

ET 89-06

GEOLOGIE DE LA MINE DONALD J. LARONDE (ABITIBI)

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.

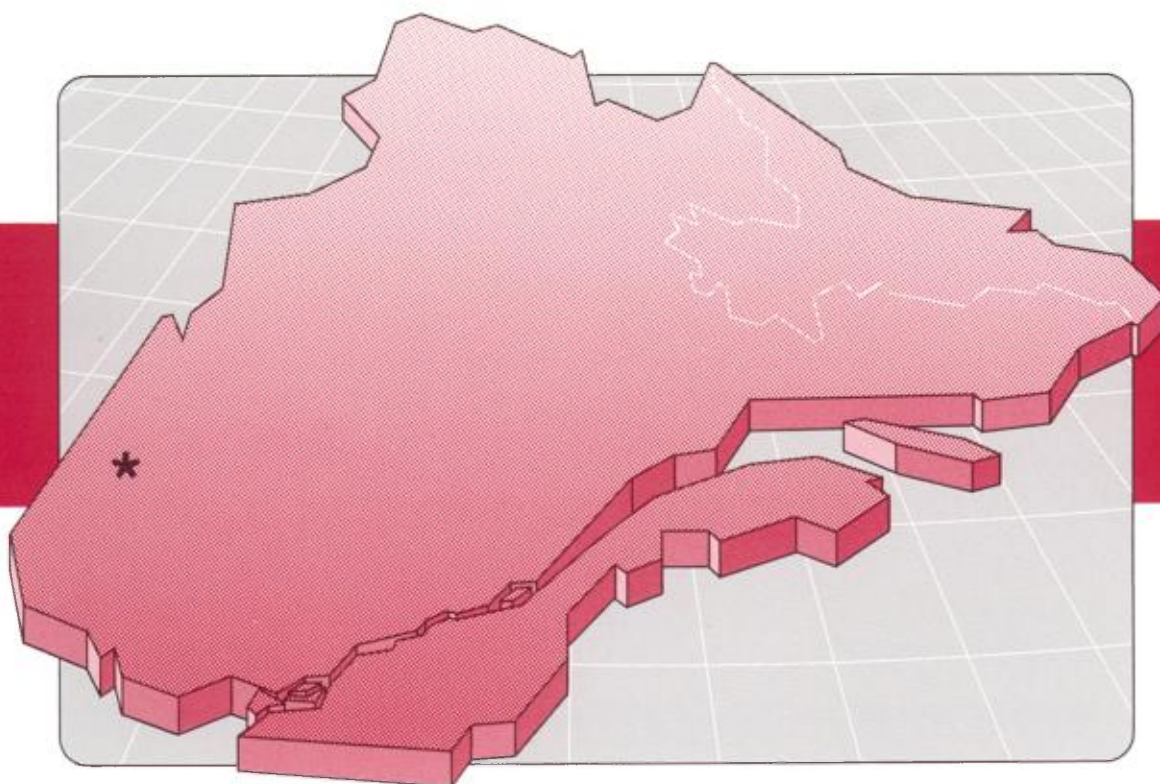
Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Géologie de la mine Donald J. LaRonde (Abitibi)

Pascal Marquis
Claude Hubert
Alex C. Brown
Eberhard Scherkus
Pierre Trudel
Lawrence D. Hoy

ET 89-06



1992

Québec 

Géologie de la mine Donald J. LaRonde (Abitibi)

Pascal Marquis⁽¹⁾

Claude Hubert⁽¹⁾

Alex C. Brown⁽²⁾

Eberhard Scherkus⁽³⁾

Pierre Trudel⁽⁴⁾

Lawrence D. Hoy⁽⁴⁾

ET 89-06

(1) Université de Montréal

(2) École Polytechnique

(3) Les Mines Dumagami Ltée

(4) IREM-MERI, École Polytechnique

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE
Sous-ministre adjoint: R.Y. Lamarche

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
Directeur: J.-L. Caty

SERVICE GÉOLOGIQUE DU NORD-OUEST
Chef: A. Simard

Manuscrit soumis le: 15-02-89
Accepté pour publication le: 08-10-91

Lecteur critique
F. Chartrand

Édition
M. Van de Walle
C. Dubé

Préparé par la Division de l'édition (Service de la géoinformation, DGEGM)

Le présent projet est financé par le ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada et le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec dans le cadre de l'entente auxiliaire Canada-Québec sur le développement minéral.

RÉSUMÉ

La Mine Donald J. LaRonde, située dans le canton de Bousquet dans le Nord-Ouest québécois, exploite depuis juin 1988 un gisement de Au-Ag-Cu. Les réserves étaient estimées à la fin de 1987 à $5,5 \times 10^6$ t titrant 4,6 g/t Au. À ce jour, deux zones minéralisées ont été mises en évidence sur la propriété minière: la zone principale et la zone sud. La zone principale plonge abruptement vers l'ouest et se poursuit sur la propriété adjacente de Bousquet (gisement Bousquet no.2). Cette zone représente au total pour les deux propriétés plus de $13,3 \times 10^6$ t de minerai titrant 6,0 g/t Au jusqu'à une profondeur de 1 200 m, la minéralisation étant répartie de la surface à une profondeur de 900 m à la mine Donald J. LaRonde. La zone sud contient 25 000 t de minerai titrant 12 g/t Au et se situe entre la surface et une profondeur de 90 m.

Les roches minéralisées font partie du Groupe métavolcanique archéen de Blake River (GBR). La demie nord du GBR à LaRonde représente un domaine lithotectonique (LTD 1) à l'intérieur duquel les structures et textures primaires sont préservées. Le LTD 1 est constitué d'une séquence métavolcanique basaltique homoclinale fortement inclinée vers le sud et de polarité stratigraphique normale. La demie sud du Groupe de Blake River représente un domaine lithotectonique (LTD 2) où les structures et textures primaires sont typiquement oblitérées par un dynamométamorphisme qui a atteint la transition schistes verts - amphibolite. Le gisement de LaRonde est localisé dans le LTD 2. La minéralisation économique de Au-Ag-Cu est associée à de la pyrite massive et disséminée. La mise en place de la pyrite massive apparaît antérieure à la déformation principale et à la culmination du métamorphisme associé. La mise en place de la minéralisation économique semble postérieure à ces événements.

Table des matières

	Page
INTRODUCTION	1
Localisation	1
Historique du développement de la propriété	2
Travaux géologiques antérieurs	2
Remerciements	3
CADRE GÉOLOGIQUE	5
Géologie régionale	5
Géologie locale	5
Géochimie du Blake River et chimiostratigraphie régionale	7
Roches encaissantes	9
Nomenclature texturale	9
Description des unités	9
Unité 1 : Métasédiments du Groupe de Cadillac	11
Unité 2 : Métagabbro	11
Unité 3 : Schiste graphitique	12
Unité 4 : Schiste à pyrrhotite	17
Unité 5 : Schiste rubané à phénocristaux de quartz et d'albite	17
Unité 6 : Schiste à plagioclase-biotite-chlorite	18
Unité 7 : Schiste quartzifère à phénocristaux de quartz et d'albite	20
Unité 8 : Brèche phyllonitique	21
Unité 9 : Schiste à grenat-chlorite	21
Unité 10 : Schiste à andalousite-kyanite	21
Unité 11 : Pyrite massive	22
Unité 12 : Unité siliceuse à andalousite-kyanite	23
Origine des yeux de quartz bleu	23
Roches hôtes	24
Lithologies hôtes et zone à pyrite	24
Description de la zone à pyrite	24
STRUCTURE	31
Structure régionale	31
Structure locale	31
Données pétrographiques	31
A. Éléments protérogènes ou prédéformation ductile	31
B. Éléments syngénétiques précoces ou syndéformation ductile	32
C. Éléments syngénétiques tardifs ou tardidéformation ductile	32
D. Éléments hystérogènes ou postdéformation ductile	33

Plis P ₁ , P ₂ et P ₃	35
Structures d'extension	35
Déformation des enclaves présentes à l'intérieur des corps de pyrite massive	35
Boudinage des corps de pyrite massive	39
Structures de percée	39
Déformation progressive	39
MÉTAMORPHISME	41
Métamorphisme prograde (M ₁)	41
Assemblages et textures: contraintes sur les conditions de P et T	41
Conditions probables de M ₁ et gradient géothermique	43
Métamorphisme rétrograde (M ₂)	43
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	45
Contrôle de la minéralisation	45
Description des corps minéralisés	45
Minéralisation économique	46
Minéraux économiques et phases associées	46
Paragenèse	46
Altération des épontes	47
Métasomatisme antémétamorphisme M ₁	47
Métasomatisme postmétamorphisme M ₁	51
Isotopes stables	53
Études antérieures	53
Isotopes du soufre et de l'oxygène	54
Méthodes analytiques	54
Résultats	56
Isotopes de l'oxygène: discussion	56
Isotopes du soufre: discussion	58
Géothermométrie du soufre	58
Dispersion primaire de l'or	59
Géochimie du minerai	59
DISCUSSION	61
RÉFÉRENCES	65
ANNEXES:	
A – Analyses chimiques effectuées dans le cadre de la présente étude	71
B – Analyses chimiques des roches affleurant dans le puits à ciel ouvert, tirées de la thèse de Eliopoulos (1983)	77
C – Analyses chimiques des roches du LTD 2, tirées de rapports internes de Mines Dumagami Ltée (1983)	83
D – Analyses chimiques des roches du LTD 1, tirées de la thèse de Babineau (1982)	87
E – Localisation des échantillons analysés	91
F – Tables paragenétiques des unités	101

Introduction

Localisation

La mine Donald J. LaRonde, anciennement connue sous le nom de Dumagami, est située en Abitibi dans le nord-ouest de la province de Québec (figure 1). La propriété se retrouve dans la demie nord des cantons de Bousquet et de Cadillac. On y accède par la route 395 qui relie les villes de Cadillac et d'Amos. La propriété est située à mi-chemin entre la route 117 et le lac Preissac. Le gisement est localisé à l'ouest de la route 395, juste au nord de la zone marécageuse

drainée par le ruisseau Dormanen, l'un des affluents de la rivière Blake*. La mine exploite deux zones minéralisées en Au-Ag-Cu. Ces zones sont connues sous les noms de zone principale et zone sud. La zone principale plonge abruptement vers l'ouest et se poursuit sur la propriété adjacente de Bousquet (Bousquet n° 2). La zone sud, d'extension beaucoup plus limitée, est localisée à 50m au sud de la zone principale.

* Désignée sous le nom de "rivière noire" sur les cartes récentes

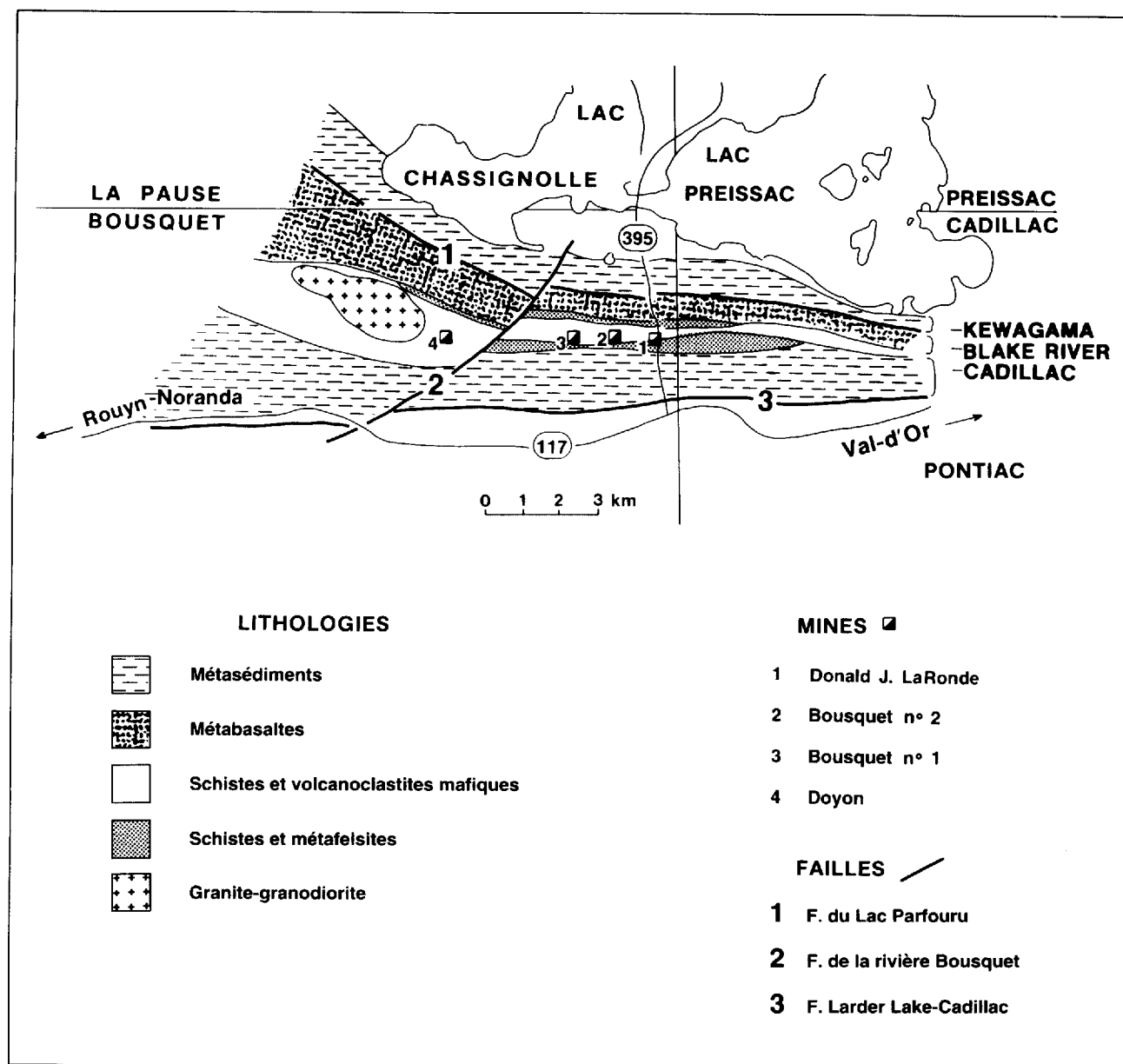


FIGURE 1 – Géologie régionale, modifiée de Tourigny (1983).

Historique du développement de la propriété

L'intérêt pour les terrains de la mine LaRonde se manifesta lors du boom minier des années 1930 en Abitibi. En 1937, suite à la découverte du prospect aurifère de la Thompson Bousquet Gold Mines Ltd. dans le canton de Bousquet, les terrains situés à l'est du prospect furent jalonnés par les compagnies Scott Chibougamau Mines Ltd., Bapoma Bousquet Gold Mines Ltd., Caledonia Cadillac Gold Mines Ltd. ainsi que par le prospecteur F. Davies (Gunning, 1941). Ces compagnies espéraient trouver une continuité de la zone aurifère de la Thompson Bousquet Gold Mines Ltd. Seule la Scott Chibougamau Mines Ltd. semble avoir effectué des travaux sur ses terrains. Le plus ancien rapport portant sur des travaux d'exploration sur le site du gisement de Dumagami date de 1938 (Retty, 1938). Il y est mentionné qu'en 1937, 753 pieds carrés de décapage et de tranchées furent réalisés sur le claim A-39756 ainsi que sur la parcelle adjacente A-76469, ces terrains englobant la zone du gisement de Dumagami. L'auteur précise qu'un puits de 10 pieds par 12 pieds et d'une profondeur de 14 pieds a été foncé auparavant, sans mentionner quand et par qui. Ce puits a mis en évidence des veines de quartz-tourmaline-pyrite-pyrrhotite avec des traces de chalcopryrite et de séricite. Ces travaux mirent également en évidence la présence de sulfures massifs sur la propriété.

En 1963, les Mines Dumagami Limitée acquièrent 46 claims totalisant 1 720 acres de superficie. L'indice minéralisé en Au-Ag-Cu situé dans le claim A-39756 de la Scott Chibougamau Mines Ltd. motive cette acquisition. En 1963 et 1964, suite à des travaux de géologie et de géophysique, une cinquantaine de trous totalisant 10 274 m de carottes sont forés. Le premier trou recoupe une zone de pyrite massive minéralisée en Au, Ag et Cu. La grande majorité des trous sont localisés dans le secteur de la zone principale actuellement en exploitation. Les autres sont éparpillés sur toute la longueur de la propriété dans l'axe de cette zone minéralisée. En 1965, les réserves jusqu'à une profondeur de 243 m sont estimées à 1 120 600 t titrant 6,5g/t Au, 19,9g/t Ag et 0,29% Cu. Ces réserves ne justifiant pas une exploitation économique à l'époque, les Mines Dumagami Limitée suspendent leurs activités sur la propriété.

En 1974, Mentor Exploration and Development Company Ltd. s'associe avec Noranda Mines et Iso Mines qui étaient depuis 1961 les principaux actionnaires des Mines Dumagami Ltée. Les Mines Dumagami Ltée procèdent alors à une réévaluation des ressources de la propriété. Les réserves révisées indiquent un tonnage de 2 353 000 t titrant 3,3 g/t Au, 9,3 g/t Ag et 0,14% Cu, ceci jusqu'à une profondeur de 268 m. Dix-neuf trous totalisant 1364 m de carottes sont forés en

1975 dans la zone minéralisée identifiée auparavant. Les analyses confirment les réserves jusqu'à une profondeur de 61 m. On procède à l'excavation du mort-terrain au-dessus de la zone minéralisée. Le déclin du prix de l'or annule la décision de passer à l'exploitation du dépôt pour 1976.

En 1979, Agnico-Eagle Mines Ltd. se joint à Noranda Mines et à Mentor Exploration and Development Company Ltd. en tant qu'actionnaire des Mines Dumagami Ltée et devient opérateur des activités d'exploration. Des travaux de cartographie détaillée ainsi que de lithogéochimie sont menés sur la zone exposée du dépôt ainsi que sur l'ensemble de la propriété. Des forages sont effectués en 1980, 1982 et 1983. Suite à ces travaux, l'estimation des réserves jusqu'à une profondeur de 221 m indique un tonnage de 2 706 000 t avec des teneurs de 2,9 g/t Au, 7,9 g/t Ag et 0,12% Cu. Les Mines Dumagami Ltée décident d'entreprendre le fonçage d'un puits à trois compartiments d'une profondeur de 432 m. Le fonçage du puits est entrepris à la fin de 1983 et le développement souterrain ainsi que les forages d'exploration souterrains débutent en 1984. À la fin de 1985, il y a des galeries développées dans le minerai sur quatre niveaux et quelque 18 984 m de forages ont été effectués pour la définition du gisement. Les réserves se chiffrent à 2 713 392 t titrant 3,2 g/t Au. Quelque 430 389 t titrant 2,7 g/t Au sont accessibles pour une exploitation à ciel ouvert.

En 1986, la découverte d'une extension en profondeur à l'ouest de la zone minéralisée connue permet d'augmenter de façon décisive les réserves du dépôt et de confirmer son statut de gisement. La décision est prise de poursuivre le fonçage du puits jusqu'à une profondeur de 969 m et de construire une usine de traitement d'une capacité de 2 000 t/jour sur le site de la mine. À la fin de 1987, les réserves étaient estimées à 5 500 000 t titrant 4,6 g/t Au. L'argent et le cuivre sont récupérés comme sous-produits. À ces réserves s'ajoutent celles d'une deuxième zone aurifère découverte par forage en 1987. Localisée à 50 m au sud de la zone principale, la zone Sud contient des réserves de 25 000 t titrant 12 g/t Au.

Travaux géologiques antérieurs

Les premiers travaux de reconnaissance géologique dans la région de Bousquet furent effectués par la Commission géologique du Canada. Un mémoire sur la géologie et le potentiel minier de la région de Rouyn-Harricana fut déposé en 1931 (Cooke *et al.*, 1931). Les limites des grands ensembles volcaniques et sédimentaires furent établies dès cette époque pour la zone couverte par le mémoire, ceci incluant la demie nord des cantons de Bousquet et de Cadillac. Les premiers

travaux géologiques détaillés dans les cantons de Bousquet et de Cadillac furent effectués dans le cadre d'une étude de la Commission géologique du Canada sur la géologie et les gisements minéraux de la zone Rouyn-Malartic. Ces travaux débutèrent en 1934 et donnèrent lieu à une série de mémoires (Gunning, 1937 et 1941; Gunning et Ambrose, 1940). On doit à Gunning (1937) la définition des Groupes de Kewagama, Blake River et Cadillac. Ces auteurs ont également reconnu les structures majeures présentes dans la région, à savoir la zone de faille de Larder Lake-Cadillac et le synclinal de Malartic dont les roches sédimentaires de Cadillac occupent le coeur. Dès cette époque, les problèmes majeurs dans l'étude de ces roches sont reconnus par les auteurs:

- l'intensité de la déformation et du métamorphisme est telle qu'il est difficile de déterminer la polarité stratigraphique des métasédiments, particulièrement à proximité des contacts avec les roches du Groupe de Blake River (Gunning et Ambrose, 1940; Gunning, 1941).
- La cartographie d'un terrain d'origine volcanique requiert une exposition de qualité élevée en raison de la complexité des relations entre les lithologies dans ce type de milieu. Cette complexité est encore accrue en raison de la déformation dans le secteur Bousquet-Cadillac. De plus, le pourcentage d'affleurement est faible, de l'ordre de 5 à 10%, suite aux grandes zones recouvertes de dépôts glaciaires et de marécages. Pour ces raisons, il est difficile de déterminer la stratigraphie ainsi que la structure du Groupe de Blake River dans la région (Gunning et Ambrose, 1940).

Plus récemment, des études portant sur la tectonique de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi furent présentées respectivement par Holubec (1972), Hubert et Ludden (1986), Ludden et Hubert (1986) et Ludden *et al.* (1986). Le métamorphisme de la sous-province de l'Abitibi a été étudié par Jolly (1978). Des études portant sur la stratigraphie, la structure et le métamorphisme du secteur Rouyn-Val-d'Or ont été publiées par Dimroth *et al.* (1982, 1983 a et b). La pétrologie et la structure du Groupe de Blake River ont été étudiées en détail par Ludden *et al.* (1982), Gélinas et Ludden (1984), Gélinas *et al.* (1984) et Hubert *et al.* (1984). Babineau (1982) a étudié la pétrologie des roches volcaniques mafiques du Groupe de Blake River à Dumagami. La stratigraphie du canton de Bousquet a été étudiée par Imreh (1984), Latulippe (1984) et Alsac (1978). La structure du Groupe de Cadillac a été étudiée par Bouchard (1979, 1980). La pétrologie et la structure du Groupe de Kewagama ont été étudiées respectivement par Lajoie et Ludden (1984) et par Tourigny (1984). Le métamorphisme et la genèse de la minéralisation aurifère dans le district de Bousquet ont été étudiés par Stone (1988).

Parmi ces travaux, ceux de Babineau (1982), Tourigny (1984) et Stone (1988) ont été effectués en partie sur la propriété de la mine LaRonde. Une cartographie de la propriété a été réalisée pour les Mines Dumagami Ltée par Sullivan (1980). Les seules études géologiques spécifiquement reliées à la minéralisation aurifère de la mine LaRonde furent effectuées sur la zone excavée dans le cadre d'un projet de fin d'études de niveau baccalauréat par Davidson (1981) et dans le cadre d'une maîtrise par Eliopoulos (1983). Davidson a décrit la pétrographie du minerai et des roches encaissantes et Eliopoulos a étudié la géochimie du minerai et des roches encaissantes ainsi que l'altération reliée à la mise en place du minerai.

Le gisement de la mine LaRonde (Dumagami) a été cité fréquemment dans la littérature. Valliant et Barnett (1982) et Valliant *et al.* (1983) comparent les épontes du gisement à celles des zones 1, 2 et 3 de la Mine Bousquet. Filion *et al.* (1977), Franklin et Thorpe (1982), Valliant et Hutchinson (1982), Thorpe et Franklin (1984), Hutchinson (1987) et Stone (1988) mentionnent la nature du minerai et attribuent le dépôt à diverses classes génétiques. Enfin, Wyman *et al.* (1986), Kerrich *et al.* (1987) et Kerrich et Fryer (1988) présentent des données géochimiques sur les roches du gisement de LaRonde. Dans le cadre de ses études de troisième cycle à l'Université de Montréal, P. Marquis a étudié la géologie des roches encaissantes ainsi que des zones minéralisées de la propriété Dumagami.

Remerciements

Cette étude a bénéficié de l'aide financière de la compagnie Les Mines Dumagami Limitée (LPR) qui exploite les gisements de la Division Donald J. LaRonde. Les résultats des travaux de cartographie ainsi que de l'analyse pétrographique des roches hôtes et des roches encaissantes résultent de cette aide financière par le biais du support de la compagnie aux études de 3e cycle de P. Marquis. Les coûts des études géochimiques (éléments majeurs, éléments traces et isotopes) de même que ceux des frais didactiques inhérents à la rédaction de ce rapport ont été assumés par le Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. Les fonds de ce ministère ont également permis l'étude d'un nombre additionnel de lames minces polies. Les fonds provenant de ces deux sources ont été administrés par l'IREM-MERI (Institut de Recherche en Exploration Minérale-Mineral Exploration Research Institute) de Montréal. De nombreuses personnes ont droit à notre reconnaissance sincère pour leur support, notamment le personnel de l'IREM-MERI, de même que celui des différents services techniques (préparation des lames minces, photographie, laboratoire de microsonde électronique) des départements de Géologie de l'Université de Montréal et de Génie Minéral de l'École Polytechnique.

Cadre géologique

Géologie régionale

La propriété minière de la mine Donald J. LaRonde fait partie du district aurifère de Bousquet dans le Nord-Ouest québécois. Sise à mi-chemin entre les villes de Rouyn-Noranda et de Val-d'Or, la propriété est localisée dans la partie sud de la ceinture de roches vertes archéennes de l'Abitibi (figure 1), laquelle constitue une sous-province de la province géologique du Supérieur du Bouclier canadien. La ceinture de roches vertes de l'Abitibi est constituée dans le secteur étudié de complexes volcaniques ainsi que de roches sédimentaires clastiques. Les complexes volcaniques se présentent en blocs lenticulaires bordés par des failles qui contrôlent en partie la distribution des roches sédimentaires clastiques (Ludden *et al.*, 1986; voir aussi Dimroth *et al.*, 1982 et 1983 a et b, et Imreh, 1984). L'une de ces failles, en l'occurrence la faille de Larder Lake-Cadillac est présente dans le district de Bousquet. Elle sépare deux blocs distincts du point de vue stratigraphique et structural (Hubert et Ludden, 1986, Ludden *et al.*, 1986). Le bloc de Pontiac est situé au sud de la faille; il est constitué de roches sédimentaires clastiques associées à de petites unités volcaniques mafiques et ultramafiques. Le bloc au nord de la faille comprend les Groupes de Cadillac et de Blake River.

Le gisement de LaRonde est localisé dans le complexe volcanique du Groupe de Blake River, lequel est caractérisé par un volcanisme bimodal où les roches de composition basaltique et rhyolitique dominant (Gélinas *et al.*, 1984; Thurston *et al.*, 1985). Dans ce secteur, le Blake River est bordé par les roches métasédimentaires du Groupe de Cadillac au sud et par les roches métasédimentaires du Groupe de Kewagama au nord (figure 2). Ces métasédiments sont composés en grande partie de débris volcaniques (Gunning et Ambrose, 1940, Lajoie et Ludden, 1984, Tourigny, 1984). Les strates ainsi que la foliation principale dans ces trois groupes sont orientées est-ouest et sont inclinées fortement vers le sud, parallèlement à la faille Larder Lake-Cadillac (Tourigny et Hubert, 1986). Les contacts Kewagama-Blake River et Blake River-Cadillac ont été décrits comme étant des zones schisteuses séparant des strates sédimentaires et volcaniques apparemment en position concordante (Gunning, 1937). Gunning souligne toutefois que la déformation de ces roches rend ambiguë l'interprétation de la nature de ces contacts, mais il estime que les Groupes de Kewagama, Blake River et Cadillac représentent une séquence de strates sédimentaires et volcaniques accumulées en concordance les unes sur les autres, le Groupe de Cadillac contenant les strates les plus jeunes. Tourigny (1984)

démontre cependant que les strates sédimentaires du Groupe de Kewagama ont subi une tectonique polyphasée et que ces strates sont en contact de faille avec celles du Groupe de Blake River. La zone de faille correspond aux roches schisteuses décrites par Gunning; elle porte le nom de Faille du Lac Parfouru. Bouchard (1979, 1980) a observé le même type de relations entre les strates sédimentaires du Groupe de Cadillac et les strates volcaniques du Groupe de Blake River.

Géologie locale

La propriété minière de la mine Donald J. LaRonde a une étendue approximative de 3,0 km dans l'axe est-ouest et de 2,0 km dans l'axe nord-sud (figure 2). Elle est centrée sur les roches du Groupe de Blake River mais les roches des Groupes de Kewagama et de Cadillac y affleurent également. Le Groupe de Blake River à cet endroit est constitué de roches volcaniques mafiques et felsiques métamorphisées qui y forment une bande de 1,5 km de largeur. Nos travaux concordent avec ceux de Tourigny (1988), qui a divisé le Groupe de Blake River en deux domaines lithotectoniques. Le premier domaine lithotectonique (LTD 1) correspond à la demie nord du Groupe de Blake River sur la propriété minière. Il s'agit d'une séquence homoclinale fortement inclinée au sud et en position normale. Cette séquence homoclinale est composée de roches métavolcaniques de composition basaltique et d'affinité tholéiitique (Babineau, 1982). Les metabasites se présentent surtout sous forme de coussins et de coulées massives. Quelques coulées, tant coussinées que massives, sont caractérisées par une texture glomérporphyrique (figure 3a et b); elles constituent des niveaux-repères dont la continuité latérale est de l'ordre de plusieurs centaines de mètres. Nous avons noté la présence de brèches hyaloclastiques et de tufs à blocs granoclassés (figure 4a et b) vers le sommet du LTD 1, ces lithologies ne constituant qu'une proportion mineure de la séquence homoclinale. La base de la séquence homoclinale est recoupée par la faille du Lac Parfouru. Les basaltes coussinés y passent graduellement vers le nord à des schistes à biotite-actinolite-chlorite-calcite (Tourigny, 1984).

Par opposition au LTD 1 qui est caractérisé par une variabilité lithologique restreinte, par une homogénéité géochimique et par la préservation des structures et textures primaires, le deuxième domaine lithotectonique (LTD 2) se distingue par une grande variété lithologique et géochimique et par une fabrique schisteuse de ces lithologies. Ce dernier caractère contraste

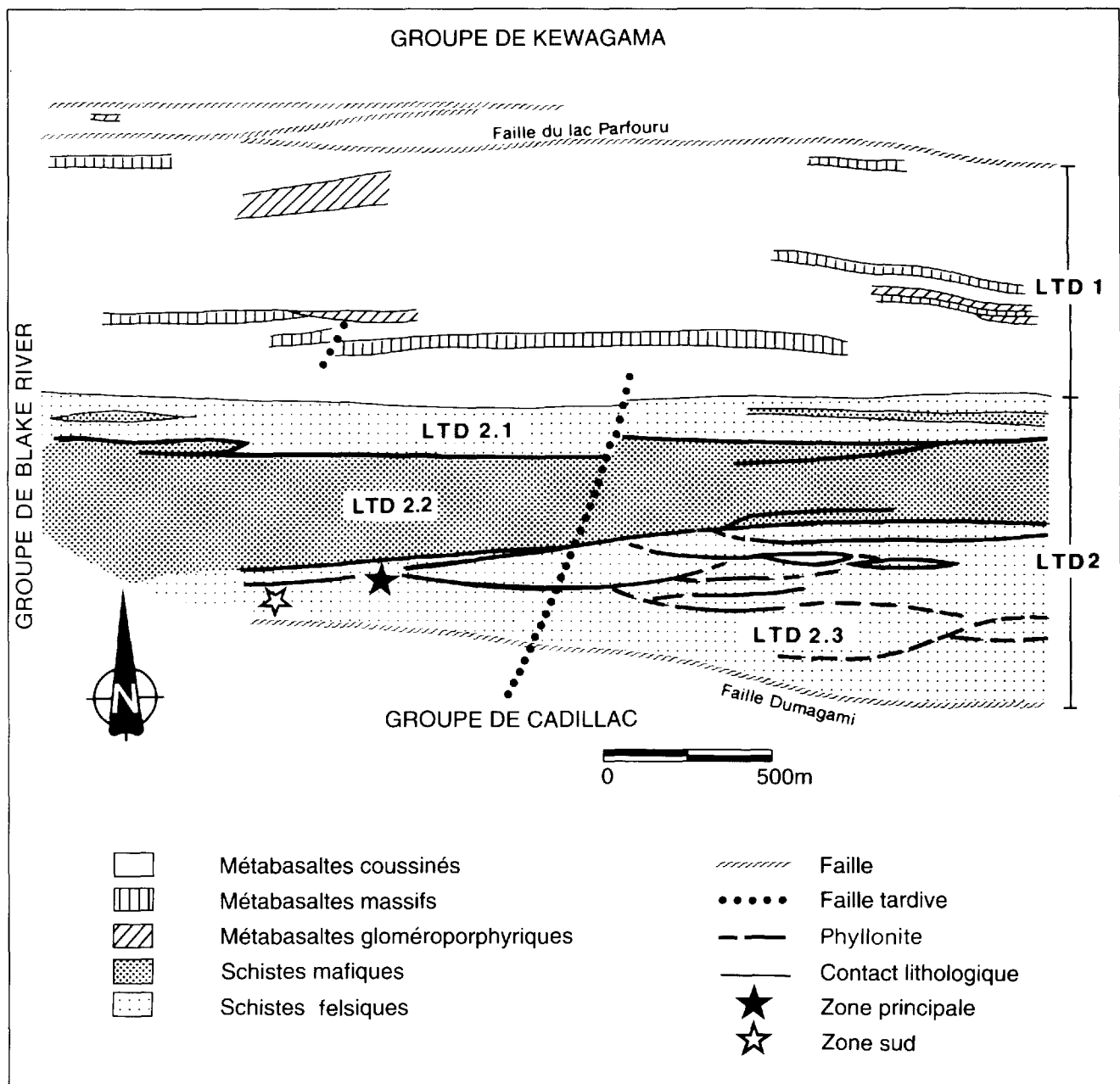


FIGURE 2 – Géologie locale de la propriété minière de la mine Donald J. LaRonde.

avec la discrétion des fabriques secondaires des roches du LTD 1, exception faite de la bande adjacente à la faille du Lac Parfouru. Le LTD 2 correspond à la demie sud du Groupe de Blake River. On peut le subdiviser en trois sous-domaines selon la lithologie dominante. Le premier sous-domaine (LTD 2.1) est en contact au nord avec le LTD 1. Il s'agit d'une bande de roche composée de schiste quartzifère à phénocristaux de quartz et albite d'une largeur de 125 à 200 m. Cette bande a une étendue latérale de l'ordre de plusieurs kilomètres (figure 1). On retrouve sur la propriété de la mine LaRonde des schistes mafiques en bandes décimétriques transposées sur la foliation régionale. Le deuxième sous-domaine (LTD 2.2) occupe le cœur du LTD 2. Il est composé de schistes à chlorite-actinolite, de

schistes à plagioclase, de brèches phyllonitiques à fragments lithiques et de coulées coussinées mafiques très déformées avec des quantités mineures de schistes à quartz-mica blanc. Le troisième sous-domaine (LTD 2.3) forme la partie sud du Groupe de Blake River et est en contact avec les roches du Groupe de Cadillac. Les schistes à quartz-mica blanc dominent dans ce sous-domaine. Ces roches de composition rhyolitique forment un empilement qui mesure 150 m de largeur à la bordure ouest de la propriété. Cet empilement est plus épais vers l'est et mesure plus de 400 m de largeur à la bordure est de la propriété. La zone principale du gisement est située dans la partie ouest du LTD 2.3, 100 m au nord du contact entre les roches des Groupes de Blake River et de Cadillac.



FIGURE 3 – Propriété de la mine LaRonde, LTD1:

- a) Coulée de metabasalte à texture gloméroporphyrique.
- b) Détail de la texture gloméroporphyrique. Cette coulée est caractérisée par des glomérocristaux dont la taille peut atteindre un décimètre. Les glomérocristaux sont légèrement aplatis parallèlement à la foliation. Échelle en mètres.

Géochimie du Blake River et chimiostratigraphie régionale

La géochimie des éléments traces et des éléments du groupe des terres rares a été mise à contribution pour confirmer les divisions chimiostratigraphiques à

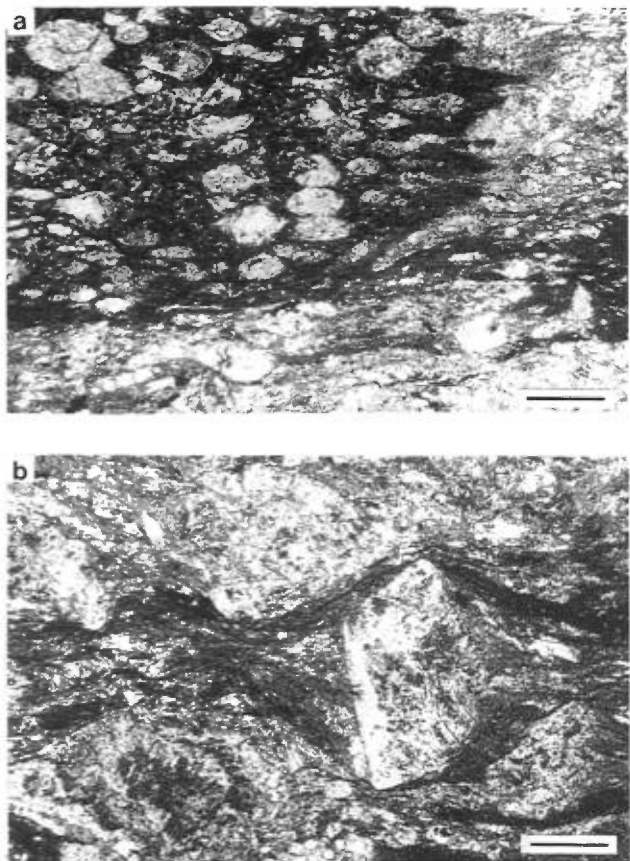


FIGURE 4 – Photomicrographies d'un métatuf de composition mafique localisé au sommet du LTD 1.

- a) Les fragments de ponce de cette unité sont remplacés par des minéraux métamorphiques mais la texture du tuf est préservée. Échantillon P-54. Échelle = 1 mm.
- b) Détail de la texture de la matrice du métatuf. La foliation moule les cristaux de plagioclase. Échelle = 1 mm.

l'intérieur du Groupe de Blake River (Gélinas *et al.*, 1984). Les roches de ce groupe (GBR) situées à l'est de la faille Davidson Creek n'avaient pas été étudiées lors de ces travaux et les affinités des roches du GBR à LaRonde avec celles étudiées par Gélinas *et al.* (1984) ne sont pas définies.

D'après les données géochimiques de Babineau (1982; voir annexe D), les metabasaltes du LTD 1 à LaRonde montrent des teneurs en éléments traces plutôt basses par rapport aux teneurs moyennes des unités tholéitiques mafiques du GBR (tableau 1). Ceci est particulièrement vrai pour les éléments les plus immobiles (à l'exception du Ti), à savoir Zr, Y, Nb, La, Sm et Yb. Le caractère plus mafique des metabasaltes de LaRonde peut expliquer leur contenu plus élevé en Ti. Ces metabasaltes ont donc des affinités avec les unités situées à la base du GBR, soit les unités de Trémoy, Pelletier et Rouyn-Noranda. Les profils d'éléments des terres rares (ETR) normalisés pour les metabasaltes de la mine montrent également de très fortes affinités avec ceux des unités ci-haut mentionnées. Ces patrons sont plats et les abondances absolues en ETR sont faibles (figure 5).

TABLEAU 1 - Géochimie comparative des unités tholéitiques du Groupe de Blake River.

A - Teneur en SiO₂ et en éléments traces des roches mafiques des unités tholéitiques du Groupe de Blake River [minimum-maximum/(moyenne)]

Unités tholéitiques	Nombre d'analyses	SiO ₂ (%) ²	K (ppm)	Ba (ppm)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Ti (ppm)	Zr (ppm)	Y (ppm)	Nb (ppm)	La (ppm)	Sm (ppm)	Yb (ppm)
Dufresnoy ⁽¹⁾	11	53,7-59,6 (57,4)	<332-6704 (3140)	98-390 (198)	0,7-7,8 (3,0)	55-156 (108)	9385-11996 (10816)	116-172 (153)	37-70 (57)	8,7-15,9 (11,9)	14,9-17,4 (16,4)	5,2-7,2 (6,6)	3,7-6,1 (5,3)
Destor ⁽¹⁾	16	53,5-63,2 (58,4)	<332-4385 (1336)	40-219 (110)	0,0-5,0 (1,6)	27-170 (74)	7766-12877 (10644)	107-189 (140)	30-68 (48)	8,0-16,5 (11,3)	9,9-17,0 (14,0)	4,2-7,4 (5,8)	3,4-6,4 (4,6)
Trémoy ⁽¹⁾	4	55,7-59,0 (57,3)	ND	ND	ND	51-64 (56)	7851-9093 (8347)	57-64 (58)	16-21 (18)	5,2-6,9 (5,9)	5,1	2,3	1,5
Pelletier ⁽¹⁾	5	50,1-59,0 (52,3)	332	40-69 (57)	0,0-0,6 (0,1)	85-97 (92)	5021-5548 (5260)	26-29 (28)	12	4,3-7,4 (5,9)	1,9-2,5 (2,2)	1,4-1,6 (1,5)	1,0-1,3 (1,2)
Rouyn-Noranda ⁽¹⁾	4	52,3-53,4 (52,8)	<332-2480 (1466)	ND	7,0-14,0 (10,0)	155-220 (183)	7973-10371 (8872)	77-92 (86)	18-29 (25)	8,0-10,0 (9,0)	4,5-5,2 (4,9)	2,3-2,9 (2,6)	1,6-3,2 (2,6)
LTD 1 LaRonde ⁽²⁾	14	45,2-54,2 (50,1)	498-1453 (857)	ND	2,9-13 (4,3)	50-214 (114)	6175-14448 (9130)	51-90 (69)	21-35 (28)	2,7-8,3 (4,8)	2,1-4,4 (3,4)	1,7-3,1 (2,4)	2,0-3,5 (2,8)
LTD 1 LaRonde ⁽³⁾	5	50,3-52,2 (51,3)	400-1120 (640)	40-93 (55)	1-3 (2)	<100-335 (223)	6415-9292 (7542)	39-107 (60)	30-48 (36)	5-8 (6,6)	11	ND	ND

B - Rapports entre les éléments traces des roches mafiques des unités tholéitiques du Groupe de Blake River

Unités tholéitiques	Nombre d'analyses	Rb/Sr	Zr/Y	Y/Nb	La/Sm	La/Yb	Ti/Zr	Ti/Y
Dufresnoy ⁽¹⁾	11	0,01-0,06 (0,04)	2,3-3,2 (2,8)	4,1-6,4 (5,2)	2,3-2,9 (2,5)	2,7-4,0 (3,2)	66-88 (72)	150-275 (193)
Destor ⁽¹⁾	16	0,00-0,71 (0,02)	2,7-3,6 (3,0)	3,0-4,9 (4,2)	2,3-3,3 (2,4)	2,3-4,6 (3,1)	64-114 (80)	185-385 (242)
Trémoy ⁽¹⁾	4	ND	3,0-3,6 (3,1)	3,0-3,3 (3,1)	2,1	3,4	138-142 (140)	432-506 (458)
Pelletier ⁽¹⁾	5	0,00-0,01 (0,00)	2,2	2,8	1,4-1,6 (1,5)	1,5-2,3 (1,9)	189-193 (191)	418
Rouyn-Noranda ⁽¹⁾	4	ND	3,0-4,3 (3,5)	2,2-3,6 (2,9)	1,8-2,0 (1,9)	1,6-2,8 (2,1)	90-135 (105)	275-576 (382)
LTD 1 LaRonde ⁽²⁾	14	0,01-0,26 (0,05)	1,9-2,8 (2,4)	3,9-9,3 (6,1)	1,3-1,5 (1,4)	1,1-1,3 (1,3)	62-181 (121)	154-482 (298)
LTD 1 LaRonde ⁽³⁾	5	0,01-0,04 (0,02)	1,2-2,2 (1,6)	4,9-6,6 (5,5)			60-232 (147)	134-282 (216)

1. Données tirées de Gélinas *et al.*, 1984.

2. Données tirées de Babineau, 1982.

3. Données tirées de Stone, 1988.

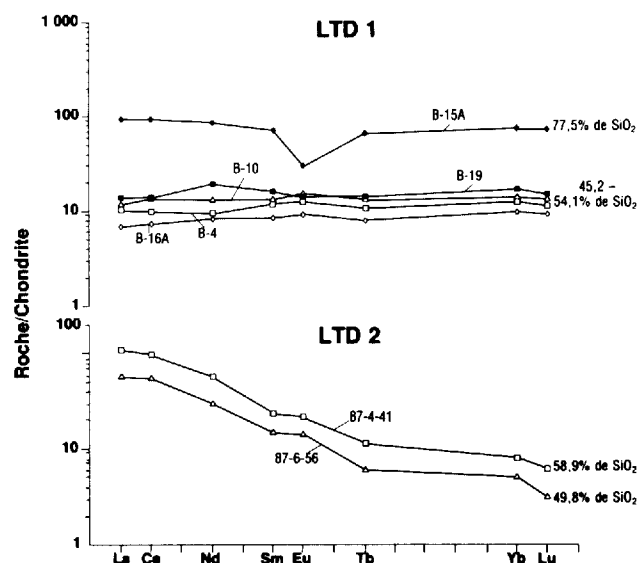


FIGURE 5 – Profil des éléments des terres rares (ETR) des roches du LTD 1 ainsi que des roches mafiques du LTD 2. Les profils normalisés des metabasites tholéitiques et d'un échantillon rhyolitique du LTD 1 (analyses de Babineau, 1982) sont plats, alors que les roches mafiques du LTD 2 montrent des profils riches en ETR légers et pauvres en ETR lourds. La teneur en silice (%) des échantillons est indiquée.

Les schistes à quartz-mica blanc (LTD 2), dans lesquels sont encaissées les zones minéralisées à LaRonde, sont dérivés de roches volcaniques felsiques déformées et altérées. De façon à définir les affinités géochimiques des protolithes volcaniques de ces roches, un échantillon relativement frais (87-4-77) a été analysé. Celui-ci montre des profils de terres rares normalisés qui dénotent un enrichissement en terres rares légères de même que des valeurs absolues élevées en ETR (figure 6). Les roches mafiques ne représentent qu'un constituant mineur à l'intérieur de l'empilement felsique à LaRonde. Les profils de terres rares normalisés pour ces roches mafiques (échantillons n° 87-4-41 et 87-6-56) sont parallèles à ceux des metabasites et montrent des valeurs absolues en ETR légèrement plus basses (figure 5). De même, les metabasites ne représentent qu'une fraction mineure du LTD1 à la mine LaRonde, mais le profil de terres rares normalisé de ces metabasites est concordant avec celui des metabasites, avec toutefois des teneurs absolues en ETR plus élevées (figure 5). Ces signatures géochimiques suggèrent que les roches du LTD 1 et du LTD 2 appartiennent à des suites volcaniques distinctes.

Roches encaissantes

NOMENCLATURE TEXTURALE

Toutes les lithologies répertoriées à LaRonde sont métamorphisées et en conséquence, les principes de classification et la terminologie des roches métamorphiques sont utilisés pour leur description (voir Williams *et al.*, 1982, et Best, 1982). Lorsque la nature

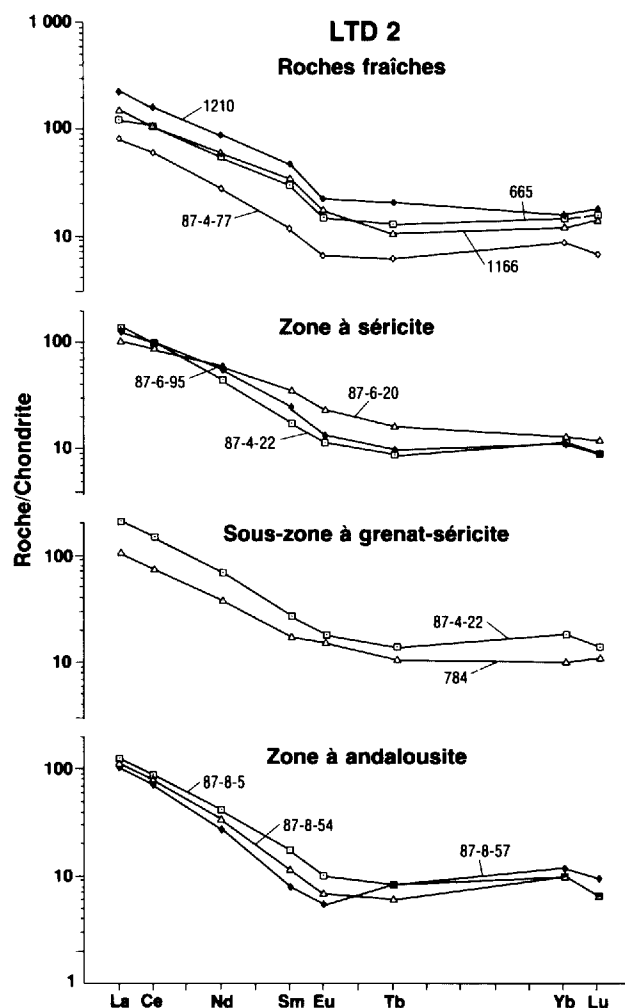


FIGURE 6 – Profils des ETR des roches felsiques porphyriques du LTD 2. Les échantillons sont regroupés par faciès d'altération. Tous les échantillons montrent des profils riches en ETR légers, et pauvres en ETR lourds, avec des valeurs normalisées comparables d'un échantillon à l'autre pour un élément donné. Les échantillons 1210, 665 et 1166 proviennent de Stone (1988); tous les autres proviennent de la présente étude.

du protolithe est connue, la lithologie est nommée par son protolithe précédé du préfixe "méta". Dans les autres cas, les caractéristiques minéralogiques et texturales des lithologies déterminent leur nom. Le terme "schiste" désigne des roches caractérisées par une texture lépidoblastique.

