverticales, suivie ou accompagnée par l'épisode minéralisateur principal en cuivre; et
- 6) la déformation et le métamorphisme régional se superposent aux structures préexistantes.

En se basant sur ces caractéristiques, sur les types d'altérations observés et sur les études d'inclusions fluides, il est proposé que le gîte Devlin représente la manifestation près de la surface d'un système porphyrique (Guha et al., 1984; Lange-Brard, 1986).

LES BRÈCHES DU CANTON QUEYLUS

Pierre Pilote

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

(modifié de Cimon IN Allard et al. (1979), Bureau (1980),
et Leblanc et Hopson (1991))

INTRODUCTION

Ce secteur se situe à 24 km au sud de la ville de Chibougamau, dans la partie nord-ouest du canton de Queylus, et est facilement accessible par la route régionale 167 qui traverse le parc de Chibougamau et par une route forestière située au kilomètre 208 (Figure 5.8).

HISTORIQUE

La présence de minéralisation cuprifère associée à des venues de magnétite a été décrite à cet endroit pour la première fois vers 1957. C'est cependant Cimon (1976), à la suite de travaux de cartographie réalisés par le compte du Ministère des Richesses naturelles du Québec dans cette région en 1970, qui a le premier reconnu l'existence de cette minéralisation de type stockwerk, de la grande envergure de l'altération associée et du lien possible avec un système minéralisateur de type porphyrique. Les brèches ont été découvertes au cours de travaux de prospection subséquents. Cette découverte a entraîné de nombreux travaux d'exploration dont, entre autres, ceux réalisés par SOQUEM, UMEX, Ressources Campbell Ltées, Rio Canex et Flanagan-McAdam et Cie.

La compagnie Minnova Inc. a effectué des travaux de reconnaissance en 1990 dans cette région. À la suite de découvertes de valeurs en cuivre atteignant jusqu'à 4,2 % dans des zones de brèches à tourmaline situées dans des roches granitoïdes du Pluton de Chibougamau, cette compagnie (Leblanc et Hopson, 1991) a effectué en mai 1991 le décapage et la cartographie des affleurements situés dans le secteur "sud" (Figure 5.8).

GÉOLOGIE LOCALE

Les brèches localisées dans le quart nord-est du

canton de Queylus affleurent sur quelques centaines de mètres carrés, mais leur étendue réelle ainsi que leur forme demeurent indéterminées. Les brèches

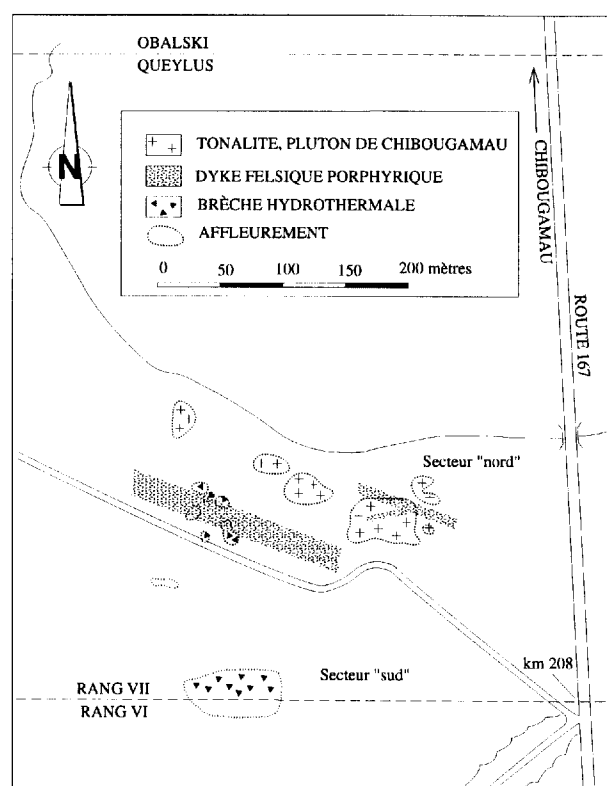


Figure 5.8: Géologie simplifiée de la région des brèches de Queylus, montrant la distribution des brèches et des dykes. Modifiée de Cimon, In Allard et al. (1979).

sont associées à une phase homogranulaire de la tonalite du Pluton de Chibougamau. Elles sont caractérisées par la présence d'une zone fragmentaire (comprenant matrice et fragments) au centre et d'une zone de fractures se propageant à partir de ce coeur dans les roches encaissantes. La matrice, composée de poussière de roches, a subi

une forte tourmalinisation et les fragments anguleux à subarrondis proviennent des roches encaissantes. Toutes les roches situées à proximité de ces brèches ont subi diverses altérations et sont légèrement minéralisées. Tout le système montre une forte altération potassique et un réseau de fractures en stockwerk contient de la pyrite, de la chalcopyrite et de la magnétite.

Il est important de remarquer que cette zone minéralisée n'est pas unique dans la région. Plusieurs indices semblables ont été identifiés en bordure sud du Pluton de Chibougamau, dans un secteur de près de 30 km selon un axe est-ouest par 6 km en orientation nord-sud.

L'affleurement constituant le secteur "sud" a été découpé mécaniquement par Minnova Inc. en 1991 (Leblanc et Hopson, 1991). Il possède une longueur de 112 m et une largeur de 45 m. La lithologie principale se compose de tonalite - trondhémite porphyrique en quartz, appartenant au Pluton de Chibougamau. Les cristaux de quartz varient en dimension de 2 à 5 mm et sont inclus dans une matrice de quartz, de séricite et de chlorite ± biotite. La roche est bréchifiée de façon variable sur toute la superficie de l'affleurement par des veines, des veinules et des microfractures remplies de tourmaline qui englobent les fragments. Ces fractures sont de dimensions irrégulières, de quelques millimètres à 20 cm de larges, et forment un schéma en stockwerk. De petits amas de magnétite sont communément associés à la tourmaline. L'abondance de magnétite diminue en direction ouest. En règle générale, l'angularité et la taille des fragments sont inversement proportionnelles à l'abondance et à la densité de la fracturation. Un dyke massif porphyrique à quartz et feldspath orienté NE recoupe l'affleurement. Il est de couleur rose pâle et légèrement hématisé.

De nombreuses veines de quartz, d'orientations variées, se retrouvent sur cet affleurement. Elles peuvent atteindre une extension de 30 m et n'excèdent rarement plus de 10 cm en largeur.

ZONE DE FRACTURES ET BRÈCHES

La tonalite encaissante des brèches est caractérisée par une multitude de fractures remplies de tourmaline. Leur largeur varie de 2 à quelques 10 mm et elles sont discontinues en affleurement. Ces fractures couvrent pratiquement toute la zone étudiée, mais elles sont plus nombreuses aux abords immédiats de la brèche. Les fractures ne semblent pas recouper les dykes à phénocristaux de quartz et de plagioclases dans le secteur "nord".

Les brèches occupent sporadiquement la partie

sud du secteur "nord" et la plus grande partie du secteur "sud". Les observations de terrain ne permettent pas de préciser les dimensions exactes des brèches. Le contact encaissant-brèche est généralement net et indiqué par une augmentation brusque sur une courte distance du pourcentage de fragments et la disparition de la matrice. Les fragments comptent pour 70 % et la matrice 30 % de la superficie des brèches. Les fragments sont subanguleux à arrondis et leur granulométrie varie de quelques millimètres à 30 centimètres. La matrice se compose de deux fractions granulométriques. La fraction grossière, de 20 à 70 % de la matrice, est constituée de petits fragments anguleux dont la granulométrie varie de 0,1 à 5 mm. La partie la plus fine (70 à 20 %) forme une pâte microcristalline interstitielle.

Il y a deux types de matrice, différenciés par le type d'altération. Il s'agit (1) de la matrice à tourmaline ± séricite (secteurs "nord" et "sud"), cette variété étant la plus communément rencontrée; et (2) de la matrice à séricite et rosettes de tourmaline (secteur "nord" et localement dans le secteur "sud"). La matrice à tourmaline est de couleur noire, composée de poussière de roches et très poreuse. La fraction granulométrique plus grossière est composée de cristaux de quartz et de plagioclase séricitisés, provenant vraisemblablement de la désintégration de fragments plus grossiers de roches tonalitiques et porphyriques à phénocristaux de quartz et de feldspath. La fraction granulométrique plus fine (< 1 mm) est constituée de quartz et de feldspath et d'un pourcentage variable (de 5 à 50 %) de tourmaline, d'hématite et de séricite, avec localement de la muscovite et de la magnétite. Cette dernière est abondante par endroits et enrobe alors les fragments et constitue la matrice. La tourmaline est essentiellement restreinte à la matrice, tandis que la séricite se retrouve dans les fragments et la matrice. La poussière de roches forme localement un fin rubanement autour de fragments plus grossiers. Ce rubanement, pouvant atteindre 30 cm de long par 5 cm de large, est constitué d'une alternance de bandes (< 1 mm) foncées riches en tourmaline et en hématite et de bandes claires composées de quartz et de feldspath.

La matrice à séricite est caractérisée par l'absence de tourmaline dans la partie microcristalline. La fraction grossière (de 0,1 à 5 mm) est constituée essentiellement de fragments de quartz et de plagioclases et, par endroits, de rosettes de tourmaline. La phase microcristalline est formée d'une pâte de quartz, de plagioclase, de séricite avec ou sans microcline et oxydes de fer. Les relations de recoupement observées entre ces deux types de

matrice semblent suggérer que la brèche à matrice de séricite recoupe la brèche à matrice de tourmaline. De plus, l'abondance de fragments porphyriques laisse croire que ce type de matrice pourrait représenter un dyke porphyrique précoce bréchifié.

Des fractures minéralisées en pyrite, chalcopyrite et magnétite recoupent la matrice et les fragments. Les épontes de ces fractures sont rougeâtres en raison d'un apport d'hématite important. La composition des fragments retrouvés dans la brèche est tonalitique (80 %), porphyrique (18 %), et d'aspect mafique riches en micas blancs et en magnétite (2 %). Quelques fragments contiennent des filonnets de quartz et de magnétite d'un centimètre de large, antérieurs à la bréchification. Les fragments tonalitiques sont généralement fortement séricitisés, la microcline remplace alors communément le plagioclase.

