

MB 2004-03

LE GISEMENT DE SULFURES MASSIFS VOLCANOGENES AURIFERES LARONDE, ABITIBI, QUEBEC:
ALTERATION, MINERALISATIONS, GENESE ET IMPLICATIONS POUR L'EXPLORATION

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 

Le gisement de sulfures massifs volcanogènes aurifères LaRonde, Abitibi, Québec : altération, minéralisations, genèse et implications pour l'exploration



Benoît Dubé
Patrick Mercier-Langevin
Mark D. Hannington
Donald W. Davis
Benoît Lafrance

MB 2004-03

2004

Québec 

DOCUMENT PUBLIÉ PAR « GÉOLOGIE QUÉBEC »

Directeur

Alain Simard

Chef du service géologique du Nord-Ouest

Robert Marquis

Responsable du processus des études géologiques

Pierre Verpaelst

Auteurs

Benoît Dubé (Commission géologique du Canada - Québec)

Patrick Mercier-Langevin (INRS Eau, Terre et Environnement)

Mark D. Hannington (Commission géologique du Canada - Ottawa)

Donald W. Davis (Royal Ontario Museum)

Lecture critique

James Moorhead

Édition sommaire

Jean Choinière

Supervision technique

Charlotte Grenier

Document accepté pour publication le 2003-08-22

NOTE

Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit soumis par l'auteur. Le manuscrit a cependant fait l'objet d'une lecture critique avant la remise de la version finale au ministère.

LE GISEMENT DE SULFURES MASSIFS VOLCANOGÈNES AURIFÈRES LARONDE, ABITIBI, QUÉBEC : ALTÉRATION, MINÉRALISATIONS, GENÈSE ET IMPLICATIONS POUR L'EXPLORATION

Benoît Dubé (CGC-Québec)
Patrick Mercier-Langevin (INRS-ETE)
Mark D. Hannington (CGC-Ottawa)
Donald W. Davis (ROM)
Benoît Lafrance (MRNFP-SGNO)



Puits Penna de la mine LaRonde
avec, en arrière plan, le puits 2.
Vue vers l'est.



Vue en coupe verticale montrant
une zone de sulfures massifs
aurifères dans la lentille 20 Sud.

Table des matières

	Page
1.0 – INTRODUCTION	1
2.0 – GÉOLOGIE DU GISEMENT LARONDE	2
3.0 – MINÉRALISATION ET ALTÉRATION HYDROTHERMALE	
3.1 – Introduction	2
3.2 – Altération hydrothermale	4
3.2.1 – Minéralogie	4
3.2.1.1 – Altérations en surface	4
3.2.1.2 – Lentille 20 Nord	5
3.2.1.2a – <i>Mur de la lentille 20 Nord</i>	5
3.2.1.2b – <i>Toit de la lentille 20 Nord</i>	7
3.2.1.2c – <i>Altération alumineuse, lentille 20 Nord en profondeur</i>	8
3.2.1.3 – Lentille 20 Sud	13
3.2.1.4 – Zone 6 et Zone 7	15
3.2.2 – Lithogéochimie	16
3.2.2.1 – Lentille 20 Nord	16
3.2.2.1a – <i>Niveaux supérieurs et intermédiaires de la mine</i>	16
3.2.2.1b – <i>Niveaux profonds : zone alumineuse aurifère</i>	18
3.2.2.2 – Lentille 20 Sud	19
4.0 – MINÉRALOGIE ET GÉOCHIMIE DES MINÉRALISATIONS	
4.1 – Introduction	20
4.1.1 – <i>Zone 20 Nord Zn</i>	21
4.1.2 – <i>Zone 20 Nord Au</i>	21
4.1.3 – <i>Lentille 20 Sud</i>	22
4.1.4 – <i>Zone 6 et Zone 7</i>	22
4.2 – Minéralogie et chimie des minéraux	22
4.2.1 – <i>Minéralogie et chimie de l’or</i>	24
4.3 – Géochimie des éléments traces	25
4.4 – Isotopes du soufre	27
4.5 – Isotopes du plomb	28
4.6 – Sommaire des observations	28
5.0 – DISCUSSION	30
5.1 – Implications en terme d’exploration	34
6.0 – REMERCIEMENTS	36
7.0 – RÉFÉRENCES	37
FIGURES, PLANCHES & TABLEAUX	
Figures	
1. Carte de localisation du secteur à l’étude.	42
2. Géologie de surface, secteur de la mine LaRonde (puits Penna): A) Distribution en surface des principales unités volcaniques hôtes du gisement LaRonde; B) Distribution des principaux faciès volcaniques à l’intérieur des unités 5.1b et 5.2b.	43
3. Géologie en plan du niveau 146 établie à partir des forages et de la cartographie des galeries.	44
4. Géologie schématisée de la section 7440E (se référer à la figure 2 pour la localisation de la section) établie à partir du puits Penna de la propriété LaRonde. Dessin modifié de Agnico-Eagle.	45

5.	Section schématique illustrant la composition et la distribution des faciès d'altération associés à la lentille 20 Nord Au en profondeur et affectant la rhyodacite 5.2b.	46
6A.	Profils lithogéochimiques pour le forage 3146-05 au niveau 146.	47
6B.	Suite des profils lithogéochimiques pour le forage 3146-05 au niveau 146.	48
7A.	Profils lithogéochimiques pour le forage 3170-02.	49
7B.	Suite des profils lithogéochimiques pour le forage 3170-02	50
8A.	Profils lithogéochimiques pour le forage 3194-10	51
8B.	Suite des profils lithogéochimiques pour le forage 3194-10.	52
9.	Diagramme d'« <i>alteration box plot</i> » (Large et al., 2002) pour la rhyodacite 5.2b située dans le mur de la lentille 20 Nord (niveaux supérieurs et intermédiaires de la mine.	53
10.	Diagramme d'« <i>alteration box plot</i> » (Large et al., 2002) pour l'andésite basaltique 5.4 située dans le toit de la lentille 20 Nord.	54
11A.	Profils lithogéochimiques pour le forage 3194-08.	55
11B	Suite des profils lithogéochimiques pour le forage 3194-08.	56
12A	Profils lithogéochimiques pour le forage 3206-14D.	57
12B	Suite des profils lithogéochimiques pour le forage 3206-14D.	58
13A	Profils lithogéochimiques pour le forage 3220-04.	59
13B	Suite des profils lithogéochimiques pour le forage 3220-04.	60
14.	Diagramme d'« <i>alteration box plot</i> » (Large et al., 2002) pour la rhyodacite-rhyolite 5.2 hôte de la lentille 20 Nord dans les niveaux inférieurs de la mine.	61
15.	Diagramme d'« <i>alteration box plot</i> » (Large et al., 2002) pour l'andésite basaltique 5.4 associée à la lentille 20 Sud.	62
16.	Rapports de Cu-Zn-Pb des gisements archéens canadiens de SMV.	63
17.	Rapports de Cu-Zn-Pb des échantillons prélevés dans différentes zones minéralisées du gisement de LaRonde).	64
18.	Cartes de coupes transversales représentatives des lentilles minéralisées 20 Nord et 20 Sud.	65
19.	Graphiques des compositions de la sphalérite (% molaire de FeS) présente dans les sulfures massifs de la mine LaRonde.	66
20.	Graphique des compositions de l'arsénopyrite (% atomique d As) présente dans les sulfures massifs du gisement de LaRonde	67
21.	Graphiques qui présentent des données sur le gisement de Bousquet 2 , ainsi que les compositions de l'électrum et le "gold fineness" présents dans des échantillons prélevés dans le minerai du gisement LaRonde.	68
22.	Graphiques des compositions isotopiques de la pyrite présente dans différents types de minerai de la mine LaRonde.	69
23.	Comparaison des données sur les isotopes du soufre du gisement de LaRonde et des données sur d'autres SMV de l'Abitibi, ainsi que sur certains gisements d'or de cette région.	70
24.	Rapports isotopiques $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pour la galène des mines LaRonde, Bousquet et Dumagami.	71
25.	Représentation schématique de la distribution des lentilles minéralisées 20 Nord (Zones 20N Au et 20 Nord Zn) et 20 Sud, des unités lithologiques et des faciès	72

d'altération dans les parties intermédiaires et supérieures du gisement LaRonde (puits Penna).

26. Section est-ouest schématique représentant l'architecture possible, pré-déformation et métamorphisme, du camp minier dans le secteur des mines Bousquet 2 et LaRonde (Penna), ainsi que la nature et structure du système hydrothermal lors de la formation des lentilles de sulfures massifs volcanogènes aurifères. 73

Planches

- 1A Vue en coupe de la Zone 20N Au illustrant la texture rubanée avec rubans-veines de pyrite (Py) transposés selon la foliation principale Sp en alternance avec des rubans riches en silice et séricite (Si) et présence de chalcopyrite (Cp). Chantier 118-20-72. 74
- 1B Vue en coupe de la Zone 20N Au montrant des veines (*stringers*) de pyrite (Py) transposées selon la foliation principale Sp dans une matrice riche en silice et séricite (Si). Chantier 118-20-72. 74
- 1C Vue rapprochée de la lentille 20N Zinc montrant la présence de rubans de sphalérite massive dans une matrice de pyrite recristallisée. Chantier 146-20-67. 74
- 1D Minerais provenant de la Zone 20N Zn montrant le rubanement tectonique composé de bandes semi-massive de sphalérite brunâtre avec des bandes discontinues de pyrite (Py) et présence de galène. Chantier 122-20-66. 74
- 2A Vue en coupe de la zone de veinules (*stringers*) de pyrite-pyrrhotite dans l'andésite basaltique altérée. Les veinules sont transposées parallèlement à la foliation principale (Sp). Chantier 146-20-67. 75
- 2B Vue en coupe montrant la lentille 20 Sud avec veinules (*stringers*) de pyrite transposées parallèlement à la foliation principale (Sp). Niveau 146, section 7350E. 75
- 2C Vue en coupe de la lentille 20 Sud avec bandes de pyrite (PY) semi-massive, avec chalcopyrite (CP) et sphalérite (SP) illustrant la texture rubanée produite par la transposition du *stockwerk* de sulfures. Niveau 146. 75
- 2D Vue rapprochée de la planche 4B. Niveau 146. 75
- 3A Vue en coupe verticale montrant une zone de sulfures massifs (pyrite-chalcopyrite-sphalérite) dans la lentille 20 Sud (chantier 106-21-80). 76
- 3B Vue en coupe verticale de la lentille 20 Sud montrant des bandes de sphalérite dans une lentille de pyrite massive (chantier 106-21-80). 76
- 4A Vue en coupe verticale montrant l'altération en biotite (noire) partiellement remplacée par la séricite (verte), mur de la zone 20N Au (chantier 140-20-73). 77
- 4B Vue en coupe verticale montrant l'altération en biotite (noire) partiellement remplacée par la séricite (verte), mur de la zone 20N Au (chantier 140-20-73). 77
- 4C Vue en coupe verticale montrant la zone d'altération à quartz+biotite+grenat+sericite dans le mur de la zone 20N Au (chantier 143-20-59). 77
- 4D Vue rapprochée montrant de larges porphyroblastes de grenat dans la zone d'altération à quartz+grenat+biotite+sericite encaissée dans une rhyodacite présente dans le mur de la Zone 20N Au. Mur de la zone 20N Au (chantier 143-20-59). 77
- 5A Photomicrographie montrant la zone à quartz+grenat+biotite+sericite dans la rhyodacite située dans le mur de la Zone 20N Au. 78
- 5B Photomicrographie de grenat syn- à tardi-déformation principale en intercroissance avec du quartz dans une matrice de quartz+sericite. 78
- 5C Photomicrographie de biotite remplacée par chlorite-Mg. 78

5D	Zone à séricite semi-massive à massive dans le mur immédiat de la Zone 20N Au.	78
5E	Photomicrographie d'une trainée-veinule de titanite et biotite responsable de la coloration rosée caractérisant l'andésite basaltique altérée située dans le toit de la Zone 20N Zn.	78
5F	Vue rapprochée de la trainée-veinule de titanite et biotite présentée à la planche 5E. Toit de la Zone 20N Zn.	78
6A	Porphyroblaste de kyanite et de staurotide non orientés dans la zone de pyrite massive. Zone 20N Au (chantier 190-20-52).	79
6B	Andésite basaltique altérée présente dans le toit de la Zone 20N Zn. La couleur rosée dans l'andésite basaltique est produite par des veinules discordantes de rutile+tourmaline+biotite et par la présence de biotite et de rutile dans les feldspaths. Niveau 146, travers-banc.	79
6C	Andésite basaltique fortement altérée présente dans le toit de la Zone 20N Zn. La couleur rosée dans l'andésite basaltique est produite par des veinules discordantes de rutile+tourmaline, le remplacement des éponges et le rutile en inclusion dans les feldspaths. Niveau 146, travers-banc.	79
6D	Rubanement typique dans la zone à quartz+kyanite+pyrite+chalcopyrite aurifère avec bandes à kyanite et pyrite alternant avec des bandes de quartz+séricite+rutile et pyrite fine. Forage 3170-11b.	79
7A	Photomicrographie d'un microphénocrystal de plagioclase rempli de fines inclusions de rutile-anatase.	80
7B	Bordure limpide du microphénocrystal de plagioclase présenté à la planche 7A. Le TiO_2 a migré vers l'extérieur du grain pour former des cristaux de titanite.	80
7C	Photomicrographie montrant une veinule de feldspath+margarite+pyrrhotite et chalcopyrite. Traces de clinozoisite.	80
7D	Photomicrographie d'une veinule de tourmaline et titanite avec halos d'altération symétriques en séricite détruisant la coloration rosée de l'andésite basaltique.	80
7E	Photomicrographie de staurotide syn- à tardi- schistosité principale dans une bande riche en séricite. Présence de grenat.	80
7F	Microphotographie montrant porphyroblaste de staurotide et d'albite syn-déformation, ainsi que des porphyroblastes de grenat et de biotite tardi-déformation.	80
8A	Zone alumineuse aurifère montrant de gros cristaux déformés de kyanite dans un assemblage de pyrite grenue et traces de chalcopyrite. Faciès à quartz+kyanite+pyrite+chalcopyrite.	81
8B	Zone aurifère à quartz+kyanite+pyrite+chalcopyrite avec bande de kyanite+pyrite grenue. Noter la forte foliation et le rubanement tectonique caractéristique. Forage 3170-11b.	81
8C	Zone de très forte silicification avec cristaux de kyanite partiellement remplacés par le quartz. Faciès à quartz+kyanite+pyrite+chalcopyrite.	81
8D	Zone à quartz+kyanite+pyrite+chalcopyrite aurifère avec veinules de quartz+kyanite+chalcopyrite dans une zone de pyrite semi-massive recristallisée.	81
9A	Photomicrographie d'un cristal de kyanite avec traces de séricite dans la matrice de porphyroblastes de pyrite.	82
9B	Photomicrographie montrant la silicification illustrée par un cristal de kyanite partiellement remplacé par du quartz. Pyrite en intercroissance avec quartz. Absence de séricite.	82

9C	Photomicrographie montrant de la kyanite partiellement remplacée par la pyrophyllite. Abondance de porphyroblastes de pyrite. Absence de séricite.	82
9D	Photomicrographie d'un porphyroblaste d'andalousite allongé selon et contenant la foliation principale (Sp), rétrogradée en pyrophyllite. Le porphyroblaste contient un cristal de kyanite non orienté mais contenant la foliation Sp et de nombreuses inclusions de chalcopryrite.	82
9E	Vue rapprochée de la planche 9D montrant de fines inclusions de chalcopryrite dans les plans de clivage d'un cristal de kyanite.	82
9F	Photomicrographie de chalcopryrite en remplissage de fractures dans la pyrite porphyroblastique.	82
10A	Pyrite équigranulaire dans une matrice de sphalérite, partie sommitale de la zone alumineuse aurifère (Zone 20N Au).	83
10B	Photographie montrant des porphyroblastes d'andalousite syn-déformation remplis de fines inclusions de sphalérite et partiellement remplacés par la sphalérite (<i>sphalerite dusting</i>).	83
11A	Section verticale montrant le tuf à blocs et à lapillis de l'unité 5.5 dans le mur de la lentille 20 Sud (chantier 106-21-80).	84
11B	Zone de pyrrhotite semi-massive à massive au contact entre l'unité 5.5 de la Formation de Bousquet et les <i>grauwacke</i> du Groupe de Cadillac.	84
11C	Faciès à quartz+biotite+rutile+titanite produisant la coloration rosée, dans le mur de la lentille 20 Sud.	84
11D	Zone d'altération rosée à quartz+biotite+rutile+titanite partiellement remplacée par l'altération à quartz+séricite+micas verts+titanite avec veinules de pyrite et de pyrrhotite dans le mur de la lentille 20 Sud.	84
12A	Texture bréchique dans la zone d'altération rosée à quartz+biotite+rutile+titanite partiellement remplacée par l'altération à quartz+séricite+micas verts+titanite avec veinules de pyrite et de pyrrhotite dans le mur de la lentille 20 Sud (chantier 106-21-80). Section verticale.	85
12B	Remplacement partiel de la zone d'altération rosée à quartz+biotite+rutile+titanite par l'altération à quartz+séricite+micas verts+titanite avec veinules de pyrite et de pyrrhotite dans le mur de la lentille 20 Sud (chantier 106-21-80). Section verticale.	85
12C	Rubanement tectonique dans la zone d'altération à quartz+séricite+micas verts+titanite (chantier 106-21-80). Section verticale.	85
12D	Abondance de micas verts avec cristaux de titanite et présence de pyrrhotite. Mur de la lentille 20 Sud (chantier 106-21-80). Section longitudinale verticale.	85
13A	Photomicrographie d'une bande-veinule de titanite et séricite avec traces de chlorite-Mg.	86
13B	Photomicrographie montrant un cristal idiomorphe de titanite hydrothermal dans une veinule de quartz+séricite+pyrite+pyrrhotite+chalcopryrite et chlorite-Mg.	86
13C	Photomicrographie montrant un grain de titanite hydrothermale dans une veinule de pyrrhotite+margarite+clinozoisite et séricite.	86
13D	Photomicrographie montrant une veinule-traînée de tourmaline+rutile parallèle à la foliation principale dans une matrice de micas verts.	86
14A	Photomicrographie montrant des phénocristaux de titanite dans une bande de micas verts (phengite chromifère) provenant du chantier 106-21-80.	87
14B	Photomicrographie montrant un cristal idiomorphe de titanite dans une matrice de phengite chromifère provenant du chantier 106-21-80.	87

	phengite chromifère provenant du chantier 106-21-80.	
15A	Photomicrographies présentant les textures de minerai et les assemblages minéraux typiques des différentes zones minéralisées de la mine LaRonde (puits Penna).	88
15B	Photomicrographie présentant les textures de minerai et les assemblages minéraux typiques des différentes zones minéralisées de la mine LaRonde.	89
16A	Images de microscopie électronique à balayage des assemblages minéraux. Voir discussion dans le texte.	90
16B	Images de microscopie électronique à balayage des assemblages minéraux. Voir discussion dans le texte.	91
16C	Images de microscopie électronique à balayage des assemblages minéraux. Voir discussion dans le texte.	92
16D	Images de microscopie électronique à balayage des assemblages minéraux. Voir discussion dans le texte.	93
16E	Images de microscopie électronique à balayage des assemblages minéraux. Voir discussion dans le texte.	94
16F	Images de microscopie électronique à balayage des assemblages minéraux. Voir discussion dans le texte.	95
16G	Images de microscopie électronique à balayage des assemblages minéraux. Voir discussion dans le texte.	96

Tableaux

1.	Analyses à la microsonde de grenats présents dans le faciès à quartz+grenat+biotite+séricite dans le mur de la Zone 20N Au.	97
2.	Analyses à la microsonde de staurotide zincifère à la mine LaRonde (échantillon LABD-377-2000).	98
3.	Analyses à la microsonde de micas verts (phengite chromifère) provenant de l'échantillon LAPL-093-2001 illustrant leur contenu élevé en chrome.	99
4.	Caractérisation lithogéochimique des faciès d'altération présents dans le mur et le toit de la lentille 20 Nord, niveaux supérieurs et intermédiaires, mine LaRonde (puits Penna).	100
5.	Caractérisation lithogéochimique des faciès d'altération présents dans le mur et le toit de la lentille 20 Nord, niveaux inférieurs, mine LaRonde (puits Penna).	101
6.	Caractérisation lithogéochimique des faciès d'altération présents dans le mur et le toit de la lentille 20 Sud, mine LaRonde (puits Penna).	102
7.	Étude minéralogique du gisement LaRonde et de certains SMV riches en Au dans le camp minier Doyon-Bousquet-LaRonde.	103
8.	Composition chimique moyenne d'échantillons extraits de diverses zones minéralisées de la mine LaRonde (puits Penna).	104
9.	Aperçu des éléments traces présents dans les différentes zones minéralisées du gisement LaRonde et d'autres gisements de SMV riches en Au de la région de l'Abitibi.	105
10.	Composition chimique moyenne de certains minéraux présents dans les corps minéralisés de la mine LaRonde (données de microsonde).	106
11.	Analyses par spectrométrie de masse d'ions secondaires (SMIS) effectuées sur de l'or invisible dans la pyrite, la chalcoppyrite et l'arsénopyrite du gisement LaRonde.	107-108
12a.	Matrice de corrélations de certains éléments traces présents dans les sulfures massifs de la mine LaRonde (puits Penna).	109

12b.	Analyse factorielle (ACP) des éléments traces présents dans les sulfures massifs de la mine LaRonde (pondérations des 5 premiers facteurs ayant fait l'objet d'une rotation).	109
13.	Analyses chimiques représentatives de certains échantillons riches en Au prélevés dans la mine LaRonde (puits Penna).	110
14.	Compositions isotopiques du soufre se trouvant dans la pyrite et la pyrrhotine de différents types de minerais dans le gisement LaRonde.	111
15.	Données sur les isotopes du plomb concernant le gisement LaRonde et d'autres gisements de SMV riches en Au du Groupe de Blake River.	112

1.0 - INTRODUCTION

Une synthèse de l'information géologique portant sur le camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde, et impliquant le ministère des Ressources naturelles du Québec, la Commission géologique du Canada, les sociétés minières Cambior, Barrick Gold, Agnico-Eagle et Ressources Yorbeau ainsi que l'Institut national de la recherche scientifique et l'Université du Québec à Chicoutimi, a été amorcée à l'été 2000. Ce camp minier contient des réserves et des ressources qui totalisent plus de 25 Moz d'or. Il renferme 3 mines présentement en production qui sont d'ouest en est : la mine Mouska (Au), la mine Doyon (Au), et la mine LaRonde (puits Penna; Au-Ag-Zn-Cu), et plusieurs anciens producteurs (Bousquet 1 et 2, LaRonde 1 et 2, Mooshla A et B et MicMac). Cette synthèse, échelonnée sur trois années, intègre les travaux détaillés et les données lithogéochimiques des sociétés minières. Elle comprend l'élaboration d'une carte géologique synthèse à l'échelle 1 : 20 000 et des travaux détaillés de stratigraphie et de volcanologie (Lafrance *et al.*, 2003) ainsi que des études gîtologiques des différents corps minéralisés (Dubé *et al.*, 2001, 2003; Mercier-Langevin *et al.*, 2003; Galley, 2001). La participation de la Commission géologique du Canada dans ce projet s'inscrit dans le cadre du programme *Initiative géoscientifique ciblée (IGC)*.

Au 31 décembre 2001, la production totale du gisement LaRonde (puits 1, 2 et Penna) était de 10,25 Mtm à 6,29 g/t Au, soit l'équivalent de 58,7 tonnes Au ou 1,89 Moz Au, de même que 6,4 Moz Ag, 38,3 tonnes Cu et 85,3 tonnes Zn (Agnico-Eagle communication écrite, 2002). En 2001, le puits Penna a produit à lui seul 234860 oz Au à partir de 1,63 Mtm de minerai contenant 5,11 g/t Au, 79,1 g/t Ag, 5,19 % Zn et 0,21% Cu (Agnico-Eagle, News Release, février 2002). Les réserves et ressources globales sont évaluées à 63,5 Mtm à 4,1 g/t Au, 52 g/t Ag, 2,31% Zn et 0,44% Cu pour un total de 8,51 Moz Au (Agnico-Eagle News Release, février 2002). La mine LaRonde (puits Penna) est le plus gros gisement aurifère actuellement en exploitation au Canada et constitue un des plus importants complexes de sulfures massifs volcanogènes (SMV) aurifères connus dans le monde. L'accès récent aux lentilles minéralisées du puits Penna (20 Nord et 20 Sud; mine LaRonde) représente une occasion unique de documenter et de décrire les caractéristiques de ce gisement. En effet, cet accès permet de mieux comprendre les paramètres géologiques qui contrôlent la formation de ce style de minéralisation privilégié par l'industrie étant donné son tonnage et son contenu élevé

en métaux usuels et en métaux précieux. Le secteur à l'étude (propriété minière LaRonde et mine LaRonde, puits Penna) est localisé à la figure 1. Dans ce rapport, le terme « gisement LaRonde » fait référence à l'ensemble des minéralisations déjà exploitées ou en exploitation par la compagnie Agnico-Eagle sur la propriété minière LaRonde (puits 1, 2 et Penna), alors que le terme « mine LaRonde (puits Penna) » fait plus particulièrement référence aux minéralisations actuellement en exploitation au puits Penna (Zone 7, lentilles 20 Nord et 20 Sud). Il est à noter que le puits 1 est aussi connu sous le nom « mine Dumagami », qui a par la suite été renommée « mine Donald J. Laronde ».

Ce rapport présente une partie des résultats des travaux entrepris à la mine LaRonde aux étés 2000, 2001 et 2002 dans le cadre du projet de synthèse Doyon-Bousquet-LaRonde. Il est basé : 1) sur la cartographie détaillée des affleurements de surface; 2) sur des vues en plan et en section des lithologies, des zones d'altération et des lentilles 20 Nord et 20 Sud effectuées sous terre aux niveaux 215, 194, 170, 152, 146, 143, 128, 125, 122, 118, 110, 106, et 86; 3) sur la diagraphie et un échantillonnage minutieux des roches sous terre et dans plus d'une cinquantaine de trous de forage. Les buts visés par ce rapport sont:

1. Définir la nature et la distribution ainsi que les caractéristiques minéralogiques, géochimiques et isotopiques (S et O₂) de l'altération hydrothermale et des minéralisations;
2. Établir la zonation spatiale de l'altération et de la distribution des métaux;
3. Définir la chronologie relative de l'altération et de la minéralisation par rapport à la déformation et au métamorphisme;
4. Comprendre la formation des gisements de sulfures massifs volcanogènes riches en or (*high sulfidation Au-rich VMS*);
5. Identifier des critères d'exploration pour les gisements de sulfures massifs volcanogènes riches en or qui soient applicables à l'échelle du camp minier Doyon-Bousquet-LaRonde et à celle de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi.

Ce rapport, qui traite plus spécifiquement des altération hydrothermales, des minéralisations, et de la genèse, est complémentaire à celui de Mercier-Langevin *et al.* (2003) qui traite plus spécifiquement du contexte géologique et structural de la mine LaRonde, des travaux de géochronologie réalisés et des implications pour l'exploration des sulfures massifs aurifères dans le

camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde et ailleurs dans les ceintures de roches vertes de l'Abitibi. Ces deux rapports et celui de Lafrance *et al.* (2003) sont complémentaires dans la synthèse de l'information géologique portant sur le camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde.

2.0 - GÉOLOGIE DU GISEMENT LARONDE

Une brève description des principales unités volcaniques hôtes des minéralisations ainsi qu'un aperçu de leur distribution sont donnés dans cette section. Le lecteur est renvoyé au rapport de Mercier-Langevin *et al.* (2003) pour une description plus exhaustive des unités volcaniques (morphologie, distribution et composition), des déformations (éléments structuraux et effets sur les corps minéralisés) et du cadre géochronologique de formation du gisement. Il y trouvera aussi une discussion sur l'importance de paramètres géologiques clés dans la distribution et la formation des lentilles de sulfures massifs aurifères dans le secteur de LaRonde.

Le gisement LaRonde est composé de plusieurs lentilles de sulfures polymétalliques semi-massifs à massifs, superposées du nord vers le sud. Ces lentilles se trouvent au sein d'un empilement de laves microporphyriques andésitiques à rhyolitiques, microporphyriques, à feldspath et localement à quartz comprenant une dominance de roches felsiques (Membre supérieur de la Formation de Bousquet; Lafrance *et al.*, 2003). Ces lentilles reposent dans une séquence volcanique basculée à sommet vers le sud (Membre supérieur de la Fm. de Bousquet; Unités 5.1b à 5.5; Mercier-Langevin *et al.*, 2003) (figure 2). Ces roches felsiques forment un empilement plus épais dans l'environnement immédiat du gisement LaRonde qu'ailleurs dans le camp minier Doyon-Bousquet-LaRonde. Les résultats des travaux de cartographie de surface et sous terre ainsi que la description de carottes de forage étudiées durant les étés 2000, 2001 et 2002 indiquent que la séquence hôte des lentilles minéralisées se caractérise principalement par des dômes et des brèches de coulée. À celles-ci sont associés des niveaux de tuf à blocs, à lapillis et à cristaux. Ces faciès varient de façon importante latéralement et en profondeur. Ils exercent un contrôle sur la nature et la distribution des lentilles de sulfures ainsi que sur la typologie de l'altération hydrothermale. L'unité 5.1 est l'hôte des zones minéralisées 6 et 7. Cette unité marque la transition entre les membres inférieur et supérieur de la Formation de Bousquet et se caractérise par une succession de laves dacitiques à

rhyodacitiques massives à bréchiques intercalées avec de minces horizons d'andésite amygdulaire transitionnelle. L'unité 5.2b repose sur les dacites de l'unité 5.1b et se caractérise par un complexe de dômes et brèches de composition rhyodacitique à rhyolitique et d'affinité calco-alkaline. Cette unité est recouverte localement par une rhyolite calco-alkaline (unité 5.3) et localement par une andésite basaltique (diorite-gabbroïque) transitionnelle (unité 5.4). La rhyolite 5.3, à phénocristaux de feldspath (Fp) et de quartz (Qz), se présente sous forme de coulées massives associées à des brèches de coulée d'extension limitée (crypto-dômes) alors que l'unité 5.4 (andésite basaltique de LaRonde) forme un complexe de dikes et filons-couches. Ces deux unités se sont mises en place en partie à l'intérieur d'un horizon principalement volcanoclastique (unité 5.5) de composition rhyodacitique à rhyolitique et d'affinité calco-alkaline. Cet empilement de roches volcaniques hôtes des lentilles de sulfures massifs est recouvert au sud par les sédiments du Groupe de Cadillac et définit une évolution magmatique continue plutôt qu'une séquence bimodale. Le contact avec les sédiments du Groupe de Cadillac est net, caractérisé par un horizon marqueur (exhalatif?) pouvant atteindre jusqu'à 30 cm d'épaisseur et constitué principalement de pyrrhotite fine disséminée à localement semi-massive à massive.

Cette séquence, maintenant au faciès schistes verts supérieur – amphibolite inférieur, à subi un raccourcissement N-S important à l'origine de la forte transposition des minéralisations et des zones d'altération, ainsi que du plissement des unités volcaniques et des lentilles (Mercier-Langevin *et al.* 2003).

3.0 - MINÉRALISATION ET ALTÉRATION HYDROTHERMALE

3.1 - Introduction

Le gisement LaRonde représente un complexe polymétallique constitué de plusieurs lentilles minéralisées. La lentille principale (20 Nord) est minéralisée en Zn-Au-Ag-Cu-Pb et représente la majeure partie (85%) des réserves et ressources en or à la mine LaRonde (puits Penna). La lentille 20 Nord se situe stratigraphiquement sous une lentille à Au-Zn-Ag-Cu-Pb (lentille 20 Sud), et au-dessus de lentilles à Au-Ag-Cu-Zn (Zones 6 et 7; figure 3). La Zone 5, exploitée à partir du puits 1, constitue la partie est du gisement Bousquet 2 et se situe environ 1 km à l'ouest de la lentille 20 Nord. La Zone 5 a été exploitée

sous le nom de Mine Dumagami. La Zone 4 a été exploitée en surface à partir de la fosse No. 2 (figure 2). La zonalité des métaux dans les lentilles 20 Nord, 20 Sud, 6 et 7 se caractérise par une augmentation marquée de l'abondance de Zn et de Pb vers le SSE et indique que les sommets stratigraphiques sont donc généralement vers le SSE, et ce même si les lentilles minéralisées ont été fortement déformées et transposées par la foliation principale (Sp). Les assemblages minéralogiques des zones d'altération et le minerai présentent des textures de recristallisation typiques des sulfures massifs métamorphisés au faciès des schistes verts supérieur-amphibolite inférieur, tel qu'indiqué par la présence de porphyroblastes syn-à tardi-déformation principale de grenat, de staurotide, de sillimanite, d'andalousite et de kyanite. De plus, la remobilisation partielle de la chalcopryrite, de la sphalérite, de la galène et de l'or, le rubanement minéralogique d'origine tectonique et le plissement d'échelle métrique déformant les rubans de sphalérite et d'argilites/mudstones témoignent également des effets de la déformation et du métamorphisme. Ces effets sont particulièrement marqués dans les zones de *stringers*, où les veinules ont été transposées parallèlement à la foliation principale (Sp) et aux contacts lithologiques, ce qui confère au minerai une texture rubanée. Enfin, les zones d'altération, notamment la zone à quartz+grenat+biotite+séricite formant le mur de la Zone 20N Au, a été déformée et partiellement, transposée par l'aplatissement N-S associé principalement à la déformation principale (voir Mercier-Langevin *et al.*, 2003).

La lentille 20 Nord possède une extension verticale connue de 2,3 km (niveaux 70 à 300) et une extension latérale maximum de 600 m. Elle représente environ 85% des réserves et ressources actuelles du gisement. La lentille 20 Nord se subdivise en deux sous-zones: 1) la zone aurifère 20N Au à la base (au nord), d'une épaisseur de 5 à 10 m, correspond principalement à une zone de filonnets (*stringers*) de pyrite et chalcopryrite transposés parallèlement à la foliation (figure 3; planches 1A et 1B) avec localement des zones de sulfures massifs, et 2) la Zone 20N Zn au sommet (au sud), d'une épaisseur de 10 à 30 m, prend la forme d'un amas de pyrite massive, localement riche en sphalérite brunâtre. Elle contient parfois des bandes de galène remobilisée, notamment dans la partie sommitale (planche 1C). Dans certains secteurs, la Zone 20N Au et la Zone 20N Zn sont séparées par une zone non minéralisée, d'épaisseur variable, à pyrite et quartz. Cet horizon pourrait correspondre à un front de remplacement des espèces sulfurées tel que proposé

dans le modèle de formation des amas de sulfures massifs volcanogènes de type Kuroko (Ohmoto, 1996). L'amas de sulfures que constitue la lentille 20 Nord s'est formé, du moins en partie, par remplacement *sub-seafloor* d'un niveau perméable de tuf rhyodacitique à blocs et à lapillis (unité 5.2b) hôte de la minéralisation (Mercier-Langevin *et al.*, 2003). De plus, une partie de l'amas est possiblement d'origine exhalative, comme le suggère la présence d'interlits d'argilites/mudstones noirs contenant de la pyrite nodulaire. Cette zone d'argilite/mudstones se situe principalement vers la partie sommitale de la Zone 20N Zn, près du contact avec les roches de l'éponte supérieure.

Dans les niveaux supérieurs et intermédiaires de la mine, la Zone 20NAu présente une texture rubanée, marquée par des bandes centimétriques à décimétriques de pyrite massive avec présence de chalcopryrite (planches 1A et 1B) alternant avec des bandes de quartz+séricite+pyrite+chlorite et des traces très locales de mica vert et de kyanite. Un horizon de rhyolite porphyrique à Fp et à Qz (unité 5.3) constitue le mur immédiat de la lentille 20 Nord, en particulier dans le secteur est (figure 3) et dans les niveaux supérieurs de la mine. Une unité d'andésite basaltique (5.4) massive et altérée constitue le toit de la lentille 20 Nord dans le secteur central et la partie ouest de la lentille, de même que le mur d'une partie de la lentille 20 Sud (figure 3, planche 2A). Vers l'ouest et en profondeur, la lentille 20 Nord (ou bien l'horizon stratigraphique de la lentille 20 Nord) passe à une zone alumineuse à kyanite+andalousite+quartz+pyrite+séricite hôte d'importantes minéralisations en Au-Ag-Cu disséminées et en veines et veinules de pyrite+chalcopryrite+kyanite transposées par la foliation principale. L'encaissant est la rhyodacite-rhyolite de l'unité 5.2b. Localement des zones de pyrite massive aurifère d'épaisseur centimétrique à métrique sont présentes. Cette zone alumineuse aurifère présente de très fortes analogies avec celle de la mine Bousquet 2 et la Zone 5 du gisement de la mine LaRonde (mine Dumagami).

La lentille 20 Sud se situe généralement 10 à 15 m au nord des sédiments du Groupe de Cadillac (figure 3). Localement toutefois, la lentille est en contact avec les sédiments de Cadillac (D. Duquette, comm. pers.). D'une épaisseur de 3 à 15 m, elle correspond à une zone de schistes à pyrite+quartz+séricite+mica vert+chlorite et de lentilles centimétriques à métriques de pyrite massive avec sphalérite et traces de chalcopryrite et pyrrhotite (planches 2B, 2C et 2D). La

lentille de sulfures massifs peut atteindre de huit à dix mètres d'épaisseur notamment dans les niveaux supérieurs de la mine, en particulier au niveau 106 (planches 3A-3B). Dans les niveaux intermédiaires de la mine, il s'agit plutôt d'un sulfure semi-massif à pyrite+pyrrhotite+chalcopryrite et de zones de schistes. D'excellentes valeurs en zinc, et notamment en or (de l'ordre de 10 g/t Au), sont associées à la présence de sulfures massifs. La zone de schistes correspond probablement à une zone de « stringers » de pyrite fortement transposée. L'extension verticale de la lentille 20 Sud n'est pas totalement définie mais atteint jusqu'à 1,3 km (niveaux 90 à 215), bien qu'elle ne soit pas économique sur toute l'étendue verticale (2 zones économiques; entre les niveaux 90 et 158 et entre les niveaux 170 et 218), alors que son étendue latérale est d'environ 200m. La lentille 20 Sud est faiblement discordante aux unités stratigraphiques. Elle se situe soit au contact entre l'andésite basaltique (unité 5.4) et un tuf à blocs et à lapillis (unité 5.5), soit elle est entièrement encaissée dans ce tuf, particulièrement du côté est de la lentille (figure 3). Vers l'est, l'andésite basaltique se retrouve à la fois dans le mur et dans le toit de la lentille 20 Sud. Lorsque encaissée par l'andésite basaltique, l'altération hydrothermale présente dans le mur et le toit de la lentille 20 Sud se caractérise par une zone à *stringers* de pyrite et pyrrhotite avec altération en quartz+séricite+mica vert+titanite particulièrement bien développée dans le mur immédiat de la lentille.

Les sédiments *grauwackes* du Groupe de Cadillac sont constitués d'horizons centimétriques à grains fins (feldspaths, quartz et biotite) contenant des quantités variables de pyrrhotite sur ≤ 15 cm à partir du contact avec la Formation de Bousquet. L'intensité de la déformation au contact entre les roches du Membre supérieur de la Formation de Bousquet et les sédiments du Groupe de Cadillac est très variable. Par endroits, le contact n'est pas ou peu déformé et semble concordant.

De façon générale, la présence de chalcopryrite indique que les teneurs en or ont de fortes chances d'être élevées, mais inversement, l'absence de chalcopryrite n'implique pas obligatoirement de faibles valeurs en or. Ainsi, la corrélation entre les teneurs en Au et celles en Cu n'est pas directe. La chalcopryrite est fréquemment remobilisée dans des fractures tardives NE-SO et NO-SE et dans des veines de quartz E-O, ou encore en bandes dans les sulfures massifs et alors associée à de l'or visible en remplissage de fracture dans des grains de quartz.

3.2 - Altération hydrothermale

Une étude pétrographique et lithogéochimique a été entreprise afin de définir la nature et la distribution de l'altération hydrothermale associée aux lentilles minéralisées du gisement LaRonde. Les résultats de cette étude présentés dans ce rapport sont préliminaires et n'illustrent qu'une partie du système hydrothermal qui est complexe et qui présente des variations significatives à l'échelle du gisement. Ils constituent une première phase vers une documentation plus exhaustive de l'altération à l'échelle du gisement. L'altération hydrothermale décrite dans ce rapport concerne essentiellement quatre zones: 1) le mur de la lentille 20 Nord; 2) le toit de la lentille 20 Nord; 3) la zone d'altération alumineuse intersectée en profondeur; et 4) le toit et le mur de la lentille 20 Sud. L'altération associée aux zones 6 et 7 n'est que très brièvement discutée étant donné que ces zones ont été exploitées près de la surface à partir du puits 2 et que l'extension en profondeur de ces zones minéralisées n'étaient pas encore accessible aux étés 2000, 2001 et 2002.

3.2.1 - Minéralogie

3.2.1.1 - Altérations en surface

Les produits d'altération des roches volcaniques en surface sont reconnus à l'échelle de la propriété mais apparaissent rarement, sinon localement, de façon bien développée puisque les minéralisations des lentilles 20 Nord et 20 Sud n'atteignent pas la surface. La séricite constitue la phase minérale la plus commune et la mieux développée. Elle apparaît principalement dans la matrice des unités bréchiques ainsi que dans les bandes d'écoulement laminaire des unités massives. Cette séricitisation peut être en partie causée par des effets de dévitrification et/ou par la déformation, mais sa distribution à l'intérieur des dépôts bréchiques suggère que la séricite pourrait être associée, du moins en partie, à la circulation de fluides hydrothermaux. Cette séricite semble se développer à partir de la destruction des feldspaths de la matrice fine et non à partir des microphénocristaux. L'unité 5.3 (rhyolite à phénocristaux de Fp et de Qz de LaRonde) est particulièrement affectée par la séricitisation. La biotite constitue la seconde phase minérale en importance mais elle n'est observée que localement. Elle apparaît notamment dans les roches situées près de la Zone 6 et dans les roches de composition intermédiaire. Cette biotite est localement rétrogradée en chlorite. L'unité

5.2b contient communément des traces de pyrite fine disséminée, cette pyrite étant souvent météorisée, ce qui lui donne un aspect rougeâtre. Ces grains de pyrite ont été considérés à tort comme étant des petits grenats lors de cartographies précédentes. Des carbonates sont localement observés dans la matrice des laves microporphyriques. Ces minéraux reliés à l'altération sont, de façon générale, des constituants mineurs dans les roches observées. Il y a donc peu d'indications qu'un gisement de sulfures massifs aurifères de classe mondiale se localise en profondeur si ce n'est le contexte géologique très favorable (voir Mercier-Langevin *et al.*, 2003). Toutefois, des assemblages hydrothermaux se développent de façon très importante en profondeur à l'approche des lentilles minéralisées, ce dont il est question dans les prochaines sections.

3.2.1.2 - Lentille 20 Nord

La lentille 20 Nord est principalement localisée le long de l'interface, ou à proximité de l'interface entre une séquence de tuf rhyodacitique à rhyolitique à blocs et à lapillis (unité 5.2b) et une andésite basaltique massive située dans le toit stratigraphique et structural de la lentille (figures 3 et 4). L'amas de sulfures massifs est encaissé, du moins en partie, par la rhyodacite-rhyolite de l'unité 5.2b. Vers l'est, cette rhyodacite-rhyolite passe à un faciès plus grossier de tuf à blocs et à lapillis de composition comparable. L'andésite basaltique correspond fort possiblement à un filon-couche microgrenu de gabbro-diorite comme le suggère sa distribution (figure 3) et sa texture. L'andésite basaltique est en contact vers l'est avec l'unité 5.3 (rhyolite à phénocristaux de Fp et de Qz) et avec des tufs felsiques à blocs et à lapillis (unité 5.5), similaires à ceux présents dans le mur de la lentille. Une mince bande métrique de rhyolite porphyrique à yeux de quartz bleu (unité 5.3) constitue, en particulier dans le secteur est, le mur immédiat de la Zone 20N Zn (figure 3).

3.2.1.2a - Mur de la lentille 20 Nord

Deux faciès d'altération caractérisent le mur de la lentille 20 Nord dans les parties supérieures et intermédiaires du gisement (niveaux 86-180). Un faciès à quartz+grenat+biotite+séricite, qui domine en particulier dans le mur de la Zone 20N Au, et un deuxième à quartz+séricite, qui est restreint au mur immédiat de la lentille minéralisée. Une zone d'altération à biotite+séricite encaissée dans le tuf à blocs et à lapillis (unité 5.2b) a également été observée latéralement à l'est de la zone à grenat dans un chantier

où les valeurs en or dans la Zone 20N Au étaient marginales (0,9 g/t Au sur 2,8m), alors que la 20 Nord Zn était presque essentiellement composé de pyrite massive (chantier 140-20-71). Cette zone à biotite+séricite se caractérise mégascopiquement par un assemblage de couleur gris foncé riche en biotite partiellement à fortement remplacé par de la séricite (planches 4A et 4B). Des travaux supplémentaires seront nécessaires afin de mieux définir la nature, l'étendue et la signification de cette zone d'altération. Pour l'instant, cette altération pourrait représenter le halo d'altération qui entoure la zone à quartz+grenat+biotite+séricite.

Faciès à quartz+grenat+biotite+séricite

Les roches présentes dans le mur de la lentille 20 Nord sont à grains très fins ou à microphénocristaux de plagioclase dans une matrice aphanitique de couleur gris foncé à noir. Les plagioclases sont parfois recristallisés en porphyroblastes orientés parallèlement à la foliation principale Sp. L'altération hydrothermale correspond à un assemblage dominé par la présence de grenat+biotite+séricite+chlorite+clinozoïsite/épidote avec chloritoïde qui baigne dans une matrice quartzofelspathique constituée principalement de quartz microcristallin recristallisé (planches 4C, 4D, 5A et 5B). Cet assemblage est en fait le produit du métamorphisme superposé sur les phases hydrothermales syn-minéralisation. La proportion et la taille des grenats augmentent graduellement vers le sud en approchant de la zone minéralisée. Les grenats sont de couleur rosée et leur proportion passe de 1 % de l'ensemble des constituants à 7 à 10 % et localement jusqu'à 30 % dans les derniers 50 mètres sous la Zone 20N Au (planches 4C et 4D). Des analyses à la microsonde (tableau 1) indiquent qu'il s'agit de spessartine ferrique calcique ($(\text{Mn}_{2,2}, \text{Fe}_{1,87}, \text{Ca}_{1,85})_6 \text{Al}_4 \text{Si}_5 \text{O}_{24}$) contenant jusqu'à 16,2 % de MnO, expliquant ainsi les teneurs en MnO élevées caractérisant ce faciès d'altération (voir plus bas). La taille des grenats varie également de 1 à 3 mm pour atteindre jusqu'à 1,5 cm près de la lentille (planche 4D). Lorsque abondants, ils forment des agrégats et des rubans de grenat+épidote-clinozoïsite+séricite±pyrite/pyrrhotite qui ont ≤1 à 2 cm de largeur et qui sont transposés selon la foliation principale (Sp). Ces bandes pourraient représenter des conduits hydrothermaux.

