

MB 93-46

CARACTERISATION DE L'ENVIRONNEMENT VOLCANIQUE DU GISEMENT DE CONIAGAS, DESMARAISVILLE,
DISTRICT DE CHIBOUGAMAU

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 



Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Service géologique du Nord-Ouest

Caractérisation de l'environnement volcanique du gisement de Coniagas, Desmaraisville

- District de Chibougamau -

Pierre Doucet



SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

Cette étude s'est effectuée en coopération avec le Centre d'études sur les
ressources minérales de l'UQAC

MB 93-46

1993

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	vi
REMERCIEMENTS.....	viii
1. INTRODUCTION	
1.1 Problématique.....	1
1.2 Localisation et accès.....	1
1.3 Travaux antérieurs.....	3
1.4 Méthode de travail.....	3
2. CADRE STRATIGRAPHIQUE ET TECTONIQUE	
2.1 Cadre géologique régional.....	5
2.2 Cadre géologique du secteur de Desmaraisville.....	6
2.2.1 Introduction.....	6
2.2.2 Unités lithologiques.....	8
2.2.3 Roches volcaniques mafiques.....	12
2.2.4 Unité volcanoclastique.....	12
2.2.5 Unité de volcanites felsiques.....	13
2.2.6 Sédiments d'Auger.....	14
2.2.7 Sédiments de Bachelor.....	14
2.2.8 Intrusions.....	15
3. MEMBRE DE CONIAGAS	
3.1 Introduction.....	17
3.2 Laves basaltiques et andésitiques.....	17
3.2.1 Coulées massives et bréchiques.....	17
3.2.2 Coulées massives, coussinées et brèches de coussins.....	19
3.3 Roches pyroclastiques.....	19
3.3.1 Tufs lités.....	20
3.3.2 Tufs à lapillis massifs.....	22
3.3.3 Tufs à lapillis stratifiés.....	23
3.4 Minéralisation et altération hydrothermale.....	24

4. MODÉLISATION DU PROCESSUS DE FORMATION DU MEMBRE DE CONIAGAS	
4.1 Introduction	26
4.2 Interprétation des dépôts pyroclastiques	27
5. CONCLUSION.....	34
RÉFÉRENCES.....	36

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Carte de localisation de la région étudiée	2
Figure 2: Carte géologique du secteur Chapais-Desmaraisville	7
Figure 3: Stratigraphie de la région du lac Shortt	8
Figure 4: Carte géologique de la région de Desmaraisville	9
Figure 5: Colonne stratigraphique schématique de la région de Desmaraisville	10
Figure 6: Colonne stratigraphique de la séquence encaissante du gisement de Coniagas	18
Figure 7: Croquis d'un affleurement de tufs lités	21
Figure 8: Croquis d'un affleurement de tufs à Lapillis stratifiés	23
Figure 9: Schéma du modèle de formation du gisement de Coniagas	30

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Caractéristiques des dépôts de coulées de masses de débris pyroclastiques et volcanoclastiques	28
--	----

LISTE DES CARTES

Carte géologique régionale 1:20 000	hors-texte
Carte de l'analyse de faciès détaillée 1:500	hors-texte

RÉSUMÉ

La Sous-province de l'Abitibi comprend plusieurs districts miniers, tels Noranda, Matagami et Chibougamau, reconnus pour leurs concentrations de gisements de sulfures massifs. L'interprétation de l'environnement de formation de ces gisements est souvent rendue difficile par de multiples épisodes de déformation et de métamorphisme. Le gisement de Coniagas, situé dans le secteur nord-est de la Sous-province de l'Abitibi fait cependant exception. La préservation de textures et structures primaires dans les roches volcaniques et pyroclastiques encaissantes nous a permis de caractériser l'environnement volcanique de formation du gisement.

L'encaissant du gisement, le membre de Coniagas, comprend des tufs lités, des tufs à lapillis massifs, des tufs à lapillis stratifiés et des coulées de laves massives, coussinées ou bréchiques. La présence de coulées coussinées dans l'encaissant indique un environnement sous-marin. L'angularité des fragments, les bordures de trempe et le haut degré de vésicularité des lapillis suggèrent une origine pyroclastique. Les fragments non-soudés dans les roches pyroclastiques suggèrent une accumulation post-refroidissement.

Un modèle comprenant deux cycles volcaniques explosifs-effusifs est proposé. Chacun de ces cycles comprend une phase précoce explosive. Cette éruption, marquée par l'influence de l'eau environnante dans la fragmentation du magma et dans le transport et le dépôt des débris, aurait produit les unités de roches pyroclastiques. Chaque cycle comprend aussi une phase tardive, effusive, de construction. La présence d'un petit centre felsique à proximité de l'ancienne mine appuie l'hypothèse d'un environnement proximal du gisement et des roches encaissantes.

L'identification de séquences de roches volcaniques et pyroclastiques, telles que décrites dans ce rapport, associée à l'interprétation du paléoenvironnement de formation du gisement de Coniagas, peut être utilisée comme guide d'exploration pour les gisements de sulfures massifs volcanogènes dans ce secteur de la Sous-province de l'Abitibi.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier les personnes qui ont participé de près ou de loin à la campagne de terrain. Pour l'exécution de la campagne, j'ai pu compter sur la compétence et l'aide de mon géologue sénior: Ali Moukhsil et de mes deux assistants-géologues: Frédéric Paré et François Pépin. Je tiens également à remercier messieurs Alain Simard et Francis Chartrand du Service géologique du Nord-Ouest et messieurs Réal Daigneault et Wulf Mueller de l'Université du Québec à Chicoutimi qui sont venus à plusieurs reprises sur le terrain et qui ont su me faire partager leurs connaissances.

1. INTRODUCTION

1.1 Problématique

Le territoire situé entre Chapais et Lebel-sur-Quévillon suscite toujours un intérêt pour l'or et les métaux de base. La mise en exploitation des gîtes d'or du lac Shortt et du lac Bachelor, la découverte d'un indice aurifère dans la région de Miquelon et la découverte de l'important dépôt de sulfures massifs de Grevet à l'ouest, confirment le potentiel minier de cette région.

Le problème du contexte stratigraphique et tectonique des séquences volcano-sédimentaires hôtes de ces différents gisements tient son origine du fait que les roches encaissantes sont très variées et que la corrélation stratigraphique à l'échelle régionale reste à clarifier. Il semble donc important de mieux comprendre la stratigraphie locale et régionale, les intrusions, ainsi que la déformation de la région de Desmaraisville.

Nous nous proposons donc de déterminer le paléoenvironnement du gisement Coniagas à partir des données stratigraphiques des roches volcaniques et volcanoclastiques encaissantes. Nous proposerons un modèle des processus éruptifs (magmatiques et/ou phréatomagmatiques) qui expliquerait la séquence de roches notée dans l'encaissant. Nous compléterons une analyse structurale à l'échelle locale et régionale afin de déterminer les phases de déformation qui ont affecté les différentes lithologies. Cette étude permettra aussi de mettre en relief certains critères pour l'exploration minérale dans la région.

1.2 Localisation et accès

La région étudiée se situe dans le nord-ouest québécois à environ 550 km au nord de Montréal (Figure 1). Le territoire étudié s'étend dans les cantons de Lesueur et Nelligan. La limite nord se situe à environ 4 km au nord de la ville de Desmaraisville. La limite est se situe à l'extrémité est du lac Bachelor. La limite

sud se situe à environ 1 km au sud du lac Auger. La limite ouest du territoire étudié se situe à environ 3 km à l'ouest de Desmaraisville.

On accède à la région par le route 113, qui relie Chibougamau et Val d'Or. L'accès se fait à partir de la route 113, à la ville de Desmaraisville, par le chemin de gravier qui relie cette ville à la mine d'or du lac Bachelor. Plusieurs chemins non pavés permettent l'accès aux terrains au nord et au nord-est de Desmaraisville ainsi qu'au sud, aux environs du lac Auger.

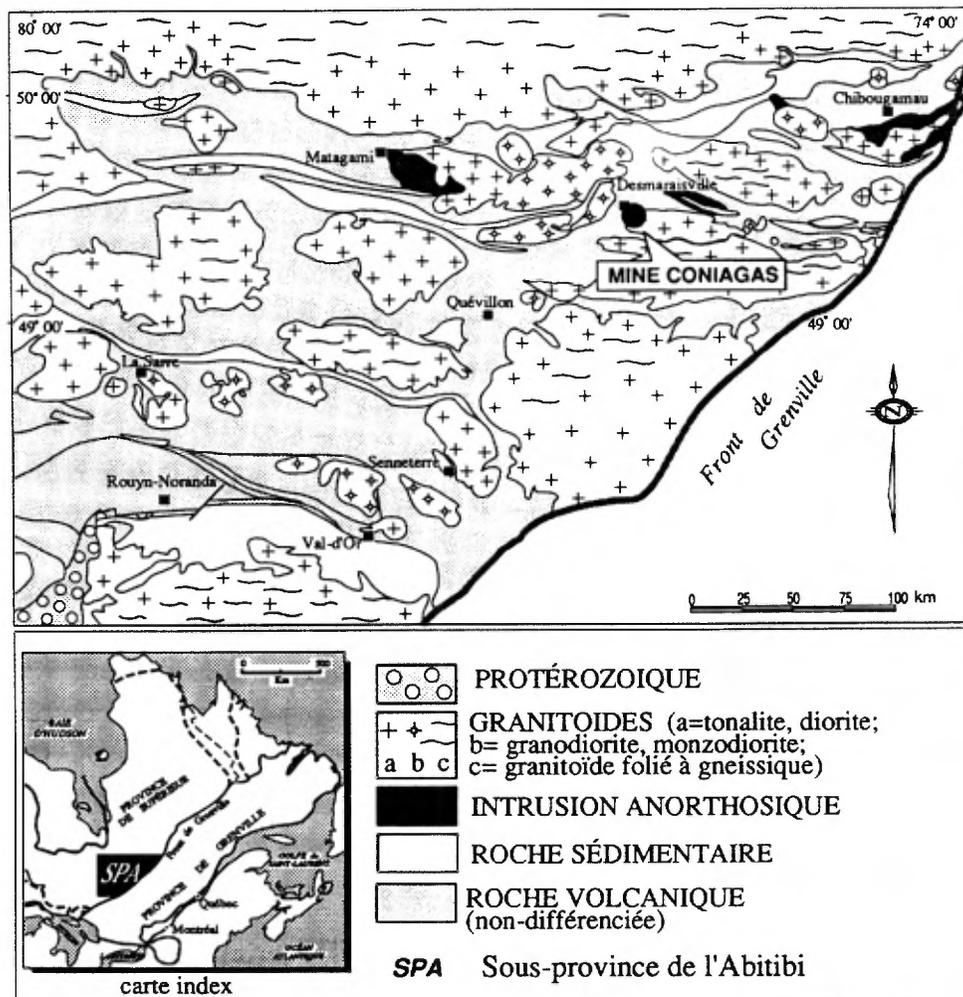


FIGURE 1. Carte de la Sous-province de l'Abitibi. Modifiée de MERQ-OGS, 1984, dans Daigneault et Allard, 1990.

1.3 Travaux antérieurs

La géologie de la région de Chapais-Desmaraisville est connue par les travaux de MacKenzie (1934), Retty et Norman (1938), Shaw (1940), Sproule (1940), Longley (1951), Graham (1957), van de Walle (1970), Dugas (1975), Lamothe (1981, 1982, 1983 et 1987), Sharma et Lacoste (1981), Sharma et Lauzière (1982, 1983, et 1986) et Giovenazzo (1983 et 1986). À la suite d'une synthèse de ces divers travaux et l'acquisition de nouvelles données, Sharma et Gobeil (1987) proposent une stratigraphie régionale pour le secteur Chapais-Desmaraisville. Récemment, Dion et Guha (1990) ont complété une synthèse géologique et géophysique de la région de Chapais.

La région située entre Chapais et Desmaraisville a fait l'objet de plusieurs travaux de cartographie géologique à grande échelle. Les études métallogéniques complétées dans le secteur incluent les travaux de Cormier et al. (1984), de Morasse (1988) et de Brisson et Guha (1988, 1989a et 1989b) sur la mine d'or du lac Shortt et les travaux de Buro (1984) et de Lauzière (1989) sur la mine d'or du lac Bachelor.