DESCRIPTION DES UNITÉS

Quelque douze unités ont été reconnues dans le secteur couvert par le développement minier à la mine LaRonde, depuis le puits foncé dans les roches du Groupe de Cadillac jusqu'au nord de la zone principale. Les relations spatiales entre ces unités sont illustrées sur les figures 7 à 13. Ces unités sont décrites selon un ordre correspondant à leur position sur une coupe vers le nord à partir des métasédiments du Cadillac. Les

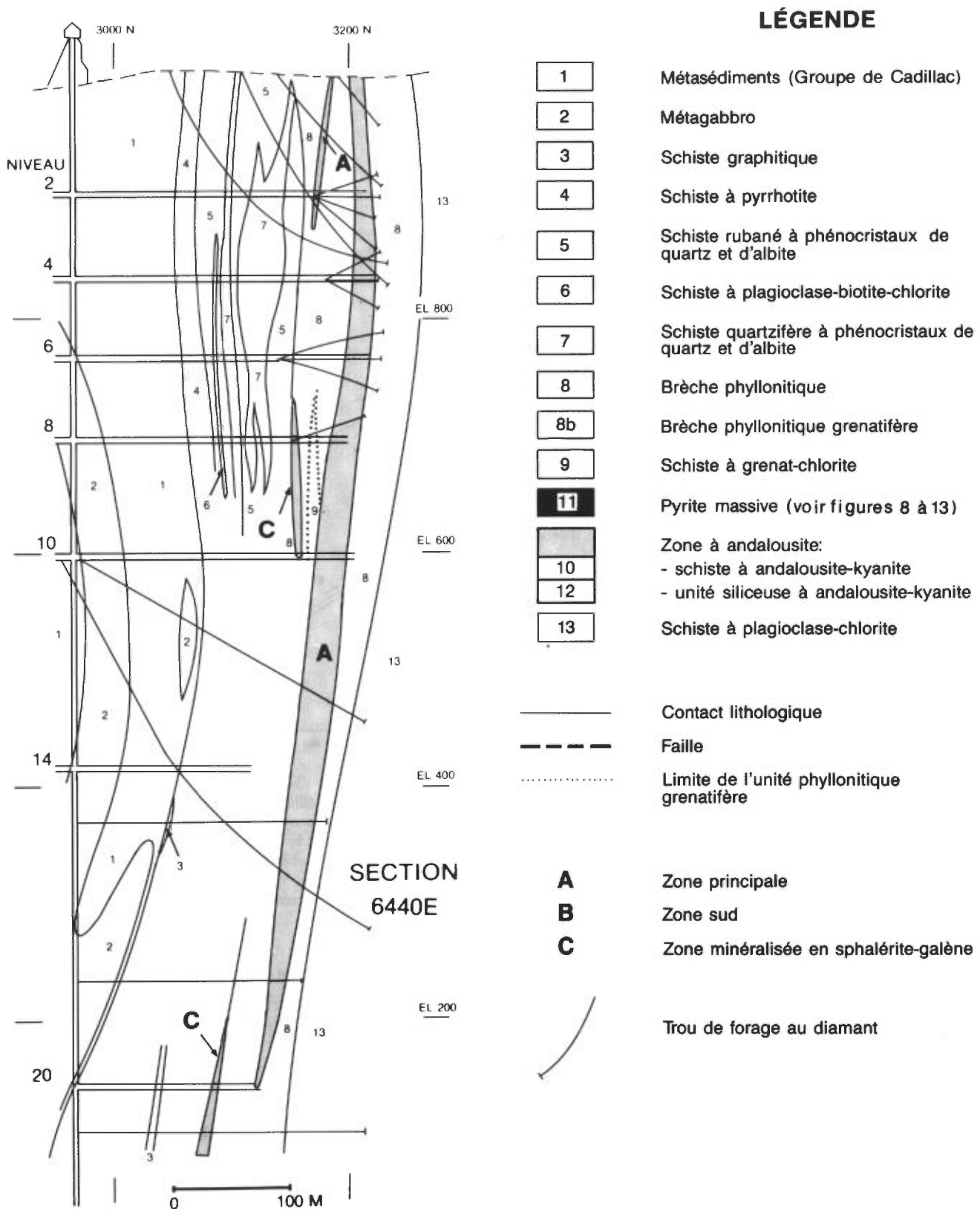


FIGURE 7 – Géologie de la section 6440 E à la mine LaRonde (Dumagami). La légende s'applique aussi aux figures 8, 9, 10, 11, 12 et 13.

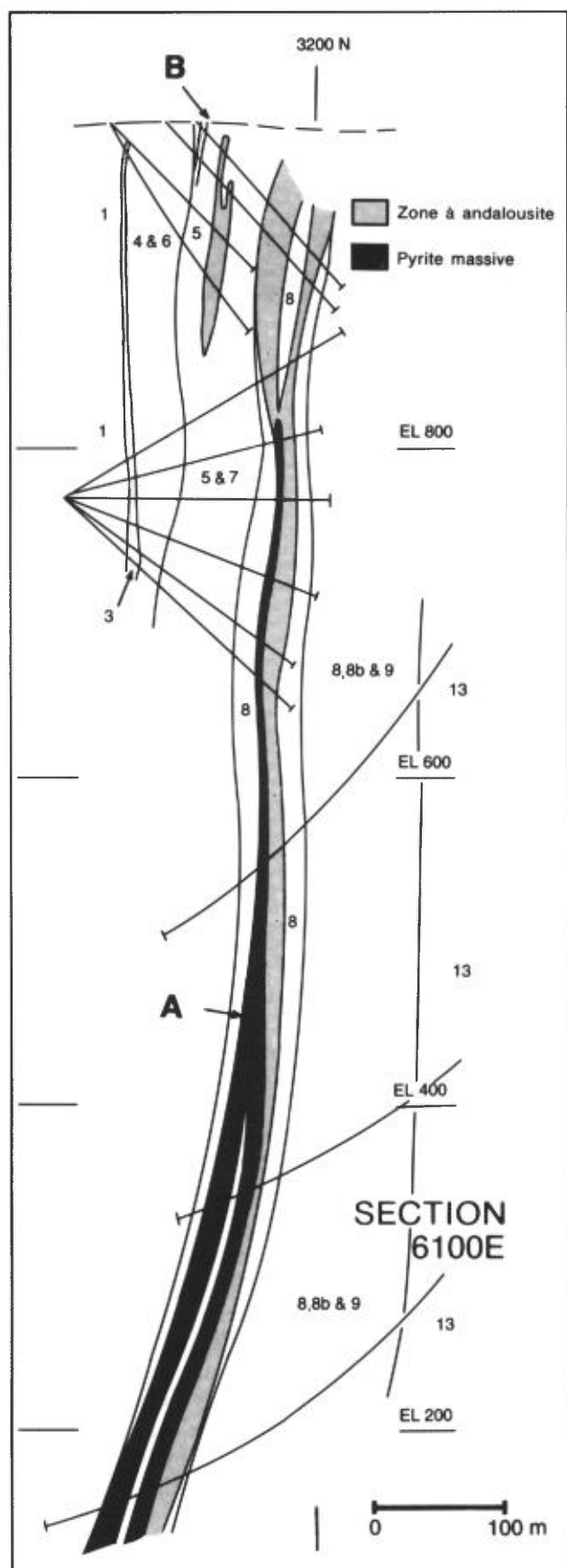


FIGURE 8 – Géologie de la section 6100 E à la mine LaRonde (Dumagami). (Voir légende figure 7).

principales caractéristiques de ces unités sont résumées dans les tableaux 2 et 3. Les minéraux ont été identifiés au microscope polarisant et leurs compositions ont été précisées à la microsonde électronique (Eliopoulos, 1983; Stone, 1988).

Unité 1 : Métasédiments du Groupe de Cadillac

Cette unité est constituée de métagrès fins interstratifiés avec des phyllades. Les lits ont une épaisseur moyenne de l'ordre de quelques centimètres. Certains lits atteignent une épaisseur décimétrique. Le litage est orienté est-ouest; le pendage passe de subvertical à la surface à un pendage de 60° vers le sud à 900 m de profondeur. La surface altérée du métagrès est typiquement beige alors que celle de la métapélite est grise, généralement plutôt foncée. En surface fraîche, ces roches sont verdâtres et se distinguent par leur texture, la métapélite étant bien foliée alors que le métagrès apparaît plutôt massif. Dans le secteur de la mine LaRonde, de rares lits montrent des granoclassements non équivoques. Ceux-ci indiquent un sommet stratigraphique vers le nord impliquant un léger déversement des couches dans cette direction. Toutefois, aux échelles microscopique et mésoscopique, la transposition des lamines sédimentaires sur la foliation est communément observée (figure 14) et conséquemment, en dépit du fait que l'intégrité physique des lits sédimentaires soit préservée, les microstructures utiles à la détermination de la polarité stratigraphique sont généralement oblitérées.

En microscopie, le grès fin se distingue par la présence en pourcentage variable de grains d'albite maclée et de quartz qui sont de la taille des sables fins. Ces grains sont arrondis et dispersés dans une mésostase recristallisée composée de quartz et de phyllosilicates. Celle-ci est surtout composée de quartz et de chamosite avec des traces de muscovite, d'épidote, de tourmaline, de biotite et de pyrrhotite. La chamosite est soit sous forme de lamelles qui soulignent la foliation, soit sous forme de porphyroblastes texturalement tardifs.

Le phyllade est caractérisé par une foliation pénétrative définie par la muscovite qui est son principal constituant. Le quartz, la chamosite, la calcite et la pyrrhotite complètent la composition de cette lithologie. La chamosite se présente en porphyroblastes qui croissent au détriment de la muscovite et de la biotite.

Unité 2: Métagabbro

Cette roche intrusive verdâtre, à grain moyen, est composée de traces de phénocristaux de plagioclase disséminés dans une mésostase d'actinolite-quartz-chlorite-calcite-épidote-opaques. Le carbonate remplace partiellement les autres minéraux. Cette unité est

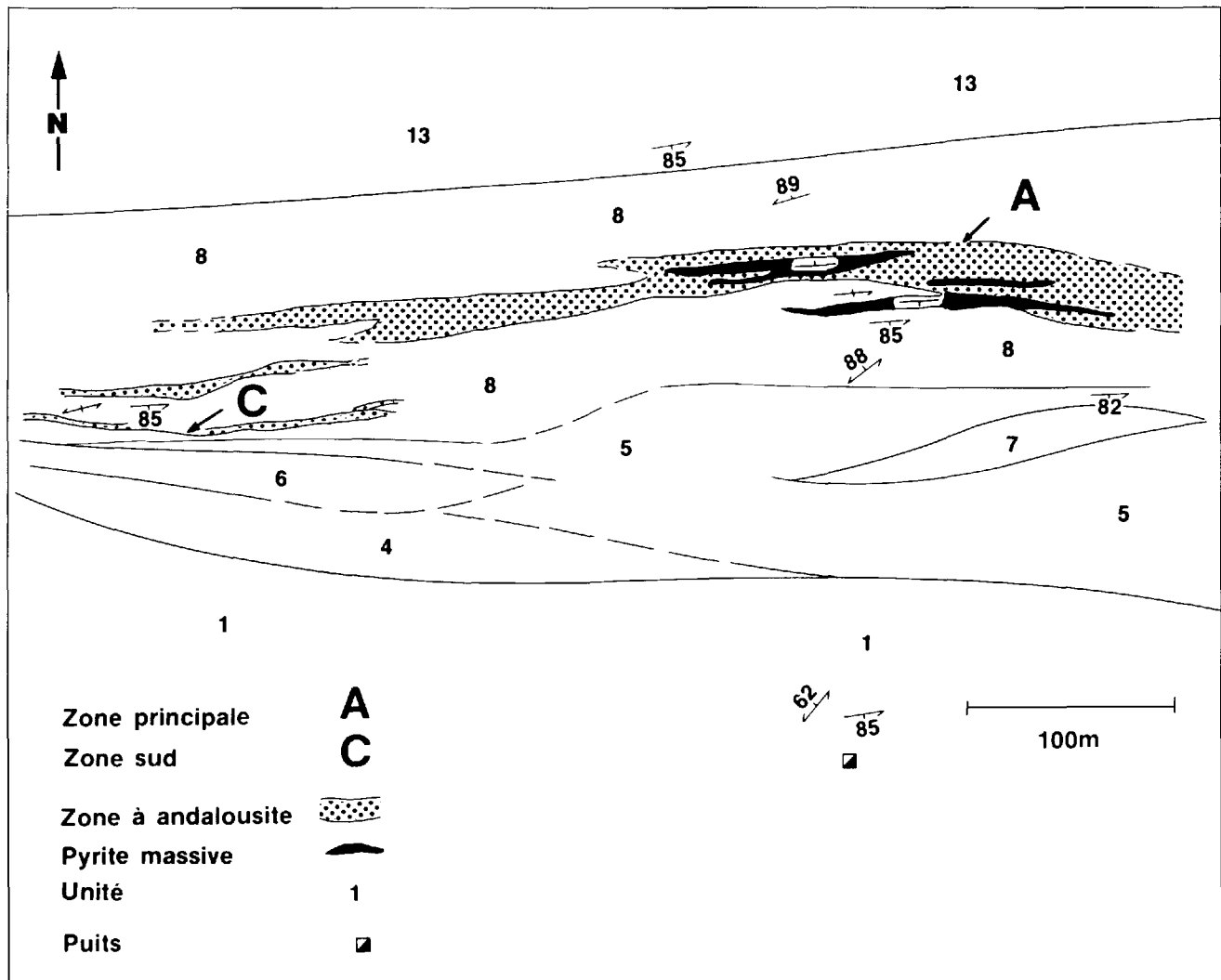


FIGURE 9 – Géologie de surface dans le secteur du développement minier. Mine LaRonde (Dumagami).

intrusive dans le Groupe de Cadillac. Elle apparaît sub-concordante au litage des métasédiments et a subi le métamorphisme régional comme en témoigne sa composition minéralogique. Cette unité est fracturée et recoupée par des veines de quartz-tourmaline-pyrite et par des veines de calcite.

Unité 3 : Schiste graphitique

Cette unité se présente en corps lenticulaires minces et se retrouve tant au contact entre les Groupes de Blake River et de Cadillac qu'à l'intérieur de ces deux groupes. Ces schistes graphitiques présentent une composition minéralogique variée fortement dépendante de la nature des roches adjacentes. Des lentilles foliées (*foliation fish*) ont été observées dans cette unité. Ces structures sont associées aux roches faillées dans les zones de cisaillement (Hanmer, 1986). Ces schistes graphitiques constituent donc des roches de faille (*fault rocks*). L'asymétrie des lentilles foliées indique des mouvements inverses à la mine LaRonde. De façon générale, l'unité 3 est caractérisée par une schis-

tosité pénétrative. Des porphyroblastes de clinocllore ($Mg/(Mg+Fe) > 0,95$) sont crénulés par cette fabrique (figure 15). Cette foliation est elle-même crénulée ainsi qu'une génération de veinules qui la recoupent. Des plis asymétriques affectent la schistosité pénétrative. La crénulation coïncide avec le plan axial de ces plis qui sont parfois déchiquetés.

Au contact avec les métasédiments du Groupe de Cadillac, l'unité 3 est composée de quartz-clinocllore-muscovite-graphite-apatite-rutile, avec des traces de porphyroblastes xénoblastiques d'andésine et d'épidote. Le rutile est typiquement aciculaire et souligne une fabrique planaire à l'intérieur des porphyroblastes d'andésine. Des veinules de calcite et de quartz-calcite-clinocllore-pyrrhotite-pyrite-(arsénopyrite) sont associées à cette unité. Elles peuvent constituer 15 à 20% du volume dans certains cas.

Plusieurs lentilles de schistes graphitiques sont présentes à l'intérieur du Groupe de Blake River. Lorsqu'en contact avec l'unité 5, ces schistes graphitiques contiennent des phénocristaux de quartz bleu.

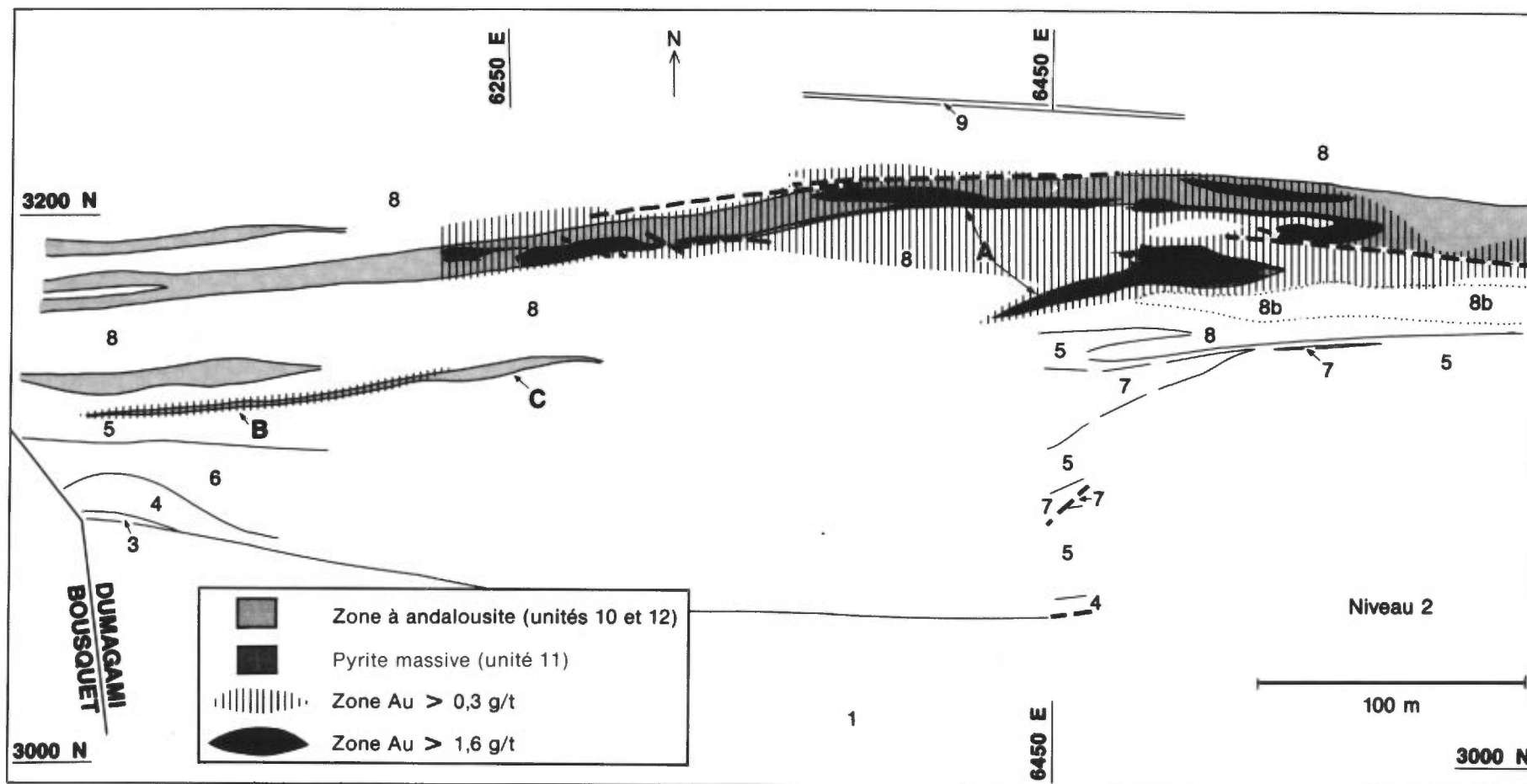


FIGURE 10 – Géologie du niveau 2 à la mine LaRonde (Dumagami). Coupe en plan (voir légende figure 7).

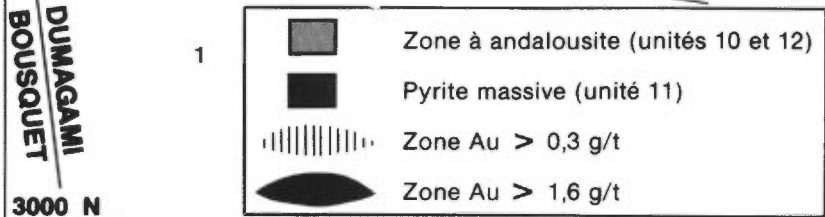


FIGURE 11 – Géologie du niveau 4 à la mine LaRonde (Dumagami). Coupe en plan (voir légende figure 7).

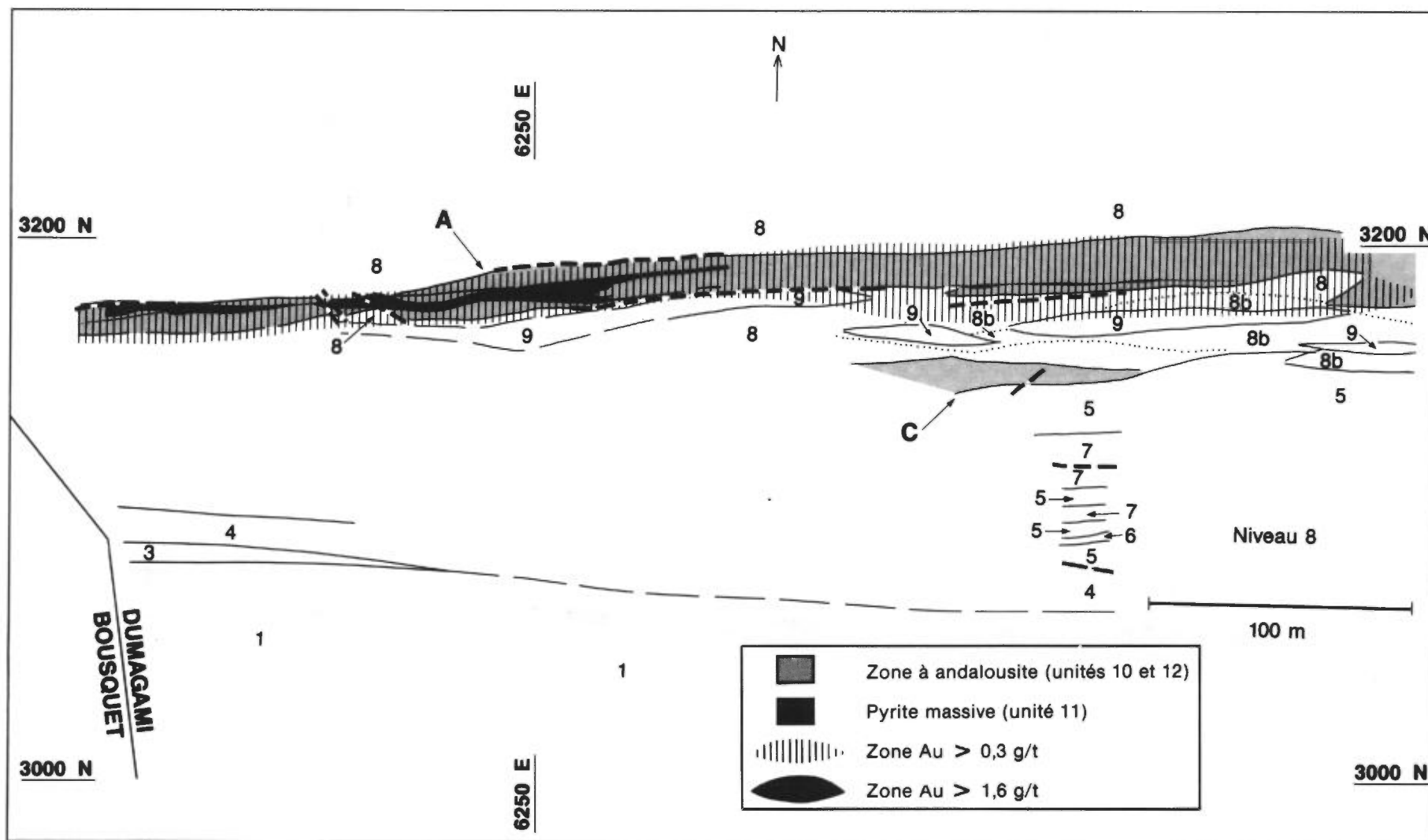


FIGURE 13 – Géologie du niveau 8 à la mine LaRonde (Dumagami). Coupe en plan (voir légende figure 7).

TABLEAU 2 - Unités lithologiques répertoriées à la mine Donald J. LaRonde

UNITÉS	LITHOLOGIES	DESCRIPTION
Unité 1:	Métasédiments du GC	Unité composée de métagrès et de phyllades interlités.
Unité 2:	Métagabbro	Unité intrusive dans le Groupe de Cadillac sous forme de sills.
Unité 3:	Schiste graphitique	Unité qui se présente en lentilles minces au contact GBR-GC ou à l'intérieur du GBR. Roche de faille.
Unité 4:	Schiste à pyrrhotite	Unité felsique hétérogène minéralisée en pyrrhotite ($\pm$ pyrite) massive et disséminée. La pyrrhotite massive se présente en corps lenticulaires qui renferment ponctuellement des lambeaux de lits de métapélites formant des structures convolutées.
Unité 5:	Schiste rubané à phénocristaux de quartz et d'albite	Unité caractérisée par la présence de phénocristaux de quartz bleu et d'albite. Les phénocristaux de quartz montrent des baies de résorption bien développées. Un rubanement grossier caractérise également cette unité. Ce rubanement est défini par l'alternance de rubans de quartz-muscovite $\pm$ plagioclase métamorphique (andésine) et de quartz.
Unité 6:	Schiste à plagioclase-biotite-chlorite	Unité mafique intercalée à l'intérieure de l'unité 5. Caractérisée par la présence de phénocristaux de plagioclase et par la présence de porphyroblastes de biotite.
Unité 7:	Schiste quartzifère à phénocristaux de quartz et albite	Unité interstratifiée avec l'unité 5. Minéralogiquement similaire à l'unité 5 mais beaucoup plus massive et un peu plus siliceuse.
Unité 8:	Brèche phyllonitique	Unité composée de fragments de métarhyolite grossiers très aplatis. Cette brèche présente une texture hétérogène. Elle est beaucoup plus séricitique et donc mieux foliée à proximité du gisement.
Unité 9:	Schiste à grenat-chlorite et	Unité de composition intermédiaire caractérisée par la présence de grenat rose (spessartite) de chlorite (clinocllore). Cette unité se retrouve sous forme de lentilles ou de bandes à l'intérieur de l'unité 8. L'unité 8 au contact avec l'unité 9 est grenatifère (8b).
Unité 10:	Schiste à andalousite-kyanite de	Schiste à porphyroblastes d'andalousite contenant des yeux de quartz bleu avec des baies de résorption.
Unité 11:	Pyrite massive et corps	Unité composée à plus de 80% de pyrite. Le quartz, le mica blanc, le grenat, la chalcoppyrite la sphalérite sont des constituants mineurs de cette unité. Se présente sous forme de lentilles très aplatis. Il s'agit de la principale source de minerai à Dumagami.
Unité 12:	Unité siliceuse à andalousite-kyanite	Unité très siliceuse, à texture bréchiforme ou grossièrement foliée. Minéralisée en pyrite. Contient des traces de porphyroblastes d'andalousite et de kyanite.

Unité 4 : Schiste à pyrrhotite

Cette unité est en contact immédiat avec les métasédiments ou, lorsqu'il est présent, avec le schiste graphitique. Elle est de composition très hétérogène. Des schistes à quartz-muscovite constituent la majeure partie de l'unité. Blanchâtres, ces roches sont composées de quartz-muscovite-clinocllore avec des traces de pyrrhotite-apatite-biotite-tourmaline-épidote. Elles contiennent parfois des phénocristaux de quartz avec des baies de résorption. On retrouve, encaissés dans le schiste à quartz-mica blanc, des corps lenticulaires de sulfures massifs de moins de 30 cm d'épaisseur et d'extension latérale de l'ordre de plusieurs mètres. Ces corps sont composés principalement de pyrrhotite et de pyrite. Le quartz, le clinocllore, l'apatite et la muscovite sont des constituants mineurs des corps de pyrrhotite massive alors que la calcite, la sphalérite et la chalcoppyrite sont en traces. Des lambeaux de lits métapélitiques de type Cadillac, déformés de façon com-

plexe et inclus dans une matrice de sulfures massifs ont été observés dans ces corps. Les plis de ce type affectant les lits pélitiques sont restreints à ces lentilles de sulfures et leur attitude est incohérente à petite échelle. Ces plis sont interprétés comme étant de type *convolute* et ils ne sont présents que lorsque la lentille de sulfures est en contact immédiat avec les métasédiments du Groupe de Cadillac. Les lentilles de sulfures ne sont cependant pas confinées à cet interface précis mais plutôt distribuées à l'intérieur de l'unité 4. Cette unité est foliée et crénulée.

Unité 5 : Schiste rubané à phénocristaux de quartz et d'albite

De teinte gris verdâtre, cette roche est caractérisée par des phénocristaux de quartz bleu millimétriques montrant des baies de résorption bien développées (figure 16a), par des phénocristaux d'albite maclée plus ou moins altérée et par une foliation bien

TABEAU 3 – Principales caractéristiques texturales et minéralogiques des unités répertoriées à la mine LaRonde.

UNITÉS	CONSTITUANTS		TEXTURES- STRUCTURES	VEINES	MINÉRALISATION	PROTOLITHE PROBABLE
	Majeurs	Mineurs				
1 : Métasédiments	Qtz-(ALB) Mu-Cha	Bi-Ep-Tm Ap-Po	Litage, foliations	Qtz-Cal Cal Qtz-Mus-Cli	Po	Grès, siltstone, shale
2 : Métagabbro	(nombre insuffisant de lames minces)					
3 : Schiste graphitique	Qtz-Mus-Gp- Cli	Plag-Ap-Ep QTZ	Foliation	Cal Qtz-Cal-Po-Py-Sph-AsPy Qtz-Cal-Cli Qtz-Cli-Po-Cpy	Po (Py-AsPy-Sph-Cpy)	Roche de faille
4 : Schiste à pyrrhotite	QTZ-ALB Qtz-Mu-Cli	Bi-Tm-Ap-Ep Po-Py-Sph-Cpy	Foliation (fragmentaire) Lentilles de sulfure massif	Qtz-Cal-Mus-Cli-Tm-Py-Po	Po-Py-Sph (Cpy)	Volcanoclastites remaniées et sulfures massifs
5 : Schiste rubané à phénocristaux de quartz et d'albite	QTZ-ALB Qtz-Ads-Mus	Cli-Cal-Ep	Rubanement Crénulation discrète	Qtz-Py Qtz-Cal-Ep-Py	Py (Po)	Tuf rhyolitique
6 : Schiste à plagioclase-biotite-chlorite	PLAG-(QTZ) Qtz-Mb	Chl-Bi-Ep-Mt	Litage grossier Foliation	Carb-Chl-Ep	Po (Py)	Tuf mafique à cristaux
7 : Schiste quartzifère à phénocristaux de quartz et d'albite	QTZ-ALB Qtz-Mu	Chl-Ep-Tm	Massif Foliation discrète	Qtz-Py Qtz-Cal-Cli-Py	(Po)	Rhyolite
8 : Brèche phyllonitique	QTZ-ALB Qtz-Ads-Mus	Ru-Par	Fragmentaire Tectonite SL	Qtz-Cli-Py-Sph Cal	Py (Sph-Cpy-Ga)	Brèche Rhyolitique, rhyolite
8b : Brèche phyllonitique grenatifère	QTZ-Musc Qtz-Ads Spes	Cli-Ep-Ru Mar	Fragmentaire Rubanement discret Tectonite SL	Qtz-Cli-Spes-Py Qtz-Mus-Cal-Cli-Py-Sph Qtz-Cal-Sph-Ga	Py-Sph-Ga (Cpy)	Brèche rhyolitique, rhyolite
9 : Schiste à grenat-chlorite	Qtz-Ads- Spes-Cli-Cal	Mus-Ep-Ru Mar	Rubanement Crénulation discrète	Qtz-Cal-Cli-Py Qtz-Cli-Py-Sph-Ga	Py-Sph-Ga (Cpy)	?
10 : Schiste à andalousite-kyanite	QTZ Qtz-Mus-And	Ky-Cli-Ru Chd-Pyph-Dias Kaol-Par	Bien folié Rubané Texture oeilé	Qtz-Cli-Py-Sph Qtz-Cli-Ky-Py Qtz-Mus-Cpy-Py	Py (Sph-Cpy-Bn) Sph-Ga (Py-Cpy)	Brèche rhyolitique, rhyolite
11 : Pyrite massive	Py Sph-Cpy	Qtz-Mus-Gr- Chl-Par Sph-Cpy-Po Ru	Recristallisée Rubanement Texture cataclastique tardive	Qtz-Mus-Ky Cpy-Bn-Au-Carb	Py (Sph-Cpy-Bn-Po)	Pyrite massive
12 : Unité siliceuse à andalousite-kyanite	Qtz-Mus-And Gr	Ky-Gr-Ru	Foliation grossière Texture bréchiforme	Qtz-Cli-Py Qtz-Cal-Ky-Py-Cpy Kaol	Py (Cpy-Sph)	Felsite

ALB: phénocristaux et porphyroclastes d'albite; Ads: andésine; And: andalousite; Ap: apatite; AsPy: arsénopyrite; Bi: biotite; Bn: bornite; Cal: calcite; Carb: carbonate, composition indéterminée; Cha: chamosite; Chd: chloritoïde; Chl: chlorite, composition indéterminée; Cli: clinocllore; Cpy: chalcoppyrite; Dias: diasporé; Ep: épidote; Ga: galène; Gp: graphite; Gr: grenat, composition indéterminée; Kaol: kaolinite; Ky: kyanite; Mar: margarite; Mb: mica blanc, composition indéterminée; Mt: magnétite; Mus: muscovite; Par: paragonite; PLAG: phénocristaux et porphyroclastes de plagioclase, composition indéterminée; Plag: plagioclase métamorphique, composition indéterminée; Po: pyrrhotite; Py: pyrite; Pyph: pyrophyllite; QTZ: phénocristaux et porphyroclastes de quartz; Qtz: quartz; Spes: spessartite; Ru: rutile; Sph: sphalérite; Tm: tourmaline.

développée. Cette foliation est de type rubanement et celui-ci est défini par l'alternance de rubans de quartz-clinocllore et de quartz-muscovite ou quartz-muscovite-andésine. Ce rubanement confère à l'unité 5 son caractère lité (figures 17a et 18c). Le quartz bleu et l'albite maclée sont d'origine ignée. L'andésine est aciculaire et définit une linéation minérale parallèle à la linéation d'étirement formée par les phénocristaux de quartz boudinés (figure 16b).

Unité 6 : Schiste à plagioclase-biotite-chlorite

Cette unité est intercalée à l'intérieur de l'unité 5 près de l'unité 4. Sa texture est hétérogène. Elle est caractérisée en mégascopie par la présence de lentilles aplaties blanchâtres de plusieurs millimètres de longueur et disposées sur la foliation principale. Ces lentilles correspondent à des phénocristaux de plagioclase (An₁₀₋₂₇) maclé, fortement altérés et déformés.

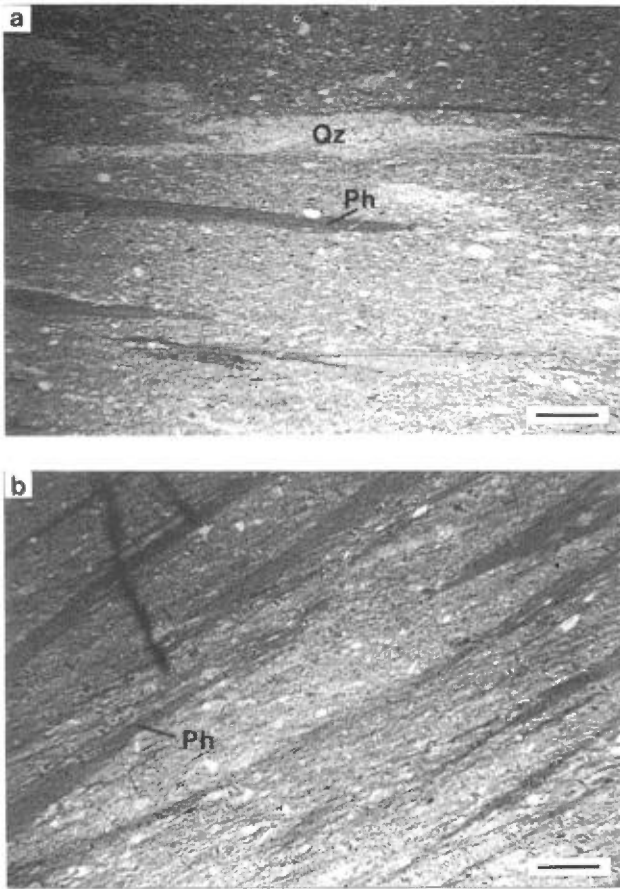


FIGURE 14 – Métasédiments du Groupe de Cadillac (unité 1).

- a) Photomicrographie d'un métagrès avec des lambeaux de phyllade (Ph) dispersés. Une veinule de quartz (Qz) est transposée sur la foliation. Échantillon 6-255-121. Échelle = 1 mm.
- b) Photomicrographie de lamines de phyllade (Ph) et de métagrès qui sont fortement transposées sur la foliation. Échantillon 6-510-40. Échelle = 1 mm.

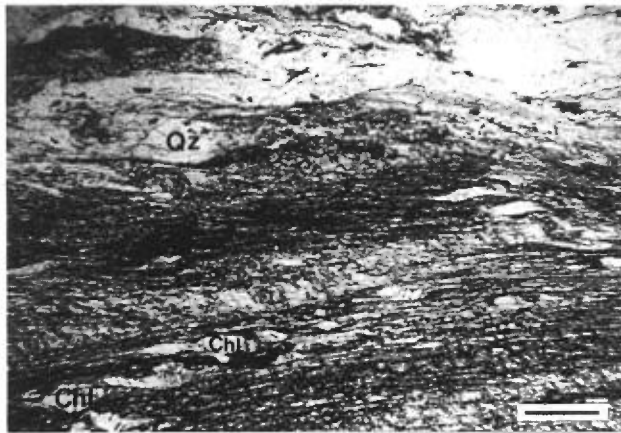


FIGURE 15 – Photomicrographie de schiste graphitique (unité 3). Noter les porphyroblastes de chlorite magnésienne (Chl) crênelés par la foliation ainsi que la transposition d'une veinule de quartz (Qz) sur la foliation. Échantillon 21-3-61.3. Échelle = 1 mm.

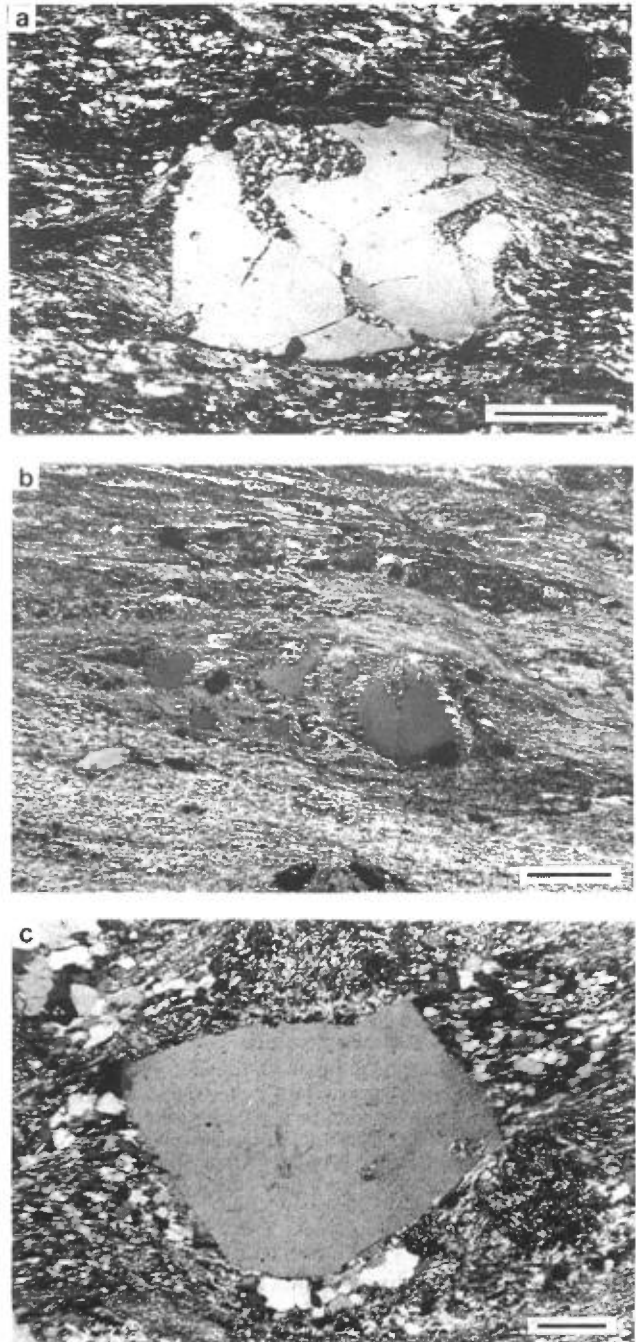


FIGURE 16 – Phénocristaux de quartz des unités 5 et 7.

- a) Phénocrystal de quartz bleu (unité 5). Ces cristaux sont caractérisés par des baies de résorption à l'intérieur desquelles le matériel matriciel n'est pas folié par opposition à la mésostase métamorphique dans laquelle sont sertis les phénocristaux. Les bordures arrondies de ce phénocrystal de quartz sont typiques des cristaux corrodés. Échantillon 87-2-41. Échelle = 0,5 mm.
- b) Porphyroclastes de quartz dérivés de phénocristaux de quartz corrodés (unité 7). Ces porphyroclastes définissent une linéation d'étirement dans les phyllonites. Échantillon 87-2-14. Échelle = 0,2 mm.
- c) Phénocrystal de quartz bleu (unité 5). Noter les zones abritées en bordure du phénocrystal. Une mince bande de surcroissance en continuité optique avec le phénocrystal est présente sur les faces en contact avec les zones abritées. Les minéraux métamorphiques sont en intercroissance avec le quartz de la zone de surcroissance. Échantillon 87-2-41. Échelle = 0,5 mm.

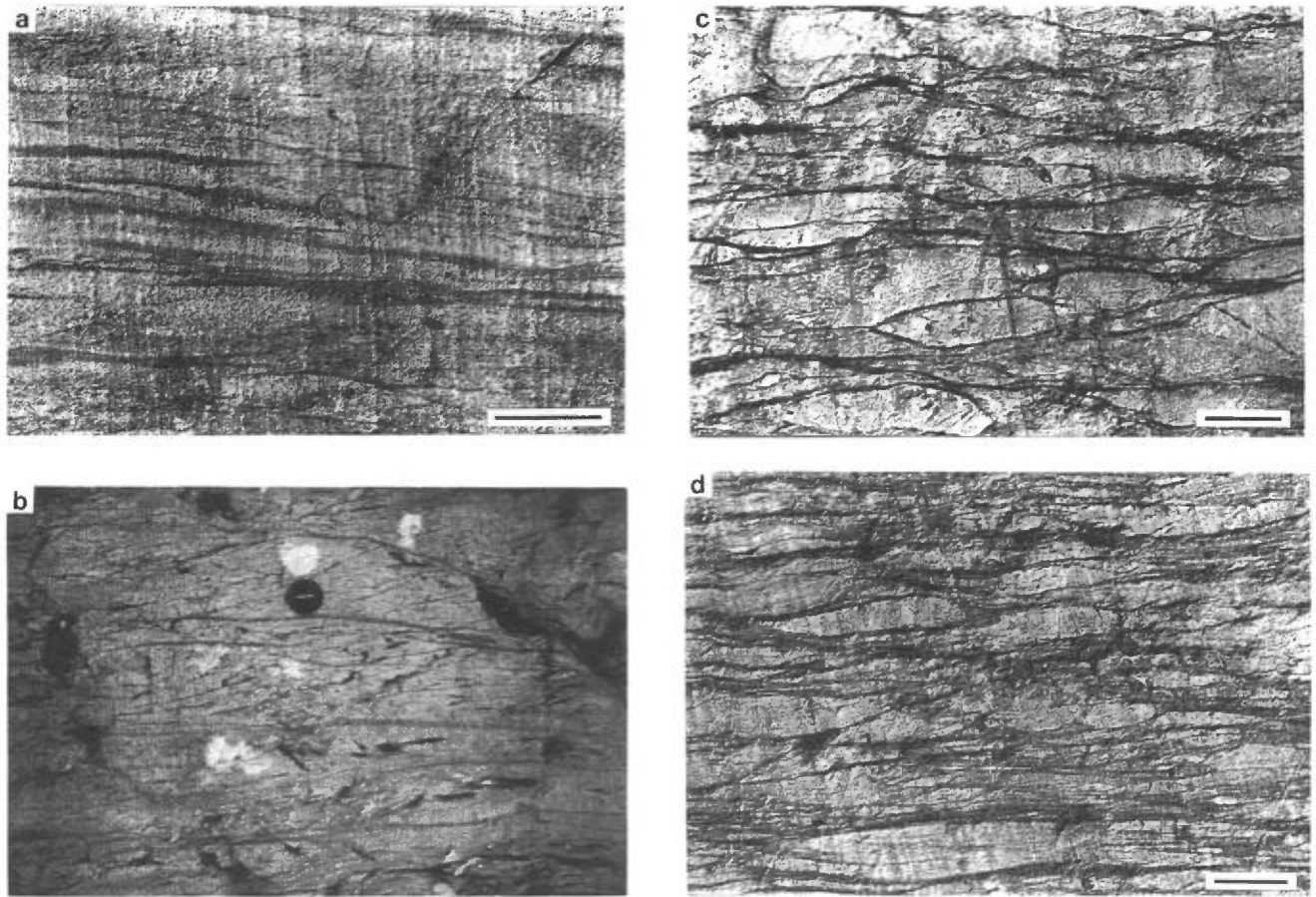


FIGURE 17 – Affleurements de brèche phyllonitique, de schiste rubané et de schiste quartzifère.

- a) Schiste rubané à phénocristaux de quartz et d'albite (unité 5). Echelle = 10 cm.
- b) Schiste quartzifère à phénocristaux de quartz et d'albite (unité 7). Des zones de déformation ductile étroites orientées est-ouest forment un réseau qui recoupe cette lithologie. Des zones subsidiaires de déformation ductile orientées ENE s'anastomosent avec celles du réseau E-W et confèrent un débit lenticulaire d'origine tectonique à cette lithologie. Echelle = 10 cm.
- c) Brèche phyllonitique (unité 8). Echelle = 10 cm.
- d) Brèche phyllonitique (unité 8). Cette brèche est située plus près des corps de pyrite massive que celle de la figure 17c. Le pourcentage de séricite y est plus élevé et la foliation y est plus développée. La structure de la brèche est caractérisée par la disposition des fragments de métarhyolite en position légèrement oblique par rapport à la fabrique globale. Cette structure présente des analogies avec les structures d'étirement hétérogène de type 2A décrites par Hanmer (1986). Echelle = 10 cm.

La présence de ces phénocristaux de plagioclase (10-30%) et de porphyroblastes de chamosite (4-18%) et de biotite (2-15%) est caractéristique de cette unité. La muscovite, l'épidote et le rutile complètent la composition minéralogique de l'unité. La biotite est communément chloritisée. Des veinules de calcite-chamosite recoupent la foliation et cette unité est typiquement carbonatisée (1-9%). Elle contient des traces de phénocristaux de quartz bleu.

Unité 7 : Schiste quartzifère à phénocristaux de quartz et d'albite

Cette unité est interstratifiée avec l'unité 5 et est composée d'une roche blanc bleuté, intensément fracturée, très homogène et contenant jusqu'à 7% de phénocristaux de quartz bleu corrodés et un pourcentage très variable de phénocristaux d'albite maclée,

translucides lorsque frais et blanchâtres lorsqu'altérés. La présence de phénocristaux d'origine volcanique (figure 18a) et la nature homogène et plutôt massive de cette unité suggère qu'elle représente une métarhyolite. Outre la fracturation tardive, cette unité montre des signes de déformation ductile ponctuellement importante (figure 17b). Dans ce cas, l'albite est séricitisée et se déforme de façon ductile alors que le quartz est soit boudiné, soit déformé de façon plus ductile via le développement de sous-grains. Les mêmes effets sont observés pour le schiste rubané à phénocristaux de quartz et d'albite de l'unité 5 (figure 18c). Dans les cas où la déformation est moins importante, les phénocristaux d'albite montrent des macles de déformation. Le contenu en phyllosilicate de la mésostase est alors plus faible et le quartz est recristallisé (figure 18b).

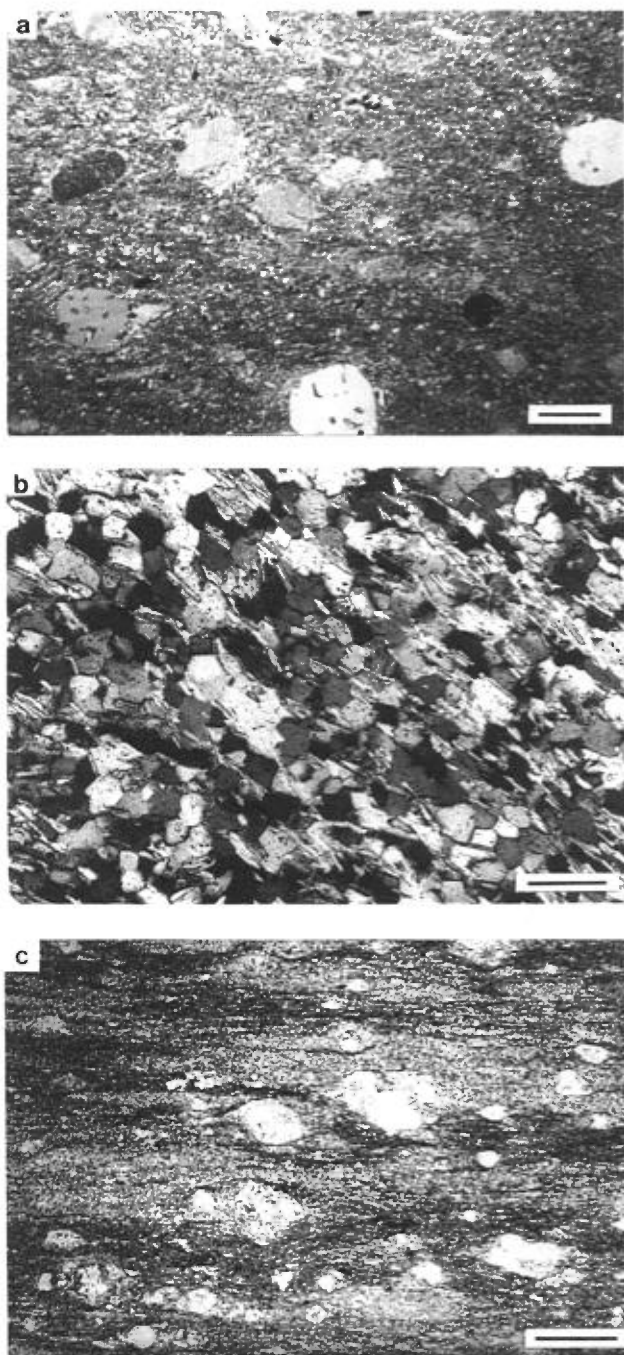


FIGURE 18 – Photomicrographies de schistes des unités 5 et 7.

- a) Schiste quartzifère à phénocristaux de quartz et albite (unité 7). Échantillon 87-4-75. Échelle = 1 mm.
- b) Détail de la texture de la mésostase du schiste quartzifère à phénocristaux de quartz et albite (unité 7). La tendance des grains de quartz à présenter des points triples orientés à 120° traduit la recristallisation de ce matériau. Échantillon P-16. Échelle = 0,1 mm.
- c) Schiste rubané à phénocristaux de quartz et albite (unité 5). Les phénocristaux sont bordés par des zones abritées dont la disposition traduit un régime de déformation non coaxial (cisaillement apparent senestre). Échantillon P-41. Échelle = 1 mm.

Unité 8 : Brèche phyllonitique

Cette roche blanchâtre est composée de fragments très aplatis de schiste quartzifère à phénocristaux de quartz et albite baignant dans une mésostase caracté-

ristique de phyllonite à muscovite et paragonite (figures 17c et 17d). Vers les zones minéralisées, la taille des fragments diminue alors que la proportion de phyllonite entre ces fragments augmente. L'intensité de la déformation ductile s'exprime pétrographiquement de la même façon que dans les unités 5 et 7. L'andésine est fréquemment associée aux rubans de mica blanc; elle apparaît sous forme de porphyroblastes blanchâtres lamellaires de quelques millimètres de diamètre. La phyllonite est caractérisée par la présence d'un clivage de crénulation dont l'intersection avec la foliation régionale forme une linéation subhorizontale bien développée. La brèche phyllonitique (unité 8b) au contact des lentilles de l'unité 9 (figures 11, 12 et 13) est caractérisée par la présence de grenat (spessartite) concentré dans les bandes phyllonitiques et entourant les fragments de métarhyolite. Des porphyroblastes d'andésine sont également associés aux rubans de mica blanc (muscovite et margarite) et aux porphyroblastes de grenat (figure 19). Cette zone à grenat (unité 8b) dans la brèche phyllonitique définit un halo d'une dizaine de mètres de largeur qui peut contenir de la minéralisation disséminée ou massive de sphalérite-galène, ce qui n'est pas le cas hors de ce halo.