ALTÉRATION

Cette zone de brèches est située à l'intérieur d'une zone ayant subi une altération hydrothermale relativement intense sur une superficie de deux à trois kilomètres carrés. L'altération dominante consiste en séricite, en chlorite et en quartz provenant possiblement de l'altération des feldspaths primaires et de la biotite. Une hématite rougeâtre intense se retrouve communément dans les zones fracturées où l'on observe aussi une oxydation de la pyrite. L'altération potassique est présente localement sur l'affleurement. Celle-ci se manifeste par l'apparition de feldspath potassique (microcline) et de séricite formés à partir du plagioclase primaire, disposés le long de fractures et surtout dans les fragments composant les brèches à tourmaline.

Trois principaux types d'altération sont rencontrés dans les roches encaissantes et les fragments. Il s'agit (1) d'une hématite, le faciès le plus répandu; (2) d'une altération phyllique; et (3) d'une altération potassique. L'hématite consiste en une concentration d'hématite le long des fractures, ainsi que dans les microfractures des grains de quartz et de plagioclase. Elle se présente aussi disséminée dans les plagioclases à proximité de fractures minéralisées. Les fragments contenus dans la brèche sont aussi hématitisés et revêtent une couleur rosée caractéristique. L'altération phyllique, soulignée par la présence de séricite dans les plagioclases, peut possiblement représenter l'effet combiné d'une altération hydrothermale à laquelle se superpose le métamorphisme régional au faciès des schistes verts. L'altération potassique se traduit

par la présence de microcline et de muscovite logées en bordure des grains de plagioclase. Cette altération est responsable d'une augmentation significative du pourcentage en K₂O de la roche.

La matrice a subi une tourmalinisation et une altération phyllique. La tourmalinisation affecte principalement la matrice microcristalline de la zone fragmentaire de la brèche. Cette tourmalinisation se propage localement dans les roches encaissantes par l'intermédiaire des fractures. La matrice à séricite, d'autre part, constitue un aspect caractéristique des endroits où l'altération en séricite est la plus intense dans cette région.

Les fractures montrent une altération potassique (biotite, microcline et séricite) et propylitique (chlorite et carbonate). Ces altérations affectent l'ensemble du système bréchique (roches encaissantes, fragments, et matrice) et elles semblent reliées à la fracturation et à la minéralisation.

Quelques zones de cisaillements contenant des veines de quartz affectent la bordure nord de cet affleurement. Les veines contiennent un carbonate de fer de type dolomie - ankérite.

ASPECTS STRUCTURAUX

Deux principaux systèmes de fracturation sont observés. Un premier varie en direction de 050° à 070°. Des dykes, observés dans les secteurs "nord" et "sud", occupent cette direction, ainsi que la majorité des veines de quartz. Une seconde famille de cassures est orientée à 300° - 320° et correspond globalement à quelques veines de quartz et aux fractures remplies par la tourmaline.

Deux familles de failles sont observées. Une première, orientée nord-ouest, contient communément de la tourmaline. La seconde famille, orientée de N060° à N080°, montrent un déplacement apparent senestre horizontal pouvant atteindre plusieurs mètres, tel que démontré par le déplacement de certaines veines de quartz et de tourmaline. Une telle faille se situe probablement dans la partie nord-ouest de l'affleurement.

Par ordre chronologique, les dykes porphyriques à quartz et feldspath se sont mis en place dans la tonalite. Par la suite, un épisode de bréchification important aurait affecté ces deux secteurs, suivi par une fracturation nord-ouest, les veines de tourmaline occupant ces fractures. Les veines de quartz recoupent les veines de tourmaline, alors que ces dernières recoupent les dyke massifs. Le tout est déplacé finalement par des failles cassantes orientées est-nord-est.

MINÉRALISATION

La minéralisation associée à cette brèche se compose de pyrite et de chalcopirite, cette dernière constituant l'essentiel de la minéralisation cuprifère. La pyrite s'avère omniprésente sur l'affleurement. La minéralisation se retrouve sous trois formes:

(1) principalement en fines veinules de quartz-pyrite \pm chalcopirite \pm magnétite situées dans les zones de brèches à tourmaline et recoupant aussi la tonalite encaissante. De la malachite et de l'azurite sont associées localement à la chalcopirite. Du cuivre natif est observé le long de certaines fractures hématisées et fortement oxydées. La chalcopirite se retrouve également sous forme d'amas centimétriques dans des veines de quartz orientées 050°, mais plus communément à 300°. Les valeurs en cuivre obtenues à la suite des travaux de Minnova Inc. n'excèdent pas 1,0 %. Plusieurs valeurs en cuivre se situent par contre entre 0,1 et 0,9 %, la moyenne variant entre 0,01 et 0,1 % Cu. Les valeurs en or sont inférieures à la limite analytique (5 ppb);

(2) en dissémination de pyrite (<1 %) à grains fins à moyens \pm magnétite dans la tonalite encaissante et les fragments de tonalite; et

(3) dans des zones fortement altérées et rouillées où la pyrite constitue de 10 à 15 % de la roche et se trouve associée à des quantités importantes de magnétite (10 à 15 %).

La magnétite peut être massive, soit dans les

filons ou dans la matrice de la brèche, mais elle est plus communément accompagnée de pyrite et de chalcopirite. La magnétite est localement remplacée par l'hématite. La molybdénite est présente localement le long de certaines fractures ou finement disséminée à l'intérieur de veinules de quartz.

CONSIDÉRATIONS RÉGIONALES

Le gîte de cuivre de Corner Bay et celui de la brèche de Devlin se situent à l'est des brèches de Queylus. De plus de nombreuses intersections par forage, montrant des teneurs économiques en Cu sur quelques mètres, ont été recoupées dans ces secteurs. Tous ces indices et gisements apparaissent reliés à un vaste système minéralisateur de type porphyrique, comparable à celui identifié dans la région du lac Doré sur le flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau.

Le potentiel du secteur Queylus pour contenir des gisements de cuivre, comparables à ceux retrouvés dans la région du lac Doré, est donc élevé. La grande abondance de brèches dans le secteur Queylus, alors que les minéralisations filoniennes sont plutôt retrouvées dans les parties plus à l'est (secteur Corner Bay), pourrait être expliquée par des niveaux d'érosion différents affectant le ou les systèmes minéralisés de types porphyriques et magmatiques-hydrothermaux agissant dans cette région.

THÈME 6: MINÉRALISATIONS MÉSOTHERMALES DANS LA FORMATION D'OBATOGAMAU - LA MINE JOE MANN, ET MINÉRALISATION DE TYPE PORPHYRIQUE DANS LA CEINTURE DE ROCHES VERTES DE FROTET-ÉVANS - LE GISEMENT Cu-Au TROÏLUS

LA MINE D'OR JOE MANN

Claude Dion

*Service géologique du Nord-Ouest, Ministère des Ressources naturelles,
375, 3e Rue, Chibougamau, Québec, G8P 1N4;*

et Raymond Fournier

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

LOCALISATION

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 (feuillelet SNRC 32G/08) à environ 64 km au sud-ouest de la ville de Chibougamau. 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.

HISTORIQUE DE LA MINE

L'histoire de cette mine est longue et pleine de rebondissements. La première découverte d'or sur la propriété a été faite par Rider Storn durant la campagne de terrain 1950. Les travaux qui ont suivi conduisirent à la mise à jour de la Zone Principale durant l'hiver 1951. La compagnie Chibougamau Explorers Ltd, devenue à partir de 1956 Anacon Mines Ltd, mit la propriété en valeur en creusant un puits de 450 pieds en 1952 (puits no 1) et en l'approfondissant successivement à 1250 pieds en 1954, puis à 1925 pieds (profondeur actuelle) en 1959. Entre 1956 et 1960, l'exploitant avait extrait de la mine 685 868 tonnes de minerai à 0,22 on/tonnes (7,54 g/t) d'or et 0,50% de cuivre. À la fin de 1960, la mine était fermée pour refinancement, approfondissement du puits et autres développements souterrains. En 1961, le feu détruisait le concentrateur et les installations étaient démantelées.

En 1970, la propriété était transférée à une nouvelle compagnie, la Chibex Mining Corp. (rebaptisée Chibex Ltd en 1972). Des travaux préliminaires permirent de délimiter des réserves de 1 207 619 tonnes à 0,51% de cuivre et 0,23 on/tonnes (7,88 g/t) d'or pour les Zones Principale et

Nord au dessus de 1350 pieds. En 1973-74, Chibex fonça une rampe d'exploration 1,5 km à l'ouest du puits et on entreprit de dénoyer la mine. La mine et le concentrateur débutèrent leurs opérations au début de 1975 avec une production de 750 tonnes par jour. En 1976, des difficultés financières et une mauvaise récupération des métaux forcèrent Chibex à cesser ses activités et à vendre ses intérêts à Meston Lake Resources Inc. (MLR) en 1979. La production au cours de la période 1974-1975 s'est élevée à 169 000 tonnes de minerai à une teneur de 0,38% de cuivre et 0,136 on/tonne (4,66 g/t) d'or.

En 1981, à la suite d'un accord entre MLR et la Société de Développement de la Baie James (SDBJ), la mine est de nouveau dénoyée et réhabilitée. On la rebaptise mine Joe Mann, du nom du fameux prospecteur de la région de Chibougamau. Cependant, à la fin de la même année, un conflit entre les deux compagnies entraîne la fermeture de la mine. En 1984, les deux parties parviennent à une entente qui permet à Meston Lake Resources, devenue depuis une filiale à part entière de Campbell Resources (décembre 1987), de devenir propriétaire à 100% de la propriété en échange d'une redevance retenue par SDBJ sur la production potentielle. La mine Joe Mann est entrée officiellement en production en avril 1987 avec une production journalière de 750 tonnes et des réserves de 910 000 tonnes à 0,22 Au on/tonne (7,54 g/t).