Les grenats sont poeciloblastiques, de formes très irrégulières, et présentent fréquemment une couronne réactionnelle externe de quartz limpide. De plus, les grenats sont allongés parallèlement à la foliation

principale et ils sont remplis d'inclusions de gangue (quartz, clinozoïsite, chlorite, pyrite-pyrrhotite, carbonate, chloritoïde) elles-mêmes orientées parallèlement à la foliation principale (planche 5B) ou plus rarement oblique à la foliation principale. Les grenats sont donc syn- à tardi-déformation principale. La déformation a engendré une ségrégation et un rubanement compositionnel dans la rhyodacite hôte. Ce rubanement est constitué de bandes (≤ 1 cm) riches en quartz alternant avec des bandes à feldspath+biotite+clinozoïsite+séricite+chlorite. Ce rubanement explique la distribution et la forme irrégulière et incomplète des grenats de même que la distribution des inclusions de gangue dans les cristaux, étant donné que les rubans riches en quartz ne contiennent pas tout le Ca, Fe, Mn, et Al nécessaire à leur formation.

La biotite forme des feuillets idiomorphes généralement allongés selon la foliation principale. Elle peut représenter jusqu'à 25 % des constituants et confère à la roche une couleur gris foncé à noir. Son abondance diminue graduellement en approchant de la lentille minéralisée où elle fait place à la chlorite magnésienne, à la séricite et plus localement au chloritoïde. La chlorite magnésienne remplace alors la biotite (planche 5C) et les feldspaths et forme également de petits cristaux (0,05 mm) en intercroissance avec le quartz et la séricite. Sa proportion peut atteindre jusqu'à 15 % des constituants. La séricite est fréquemment abondante (≤ 10 à 20 %). Elle forme de petits feuillets allongés selon la foliation Sp, disséminés dans la matrice, et remplace les feldspaths. Localement, le chloritoïde forme des microphénocristaux idiomorphes (< 12 % des constituants) non orientés et remplis d'inclusions de quartz orientées parallèlement à Sp. Le chloritoïde est donc tardi-déformation Sp. Des traces à quelques % de clinozoïsite, d'épidote, de hornblende verte, de chlorite-Fe, de tourmaline, et de carbonate complètent localement l'assemblage de ce faciès d'altération. Par endroits, de la pyrrhotite et de la pyrite sont disséminées et des veinules de quartz+clinozoïsite+chlorite+séricite avec pyrite, pyrrhotite et sphalérite sont transposées parallèlement à la schistosité principale.

Faciès à quartz+séricite

L'assemblage à quartz+grenat+biotite+séricite est remplacé dans le mur immédiat de la lentille 20 Nord par une bande de quelques centimètres à quelques mètres d'épaisseur, fortement déformée, de couleur beige. L'épaisseur de cette zone d'altération augmente

de façon significative vers l'est (figure 3) alors que vers l'ouest, ce faciès peut-être absent ou d'épaisseur très restreinte. Ce faciès est possiblement discordant aux unités lithologiques et est nettement mieux développé dans l'unité de tuf à blocs et à lapillis rhyodacitique-rhyolitique (unité 5.2b). Ce faciès d'altération est essentiellement constitué de quartz microcristallin recristallisé et de séricite dont la proportion varie de 20 à 90 % des constituants (planche 5D). La séricite forme des feuillets allongés, parallèles à la foliation intense Sp. Le grenat est parfois présent (1 à 5 %) et constitue de petits cristaux idiomorphes de 1 à 3 mm. L'assemblage minéralogique se caractérise également localement par des traces, allant jusqu'à 7 %, de chlorite-Mg, de clinozoïsite, de margarite (micas calcique $(Ca_2Al_4(Si_4Al_4O_{20})(OH)_4)$), de chloritoïde, de rutile-anatase-titanite, de tourmaline, de staurotide, de biotite et de pyrrhotite-pyrite disséminés. De nombreux filonnets transposés selon la foliation principale sont présents. Ils sont constitués d'un assemblage de quartz, feldspath, margarite, chlorite, clinozoïsite, tourmaline, séricite, carbonate avec de la pyrite, pyrrhotite et/ou sphalérite et traces de chalcopyrite.

Localement, une sous-zone à quartz+chloritoïde+chlorite et séricite marque sur quelques mètres d'épaisseur la transition entre le faciès à quartz+grenat+biotite+séricite et celui à quartz+séricite. Le chloritoïde forme alors des porphyroblastes (≤ 5 mm) non orientés (tardi- à post-Sp) avec 10 à 20 % de chlorite ferrifère et de séricite allongées selon la schistosité principale Sp. Le quartz microcristallin, la clinozoïsite et les feldspaths sont les autres principaux constituants de cet assemblage.

En profondeur, on note une transition graduelle entre ce faciès d'altération et la zone d'altération-minéralisation alumineuse de la lentille 20 Nord (voir section 3.2.1.2c). Ainsi, à partir du niveau 191 on note l'apparition de la staurotide dans l'équivalent de la zone à quartz+séricite et la zone de sulfures (planche 6A).

Sommaire

L'assemblage à quartz+grenat+biotite+séricite est en général spatialement associé à la présence de la Zone 20N Au alors que la Zone 20N Zn présente une distribution latérale nettement plus étendue que celle de cet assemblage minéralogique. De plus, la présence locale de veinules de quartz+clinozoïsite+pyrrhotite dans une matrice chloriteuse associée à l'abondance de grenats pourrait localiser le cœur de la zone d'altération présente sous la Zone 20N Au. La cartographie et la

diagraphie du faciès à quartz+grenat+biotite+séricite représente un outil important pour naviguer à l'intérieur du système hydrothermal et pour identifier des vecteurs pouvant définir des cibles minéralisées potentielles et ainsi localiser le cœur du système hydrothermal.

3.2.1.2b - Toit de la lentille 20 Nord: faciès d'altération à biotite+rutile/titanite et filonnets de Po+Py

Une zone d'altération rosée composée de proportions variables de rutile+titanite+biotite+chlorite+quartz est associée à la présence de nombreux filonnets (*stockwerk*) de pyrrhotite+pyrite (Planche 2A). Cette zone est confinée dans une andésite basaltique microgrenue massive (unité 5.4) située dans le toit de l'unité de rhyolite à phénocristaux de Fp et de Qz ou immédiatement au contact avec la lentille 20 Nord (secteurs centre et ouest; figure 3). L'abondance de filonnets de pyrrhotite et pyrite diminue en s'éloignant vers le sud de la Zone 20N Zn et l'intensité de la déformation est en général faible à moyenne.

L'andésite basaltique microgrenue contient des microphénocristaux de plagioclase sodique (1 à 5 mm) dans une matrice constituée de bâtonnets de plagioclase (0,5 mm) et de microcristaux de quartz (0,01 mm) et contenant des proportions variables de séricite et chlorite. De la tourmaline est également présente en particulier autour des amygdules. Ces amygdules, qui sont remplies de quartz et/ou de carbonate, suggèrent une possible nature extrusive. Toutefois, les amygdules sont possibles en milieu intrusif et l'absence de coussins, la distribution de l'unité et sa texture microgrenue suggèrent que l'andésite basaltique correspond à un filon-couche de gabbro-diorite mis en place très près du fond marin.

Par endroits, l'intensité de l'altération hydrothermale ayant affecté l'andésite basaltique est à l'origine de la destruction totale des textures primaires. Cette altération se caractérise par une couleur rosée non pas associée à la présence d'hématite ni à de fines inclusions de sphalérite, mais plutôt induite par deux éléments: 1) des microveinules et traînées millimétriques composées de titanite-rutile et de biotite+tourmaline (planches 5E, 5F, 6B et 6C), et 2) des inclusions de rutile-anatase à l'intérieur des plagioclases sodiques. Ces inclusions de rutile-anatase pourraient être primaires mais semblent plutôt précoces dans les stades d'altération. Les inclusions de rutile-anatase dans les feldspaths sont très petites (0,005 mm) et très nombreuses (planche 7A). Toutefois, la bordure externe des grains de feldspath est fréquemment

composée de plagioclase et de quartz limpides, recristallisés et sans inclusions. Dans cette zone recristallisée, le TiO_2 a migré à l'extérieur des feldspaths pour former des cristaux de titanite (1 mm) dans la matrice quartzo-feldspathique adjacente (planche 7B). Les plagioclases sont également fréquemment fortement remplacés par du quartz microcristallin (0,03 mm) limpide et parfois par la séricite. La biotite est distribuée symétriquement de part et d'autre des traînées de tourmaline et de titanite-rutile (planche 7D) et elle est également en feuillets disséminés dans la matrice quartzofeldspathique et les cristaux de feldspath. Des traces à quelques % de clinozoisite/épidote, de séricite, de chlorite, de hornblende verte, de tourmaline, de carbonate et de sulfures disséminés (Po+Py+Cp) complètent l'assemblage minéralogique. Exceptionnellement, la tourmaline forme des rosettes (*sunflower*) de 1 à 2mm qui représentent jusqu'à 8 % des constituants (forage 3170-02, LABD-052-2001).

La hornblende verte est remplacée par de la biotite, la clinozoisite et le carbonate. La clinozoisite, la margarite, la chlorite et le carbonate sont fréquemment en intercroissance avec, et/ou enveloppent les sulfures (pyrrhotite+pyrite). Des microveinules de tourmaline, titanite et chlorite-Mg subparallèle à Sp sont localement présentes.

Cette zone d'altération se caractérise également par de nombreuses veines et veinules (20 à 25 %) de pyrrhotite+pyrite+sphalérite+chalcopryrite avec des proportions variables de quartz+feldspath hydrothermal (albite)+clinzoisite+margarite+chlorite+biotite-Mg+tourmaline+séricite+titanite. Les feldspaths sont alors hydrothermaux et en intercroissance avec les sulfures. La biotite est en intercroissance avec la chlorite ou la remplace. Ces veinules sont transposées selon la foliation principale, confinées dans l'andésite basaltique, et leur abondance diminue graduellement vers le sud en s'éloignant du contact avec la lentille 20 Nord.

Une deuxième phase d'altération est superposée sur l'altération rosée et produit une coloration vert pâle-beige. Cette altération ne présente pas une distribution, une intensité et une étendue qui justifie pour l'instant d'en faire un faciès d'altération distinct en soi. Cette deuxième phase d'altération est induite par des veinules millimétriques à centimétriques de séricite+tourmaline avec quartz+pyrrhotite+pyrite+chalcopryrite+micas verts+margarite+titanite+chlorite+clinzoisite subparallèles (transposées) dans la foliation principale

(planches 7C-7D). La séricite est abondante ($\leq 18\%$) et forme de petits feuilletés disséminés dans la matrice de quartz-feldspath. Elle est symétriquement distribuée de part et d'autre des veinules de tourmaline+titanite (planche 7D). La biotite est remplacée par la chlorite-Mg et des résidus de TiO_2 . Les inclusions de rutile-anatase dans les feldspaths sont absentes. Le TiO_2 ainsi libéré a permis la formation de cristaux de titanite relativement grenus (0,5 mm) et de très petits cristaux (0,05 mm) disséminés dans la matrice. Le carbonate est parfois abondant et constitue alors la matrice dans laquelle baignent les sulfures.

Ce faciès d'altération ne contient aucun grenat et est donc nettement distinct du faciès d'altération présent dans le mur de la lentille 20 Nord. L'altération est principalement contrôlée par la fracturation qu'a subie la roche, suivie du remplissage de ces fractures par le fluide hydrothermal pour former des veinules. Cette altération rosée à biotite+rutile/titanite pourrait correspondre à une altération précoce de type *sea-floor* encaissée dans un filon-couche ou complexe de filon-couches de composition gabbro-dioritique.

3.2.1.2c – Altération alumineuse, lentille 20 Nord en profondeur

En profondeur, la lentille de sulfures massifs 20 Nord se transforme graduellement en une zone d'altération-minéralisation alumineuse aurifère à quartz+kyanite+andalousite+pyrite contenant des bandes centimétriques à métriques de sulfures semi-massifs à localement massifs constitués de pyrite±chalcopyrite et sphalérite. Cette zone a subi une intense altération hydrothermale et contient des minéralisations en Au-Ag-Cu-Zn très significatives. À titre d'exemple, le forage 3206-14D a intersecté à 2916 m (9560 pieds) sous la surface et 640 m (2,100 pieds) à l'ouest du puits Penna (LaRonde 3) une zone à quartz+kyanite+pyrite+chalcopyrite de 31 mètres (101,7 pieds) d'épaisseur titrant 6,03 g/t Au; 15,1 g/t Ag; 0,49% Cu et 0,03% Zn (Northern Miner, vol 87, No. 2, 2001, p. 1).

La roche hôte de cette zone d'altération alumineuse est la rhyodacite-rhyolite à microphénocristaux de plagioclase présente dans le mur de la lentille 20 Nord décrite précédemment au niveau 146 (figures 3 et 4, unité 5.2b). Le contenu en Zr (170 à 200 ppm) et en TiO_2 (0,5 à 0,6 %) démontre qu'il s'agit sans aucun doute de la même unité lithologique (voir section traitant de la lithogéochimie des unités volcaniques

dans Mercier-Langevin *et al.*, 2003). La zone d'altération présente, en terme d'assemblage minéralogique et de contenu en métaux, des caractéristiques tellement distinctes de celles de la lentille 20 Nord décrite à la section 3.2.1.2a qu'elle nécessite une section particulière. La transition entre les faciès d'altération décrits à la section 3.2.1.2a caractérisant la partie supérieure du gisement et les faciès alumineux décrits plus bas est graduelle. L'apparition de façon significative des phases alumineuses, notamment la staurotide, l'andalousite et la kyanite, est notée aux niveaux 191 et 194. La staurotide est présente dans la zone de pyrite semi-massive à massive (Planche 6A) alors que l'andalousite et la kyanite sont présentes dans un schiste à quartz+séricite présentant des analogies avec le schiste à quartz+séricite+andalousite de la mine Bousquet 2.

Dans l'ensemble, au moins six faciès d'altération peuvent être distingués: 1) un faciès à quartz+séricite+biotite+chlorite; 2) un faciès à quartz+grenat+séricite+biotite+chlorite; 3) un faciès à quartz+staurotide+séricite+grenat±biotite±pyrite; 4) un faciès à quartz+séricite/paragonite+pyrite±kyanite; 5) un faciès à quartz+pyrite+kyanite+andalousite+chalcopyrite qui constitue la zone aurifère et finalement; 6) un faciès à quartz+kyanite+andalousite+sphalérite représentant la partie sommitale de la zone minéralisée. Les faciès 1 à 4 forment l'enveloppe de la zone minéralisée et sont donc fréquemment présents à la fois dans le mur et le toit de la zone minéralisée. Ils sont toutefois mieux développés et plus étendus dans le mur et certains des faciès, notamment celui à quartz+staurotide+séricite+grenat±biotite±pyrite, peuvent être absents en particulier dans le toit de la zone. De fait, tous les faciès ne sont pas toujours présents dans le mur et le toit mais ils se présentent toujours dans le même ordre. La figure 5 présente schématiquement la distribution des faciès d'altération avant la déformation ductile. Cette dernière est intense et augmente vers le sud. La plupart des roches correspondent en fait à des schistes, en particulier dans les faciès d'altération 4 à 6.

Faciès à quartz+séricite+biotite+chlorite

Ce faciès d'altération, le plus distal par rapport à la zone minéralisée, peut faire plusieurs dizaines à quelques centaines de mètres d'épaisseur (figure 5). La roche hôte contient des microphénocristaux de plagioclase (1,5 mm) et parfois de feldspath potassique (microcline) recristallisés qui baignent dans une matrice quartzofeldspathique. Les microphénocristaux de

plagioclase sont criblés de très petits cristaux (2,5 µm) de rutile-anatase et sont partiellement remplacés par du quartz microcristallin (0,2 mm) limpide, de la séricite et de la chlorite-Mg. Ce faciès d'altération est essentiellement constitué d'un assemblage de quartz (≤60 %), de séricite (≤65 %), de biotite (≤25 %), et de chlorite-Mg (≤15%) avec des quantités variables mais mineures d'épidote, de clinozoïsite, d'allanite, de rutile, de tourmaline, de pyrite et de carbonate. Il correspond à une zone de lessivage intense (*bleaching*). La biotite forme des feuillets (0,05 mm) en intercroissance avec le quartz. La biotite et l'épidote sont particulièrement abondants en bordure des veinules (≤1 cm) locales constituées de hornblende, de carbonate, de quartz et de traces de tourmaline. La chlorite-Mg remplace localement la biotite. Le TiO₂ libéré lors de ce remplacement engendre la formation de grains de rutile-anatase. La proportion de séricite est très variable (5 à 45 %) et augmente en approchant de la zone minéralisée. La séricite est généralement allongée selon la foliation principale. Elle est disséminée dans la matrice de quartz et forme également des rubans ou des bandes millimétriques parallèles à la foliation principale en alternance avec des bandes riches en quartz microcristallin. La séricite remplace partiellement l'épidote et l'allanite. La tourmaline forme des cristaux idiomorphes tardifs contenant la trace de la foliation principale et est associée à la séricite et la chlorite. Le grenat est absent ou uniquement en traces.

Faciès à quartz+grenat+sericite+biotite+chlorite

Ce faciès d'altération fait plusieurs mètres à dizaines de mètres d'épaisseur. Il se caractérise par un rubanement compositionnel (≤2 à 4 cm) d'origine dynamo-métamorphique constitué de rubans de séricite alternant avec des rubans riches en quartz et/ou en grenat+biotite+épidote. Il se distingue principalement du faciès précédent par la présence de grenat rosé (1 à 6mm; 3 à 15 %). Il présente donc de grandes similitudes avec le faciès à quartz+grenat+biotite+sericite constituant le mur de la lentille 20 Nord décrit à la section 3.2.1.2a. Les autres constituants sont d'ailleurs très similaires à ceux présentés dans ce dernier soient: quartz (≤60 %), séricite (≤30 %), chlorite (≤15 %) et biotite (≤25 %). Des traces à quelques % d'épidote (≤6 %), de clinozoïsite, d'allanite, de rutile-anatase, d'ilménite, de titanite, de staurotide, de tourmaline, de kyanite et de carbonate sont également présents. Les sulfures forment jusqu'à 8 % des constituants et sont dominés par la pyrite (5 %) avec des proportions moindres de sphalérite, de

pyrrhotite et localement des traces de chalcopyrite. La magnétite (≤6 %) est localement présente. Les porphyroblastes de plagioclases (≤0,5 mm) forment souvent des rubans (≤1 cm) parallèles à la foliation et sont fortement remplacés par la séricite. Ces rubans de séricite alternent alors avec des rubans riches en quartz et/ou en grenat+biotite+épidote+staurotide.

Le grenat forme des porphyroblastes (0,5 à 6 mm) en intercroissance avec le quartz ou la séricite et constitue parfois des traînées de cristaux associées avec les rubans de séricite. Les grenats sont syn-déformation principale. Ils sont eux-mêmes allongés parallèlement à la foliation et contiennent des inclusions d'épidote, de quartz, de rutile et parfois de sulfures (pyrite+pyrrhotite) orientées parallèlement à la foliation. Ils sont souvent entourés d'une couronne réactionnelle de quartz recristallisé et limpide. Ils sont localement partiellement remplacés par la chlorite et la séricite. La staurotide est localement présente. Son abondance augmente de façon significative dans le faciès suivant. La biotite donne la coloration gris foncé à la matrice. Elle est orientée parallèlement à la schistosité principale et par endroits elle est partiellement à totalement remplacée par la séricite. La chlorite et le rutile remplacent également par endroits la biotite. Localement, des veinules (≤0,25 mm) subparallèles et/ou discordantes à la foliation principale sont présentes. Elles sont composées de chlorite-Mg, de rutile-anatase et de clinozoïsite. La chlorite-Mg est tardive car elle est fréquemment non orientée. Le rutile-anatase forme des grains et des agrégats (≤0,2 mm), disséminés dans la matrice de séricite, et allongés selon la foliation. La biotite est en intercroissance avec le quartz microcristallin et aussi en feuillets plus grenus (≤0,5 mm) dans les ombres de pression du grenat ou dans des bandes millimétriques de grenat+biotite+pyrite+pyrrhotite±chalcopyrite.

Faciès à quartz+staurotide+sericite+grenat#biotite et pyrite

Ce faciès d'altération fait généralement de quelques centimètres à quelques mètres d'épaisseur et est développé dans le mur de la zone minéralisée alors qu'il n'est pas toujours présent ou bien développé dans le toit de cette zone (figure 5). Ce faciès présente des caractéristiques très similaires au faciès d'altération précédent. Toutefois, il se distingue par la présence plus marquée de staurotide. Cette dernière constitue la première indication minéralogique du développement d'une altération alumineuse. Ce faciès se caractérise par

la présence de porphyroblastes jaunâtres de staurotide (1 à 4 mm, 3 à 20 %) dans une matrice dominée par le quartz et la séricite (planche 7E). La séricite forme également des feuillets ($\leq 0,5$ mm) allongés et des veinules parallèles à la foliation Sp. L'albite forme des porphyroblastes (0,2 à 0,5 mm) allongés selon la Sp et concentrés dans des rubans (≤ 3 à 5 mm). L'albite est remplacée par la séricite, la clinozoisite et le quartz et est criblée de fines inclusions ou traînées de rutile/ilménite orientées selon la Sp. Le quartz forme une matrice microcristalline de néoblastes (0,1 à 0,2 mm). Des proportions variables, mais généralement mineures, de biotite (≤ 10 %), de chlorite, de margarite et de clinozoisite avec des traces à quelques % de grenat (≤ 1 à 2 %), de pyrite fine (≤ 5 %) et de sphalérite (1 à 2 %) disséminés sont présentes. La margarite forme des feuillets non orientés associés à la staurotide et à la pyrite. Des traces de tourmaline, de kyanite, de rutile, de chalcopryrite et de pyrrotite complètent cet assemblage minéralogique.

La staurotide forme des porphyroblastes (≤ 1 à 4 mm) idiomorphes, syn- à tardi-métamorphisme, contenant des inclusions de quartz allongées parallèlement à la foliation principale (planche 7E et 7F). La staurotide, orientée dans la Sp, est souvent concentrée dans des bandes de 3 à 5 mm en intercroissance avec la séricite, l'albite, le quartz et le grenat. La staurotide est fracturée et partiellement à fortement remplacée par la séricite et/ou la pyrophyllite et contient des inclusions d'ilménite. Des analyses à la microsonde confirment la présence de staurotide et indiquent qu'il s'agit en fait de staurotide zincifère puisqu'elle contient jusqu'à 6,9 % de ZnO (Tableau 2). Ce faciès d'altération est d'ailleurs caractérisé par des teneurs nettement anormales en Zn associées à la présence de staurotide zincifère et de sphalérite disséminée. La découverte de staurotide zincifère dans le mur (*footwall*) de la zone aurifère est intéressante puisqu'il a été proposé que cette variété de staurotide pourrait servir de minéral indicateur pour les sulfures massifs volcanogènes (Spry and Scott, 1986; Huston, 1995). La présence de staurotide zincifère à la mine LaRonde (puits Penna) est donc compatible avec une telle interprétation.

Faciès de schistes à quartz+séricite/paragonite+pyrite+kyanite

Ce faciès d'altération est adjacent à la zone aurifère (figure 5) et est anormalique à faiblement minéralisé en or (≤ 1 à 2 g/t Au). Il s'agit d'une zone de très forte

altération hydrothermale caractérisée par l'apparition de kyanite (≤ 7 %) et localement d'andalousite (≤ 5 %), avec abondance de quartz (≤ 60 %), de séricite (≤ 30 %), de paragonite (≤ 60 %), de pyrophyllite (≤ 12 %) et de rutile (1 à 3 %). Les premiers mètres de cette section sont dominés par l'abondance de quartz et de séricite et/ou de paragonite, avec des traces à quelques % de pyrite fine disséminée ou en veinules et des traces de kyanite. La proportion de kyanite et d'andalousite augmente vers la zone aurifère. Le grenat et la staurotide sont absents. La paragonite a été identifiée par diffraction X. Elle est syn-déformation et peut représenter jusqu'à 60 % des constituants.

Dans tout ce faciès, la déformation est intense et la zone d'altération correspond à un schiste. La pyrite est nettement plus abondante (5 à 30 %) et plus grenue que dans les faciès précédents. Sa proportion augmente en approchant de la zone aurifère. La kyanite et l'andalousite semblent directement associées à la présence en abondance de cette pyrite grenue et du quartz. Des traces de sphalérite, de pyrrotite et de chalcopryrite sont localement présentes. La séricite forme régulièrement des bandes de moins de 1 cm de largeur présentes dans les épontes d'altération distribuées symétriquement de part et d'autre de veinules de quartz+pyrite (avec traces de kyanite et de séricite) transposées selon la foliation principale. Ce faciès présente donc régulièrement un rubanement constitué de bandes millimétriques de quartz+pyrite alternant avec des bandes riches en séricite. Ces bandes de séricite sont principalement constituées de cristaux aciculaires de séricite/paragonite (1 à 2 mm) enchevêtrés et orientés fréquemment perpendiculairement à la direction des bandes ou, à l'inverse, parallèles à la Sp. La kyanite (≤ 5 %), et plus localement l'andalousite (≤ 5 %), sont également présentes dans ces bandes de séricite. La kyanite forme également des porphyroblastes plus grenus (≤ 3 mm) partiellement à fortement remplacés (rétrogradés) par la pyrophyllite et le quartz. La kyanite contient parfois de nombreuses inclusions de pyrite fine et d'ilménite/rutile. L'andalousite est syn- à tardi-déformation principale. Elle forme de gros porphyroblastes (≤ 1 cm) allongés selon la foliation Sp et contient de fines inclusions de quartz orientées parallèlement à cette foliation principale. Elle est nettement plus instable que la kyanite et fortement rétrogradée en un assemblage de très petits cristaux de pyrophyllite et de résidus de rutile/anatase. Les zones d'andalousite non remplacées sont criblées de fines inclusions ($\leq 0,2$ mm) de pyrite. La séricite et (des excédents de TiO_2) remplacent

totallement la biotite. Le quartz est microcristallin ($\leq 0,3$ mm), totallement recristallisé, et forme la matrice de la roche en association avec des petits cristaux ($\leq 0,2$ mm) de pyrite disséminés. Le grenat, la staurotide, la biotite, l'épidote et la chlorite sont absents ou uniquement en traces locales; ils ont été totallement remplacés par l'assemblage de quartz+séricite+kyanite. La tourmaline est également absente. L'ilménite/rutile forme de petits cristaux orientés parallèlement à la foliation en inclusion dans la kyanite et disséminés dans la matrice.

Faciès à quartz+pyrite+kyanite+andalousite±chalcoppyrite: zone aurifère

Ce faciès d'altération est l'hôte de la zone minéralisée en Au-Cu-Ag-Zn intersectée en grande profondeur à la mine LaRonde (puits Penna) et représente la continuité de la lentille 20 Nord. Il est important de noter que contrairement aux niveaux supérieurs de la mine, cette zone minéralisée ne se situe pas à l'interface entre la rhyodacite-rhyolite de l'unité 5.2b et l'andésite basaltique (unité 5.4) ou l'unité de rhyolite à phénocristaux de Fp et de Qz de LaRonde (unité 5.3). Elle est plutôt totallement encaissée dans la rhyodacite, ce qui est consistant avec l'interprétation proposée dans le cadre de cette étude et voulant que la lentille 20 Nord se soit formée en grande partie par remplacement et non pas de façon exhalative. Une zone à quartz+séricite+paragonite+kyanite+pyrite constitue généralement la transition entre ce faciès d'altération et le précédent.

Ce faciès d'altération est dominé par le quartz néoblastique (≤ 66 %), la pyrite (≤ 85 %), la kyanite (≤ 20 %), et des proportions variables de séricite et/ou paragonite, d'andalousite (≤ 10 %) et de pyrophyllite (≤ 20 %). Il s'agit d'une zone très déformée, fortement foliée et rubanée. L'augmentation de l'intensité de l'altération et du lessivage que la roche hôte a subie par un fluide relativement acide se traduit par une diminution très marquée de la proportion de séricite-paragonite et, à l'inverse, par une augmentation de la silicification et surtout de la proportion de sulfures. Les teneurs en or sont variables; les zones les plus minéralisées en or se caractérisent par des bandes centimétriques à métriques (moyenne 3 à 7 cm) de pyrite semi-massive à massive dans une matrice composée essentiellement de quartz et de kyanite±andalousite avec uniquement des traces de séricite/paragonite. Des proportions variables de chalcoppyrite (≤ 10 %), de sphalérite (≤ 1 %), de pyrrhotite (≤ 1 %) et des traces d'arsénopyrite sont en

intercroissance avec la pyrite. La proportion de sphalérite a tendance à augmenter vers le sud.

La kyanite est abondante et forme des porphyroblastes poeciloblastiques ($\leq 1,5$ cm) isolés ou concentrés dans des bandes de moins de 1 cm composées de kyanite, de quartz, d'andalousite et de pyrite. Ces bandes sont orientées parallèlement à la Sp. La kyanite est fréquemment non orientée mais par endroits elle a été ré-orientée selon la Sp et/ou déformée par des *kinks*. La kyanite occupe l'espace entre les grains de pyrite (planches 6D, 8A et 9A) et constitue parfois le seul minéral présent entre les grains de pyrite. Dans les zones les plus riches en or, la kyanite contient fréquemment de très fines inclusions ($\leq 0,05$ mm) de pyrite et/ou de chalcoppyrite, disséminées ou fréquemment orientées selon les plans de clivage. La kyanite est instable; elle est partiellement à fortement remplacée par le quartz (planche 9B) et plus fréquemment par la pyrophyllite (0,1 mm). Cette dernière enveloppe les cristaux, remplace les bordures (planche 9C) et forme parfois des pseudomorphes de kyanite. La séricite/paragonite forme des feuilletés déformés (≤ 1 mm), orientés selon la foliation principale et en intercroissance avec le quartz matriciel et avec la pyrite. Localement, l'andalousite peut représenter jusqu'à 15 % des constituants. Elle forme des porphyroblastes ($\leq 1,5$ cm) en intercroissance avec le quartz. L'andalousite est syn- à tardi-déformation principale (planche 9D). Elle est allongée selon la foliation, boudinée et fréquemment criblée (*dusted*) de fines inclusions de pyrite, de chalcoppyrite, de rutile, avec quartz et séricite orientées parallèlement à la foliation. Elle est instable et donc souvent rétrogradée et même pseudomorphosée par la pyrophyllite. Localement, de la kyanite non orientée, donc tardi-foliation, est remplie de fines inclusions de chalcoppyrite et se trouve en inclusion dans de l'andalousite très fortement rétrogradée par la pyrophyllite (planches 9D et 9E). Cette relation texturale suggère que la kyanite est tardi- à post-déformation principale (Dp) et résulte du métamorphisme rétrograde causé par la baisse de température qui a déstabilisée l'andalousite et favorisée la formation de kyanite (rétrogradation « isobare »). Par endroits, un assemblage de quartz+pyrite+pyrophyllite+séricite+kyanite forme des bandes ou des veinules (≤ 2 à 3 cm) transposées parallèlement à la foliation principale (planches 6D, 8A et 8B).

Dans les zones les plus fortement altérées, le quartz remplace partiellement la kyanite et représente le principal constituant de la matrice, avec des traces,

jusqu'à quelques %, de kyanite entre les grains de sulfures (planche 8C). Le lessivage par le fluide acide a été si intense que l'aluminium a été mobilisé et seule la silice s'est avérée stable ou moins mobile, ce qui a favorisé la formation de quartz. Le quartz est également présent dans les ombres et franges de pression de la kyanite. Il est limpide, recristallisé, souvent très déformé, polygonisé, et partiellement allongé selon la foliation Sp. La pyrite forme des grains (≤ 5 mm) et agrégats (≤ 2 cm) cataclasés partiellement réorientés selon la foliation principale. La pyrite est également en fines inclusions (*pyrite dusting*) dans les porphyroblastes de kyanite et d'andalousite et dans le quartz microcristallin, elle donne alors une couleur gris moyen caractéristique de la matrice de ce faciès d'altération. Dans les zones les plus riches en or, la chalcopryrite est soit en inclusion dans la pyrite, soit, plus fréquemment, en remplissage de fractures dans la pyrite cataclasée (planche 9F), dans le quartz néoblastique et dans les plans de clivage et de fractures de la kyanite. La chalcopryrite a donc été remobilisée dans les minéraux les plus compétents (planches 8D et 9F). La sphalérite se retrouve souvent en inclusion dans la chalcopryrite, en remplissage de fractures de la pyrite ou disséminée dans le quartz. Des traces à 1 à 2 % de rutile-anatase et très localement de tourmaline (dravite), de chlorite magnésienne, de margarite, de carbonate et d'épidote, de même que de rares microphénocristaux de feldspath séricitisés, complètent l'assemblage minéralogique. Des traces de grenat (1 à 2 mm; ≤ 3 %) et de staurotide sont localement présentes dans la partie sommitale de ce faciès, en transition avec les faciès situés dans le toit. Le grenat est souvent accolé à des agrégats de pyrophyllite, en remplacement de la kyanite, ce qui suggère que la pyrophyllite puisse avoir servi de nucleus pour le grenat.

Localement l'or forme des plages de $\leq 0,1$ mm localisées directement au contact entre des cristaux de carbonate fibreux et de la chalcopryrite. L'or se trouve également en fines inclusions dans la chalcopryrite et en traces dans la sphalérite.

Dans ce faciès d'altération, les teneurs en or ont tendance à augmenter avec l'augmentation : 1) de la proportion de pyrite grenue, 2) de la proportion de quartz et de kyanite et, 3) de l'abondance de chalcopryrite en remplissage de fractures des grains de pyrite. Les teneurs en or ne sont pas directement corrélables avec les teneurs en cuivre mais présentent plutôt une tendance positive. Certaines zones contiennent 3450 ppm Cu et 2,67 g/t Au alors que

d'autres contiennent 19,4 g/t Au et 951 ppm Cu. À l'inverse, les teneurs en or présentent une corrélation négative avec la diminution de l'abondance des sulfures grenus et l'augmentation de la proportion de séricite/paragonite. Cette dernière indique un lessivage moins intense des constituants primaires par le fluide hydrothermal acide.

De plus, le degré de silicification et les teneurs en zinc ont tendance à augmenter de façon générale vers le sud ou le SSE, donc vers la partie sommitale de la lentille (planche 10A) alors que les teneurs en or diminuent de façon très significative.

Cette zone d'altération alumineuse métamorphisée n'est pas toujours une indication de valeur en or économique, mais l'altération en kyanite est tout de même une indication qu'il s'agit du faciès hydrothermal hôte de la zone aurifère. La présence de cette zone à kyanite est donc très importante comme outil d'exploration et peut permettre de naviguer à l'intérieur du système hydrothermal pour aider à localiser les zones économiques en or.

Faciès à quartz+kyanite+andalousite+sphalérite

Ce faciès d'altération d'épaisseur centimétrique à métrique (≤ 15 m) marque la partie sommitale de la zone minéralisée. Il se caractérise par l'abondance de sphalérite. Cette dernière est concentrée dans des bandes bréchiques de 2 mm à 15 cm, constituées de sphalérite semi-massive à massive, dans lesquelles baignent des fragments de pyrite et de gangue. La sphalérite se présente également en remplacement partiel ou en fines inclusions dans la kyanite et dans l'andalousite donnant alors une coloration rose-orangé caractéristique à ces porphyroblastes (planche 10B). La sphalérite est également en intercroissance avec le quartz et la kyanite ou en remplissage des fractures et du clivage de la kyanite. Elle témoigne de l'enrichissement en zinc caractéristique de la lentille aurifère et représente l'équivalent de la Zone 20N Zn présente dans les niveaux supérieurs de la mine. Comme les sommets sont du NNO vers le SSE, ce faciès riche en zinc est présent dans la partie SSE de la lentille minéralisée. Il est absent ou nettement moins bien développé vers l'ouest. Ainsi, cette zone fait environ 13 m d'épaisseur dans le forage 3206-14D, alors qu'elle est essentiellement absente dans le forage 3194-08 plus à l'ouest. Les teneurs en or sont non économiques et fréquemment uniquement anormales, alors que le zinc peut atteindre jusqu'à 20 %.

La pyrite ($\leq 10\%$) et la chalcopryrite (traces) sont très nettement moins abondantes que dans la zone aurifère sous-jacente. La kyanite forme des agrégats de porphyroblastes dans des bandes (≤ 1 cm) de kyanite et de sphalérite orientées parallèlement à la Sp. La kyanite ($\leq 20\%$) et l'andalousite ($\leq 4\%$) sont très fortement remplacées par la pyrophyllite et criblées de fines inclusions de sphalérite (*sphalerite dusting*) allongées selon la Sp. Des proportions mineures de séricite et de rutile et, au sommet, de staurotide et de grenat complètent l'assemblage minéralogique.

3.2.1.3 - Lentille 20 Sud

La lentille 20 Sud se situe de 10 à 15 m au nord des sédiments du Groupe de Cadillac (figure 3). D'une épaisseur de 5 à 15 m, elle correspond à une zone de schistes à pyrite+quartz+séricite±mica vert contenant des veinules et lentilles centimétriques à métriques de pyrite semi-massive à massive avec des proportions variables de sphalérite et des traces de chalcopryrite. Dans les niveaux supérieurs de la mine (notamment au niveau 106), la lentille 20 Sud correspond à une zone de sulfures massifs très riche en or (30 g/t Au) et pouvant atteindre jusqu'à 8 ou 10 mètres d'épaisseur (planches 3A et 3B). Toutefois, la majeure partie de la zone minéralisée correspond à une zone de *stockwerk* de pyrite+pyrrhotite+sphalérite±chalcopryrite transposée par la foliation principale (planches 2B, 2C et 2D). Ces veinules de sulfures alternent avec des bandes (1 à 5 cm) de séricite+mica vert. La sphalérite et la galène sont présentes dans la partie supérieure de la zone minéralisée et témoignent, malgré la déformation, de la zonation métallique primaire à sommet vers le SSE. En plan, la distribution de la lentille 20 Sud par rapport à l'andésite basaltique suggère que la lentille est partiellement discordante aux unités et s'est formée, du moins en partie, par remplacement. La lentille est encaissée dans une andésite basaltique et un tuf felsique à blocs et à lapillis (unité 5.5). L'andésite basaltique (unité 5.4) est située dans le mur et localement dans le toit de la zone minéralisée et correspond à la même unité lithologique que celle présente dans le toit de la lentille 20 Nord (figures 3 et 4). Dans le secteur étudié, cette andésite basaltique est présente sous la partie centre-ouest de la lentille 20 Sud, alors que le tuf constitue le mur et l'encaissant de la lentille 20 Sud dans les extrémités est et ouest (figure 3; planche 11A). La déformation est souvent intense dans la zone d'altération et il n'est pas rare de voir un clivage de crénulation superposé sur la schistosité principale (Sp) pénétrative. Les sédiments (*grauwacke*) du Groupe de

Cadillac sont constitués de niveaux centimétriques à grains fins (feldspaths, quartz et biotite), avec localement des traces de porphyroblastes de grenat, de staurotide, de biotite et/ou de chlorite disséminés. Le contact entre les sédiments du Groupe de Cadillac et l'unité 5.5 est caractérisé par un horizon marqueur contenant des quantités variables mais souvent semi-massives de pyrrhotite sur moins de 30 cm pouvant contenir jusqu'à 0,14 % Zn (Dubé *et al.*, 2001) (Planche 11B, Tableau 8).

Lorsque la lentille 20 Sud est encaissée dans l'andésite basaltique, l'altération hydrothermale présente dans le mur se caractérise par un rubanement, et localement par une brèche hydrothermale à quartz+biotite+rutile ±titanite de couleur rosée injectée sur plusieurs mètres de largeur (3 à 5 m) par de nombreuses veines et veinules de pyrrhotite+pyrite (≤ 20 à 25 %) dont la proportion augmente vers le sud (planches 11C, 11D, 12A et 12B). Cette altération distale est graduellement remplacée, en approchant vers le sud de la lentille minéralisée, par des schistes constitués de bandes millimétriques à centimétriques d'altérations en quartz+séricite+mica vert+titanite directement associées à des veines et veinules (1 à 5 cm, $\leq 50\%$) de pyrite+pyrrhotite et sphalérite transposées par la foliation principale Sp (planches 11D et 12B). Ces veinules sont particulièrement bien développées dans les derniers mètres (≤ 3 à 5 m) immédiatement au nord de la lentille 20 Sud. La transition entre les deux faciès d'altération produit une roche rubanée avec des bandes (≤ 3 à 5 cm) d'altération de couleur rose alternant avec des bandes vert-pâle associées aux veinules de pyrite+pyrrhotite (planche 11D). La coloration rose a totalement disparu dans les derniers 5 à 10 mètres au nord de la lentille. Le mur immédiat de la lentille consiste essentiellement en un schiste à quartz+séricite+mica vert+pyrite. Le toit de la lentille 20 Sud consiste en un schiste d'épaisseur métrique constitué également de quartz+séricite±mica vert avec filonnets de pyrite+pyrrhotite dans l'andésite basaltique rose ou un schiste à quartz+séricite±pyrite lorsque le protolithe est le tuf felsique à blocs et à lapillis (unité 5.5). Des micas vert sont localement présents dans le tuf felsique (p.ex. chantier 106-21-80).

Faciès à quartz+biotite+rutile±titanite

Ce faciès d'altération, de couleur rosée, est confiné dans l'andésite basaltique. Il est très similaire à celui développé dans le toit de la Zone 20N Zn décrit plus haut. Il se caractérise par la présence de

microphénocristaux de plagioclase sodique altérés dont le cœur est rempli de très fines inclusions de rutile-anatase (2.5 μm) et de traces de séricite+chlorite+biotite. Les bordures de ces plagioclases sodiques sont généralement plus limpides et remplacées par le quartz et/ou l'albite. Le rutile et la biotite (≤ 5 à 10 %) sont également disséminés dans la matrice quartzofeldspathique. À l'approche de la lentille, la biotite est par endroits partiellement remplacée par de la chlorite-Mg et contient alors des excédents de TiO_2 . La chlorite magnésienne forme également des feuilletts (≤ 2 mm) non orientés qui peuvent représenter jusqu'à 10 % des constituants. La tourmaline (≤ 2 %) est en cristaux idiomorphes disséminés dans la matrice.

Lorsque l'andésite basaltique est absente, la lentille 20 Sud est encaissée par des laves microporphyriques massives ou bréchiques (à blocs et à lapillis; unité 5.5). L'altération se caractérise alors principalement par un assemblage à quartz+biotite+sericite±grenat. La biotite représente en moyenne 10 à 15 % des constituants et forme des feuilletts ($\leq 0,1$ mm) disséminés dans la matrice et en remplacement partiel des microphénocristaux de feldspath. La biotite donne une coloration gris foncé à noire typique de la matrice de la roche. En s'approchant du contact avec les sédiments du Groupe de Cadillac, cette biotite devient légèrement plus grenue et forme des porphyroblastes (≤ 1 mm) disséminés. Le quartz et des traces à quelques % de chlorite, d'ilménite et de carbonate complètent l'assemblage hydrothermal. Cette altération en biotite est par endroits remplacée par de la chlorite ferrifère (5 à 15 %) et de la séricite (5 à 8 %), ce qui donne une couleur verte distinctive qui se superpose à l'altération noire à biotite. La séricite est alors en remplacement des microphénocristaux de feldspath et est également disséminée dans la matrice avec la chlorite. Le grenat est localement présent et forme des cristaux rosés de 1 à 3 mm. Sa proportion varie de traces à 8 % notamment dans le forage 3194-10. Des traces à quelques % d'épidote, de carbonate et d'ilménite complètent l'assemblage d'altération. La distribution de cette zone à chlorite ferrifère+sericite reste à définir. Immédiatement adjacent à la lentille minéralisée, la roche est très foliée, crénelée, et l'altération se caractérise par un assemblage principalement constitué de quartz+sericite+pyrite avec traces locales de grenat.

Faciès à quartz+sericite+mica vert+titanite

Ce faciès d'altération remplace le faciès à quartz+biotite+rutile±titanite (planche 11D, 12A et

12B). Il correspond généralement à un schiste principalement constitué de quartz+sericite+mica vert+titanite et de feldspaths partiellement altérés, associé à des veinules de sulfures transposées selon la Sp (planches 12C et 12D). La séricite, le mica vert et le quartz remplacent les feldspaths et les inclusions de rutile-anatase qu'ils contiennent. Ces minéraux d'altération forment également des veinules ou des rubans millimétriques distribués parallèlement à la foliation, constitués de cristaux orientés sub-parallèlement à Sp ou enchevêtrés et orientés perpendiculairement à la foliation (planche 13A). L'excédant de TiO_2 , produit lors du remplacement des feldspaths et de la biotite, a permis la formation de cristaux de titanite (≤ 8 %; $\leq 0,2$ mm) hydrothermale et/ou métamorphique disséminés dans la matrice et de cristaux de titanite idiomorphes localisés dans les veinules contenant des sulfures (planches 13A et 13B). La chalcopyrite, la pyrrhotite, la margarite et/ou la clinozoisite sont alors directement accolées à la titanite (planche 13C). La séricite et le mica vert (≤ 35 %) sont concentrés dans des bandes millimétriques à centimétriques de phyllosilicates disposées symétriquement de part et d'autre des veinules riches en sulfures. L'abondance de ces veinules contrôle, du moins en partie, l'intensité de l'altération. Ces veinules sont constituées d'une grande variété de minéraux, mais principalement de pyrite+pyrrhotite avec des quantités moindres de chalcopyrite±sphalérite+quartz+clinozoisite et de tourmaline+margarite+sericite+titanite+feldspath-chlorite-Mg+carbonate en proportions variables. La planche 13D montre une de ces veinules constituée principalement de mica vert, de tourmaline et de rutile. Lorsque l'altération est intense, la roche est essentiellement constituée de séricite+mica vert±quartz. Des analyses à la microsonde sur le mica vert ont permis de déterminer jusqu'à 0,83 % de Cr_2O_3 et 0,35 % de V_2O_3 (Tableau 3). Il s'agit donc de phengite chromifère étant donné que le contenu en Cr_2O_3 est de moins de 1 % (Deer *et al.*, 1962). Les bandes de micas verts se caractérisent également par la présence de porphyroblastes de titanite (3 à 5%; ≤ 3 à 5 mm) non orientés (planches 14A et 14B). La tourmaline (≤ 6 %) forme des cristaux idiomorphes ($\leq 0,5$ mm) disséminés ou, plus souvent, dans les veinules de sulfures. La tourmaline est syn- à tardi-déformation principale, elle contient localement des inclusions de quartz allongées selon la foliation principale. Des proportions variables de quartz+sericite+clinozoisite/épidote+chlorite-Mg±biotite avec tourmaline+rutile+margarite±carbonate±allanite et des traces à quelques % de pyrrhotite, de pyrite et de sphalérite

disséminées dans la matrice complètent la minéralogie de ce faciès d'altération. La chlorite est peu abondante ($\leq 10\%$), alors que la biotite est généralement absente ou disséminée ($\leq 5\%$) dans la matrice et alors en grande partie remplacée par la chlorite. Des traces à $\leq 2\%$ de grenats associés à la pyrrhotite et à la tourmaline sont très localement présents.