Unité 9 : Schiste à grenat-chlorite

Cette roche vert foncé est caractérisée par la présence de porphyroblastes de grenat (spessartite) rose de taille millimétrique. Ces grenats sont sertis dans une mésostase foliée de quartz-clinocllore-muscovite-margarite. Les micas blancs et le clinocllore définissent un rubanement parallèle à la foliation régionale. Cette unité est généralement carbonatisée et minéralisée en sphalérite-galène avec des traces de chalcopryrite et de pyrite. La minéralisation est surtout concentrée dans des veinules de quartz-calcite-clinocllore syn- et post-déformation ductile.

Cette unité (voir figures 11, 12 et 13) se présente sous forme de lentilles allongées d'épaisseur métrique, avec une extension latérale décamétrique et une extension verticale dominante. L'extension verticale est parallèle à l'attitude de la linéation d'étirement définie par les porphyroblastes d'andésine et par les phénocristaux de quartz boudinés. L'unité 9 forme des lentilles dans l'unité 8.

Unité 10 : Schiste à andalousite-kyanite

Cette unité tabulaire étroite est en contact avec l'unité 8 (voir figures 7, 8 et 9). Il s'agit d'un schiste à grain grossier, gris foncé, caractérisé par des porphyroblastes d'andalousite millimétriques et des porphyroblastes de kyanite lamellaires. Des phénocristaux de quartz bleu corrodés sont fréquemment présents. Des queues de recristallisation en bordure des porphyroblastes ainsi que des trains d'inclusions de quartz (figure 20) et de mica blanc disposés parallèlement à S_1 indiquent une croissance des porphyroblastes

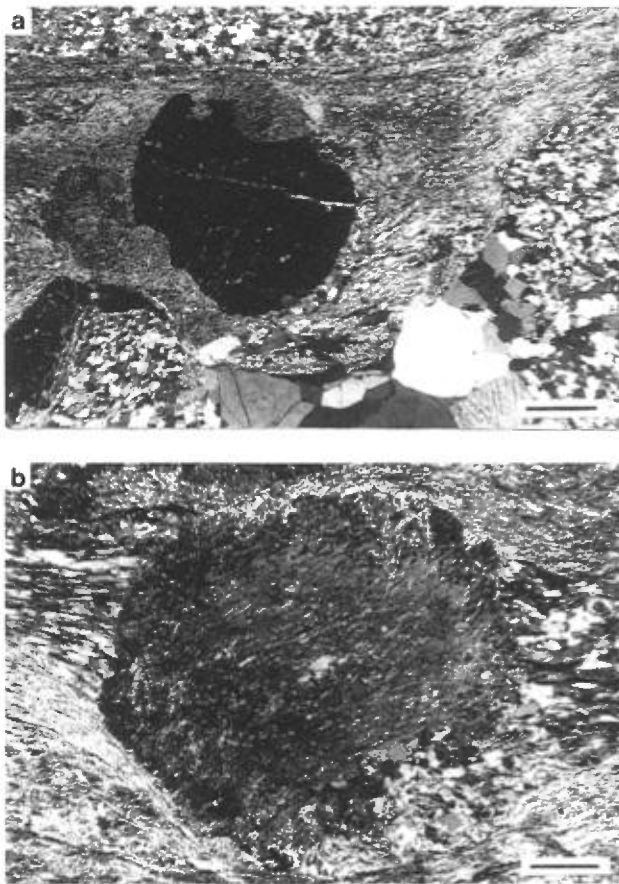


FIGURE 19 – Porphyroblastes dans la brèche phyllonitique grenatifère (unité 8b).

- Photomicrographie de porphyroblastes de grenat bordés par des porphyroblastes de plagioclase. Ces minéraux sont associés aux rubans séricitiques dans la phyllonite. Échantillon 87-4-18. Échelle = 0,5 mm.
- Photomicrographie d'un détail de la texture d'un porphyroblaste de plagioclase. Noter la schistosité interne sigmoïdale. Cette texture indique la croissance syn-cinématique (par rapport à S_1) du porphyroblaste ainsi que la nature non coaxiale du régime de déformation à ce moment. Échantillon 87-4-18. Échelle = 0,2 mm.



FIGURE 20 – Photomicrographie d'un porphyroblaste d'andalousite de l'unité 10. Noter le phénocrystal de quartz recrystallisé dans le coin supérieur droit. Échantillon 87-8-5. Échelle = 0,5 mm.

postérieure au développement de S_1 . La présence de phénocristaux de quartz bleu corrodés indique que le protolithe est d'origine ignée.

Unité 11 : Pyrite massive

Cette unité (figures 8 à 13 inclusivement) se présente typiquement sous forme de corps lenticulaires de plusieurs dizaines de mètres de longueur et de 1 à 4 mètres d'épaisseur. La pyrite constitue jusqu'à 97% de l'unité avec des traces de quartz, de muscovite, de paragonite, de grenat interstitiel ou en intercroissance avec la pyrite. Ces intercroissances de pyrite-minéraux métamorphiques, de même que la tendance des cristaux de pyrite à présenter des points triples avec des contacts à 120° , indiquent une recrystallisation des corps de pyrite massive lors du métamorphisme (figure 21a). La sphalérite, la chalcoppyrite et la pyrrhotite peuvent se présenter en inclusions dans la pyrite. La minéralisation aurifère est intimement associée à l'unité 11.

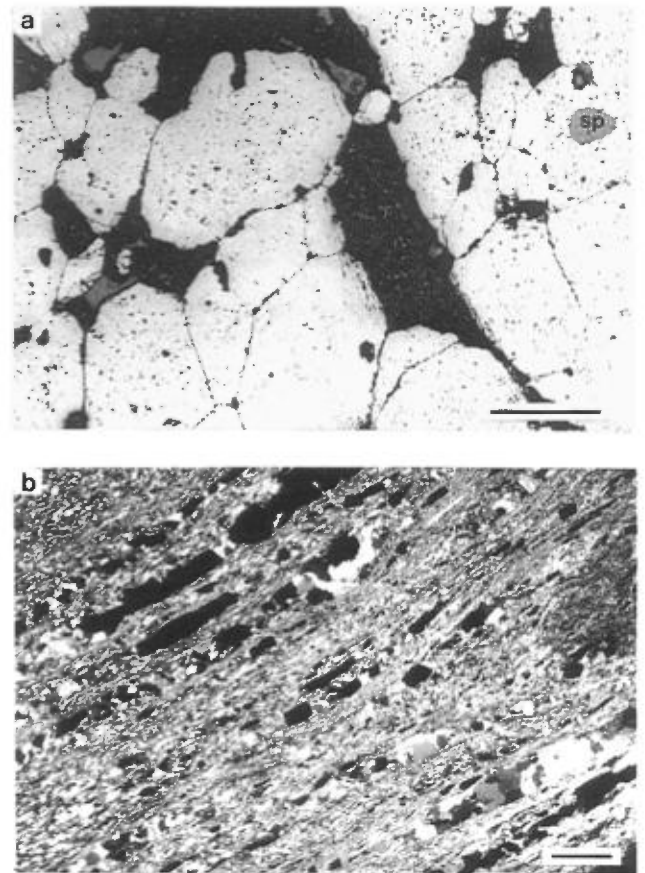


FIGURE 21 – Grains de pyrite dans les unités 10 et 11.

- Photomicrographie. Texture de la pyrite massive (unité 11). Lumière réfléchie. Noter l'inclusion arrondie de sphalérite (Sp) dans un grain de pyrite ainsi que la tendance des grains de pyrite à présenter des points triples orientés à 120° . Échelle = 0,4 mm.
- Photomicrographie de schiste à andalousite (unité 10). La pyrite se présente dans des veinules de quartz qui se distinguent par des grains grossiers de quartz par opposition aux grains plus petits de la mésostase. Les veinules de quartz-pyrite sont fortement transposées sur la foliation. Les grains de pyrite sont de forme lamellaire et sont disposés parallèlement à la foliation. Échelle = 0,3 mm.

Unité 12 : Unité siliceuse à andalousite-kyanite

Cette unité (figures 7 à 13 inclusivement) est présente dans la zone principale en contact et généralement au nord de la pyrite massive. Il s'agit d'une roche grisâtre très grossièrement foliée qui montre des signes répétés de fracturation et de cimentation. La nature du ciment évolue du quartz gris au quartz fumé puis au quartz-sulfures. Le matériel initial ou ce qui subsiste du protolithe est essentiellement composé d'oxydes de titane disséminés et de quartz à grain fin avec des contacts suturés. De rares "yeux" de quartz sont observés (figure 21). L'andalousite et la kyanite sont associées à de fines fractures et au ciment tardif. La possibilité que cette unité soit formée par remplacement et qu'elle résulte d'une silicification intense doit être considérée. La rareté de reliques texturales ou minéralogiques clairement primaires, outre les phénocristaux de quartz, rend problématique l'identification du protolithe de cette unité. Toutefois, le profil de terres rares d'un échantillon typique de cette unité est comparable avec les profils des unités clairement d'origine volcanique ou volcanoclastique (figure 6). Les phénocristaux de quartz de cette unité et sa signature géochimique indiquent donc son affinité avec les métafelsites adjacentes. Le protolithe de l'unité 12 a cependant subi une silicification importante qui la caractérise.

ORIGINE DES YEUX DE QUARTZ BLEU

Plusieurs lithologies présentes à LaRonde contiennent des yeux de quartz bleu. Ceux-ci sont présents tant dans les roches fraîches que dans les roches altérées et déformées. Il importe de bien cerner l'origine de ces cristaux de quartz bleu dans la mesure où ils représentent des reliques potentielles de protolithes volcaniques dans les métafelsites altérées et déformées. Alternativement, une origine métasomatique a été suggérée pour les cristaux de quartz des unités felsiques auxquelles sont associés des dépôts volcanogènes (Hopwood, 1976) et une origine tectonique a été proposée pour les yeux de quartz du district de Bousquet (Williams et Carmichael, 1987).

Les yeux de quartz observés à LaRonde montrent généralement un diamètre de l'ordre de 1 à 2 millimètres. Les cristaux de quartz sont bleus et les surfaces exposées sont généralement chatoyantes. Dans les roches peu déformées, les cristaux de quartz présentent typiquement une morphologie isométrique arrondie ou légèrement elliptique. Des baies de résorption caractérisent également leur morphologie et le matériel matriciel dans ces baies de résorption n'est pas folié, par opposition au matériel matriciel dans lequel est serti le grain (figure 16a). La foliation moule généralement les cristaux de quartz quoique certains plans de foliation se terminent à leur contact (figure 16a et c). Dans les roches déformées, une intercroissance entre les cristaux de quartz et les minéraux de la

matrice est typiquement observée pour les sections des cristaux de quartz disposées perpendiculairement à la foliation (figure 16b). Les intercroissances quartz-matrice sont alignées selon la foliation. Les cristaux de quartz sont dépourvus d'inclusions ordonnées mais montrent communément une extinction ondulante.

Ces caractéristiques texturales sont toutes compatibles avec une origine pré-tectonique des cristaux de quartz. La présence de matériel matriciel non-folié dans les baies de résorption est déterminante en ce sens (Vernon, 1986). Les relations discordantes entre la foliation et la bordure du cristal ne peuvent être invoquées pour justifier une origine syn- ou post-tectonique des cristaux de quartz puisqu'aucune fabrique interne n'y est préservée sous forme d'inclusions alignées (Ferguson et Harte, 1975; Vernon et Flood, 1977; Vernon, 1978, 1986). Ces relations discordantes sont observées tant pour des porphyroblastes post-tectoniques que pour des cristaux nettement antérieurs au développement de la foliation tels des grains détritiques dans des métasédiments (Powell, 1970; Williams, 1972). Le type d'intercroissance observée entre les cristaux de quartz et la matrice foliée peut être formé par des processus métamorphiques durant la déformation (Vernon, 1986).

Les textures associées aux cristaux de quartz de LaRonde démontrent clairement leur âge pré-tectonique. Cet âge n'exclut toutefois pas la possibilité d'une origine métasomatique. Une origine ignée est plus plausible lorsque les cristaux sont automorphes ou sub-automorphes, montrent des baies de résorption, contiennent peu d'inclusions fluides, sont distribués de façon homogène dans une lithologie, sont accompagnés de phénocristaux de feldspath et sont présents dans des roches de composition felsique (Vernon, 1987). Les cristaux de quartz observés rencontrent chacun de ces critères. De plus, les bordures des cristaux de quartz sont typiquement arrondies de part et d'autre des baies de résorption. Cette morphologie est consistante avec le phénomène de résorption (Donaldson et Henderson, 1988).

La couleur bleue des cristaux de quartz est également révélatrice. Ce type de quartz est rencontré dans des roches intrusives felsiques (granite, granodiorite), dans des charnockites, dans des ségrégations siliceuses à l'intérieur d'anorthosites et dans les équivalents métamorphiques de ces roches (voir Zolenski *et al.*, 1988). D'après le contexte géologique local et régional, aucun de ces types de roches n'est susceptible de constituer le protolithe des unités à yeux de quartz bleu du district de Bousquet. Les yeux de quartz bleu sont également rencontrés dans les rhyolites et dans leurs équivalents métamorphiques (Zolenski *et al.*, 1988). Les rhyolites constituent donc le seul protolithe plausible pour les roches à yeux de quartz bleu de LaRonde. La nature de ce protolithe est tout à fait compatible avec

les textures associées aux cristaux de quartz décrites ci-haut. En conséquence, dans les roches métamorphiques peu déformées, ces yeux de quartz bleu sont identifiés comme des phénocristaux alors que dans les équivalents altérés et déformés de ces roches, ils sont identifiés comme des porphyroclastes. De même, les cristaux de plagioclase porphyrique sont identifiés comme des phénocristaux dans les roches peu déformées.

Roches hôtes

LITHOLOGIES HÔTES ET ZONE À PYRITE

À l'échelle de la mine Donald J. LaRonde, la minéralisation aurifère est préférentiellement associée à l'unité 11. La pyrite massive constitue donc la principale source de minerai. En détail cependant, le minerai provient de plusieurs unités, soit, par ordre d'importance, les unités 11, 10, 12 et 8. Les analyses systématiques effectuées dans le cadre de la définition du minerai pour la zone principale indiquent la présence d'une zone de quelques dizaines de mètres d'épaisseur où les teneurs en Au sont supérieures à 0,3 g/t (figures 10 à 13). Cette zone anormale correspond à une partie de la zone à pyrite. L'unité 11 occupe le cœur de la zone pyritisée; elle est composée de plus de 80% de pyrite. Dans les unités 10 et 12, de part et d'autre de l'unité 11, le pourcentage de pyrite se situe entre 10% et 50%. Enfin, dans l'unité 8, le pourcentage de pyrite atteint généralement 15% au contact avec les unités 10 et 12. Ce pourcentage décroît graduellement dans l'unité 8 en s'éloignant de ces contacts. Il existe donc une certaine symétrie dans la distribution de la pyrite de part et d'autre de l'unité 11.

DESCRIPTION DE LA ZONE À PYRITE

La zone à pyrite déborde légèrement la zone à andalousite. Les corps de pyrite massive occupent le cœur de la zone à pyrite. Le contact entre les corps de pyrite massive et l'unité 10 qui constitue normalement leur éponte supérieure est généralement net et parallèle à la foliation S₁. Ponctuellement cependant, le contact est décalé latéralement par rapport à la foliation S₁ (figure 22). La pyrite massive, ainsi que ses contacts avec les unités 10 et 12, montrent des signes de déformation ductile. Ceci inclut :

- une foliation à l'intérieur des corps de pyrite massive;
- le développement de plis qui reprennent les contacts entre les lithologies et la foliation;
- des structures d'étirement hétérogène (boudins et *pinch-and-swell*) soulignées par des enclaves dans la pyrite massive;

- des structures de percée (Maiden, 1976, Maiden *et al.* 1986) au contact entre les unités 10 et 11.

Ces structures confirment la participation de la pyrite massive à la déformation ductile. Outre des fragments d'éponte foliés, on observe dans la pyrite massive des fragments non foliés de métafelsite porphyrique silicifiée (figure 23). Ces fragments exempts de fabriques de déformation ductile indiquent une mise en place de la pyrite antérieure à la déformation ductile. Les cristaux de pyrite dans l'unité 11 sont recristallisés (figure 21a) et montrent une granulométrie homogène sauf au contact avec l'unité 10 où le grain diminue sur quelques millimètres.

La foliation développée dans les corps de pyrite massive est définie par un litage compositionnel. Celui-ci correspond à l'alternance de bandes de schiste à andalousite et de bandes de pyrite massive (figures 24, 25 et 26). La largeur des bandes de schiste à andalousite est inversement proportionnelle à leur longueur; on observe de larges variations dans la taille de ces bandes, du boudin décimétrique au feuillet d'épaisseur millimétrique et d'extension métrique. Les feuillets sont concentrés près des bordures des corps de pyrite massive alors que les boudins sont rassemblés à leur centre.

Dans l'unité 10, la pyrite est présente sous deux formes: en filonnets massifs concordants avec les fabriques planaires et sous forme apparemment disséminée. Les filonnets ont une épaisseur de 1 mm à 4 cm. La pyrite disséminée est en fait associée à des veinules de quartz généralement subparallèles à la foliation S₁. Cette foliation, tout comme les veinules, est fortement crénulée par les fabriques S₂ et S₃ (figures 27 et 28).

Le contact entre les corps de pyrite massive et le schiste à andalousite siliceux (unité 12), leur éponte inférieure normale, est de nature plus transitionnelle (figure 22). Typiquement, la pyrite se présente dans l'unité 12 sous forme de filonnets massifs identiques à ceux de l'unité 10 dans les secteurs où l'unité est bien foliée (figure 29b). Dans les secteurs où la foliation est grossièrement développée ou absente, la texture générale est plutôt bréchiforme. La pyrite se présente alors en amas discordants (figure 29a) ou est associée avec le quartz enfumé et tient lieu de ciment entre les fragments de l'unité 12.

Dans l'unité 8, la pyrite est typiquement sous forme de veinules millimétriques de quartz-pyrite. Le pourcentage de quartz dans ces veinules augmente vers l'extérieur de la zone métasomatique. Ces veinules sont typiquement transposées sur S₁ (figure 30a et b). La pyrite se présente également sous forme de grains ou d'amas lamellaires disposés selon la foliation S₁. Dans le cas des amas, les contacts inter-grains montrent des points triples et font un angle de 120°.

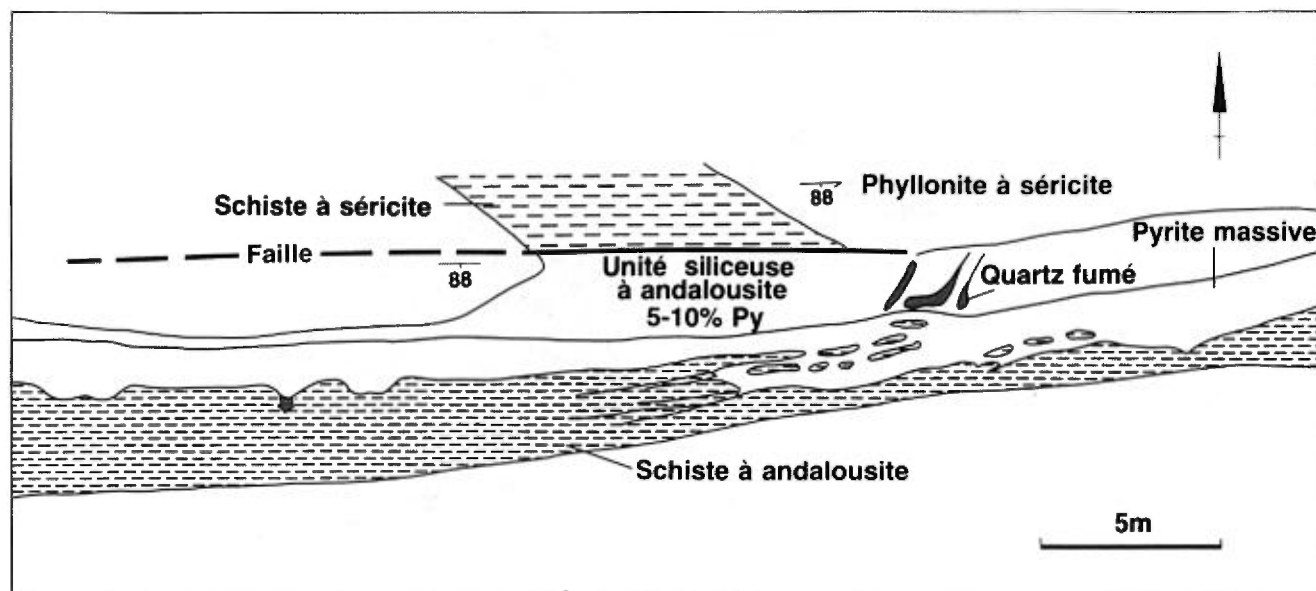


FIGURE 22 – Déformation du contact entre les corps de pyrite massive et le schiste à andalousite. Vue en plan, niveau 8 de la mine LaRonde (Dumagami).

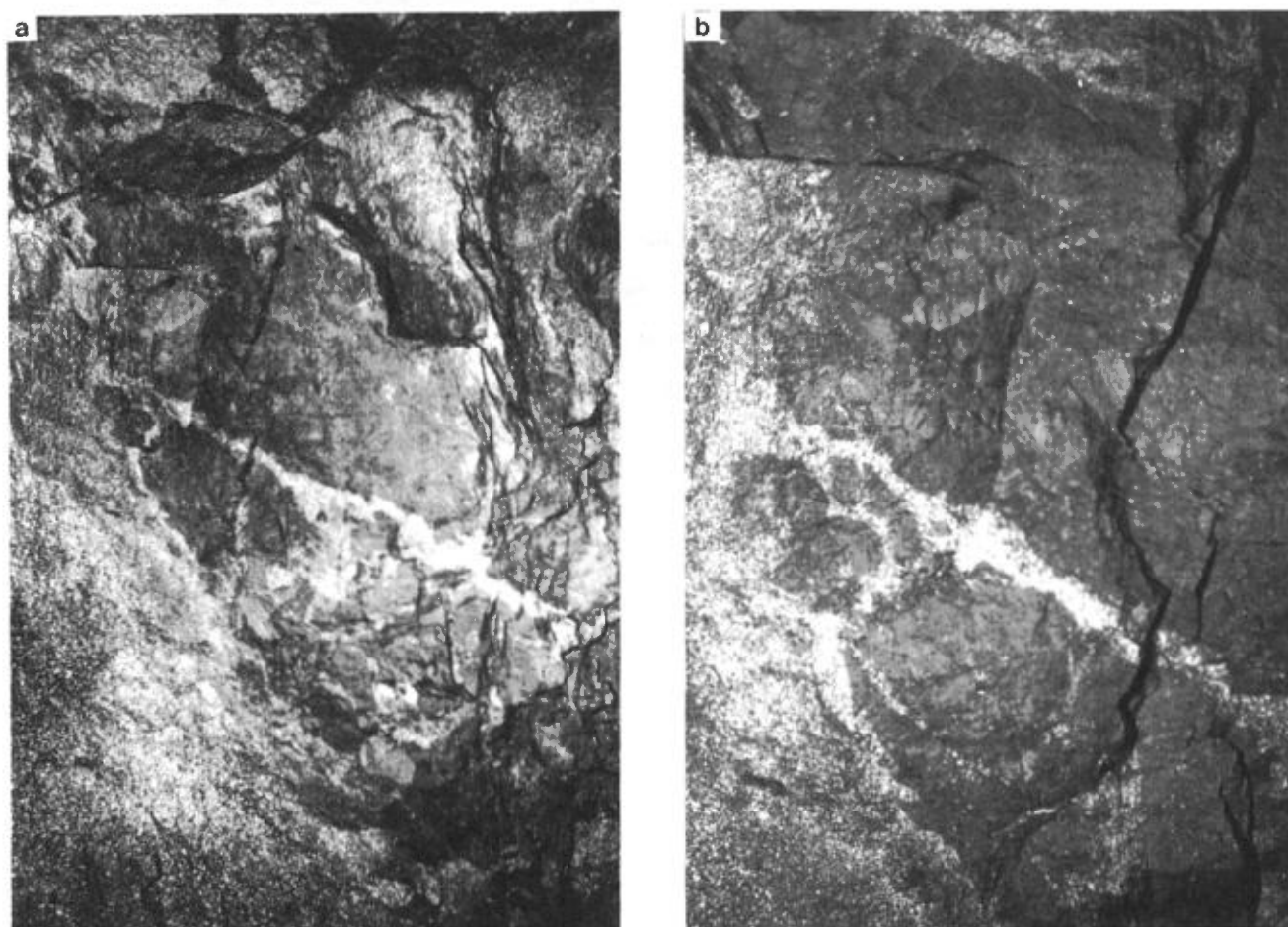


FIGURE 23 – Fragments siliceux dans la pyrite massive (unité 11).

- a) Fragment siliceux à andalousite, non folié, encaissé dans la pyrite massive.
- b) Détail de la fabrique de la figure 23a (tiers supérieur gauche). Des fragments gris clair cimentés par du quartz enfumé composent les fragments siliceux.

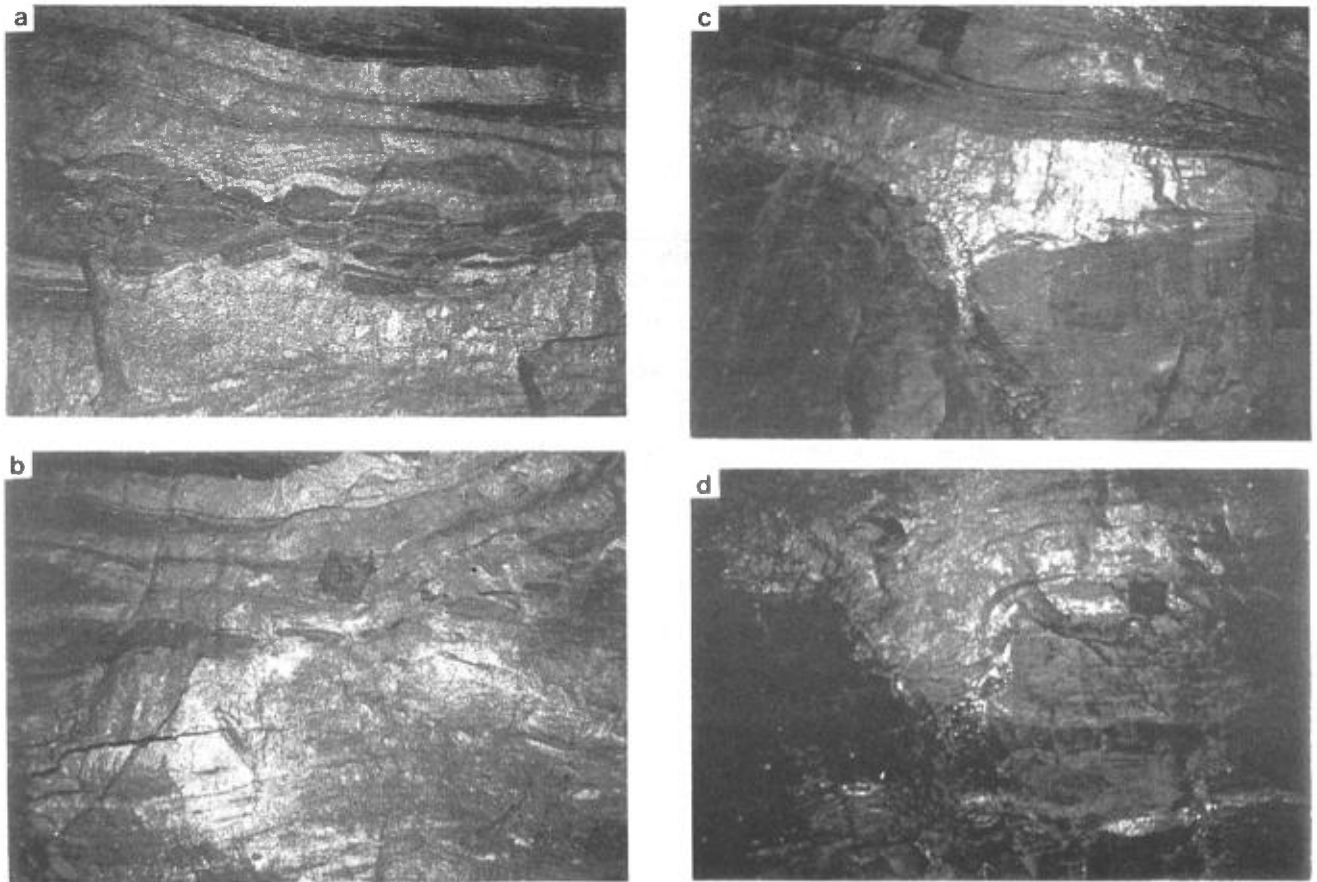


FIGURE 24 – Fabriques diverses dans la pyrite massive (unité 11).

- a) Pyrite massive contenant des enclaves de schiste à andalousite. Ces enclaves montrent un taux de déformation très variable. Les plus déformées produisent un litage compositionnel dans la pyrite massive. Les arêtes des plaques de boulonnage mesurent 15 cm.
- b) Enclaves de schiste à andalousite (unité 10, gris foncé), de l'unité siliceuse à andalousite (unité 12, gris clair) et de quartz enfumé (noir) dans la pyrite massive.
- c) Veine de quartz recoupant le schiste à andalousite à proximité du contact avec la pyrite massive. Noter le fluage d'amplitude limité de la pyrite massive vers la veine de quartz ainsi que la veinule de pyrite massive qui recoupe la veine de quartz enfumé.
- d) Structure de percée au contact de la pyrite massive. Noter le fluage de la pyrite massive mis en évidence par la déflexion du litage compositionnel formé par les fragments.

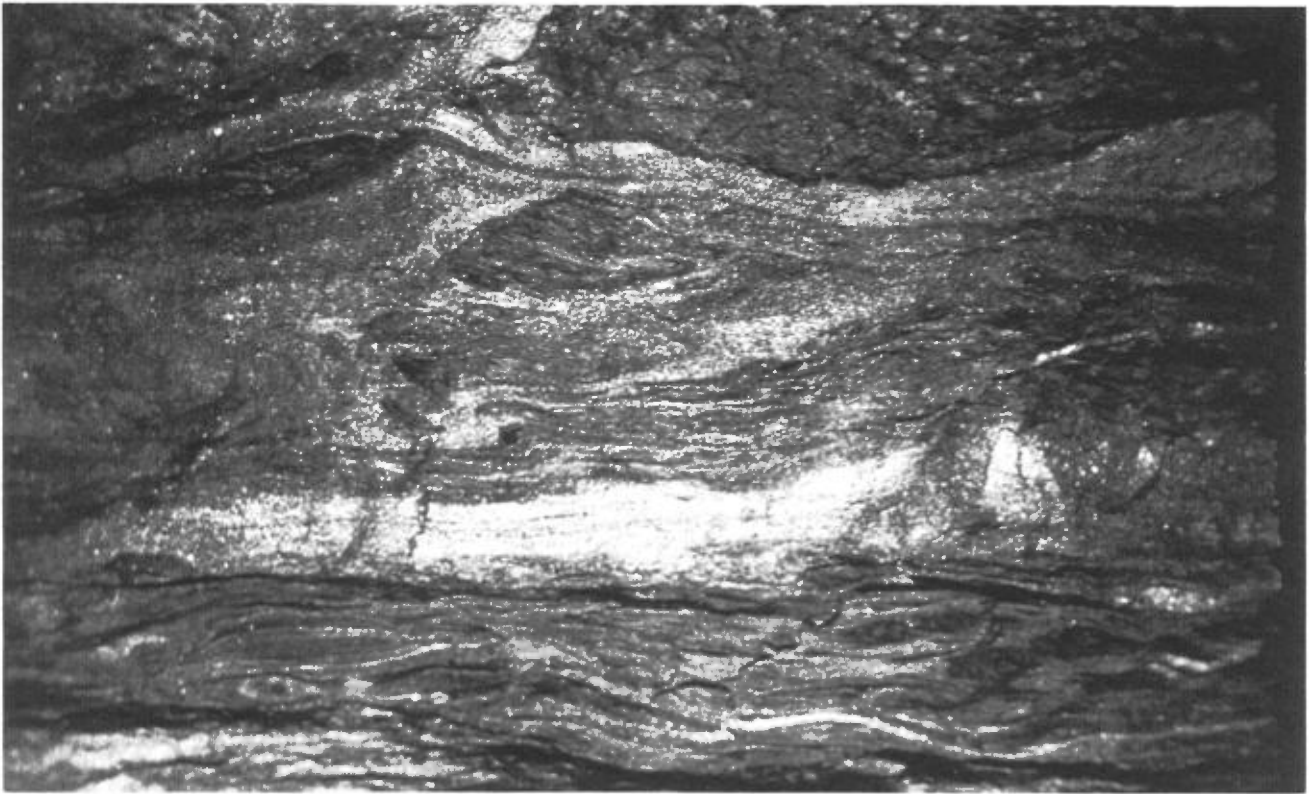


FIGURE 25 – Transposition du litage compositionnel dans les corps de pyrite massive. Mine LaRonde (Dumagami).

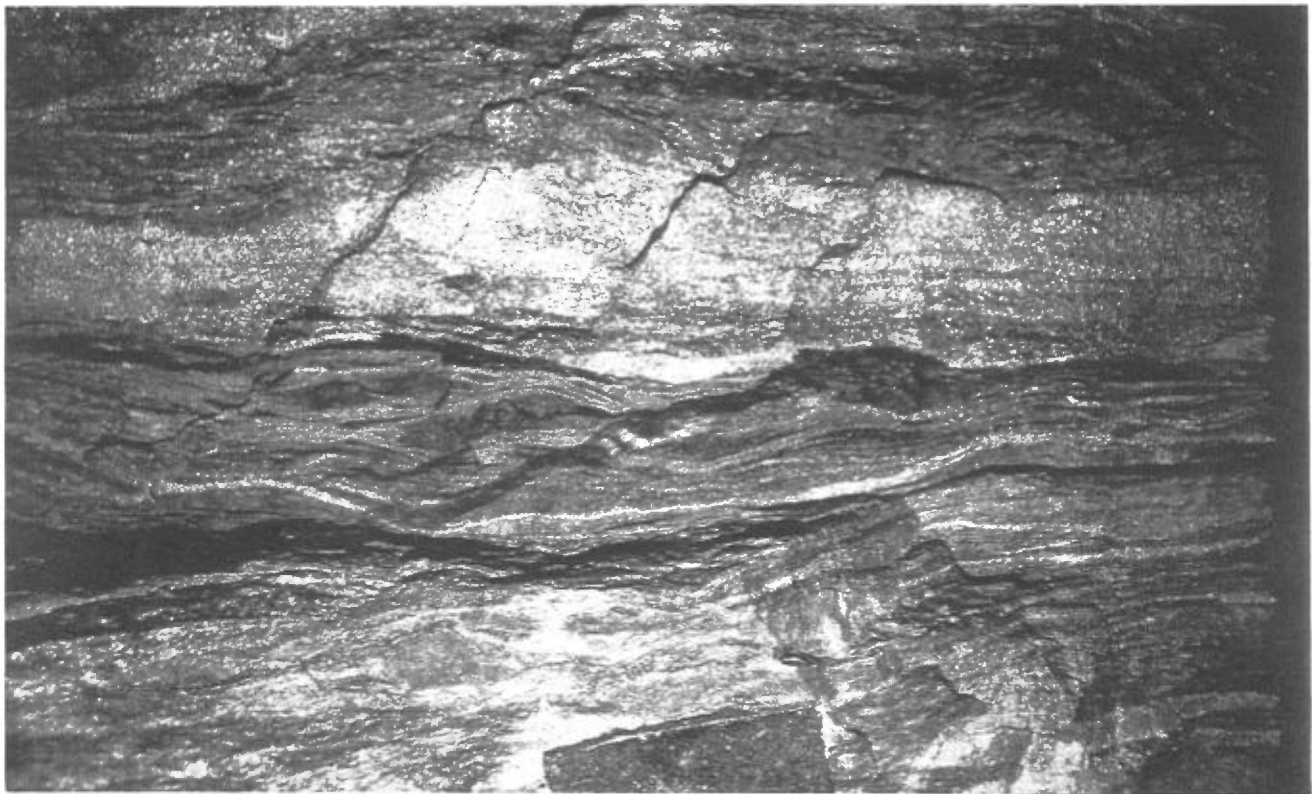


FIGURE 26 – Détail de la fabrique de la pyrite massive. La zone de contact avec la pyrite massive est ici caractérisée par des structures d'étirement asymétriques. Les bandes de schiste à andalousite encaissées dans la pyrite montrent une structure d'étirement hétérogène de type 2A (voir Hanmer, 1986). Cette structure indique une composante de cisaillement lors de la formation de structures de pinch-and-swell à partir des bandes de schiste à andalousite. Le cisaillement est canalisé par la fabrique anisotrope du schiste à andalousite et résulte en une rotation antithétique des zones de renflement (swells) par rapport à la fabrique globale. Mine LaRonde (Dumagami).

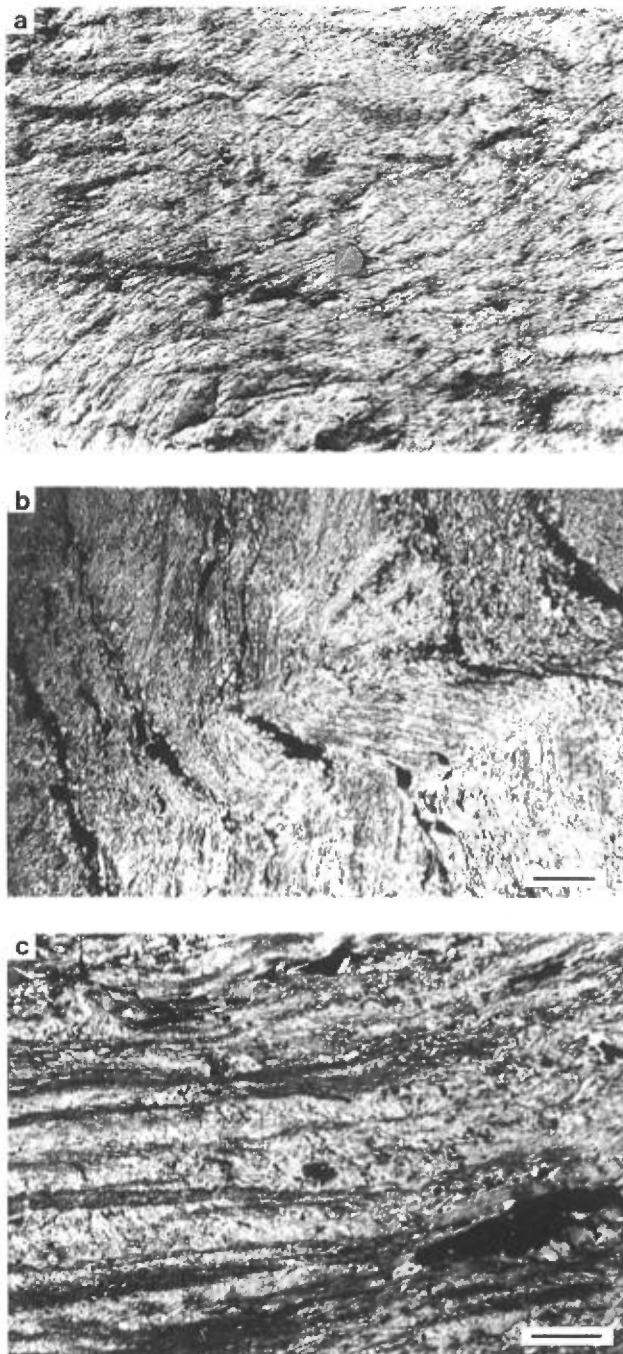


FIGURE 27 – Fabrique reliées à S₂ et S₃.

- Clivage de crénulation S₃ oblitérant la foliation S₁ (rubanement dans l'unité 8).
- Photomicrographie. Pli P₃ dont le plan axial est coplanaire avec le clivage de crénulation S₃. Les fabriques S₁ et S₂ sont reprises par ce pli. Échantillon 87-6-77 de l'unité 8b. Échelle = 1 mm.
- Photomicrographie. Détail de la fabrique S₂ de la figure 27b. Noter la schistosité S₁ crénulée par le clivage S₂. Échelle = 0,5 mm.

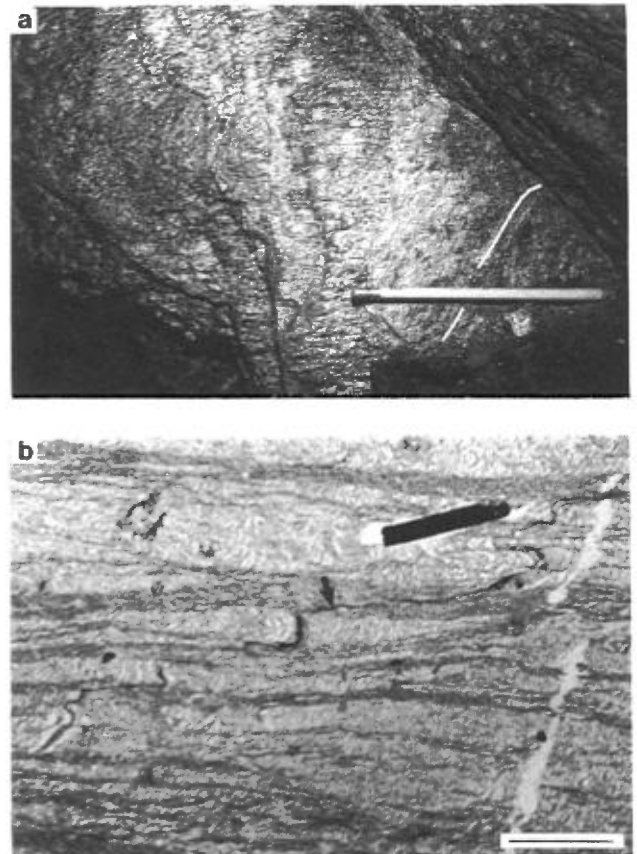


FIGURE 28

- Linéation minérale plongeant abruptement vers l'ouest (parallèlement au trait blanc) et linéation d'intersection entre S₁ et S₂ subhorizontale (parallèlement au crayon) observées dans le plan de la schistosité S₁ dans le schiste à andalousite (unité 10).
- Phyllonite (unité 8). La schistosité S₁ ainsi qu'une veinule de quartz (Qz) sont reprises par un clivage de crénulation (S₂). Un mince film de rutile (flèche) disposé parallèlement à S₁ est également crénulé. Échantillon 87-6-77. Échelle = 0,5 mm.

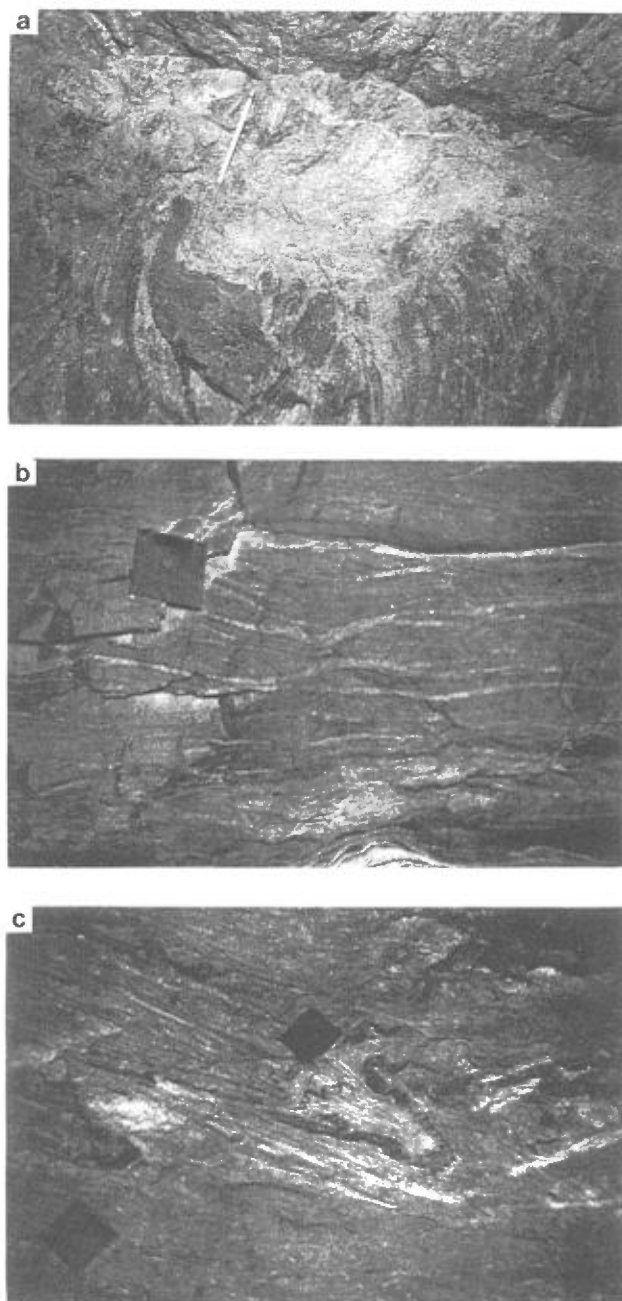


FIGURE 29 – Disposition de la pyrite dans l'unité 12.

- a) Schiste à andalousite siliceux (unité 12) recoupé par un amas de pyrite massive.
- b) Unité 12. La pyrite est disposée en bandes concordantes avec le plan d'anisotropie générale. Ce plan et les bandes de pyrite massive sont repris par des zones discrètes de déformation ductile. Cette fabrique composite est analogue à celles produites par des clivages de crénulation extensionnels (voir Platt et Vissers, 1980).
- c) Veines précoces de quartz enfumé transposées dans l'unité 8.

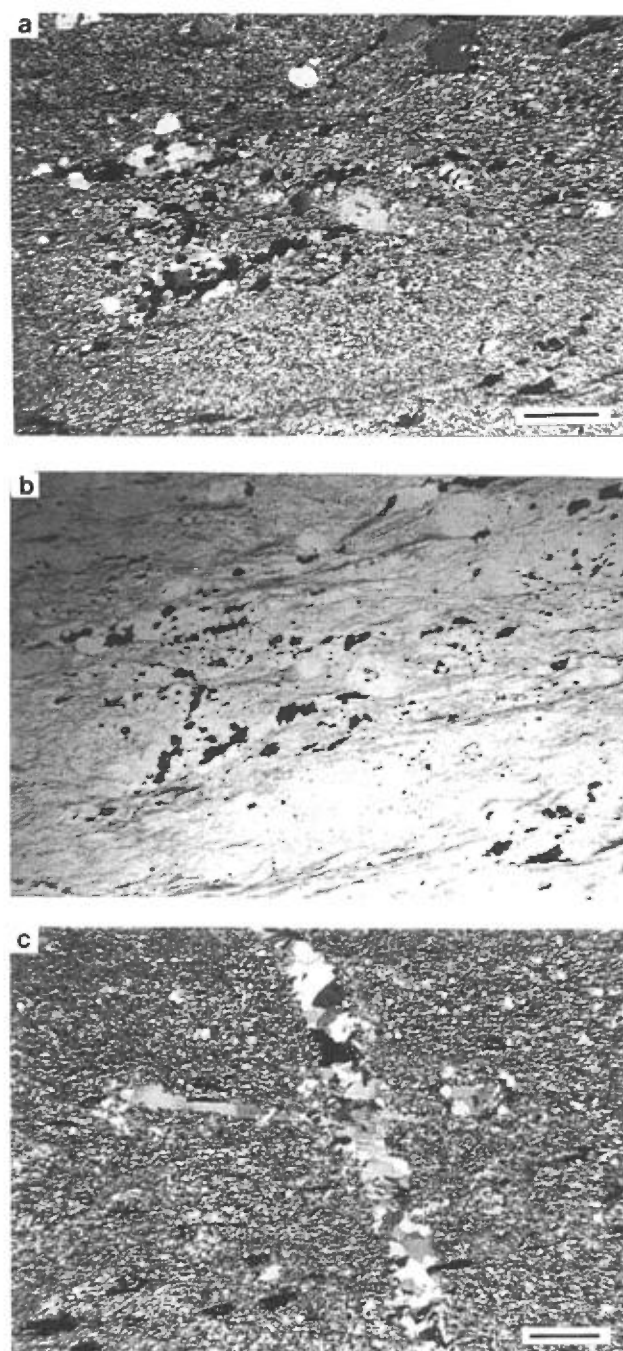


FIGURE 30

- a) & b) Photomicrographie. Veinules précoces de quartz-pyrite-sphalérite transposées sur la foliation dans l'unité 8b. Vue en nicols croisés en a et en nicols parallèles en b. Échantillon 87-4-59. Échelle = 1mm.
- c) Photomicrographie. Veinules tardives de quartz et de quartz-carbonate dans l'unité 7. Échantillon 87-4-78. Échelle = 0,5 mm.

Structure

Structure régionale

Les principales étapes de la déformation du Groupe de Blake River correspondent à un stade de tectonique de décrochement (D₁) suivi d'un stade de compression nord-sud (D₂) (voir Hubert *et al.*, 1984; Hubert et Ludden, 1986). Le stade D₁ amène le développement de failles orientées WNW – ESE et de plis et de schistosités orientés NW-SE. Ces structures sont reprises lors du stade D₂ par des failles, des plis, des schistosités et des clivages de pression-solution orientés E-W. Une linéation d'étirement plongeant abruptement est associée aux schistosités orientées E-W (Dimroth *et al.*, 1983a). La déformation D₂ est hétérogène. Le coeur du bloc de Blake River ne montre que des effets discrets de la déformation D₂. Les effets de cette déformation se font surtout sentir sur le pourtour du bloc de Blake River, à savoir dans les couloirs des failles de Larder Lake-Cadillac, Porcupine-Destor et du Lac Parfouru. Des failles orientées NE-SW et NW-SE résultent également de la déformation D₂.

Structure locale

DONNÉES PÉTROGRAPHIQUES

Les roches qui constituent l'empilement volcanique felsique de la mine LaRonde présentent des caractères pétrographiques, tant minéralogiques que texturaux, largement sinon complètement hérités de leur histoire tectono-métamorphique. Les textures ainsi que la composition minéralogique de ces lithologies sont fortement attribuables à l'événement tectonique responsable du développement de la foliation régionale dans ces roches ainsi qu'au métamorphisme régional associé (M₁). Les modifications apportées aux caractères pétrographiques primaires de ces lithologies sont telles que ceux-ci sont parfois complètement oblitérés.