À l'échelle de la propriété de l'ancienne mine Coniagas, il existe de nombreux rapports de compagnies minières, ces rapports sont compilés dans les travaux statutaires par le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. Le rapport de Riverin (1982) décrit les résultats récents de la cartographie à petite échelle de la propriété, de même que le résultat de sondages et des levés géophysiques effectués; il fournit également les résultats d'analyses géochimiques sur les différentes roches de l'assemblage volcanique hôte du gisement. Doucet (1991) présente les résultats préliminaires de la première phase de l'étude en cours.

1.4 Méthode de travail

Les travaux de terrain ont été subdivisés en deux phases. La première phase consistait en une étude détaillée de faciès, à une échelle de 1:500, de la séquence de roches volcaniques et volcanoclastiques associées au gisement de Coniagas. Cette étude a repris le territoire de 1 km x 1 km cartographié à une

échelle de 1:1000 au cours de l'été 1990 (Doucet, 1991). Cette analyse avait pour but de compléter, avec une plus grande précision, l'étude des divers faciès des roches volcaniques et volcanoclastiques rencontrées auparavant.

La deuxième phase des travaux de terrain consistait en une cartographie régionale, à une échelle de 1:20 000, d'un territoire d'une superficie d'environ 150 km². Ce territoire est situé entre les longitudes 76° 05' et 76° 15' et les latitudes 49° 27' et 49° 35' et est couvert par une partie des feuillets topographiques 32F/8 et 32F/9 du découpage SNRC à 1:50 000.

Ce rapport comprend deux cartes (hors-texte). La carte de l'analyse de faciès à une échelle de 1:500 montre les environs immédiats du site de l'ancienne mine Coniagas. Les affleurements visités au cours de la campagne de cartographie régionale sont représentés sur une carte à échelle de 1:20 000.

Ce rapport vient compléter l'analyse stratigraphique de la séquence encaissante du gisement de Coniagas définie dans un précédent rapport (Doucet, 1991). L'étude détaillée de faciès des roches volcaniques et volcanoclastiques permet de formuler un modèle de l'environnement volcanique de ce gisement de sulfures massifs volcanogène archéen.

2. CADRE STRATIGRAPHIQUE ET TECTONIQUE

2.1 Cadre géologique régional

En se basant sur des différences lithologiques importantes, Dimroth et al. (1982 et 1984) subdivisent la Sous-province de l'Abitibi en une Zone Interne au nord et une Zone Externe au sud. Ludden et al. (1986) font aussi une distinction entre ces deux segments, qu'ils nomment la Zone Volcanique Nord et la Zone Volcanique Sud. Chown et al. (1992) divisent la Sous-province de l'Abitibi en une Zone Volcanique Nord (NVZ) et une Zone Volcanique Sud (SVZ) à partir de données sur les assemblages volcano-sédimentaires, sur les suites plutoniques et sur des âges U-Pb de hautes précisions. Chown et al. (1992) subdivisent la NVZ en un segment volcanique monocyclique (MVS) et un segment volcanique polycyclique (PVS) situé plus au nord. Le MVS est constitué d'une vaste plaine de basalte monotone et de petits centres felsiques interstratifiés, ou surmontés, par des bassins de sédiments volcanoclastiques (Chown et al., 1992). Le secteur de Desmaraisville est situé dans la partie nord du segment volcanique monocyclique de la Zone Volcanique Nord, tel que défini par Chown et al. (1992).

Le tectonisme et le métamorphisme régional sont d'âge kénoréen. Thorpe et al. (1984) attribuent un âge possible de 2700-2710 Ma pour le volcanisme dans la région de Desmaraisville, basé sur des dates de 2996 et 2702 Ma pour deux échantillons de galène provenant de la mine Coniagas. Cet âge va à l'encontre de l'âge de 2730 ± 2 Ma accordé aux roches felsiques du premier cycle volcanique et de 2718 ± 2 Ma (Krogh, 1982) de la partie felsique du deuxième cycle (Mueller et al., 1989; Chown et al., 1990).

Le métamorphisme est caractérisé par le faciès des schistes verts à amphibolite inférieure. La région est caractérisée par une série de synclinaux et d'anticlinaux orientés E-W de part et d'autre de l'anticlinal de Chibougamau (voir Allard et Gobeil, 1984; Daigneault et Allard, 1990). Le territoire est recoupé par quatre systèmes de failles importantes, regroupées selon leurs directions principales: NE, E-W, NW et N20E. La série NE domine la région Chibougamau-Chapais.

Sharma et Gobeil (1987) subdivisent les roches archéennes du territoire du lac Shortt (Figure 2) en deux unités lithostratigraphiques: la Formation d'Obatogamau (Cimon, 1976) et la Formation du Ruisseau Dalime (Figure 3). La Formation d'Obatogamau comprend trois kilomètres de basaltes massifs, coussinés et bréchiques, généralement porphyriques, à phénocristaux de plagioclase (Allard et Gobeil, 1984).

2.2 Cadre géologique du secteur de Desmaraisville

2.2.1 Introduction

La définition de l'ordre stratigraphique de l'assemblage de roches volcano-sédimentaires dans la région de Desmaraisville est basée sur l'interprétation des grands plis régionaux (Figures 4 et 5). Dans le secteur étudié, plusieurs plis à surface axiale orientée entre NE et ESE ont été identifiés (Sharma et Lacoste, 1981; Lamothe, 1982, 1983 et 1987; Sharma et Lauzière, 1983; Giovenazzo, 1986). Une trace axiale anticlinale d'orientation ENE a été placée au sein d'une unité de basalte à la hauteur du lac Bachelor (Figure 4). Au nord-ouest du lac Bachelor on observe un granoclassement normal dans certains lits des conglomérats qui indique un sommet vers le nord. À l'ouest du lac Bachelor on note des coussins non déformés qui indiquent un sommet vers le SE. L'unité de basalte représente donc la base de l'empilement stratigraphique.

La détermination du sommet de l'encaissant du gisement de Coniagas a été faite à partir du granoclassement des tufs lités, qui indique un sommet vers le sud. La relation angulaire entre la stratification (N230°E) et la schistosité (N210°E) observée dans l'assemblage hôte du gisement, combinée au sommet vers le SE suggère la proximité d'une trace axiale synclinale au SE de l'ancienne mine. Cette trace axiale a été positionnée de façon arbitraire au centre d'une unité de volcanites felsiques.

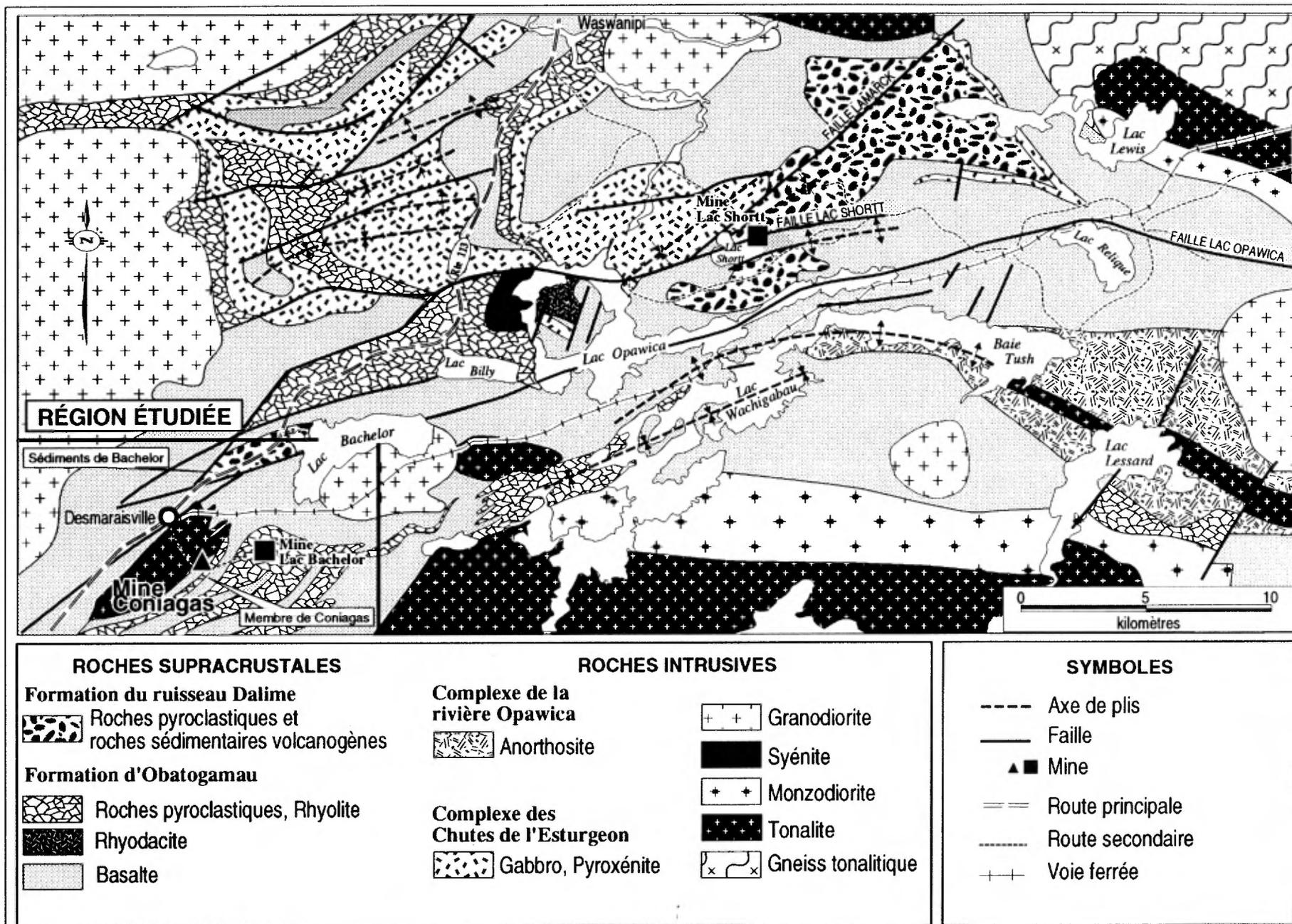


FIGURE 2. Géologie du secteur de Chapais - Desmaraisville.
Modifiée de Gobeil (1984), Sharma et Gobeil (1987) et Brisson et Guha (1991).

PROTÉROZOÏQUE

---Dyke de gabbro - diabase

ARCHÉEN

---Plutons de granitoïdes

COMPLEXE DE LA RIVIÈRE OPAWICA -----Anorthosite

COMPLEXE DES CHÎTES DE L'ESTURGEON -Gabbro et pyroxénite

FORMATION DU RUISSEAU DALIME -----Pyroclastites et sédiments

volcanogènes

FORMATION D'OBATOGAMAU -----Pyroclastites et rhyolite

(GISEMENT DE CONIAGAS)

----- Basalte

Figure 3. Stratigraphie de la région du lac Shortt. Modifiée de Sharma et Gobeil (1987).

2.2.2 Unités lithologiques

À partir des sommets stratigraphiques reconnus dans la région étudiée, il est possible de proposer la stratigraphie suivante (Figures 4 et 5): 1) un assemblage de roches volcaniques mafiques, 2) le membre de Coniagas, 3) une unité de volcanites felsiques, 4) les sédiments de Bachelor et d'Auger, et 5) les roches intrusives. La base de l'empilement supracrustale de la région est dominée par des roches volcaniques mafiques à intermédiaires. Les différentes unités de coulées coussinées ou massives ont une puissance allant de quelques dizaines à quelques centaines de mètres. À l'intérieur de cet empilement de roches volcaniques on reconnaît une séquence de roches pyroclastiques, d'une puissance de 280 m, désignée ici de façon informelle comme le *membre de Coniagas*.