De façon générale, la proportion de séricite+mica vert+quartz augmente vers le sud alors que celle de la biotite, du grenat, de la chlorite-Mg et de la margarite diminue graduellement pour devenir totalement absente dans les derniers mètres immédiatement au nord et au sud de la zone minéralisée. Mégascopiquement, la présence de chalcopryrite est en général un indicateur de teneur aurifère significative. La chalcopryrite est fréquemment remobilisée dans des fractures tardives et alors associée à de l'or visible en remplissage de fractures dans des grains de quartz. La zone d'altération présente dans le mur de la lentille 20 Sud est donc similaire, quoique nettement plus intense, à celle présente dans le toit de la lentille 20 Nord. Elle est de plus encaissée, du moins dans sa partie ouest, par la même unité d'andésite basaltique. Toutefois, alors que l'altération en biotite+rutile/titanite caractérise l'altération dans le toit de la lentille 20 Nord, ce faciès est graduellement remplacé à l'approche de la lentille 20 Sud, par un assemblage de quartz+séricite+mica vert+titanite. Le mica vert dans l'andésite basaltique est donc un élément nettement distinctif entre ces deux zones d'altération.

Lorsque la roche hôte est le tuf felsique à blocs et à lapillis (unité 5.5) ou encore la rhyolite à phénocristaux de Fp et de Qz (unité 5.3), l'altération adjacente à la zone minéralisée est visuellement beaucoup plus difficile à apprécier. Elle se caractérise principalement par la présence de quartz+séricite±chlorite et la présence locale de carbonate, d'épidote et de biotite en proportion très variable et de traces de grenat. La séricite peut représenter jusqu'à 40 ou 50 % des constituants et définit la foliation Sp. La chlorite ($\leq 5\%$) forme des feuillettes non orientés de 1 à 2 mm en remplacement de la biotite et/ou en intercroissances avec la séricite. Des traces de tourmaline disséminées sont également présentes.

3.2.1.4 – Zone 6 et Zone 7

L'altération associée aux zones 6 et 7 n'est que très brièvement discutée étant donné que ces lentilles ont été exploitées près de la surface à partir du puits 2 et que

l'extension en profondeur de ces zones minéralisées n'étaient pas encore accessible aux étés 2000, 2001 et 2002. Les observations et les descriptions qui suivent sont essentiellement basées sur la diagrapie des forages faits à partir du puits Penna et qui intersectent les niveaux ou la trace distale des horizons stratigraphiques correspondant aux zones 6 et 7 (figure 3).

Zone 7

La Zone 7 se localise dans un couloir de forte déformation au contact ou près (≤ 10 à 25 m) du contact entre l'unité 4.4 et l'unité 5.1b. Des filons-couches ou dikes d'andésite basaltique sont localement présents dans le mur ou le toit de la zone et constituent même parfois la roche hôte de la zone minéralisée. Seule l'expression distale de cette zone peut être étudiée à partir du puits Penna. La zone principale a été exploitée à partir du puits 2 et est située beaucoup plus près de la surface. La roche est rubanée, parfois rosée, avec présence de biotite et hornblende et caractérisée par des grenats rosés disséminés ($\leq 5-8\%$, 1 à 10 mm) dont la proportion a tendance à augmenter vers le sud. Cette zone passe graduellement à un schiste à quartz+séricite+chlorite+pyrite avec traces de grenat et parfois de micas verts présent sur plusieurs mètres à dizaines de mètres d'épaisseur. Cette zone de lessivage constitue la trace principale de l'horizon de la Zone 7 au puits Penna. Les veinules de pyrite+sphalérite±chalcopryrite (≤ 1 cm) représentent en général ≤ 10 à 20 % de l'ensemble de cette zone et sont transposées par la foliation Sp. Cette zone est anormale en or. Elle contient en général ≤ 1 g/t Au, jusqu'à 10 ou 20 g/t Ag, des traces à parfois 1 ou 2% de Cu et/ou de Zn, et des traces de Pb. Toutefois, au niveau 170, la Zone 7 forme une lentille de sulfures massifs aurifères titrant 19 g/t Au; 69 g/t Ag; 0,69 % Cu et 2,74 % Zn sur 4,5m dans un tuf dacitique à lapillis de l'unité 5.1b à proximité de filons-couches andésitiques. Cette zone est constituée essentiellement de pyrite recristallisée avec 1 à 3 % de chalcopryrite et 3 à 5 % de sphalérite. Le toit de la Zone 7 se caractérise par endroits par la présence d'un schiste à quartz+séricite±grenat suivit d'une dacite ou d'une andésite de coloration rosée partiellement séricitisée qui contient parfois des traces de grenat. Cette zone présente des similarités avec le faciès à quartz+biotite+rutile+titanite présent dans le toit de la Zone 20N Zn.

À partir du niveau 170, on note dans l'horizon de la

Zone 7, la présence de 1 à 2 % de porphyroblastes de kyanite (5 à 10 mm) dans les ombres de pression de la pyrite déformée. À partir de ce niveaux, quelques fins porphyroblastes de staurotide sont localement présents et des porphyroblastes de feldspath sont également localement observés dans la zone minéralisée. Les forages 3206-14D et 3215-04 ont intersecté la Zone 7 à des niveaux plus profonds. La zone à grenat+biotite contient alors de la staurotide syn-déformation principale, dont la proportion augmente (1 à 2 mm, ≤15 %) alors que celle des grenats diminue. Dans le forage 3206-14D, la staurotide forme des zones rubanées à staurotide et porphyroblastes d'albite qui alternent avec des bandes à quartz+séricite+biotite avec traces de grenat. Le mur immédiat de la zone minéralisée est alors constitué d'un assemblage de quartz+staurotide+biotite+grenat+albite et chlorite. L'horizon de la Zone 7 correspond à cet endroit à un schiste à séricite+staurotide+andalousite+biotite+ quartz et grenat injecté de veinules de quartz+ chalcopryrite avec pyrrhotite et pyrite. L'apparition de staurotide, d'andalousite et de kyanite est tout à fait compatible avec l'altération alumineuse développée dans la lentille 20 Nord à la même profondeur.

Zone 6

L'horizon stratigraphique ou hydrothermal correspondant à la Zone 6 fait plusieurs mètres de largeur (≤15 à 25 m) et se situe dans la dacite 5.1b bréchique à amygdules de quartz, à proximité de filons-couches andésitiques ou près du contact entre cette dacite 5.1b et la rhyodacite-rhyolite 5.2b. L'horizon se situe à environ 150 m au nord de la lentille 20 Nord et 10 à 30 mètres au sud de la Zone 7. Tout comme pour la Zone 7, seule l'expression distale de cette zone peut être étudiée à partir du puits Penna, la zone principale ayant été exploitée près de la surface et à partir du puits 2. Le mur de la zone minéralisée est fréquemment composé d'un faciès d'altération à quartz+grenat+chlorite caractérisé par la présence de traces à quelques % de grenat rose disséminé dans une matrice verte chloriteuse avec présence d'amphiboles et d'épidote, suivie d'un schiste à quartz+séricite avec pyrite disséminée. L'horizon minéralisée correspond à une zone fortement déformée et lessivée (*bleached*). La roche prend alors la forme d'un schiste à quartz+séricite+chlorite avec pyrite, de couleur beige et caractérisé par l'abondance de séricite et la présence de nombreuses veinules de pyrite±sphalérite±chalcopryrite transposées parallèlement à la foliation principale Sp. Localement, la zone comprend une lentille de sulfures

massifs aurifère de quelques mètres d'épaisseur (≤2 à 4 m) (e.g. 6,28 g/t Au, 0,18 % Cu et 4,4 % Zn sur 2.8 m; forage 3146-02). La lentille est essentiellement composée de pyrite recristallisée (50 à 70 %) avec des bandes centimétriques de sphalérite, des traces de chalcopryrite et des fragments d'encaissant silicifiés et séricitisés. Le toit de cette zone se caractérise d'abord par un faciès à séricite+pyrite de couleur beige, suivi d'une dacite plutôt massive de coloration rosée, similaire au faciès à quartz+biotite+rutile+titanite présent dans le toit de la Zone 20N Zn. Une zone à quartz+grenat+chlorite, similaire à celle présente dans le mur, est parfois présente dans le toit de l'horizon de la Zone 6.

Le forage 3206-14D a intersecté la Zone 6 à des niveaux plus profonds. Tout comme pour la Zone 7, la zone à grenat contient alors de la staurotide syn-déformation principale (1 à 2 mm, ≤4 à 5 %), alors que la zone de schiste à quartz+séricite+chlorite+pyrite est transformée en un schiste à quartz+andalousite+pyrophyllite+kyanite avec pyrite et traces de staurotide et de sillimanite. Cet assemblage métamorphique traduit, tout comme pour la Zone 7, le caractère nettement plus alumineux de l'altération associée à l'horizon minéralisé de la Zone 6 dans les niveaux profonds de la mine.

3.2.2 - Lithogéochimie

Les résultats de l'étude lithogéochimique qualitative entreprise à la mine LaRonde pour caractériser l'altération hydrothermale sont sommairement présentés. Une étude plus exhaustive est en cours.

3.2.2.1 – Lentille 20 Nord

3.2.2.1a - Niveaux supérieurs et intermédiaires de la mine

Les tableaux 4 et 5 illustrent sommairement les caractéristiques lithogéochimiques des faciès « frais » (primaires) et altérés de la rhyodacite-rhyolite (unité 5.2b) et de l'andésite basaltique (unité 5.4) situées respectivement dans le mur et le toit de la lentille 20 Nord. Les forages 3146-05, 3170-02 et 3194-10, qui recoupent l'ensemble des zones minéralisées, ont été utilisés pour illustrer les variations lithogéochimiques qualitatives induites par l'altération hydrothermale. Les figures 6, 7 et 8 illustrent très nettement que la lentille 20 Nord se situe au contact entre deux unités lithologiques géochimiquement très distinctes. La

rhyodacite-rhyolite à microphénocristaux de plagioclase située dans le mur et hôte de la zone à grenat présente une signature géochimique relativement uniforme, caractérisée par un contenu élevé en Zr (160 à 200 ppm), une proportion d'environ 68 à 78 % de SiO₂ et environ 0,5 % de TiO₂. L'unité d'andésite basaltique localisée dans le toit contraste très nettement par son contenu très faible en Zr (40 à 50 ppm), une proportion d'environ 45 à 55 % de SiO₂ et un contenu élevé en TiO₂ (0,8 à 1,2 %) et Al₂O₃ (15 à 20 %). Lorsque comparé à l'étude lithogéochimique des roches hôtes présentée dans Mercier-Langevin *et al.* (2003), les caractéristiques géochimiques primaires de la rhyodacite-rhyolite et de l'andésite basaltique sont dans l'ensemble relativement bien préservées. Le contact stratigraphique rhyodacite-andésite basaltique représente donc un élément clé dans la formation et la localisation physique de la lentille 20 Nord dans la majeure partie du gisement, sauf en profondeur (voir plus loin; section 3.2.2.1b). Cette signature lithogéochimique contrastée pourrait constituer un outil d'exploration très intéressant pour localiser cet horizon marqueur très favorable. À noter toutefois que des bandes métriques d'andésite basaltique sont parfois situées dans la zone à séricite qui marque, vers l'est, le mur immédiat de la lentille 20 Nord.

En termes qualitatifs, le mur de la lentille 20 Nord se caractérise principalement par des variations dans le contenu en K₂O et en Na₂O d'un échantillon à l'autre, mais dans l'ensemble ces variations se résument par un lessivage en Na₂O et en K₂O (Tableau 4) et, localement, par une certaine augmentation du contenu en K₂O comme par exemple dans le cas du forage 3194-10 (figure 8B). L'indice d'altération (AI) d'Ishikawa *et al.* (1976) $((\text{MgO} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{MgO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}) \times 100)$ et l'indice d'altération chlorite-carbonate-pyrite (CCPI) $(100 \times (\text{MgO} + \text{FeO}^T) / (\text{MgO} + \text{FeO}^T + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}))$ (Large *et al.*, 2001) montrent une certaine augmentation à l'approche de la Zone 20N Au. Toutefois, l'absence d'une augmentation très marquée en K₂O et/ou en MgO et en Fe₂O₃^T en approchant de la lentille minéralisée atténuent de beaucoup la diminution du Na₂O et l'augmentation de ces indices d'altération. Les teneurs en Na₂O illustrent très bien le lessivage en sodium typique à l'approche des sulfures massifs volcanogènes. Dans le but d'illustrer graphiquement l'altération, la figure 9 présente un *alteration box plot* de Large *et al.* (2001) pour la rhyodacite-rhyolite (unité 5.2b) située dans le mur de la lentille 20 Nord. Dans ce diagramme, Large *et al.* (2001) utilise les deux principaux indices d'altération qui caractérise le mieux l'altération des sulfures massifs volcanogènes: AI et

CCPI. Les figures 6A, 7A et 8A illustrent bien l'augmentation marquée de ces indices dans les faciès d'altération en comparaison avec les rhyodacites-rhyolites les moins altérées. Le *box plot* permet, sur une base relative, de distinguer très nettement les roches des deux faciès d'altération présents dans le mur de la lentille 20 Nord en comparaison avec le protolithe rhyodacitique le moins altéré. Les valeurs extrêmes (<20 et >60) de l'indice d'altération d'Ishikawa indiquent que certains des échantillons considérés comme peu ou moins altérés sur une base mégascopique ou pétrographique ont subi une certaine altération hydrothermale.

Une autre caractéristique très importante est l'augmentation marquée de la teneur en MnO en approchant de la Zone 20N Au (figures 6B, 7B et 8B; tableau 4). Le contenu plus élevé en MnO reflète essentiellement l'abondance des grenats de type spessartine ferrifère-calcique. Les autres oxydes ne montrent pas de variations très bien définies, quoique dans le forage 3146-05, on note une certaine augmentation du Fe₂O₃^T similaire à celle du MnO, ainsi qu'une faible augmentation du CaO dans la zone à quartz+grenat+biotite+séricite (tableau 4) en approchant de la zone minéralisée (figures 6A et 6B). Ces augmentations sont compatibles avec la présence de clinzoïsite et de spessartine de même que de filonnets de pyrrhotite+pyrite. Le MgO ne montre pas de tendance marquée, si ce n'est qu'il est un peu plus élevé en moyenne que dans la rhyodacite peu altérée. Les résultats suggèrent une très faible diminution relative du SiO₂ (tableau 4). Le contenu en CO₂ et S est très faible. Les teneurs en Au, Ag, Cu et Pb sont également faibles à anormales. Toutefois, toute la zone présente des teneurs relativement élevées en Zn (tableau 4). Dans le forage 3146-05, la mince zone (≈1 mètre) à quartz+séricite dans le mur immédiat de la lentille 20 Nord est plus fortement altérée. Le tableau 4 illustre la moyenne de plusieurs échantillons provenant de ce faciès d'altération. Dans l'ensemble, l'altération se traduit par un contenu un peu plus élevé en K₂O par rapport à la zone à grenat du faciès à quartz+grenat+biotite+séricite (figure 6B), un enrichissement en S, une diminution du MnO, et une faible diminution du CaO et du Fe₂O₃^T étant donné la diminution dans la proportion de grenat et d'épidote (figures 6B, 7B et 8B; tableau 4). On constate également que ce faciès d'altération se caractérise par une augmentation marquée du contenu en Cu, Pb et Sn à l'approche de la Zone 20N Au (figures 6A, 7A et 8A; tableau 4).

Le toit de la lentille 20 Nord se caractérise par le faciès d'altération à biotite+rutile/titanite, associé, en partie du moins, à des microveinules et traînées millimétriques composées de titanite+rutile et de biotite (\pm tourmaline) et encaissé dans une andésite basaltique (unité 5.4). En terme de lithogéochimie qualitative, cette zone se caractérise par des teneurs élevées en Na_2O (5 à 8 %; figures 6B, 7B et 8B). Il est difficile de bien quantifier s'il y a véritablement un gain en Na_2O car les échantillons d'andésite basaltique qui semblent les moins altérés présentent également un contenu élevé en Na_2O (tableau 4 et voir Mercier-Langevin *et al.*, 2003). Ainsi, soit que: 1) toute l'andésite basaltique est titanifère dans le secteur étudié et ait d'abord été précocement "spilitisée" (albitisée), donc enrichie en Na_2O et ensuite injectée de filonnets riches en pyrrhotite+pyrite et de veinules et traînées millimétriques de titanite+rutile et de biotite \pm tourmaline, ou; 2) l'andésite basaltique était à l'origine riche en Na_2O et le gain réel en Na_2O est plutôt marginal. Les faibles valeurs en SiO_2 dans l'andésite basaltique altérée sont compatibles avec cette dernière interprétation car l'albitisation aurait probablement résulté en un gain en SiO_2 . D'autres travaux seront nécessaires pour valider l'enrichissement en Na_2O de ce faciès d'altération. Toutefois, selon Condie (1976), le contenu en Na_2O dans une andésite basaltique archéenne non altérée varie de 2 à 4% et la moyenne de l'unité 5.4 d'andésite basaltique présente dans le toit du gisement Bousquet II-Dumagami (Lafrance *et al.*, 2003) indique une moyenne en Na_2O de 3.95 %. Ceci suggère que l'ensemble de l'andésite basaltique dans le toit de la lentille 20 Nord ait été fort probablement enrichi en Na_2O (spilitisée). Des valeurs élevées en Na_2O sont également présentes dans le toit des zones 6 et 7 et suggèrent un processus d'altération similaire (figures 6B, 7B et 8B). La figure 10 montre un diagramme d'altération *box plot* pour l'andésite située dans le toit de la lentille 20 Nord. Les résultats présentés sur la figure 10 n'illustrent pas une tendance bien définie; la difficulté de définir un protolithe frais, son contenu original en Na_2O , et l'absence de variations marquées dans les oxydes utilisés sont en grande partie responsables des résultats obtenus. Le *box plot* ne permet donc pas de distinguer très nettement les andésites altérées présentes dans le toit de la lentille 20 Nord. Un enrichissement en Fe_2O_3^T (voir figures 7B et 8B, et tableau 4) et en S relié à la présence de filonnets de sulfures est constaté, de même que des teneurs variables mais dans l'ensemble anormales en Cu, Zn, Sn et B associées à ces veinules. Localement, la

proportion de K_2O est élevée, comme illustré par le forage 3136-05 (figure 6B). Les valeurs plus élevées en CaO sont associées à la composition du protolithe et, localement, à la présence de calcite dans les filonnets.

Dans l'ensemble, les caractéristiques de ce faciès d'altération suggèrent que les modifications géochimiques que l'andésite basaltique a subies dans la zone à biotite+rutile/titanite et filonnets de pyrrhotite+pyrite+quartz sont notables mais relativement faibles. L'altération semble être principalement contrôlée par la fracturation et l'injection de filonnets riches en sulfures, ainsi que de veinules et traînées millimétriques de titanite+rutile et de biotite \pm tourmaline. Il ne semble pas y avoir de remplacement massif ou de métasomatisme allochimique important impliquant des gains et pertes très significatifs. La difficulté de trouver un protolithe fiable pouvant définir la composition chimique primaire de l'andésite basaltique pré-altération pourrait toutefois expliquer, du moins en partie, ces résultats.

3.2.2.1b - Niveaux profonds : zone alumineuse aurifère

En profondeur, l'altération hydrothermale associée à la lentille 20 Nord est nettement plus intense et se caractérise par une altération alumineuse produite par un lessivage marqué de plusieurs oxydes. Le tableau 5 présente la moyenne pour les faciès d'altération minéralogiques de cette zone et les figures 11, 12 et 13 présentent graphiquement les résultats obtenus dans les forages 3194-08, 3206-14D et 3220-04. Ce dernier forage permet d'avoir une section continue à travers la zone d'altération alumineuse et la lentille 20S.

Le contenu en Zr et en TiO_2 indiquent très bien que la roche hôte de l'altération alumineuse aurifère est la même unité de rhyodacite-rhyolite (unité 5.2b) que celle localisée dans le mur de la lentille 20 Nord aux niveaux supérieurs de la mine (figures 6, 7 et 8). Le Zr est relativement peu mobile, sauf dans les faciès à quartz+séricite/paragonite+pyrite \pm kyanite et à quartz+pyrite+kyanite+andalousite \pm chalcopyrite où le lessivage très intense et la grande abondance de pyrite expliquent les teneurs plus faibles (figures 11B, 12B et 13B; tableau 5). Cette zone d'altération est donc la projection en profondeur du même horizon stratigraphique que celui qui est associé à la lentille 20 Nord. La rhyodacite est toutefois présente dans le mur et le toit de la zone alumineuse aurifère. L'andésite basaltique typiquement présente dans le toit de la Zone 20N Au n'a pas été rencontrée dans les forages profonds étudiés, sauf dans le toit de la lentille 20 Sud

(figure 13B). Contrairement à la lentille 20 Nord, la zone d'altération alumineuse ne se situe donc pas à l'interface entre l'unité 5.2b (rhyodacite-rhyolite) et l'unité 5.4 (andésite basaltique), étant donné que l'andésite et l'unité de rhyolite à phénocristaux de Fp et de Qz (unité 5.3) sont absentes ou encore localisées plus haut stratigraphiquement dans ce secteur. Toutefois, la zone alumineuse minéralisée se situe dans le prolongement en profondeur de la lentille 20 Nord.

De façon qualitative, l'altération hydrothermale a lessivé le Na₂O dans pratiquement toute la zone altérée, ainsi que le CaO et le MgO dans les faciès contenant de la kyanite et de l'andalousite (figures 11B, 12B et 13B et tableau 5). Les indices d'altération AI et CCPI augmentent vers et dans la zone minéralisée. Le MnO montre un enrichissement marqué dans les zones à grenat et staurotide+grenat qui enveloppent la zone aurifère, comme illustré par les forages 3220-04 et 3206-14D (figures 12B et 13B). La proportion moyenne en Mn atteint 3128 ppm (tableau 5). Étant donné l'abondance de pyrite, le Fe₂O₃^T et le S montrent un enrichissement dans les faciès d'altération contenant du grenat et/ou de la staurotide, mais surtout dans la zone aurifère et dans la zone à quartz+ séricite/paragonite+pyrite+kyanite adjacente. Cette dernière s'accompagne d'une diminution relative de la proportion en SiO₂ et en Al₂O₃ (figures 11B, 12B et 13B) dans la zone aurifère et ce, même si ces deux oxydes ont été nettement moins mobiles que les autres éléments. Les assemblages minéralogiques indiquent la présence de phases alumineuses et siliceuses comme caractéristique principale de l'altération hydrothermale la plus intense. Toutefois, le contenu en Al₂O₃ et SiO₂ ne permet pas d'apprécier cette altération alumineuse et la silicification qui caractérisent les faciès contenant de la kyanite et/ou de l'andalousite. Les rapports qualitatifs SiO₂/(CaO+MgO+K₂O+Na₂O) et Al₂O₃/(CaO+MgO+K₂O+Na₂O) présentés aux figures 11A, 12A et 13A illustrent mieux le lessivage intense du CaO, du MgO, du Na₂O et du K₂O et la moins grande mobilité du Al₂O₃ et du SiO₂ dans la zone aurifère. Le Al₂O₃ et le SiO₂ relativement plus stables se sont donc combinés pour former des aluminosilicates, en particulier la kyanite, la staurotide et l'andalousite. Ces deux rapports qualitatifs d'éléments majeurs sont d'excellents indicateurs de l'intensité du lessivage hydrothermal associé à la minéralisation aurifère et pourraient donc être utilisés pour définir des vecteurs d'altération, et ainsi aider à localiser l'extension des zones minéralisées connues et le cœur du système hydrothermal. Le cœur du système hydrothermal devrait correspondre aux zones de lessivage maximum, celles où la silicification

est la plus intense et où le Al₂O₃ a été de fortement à totalement lessivé pour ne laisser pratiquement qu'un résidu de quartz et de rutile-titanite contenant des sulfures (principalement pyrite et chalcopryrite).

Le diagramme *box plot* de la figure 14 illustre l'augmentation très marquée des deux indices d'altération dans les différents faciès caractérisant la zone d'altération alumineuse. Le lessivage marqué du Na₂O, du CaO et les proportions élevées du Fe₂O₃^T expliquent ces résultats. Le diagramme permet donc, de façon générale, de distinguer très nettement les roches altérées du protolithe rhyodacitique le moins altéré. Ainsi, il pourrait permettre de classer rapidement le niveau d'altération, et ultimement de naviguer dans le système hydrothermal. Il est à noter que les valeurs extrêmes (<20 et >60) de l'indice d'altération d'Ishikawa indiquent que certains des échantillons considérés comme peu altérés sur une base mégascopique ou pétrographique ont subi une certaine altération hydrothermale.

Les teneurs en Zn sont anormales (≥250 ppm) à partir du faciès contenant des grenats jusqu'à la zone aurifère. Les proportions de Zn sont parfois très élevées près de la limite sud de la zone minéralisée étant donné l'enrichissement en zinc caractéristique du sommet de la lentille 20 Nord (figures 11A, 12A et 13A). Les teneurs en Au et en Cu sont anormales dans le faciès à quartz+séricite/paragonite+pyrite±kyanite (tableau 5). Dans la zone minéralisée, les valeurs en or et en cuivre sont élevées et présentent une distribution plutôt similaire. Les valeurs en argent, plomb et arsenic sont également élevées.

3.2.2.2 - Lentille 20 Sud

Le tableau 6 illustre les caractéristiques lithogéochimiques des roches fraîches (ou moins altérées) et de l'altération présente dans le mur de la lentille 20 Sud en fonction de la composition de la roche hôte. L'andésite basaltique altérée qui constitue le mur de la lentille 20 Sud présente une signature géochimique caractérisée par un contenu très faible en Zr (30 à 60 ppm) et en Y (5 à 15ppm) ainsi qu'un contenu élevé en TiO₂ (0,8 à 1,2 %), alors que les tufs felsiques à blocs et à lapillis de l'unité 5.5 se caractérisent à l'inverse par un contenu élevé en Zr (170 ppm), en SiO₂ (70 à 73 %) et par une faible concentration en TiO₂ (0,25 à 0,50 %).

La zone à quartz+biotite+rutile±titanite encaissée dans l'andésite est, du point de vue lithogéochimique, très

similaire à celle observée dans le toit de la Zone 20N Zn (tableaux 4 et 6). Qualitativement, cette zone se caractérise donc principalement par un contenu élevé en Na_2O (3,5 à 6 %) (figure 6B). Tout comme pour la lentille 20 Nord, ce contenu élevé en Na_2O est présent dans le toit de la lentille, notamment dans le forage 3146-05. Toutefois, comme indiqué précédemment, ces valeurs sont (en partie du moins) similaires à celles de l'andésite basaltique fraîche et pourraient illustrer des caractéristiques en partie primaires ou à l'inverse une spilitisation (albitisation) de l'ensemble des roches de cette unité stratigraphique (voir plus haut). On note également des valeurs élevées en Fe_2O_3^T , en S, en Zn et en B, une faible augmentation en K_2O , et une diminution relative du SiO_2 (tableau 6).

Le faciès à quartz+séricite+mica vert+titanite présente quant à lui un certain enrichissement en K_2O et une très faible diminution du Na_2O , du MgO et du CaO , ce qui se traduit par une certaine augmentation des indices d'altération AI et CCPI comme illustrée par le forage 3146-05 (figure 6A). Les proportions de S et de Fe_2O_3^T ont subi un enrichissement très marqué étant donné l'abondance de filonnets de pyrite et de pyrrhotite, particulièrement dans le toit de la lentille 20 Sud. Les proportions de Cu et de Zn sont nettement anormales. L'intensité du métasomatisme allochimique est donc un peu plus élevée que dans le faciès précédent à quartz+biotite+rutile; comme le suggèrent d'ailleurs les caractéristiques minéralogiques présentées plus haut pour ce faciès d'altération.

La figure 15 illustre un diagramme d'altération *box plot* pour l'andésite située dans le toit et dans le mur de la lentille 20 Sud. Les résultats indiquent une augmentation des indices chez plusieurs échantillons provenant du faciès à quartz+séricite+mica vert+titanite causée par un certain enrichissement en K_2O et des teneurs nettement plus faibles en MgO , Na_2O et CaO . Dans l'ensemble les résultats ne sont pas très concluants, le *box plot* ne permet pas de bien distinguer les roches altérées. Ceci reflète, du moins en partie, la difficulté de trouver un protolithe frais, mais aussi l'absence de lessivage ou de gain lithogéochimique très marqué lorsque le produit final est comparé à la composition du protolithe, interprété comme moins altéré, qui a été utilisé.

Lorsque la lentille est encaissée par les tufs felsiques à blocs et à lapillis de l'unité 5.5, le faciès à quartz+biotite+séricite±grenat se caractérise par une certaine augmentation du contenu en Fe_2O_3^T , en S et en manganèse (moyenne 2680 ppm Mn; voir tableau 6). Le

faciès à quartz+ séricite+pyrite qui enveloppe la lentille se caractérise par un contenu faible en Na_2O et en CaO et des proportions nettement plus élevées de Fe_2O_3^T et de S. De même que par des teneurs anormales en Au, Cu, Zn et Pb.

Dans l'ensemble, et indépendamment de la nature du protolithe, les effets de l'altération associés à la lentille 20 Sud sont, en terme lithogéochimique, plutôt limités. L'altération est principalement contrôlée par la fracturation et les filonnets riches en sulfures. Les assemblages minéralogiques sont de meilleurs indicateurs de la présence de l'altération et pourraient s'avérer des outils plus utiles, et moins coûteux que la lithogéochimie.

4.0 - MINÉRALOGIE ET GÉOCHIMIE DES MINÉRALISATIONS

4.1 - Introduction

Une carte des zones minéralisées des lentilles 20 Nord et 20 Sud a été dressée d'après cinq coupes transversales des niveaux 146, 125 et 122 et à partir de travaux d'échantillonnage détaillés sous terre et dans 37 trous de sondage. Les sections qui suivent présentent un sommaire des études minéralogiques, géochimiques et isotopiques portant sur des échantillons et des observations tirées des diagraphies effectuées et de la cartographie souterraine.

Le minerai et les roches hôtes adjacentes présentent une foliation subverticale (Sp) marquée et des textures caractéristiques de sulfures massifs métamorphisés au faciès schistes verts supérieur-amphibolite inférieur, c'est-à-dire une recristallisation complète des minéraux sulfurés, un recuit, une remobilisation des phases ductiles et une dissolution sous pression. Ces effets sont pénétratifs. La principale fabrique tectonique (Sp) est évidente; rubanement des minerais, boudinage des matériaux plus compétents et transposition complète des zones de filonnets sulfurés (voir Mercier-Langevin *et al.*, 2003). Les lentilles de sulfures massifs se composent de pyrite et de sphalérite recristallisées à grain grossier, ainsi que de quantités moindres de chalcopryrite, de pyrrhotite et de galène. La ségrégation métamorphique est également évidente dans tous les sulfures massifs. La sphalérite, la chalcopryrite, la pyrrhotite et la galène sont surtout présentes sous forme de phases interstitielles dans les minerais de pyrite granoblastique. On ne retrouve que très localement des textures primaires et très peu d'inclusions dans la pyrite porphyroblastique à grain grossier.

Le minerai du gisement LaRonde sont typiques d'un grand nombre de gisements de Cu-Zn archéens, et leur géochimie est similaire à celle d'autres SMV en Abitibi. Les principales phases composant le minerai sont énumérées dans le tableau 7. Les résultats d'analyses chimiques globales représentatives des différents types de minerais sont présentés aux tableaux 8 et 9. Les teneurs en Pb et en Ag sont un peu plus élevées que la moyenne, mais les gisements de sulfures de la région de Val d'Or présentent généralement de fortes teneurs en Pb (p. ex. figure 16). Une zonation grossière des métaux (Cu, Zn, Pb, Ag et Au) correspondant à la zonation primaire dans les sulfures massifs moins déformés reste néanmoins apparente dans les lentilles de sulfures massifs et entre ces dernières, malgré une déformation considérable (p. ex. figure 17).

4.1.1 - Zone 20N Zn

La Zone 20N Zn renferme une lentille de pyrite massive de 10 à 30 m d'épaisseur. Cette lentille repose sur une zone (de 5 à 10 m d'épaisseur) de minéralisation filonienne pyritique considérablement transposée (figure 18). Les principaux contacts entre les zones minéralisées sont planaires et souvent cisailés. Le minerai se trouve surtout dans des schistes pyriteux à quartz+séricite, et une importante pyritisation de la roche encaissante est apparente aux épontes supérieures et inférieures des lentilles de sulfures massifs. La présence dans les sulfures massifs de lapillis de rhyodacite-rhyolite 5.2b, de couches de tufs fins et de lentilles d'argilite/mudstone chertoux indique que la mise en place d'une grande partie des sulfures massifs dans l'amas s'est effectuée par remplacement sous le plancher océanique plutôt qu'à la surface de ce dernier. On trouve par endroits des lapillis résiduels intacts (jusqu'à plusieurs centimètres) préservés dans la lentille de sulfures massifs, mais ils ont tous été partiellement remplacés par de la pyrite (voir Mercier-Langevin *et al.*, 2003). Par contre, on trouve également des clastes de sulfures dans certaines des zones à grain plus grossier riches en lapillis.

La zonation d'origine dans la lentille 20 Nord est révélée par la présence de bandes de sphalérite (de 1 à 2 m d'épaisseur) près de la limite stratigraphique supérieure de la lentille de sulfures massifs (Zone 20N Zn; figure 18). Un plissement généralement intrafolial d'échelle métrique est visible à certains endroits dans la sphalérite massive, mais le rubanement est entièrement tectonique. Les bandes riches en sphalérite renferment

généralement de nombreux amas et veinules de galène remobilisée ainsi que d'autres minéraux de Pb et d'Ag. La couleur pâle et distinctive que peut prendre la sphalérite dans des carottes peut en partie témoigner des conditions de formation du minerai ou résulter d'une intense recristallisation métamorphique (voir ci-après). On trouve couramment de la sphalérite de ce type, c'est à dire pauvre en Fe, dans le gisement de Bousquet 2 (Tourigny *et al.*, 1993). L'éponte supérieure de la lentille de sulfures massifs renferme également des veines remobilisées de sphalérite et des tufs imprégnés de sphalérite.

On trouve des bandes d'argilite/mudstone chertoux dans la pyrite massive près de la limite stratigraphique supérieure de la lentille 20 Nord. Celles-ci constituent le foyer d'un intense cisaillement et renferment de nombreuses veines tardives de quartz+carbonate. Une partie de l'argilite/mudstone chertoux est principalement composée d'un matériau tufacé (présentant des structures résiduelles ocellées de quartz bleu) dans une matrice graphitique formant des lambeaux à l'intérieur de la lentille de sulfures massifs. Des concrétions de pyrite (de 0,5 à 2 cm de diamètre) sont courantes dans l'argilite. Bien qu'ils aient été aplatis par endroits, de nombreux nodules de pyrite ont été protégés de la déformation par la matrice d'argilite plus tendre. Les nodules de pyrite sont représentatifs de ceux que l'on trouve dans les unités de mudstone associées à un grand nombre d'autres gisements archéens de Cu-Zn.

Les sulfures massifs sont recouverts vers l'est d'un tuf à blocs et à lapillis (unité 5.5) gris, altéré, avec abondante pyrite disséminée, de nombreux filonnets de pyrite et, par endroits, de taches de sphalérite. Cela résulte fort probablement d'une minéralisation de l'éponte supérieure et d'une transposition des filonnets. L'andésite basaltique altérée sus-jacente à la lentille minéralisée dans la partie centrale et le côté ouest renferme, elle aussi, nombre de filonnets riches en pyrrotite (Planche 2A). L'épaisseur de ces filonnets varie de quelques millimètres à 2 cm par endroits.

4.1.2 - Zone 20N Au

La Zone 20N Au, qui se localise sous la section riche en Zn de la lentille de pyrite massive (Zone 20N Zn), constitue la zone de filonnets transposés du gisement. La texture rubanée distincte du minerai consiste en des bandes rapprochées de pyrite±chalcopyrite mesurant de 5 à 10 cm d'épaisseur et encaissées dans une matrice

fortement séricitisée (planches 1A et 1B). Les filonnets sont transposés par la schistosité principale Sp parallèlement au contact avec les sulfures massifs, mais certaines bandes se fondent et se recourent, ce qui indique qu'un *stockwerk* occupait cette zone. La minéralisation filonienne est, par endroits, riche en chalcopryrite, ce qui laisse supposer que cette partie du gisement représentait la zone de haute température correspondant au cœur du conduit hydrothermal minéralisateur. Les veines du *stockwerk* se fusionnent ici et là avec du minerai de pyrite+chalcopryrite semi-massif à massif à la base de la Zone 20N Zn. La chalcopryrite se présente surtout sous forme de matériel interstitiel remobilisé dans des masses de pyrite à grain grossier ayant subi un degré élevé de recristallisation. Il y a une altération en quartz+grenat+biotite+séricite+chlorite (±chloritoïde) à la base de la minéralisation filonienne, et l'on trouve par endroits des bandes de kyanite dans de la pyrite, près du sommet de la zone filonienne. La kyanite devient plus abondante en profondeur pour laisser place à une impressionnante minéralisation en quartz+pyrite+kyanite/andalousite±chalcopryrite, marquant la transition entre la lentille 20 Nord des niveaux supérieurs et intermédiaires de la mine et la lentille 20 Nord alumineuse des niveaux inférieurs.

4.1.3 – Lentille 20 Sud

La lentille Zone 20S est composée d'une mince lentille de pyrite massive mesurant de 5 à 10 m ainsi que de filonnets de pyrite considérablement transposés au contact des épontes supérieure et inférieure (planches 2C, 2D, 3A et 3B). La lentille de pyrite massive est beaucoup plus mince que dans la lentille 20 Nord et les bandes discrètes de sphalérite et d'argilite sont beaucoup moins abondantes. La minéralogie est similaire à celle de la lentille 20 Nord, mais le minerai y est moins polymétallique. La galène, l'arsénopyrite, la tennantite, les tellurures, les minéraux de Bi, les sulfosels de Pb-Sb et les minéraux de Cu-Sn sont nettement moins abondants ou inexistantes. Des filonnets pyritiques (rubanés) constituent la majeure partie du minerai aux limites extérieures des chantiers souterrains (p.ex. chantier 122-21-82). La partie la plus épaisse de la zone de filonnets minéralisés transposés mesure jusqu'à 10 m de largeur et se compose de quartz+pyrite+chlorite+micas verts et de schiste à quartz+pyrite+séricite. Dans l'andésite basaltique altérée sous-jacente à la lentille 20S, on trouve un réseau de filonnets de pyrrhotite qui semble se fusionner avec le réseau de veinules de pyrrhotite sus-jacent à la Zone 20N Zn.

Le contact avec les sédiments du Groupe de Cadillac se situe à environ 10 à 15 m au-dessus de la lentille 20S. Il se distingue souvent par une bande de pyrrhotite massive de 10 à 30 cm d'épaisseur.

4.1.4 – Zone 6 et Zone 7

Sous la lentille 20 Nord, dans les schistes à quartz+séricite découlant de l'altération intense des tufs dacitiques de l'unité 5.1b, on trouve deux zones distinctes de minéralisation en pyrite disséminée, semi-massive ou filonienne avec des quantités mineures de chalcopryrite et de sphalérite. Les lentilles, discontinues et distribuées le long d'un horizon marqueur suivi à tous les niveaux de la mine, se composent de seulement quelques mètres de sulfures massifs encaissés dans de la pyrite disséminée et dans une minéralisation filonienne pyritique transposée.

4.2 – Minéralogie et chimie des minéraux

Les principaux types de minerais sont classés dans quatre catégories : 1) schistes à quartz-pyrite-séricite, 2) pyrite semi-massive à massive, 3) pyrite-sphalérite semi-massive à massive et 4) pyrite-chalcopryrite semi-massive à massive. Dans les minerais de sulfures massifs, la pyrite, la chalcopryrite et la sphalérite, ainsi que des quantités moindres de pyrrhotite présentent des textures de recuit, de mylonitisation et de remobilisation typiques des phases ductiles. Les minerais massifs de pyrite-sphalérite renferment généralement d'abondants porphyroblastes de pyrite arrondis et corrodés, souvent en voie de remplacement très avancé par de la sphalérite avec formation de galène interstitielle, de tétraédrite et d'autres sulfosels disséminés, ainsi que de quantités moindres de pyrrhotite. Le minerai de pyrite+sphalérite présentent habituellement un rubanement gneissique distinctif qui est mis en évidence par des lamelles discontinues ou des bandes de pyrite. Les minerais de pyrite massive possèdent en général une texture granoblastique grossière et présentent par endroits de nombreuses fractures fragiles. Les fractures dans la pyrite bréchifiée ont toutes été remplies par des sulfures remobilisés qui occupent la matrice des minerais de pyrite recristallisés. Des sulfures fortement remobilisés ont également migrés dans certains clivages des minéraux métamorphiques à grain grossier adjacents aux minerais de pyrite massive.

Plus de 25 minéraux majeurs et à l'état de traces ont été jusqu'ici identifiés. En dépit de leur nature polymétallique distinctive, les sulfures du gisement LaRonde présentent néanmoins des similarités minéralogiques remarquables avec les minerais des mines Bousquet 2 et Dumagami (LaRonde Zone 5). Parmi les minéraux mineurs et à l'état de traces présents dans les sulfures massifs, mentionnons l'arsénopyrite, la tétraédrite (\pm tennantite), la bornite, les sulfosels d'Ag-Sb et de Pb-Sb, les sulfures de Cu-Sn, les tellures de Bi natifs, les tellures de Ag (\pm Au), l'électrum et plus rarement les séléniures. Les sulfures et la tétraédrite sont les minéraux les plus abondants dans les minerais de pyrite-sphalérite. C'est dans les minerais riches en Cu qu'est retrouvée la plus grande quantité d'arsénopyrite, de sulfures de Cu-Sn, de Bi natif et de tellures de Bi natifs; ces minéraux se présentent principalement sous forme d'inclusions dans la chalcopryrite remobilisée et, dans une moindre mesure, dans la pyrrhotite. L'arsénopyrite, qui abonde par endroits dans les minerais remobilisés à forte teneur en Cu, consiste en des amas de petits cristaux automorphes (planche 15) qui semblent s'être formés par cristallisation tardive, probablement pendant un refroidissement qui a suivi une recristallisation métamorphique. Tout comme l'électrum, l'or natif est le plus souvent associé à des sulfosels à grain fin, des tellures et des minéraux de Bi logés dans des fractures remplies de chalcopryrite et des veinules recoupant les sulfures massifs et semi-massifs recuits (planche 16). Une partie importante de l'or libre se trouve remobilisé dans des veines de quartz marquant le contact entre les différentes zones. Cette association est similaire à celle d'autres sulfures massifs volcanogènes riches en Au du Groupe de Blake River, y compris les SMV des gisements de Bousquet, Bousquet 2, Horne et Quémont. La remobilisation et la ségrégation métamorphiques ont profondément influencé la répartition de l'or dans les minerais et ont largement contribué à la formation des minéraux aurifères non réfractaires.

Les compositions des phases métalliques composant le minerai ont été déterminées en effectuant 260 analyses par microsonde électronique (système dispersif en longueur d'onde) et par MEB (système dispersif en énergie). Les données ainsi recueillies sont résumées au tableau 10. Les compositions de la pyrite, de la pyrrhotite et de la chalcopryrite dans les différentes zones sont quasi stœchiométriques. Contrairement aux SMV de la région de l'Abitibi, ces minéraux renferment presque aucune des traces d'As, de Ni, de Co, de Se ou d'Ag, que l'on trouve normalement dans la pyrite ou la chalcopryrite de gisements moins métamorphisés. La

teneur en Ag de la chalcopryrite est nettement inférieure à celle relevée dans de nombreux autres gisements de SMV. La majeure partie de la chalcopryrite ne renferme pas d'Ag. Quelques analyses révèlent de fortes concentrations d'Ag, ce qui indique probablement la présence d'inclusions de sulfures d'Ag (associées à une ternissure marquée de la chalcopryrite dans les sections polies). On a trouvé de la pyrite argentifère (phase non stœchiométrique similaire à celle de l'argentopyrite) dans un échantillon, ce qui est rare. En général, les faibles concentrations d'éléments traces dans les principaux sulfures indiquent le degré de recristallisation et de recuit. Les éléments traces ont été disséminés vers l'extérieur dans les minéraux sulfurés majeurs pendant la recristallisation métamorphique, ce qui explique les faibles concentrations de métaux traces dans les sulfures majeurs et l'abondance d'éléments traces, comme le Bi natif, les tellures, les séléniures et les sulfosels mineurs, sous forme de phases remobilisées (Petruk et Wilson, 1990; Larocque et Hodgson, 1995). Par endroits, les éléments traces peuvent avoir été chassés de solutions solides de température élevée pendant le refroidissement des matériaux fondus sulfurés qui se sont formés au cours du métamorphisme et de la déformation principale (Frost *et al.*, 2002). Des textures apparentées ont été observées dans un certain nombre d'échantillons (voir planche 16).

Les teneurs en Fe de la sphalérite chevauchent les compositions de la sphalérite des gisements typiques de SMV archéens (4 à 12 % molaire de FeS); ces teneurs tendent cependant à être quelque peu inférieures. Les faibles concentrations de Fe (4 à 8 % molaire de FeS) sont caractéristiques des minerais riches en Zn formés à faible température dans d'autres SMV archéens (p. ex. Kidd Creek; figure 19). Elles indiquent donc probablement que les minerais riches en Zn de la Zone 20N Zn se sont formés à une température relativement basse. Cependant, la faible teneur en Fe d'une partie de la sphalérite peut également être un vestige de la croissance de gros porphyroblastes de pyrite, qui ont absorbé du Fe provenant de la sphalérite originale pendant la recristallisation métamorphique des minerais. Des compositions similaires de sphalérite ont été enregistrées lors de l'analyse de deux échantillons du gisement de Bousquet 2 (Tourigny *et al.*, 1993). Les concentrations en Fe de la pyrrhotite ne varient presque pas (46,6 à 47,9 % atomique de Fe), ce qui est généralement le cas dans les autres gisements de SMV en Abitibi (ce qui signifie que la pyrrhotite est principalement monoclinique : Hannington *et al.*, 1999a). L'arsénopyrite, qui renferme des traces de Ni

mais pas de Co, comporte ici des concentrations d'As légèrement inférieures à celles de l'arséno-pyrite présente dans d'autres gisements de SMV en Abitibi (figure 20), ce qui pourrait être attribuable à la recristallisation métamorphique.

La galène contient, en moyenne, environ 5 % en poids d'Ag et renferme une grande partie de tout l'argent du gisement. Les autres minéraux majeurs renfermant de l'argent sont la tétraédrite, la dyscrasite (Ag_3Sb), la mathildite (AgBiS_2), la hessite (Ag_2Te) et l'électrum. Un bilan minéral de l'Ag laisse supposer que la galène renferme environ 70 à 75 % de l'argent présent dans les minerais, la tétraédrite et les autres sulfosels de Pb-Sb environ 20 %, l'électrum de 3 à 5 % et les tellures moins de 2 %. La tétraédrite ne présente qu'une très faible teneur en As ($\text{Sb}/\text{Sb}+\text{As} > 99 \%$), ce qui est typique de la tétraédrite riche en Ag des autres gisements de SMV. Par contraste, les minerais riches en Cu du gisement de Bousquet 2 renferment principalement de la tennantite, qui constitue le pôle riche en As de la série à tennantite-tétraédrite. Comme cela a été observé dans d'autres gisements de SMV métamorphisés, la tétraédrite semble avoir conservé sa forte teneur en Ag pendant le métamorphisme (Petruk et Wilson, 1990). Parmi les autres sulfosels renfermant du plomb, de l'argent et de l'antimoine dans les minerais du gisement LaRonde, mentionnons la bournonite, la boulangérite, la dyscrasite et la gudmundite. Ce dernier minéral n'a été retrouvé que dans le gisement de Bousquet (Tourigny *et al.*, 1989). On a découvert un sulfosel inconnu mais riche en Mn (35 % poids de Mn) dans deux échantillons de minerai sulfuré massifs prélevés dans le gisement LaRonde. Ce minéral serait comparable aux sulfures de Mn signalés dans l'alabandite du gisement de Dumagami (Tableau 7). De tels minéraux sont rares dans les gisements de SMV, sauf dans ceux où il y a eu une importante recristallisation métamorphique, entraînant ainsi une remobilisation du S et du Mn à partir d'autres phases.