La portion du Groupe de Blake River où est localisé le gisement de LaRonde est donc caractérisée par l'intensité du dynamo-métamorphisme qui l'a affectée. On observe peu de marqueurs stratigraphiques dans ces métavolcanites. La foliation constitue l'élément structural le plus marqué. Cette foliation est orientée E-W et inclinée abruptement vers le sud (figure 31a). Le caractère marqué de cette foliation et son attitude sont des caractéristiques des roches du LTD 1 (Domaine lithotectonique 1) du Groupe de Blake River des cantons de Bousquet et de Cadillac. L'attitude de cette foliation est similaire à celle de la foliation S₂ répertoriée ailleurs dans le Groupe de Blake River (voir Hubert *et al.*, 1984). En raison de l'intensité de la déformation D₂ à LaRonde, les éléments structuraux

antérieurs sont généralement oblitérés et la foliation régionale S₁ n'est pas préservée. Conséquemment, la foliation orientée E-W et subverticale observée à LaRonde est notée S₁. L'âge relatif des éléments pétrographiques répertoriés (minéraux, foliations, veines) a donc été établi par rapport à l'âge des minéraux qui constituent l'expression pétrographique de la foliation S₁. Ces éléments sont classés selon leur âge par rapport à la foliation S₁. Ils peuvent être contemporains de la déformation ductile et du métamorphisme prograde et sont alors *syngénétiques* par rapport à ces événements alors que les éléments antérieurs à la déformation ductile et du métamorphisme prograde sont *protérogènes* et que les éléments postérieurs à la déformation ductile et au métamorphisme prograde sont *hystérogènes* [nomenclature des roches métamorphiques selon Bard (1980) où ces termes sont employés dans un contexte pétrographique et ne font pas référence aux processus minéralisateurs mais aux processus tectono-métamorphiques]. En plus de reconnaître ces trois classes d'éléments pétrographiques, nous avons fait la distinction entre les éléments syngénétiques précoces et tardifs. Nous avons *a priori* reconnu ainsi quatre générations d'éléments pétrographiques et structuraux:

- A. les minéraux, les veines et les structures antérieurs à la foliation S₁ (éléments protérogènes ou prédéformation ductile);
- B. les minéraux associés au métamorphisme régional et à la foliation S₁ (éléments syngénétiques précoces ou syndéformation ductile);
- C. les minéraux, les foliations et les veines postérieurs à la foliation S₁ qui traduisant des conditions de déformation ductile (éléments syngénétiques tardifs ou tardidéformation ductile);
- D. les minéraux et les veines postérieurs aux foliations (éléments hystérogènes ou post-déformation ductile).

Les données pétrographiques propres à chaque unité ont été compilées sous forme de tables paragénétiques (annexe F).

A. Éléments protérogènes ou prédéformation ductile

Les minéraux antérieurs à la déformation et au métamorphisme régional sont rarement préservés à LaRonde. Entrent dans cette catégorie certains grains de quartz et d'albite des métagres ainsi que les phénocristaux de quartz corrodés et d'albite des diverses unités felsiques. Des veines fortement déformées et typiquement transposées sur la foliation régionale sont présentes dans la plupart des unités. Ces veines

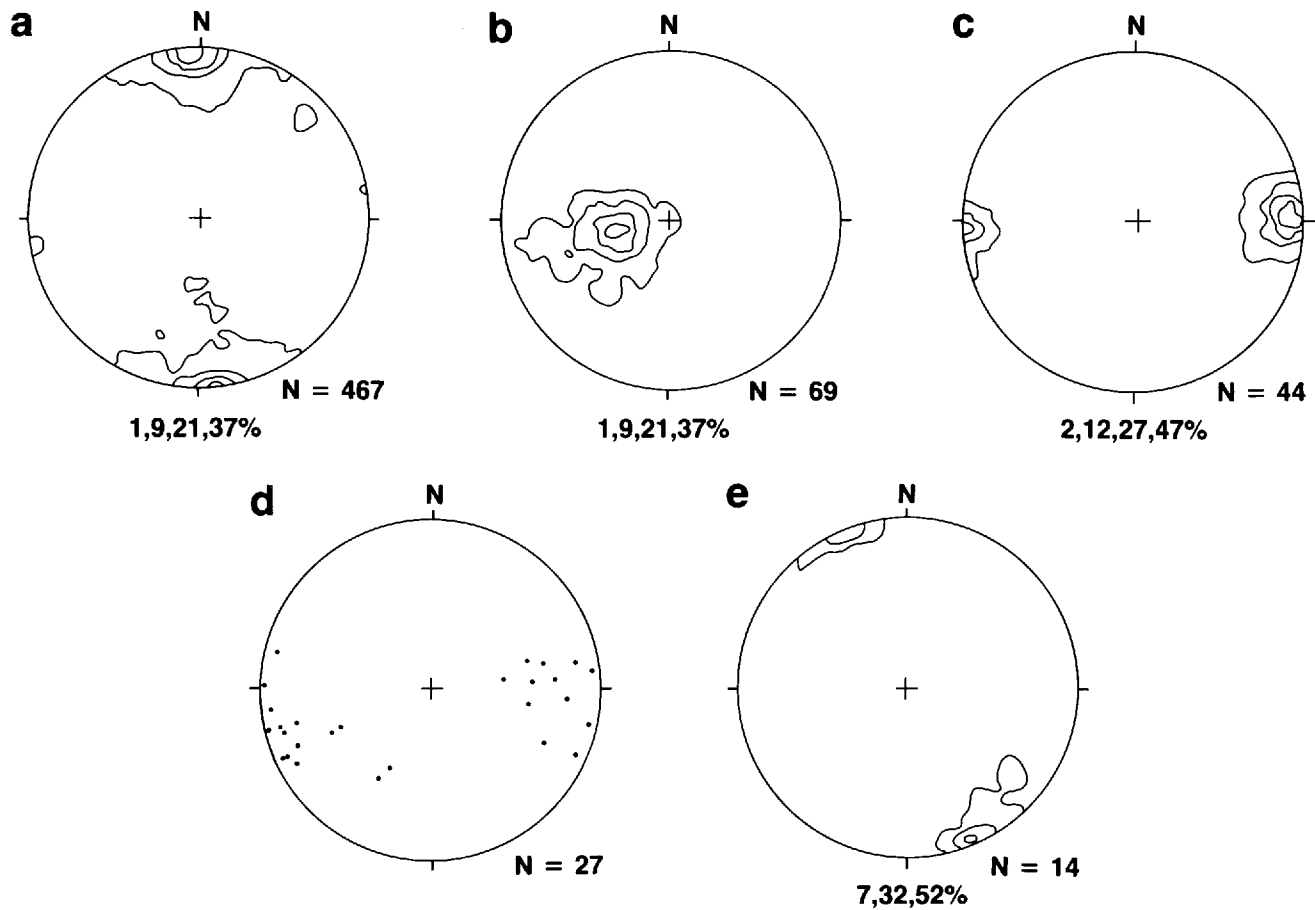


FIGURE 31 – Stéréogrammes de la schistosité S_1 (a), des linéations minérales et d'étirement associées à S_1 (b), de la linéation d'intersection entre S_1 et S_2 (c), des axes de pli P_2 (d) et du clivage de crénulation S_3 (e).

précoces (V_1 dans l'annexe F) sont typiquement composées de quartz-pyrite-clinocllore dans les unités 5, 7, 8, 10 et 12, de quartz-calcite $\pm$ pyrite $\pm$ pyrrhotite dans les unités 2, 3, 4 et 6 et de quartz-calcite $\pm$ pyrite $\pm$ sphalérite dans les unités 8b et 9 (figures 29c, 30a et b). Le litage n'est identifiable, à l'échelle microscopique, que dans les métasédiments du Groupe de Cadillac.

B. Éléments syngénétiques précoces ou syndéformation ductile

La deuxième génération d'éléments pétrographiques regroupe les éléments associés à la déformation et au métamorphisme principal. La foliation S_1 s'exprime à travers l'alignement des cristaux de mica blanc, de chlorite et de quartz dans la plupart des unités. Des films minces de minéraux "insolubles", en particulier des oxydes de titane et du graphite (hors des zones minéralisées), sont disposés de façon concordante par rapport à S_1 (figure 28b). Des porphyroblastes sont présents dans la plupart des unités métamorphiques. Parmi ces porphyroblastes, le grenat, l'andalousite et le plagioclase montrent une schistosité interne sygmoïdale (figure 19b). Les ombres de pression en bordure de ces porphyroblastes sont déformées par S_2 et la schistosité interne des porphyroblastes doit donc cor-

respondre à la schistosité externe S_1 . Ces relations indiquent que les porphyroblastes de grenat, de plagioclase et d'andalousite sont synchroniques par rapport à S_1 . Des porphyroblastes de biotite sont présents dans les métagrès et dans les schistes à plagioclase-biotite-chlorite. Une linéation minérale bien développée est observée sur S_1 (figure 28a). Cette linéation correspond à l'orientation du grand axe des porphyroblastes de plagioclase, des porphyroclastes de quartz et des zones abritées en bordure de ces minéraux et des porphyroblastes de grenat et d'andalousite. Une génération de veines (V_2 dans l'annexe F) est plus ou moins synchronique avec ces minéraux. Ces veines recoupent la foliation régionale et sont légèrement déformées et recoupées par des éléments de la troisième génération. Elles sont composées de quartz-pyrite-clinocllore. Dans les unités 8, 9, 10 et 12, elles peuvent également contenir $\pm$ sphalérite $\pm$ muscovite $\pm$ calcite.

C. Éléments syngénétiques tardifs ou tardidéformation ductile

Des minéraux formés postérieurement au pic de température du métamorphisme sont observés à LaRonde. Il s'agit de minéraux soulignant des folia-

tions dont le développement est postérieur à S₁, mais qui indiquent toujours des conditions de déformation ductile ou de la zone de transition fragile-ductile. Les unités 8 et 10 sont caractérisées par le développement d'un clivage de crénulation (S_{2a}) fortement incliné vers le nord et orienté E-W. La foliation S₂ crénule S₁ et l'intersection de ces deux fabriques produit une linéation d'intersection faiblement inclinée vers l'est (figures 28a et 31c). La contrepartie conjuguée de S_{2a} (S_{2b}) par rapport à la foliation régionale est fortement inclinée vers le sud; elle est cependant beaucoup plus discrète. Dans les unités à andalousite, des porphyroblastes de kyanite montrent une schistosité interne microplissotée (figure 32a); ils sont donc postérieurs au clivage de crénulation S₂.

Un clivage de crénulation (S₃) orienté ENE et d'attitude subverticale est irrégulièrement développé dans toutes les unités (figure 27a et 31e). Les phyllosilicates (micas blancs et chlorites) et le quartz présents dans les diverses lithologies représentent les minéraux impliqués dans le développement de ces fabriques tardidéformation ductile (S_{2a}, S_{2b}, S₃). Les mêmes minéraux sont présents dans les zones abritées

en bordure des porphyroblastes de grenat, de plagioclase et d'andalousite ainsi qu'en bordure des phénocristaux, des porphyroclastes et des grains détritiques de quartz et d'albite. On observe également de la sphalérite dans les zones abritées en bordure des porphyroblastes de grenat.

D. Éléments hystérogènes ou postdéformation ductile

On observe dans les roches de LaRonde toute une série de minéraux qui résultent de la rétromorphose des minéraux plus anciens. Ainsi, l'andalousite et la kyanite peuvent être remplacées partiellement ou totalement par un assemblage de diaspore-pyrophyllite-quartz $\pm$ paragonite $\pm$ corindon $\pm$ kaolinite (figure 32a, b et c). La biotite et parfois le grenat sont partiellement chloritisés. Des porphyroblastes de chamosite postérieurs à S₃ sont également associés à cette phase de rétromorphose dans les unités 2, 4, 5 et 6. Ces porphyroblastes croissent au détriment des micas blancs. Des veines tardives (V₃, annexe F) recoupent toutes les fabriques planaires. Elles sont composées de quartz-calcite $\pm$ pyrite $\pm$ pyrrhotite $\pm$ épidote $\pm$ chlorite pour les

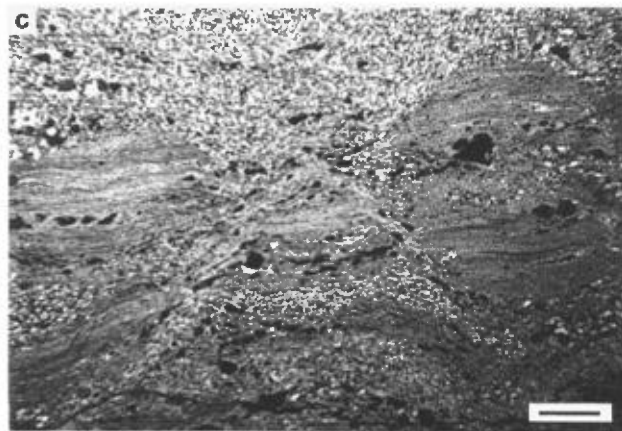
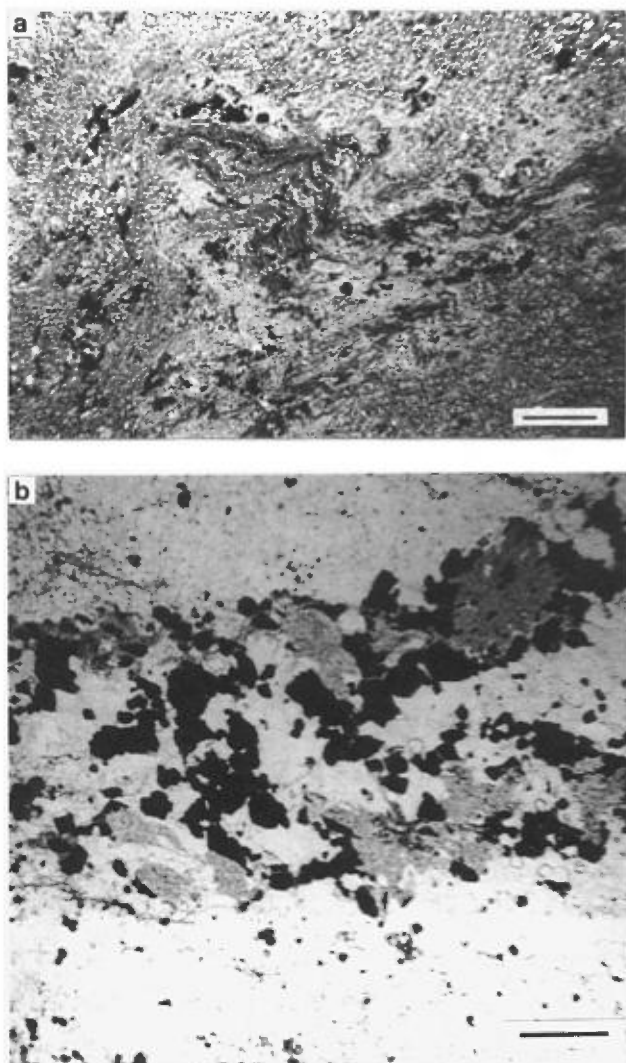


FIGURE 32 – Porphyroblastes de kyanite et d'andalousite.

- Photomicrographie. Porphyroblastes de kyanite dans l'unité 10. On observe une schistosité interne microplissotée dans ces porphyroblastes qui sont partiellement remplacés par des assemblages de minéraux rétrogrades. Ces textures indiquent que la kyanite est postérieure à la crénulation et que la rétromorphose est postérieure à la formation de la kyanite. Échantillons 75-1-111. Échelle = 1 mm.
- Photomicrographie. Amas de pyrophyllite-kaolinite pseudomorphes des porphyroblastes d'andalousite associée à la pyrite dans l'unité 12. Échantillon 87-2-66. Échelle = 1 mm.
- Photomicrographie. Porphyroblastes d'andalousite rétrogradée dans l'unité 8b. Les grains de pyrite et les films de rutile définissent une schistosité interne dans ces porphyroblastes. L'andalousite est complètement remplacée par un assemblage rétrograde de pyrophyllite-diaspore-kaolinite. Échantillons 87-6-77. Échelle = 1 mm.

unités 2 à 7 et 9 (figure 30c), et de quartz $\pm$ calcite $\pm$ pyrite $\pm$ sphalérite $\pm$ chalcopryrite $\pm$ bornite $\pm$ chalcocite $\pm$ galène $\pm$ or $\pm$ stromeyerite-mckinstryite pour les unités 8, 10, 11 et 12 (figures 33a et 34b). Des veines de quartz enfumé-kyanite-muscovite recoupent les unités 10 et 12. Les cristaux de kyanite y sont aciculaires et atteignent une taille de plusieurs centimètres. Ils sont disposés perpendiculairement aux murs des veines. Des veinules de kaolinite recoupent également les unités 8, 10, 11 et 12. Les unités 2, 4, 5, 6, 7 et 9 sont légèrement carbonatisées. Cette carbonatation apparaît synchrone à la phase de rétrogenèse ainsi qu'aux veines tardives.

Des failles caractérisées par des boues séricitiques recoupent les fabriques et veines décrites précédemment. Les failles les plus importantes sont orientées E-W et abruptement inclinées vers le sud (figure 35). Des failles subsidiaires curviplanaires orientées ESE y sont reliées. Les stries présentes sur les plans de faille sont subhorizontales et indiquent que les mouvements liés à ces failles sont de type décrochant. Les failles

subverticales orientées NW-SE montrent des déplacements dextres et celles orientées NE-SW montrent des déplacements senestres. L'amplitude de ces déplacements dépasse rarement un mètre.

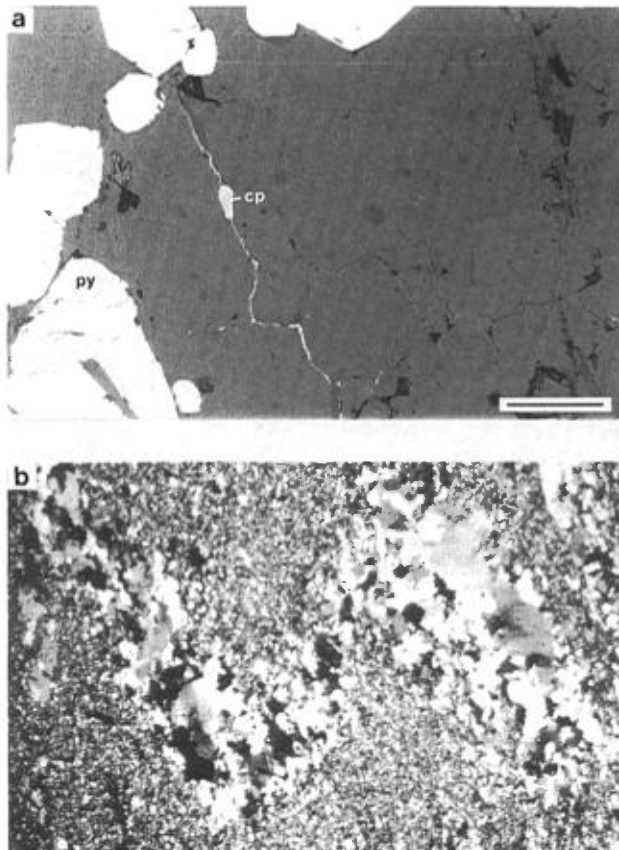


FIGURE 33

- a) Photomicrographie. Veinule de chalcopryrite (cp) dans l'unité 12. Noter la fracturation des grains de pyrite (py) adjacents. Lumière réfléchie. Échantillon 87-6-32. Échelle = 0,1 mm.
- b) Photomicrographie. Veinule de quartz transposée dans l'unité 8. Échantillon 87-4-150.

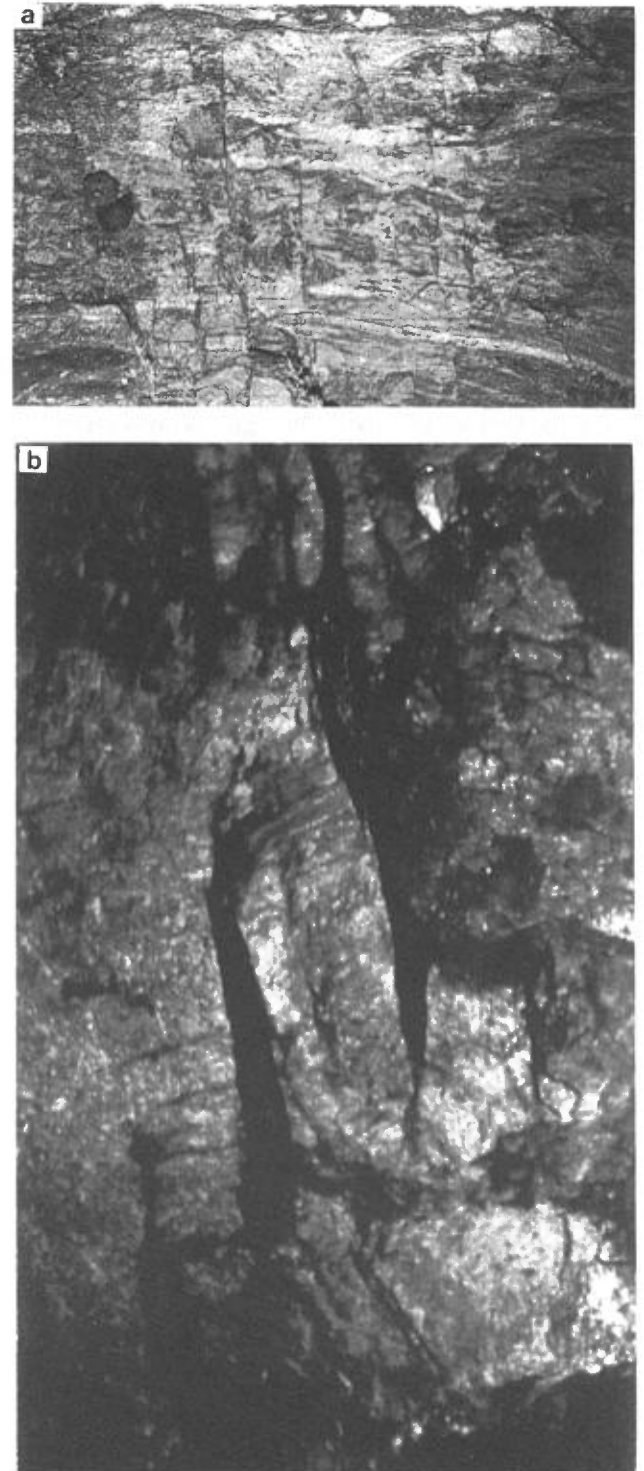


FIGURE 34

- a) Fractures développées dans les corps pyriteux minéralisés.
- b) Veines de bornite-stromeyerite recoupant la phyllonite (unité 8).

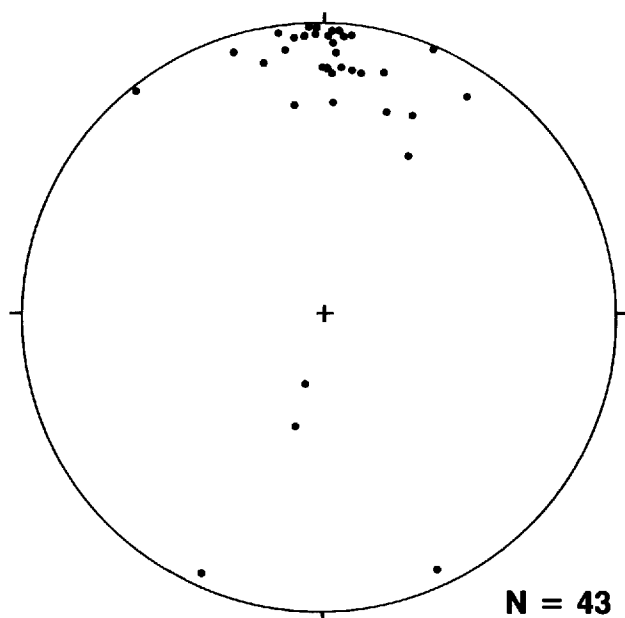


FIGURE 35 – Pôle de failles tardives. Projection sur l'hémisphère inférieur d'un canevas de Schmidt.

PLIS P₁, P₂ ET P₃

La foliation S₁ est développée de façon inhomogène à l'intérieur de l'empilement felsique (LTD 2.3) à la mine LaRonde. Dans les zones à séricite et à andalousite, la foliation S₁ est pénétrative et les schistes sont fissiles. Les roches hôtes de la minéralisation, à l'exception de l'unité siliceuse à andalousite, sont donc caractérisées par une anisotropie mécanique élevée. Ces roches exhibent également un certain nombre de structures qui les distinguent des roches moins bien foliées. La crénulation S₂ et la linéation d'intersection avec S₁ qui en résulte sont surtout développées dans ces roches foliées.

Trois générations de plis sont identifiées à la mine LaRonde. Les contacts entre les unités métavolcaniques du secteur apparaissent généralement subparallèles à la schistosité S₁ et ces deux attributs structuraux semblent de prime abord posséder une attitude uniforme, à savoir une orientation E-W et un pendage très abrupt vers le sud. En fait le litage est plissé et le parallélisme apparent entre S₀ et S₁ découle du caractère isoclinal de ces plis dont le plan axial est coplanaire avec S₁. Ce type de déformation a été mis en évidence sur la propriété adjacente de Bousquet (Tourigny *et al.*, 1988). Il a également été observé à LaRonde (figures 36a et b et 37). Ces plis résultent de la transposition du litage et sont caractérisés par des charnières anguleuses étirées selon S₁. De plus, il s'agit des seuls plis observés qui soient recoupés par la foliation S₁. La reconnaissance de ce type de plissement est importante. Comme les variations dans l'attitude du litage sont restreintes aux charnières des plis, la com-

plexité de la déformation est moins apparente et peut ne pas être reconnue. De plus, les processus de transposition se traduisent typiquement par l'oblitération des charnières de plis, ce qui complique d'autant leur identification (Hobbs *et al.*, 1976). La régularité apparente du litage dans le secteur traduit donc la complexité de la déformation. Les structures P₂, P₃, S₂ et S₃ se superposent sur des structures antérieures (P₁ et S₁) qui ont déjà compliqué les relations stratigraphiques entre les unités lithologiques.

La deuxième génération de plis (P₂) correspond à des plis aux charnières curvilinéaires affectant la schistosité S₁ ainsi que les contacts entre les unités 8, 10, 11 et 12. Ces plis sont asymétriques et leurs axes ont des plongements qui changent de modérés vers l'ouest à subhorizontaux à modérés vers l'est (figure 31d). Les surfaces plissées sont striées à proximité des charnières et les stries sont orientées selon un plan vertical perpendiculaire à l'attitude moyenne subhorizontale des plis. L'asymétrie des plis P₂ est constante et leur vergence (Bell, 1981) est systématiquement vers le nord (figure 36c). L'amplitude de ces plis varie de quelques millimètres à plusieurs mètres.

La troisième génération de plis (P₃) comprend des plis asymétriques plongeant abruptement vers l'ouest (figures 38a et b et 39a et b). Ces plis affectent les contacts lithologiques et les fabriques S₁ et S₂. La crénulation S₃ orientée ESE est coplanaire avec le plan axial de ces plis. Ces plis sont caractérisés par une atténuation rapide de leur amplitude. La vergence (Bell, 1981) de ces plis est systématiquement dextre.

STRUCTURES D'EXTENSION

De nombreuses structures d'extension ont été observées en association avec les corps de pyrite massive. Le premier type de structure comprend les structures d'étirement hétérogène (boudins et *pinch-and-swells*). Ces structures affectent autant les enclaves présentes à l'intérieur des corps de pyrite massive que les corps de pyrite massive eux-mêmes.

Déformation des enclaves présentes à l'intérieur des corps de pyrite massive

Les corps de pyrite massive contiennent quatre types d'enclaves:

- 1) des fragments siliceux à phénocristaux de quartz;
- 2) des veines de quartz enfumé;
- 3) des lambeaux de schistes à andalousite (unité 10);
- 4) des lambeaux de l'unité siliceuse à andalousite (unité 12).

Tous ces types d'enclaves montrent un degré de déformation ductile très variable qui va de presque nul à très élevé. Tous les types montrent des structures de *pinch-and-swell* ou des boudins (figure 24a) et ces structures sont communément déformées jusqu'à un stade où la pyrite massive et son contenu en enclaves

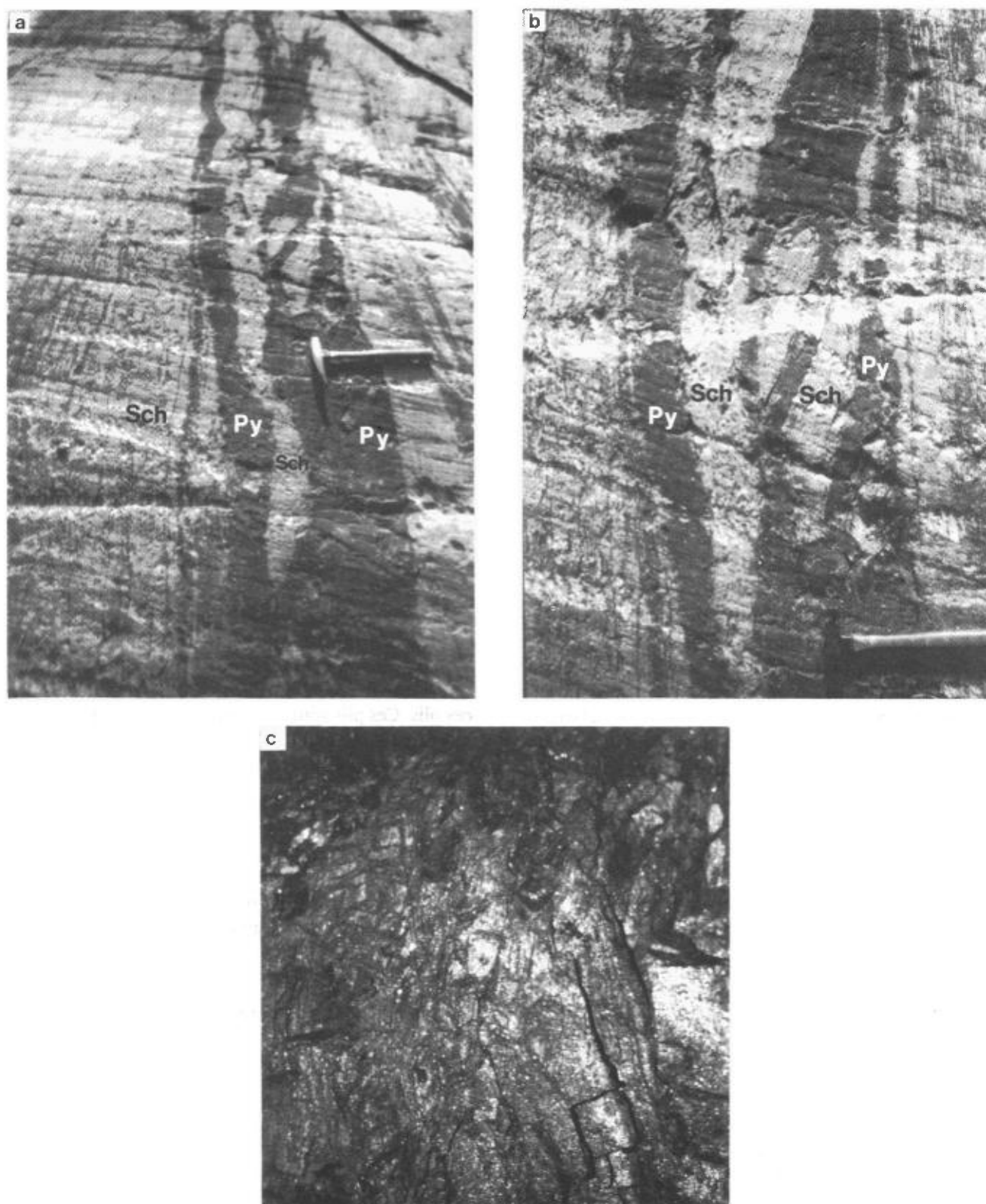


FIGURE 36

- a) Enclaves de schiste à andalousite (Sch) dans les corps de pyrite massive (Py) de la zone sud. Ces corps sont plissés isoclinalement.
- b) Détail de la fabrique de la photographie 36a.
- c) Pli P₂ affectant le litage compositionnel dans la pyrite massive. Vue vers l'est. Les axes des plis plongent faiblement dans cette direction.

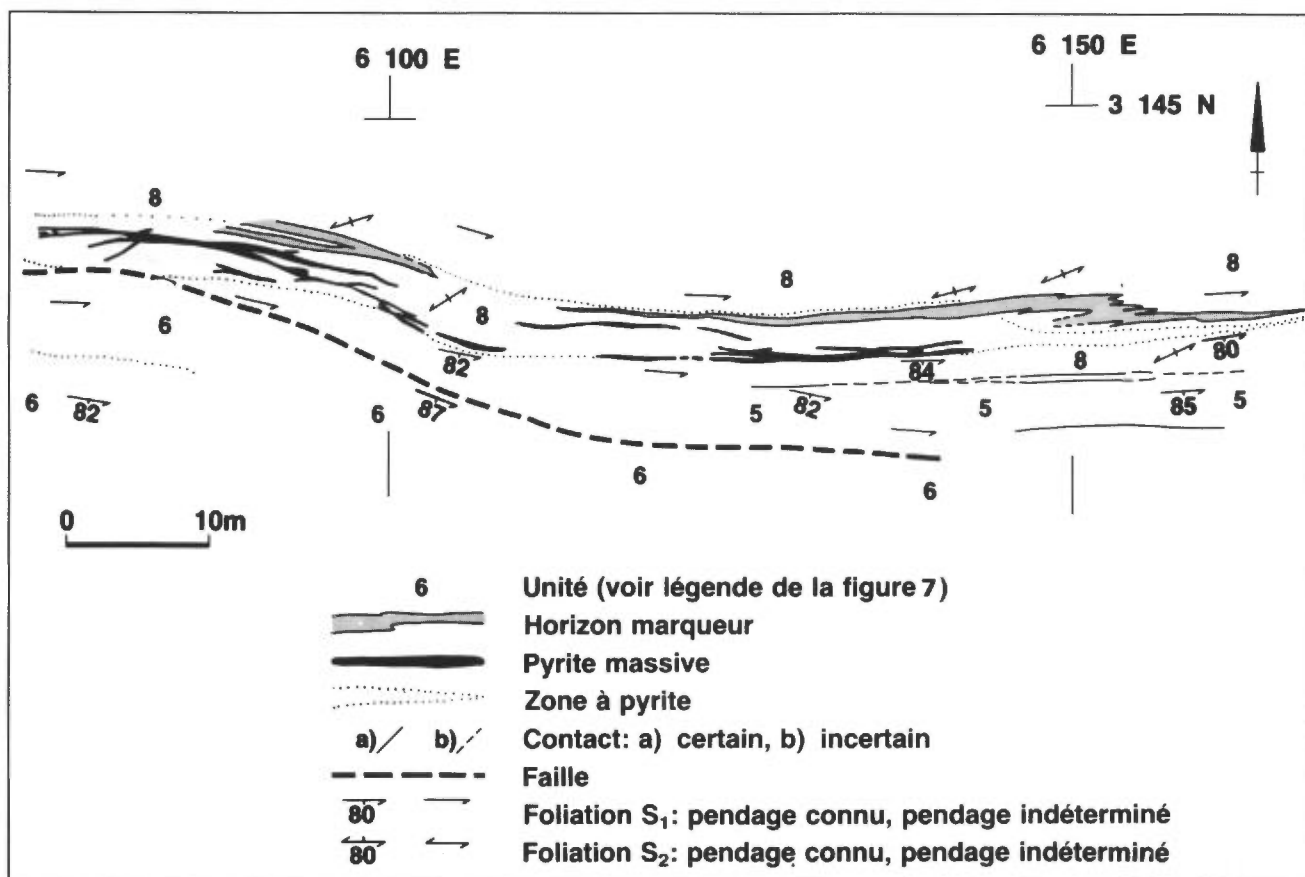


FIGURE 37 – Géologie de la zone sud (surface). Mine LaRonde (Dumagami).

sont transformés en une roche rubanée de type mylonitique (figure 24b et c). Les boudins et les structures de *pinch-and-swell* définissent un patron en *chocolate block*. Les linéations définies par ces boudins sont sub-verticales et subhorizontales.

Les fragments siliceux à phénocristaux de quartz sont gris clair et tendent à présenter une morphologie isométrique lorsque peu déformés (figure 23a). Leur taille est généralement inférieure à un décimètre mais peut atteindre 70 centimètres. Ces fragments sont composés de quartz en grains fins, de phénocristaux de quartz et de grains disséminés de rutile et de pyrite. Le rutile est disséminé dans la mésostase de quartz. Il est également concentré sur le pourtour des phénocristaux de quartz. Dans ce cas, les grains de rutile se présentent en inclusions dans du quartz, formant une couronne autour du phénocristal de quartz et en continuité optique avec ce dernier. Ces fragments sont fréquemment déformés et se présentent alors sous une forme lamellaire (figure 24a) ou en chapelets de boudins.

Des veines de quartz enfumé sont encaissées dans les corps de pyrite massive. Celles-ci sont généralement caractérisées, lorsque déformées, par des structures de *pinch-and-swell* et par des chapelets de boudins.

Des lambeaux des unités 10 et 12 sont encaissés dans les corps de pyrite massive. Ceux-ci ont une taille moyenne de quelques décimètres mais peuvent atteindre 2 mètres et plus. Ces enclaves sont particulièrement concentrées à proximité des endroits où le contact entre les corps de pyrite massive et leur encaissant est décalé latéralement par rapport à la foliation (figure 22). À ces endroits, on observe typiquement pour le contact supérieur des corps de pyrite massive un passage latéral du schiste à andalousite à un chapelet de boudins de cette lithologie encaissés dans la pyrite massive (figure 22). Les mêmes relations sont observées pour le contact inférieur des corps de pyrite massive mais impliquent l'unité siliceuse à andalousite et des boudins de cette unité. Le contact entre le corps de pyrite massive et son encaissant montre toujours le même type de décalage, à savoir que le côté ouest est décalé vers le nord par rapport au côté est. Cette relation géométrique est similaire à celle observée entre les flancs longs des plis asymétriques P₃. De plus, la linéation définie par les boudins des unités 10 et 12 est subparallèle aux axes des plis P₃. Ces relations géométriques suggèrent que les lambeaux des unités 10 et 12 présents à l'intérieur des corps de pyrite massive proviennent du resserrement des plis et du boudinage du

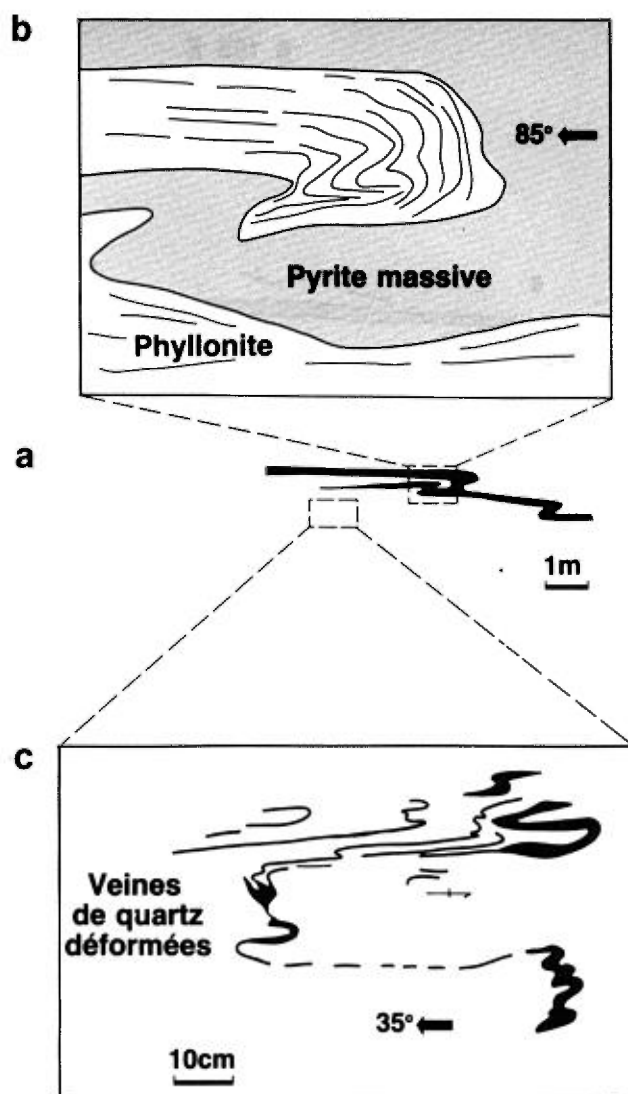


FIGURE 38 – Niveau 2, extrémité est de la zone principale à la mine LaRonde (Dumagami).

- Vue composite des structures de déformation associées à un corps de pyrite massive.
- Celui-ci ainsi que la foliation S_1 sont repris par un pli P_3 qui plonge fortement vers l'ouest. Un clivage de crénulation orienté ENE (non montré) est coplanaire avec la plan axial des plis de deuxième ordre définis par S_1 .
- Les veines de quartz adjacentes ainsi que la foliation S_1 (non montrée) sont plissées et transposées. Les axes des plis définis par les veines de quartz plongent avec un angle de 35° vers l'ouest.

coeur du pli constitué par l'unité 10 ou l'unité 12 qui est alors englobée par la pyrite massive (figure 22). Les enclaves des unités 10 et 12 dans les corps de pyrite massive apparaissent donc être d'origine tectonique.

Les boudins de schiste à andalousite encaissés dans la pyrite massive ont des morphologies typiquement lenticulaires. Ces boudins montrent les effets d'une déformation qui, lorsqu'importante, résulte en un rubanement (litage compositionnel) des corps de pyrite massive. Ce rubanement est produit par l'alternance de rubans de pyrite et de schiste à andalousite. Ces morphologies indiquent que durant la déformation ductile,

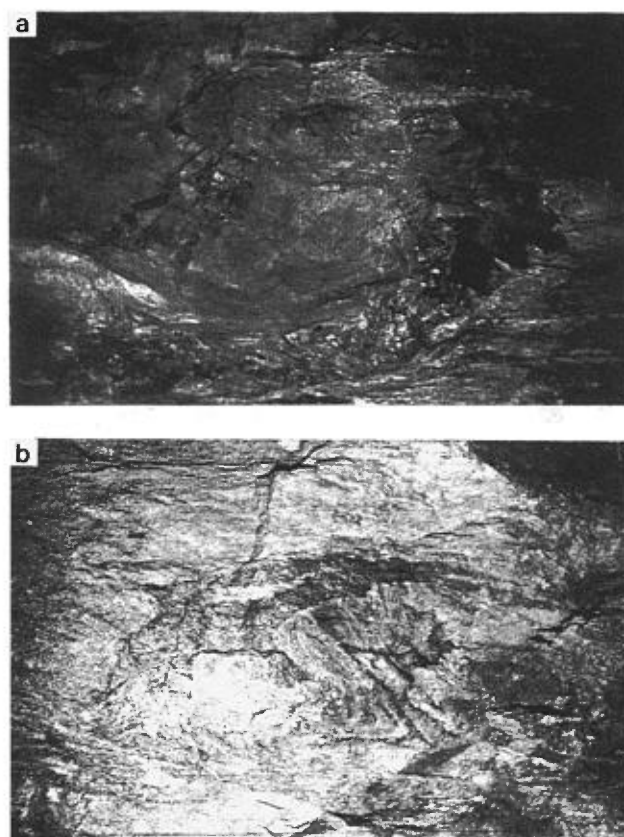


FIGURE 39 – Pli P_3 asymétrique dans un corps de pyrite massive.

- Détail de la figure 38b. Photographie du plafond de la galerie – Relations inversées
- Détail de la figure 39a. La foliation $S_1 - S_2$ ainsi que le contact entre la phyllonite et le corps de pyrite massive sont repris par un pli P_3 . Le coeur de pli est au dessus de la plaque de boulonnage.

le contraste de compétence entre la pyrite massive et ses enclaves était faible et que la séparation des boudins se faisait par atténuation ponctuelle des bandes de schiste plutôt que par une rupture fragile (voir Ramberg, 1955).

Les chapelets de boudins de même que les boudins individuels sont fréquemment disposés obliquement par rapport à la fabrique interne des corps de pyrite massive. Les boudins en chapelets montrent alors une disposition en échelon. En plan, les boudins sont typiquement disposés en position anti-horaire par rapport à la fabrique interne. Ces relations géométriques indiquent que, quoique l'orientation du plan d'anisotropie défini par les enclaves ait été incluse dans le champ d'extension de l'ellipsoïde de déformation, ces éléments n'étaient pas orientés parallèlement à l'un des axes principaux de la déformation (Ramsay et Huber, 1983).

Le litage compositionnel (rubanement) résultant de la déformation des boudins est lui-même communément caractérisé par le développement d'une structure d'étirement hétérogène asymétrique (figure 26). Cette structure en est une de *pinch-and-swell*. La foliation

interne des zones de renflement (*swells*) est parallèle à l'orientation générale des zones de renflement, mais celles-ci sont disposées obliquement par rapport à la fabrique générale interne des corps de pyrite massive (plan général d'anisotropie). La foliation interne des zones de renflement est toutefois défléchie vers la fabrique générale aux extrémités des zones de renflement. Les zones de renflement sont disposées en position antihoraire (N 075°) par rapport à la fabrique générale (N 090°).

La géométrie définie par ces structures d'étirement hétérogène (figure 26) est caractéristique des structures d'étirement hétérogène (*pull-aparts*) asymétriques de type 2A décrites par Hanmer (1986). Théoriquement, le sens d'asymétrie de ces structures est antithétique par rapport au sens de non-coaxialité de la déformation globale (Hanmer, 1986). La disposition antihoraire des zones de renflement par rapport à la fabrique générale des corps de pyrite massive indique donc une composante de cisaillement dextre selon cette fabrique générale. Ces structures d'extension se distinguent géométriquement des structures produites par des clivages de crénulation extensionnels (voir Platt et Vissers, 1980) et par une foliation de type *shear-band* (voir White *et al.*, 1980). Dans ces deux cas, la fabrique générale conserve son attitude sauf à proximité des structures planaires qui accommodent l'extension alors qu'elle est défléchie vers ces structures. Dans le cas des structures d'extension hétérogène de type 2A, des segments composant la fabrique générale subissent une rotation antithétique et il y a déflexion de la fabrique interne des segments vers la fabrique générale.

Boudinage des corps de pyrite massive

Les corps de pyrite massive sont eux-mêmes boudinés. Ces mégaboudins définissent une linéation sub-horizontale. Des amas de quartz enfumé occupent les interstices entre les boudins. Cette structure indique une inversion du contraste de compétence entre le schiste à andalousite et la pyrite massive. Par opposition aux structures de déformation des enclaves décrites précédemment, la pyrite massive constitue dans le cas présent le matériau le plus compétent alors que le schiste à andalousite constitue le matériau incompétent. De plus, la présence de quartz enfumé entre les boudins indique un mode de segmentation plus fragile lors de la formation des boudins (Ramsay et Huber, 1983). Ceci contraste avec le mode de segmentation des boudins décrits à la section précédente. Les changements dans le comportement mécanique des matériaux suggèrent un passage des conditions de déformation de ductiles à fragiles-ductiles.

STRUCTURES DE PERCÉE

Les textures définies par les divers types d'enclaves encaissées dans les corps de pyrite massive démontrent

que lors de la déformation ductile, la pyrite massive s'est comportée comme un matériau relativement incompétent par rapport aux enclaves. Le contact entre les corps de pyrite massive et le schiste à andalousite illustre également les différences entre les propriétés mécaniques de ces deux lithologies au cours de la déformation ductile. Ce contact est caractérisé par la présence de structures de percée (Maiden, 1976, 1986) à intervalles plus ou moins réguliers (figures 22, 24c et d). Cette structure est constituée d'un sillon en forme de V, orienté soit verticalement, soit horizontalement et ouvert vers le corps de pyrite massive. Ce sillon est comblé en partie par du quartz enfumé et en partie par le fluage de la pyrite massive. Ce dernier processus produit des plis par cintrage (*scar folds*) qui reprennent la foliation interne des corps de pyrite massive.

Cette structure en est donc une d'extension et elle est asymétrique. Cette asymétrie résulte d'un étirement différentiel de part et d'autre de la surface de contact entre les deux types de matériaux. La pyrite se déforme de façon ductile selon des axes disposés longitudinalement au contact. Tout comme dans le cas des boudins de schiste à andalousite encaissés dans la pyrite massive, le schiste à andalousite englobant les corps de pyrite massive montre un comportement plus compétent que la pyrite massive. La valeur d'étirement du schiste à andalousite à un stade donné de la déformation est donc inférieure à la valeur d'étirement de la pyrite massive par rapport à une surface initiale de référence disposée parallèlement au contact entre les deux matériaux. Le contact entre les deux types de matériaux représente une surface commune à ces deux matériaux. La surface de pyrite massive en contact avec le schiste à andalousite devrait donc être de même grandeur que la surface de schiste à andalousite en contact avec la pyrite massive. La différence de compétence entre les deux types de matériaux résulte cependant en une déformation inhomogène de part et d'autre du contact. Le schiste à andalousite, en raison de sa compétence supérieure, montre moins de déformation. La structure de percée décrite ci-haut compense ce déficit. La fracture résultante est en forme de V ouvert vers le matériau incompétent. Ceci indique que la valeur finie d'extension longitudinale (par rapport au plan d'anisotropie) est maximale à l'interface roche compétente-roche incompétente (schiste à andalousite-pyrite massive) et diminue progressivement vers le cœur de l'unité à andalousite (figure 24d).

DÉFORMATION PROGRESSIVE

Les roches qui constituent l'empilement felsique, en particulier les roches bien foliées, montrent les effets d'un dynamo-métamorphisme dont il est possible de retracer une partie de l'évolution. Le développement de la schistosité locale S_1 (= S_2 régionale) constitue la première manifestation du dynamo-métamorphisme. On peut observer ponctuellement que la schistosité S_1

recoupe le litage qui est alors transposé sur cette fabrique. La schistosité S_1 est reprise par des plis aux axes ondulants subhorizontaux. Un clivage de crénulation (S_{2a}) fortement incliné vers le nord reprend S_1 . La contrepartie conjuguée (S_{2b}) de ce clivage est inclinée fortement vers le sud et est beaucoup plus discrète. L'attitude du clivage de crénulation S_{2a} de même que la vergence régulière des plis P_2 vers le nord suggère que le développement de ces structures est lié à une compression nord-sud qui est accommodée par une déformation rotationnelle qui résulte en une extension subverticale à l'aide de mouvement inverse selon S_1 .

Ces structures sont elles-mêmes ponctuellement oblitérées par les plis P_3 et par un clivage de crénulation (S_3) qui est coplanaire avec le plan axial de ces plis. L'attitude du clivage S_3 de même que la vergence régulière des plis P_3 , des chapelets de boudins disposés en échelon et des structures d'extension hétérogène de type 2A, indiquent que cette partie de la déformation progressive est caractérisée par une composante de cisaillement qui résulte en des mouvements dextres selon S_1 . Cette composante de cisaillement dextre serait induite par une compression orientée selon un axe grossièrement NW-SE. Le boudinage en *chocolate block* ainsi que les structures d'extension différentielle indiquent qu'il y a extension selon deux axes. L'un de

ces axes est en position subhorizontale et est disposé en position oblique horaire par rapport au plan d'anisotropie des roches métamorphiques alors que l'autre axe est en position subverticale et est contenu dans le plan d'anisotropie. Le boudinage peut être produit sous un régime de déformation non coaxial (Ramsay et Huber, 1983) et des structures d'extension hétérogène symétriques peuvent même être générées sous de telles conditions (Lister et Williams, 1983).

Des structures fragiles, en l'occurrence des fractures ouvertes ou scellées, oblitérent les structures ductiles. Parmi ces structures, des veines de quartz enfumé en position subverticale et subhorizontale recoupent toutes les lithologies. Les veines de quartz renferment des cristaux de kyanite lorsqu'elles recoupent les unités à andalousite. Les cristaux de kyanite sont disposés perpendiculairement aux murs des veines. La disposition des cristaux de kyanite indique que ces veines de quartz sont des veines d'extension. L'orientation des veines indique une extension selon des axes subhorizontaux et subverticaux subparallèles aux axes d'extension déterminés par les structures tardiductiles. Ces axes sont les mêmes que ceux indiqués par les structures d'extension hétérogène, ce qui suggère la persistance du système de contrainte lors de la transition ductile-fragile.