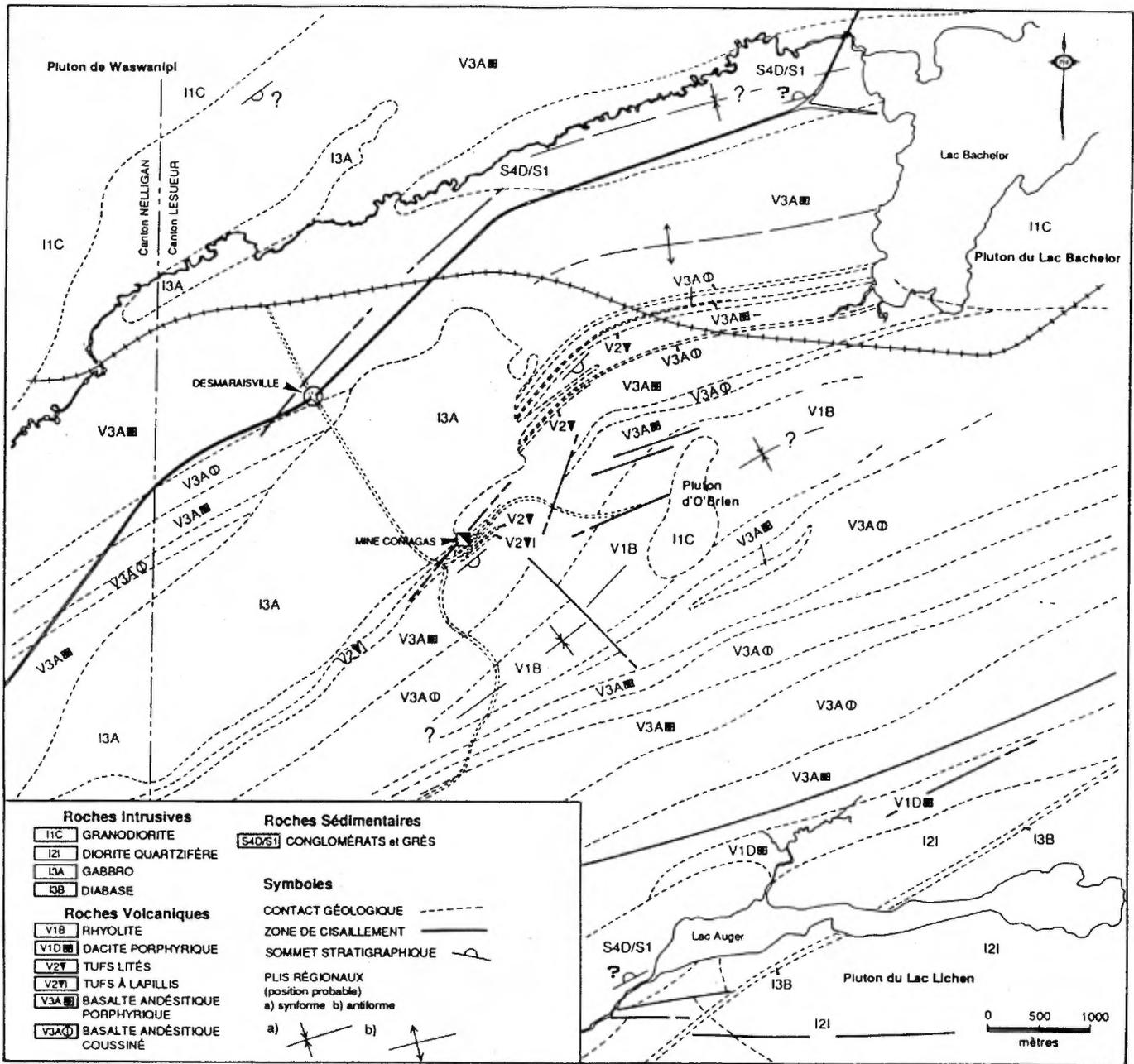


FIGURE 4. Géologie de la région de desmaraisville. La carte correspondante, à l'échelle 1:20 000 (hors-texte), montre en plus grands détails la localisation des affleurements et les éléments structuraux.

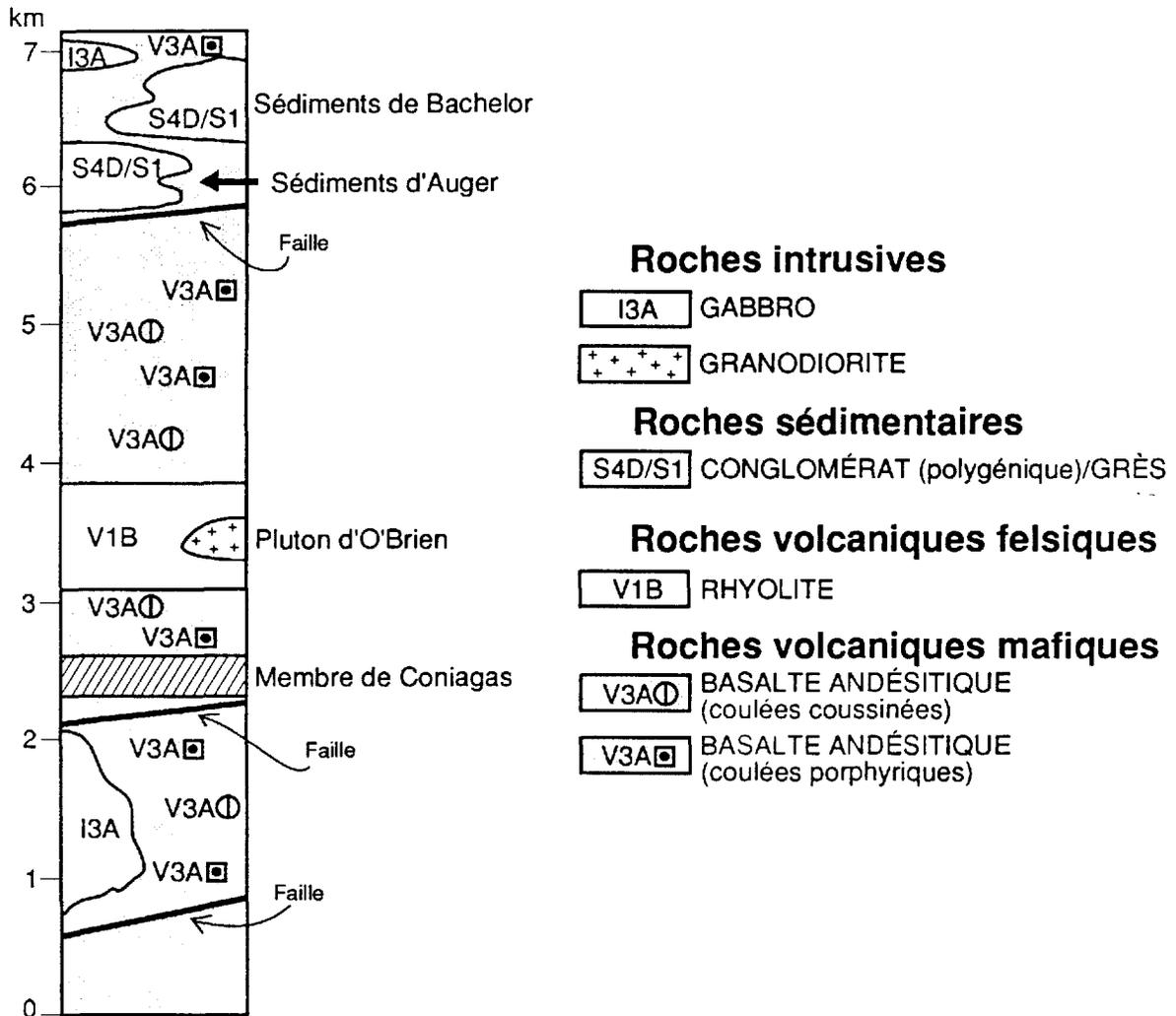


FIGURE 5. Colonne stratigraphique schématique de la région de Desmaraisville.

Un assemblage de roches volcaniques felsiques est situé au sud du gisement de Coniagas. Cette unité, d'une épaisseur de près de 1000 m, comprend des coulées, généralement massives, et des brèches de coulée. Deux séquences de roches sédimentaires sont présentes dans la région. Une unité, d'une puissance d'environ 500 m, s'étend du lac Auger vers l'ouest jusqu'au lac Pusticamica (Brisson, comm. pers.) (Figure 4) et est désignée ici sous le nom informel de *sédiments d'Auger*. Une seconde unité de roches sédimentaires, d'une puissance d'environ 700 m, est située au nord-est de Desmaraisville, le long de la route 113 à l'ouest du lac Bachelor (Figure 4). Cette bande sera décrite dans ce rapport sous le nom informel de *sédiments de Bachelor*. Les roches intrusives comprennent tous les stocks, dykes et filons-couches de gabbro, de diorite et de diabase notés dans le territoire étudié.

2.2.3 Roches volcaniques mafiques

Ces assemblages comprennent des coulées massives et bréchiques, généralement porphyriques, ainsi que des coulées coussinées, de compositions basaltiques à andésitiques. Les coulées de lave massives et bréchiques sont généralement à grains fins (0,5 - 1,0 mm) et sont composées d'actinote et de plagioclase, avec des quantités mineures d'épidote et de chlorite secondaire, provenant de l'altération de l'actinote. Les laves sont, en général, porphyriques et contiennent entre 5 % et 15 % de phénocristaux millimétriques de plagioclase.

Les coulées coussinées sont à grains fins (0.5 à 1.0 mm) et sont localement caractérisées par une texture trachytique. La roche est composée d'actinote et de plagioclase, d'épidote et de pyrite accessoire et de chlorite secondaire. Les coussins sont décimétriques et sont généralement trop déformés pour définir le sommet stratigraphique. Une exception à cette généralité se retrouve à l'ouest du lac Bachelor, où l'on observe des coussins non déformés.

Localement on retrouve quelques minces horizons de roches volcanoclastiques au sein des coulées de laves. Ces roches volcanoclastiques comprennent des unités de tufs à lapillis et de tufs lités semblables aux roches de l'encaissant du gisement de Coniagas. Ces unités ont une puissance de quelques mètres à quelques dizaines de mètres mais semblent continues sur plusieurs centaines de mètres.

2.2.4 Unité volcanoclastique

Le gisement de sulfures massifs de Coniagas se situe au sein d'une séquence de roches volcanoclastiques et volcaniques, le membre de Coniagas. Étant donné l'importance de cette assemblage à l'interprétation de l'environnement de formation du gisement, une description détaillée des différentes unités que comprend le membre de Coniagas est présentée séparément, dans la Section 3 de ce rapport.

2.2.5 Unité de volcanites felsiques

Des coulées et des brèches de coulées rhyolitiques à rhyodacitiques (SiO_2 71-76 %)* ont été observées à environ 1500 m au sud-est et à l'est du gisement de Coniagas (Figures 4 et 5). Des structures fluidales et bréchiques ont été notées en plusieurs endroits, notamment au sud-est de la mine Coniagas. Les coulées et les brèches de coulée montrent une patine d'altération beige distincte et une cassure conchoïdale. Ces roches sont caractérisées par des phénocristaux millimétriques de plagioclase et de quartz en quantité variable, mais qui ne dépasse pas 10 %.

Les brèches de coulées felsiques sont composées de fragments centimétriques angulaires, dans certains cas subarrondis, de composition variable. Les fragments de rhyolite massive et porphyrique sont les plus abondants, mais on observe aussi des fragments aphanitiques ou à texture fluidale. Quelques fragments centimétriques de roches volcaniques mafiques, composés de chlorite, et de jaspe de couleur rouge vin ont aussi été notés. La présence de ces fragments suggère que certaines zones de cet édifice pourraient être des unités de roches épicalastiques.

Aux environs de la mine Bachelor, les roches felsiques sont, en général, caractérisées par une hématitisation marquée, accompagnée localement d'une altération en épidote. Cette altération est associée à une augmentation du contenu en pyrite fine, disséminée ou sous forme de petites veines irrégulières.

L'unité de volcanites felsiques qui s'étend sur plus d'un kilomètre entre les mines Coniagas et Bachelor pourrait représenter un petit centre felsique. Toutefois, la relation stratigraphique entre ces roches felsiques et la séquence du gisement Coniagas demeure problématique. Si les sommets très nets établis près du gisement se maintiennent, cette séquence felsique serait structuralement au-dessus du membre de Coniagas.

* Analyses lithogéochimiques non publiées.