La stannite est le principal sulfure de Cu-Sn au gisement LaRonde, mais Cabri *et al.* (1999) rapporte la présence de mawsonite et de stannoidite dans des concentrés de Cu. On trouve de la stannite avec de la chalcoppyrite remobilisée, et, dans certaines parties du gisement, elle a remplacé de la sphalérite. Cette prédominance de la stannite contraste avec l'assemblage pyrite-chalcoppyrite-mawsonite du gisement de Bousquet 2, davantage sulfuré et qui présente une plus forte teneur en Cu (Tourigny *et al.*, 1993). Tous les gisements du district de Bousquet renferment néanmoins de grandes quantités de sulfures

de Cu-Sn. On trouve de la reniérite, qui s'apparente aux sulfures de Cu-Sn riches en Ge, dans les minerais à forte teneur en Cu du gisement de Bousquet 2. Ce minéral renferme environ 30 à 80 ppm de Ge dans les minerais de ce gisement (Tourigny *et al.*, 1993), mais il n'apparaît pas avec les sulfures de Cu-Sn du gisement LaRonde. De la colusite a été trouvée dans un échantillon, à laquelle sont attribuées les fortes teneurs en V des minerais. Des traces de sulfures de Cu-Sn-W similaires à ceux observés dans les minerais riches en bornite du gisement de Kidd Creek (p. ex. kiddcreekite) ont été retrouvées dans plusieurs échantillons. Ces échantillons renfermaient en outre des grains reliques de cassitérite et de scheelite (planche 16), qui sont habituellement très rares.

Parmi les principaux minéraux renfermant du Bi dans le gisement LaRonde, mentionnons le Bi natif, les tellures riches en Bi (75 % de Bi, joséite), les sulfures de Ag-Bi (mathildite) et les sulfures de Cu-Pb-Bi (p. ex. wittichénite). La présence de minéraux similaires est rapportée dans tous les minerais aurifères du district de Doyon-Bousquet-LaRonde (tableau 7). Cependant, dans le gisement de Bousquet 2, on trouve surtout du Bi dans les tellures pauvres en Bi (tellurobismuth et tétradymite). Le tellure est plus abondant dans les minerais riches en Cu du gisement de Bousquet 2. C'est pourquoi un plus grand nombre d'éléments traces contiennent de teneurs élevées en Te (p. ex. tennantite tellurienne) et aussi pourquoi de plus grandes quantités de Pb, Ag, Au et Bi se présentent sous forme de tellures distincts (altaïque, hessite, petzite, tellurobismuth) plutôt que de sulfosels.

4.2.1 – Minéralogie et chimie de l'or

Tout comme l'électrum, l'or est en majeure partie natif dans les minerais aurifères (> 90 %). Les grains d'or, qui sont généralement très fins (1 à 5 micromètres), se présentent principalement sous forme d'inclusions dans de la pyrite recristallisée. On en trouve également dans la chalcoppyrite en remplissage des microfractures recoupant de la pyrite recristallisée. En général, l'électrum forme une étroite interpénétration avec d'autres éléments traces remobilisés. Sa composition est remarquablement riche en Ag comparativement à d'autres gisements d'Au pyriteux de la région et à l'électrum du gisement de Bousquet 2 (Tourigny *et al.*, 1993). Les teneurs en argent varient de 30 à 80 % en poids, et la qualité de l'or se compare plus particulièrement à celle de l'or qui est habituellement retrouvé dans des gisements de sulfures massifs de Zn-Pb-Cu (figure 21). Dans la Zone 20N Au, l'électrum

présente une forte teneur en Ag, ce qui est attribuable à la nature polymétallique distinctive du minerai. En contraste, l'électrum du gisement de Bousquet 2, que l'on trouve dans un minerai riche en Cu, présente une teneur élevée en Au. Contrairement aux gisements de Bousquet et de Doyon, les tellurures renfermant de l'or sont rares. L'électrum logé dans des veinules de chalcopryrite remobilisée est étroitement associé à des minéraux contenant des tellurures de Bi et d'Ag. D'après des bilans minéraux basés sur les compositions de l'électrum présentées au tableau 10 et sur la majeure partie des teneurs en Au et en Ag des différents types de minerais, presque 100 % de l'or du gisement est associé à l'électrum finement disséminé. C'est ce qu'ont confirmé des analyses par microsonde ionique des principales phases sulfurées, qui ont indiqué que ces dernières sont presque toutes pauvres en or.

Des analyses par microsonde ionique indiquent que, dans l'ensemble, la pyrite, la chalcopryrite et l'arsénopyrite ne présentent que de faibles concentrations d'or invisible dans les sulfures majeurs (tableau 11). Au total, 42 analyses de grains individuels de pyrite, de chalcopryrite et d'arsénopyrite ont été effectuées au moyen d'un spectromètre de masse d'ions secondaires Cameca IMS 4f (laboratoires de CANMET). Les données proviennent de profils de concentration pouvant atteindre 3 micromètres de profondeur au maximum. Les concentrations moyennes d'or ont été calculées pour tout l'intervalle des profils de concentration, et la plupart de ceux-ci indiquent que les concentrations d'or ne varient presque pas en fonction de la profondeur (p. ex. 83asp1). De petites variations des concentrations d'or en fonction de la profondeur indiquent la présence de zones riches en Au ou de micro inclusions mesurant de 0,2 à 0,5 micromètres (p. ex. LAMH-84cp4 et 84py4). La reproductibilité des résultats s'est révélée satisfaisante lors d'analyses répétées aux mêmes endroits (p. ex. 741 et 727 ppb Au lors de deux analyses effectuées au même endroit dans l'arsénopyrite de l'échantillon LAMH-83). Une variation limitée des concentrations d'or dans les grains a été observée (p. ex. dans l'échantillon 84, le noyau d'un grain renfermant 46 et 63 ppb Au est délimité par une zone ne contenant pas d'or détectable).

De très faibles concentrations d'or réfractaire ont été détectées dans la pyrite (7 à 63 ppb Au) et la chalcopryrite (21 à 636 ppb Au) qui ont été analysées. Par contre, les concentrations aux autres gisements du Groupe de Blake River (p. ex. le gisement de Mobrurn) sont nettement supérieures, car la pyrite qu'ils

renferment présente des teneurs en or qui se chiffrent en ppm (Larocque *et al.*, 1995). Des concentrations en or beaucoup plus élevées dans l'arsénopyrite ont été rapportées (de 113 à 6300 ppb Au), comme c'est souvent le cas dans d'autres types de gisements aurifères (p. ex. les gisements aurifères du type Carlin, dans des sédiments). Ces analyses des teneurs en Au de l'arsénopyrite d'un gisement de SMV sont les premières à être publiées. Bien que par endroits des concentrations significatives d'or dans l'arsénopyrite du gisement de LaRonde aient été détectées (jusqu'à 6,3 ppm de Au), des bilans minéraux laissent supposer que l'arsénopyrite aurifère ne renferme qu'environ 0,05 % de tout l'or présent dans les minerais.

4.3 – Géochimie des éléments traces

Deux associations géochimiques distinctes d'éléments traces dans les minerais ont été identifiées (tableau 12) : un cortège polymétallique riche en Zn et formé à basse température (Zn, Pb, Ag, Sb, Cd, In, \pm Sn), ainsi qu'un cortège riche en Cu formé à température plus élevée (Cu, Fe, As, Au, \pm Ag, Bi, Te, Se, Sn). Il existe une étroite corrélation entre le Pb, l'Ag, le Sb et le Zn dans tous les types de minerai, et les zones de sphalérite massive peuvent présenter jusqu'à plusieurs % en poids de Pb. L'antimoine se présente surtout sous forme de sulfosels de Pb-Sb et est étroitement associé à la galène. Cependant, on trouve également une certaine quantité de Sb dans les solutions solides de tennantite-tétraédrite et la gudmundite des minerais riches en Cu. Tourigny *et al.* (1989) a aussi rapporté que le gisement de Bousquet 1 renferme de la gudmundite (FeSbS), à laquelle il est possible d'attribuer les fortes concentrations de Sb dans les minerais pyritiques. Les minerais riches en Cu et les minerais riches en Zn sont enrichis en étain, mais les sulfures de Cu-Sn sont principalement associés à de la chalcopryrite. Les minerais riches en Zn sont également enrichis en Cd et en In, ce qui permet de croire que c'est dans la sphalérite qu'il y a le plus de Cd et de In. Les minerais riches en Zn présentent des concentrations en In significatives (100 ppm d'In en moyenne), en particulier lorsqu'on les compare aux minerais d'autres gisements de SMV où l'on extrait de manière rentable du In des concentrés de Zn (p. ex. Kidd Creek, Neves Corvo, Brunswick 12). Contrairement à un grand nombre de gisements de sulfures riches en Zn situés en Abitibi, les concentrations de mercure sont faibles (< 1 ppm de Hg). Cela pourrait être partiellement attribuable à une perte de Hg pendant la recristallisation métamorphique des lentilles. Par endroits, les minerais

pyritiques renferment des concentrations de Ti (jusqu'à 100 ppm) qui ne sont cependant pas particulièrement supérieures à celles d'autres gisements de SMV en Abitibi. À l'exception de leur forte teneur en As, les minerais riches en Zn ne présentent pas la signature métallique typique associée à d'autres gisements de SMV aurifères (*i.e.* Au, Ag, As, Sb, Hg, Tl).

Les plus fortes concentrations d'or ont été relevées dans les parties du gisement les plus riches en Cu, et il existe une étroite association entre le Cu (chalcopyrite) et l'Or dans les échantillons mégascopiques. L'Or natif (électrum) est toujours associé à des minéraux renfermant du Bi et à divers tellures, ce qui explique l'étroite association géochimique entre Au, Te et Bi (voir tableau 13). Ceci est en partie attribuable à la réaction similaire de l'or et des minéraux renfermant des tellures à Bi pendant la recristallisation métamorphique des minerais. En effet, l'or et le bismuth se diffusent facilement hors des minéraux sulfurés pendant la recristallisation métamorphique, pour devenir très concentrés dans les veines et les fractures de formation tardive remplies de sulfures et autres minéraux ductiles. La grande pureté des phases recristallisées indique dans quelle mesure les éléments traces ont été éliminés des minéraux sulfurés originaux

Bien que le gisement de Bousquet 2 renferme des teneurs en Cu plus élevées que d'autres gisements, le minerai riche en Cu des mines LaRonde (puits Penna) et Bousquet 2 présentent des rapports Cu/Au, Cu/As, Cu/Bi, Cu/Se et Cu/Sn (tableau 9) presque identiques. Cela laisse croire que ces gisements partagent un pôle similaire en ce qui a trait à la composition des fluides hydrothermaux riches en Cu, en Bi, en Au, en Sn, en As et en Se. Le tellure est plus abondant dans le gisement de Bousquet 2 (faible rapport Cu/Te) et l'Ag, dans le gisement LaRonde (rapport Cu/Te élevé). Cela semble être la principale différence géochimique entre les éléments traces des minerais de Cu-Au des deux gisements. Cette différence se reflète dans la minéralogie de l'or, *i.e.* par une abondance de tellures aurifères dans le gisement de Bousquet 2 et une abondance principalement d'électrum riche en Ag dans le gisement LaRonde. La forte teneur en Ag à la mine LaRonde (puits Penna) est associée à la nature polymétallique distincte des lentilles minéralisées. Il est difficile de déterminer à quoi attribuer la forte teneur en Te du gisement de Bousquet 2. Puisque de l'argent est retrouvé dans divers minéraux, il est généralement difficile d'établir une corrélation entre celui-ci et d'autres éléments traces, dont l'or, présents dans des gisements. Bien que de l'Ag soit retrouvé dans la galène

et les sulfosels de Ag-Sb des minerais riches en Zn, il s'en trouve également sous forme d'électrum et de tellures d'argent dans les minerais riches en Cu.

Ce sont les minerais riches en Cu qui présentent les plus fortes concentrations en As (jusqu'à plusieurs milliers de ppm), mais il existe également une corrélation directe entre le Fe et l'As des principaux minerais pyritiques. En étudiant les concentrés de Cu du gisement LaRonde, Cabri *et al.* (1999) ont découvert qu'environ 20 % de tout l'As est associé à de la tennantite. Par contre, l'As dans des échantillons prélevés pour cette étude se trouve surtout dans de l'arsénopyrite, qui n'a pas de lien avec les concentrés de Cu. De faibles concentrations de sélénium sont observées (généralement < 50 ppm) dans ce gisement comparativement à d'autres gisements de SMV en Abitibi. La majeure partie du Se apparaît dans des solutions solides de minéraux de tellures. La galène renferme une certaine quantité de Se, comme dans le gisement de Bousquet 2 (Tourigny *et al.*, 1993), la clausthalite (PbSe), a été observé dans deux échantillons prélevés dans le gisement LaRonde.

Les teneurs en cobalt et en nickel sont élevées par endroits dans la pyrite stérile, et elles sont particulièrement fortes dans les sulfures riches en pyrrhotite. De la pyrite nodulaire de plusieurs horizons d'argilite de la lentille 20 Nord a été extraite, et cette pyrite renferme jusqu'à 100 ppm de Co et de Ni, ainsi que de fortes teneurs en As et en Tl. Des échantillons riches en pyrrhotite renferment également des concentrations élevées de Co et de Ni, mais ils ne contiennent généralement pas d'autres éléments traces. La corrélation directe entre le Co, le Ni, le Mn, le MgO et le Ti de la lentille 20 Nord (tableau 12A) indique que de nombreux filonnets de pyrrhotite recoupent les matériaux manganésifères et grenatifères altérés au-dessus et au-dessous des lentilles. Les sulfures massifs riches en pyrrhotite qui sont localisés près du contact avec les sédiments du Groupe de Cadillac présentent une composition chimique similaire. Ils se distinguent cependant par leur teneur en métaux traces (particulièrement en Au), qui est beaucoup moins élevée que celle des autres sulfures massifs riches en pyrrhotite de la mine (Tableau 8).

Les concentrations en éléments des terres rares (ETR) sont nettement plus élevées dans certains échantillons, ce qui pourrait être attribuable à une augmentation de la quantité de phosphates secondaires à ETR (p. ex. monazite et xénotime) pendant le métamor-

phisme des minerais (voir planche 16G). D'autres SMV métamorphisés présentent souvent de fortes concentrations en ETR (Schandl et Gorton, 1991; Hannington *et al.*, 1999b).

4.4 – Isotopes du soufre

Les principales lentilles de sulfures massifs du gisement LaRonde présentent des valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ qui sont élevées comparativement à celles observées dans des gisements moyens de SMV de l'Archéen (*i.e.* +2 à +3 ‰ [per mil] plutôt que 0 ‰ pour les gisements de SMV canadiens caractéristiques), mais on note une plage étendue de valeurs depuis des valeurs relativement faibles (-2,4 ‰) jusqu'à des valeurs plus élevées (+6,3 ‰; figure 22 et tableau 14). Une plage similaire de valeurs avait auparavant été obtenue aux gisements de Bousquet 2 et de Dumagami (LaRonde Zone 5), ce qui indique une source de soufre similaire (J.M. Franklin, inédit; M. Hannington inédit; Marquis *et al.*, 1992). Des comparaisons avec des données des gisements de Kidd Creek, de Quémont et des gisements d'or sélectionnés en Abitibi sont également présentées à la figure 23.

La plage étendue de valeurs de $\delta^{34}\text{S}$, d'élevées à faibles comparativement à d'autres gisements de SMV de l'Archéen, pourrait indiquer un mélange de sources de soufre (p. ex. soufre magmatique et soufre d'eau de mer réduit) plutôt qu'une source plus homogène de soufre, comme dans le cas du gisement de Kidd Creek. Une plage de compositions isotopiques pour le soufre d'étendue semblable pourrait également caractériser la pyrite des gisements archéens d'or filonien dans la région (figure 23). Dans ces gisements, les valeurs élevées de $\delta^{34}\text{S}$ (+2 à +3 ‰), comparativement à celles observées dans la plupart des gisements de SMV de l'Archéen, peuvent en partie refléter un rééquilibrage pendant la recristallisation métamorphique. La pyrite dont on peut démontrer l'origine métamorphique dans d'autres minerais de sulfures massifs (p. ex. superposée sur les principales fabriques de déformation) est également, de manière caractéristique, plus lourde que dans le cas des principales lentilles de sulfures massifs (p. ex. Hannington *et al.*, 1999b) et se compare bien aux compositions isotopiques des minerais du gisement LaRonde.

Une tendance à des valeurs moindres de $\delta^{34}\text{S}$ dans la pyrite de la zone à quartz+séricite/paragonite+pyrite+kyanite et quartz+grenat+biotite+séricite±chlorite sous la Zone 20 N Au (-2,4 à +0,7 ‰; figure 22) ainsi que dans les schistes renfermant de

l'andalousite à la mine Dumagami (-0,9 à +1,8 ‰ : Marquis *et al.*, 1992) pourrait indiquer une composante plus importante de soufre magmatique dans les fluides hydrothermaux auxquels on attribue une minéralisation à plus haute température du *stockwerk* ainsi que des parties davantage alumineuses du système d'altération. Un unique claste de sulfure provenant d'une unité de brèche rhyodacitique-rhyolitique (unité 5.2b) sous la Zone 20N Au (LAMH-006) présente une valeur de $\delta^{34}\text{S}$ de -1,8 ‰. Des résultats préliminaires obtenus avec la pyrite de la minéralisation en Cu-Au aux gisements de Bousquet 2 et de Doyon indiquent également une tendance à des valeurs moindres de $\delta^{34}\text{S}$ dans ces minerais (figure 22).

La composition isotopique du soufre dans la pyrite nodulaire des unités d'argilite/mudstone chertoux de l'éponte supérieure de la lentille 20 Nord (et dans la pyrrhotite présente dans l'argilite de la Zone 20 S) est similaire en termes des valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ à celles observées dans la partie principale du gisement et indique vraisemblablement une source commune de soufre. Par contraste, les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ pour la pyrrhotite au contact des sédiments du Groupe de Cadillac, situés au-dessus du gisement du point de vue stratigraphique, sont remarquablement plus élevées (+4,3 à +6,0 ‰). Des valeurs élevées comparables de $\delta^{34}\text{S}$ avaient auparavant été notées dans la pyrrhotite de l'unité 4 (Marquis *et al.*, 1992) et attribuées à une réduction locale du sulfate dans l'eau de mer. Les filonnets riches en pyrrhotite dans l'andésite basaltique altérée au-dessus de la Zone 20N Zn présentent également des compositions en isotopes du soufre remarquablement élevées (+4,5 à +6,3 ‰) qui pourraient être reliées à une pulsion tardive de fluides hydrothermaux de faible température. Les compositions isotopiques similaires de la pyrrhotite dans les filonnets de l'éponte supérieure et dans la pyrrhotite massive au contact des roches sédimentaires du Groupe de Cadillac pourraient indiquer que les veines de pyrrhotite ont servi à l'alimentation des sulfures massifs riches en pyrrhotite le long du contact avec le grauwacke. Cette interprétation est conforme à celle que permet la chimie similaire des éléments traces dans la pyrrhotite des filonnets et dans l'horizon de sulfures riche en pyrrhotite au-dessus du gisement (p. ex. concentrations plus élevées en Co et en Ni que dans les principales lentilles de sulfures massifs).

4.5 – Isotopes du plomb

Les données sur les isotopes du plomb pour le gisement LaRonde se situent à l'extrémité radiogénique de l'ensemble linéaire défini par Thorpe (1999) en Abitibi et sont conformes à celles obtenues pour d'autres gisements dans le Groupe de Blake River (p. ex. amas Noranda : figure 24). Bien que les données pour Bousquet-LaRonde se situent dans l'axe général de l'ensemble linéaire défini pour l'Abitibi, elles représentent néanmoins un amas de points distincts. D'après des données régionales pour la roche entière (Vervoort *et al.*, 1993), la composition isotopique du plomb dans les lentilles confirme fermement le modèle proposant que le plomb, et par inférence d'autres métaux présents dans les minerais, se soient formés à partir de la succession stratigraphique de l'éponte inférieure au moment de la formation des roches volcaniques du Groupe de Blake River.

Les données préliminaires pour la galène aux gisements de Bousquet 2 et de Dumagami indiquent une source uniforme de Pb pour ces gisements qui serait identique à la source du Pb à la mine LaRonde (puits Penna). Il n'y a aucune indication d'une perturbation majeure de la source de Pb pour ces gisements (tableau 15). Par contraste, le Pb dans la galène du gisement de Doyon est hautement radiogénique et présente une signature isotopique ressemblant davantage à celle du Pb dans les sulfures des gisements d'or filonien caractéristiques de la région (Franklin *et al.*, 1983). Cette signature radiogénique du Pb est similaire à celle des gisements de Horne et de Quémont (tableau 15), qui présentent des rapports de 206/204 et de 207/204 trop élevés pour être considérés comme des valeurs initiales. À l'opposé des gisements de LaRonde et de Bousquet, ces gisements ont été marqués par de substantielles additions de Pb radiogénique tard pendant leur histoire métamorphique et de déformation, et présentent, à cet égard, un caractère quelque peu particulier parmi les gisements de SMV en Abitibi. Un épisode thermal tardif responsable de l'addition de Pb radiogénique aux gisements de Horne et de Quémont pourrait également avoir entraîné l'addition d'une certaine quantité d'or dans ces gisements (p. ex. par assèchement métamorphique d'une croûte épaissie, non relié à l'activité magmatique, ou suite à un épisode intrusif plus récent que le Grenvillien : Vervoort *et al.*, 1993; Thorpe, 1999). Il n'y a cependant aucune indication à l'effet qu'un tel épisode ait influencé la signature isotopique du Pb dans les minerais des mines LaRonde (puits Penna) et Bousquet 2-Dumagami.

4.6 – Sommaire des observations

La minéralogie et la géochimie des minerais massifs du gisement LaRonde sont caractéristiques de nombreux gisements de Cu-Zn archéens, et la composition générale des principales lentilles minéralisées est similaire à celle d'autres gisements de SMV en Abitibi. Bien que les teneurs en Pb et en Ag soient légèrement supérieures à la moyenne, des gisements similaires, eux aussi riches en Pb, ont été découverts ailleurs dans la région de l'Abitibi (p. ex. les gisements d'Estrades, de Coniagas, d'Isle Dieu). Les hautes teneurs en Pb semblent typiques des gisements de sulfures de la région de Val d'Or et pourraient indiquer l'existence d'une source crustale enrichie par endroits.

Malgré une recristallisation et une déformation métamorphiques intenses, les lentilles de sulfures massifs présentent toujours une zonation apparente des métaux (Cu, Zn, Pb, Ag et Au), qui correspond à une zonation d'origine dans les sulfures massifs moins déformés. Dans le gisement LaRonde et, non loin de là, dans le corps minéralisé en Au-Cu-Zn de la mine Dumagami (LaRonde Zone 5), l'or est étroitement associé aux métaux usuels. Cette association témoigne de l'existence d'un protore polymétallique aurifère duquel seraient issus des sulfures aurifères considérablement remobilisés. Des veines de chalcopryrite aurifère remobilisée, que l'on considérerait être le résultat d'une minéralisation syntectonique en Cu-Au (p. ex. Marquis *et al.*, 1990), renferment par endroits beaucoup de sphalérite, de pyrrhotite et de galène. En outre, ces veines fusionnent avec des sulfures massifs qui présentent une foliation parallèle et une minéralogie similaire, ce qui laisse présumer que les minerais riches en or résultent principalement d'une remobilisation tectono-métamorphique locale. Le remplacement partiel de la pyrite par de la chalcopryrite remobilisée prouverait que le Cu et le Au ont été mis en place de manière tardive (Marquis *et al.*, 1990). Cependant, on trouve souvent des minerais de sulfures massifs métamorphisés ayant subi les effets d'une telle dissolution par pression, qui n'exige pas que du Cu ait été ajouté pendant le métamorphisme. D'autres éléments traces étroitement associés à l'or (p. ex. Bi, As et Te) ont été enrichis dans les minerais, ce qui est toutefois le cas des minerais d'un grand nombre d'autres gisements de Cu-Zn archéens. Cela indique donc que les minerais originaux renfermaient probablement des teneurs en éléments traces (associés à l'Au) aussi élevées qu'aujourd'hui, mais que les éléments traces ont tout simplement été concentrés dans

des sulfures remobilisés par métamorphisme pendant la déformation.

La majeure partie de l'or se présente sous forme de grains individuels d'électrum dans le minerai. La composition de l'électrum couvre toute la gamme de rapports Au/Ag typiques des gisements de SMV, en ce sens que les rapports Au/Ag sont faibles dans les minerais polymétalliques de la Zone 20N Zn et qu'ils sont plus élevés dans les minerais riches en Cu de la Zone 20N Au et du gisement de Bousquet 2. Le vaste éventail de compositions de l'électrum ne résulterait pas d'une surimpression tardive, mais fort probablement d'un contrôle primaire de composition qui pourrait refléter les conditions originales de formation des minerais riches en Zn et en Cu. Les faibles concentrations d'or réfractaire dans les sulfures sont sans doute attribuables au haut degré de cristallisation que manifestent les minéralisations. La remobilisation de l'or s'est effectuée progressivement et en plusieurs étapes. En effet, l'or en solution solide s'est d'abord transformé en particules microscopiques dans les minéraux encaissants pour ensuite prendre la forme de plus grosses particules aux limites (bordures) des grains. Les effets d'un métamorphisme similaire ont été observés dans d'autres SMV riches en Au et dans des gisements d'or mésothermaux (Huston *et al.*, 1993, 1995; Mumin *et al.*, 1994; Larocque *et al.*, 1995). La texture témoigne clairement de la remobilisation des minéraux renfermant de l'Ag, du Pb, du Bi et du Sb, ainsi que de l'or dans les veinules de chalcopryrite entourant de gros porphyroclastes de pyrite. Cependant, les composants remobilisés des minerais ne semblent pas avoir été déplacés au-delà des limites des corps minéralisés, car la zonation primaire des métaux (Pb, Cu et autres éléments) a été clairement conservée.

D'après la géochimie des éléments traces dans les sulfures, il semble que la minéralisation en Cu-Au des gisements LaRonde et Bousquet 2 se soit formée sous l'action de fluides similaires. Les niveaux élevés de co-enrichissement en Cu, en Fe, en As, en Au, en \pm Ag, en Bi, en Te, en Se et en Sn, ainsi que la similarité minéralogique entre les gisements, laissent supposer que les métaux dans les minerais de Cu-Au des deux corps minéralisés proviennent d'une source semblable. La concentration élevée en Cu de la Zone 5 (Dumagami) et de la lentille de Bousquet 2 contenant de la bornite porte à croire qu'elles ont été créées par des fluides primaires enrichis. Ces derniers pourraient être similaires à ceux qui ont produit le minerai riche en bornite du gisement de Kidd Creek. Il faut d'ailleurs

prendre note que le seul or présent au gisement de Kidd Creek se trouve dans la zone de bornite (Hannington *et al.*, 1999c).

La minéralisation polymétallique à la mine Dumagami (LaRonde Zone 5) et dans la Zone 20N Zn est vraisemblablement dérivée d'un mélange de fluides hydrothermaux dont la température était relativement basse et qui étaient principalement constitués d'eau de mer. Dans celle-ci, les concentrations en Zn et en Pb étaient élevées et des volumes moindres de fluides riches en Cu et en Au étaient présents; ces fluides étaient similaires à ceux que l'on associe à la minéralisation du gisement de Bousquet et étaient présents en différentes proportions, ce qui expliquerait les diverses concentrations de Cu, d'Ag, de Zn et de Pb dans les corps minéralisés des gisements de Bousquet, de Bousquet 2-Dumagami et de LaRonde. Le tellure est plus abondant dans le gisement de Bousquet 2 et le gisement de LaRonde présente de plus fortes concentrations de Ag. Du point de vue de la géochimie des éléments traces, cela semble être la principale différence entre les minerais riches en Cu-Au de ces deux gisements. Dans les deux gisements, les rapports Cu/Au des lentilles riches en Cu sont similaires, ce qui laisse présumer que la plus haute teneur en Te du gisement de Bousquet 2 n'est pas directement liée à l'enrichissement en or.

L'assemblage bornite+pyrite du gisement de Bousquet 2 a été interprété comme une minéralisation de type épithermal acide (high-sulphidation) en Cu-Au, ce qui est en accord avec l'altération alumineuse des roches hôtes. Ce type de minerai, qui est le seul du genre dans le district, pourrait représenter la zone de circulation ascendante dont la température était la plus élevée. L'assemblage de pyrite+pyrrhotite du gisement LaRonde ressemble plus aux autres gisements archéens de Cu-Zn, ce qui impliquerait des conditions plus réduites, de type épithermal neutre (low sulphidation). On avance comme hypothèse que cela pourrait résulter du mélange d'un fluide hydrothermal de haute-température riche en Cu-Au, avec de l'eau de mer hydrothermale dans les parties distales de la zone de circulation ascendante. Cette proposition semble logique, car les minéralisations polymétalliques des corps minéralisés des gisements LaRonde et Dumagami se sont formées à une température moins élevée. Cependant, les concentrations de pyrrhotite diminuent considérablement avec la profondeur dans la mine LaRonde, et la zone de quartz+kyanite+pyrite ne renferme visiblement pas de pyrrhotite. C'est également

le cas de la zonation au gisement de Bousquet 2, où la minéralisation en bornite+pyrite de type épithermal acide se trouve dans le prolongement en profondeur du corps minéralisé en Zn-Cu-Au de la mine Dumagami (LaRonde Zone 5).

En moyenne, les sulfures à la mine LaRonde (puits Penna) se composent d'isotopes plus lourds que dans d'autres gisements de SMV archéens, et ils présentent une gamme étendue de valeurs $\delta^{34}\text{S}$ qui passent de relativement faibles (-2,4 ‰) à élevées (+6,3 ‰). Cette vaste gamme de valeurs reflète un mélange de sources de soufre dans les fluides hydrothermaux, notamment de soufre magmatique et de soufre d'eau de mer réduit. Les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ sont moins élevées dans la pyrite issue de l'altération à quartz+séricite/paragonite+pyrite+kyanite et à quartz+grenat+biotite+séricite±chlorite sous la Zone 20N Au et similaires à celles observées dans les schistes à andalousite du gisement de Bousquet 2-Dumagami. De plus, elles pourraient indiquer de plus fortes teneurs en soufre magmatique dans les fluides hydrothermaux auxquels on attribue une minéralisation à plus haute température de type *stockwerk* et des parties davantage alumineuses du système d'altération. Le soufre présentant des valeurs $\delta^{34}\text{S}$ élevées (+4,3 à +6,0 ‰) est caractéristique des sulfures stériles riches en pyrrhotite que l'on trouve le long du contact avec les sédiments du Groupe de Cadillac, qui se situent au-dessus du gisement. Ces sulfures ont peut-être été enrichis par le *stockwerk* riche en pyrrhotite dans l'éponte supérieure de la Zone 20N Zn, dont la composition isotopique et géochimique est similaire à celle de l'horizon stérile riche en pyrrhotite.

Les données sur les isotopes du Pb du gisement LaRonde, ainsi que celles sur les échantillons de galène prélevés dans le gisement de Bousquet 2-Dumagami, forment un amas compact de points le long de l'ensemble linéaire pour les isotopes du Pb défini pour l'Abitibi. Ces données confirment que le Pb des sulfures provient de la succession stratigraphique de l'éponte inférieure au moment de la formation des roches volcaniques du Groupe de Blake River et de la Formation de Bousquet. Fait important, il n'existe aucune indication d'une perturbation majeure de la source de Pb des gisements (p. ex. l'addition tardive d'autre Pb radiogénique similaire à celui des gisements d'or de l'Abitibi), ce qui laisse supposer qu'il est également improbable qu'un épisode thermal tardif ait entraîné l'addition d'une importante quantité d'or dans les minerais.

5.0 - DISCUSSION

Le contenu élevé en TiO_2 dans l'andésite basaltique est possiblement une caractéristique primaire de cette unité et suggère un degré de fractionnement élevé (Barrett et MacLean, 1999). L'étude lithogéochimique présentée dans ce rapport indique clairement que le TiO_2 , tout comme le Zr, est un des éléments les moins mobiles et peut être utilisé avec confiance pour définir le protolithe des roches altérées. Toutefois, la distribution de la titanite à l'intérieur de veinules et de filonnets indique clairement que le site actuel du TiO_2 est issu de sa remobilisation et/ou de son ajout, dans des fractures et des filonnets ou dans la matrice quartzofeldspathique, lors de l'événement hydrothermal minéralisateur et/ou lors du métamorphisme subséquent. Le TiO_2 , comme plusieurs autres éléments, a été localement mobilisé. Toutefois, son abondance reflète une caractéristique primaire de l'assemblage pré-dynamo-métamorphisme.

Le lien spatial entre la présence de la lentille de sulfures massifs 20 Nord et l'andésite basaltique présente dans le toit suggère que cette dernière pourrait avoir joué un rôle fondamental dans la formation de la lentille 20 Nord en agissant comme une unité imperméable empêchant la montée du fluide hydrothermal minéralisateur vers la surface et sa diffusion dans l'eau de mer (figure 25) (e.g. Mercier-Langevin *et al.*, 2003). Dans un tel modèle, l'andésite basaltique aurait donc favorisé le développement d'une cellule hydrothermale minéralisée et l'accumulation des sulfures pour former la lentille de sulfures massifs en remplacement dans la rhyodacite-rhyolite 5.2b originalement beaucoup plus perméable.

La distribution des lentilles 7, 6, 20 Nord et 20 Sud suggère un empilement (*stacking*) de lentilles de sulfures à travers la même séquence stratigraphique. La lentille 20 Sud est de toute évidence superposée sur la lentille 20 Nord et se serait formée plus près de la surface, à quelques mètres de l'interface avec des sédiments clastiques du Groupe de Cadillac. La figure 25 présente un modèle schématique établi à partir des observations faites au niveau 146, dans la partie centrale du gisement. Cette figure intègre les diverses caractéristiques géologiques de la séquence minéralisée, abstraction faite de la zone alumineuse en profondeur. La distribution des faciès d'altération et le contrôle exercé par la composition originale des roches altérées (exemple : la présence de micas verts dans l'andésite basaltique) sur la minéralogie des faciès d'altération sont également illustrés. Ce modèle représente

l'architecture probable du système hydrothermal à l'origine (pré-déformation) reconstitué à partir des éléments géologiques actuels. La relation entre les lentilles 20 Nord et 20 Sud et l'andésite basaltique est à noter, de même que la continuité de l'altération dans le toit de la lentille 20 Nord jusqu'au mur de la lentille 20S. Il existe donc une analogie possible avec le gisement de Que River (Large, 1992) en terme de distribution puisque ce dépôt est caractérisé par l'empilement de lentilles de sulfures massifs dans la séquence hôte. Le réseau de veinules de pyrrhotite qui s'étend localement du toit de la Zone 20N Zn au mur de la lentille 20S illustre bien le continuum dans l'hydrothermalisme entre ces deux lentilles et localise fort probablement la zone d'ascension du fluide hydrothermal vers la surface. L'absence d'une zone importante de filonnets (*stringers*) sous la lentille 20 Nord par rapport à l'importance des sulfures massifs de la Zone 20N Zn est possiblement due au fait qu'il s'agit d'une lentille riche en Zn, donc de basse température, et encaissée dans un horizon plus perméable. La zone de *stockwerk* est alors communément de dimension nettement plus restreinte (Large, 1992; Gibson *et al.*, 1999). Dans un tel modèle de superposition d'amas sulfurés, les zones 6 et 7 se seraient formées dans la partie inférieure de l'empilement. La présence locale de minces horizons d'andésite associés à ces deux zones minéralisées pourrait avoir joué le même rôle d'horizon imperméable ou réactif dans la localisation des sulfures, à l'image de ce qui est proposé dans le cas de la formation des lentilles 20 Nord et 20 Sud.

Les assemblages de minéraux d'altération décrits représentent le résultat final de plusieurs stades d'altération et/ou de métamorphisme dynamo-thermal. Les faciès d'altération « syn-volcaniques » sont donc devenus des assemblages métamorphiques syn- à tardi-déformation principale. Ils sont le reflet des modifications importantes subies par les assemblages d'altération contemporains à la formation des amas sulfurés. L'allongement des grains de grenat, d'andalousite, de kyanite, de chloritoïde et de staurotide ainsi que les inclusions de matrice parallèles à la foliation principale que contiennent ces minéraux indiquent clairement qu'ils sont syn- à tardi-déformation principale. Le boudinage et les franges de pression dans certains porphyroblastes supportent également une telle interprétation. Le faciès à quartz+biotite+grenat+séricite serait l'équivalent métamorphique d'une zone plus magnésienne à séricite+chlorite, alors que par analogie la disparition de la biotite dans ce faciès à grenat traduit probablement le passage à l'équivalent métamorphique

d'un assemblage plus ferrifère à chlorite-Fe+quartz+séricite typiquement retrouvé au faciès des schistes verts (Barrett et MacLean, 1994). La présence de grenats manganésifères (Fe-Ca spessartine) dans le mur de la lentille 20 Nord est un bon indicateur de la présence de la Zone 20N Au et non pas uniquement de la Zone 20N Zn. Ces grenats manganésifères sont possiblement issus du remplacement partiel de carbonate instable au faciès schistes verts supérieur-amphibolite inférieur. Le carbonate est particulièrement abondant dans l'unité de tuf scoriacé de Bousquet (unité 3, voir Lafrance *et al.*, 2003) localisé stratigraphiquement sous l'unité 4.4. Il est possible que dans son ascension le fluide hydrothermal ait lessivé une partie du Mn présent dans le carbonate, pour le fixer plus haut dans des phases minéralogiques qui ont par la suite engendré la formation de grenats manganésifères et de chloritoïde lors du métamorphisme. Ces grenats sont à proximité de la zone aurifère et pourraient donc être utilisés pour tracer la géométrie de la Zone 20N Au et maximiser les chances de découvrir de nouvelles zones minéralisées. La présence de grenats dans une matrice à quartz+biotite+chlorite accompagnée de filonnets et disséminations de pyrrhotite+pyrite semble correspondre au cœur du système hydrothermal (zone enrichie en Fe-S) sous la Zone 20N Au. D'ailleurs, la cartographie détaillée de la distribution du grenat (abondance et taille) permet clairement de définir des vecteurs NE-SO représentant les conduits principaux où les fluides hydrothermaux ont été canalisés pour former la lentille 20 Nord. Au niveau 146, la zone riche en séricite devient plus importante vers le secteur Est et pourrait représenter une zone à séricite périphérique au cœur de la Zone 20N Au, maintenant transposée par la schistosité principale. Aucune zone significative d'altération à feldspath potassique, tel que proposé dans le modèle de Huston (2000) ainsi que par Hannington *et al.* (1999b) dans la caractérisation des SMV aurifères de type *low-sulfidation* ou neutres n'a été trouvée jusqu'à présent.

La minéralogie particulière des zones d'altération rappelle fortement celle reconnue dans l'éponte inférieure du dépôt de Chisel Lake dans le camp minier de Snow Lake de la ceinture de roches vertes de Flin Flon au Manitoba. Ce gisement, dont la signature métallique (Zn-Au-Cu-Ag) se compare à certains égards à celle de la mine LaRonde (puits Penna), est caractérisé par une enveloppe d'altération à biotite+grenat évoluant graduellement à une zone à chlorite+staurotide puis à une zone proximale à séricite+kyanite (Galley *et al.*, 1993). Le grenat, de type

almandin, contient des quantités notables de Mn et de Ca à l'image de ce qui est reconnu à la mine LaRonde (puits Penna). De plus, l'altération de l'éponte supérieure du dépôt de Chisel Lake est caractérisée par l'assemblage quartz+biotite+pyrrhotite avec amphibole et grenat, ce qui se rapproche de l'assemblage à quartz+rutile+titanite+biotite+chlorite with pyrite and pyrrhotite observé dans l'éponte supérieure de la lentille 20 Nord. Toutefois, le contenu en or des zones 20N Au et de la lentille 20S est très nettement supérieur à celui présent dans le gisement de Chisel Lake (production totale de 7,2 Mt à 1,7 g/t Au).

L'altération alumineuse aurifère à quartz+kyanite +andalousite avec pyrite±chalcopyrite à la mine LaRonde (puits Penna), aux niveaux inférieurs de la Zone 20N Au et de la Zone 6, est de toute évidence l'équivalent métamorphique d'un assemblage d'altération argileuse acide (*advanced argillic*). Un tel assemblage minéralogique est typiquement associé aux sulfures massifs aurifères de type épithermal acide (Sillitoe *et al.*, 1996). La rétrogradation de l'andalousite en kyanite et/ou pyrophyllite résulte principalement de la baisse de température et/ou de l'ajout d'eau de mer (hydratation) dans le système.

En ce qui a trait à la lithogéochimie, le lessivage en Na₂O documenté dans le mur de la lentille 20 Nord est typique des sulfures massifs (Franklin, 1996) alors que les valeurs élevées en Na₂O observées dans le toit de la lentille 20 Nord et des zones 6 et 7 pourraient être le produit immédiat de ce lessivage; le Na₂O aurait alors migré plus haut dans la stratigraphie. Les variations en Na₂O et K₂O combinées à l'augmentation en MnO dans le mur de la lentille caractérisent les épontes de la lentille 20 Nord. Ces variations pourraient être utilisées comme indicateurs favorables à la découverte de lentilles de sulfures massifs similaires à la lentille 20 Nord. Les indices d'altération AI et CCPI montrent également une certaine augmentation à l'approche de la lentille alors que le graphique d'altération *box plot* donne des résultats intéressants dans le mur de la lentille 20 Nord. Au niveau de la zone alumineuse aurifère présente en profondeur, l'augmentation des teneurs en MnO dans le mur et le toit de la zone minéralisée, combinée au lessivage intense du Na₂O, CaO et MgO à l'approche et dans cette zone et à l'augmentation des indices d'altération constituent, outre les métaux, les principaux traceurs géochimiques. Le *box plot* permet également de bien distinguer les roches altérées et l'intensité du lessivage. En terme minéralogique, la présence de grenat, de staurotide zincifère, de kyanite et de kyanite+andalousite avec de

la pyrite grenue sont les minéraux indicateurs clés des différents faciès d'altération.

Les assemblages minéralogiques et la lithogéochimie qualitative indiquent que le fluide hydrothermal était un fluide contenant du Ca-Na-B, comme suggéré par la présence d'épidote (clinozoïsite) dans le mur et les valeurs élevées en Na₂O associées à la présence de margarite et d'albite dans le toit de la lentille 20 Nord, de même que par la présence de tourmaline. Il est possible qu'une partie du Ca et du B provienne d'une altération précoce causée par l'eau de mer et que ces éléments aient été redistribués (remobilisés) dans des minéraux différents lors d'événements hydrothermaux et/ou métamorphiques subséquents. En profondeur, la présence de staurotide, de kyanite et d'andalousite témoigne très nettement du lessivage intense que les roches ont subi et du caractère acide du fluide hydrothermal ayant produit l'altération argileuse acide *advanced argillic* maintenant métamorphosée et déformée.

La minéralogie et la géochimie des minerais massifs de la mine LaRonde (puits Penna) sont typiques de nombreux gisements archéens de Cu-Zn, et la composition en vrac des lentilles du minerai principal est semblable à celle d'autres SMV de l'Abitibi. Les teneurs en Pb et en Ag sont légèrement supérieures aux valeurs moyennes, bien que des gisements similaires, riches en plomb, soient connus ailleurs dans la région de l'Abitibi (p. ex., Estrades, Coniagas, Isle Dieu). Les teneurs élevées en Pb semblent être typiques des gisements de sulfures de la région de Val-d'Or et pourraient indiquer une source crustale enrichie localement.

Malgré la déformation importante, les lentilles de sulfures massifs du gisement LaRonde montrent clairement une zonalité des phases sulfurées contrôlant la distribution des métaux (Cu, Zn, Pb, Ag et Au). Cette zonalité correspond à la distribution primaire des sulfures dans les dépôts moins déformés avec concentration du Zn et du Pb dans la partie supérieure des lentilles. L'association entre l'or et les métaux usuels, à LaRonde comme dans la lentille minéralisée de Zn-Cu-Au à Dumagami-LaRonde Zone 5 (Marquis *et al.*, 1990), suggère très fortement la formation à l'origine d'un amas polymétallique aurifère duquel dérivent, suite à une remobilisation dynamo-métamorphique, les sulfures contenant de l'or. Il a été suggéré que le remplacement partiel de la pyrite par la chalcopyrite remobilisée soit une indication de l'introduction tardive de cuivre et d'or (Marquis *et al.*,

1990). De tels effets, qui sont dus à la dissolution sous pression, sont toutefois caractéristiques des minerais de sulfures massifs métamorphisés et ils ne requièrent pas l'ajout de nouvelles quantités de cuivre ou d'or au cours du métamorphisme (Marshall *et al.*, 2000). Les concentrations des autres éléments traces qui forment une association rapprochée avec l'or (par exemple, Bi, As et Te) ne sont pas fortement augmentées par rapport aux autres gisements archéens de Cu-Zn et n'exigent pas d'ajout provenant d'une source extérieure. Ceci laisse supposer que ces éléments étaient tous présents dans les minerais d'origine et qu'ils ont simplement été concentrés dans les sulfures remobilisés.