Métamorphisme

Les roches du secteur de la mine LaRonde ont enregistré les effets d'une histoire tectonométamorphique complexe. L'examen des textures permet de déduire un stade de métasomatisme antérieur à la déformation ductile, un événement métamorphique prograde (M₁) qui culmine lors d'une phase de compression, et finalement un événement métamorphique rétrograde (M₂) initié lors d'une phase de décrochement dextre. Les conditions de déformation lors de M₁ sont ductiles et passent à des conditions fragiles lors de M₂. Les assemblages produits par M₁ et M₂ de même que le comportement des matériaux lors de la déformation peuvent être utilisés pour préciser les conditions de pression et de température au cours de l'histoire tectonométamorphique de ces roches. Les effets du métasomatisme anté-M₁ sont discutés plus loin à la section traitant de l'altération des épontes.

Métamorphisme prograde (M₁)

ASSEMBLAGES ET TEXTURES: CONTRAINTES SUR LES CONDITIONS DE P ET T

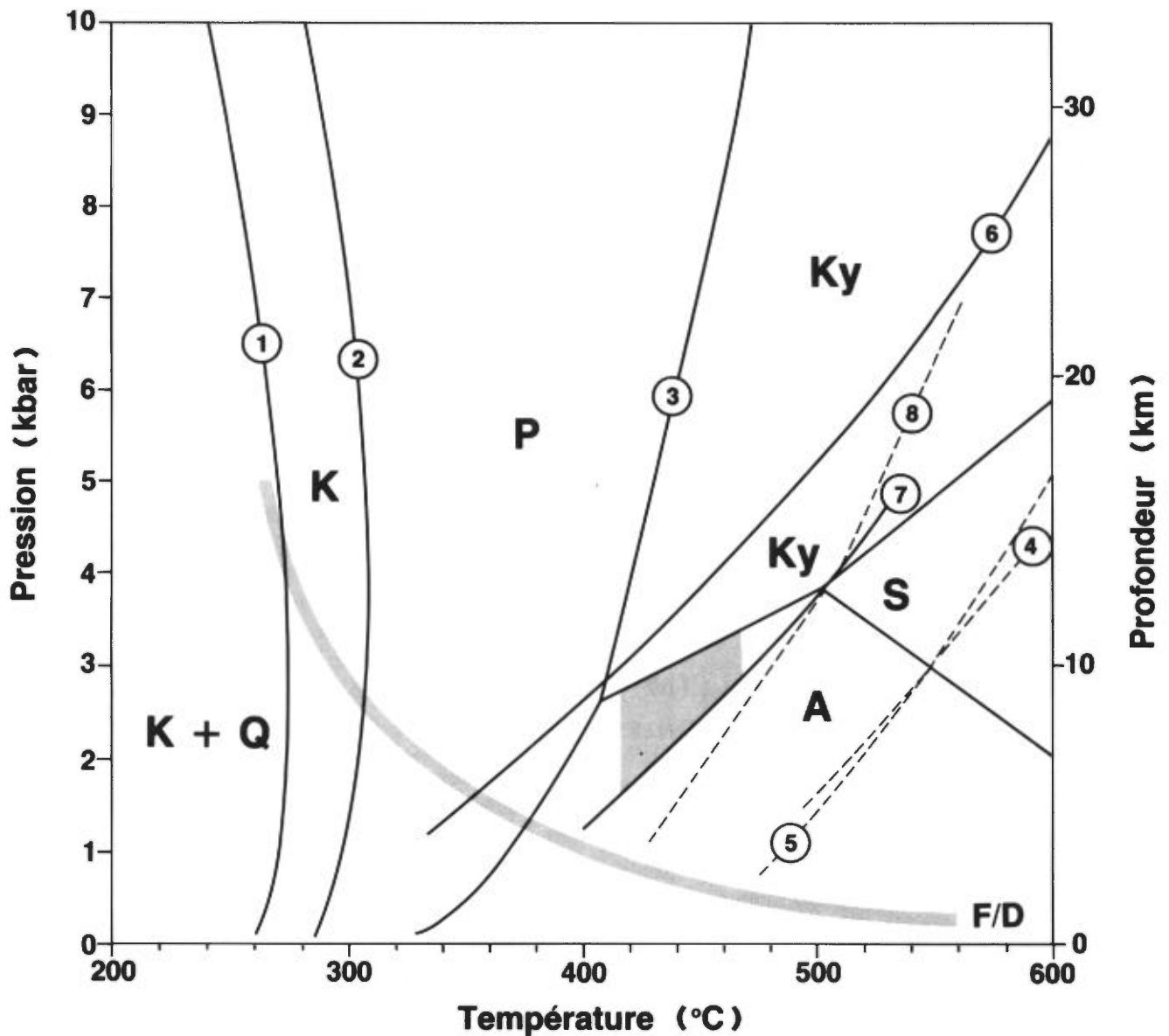
Les assemblages métamorphiques syngénétiques (i.e. associés à M₁; cf. "Données pétrographiques") observés à LaRonde sont nombreux (voir annexe F). La distribution des assemblages calque celle des lithologies et reflète la composition géochimique propre de ces lithologies. Le volume considéré étant somme toute restreint, les conditions de pression et de température à un temps donné sont considérées homogènes à l'échelle de la mine. Certaines lithologies fournissent des assemblages utiles à la détermination des conditions du métamorphisme (voir tableau 4).

L'andalousite est présente dans les unités 10 et 12. Les porphyroblastes sont syncinématiques par rapport à S₁. La présence d'andalousite indique une pression inférieure à 3,8 kbar à ce stade du métamorphisme (figure 40) et une température au-dessus du champ de stabilité de la pyrophyllite, donc au-dessus de 350° C (figure 40, courbe 3). L'assemblage biotite-muscovite est observé dans les méta-grès du Groupe de Cadillac, dans l'unité 6 et dans les unités felsiques du LTD 2.3. La stabilité de la biotite indique des températures au-dessus de 400° C (Aggarwal et Nesbitt, 1987). Le métagabbro est composé de quartz-chlorite-actinolite avec des traces de sphène-épidote. Le rapport actinolite/chlorite est de 0,5, ce qui suggère une température légèrement supérieure à la courbe d'apparition de l'actinolite mais inférieure à la courbe de disparition de la chlorite. Cet assemblage indiquerait donc une température minimale supérieure à 400° C (figure 40). Les grenats manganésifères des unités 8b et 9 montrent des patrons de composition plats (Eliopoulos, 1983). Les zonalités compositionnelles dans les grenats manganésifères semblent confinées aux roches métamorphiques des faciès des schistes verts à amphibolite inférieur alors que les grenats manganésifères des roches de faciès plus élevés sont de composition homogène (Stumpfl, 1979).

Les veines antérieures à M₁ (V₁) sont surtout constituées de quartz et chlorite. Ces chlorites, particulièrement à proximité du gisement, sont très peu ferrifères. Il s'agit essentiellement de clinocllore. La stabilité de l'assemblage quartz-clinocllore indique que les conditions de stabilité de l'assemblage cordiérite + talc n'ont

TABLEAU 4 - Assemblages métamorphiques syngénétiques (M₁) à la mine LaRonde

UNITÉS	ASSEMBLAGES	CONDITIONS	RÉFÉRENCES
1 : Métasédiments	Quartz-biotite-muscovite	T > 430° C	Winkler, 1979
2 : Métagabbro	Quartz-chlorite-actinote	T > 470° C	Liou <i>et al.</i> , 1974 Moody <i>et al.</i> , 1983 Maruyama <i>et al.</i> , 1983
6 : Schiste à plagioclase biotite-chlorite	Quartz-biotite-muscovite	T > 400° C	Hemley <i>et al.</i> , 1980
9 : Schiste à grenat- chlorite	Grenat manganésifère non zoné	Amphibolite	Stumpfl, 1979
10 et 12 : Schiste et unité siliceuse à andalousite	Andalousite	P < 3,8 Kbar T > 350° C	Holdaway, 1971 Hemley <i>et al.</i> , 1980
11 : Pyrite massive	Pyrite recristallisée	T > 497° C	Reed-Hill, 1972



A: andalousite; K: kaolinite; Ky: kyanite; P: pyrophyllite; Q: quartz; S: sillimanite.

RÉACTIONS

- | | |
|--|--|
| 1) Kaolinite + Quartz = Pyrophyllite + H ₂ O, Hemley <i>et al.</i> , 1980 | 5) Paragonite + Quartz = Albite + Andalousite + H ₂ O, Chatterjee et Froese, 1975 |
| 2) Kaolinite = Pyrophyllite + Diaspore + H ₂ O, Hemley <i>et al.</i> , 1980 | 6) Apparition de l'oligoclase, Maruyama <i>et al.</i> , 1983 |
| 3) Pyrophyllite = Andalousite + Quartz + H ₂ O, Hemley <i>et al.</i> , 1980 | 7) Disparition de la chlorite, Maruyama <i>et al.</i> , 1983 |
| 4) Clinocllore + Quartz = Talc + Cordiérite + H ₂ O, Chernosky, 1978 | 8) Margarite + Quartz = Anorthite + Andalousite + H ₂ O, Chatterjee, 1976 |

Les conditions probables de pression et de température associées à la culmination du métamorphisme prograde sont indiquées par le champ ombragé. La limite de transition fragile-ductile (F/D) est également indiquée.

FIGURE 40 – Diagramme P-T montrant les champs de stabilité des alumino-silicates d'après Holdaway, 1971.

pas été atteintes et que la température maximale était inférieure à 550°C (figure 40, courbe 4).

Les textures des sulfures sont également révélatrices des conditions de température lors du métamorphisme M₁. Les contacts intergranulaires des grains de pyrite montrent une nette tendance à définir des points triples et à être disposés à des angles de 120°. Cette texture en est une de restauration obtenue par recuit (Reed-Hill, 1972; Vaughan, 1981). On la rencontre surtout dans les roches monominérales et elle implique un réchauffement du minéral à une température minimale équivalente à 2/3 de la température de fusion (Bard, 1980). Dans le cas de la pyrite, cette texture indiquerait donc une température de recristallisation minimale d'environ 500°C. Le comportement ductile de la pyrite massive lors de M₁ implique des conditions de température minimale de cet ordre (Siemes et Hennig-Michaeli, 1985; figure 41).

CONDITIONS PROBABLES DE M₁ ET GRADIENT GÉOTHERMIQUE

La présence d'andalousite indique de façon certaine que la pression était inférieure à 3,8 kbar lors du métamorphisme M₁. Les assemblages observés et la texture de recristallisation de la pyrite massive requièrent ou sont compatibles avec une température de 450 ± 50°C (figure 40). En supposant que la pression soit égale à la pression lithostatique, ces conditions de métamorphisme requièrent un gradient géothermique minimal

d'environ 35°C/km. Cette valeur est en accord avec celle proposée pour le gradient géothermique archéen (Windley, 1977).

Ces conditions semblent représenter la culmination du métamorphisme M₁ en terme de température. Les minéraux indicatifs de ces conditions sont antérieurs au clivage de crénulation S₂. Des porphyroblastes de kyanite oblitèrent cette fabrique. Considérant les conditions antérieures de métamorphisme, la présence de kyanite à ce stade de l'histoire métamorphique peut être expliquée par un changement des conditions de température et/ou de pression (figure 40).

Métamorphisme rétrograde (M₂)

Les minéraux du métamorphisme M₁ sont partiellement ou totalement remplacés par des minéraux ou des assemblages de minéraux du métamorphisme M₂. On observe ainsi la chloritisation de la biotite et du grenat, la présence de porphyroblastes post-cinématiques de chlorite et de chloritoïde, et le remplacement des porphyroblastes de kyanite et d'andalousite par des assemblages de pyrophyllite, diaspore et kaolinite. La déstabilisation des alumino-silicates indique des conditions de P et T maximales dans le champ de stabilité de la pyrophyllite (Aggarwal et Nesbitt, 1987), i.e., une température inférieure à 375°C (figure 40).

Cette rétro-morphose apparaît synchrone avec un épisode de déformation qui se traduit par la présence de structures de déformation fragiles. La pyrite est caractérisée à ce stade de la déformation par un comportement fragile. La cataclase des grains de pyrite peut indiquer des conditions de température maximale inférieures à 400°C (Siemes et Hennig-Michaeli, 1985; figure 41), un taux de déformation accru ou une pression confinante moindre (Cox, 1987). Les assemblages de remplacement des minéraux contemporains du métamorphisme M₁ et le comportement mécanique de la pyrite indiquent donc une diminution appréciable des conditions de température entre les événements M₁ et M₂.

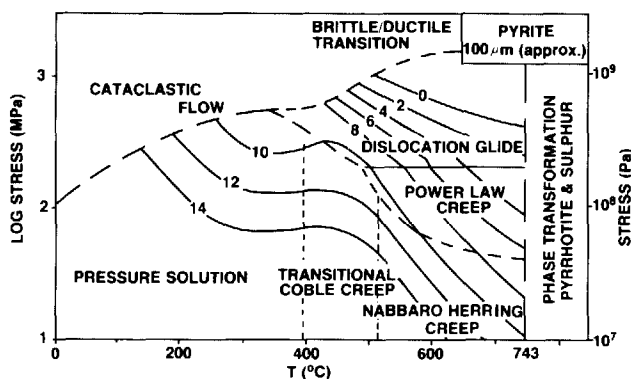


FIGURE 41 – Carte des mécanismes de déformation de la pyrite (tirée de Siemes et Hennig-Michaeli, 1985).

Géologie économique

Contrôle de la minéralisation

La minéralisation économique de Au-Ag-Cu est concentrée dans des structures développées sous des conditions de déformation fragile. Ces dernières oblitèrent les structures et les textures formées sous des conditions de déformation ductile et apparaissent donc postérieures à la déformation ductile et au métamorphisme prograde (M₁). La minéralisation économique est surtout présente dans des microstructures telles des fractures à l'échelle du grain minéralogique. Les structures de déformation fragile sont observées dans toutes les unités. Cependant, la minéralisation économique est concentrée dans la pyrite massive, le schiste à andalousite, l'unité siliceuse à andalousite et, dans une proportion mineure, dans la brèche phyllonitique. Une caractéristique commune à ces lithologies est leur contenu en pyrite qui représente un de leurs constituants majeurs. Hors des zones pyritisées, les structures fragiles ne renferment pas de minéralisation économique et les fractures, lorsqu'elles sont scellées, le sont par des minéraux tels le quartz et le carbonate (voir V3 dans l'annexe F).

Nous avons mentionné précédemment dans la section décrivant les roches hôtes, l'association entre les zones pyritisées et les zones à andalousite. Il est significatif de constater que parmi les différentes zones à andalousite et pyrite identifiées à ce jour à la mine LaRonde, seulement deux constituent des sources de minerai. Ceci signifie que quoique le contenu en pyrite d'une lithologie représente une condition à la concentration de minéralisation économique dans cette lithologie, il ne représente pas un gage de la présence de cette minéralisation. Certains corps de pyrite massive ne contiennent que des teneurs faibles ou des traces d'or. Outre ce facteur, la principale distinction de ces corps de pyrite massive par rapport à ceux qui constituent le minerai (teneurs >3,3 g/t) est l'absence ou le faible développement de structures fragiles post-M₁. Le développement de structures fragiles, particulièrement de microfractures, apparaît donc comme une condition essentielle à la concentration de la minéralisation économique (figure 34a).

Deux facteurs contrôlent donc la distribution de la minéralisation économique dans les roches métamorphiques de LaRonde. D'abord, la présence de pyrite qui doit représenter un constituant majeur de la roche hôte et ensuite, la présence de structures fragiles oblitérant les fabriques syndéformation ductile de ces roches hôtes. Le développement des structures fragiles à l'échelle du grain constitue un facteur positif de concentration de la minéralisation économique (figure 42).

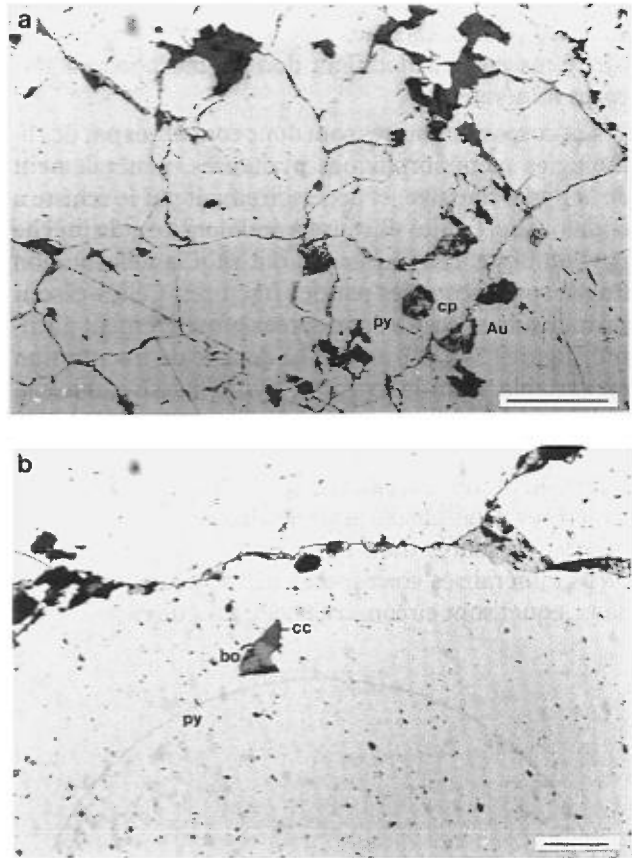


FIGURE 42 – Développement de structures fragiles à l'échelle des grains.

- Photomicrographie. Texture typique du minerai provenant de l'unité 11. La pyrite (py) est fracturée et l'or (Au) comme la chalcopysite (cp) occupent les fractures. Lumière réfléchie. Échantillon 87-6-119. Échelle = 0,5 mm.
- Photomicrographie semblable à celle du haut. Noter la présence de bornite (bo) et de chalcocite (cc) en inclusion dans la pyrite. Lumière réfléchie. Échantillon 87-2-119. Échelle = 0,5 mm.

Description des corps minéralisés

Les corps minéralisés à la mine LaRonde sont définis par l'intersection entre des lithologies métamorphiques pyriteuses et des zones de déformation fragile. La taille, la morphologie et l'attitude des corps minéralisés est donc fonction de la taille, de la forme et de l'attitude des zones pyriteuses et des zones de déformation fragile. Dans le cas de la zone principale, la pyrite massive constitue généralement une unité dont l'épaisseur est comprise entre un et quatre mètres. La déformation fragile y est irrégulièrement développée. Des zones intensément fracturées sont séparées par des zones où la déformation fragile est plus discrète. Les teneurs en Au

montrent des variations sympathiques avec l'intensité de cette déformation fragile à l'intérieur des corps de pyrite massive. Les corps minéralisés sont généralement de forme oblongue et plongent abruptement, vers l'ouest dans le cas de la zone principale et vers l'est dans le cas de la zone sud. Dans la partie sommitale du gisement, de nombreuses failles tronquent les corps de pyrite massive et modifient donc la morphologie des corps minéralisés.

Les corps minéralisés sont donc constitués par des lithologies métamorphiques pyriteuses, généralement de la pyrite massive, et accessoirement par le schiste à andalousite, l'unité siliceuse à andalousite et la brèche phyllonitique. Les roches qui ont subi la déformation fragile sont recoupées par des fractures. Celles-ci sont surtout subverticales et orientées grossièrement nord-sud (figures 34a et b et 43). La densité de fracturation est variable. Dans les corps de pyrite massive, outre la présence des fractures à l'échelle mésoscopique, la déformation fragile se traduit par une cataclase des grains de pyrite. La liste complète des types de microstructures minéralisées associées à chacune des lithologies est présentée dans le tableau 5. En pratique, les corps minéralisés correspondent au volume de roche dans lequel sont circonscrites ces structures.

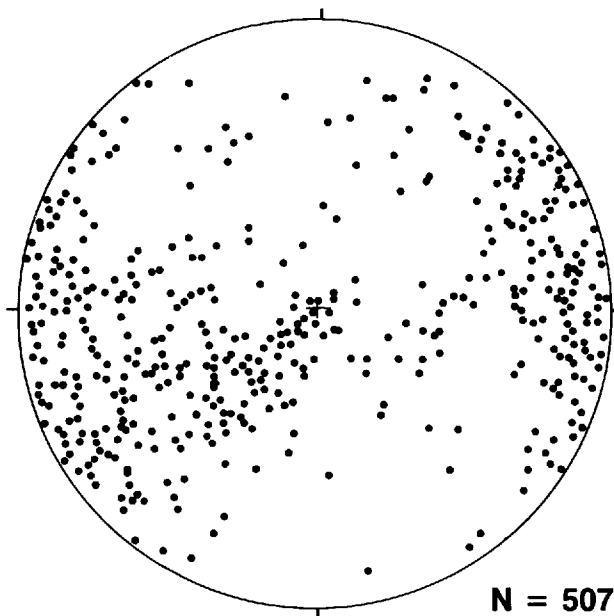


FIGURE 43 – Fractures postérieures à la déformation ductile. Projection sur l'hémisphère inférieur. Canevas de Schmidt.

Minéralisation économique

MINÉRAUX ÉCONOMIQUES ET PHASES ASSOCIÉES

La composition du minerai à la mine LaRonde est représentée par des sulfures, des sulfosels, des tellures et des éléments natifs. Une liste de ces minéraux est présentée dans le tableau 6.

L'or natif constitue le minéral économique le plus important à LaRonde. La chalcopryrite, la bornite, la digénite, la chalcocite, la stromeyerite, la mckinstryite, la galène, l'argent natif et l'or natif (électrum) y constituent les principales sources de Cu et Ag. L'or se présente typiquement en inclusions dans la chalcopryrite (figure 44). Celle-ci comble principalement les microfractures développées dans les grains de pyrite lors du stade de déformation fragile (figure 42a). La morphologie non parfaitement complémentaire des lèvres de ces microfractures indique un remplacement partiel de la pyrite le long des microfractures par la chalcopryrite. Les autres sulfures de Fe-Cu et de Cu ont des habitus identiques mais représentent une composante mineure de la minéralisation économique. L'or se présente également en inclusions dans ces phases. Les grains d'or ont une taille généralement inférieure à 40 µm et en moyenne beaucoup plus fine.

Parmi le cortège de minéraux associés à la minéralisation économique, on note l'alabandite, la galène, la tennantite, la stannite et des traces de sulfosels de Pb-Ag-Bi, probablement de la série aikinite-bismuthinite. La galène est légèrement argentifère. Des phases de compositions complexes ont été identifiées en association avec le minerai (voir tableau 6). Il s'agit de phases en inclusions dans la pyrite et composées de Cu-Fe-As-S et de Cu-As-Zn-S. Une phase composée de Sn-Fe-Cu-S est associée à la stannite et à la chalcopryrite.

PARAGÉNÈSE

En termes généraux, la minéralisation économique de Au-Ag-Cu de la mine LaRonde est localisée dans des structures, surtout des microfractures, qui représentent des éléments pétrographiques hystérogènes par rapport à la schistosité S₁. Elle est donc synchrone à une phase de déformation fragile postérieure au métamorphisme prograde (M₁). La mise en place de la minéralisation économique est contrôlée par le développement de fractures dans des lithologies pyriteuses. Ces fractures sont scellées par de la chalcopryrite dans laquelle des grains d'or se présentent en inclusions. La bornite, la chalcocite et la stromeyerite-mckinstryite constituent une proportion mineure de la minéralisation économique. Ces minéraux apparaissent également dans des fractures sous forme de veinules et de veines.

Les veines les plus importantes en terme de dimension contiennent de la pyrite. Celle-ci est fracturée et incluse dans la bornite où elle montre une structure en atoll (figure 45a). La bornite apparaît elle-même en inclusions dans la stromeyerite et la mckinstryite (figure 45b). Une couronne de digénite sépare la bornite de ces dernières phases. L'alabandite se présente en inclusions dans la stromeyerite (figure 46a). La galène montre une texture myrmékitique avec la stromeyerite et la mckinstryite (figure 45b). La chalcopryrite apparaît

TABLEAU 5 - Types de microstructures minéralisées à la mine LaRonde

UNITÉS	MICROSTRUCTURES	AMPLITUDE DE LA STRUCTURE	
		Longueur (m)	Largeur (m)
10 : Pyrite massive	Fractures dans les grains de pyrite	10^{-3}	10^{-5}
	Fractures à travers l'unité	$10^{-1}-10^0$	$10^{-4}-10^{-3}$
11 : Schiste à andalousite	Fractures dans les grains de pyrite	10^{-3}	10^{-5}
	Fractures à travers l'unité	$10^{-1}-10^0$	$10^{-4}-10^{-3}$
	Découplement de S_1	10^{-2}	$10^{-4}-10^{-3}$
8 : Schiste à séricite	Fractures dans les grains de pyrite	10^{-3}	10^{-5}
	Fractures à travers l'unité	$10^{-1}-10^0$	$10^{-4}-10^{-2}$
	Découplement de S_1	10^{-2}	$10^{-4}-10^{-3}$
12 : Unité siliceuse à andalousite	Fractures dans les grains de pyrite	10^{-3}	10^{-5}
	Fractures à travers l'unité	$10^{-1}-10^0$	$10^{-4}-10^{-3}$

TABLEAU 6 - Liste des minéraux opaques associés à la minéralisation économique.

MINÉRAL	FORMULE	MINÉRAL	FORMULE
ALABANDITE ^a	MnS	PETZITE ^o	AgAuTe
ARGENT ^a	Ag	PYRITE ^{abcd}	FeS ₂
ALTAÏTE ^b	PbTe	PYRRHOTITE ^{abc}	Fe _{1-x} S
ARSÉNOPYRITE ^{ab}	FeAsS	SPHALÉRITE ^{abcd}	ZnS
BORNITE ^{ac}	Cu ₄ FeS ₉	STANNITE ^a	Cu ₂ FeSnS ₄
CALAVERITE ^b	AuTe ₂	STROMEYERITE ^a	CuAgS
CHALCOCITE ^a	Cu ₂ S	SULFOSELS ^a	Cu ₁₅ Fe ₅ AsS ₂₀
CHALCOPYRITE ^{abcd}	CuFeS ₂		Cu ₁₁₋₁₅ Fe ₁₋₃ AsS ₁₀₋₁₁
COVELLITE ^a	CuS		Cu _{5.7-6.3} As _{2.7-3.1} ZnS _{7.7-8.5}
DIGÉNITE ^a	(Cu,Fe) ₉ S ₅		Sn _{10.4} Fe _{5.9} CuS ₁₃
GALÈNE ^{ac}	PbS		Fe _{4.2} Cu _{2.9} AsS _{12.4}
MCKINSTRYITE ^a	Cu _{0.8} Ag _{1.2} S		Cu _{0.67} Pb _{0.8} Bi _{1.2} S ₃
OR ^{abc}	Au	TENNANTITE ^a	Cu ₁₂ AsS ₁₃

a Cette étude

b Davidson (1981)

c Worobec (1979). Également cité dans Valliant (1982).

d Stone (1988)

Les déterminations minéralogiques ont été effectuées par une étude en lumière réfléchie de lames minces polies. La composition de chacune des phases identifiées a été déterminée à l'aide du spectromètre à énergie dispersive Link Systems EDS-LZ25, couplé à une sonde MAC 400, du laboratoire de microsonde électronique du Département de génie minéral de l'École Polytechnique de Montréal.

Données techniques : Temps de comptage : 100 s
 Potentiel d'accélération : 15 kV
 Référence : Co
 Courant : 10 nA
 Fenêtre : Be

Résolution : 150 eV à 5,89 keV (K α Mn)
 Limite de détection : ~0,5%
 Précision : $\pm$ 0,3%
 Standards : Minéraux naturels

sous forme de lamelles orientées dans la bornite (figure 46b) et en grains très fins dans la digénite. La bornite contient des inclusions de sulfosels de Cu-As-S.

La paragenèse déduite de ces textures indique donc la formation de phases ferri-fères (Py), suivie de phases ferri-cuprifères (Bn-Dg) et finalement de phases cupro-argentifères (St-Mc) et argentifères (Ga). Les textures des microfractures indiquent clairement que la mise en place de l'or est synchrone avec la mise en place des phases ferri-cuprifères (figure 47).

Altération des épontes

MÉTASOMATISME

ANTÉMÉTAMORPHISME M₁

L'étude pétrographique des schistes quartzifères à phénocristaux de quartz et albite (unité 7), des schistes rubanés à phénocristaux de quartz et albite (unité 5), des phyllonites et brèches phyllonitiques (unité 8) et des schistes à andalousite (unité 10) met en évidence une caractéristique commune à ces lithologies

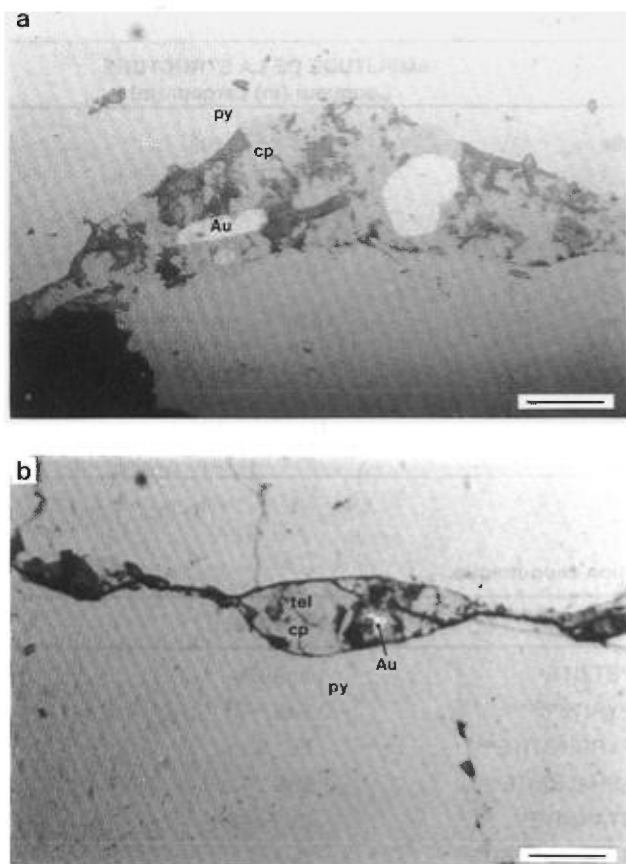


FIGURE 44 – Inclusions d'or dans la chalcopyrite.

- a) Photomicrographie. Inclusions d'or (Au) dans la chalcopyrite (cp) qui comble les fractures des grains de pyrite. Lumière réfléchie. Échantillon 87-6-119. Échelle = 0,03 mm.
- b) Photomicrographie. Or (Au) en inclusion avec des tellurures (tel) dans la chalcopyrite (cp) qui comble les fractures des grains de pyrite. Lumière réfléchie. Échantillon 87-2-106. Échelle = 0,03 mm.

métamorphiques, à savoir la présence d'yeux de quartz bleu. Ces phénocristaux indiquent la nature ignée des protolithes de ces unités.

Les données géochimiques concernant ces lithologies ainsi que l'unité siliceuse à andalousite (unité 12) indiquent qu'elles sont toutes de composition felsique, plus précisément rhyolitique (tableau 7). Les profils des éléments du groupe des terres rares de ces lithologies sont sub-parallèles et occupent un champ limité (figure 6).

Les données pétrographiques et géochimiques suggèrent donc que toutes les lithologies mentionnées ci-haut sont dérivées de protolithes ignés de composition rhyolitique. Les minéraux métamorphiques de ces unités sont toutefois fort différents d'une lithologie à l'autre, de même que la qualité de préservation des phénocristaux d'albite. Les unités 5 et 7 sont généralement caractérisées par la présence de phénocristaux d'albite (figure 18a). La brèche phyllonitique (unité 8) est pour sa part caractérisée par le remplacement de

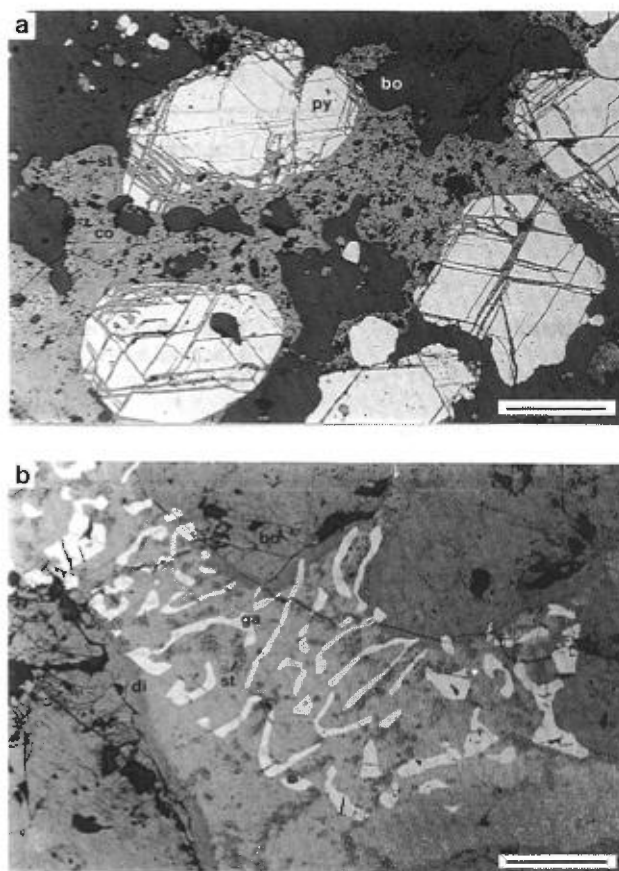


FIGURE 45 – Textures de la pyrite et de la galène.

- a) Photomicrographie. Grains de pyrite (py) fracturés montrant une texture en atoll dans la bornite (bo). La bornite est partiellement remplacée par un assemblage de stromeyerite (st) et de covellite (co). Lumière réfléchie. Échantillon 87-6-28-1. Échelle = 0,5 mm.
- b) Photomicrographie. Texture graphique définie par la galène (ga) en inclusions dans la stromeyerite (st). Ces phases remplacent la bornite. Une bordure de digénite (di) sépare la bornite de la stromeyerite alors que la galène est directement en contact avec la bornite. Lumière réfléchie. Échantillon 87-6-28-1. Échelle = 0,2 mm.

l'albite par un assemblage de séricite-quartz. Ces assemblages pseudomorphosent les phénocristaux d'albite. Le dynamométamorphisme tend, cependant, à oblitérer cette texture et les assemblages de séricite-quartz, pseudomorphes des phénocristaux d'albite, se confondent avec le rubanement dans l'unité 8. Seuls certains secteurs protégés de la déformation permettent l'identification de cette texture de remplacement. La zone à andalousite ne montre aucune trace de phénocristaux d'albite. La stabilité de l'andalousite dans ces unités reflète les teneurs extrêmement basses en Ca, Na et K de ces roches (tableau 8). Les unités 10 et 12 constituent une zone à andalousite qui est englobée dans une zone séricitique (unité 8), elle-même englobée dans des roches plus fraîches. Par fraîches, nous désignons les roches où sont préservés les phénocristaux d'albite.

teneurs en Mn des autres lithologies sont généralement inférieures à 0,01%. Le manganèse y est concentré dans les grenats. La concentration du manganèse à proximité des dépôts de sulfures, quelle que soit la nature des roches environnantes, a été fréquemment rapportée (voir Wonder *et al.*, 1988 et Stumpfl, 1979). Dans les cas où le contexte stratigraphique de ces dépôts est connu, le manganèse apparaît concentré au-dessus, à l'intérieur ou sous ces dépôts (Stumpfl, 1979). Le manganèse tend à se retrouver dans le grenat lorsque les lithologies manganésifères sont métamorphisées (Stumpfl, 1979). À LaRonde, les lithologies manganésifères (8b et 9) se retrouvent dans la zone séricitique (unité 8).

La composition de la chlorite varie également de façon systématique selon sa position par rapport aux zones minéralogiques décrites précédemment. La chlorite n'est que très rarement observée dans la zone à andalousite. Dans la zone à séricite, la chlorite apparaît en traces et est de composition magnésienne (clinocllore: $Mg/(Mg+Fe) > 0,95$). Dans l'unité 9 et dans les roches fraîches, la chlorite est plus ferrière (clinocllore: $0,58 < Mg/(Mg+Fe) < 0,95$). Les veinules anté-M₁ qui recoupent les roches fraîches contiennent cependant de la chlorite très magnésienne. La chlorite associée aux schistes graphitiques (unité 3) et aux lentilles de pyrrhotite massive (unité 4) est également très magnésienne. La tendance du rapport $Mg/(Mg+Fe)$ à augmenter dans la chlorite en approchant d'un corps minéralisé est bien connue (voir Bryndzia et Scott, 1987). Dans les terrains métamorphiques, cette tendance a été imputée soit aux processus de mise en place de la minéralisation (Large, 1975; Bryndzia et Scott, 1983; Urabe *et al.*, 1983), soit aux processus métamorphiques (Nesbitt et Kelly, 1980; Nesbitt, 1982; Mohr et Newton, 1983). Récemment, une étude du mode de formation des chloritites associées au gisement de sulfures massifs de Phelps Dodge, Québec, a démontré que l'altération hydrothermale y a produit des chlorites essentiellement dépourvues de Fe et que le caractère magnésien de ces chlorites reflète un stade d'altération avancé (MacLean et Kranidiotis, 1987).

Une description détaillée de la minéralogie des roches hôtes et des roches encaissantes de la zone principale de la mine LaRonde a été réalisée par Eliopoulos (1983), qui décrit en détail la chimie des micas blancs, des chlorites, des plagioclases et des grenats rencontrés dans ces roches. L'étude pétrographique présentée à la section descriptive permet de regrouper les roches hôtes et les roches encaissantes en trois zones minéralogiques: la zone à andalousite, la zone à séricite et les roches fraîches. L'étude de la chimie des micas blancs et des plagioclases permet de subdiviser la zone à séricite en trois zones et Eliopoulos (1983) a ainsi défini cinq

zones minéralogiques (voir tableau 9). La zone séricitique externe (par rapport aux corps de pyrite massive) est caractérisée par des rubans de muscovite et par l'absence de phénocristaux d'albite et de porphyroblastes de plagioclases. La zone séricitique médiane est caractérisée par la présence de porphyroblastes d'andésine associés à des rubans de muscovite et margarite. La zone séricitique interne est une zone à porphyroblastes d'albite associés à des rubans de muscovite et paragonite. Une muscovite riche en baryum et de la paragonite représentent les micas blancs de la zone à andalousite.

La zonalité minéralogique est donc définie à partir de la minéralogie métamorphique. L'identification des phases qui constituaient les assemblages d'altération ne saurait donc être qu'approximative. Les variations dans l'espace de la chimie de ces phases permettent de définir la zonalité chimique liée au métasomatisme anté-M₁ (tableau 10) et de préciser la nature de ce système d'altération. Le Ba est concentré dans la zone à andalousite. Le Na est concentré dans les zones à andalousite et à muscovite-albite. Le Ca est concentré dans la zone à margarite-andésine qui forme une mince enveloppe autour de la zone à paragonite-albite. La chimie des porphyroblastes de plagioclase reflète en partie celle des micas blancs à partir desquels ils cristallisent. La chimie de ces micas blancs reflète de même la chimie des assemblages d'altération résultant du métasomatisme. La zonalité minéralogique observée peut être expliquée par le lessivage des éléments alcalins dans le cœur de la zone altérée (zone à andalousite) et par la transfert de ces éléments vers la zone à séricite.

MÉTASOMATISME POSTMÉTAMORPHISME M₁

Les roches hôtes de la minéralisation de Au-Ag-Cu sont caractérisées par le remplacement de leurs minéraux métamorphiques par des assemblages d'altération rétrogrades (voir section sur le métamorphisme rétrograde). Les roches de la zone à andalousite sont affectées par cette altération. Il est important de noter que l'intensité de l'altération post-M₁ est très variable et que les secteurs où cette altération est discrète ou absente ne contiennent pas de minéralisation économique à l'inverse des secteurs où cette altération est marquée. L'altération est focalisée dans les zones de déformation fragile post-M₁.

Dans la zone à andalousite, cette altération affecte l'andalousite, la kyanite et la pyrite. Les alumino-silicates sont alors remplacés par des assemblages de pyrophyllite-diaspore-kaolinite. La kaolinite est un produit d'altération majeur alors que le diaspore est un produit mineur. Du corindon a été observé en traces également (Eliopoulos, 1983). La pyrite est remplacée par des sulfures de Fe-Cu et de Cu auxquels est associé l'or.

TABEAU 9 - Zonalité minéralogique liée au métasomatisme anté- M_1 , d'après Eliopoulos (1983)

	ASSEMBLAGES MÉTAMORPHIQUES (M_1)	ASSEMBLAGES PRÉCURSEURS	TENDANCE VERS LE COEUR DE LA ZONE
Roches fraîches	Rubans de muscovite (phénocristaux d'albite préservés au moins en partie)	Muscovite	Augmentation du pourcentage de muscovite
Zone à muscovite	Rubans de muscovite (phénocristaux d'albite détruits) Rutile	Muscovite-quartz	Augmentation du pourcentage de muscovite
Zone à margarite-andésine-spessartite	Rubans de muscovite-margarite-andésine Chlorite magnésienne dans les veines de quartz-pyrite Rutile	Muscovite-margarite-quartz	Augmentation du contenu en Na et Ba dans la muscovite Diminution du contenu en Ca dans le plagioclase Augmentation du pourcentage de muscovite Augmentation du pourcentage de pyrite
Zone à muscovite-albite	Rubans de muscovite-paragonite-albite Chlorite magnésienne dans les veines de quartz-pyrite Rutile	Muscovite-paragonite-quartz	Augmentation du contenu en Na et Ba dans la muscovite Augmentation du pourcentage de pyrite
Zone à andalousite	Rubans de Ba-muscovite-paragonite-andalousite Rutile	Ba-muscovite-paragonite-pyrophyllite-kaolinite	

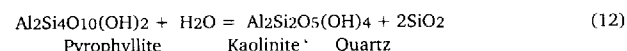
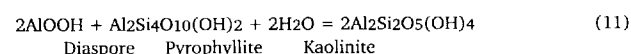
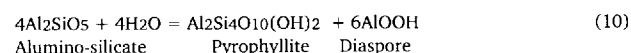
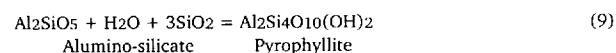
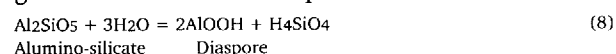
TABEAU 10 - Zonalité chimique liée au métasomatisme anté- M_1 , d'après Eliopoulos (1983)

ZONES MINÉRALOGIQUES	CHIMIE DES MICAS BLANCS				CHIMIE DES PLAGIOCLASES			
Roches fraîches et zone à muscovite	K	8,56-10,37	Mu	82,7-93,4				
	Na	0,14-1,87	Pa	2,1-24,4				
	Ba	0,18-0,65	BM	0,5-1,9				
Zone à margarite-andésine	K	0,01-5,61	Mu	0,1-45,0	Na	5,50-7,27	Ab	53,8-63,9
	Na	0,82-2,94	Pa	11,5-40,9	Ca	7,18-8,44	An	35,3-45,7
	Ca	4,06-11,42	Ma	32,9-88,4	K	0,01-0,08	Or	0,1-0,5
	Ba	0,00-0,27	BM	0,0-0,8				
Zone à andalousite	K	0,36-8,38	Mu	3,0-82,2				
	Na	0,83-7,76	Pa	12,4-96,9				
	Ba	0,00-6,95	BM	0,00-17,8				

Ba: BaO%, Ca: CaO%, K: $K_2O\%$, Na: $Na_2O\%$.

Ab: % albite, An: % anorthite, BM: % Ba-muscovite, Ma: % margarite, Mu: % muscovite, Pa: % paragonite. Exprimé en pourcentage moléculaire.

Plusieurs réactions peuvent produire les assemblages d'altération observés pour les alumino-silicates:



Les réactions 4 à 7 peuvent également contribuer à la formation de la kaolinite et de la pyrophyllite à partir de la paragonite et de la Ba-muscovite qui coexistent avec les alumino-silicates. Les textures observées indi-

quent l'altération de l'andalousite et de la kyanite et la formation de kaolinite comme principal produit d'altération. La kaolinite forme fréquemment avec le quartz un assemblage qui pseudomorphose les porphyroblastes d'andalousite. Cette paragenèse indique la saturation des fluides en SiO_2 . La formation de la kaolinite implique que la température maximale des fluides est inférieure à 300°C (figure 48b et c). Par ailleurs, la formation simultanée de kaolinite et de quartz implique que la température à ce stade de l'altération était inférieure à 260°C (figure 48b et c). La saturation en quartz du fluide suggère une altération des alumino-silicates selon successivement les réactions (9), (10), (11) et (12). Les assemblages d'altération des alumino-silicates de même que les réactions

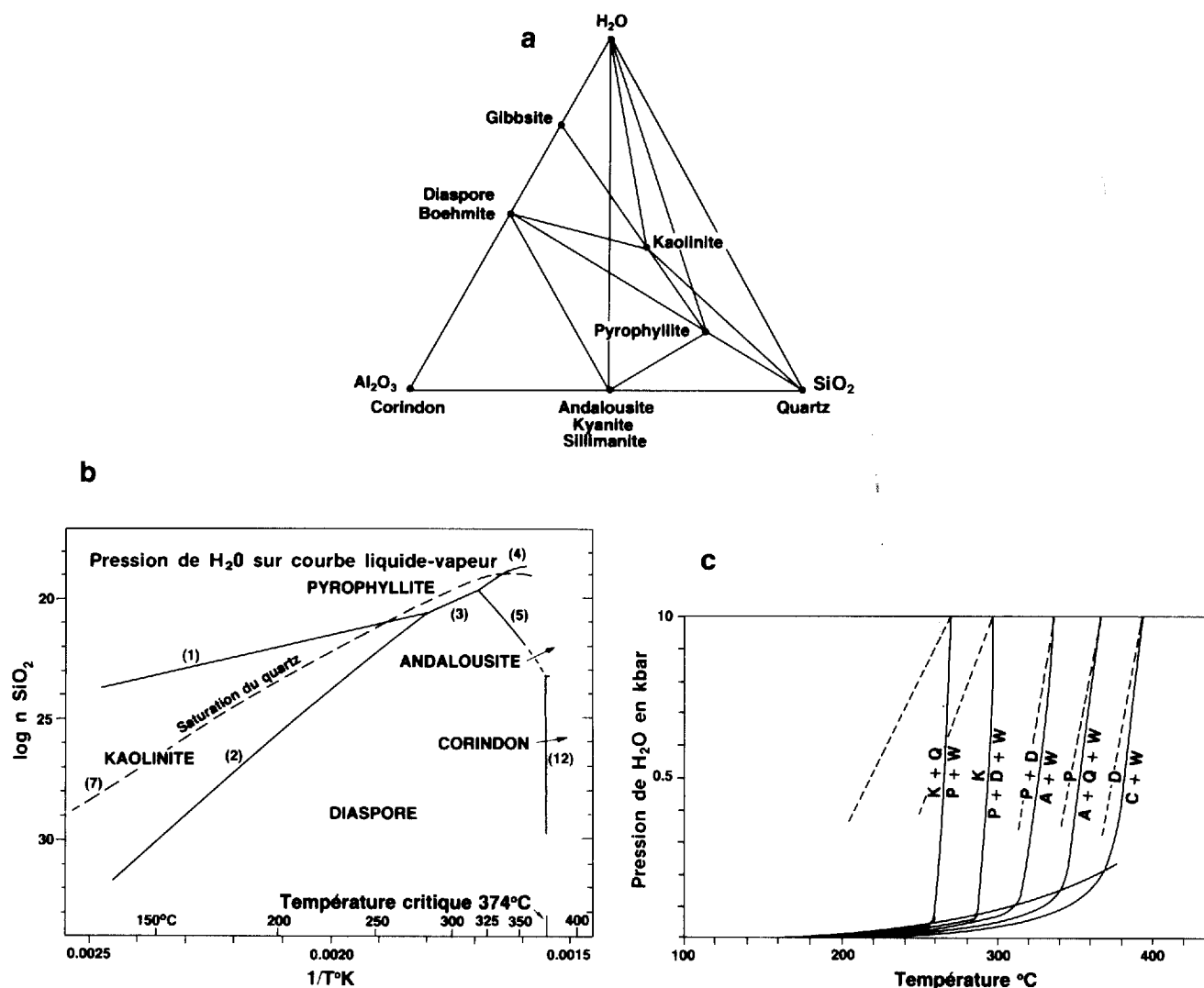


FIGURE 48 – Tirée de Hemley *et al.*, 1980.

- Diagramme de composition pour le système Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . L'assemblage andalousite-quartz représente la composition des roches des zones à andalousite avant l'altération rétrograde. Les assemblages pyrophyllite-quartz, pyrophyllite-diaspore, pyrophyllite-kaolinite, pyrophyllite-kaolinite-quartz et kaolinite-quartz sont formés lors de l'altération rétrograde.
- Relations entre les phases du système Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O en fonction de la disponibilité du SiO_2 et de la température. Les assemblages métamorphiques et rétrogrades identifiés indiquent la saturation en quartz du système.
- Relations entre les phases du système Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O en fonction de la pression d' H_2O et de la température. La déstabilisation de l'andalousite en diaspore indique une température inférieure à 375°C et l'assemblage kaolinite-quartz recquiert une température inférieure à 260°C . Symboles – A: andalousite; C: corindon; D: diaspore; K: kaolinite; P: pyrophyllite; Q: quartz; W: H_2O .

qui les ont produits indiquent donc que les fluides impliqués sont de température inférieure à 300°C et que l'activité de l'hydrogène y est beaucoup plus importante que l'activité du potassium ou du sodium.

La pyrite dans les secteurs rétrogradés est partiellement remplacée par de la chalcopryrite puis cet assemblage par de la bornite et enfin la bornite est remplacée par la chalcocite et par un assemblage de stromeyerite-mckinstryite-galène-sulfosels de Pb-Ag-Bi. Cette paragenèse indique une activité importante du cuivre par rapport à celle du fer. Elle indique également une activité du cuivre importante par rapport à celle de l'hydrogène. La concentration de l'or sous forme d'inclusions dans la chalcopryrite indique que la précipita-

tion de l'or et la précipitation de la chalcopryrite sont liées génétiquement.

Isotopes stables

ÉTUDES ANTÉRIEURES

Quelques données sur la géochimie isotopique du carbone et de l'oxygène à LaRonde sont déjà disponibles dans la littérature (Wyman *et al.*, 1986; Kerrich, 1987; Kerrich *et al.*, 1987). La composition isotopique de la calcite, telle que rapportée dans ces publications, est de $\delta^{13}\text{C} = -3,4 \pm 0,7 \text{‰}$ et $\delta^{18}\text{O} = 11,0 \pm 1,0 \text{‰}$ pour les roches métamorphiques mafiques, et de $\delta^{13}\text{C} = -3,4 \pm 0,1,8 \text{‰}$ et $\delta^{18}\text{O} = 12,1 \pm 1,5 \text{‰}$ pour les roches

métamorphiques felsiques (Kerrick *et al.*, 1987). La calcite est généralement postérieure au métamorphisme dans ces roches (voir annexe F). La signature isotopique du carbone dans ces roches devrait donc être celle de l'activité hydrothermale syn- à post-tectonique. Pour l'ensemble de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, la composition isotopique du carbone et de l'oxygène des minéraux des filons aurifères est relativement limitée (e.g. $\delta^{18}\text{O} = 10\text{--}16\text{‰}$ pour le quartz et $\delta^{13}\text{C} = -10\text{--}0\text{‰}$; Kerrich, 1987), et cette signature est limitée à des intervalles encore plus étroits à l'échelle de chaque gisement (de l'ordre de 1-2‰). Les résultats publiés sur Dumagami corroborent cette tendance. Cette uniformité isotopique a amené Kerrich à proposer une source homogène pour l'origine des fluides minéralisateurs aurifères à l'échelle de la ceinture abitibienne. Quoique Kerrich favorise l'hypothèse d'une source de fluide métamorphique, les données demeurent équivoques. La composition isotopique calculée pour ces fluides est compatible non seulement avec celle de fluides métamorphiques, mais également avec celle de fluides magmatiques ou d'eau de mer et/ou d'eau météorique recyclées dans des conditions particulières (Kerrick, 1987).