2.2.6 Sédiments d'Auger

La position stratigraphique de cette unité est incertaine. Basé en grande partie sur la similarité des différentes lithologies, les sédiments d'Auger sont placés essentiellement au même niveau stratigraphique que l'unité de sédiments de Bachelor (Figure 5). L'unité est composée d'horizons de conglomérats polygéniques de 3 à 5 mètres d'épaisseur et de lits de grès, généralement massifs, d'une puissance de quelques mètres. Les contacts entre les conglomérats et les grès sont nets. Les conglomérats comprennent des fragments (1,0 à 55 cm) de granitoïdes (granodiorite et diorite quartzifère, provenant probablement du pluton du lac Lichen), de laves felsiques et mafiques et de chert. Sharma et Lauzière (1983) notent la présence de fragments de formation de fer à magnétite dans ces roches. La matrice est composée de chlorite (altération secondaire) qui produit une schistosité marquée dans certains horizons et les cailloux et galets sont plus ou moins déformés dans le plan de la foliation. Certains horizons de conglomérats semblent montrer un granoclassement normal, ce qui suggère que les sommets dans ce secteur sont vers le nord.

Des horizons de grès sont aussi présents dans cette bande. Ces horizons ont une puissance de 0,5 à 3 m à l'échelle de l'affleurement. Les grès sont composés de fragments (0,1 à 2 mm) arrondis de volcanites felsiques et mafiques, de granitoïdes et de fragments subangulaires de cristaux de quartz. Les grès sont caractérisés par un tri granulométrique très pauvre et aucun litage n'a été noté.

2.2.7 Sédiments de Bachelor

Sharma et Lauzière (1983) indiquent que cette bande de roches sédimentaires est en contact faillé avec les roches volcaniques adjacentes. Toutefois, aucun indice de ces failles n'a été observé sur le terrain. Plusieurs faciès ont été observés dans cette unité: des conglomérats polygéniques, des grès et des siltstones. L'unité comprend des horizons décimétriques de conglomérats constitués de cailloux et de galets de porphyres à quartz et à plagioclase, de granitoïdes, de roches volcaniques felsiques et mafiques

(généralement porphyriques) et quelques rares fragments de chert ou de sulfures massifs. Les fragments sont arrondis et les conglomérats sont caractérisés par un tri granulométrique très pauvre.

Les horizons de grès sont généralement massifs et ont une puissance de quelques mètres. Les grès sont composés de fragments (0,1 à 2 mm) arrondis de volcanites felsiques et mafiques, de chert et de fragments subangulaires de cristaux de quartz. Quelques bons affleurements de dépôts volcanoclastiques, déposés par des coulées turbiditiques, sont situés le long de la route 113, à la jonction avec le chemin menant au lac Bachelor, et le long de la rive nord du lac. Cette séquence a une puissance d'environ 25 m et est caractérisée par des horizons centimétriques riches en fragments millimétriques de volcanites felsiques. Un tri granulométrique plus ou moins bien défini semble indiquer une polarité vers le nord.

2.2.8 Intrusions

Trois petites intrusions mafiques ont été cartographiées à l'est, à l'ouest et au sud-ouest du lac Bachelor (Sharma et Lauzière, 1983). Celles à l'est et à l'ouest du lac sont de composition gabbroïque à dioritique, tandis que la dernière comprend des zones de pyroxénite à olivine, de pyroxénite, de mélanogabbro et de leucogabbro (Sharma et Lauzière, 1983).

Plusieurs dykes centimétriques à décimétriques de diorite porphyrique recourent l'assemblage de roches volcaniques du gisement Coniagas. Ces dykes sont composés de 20 à 25 % de phénocristaux millimétriques d'actinote et de hornblende automorphe à allotriomorphe, et de 20 à 30 % de reliques de phénocristaux de plagioclase, remplacées par de l'épidote et de la séricite. La matrice est composée en grande partie de plagioclase et de quartz, de chlorite, de biotite et de grains opaques en quantités variables. Les minéraux ferromagnésiens sont très peu chloritisés et les feldspaths sont presque totalement saussuritisés et épidotisés. Les textures porphyriques, ophitiques et hypidiomorphes sont les plus souvent observées.

Quelques dykes centimétriques à décimétriques de diabase recoupent aussi la séquence volcanique encaissante. Une concentration importante de ces dykes a été notée au sud de la mine Coniagas. Ces dykes équi-granulaires et massifs sont composés, en grande partie, de hornblende et de plagioclase, et de quantités variables d'épidote, de sphène et d'opaque.

L'intrusion de gabbro au NW de la mine Coniagas est composée de pyroxène, d'amphibole et de plagioclase en quantités variables et d'épidote et d'opaque accessoires. Le pyroxène est localement entouré d'une bordure de réaction d'amphibole et/ou de chlorite tandis que le plagioclase est généralement fortement séricitisé. La roche est massive et généralement équi-granulaire, la granulométrie est très variable et peut être de moyenne à très grossière. La relation entre ce gabbro et les dykes de diabase et de diorite porphyrique demeure incertaine, due en grande partie à l'absence d'affleurements dans les zones en bordure de l'intrusion.

Plusieurs intrusions granitoïdes sont reconnues dans la région: le pluton du lac Waswanipi, les plutons du lac Bachelor et d'O'Brien et le pluton du lac Lichen (voir Figure 4) (Sharma et Lacoste, 1981; Sharma et Lauzière, 1983). Des dykes de gabbro-diabase protérozoïques, orientés ENE, recoupent toutes les unités et constituent les roches les plus jeunes de la région (Sharma et Lacoste, 1981; Lamothe, 1981; Sharma et Lauzière, 1983).

Les roches volcaniques et volcanoclastiques examinées au cours de cette étude semblent être marquées par une seule phase de déformation. Régionalement, la schistosité suit la direction N235°E avec un pendage abrupt vers le nord.

3. MEMBRE DE CONIAGAS

3.1 Introduction

Le membre de Coniagas comprend des coulées de laves massives, bréchiques et coussinées de composition basaltique à andésitique et de roches pyroclastiques intermédiaires (SiO_2 entre 48 et 56 %) (Figure 6) (carte géologique 1:500 en pochette). La présente section servira à décrire la séquence de roches hôte du gisement et une stratigraphie locale sera proposée.

3.2 Laves basaltiques et andésitiques

Les coulées de laves de compositions mafiques à intermédiaires (SiO_2 45-58 %) présentes dans la séquence encaissante du gisement ont été subdivisées en deux groupes: a) les coulées massives et bréchiques et b) les coulées coussinées et brèches de coussins.

3.2.1 Coulées massives et bréchiques

À l'est de l'ancienne mine, les coulées de laves massives, localement vésiculaires, ont une épaisseur d'environ 45 m. Les laves sont généralement aphyriques (<1 mm) et le degré de vésicularité est très variable, allant de 2 à 15 % de vésicules sphériques millimétriques à centimétriques. Les basaltes andésitiques vésiculaires sont composés essentiellement d'actinote et de plagioclase, avec des quantités mineures de pyrite et d'épidote et de chlorite secondaire, produits de l'altération de l'actinote.

Les andésites porphyriques, qui occupent le sommet de la séquence encaissante, ont une puissance d'au moins 120 m (Figure 6). Les laves contiennent moins de 10 % de phénocristaux de plagioclase. Quelques phénocristaux d'actinote ont aussi été observés. Les andésites sont composées essentiellement d'actinote et de plagioclase, de pyrite et d'épidote et de chlorite secondaire. Certaines coulées sont aphyrique. Les coulées sont massives mais on observe localement des brèches de coulées. Les brèches de

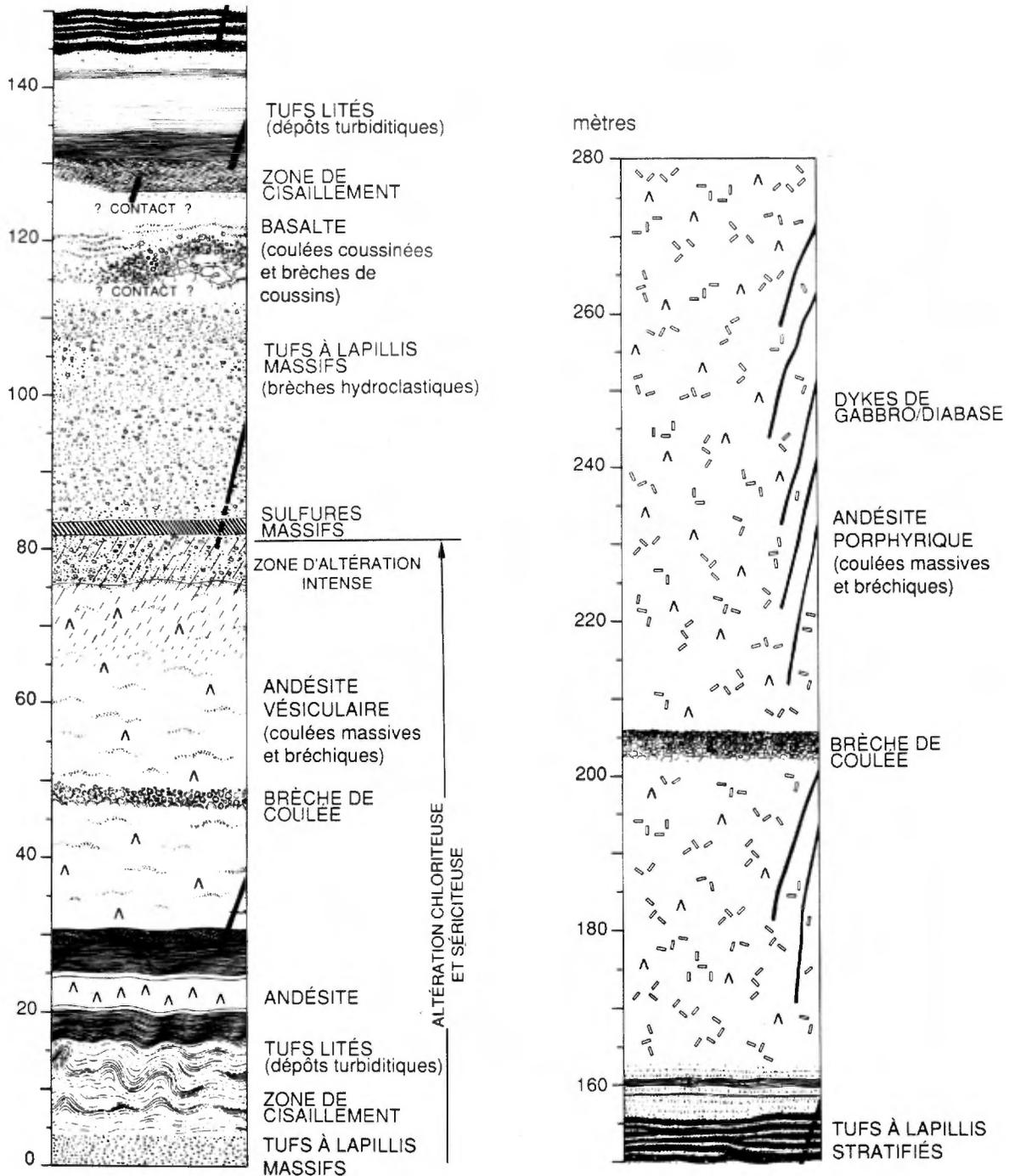


FIGURE 6. Colonne stratigraphique de l'assemblage volcanique encaissant du gisement de Coniagas. Les structures (laminations, granulométrie, et grosseur des fragments et coussins) ne sont pas nécessairement à l'échelle. Une seule des trois lentilles de sulfures massifs (hachures) est représentée. L'altération hydrothermale affecte toutes les unités sous la lentille, tandis qu'une zone de chloritisation intense (traits discontinus) se situe directement au-dessous de la minéralisation.

coulées ont une puissance de quelques mètres et sont continues sur plusieurs dizaines de mètres. Ces zones sont caractérisées par des fragments angulaires à subarrondis, de dimension de 5 à 15 cm.