Les minerais riches en cuivre du gisement LaRonde possèdent essentiellement la même répartition d'éléments traces que les minerais riches en or de la mine Bousquet 2 (Tourigny *et al.*, 1993). Les importants co-enrichissements en Cu, en Au, en As, en Bi et en Te, ainsi que la minéralogie semblable des gisements, semblent indiquer l'existence d'une source similaire pour les métaux. La teneur en cuivre plus élevée des minerais riches en bornite de la Zone 5 à LaRonde (Dumagami) suggère que ce sont des produits de fluides ayant subi un enrichissement exceptionnel (comme ceux ayant produit, par exemple, les minerais de bornite de Kidd Creek (Hannington *et al.*, 1999c). En se basant sur la géochimie des éléments traces des minerais, il semble que des fluides similaires soient responsables de la minéralisation Cu-Au à la mine LaRonde (puits Penna). L'assemblage bornite+pyrite observé à Bousquet 2 a été interprété comme étant une minéralisation Cu-Au du type épithermal acide (*high sulfidation*; Sillitoe *et al.*, 1996), une suggestion qui est renforcée par l'altération alumineuse des roches hôtes (Teasdale *et al.*, 1996). Ce type de minerai est unique dans le secteur et sa présence pourrait indiquer la proximité du cœur du système hydrothermal, là où le fluide fait son ascension et où la température est maximale (figure 26). Une telle interprétation est également compatible avec la présence de staurotide, d'andalousite et de kyanite dans le cœur de la zone alumineuse aurifère puisque ces minéraux sont associés aux zones de plus haute température et d'écoulement maximal de fluide ascendant (Galley *et al.*, 2000). L'assemblage pyrite+pyrrhotite observé à LaRonde (puits Penna) est plus typique d'autres gisements archéens de Cu-Zn et semble indiquer la présence de conditions réductrices de type épithermal neutre (*low sulfidation*). Ces données pourraient s'expliquer par le mélange de fluides à haute température et riches en Cu-Au avec l'eau de mer en convection, dans les parties distales de la zone d'écoulement ascendant. Ceci

s'accorderait avec la minéralisation polymétallique riche en Zn, de température inférieure, dans les masses minéralisées des mines LaRonde (puits Penna) et de Dumagami (LaRonde Zone 5, puits 1). Cependant, à la mine LaRonde (puits Penna), la concentration de pyrrhotite décroît de façon considérable avec la profondeur, celle-ci étant notamment absente dans la zone à quartz+kyanite+pyrite±chalcopyrite. Cette situation est similaire à la zonation observée à la mine Bousquet 2 (Teasdale *et al.*, 1996) où une minéralisation aurifère à bornite+pyrite de type épithermal acide est située dans le prolongement de l'amas minéralisé à Zn-Cu-Au de Dumagami (LaRonde Zone 5, puits 1).

Cette variation dans les styles de minéralisations du gisement LaRonde, des niveaux supérieurs (SMV Zn-Au-Cu) à Bousquet 2 – LaRonde Zone 5 (SMV Au-Cu pyrite) à LaRonde (puits Penna) zone alumineuse aurifère présente aux niveaux inférieurs (Au-Cu-pyrite), se fait à ou près de l'interface entre l'unité 5.2b (rhyodacite-rhyolite) dans le secteur de LaRonde et l'unité 5.1b (dacite-rhyodacite) dans le secteur de Bousquet 2. Les unités 5.3 (rhyolite) et 5.4 (andésite basaltique) forment l'éponte supérieure de ces différentes lentilles (figure 26). Ces variations dans la nature et composition des minéralisations reflètent des différences dans la composition du fluide et les conditions physico-chimiques de déposition des métaux usuels et précieux. Une telle variation est souvent observée à l'échelle d'un camp minier (Hannington *et al.*, 1999b), mais rarement à l'échelle d'un seul complexe minéralisé ou d'un seul dépôt (LaRonde niveaux supérieurs-intermédiaires vs niveaux inférieurs). Ainsi, les zones de SMV Au-Cu-pyrite de type *high sulfidation VMS* sont associées à un lessivage très intense des roches hôtes et au remplacement par les sulfures et la silice lors du passage de fluides acides chauds en ébullition qui sont, du moins en partie, possiblement génétiquement associés à un fluide d'origine magmatique (Sillitoe *et al.*, 1996; Hannington *et al.*, 1999b). La corrélation positive Cu-Au, l'altération alumineuse et en silice massive, ainsi que le minerai sous forme de *storkwerk* et de lentille(s) de sulfures massifs formés par précipitation de sulfures sur ou près du fond marin sont des caractéristiques communes aux sulfures massifs volcanogènes aurifères de type *high sulfidation*. Ils sont considérés comme les équivalents sous-marin des gisements aurifères épithermaux sub-aérien de type *high sulfidation* (Sillitoe *et al.*, 1996). Les zones de SMV Zn-Au-Cu (type *low-sulfidation*) sont plutôt le produit de la décharge de fluides plus froids sur ou près du fond

marin suite à un mélange avec l'eau de mer (Huston, 2000; Hannington *et al.*, 1999b). De façon générale, les SMV de type *low-sulfidation* se retrouvent en milieu marin profond, empêchant ainsi l'ébullition des fluides ascendants, alors que les SMV de type *high-sulfidation* se retrouvent plus près du centre volcanique et à faible profondeur d'eau (<500 mètres; Hannington *et al.*, 1999b). Toutefois, dans le cas de LaRonde et de Bousquet 2, où il y a une évolution graduelle d'un type à l'autre sur ou près d'un même horizon stratigraphique (Zone 20N Zn vs zone à quartz+pyrite+kyanite+andalousite±chalcopyrite en profondeur), il est difficile d'expliquer la variation dans le style de la minéralisation par deux profondeurs d'eau très différentes. Donc, il faut qu'un mécanisme soit venu fermer le système dans la partie supérieure de la mine pour empêcher les fluides d'entrer en ébullition à cet endroit, contrairement à la partie inférieure de la mine, ou encore que la partie supérieure du gisement soit l'expression distale et relativement plus froide de la cellule hydrothermale ascendante (figure 26). Dans ce dernier cas, le cœur du système hydrothermal (température hydrothermale maximale, fluide plus acide, minerai plus riche en Au-Cu) se trouverait en profondeur, associée à la zone à quartz+pyrite+kyanite+andalousite±chalcopyrite, et correspondrait à l'apport de fluide « magmatique » maximal au système hydrothermal minéralisateur, ou encore à la zone de mélange minimal avec des fluides composés principalement d'eau de mer. Il est donc fort probable que les gisements LaRonde et Bousquet 2 soient en fait le résultat d'un même système hydrothermal dont la composition du fluide acide a été préservée (Bousquet 2; LaRonde en profondeur), ou à l'inverse neutralisée et refroidie par l'eau de mer (LaRonde niveaux supérieurs et intermédiaires). Cette hypothèse est schématisée à la figure 26.

5.1 - Implications en terme d'exploration

La présence de grenat manganésifère dans une unité de tuf rhyodacitique-rhyolitique à blocs et à lapillis (unité 5.2b) lessivée en Na₂O et sous-jacente stratigraphiquement à une unité andésitique caractérisée par des valeurs élevées en Na₂O (5 à 6 %) est caractéristique de l'altération associée à la lentille 20 Nord dans les niveaux supérieurs et intermédiaires et pourraient donc être utilisée comme guide d'exploration. Les micas verts (phengite chromifère) présents dans l'andésite basaltique formant le mur et/ou le toit de la lentille 20 Sud s'avèrent l'une des principales caractéristiques minéralogiques de l'altération associée à cette lentille. Lorsque l'andésite

basaltique est absente, l'altération est nettement moins bien développée. Les tufs felsiques à blocs et à lapillis (unité 5.5) semblent être nettement moins réactifs au fluide hydrothermal que l'andésite basaltique, possiblement causé, du moins en partie, par son contenu en fer et titane moins élevé.

La zone de pyrrhotite+pyrite semi-massive immédiatement au contact entre le Groupe de Blake River (Membre supérieur de la Formation de Bousquet) et les sédiments du Groupe de Cadillac pourrait représenter la manifestation sommitale et de plus basse température de la zone d'ascension maximale (*upflow*) du fluide hydrothermal minéralisateur. Cet horizon contient d'ailleurs des valeurs relativement élevées en Zn (0,14 %) et des valeurs anomaliques en Cu (0,01 %) et As (54 ppm; tableau 8). Les variations d'épaisseur de ce lit de pyrrhotite+pyrite et les teneurs en Zn pourraient donc être utilisées pour localiser les zones les plus proximales à un centre hydrothermal. Ces zones devraient correspondre à celles ayant la plus grande épaisseur de pyrrhotite et pourrait ainsi aider à maximiser les chances de découvrir de nouvelles zones minéralisées.

La présence d'une zone alumineuse à quartz+pyrite+kyanite+andalousite±chalcopyrite, hôte d'importantes minéralisations en Au-Ag-Cu et approximativement à la même position stratigraphique que la lentille 20 Nord aux niveaux supérieurs et intermédiaires du gisement, indique une transition vers un environnement de sulfures massifs volcanogènes de type épithermal acide. Cela suggère la présence possible d'une lentille de sulfures massifs aurifères de type Bousquet 2 – LaRonde Zone 5 en profondeur et possiblement vers l'ouest, si on prend en considération la plongée abrupte vers l'ouest des zones minéralisées économiques (*ore shoot*) dans le district ou vers le sud-est si on prend en considération les sommets stratigraphiques et l'orientation des cheminées d'altération qui sont plutôt orientés NO-SE. Cette altération alumineuse présente en profondeur dans la lentille 20 Nord et la Zone 6 témoigne définitivement d'une analogie avec les SMV aurifères et plus particulièrement avec la zone alumineuse à Bousquet 2-LaRonde Zone 5. La présence de minéralisations en or très significatives dans le faciès à quartz+pyrite+ kyanite+andalousite±chalcopyrite et d'un sommet riche en zinc pourraient suggérer que ces zones minéralisées, malgré leur épaisseur et leur teneur en or, soient en fait la bordure externe d'un système de SMV aurifère dont le cœur serait contenu et/ou immédiatement sus-jacent à une zone fortement silicifiée, comme c'est le cas à Bousquet 2. Il existe

d'ailleurs un horizon d'andésite basaltique et également un enrichissement en Zn dans le toit de l'amas sulfuré du gisement Bousquet 2 (Teasdale *et al.*, 1996). Une zone de silice massive (>90 % SiO₂) d'épaisseur métrique, de même que la présence de fragments très fortement silicifiés dans une matrice de pyrite avec chalcopryrite±bornite, seraient des éléments typiquement retrouvés au cœur d'un système hydrothermal comparable à celui du gisement de Bousquet 2 - Dumagami ou de façon plus générale, communs aux sulfures massifs aurifères.

Cette variation dans la typologie des minéralisations présentes à la mine LaRonde (puits Penna) et à Bousquet 2-LaRonde Zone 5 peut être intégrée dans un modèle métallogénique comparable à celui défini par Sillitoe *et al.* (1996) montrant le cadre géologique théorique d'amas de sulfures massifs volcanogènes aurifères de type acide (*high-sulfidation*) et de type neutre (*low-sulfidation*). Les SMV de type neutre sont caractérisés par une minéralisation polymétallique (Au-Ag-Cu-Zn-Pb) et par une altération à séricite-chlorite±feldspaths potassiques, alors que les SMV acides sont quant à eux caractérisés par une minéralisation à Au-Cu et par une altération argileuse acide résultant du lessivage intense des roches hôtes par le fluide minéralisateur. Dans ce modèle, la proximité du site de précipitation des métaux par rapport à la source de chaleur et du fluide (?) (chambre magmatique) est le principal facteur affectant la typologie de la minéralisation (acide versus neutre). Cette relation de proximité par rapport à la source est importante, en ce sens que plus le site de précipitation est rapproché de la source, moins l'apport d'eau de mer froide et la neutralisation du fluide hydrothermal seront importants. C'est donc dire que la proportion des composantes « magmatique » dans le fluide hydrothermal ascendant sera plus importante et ce fluide sera alors plus chaud et plus acide, donc favorable au transport d'or et de cuivre. À l'inverse, les sites de décharge des fluides hydrothermaux distaux (2 à 5 km) par rapport à la source magmatique sont plus froids et moins acides, donc propices à la formation de minéralisations polymétalliques. À la lumière de ces relations métallogéniques, il est plus qu'intéressant de poser l'hypothèse que les minéralisations du gisement LaRonde (neutre) et Bousquet 2 (acide) soient l'expression d'un tel système de sulfures massifs volcanogènes aurifères. Ce concept est illustré de façon schématique à la figure 26, inspirée de celle présentée par Sillitoe *et al.* (1996; fig. 2). Ainsi, la lentille 20 Nord des niveaux supérieurs de la mine LaRonde (puits Penna) représente la minéralisation distale de type

SMV aurifère neutre alors que la lentille de la mine Bousquet 2 représente la minéralisation proximale de type SMV aurifère acide. Les niveaux profonds de la lentille 20 Nord de la mine LaRonde représentent possiblement un cas intermédiaire aux deux extrêmes décrits plus haut et présente des analogies très importantes avec les sulfures massifs volcanogène aurifère acide *high-sulfidation*. Ce modèle géologique démontre que la décharge de fluides hydrothermaux peut se faire à plus d'un endroit, et ainsi mener à la formation de divers types de gîtes de SMV avec, évidemment, des assemblages d'altération variables dans un même camp, ce qui représente un concept important à considérer lors de l'élaboration de campagnes d'exploration autant à l'échelle locale que régionale. Il est donc important de rappeler que les lentilles de sulfures massifs aurifères présentes dans le camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde ne sont pas toutes associées à la présence d'altération alumineuse avec andalousite. Les faciès d'altération associés aux lentilles 20 Sud et 20 Nord à LaRonde témoignent des variations significatives dans la signature hydrothermale. Les stratégies d'exploration doivent donc prendre en considération cette diversité de signature métallique et hydrothermale à l'échelle du camp minier et à l'intérieur même d'un gisement tel que LaRonde.

Dans le rapport de Dubé *et al.*, 2001, il était indiqué que puisque la zone alumineuse aurifère correspond à la projection en profondeur de l'horizon stratigraphique équivalent à la lentille 20 Nord, il était possible qu'une zone minéralisée équivalente à l'horizon de la lentille 20 Sud soit présente dans le toit de la zone alumineuse en s'approchant du contact avec les sédiments de Cadillac situés plus au sud. Il était également indiqué que si une telle zone existe, elle pourrait être dans la partie supérieure ou le toit d'une unité d'andésite basaltique, ou encore être encaissée dans un tuf felsique, autant vers l'est que vers l'ouest, et qu'il était possible qu'une telle lentille 20 Sud soit présente au sud de la lentille principale à la mine Bousquet 2. Le forage 3220-04 a effectivement intersecté la zone de sulfures massifs aurifères 20 Sud au sud de la zone alumineuse aurifère et témoigne ainsi du potentiel que représente la lentille 20S en profondeur et latéralement à l'intérieur même du gisement et ailleurs dans le camp minier. La partie supérieure de l'unité 5.5, avec présence ou non d'andésite basaltique (unité 5.4), et sa proximité du contact avec les sédiments du Groupe de Cadillac constitue dans le district un horizon stratigraphie très favorable à la présence de lentilles de sulfures massifs aurifères analogues à la lentille 20 Sud à la mine

LaRonde.

En considérant la validité d'un tel modèle métallogénique pour le secteur Doyon-Bousquet-LaRonde, il faut tenir compte d'une liste d'éléments pouvant avoir joué un rôle clé dans la formation des minéralisations à cet endroit, éléments qui doivent donc être recherchés dans une campagne d'exploration basée sur ce modèle. Le contexte volcanique particulier, caractérisé par un empilement de laves massives et fragmentaires, andésitiques à rhyodacitiques et transitionnelles à calco-alcalines formant des petits centres volcaniques reposant sur des laves mafiques à intermédiaires tholéitiques à transitionnelles d'étendues régionales, semble être un élément important (Lafrance *et al.*, 2003; Mercier-Langevin *et al.*, 2003). La forte vésicularité des laves de l'unité 3 (tuf scoriacé de Bousquet) suggère la présence en abondance de composantes volatiles dans le système volcanique, lesquels ont fort possiblement pu contribuer au développement du système hydrothermal (Lafrance *et al.*, 2003; Mercier-Langevin *et al.*, 2003). La mise en place d'unités intermédiaires (andésites) entre les coulées felsiques semble, comme il est proposé plus haut, être un élément important dans la précipitation et la concentration des métaux. Cette construction volcanique s'est clairement formée entre 2698 et 2697 Ma, ce qui correspond aux unités les plus jeunes du Groupe de Blake River et soulignant ainsi une période volcanique fertile. Les laves felsiques, et plus particulièrement les dacites-rhyodacites transitionnelles à calco-alcalines de cet âge (ou position stratigraphique) sont donc à rechercher dans le district ou ailleurs dans la région (voir aussi Mercier-Langevin *et al.*, 2003).

En conclusion, la superposition (*stacking*) des lentilles 7, 6, 20 Nord et 20 Sud dans l'empilement stratigraphique reflète la mise en place de plusieurs dômes intermédiaires à felsiques (unités 5.1b, 5.2b, 5.5b) et transitionnels à calco-alcalins qui se sont mis en place dans le secteur des puits Penna et puits 1 de la propriété LaRonde. Ces dômes ont permis de maintenir un important flux thermique et hydrothermal (en partie magmatique?) responsable de la formation du complexe LaRonde-Bousquet 2, le plus important complexe archéen de sulfures massifs aurifères actuellement en production.

6.0 – REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier sincèrement la compagnie Agnico-Eagle pour sa contribution

financière au projet et l'accès aux données ainsi que le personnel de la mine LaRonde et plus particulièrement Marc Legault, Guy Gosselin, Dyane Duquette, Richard Genest, Alain Gendron, Graham Long, Jocelyn Côté, Ghislain Hénault, David Pitre et Claudio Lombardi pour leur collaboration exceptionnelle; leur connaissance du gisement a été une source d'information unique et essentielle à ce projet. Nous désirons également exprimer toute notre gratitude envers Géologie Québec, en particulier envers MM. Alain Simard, Robert Marquis, James Moorhead et Pierre Pilote, pour leur contribution très importante à l'élaboration du projet de synthèse du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde et de sa problématique, ainsi que pour les nombreuses discussions constructives sur le terrain et en laboratoire. Le personnel des compagnies Cambior et Barrick Gold est également sincèrement remercié pour avoir partagé son expertise et ses données sur la géologie régionale. Nous désirons souligner la contribution importante de M. Alan Galley pour ses commentaires constructifs sur le terrain et en laboratoire en ce qui a trait à l'étude des sulfures massifs volcanogènes. Toute notre gratitude également envers Wulf Mueller et Marc Richer-Laflèche pour leurs conseils concernant la volcanologie, la stratigraphie et la géochimie, et envers M. Howard Poulsen pour ses commentaires et suggestions constructifs sur le terrain et pour avoir partagé ses connaissances sur la métallogénie. Nous tenons également à souligner la contribution de Mme Ingrid Kjarsgaard à l'identification de plusieurs des phases minéralogiques. Christine Deblonde, Patrice Gosselin, Luce Dubé, Héryk Julien, Pierre Brouillette et Éric Hoffman ont grandement contribué à la structuration des données et à la réalisation de certaines des figures et tableaux présentés dans ce rapport. Finalement, ces travaux ont été également supportés par le Conseil de recherches en Sciences naturelles et en Génie du Canada, Ressources naturelles Canada, et le Fonds de Recherche sur la Nature et les Technologies sous forme de bourses au second auteur (PML).

7.0 - RÉFÉRENCES

BARRETT, T.J. - MACLEAN, W.H., 1999 - Volcanic sequences, lithochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. *Dans*: Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings (Barrie, C.T. et Hannington, M.D., éditeurs). Reviews in Economic Geology; volume 8, pages 101-131.

BARRETT, T.J. - MACLEAN, W.H., 1994 - Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones and younger volcanic rocks. *Dans*: Alteration and Alteration processes associated with ore forming systems (Lentz, D., éditeur). Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Short Course Notes; volume 11, pages 433-467.

CABRI, L.J. - PETRUK, W. - LAFLAMME, J.H.G. - ROBITAILLE, J., 1999 - Quantitative mineralogical balances for major and trace elements in samples from Agnico-Eagle Mines Limited, Quebec. *Dans*: Analytical Technology in the Mineral Industries: The Minerals, Metals and Materials Society (Cabri, L.J., Bucknma, Milosavljevic, Chrissoulis, S.L., et Miller, éditeurs), pages 177-192.

CONDIE, K.C., 1976 - Trace-element geochemistry of Archean Greenstone Belts. *Earth-Sciences Reviews*; volume 12, pages 393-417.

DEER, W.A. - HOWIE, R.A. - ZUSMANN, J., 1962 - Rock-forming minerals volume 3: sheet silicates. Longmans, London, 270 pages.

DUBÉ, B. - MERCIER-LANGEVIN, P. - HANNINGTON, M. - DAVIS, D. - MOORHEAD, J., 2001 - Le gisement LaRonde, Abitibi, Québec: rapport préliminaire sur la géologie, les minéralisations et les implications pour l'exploration. Rapport confidentiel distribué uniquement aux compagnies minières participantes au projet de Synthèse métallogénique du district Doyon-Bousquet-LaRonde.; 89 pages.

DUBÉ, B. - MERCIER-LANGEVIN, P. - HANNINGTON, M. - DAVIS, D. - LAFRANCE, B., 2003 - Le gisement de sulfures massifs volcanogènes LaRonde, Abitibi, Québec: géologie, structure, altération, minéralisation et implications pour

l'exploration. Rapport préliminaire soumis aux compagnies participantes au projet de Synthèse métallogénique du district de Doyon, Bousquet et LaRonde; 163 pages.

FRANKLIN, J.M., 1996 - Gîtes de sulfures massifs à métaux communs associés à des roches volcaniques. *Dans* : Géologie des types de gîtes minéraux du Canada (Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D., et Thorpe, R.I., éditeurs). Commission géologique du Canada, Géologie du Canada; volume 8, pages 174-201.

FRANKLIN, J.M. - LYDON, J.W., - SANGSTER, D.F., 1981 - Volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology*. 75th Anniversary volume. pages 485-627.

FRANKLIN, J.M. - ROSCOE, S.M. - LOVERIDGE, W.D. - SANGSTER, D.F., 1983 - Lead isotope studies in Superior and Southern Provinces. *Bulletin de la Commission géologique du Canada*; numéro 351, 60 pages.

FROST, B.R. - MAVROGENES, J.A. - TOMKINS, A.G., 2002 - Partial melting of sulfide ore deposits during medium- and high-grade metamorphism. *Canadian Mineralogist*; volume 40, pages 1-18.

GALLEY, A.G., 2001 - Preliminary report: Mooshla intrusion study. Commission Géologique du Canada, rapport interne non publié. 13 pages.

GALLEY, A.G. - BAILES, A.H. - KITZLER, G., 1993 - Geological setting and hydrothermal evolution of the Chisel Lake and North Chisel Zn-Pb-Cu-Ag-Au massive sulfide deposits, Snow Lake, Manitoba. *Exploration and Mining Geology*; volume 2, pages 271-295.

GALLEY, A.G. - HANNINGTON, M.D. - TAYLOR, B., PARADIS, S. - and the Camiro research team, 2000 - Exploration criteria developed from the results of VMS Camiro Project 94E07. *Dans*: Volcanic environments and massive sulphides. Program and abstracts. International conference and field meeting, November 2000, Tasmania Australia (J.B. Gemmill et J. Pongratz, éditeurs); Codes Special Publication volume 3, pages 53-56.

GIBSON, H.L. - MORTON, R.L. - HUDAK, G.J., 1999 - Submarine volcanic processes, deposits and environments favourable for the location of volcanic-associated massive sulfide deposits. *Dans*: Volcanic-

associated massive sulphide deposits : processes and examples in modern and ancient settings (Barrie, C.T. et Hannington, M.D., éditeurs). *Reviews in Economic Geology*; volume 8, pages 13-51.

HANNINGTON, M.D. - POULSEN, K.H. - THOMPSON, J.F.H., - SILLITOE, R.H., 1999a - Volcanogenic gold in the massive sulfide environment. *Dans: Volcanic-associated massive sulphide deposits : processes and examples in modern and ancient settings* (Barrie, C.T. et Hannington, M.D., éditeurs). *Reviews in Economic Geology*; volume 8, pages 325-356.

HANNINGTON, M.D. - BLEEKER, W. - KJARSGAARD, I., 1999b - Sulfide mineralogy, geochemistry, and ore genesis of the Kidd Creek Mine: Part I. The North, Central, and South Orebodies. *Dans: The giant Kidd Creek volcanogenic massive sulfide deposit, Western Abitibi Subprovince, Canada* (Hannington, M.D. et Barrie, C.T., éditeurs). *Economic Geology Monograph 10*; pages 163-224.

HANNINGTON, M.D. - BLEEKER, W. - KJARSGAARD, I., 1999c - Sulfide mineralogy, geochemistry, and ore genesis of the Kidd Creek deposit: Part II. The Bornite Zone. *Dans: The giant Kidd Creek volcanogenic massive sulfide deposit, Western Abitibi Subprovince, Canada* (Hannington, M.D. et Barrie, C.T., éditeurs). *Economic Geology Monograph 10*; pages 225-266.

HUSTON, D.L., 1995 - Zincian staurolite in the Dry River South volcanic-hosted massive sulfide deposit, northern Queensland, Australia: an assessment of its usefulness in exploration. *Applied Geochemistry*; volume 10, pages 329-336.

HUSTON, D.L. 2000. Gold in volcanic-hosted massive sulfide deposits: distribution, genesis, and exploration. *Dans: Gold in 2000* (Hagemann, S.G. et Brown, P.E., éditeurs). *Reviews in Economic Geology*; volume 13, pages 400-426.

HUSTON, D.L. - SIE, S.H. - SUTER, G.F. - RYAN, C.G., 1993 - The composition of pyrite in volcanogenic massive sulfide deposits as determined with the proton microprobe. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*; volume B75, pages 531-534.

HUSTON, D.L. - SIE, S.H. - SUTER, G.F. - COOKE, D.R. - BOTH, R.A., 1995 - Trace elements in sulfide minerals from eastern Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: Part I. Proton microprobe

analyses of pyrite, chalcopyrite, and sphalerite; Part II. Selenium levels in pyrite: comparison with $\delta^{34}\text{S}$ values and implications for the source of sulfur in volcanogenic hydrothermal systems. *Economic Geology*; volume 90, pages 1167-1196.

ISHIKAWA, Y. - SAWAGUCHI, T. - IWAYA, S. - HORIUCHI, M., 1976 - Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration haloes. *Mining Geology*; volume 26, pages 105-117.

JONASSON, I.R. - KINGSTON, D.M. - WATKINSON, D.H. - ELLIOT, S.R., 1999 - Role of pyrite in the formation and localization of gold mineralization at the Owl Creek mine, Timmins, Ontario. *Dans: The giant Kidd Creek volcanogenic massive sulfide deposit, Western Abitibi Subprovince, Canada* (Hannington, M.D. et Barrie, C.T., éditeurs). *Economic Geology Monograph 10*; pages 627-759.

KRETSCHMAR, U. - SCOTT, S.D., 1976 - Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *Canadian Mineralogist*; volume 14, pages 364-386.

LAFRANCE, B. - MOORHEAD, J. - DAVIS, D., 2003 - Cadre géologique du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde. Ministère des Ressources Naturelles, Québec; ET 2002-07, 45 pages et carte ET 2002-07-c001 au 1 : 20 000.

LARGE, R.R., 1992 - Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: features, styles, and genetic models. *Economic Geology*; volume 87, pages 471-510.

LARGE, R.R. - GEMMELL, J.B. - PAULICK, H. - HUSTON, D.L., 2001 - The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic Geology*; volume 96, pages 957-971.

LAROCQUE, A.C., - HODGSON, C.J., 1995 - Effects of greenschist-facies metamorphism and related deformation on the Moberly massive sulfide deposit, Quebec, Canada. *Mineralium Deposita*; volume 30, pages 439-448.

LAROCQUE, A.C.L. - HODGSON, C.J. - CABRI, L.J.

- JACKMAN, J.A., 1995 - Ion-microprobe analysis of pyrite, chalcopyrite and pyrrhotite from the Mobern VMS deposit in northwestern Quebec: Evidence for metamorphic remobilization of gold. *Canadian Mineralogist*; volume 33, pages 373-388.

LUSK, J. - CAMPBELL, F.A. - KROUSE, H.R., 1975 - Application of sphalerite geobarometry and sulfur isotope geochemistry to ore of the Quemont mine, Noranda, Quebec. *Economic Geology*; volume 70, pages 1070-1083.

MARQUIS, P. - HUBERT, C. - BROWN, A.C. - RIGG, D.V., 1990 - Overprinting of early, redistributed Fe and Pb-Zn mineralization by late-stage Au-Ag-Cu deposition at the Dumagami mine, Bousquet district, Abitibi, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 27, pages 1651-1671.

MARQUIS, P. - HUBERT, C. - BROWN, A.C. - SCHERKUS, E. - TRUDEL, P. - HOY, L.D., 1992 - Géologie de la mine Donald J. Laronde (Abitibi). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 89-06, 106 pages.

MARSHALL, B. - VOKES, F.M., - LAROCQUE, A.C.L. 2000 - Regional metamorphic remobilization : upgrading and formation of ore deposits. *Dans: Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits*, (Spry, Marshall et Vokes, editors). *Reviews in Economic Geology*; volume 11, pages 19-38.

MERCIER-LANGEVIN, P. - DUBÉ, B. - HANNINGTON, M.D. - DAVIS, D.W. - LAFRANCE, B., 2003 - Contexte géologique et structural des sulfures massifs volcanogènes aurifères du gisement LaRonde, Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, Québec; Et 2003-03, sous-*presse*.

MORRISON, G.W. - ROSE, W.J. - JAIRETH, S., 1991 - Geological and geochemical controls on the silver content (fineness) of gold-silver deposits. *Ore Geology Reviews*; volume 6, pages 333-364.

MUMIN, A.H. - FLEET, M.E. - CHRYSOULIS, S.L., 1994 - Gold mineralization in As-rich mesothermal gold ores of the Bogosu mining district of the Ashanti Gold Belt, Ghana: Remobilization of "invisible" gold. *Mineralium Deposita*; volume 29, pages 445-460.

OHMOTO, H., 1996 - Formation of volcanogenic

massive sulfide deposits: the Kuroko perspective. *Ore Geology Reviews*; volume 10, pages 135-177.

PETRUK, W. - WILSON, J.M., 1990 - Silver and gold in some Canadian volcanogenic base metal deposits. *Dans: Comptes rendus du 8th Quadrennial IAGOD Symposium* (Maurice, Y.T., éditeur), Ottawa, Schweizerbart'sche, Stuttgart, pages 105-117.

RYZNAR, G. - CAMPBELL, F.A. - KROUSE, H.R., 1967 - Sulfur isotopes and the origin of the Quemont orebody. *Economic Geology*; volume 62, pages 664-678.

SAVOIE, A. - TRUDEL, P. - SAUVÉ, P. - HOY, L. - LAO, K., 1991 - Géologie de la mine Doyon (région de Cadillac). Ministère des Ressources naturelles, Québec, ET 90-05, 80 pages.

SCHANDL, E.S. - GORTON, M.P., 1991 - Post-ore REE mobility at Kidd Creek and at other Archean massive sulfide deposits. *Economic Geology*; volume 86, pages 1546-1553.

SILLITOE, R.H. - HANNINGTON, M.D. - THOMPSON, J.F.H., 1996 - High sulfidation deposits in the volcanogenic massive sulfide environment. *Economic Geology*; volume 91, pages 204-212.

SPRY, P.G. - SCOTT, S.D., 1986 - Zincian spinel and staurolite as guides to ore in the Appalachians and Scandinavian Caledonides. *Canadian Mineralogist*; volume 24, pages 147-163.

TEASDALE, N. - BROWN, A.C. - TOURIGNY, G., 1996 - Géologie de la mine Bousquet 2. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-37, 43 pages.

THORPE, R.I., 1999 - The lead isotope linear array for volcanogenic massive sulfide deposits of the Abitibi and Wawa subprovinces, Canadian Shield. *Dans: The giant Kidd Creek volcanogenic massive sulfide deposit, Western Abitibi Subprovince, Canada* (Hannington, M.D. et Barrie, C.T., éditeurs). *Economic Geology Monograph 10*; pages 555-576.

TOURIGNY, G. - BROWN, A.C. - HUBERT, C. - CREPEAU, R., 1989 - Syn-volcanic and syntectonic gold mineralization at the Bousquet Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec. *Economic Geology*; volume 84, pages 1875-1890.

TOURIGNY, G. - DOUCET, D. - BOURGET, A.,

1993 - Geology of the Bousquet 2 Mines: an example of a deformed, gold-bearing polymetallic sulfide deposit. *Economic Geology*; volume 88, pages 1578-1597.

VERVOORT, J.D - WHITE, W.M. - THORPE, R.I. - FRANKLIN, J.M., 1993 - Post-magmatic thermal activity in the Abitibi greenstone belt, Noranda and Matagami districts: Evidence from whole-rock Pb isotope data. *Economic Geology*; volume 88, pages 1598-1614.

FIGURES, PLANCHES, & TABLEAUX

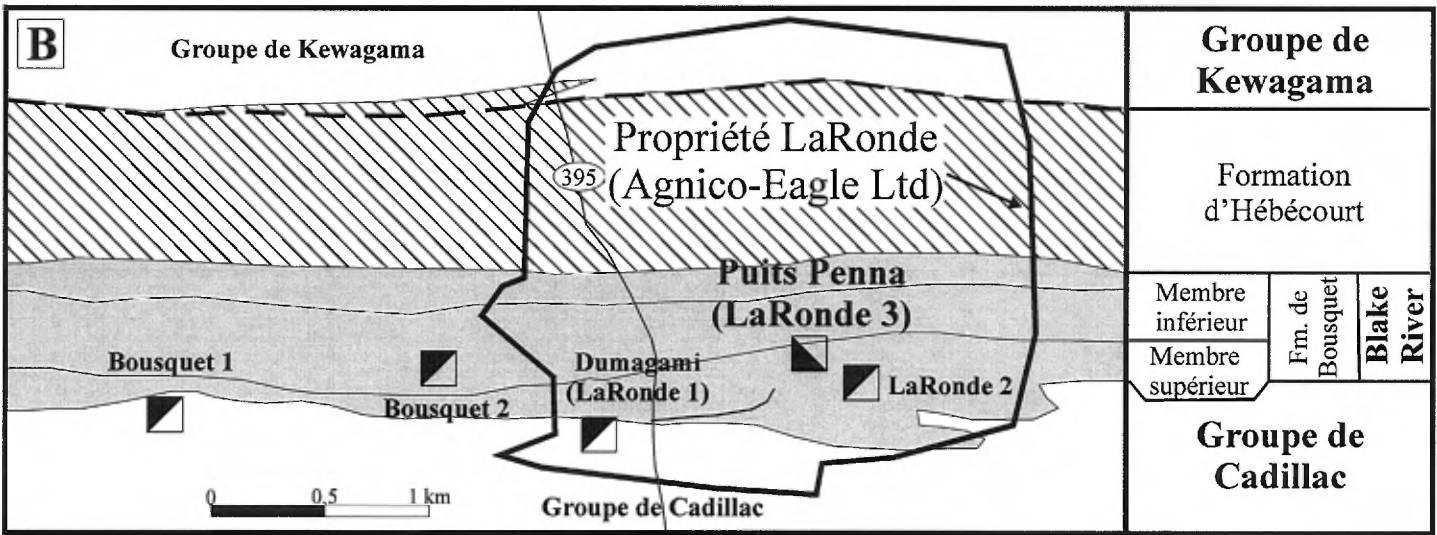
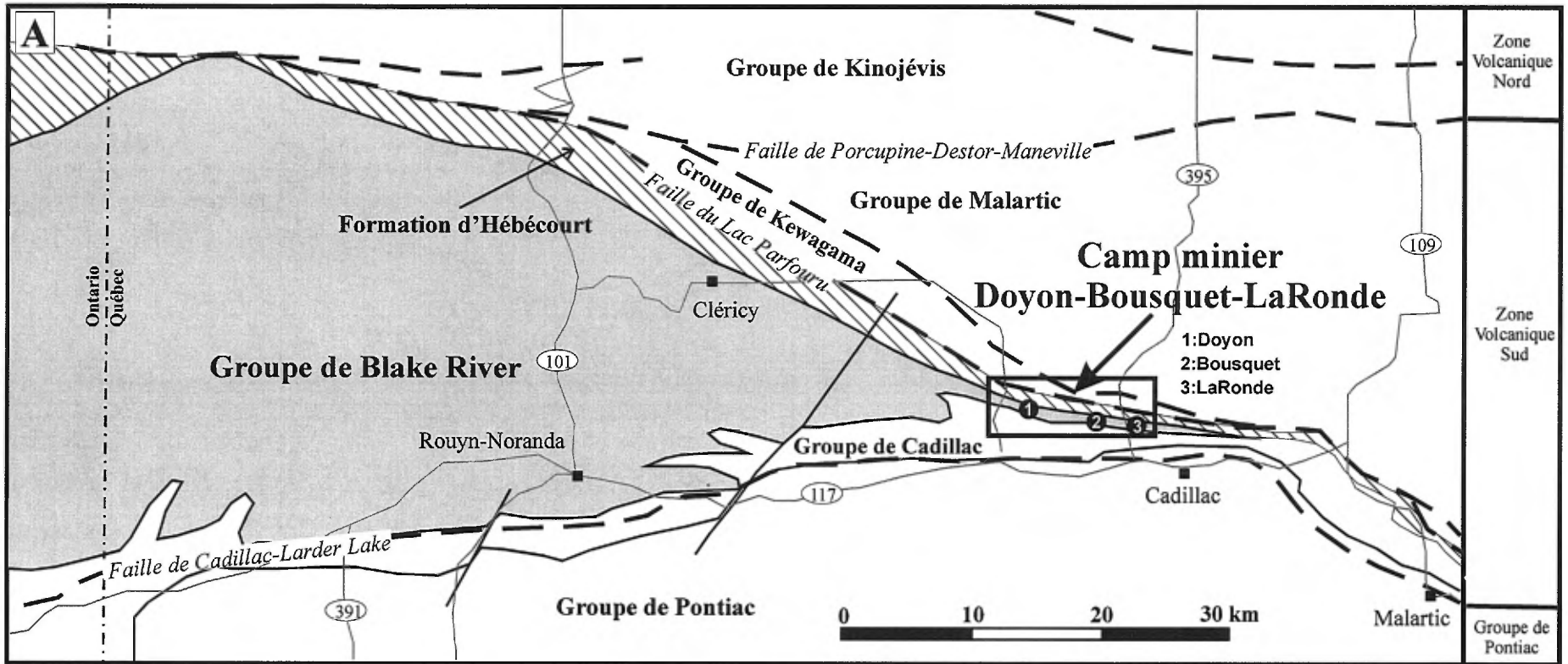


FIGURE 1 - Carte de localisation du secteur à l'étude: A) Localisation du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde dans le Groupe de Blake River; B) localisation de la propriété LaRonde (Agnico-Eagle Mines Ltd.) et du puits Penna (LaRonde 3) dans le camp minier Doyon-Bousquet-LaRonde. La géologie régionale et locale est également représentée de façon simplifiée. Modifiée de Lafrance *et al.*, 2003 et de Mercier-Langevin *et al.*, 2003.

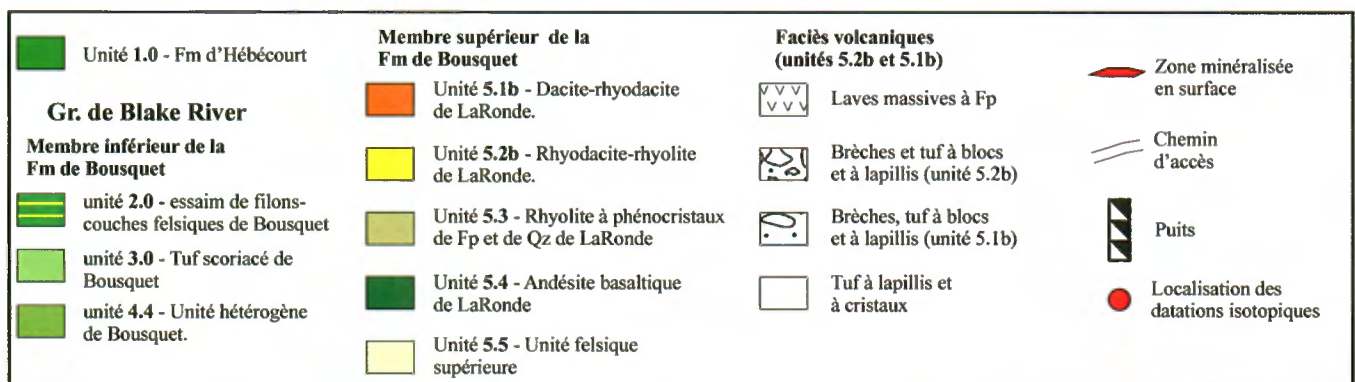
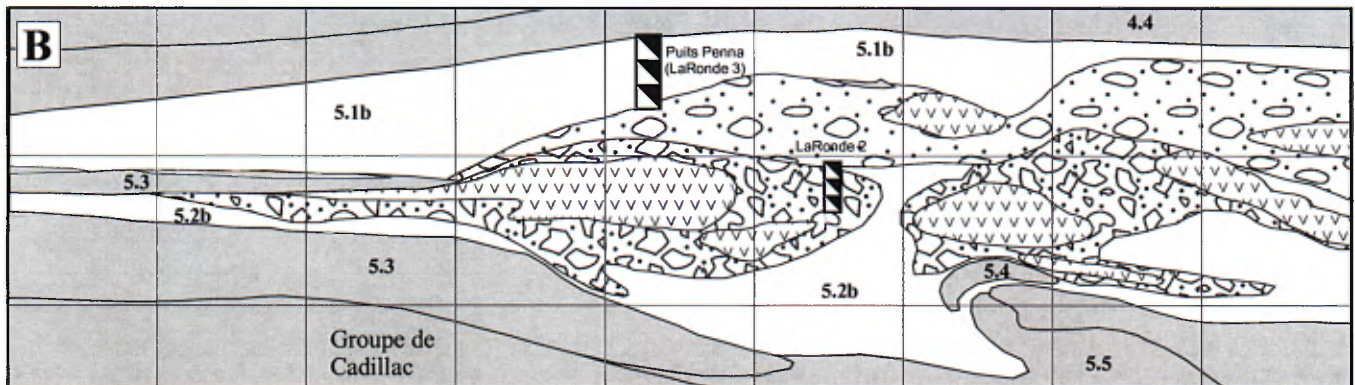
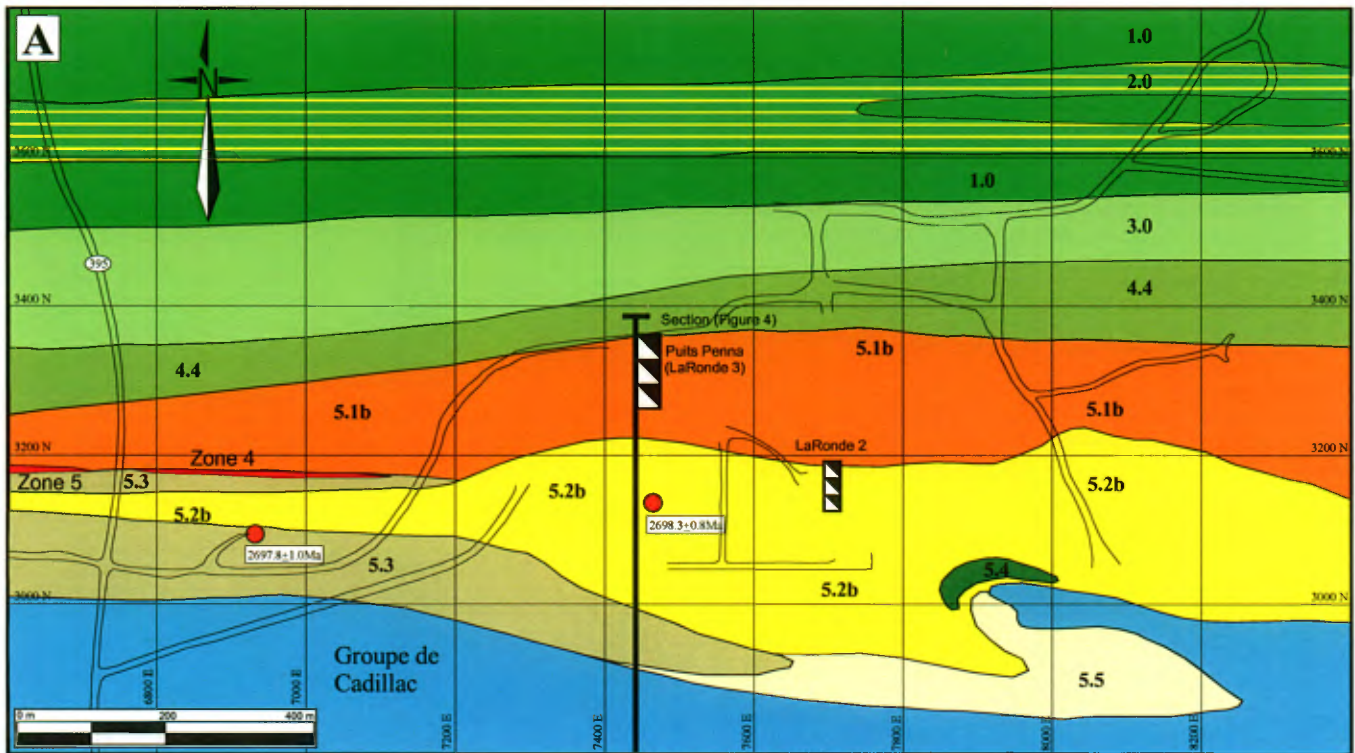


FIGURE 2 - Géologie de surface, secteur de la mine LaRonde (puits Penna): A) Distribution en surface des principales unités volcaniques hôtes du gisement LaRonde; B) Distribution des principaux faciès volcaniques à l'intérieur des unités 5.1b et 5.2b. Tirée de Mercier-Langevin *et al.*, 2003.

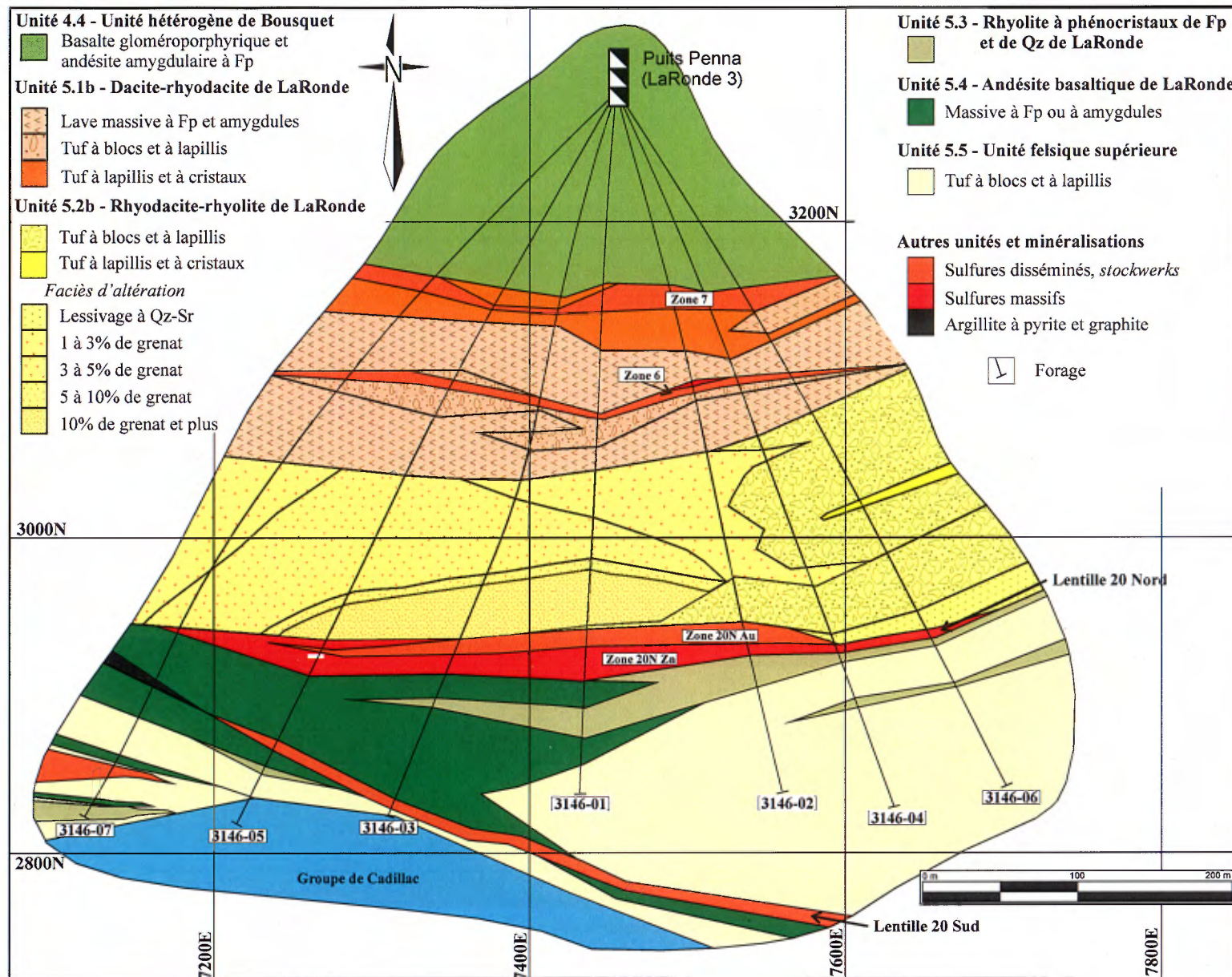


FIGURE 3 - Géologie en plan du niveau 146 établie à partir des forages et de la cartographie des galeries de la mine LaRonde (puits Penna) illustrant la position des zones minéralisées et des zones d'altération principales. Modifiée de Agnico-Eagle. Voir localisation du niveau 146 à la figure 4.