Depuis, la découverte de l'extension orientale de la Zone Principale sous le lac Norhart a permis d'augmenter considérablement les réserves de la mine qui se chiffraient en 1994 à 2,65 Mt à une teneur de 8,95 g/t Au, 0,295% Cu et 4,79 g/t Ag. Un nouveau puits (puits no 2) a été foncé en 1989 et 1992 jusqu'à une profondeur de 2650 pieds (813 m) avec des niveaux à tous les 150 pieds jusqu'à 1825 pi (556 m) de profondeur et, à partir de là, à tous les 175 pieds jusqu'au niveau 2350 pi (716 m).

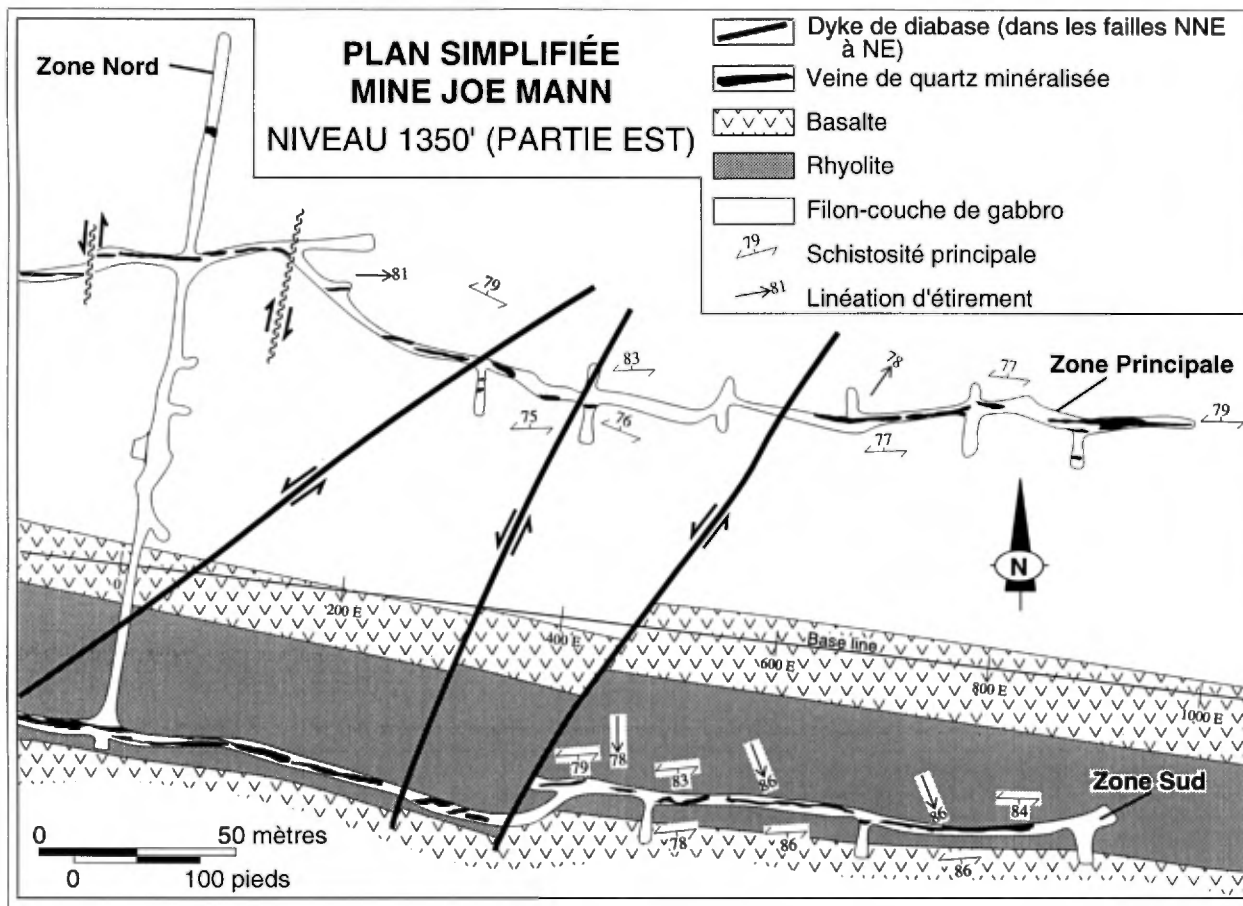


Figure 6.1: Plan géologique simplifié de la mine Joe Mann, niveau 1350'. Les dykes felsiques ne sont pas représentés pour alléger la figure. La Zone Nord n'est pas exploitée sur ce niveau.

Les détails techniques concernant la mine Joe Mann sont donnés en annexe.

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 de l'Énergie et des Ressources du Québec. La mine a aussi été l'objet d'un mémoire de maîtrise par Wagner (1979). La géologie du Segment de Caopatina a été décrite dans une section précédente (Thème 2) par Chown et collaborateurs.

La stratigraphie de la mine (Figures 6.1 et 6.2) 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 trois zones de cisaillement ductiles-cassantes E-W (275/85N), subparallèles entre elles et à la stratigraphie. Ces zones de cisaillement font partie de la Zone de déformation de Guercheville, un corridor de déformation majeur 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 des Zones Nord et Principale, alors que la Zone Sud se trouve dans la "rhyolite". La nouvelle zone minéralisée découverte en 1987 dans le prolongement est de la Zone Principale possède les mêmes caractéristiques que celle-ci. 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 généralement subparallèles à l'orientation de celles-ci. La direction de la schistosité principale est

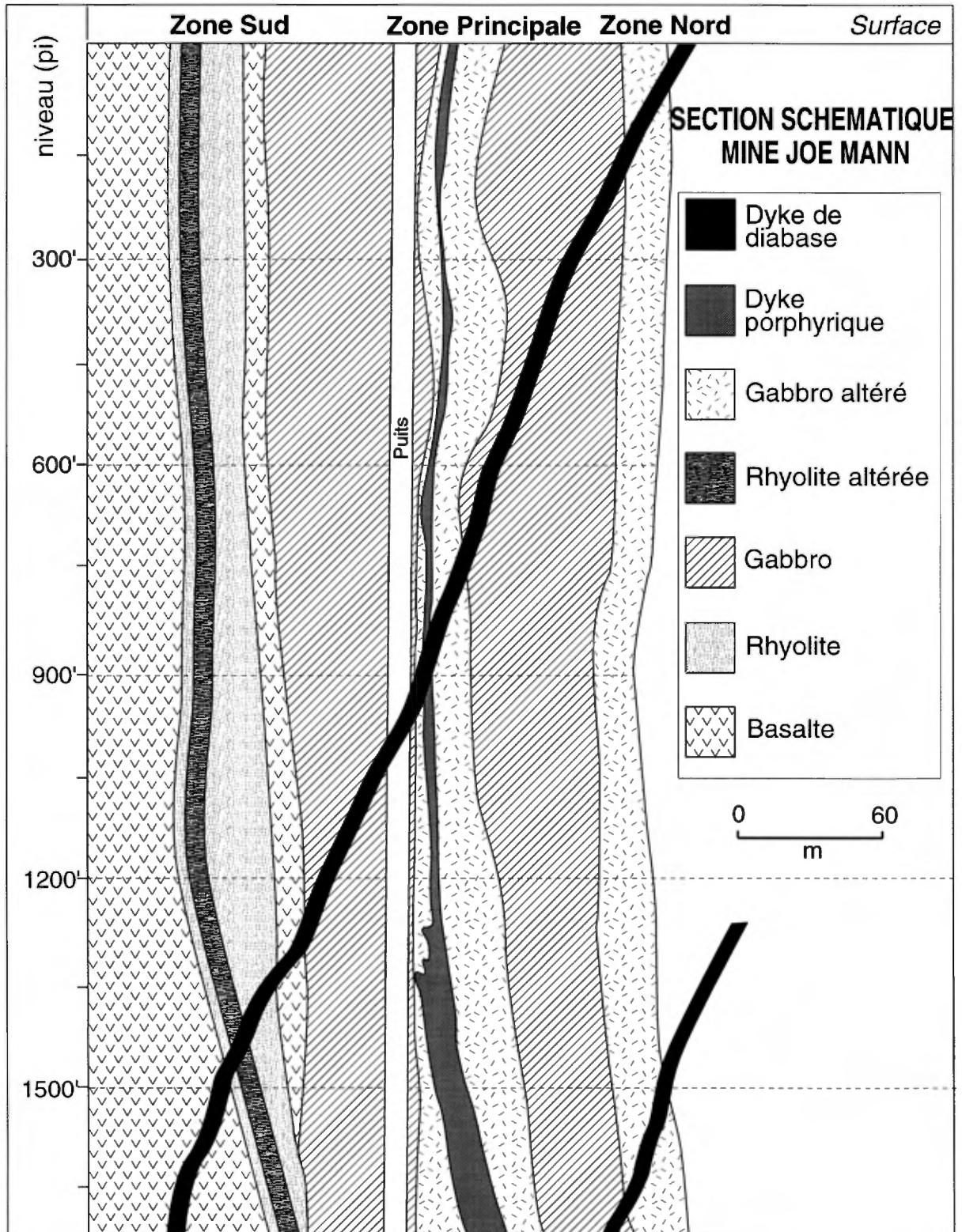


Figure 6.2: Section schématique 0+00 de la mine Joe Mann. Les dykes felsiques dont l'épaisseur est inférieure à 5 m ne sont pas représentés sur cette section.