3.2.2 Coulées massives, coussinées et brèches de coussins

La coulée basaltique coussinée au-dessus de l'horizon minéralisé (Figure 6) a une puissance d'au moins 20 m. Un seul affleurement, situé aux abords de la route au sud de l'ancienne mine (voir carte 1:500 en pochette), montre des coussins. Les coussins ont une dimension allant de 20 à 30 cm et sont caractérisés par une vésicularité allant de 30 à 40 %. Certains coussins montrent une distribution concentrique des vésicules. La lave est généralement à grains fins (<1 mm) et elle est caractérisée par une texture trachytique. Le basalte (SiO_2 45-48 %) est composé d'actinote, de plagioclase et d'épidote et de chlorite secondaire.

Les brèches de coussins comprennent des fragments subangulaires à subarrondis, décimétriques à centimétriques. Les fragments contiennent de 5 à 7 % de phénocristaux de plagioclase (0,5 à 1,5 mm) et ont une vésicularité allant de 10 à 40 %. La matrice des brèches de coussins est composée de fragments millimétriques, subanguleux, de basalte trachytique, avec ou sans vésicules, de fragments angulaires de cristaux de plagioclase et de matériel quartzeux et chloriteux.

3.3 **Roches pyroclastiques**

Les débris pyroclastiques comprennent des fragments de ponce, des échardes de verre, des cristaux idiomorphes et/ou brisés et des fragments lithiques (parfois vésiculaires) (Fisher, 1961 et 1966). La mise en place primaire de ces débris dans un environnement sous-marin peut être déduite de plusieurs caractéristiques, la plupart associées à la rétention de chaleur (Fisher et Schmincke, 1984; Stix, 1991). Ces caractéristiques comprennent (Mueller et al., article soumis):

- la présence de bordures de trempe autour des fragments,
- l'interpénétration ou la compression de fragments,
- la présence de fragments de forme amiboïde à irrégulière,
- les textures de soudage
- les colonnades, et
- les pipes de dégazéifications.

Le remaniement des débris pyroclastiques en milieu sous-marin peut rendre difficile la distinction entre les dépôts pyroclastiques primaires et les dépôts épyclastiques. La combinaison de plusieurs indices suggère que les roches de l'encaissant du gisement de Coniagas sont des dépôts pyroclastiques: la composition monolithique des fragments, l'angularité des débris, les lapillis de scorie, les bordures de trempe autour de certains fragments et l'abondance de fragments de verre altérés dans la matrice.

La classification granulométrique de Fisher (1961 et 1966) est celle utilisée dans cette étude: 1) tuf, < 2 mm; 2) lapilli, 2-64 mm; et 3) bloc, >64 mm. Deux assemblages de roches pyroclastiques ont été identifiés dans l'encaissant du gisement. L'assemblage à la base de la séquence, au nord-est de la mine, a une épaisseur d'environ 31 m. L'assemblage au sud-est de la mine a une épaisseur de 45 m. Trois faciès de roches pyroclastiques ont été définis à partir de la granulométrie, des textures et des structures sédimentaires qui caractérisent les débris; il s'agit: 1) de tufs lités, 2) de tufs à lapillis massifs et 3) de tufs à lapillis stratifiés.

3.3.1 Tufs lités

Les tufs sont laminés et lités, avec des lits de composition intermédiaire (SiO_2 53-59 %) et dont l'épaisseur varie de 1 mm jusqu'à 5 cm. En général, les lits sont d'épaisseur centimétrique et sont réguliers et continus sur plusieurs dizaines de mètres. Quelques petites ondulations dans le litage ont été observées mais aucun lit entrecroisé n'a été noté.

Les tufs lités à la base de la séquence encaissante ont une puissance de 20 m et sont composés de tufs fins. Ces tufs, initialement vitreux, sont altérés à un assemblage de biotite, de quartz et de petits grains opaques en proportions variables.

Les tufs au-dessus de l'horizon hôte de la minéralisation (Figure 7) ont une puissance de 15 m et sont caractérisés par une granulométrie généralement plus grossière. Ils sont composés de tufs altérés accompagnés de fragments subarrondis de cristaux de plagioclase. Quelques fragments arrondis (0,1 à 0,5 mm) de basalte ont aussi été notés dans certains lits. La matrice, qui forme de 60 à 80 % des tufs, est altérée et est composée essentiellement d'un assemblage de quartz, de plagioclase, d'actinote aciculaire, de chlorite secondaire (remplacement de l'actinote) et de séricite en proportions variables.

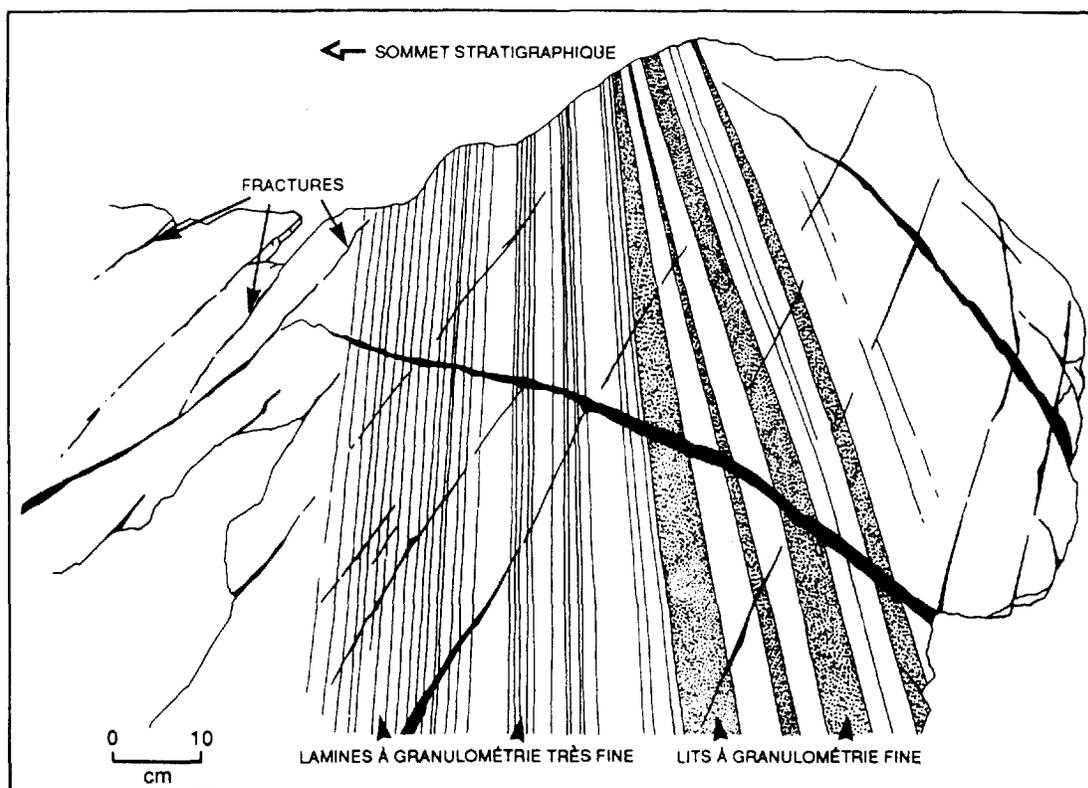


FIGURE 7. Croquis d'un affleurement de tufs lités comprenant des lits centimétriques grossiers à la base et des laminations millimétriques à granulométrie plus fine au sommet.

Aucun lit lenticulaire n'a été observé. Quelques rides d'amplitude centimétrique ont été notés dans les tufs lités à la base de l'encaissant. Les lamines et les lits sont granoclassés de façon normale, ou sont massifs. Les contacts à la base et au sommet des lits sont nets mais pas érosifs.

3.3.2 Tufs à lapillis massifs

Ces roches sont de composition mafique à intermédiaire (SiO_2 42-58 %). Deux unités de tufs à lapillis massifs sont identifiées dans l'assemblage encaissant du gisement. À la base de la séquence (Figure 6) les tufs à lapillis sont caractérisés par des fragments de forme angulaire, irrégulière, qui ont un diamètre moyen de 1 à 5 cm et sont peu ou pas déformés. Aucun granoclassement n'a été noté dans cette unité.

La vésicularité des fragments se situe généralement entre 25 et 30 % mais peut atteindre 40 % dans certains lapillis. Les vésicules sont sphériques et sont remplies par du matériel quartzo-feldspathique. Des structures concentriques observées dans certaines vésicules pourraient représenter des reliques de bordures de smectites. Les vésicules en bordure des fragments sont remplies de biotite tandis que celles au coeur des plus gros lapillis sont remplies de quartz et de calcite. La matrice vitreuse est altérée en biotite et en petits amas subsphériques à ellipsoïdes de grains opaques.

L'autre unité de tufs à lapillis massifs (Figure 6), hôte de la minéralisation, est formée d'un assemblage de lapillis et de fragments de cristaux de plagioclase dans une matrice vitreuse. Les lapillis sont généralement de forme éllipsoïde à subsphérique et anguleux. La granulométrie des fragments se situe entre 1 et 3 cm et le tri granulométrique est très pauvre. Les fragments proviennent de volcanites basaltiques à andésitiques, soit aphyriques ou porphyriques à cristaux de plagioclase. La matrice (tufs fins) est en volume supérieure à 25 %. Cette matrice est composée en proportions variables de fragments de cristaux de plagioclase et de quartz monocristallin et de matériel quartzo-feldspathique et chloritique. L'unité est caractérisée par une silicification marquée (SiO_2 entre 65 et 75 %) à proximité de la minéralisation. La

composition polymicte des lapillis et l'angularité des fragments suggèrent que ce tuf est probablement le résultat d'une bréchification hydroclastique.

3.3.3 Tufs à lapillis stratifiés

Ces roches sont de composition mafique-intermédiaire (SiO_2 48-57 %). L'unité (Figure 8) comprend une série de lits décimétriques de tufs à lapillis, chacun superposé d'un horizon centimétrique de tuf. Les lits riches en lapillis sont composés de fragments de scorie et lithiques intermédiaires, caractérisés par des textures trachytiques ou porphyriques, à phénocristaux de plagioclase. Les lapillis sont subsphériques à

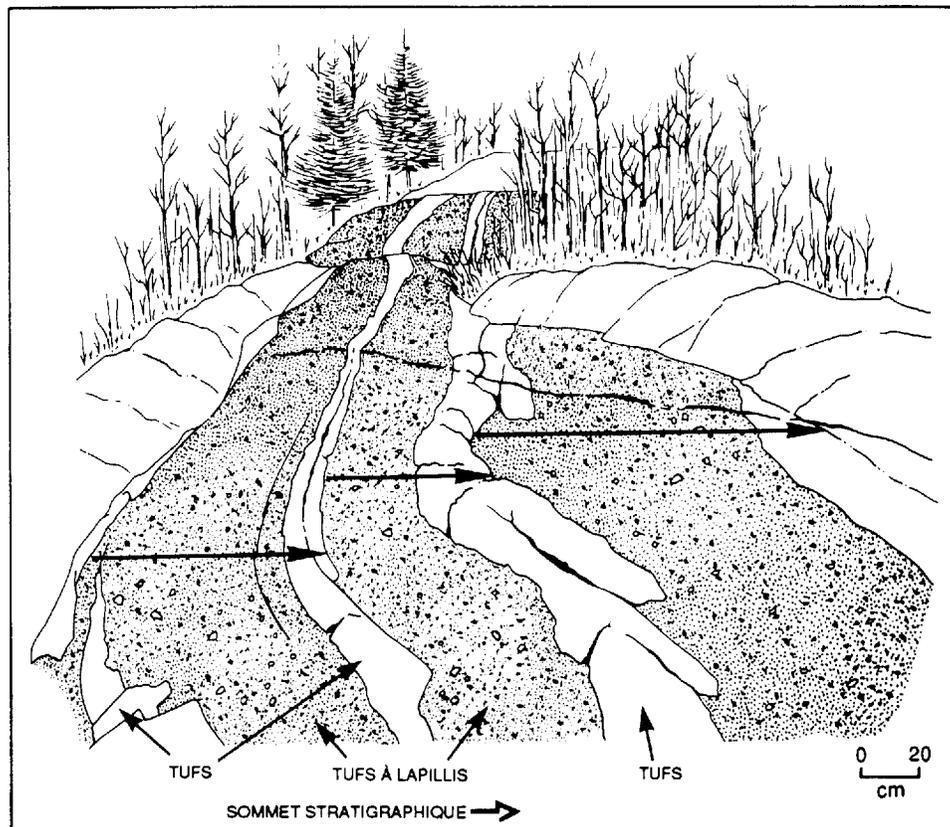


FIGURE 8. Croquis d'affleurement de tufs à lapillis stratifiés composés d'horizons de tufs à lapillis, riches en fragments de scorie, surmontés d'horizons de tufs. Ces couples (3 sont représentés dans cet affleurement par des flèches) représentent une série de coulées de masses de débris pyroclastiques.