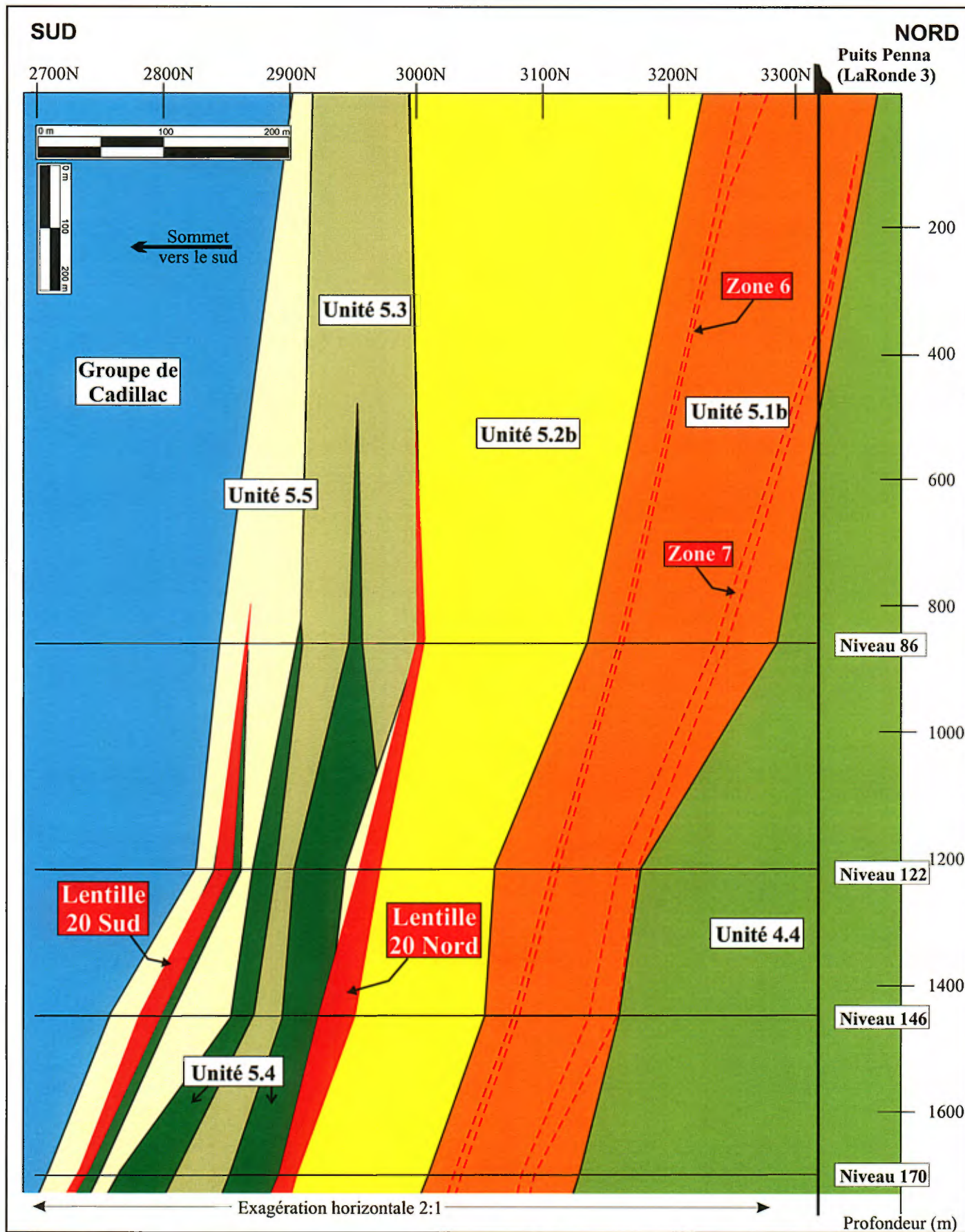


FIGURE 4 - Géologie schématisée de la section 7440E (se référer à la figure 2 pour la localisation de la section) établie à partir du puits Penna de la propriété LaRonde. Dessin modifié de Agnico-Eagle. Tirée de Mercier-Langevin *et al.* (2003).

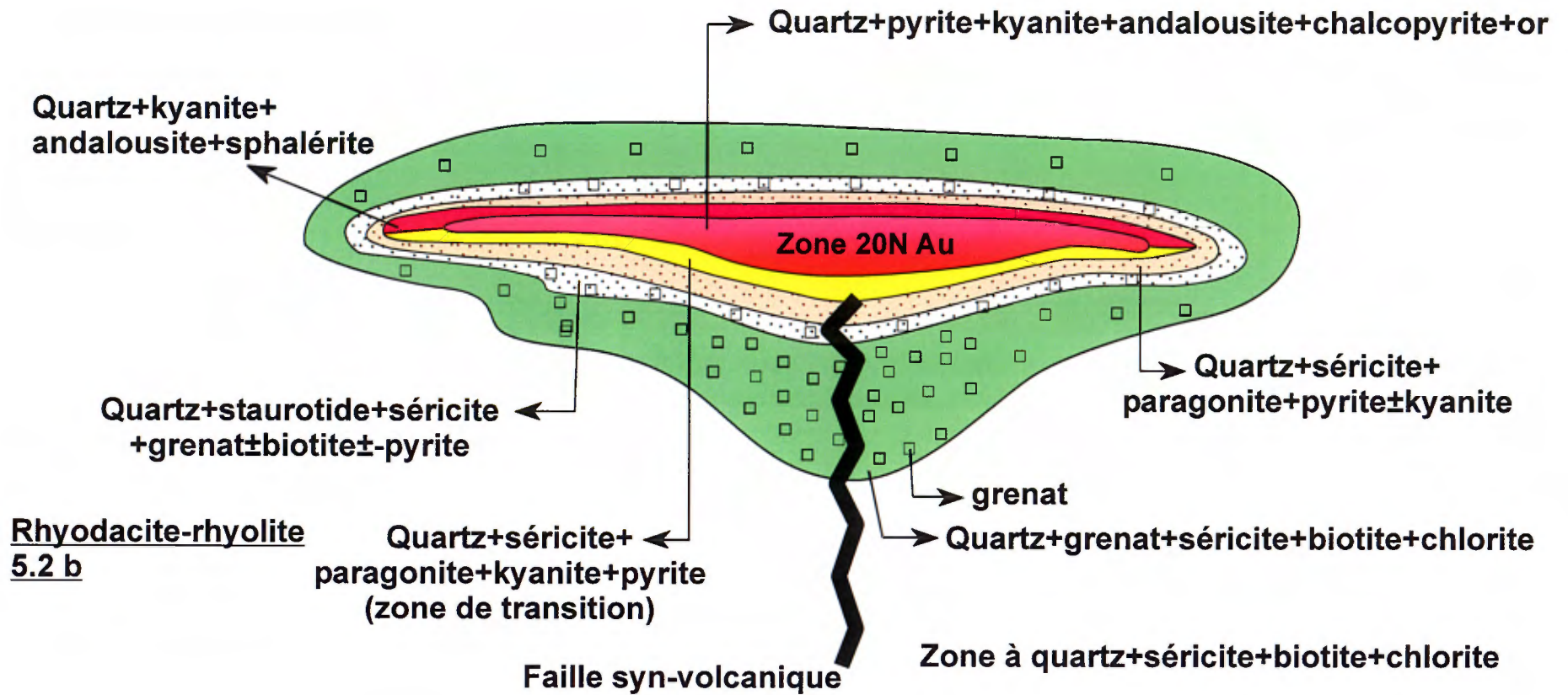


FIGURE 5 - Section schématique illustrant la composition et la distribution des faciès d'altération associés à la Zone 20N Au en profondeur et affectant la rhyodacite-rhyolite 5.2b. Note: la zone à staurotide n'est pas toujours présente dans le toit de la zone 20N Au.

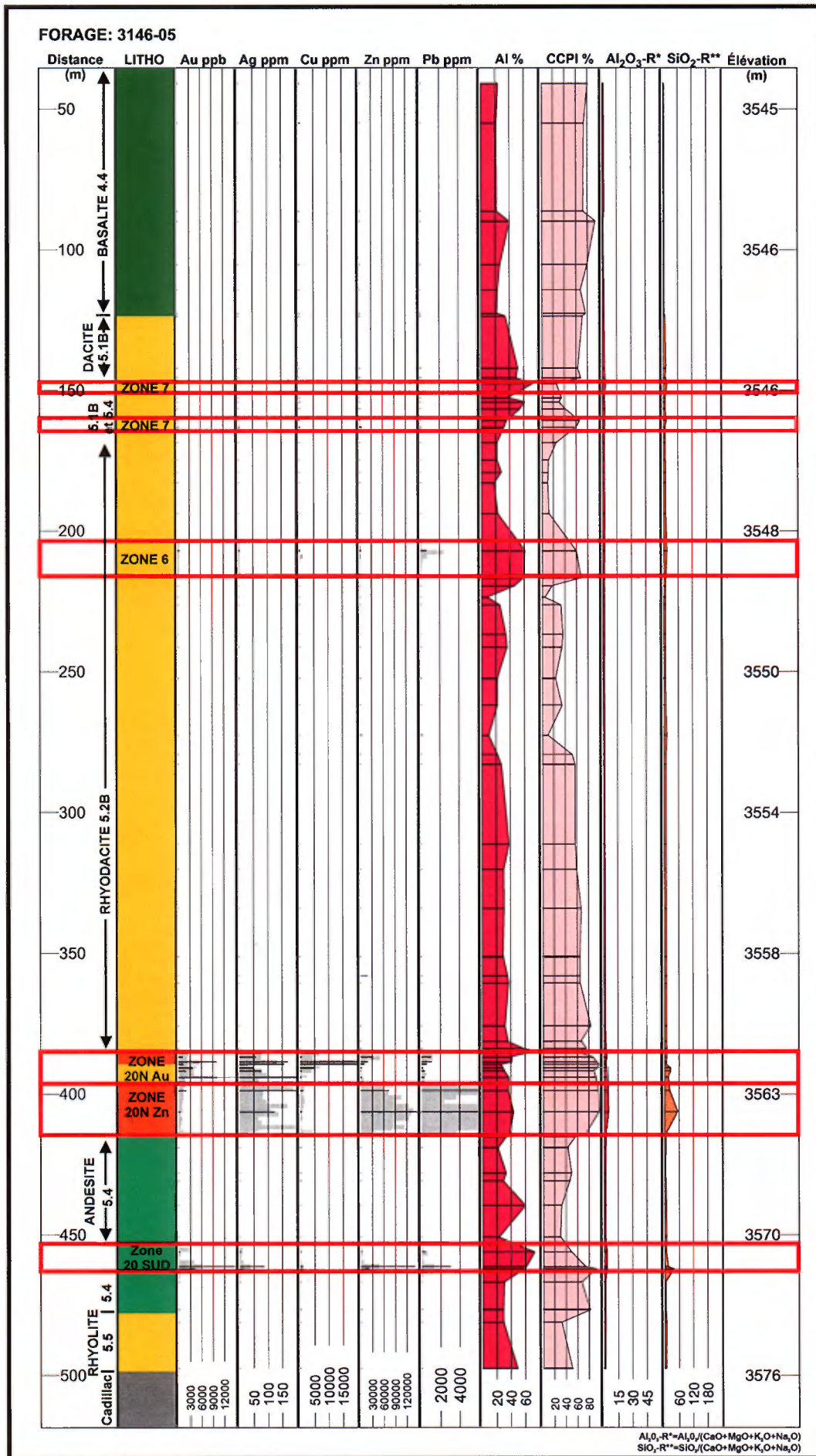


FIGURE 6A - Profils lithogéochimiques pour le forage 3146-05 au niveau 146. Chaque ligne horizontale représente une analyse chimique. Les zones grises dans les colonnes Au, Ag, Cu, Zn et Pb illustrent les résultats d'analyses d'Agnico-Eagle.

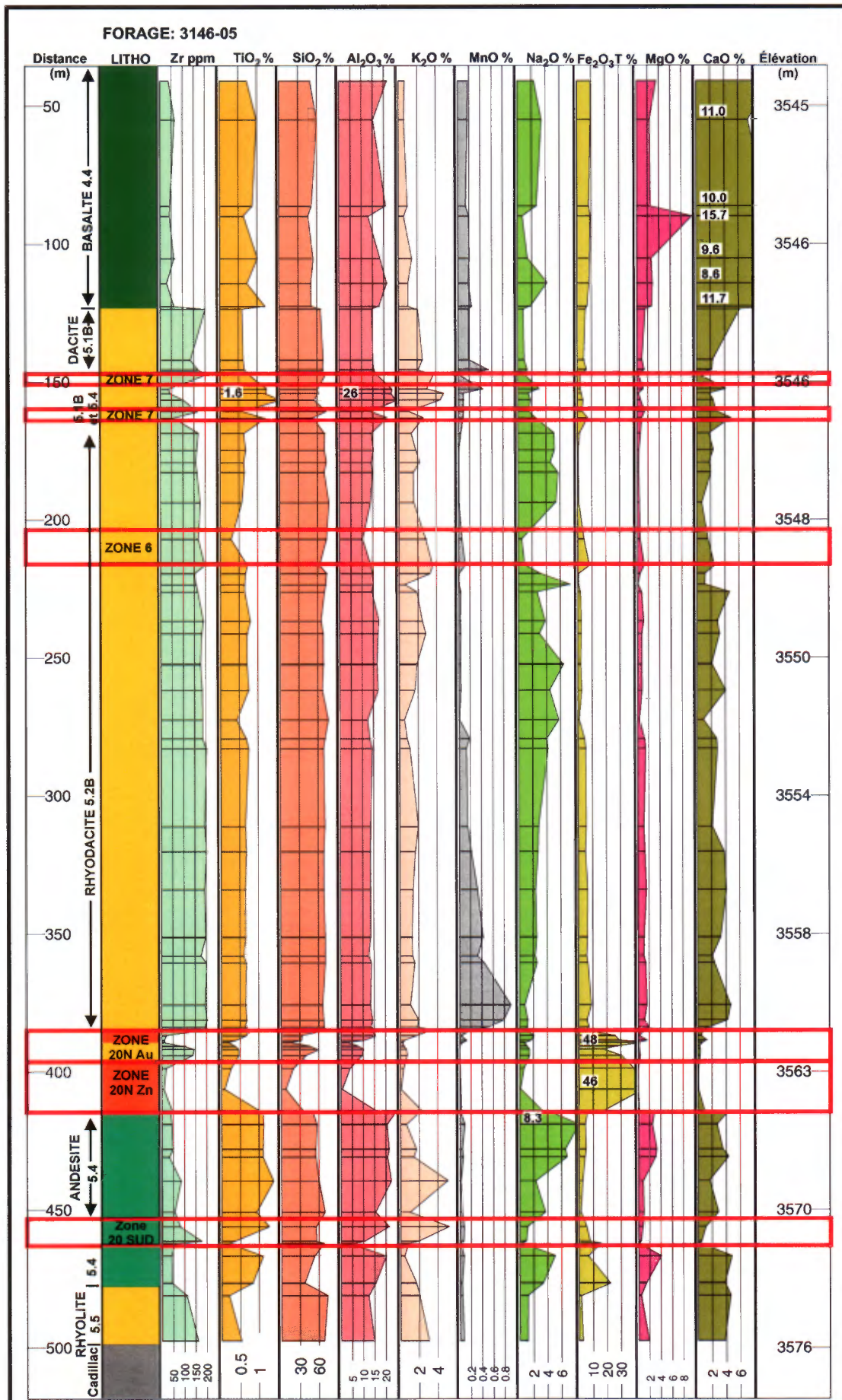


FIGURE 6B - Suite des profils lithogéochimiques pour le forage 3146-05 au niveau 146. Chaque ligne horizontale représente une analyse chimique.

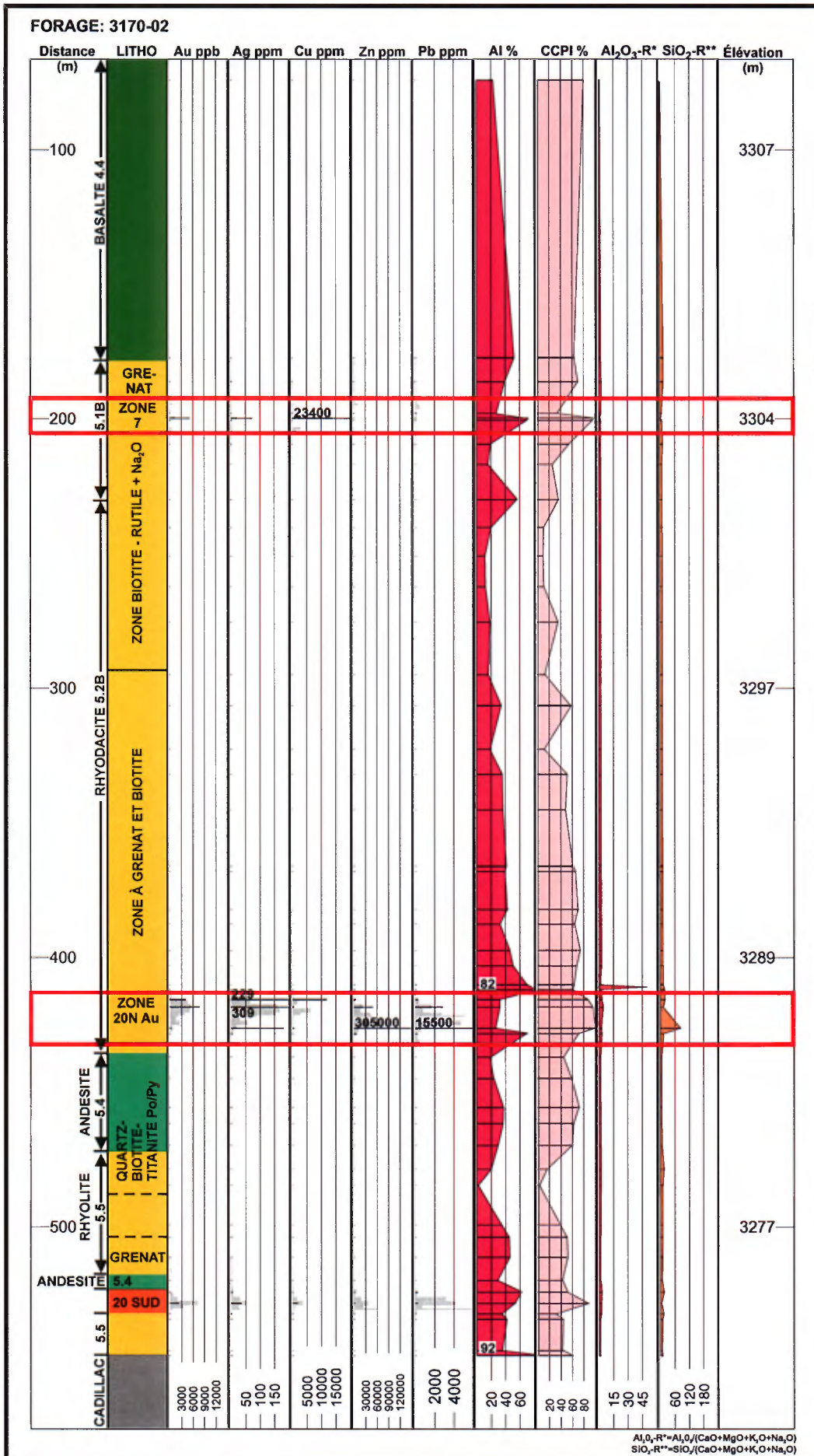


FIGURE 7A - Profils lithogéochimiques pour le forage 3170-02. Chaque ligne horizontale représente une analyse chimique. Les zones grises dans les colonnes Au, Ag, Cu, Zn et Pb illustrent les résultats d'analyses d'Agnico-Eagle.

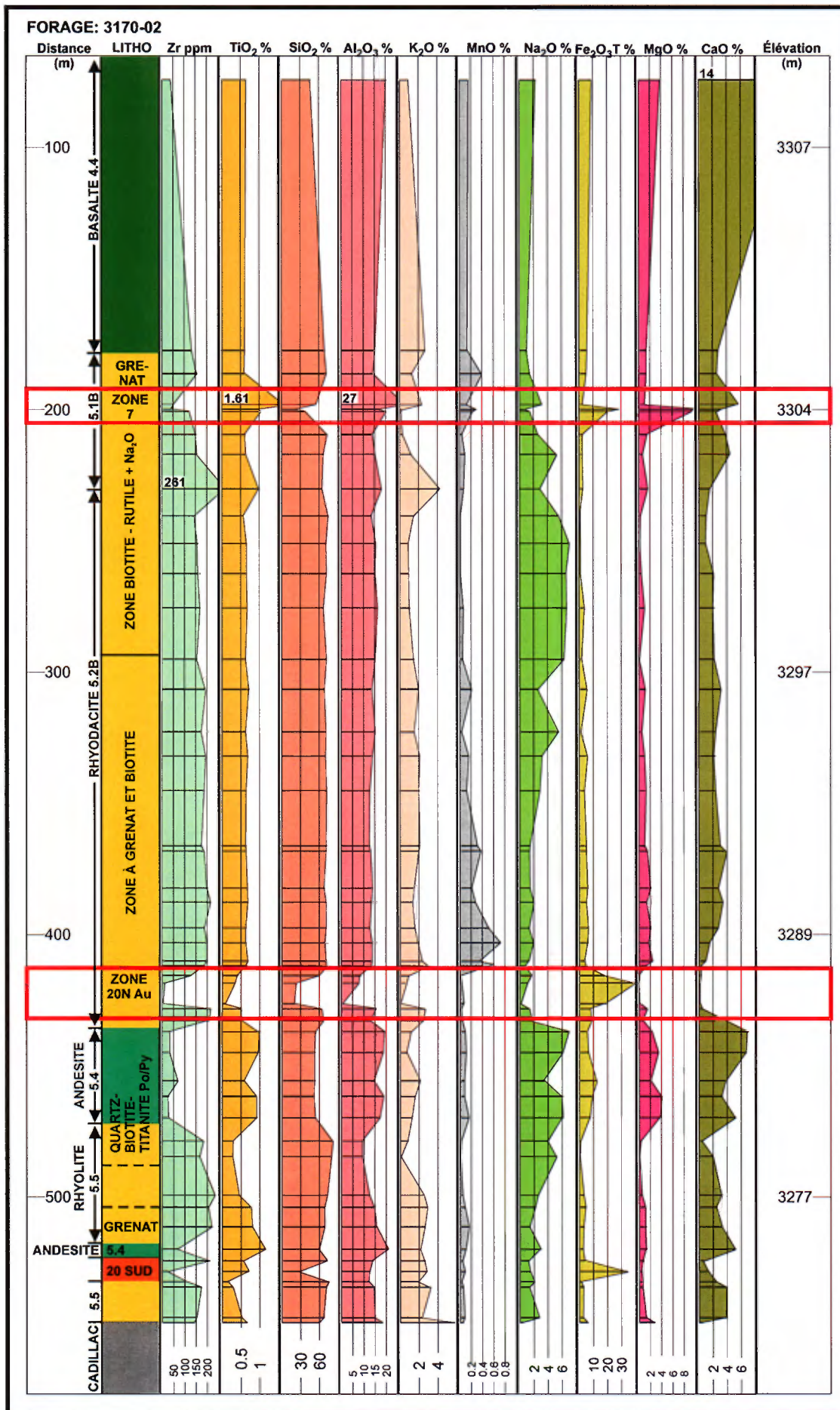


FIGURE 7B - Suite des profils lithogéochimiques pour le forage 3170-02. Chaque ligne horizontale représente une analyse chimique.

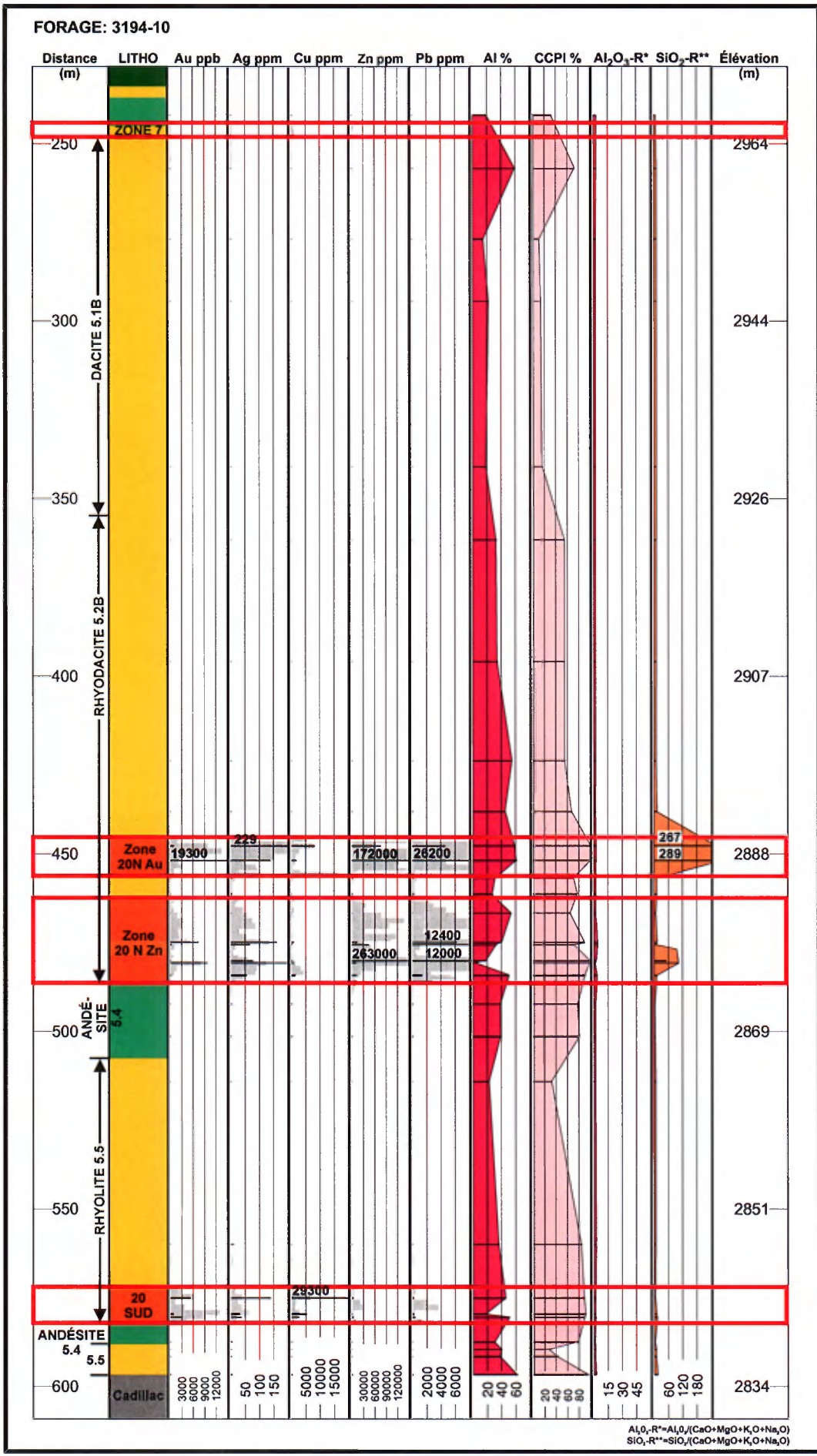


FIGURE 8A - Profils lithogéochimiques pour le forage 3194-10. Chaque ligne horizontale représente une analyse chimique. Les zones grises dans les colonnes Au, Ag, Cu, Zn et Pb illustrent les résultats d'analyses d'Agnico-Eagle.

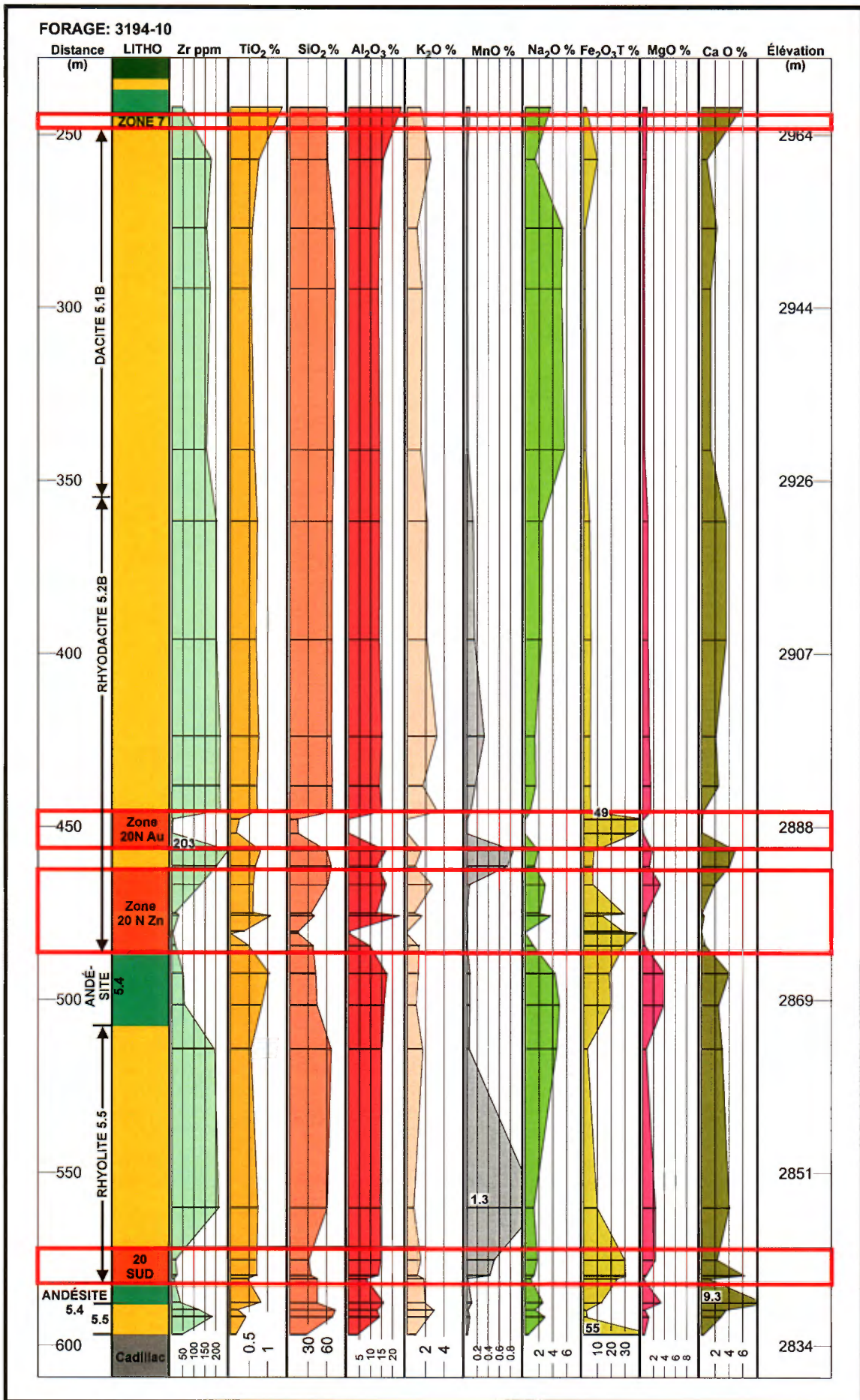
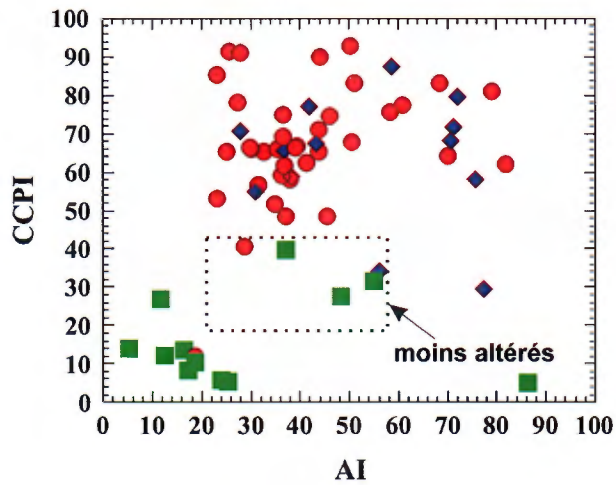


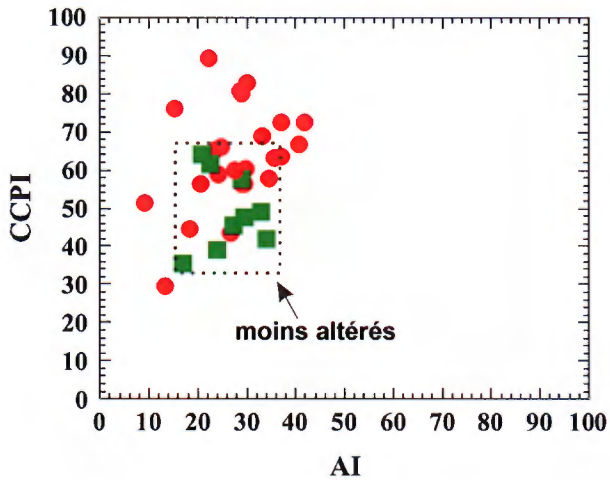
FIGURE 8B - Suite des profils lithogéochimiques pour le forage 3194-10. Chaque ligne horizontale représente une analyse chimique.



RHYODACITE-RHYOLITE (unité 5.2b)

- Rhyodacite-rhyolite moins altérée nb: 12
- Altération niveaux supérieur de la mine
- facies qtz+grenat+biotite nb: 37
- ◆ facies qtz+séricite nb: 13

FIGURE 9 - Diagramme d'« alteration box plot » (Large *et al.*, 2002) pour la rhyodacite-rhyolite 5.2b située dans le mur de la lentille 20 Nord (niveaux supérieurs et intermédiaires de la mine). Modifié de Large *et al.* (2002). AI : indice d'altération d'Ishikawa *et al.* (1976), CCPI : indice d'altération chlorite-carbonate-pyrite de Large *et al.* (2001). qtz : quartz, nb: nombre d'échantillons.



ANDÉSITE BASALTIQUE (unité 5.4)

■ Andésite moins altérée nb: 11

Toit Zone 20N Zn;

● andésite biotite+rutile+filonnets de Po/Py nb: 24

FIGURE 10 - Diagramme d'« *alteration box plot* » (Large *et al.*, 2002) pour l'andésite basaltique 5.4 située dans le toit de la lentille 20 Nord. Modifié de Large *et al.* (2002). AI : indice d'altération d'Ishikawa *et al.* (1976), CCPI : indice d'altération chlorite-carbonate-pyrite de Large *et al.* (2001). qtz : quartz, Po/Py : pyrrhotite/pyrite.

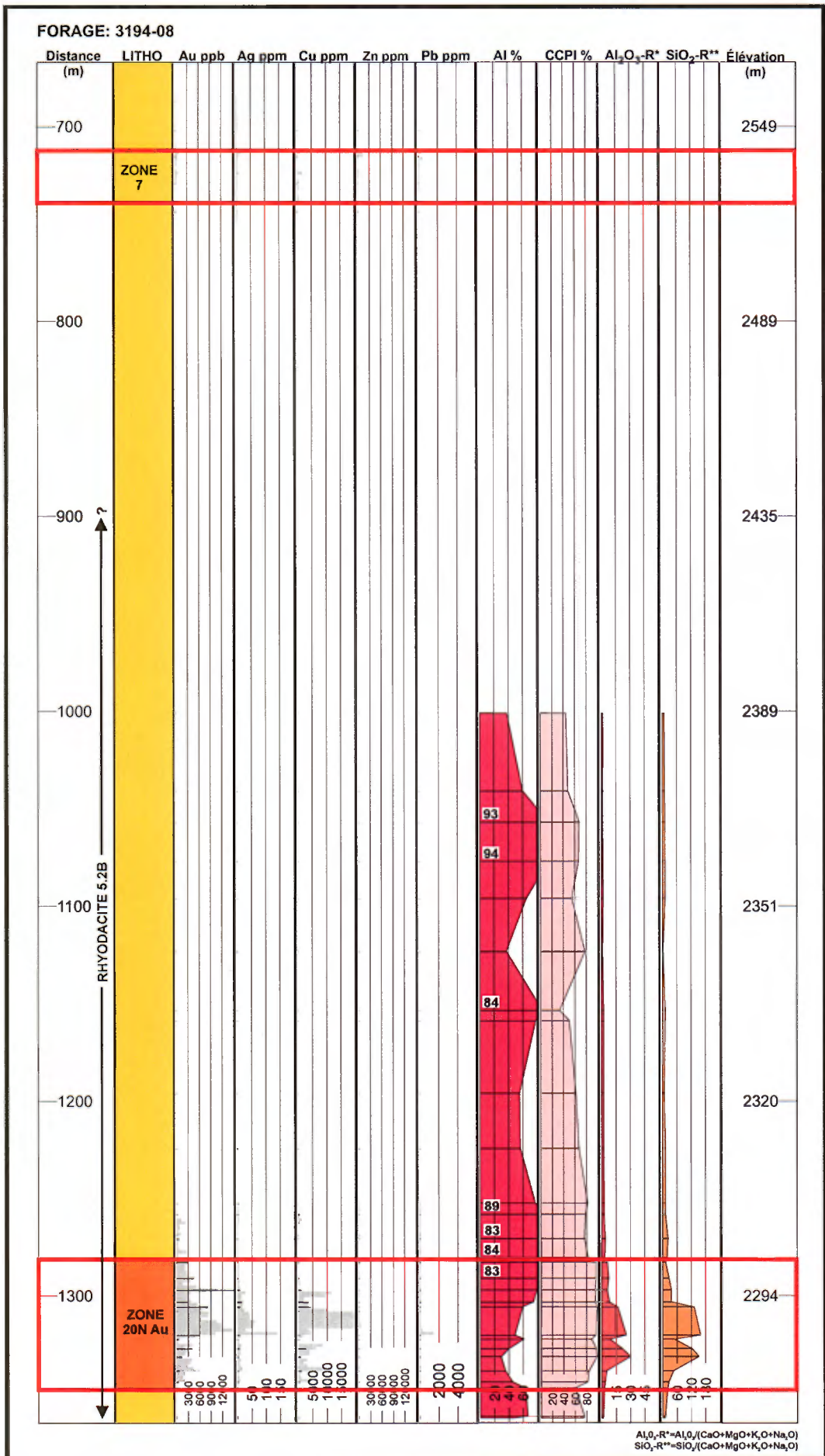


FIGURE 11A - Profils lithogéochimiques pour le forage 3194-08. Chaque ligne horizontale représente une analyse chimique. Les zones grises dans les colonnes Au, Ag, Cu, Zn et Pb illustrent les résultats d’analyses d’Agnico-Eagle.

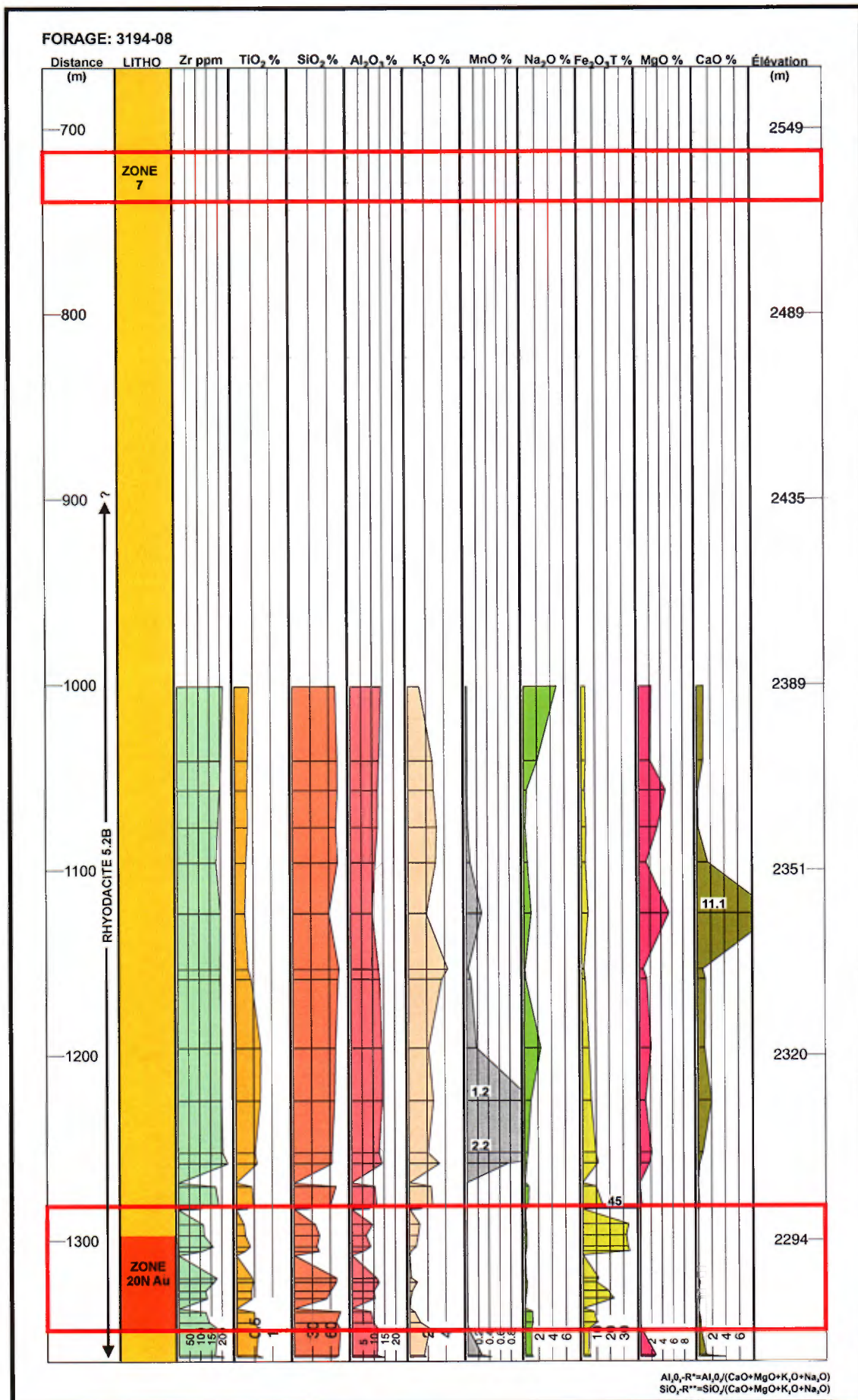


FIGURE 11B - Suite des profils lithogéochimiques pour le forage 3194-08.
 Chaque ligne horizontale représente une analyse chimique.

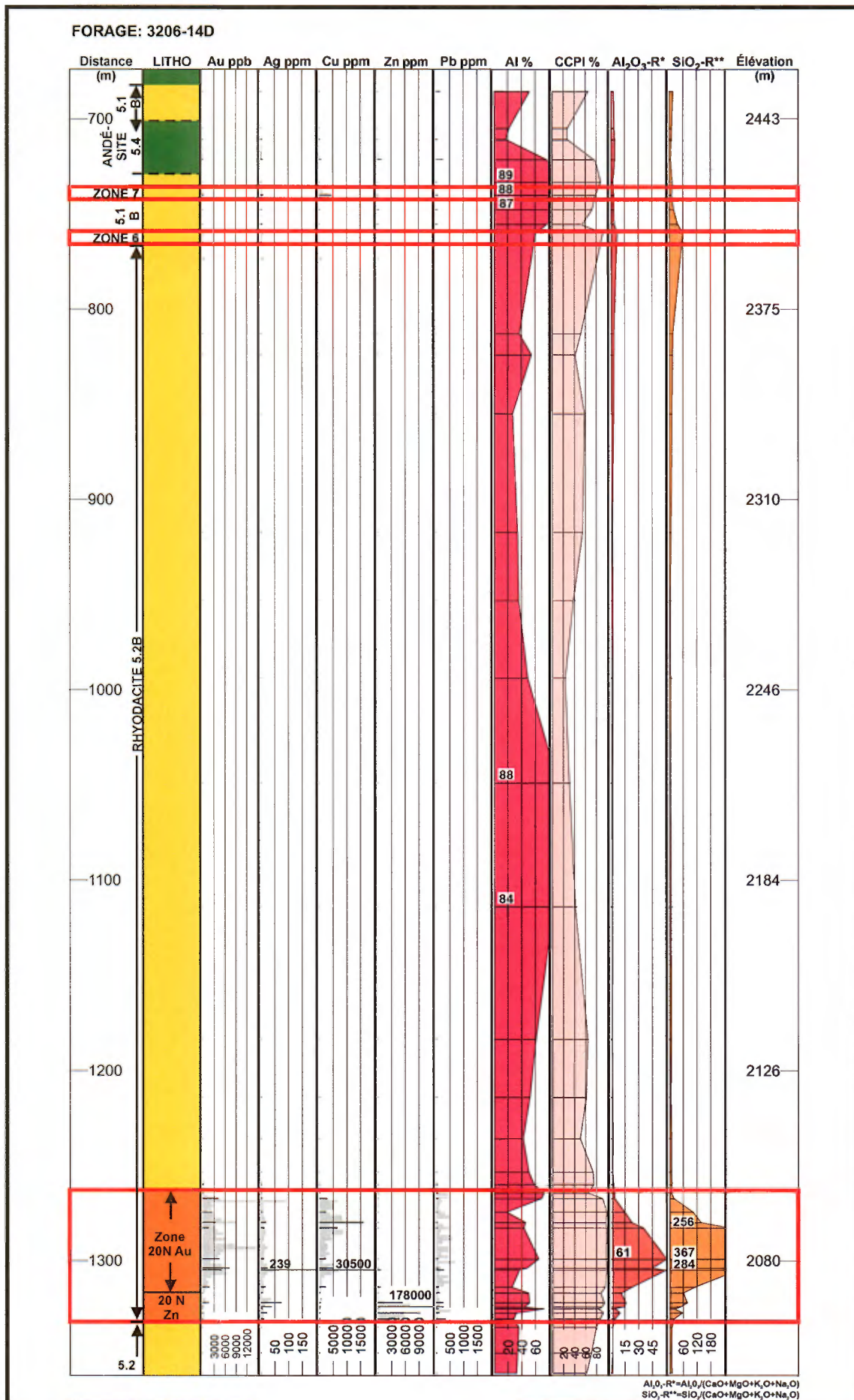


FIGURE 12A - Profils lithogéochimiques pour le forage 3206-14D. Chaque ligne horizontale représente une analyse chimique. Les zones grises dans les colonnes Au, Ag, Cu, Zn et Pb illustrent les résultats d'analyse d'Agnico-Eagle.