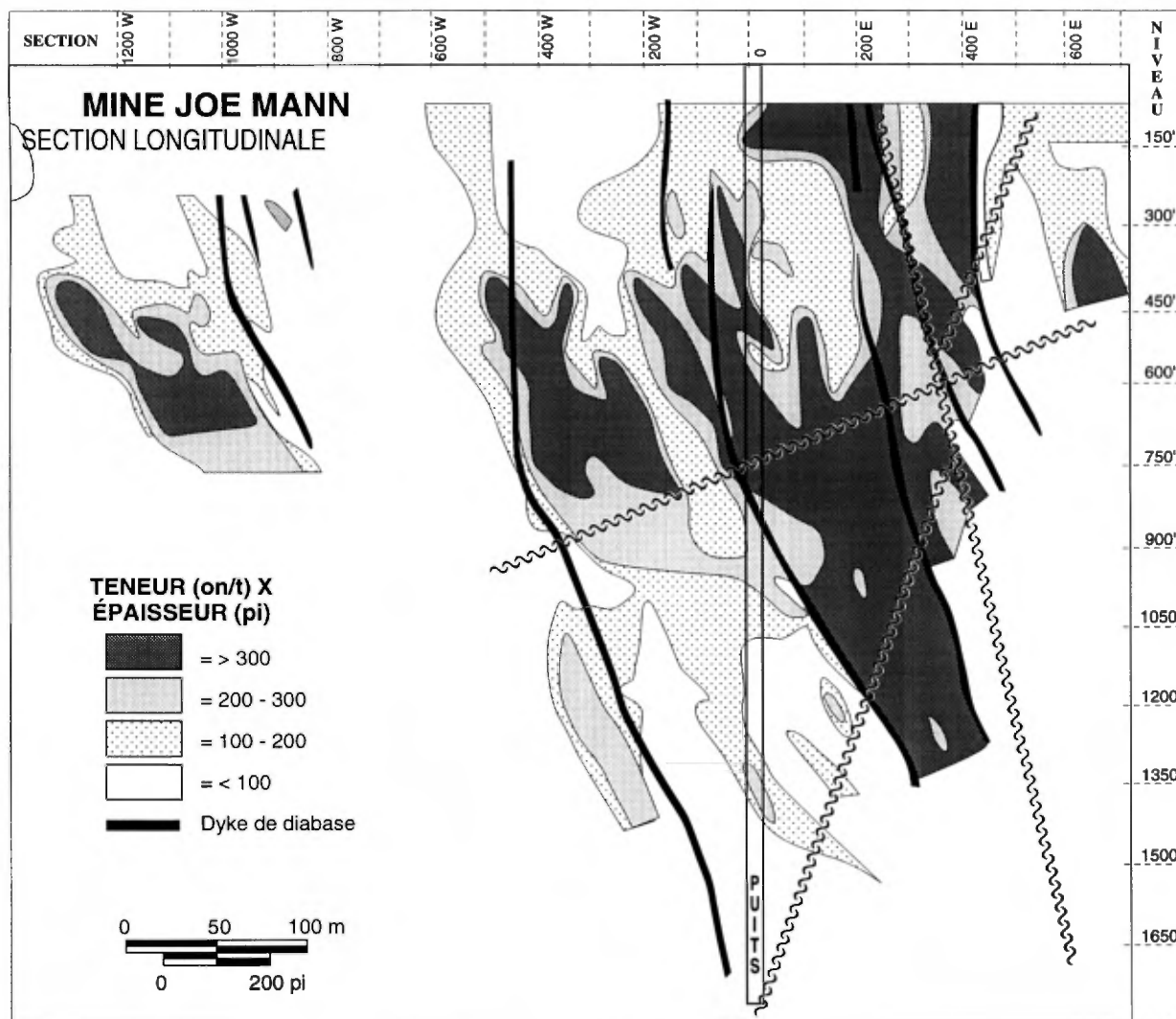


Figure 6.3: Section longitudinale de la Zone Principale, mine Joe Mann, avec les contours calculés du facteur métal (la teneur en or en on/t x l'épaisseur en pieds).

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 6.3 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. 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 "sain" (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 çà 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 (Zones Nord et 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. Les veines sont associées à deux variétés de dykes felsiques syn-volcaniques. 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. L'autre variété est typiquement aphyrique à microporphyrique en plagioclase, présente une couleur grise, beige ou rosée et se caractérise par une déformation moyenne à forte. Ces deux types de dykes sont souvent directement en contact avec la veine et sub-parallèles à celle-ci. 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.

La Zone Sud 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. CO₂). 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 chalcopryrite. 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

Avant-midi: visite de la mine

Lors de la visite à la mine Joe Mann, nous visiterons les Zones Principale (la partie ancienne ainsi que l'extension Est nouvellement découverte) et Sud au niveau 1350. Ces deux zones présentent un bon exemple de la minéralisation de la mine.

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 endroit, 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 cataclasé; et
- les failles NE tardives matérialisées par les dykes de diabase protérozoïques. Ces failles recoupent

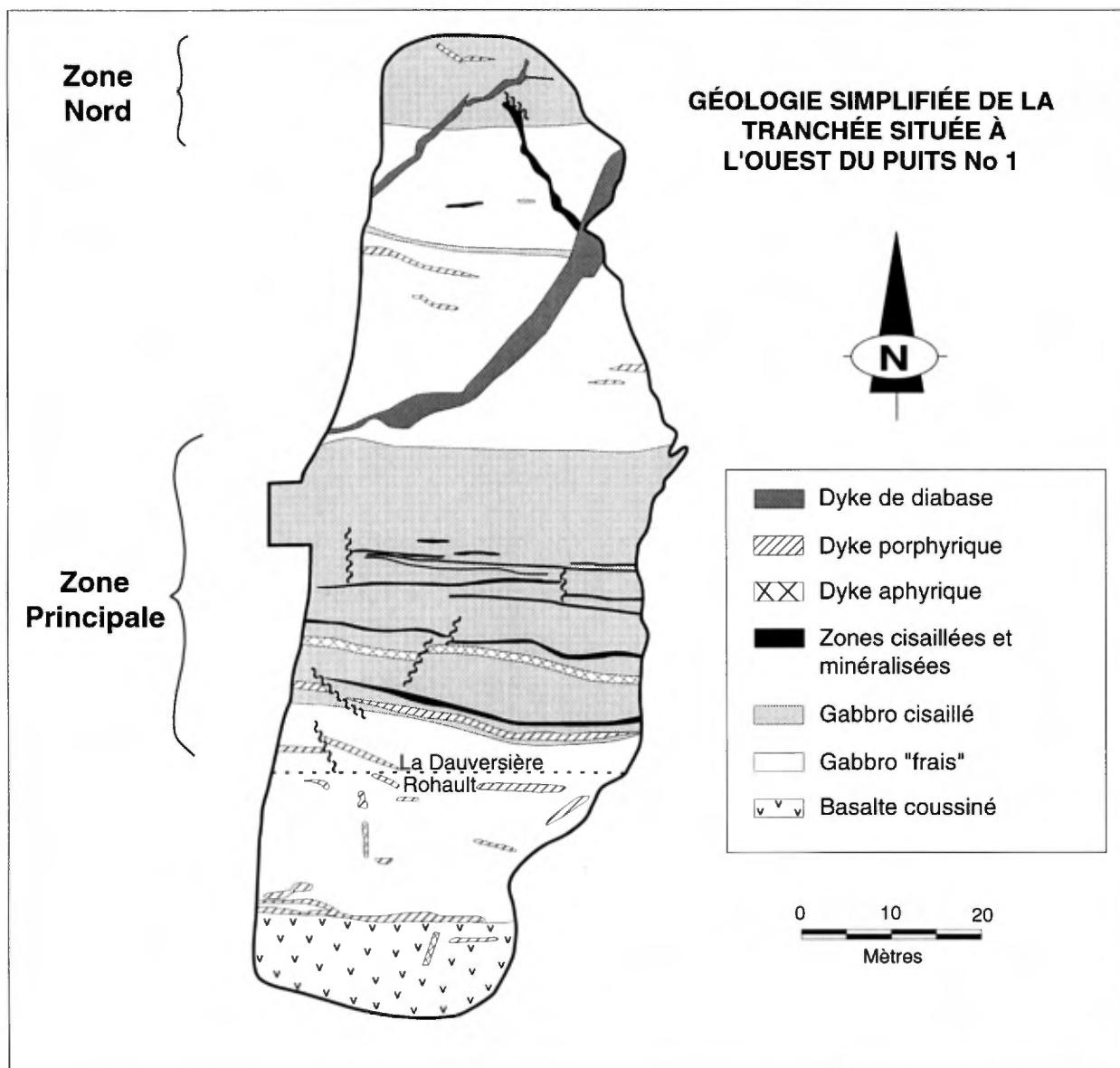


Figure 6.4: Plan géologique simplifié de la tranchée située à 120 m à l'ouest du puits no. 1.

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, bien laminée;
- la zone de cisaillement E-W avec une schistosité de même direction à pendage vers le sud. Notez la présence d'une linéation minérale très forte subverticale;
- 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.
- 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 endroit, d'arsénoxyde massive.

Après-midi: visite de la tranchée à l'ouest du chevalement

Cette tranchée (Figure 6.4) d'orientation N-S met à 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

rare 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 on/tonne Au).