éllipsoïdaux et sont angulaires à subarrondis. En lame mince, la matrice vitreuse des fragments de scorie est généralement opaque en lumière polarisée et n'a donc pas subi d'altération importante.

Certains lapillis sont caractérisés d'une bordure de trempe, marquée par une diminution de la vésicularité et une absence de microphénocristaux. La matrice a un volume inférieur à 25 %. Elle est composée d'échardes de verre recristallisées ou altérées, de fragments de cristaux de plagioclase et de quartz de la granulométrie des tufs fins, et/ou de calcite (remplacement secondaire) en proportions variables.

Les horizons fins sont composés de quelques fragments de scorie (ayant une vésicularité pouvant atteindre 60 %) dans une matrice d'échardes de verre altéré et de fragments de cristaux de plagioclase. Certains horizons sont caractérisés par un granoclassement inverse. En général, les lits riches en fragments sont continus à l'échelle de l'affleurement mais montrent de faibles ondulations sur une longueur d'une dizaine de mètres environ. Les horizons fins sont caractérisés par des contacts supérieurs érosifs et irréguliers à la base.

3.4 Minéralisation et altération hydrothermale

Un seul affleurement de surface contient de la minéralisation de sulfures massifs en place. Cet affleurement est situé sur le côté sud de la carrière inondée de l'ancienne mine (voir carte 1:500 en pochette). Ce qui reste de la masse minéralisée a une dimension de 60 cm x 2,5 m et comprend de la sphalérite et de la pyrite ainsi que de la galène accessoire. La sphalérite et la pyrite forment un litage centimétrique plus ou moins distinct accentué par des trains de fragments millimétriques de gangue de quartz. Le contact entre les sulfures massifs et l'encaissant est net.

Plusieurs échantillons de veines de sulfures massifs ont été obtenus des carottes de forages au diamant complétés à proximité de l'ancienne mine par Minnova Inc. Ces veines ont généralement un puissance de

quelques centimètres et sont composées de pyrite et de sphalérite. Quelques cristaux de chalcopyrite, de pyrrhotine et de galène ont été observés en lames minces dans certains échantillons.

En affleurement, l'altération hydrothermale associée à la minéralisation est caractérisée par une chloritisation très intense de l'encaissant en contact avec la lentille de sulfures massifs. Les tufs à lapillis massifs à la base de la séquence encaissante sont caractérisés par une altération hydrothermale intense. La matrice est composée de biotite et de petits amas subsphériques de grains opaques qui délimitent des reliques de petits fragments de scorie et d'échardes de verre. Aussi, les vésicules en bordure des fragments de scorie sont remplies de biotite tandis que celles au coeur des plus gros lapillis sont remplies de quartz et de calcite. Les tufs lités sus-jacents sont aussi composés essentiellement de biotite, de quartz et de petits grains opaques.

4. MODÉLISATION DU PROCESSUS DE FORMATION DU MEMBRE DE CONIAGAS

4.1 Introduction

La modélisation des gisements de sulfures massifs volcanogènes (SMV) a été développée au cours des dernières décennies à la suite d'études sur les dépôts archéens canadiens, les gisements Kuroko, les gisements paléozoïques australiens et leurs analogues modernes associés aux cheminées de sulfures des fonds océaniques (Lydon, 1988; Large, 1992). En effet, l'origine des SMV a été liée aux processus de formation de ces cheminées de sulfures (black smokers) depuis leurs découvertes sur la ride océanique du Pacifique est (Francheteau et al., 1979) et un bassin arrière-arc (Halbach et al., 1989). Toutefois, l'emphase portait généralement sur la minéralisation et l'altération hydrothermale associée aux gisements de SMV et peu d'attention était accordée à l'interprétation des successions volcaniques hôtes de ces gisements.

Malgré l'avancement des connaissances sur les différents mécanismes d'éruptions volcaniques sub-aériennes et leurs dépôts (Fisher et Schmincke, 1984; Cas et Wright, 1987), l'extrapolation en milieu sous-marin, l'interprétation des processus éruptifs sous-marins et les dépôts produits demeurent problématique. Toutefois, des études récentes (Gill et al., 1990; Cashman et Fiske, 1991; Mueller et White, 1992) ont tenté de remédier à cette lacune.

La préservation de textures et de structures volcaniques délicates dans l'encaissant du gisement de Coniagas permet de caractériser l'environnement de mise en place des roches hôtes de la minéralisation. L'étude en cours fournit une opportunité rare d'interpréter le paléoenvironnement d'une succession de roches volcaniques et volcanoclastiques et d'intégrer cette interprétation à un modèle de formation d'un gisement de SMV.

4.2 Interprétation des dépôts pyroclastiques

La présence de bordure de refroidissement sur certains fragments de scorie, le fait que l'encaissant comprend des coulées de laves coussinées et la présence du gisement de sulfures massifs volcanogène lui-même indiquent un milieu de mise en place sous-marin. La préservation des fragments de scorie dans l'assemblage étudié indique une source dominée par des explosions volcaniques et l'abondance de ces fragments juvéniles suggère alors des explosions de type magmatique ou phréatomagmatique (Easton et Johns, 1986). La nature non soudée des lapillis vésiculaires et des fragments de verre des roches pyroclastiques associées au gisement de Coniagas suggère une basse température de mise en place (Fisher et Schmincke, 1984).

En milieu sous-marin, les débris pyroclastiques provenant d'explosions volcaniques sont déposés soit par les retombées de matériaux en suspension, soit par les coulées pyroclastiques (Fisher, 1984). La retombée de matériaux en suspension produit des unités minces, triées et caractérisées par un granoclassement normal (Fisher, 1984). Les unités pyroclastiques à granulométrie grossière du gisement Coniagas sont composées en grande partie de débris mal triés, en lits épais, qui sont parfois caractérisés par un granoclassement normal ou inverse. Les tufs lités sus-jacents, de leurs côtés, sont généralement granoclassés de façon normale et pourraient donc représenter des dépôts turbiditiques ou de suspension.

Les coulées de masse de débris pyroclastiques sont caractérisées par (Tableau 1): des fragments angulaires et monomictes, peu de fragments lithiques, un granoclassement inverse des fragments de ponce/scorie et un granoclassement double (Fiske et Matsuda, 1964). Les coulées de masse de débris volcanoclastiques sont caractérisées par (Tableau 1): des fragments de compositions variables, des dépôts stratifiés, une abondance de fragments lithiques et arrondis et un granoclassement normal des fragments de ponce/scorie (Stix, 1991). Les caractéristiques morphologiques des roches pyroclastiques associées au gisement de Coniagas suggèrent que ces unités seraient le résultats de coulées de masses de débris pyroclastiques, selon la nomenclature de Stix (1991).

TABLEAU 1. Caractéristiques de débris pyroclastiques déposés par coulées de masse sous-marines. D'après Stix (1991).

Dépôts de débris pyroclastiques par coulées de masses sous-marines	Dépôts de débris volcanoclastiques remaniés par coulées de masses sous-marines
Évidence de rétention de chaleur: - zones de soudage verticales ou latérales - textures d'échardes soudées - joints colonnaires - pipes de ségrégation de gaz - oxydation thermique rouge	peu ou pas d'évidence de rétention de chaleur
Dépôts massifs, supportés par la matrice	stratification abondante, lits entrecroisés, supporté par la matrice
Unité inférieure massive, granoclassement par la densité; passe graduellement à unité supérieure plus fine, doublement granoclassée (?); granulométrie très fines	unité inférieure granoclassé par densité, granoclassement double, fraction très fine possiblement absente
Composition monolithique	généralement hétérolithique
Ponce abondante, granoclassement inverse et concentré au sommet de l'unité massive	ponce granoclassement normal, ponce diminué par flottation
Morphologie des échardes distinctes, échardes angulaires et composition relativement homogène	échardes arrondis, indistinctes et/ou absente; composition hétérogène
Cristaux compatibles à la pétrologie de la roche; cristaux et fragments de cristaux généralement automorphes, angulaires	enrichissement des cristaux, population mixte; possiblement arrondis
Fragments lithiques relativement rares	débris biogénique incorporés; fragments de roches sédimentaires, métamorphiques ou volcaniques associés à une diminution des fragments pyroclastiques juvéniles; composition des fragments volcaniques incompatible avec matériel juvénile
Fragments lithiques angulaires - subangulaires	fragments lithiques angulaires à arrondis
Roches associées: - coulées de lave en place - sédiments non-volcaniques et épichastiques rares	roches associées: - coulées de lave en place rares - sédiments non-volcaniques et épichastiques communs - glauconie ?
Zonation systématique compositionnelle du matériel juvénile dans la coulée (?)	

En résumé, les caractéristiques structurales et texturales de l'encaissant du gisement de Coniagas suggèrent que les dépôts étudiés sont soit les produits d'explosions volcaniques sous-marines, soit leurs équivalents resédimentés dans le même milieu, sans destruction de textures et structures délicates. Il est important de noter que dans un milieu sous-marin, les dépôts primaires instables peuvent être resédimentés par des écoulements de masses et que les dépôts résultants possèdent essentiellement les mêmes caractéristiques que les dépôts primaires (Fisher, 1984). Toutefois, la composition monomictite des lapillis et l'absence de fragments exotiques (chert, volcanites felsiques) supportent l'interprétation que les roches pyroclastiques sont d'origine primaire et proviennent d'éruptions explosives.

L'auteur propose un modèle comprenant deux cycles volcaniques explosifs-effusifs pour la formation du gisement de Coniagas (Figure 9). Chacun de ces cycles est caractérisé par une phase précoce explosive, produite par la dégazéification du magma et l'interaction entre le magma et l'eau environnante. Une partie de l'explosivité de l'éruption et la propulsion des débris pyroclastiques pourraient être causées par la vaporisation de l'eau environnante (Cas et al., 1990). Chaque cycle est aussi caractérisé par des éruptions tardives effusives. Ces éruptions représentent le stade de construction principal de l'édifice volcanique.

Cycle 1 - Phase 1: Éruption magmatique sous-marine, produisant une fontaine de lave (*lava fountaining*). La fragmentation du magma est accrue par l'incorporation de l'eau environnante dans la fontaine de lave. Seule la fraction fine des débris est observée en affleurement - la fraction plus grossière n'est pas exposée. Le transport des débris pyroclastiques se fait par des coulées turbiditiques de haute et faible densités, à composantes laminaires ou turbulentes (Figure 9a). Les tufs lités, qui représentent la fraction fine des débris pyroclastiques, séparée au cours du transport le long du flanc de l'édifice volcanique, sont par la suite déposés. Une certaine partie de ces tufs représente aussi des dépôts de suspensions tardifs.