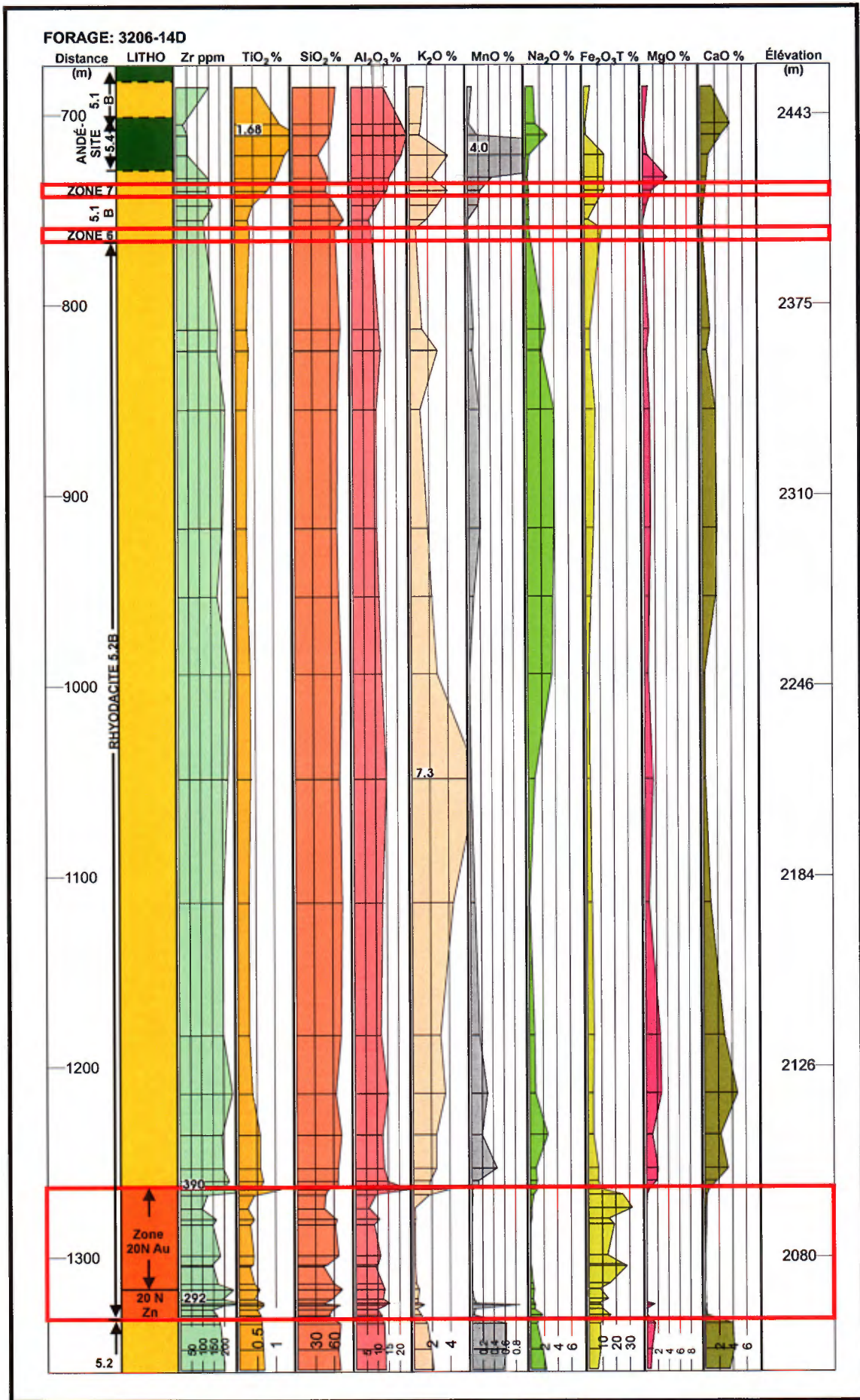


FIGURE 12B - Suite des profils lithogéochimiques pour le forage 3206-14D. Chaque ligne horizontale représente une analyse chimique.

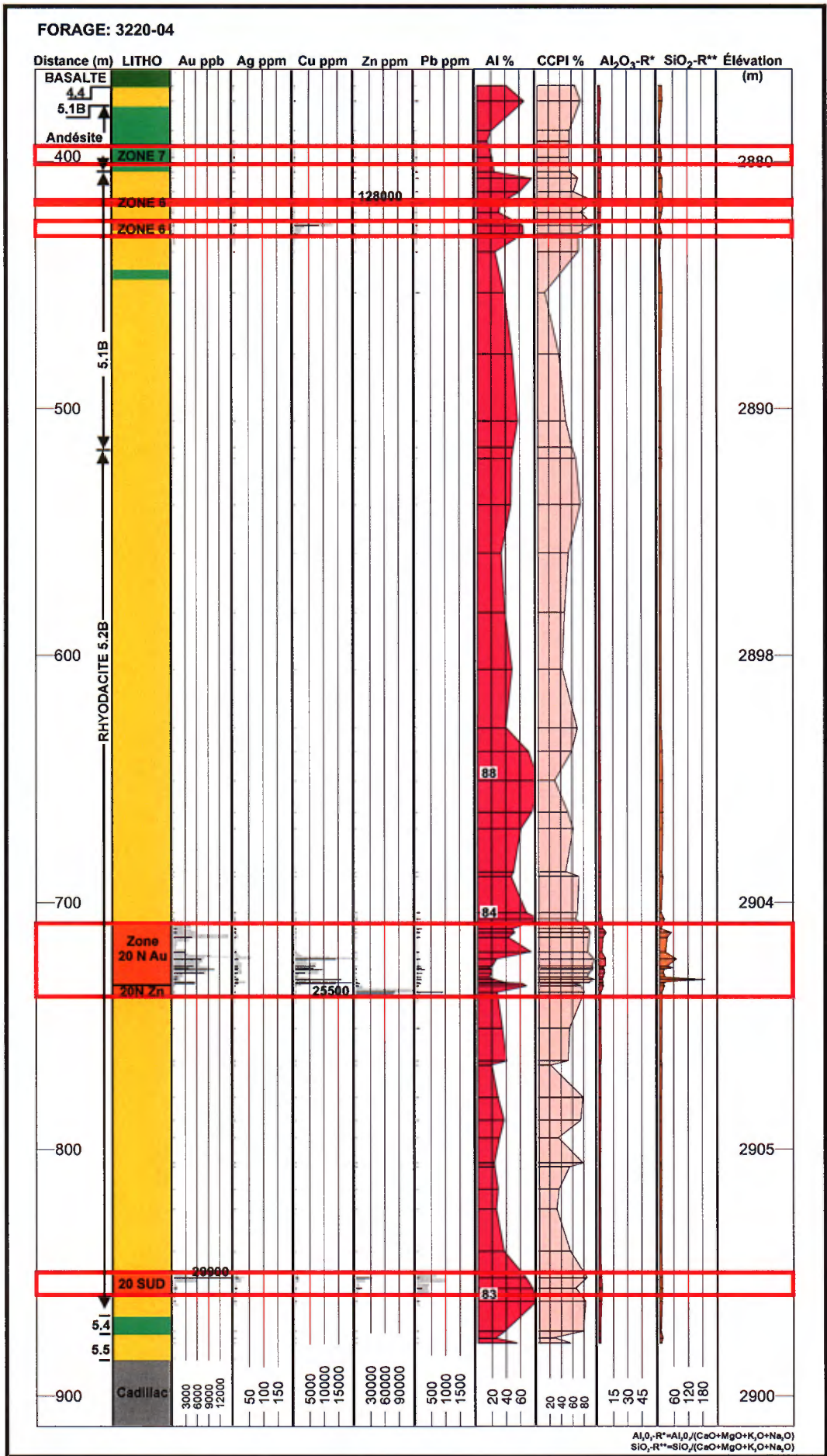


FIGURE 13A - Profils lithogéochimiques pour le forage 3220-04. Chaque ligne horizontale représente une analyse chimique. Les zones grises dans les colonnes Au, Ag, Cu, Zn et Pb illustrent les résultats d'analyses d'Agnico-Eagle.

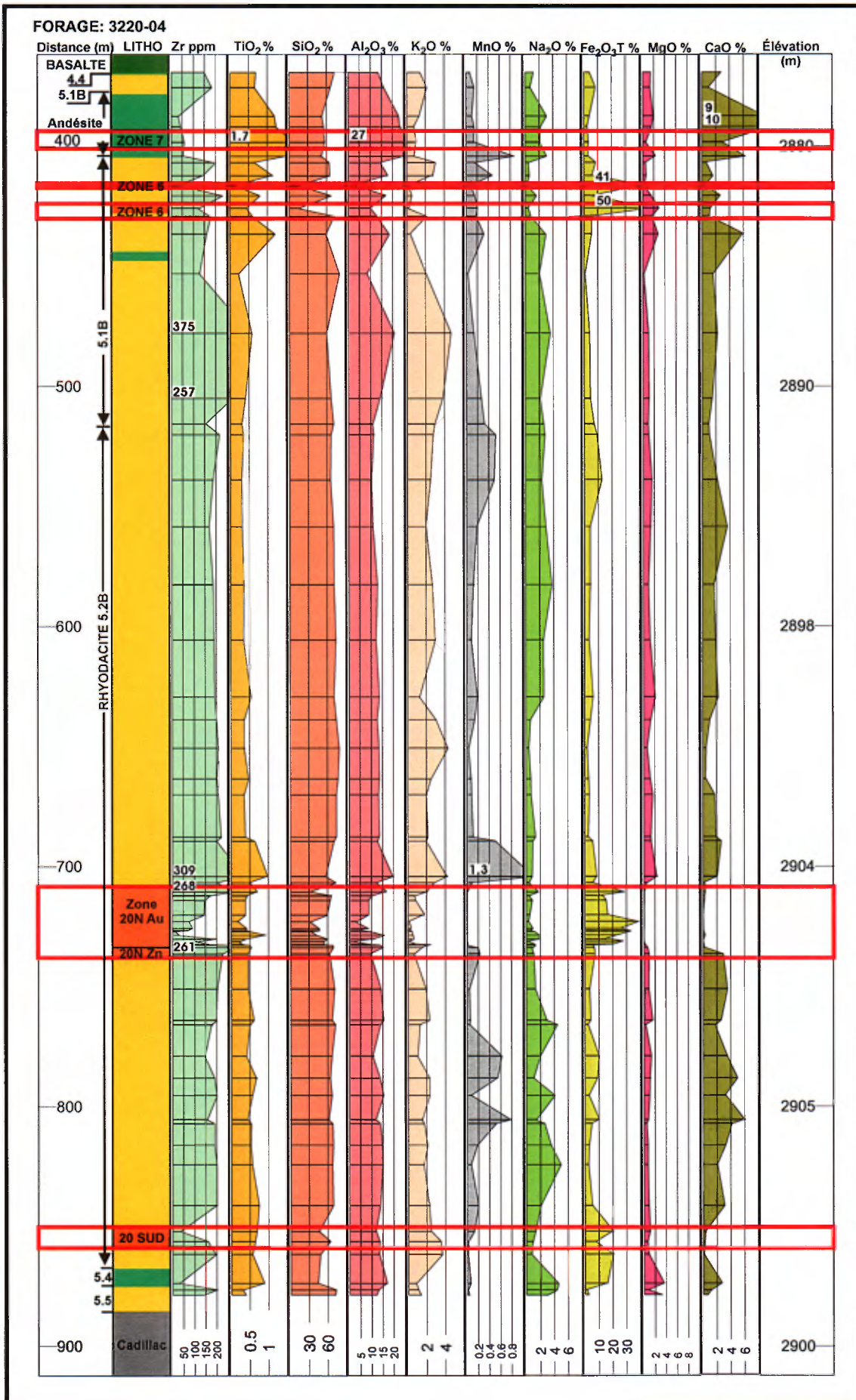


FIGURE 13B - Suite des profils lithogéochimiques pour le forage 3220-04. Chaque ligne horizontale représente une analyse chimique.

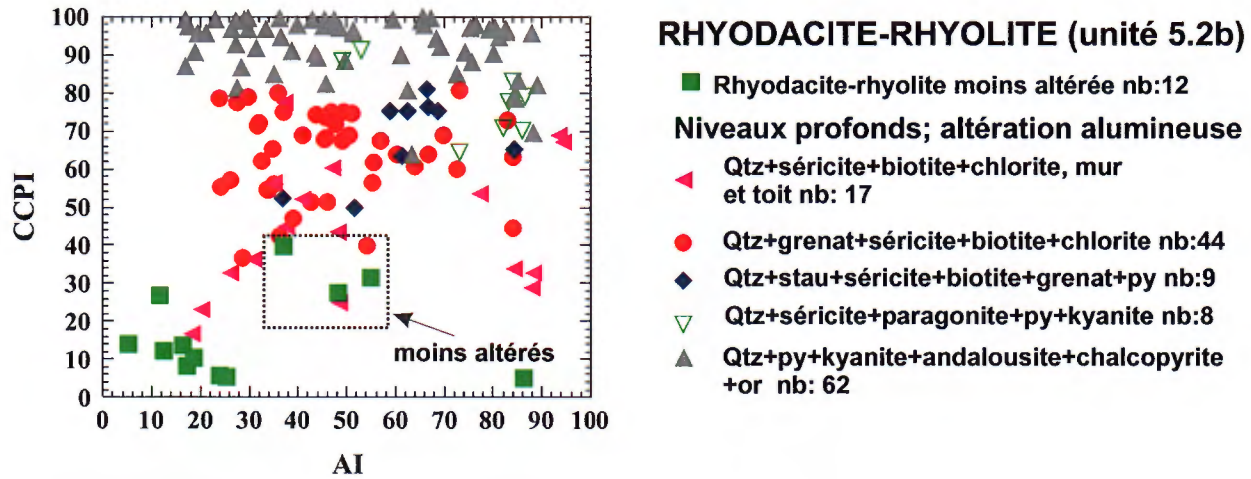
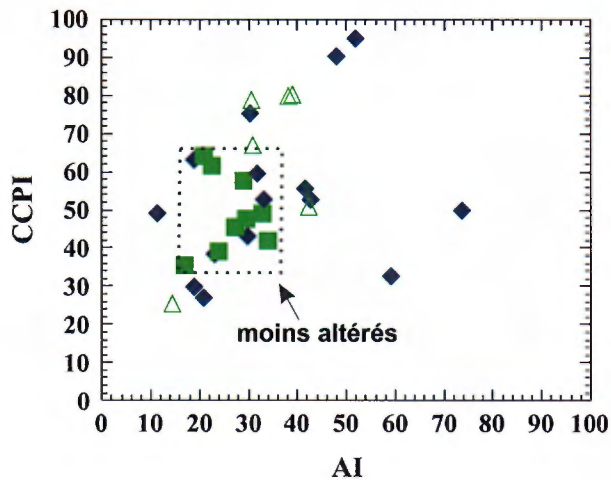


FIGURE 14 - Diagramme d'« *alteration box plot* » (Large *et al.*, 2002) pour la rhyodacite-rhyolite 5.2 hôte de la lentille 20 Nord dans les niveaux inférieurs de la mine. Modifié de Large *et al.* (2002). AI : indice d'altération d'Ishikawa *et al.* (1976), CCPI : indice d'altération chlorite-carbonate-pyrite de Large *et al.* (2001). Qtz : quartz, py : pyrite, stau : staurotide, nb: nombre d'échantillons.



ANDÉSITE BASALTIQUE (unité 5.4)

■ Andésite moins altérée nb: 11

Mur et toit de la lentille 20 Sud;

△ zone qtz+biotite+rutile/titanite+
filonnets de Po/Py nb: 6

◆ zone qtz+séricite+micas verts+titanite+
Po/Py nb: 15

FIGURE 15 - Diagramme d'« *alteration box plot* » (Large *et al.*, 2002) pour l'andésite basaltique 5.4 associée à la lentille 20 Sud. Modifié de Large *et al.* (2002). AI : indice d'altération d'Ishikawa *et al.* (1976), CCPI : indice d'altération chlorite-carbonate-pyrite de Large *et al.* (2001). Qtz : quartz, Po/Py : pyrrhotite/pyrite, nb: nombre d'échantillons.

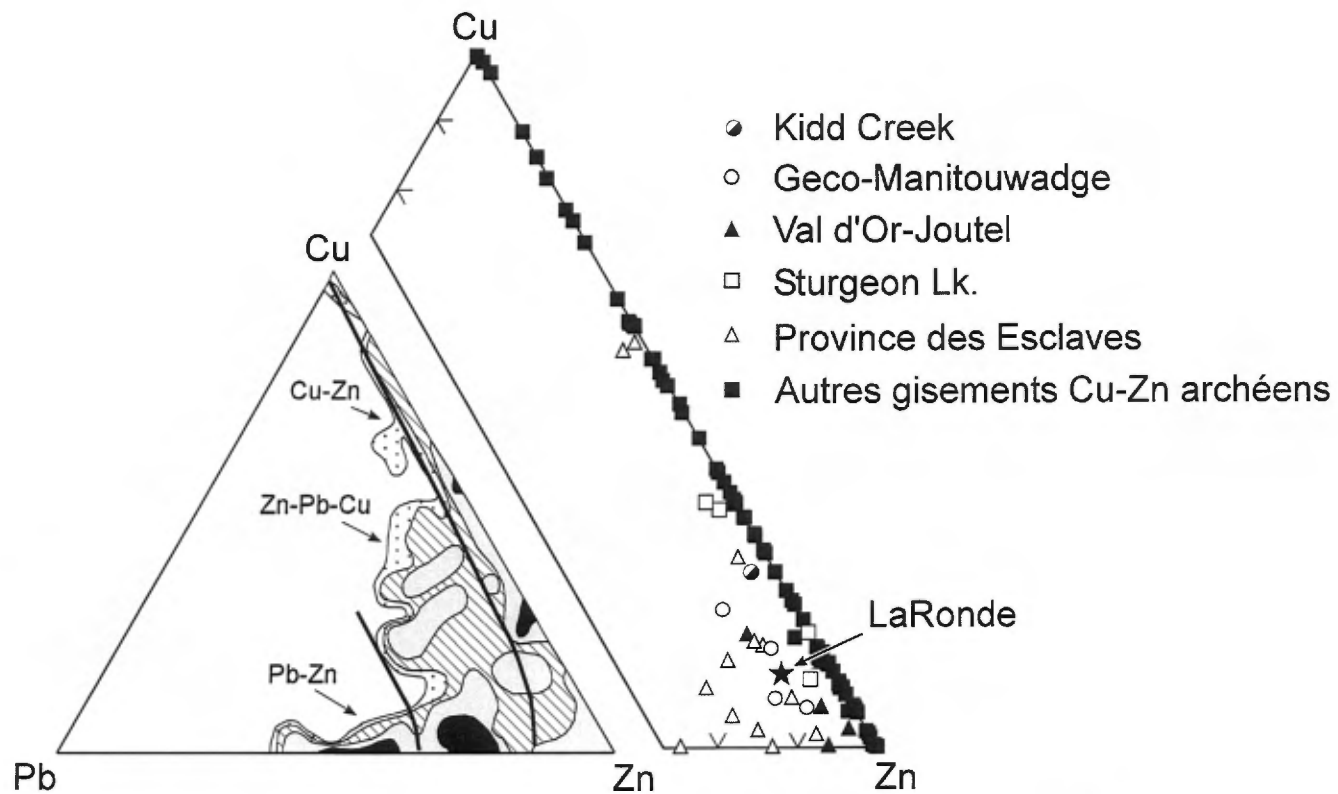


FIGURE 16 - Rapports de Cu-Zn-Pb des gisements archéens canadiens de SMV (diagramme intérieur tiré de Franklin *et al.*, 1981). Ces rapports démontrent l'enrichissement marqué en Pb du gisement LaRonde et d'autres gisements des districts de Val d'Or et de Joutel. Au Canada, la majeure partie des gisements archéens de SMV sont situés le long de l'axe Cu-Zn.

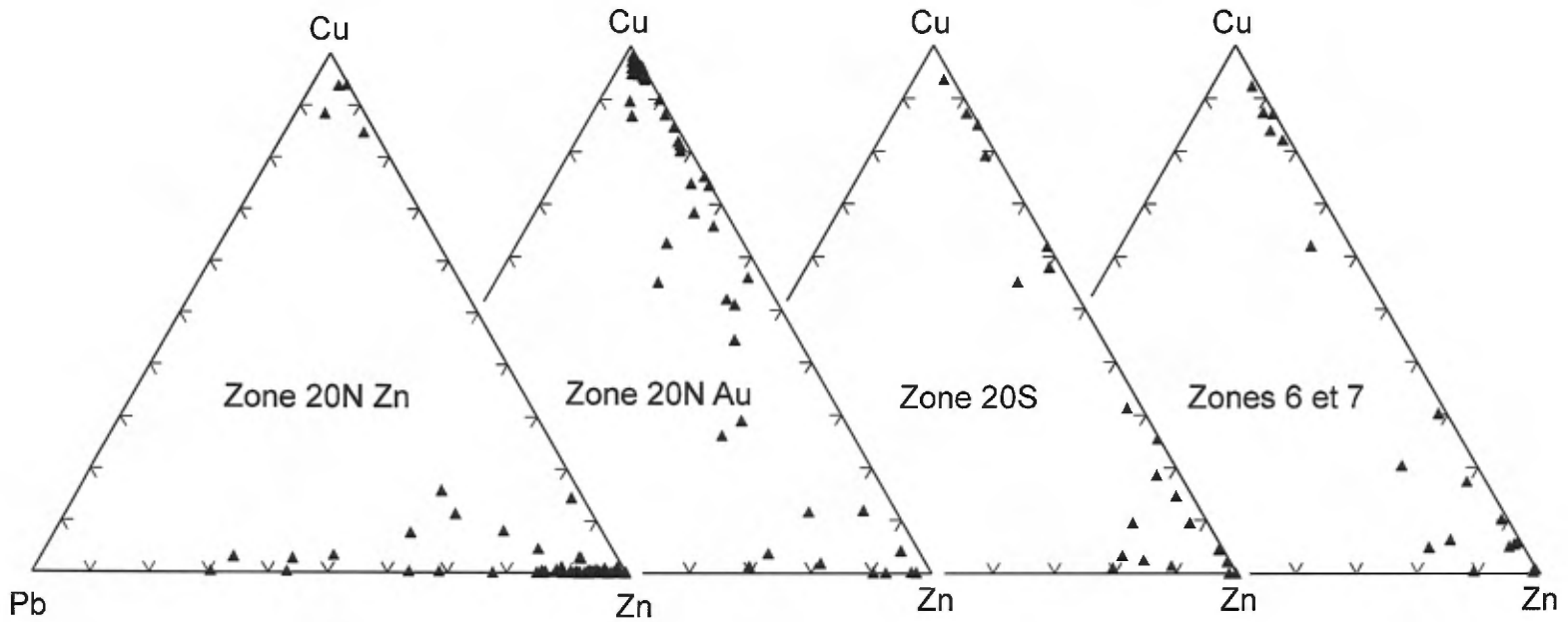


FIGURE 17 - Rapports de Cu-Zn-Pb des échantillons prélevés dans différentes zones minéralisées du gisement LaRonde. La démarcation entre les minerais riches en Cu, en Pb et en Zn indique la zonation primaire des métaux dans les diverses zones minéralisées.

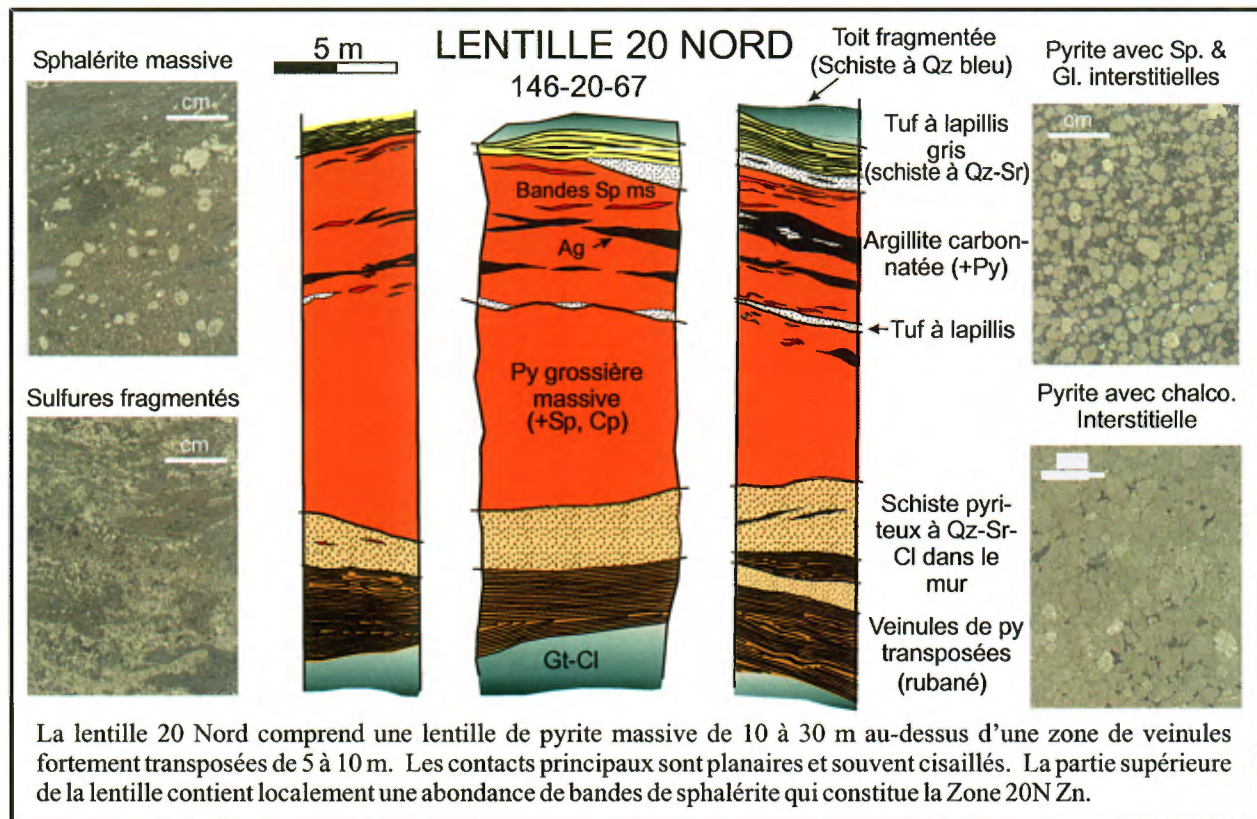
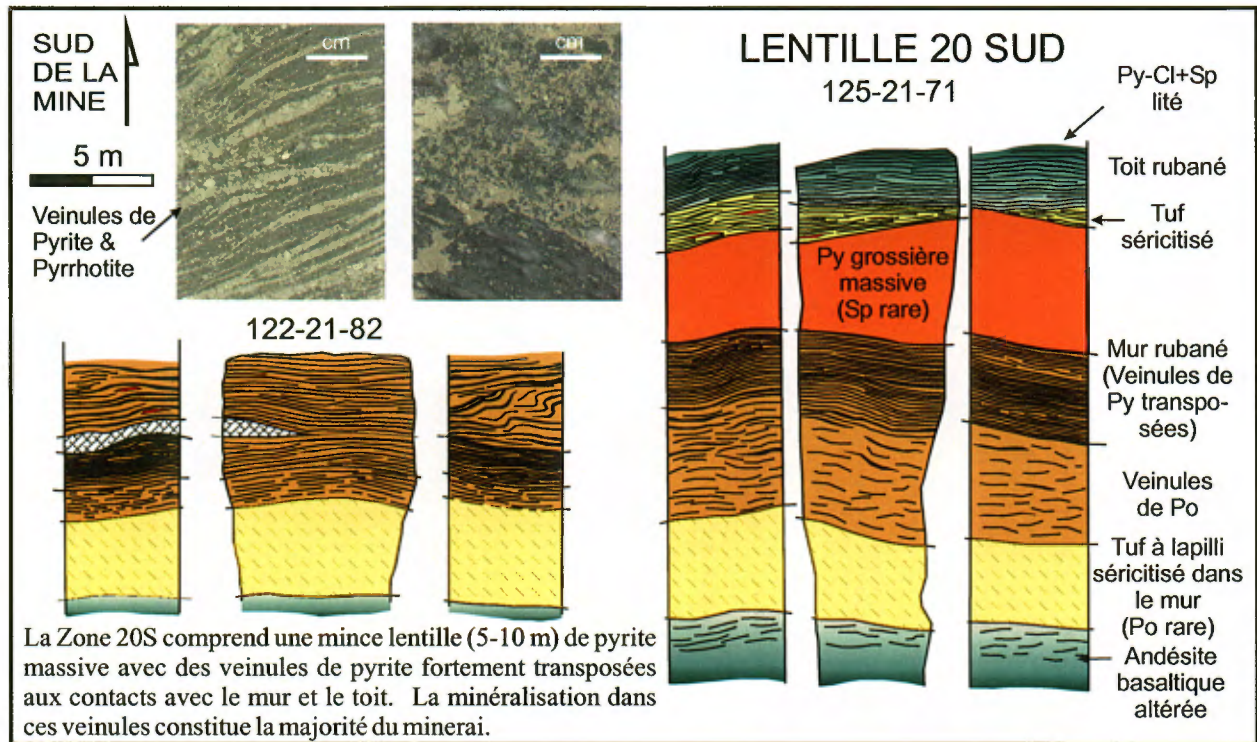


FIGURE 18 - Cartes de coupes transversales représentatives des lentilles minéralisées 20 Nord et 20 Sud. Ces cartes présentent la nature, composition et répartition des différents types de minerais. Ag: argillite; Cl: chlorite; Cp: chalcopyrite; Gl: galene; ms: massive; Po: pyrrhotite; Py: pyrite; Qz: quartz; Sp: sphalérite; Sr: sericite.

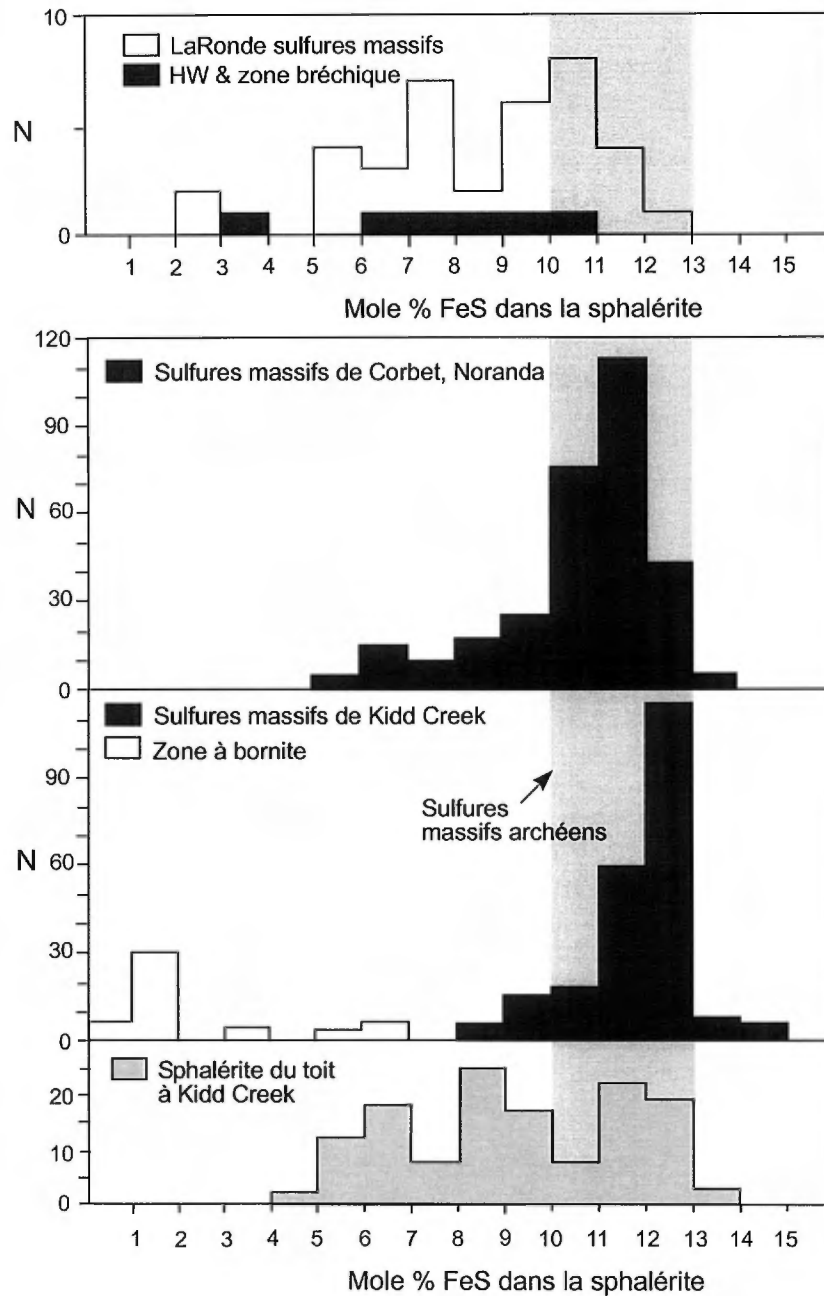


FIGURE 19 - Graphiques des compositions de la sphalérite (% molaire de FeS) présente dans les sulfures massifs de la mine LaRonde. Les données sur la sphalérite d'autres gisements de SMV de l'Abitibi sont fournies à des fins de comparaison.

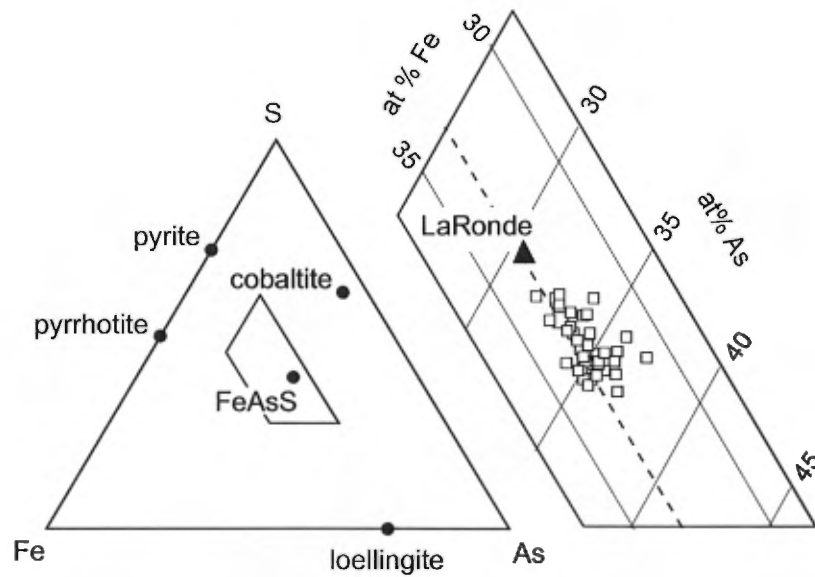


FIGURE 20 - Graphique des compositions de l'arsénoxyrite (% atomique d'As) présente dans les sulfures massifs du gisement LaRonde. La plage de compositions de l'arsénoxyrite naturelle présente dans d'autres types de gisements (environ 28 à 38 % atomique de As : Kretschmar et Scott, 1976), ainsi que les données sur l'arsénoxyrite des gisements de Kidd Creek sont fournies à des fins de comparaison.

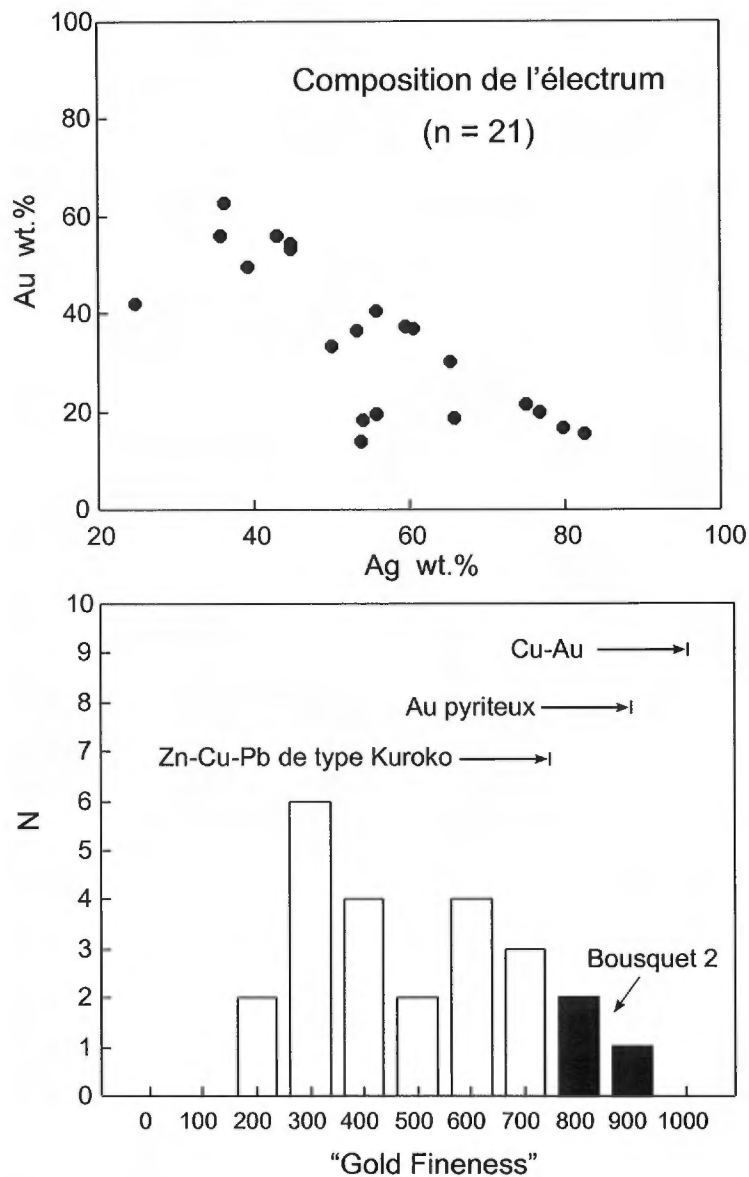


FIGURE 21 - Graphiques qui présentent des données sur le gisement de Bousquet 2 (Tourigny *et al.*, 1993), ainsi que les compositions de l'électrum et le "gold fineness" présents dans des échantillons prélevés dans le minerai du gisement LaRonde (présente étude). Les plages des compositions de l'électrum présent dans des gisements de SMV typiques sont fournies à des fins de comparaison (Morrison *et al.*, 1991).

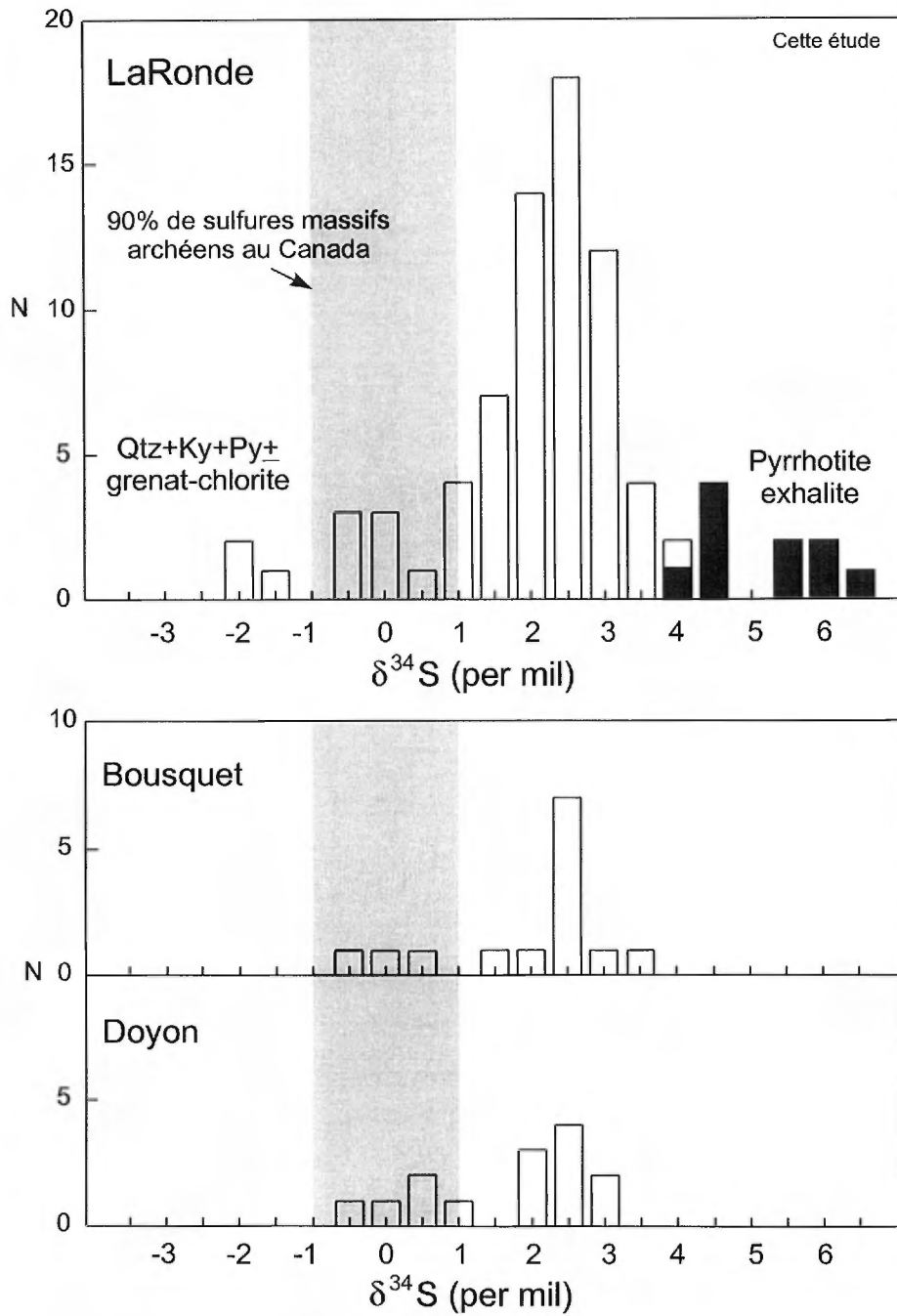


FIGURE 22 - Graphiques des compositions isotopiques de la pyrite présente dans différents types de minerai de la mine LaRonde. Les données non publiées sur les gisements de Bousquet et Doyon qui ont été recueillies par J.M. Franklin et M. Hannington ont été fournies pour fins de comparaison. Ky: kyanite; Py: pyrite; Qtz: quartz.

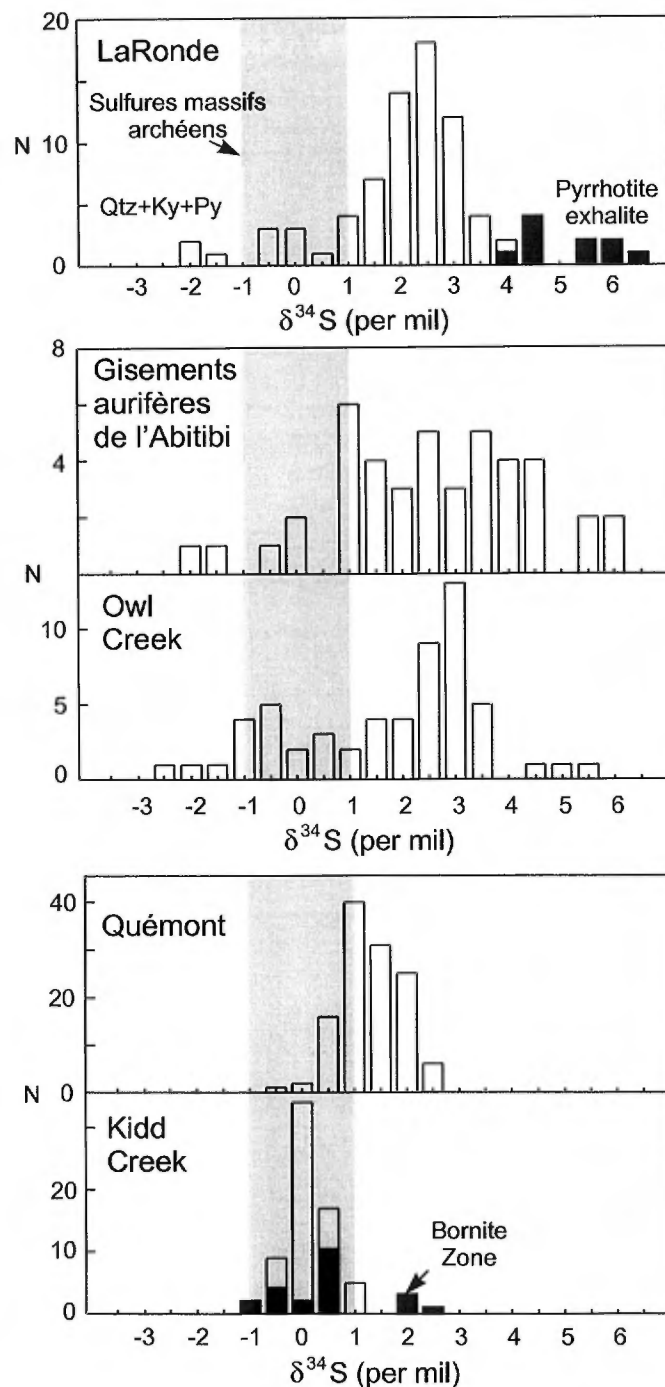


FIGURE 23 - Comparaison des données sur les isotopes du soufre du gisement LaRonde, et des données sur d'autres SMV de l'Abitibi ainsi que sur certains gisements d'or de cette région. Les données sur certains gisements d'or de l'Abitibi (n=42) portent, entre autres, sur des échantillons prélevés dans les mines Camflo, Aunor, Belmoral, Pamour et Hollinger (J.M. Franklin, données non publiées). Les données sur la mine d'or Owl Creek (n=57) ont été recueillies par Jonasson *et al.* (1999). Les données sur la mine Quémont portent, entre autres, sur 116 échantillons prélevés par Ryznar *et al.* (1967) et Lusk *et al.* (1975), ainsi que sur 5 échantillons prélevés dans la mine Horne (M. Hannington, données non publiées). Les données sur les gisements de Kidd Creek ont été recueillies par Hannington *et al.* (1999a).
 Ky: kyanite; Py: pyrite; qtz: quartz.