ANNEXE: DÉTAILS TECHNIQUES

• Localisation:	64 km au sud de la ville de Chibougamau, Nord-Ouest du Québec
• Production cumulative (au 1er août 95):	3 084 883 tonnes (2 798 556 t) @ 0,223 on /tonne Au (7,99 g/t Au) pour un total de 710 973 on Au (22 114 kg Au)
• Réserves toutes catégories (au 1er janvier 95)	3 193 531 tonnes (2 897 120 t) @ 0,263 on/tonne Au (9,02 g/t Au) pour un total de 840 000 on Au (26 127 kg Au)
• Réserves exploitables	1 377 655 tonnes (1 249 787 t) @ 0,259 on/tonne Au (8,88 g/t Au) excluant le Zone Ouest et les réserves sous les niveaux développés
• Production totale et réserves	6 278 141 tonnes (5 695 677 t) @ 0,248 on/tonne Au (8,50 g/t Au) pour un total de 1 559 000 on Au (48 490 kg Au)
• Méthode d'exploitation	<ul style="list-style-type: none"> • 60 à 65% par chambres-magasins • 20 à 25% par le développement • 10 à 20% par longs-trous
• Concentrateur (Site de la Mine Principale à Chibougamau)	<ul style="list-style-type: none"> • Mise en opération en 1954 d'un circuit de flottation d'une capacité de 3000 tonnes par jour • Ajout en 1981 d'un circuit de cyanuration de 200 tonnes par jour, dont la capacité atteint aujourd'hui 750 tonnes par jour • Production actuelle de 1450 tonnes par jour • 62% de l'or est récupéré à l'usine sous forme de lingot, le reste (38%) provenant du concentré de cuivre • Récupération de l'or: 92,7% • Récupération du cuivre: 95,0%

<ul style="list-style-type: none"> • Infrastructure 	<p>Deux puits</p> <p><u>Puits no 1</u></p> <ul style="list-style-type: none"> • Profondeur de 1850 pi (564 m) • Trois compartiments de 5 pi x 6 pi (1,52 x 1,83 m) • Dernier niveau de production à 1650 pi (503 m) • Gardé en service pour le besoins du pompage et de l'alimentation électrique <p><u>Puits no 2</u></p> <ul style="list-style-type: none"> • Profondeur de 2600 pi (792 m) • Quatre compartiments de 6 pi x 6 pi (1,83 x 1,83 m) • Dernier niveau de production à 2350 pi (716 m)
<ul style="list-style-type: none"> • Équipement minier 	<ul style="list-style-type: none"> • Eimco 21 et 22 • LM 56 • Cavo 310 et 320 • Marteau perforateur sur béquille et "stopers" • Vieux secteurs de la mine: wagons de 3,5 tonnes • Nouveaux secteurs de la mine: wagons de 5 tonnes
<ul style="list-style-type: none"> • Ventilation 	<p>Deux monteries de ventilation</p> <p><u>Monterie Est</u></p> <ul style="list-style-type: none"> • Ventilateur de 48 pouces (122 cm) • 50 CV (37,2 kW) • 60 000 pi³/min (1700 m³/min) • Chauffage au propane d'une capacité de 3 Mbtu/h (880 kWh) <p><u>Monterie Ouest</u></p> <ul style="list-style-type: none"> • Ventilateur de 60 pouces (152 cm) • 100 CV (74,6 kW) • 57 000 pi³/min (1600 m³/min) • Chauffage au propane d'une capacité de 7 Mbtu/h (2050 kWh)
<ul style="list-style-type: none"> • Air comprimé 	<ul style="list-style-type: none"> • 2 compresseurs XLE 2000 pi³/min • 2 compresseurs XVH 1500 pi³/min • 1 compresseur XVH 2000 pi³/min • 1 compresseur XVH 3300 pi³/min <p><u>Total:</u> 12 300 pi³/min (350 m³/min)</p>

<ul style="list-style-type: none"> • Pompage 	<p>Le taux de pompage actuel est d'environ 1200 gallons/min (4 542 l/min)</p> <table border="0"> <thead> <tr> <th style="text-align: left;"><u>Pompage</u></th> <th style="text-align: left;"><u>Capacité</u></th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>• Du niveau 2350 à 1650</td> <td>800 gal/min</td> </tr> <tr> <td>• Du niveau 1650 à 1000</td> <td>1200 gal/min</td> </tr> <tr> <td>• Du niveau 1000 à la surface</td> <td>1600 gal/min</td> </tr> <tr> <td>• Du niveau 650 à la surface</td> <td>800 gal/min</td> </tr> </tbody> </table>	<u>Pompage</u>	<u>Capacité</u>	• Du niveau 2350 à 1650	800 gal/min	• Du niveau 1650 à 1000	1200 gal/min	• Du niveau 1000 à la surface	1600 gal/min	• Du niveau 650 à la surface	800 gal/min
<u>Pompage</u>	<u>Capacité</u>										
• Du niveau 2350 à 1650	800 gal/min										
• Du niveau 1650 à 1000	1200 gal/min										
• Du niveau 1000 à la surface	1600 gal/min										
• Du niveau 650 à la surface	800 gal/min										
<ul style="list-style-type: none"> • Alimentation électrique de secours 	<ul style="list-style-type: none"> • 3 génératrices en série totalisant 1500 kW • 1 génératrice de 90 kW pour la monterie de ventilation Est • 1 génératrice de 500 kW pour la monterie de ventilation Ouest 										
<ul style="list-style-type: none"> • Treuillage 	<p>On retrouve 2 treuils à la mine</p> <p><u>Treuil no 1</u></p> <ul style="list-style-type: none"> • Ingersoll Rand avec tambour de treuil de 8 pi • Capacité du monte-charge de 72 pi³ (2 m³) • Vitesse de 1100 pi/min (335 m/min) • 2 moteurs de 550 CV (410 kW) <p><u>Treuil no 2</u></p> <ul style="list-style-type: none"> • Nordberg avec tambour de treuil de 12 pi • Capacité du monte-charge de 180 pi³ (5 m³) • Vitesse de 1600 pi/min (490 m/min) <ul style="list-style-type: none"> • Silo à minerai: 800 tonnes • Silo à stérile: 200 tonnes 										
<ul style="list-style-type: none"> • Main d'oeuvre 	<ul style="list-style-type: none"> • Sous-terre: 154 • Mécaniciens: 18 • Surface: 6 • Électriciens: 8 • Génie: 9 • Géologie: 8 • Administration: 21 • Concentrateur: 33 <p style="text-align: right;"><u>Total:</u> 257 personnes</p>										

MINÉRALISATION DE TYPE PORPHYRIQUE DANS LA CEINTURE DE ROCHES VERTES DE FROTET-ÉVANS -

LE GISEMENT Cu-Au TROÏLUS

Bernard Boily

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

HISTORIQUE

Le gisement Troïlus est localisé à 125 km au Nord de la ville de Chibougamau, dans la ceinture de roches vertes de Frotet-Évans (Figure 6.5). Les travaux d'exploration dans le secteur des lacs Frotet et Troïlus 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

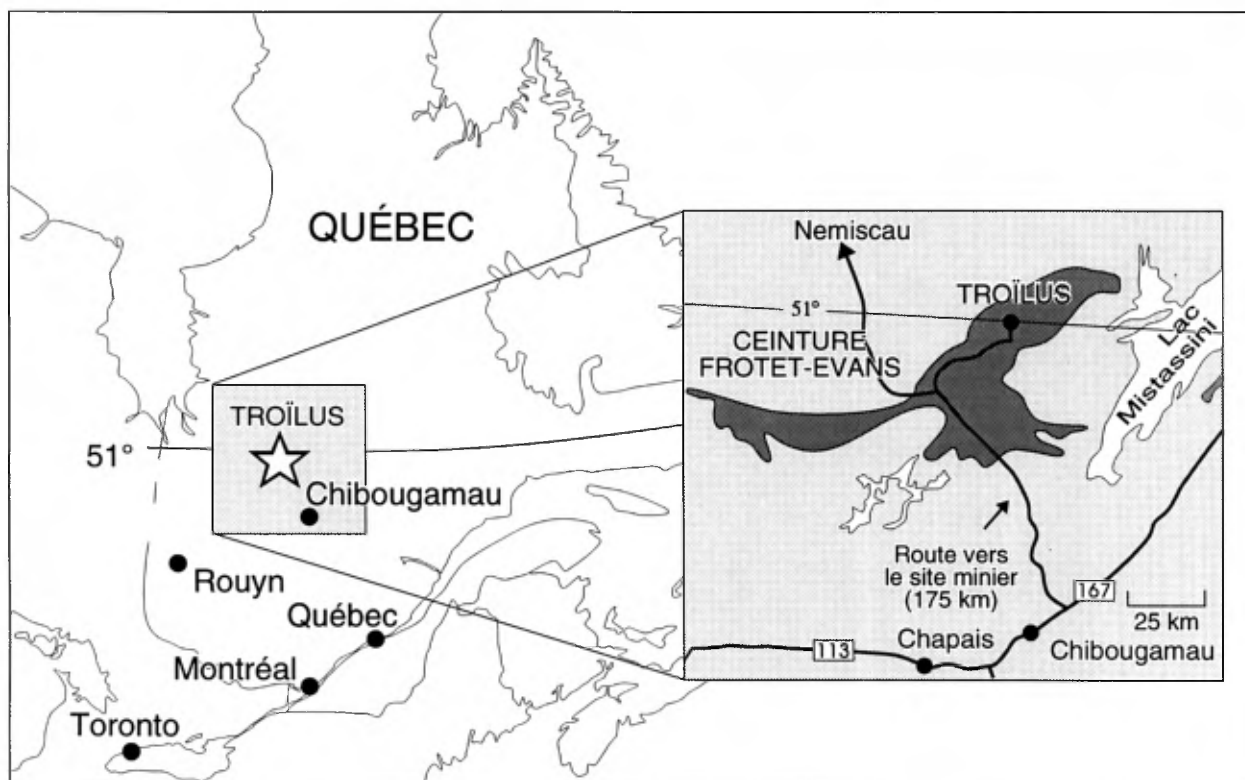


Figure 6.5: Localisation du gisement Troïlus dans le nord-ouest québécois.