Plusieurs modèles ont été proposés pour expliquer les variations limitées de la composition isotopique du carbone, ces modèles invoquant des fluides magmatiques (Wood *et al.*, 1986), "juvéniles" (ou mantelliques, e.g. Cameron, 1988) ou métamorphiques (Kerrick, 1987). Chacune de ces sources pourrait générer les signatures isotopiques observées ($\delta^{13}\text{C} \approx -5\text{‰}$), quoique chacun des modèles requière que les variations observées par rapport à la composition isotopique moyenne soient produites par des changements de l'état d'oxydation durant le transport ou par la production (dans le modèle métamorphique) de carbone à partir de lithologies-sources localement homogènes. Ces données ne sont donc utiles à l'identification de la source des fluides minéralisateurs dans des modèles génétiques que lorsqu'elles sont intégrées à l'ensemble des données géologiques.

Des données sur la géochimie isotopique de l'oxygène des roches encaissantes et des roches hôtes du gisement sont également présentées dans la thèse d'Eliopoulos (1983). Les données d'Eliopoulos indiquent que les roches mafiques altérées ont un $\delta^{18}\text{O} = 11,3 \pm 0,2\text{‰}$, les roches felsiques altérées ont un $\delta^{18}\text{O} = 12 \pm 0,6\text{‰}$ et les roches felsiques les plus fraîches un $\delta^{18}\text{O} = 12,5 \pm 0,3\text{‰}$. Ces signatures sont atypiques des roches volcaniques, lesquelles montrent généralement un $\delta^{18}\text{O} \approx 8\text{‰}$ pour les termes felsiques et un $\delta^{18}\text{O} \approx 6\text{‰}$ pour les termes mafiques (Taylor, 1968). Ces données suggèrent que les roches volcaniques hôtes à Dumagami sont, soit dérivées d'un magma auquel une source crustale d'origine sédimentaire a contribué de façon significative, soit rééqui-

librées isotopiquement durant un épisode d'altération hydrothermale postérieur à leur mise en place.

Les compositions isotopiques des concentrés de minéraux (quartz, phénocristaux d'albite, porphyroblastes d'andésine, et chlorite) provenant des roches hôtes ont été utilisées dans l'interprétation de la signature isotopique anormale de ces roches (Eliopoulos, 1983). La composition isotopique du quartz et de l'albite des roches fraîches étaient de $\delta^{18}\text{O} = 10,7\text{‰}$ et $\delta^{18}\text{O} = 14,1\text{--}15,2\text{‰}$, respectivement. Dans les roches encaissantes (zone à séricite), la composition isotopique des minéraux était toutefois différente: $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}} = 13,5\text{--}15,6\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{andésine}} \approx 11,4\text{‰}$, et $\delta^{18}\text{O}_{\text{chlorite}} = 6,3\text{--}8,4\text{‰}$. La composition isotopique de l'oxygène pour des assemblages à l'équilibre devrait obéir à un fractionnement tel que $\delta^{18}\text{O}_{\text{chlorite}} < \delta^{18}\text{O}_{\text{plagioclase}} < \delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$ (Taylor, 1979). Or, les relations isotopiques rapportées par Eliopoulos (1983) pour les roches fraîches indiquent $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}} < \delta^{18}\text{O}_{\text{plagioclase}}$. Cette signature isotopique dans les roches fraîches a été interprétée comme indiquant une signature "roche totale" initiale de $\delta^{18}\text{O} \approx 8\text{‰}$ pour les rhyolites (en raison de l'enrichissement moyen typique de 1-2,5‰ pour le quartz par rapport à la roche totale dans les rhyolites; Taylor, 1968). De plus, il y a modification de la signature initiale à la faveur de réactions avec l'eau de mer à basse température ($\sim 150^\circ\text{C}$), causant la rééquilibration de l'albite mais non celle du quartz qui est stable à cette température. Par ailleurs, la composition isotopique des minéraux à proximité des corps de pyrite massive respecte les relations théoriques pour des assemblages à l'équilibre (voir ci-dessus), ce qui suggère un équilibre isotopique à température plus élevée (300-400°C) et avec un fluide ayant un $\delta^{18}\text{O}$ élevé ($\delta^{18}\text{O} = 9,5 \pm 2,5\text{‰}$) et bien supérieur à celui de l'eau de mer. La composition isotopique de ce fluide correspond à celle normalement observée pour des fluides magmatiques et métamorphiques (Taylor, 1979). Eliopoulos (1983) en conclut que des fluides d'origine magmatique ou métamorphique affectèrent les roches encaissantes, probablement bien après leur rééquilibration avec un fluide à basse température.

ISOTOPES DU SOUFRE ET DE L'OXYGÈNE

Méthodes analytiques

La composition isotopique de l'oxygène a été déterminée lors de la présente étude à partir d'échantillons prélevés dans les galeries d'accès de la mine sur chacun des niveaux ainsi que sur des carottes de forage. La grille d'échantillonnage permet d'évaluer les variations de la signature isotopique en fonction de la distance (ou du degré d'altération) par rapport aux corps de pyrite massive (variations horizontales), et également les variations parallèlement aux limites des zones d'altération pour un faciès d'altération donné (variations verticales) (figure 49a). La préparation des échantillons

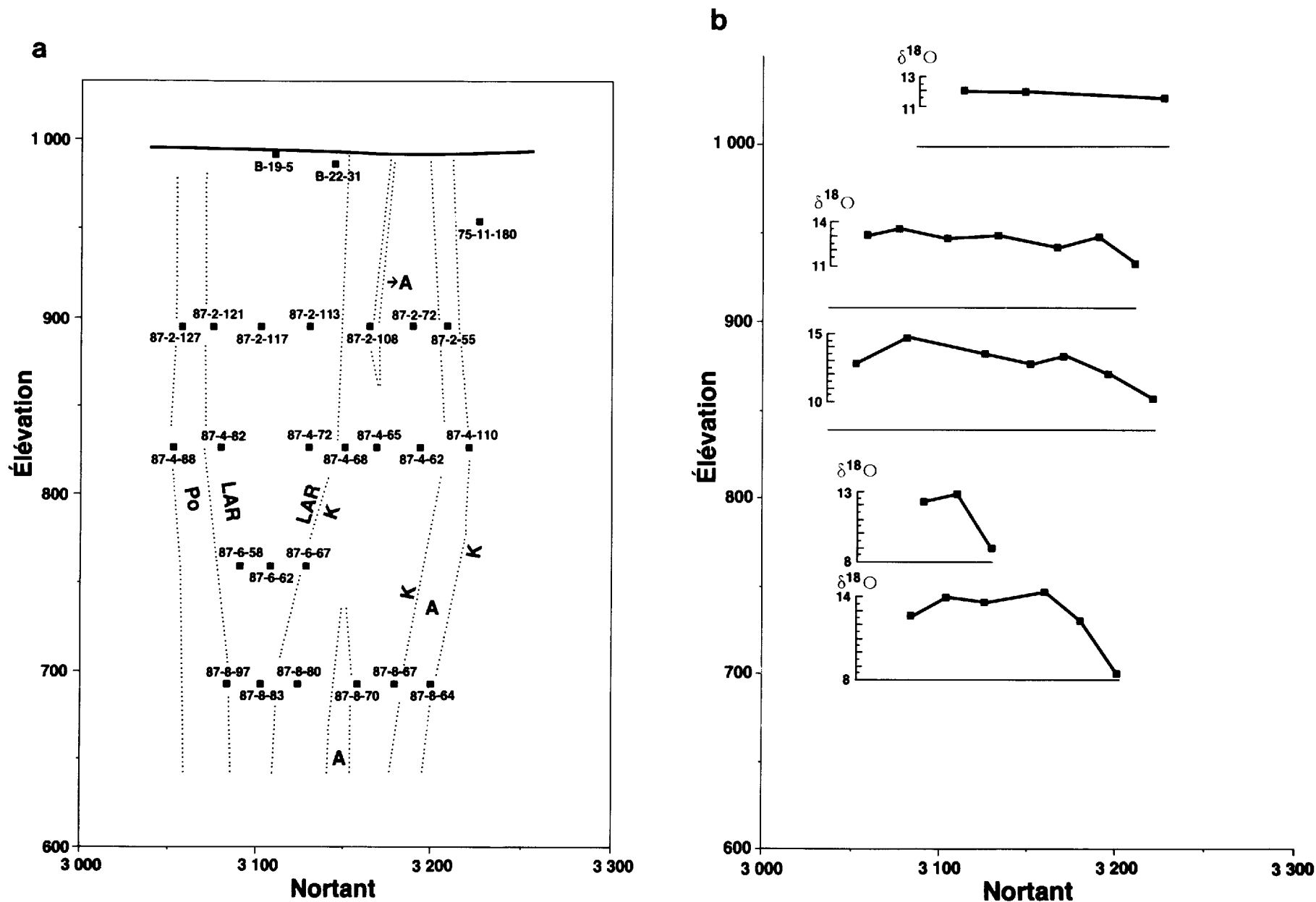


FIGURE 49 – Géochimie des isotopes d'oxygène, section 6440E de la mine LaRonde (Dumagami)

- a) Localisation des échantillons analysés pour la géochimie isotopique de l'oxygène. Faciès d'altération: Po : zone à pyrrhotite (unité 4); LAR: roches fraîches; K: zone à séricite; A: zone à andalousite.
- b) Vue composite des profils de $\delta^{18}\text{OSMOW}$ (‰)

pour les analyses des isotopes de l'oxygène incluait le broyage et l'homogénéisation d'échantillons assez volumineux pour être représentatifs de leur lithologie. L'oxygène a été extrait des échantillons selon la technique de réaction au BrF_5 de Clayton et Mayeda (1963), suivi d'une conversion du O_2 en CO_2 par réaction avec du graphite à chaud. Les analyses de la composition isotopique de l'oxygène du CO_2 furent effectuées à l'aide d'un spectromètre de masse Nuclide 6-60-RMS, avec correction pour la contribution induite par l'instrument aux valeurs mesurées (Craig, 1957; Deines, 1970). Tous les résultats sont présentés versus V-SMOW (Baertschi, 1976). La précision analytique pour les analyses de roche totale est de $\pm 0,2 \text{ ‰}$.

La composition isotopique du soufre de plusieurs sulfures a également été déterminée lors de cette étude. Des concentrés monominéraliques de sulfures dont la granulométrie était comprise entre 80 et 100 mesh ont été obtenus après broyage des échantillons et, lorsque nécessaire, séparation dans l'iodure de méthylène et au séparateur électromagnétique Frantz. Des analyses ont été effectuées sur les pyrites des corps de pyrite massive, sur les pyrites et les pyrrhotites des lentilles de sulfures de l'unité 4, sur les sphalérites et les galènes des unités 8b, 9 et 10 et sur les sulfures de Cu-Fe-Ag de la zone principale. Les analyses isotopiques ont été effectuées à l'Université McMaster sous la supervision du Dr C.C. McMullen. L'extraction du soufre des concentrés a été réalisée selon la technique décrite par Fritz *et al.* (1974), par le biais d'une réaction avec de l'oxyde cuprique à 1000°C pour produire du SO_2 analysable au spectromètre de masse. Les données isotopiques sont exprimées selon la référence CDT (Canon Diablo Troilite, Thode *et al.*, 1961). La précision analytique est de $\pm 0,4 \text{ ‰}$ (C.C. McMullen, communication personnelle). Cependant, la reproductibilité analytique des données publiées par ce laboratoire indique une précision de $\pm 0,2 \text{ ‰}$ sur les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$.

Résultats

Les résultats des analyses pour le soufre sont présentés à la figure 50; les $\delta^{34}\text{S}$ sont compris entre -1 ‰ et $+6 \text{ ‰}$. Les résultats des analyses pour l'oxygène sont présentés au tableau 11. Les compositions mesurées sont comprises entre $\delta^{18}\text{O}=8,2 \text{ ‰}$ et $\delta^{18}\text{O}=14,7 \text{ ‰}$, quoique la majorité des échantillons ait une signature de $\delta^{18}\text{O}=12\text{--}14 \text{ ‰}$. Ces données sont comparables à celles obtenues par Eliopoulos (1983). Les signatures isotopiques du soufre sont comparable à celles publiées pour plusieurs gisements d'or archéens, à l'exception de Hemlo (cf. Kerrich, 1987; Trudel *et al.*, 1989), et à celles publiées pour plusieurs gisements de sulfure massif archéens (Franklin *et al.*, 1981). La signature isotopique du soufre n'est donc pas

diagnostique des processus génétiques à la base de la formation de ces gisements.

Des variations systématiques horizontales et verticales dans la composition isotopique de l'oxygène sont notées (figure 49b). Les échantillons les plus riches en ^{18}O (i.e. ceux avec les valeurs les plus élevées de $\delta^{18}\text{O}$) sont ceux des roches fraîches (LAR), avec des valeurs moyennes de $\delta^{18}\text{O}=13\pm 1 \text{ ‰}$, sans variation verticale notable. Les échantillons des zones à sérécite (K) et à andalousite (A) montrent des signatures plus hétérogènes, mais systématiquement inférieures à celles des roches fraîches (figure 49b). Ces échantillons montrent également une variation verticale systématique de leur signature, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ étant de plus en plus basses en profondeur ($\delta^{18}\text{O}=11,5 \text{ ‰}$ à la surface et $\delta^{18}\text{O}=8,2 \text{ ‰}$ au niveau 8). Les échantillons de l'unité 4 (minéralisées en pyrrhotite-pyrite) sont également légèrement appauvris ($1\text{--}2 \text{ ‰}$) en ^{18}O par rapport aux roches fraîches, mais sans variation verticale notable.

Deux assemblages isotopiques distincts peuvent être reconnus pour les sulfures; le premier regroupe les sulfures des zones à andalousite (unités 10-11-12) et à grenat (unités 8b et 9) ($\delta^{34}\text{S}=-1 \text{ ‰}$ à $+2 \text{ ‰}$), et le second regroupe les sulfures de l'unité 4 ($\delta^{34}\text{S}=4\text{--}6 \text{ ‰}$). Par ailleurs, les sulfures de la zone à andalousite sont isotopiquement homogènes, qu'ils soient associés ou non à la minéralisation aurifère.

Isotopes de l'oxygène: discussion

L'étude pétrographique des roches hôtes indique que leur minéralogie est pour l'essentiel d'origine métamorphique, et que les assemblages métamorphiques résultèrent d'une recristallisation isochimique (système clos) prograde. Cependant, la minéralogie et la géochimie de ces roches ainsi que la préservation de fragments altérés mais non déformés à l'intérieur des corps de pyrite massive indiquent une activité hydrothermale prémétamorphique. Une activité hydrothermale (système ouvert) sous des conditions rétrogrades est toutefois clairement associée aux zones économiques, alors que les assemblages à andalousite-muscovite $\pm$ kyanite sont partiellement ou totalement remplacés par des assemblages à kaolinite-pyrophyllite-quartz $\pm$ diaspore. Les réactions en système clos ne modifient pas la signature isotopique des roches, mais modifient la signature des minéraux de ces roches. Des modifications significatives de la signature des roches ne peuvent que traduire des réactions en système ouvert impliquant une phase fluide mobile. Les changements isotopiques résultants sont difficiles à définir en termes généraux, et ils sont fortement dépendants de la nature et de la composition isotopique de la phase fluide impliquée (Valley, 1986). A partir des données

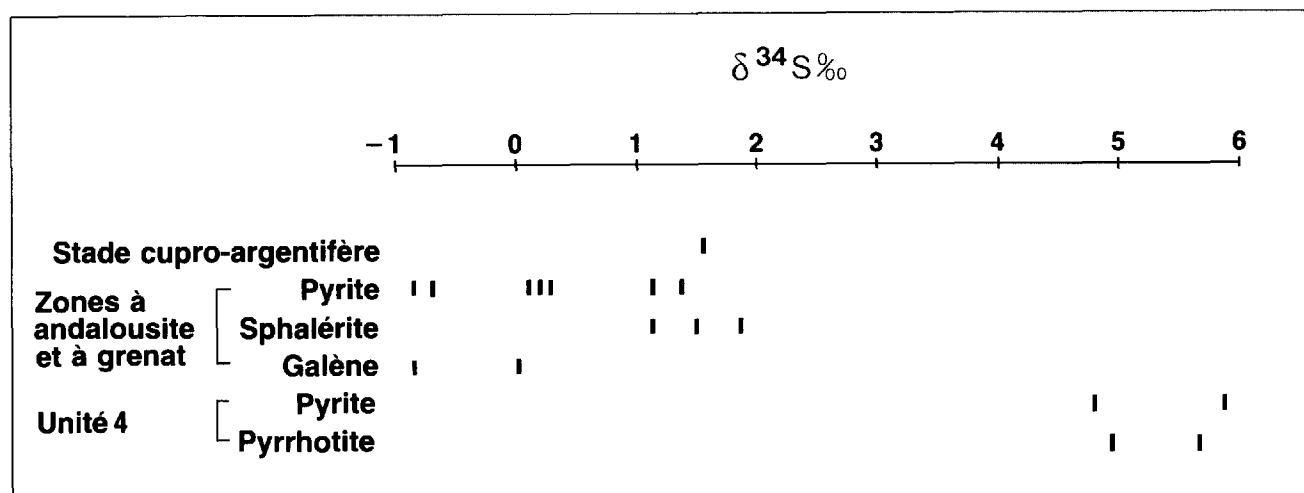


FIGURE 50 – Composition isotopique du soufre des sulfures de la mine LaRonde (Dumagami).

TABEAU 11 - Signature des isotopes de l'oxygène dans les roches hôtes et les roches encaissantes. Tous les échantillons proviennent de la section 6440 E (voir figure 49).

ÉCHANTILLON	NORTANT	ÉLÉVATION	UNITÉ	ZONE	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} (\text{‰})$
75-11-188	3224	966,5	8	K	11,5
B-19-5	3110	1007	5	LAR	12,1
B-22-31	3145	1001	5	LAR	12,0
87-2-55	3208	907	12	A	11,2
87-2-72	3188	907	8	K	13,1
87-2-108	3165	907	8	K	12,3
87-2-113	3131	907	7	LAR	13,2
87-2-117	3102	907	7	LAR	13,0
87-2-121	3074	907	7	LAR	13,6
87-2-127	3056	907	4	Po	13,2
87-4-62	3193	837	8	K	12,0
87-4-65	3168	837	8	K	13,3
87-4-68	3150	837	8	K	12,8
87-4-73	3124	837	7	LAR	13,5 (13,6)
87-4-82	3079	837	5	LAR	14,7
87-4-88	3051	837	4	Po	12,8
87-4-110	3219	837	10	A	10,2
87-6-58	3090	767	5	LAR	12,2
87-6-62	3109	767	7	LAR	12,8
87-6-67	3129	767	5	K	9,0
87-8-64	3200	697	10	A	8,5 (8,2-8,5)
87-8-67	3179	697	8	K	12,2 (12,0)
87-8-70	3159	697	8	K	14,3
87-8-80	3125	697	8	K	13,5
87-8-83	3103	697	7	LAR	13,8
87-8-97	3083	697	4	Po	12,6

Unité: voir texte. Zone: zone d'altération; LAR: roches fraîches; K: zone séricitique; A: zone à andalousite; Po: zone à pyrrhotite-pyrite. SMOW: standard mean ocean water

pérogaphiques, on peut conclure que la signature isotopique de la plupart des échantillons analysés lors de cette étude reflète une origine prémétamorphique. Les variations horizontales observées (diminution de $\delta^{18}\text{O}$ vers les corps de pyrite massive) suggèrent que la formation des zones d'altération est synchrone à l'épisode d'altération à basse température proposé par Eliopoulos (1983). La corrélation entre les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et le degré d'altération peut refléter l'altération

progressive en alumino-silicates des protolithes felsiques. La température de formation des assemblages d'altération ainsi que la composition isotopique des fluides hydrothermaux ne peuvent toutefois être déterminées à partir de ces données. Cependant, un métasomatisme à basse température (100-200°C) par des fluides dérivés de l'eau de mer ($\delta^{18}\text{O} \approx 0 \text{ ‰}$) pourrait générer les signatures isotopiques observées dans les roches encaissantes autour des corps de pyrite massive.

Les variations verticales des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ à l'intérieur des zones à séricite et à andalousite (de 8 à 12 ‰) produites par le métasomatisme postmétamorphique peuvent être expliquées par diverses combinaisons de conditions de température et de signature isotopique de la phase fluide impliquée ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}} = 0 \text{ ‰ à } 100^\circ\text{C} \Leftrightarrow \delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}} = 9 \text{ ‰ à } 300\text{-}400^\circ\text{C}$; Criss et Taylor, 1986). Cependant, les compositions isotopiques et les températures calculées ($\delta^{18}\text{O} = 9 \pm 3 \text{ ‰ à } 300\text{-}400^\circ\text{C}$) par Eliopoulos (1983) sont compatibles avec les variations identifiées dans cette étude et attribuées au métasomatisme postmétamorphique, ce qui nous amène à conclure que ces conditions sont les plus probables pour cet événement.

La corrélation positive entre la minéralisation aurifère et le métasomatisme postmétamorphique telle que documentée à la mine LaRonde suggère que ces deux phénomènes sont reliés et résultent d'un processus commun. En conséquence, l'origine de la minéralisation aurifère à LaRonde est attribuée à un fluide ayant une signature isotopique de $\delta^{18}\text{O} = 9 \pm 3 \text{ ‰}$ à une température de $300\text{-}400^\circ\text{C}$. Ces conditions sont similaires à celles suggérées pour la mise en place de la minéralisation aurifère des gisements voisins de Bousquet et Doyon (Hoy *et al.*, 1988), et elles sont également compatibles avec la tendance des valeurs de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$ à augmenter vers l'est, telle que documentée dans ces gisements. Cette tendance indique que le processus de mise en place de l'or à LaRonde est directement relié au processus de mise en place de l'or dans les autres gisements du district de Bousquet.

Isotopes du soufre: discussion

Le manque de distinction isotopique entre les sulfures des minéralisations de Pb-Zn et de $\text{Fe} \pm \text{Cu} \pm \text{Au}$ des schistes à andalousite et des schistes à grenat suggère que ces sulfures se formèrent sous des conditions thermochimiques identiques (conditions d'oxydation et température; Ohmoto et Rye, 1979). La dernière conclusion, cependant, ne requiert pas obligatoirement que les assemblages non-aurifères et aurifères soient issus du même système hydrothermal (quoique ce soit le modèle le plus simple). Il est possible en effet que plusieurs stades d'altération hydrothermale aient affecté les zones minéralisées sans qu'il en résulte pour autant une signature isotopique distincte; ceci peut s'expliquer par la similarité dans la signature isotopique des lithologies à la source des fluides, par la chimie des fluides (en particulier l'état d'oxydation), et par la température (Ohmoto et Rye, 1979); les gisements aurifères et les gisements de métaux de base archéens, mentionnés ci-haut, en sont de bons exemples.

De même, les différences observées entre la composition isotopique des sulfures des zones à andalousite et à grenat et des sulfures de l'unité 4 impliquent que les fluides responsables de leur formation aient été dis-

tincts pour au moins l'un des paramètres physico-chimiques qui contrôlent la composition isotopique des sulfures. Des différences dans l'état d'oxydation de ces fluides sont considérées comme improbables étant donné que dans les deux cas, les assemblages de sulfures (pyrite-pyrrhotite) suggèrent que le soufre est surtout sous forme de H_2S dans les fluides hydrothermaux (Barnes, 1979). La signature isotopique des différents minéraux est très semblable peu importe le minéral. Cette homogénéité suggère également que l'état d'oxydation du milieu de formation était sous la limite $\text{SO}_2\text{-H}_2\text{S}$ (Ohmoto et Rye, 1979). Des changements dans l'état d'oxydation de ces fluides (tels que la production de sulfates) devraient résulter en des valeurs négatives et variables de $\delta^{34}\text{S}$, tel qu'observé à Hemlo; or il n'en est rien à LaRonde. Cependant, les différences observées pourraient avoir été causées par des gradients de température de formation abrupts ou tout simplement par des fluides de composition isotopique différente (d'abord en relation avec des sources de soufre différentes). Par exemple, un fluide de composition isotopique donnée pourrait avoir produit les variations observées si la mise en place de la minéralisation dans les zones à andalousite et à grenat s'est effectuée à température relativement élevée ($250\text{-}400^\circ\text{C}$) alors que celle dans l'unité 4 s'est effectuée à la température ambiante ($0\text{-}25^\circ\text{C}$) du milieu marin. Dans ce cas, le soufre du fluide pourrait fort probablement avoir été dérivé des sulfures présents dans les roches volcaniques par lessivage incongruent et pourrait avoir eu un $\delta^{34}\text{S} \approx 0 \pm 1 \text{ ‰}$. Par ailleurs, les sulfures dans les deux zones pourraient avoir été formés à la même température mais à partir de fluides isotopiquement distincts. Dans cette deuxième hypothèse, le soufre des sulfures des zones à andalousite et grenat pourrait être dérivé par lessivage incongruent de sulfures magmatiques ($\delta^{34}\text{S} \approx 0 \pm 1 \text{ ‰}$), alors que le soufre des sulfures de l'unité 4 pourrait être dérivé par réduction de sulfates marins ($\delta^{34}\text{S} \approx 3\text{-}5 \text{ ‰}$; Ohmoto et Felder, 1987).

Géothermométrie du soufre

La possibilité de températures de formation différentes pour les sulfures des deux zones doit être prise en considération (voir ci-haut). La géothermométrie des isotopes du soufre, basée sur le principe que le fractionnement systématique (sous des conditions d'équilibre) des isotopes du soufre entre le fluide et les minéraux contenant du soufre est fonction de la température, peut permettre de définir la température de formation de ces minéraux. Deux séries de paires de minéraux provenant de chacun des types (sur une base isotopique) de zones de sulfures ont été analysées lors de la présente étude. Les évidences texturales pour les paires de sphalérite-galène des schistes à andalousite et des schistes à grenat et pour les paires de pyrite-pyrrhotite de l'unité 4 suggèrent que dans chaque cas ces

minéraux sont contemporains et pourraient donc être en équilibre isotopique. La température de formation de ces paires de sulfures a été calculée à partir des écarts entre les signatures isotopiques des paires de sphalérite-galène et de pyrite-pyrrhotite (tableau 12). Les températures calculées pour trois des quatre paires sont supérieures à 700°C, ce qui suggère que la composition isotopique mesurée ne reflète pas des conditions de formation à l'équilibre. La contamination partielle des concentrés de sulfures par d'autres sulfures, en raison de leur fine granulométrie, pourrait expliquer les résultats obtenus. Cette contamination a pour effet d'atténuer la valeur de Δ et il en résulte une température apparente plus élevée (Ohmoto et Rye, 1979). Cependant, les températures calculées avec des valeurs corrigées de $\delta^{34}\text{S}$ (en assumant une contamination maximale de 20% de chacun des minéraux par celui de la paire correspondante) indiquent tout de même des températures supérieures à 650°C pour chacune des trois paires. La modification de la signature isotopique durant le métamorphisme ou lors d'activité hydrothermale subséquente, ou des conditions de formation sans équilibre isotopique pour ces paires de sulfures sont autant de mécanismes pouvant expliquer les résultats des calculs géothermométriques. La pertinence de chacun de ces mécanismes est toutefois difficile à évaluer.

Dispersion primaire de l'or

La zone minéralisée principale représente un corps de forme oblongue plongeant abruptement vers l'ouest et dont la largeur moyenne est de quelques mètres. Cette zone, dont la teneur moyenne est de 4,6 g/t, occupe le cœur d'une zone plus vaste et de morphologie comparable où les teneurs sont systématiquement supérieures à 0,3 g/t (300 ppb). Cette enveloppe a une largeur moyenne de 20 à 30 mètres (voir figures 7 à 13).

Afin de déterminer leur teneur en Au, un échantillonnage systématique des affleurements de la propriété de la mine LaRonde a été effectué en 1981. L'échantillonnage comprenait surtout des roches du Groupe de Blake River mais également des roches des Groupes de Cadillac et de Kewagama. Sur un total de 496 échantillons, 462 (93%) avaient des teneurs inférieures à 10 ppb et seulement 6 (1,2%) avaient des teneurs supérieures à 30 ppb (Théberge, 1982). La teneur moyenne des échantillons du LTD2.3 était de 8,8 ppb. La zone où $\text{Au} > 0,3 \text{ g/t}$ représente donc une zone qui dénote un enrichissement minimal en Au de ~35 fois le bruit de fond local. La zone principale montre un enrichissement minimal en Au de ~525 fois par rapport au bruit de fond local. La zone sud montre par ailleurs un enrichissement minimal de ~1350 fois par rapport au bruit de fond local. La zone où $\text{Au} > 0,3 \text{ g/t}$ constitue donc une cible volumineuse aisément identifiable avec des techniques d'analyse conventionnelles.

Géochimie du minerai

L'étude de la géochimie du minerai est compliquée par le caractère généralement discret de la minéralisation économique qui est concentrée dans des microstructures. La paragenèse de la minéralisation de Au-Ag-Cu indique une évolution de la composition des phases avec le temps (figure 47). La séquence de formation chalcopryrite-bornite-stromeyerite indique une évolution de la chimie de ces phases de ferri-cuprifère à cupro-argentifère. L'or, les sulfosels de Cu-As-S, de Cu-As-Zn-S et de Cu-As-Fe-S, et la stannite sont associés au stade ferri-cuprifère. Les éléments Fe, Cu, As, Au, Sn, Zn et S composent donc les phases du stade ferri-cuprifère. Le stade cupro-argentifère est caractérisé par la stromeyerite, la mckinstryite, la covellite, l'alabandite, la galène et les sulfosels de Pb-Ag-Bi-S. Les éléments Cu, Ag, Pb, Mn, Bi et S composent donc les phases formées à un stade plus avancé du métasomatisme post-M1.

TABLEAU 12 - Géothermométrie des paires de sulfures

ÉCHANTILLONS	UNITÉS	PAIRES	$\delta^{34}\text{S}_A$ (‰)	$\delta^{34}\text{S}_B$ (‰)	Δ ($\delta^{34}\text{S}_A - \delta^{34}\text{S}_B$)	ÉQUATIONS (Ohmoto et Rye, 1979)	TEMPÉRATURES CALCULÉES (°C)
87-4-37	9	Sp-Gn	+0,7	-0,7	1,4	$T (\text{Kelvin}) = (0,85 \pm 0,03) \times 10^3 / \Delta^{1/2}$	445 ±25
87-4-45	8b	Sp-Gn	+0,5	0,0	0,5	"	929 ±42
87-2-124	4	Py-Po	+5,9	+5,6	0,3	$T (\text{Kelvin}) = (0,55 \pm 0,04) \times 10^3 / \Delta^{1/2}$	731 ±73
87-4-89	4	Py-Po	+4,5	+4,8	0,3	"	731 ±7

sp: Sphalérite Gn: Galène

Le cuivre et l'argent sont des éléments intimement associés à la minéralisation aurifère de la mine LaRonde. Quantitativement, cette association se traduit par un rapport Ag/Au > 1 pour l'ensemble du minerai, tel que déterminé lors de la définition des réserves (cf. section sur l'historique du développement). En détail, le rapport Ag/Au des lithologies hôtes se situe entre 1 et $5,5 \times 10^6$ (voir annexes A et B), les

rapports les plus élevés étant associés aux veines massives formées lors du stade cupro-argentifère.

La minéralisation économique se superpose sur la minéralisation antémétamorphique. Il en résulte que la géochimie du minerai est dominée par les éléments Fe, S, Cu, Zn, Ba, As, Sb, W et Au (Eliopoulos, 1983). Les éléments Fe, S, Zn et Ba sont surtout représentatifs de la minéralisation antémétamorphique.

Discussion

Le gisement aurifère de LaRonde est encaissé dans une séquence de roches felsiques qui ont subi une histoire tectono-métamorphique complexe (figures 51, 52 et 53). La déformation et le métamorphisme régionaux se sont traduits dans le domaine lithotectonique LTD 2 à LaRonde par un dynamométamorphisme qui a oblitéré les textures et structures qui lui étaient antérieures. Le litage des protolithes volcaniques et/ou volcanoclastiques dans le LTD 2 est indiscernable en raison de l'intensité du dynamométamorphisme. Les contacts lithologiques sont typiquement transposés et communément faillés. Les fabriques secondaires (S₁ et S₂) sont elles-mêmes transposées ponctuellement. En raison de l'intensité du dynamométamorphisme et du style de déformation associé, les relations géométriques initiales entre les corps de pyrite massive, les zones de métasomatisme anté-M₁ et l'architecture de la séquence effusive du Groupe de Blake River ne sont pas déterminables avec précision. L'attitude des corps de pyrite massive au niveau 4 (figure 11) indique toutefois que ceux-ci étaient en position discordante par rapport à la limite entre la zone à andalousite et la zone à séricite.

La minéralisation économique est surtout associée à des corps de pyrite massive. La minéralogie des éponges ainsi que les structures et textures associées aux corps de pyrite massive indiquent que les roches de l'empilement felsique ont subi un métasomatisme antérieur au dynamométamorphisme et que la formation des corps de pyrite massive est associée à ce métasomatisme. Les corps de pyrite massive sont localisés

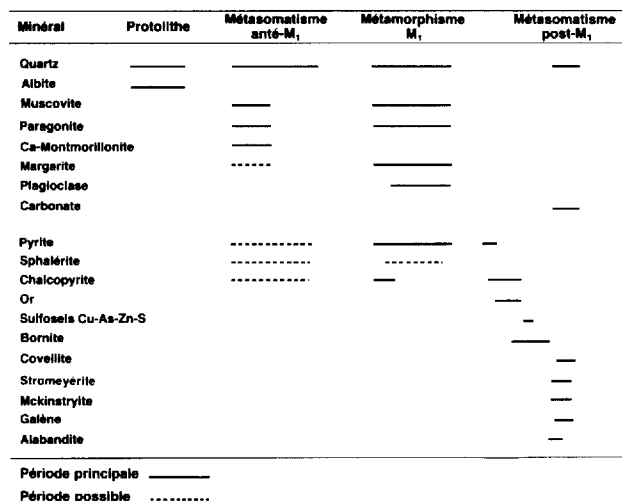


FIGURE 51 – Paragenèse de la zone à séricite. Mine LaRonde (Dumagami)

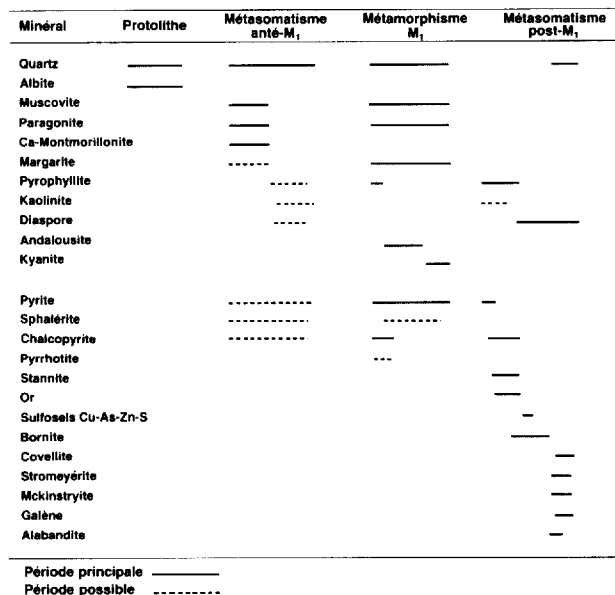


FIGURE 52 – Paragenèse de la zone à andalousite. Mine LaRonde (Dumagami)

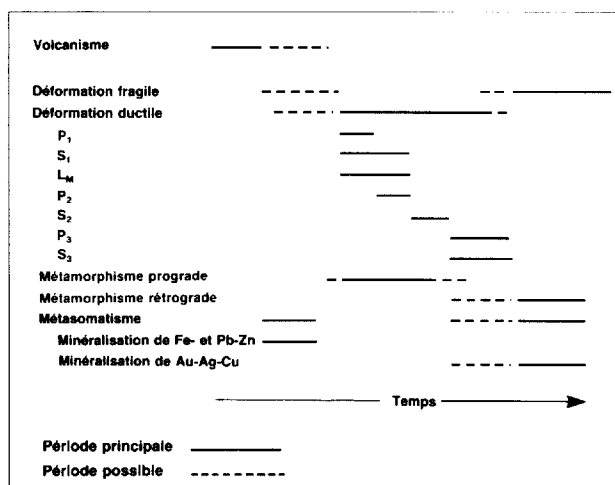


FIGURE 53 – Évolution géologique des roches minéralisées de mine LaRonde (Dumagami).

dans une zone à andalousite qui représente l'équivalent métamorphique d'une zone où les éléments mobiles, en particulier les éléments alcalins et le magnésium, ont été lessivés lors du métasomatisme anté-métamorphique. Cette zone intensément altérée est elle-même englobée dans une zone beaucoup plus large où l'altération est moins sévère. Il s'agit d'une zone séricitique à l'intérieur de laquelle la chimie des micas blancs varie systématiquement et reflète la zonalité chimique liée au métasomatisme antémétamorphique.

Le métasomatisme antémétamorphique est associé à la formation de corps massifs de pyrite et de corps massifs de sphalérite-galène. Des traces de chalcopryrite sont associées à ce stade aux corps de pyrite massive. Après le métamorphisme, ces grains de chalcopryrite se présentent en inclusions arrondies dans la pyrite. Ils ne contiennent pas d'inclusions d'or.

Un métamorphisme rétrograde affecte la constitution minéralogique représentative des conditions de culmination du métamorphisme régional. Cette rétro-morphose est accompagnée d'un métasomatisme dont les effets sont particulièrement évidents dans les schistes à andalousite. L'altération des alumino-silicates du métamorphisme et la cupritisation de la pyrite résultent de ce métasomatisme rétrograde. La minéralisation aurifère est intimement associée à ces phases cuprifères. La rétro-morphose s'effectue sous des conditions de déformation fragile qui contrastent avec les conditions de déformation du métamorphisme régional. Les fluides hydrothermaux responsables du métasomatisme postmétamorphique ont été focalisés vers les secteurs où la déformation fragile était importante. L'intensité de la déformation fragile contrôle donc en partie la distribution de la minéralisation économique. L'autre facteur-clé dans la concentration de la minéralisation de Au-Ag-Cu est la présence de pyrite dans la lithologie hôte. Les corps de pyrite massive fortement fracturés, particulièrement lorsque la fracturation est importante à l'échelle des grains de pyrite, représentent donc les sites privilégiés de concentration de la minéralisation économique.

Les textures des roches encaissantes, des roches hôtes et de la minéralisation économique indiquent donc clairement deux épisodes minéralisateurs, le premier antérieur au métamorphisme régional et responsable de la concentration de Fe, Zn et Pb sous forme de sulfures et le second postérieur à la culmination du métamorphisme régional et responsable de la concentration de Au-Ag-Cu sous forme d'éléments natifs, de sulfures et de sulfosels.

Le gisement aurifère de LaRonde a été considéré comme étant d'origine exhalative par Filion *et al.* (1977), Valliant et Hutchinson (1982), Valliant *et al.* (1982), Thorpe et Franklin (1984) et Hutchinson (1987). Franklin et Thorpe (1982) dans leur revue des dépôts de sulfures massifs précambriens du Canada considèrent que le gisement de LaRonde représente le gisement aurifère le plus ressemblant à un dépôt de sulfures massifs typique. Le fait de se trouver dans un contexte minéralogique traduisant un type d'altération spécifiquement associé aux dépôts de sulfures massifs et la présence de ceux-ci en association avec l'or ont amené ces auteurs à conclure que les sulfures et l'or représentaient les coproduits d'une activité hydrothermale exhalative. La présente étude confirme les observations de ces auteurs, mais l'étude structurale et

pétrographique des roches de LaRonde permet de définir un cadre pour l'interprétation de ces observations qui contredit les conclusions antérieures quant à l'origine de la minéralisation économique. La présente étude indique que:

1. Malgré l'intensité du dynamométamorphisme, les effets du métasomatisme précoce sont identifiables dans les tectonites. La géochimie des éléments majeurs, des éléments traces immobiles et des éléments des terres rares tout comme les caractères minéralogiques des felsites altérées permettent de reconnaître cet événement. Pour la seule zone principale, la zone à andalousite représente un volume minimal de $8 \times 10^6 \text{ m}^3$ et la zone à séricite un volume minimal de $50 \times 10^6 \text{ m}^3$. La mise en place des sulfures de Fe et de Pb-Zn est associée à ce métasomatisme. Les résultats des études isotopiques de l'oxygène et du soufre suggèrent la mise en place des sulfures à des températures plus faibles ($< 200^\circ\text{C}$) que celles généralement associées à la mise en place des gisements de sulfure volcanogènes ($\sim 350^\circ\text{C}$; Franklin *et al.*, 1981), quoique ceci ne puisse être démontré de façon non équivoque avec les données disponibles.
2. L'intensité du dynamométamorphisme est telle que les relations stratigraphiques primaires entre les protolithes des unités lithologiques métamorphiques sont oblitérées. Si la mise en place des sulfures de Fe et de Pb-Zn apparaît nettement antérieure à la déformation ductile, le moment précis de cette mise en place est toutefois indéterminé. La comparaison entre la structure du Groupe de Blake River du secteur de LaRonde et la structure de ce Groupe à l'ouest de la faille Davidson Creek (voir Hubert *et al.*, 1984; Hubert et Ludden, 1986) suggère que la structure du LTD 2 de LaRonde est contrôlée par la phase de déformation D2 observée ailleurs dans le bloc de Blake River. En acceptant l'hypothèse que, à l'instar des autres secteurs à l'intérieur du Groupe de Blake River, la phase de déformation D2 affecte des roches qui ont déjà subi la déformation D1, le métasomatisme anté-M1 et la mise en place des sulfures de Fe et de Pb-Zn peuvent alors être synchrones au volcanisme et/ou à la déformation D1 et/ou au stade antédéformation ductile de la déformation D2. L'intensité de la déformation ne permet pas de préciser davantage le contexte géométrique de la mise en place de ces sulfures. Il est toutefois raisonnable de supposer que le métasomatisme anté-M1 a été focalisé par une zone de faille. Le site d'accumulation de ces sulfures peut être à l'intérieur même de la zone de faille ou à l'aplomb de celle-ci, à l'interface avec le milieu aqueux. Dans le premier cas, les corps de sulfures massifs peuvent être en position discordante par rapport aux unités volcaniques, alors que dans le

deuxième cas, les corps de sulfures massifs sont en position concordante par rapport aux unités sous-jacentes. Des exemples des deux cas sont connus en Abitibi même. Le gisement de sulfures massifs de Détour dans le secteur de Matagami, exploité pour le Zn et le Cu, représente un exemple de gisement dont la formation est interprétée comme étant tardivolcanique. Les sulfures y sont concentrés dans des filons associés à des réseaux de failles/fractures subverticales qui recoupent les unités volcaniques et volcanoclastiques à pendage faible (Deptuck *et al.*, 1982). Le gisement de Millenbach dans le secteur de Noranda représente un exemple connu de gisement de sulfures massifs localisé à l'aplomb de zones de fractures et disposé en concordance avec les unités sous-jacentes (Knuckey *et al.*, 1982).

3. Les réactions d'hydrolyse des alumino-silicates du métamorphisme et le remplacement de la pyrite par des sulfures de Cu-Fe et Cu traduisent un déséquilibre chimique important entre les fluides métasomatiques postmétamorphiques et les métafelsites ainsi que les corps de pyrite métamorphisés. Ce déséquilibre chimique suggère fortement une origine allochtone des fluides minéralisateurs ainsi que de leur contenu en métaux. Le métasomatisme postmétamorphique est focalisé dans les zones de déformation fragile. L'absence de minéralisation aurifère économique dans les roches pyriteuses non rétrogradées confirme l'importance du métasomatisme postmétamorphique dans la concentration de l'or et illustre bien le caractère stérile de la minéralisation antémétamorphique.
4. Si la géochimie des éléments majeurs, des éléments traces immobiles et des éléments des terres rares reflète surtout le métasomatisme antémétamorphique, la géochimie isotopique du carbone et de l'oxygène des minéraux du métasomatisme postmétamorphique indique bien l'affinité du gisement de LaRonde avec les autres gisements aurifères du district de Bousquet. La cohérence des observations isotopiques d'un dépôt à l'autre dans le district de Bousquet implique une genèse commune de leur minéralisation aurifère. Hoy et Trudel (1989) ont proposé un modèle qui associe la formation des dépôts à un système hydrothermal d'envergure régionale et dans lequel les fluides catazonaux d'origine métamorphique sont drainés par des failles subverticales. Dans ce modèle, l'augmentation vers l'est de la valeur de $\delta^{18}\text{O}$ est causée par un accroissement, à la fois vers l'est et dans le temps, de la proportion de fluide dérivé, ou ayant interagi, avec les roches sédimentaires des groupes de Cadillac et de Kewagama, plutôt qu'avec les roches volcaniques, isotopiquement plus "légères", du Groupe de Blake River. Ce modèle est similaire à ceux

proposés par Kerrich (1987), mais a l'avantage de proposer un mécanisme qui permet d'expliquer les variations dans la signature isotopique.

5. Le modèle de Hoy et Trudel (1989) permet également de mieux cerner les mécanismes potentiels à la base de la formation de deux types de minéralisation sulfurée en terme de signature isotopique du soufre. Les données de l'oxygène indiquent que les roches hôtes à LaRonde ont subi deux épisodes distincts, temporellement et isotopiquement, de métasomatisme. La coïncidence entre la zone de métasomatisme à basse température et la zone de $\delta^{34}\text{S}$ élevé, et celle entre les zones d'altération à température élevée et les zones de $\delta^{34}\text{S}$ bas, suggèrent une relation de cause à effet. La meilleure explication, du point de vue isotopique, est que les sulfures aient été formés à partir de solutions réductrices et isotopiquement similaires, mais que les sulfures de l'unité 4 se soient formés à basse température ($< 100^\circ\text{C}$) alors que les sulfures des zones à andalousite et à grenat se soient formés à haute température ($\sim 350^\circ\text{C}$). Les valeurs positives de $\delta^{34}\text{S}$ des sulfures de l'unité 4 peuvent aussi s'expliquer par le mélange des fluides hydrothermaux avec de l'eau marine froide. Les résultats décevants obtenus par la géothermométrie du soufre pour ces assemblages en particulier peuvent ainsi s'expliquer par un déséquilibre isotopique inhérent à la précipitation rapide (*quenching*) des sulfures dans un tel contexte. Ce phénomène a été mis en évidence pour la plupart des sites marins actuels d'activité hydrothermale (Hannington et Scott, 1988) et est applicable au contexte Archéen.

La minéralisation économique de Au-Ag-Cu de LaRonde apparaît donc épigénétique. Le moment de la mise en place de la minéralisation dans l'histoire tectono-métamorphique des métafelsites est comparable à la période de mise en place de la minéralisation aurifère reconnue pour plusieurs gisements aurifères archéens du Canada et de l'Australie. Cette mise en place est typiquement tardimétamorphique et tarditectonique (Colvine *et al.*, 1988).

Plusieurs caractéristiques des roches hôtes peuvent être utilisées comme guides à l'exploration dans le secteur. Les zones qui ont subi le métasomatisme pré-M1 présentent des particularités nombreuses. De telles zones sont susceptibles de contenir des concentrations importantes de pyrite, lesquelles peuvent avoir été subséquentement minéralisées en Au-Ag-Cu. L'identification de telles zones apparaît donc primordiale dans une perspective d'exploration minérale. Les principales applications de la présente étude dans ce sens peuvent être résumées comme suit:

- (1) Les roches de l'enveloppe d'altération associée aux corps de sulfure massif de LaRonde sont foliées et

linéées. Ces attributs structuraux sont particulièrement typiques des roches du domaine lithotectonique 2 (LTD 2) du Groupe de Blake River. Toutes les zones d'intérêt économique présentement connues dans le district se limitent au Groupe de Blake River et à ce domaine en particulier.

- (2) La minéralisation aurifère est spatialement associée aux corps de pyrite massive. En bordure de ces corps, les meilleures valeurs en or se retrouvent également dans les roches les plus riches en pyrite. Cependant, les corps de pyrite massive, de même que les roches riches en pyrite, ne sont pas systématiquement aurifères.
- (3) La présence de pyrite couplée à la présence d'andalousite et/ou kyanite et/ou grenat et/ou chloritoïde est indicatrice des zones de métasomatisme pré-M1. Par ailleurs, la biotite est absente des zones altérées.
- (4) La géochimie des roches felsiques altérées permet la distinction de celles-ci en regard des roches environnantes peu ou pas altérées. Par rapport aux roches de composition felsique fraîches, les roches de la zone à andalousite sont fortement appauvries en Na, Ca, Mg et Mn, légèrement appauvries en Al, K et Ba, et fortement enrichies en Fe et S. Les roches de la zone à séricite sont fortement appauvries en Na, légèrement appauvries en Mg, légèrement enrichies en Ba, K et Fe, et fortement enrichies en Mn et Ti.
- (5) La rétomorphose des assemblages du métamorphisme prograde dans les roches de la zone à andalousite est spécifiquement liée à la mise en place de la minéralisation économique. Les assemblages rétrogrades (constitués de kaolinite, diaspore, pyrophyllite) sont identifiables en lame mince.
- (6) La minéralisation économique en Au-Ag-Cu est tarditectonique et se localise dans des structures qui recoupent les fabriques tectono-métamorphiques à l'intérieur même des corps de pyrite massive ou à proximité de ceux-ci.
- (7) La minéralisation aurifère n'est pas associée à des veines de quartz comme dans la plupart des gisements d'or de l'Abitibi, mais plutôt à des veinules de sulfures et de sulfosels de Cu et Ag. En particulier, la chalcopryrite, la bornite, la digénite, la chalcocite, la stromeyerite, la mckinstryite et la galène sont les phases les plus communément associées à la minéralisation aurifère.
- (8) Les études d'isotopes stables indiquent que les veines minéralisées et stériles du secteur des mines Doyon, Bousquet et LaRonde montrent des variations régionales et locales systématiques, et que ces veines ont été formées par un même système hydrothermal de grande dimension et qui a été actif pendant une longue période de temps. Les fluides minéralisateurs sont probablement métamorphogéniques et leurs constituants (dont Au) ont été acquis en profondeur. Ils ne résultent pas d'une remobilisation locale à partir de roches-sources préalablement enrichies.