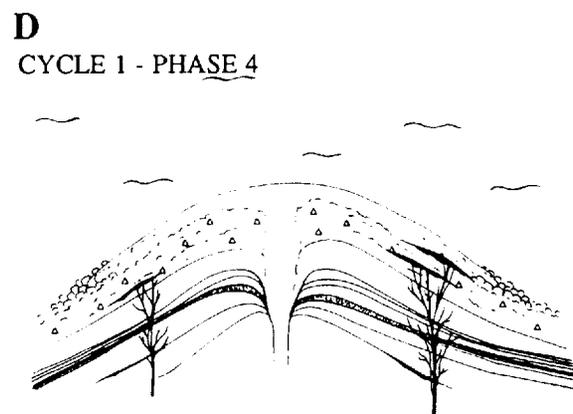
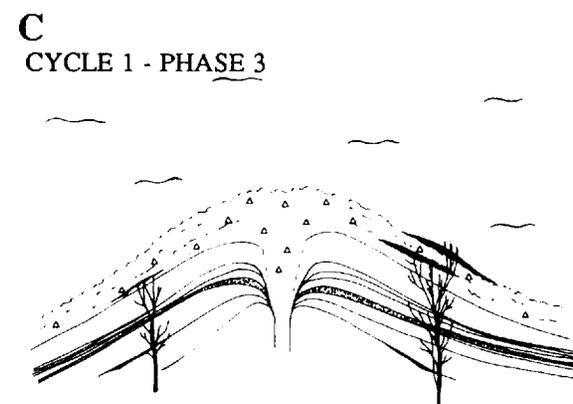
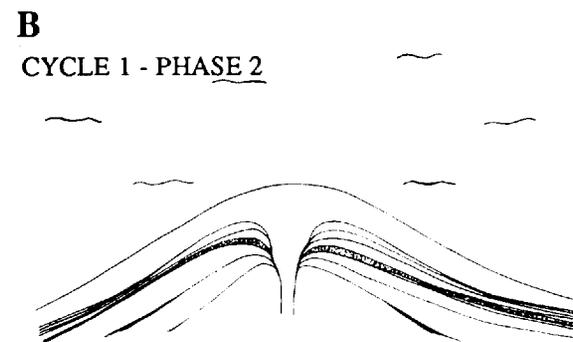
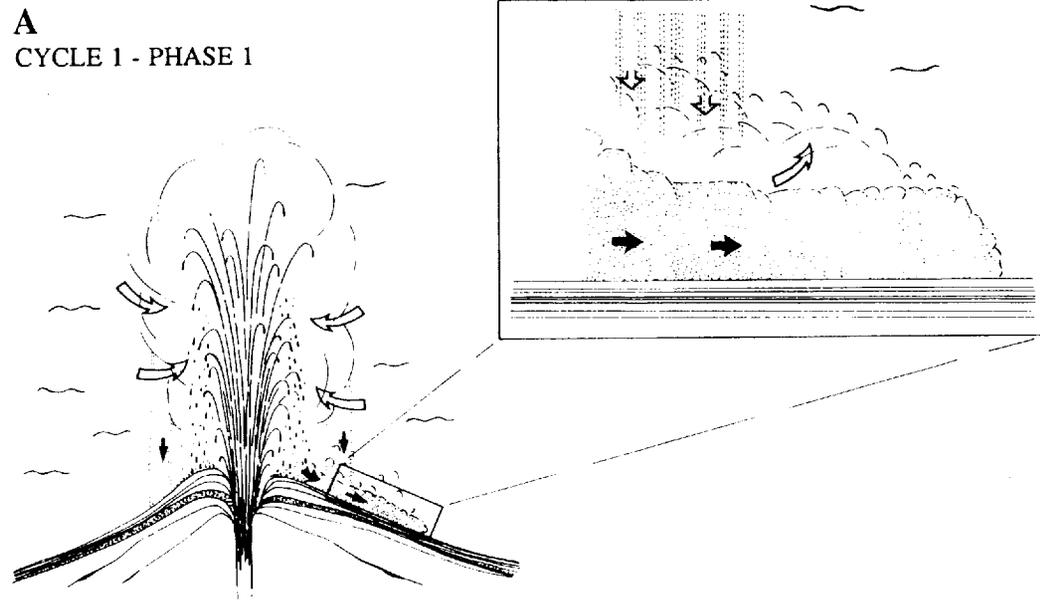
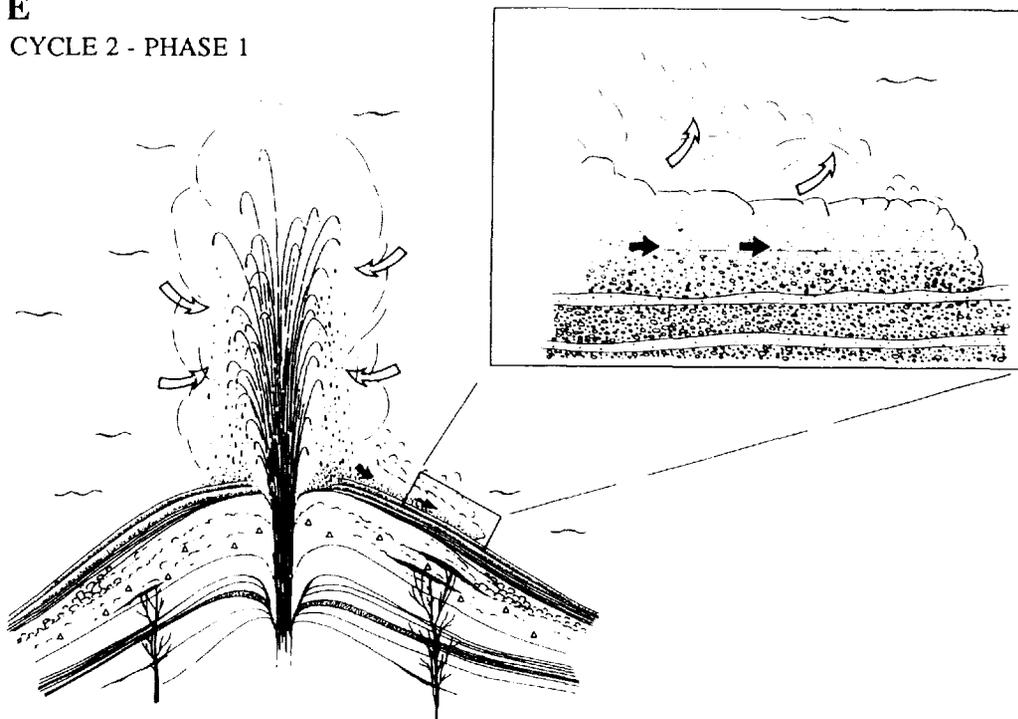


FIGURE 9. Schéma du modèle de formation du gisement Coniagas basé sur deux cycles volcaniques explosif-effusif.

A) Cycle 1 - Phase 1: Éruption magmatique/phréatomagmatique sous-marine, fragmentation hydroclastique du magma éjecté. Seule la fraction fine des débris est préservée, les dépôts grossiers ne sont pas exposés. Le transport et la déposition des débris pyroclastiques se fait par coulées turbiditiques le long des flancs de l'édifice volcanique. Certains horizons des tufs lités pourraient représenter des dépôts de suspension. B) Cycle 1 - Phase 2: Volcanisme effusif. Mise en place des coulées massives et bréchiques de laves basaltiques-andésitiques. C) Cycle 1 - Phase 3: Emplacement des tufs à lapillis massifs, probablement par bréchification hydroclastique - basé sur la composition polymictique des fragments. Précipitation des sulfures massifs et altération des roches encaissantes par les fluides hydrothermaux déchargés à l'extérieur de l'axe du centre volcanique. D) Cycle 1 - Phase 4: Volcanisme effusif. Mise en place de coulées coussinées et de brèches de coussins de basalte-andésitique.

E
CYCLE 2 - PHASE 1



F
CYCLE 2 - PHASE 2

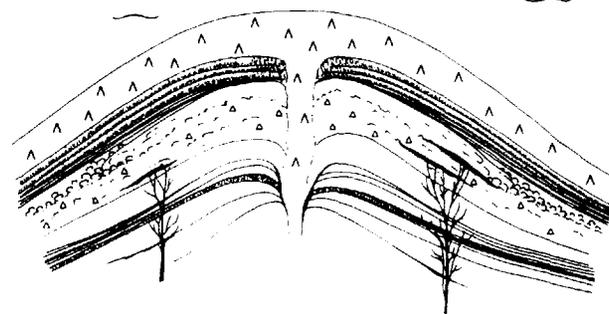


FIGURE 9 (suite) E) Cycle 2 - Phase 1: Éruption magmatique sous-marine, semblable à Cycle 1 - Phase 1. Le transport et la déposition des débris pyroclastiques grossiers se fait par coulées de masses de haute concentration, pour produire les horizons riches en fragments des tufs à lapillis stratifiés. La fraction fine de chaque coulée, séparée du corps de la coulée par l'action de l'eau environnante, est ensuite déposée, pour produire les horizons de tufs. F) Cycle 2 - Phase 2. Volcanisme effusif. Mise en place des coulées massives et bréchiques d'andésites porphyriques.

Cycle 1 - Phase 2: Volcanisme effusif. Mise en place des coulées massives et bréchiques de laves basaltiques - andésitiques (Figure 9b).

Cycle 1 - Phase 3: Accumulation de tufs à lapillis massifs (probablement le résultat d'une bréchification hydroclastique). Précipitation des sulfures massifs et altération des roches encaissantes par des fluides hydrothermaux déchargés à l'extérieur de l'axe du centre volcanique (Figure 9c).

Cycle 1 - Phase 4: Volcanisme effusif. Mise en place de coulées coussinées et brèches de coussins de basaltes - andésites (Figure 9d).

Cycle 2 - Phase 1: Éruption magmatique explosive (semblable à *Cycle 1 - Phase 1*). Transport de débris pyroclastiques, simultanément à l'éruption, par des coulées de masses turbiditiques de faible et haute densités (Figure 9e). La répétition des unités de tufs à lapillis/tufs (voir Figure 6) pourrait être le résultat d'une succession de plusieurs éruptions ou de plusieurs pulsations d'une seule éruption.

Cycle 2 - Phase 2: Volcanisme effusif. Mise en place de coulées massives et bréchiques d'andésites porphyriques (Figure 9f).

Cycle 2 - Phase 3 (?): Mise en place de coulées et de brèches de coulées felsiques à la fin du cycle volcanique.

L'apport de fragments pyroclastiques peut se produire par l'affaissement de la marge de la colonne éruptive, par l'affaissement de la colonne entière si l'éruption comprend plusieurs pulsations ou par ébullition (*boiling over*) si l'éruption n'est pas suffisamment violente pour produire une colonne éruptive. Le transport des débris pyroclastiques sur le flanc de l'édifice volcanique (*Cycle 1 - Phase 1* et *Cycle 2 - Phase 1*) se fait simultanément à l'éruption. La séparation de la fraction fine de la coulée de débris, par l'action de l'eau environnante, se fait par ingestion à la base du front de la coulée ou par séparation turbulente de la surface supérieure de la coulée. Cette fraction fine est ensuite déposée une fois que le

corps de la coulée est passé. L'unité de tufs à lapillis stratifiés serait le résultat de plusieurs coulées successives de débris pyroclastiques.

Le contenu variable de vésicules des fragments de scorie des tufs à lapillis peut être attribuable à une combinaison de différents processus (Dolozzi et Ayres, 1991):

- interaction à différents niveaux de la colonne éruptive,
- changement de la profondeur et de la morphologie du centre volcanique,
- différents types et degrés d'interactions entre l'eau et le magma,
- changements dans le taux d'effusion, et
- différents degrés de vésiculation du magma.

En résumé, la nature non soudée des fragments de scorie dans les tufs à lapillis indique que les roches pyroclastiques de l'encaissant du gisement Coniagas se sont mises en place à basses températures. D'après le modèle proposé, ces dépôts sont le résultat de coulées pyroclastiques sous-marines provenant d'éruptions phréatomagmatiques. La fragmentation hydroclastique des débris est accentuée par l'ingestion de l'eau environnante dans la colonne éruptive. Il semble peu probable que ces roches représentent des dépôts de débris épyclastiques.

5. CONCLUSION

Les travaux préliminaires sur l'assemblage de roches volcaniques et volcanoclastiques de l'encaissant du gisement de Coniagas nous ont permis de mettre en évidence les éléments suivants:

- la morphologie des débris suggère que ceux-ci proviennent d'explosions volcaniques de type phréatomagmatique, ou d'un remaniement très limité de ces dépôts primaires, et que les roches volcanoclastiques de la séquence sont des roches pyroclastiques;
- la préservation de textures et de structures délicates indique que les débris pyroclastiques n'ont pas été remaniés et que les roches sont donc primaires;
- la nature non soudée des débris volcaniques suggère que la séquence de roches pyroclastiques semble avoir été déposée à basse température;
- l'association de basaltes et d'andésites coussinés avec des roches pyroclastiques co-génétiques et la présence du gisement de sulfures massifs lui-même suggèrent un environnement sous-marin; et
- le litage planaire et régulier sur plusieurs dizaines de mètres caractéristique des tufs lités suggère que les débris pyroclastiques ont été déposés dans un environnement au-delà de l'action des vagues, à plus de 200 m de profondeur.