région pour la 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

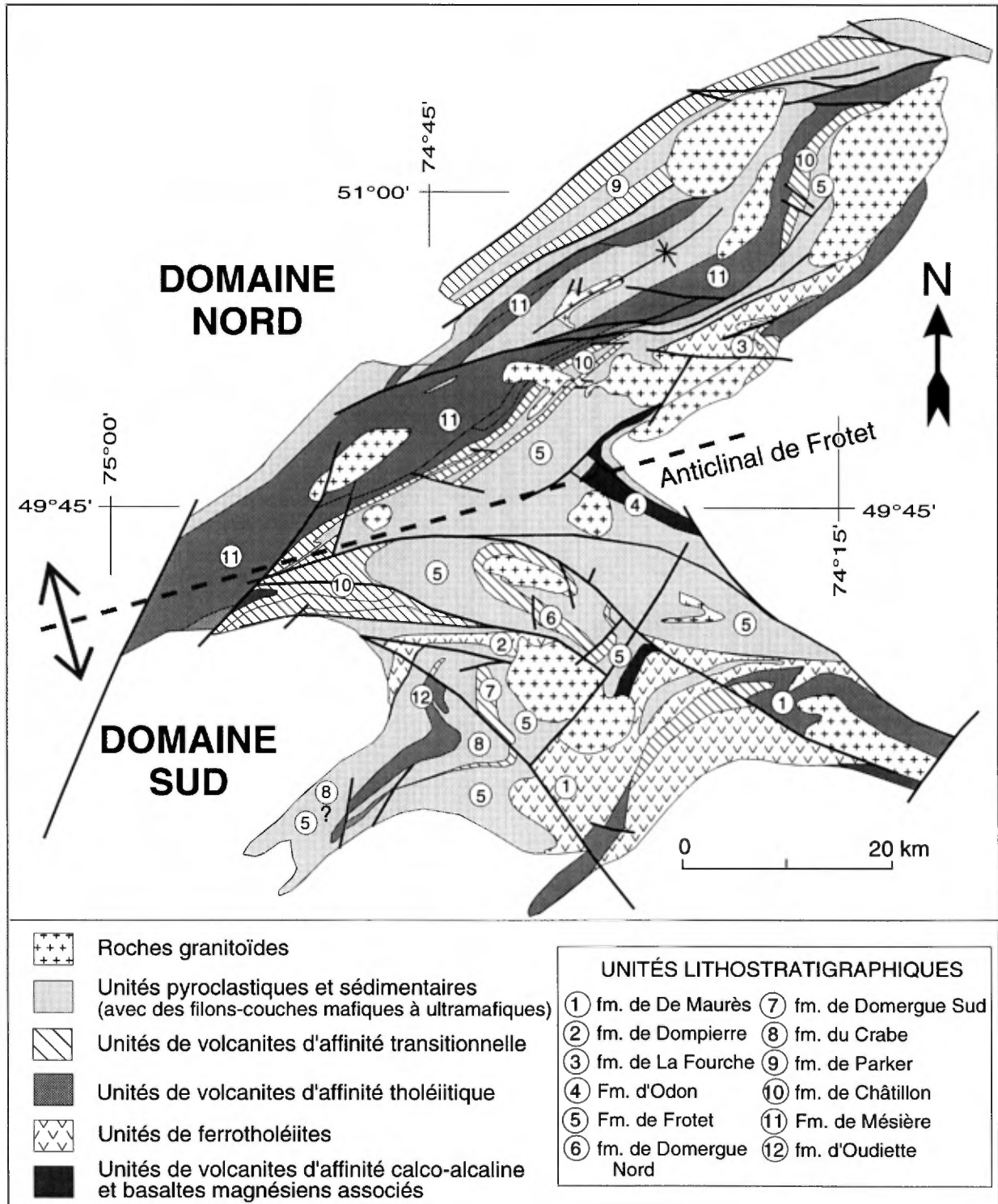


Figure 6.6: Géologie simplifiée de la région de Frotet-Évans (Gosselin, 1995; et sous presse).

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 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 programmes de forage 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 Troïlus.

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 Troïlus (Fraser 1990a, 1990b, 1993; Magan 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 (Figures 6.6 et 6.7). On y observe également des roches volcaniques felsiques, des pyroclastites, des quantités mineures de roches épicroclastiques, ainsi que des horizons ultramafiques. Ces roches supracrustales sont recoupées par des plutons granitiques et des dykes pré- à post-tectoniques.

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 deux plus importants indices de type VMS sont les gîtes de Moléon (0,2 Mt @ 2% Cu

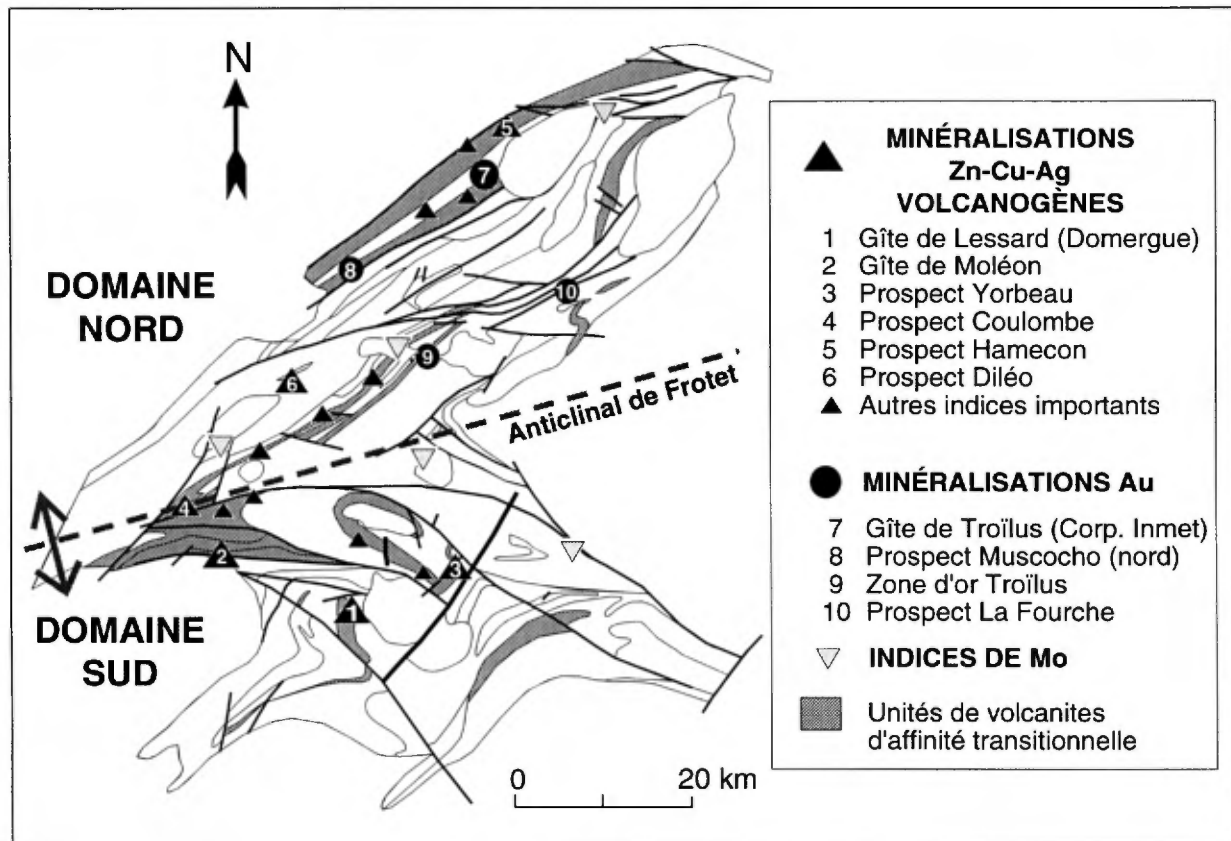


Figure 6.8: Localisation des principales minéralisations de sulfures massifs volcanogènes, en Au, et en Mo de la région de Frotet-Évans. Notez la relation spatiale entre les unités volcaniques d'affinité transitionnelle et les indices de sulfures massifs (modifiée de Gosselin, 1995).

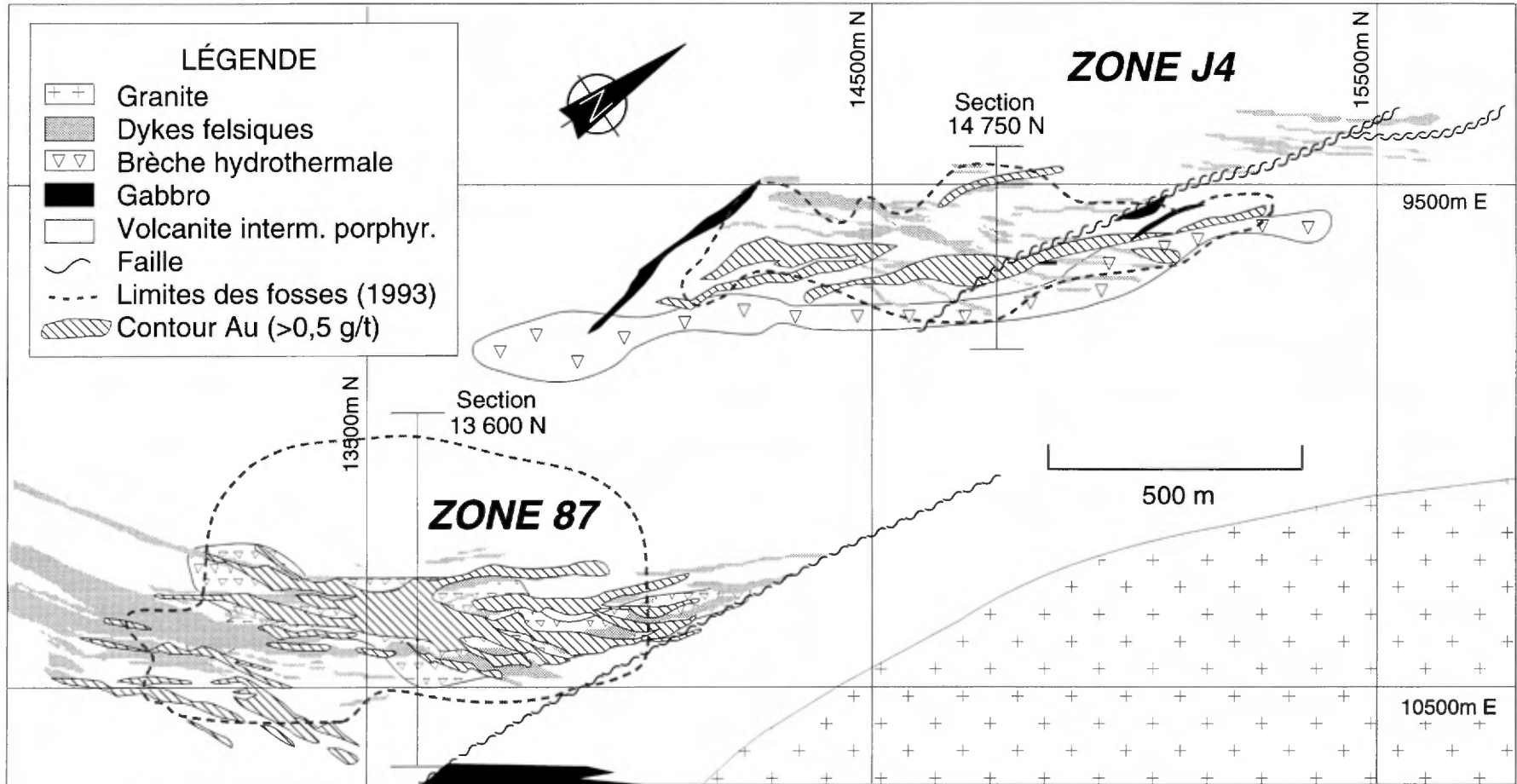


Figure 6.9: Géologie simplifiée des Zones 87 et J4 du gisement Troilus.