Références

- ADDY, S.K. – YPMA, P.M.J., 1972 – Wall-rock alteration as the result of regional metamorphic reactions: oxygen isotopic and microprobe studies at Ducktown. Geological Society of America; Abstracts with Programs, volume 4, page 430.
- AGGARWAL, P.K. – NESBITT, B.E., 1987 – Pressure and temperature conditions of metamorphism in the vicinity of three massive sulfide deposits, Flin Flon-Snow Lake belt, Manitoba. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 24, pages 2305-2315.
- ALSAC, C., 1978 – Pétrographie et géochimie des formations volcaniques minéralisées de l'Abitibi et de l'Estrie. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-519, 93 pages.
- BABINEAU, J., 1982 – Evolution géochimique et pétrologique des séries volcaniques de la région de Cadillac-Malartic. Mémoire de maîtrise non publié; Université de Montréal, 112 pages.
- BAERTSCHI, P., 1976 – Absolute ^{18}O content of Standard Mean Ocean Water. Earth and Planetary Sciences Letters; volume 31, page 341.
- BARD, J.P., 1980 – Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Masson, Paris, France, 192 pages.
- BARNES, H.L., 1979 – Solubilities of ore minerals. In Geochemistry of hydrothermal deposits, deuxième édition, H.L. Barnes, éditeur. Wiley, New York, pages 404-460.
- BATEMAN, P.W., 1984 – Rock alteration at the Bousquet gold mine, Québec. Mémoire de maîtrise non publié; University of Western Ontario, 159 pages.
- BELL, A.M., 1981 – Vergence: an evaluation. Journal of Structural Geology; volume 3, pages 197-202.
- BEST, M.G., 1982 – Igneous and metamorphic petrology. W.H. Freeman and Company, New York - San Francisco; 630 pages.
- BOUCHARD, M., 1979 – Région de Cadillac-Malartic: rapport intérimaire. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-683, 10 pages.
- _____ 1980 – Région de Cadillac-Malartic: deuxième rapport intérimaire. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-791, 16 pages.
- BRYNNDZIA, L.T. – SCOTT, S.D., 1983 – The composition of chlorite as a function of sulfur and oxygen fugacity: an experimental study of sulfide-oxide-chlorite reactions and their application to the Juno Au-Bi-Cu deposit, Australia. Geological Society of America; Abstracts with Programs, volume 16, page 535.
- _____ 1987 – Application of chlorite-sulfide-oxide equilibria to metamorphosed massive sulfide ores, Snow Lake area, Manitoba. Economic Geology; volume 82, pages 963-970.
- CAMERON, E.M., 1988 – Archean gold: Relation to granulite formation and redox zoning in the crust. Geology; volume 16, pages 109-112.
- CAMERON, E.M. – HATTORI, K., 1987 – Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids. Economic Geology; volume 82, pages 1177-1191.
- CHERNOSKY, J.V., 1975 – The stability of the assemblage clinochlore + quartz at low pressure. EOS (abstract), volume 56, page 466.
- CLAYTON, R.N. – MAYEDA, T.K., 1963 – The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 27, pages 43-52.
- COLVINE, A.C. – FYON, J.A. – HEATHER, K.B. – MARMONT, S. – SMITH, P.M. – TROOP, D.G., 1988 – Archean lode gold deposits in Ontario. Ontario Geological Survey; Miscellaneous Paper 139, 136 pages.
- COOKE, H.-C. – JAMES, W.-F. – MAWDSLEY, J.B., 1931 – Géologie et gisements minéraux de la région de Rouyn-Harricana, Québec. Commission Géologique du Canada; Mémoire 166, 333 pages.
- CRAIG, H., 1957 – Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometer analysis. Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 12, pages 133-149.
- COX, S.F., 1987 – Flow mechanism in sulphide minerals. Ore geology Reviews; volume 2, pages 133-171.
- CRISS, R.E. – TAYLOR, H.P., 1986 – Meteoric-hydrothermal systems. In: Stable isotopes in high temperature geologic processes, J.W. Valley, H.P. Taylor, and J.R. Oneil, éditeurs. Mineralogical Society of America; Reviews in Mineralogy, volume 16, pages 373-424.
- DAVIDSON, G., 1981 – Geology of the Dumagami Gold Deposit, Bousquet township, Québec. Thèse de baccalauréat non publiée; University of Western Ontario, 51 pages.
- DEINES, P., 1970 – Mass spectrometer correction factors for determination of small isotopic composition variations of carbon and oxygen. International Journal Mass Spectrometry Ion Phys; volume 4, pages 283-295.

- DEPTUCK, R. – SQUAIR, H. – WIERZBICKI, V., 1982 – Geology of the Detour zinc-copper deposits, Brouillan Township, Québec. In: Precambrian Sulphide Deposits, H.S. Robinson Memorial Volume; R.W. Hutchinson, C.D. Spence et J.M. Franklin, éditeurs. Geological Association of Canada; Special Paper 25, pages 319-342.
- DIMROTH, E. – IMREH, L. – ROCHELEAU, M. – GOULET, N., 1982 – Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Québec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 19, pages 1729-1758.
- DIMROTH, E. – IMREH, L. – GOULET, N. – ROCHELEAU, M., 1983a – Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Québec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical model. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 20, pages 1355-1373.
- DIMROTH, E. – IMREH, L. – GOULET, N. – ROCHELEAU, M., 1983b – Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Québec. Part III: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 20, pages 1374-1388.
- DONALDSON, C.H. – HENDERSON, C.M.B., 1988 – A new interpretation of round embayments in quartz crystals. *Mineralogical Magazine*; volume 52, pages 27-33.
- ELIOPOULOS, D.G., 1983 – Geochemistry and origin of the Dumagami pyritic gold deposit, Bousquet township, Québec. Mémoire de maîtrise non publié; University of Western Ontario, 263 pages.
- ETHERIDGE, M.A. – VERNON, R.H., 1981 – A deformed polymictic conglomerate: the influence of grain size and composition on the mechanism and rate of deformation. *Tectonophysics*; volume 79, pages 237-254.
- FERGUSON, C.C. – HARTE, B., 1975 – Textural patterns at porphyroblast margins and their use in determining the time relations of deformation and crystallization. *Geological Magazine*; volume 112, pages 467-480.
- FILION, M. – VALLÉE, M. – LAVOIE, C., 1977 – The gold deposits of SOQUEM-Silver Stack, Bousquet township, Québec. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*; volume 70, pages 159-172.
- FRANKLIN, J.M. – KASARDA, J. – POULSEN, K.H., 1975 – Petrology and chemistry of the alteration zone of the Mattabi massive sulphide deposit. *Economic Geology*; volume 70, pages 63-79.
- FRANKLIN, J.M. – SANGSTER, D.M. – LYDON, J.W., 1981 – Volcanic-associated massive sulfide deposits. In: *Economic Geology 75th Anniversary Volume*, pages 485-627.
- FRANKLIN, J.M. – THORPE, R.I., 1982 – Comparative Metallogeny of the Superior, Slave and Churchill Provinces. In: *Precambrian Sulphide Deposits*; H.S. Robinson Memorial Volume; R.W. Hutchinson, C.D. Spence et J.M. Franklin, éditeurs. Geological Association of Canada Special; Paper 25, pages 3-90.
- FRITZ, P. – DRIMMIE, R.J. – NOWICKI, V.K., 1974 – Preparation of sulfur dioxide for mass spectrometer analyses by combustion of sulfides with copper oxide. *Analytical Chemistry*; volume 46, pages 164-166.
- GÉLINAS, L. – LUDDEN, J.N., 1984 – Rhyolitic volcanism and the geochemical evolution of an Archaean central ring complex: the Blake River Group volcanics of the southern Abitibi belt, Superior province. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*; volume 35, pages 77-88.
- GÉLINAS, L. – TRUDEL, P. – HUBERT, C., 1984 – Chemostratigraphic division of the Blake River Group, Rouyn-Noranda area, Abitibi, Québec. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 21, pages 220-231.
- GROVES, D.A., 1984 – Stratigraphy, lithology and hydrothermal alteration of volcanic rocks beneath the Mattabi massive sulphide deposit, Sturgeon Lake, Ontario. Mémoire de maîtrise non publié; University of Minnesota – Duluth, 115 pages.
- GUNNING, H.-C., 1937 – Région de Cadillac (Québec). Commission géologique du Canada; Mémoire 206, 86 pages.
- GUNNING, H.-C., 1941 – Bousquet-Joannes Area (Québec). Commission géologique du Canada; Mémoire 231, 110 pages.
- GUNNING, H.-C. – AMBROSE, J.W., 1940 – Malartic area (Québec). Commission géologique du Canada; Mémoire 222, 142 pages.
- HANMER, S., 1986 – Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*; volume 8, page 111-122.
- HANNINGTON, M.D. – SCOTT, S.D., 1988 – Mineralogy and geochemistry of a hydrothermal silica-sulfide-sulfate spire in the caldera of Axial Seamount, Juan de Fuca Ridge. *Canadian Mineralogist*; volume 26, pages 603-625.
- HEMLEY, J.J. – MONTROYA, J.W. – MARINENKO, J.W. – LUCE, R.W., 1980 – Equilibria in the system $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ and some general implications for alteration/mineralization processes. *Economic Geology*; volume 75, pages 210-228.
- HEMLEY, J.J. – JONES, W.R., 1964 – Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Economic Geology*; volume 59, pages 538-569.

- HOBBS, B.E. – MEANS, W.D. – WILLIAMS, P.F., 1976 – An outline of structural geology. John Wiley & Sons, New York-Chichester-Brisbane-Toronto; 571 pages.
- HOLDAWAY, M.J., 1971 – Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *American Journal of Science*; volume 271, pages 97-131.
- HOLUBEC, J., 1972 – Lithostratigraphy, structure and deep crustal relations of Archean rocks of the Canadian Shield. *Krystalinikum*; volume 9, pages 63-88.
- HOPWOOD, 1976 – “Quartz-eye”-bearing porphyroidal rocks and volcanogenic massive sulfide deposits. *Economic Geology*; volume 71, pages 589-612.
- HOY, L.D. – KHEANG, L. – TRUDEL, P., 1988 – Evidence from fluid inclusion and stable isotope studies for the thermochemical nature of fluids responsible for Au mineralization in Bousquet Township (abstract). *Geological Association of Canada; Program with abstracts*; volume 13, page A58.
- HOY, L.D. – TRUDEL, P., 1989 – Evidence for regional hydrothermal processes in the development of Au mineralization in and around Bousquet Township, Québec. *Geological Association of Canada; Program with abstracts*, volume 14, page A91.
- HUBERT, C. – LUDDEN, J., 1986 – Archean wrench fault tectonics in the Abitibi greenstone belt of Canada. *In: Workshop on the Tectonic Evolution of Greenstone Belts*. Lunar and Planetary Institute, Houston, Texas, January 16-18, pages 59-61.
- HUBERT, C. – TRUDEL, P. – GÉLINAS, L., 1984 – Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi Belt, Québec. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 21, pages 1024-1032.
- HUTCHINSON, R.W., 1987 – Metallogeny of Precambrian Gold Deposits: Space and Time Relationships. *Economic Geology*; volume 82, pages 1993-2007.
- IMREH, L., 1984 – Sillon de La Motte-Vassan et son avant-pays méridional: synthèse volcanologique, lithostratigraphique et gîtologique. *Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec*; MM 82-04, 72 pages.
- JOLLY, W.T., 1978 – Metamorphic history of the Archean Abitibi Belt. *In: Metamorphism of the Canadian Shield*. Commission géologique du Canada; Paper 78-10, pages 63-78.
- KERRICH, R., 1987 – The stable isotope geochemistry of Au-Ag vein deposits in metamorphic rocks. *In: Stable isotope geochemistry of low temperature fluids*, T.K. Kyser, éditeur. *Mineralogical Association of Canada; Short Course*, volume 13, pages 287-336.
- KERRICH, R. – FRYER, B.J. – KING, R.W. – WILLMORE, L.M. – VAN HEES, E., 1987 – Crustal outgassing and LILE enrichment in major lithosphere structures, Archean Abitibi greenstone belt: evidence on the source reservoir from strontium and carbon isotope tracers. *Contribution to Mineralogy and Petrology*; volume 97, pages 156-168.
- KERRICH, R. – FRYER, B.J., 1988 – Lithophile-element systematics of Archean greenstone belt Au-Ag vein deposits: implication for source processes. *Journal Canadien des sciences de la Terre*; volume 25, pages 945-953.
- KNUCKEY, M.J. – COMBA, C.D.A. – RIVERIN, G., 1982 – Structure, metal zoning and alteration at the Millenbach deposit, Noranda, Québec. *In: Precambrian Sulphide Deposits*, H.S. Robinson Memorial Volume, R.W. Hutchinson, C.D. Spence et J.M. Franklin, éditeurs. *Geological Association of Canada; Special Paper 25*, pages 255-295.
- LAJOIE, J. – LUDDEN, J., 1984 – Petrology of the Archean Pontiac and Kewagama sediments and implications for the stratigraphy of the southern Abitibi belt. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 21, pages 1305-1314.
- LARGE, R.R., 1975 – Zonation of hydrothermal minerals at the Juno mine, Tennant Creek goldfield, central Australia. *Economic Geology*; volume 70, pages 1387-1413.
- LATULIPPE, M., 1976 – Excursion géologique, Val d'Or-Malartic. *Ministère des Richesses naturelles, Québec*; DP-367, 124 pages.
- LIU, J.G. – KUNIYOSHI, S. – ITO, K., 1974 – Experimental studies of phase relations between greenschist and amphibolite boundary in a basaltic system. *American Journal of Science*; volume 274, pages 613-632.
- LISTER, G.S. – WILLIAMS, P.F., 1983 – The positioning of deformation in flowing rock masses. *Tectonophysics*; volume 92, pages 1-33.
- LUDDEN, J. – HUBERT, C., 1986 – Geologic evolution of the Late Archean Abitibi greenstone belt of Canada. *Geology*; volume 14, pages 707-711.
- LUDDEN, J.N. – GÉLINAS, L. – TRUDEL, P., 1982 – Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi Greenstone Belt. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 19, pages 2276-2287.
- LUDDEN, J. – HUBERT, C. – GARIÉPY, C., 1986 – The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geological Magazine*; volume 123, pages 153-166.
- MACLEAN, W.H. – KRANIDIOTIS, P., 1987 – Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Québec. *Economic Geology*; volume 82, pages 951-962.
- MAIDEN, K.J., 1976 – Piercement structures formed by metamorphic mobilisation of the Broken Hill

- orebody. Australasian Institute of Mining and Metallurgy; no. 257.
- MAIDEN, K.J. – CHIMIMBA, L.R. – SMALLEY, T.J., 1986 – Cuspate ore-wall rock interfaces, piercement structures, and localization of some sulfide ores in deformed sulfide deposits. *Economic Geology*; volume 81, pages 1464-1472.
- MOODY, J.M. – MEYER, D. – JENKINS, J.E., 1983 – Experimental characterization of the greenschist/amphibolite boundary in mafic systems. *American Journal of Science*; volume 283, pages 48-92.
- MOHR, D.W. – NEWTON, R.C., 1983 – Kyanite-staurolite metamorphism in sulfidic schists of the Anakeesta Formation, Great Smoky Mountains, North Carolina. *American Journal of Science*; volume 283, pages 97-134.
- MORTON, R.L., 1984 – Subaqueous volcanism. *In: Volcanic rocks, hydrothermal alteration, and associated massive sulfide and gold deposits*; R.L. Morton et D.A. Groves, éditeurs. University Minnesota-Duluth, Duluth; Short Course Notes, pages 15-45.
- NESBITT, B.E., 1982 – Metamorphic sulfide-silicate equilibria in the massive sulfide deposits at Ducktown, Tennessee. *Economic Geology*; volume 77, pages 364-378.
- NESBITT, B.E. – KELLY, W.C., 1980 – Metamorphic zonation of sulfides, oxides and graphite, in and around the orebodies at Ducktown, Tennessee. *Economic Geology*; volume 75, pages 1010-1021.
- OHMOTO, H. – RYE, R.O., 1979 – Isotopes of sulfur and carbon. *In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, H.L. Barnes, éditeur. Wiley-Interscience Publication, John Wiley & Sons, pages 509-567.
- OHMOTO, H. – FELDER, R.P., 1987 – Bacterial activity in the warmer, sulphate-bearing, Archaean oceans. *Nature*; volume 328, pages 244-246.
- OSTERBERG, S.A. – MORTON, R.L. – FRANKLIN, J.M., 1987 – Hydrothermal alteration and physical volcanology of Archean rocks in the vicinity of the Headway-Coulee massive sulfide occurrence, Onaman area, northwestern Ontario. *Economic Geology*; volume 82, pages 1505-1520.
- PLATT, J.P. – VISSERS, R.L., 1980 – Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology*; volume 2, pages 397-410.
- POWELL, C.M., 1970 – Relict diagenetic textures and structures in regional metamorphic rocks, northern Michigan (NASA geological test site number 126). Northwestern University, Evanston, Illinois; rept. 20, 35 pages.
- RAMBERG, H., 1955 – Natural and experimental boudinage and pinch-and-swell structures. *Journal of Geology*; volume 63, pages 512-526.
- RAMSAY, J.G., 1967 – Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill Book Co., 568 pages.
- RAMSAY, J.G. – HUBER, M.I., 1983 – The techniques of modern structural geology. Volume 1: Strain analysis. Academic Press, 307 pages.
- REED-HILL, R.E., 1972 – Physical metallurgy principles, second edition. Van Nostrand Reinhold Company, New York, 920 pages.
- RETTY, J.A., 1938 – Report on claims of Scott Chibougamau Mines Ltd., Bousquet Township, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM 5931, 14 pages.
- ROBINSON, P.C., 1979 – Geology and evolution, Manitouwadge migmatite belt, Ontario. Thèse de doctorat non publiée; University of Western Ontario, 367 pages.
- SAUER, R.T., 1983 – A metamorphosed stratiform alteration zone as footwall to massive sulfide, Mineral District, Virginia. Thèse de maîtrise non publiée; University of Western Ontario, 196 pages.
- SIEMES, H. – HENNIG-MICHAELI, C., 1985 – Ore minerals. *In: Preferred orientation in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis*, H.R. Wenk, éditeur. Academic Press Inc, pages 335-360.
- STONE, W.E., 1988 – Nature and significance of metamorphism in gold concentration, Bousquet township, Abitibi greestone belt, northwest Québec. Thèse Ph.D. non publiée; University of Western Ontario, 441 pages.
- STUMPFL, E.F., 1979 – Manganese haloes surrounding metamorphic stratabound base metal deposits. *Mineralium Deposita*; volume 14, pages 207-217.
- SULLIVAN, D., 1980 – Cartes géologiques de la propriété Dumagami et du puits à ciel ouvert. Rapport interne; Mines Dumagami Ltées.
- TAYLOR, H.P., 1968 – The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. Contribution to mineralogy and petrology; volume 19, pages 1-71.
- TAYLOR, H.P., 1979 – Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. *In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd edition, H.L. Barnes, éditeur; pages 236-277.
- THÉBERGE, D., 1982 – Rapport sur le levé géochimique (élément trace : Au) effectué à l'été 1981 par Les Mines Dumagami Ltée. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM 38404, 3 pages.
- THODE, H.G. – MONSTER, J. – DUNFORD, H.B., 1961 – Sulphur isotope geochemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 25, pages 150-174.
- THORPE, R.I. – FRANKLIN, J.M., 1984 – Chemical-Sediment-Hosted Gold. *In: Canadian Mineral Deposit Types: a Geological Synopsis*, O.R. Eckstrand, éditeur. Commission géologique du Canada, *Economic Geology*; Report 36, pages 7.

- THURSTON, P.C. – AYRES, L.D. – EDWARDS, G.R. – GÉLINAS, L. – LUDDEN, J.N. – VERPAELST, P., 1985 – Archean bimodal volcanism. *In: Evolution of Archean Supracrustal Sequences*, L.D. Ayres, P.C. Thurston, K.D. Carol et W. Weber, éditeurs; Geological Association of Canada; Special Paper 28, pages 7-21.
- TOURIGNY, G., 1984 – Géologie structurale et métamorphisme des roches précambriennes du Groupe de Kewagama dans la région de Cadillac-Malartic, Abitibi, Québec. Mémoire de maîtrise; Université de Montréal, 85 pages.
- TOURIGNY, G. – HUBERT, C., 1986 – The Bousquet property. *In: Guidebook for Field Trip 14: Structure and Gold*, Rouyn to Val d'Or, C. Hubert, éditeur. Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada, Joint Annual Meeting, Ottawa, pages 12-26.
- TOURIGNY, G. – HUBERT, C. – BROWN, A.C. – CRÉPEAU, R., 1988 – Structural geology of the Blake River Group at the Bousquet mine, Abitibi, Québec. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 25, pages 581-592.
- TRUDEL, P. – SAUVÉ, P. – TOURIGNY, G. – HUBERT, C. – HOY, L.D., 1989 – Métallogénie de l'or dans le secteur de Cadillac, Québec. Ministère de l'Energie et des Ressources; MM 91-01 (en préparation).
- URABE, T. – SCOTT, S.D. – HATTORI, 1983 – A comparison of footwall-rock alteration and geothermal systems beneath some Japanese and Canadian volcanogenic massive sulfide deposits. *In: Economic Geology Monography*; volume 5, pages 345-364.
- VALLEY, J.W., 1986 – Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks. *In: Stable isotopes in high temperature geologic processes*, J.W. Valley, H.P. Taylor, and J.R. Oneil, éditeurs. Mineralogical Society of America; *Reviews in Mineralogy*; volume 16, pages 445-490.
- VALLIANT, R.I. – BARNETT, R.L., 1982 – Manganiferous garnet underlying the Bousquet gold orebody, Québec: metamorphosed manganese sediment as a guide to gold ore. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 19, pages 993-1010.
- VALLIANT, R.I. – HUTCHINSON, R.W., 1982 – Stratigraphic distribution and genesis of gold deposits, Bousquet region, Northwestern Québec. *In: Geology of Canadian Gold Deposits*, R.W. Hodder et W. Petruk, éditeurs. Canadian Institute of Mining; Special Volume 24, pages 27-40.
- VALLIANT, R.I. – BARNETT, R.L. – HODDER, R.W., 1983 – Aluminum silicate-bearing rock and its relation to gold mineralization. Bousquet Mine, Bousquet Township, Québec. Canadian Institute of Mining Bulletin; volume 76, pages 81-90.
- VAUGHAN, C., 1981 – Ore microscopy and ore petrography. John Wiley & Sons, 406 pages.
- VERNON, R.H., 1978 – Porphyroblast-matrix microstructural relationships in deformed metamorphic rocks. *Geologische Rundschau*; volume 67, pages 288-305.
- VERNON, R.H., 1986 – Evaluation of the "quartz-eye" hypothesis. *Economic Geology*; volume 81, pages 1520-1527.
- VERNON, R.H., 1987 – Evaluation of the "quartz-eye" hypothesis-a reply. *Economic Geology*; volume 82, pages 1083-1084.
- VERNON, R.H. – FLOOD, R.H., 1977 – "Quartz-eye"-bearing porphyroidal rocks and volcanogenic massive sulfide deposits-a discussion. *Economic Geology*; volume 72, pages 698-701.
- WHITE, S.H. – BURROWS, S.E. – CARRERAS, J. – SHAW, N. – HUMPHREYS, F.J., 1980 – On mylonites in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*; volume 2, pages 175-188.
- WILLIAMS, H. – TURNER, F.J. – GILBERT, C.M., 1982 – Petrography-An introduction to the study of rocks in thin sections. W.H. Freeman and Company, 626 pages.
- WILLIAMS, P.F., 1972 – "Pressure-shadow" structures developed in foliated rocks from Bermagui, New South Wales. *Geological Society of Australia Journal*; volume 18, pages 371-377.
- WILLIAMS, P. – CARMICHAEL, A., 1987 – Evaluation of the "quartz-eye" hypothesis: a discussion. *Economic Geology*; volume 82, pages 1081-1082.
- WINDLEY, B.F., 1977 – The evolving continents, second edition. John Wiley & Sons, Chichester-New York-Brisbane-Toronto-Singapore, 399 pages.
- WINKLER, H.G.F., 1979 – Petrogenesis of metamorphic rocks, 5e édition. Springer-Verlag, 348 pages.
- WONDER, J.D. – SPRY, P.G. – WINDOM, K.E., 1988 – Geochemistry and origin of manganese-rich rocks related to iron-formation and sulfide deposits, western Georgia. *Economic Geology*; volume 83, pages 1070-1081.
- WOOD, P.C. – BURROWS, D.R. – THOMAS, A.V. – SPOONER, E.T.C., 1986 – The Hollinger-McIntyre Au-quartz vein system, Timmins, Ontario, Canada: Geologic characteristic, fluid properties and light stable isotope geochemistry. *In: Proceedings of Gold'86*, Toronto, an international symposium on the geology of gold, A.J. Macdonald, éditeur; pages 56-80.
- WOROBEC, A., 1979 – Canadian Mines Handbook, 1979-1980. Northern Miner Press Ltd, Toronto, Ontario; 384 pages.

- WYMAN, D.A. – KERRICH, R. – FRYER, B.J., 1986 – Gold mineralization overprinting Iron Formation at the Agnico-Eagle Deposit, Québec, Canada: Mineralogical, Microstructural and Geochemical Evidence. *In*: Proceedings of Gold'86, Toronto, an international symposium on the geology of gold, A.J. Macdonald, éditeur; pages 108-123.
- ZOLENSKI, M.E. – SYLVESTER, P.J. – PACES, J.B., 1988 – Origin and significance of blue coloration in quartz from Llano rhyolite (Ilanite), north-central Llano County, Texas. *American Mineralogist*; volume 73, pages 313-323.

Annexe A

Analyses chimiques effectuées dans le cadre de la présente étude

MÉTHODES ANALYTIQUES ET LIMITES DE DÉTECTION

Les analyses effectuées dans le cadre de cette étude ont été réalisées par le laboratoire du CRM à Québec, à l'exception des analyses effectuées par activation neutronique, lesquelles ont été réalisées au laboratoire de l'INRS Géoressources à Québec. Les éléments majeurs ainsi que les éléments Ga, Nb, Rb, Sn, Sr, Te, Y et Zr ont été analysés par spectrométrie des rayons-X (SRX). L'erreur sur la somme des éléments majeurs est de $\pm 2\%$. La limite de détection pour les éléments traces selon cette méthode est de 3 ppm, sauf pour Te (5 ppm) et Sn (10 ppm).

Les éléments suivants ont été analysés par spectrométrie d'émission atomique au plasma ICP (SEAP):

- Ba, Be, Cu, Dy, Li, et Ni; limite de détection de 1 ppm;
- Cd, Co, V et Zn; limite de détection de 2 ppm;
- Mo: limite de détection de 4 ppm;
- Pr: limite de détection de 10 ppm;
- Pb: limite de détection de 12 ppm;

Les autres éléments traces ont été analysés par activation neutronique (AN):

- Au: limite de détection de 5 ppb;
- Lu, Sc et Sm: limite de détection de 0,05 ppm;
- Eu, Ta, Tb et Sb: limite de détection de 0,1 ppm;
- Cs, Hf, Th, Tm et Yb: limite de détection de 0,2 ppm;
- Ho, La, U et Ag: limite de détection de 0,5 ppm;
- As, Bi et W: limite de détection de 1 ppm;
- Ce et Nd: limite de détection de 2 ppm;
- Se: limite de détection de 10 ppm;
- Tl: limite de détection de 500 ppm;

TABLEAU A-1 - Résultats d'analyse des éléments majeurs (% en poids).

ÉCHAN- TILLON*	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	PAF	Nortant	Estant	Éléva- tion**
87-2-73	66.3	13.8	3.08	1.40	3.99	0.64	2.46	0.28	0.25	0.06	6.67	3182	6457	905
87-2-111	70.2	15.5	2.32	2.08	2.43	1.03	2.72	0.23	0.01	0.04	3.32	3145	6460	905
87-2-129	58.5	18.9	6.66	3.40	1.99	3.11	2.33	0.70	0.07	0.17	3.07	3050.5	6453	905
87-4-75	75.5	13.6	1.00	0.34	0.76	3.10	2.58	0.21	0.01	0.02	2.13	3111.5	6428.5	835
87-4-81	52.4	20.5	8.71	2.70	2.84	6.84	0.49	1.04	0.16	0.28	3.39	3085	6432.5	835
87-4-108	69.5	13.8	2.06	1.71	2.38	0.31	3.26	0.51	0.17	0.18	5.01	3224	6414	835
87-4-112	57.2	7.8	18.70	0.05	0.04	0.57	0.24	0.29	0.01	0.02	12.30	3215	6415.5	835
87-4-116	67.3	10.8	9.70	0.13	0.06	0.36	2.48	0.25	0.01	0.02	6.84	3201.8	6440	835
87-6-50	61.5	17.1	6.79	3.65	1.27	2.16	2.34	0.63	0.09	0.15	3.19	3059.5	6452	765
87-6-75	80.4	8.0	0.81	1.63	2.31	0.69	1.14	0.13	0.01	0.01	2.69	3138	6440	765
87-8-68	67.1	15.3	3.78	1.53	2.40	0.70	2.43	0.53	0.41	0.14	4.85	3172.5	6459	695
87-8-78	72.0	13.9	3.47	1.95	0.77	1.06	1.65	0.29	0.01	0.01	3.69	3138.5	6460	695
87-8-81	59.4	19.5	6.12	0.87	0.48	0.32	5.46	1.22	0.01	0.32	3.97	3117.5	6453.5	695
87-8-84	71.6	14.0	1.93	1.69	1.20	0.84	3.17	0.22	0.04	0.05	3.35	3095.5	6453.5	695
87-8-96	56.0	18.1	7.12	1.90	3.54	4.86	1.25	0.89	0.13	0.24	3.84	3089	6453.5	695
87-8-98	78.0	6.9	4.34	1.90	2.37	0.63	0.69	0.11	0.03	0.02	3.66	308.2	6453.5	695
87-8-99	72.0	15.6	1.42	0.68	1.53	2.15	3.32	0.28	0.02	0.03	2.72	3075	6453.5	695
87-8-100	72.5	14.6	1.32	0.79	1.13	1.86	3.29	0.22	0.02	0.03	2.64	3067.5	6453.5	695
87-4-132	78.4	0.9	12.00	0.05	0.08	0.10	0.13	0.24	0.01	0.03	6.93	3205	6500	835
87-8-56	71.0	12.5	4.04	0.05	0.06	0.10	0.31	0.19	0.01	0.02	5.02	3151	6400	695
87-8-60	77.3	9.7	1.06	0.05	0.18	0.10	1.69	0.15	0.01	0.01	2.58	3168	6391	695
87-8-29	4.1	0.1	58.80	0.05	0.02	0.10	0.01	0.01	0.01	0.01	32.10	3178.5	6240	695
87-2-123	40.4	7.3	29.50	0.88	1.99	0.60	1.66	0.22	0.04	0.06	14.00	3060.5	6453	905
87-8-71	77.3	9.7	1.06	0.05	0.18	0.10	1.69	0.15	0.01	0.01	2.58	3152.5	6460	695
87-4-95	75.4	12.5	3.90	0.68	0.50	0.31	2.70	0.49	0.02	0.12	3.35	3212.3	6360	835
87-6-125	58.4	22.2	6.65	0.27	0.19	0.91	3.66	0.47	0.01	0.08	6.82	3189.5	6300	765
87-8-74	78.7	11.5	1.02	0.73	1.39	0.33	0.76	0.21	3.13	0.04	1.72	3164.5	6420	695
87-8-87	59.1	16.0	4.82	2.75	7.16	1.69	0.81	0.52	0.43	0.15	4.68	3172	6495	695
87-8-88	73.3	13.2	1.64	2.21	2.48	0.45	1.16	0.20	0.84	0.04	3.57	3165	6292	695
6-510-45	59.4	18.3	4.13	2.99	1.80	2.34	3.16	0.52	0.06	0.10	5.11			
87-2-106	7.0	0.1	53.70	0.05	0.02	0.10	0.01	0.01	0.01	0.01	31.30	3177.3	6480	905
87-4-22	73.8	14.7	1.33	0.64	0.41	0.41	3.33	0.22	0.69	0.02	2.51	3177	6600	835
87-4-41	58.9	15.4	4.07	3.15	5.94	1.77	1.68	0.53	1.39	0.14	6.26	3152.5	6500	835
87-4-45	17.2	10.7	2.92	0.10	0.14	0.38	3.06	0.12	0.10		7.84	3181	6485	835
87-6-28	8.4	0.4	24.62	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02		9.09	3196.5	6476	765
87-6-95	72.0	14.1	5.36	0.17	0.17	0.38	3.39	0.32	0.01	0.05	4.24	3184.5	6140	765
87-8-5	81.0	13.3	1.73	0.06	0.05	0.10	0.05	0.20	0.01	0.04	1.91	3171.5	6100	695
87-8-54	81.3	13.1	1.45	0.05	0.06	0.57	0.41	0.20	0.01	0.01	2.50	3145.5	6400	695
87-8-57	73.4	15.5	3.46	0.03	0.13	1.64	0.92	0.16	0.06		2.75	3154.5	6394	695

* Voir les coordonnées et les correspondances lithologiques à l'annexe E

** Élévation en mètres par rapport à la surface établie à 1000 m.

TABLEAU A-1 - (fin)

ÉCHAN- TILLON*	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	PAF	Nortant	Estant	Éléva- tion
21.3-61.3	50.7	18.8	9.45	1.88	1.32	1.42	4.17	1.41	0.05	0.75	8.09	3031	6460	101
87-2-112	80.3	11.5	0.48	0.11	0.76	5.05	0.68	0.17	0.01	0.04	0.84	3137.5	6453	905
87-2-124	55.8	10.1	18.90	1.02	2.37	1.40	2.11	0.33	0.04	0.06	5.99	3061	6453	905
87-4-77	78.3	10.1	1.85	2.36	0.51	1.00	1.84	0.18	0.04	0.02	1.86	3100	6430	835
87-4-89	16.7	2.6	57.30	0.52	1.01	0.50	0.36	0.11	0.02	0.02	13.30	3049.3	6438	835
87-6-20	72.9	12.6	4.80	0.27	0.14	0.50	2.95	0.52	0.01	0.12	4.28	3213	6455	765
87-6-24	70.5	7.8	10.30	0.05	0.06	0.73	0.77	0.34	0.01	0.03	7.12	3198	6460	765
87-6-56	49.8	16.3	8.88	2.76	8.42	4.39	0.31	0.80	0.19	22.00	7.18	3085	6452	765
87-8-101	57.8	19.2	7.46	4.18	1.09	1.51	3.28	0.74	0.06	0.13	3.58	3060.5	6453.5	695
87-8-65	12.5	3.9	52.20	0.05	0.02	0.13	0.12	0.28	0.01	0.01	28.30	3193.5	6459	695
87-4-106	4.2	1.5	59.80	0.05	0.04	0.10	0.03	0.03	0.01	0.02	31.70	3206	6420	835

* Voir les coordonnées et les correspondances lithologiques à l'annexe E

** Élévation en mètres par rapport à la surface établie à 1000 m.

TABLEAU A-2 - Résultats d'analyse des éléments traces (ppm)

ÉCHAN- TILLON*	Ba	Be	Cd	Ce	Co	Cu	Dy	Eu	La	Li	Mo	Nd	Ni	Pb	Pr	Sc
87-2-106	29	1	3	2	32	209	1	0.1	0.8	1	4	2	7	12	2	0.1
87-4-22	996	1	2	83	2	1	3	0.9	45	27	4	27	1	172	2	3.9
87-4-41	815	1	2	80	8	19	7	1.6	36	46	4	36	8	74	2	13.0
87-4-45	77	1	1200	19	2	245	12	0.2	14	14	164	6	79	272000	102	1.1
87-6-28	23	1	4	3	2	543000	1	1.0	7.6	1	34	25	16	1150	2	0.3
87-6-95	531	1	2	83	2	49	1	1.0	41	6	4	35	1	42	2	6.3
87-8-5	44	1	3	72	2	45	1	0.7	38	8	4	25	5	527	2	4.9
87-8-54	121	1	2	65	2	9	1	0.5	35	9	4	20	1	71	2	2.9
87-8-57	94	1	121	59	2	25	1	0.4	33	8	23	16	12	17900	2	4.3
21.3-61.3	185	1	2	57	26	349	2	1.3	24	19	4	31	68	56	2	29.0
87-2-112	174	1	2	64	2	1	1	0.6	23	1	4	23	1	16	2	1.8
87-2-124	139	1	2	47	13	44	1	0.8	21	15	4	20	67	22	2	6.7
87-4-77	554	1	2	48	2	2	1	0.5	25	30	4	16	1	388	2	2.8
87-4-89	79	1	6	10	104	132	1	0.3	5	1	4	7	215	12	2	3.5
87-6-20	418	1	2	75	4	100	1	1.7	35	4	4	36	1	43	2	13.0
87-6-24	426	1	2	29	2	2300	1	1.0	17	5	4	9	1	15	2	4.0
87-6-56	149	1	2	47	26	380	1	1.1	19	21	4	19	47	17	2	22.0
87-8-101	856	1	2	49	34	83	1	0.7	21	56	4	24	145	155	2	25.0
87-8-65						553								77		
87-4-106						650								76		

* Voir les coordonnées et les correspondances lithologiques à l'annexe E

TABLEAU A-2 - (suite)

ÉCHAN- TILLON*	Sm	V	Zn	Ga	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Te	Th	Y	Zr	As	Au	Bi
87-2-106	0.1	10	288	37	3	3	10	3	2	10	0.2	38	3	8	360	1
87-4-22	3.4	9	172	15	18	110	10	46	3	10	15.0	19	160	3	58	1
87-4-41	4.7	78	25	16	13	57	10	140	2	10	9.3	23	150	4	12	1
87-4-45	1.0	18	260000						1		3.7			10	340	1
87-6-28	0.2	23	35						4		3.0			1	2300	1
87-6-95	4.9	13	416	38	16	110	10	150	3	10	12.0	20	210	4	96	1
87-8-5	3.3	10	1200	19	17	3	10	11	7	10	12.0	18	140	15	110	1
87-8-54	2.2	11	19	14	16	10	10	65	3	10	12.0	13	140	16	5	1
87-8-57	1.5	6	40000						3		8.8			19	390	1
21.3-61.3	6.2	129	512	40	12	120	10	110	1	10	4.2	39	140	3	38	1
87-2-112	1.7	2	2	4	16	22	10	89	4	10	10.0	15	120	1	5	1
87-2-124	2.7	24	300	30	10	74	10	110	2	10	8.5	28	140	1	5	1
87-4-77	2.2	9	257	12	14	64	10	77	3	10	8.9	13	110	1	5	1
87-4-89	0.7	21	735	59	5	16	10	39	1	10	1.2	45	37	66	14	1
87-6-20	6.7	43	295	25	12	84	10	120	2	10	8.3	34	170	5	220	1
87-6-24	1.2	13	2	23	9	28	10	100	3	10	4.9	16	150	23	95	1
87-6-56	3.0	189	24	22	9	13	10	170	1	10	5.5	19	100	1	6	1
87-8-101	3.9	179	289	33	10	99	10	120	1	10	8.3	19	140	27	8	1
87-8-65			145													
87-4-106			132													

* Voir les coordonnées et les correspondances lithologiques à l'annexe E

TABLEAU A-2 - (fin)

ÉCHAN- TILLON*	Cs	Sb	Se	Ti	Tm	U	W	S	Ag	Cr	Hf	Ho	Lu	Tb	Yb	Gd
87-2-106	1	0.4	0.002	0.20	0.3	0.5	1	51.30	0.7	60	0.2	0.5	0.1	0.1	0.2	5.0
87-4-22	6	0.6	0.001	4.80	0.8	3.9	2	0.65	4.5	51	4.0	0.5	0.3	0.5	2.5	5.0
87-4-41	2	0.4	0.001	3.70	0.9	2.0	1	0.45	0.5	60	3.2	0.9	0.2	0.6	1.7	5.0
87-4-45	1	0.1	0.003	0.70	14.0	0.8	1	17.70	470	58	0.8	0.5	0.2	0.1	0.4	5.0
87-6-28	1	0.1	0.001	0.05	2.0	0.2	1	22.70	127000	50	24.0	0.5	0.1	1.6	1.7	5.0
87-6-95	4	0.5	0.001	4.00	1.1	3.0	1	4.13	12	17	4.5	0.7	0.3	0.5	2.3	5.6
87-8-5	1	0.8	0.001	0.65	1.2	2.9	2	1.43	4.5	31	3.4	0.8	0.2	0.4	2.0	5.3
87-8-54	1	0.3	0.001	0.48	1.1	2.5	1	0.58	16	19	3.3	0.6	0.2	0.3	2.0	5.0
87-8-57	1	0.3	0.001	0.65	1.9	1.2	2	3.05	117	254	2.1	0.9	0.3	0.4	2.4	5.0
21.3-61.3	5	2.1	0.001	4.80	1.5	1.3	3	3.77	4.7	60	2.9	1.4	0.3	0.9	3.0	6.3
87-2-112	1	0.2	0.001	0.95	0.8	1.1	1	0.30	0.5	50	2.6	0.5	0.1	0.4	0.9	5.0
87-2-124	1	0.3	0.001	2.60	0.9	1.6	1	8.54	0.5	37	3.1	0.6	0.1	0.4	1.6	5.0
87-4-77	3	0.5	0.001	2.70	0.6	2.1	1	0.01	0.5	31	2.5	0.5	0.2	0.3	1.7	5.0
87-4-89	2	1.3	0.001	0.39	0.7	0.8	1	32.40	0.5	58	0.5	0.5	0.1	0.1	0.5	5.0
87-6-20	4	0.4	0.001	3.60	1.4	2.3	1	3.81	1.5	30	3.7	1.3	0.4	0.8	2.6	11.0
87-6-24	2	0.5	0.001	2.00	1.0	1.2	2	9.77	6.5	40	2.9	0.5	0.1	0.2	1.6	5.0
87-6-56	1	0.2	0.001	0.61	1.1	0.9	2	0.08	100	105	2.2	0.6	0.1	0.3	1.1	5.0
87-8-101	3	0.3	0.001	2.80	1.1	2.5	3	0.16	2.8	2300	3.4	0.6	0.2	0.4	1.5	6.1
87-8-65									6.5							
87-4-106									3.9							

* Voir les coordonnées et les correspondances lithologiques à l'annexe E

Annexe B

Analyses chimiques des roches affleurant dans le puits à ciel ouvert, tirées de la thèse de Eliopoulos (1983)

Localisations:

D-1 à D-7:	roches felsiques de l'éponte NW
D-23 à D-24:	unité 8b, éponte S
D-51 à D-61:	schiste à chlorite-carbonate, éponte NE
D-20 à D-50:	zone à andalousite
D-25 à D-43:	roches felsiques de l'éponte S
D-9 à D-65:	zone à andalousite
D-8 à D-29:	pyrite massive
FR-1 à FR-3:	roches felsiques, canton de Cadillac

TABLEAU B-1 - Résultats d'analyse des éléments majeurs (% en poids)

ÉCHANTILLON	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	PAF	Nortant	Estant
D-1	52.4	22.60	6.78	2.48	3.77	2.62	2.89	1.53	0.10	0.58	3.54	3250.0	6438.0
D-2	76.2	10.40	4.53	1.08	0.66	0.60	1.57	0.46	0.03	0.08	2.62	3238.0	6434.0
D-3	68.2	17.10	2.51	1.14	2.89	2.02	2.38	1.02	0.04	0.33	1.93	3237.0	6423.0
D-4	65.6	14.60	6.52	1.45	4.12	1.73	1.59	0.97	0.16	0.37	1.93	3245.0	6399.0
D-5	66.2	17.50	3.86	1.39	1.09	1.00	3.81	1.16	0.08	0.44	2.93	3263.0	6408.0
D-6	64.3	17.60	4.91	2.02	0.93	3.52	1.96	0.71	0.12	0.16	3.08	3239.0	6439.0
D-7	58.2	23.20	3.08	1.25	3.01	1.95	4.14	0.88	0.22	0.21	2.93	3246.0	6447.0
D-23	69.4	14.90	2.73	2.21	1.01	1.16	2.31	0.40	0.84	0.07	3.62	3181.5	6519.5
D-24	75.9	11.00	2.74	2.58	0.50	1.22	1.96	0.27	0.11	0.04	3.00	3181.0	6515.0
D-51	70.6	15.40	1.48	1.35	2.67	1.50	2.76	0.66	0.12	0.15	2.93	3211.0	6508.5
D-52	69.8	12.60	1.95	2.87	4.89	1.27	1.54	0.56	0.23	0.12	3.54	3211.0	6572.0
D-53	69.0	13.80	2.73	1.66	3.35	1.13	2.76	0.49	0.42	0.12	3.70	3215.0	6565.0
D-54	60.2	8.57	15.20	1.21	2.70	0.68	1.89	0.41	0.43	0.09	8.93	3211.0	6585.0
D-55	64.6	12.90	4.60	2.70	6.13	1.13	1.59	0.60	0.27	0.13	4.00	3216.5	6585.0
D-57	71.8	15.40	1.87	0.91	1.46	1.23	3.26	0.66	0.16	0.15	2.35	3215.0	6555.5
D-58	67.2	15.60	2.31	2.03	3.24	1.70	2.40	0.69	0.14	0.16	3.54	3218.5	6555.5
D-59	72.7	15.90	1.54	0.65	1.54	0.68	3.62	0.68	0.02	0.11	1.93	3222.0	6555.0
D-60	72.2	16.70	1.02	0.48	1.05	0.15	4.37	0.72	0.02	0.15	2.16	3225.0	6555.0
D-61	68.1	5.60	6.27	3.36	8.73	0.10	0.47	0.30	0.23	0.08	4.69	3224.0	6585.0
D-20	81.9	11.00	1.31	0.06	0.12	1.32	0.56	0.37	0.01	0.05	2.54	3188.0	6554.0
D-21	62.7	10.30	16.00	0.09	0.11	1.90	1.22	0.42	0.01	0.05	9.16	3184.5	6554.0
D-44	77.1	12.70	3.69	0.10	0.07	0.60	0.57	0.39	0.01	0.01	3.77	3203.0	6582.0
D-45	68.2	11.60	11.00	0.10	0.08	2.05	1.74	0.37	0.01	0.01	6.70	3203.0	6572.0
D-46	66.6	13.70	5.41	1.50	3.19	0.15	2.16	0.55	0.01	0.17	4.31	3203.0	6565.0
D-48	70.6	17.40	2.03	0.43	1.22	0.90	3.57	0.68	0.01	0.19	3.00	3205.5	6555.5
D-49	69.5	15.50	1.97	1.33	2.33	1.57	2.44	0.70	0.14	0.15	2.93	3205.0	6550.5
D-50	63.9	15.70	3.37	2.28	4.71	1.37	2.37	0.74	0.27	0.16	4.08	3207.0	6572.0
D-25	71.9	14.20	2.52	2.77	1.21	1.12	2.41	0.37	0.17	0.06	3.16	3178.5	6517.0
D-26	75.0	13.80	2.12	1.28	0.95	1.02	2.69	0.35	0.14	0.06	2.62	3176.0	6517.5
D-27	62.1	10.20	14.50	1.48	0.64	1.12	1.79	0.28	0.19	0.08	8.70	3178.0	6527.0
D-30	65.3	9.30	13.40	1.45	1.03	0.65	0.87	0.26	0.16	0.04	7.85	3164.0	6581.5
D-31	74.5	13.20	2.53	1.66	2.23	1.55	1.72	0.30	0.12	0.04	2.39	3178.0	6505.0
D-32	73.7	12.20	3.58	3.37	1.84	1.48	0.74	0.32	0.11	0.05	2.54	3171.5	6509.0
D-33	79.1	10.70	2.24	0.91	2.84	2.28	0.22	0.28	0.02	0.05	1.47	3168.0	6510.0
D-34	73.7	14.00	2.27	2.14	2.23	2.60	0.79	0.39	0.02	0.05	2.08	3167.0	6562.0
D-35	79.0	11.20	1.67	1.57	2.05	2.05	0.74	0.30	0.03	0.06	1.39	3168.0	6554.0
D-36	76.7	12.20	2.20	2.48	1.45	2.30	1.03	0.22	0.01	0.01	1.77	3163.0	6554.0
D-37	77.4	11.80	1.21	2.54	1.89	2.10	0.77	0.20	0.03	0.02	1.54	3161.0	6561.0
D-38	76.1	12.60	1.69	1.21	2.29	2.85	1.21	0.32	0.01	0.05	1.54	3170.0	6494.0
D-39	71.9	18.40	0.80	0.32	0.08	1.80	4.04	0.36	0.01	0.01	2.85	3165.0	6498.0
D-40	72.3	14.90	1.54	2.58	1.62	1.55	2.02	0.25	0.01	0.03	2.39	3164.0	6491.0
D-41	73.0	14.00	2.65	2.66	0.79	1.38	2.26	0.23	0.04	0.03	2.16	3164.0	6505.0
D-42	80.4	11.10	0.51	0.25	0.71	4.55	1.38	0.22	0.01	0.03	0.77	3159.0	6508.0
D-43	75.4	13.50	1.75	1.60	0.37	1.10	3.46	0.26	0.04	0.04	2.00	3156.0	6514.0
D-9	57.7	24.50	8.91	0.11	0.34	1.35	0.41	1.37	0.01	0.16	6.23	3194.0	6516.5
D-11	54.6	16.20	15.40	0.20	0.18	2.73	2.71	0.39	0.01	0.04	9.70	3186.5	6515.5
D-12	60.9	13.20	12.80	0.31	0.22	2.48	1.14	0.55	0.01	0.03	8.00	3196.5	6541.0
D-13	54.6	15.20	16.70	0.21	0.23	1.37	1.62	0.96	0.01	0.06	10.50	3198.0	6535.0
D-14	59.3	12.00	16.50	0.12	0.12	1.60	1.32	0.53	0.01	0.04	9.62	3195.0	6528.5
D-16	43.1	21.20	18.40	0.17	0.20	3.05	2.46	0.81	0.01	0.03	11.50	3186.0	6544.0
D-18	60.3	16.70	11.40	0.10	0.12	3.45	2.10	0.45	0.01	0.02	7.54	3176.5	6552.5
D-19	61.0	5.74	21.30	0.09	0.09	0.87	1.03	0.30	0.01	0.04	10.90	3182.5	6528.5
D-62	66.1	1.46	21.80	0.06	0.10	0.18	0.08	0.33	0.01	0.03	11.10	3201.0	6497.0
D-64	60.7	5.40	22.40	0.05	0.09	0.55	0.10	0.36	0.01	0.03	11.20	3205.0	6485.5
D-65	59.2	7.99	21.20	0.06	0.04	0.75	0.13	0.41	0.01	0.03	11.20	3207.0	6508.0
D-8	14.1	0.15	83.90	0.48	0.12	0.01	0.07	0.03	0.01	0.02	1.39	3196.0	6517.0
D-10	10.6	0.16	84.00	0.75	0.56	0.01	0.05	0.02	0.01	0.01	3.62	3188.5	6515.5
D-15	3.8	0.66	85.30	0.48	0.04	0.01	0.13	0.08	0.01	0.02	9.39	3189.0	6535.0
D-17	3.7	0.19	90.00	0.50	0.05	0.01	0.12	0.05	0.01	0.01	6.08	3180.0	6547.0
D-22	9.2	0.15	85.40	0.46	0.07	0.01	0.09	0.06	0.01	0.01	5.38	3179.5	6560.0
D-29	33.0	9.33	38.00	0.18	0.07	0.72	2.50	0.27	0.01	0.04	16.90	3174.0	6578.0
FR-1	74.1	13.40	0.79	0.33	0.48	7.51	1.74	0.32	0.03	0.08	0.39	n.d.	n.d.
FR-2	75.1	13.30	1.40	0.54	0.33	6.34	2.07	0.31	0.02	0.07	0.54	n.d.	n.d.
FR-3	78.5	11.40	1.30	0.34	0.98	4.98	1.57	0.27	0.02	0.05	0.62	n.d.	n.d.