La séquence de roches volcaniques encaissante dans son ensemble suggère un volcan sous-marin caractérisé par une série d'éruptions explosives-effusives. L'observation de coulées et de brèches de coulées rhyolitiques à un peu plus d'un kilomètre au sud du gisement suggère la présence d'un petit centre volcanique felsique. La présence de ce centre felsique à proximité de l'ancienne mine confirme l'environnement proximal du gisement et de l'encaissant. Il reste maintenant à documenter les relations stratigraphiques et structurales à grande échelle de la séquence hôte du gisement Coniagas et de tenter de l'insérer dans un contexte paléotectonique régional.

L'identification de séquences de roches pyroclastiques de composition mafique à intermédiaire, comme le membre de Coniagas, telles que décrites dans ce rapport, liée à l'interprétation du paléoenvironnement de formation de ces assemblages, peut dorénavant être un outil très utile à l'exploration de gisements de sulfures massifs volcanogènes dans ce secteur de la Sous-province de l'Abitibi.

6. RÉFÉRENCES

ALLARD, G.O. - GOBEIL, A., 1984. - General geology of the Chibougamau region. DANS J. Guha et E.H. Chown (éditeurs), Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization. Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; Special Volume no 34, pp. 5-19.

BRISSON, H. - GUHA, J., 1988. - Reconnaissance géologique dans le secteur de la mine du lac Shortt. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB-89-30, 79 p.

_____, 1989a. - Études d'indices aurifères dans la région du lac Shortt. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB-89-66, 105 p.

_____, 1989b. - Bande Caopatina-Desmaraisville: secteur lac Shortt. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV-89-05, p. 91.

_____, 1991. - Caractérisation de la minéralisation aurifère du secteur oriental de la Bande volcano-sédimentaire Caopatina-Desmaraisville, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.

BURO, Y., 1984. - The geology of the Bachelor Lake Gold Mine, Desmaraisville, Abitibi-East, Quebec. DANS J. Guha et E.H. Chown (éditeurs), Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization. Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; Special Volume no 34, pp. 385-392.

CAS, R.A.F. - ALLEN, R.L. - BULL, S.W. - CLIFFORD, B.A. - WRIGHT, J.V., 1990. - Subaqueous, rhyolitic dome-top tuff cones: a model based on the Devonian Bunga Beds, southeastern Australia and a modern analogue. Bulletin of Volcanology, 52, pp. 159-174.

_____- WRIGHT, J.V., 1987. - Volcanic successions. Modern and ancient. Chapman & Hall, Londres, 528 p.

CASHMAN, K.V. - FISKE, R.S., 1991. - Fallout of pyroclastic debris from submarine volcanic eruptions. Science, 253, pp. 275-280.

CHOWN, E.H. - DAIGNEAULT, R. - MUELLER, W., 1990. - Part 1: Geological setting of the eastern extremity of the Abitibi Belt. DANS J. Guha, E.H. Chown et R. Daigneault (éditeurs), Lithotectonic framework and associated mineralization of the eastern extremity of the Abitibi greenstone belt. Geological Survey of Canada, Open File 2158, pp. 1-32.

_____ - MORTENSEN, J.K., 1992. - Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. Sous presse.

CIMON, J., 1976. - Géologie du canton de Queylus (nord-est). Ministère des Richesses Naturelles, Québec; rapport préliminaire; DPV-439, 34 p.

CORMIER, M. - GAUTHIER, A. - MUIR, J.E., 1984. - Geology, geochemistry and mineralization at Falconbridge's Lac Shortt Gold Deposit, Gand Township, Quebec. DANS J. Guha et E.H. Chown (éditeurs), Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization. Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; Special Volume no 34, pp. 393-411.

DAIGNEAULT, R. - ALLARD, G.O., 1990. - Le Complexe du Lac Doré et son environnement géologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MM 89-03, 275p.

DIMROTH, E. - IMREH, L. - ROCHELEAU, M. - GOULET, N., 1982. - Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model. Canadian Journal of Earth Sciences, 19, pp. 1729-1758.

_____ - 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, DANS J. Guha, E.H. Chown (éditeurs), Chibougamau - stratigraphy and mineralization. Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; Special Volume no 34, pp. 73-91.

DION, C. - GUHA, J., 1990 (en préparation) - Caractérisation de la minéralisation aurifère du secteur oriental de la bande Caopatina-Desmaraisville, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.

- DOLOZI, M.B. - AYRES, L.D., 1991. - Early Proterozoic, basaltic andesite tuff-breccia: downslope, subaqueous mass transport of phreatomagmatically-generated tephra. *Bulletin of Volcanology*, 53, pp. 477-495.
- DOUCET, P. 1991. - Géologie des roches volcaniques encaissantes du gisement Coniagas, Desmaraisville, district de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, rapport intérimaire, MB 91-15, 54 p.
- DUGAS, J., 1975. - Géologie de la moitié est du canton de Lesueur. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, rapport préliminaire, RP-612, 34 p.
- EASTON, R.M. - JOHNS, G.W., 1986. - Volcanology and mineral exploration: The application of physical volcanology and facies studies. DANS J. Wood et H. Wallace (éditeurs), *Volcanology and Mineral Deposits*. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 129, pp. 2-40.
- FISHER, R.V., 1961. - Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 72, pp. 1409-1414.
- _____, 1966. - Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Science Review*, 1, pp. 287-298.
- _____, 1984. - Submarine volcanoclastic rocks. DANS B.P. Kokelaar et M.F. Howells (éditeurs), *Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins*. Geological Society of London, Blackwell Scientific Publications, London, pp. 5-27.
- _____ - SCHMINCKE, H.-U., 1984. - *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, New York, 528 p.
- FISKE, R.S. - MATSUDA, T., 1964. - Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. *American Journal of Science*, 262, pp. 76-106.

- FRANCHETEAU, J. - NEEDHAM, H.D. - CHOUKROUNE, P. - JUTEAU, T. - SÉGURET, M. - BALLARD, R.D. - FOX, P.J. - NORMARK, W. - CARRANZA, A. - CORDOBA, D. - GUERRERO, J. - RANGIN, C. - BOUGAULT, H. - CAMBON, P. - HEKINIAN, R., 1979. - Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise. *Nature*, 277, pp. 523-528.
- GILL, J. - TORSSANDER, H. - LAPIERRE, R. - TAYLOR, R. - KAIHO, K. - KOYAMA, M. - KUSAKABE, M. - AITHCHISON, J. - CISOWSKI, S. - DADEY, K. - FUJIOKA, K. - KLAUS, A. - LOVELL, M. - MARSAGLIA, K. - PEZARD, P. - TAYLOR, B. - TAZAKI, K., 1990. - Explosive deep water basalt in the Sumisu backarc rift. *Science*, 248, pp. 1214-1217.
- GIOVENAZZO, D., 1983. - Canton de Boyvinet. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, carte manuscrite, DP 83-33.
- _____, 1986. - Géologie du canton de Boyvinet - Région de Desmaraisville. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, série de manuscrits bruts; MB 86-62, 63 p.
- GOBEIL, A., 1984. - Synthèse des données géoscientifiques; feuillets 32F/8, 32F/9 et 32G/12. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.
- GRAHAM, B.R., 1957. - Partie sud-ouest du canton de Lesueur. Ministère des Mines, Québec, rapport géologique, RG-72.
- HALLBACH, P. - NAKAMURA, K. - WAHSNER, M. - LANGE, J. - SAKAI, H. - KASELITZ, L. - HANSEN, R.-D. - YAMANO, M. - POST, J. - PRAUSE, B. - SEIFERT, R. - MICHAELIS, W. - TEICHMANN, F. - KINOSHITA, M. - MARTEN, A. - ISHIBASHI, J. - CZERWINSKI, S. - BLUM, N., 1989. - Probable modern analogue of Kuroko-type massive sulphide deposits in the Okinawa Trough back-arc basin. *Nature*, 338, pp. 496-499.
- KROGH, T.E., 1982. - Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, pp. 637-649.
- LAMOTHE, D., 1981. - Région de la baie Tush. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, carte manuscrite avec notes marginales, DP 849.

- _____, 1982. - Région du lac Relique. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, carte manuscrite avec notes marginales, DP 82-09.
- _____, 1983. - Étude structurale de la région de la baie Tush; district de Chibougamau. DANS Rapports d'étape des travaux en cours à la division du Précambrien. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET 82-01, pp. 189-206.
- _____, 1987. - Géologie de la région du lac Relique - Territoire-du-Nouveau-Québec -. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, série de manuscrits bruts, MB 87-20, 24 p.
- LARGE, R.R., 1992. - Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: features, styles, and genetic models. *Economic Geology*, 87, pp. 471-510.
- LAUZIÈRE, K., 1989. - Environnement géologique et minéralisation aurifère à la mine Bachelor, Desmaraisville, Québec. Mémoire de Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 164 p.
- LONGLEY, W.W., 1951. - Région du lac Bachelor. Ministère des Mines, Québec, rapport géologique, RG-47.
- LUDDEN, J. - HUBERT, C. - GARIÉPY, C., 1986. - The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geological Magazine*, 123, pp. 153-166.
- LYDON, J.W., 1988. - Ore deposits models #14, Volcanogenic massive sulphide deposits Part 2: Genetic models. *Geoscience Canada*, 15, pp. 43-65.
- MACKENZIE, G.S., 1934. - Pusticamica lake map-area, Abitibi district. Qué. Bur. Mines, Ann. Rept. 1934, part C, pp. 45-64.
- MORASSE, S., 1988. - Geological setting and evolution of the lac Shortt gold deposit, Waswanipi, Quebec, Canada. Thèse de Maîtrise, Queen's University, Kingston, Ontario, 221 p.
- 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*, 97, pp. 399-420.

- _____ - POTVIN, R., (article soumis) - Substorm-wave base pyroclastic deposits: Archean volcanic construction in the Abitibi belt, Québec, Canada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- _____ - WHITE, J.D.L., 1992. - Felsic fire-fountaining beneath Archean seas: pyroclastic deposits of the 2730 Ma Hunter Mine Group, Quebec, Canada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 54, pp. 117-134.
- RETTY, J.A. - NORMAN, G.W.H., 1938. - West half Chibougamau sheet. Commission Géologique du Canada, carte 398A.
- RIVERIN, G., 1982. - Final report on exploration work done at the Coniagas Option, Lesueur Township. Rapport interne, Corporation Falconbridge Copper, Division Exploration, 190p.
- SHARMA, K.N.M. - GOBEIL, A., 1987. - Potentiel aurifère de la zone de cisaillement d'Opawica. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, carte non-publiée, séminaire d'information 1987.
- _____ - LACOSTE, P., 1981. - Gand (SW) et Lespérance (NW). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP-852 (carte annotée).
- _____ - LAUZIÈRE, K., 1982. - Région du lac Reneault. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, carte manuscrite avec notes marginales, DP 82-10.
- _____ - LAUZIÈRE, K., 1983. - Géologie de la région de Desmaraisville. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, carte manuscrite avec notes marginales, DP 84-10.
- _____ - LAUZIÈRE, K., 1986. - Géologie de la région du lac Reneault. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, rapport ET 84-02, 47 p.
- SHAW, G., 1940. - Opawica Lake, Abitibi territory, Québec. Commission Géologique du Canada, carte 556A.

- SPROULE, J.C., 1940. - Pusticamika Lake, Abitibi territory, Québec. Commission Géologique du Canada, carte 570A.
- STIX, J., 1991. - Subaqueous, intermediate to silicic-composition explosive volcanism: a review. *Earth-Science Reviews*, 31, pp. 21-53.
- THORPE, R.I. - GUHA, J. - FRANKLIN, J.M. - LOVERIDGE, W.D., 1984. - Use of Superior lead isotope framework in interpreting mineralization stages in the Chibougamau district. DANS J. Guha et E.H. Chown (éditeurs), *Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization*. Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; Special Volume no 34, pp. 496-516.
- VAN DE WALLE, M., 1970. - Géologie du quart nord-ouest du canton de Lesueur. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, rapport préliminaire, RP-599, 17 p.

REÇU

MAR 22 1990

**SERVICE GÉOLOGIQUE
DU NORD-OUEST**