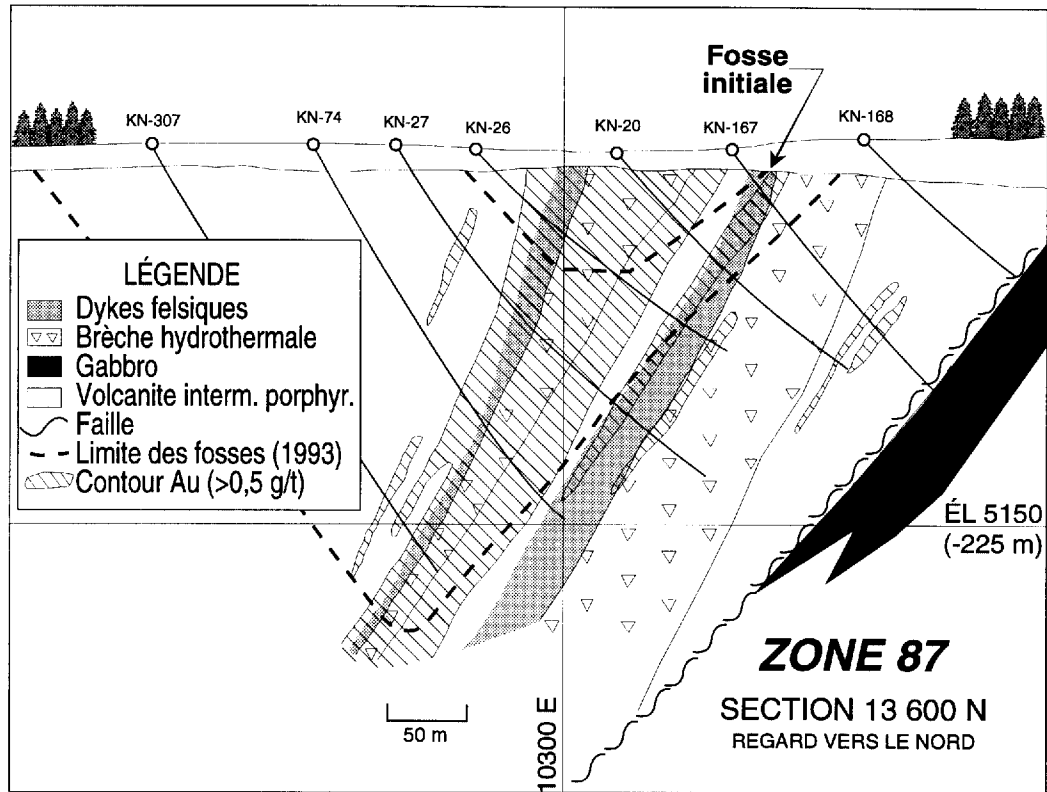


Figure 6.10A: Section géologique 13600 N de la Zone 87.

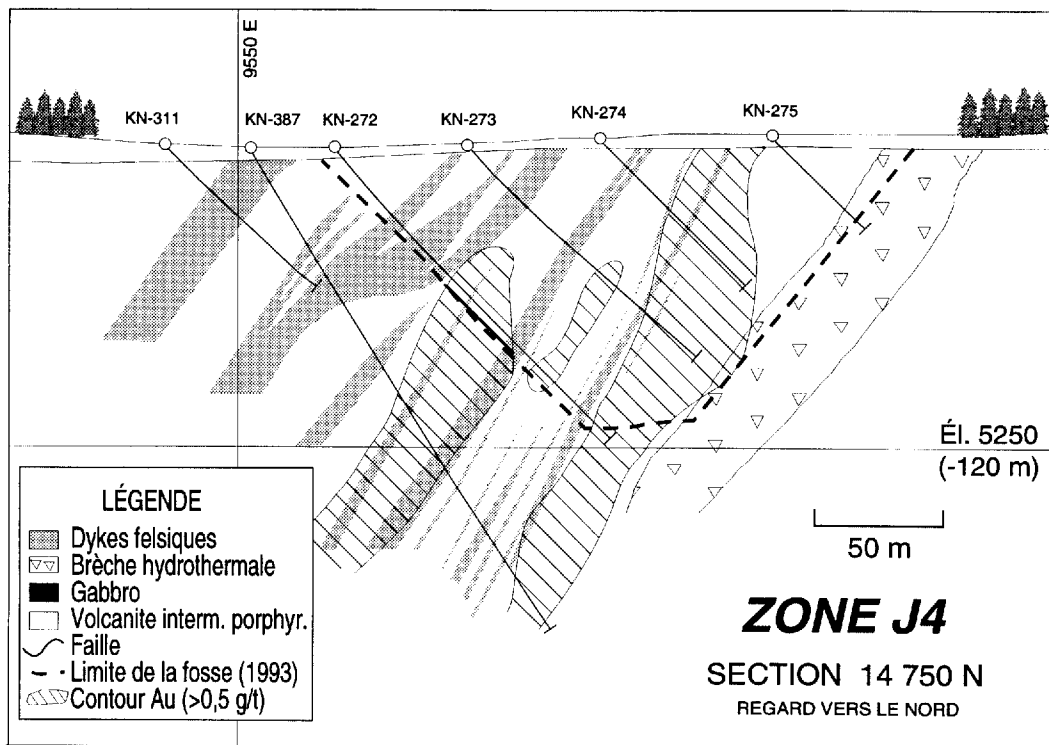


Figure 6.10B: Section géologique 14750 N de la Zone J4.

et 4,25% Zn) et de Lessard (1,46 Mt @ 1,73% Cu et 2,96% Zn; voir la figure 6.12). Le plus gros indice aurifère est celui qui constitue présentement le gisement Troilus.

GÉOLOGIE DU GISEMENT TROÏLUS

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 6.9, 6.10A et 6.10B). 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 6.10A) 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.

ALTÉRATION

Les principaux faciès d'altération (Figure 6.11) qui furent définis à la suite des nombreuses campagnes de forage sont présentés ci-dessous, en ordre chronologique:

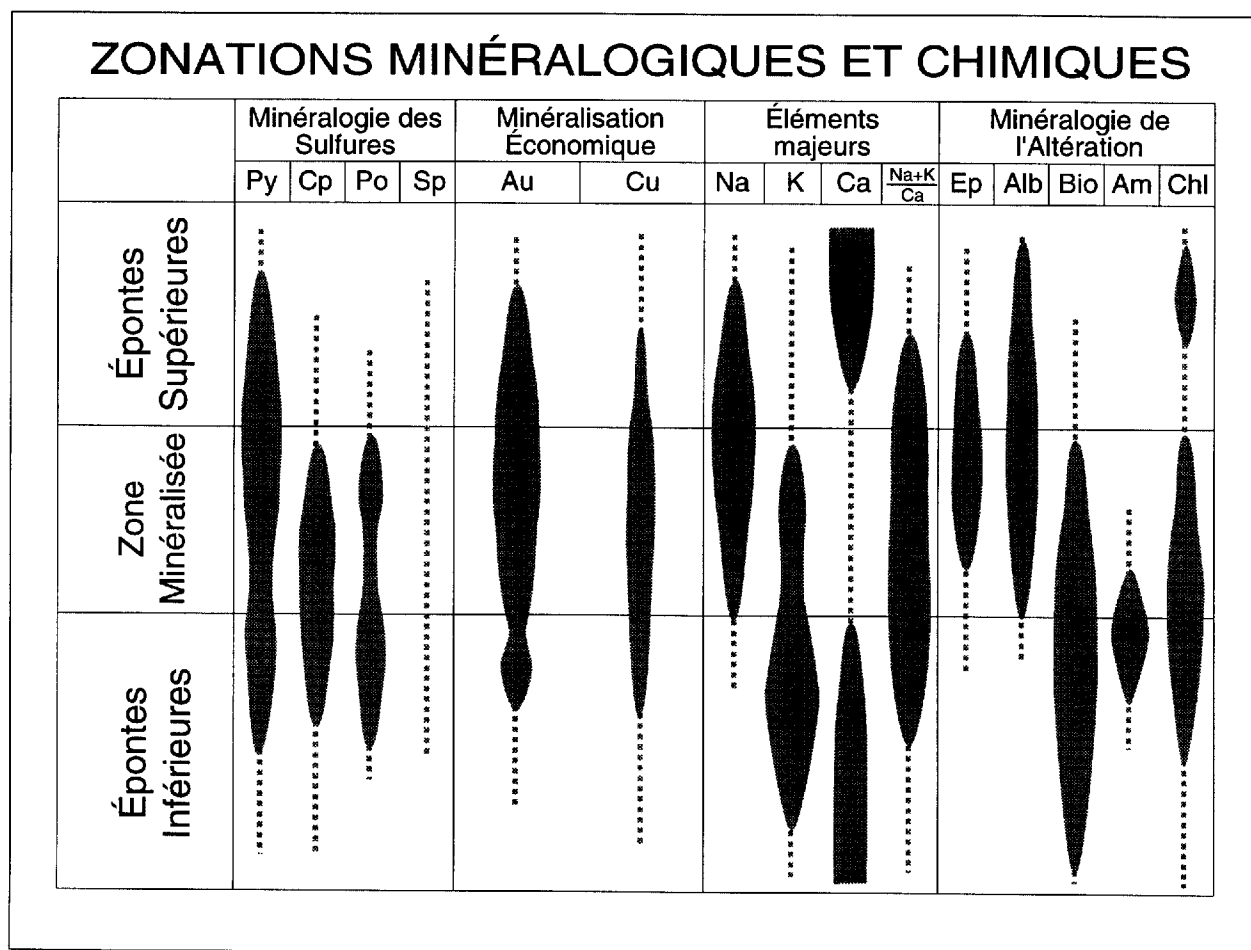


Figure 6.11: Zonations minéralogiques et chimiques associées à la minéralisation de la Zone 87 du gisement Troilus.