TABLEAU B-2 - Résultats d'analyse des éléments traces (ppm)

ÉCHANTILLON	Ba	Co	Cu	Li	Mo	Ni	Pb	Sc	Zn	Nb	Rb	Sr	Ta
D-1	805	10	67	23	5	4	2820	26	195	21	70	223	1
D-2	823	5	140	8	5	4	10	5	105	18	71	79	2
D-3	871	5	40	19	5	2	60	13	100	26	71	220	1
D-4	557	5	45	16	5	2	5	20	115	20	50	221	1
D-5	699	5	13	25	5	2	5	20	70	24	99	117	1
D-6	753	5	75	18	5	2	25	13	90	14	27	161	1
D-7	1473	5	22	15	5	4	100	16	105	24	127	227	1
D-23	1770	5	58	48	5	2	45	5	100	13	69	80	2
D-24	1014	5	25	25	5	4	5	4	60	22	62	36	1
D-51	951	5	18	22	5	2	20	14	40	21	80	136	2
D-52	537	5	14	33	5	2	15	9	90	18	48	128	1
D-53	684	5	16	20	5	2	25	9	65	22	81	92	1
D-54	457	5	130	13	5	2	345	9	380	7	53	45	1
D-55	529	5	33	24	5	2	20	12	80	22	48	111	1
D-57	813	5	31	23	10	2	35	11	335	18	95	110	1
D-58	807	5	18	23	5	2	25	9	55	18	72	162	1
D-59	1252	5	8	9	5	2	10	11	25	26	106	133	1
D-60	1270	5	9	8	5	2	15	13	30	24	132	112	1
D-61	130	5	44	10	5	2	5	6	130	17	19	34	1
D-20	481	5	67	12	5	2	20	10	15	24	18	72	1
D-21	1228	5	125	11	5	4	5	9	50	15	41	91	1
D-44	422	5	25	18	10	2	5	13	15	26	17	32	1
D-45	1007	5	55	7	5	2	5	13	35	15	45	87	1
D-46	1081	5	31	51	5	2	15	9	280	12	56	99	1
D-48	1769	5	15	40	5	2	20	10	25	18	106	119	1
D-49	1028	5	29	35	5	6	20	12	50	19	67	151	1
D-50	1160	5	34	41	5	2	15	12	65	22	68	144	2
D-25	1160	5	21	35	5	4	15	5	80	31	73	72	2
D-26	1229	5	20	36	5	4	35	5	40	26	84	73	1
D-27	999	5	30	20	5	2	45	5	70	15	59	53	1
D-30	448	5	15	53	5	2	30	4	50	16	32	54	2
D-31	932	5	14	22	5	2	25	4	60	23	56	116	1
D-32	349	5	14	43	5	4	15	4	80	27	28	122	1
D-33	203	5	12	33	5	2	20	3	60	28	10	176	2
D-34	269	5	19	46	5	2	45	5	50	27	32	198	2
D-35	304	5	7	25	5	2	125	3	90	29	29	134	1
D-36	347	5	9	26	5	6	5	3	30	27	45	159	1
D-37	243	5	7	34	5	2	5	2	30	26	29	183	2
D-38	525	5	10	16	5	2	10	4	45	31	46	188	2
D-39	775	25	6	8	5	2	60	5	40	34	134	159	2
D-40	962	5	8	32	10	2	15	4	30	30	71	151	2
D-41	721	5	9	26	5	2	5	3	35	27	91	96	1
D-42	648	5	9	6	5	4	5	2	15	28	50	105	2
D-43	1334	20	47	9	10	2	10	5	25	32	141	70	2
D-9	983	15	325	13	5	2	5	9	20	23	17	80	2
D-11	2973	10	24	10	5	2	10	6	40	16	79	112	2
D-12	742	5	5050	20	5	4	25	20	135	10	32	153	1
D-13	1061	10	410	65	5	2	5	12	80	13	52	76	2
D-14	817	5	175	16	5	4	20	12	180	14	39	82	2
D-16	8295	10	685	26	10	4	10	15	15	14	76	172	1
D-18	3248	10	420	12	5	2	10	6	95	23	58	140	1
D-19	2197	20	1550	5	5	4	15	3	225	18	34	30	2
D-62	91	35	430	1	5	8	5	5	30	7	6	37	1
D-64	96	30	235	4	10	2	5	5	15	11	8	36	1
D-65	93	10	190	5	5	2	5	6	25	7	9	55	1
D-8	200	10	685	1	5	2	5	0.2	75	5	5	5	1
D-10	201	25	562	1	5	8	5	0.3	160	5	5	5	1
D-15	381	5	1900	1	10	2	5	0.9	465	5	5	5	1
D-17	125	90	295	1	10	30	5	0.2	30	5	5	5	1
D-22	163	15	3300	1	5	2	65	0.6	775	5	5	5	1
D-29	693	5	17	4	5	2	20	5	1429	22	86	41	2
FR-1	758	45	26	4	5	2	10	4	25	12	27	108	6
FR-2	813	20	15	5	5	2	5	4	20	19	43	109	4
FR-3	549	30	19	4	5	2	5	4	30	13	50	232	5

TABLEAU B-2 - (fin)

ÉCHANTILLON	Th	Y	Zr	As	Au	Cs	Sb	U	W	S	Ag	Cr	Hf
D-1	10	57	252	9	220	7	1	2	2	1	57	45	7
D-2	9	48	200	20	700	2	1	2	1	2	5	145	4
D-3	8	47	227	6	140	3	1	2	5	1	1	60	6
D-4	5	37	160	3	74	3	1	1	5	1	2	60	4
D-5	9	53	272	3	34	6	0	2	2		1	35	7
D-6	10	36	200	9	230	4	1	3	1	1	3	60	5
D-7	16	50	304	4	51	7	1	4	2		1	45	8
D-23	11	20	178	19	210	2	1	3	1	1	1	60	5
D-24	8	18	144	6	58	2	0	2	10	2	1	95	4
D-51	9	25	181	2	2	4	0	2	5	1	1	60	5
D-52	7	24	149	1	7	2	0	2	5		1	50	3
D-53	10	26	163	2	6	3	0	2	4	2	1	45	4
D-54	5	28	97	25	320	6	2	1	5	9	16	45	2
D-55	7	27	153	5	7	3	0	2	3	1	1	45	3
D-57	9	24	173	2	3	4	0	2	4	1	1	45	4
D-58	9	23	173	2	7	5	0	2	4	1	1	70	4
D-59	9	30	179	2	2	4	0	3	4		1	35	4
D-60	10	36	200	2	2	5	1	3	2		1	35	6
D-61	4	21	84	2	2	2	0	1	7	2	1	100	2
D-20	8	12	180	4	66	1	0	2	6	2	1	85	5
D-21	8	25	182	9	2100	6	0	3	9	11	2	105	5
D-44	9	22	193	5	15	1	1	2	6	3	1	65	5
D-45	9	19	189	16	46	4	1	2	11	9	1	120	4
D-46	8	25	148	4	51	4	1	2	7	3	1	80	4
D-48	8	33	220	2	15	6	0	3	4	1	1	45	5
D-49	9	28	162	4	5	3	1	2	5	1	1	60	4
D-50	10	30	174	2	9	4	1	2	6	1	1	80	4
D-25	11	27	192	3	58	2	0	3	5	2	1	65	5
D-26	10	23	180	2	32	3	0	2	8	2	1	80	4
D-27	8	27	156	7	170	5	1	2	6	8	3	65	3
D-30	8	15	140	11	67	3	1	2	8	8	1	100	4
D-31	11	22	174	2	31	2	0	3	8	2	1	80	4
D-32	10	22	169	3	10	1	0	3	7	1	1	95	4
D-33	8	19	141	5	47	1	0	2	8	2	1	110	3
D-34	10	35	173	4	6	1	1	3	5	1	1	80	4
D-35	8	20	143	2	6	1	0	2	6	1	1	85	3
D-36	10	15	125	2	5	9	0	2	7	1	1	95	3
D-37	9	19	123	1	2	1	0	2	7		1	70	3
D-38	9	25	176	4	10	1	0	3	7	1	1	120	4
D-39	12	26	232	4	25	3	0	2	10	1	1	5	6
D-40	12	22	161	2	4	1	0	3	5		1	75	4
D-41	12	23	144	1	10	2	0	3	4		1	50	4
D-42	9	25	146	1	11	1	1	2	15		1	150	4
D-43	6	15	143	1	4	1	0	3	630		1	5	2
D-9	11	32	356	13	410	2	0	4	13	6	2	80	7
D-11	11	12	241	31	430	7	1	3	13	10	1	115	5
D-12	10	22	205	180	550	4	12	2	10	10	6	115	4
D-13	8	17	135	37	780	7	2	2	13	11	4	135	3
D-14	8	30	177	50	560	6	3	3	11	13	2	130	4
D-16	15	20	349	15	550	9	1	6	12	10	4	85	8
D-18	15	11	246	32	6500	5	1	3	20	7	13	85	6
D-19	12	15	146	160	1200	9	6	11	19	19	4	135	3
D-62	5	10	126	130	1200	14	10	2	16	21	3	100	3
D-64	7	12	143	48	820	11	1	1	12	18	2	60	3
D-65	6	8	112	30	480	9	1	1	12	16	1	100	3
D-8	0.2	5	5	65	4600	46	3	0.5	1	17	63	35	1
D-10	0.7	5	5	280	1300	48	6	0.2	1	18	8	55	1
D-15	1	5	5	730	3500	52	32	1.4	1	25	42	35	1
D-17	0.3	5	5	59	1600	50	1	0.3	1	24	4	50	1
D-22	0.2	5	5	390	10000	51	18	0.8	1	20	185	40	1
D-29	7	20	146	72	570	24	2	2	12	28	4	70	3
FR-1	11	28	187	220	34	1	2	3	8	0	1	5	5
FR-2	11	37	195	54	12	1	1	2	7	0	1	5	5
FR-3	7	27	143	47	36	1	1	1	8	0	1	5	3

Annexe C

**Analyses chimiques des roches du LTD 2,
tirées de rapports internes de
Mines Dumagami Ltée (1983)**

TABLEAU C-1 - Résultats d'analyse des roches du LTD2 pour les éléments majeurs (% en poids)

ÉCHANTILLON	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	PAF
16217 (LTD 2.3)	73.0	13.5	2.18	0.79	1.67	2.55	3.00	0.52	0.05	0.21	1.61
16218 (LTD 2.3)	76.6	13.1	0.89	0.51	0.28	3.47	2.51	0.42	0.01	0.21	1.39
16219 (LTD 2.3)	76.2	13.0	1.16	0.75	1.12	3.77	2.53	0.39	0.04	0.24	0.57
16220 (LTD 2.3)	78.5	11.4	0.51	0.13	0.55	5.73	1.40	0.49	0.01	0.26	0.68
16221 (LTD 2.3)	78.8	10.9	0.39	0.08	0.28	5.52	2.19	0.48	0.01	0.22	0.53
16226 (LTD 2.3)	71.6	14.0	2.11	1.42	2.43	3.25	2.44	0.47	0.05	0.24	1.54
16227 (LTD 2.3)	74.5	13.7	1.02	0.31	0.97	5.63	1.90	0.47	0.04	0.27	0.63
16228 (LTD 2.3)	75.1	13.0	1.40	0.39	2.21	2.53	2.49	0.48	0.05	0.21	1.64
16229 (LTD 2.3)	70.3	15.3	1.90	0.90	2.34	3.72	2.73	0.48	0.04	0.25	1.78
16230 (LTD 2.3)	59.8	23.0	0.73	0.64	4.10	6.37	2.28	0.95	0.01	0.34	1.41
16231 (LTD 2.3)	68.5	16.7	1.89	1.48	3.70	2.35	1.67	0.80	0.03	0.35	1.95
16232 (LTD 2.3)	81.2	8.9	1.63	1.12	2.04	1.09	0.92	0.59	0.04	0.24	1.93
16233 (LTD 2.3)	73.2	13.6	2.53	1.47	2.48	1.78	1.73	0.72	0.04	0.30	1.87
16234 (LTD 2.3)	71.6	13.4	1.46	0.42	4.76	2.00	2.56	0.44	0.06	0.27	2.49
16235 (LTD 2.3)	70.6	14.5	1.44	0.68	3.39	5.66	1.36	0.57	0.05	0.30	0.79
16236 (LTD 2.3)	71.7	14.0	2.23	0.74	3.10	3.51	2.14	0.70	0.04	0.29	1.24
16237 (LTD 2.3)	65.5	16.0	4.31	1.31	4.55	3.86	1.06	1.05	0.14	0.39	1.50
18863 (LTD 2.3)	76.6	10.7	1.46	1.60	2.15	1.29	2.11	0.41	0.04	0.23	2.44
16222 (LTD 2.2)	50.1	22.1	6.37	2.35	8.74	2.27	1.52	0.94	0.13	0.20	4.98
16223 (LTD 1)	51.0	11.7	15.17	4.97	6.86	1.33	0.08	1.73	0.23	0.22	5.90
16224 (LTD 2.2)	50.6	19.5	5.74	3.29	9.15	3.34	0.62	0.83	0.15	0.25	6.37
16225 (LTD 2.2)	58.5	17.9	7.60	2.37	4.96	2.52	1.01	1.56	0.20	0.53	2.61
7504 (LTD 2.3)	74.9	12.2	2.82	1.30	0.64	4.70	1.08	0.49	0.05	0.31	0.83
7505 (LTD 2.3)	71.9	13.0	8.34	1.00	0.40	0.59	2.64	0.45	0.14	0.27	1.03
7506 (LTD 2.3)	72.6	12.3	2.88	0.87	1.70	5.11	0.94	0.46	0.05	0.29	2.17

TABLEAU C-2 - Résultats d'analyse des roches du LTD2 pour les éléments traces (ppm)

ÉCHANTILLON	Co	Cu	Ni	Pb	Zn	Au	S	Ag
16217 (LTD 2.3)	4	8	2	9	46	12	0.01	0.5
16218 (LTD 2.3)	1	3	2	10	15	9	0.01	0.3
16219 (LTD 2.3)	3	13	3	6	7	5	0.01	0.4
16220 (LTD 2.3)	2	3	2	2	1	5	0.01	0.3
16221 (LTD 2.3)	2	3	1	4	2	4	0.01	0.3
16226 (LTD 2.3)	4	12	3	7	28	5	0.01	0.4
16227 (LTD 2.3)	2	6	2	3	23	4	0.07	0.2
16228 (LTD 2.3)	2	5	2	4	20	6	0.01	0.2
16229 (LTD 2.3)	3	2	2	5	30	5	0.01	0.3
16230 (LTD 2.3)	3	3	33	6	12	7	0.01	0.2
16231 (LTD 2.3)	5	9	4	6	27	5	0.01	0.3
16232 (LTD 2.3)	3	18	4	7	35	10	0.01	0.4
16233 (LTD 2.3)	3	6	2	7	55	4	0.01	0.3
16234 (LTD 2.3)	2	7	3	5	20	6	0.01	0.3
16235 (LTD 2.3)	3	12	3	6	22	4	0.01	0.2
16236 (LTD 2.3)	2	10	6	14	22	5	0.01	0.3
16237 (LTD 2.3)	7	5	3	6	52	5	0.01	0.4
18863 (LTD 2.3)	2	9	5	8	37	10	0.01	0.3
16222 (LTD 2.2)	20	74	10	7	34	7	0.01	0.8
16223 (LTD 1)	37	59	27	10	89	6	0.18	0.9
16224 (LTD 2.2)	16	43	8	10	38	6	0.01	0.8
16225 (LTD 2.2)	14	76	4	7	61	5	0.01	0.6
7504 (LTD 2.3)	3	7	2	2	34	6	0.01	0.1
7505 (LTD 2.3)	2	12	1	1	24	5	0.01	0.1
7506 (LTD 2.3)	3	3	2	3	23	5	0.05	0.1

Annexe D

**Analyses chimiques des roches du LTD 1,
tirées de la thèse de Babineau (1982)**

TABLEAU D-1 - Résultats d'analyse des roches du LTD1 pour les éléments majeurs (% en poids) et les éléments traces (ppm)

Echan- tillon	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	Ni	Nb	Rb	Sr	Y	Zr	
% du poids											ppm						
B-2*	48,01	13,99	17,47	6,05	8,60	2,85	0,19	2,41	0,23	0,21	89	4,3	3,1	214	30	84	
B-3	49,20	14,50	15,82	5,73	9,83	2,22	0,14	2,16	0,20	0,20	78	4,6	2,8	148	31	86	
B-4	48,67	15,20	15,23	7,25	9,51	2,11	0,12	1,59	0,19	0,13	124	4,6	2,9	119	27	64	
B-6	51,40	14,88	11,98	6,96	10,84	2,40	0,14	1,13	0,19	0,08	76	5,6	2,9	103	32	70	
B-7	52,82	14,37	11,07	6,62	10,49	3,08	0,21	1,08	0,19	0,07	74	4,9	3,2	101	32	68	
B-8	48,38	15,45	14,89	7,48	9,50	2,21	0,17	1,56	0,19	0,16	104	4,8	3,7	128	24	64	
B-9	50,80	13,61	17,24	5,02	8,11	2,44	0,24	1,69	0,24	0,11	146	2,7	2,0	107	25	63	
B-10	52,02	15,02	12,60	6,25	9,72	2,10	0,18	1,21	0,21	0,09	42	4,2	2,1	90	30	73	
B-12	48,41	14,90	15,48	7,22	9,78	1,80	0,35	1,69	0,22	0,15	114	4,7	6,5	139	22	56	
B-14	45,18	15,13	17,44	8,82	9,85	1,79	0,23	1,32	0,22	0,02	103	8,3	3,0	64	32	60	
B-15A	77,50	12,18	3,14	0,40	1,06	3,87	1,65	0,15	0,04	0,01	14	21,0	42,0	17	159	310	
B-16A	49,99	14,80	13,30	8,54	10,27	1,55	0,27	1,03	0,19	0,07	117	3,8	7,9	95	21	51	
B-17	54,18	13,51	14,58	4,43	8,12	2,87	0,29	1,70	0,23	0,11	42	4,5	13,0	50	31	75	
B-18	49,61	14,53	14,88	6,10	9,96	2,78	0,19	1,63	0,20	0,12	68	5,6	2,9	134	26	64	
B-19	52,22	13,99	12,94	7,34	10,10	1,95	0,17	1,12	0,18	0,09	101	5,1	3,5	108	35	90	
B-20	51,52	14,56	13,64	7,73	8,82	2,15	0,17	1,14	0,18	0,09	105	5,7	2,9	96	33	83	
B-21	50,49	14,13	13,86	8,21	9,38	2,33	0,15	1,15	0,20	0,09	114	4,0	2,8	99	36	85	
B-22	54,08	14,25	10,86	6,73	9,29	3,25	0,16	1,13	0,16	0,09	85	6,3	1,9	153	44	110	
B-23	51,04	14,11	12,02	8,48	10,70	2,33	0,13	0,94	0,17	0,07	139	4,5	2,7	101	27	67	
Echan- tillon	Ce	Eu	La	Nd	Sc	Sm	Ta	Th	Se	Tm	Cr	Hf	Ho	Lu	Tb	Yb	Gd
ppm																	
B-4*	7,99	0,92	3,22	5,61	36,8	2,31	0,33	0,09	0,15	0,32	77	1,52	0,74	0,36	0,53	2,56	3,20
B-10	10,78	1,06	3,73	7,90	48,6	2,57	0,38	0,16	0,09	0,42	21	1,76	0,85	0,43	0,65	2,94	4,13
B-15A	77,10	2,17	29,50	52,80	10,4	14,00	1,68	3,35	0,06	2,26	0	10,11	4,50	2,29	3,23	15,90	17,70
B-16A	5,89	0,67	2,14	4,81	39,9	1,65	0,40	0,16	0,12	0,32	215	1,07	0,58	0,29	0,39	2,00	--
B-19	11,20	1,01	4,43	11,70	38,5	3,09	0,53	0,25	0,17	0,44	177	2,14	1,03	0,49	0,68	3,49	--

* Métabasaltés tholéiitiques prélevés suivant une section le long de la route 395 sur la propriété de Dumagami (Babineau, 1982). Voir aussi la figure 5.

Annexe E

Localisation des échantillons analysés

TABLEAU E-1 - Localisation des échantillons analysés

Échantillon (voir annexe A)	Géochimie		Isotopes ^b		Unité ^c		Localisation ^d	
	Majeurs ^a	Traces	O	S	No.	Estant	Nortant	Élévation [*]
87-2-1					10	6320	3193	905
87-2-5					11	6337	3194,2	905
87-2-6					V. Qtz	6337	3194	905
87-2-11					8	6341	3178	905
87-2-14					7	6340	3158,5	905
87-2-20					8	6427,5	3164,5	905
87-2-21					11	6427,5	3164,2	905
87-2-24					12	6440	3170	905
87-2-26				Py	11	6440	3167,5	905
87-2-28					11	6300	3189,5	905
87-2-32					12	6280	3188,7	905
87-2-38					12	6240	3188,7	905
87-2-40					V. Qtz	6240	3186,7	905
87-2-41					5	6480	3152	905
87-2-47					7	6560	3154	905
87-2-48					8b	6580	3169	905
87-2-53					8	6407,5	3217,5	905
87-2-54					10	6408	3212,5	905
87-2-55			X		12	6410	3207,5	905
87-2-57					8	6360	3210	905
87-2-59					11	6380	3214,7	905
87-2-62					10	6400	3207,5	905
87-2-63					11	6400	3209	905
87-2-66					12	6420	3207,5	905
87-2-68					11	6440	3203	905
87-2-70					8	6460	3199,5	905
87-2-72			X		8	6457	3188	905
87-2-73	10629				8	6457	3182	905
87-2-76					11	6480	3203	905
87-2-80					11	6500	3204	905
87-2-87					10	6540	3202	905
87-2-89					8	6560	3195	905
87-2-90					10	6560	3197	905
87-2-91					10	6560	3198,5	905
87-2-94					11	6540	3192	905
87-2-98					12?	6509,5	3188,5	905
87-2-100					11	6500	3187,5	905
87-2-101					10	6500	3185,5	905

a. Numéro des analyses effectuées aux laboratoires du MER

b. Échantillons utilisés pour les études isotopiques

c. Unité lithologique (cf. tableau 2)

d. Localisation selon le système de référence métrique de la mine (voir plans et sections - figures 8 à 13).

* Élévation en mètres par rapport à la surface établie à 1000 m.

TABLEAU E-1 - (suite)

Échantillon (voir annexe A)	Géochimie		Isotopes ^b		Unité ^c		Localisation ^d	
	Majeurs ^a	Traces	O	S	No.	Estant	Nortant	Élévation
87-2-102					11	6500	3183,5	905
87-2-104					12	6480	3180	905
87-2-106	10630	X		Py	11	6480	3177,3	905
87-2-108			X		8	6457,5	3164,5	905
87-2-111	10631				5	6460	3145	905
87-2-112	10632	X			7	6453	3137,5	905
87-2-113			X		7	6453	3130,5	905
87-2-116					5	6453	3109,5	905
87-2-117			X		7	6453	3102	905
87-2-119					5	6453	3088	905
87-2-121			X		7	6453	3074	905
87-2-123	10633			Py-Po	4	6453	3060,5	905
87-2-124	10634	X			4	6453	3061	905
87-2-125					4	6453	3060,3	905
87-2-126					4	6453	3058	905
87-2-127			X		4	6453	3056	905
87-2-128					1	6453	3055	905
87-2-129	10635				1	6453	3050,5	905
87-4-1					5	6707,5	3154,7	835
87-4-4					5	6680	3136,5	835
87-4-6					8	6651,5	3152,5	835
87-4-8					6	6640	3158	835
87-4-9					12	6638	3161	835
87-4-10					8b	6634	3163,5	835
87-4-11					12	6632,5	3164,5	835
87-4-13					9	6619,5	3173	835
87-4-18					8b	6609	3180	835
87-4-20					11	6620	3185	835
87-4-22	10636	X			8b	6600	3177	835
87-4-24					8b	6600	3182	835
87-4-29					8b	6560	3179	835
87-4-36					9	6520	3182,5	835
87-4-37				Sp-Gn	V. Sp	6530	3187,5	835
87-4-39					9	6526,5	3194	835
87-4-41	10637	X			9	6500	3182,5	835
87-4-42					8b	6500	3178,5	835
87-4-44					8	6480	3178,5	835
87-4-45	10638	X		Sp-Gn	8	6485	3181	835
87-4-58					8	6381,5	3192,5	835
87-4-59					8b	6379	3198	835
87-4-60					11	6382	3202	835
87-4-62			X		8	6419	3192,5	835

a. Numéro des analyses effectuées aux laboratoires du MER

b. Échantillons utilisés pour les études isotopiques

c. Unité lithologique (cf. tableau 2)

d. Localisation selon le système de référence métrique de la mine (voir plans et sections - figures 8 à 13).

* Élévation en mètres par rapport à la surface établie à 1000 m.

TABLEAU E-1 - (suite)

Échantillon (voir annexe A)	Géochimie		Isotopes ^b		Unité ^c		Localisation ^d	
	Majeurs ^a	Traces	O	S	No.	Estant	Nortant	Élévation
87-4-65			X		7	6418,5	3168	835
87-4-68					8	6422	3150	835
87-4-70					7	6423,5	3141	835
87-4-72					7	6425	3125,5	835
87-4-75	10639				7	6428,5	3111,5	835
87-4-77	10640	X			5	6430	3100	835
87-4-78					7	6431	3094	835
87-4-80					6	6432	3087	835
87-4-81	10641				6	6432,5	3085	835
87-4-82			X		5	6433,5	3079	835
87-4-85					5	6436	3061,5	835
87-4-88			X		1	6437,5	3051	835
87-4-89	10642	X		Py-Po	4	6438	3049,3	835
87-4-90					1	6439	3046	835
87-4-91					10	6355,5	3207,5	835
87-4-95	10643				8	6360	3212,3	835
87-4-96					8	6360	3211	835
87-4-98					11	6380	3211	835
87-4-100					11	6380	3208,5	835
87-4-101					12	6400	3209	835
87-4-106	10644				11	6420	3206	835
87-4-107					12	6419,5	3208,3	835
87-4-108	10645				8	6414	3224	835
87-4-110			X		10	6415	3219	835
87-4-111					12	6415	3218,3	835
87-4-112	10646				12	6415,5	3215	835
87-4-116	10647				8	6440	3201,8	835
87-4-117					11	6440	3202,3	835
87-4-118					8	6440	3202,7	835
87-4-121					11	6460	3204,5	835
87-4-123					12	6460	3207	835
87-4-125					12	6466,5	3205,5	835
87-4-127					8	6480	3205	835
87-4-131					12	6500	3208	835
87-4-132	10648				12	6500	3205	835
87-4-133					11	6500	3204,3	835
87-4-136					11	6520	3207	835
87-4-138					12	6540	3206,5	835
87-4-139					11	6540	3205	835
87-4-141					10	6560	3201,5	835
87-4-144				Py	11	6560	3205,7	835
87-4-145					10	6557	3206	835

a. Numéro des analyses effectuées aux laboratoires du MER

b. Échantillons utilisés pour les études isotopiques

c. Unité lithologique (cf. tableau 2)

d. Localisation selon le système de référence métrique de la mine (voir plans et sections - figures 8 à 13).

* Élévation en mètres par rapport à la surface établie à 1000 m.

TABLEAU E-1 - (suite)

Échantillon (voir annexe A)	Géochimie		Isotopes ^b		Unité ^c		Localisation ^d	
	Majeurs ^a	Traces	O	S	No.	Estant	Nortant	Élévation
87-4-146					6	6647	3155	835
87-4-150					8	6780	3140,5	835
87-6-2					10	6383	3194,5	765
87-6-3					12	6382	3195	765
87-6-4					11	6382	3194,5	765
87-6-5					10	6382	3193	765
87-6-6					8	6400	3192	765
87-6-7					10	6400	3193	765
87-6-8					11	6400	3195	765
87-6-12					8	6420	3195,5	765
87-6-13					11	6420	3196,5	765
87-6-14					12	6420	3199,5	765
87-6-19					12	6440	3203,5	765
87-6-20	10649	X			8	6455	3213	765
87-6-24	10650	X			12	6460	3198	765
87-6-26					12	6464,5	3196,5	765
87-6-28	10651	X		Bn	V. Bn	6476	3197,5	765
87-6-29					11	6480	3197,5	765
87-6-32					10	6500	3204	765
87-6-34					10	6500	3201,5	765
87-6-35					11	6500	3200	765
87-6-39					8b	6456	3185,5	765
87-6-43					8	6456	3165,5	765
87-6-44					8b	6456	3160,5	765
87-6-47					7	6456	3146	765
87-6-49					1	6457	3055,5	765
87-6-50	10652				1	6452	3059,5	765
87-6-52					8	6452	3065	765
87-6-55					5	6452	3080	765
87-6-56	10653	X			6	6452	3085	765
87-6-57					6	6452	3084	765
87-6-58			X		5	6452	3090	765
87-6-61					5	6452	3104	765
87-6-62			X		7	6452	3108,5	765
87-6-67			X		5	6452	3128,5	765
87-6-68					5	6454	3134	765
87-6-73					5	6560	3141	765
87-6-75	10654				7	6440	3138	765
87-6-76					8	6400	3144	765
87-6-77					8b	6380	3146,5	765
87-6-82					5	6280	3115	765
87-6-87					8	6300	3186,5	765

a. Numéro des analyses effectuées aux laboratoires du MER

b. Échantillons utilisés pour les études isotopiques

c. Unité lithologique (cf. tableau 2)

d. Localisation selon le système de référence métrique de la mine (voir plans et sections - figures 8 à 13).

* Élévation en mètres par rapport à la surface établie à 1000 m.

TABLEAU E-1 - (suite)

Échantillon (voir annexe A)	Géochimie		Isotopes ^b		Unité ^c		Localisation ^d	
	Majeurs ^a	Traces	O	S	No.	Estant	Nortant	Élévation
87-6-90					11	6115	3179	765
87-6-91					10	6120	3181,5	765
87-6-93					11	6140	3182	765
87-6-95	10655	X			8	6140	3184,5	765
87-6-96					10	6160	3181	765
87-6-97					11	6160	3182,5	765
87-6-98					11	6160	3181,5	765
87-6-101					11	6180	3184,5	765
7-6-107					8	6200	3181,5	765
87-6-109					11	6200	3185	765
87-6-111					10	6220	3184,5	765
87-6-112				Py	11	6220	3186	765
87-6-116					11	6240	3189	765
87-6-119				Py	11	6260	3191	765
87-6-120					12	6260	3193,5	765
87-6-121					11	6280	3190,5	765
87-6-122					12	6280	3192,5	765
87-6-124					11	6300	3188	765
87-6-125	10656				12	6300	3189,5	765
87-6-126				Py	11	6300	3196	765
87-6-127					8	6300	3203,5	765
87-6-128					10	6308	3188,5	765
87-6-129					7	6249	3094	765
87-6-131					4	6244	3081	765
87-6-133					1	6236	3067	765
87-6-134					4	6237	3070	765
87-6-135					4	6240	3075	765
87-8-1					12	6083	3172	695
87-8-2					12	6083	3173,5	695
87-8-5	10657	X			10(Zn)	6100	3171,5	695
87-8-6					11	6100	3173,7	695
87-8-8					11	6120	3173	695
87-8-9					10	6120	3172	695
87-8-10					10	6120	3170	695
87-8-12					11	6140	3173	695
87-8-14					8	6140	3180,5	695
87-8-17					11	6160	3174,2	695
87-8-22					8	6180	3179,2	695
87-8-24					11	6200	3174,5	695
87-8-27					11	6220	3176	695
87-8-29	10658				11	6240	3178,5	695
87-8-32					10	6260	3178	695

a. Numéro des analyses effectuées aux laboratoires du MER

b. Échantillons utilisés pour les études isotopiques

c. Unité lithologique (cf. tableau 2)

d. Localisation selon le système de référence métrique de la mine (voir plans et sections - figures 8 à 13).

* Élévation en mètres par rapport à la surface établie à 1000 m.

TABLEAU E-1 - (suite)

Échantillon (voir annexe A)	Géochimie		Isotopes ^b		Unité ^c		Localisation ^d	
	Majeurs ^a	Traces	O	S	No.	Estant	Nortant	Élévation
87-8-33				Py	11	6260	3181	695
87-8-37					10	6280	3177	695
87-8-38					11	6280	3177,5	695
87-8-40					9	6300	3178	695
87-8-44					11	6300	3187	695
87-8-45					10	6296	3192,5	695
87-8-48					8	6320	3176,5	695
87-8-51					8	6380	3153	695
87-8-52					5	6380	3154,5	695
87-8-53					8	6380	3157,5	695
87-8-54	10659	X			10(Zn)	6400	3145,5	695
87-8-56	10660				10(Zn)	6400	3151	695
87-8-57	10661	X		X	10(Zn)	6394	3154,5	695
87-8-58					8	6392,5	3153,5	695
87-8-59					8b	6392	3162,5	695
87-8-60	10662				10(Zn)	6391,5	3168	695
87-8-61					10	6391	3168	695
87-8-63					10	6420	3149	695
87-8-64			X		10	6459	3200	695
87-8-65	10663				11	6459	3193,5	695
87-8-67			X		8	6459	3179	695
87-8-68	10664				9	6459	3172,5	695
87-8-69					8b	6459	3165,5	695
87-8-70			X		8b	6459	3158,5	695
87-8-71	10665				10(Zn)	6460	3152,5	695
87-8-74	10666				8b	6420	3164,5	695
87-8-77					11	6416,5	3185	695
87-8-78	10667				5	6460	3138,5	695
87-8-79					5	6453,5	3131,5	695
87-8-80			X		7	6453,5	3124,5	695
87-8-81	10668				7	6453,5	3117,5	695
87-8-83			X		7	6453,5	3103	695
87-8-84	10669				5	6453,5	3095,5	695
87-8-86					8b	6497	3179	695
87-8-87	10670				9	6495	3172	695
87-8-88	10671				8b	6492,5	3165	695
87-8-91					8b	6540	3159,5	695
87-8-93					9	6562	3162	695
87-8-96	10672				6	6453,5	3089	695
87-8-97			X		5	6453,5	3082,5	695
87-8-98	10673				4	6453,5	3082	695
87-8-99	10674				7	6453,5	3075	695

a. Numéro des analyses effectuées aux laboratoires du MER

b. Échantillons utilisés pour les études isotopiques

c. Unité lithologique (cf. tableau 2)

d. Localisation selon le système de référence métrique de la mine (voir plans et sections - figures 8 à 13).

* Élévation en mètres par rapport à la surface établie à 1000 m.

TABLEAU E-1 - (suite)

Échantillon (voir annexe A)	Géochimie		Isotopes ^b		Unité ^c		Localisation ^d	
	Majeurs ^a	Traces	O	S	No.	Estant	Nortant	Élévation
87-8-100	10675				7	6453,5	3067,5	695
87-8-101	10676	X			1	6453,5	3060,5	695
87-8-102					2	6452	2960	695
B-6-101					10	6589	3208	978
B-6-241					8b	6589	3178	948
B-6-268					9	6589	3172	942
B-6-276					8b	6589	3170	940
B-12-78					7	6560	3122	988
B-18-105					8	6281	3161	979
B-19-5			X		5	6440	3109,5	1007
B-19-249			X		5	6440	3144	939
B-21-160					7	6281	3129	959
B-21-170					7	6281	3130	956
B-22-31			X		8	6440	3145	1001
B-22-241			X		8	6440	3186,5	952,5
B-42-860			X		8	6440	3234	849
75-1-46					10	6574	3177	991
75-1-111					10	6574	3190	975
75-2-78					8b	6575	3157	982
75-2-220					10	6575	3185	949
75-3-128					8	6545	3151	971
75-3-135					8	6545	3153	969
75-3-240					10	6545	3173	944
75-4-217					10	6445	3211	951
75-5-40					12	6560	3177	994
75-5-60					12	6560	3178,5	992
75-11-42			X		11	6440	3197,5	999
75-11-180			X		8	6440	3224	966,5
75-14-97					12	6363	3181	980
75-14-135					10	6363	3198	973
75-15-42,5					12	6332	3184	993
75-15-44					12	6332	3184,5	992,5
75-15-51					10	6332	3185	992
75-16-30					12	6301	3178	996
75-19-149					8	6271	3192	967
6-164-50			X		8	6440	3158,5	766
6-164-150			X		8	6440	3189	766
6-164-225			X		12	6440	3212	766
6-164-275			X		8	6440	3227	766
6-255-121					1	6100	3086	768
6-503-91,4					10			
6-503-93,4					10			

a. Numéro des analyses effectuées aux laboratoires du MER

b. Échantillons utilisés pour les études isotopiques

c. Unité lithologique (cf. tableau 2)

d. Localisation selon le système de référence métrique de la mine (voir plans et sections - figures 8 à 13).

* Élévation en mètres par rapport à la surface établie à 1000 m.

TABLEAU E-1 - (fin)

Échantillon (voir annexe A)	Géochimie		Isotopes ^b		Unité ^c		Localisation ^d	
	Majeurs ^a	Traces	O	S	No.	Estant	Nortant	Élévation
6-504-111,4					5			
6-510-40					1			
6-510-45	10677				3			
6-510-50					4			
6-510-58					4			
6-512-39					1			
6-512-46,5					4			
6-512-53					8			
21,3-0					4	6460	2970	101
21,3-5,3					4	6460	2975	101
21,3-46					5	6460	3016	101
21,3-61,3	10678				3	6460	3031	101
21,3-92,6					5	6460	3063	101
21,3-141,3					7	6460	3111	101
21,3-173,3					9	6460	3143	101
21,3-194,5						6460	3165	101
21,3-237					8b	6460	3207	101
21,3-246						6460	3216	101
21,3-258						6460	3228	101
21,3-288						6460	3258	101
21,3-319						6460	3289	101

a. Numéro des analyses effectuées aux laboratoires du MER

b. Échantillons utilisés pour les études isotopiques

c. Unité lithologique (cf. tableau 2)

d. Localisation selon le système de référence métrique de la mine (voir plans et sections - figures 8 à 13).

* Élévation en mètres par rapport à la surface établie à 1000 m.

Annexe F

Tables paragenétiques des unités

La composition des principales unités lithologiques répertoriées à la mine LaRonde est présentée sous forme de tables paragenétiques. La foliation S₁ constitue l'élément structural le plus marqué dans ces unités. Les minéraux, les veines (V₂) et les foliations (S₁ et S₂) contemporains du métamorphisme régional (M₁) constituent les éléments SYNGÉNÉTIQUES (par rapport au métamorphisme régional M₁) de la formation de ces roches métamorphiques. Les minéraux et les veines (V₁) antérieurs à M₁ constituent les éléments PROTÉROGÈNES de ces roches et les minéraux, les foliations (S₃, *kink band*) et les veines (V₃) postérieures à M₁ constituent les éléments HYSTÉROGÈNES dans ces roches métamorphiques.

LÉGENDE:

DÉT: grain détritique; MTX: constituant de la matrice; PHÉN: phénocristaux; S₁: première foliation; S₂: clivage de crénulation; S₃: clivage de crénulation; V₁: veines et veinules antérieures à S₁; V₂: veines et veinules postérieures à S₁ et antérieures à S₂; V₃: veines et veinules postérieures à S₃. Dans le cas de l'unité 11, les périodes de cristallisation déterminantes pour une phase donnée sont soulignées par un pointillé plus dense.

ABRÉVIATIONS:

Ads: andésine; Alb: albite; And: andalousite; Ap: apatite; Au: or; Bi: biotite; Bn: bornite; Cal: calcite; Carb: carbonate, composition indéterminée; Cc: chalcocite; Cha: chamosite; Chl: chlorite, composition indéterminée; Cli: clinocllore; Cli*: clinocllore, $Mg(Mg + Fe) > 0,95$; Cpy: chalcopyrite; Dig: digénite; Ép: épidote; Ga: galène; Gr: grenat, composition indéterminée; Mb: mica blanc, composition indéterminée; Mus: muscovite; Plag: plagioclase métamorphique ou phénocristal de plagioclase, composition indéterminée; Po: pyrrhotite; Py: pyrite; Pyroph: pyrophyllite; Qtz: quartz; Ru: rutile; Spec: spessartite; Sph: sphalérite; Str: stromeyerite; Tm: tourmaline.

La minéralogie de ces unités a été déterminée par une étude de lames minces au microscope polarisant. Les compositions de certains des minéraux ont été déterminées par Eliopoulos (1983), Stone (1988) et lors de cette étude. Les analyses effectuées dans le cadre de cette étude ont été réalisées à l'aide du spectromètre à énergie dispersive Link Systems EDS-LZ25, couplé à une sonde MAC 400, du laboratoire de microsonde électronique du Département de génie minéral de l'École Polytechnique de Montréal.

DONNÉES TECHNIQUES:

Temps de comptage:	100 s	Résolution:	150 eV à 5,89 keV (K α Mn)
Potentiel d'accélération:	15 kV	Limite de détection:	~0,5%
Référence:	Co	Précision:	$\pm 0,3$ %
Courant:	10 nA	Standards:	Minéraux naturels
Fenêtre:	Be		

UNITÉ 1: MÉTAGRÈS

PARAGENÈSE BASÉE SUR
L'ÉTUDE DE 10 LAMES

87-2-128 MH-6
87-2-129 6-255-121
87-4-90 6-510-40
87-6-49
87-6-50
87-6-133
P-50

ÉLÉMENTS	PROTÉROGÈNES			SYNGÉNÉTIQUES		HYSTÉROGÈNES	
MINÉRAL	DÉT	MTX	V1	S ₁	V2	S ₃	V3
Qtz	X	X	X	X			X
Alb	X						
Mus				X			
Cha				X			
Cli*				X			
Cli				X			
Bi				X			
Ap				X			
Ép				X			
Tm				X			
Cal					X		X
Po				X			

UNITÉ 1: PHYLLADE

PARAGENÈSE BASÉE SUR
L'ÉTUDE DE 8 LAMES

87-2-129
87-4-88
87-8-101
6-255-121
6-510-40
6-512-39
P-50
MH-8

ÉLÉMENTS	PROTÉROGÈNES		SYNGÉNÉTIQUES		
MINÉRAL	MTX	V1	S ₁	V2	S ₂
Qtz	X		X	X	X
Cal		X		X	
Mus			X		X
Cli			X		
Ép			X		
Tm			X		
Ap			X		
Cha					X
Po			X		

UNITÉ 4: SCHISTE À PYRRHOTITE

PARAGENÈSE BASÉE SUR
L'ÉTUDE DE 14 LAMES

87-2-123 6-510-50
87-2-124 6-510-58
87-2-125 6-512-46.5
87-2-126
87-2-127
87-4-89
87-6-131
87-6-134
87-6-135
87-8-96
87-8-98

ÉLÉMENTS	PROTÉROGÈNES		SYNGÉNÉTIQUES		
MINÉRAL	PHÉN	MTX	S ₁	V2	S ₂
Qtz	X	X	X	X	X
Alb	X				
Plag			X		
Mus			X	X	X
Cli*			X	X	X
Bi			X		
Ap			X		
Ép			X	X	
Cal				X	
Tm				X	
Py				X	
Po		X	X	X	
Sph		X	X		
Cpy				X	

NOTE: voir la localisation des échantillons à l'annexe E

UNITÉ 5: SCHISTE RUBANÉ À PHÉNOCRISTAUX DE QUARTZ ET D'ALBITE

 PARAGENÈSE BASÉE SUR
L'ÉTUDE DE 16 LAMES

 87-2-41 87-6-79
 87-2-116 87-6-82
 87-2-119 87-8-52
 87-4-4 87-8-79
 87-4-85 6-504-111,4
 87-6-55 21-3-92,6
 87-6-61
 87-6-66
 87-6-68
 87-6-73

ÉLÉMENTS	PROTÉROGÈNES			SYNGÉNÉTIQUES			HYSTÉROGÈNES
MINÉRAL	PHÉN	MTX	V1	S ₁	V2	S ₂	V3
Qtz	X	X	X	X	X	X	X
Alb	X						
Ads				X			
Mus				X		X	
Cha				X			
Cli*				X	X		
Cli				X			
Cal							X
Ép							X
Tm			X				
Py		X		X			X

UNITÉ 6: SCHISTE À PLAGIOCLASE-BIOTITE-CHLORITE

 PARAGENÈSE BASÉE SUR
L'ÉTUDE DE 7 LAMES

 87-4-8
 87-4-80
 87-4-81
 87-4-146
 87-6-56
 87-6-57
 87-8-96

ÉLÉMENTS	PROTÉROGÈNES		SYNGÉNÉTIQUES		HYSTÉROGÈNES
MINÉRAL	PHÉN	MTX	S ₁	V2	V3
Qtz	X	X	X	X	
Plag	X	X			
Bi			X		
Mb			X	X	
Ép			X	X	
Cha			X	X	X
Carb			X	X	X
Mt			X		
Py				X	
Po				X	
RU				X	

UNITÉ 7: SCHISTE QUARTZIFÈRE À PHÉNOCRISTAUX DE QUARTZ ET D'ALBITE

 PARAGENÈSE BASÉE SUR
L'ÉTUDE DE 18 LAMES

 87-2-14 87-8-80
 87-2-47 87-8-81
 87-2-113 87-8-99
 87-2-117 87-8-100
 87-4-70 B-12-78
 87-4-72 B-21-160
 87-4-75 B-21-170
 87-4-78
 87-6-47
 87-6-62
 87-6-129

ÉLÉMENTS	PROTÉROGÈNES			SYNGÉNÉTIQUES			HYSTÉROGÈNES
MINÉRAL	PHÉN	MTX	V1	S ₁	V2	S ₂	V3
Qtz	X	X	X	X	X		X
Alb	X						
Musc			X	X		X	
Cli				X		X	X
Ép				X			
Cli*					X		
Cha						X	
Cal							X
Py			X	X			
Po							X

UNITÉ 8: BRÈCHE PHYLLONITIQUE

PARAGÈNESE BASÉE SUR
L'ÉTUDE DE 41 LAMES

87-2-11	87-4-68	87-6-52	B-18-105
87-2-20	87-4-95	87-6-76	75-3-128
87-2-53	87-4-96	87-6-87	75-3-135
87-2-57	87-4-108	87-6-95	75-19-149
87-2-70	87-4-116	87-6-107	6-512-53
87-2-72	87-4-118	87-6-127	
87-2-73	87-4-127	87-8-14	
87-2-89	87-4-150	87-8-22	
87-4-6	87-6-6	87-8-42	
87-4-44	87-6-12	87-8-51	
87-4-45	87-6-20	87-8-53	
87-4-58	87-6-43	87-8-43	

ÉLÉMENTS	PROTÉROGÈNES			SYNGÉNÉTIQUES			HYSTÉROGÈNES	
MINÉRAL	PHÉN	MTX	V1	S ₁	V2	S ₂	S ₃	V3
Qtz	X	X	X	X		X	X	X
Alb	X							
Ads				X				
Cli			X					X
Mb				X		X	X	X
Cal					X			X
Ép							X	
Py			X	X		X	X	X
Sph			X		X			X
Cpy								X
Ga								X
Bn								X

UNITÉ 8b: BRÈCHE PHYLLONITIQUE GRENATIFÈRE

PARAGÈNESE BASÉE SUR
L'ÉTUDE DE 21 LAMES

87-2-48	87-8-69
87-4-10	87-8-70
87-4-18	87-8-74
87-4-24	87-8-86
87-4-29	87-8-88
87-4-42	87-8-91
87-4-59	B-6-241
87-6-39	B-6-276
87-6-44	75-2-78
87-6-77	21-3-237
87-8-59	

ÉLÉMENTS	PROTÉROGÈNES			SYNGÉNÉTIQUES			HYSTÉROGÈNES	
MINÉRAL	PHÉN	MTX	V1	S ₁	V2	S ₂		V3
Qtz	X	X	X	X	X	X		X
Alb	X							
Ads				X				
Cli*			X	X	X	X		
Mb pléo.				X	X			
Mb inc.				X		X		
Spec				X				
Ép				X				
Cal					X			X
Py			X		X			
Cpy			X					X
Sph			X		X			X
Ga			X					X

UNITÉ 9: SCHISTE À GRENAT-CHLORITE

PARAGÈNESE BASÉE SUR
L'ÉTUDE DE 10 LAMES

87-4-13
87-4-36
87-4-39
87-4-41
87-8-40
87-8-68
87-8-87
87-8-93
B-6-268
21-3-173,5

ÉLÉMENTS	PROTÉROGÈNES			SYNGÉNÉTIQUES			HYSTÉROGÈNES	
MINÉRAL		V1		S ₁	V2	S ₂		V3
Qtz		X		X	X	X		X
Cli		X		X	X			X
Cal		X		X				X
Ads				X				
Spes				X				X
Mb				X		X		X
Ép				X				X
Py		X			X			
Sph		X		X	X			X
Ga		X						
Cpy								X

UNITÉ 10: SCHISTE À ANDALOUSITE-KYANITE

PARAGENÈSE BASÉE SUR
L'ÉTUDE DE 44 LAMES

87-2-1	87-6-2	87-8-10	87-8-71
87-2-54	87-6-5	87-8-32	B-6-101
87-2-62	87-6-7	87-8-37	75-1-46
87-2-87	87-6-32	87-8-45	75-1-111
87-2-90	87-6-34	87-8-54	75-2-220
87-2-91	87-6-91	87-8-56	75-3-240
87-2-101	87-6-96	87-8-57	75-4-217
87-4-91	87-6-111	87-8-60	75-14-135
87-4-110	87-6-128	87-8-61	75-15-51
87-4-141	87-8-5	87-8-63	6-503-91,4
87-4-145	87-8-9	87-8-64	6-503-93,4

ÉLÉMENTS	PROTÉROGÈNES			SYNGÉNÉTIQUES			HYSTÉROGÈNES	
MINÉRAL	PHÉN	MTX	V1	S ₁	V2	S ₂	S ₃	V3
Qtz	X	X	X	X	X	X	X	X
Cli*			X	X	X			
And				X				
Mb leo				X				
Mb inc				X	X	X		
Ky					X	X		
Pyroph						X		
Kaol							X	X
Carb								X
Ru				X				
Py			X	X	X		X	
Sph			X	X				
Cpy								X
Bn								X
Au								X
CV								X

UNITÉ 11: PYRITE MASSIVE

PARAGENÈSE BASÉE SUR
L'ÉTUDE DE 50 LAMES

87-2-5	87-4-20	87-6-35	87-6-126
87-2-21	87-4-60	87-6-90	87-8-6
87-2-26	87-4-98	87-6-93	87-8-8
87-2-28	87-4-100	87-6-97	87-8-12
87-2-59	87-4-117	87-6-98	87-8-17
87-2-63	87-4-121	87-6-101	87-8-24
87-2-68	87-4-133	87-6-109	87-8-27
87-2-76	87-4-139	87-6-112	87-8-33
87-2-80	87-4-144	87-6-116	87-8-38
87-2-94	87-6-4	87-6-119	87-8-44
87-2-100	87-6-8	87-6-121	87-8-65
87-2-102	87-6-13	87-6-124	87-8-77
87-2-106	87-6-29		

ÉLÉMENTS	PROTÉROGÈNES			SYNGÉNÉTIQUES			HYSTÉROGÈNES	
MINÉRAL	MÉTAMORPHISME			RÉTROMORPHOSE				
Py								
Po								
Ru								
Qtz								
Sph								
Cpy								
Mb								
Gr								
Chl								
Bn								
Str								
Dig								
Cc								
Ga								
Au								

UNITÉ 12: UNITÉ SILICEUSE À ANDALOUSITE-KYANITE

PARAGENÈSE BASÉE
SUR L'ÉTUDE DE 32 LAMES

87-2-24	87-4-101	87-6-14	75-5-40
87-2-32	87-4-107	87-6-19	75-5-60
87-2-38	87-4-111	87-6-24	75-14-97
87-2-55	87-4-123	87-6-26	75-15-42,5
87-2-66	87-4-125	87-6-120	75-15-44
87-2-98	87-4-131	87-6-122	75-16-30
87-2-104	87-4-132	87-8-1	
87-4-9	87-4-138	87-8-2	
87-4-11	87-6-3		

ÉLÉMENTS	PROTÉROGÈNES			SYNGÉNÉTIQUES			HYSTÉROGÈNES	
MINÉRAL	PHÉN	MTX	V1	S ₁	V2	S ₂	S ₃	V3
Qtz	X	X	X	X				
Cli*			X					
Gr				X				
And				X				
Mb inc				X		X		
Kaol				X		X		X
Ky					X	X		X
Cal					X			
Ru			X	X				
Py				X	X			X
Sph					X			
Cpy					X			X
Bn								X
Cc								X
Ga								X
Au								X



Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Direction générale de l'exploration géologique et minérale