Gisement porphyrique cuprifère de type volcanique

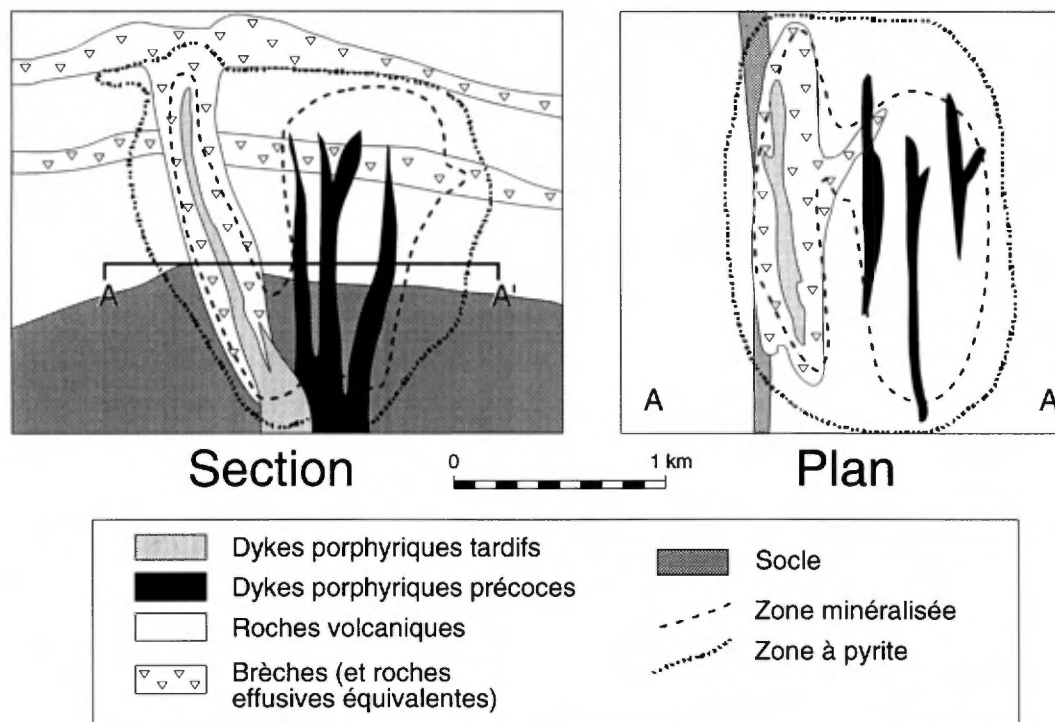


Figure 6.12: Représentation idéalisée, en section et en plan, d'un gisement porphyrique cuprifère de type "volcanique" (selon Sutherland Brown, 1976; et McMillan et Panteleyev, 1987). Les échelles horizontales et verticales sont les mêmes.

- 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'essai de dykes felsiques sont contemporaines. Les deux événements sont contemporains à 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 minéral.

MINÉRALISATION

Les principaux minéraux rencontrés dans la partie nord de la zone potassique sont la chalcopryrite et la pyrrotite avec des quantités accessoires de pyrite. La plus grande quantité de

sulfures se retrouve dans la matrice de la brèche hydrothermale. Tout ceci constitue la partie riche en Cu (> 1000 ppm) et pauvre en Au (< 1000 ppb) du gisement et coïncide en gros avec la zone d'altération potassique.

En s'éloignant de cette zone riche en Cu, la chalcopryrite devient accessoire, la quantité de pyrrotite diminue, mais la quantité de pyrite augmente et devient particulièrement abondante dans la partie nord de la zone 87. Cette partie constitue la zone riche en Au et pauvre en Cu. Celle-ci chevauche la zone de transition entre les faciès potassique et propylitique internes. De plus, cette zone est caractérisée par une altération sodique plutôt que potassique.

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 6.12). Les caractéristiques géologiques communes au gisement Troilus et au modèle porphyrique de type "volcanique" sont les suivantes: l'association spatiale du gisement avec l'essaim de dykes felsiques minéralisés; les brèches hydrothermales; l'intense fracturation des épontes; 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

Des réserves géologiques de 79,7 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 telles, que calculées par une firme de consultants pour la Corporation Minière Inmet, s'établissent comme suit:

ZONE	TONNAGE	Au (g/t)	Cu (%)	Ag (g/t)
87	37 541 200	1,39	0,12	1,39
J4	<u>6 605 000</u>	<u>1,14</u>	<u>0,05</u>	<u>1,03</u>
TOTAL	44 146 200	1,35	0,11	1,34

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.

La production journalière sera de 10 000 tonnes (3,6 Mt par année). La production annuelle de métaux sera d'environ 134 000 onces d'or (4 168 kg Au) et 7,5 millions de livres de Cu (3,4 t de Cu). Au cours des premières années, la production d'or excédera 160 000 onces d'or (4 977 kg Au) par année. L'exploitation du gisement Troilus s'échelonnera sur une période de 13 ans.

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., 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. - ET 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 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., 1911 - 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 Opatoca 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 Opatoca 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.
- BOUCHARD, G., 1986 - Géologie de la mine d'or Gwillim, Chibougamau, Québec. Mémoire de M.Sc. non-publié, Université du Québec à Chicoutimi.
- BOUDREAULT, A.P., 1977 - Géologie de la demie est du canton de Blaiklock. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; RP-541, 8 pages.
- BRIMHALL, G.H.J., 1980 - Deep hypogene oxidation of porphyry copper potassium-silicate protore at Butte, Montana: A theoretical evaluation of the copper remobilization hypothesis. *Economic Geology*; volume 75, pages 384-409.
- 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.
- 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., 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., 1977 - 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., 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, Quebec; 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, Quebec. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Abstract, 78th Annual General Meeting, Quebec City, Quebec.
- 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.
- 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, Quebec. 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. - ST-JULIEN, P. - ALLARD, G.O., 1990 - Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi Greenstone Belt, Chibougamau Area, Quebec. 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, Quebec: 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 Opatoca tonalite-gneiss belt and its relationship to the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 32, pages 113-127.
- 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., 1982 - 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. - 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 shoshonitis 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. - 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.
- 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,
- FELDER, F., 1973 - SOQUEM, Rapport préliminaire sur le programme conjoint projeté UMEX-SOQUEM dans le pluton de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-35085, 16 pages.
- FENG, R. - KERRICH, R., 1989 - Geobarometry of Abitibi batholiths. *Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada Annual Meeting, Abstracts Volume 14, page A36.*
- FISHER, R.V., 1966 - Rocks composed of volcanic fragments. *Earth Science-Reviews*; volume 1; 287-298.
- 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 archaic porphyry system. *Economic Geology*; volume 88, pages 1685-1699.
- GANSSEER, 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 Archaean 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., 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 Archaean porphyry copper deposit near Noranda, Quebec. *Economic Geology*; volume 74, pages 1680-1684.
- GOODWIN, A.M., 1982 - Archaean 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 1-30.
- GOSELIN, 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.
- GOSELIN, 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.
- GOSELIN, 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.
- GOSELIN, 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.
- GOSELIN, C., sous presse - Géologie de la bande volcano-sédimentaire de Frotet-Troilus. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 95-XX.
- 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 Archean 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.
- 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. - 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- LEBLANC, E. - HOPSON, N., 1991 - Minnova Inc., Rapport de cartographie de la propriété McDonald-Coutu. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-50874, 16 pages.
- 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., 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. - 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. - 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. - 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.
- 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, 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.
- MIAL, 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, pyrrohoite, 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.
- 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.
- PARRISH, I.S., 1968 - Grade control at the Copper Rand mines division, Patino Mining Corporation. *In: Ore reserve estimation and grade control. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 9, pages 160-167.*
- 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). 1. 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.*
- 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., (éditeur) 1995 - 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. - 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. *In: Metallogeny and geologic evolution of the Chibougamau mining area - from porphyry Cu-Au-Mo to mesothermal lode gold deposits, Éditeur: P. Pilote. Geological Survey of Canada; Open File 3143, pages 31-41.*
- 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.
- 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.
- 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, parautochthonous 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. - 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.*
- 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., 1988 - Stratigraphie de la région du lac Caopatina. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 87-19, 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.*
- 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., 1988 - 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.*
- 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.*
- STOTT, G.M. - CORFU, F. - BREAKS, F.W. - THURSTON, P.C., 1989 - Multiple Orogenies in the Northwestern Superior Province. *Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Annual Meeting, Abstracts 14, page A56.*
- 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.*
- 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., 1993 - Cartographie de détail sur la propriété Corner Bay, Inner Block; observations préliminaires. *SOQUEM, rapport interne non-publié, 4 pages et 2 cartes.*
- 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. - 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., 1995 - Formation of a late-tectonic, mesothermal gold-quartz vein deposit by remobilization of metals from a magmatic-hydrothermal copper-gold deposit at the Portage copper-gold mine, Chibougamau, Quebec, Canada. *In: Precambrian '95, International conference on tectonics and metallogeny of early/mid Proterozoic orogenic belts, Montreal, Canada. Program and abstracts volume, page 131.*
- 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., 1983 - Campbell Resources Inc - Summary report 1982: Devlin project. Rapport interne non-publié, 42 pages.
- TREMBLAY, F., 1987 - Étude reconnaissance en géochimie isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène: Application à quelques minéralisations 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, 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.*
- 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, Paleocology; volume 7, pages 85-101.*