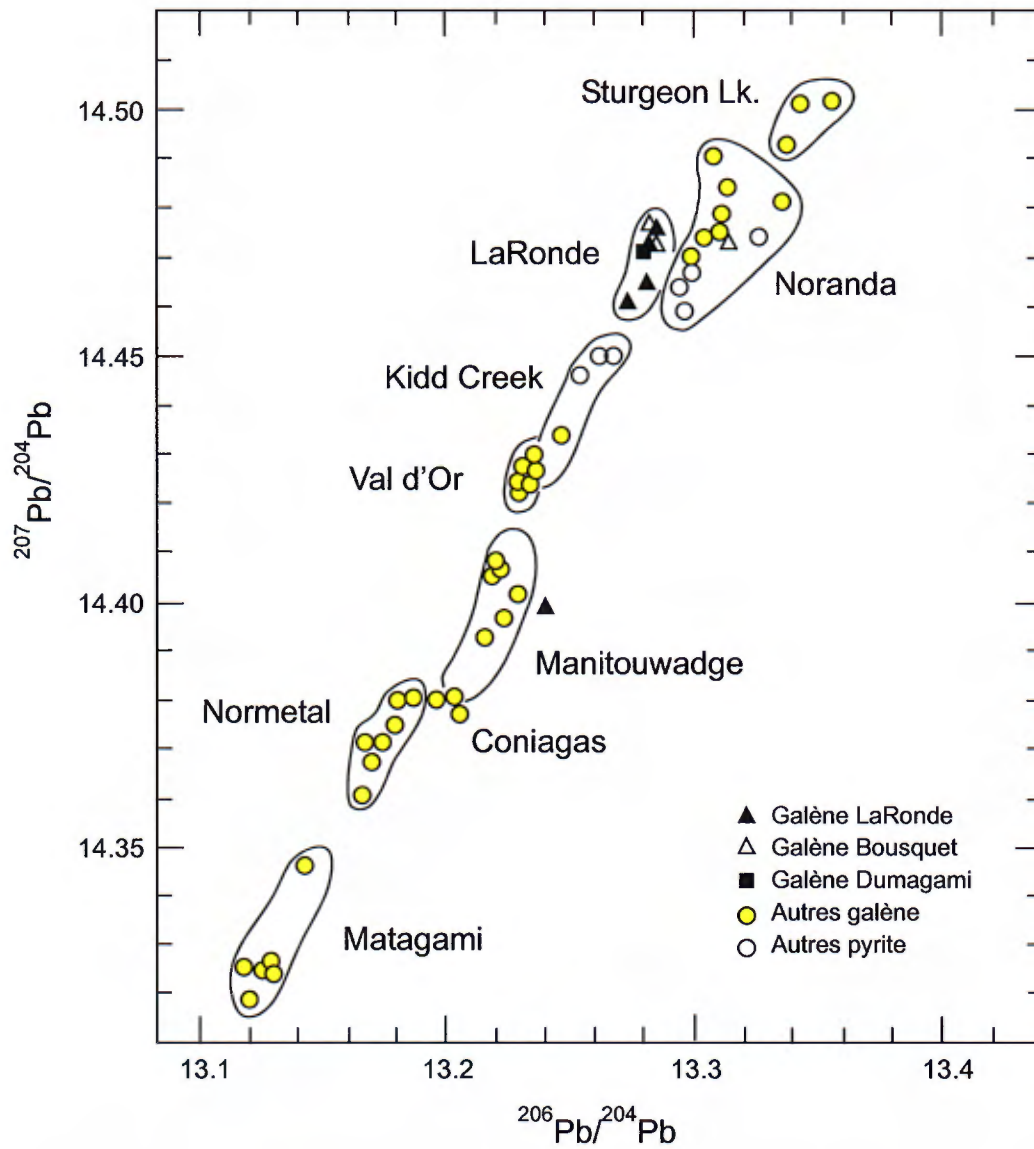


FIGURE 24 - Rapports isotopiques $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pour la galène des mines LaRonde, Bousquet et Dumagami. Les données sur les isotopes du plomb forment des amas le long de l'ensemble linéaire défini par Thorpe (1999) dans les différents districts de sulfures massifs volcanogènes de l'Abitibi.

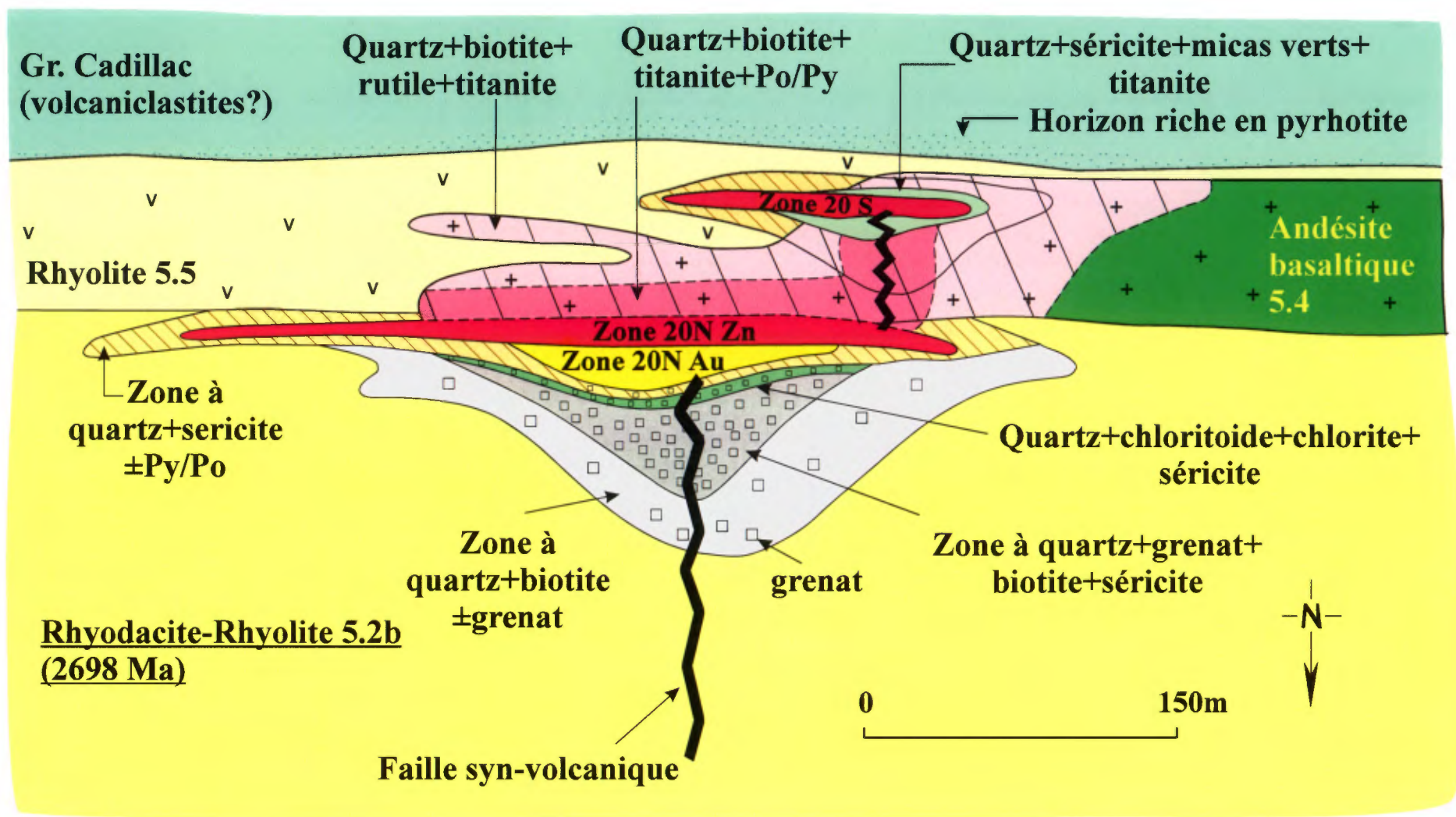


FIGURE 25 - Représentation schématique de la distribution des lentilles minéralisées 20 Nord (Zones 20N Au et 20N Zn) et 20 Sud, des unités lithologiques et des faciès d'altération dans les parties intermédiaires et supérieures du gisement LaRonde (puits Penna). (Py: pyrite; Po: Pyrrhotite).

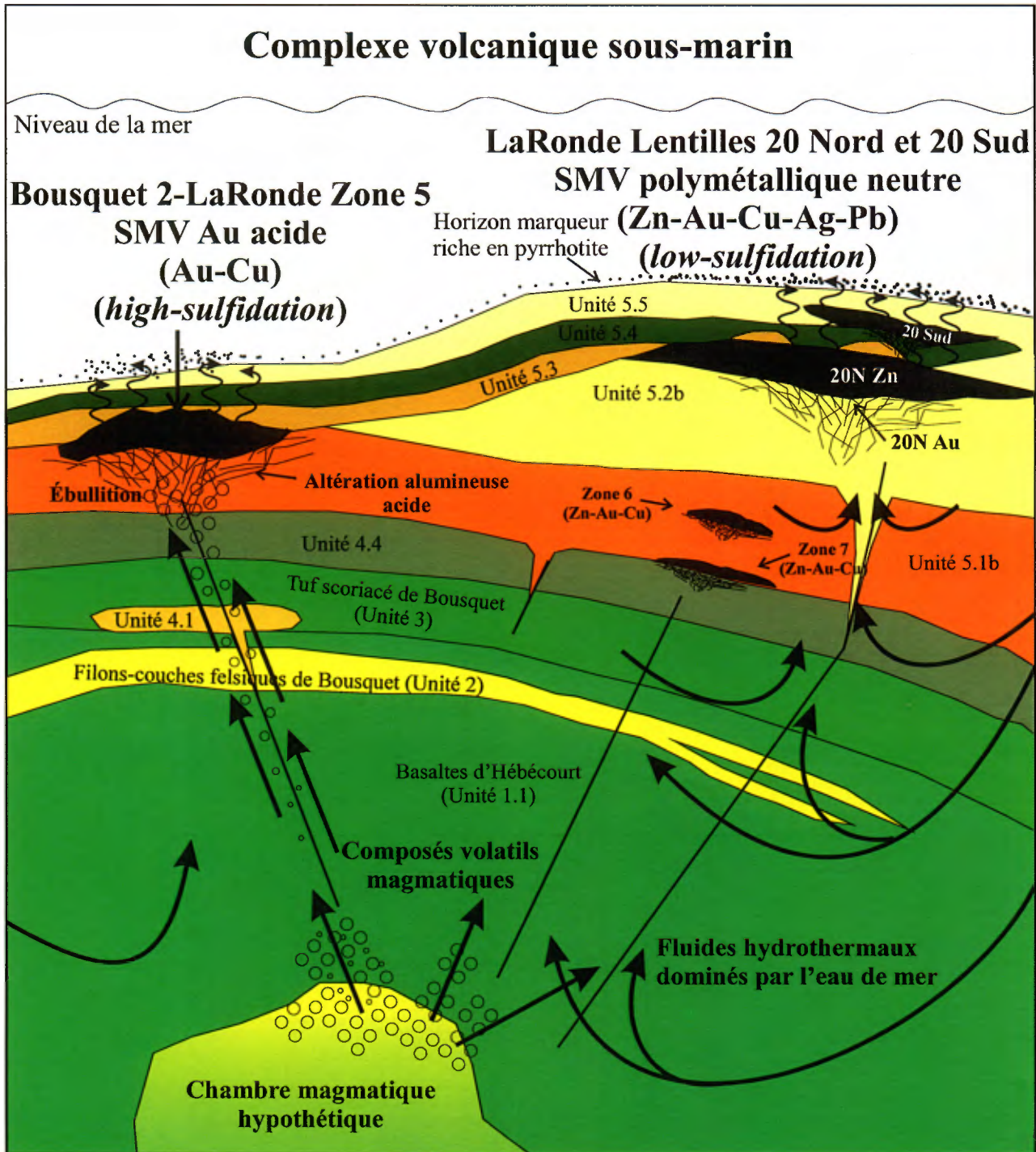


FIGURE 26 - Section est-ouest schématique représentant l'architecture possible, pré-déformation et métamorphisme, du camp minier dans le secteur des mines Bousquet 2 et LaRonde (Penna), ainsi que la nature et la structure du système hydrothermal lors de la formation des lentilles de sulfures massifs volcanogènes aurifères. SMV: sulfures massifs volcanogènes

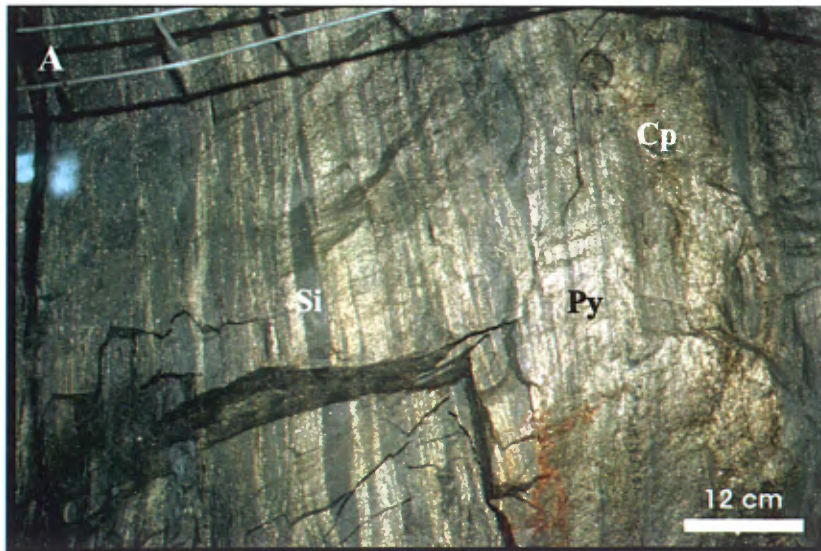


PLANCHE 1A. Vue en coupe de la Zone 20N Au illustrant la texture rubannée avec rubans-veines de pyrite (Py) transposés selon la foliation principale Sp en alternance avec des rubans riches en silice et séricite (Si) et présence de chalcopryrite (Cp). Chantier 118-20-72.



PLANCHE 1B. Vue en coupe de la Zone 20N Au montrant des veines (*stringers*) de pyrite (Py) transposées selon la foliation principale Sp dans une matrice riche en silice et séricite (Si). Chantier 118-20-72.

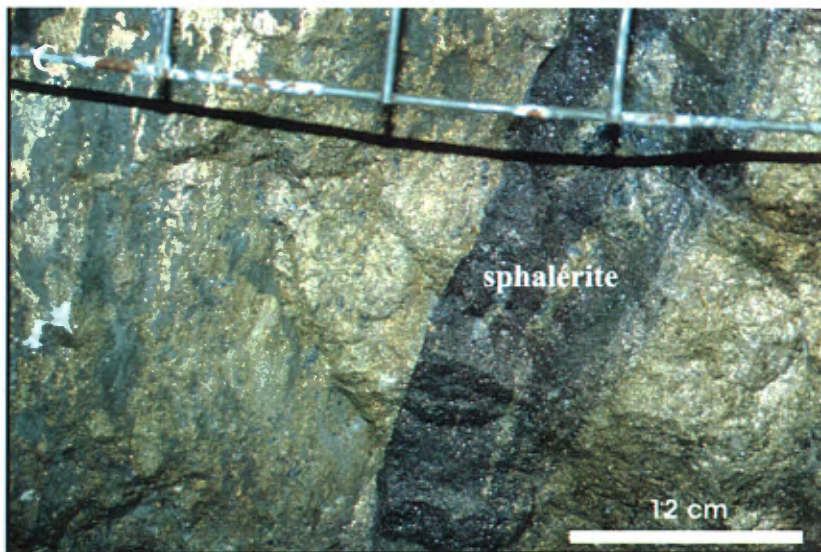


PLANCHE 1C. Vue rapprochée de la Zone 20N Zn montrant la présence de rubans de sphalérite massive dans une matrice de pyrite recristallisée. Chantier 146-20-67.

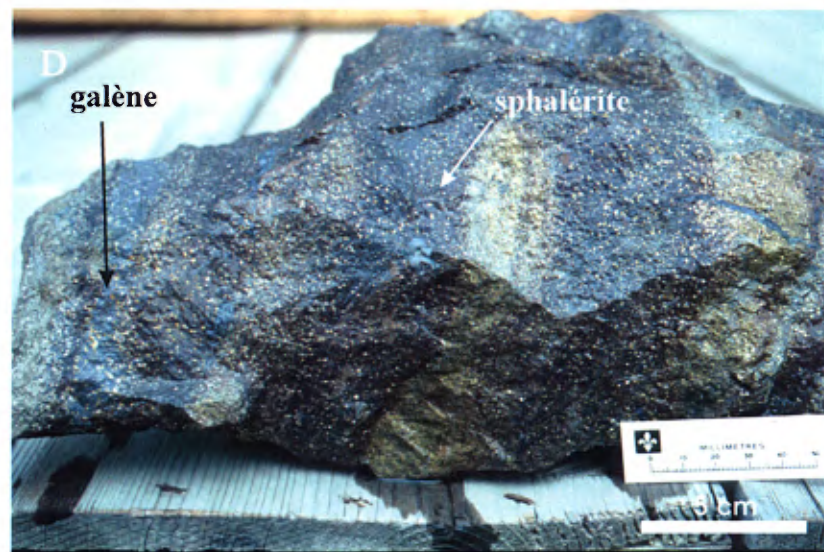


PLANCHE 1D. Minerais provenant de la Zone 20N Zn montrant le rubanement tectonique composé de bandes semi-massives de sphalérite brunâtre avec des bandes discontinues de pyrite (Py) et présence de galène.. Chantier 122-20-66.



PLANCHE 2A. Vue en coupe de la zone de veinules (*stringers*) de pyrite-pyrrhotite dans l'andésite basaltique altérée. Les veinules sont transposées parallèlement à la foliation principale (Sp). Chantier 146-20-67.



PLANCHE 2B. Vue en coupe montrant la lentille 20S avec veinules (*stringers*) de pyrite transposées parallèlement à la foliation principale (Sp). Niveau 146, section 7350E.



PLANCHE 2C. Vue en coupe de la lentille 20S avec bandes de pyrite (PY) semi-massive, avec chalcopyrite (CP) et sphalérite (SP) illustrant la texture rubanée produite par la transposition du *stockwerk* de sulfures. Niveau 146.

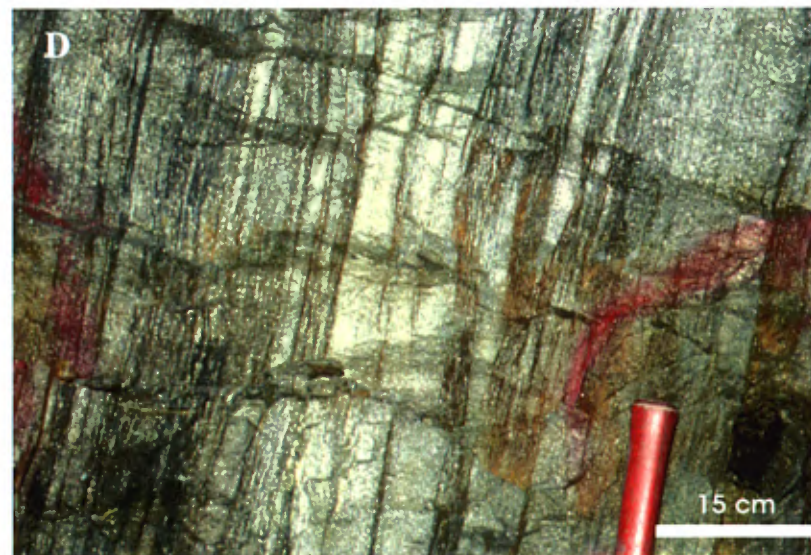


PLANCHE 2D. Vue rapprochée de la planche 4B. Niveau 146.



PLANCHE 3A. Vue en coupe verticale montrant une zone de sulfures massifs aurifère (pyrite+chalcopryrite+sphalérite) dans la lentille 20 Sud (chantier 106-21-80).



PLANCHE 3B. Vue en coupe verticale de la lentille 20S montrant des bandes de sphalérite dans une lentille de pyrite massive (chantier 106-21-80).

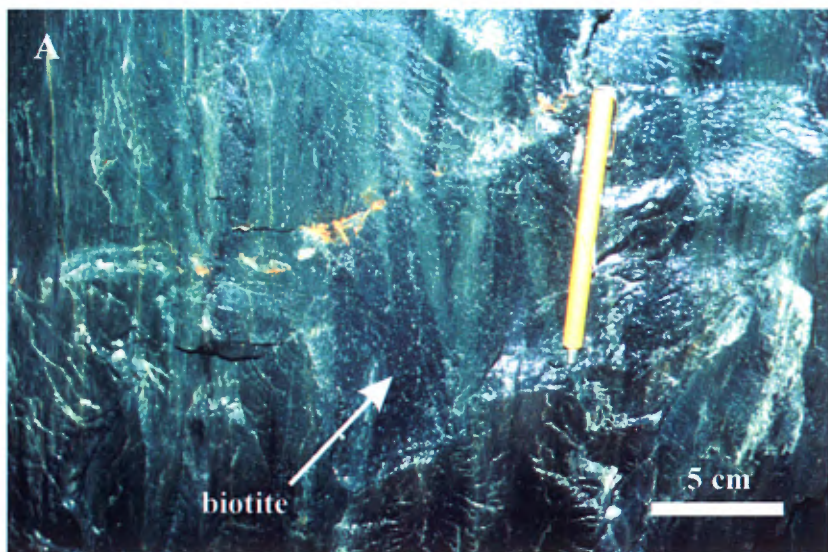


PLANCHE 4A. Vue en coupe verticale montrant l'altération en biotite (noire) partiellement remplacée par la séricite (verte), mur de la Zone 20N Au (chantier 140-20-73).

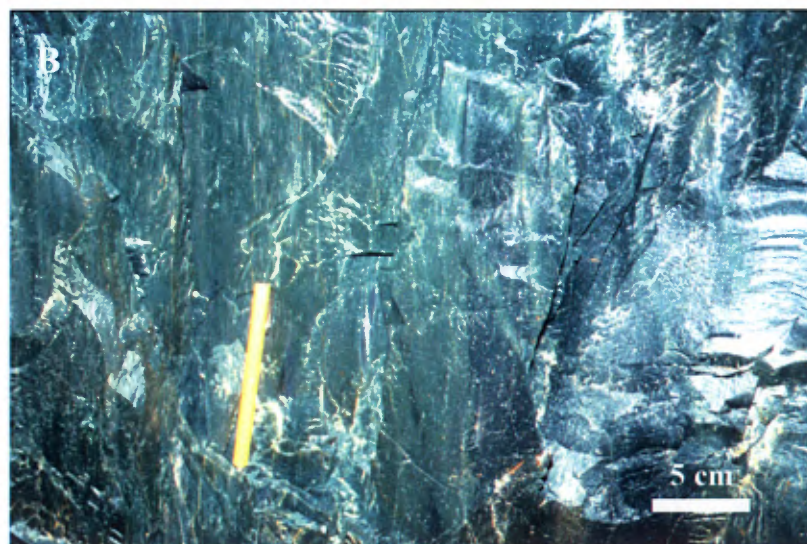


PLANCHE 4B. Vue en coupe verticale montrant l'altération en biotite (noire) fortement remplacée par la séricite (verte), mur de la Zone 20N Au (chantier 140-20-73).



PLANCHE 4C. Vue en coupe verticale montrant la zone d'altération à quartz+biotite+grenat+séricite dans le mur de la Zone 20N Au (chantier 143-20-59).

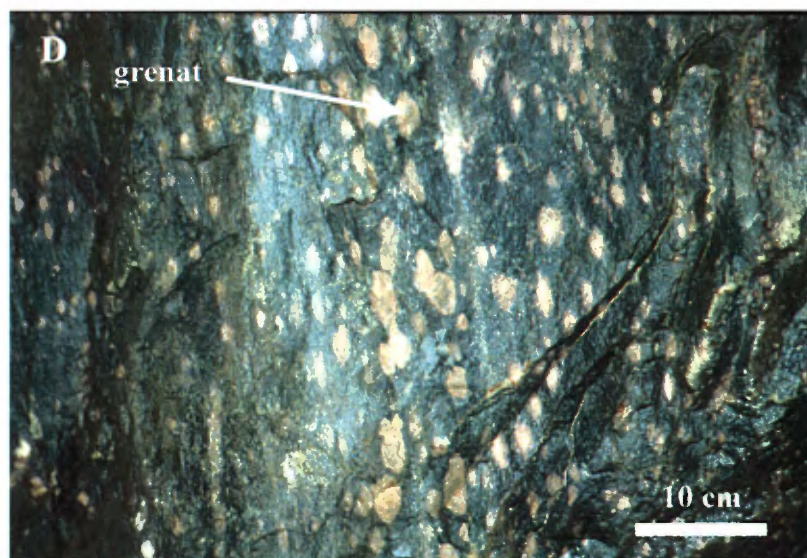


PLANCHE 4D. Vue rapprochée montrant de larges porphyroblastes de grenat dans la zone d'altération à quartz+grenat+biotite+séricite affectant une rhyodacite présente dans le mur de la Zone 20N Au. Mur de la Zone 20N Au (chantier 143-20-59).

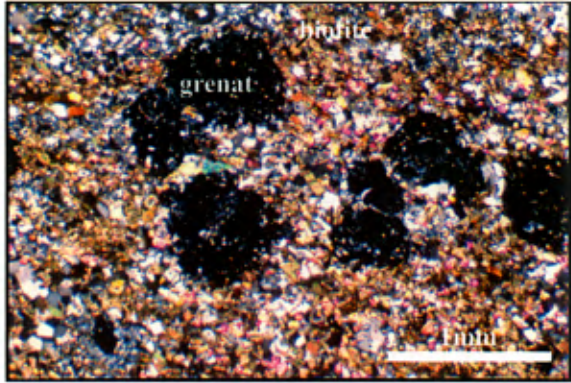


PLANCHE 5A. Photomicrographie montrant la zone à quartz+grenat+biotite+séricite dans la rhyodacite située dans le mur de la Zone 20N Au.
(Lumière transmise, nicols croisés)
(échantillon LABD-493-2000)

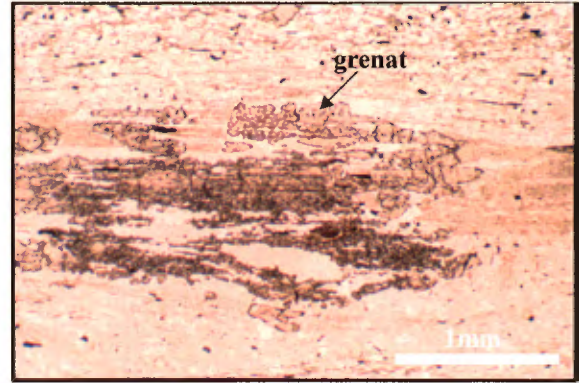


PLANCHE 5B. Photomicrographie de grenat syn- à tardi-déformation principale en intercroissance avec quartz dans une matrice de quartz+séricite.
(Lumière transmise, nicols simples)
(échantillon LABD-153-2000)

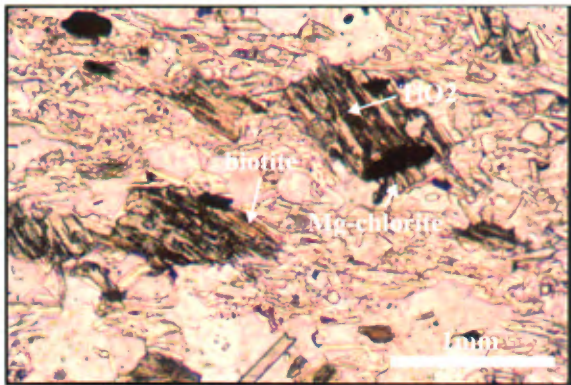


PLANCHE 5C. Photomicrographie de biotite remplacée par de la chlorite magnésienne.
(Lumière transmise, nicols simples)
(échantillon LABD-228-2000)

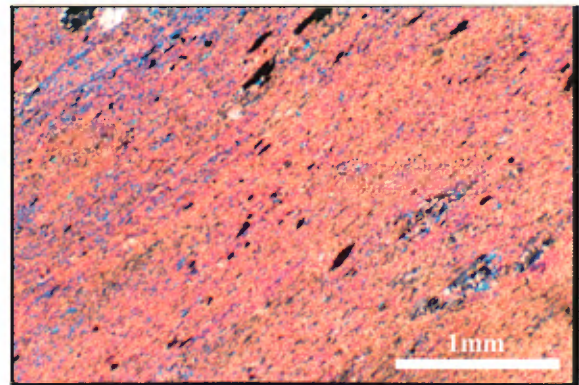


PLANCHE 5D. Zone à séricite semi-massive à massive dans le mur immédiat de la Zone 20N Au.
(Lumière transmise, nicols croisés)
(échantillon LABD-500-2000)

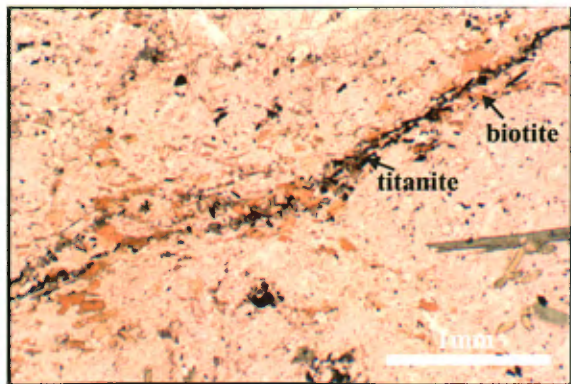


PLANCHE 5E. Photomicrographie d'une trainée-veinule de titanite et biotite responsable de la coloration rosée caractérisant l'andésite basaltique altérée située dans le toit de la Zone 20N Zn.
(Lumière transmise, nicols simples)
(échantillon LAPL-164-2000)

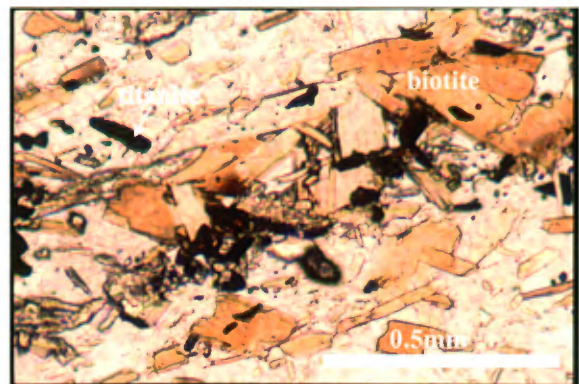


PLANCHE 5F. Vue rapprochée de la trainée-veinule de titanite et biotite présentée à la planche 5E. Toit de la Zone 20N Zn.
(Lumière transmise, nicols simples)
(échantillon LAPL-164-2000)

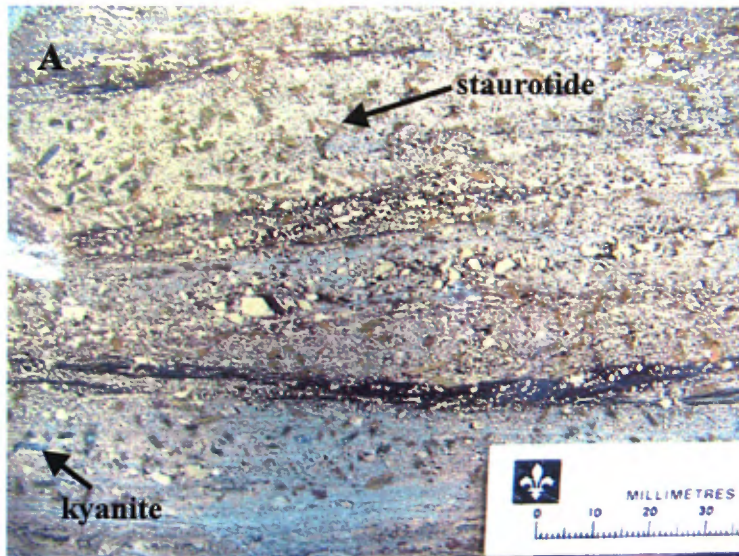


PLANCHE 6A. Porphyroblaste de kyanite et de staurotide non orientés dans la zone de pyrite massive. Zone 20N Au (chantier 190-20-52).

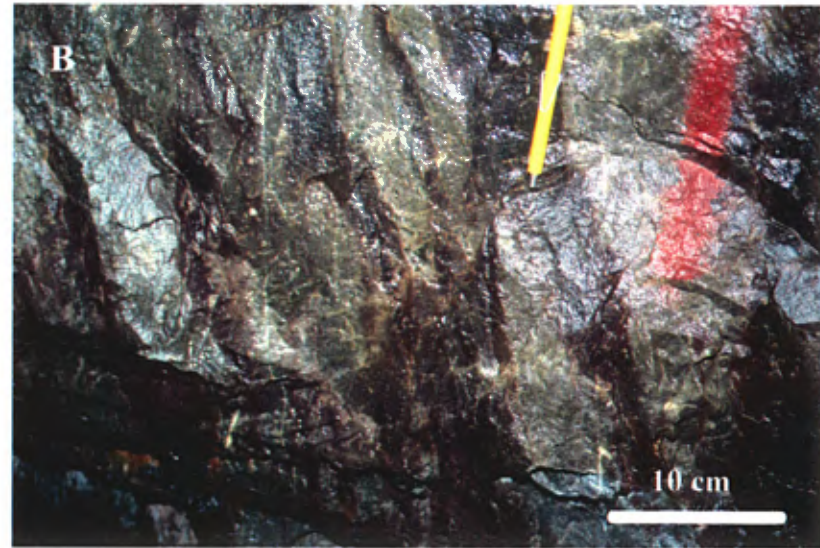


PLANCHE 6B. Andésite basaltique altérée présente dans le toit de la Zone 20N Zn. La couleur rosée dans l'andésite basaltique est produite par des veinules discordantes de rutile+tourmaline+biotite et par la présence de rutile dans les feldspaths. Niveau 146, travers-banc.

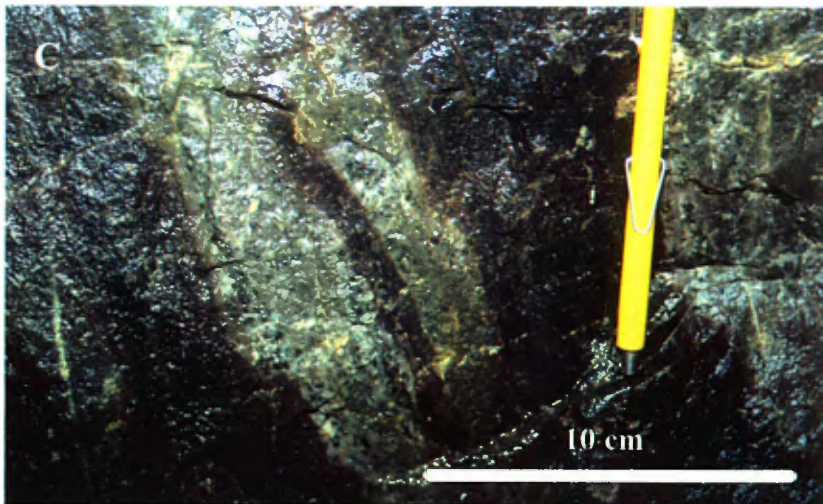


PLANCHE 6C. Andésite basaltique fortement altérée présente dans le toit de la Zone 20N Zn. La couleur rosée dans l'andésite basaltique est produite par des veinules discordantes de rutile+tourmaline, le remplacement des épontes et le rutile en inclusion dans les feldspaths. Niveau 146, travers-banc.

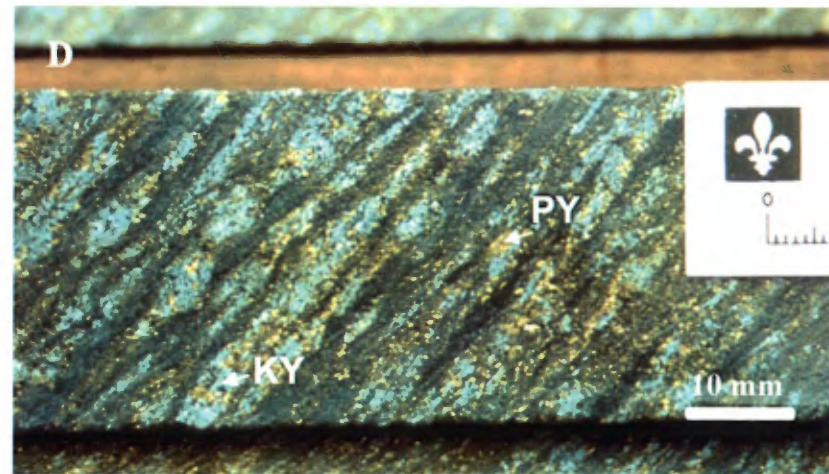


PLANCHE 6D. Rubanement typique dans la zone à quartz+kyanite+pyrite-chalcocopyrite aurifère avec bandes à kyanite (KY) et pyrite (PY) alternant avec des bandes de quartz+séricite+rutile et pyrite fine. Forage 3170-11b.

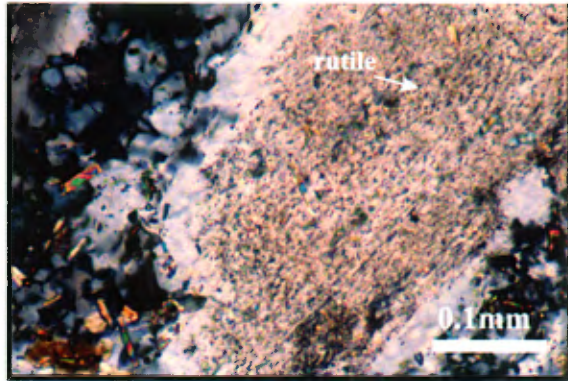


PLANCHE 7A. Photomicrographie d'un microphénocrystal de plagioclase rempli de fines inclusions de rutile-anatase.
(Lumière transmise, nicols croisés)
(échantillon LAPL-165-2000)

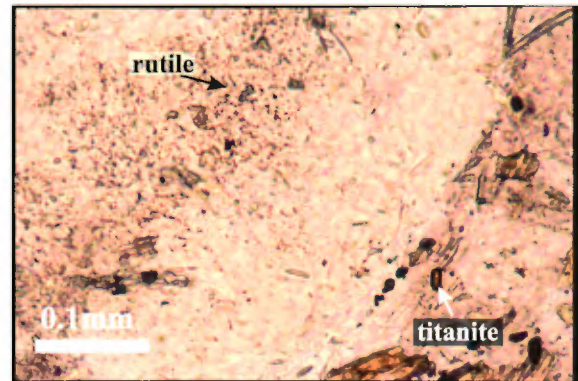


PLANCHE 7B. Bordure limpide du microphénocrystal de plagioclase présenté à la planche 7A. Le TiO_2 a migré vers l'extérieur du grain pour former des cristaux de titanite.
(Lumière transmise, nicols simples)
(échantillon LAPL-165-2000)

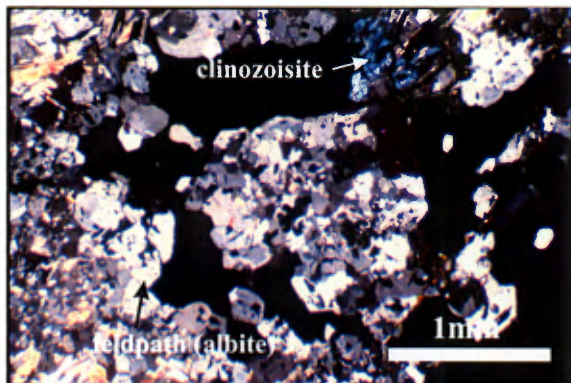


PLANCHE 7C. Photomicrographie montrant une veinule de feldspath+margarite+pyrrhotite et chalcopyrite. Traces de clinozoisite.
(Lumière transmise, nicols croisés)
(échantillon LAPL-166-2000)

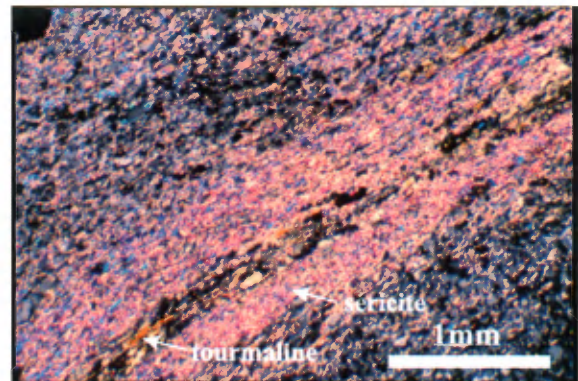


PLANCHE 7D. Photomicrographie d'une veinule de tourmaline et titanite avec halos d'altération symétriques en séricite détruisant la coloration rosée de l'andésite basaltique.
(Lumière transmise, nicols croisés)
(échantillon LABD-343-2000)

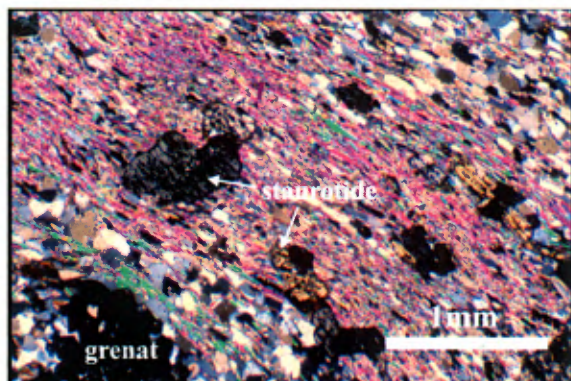


PLANCHE 7E. Photomicrographie de staurotide syn- à tardi-schistosité principale dans une bande riche en séricite. Présence de grenat.
(Lumière transmise, nicols croisés)
(échantillon LABD-377-2000)

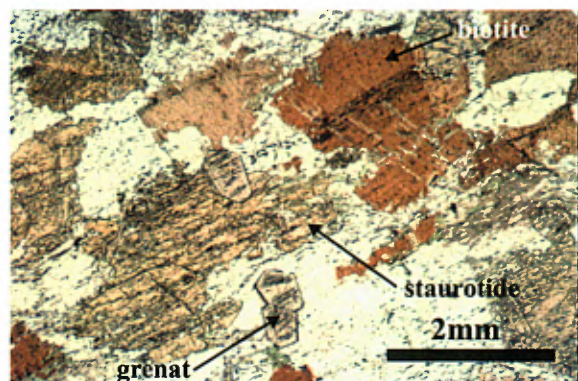


PLANCHE 7F. Microphotographie montrant des porphyroblastes de staurotide et d'albite syn-déformation, ainsi que des porphyroblastes de grenat et de biotite tardi-déformation.

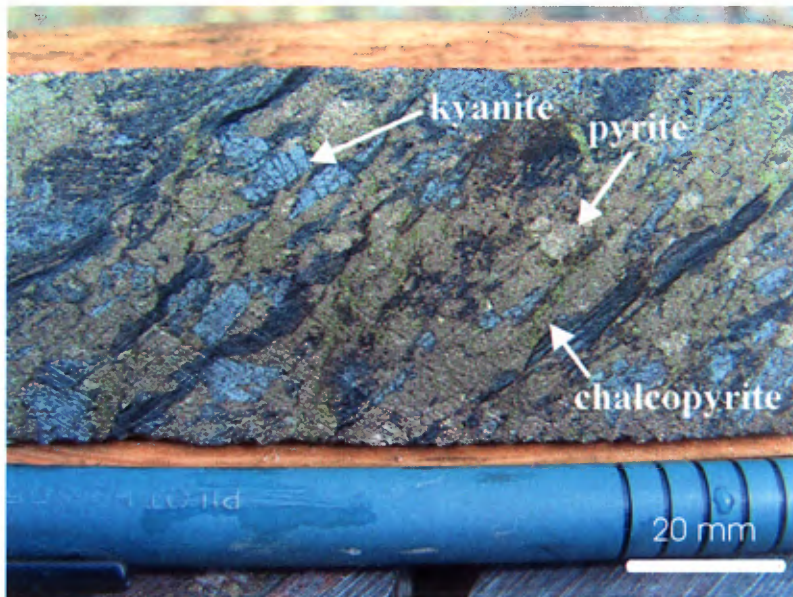


PLANCHE 8A. Zone alumineuse aurifère montrant de gros cristaux déformés de kyanite dans un assemblage de pyrite grenue et traces de chalcopyrite. Faciès à quartz+kyanite+pyrite+chalcopyrite.

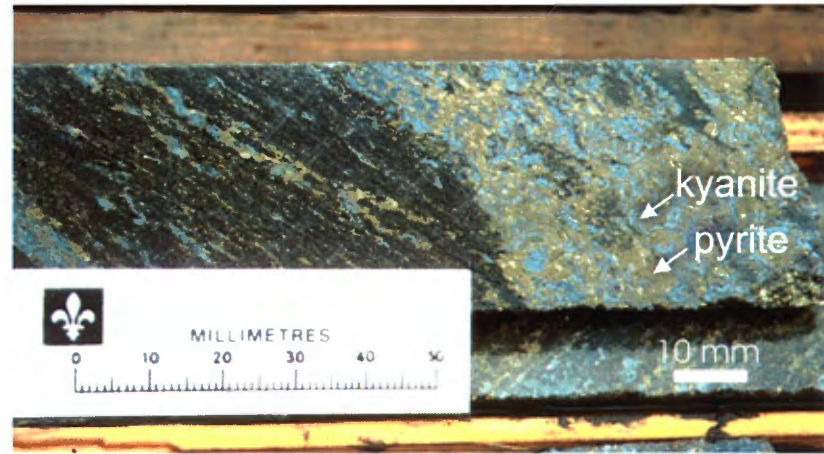


PLANCHE 8B. Zone aurifère à quartz+kyanite+pyrite+chalcopyrite avec bande de kyanite+pyrite grenue. Noter la forte foliation et le rubanement tectonique caractéristique. Forage 3170-11b.

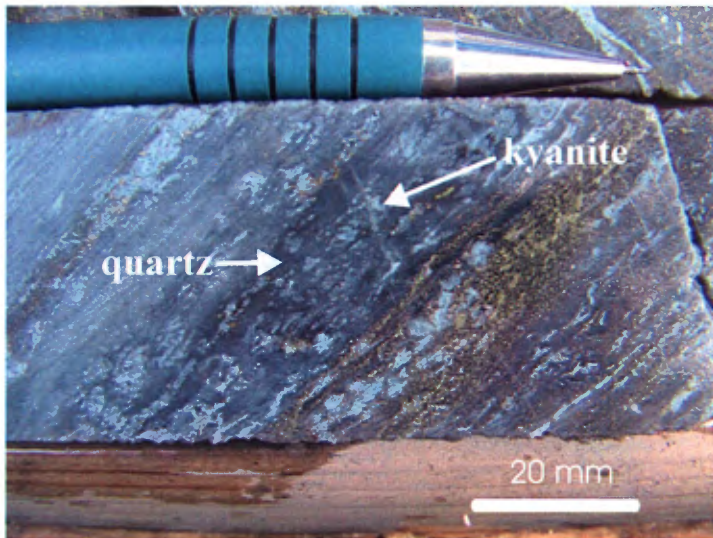


PLANCHE 8C. Zone de très forte silicification avec cristaux de kyanite partiellement remplacés par le quartz. Faciès à quartz+kyanite+pyrite+chalcopyrite.

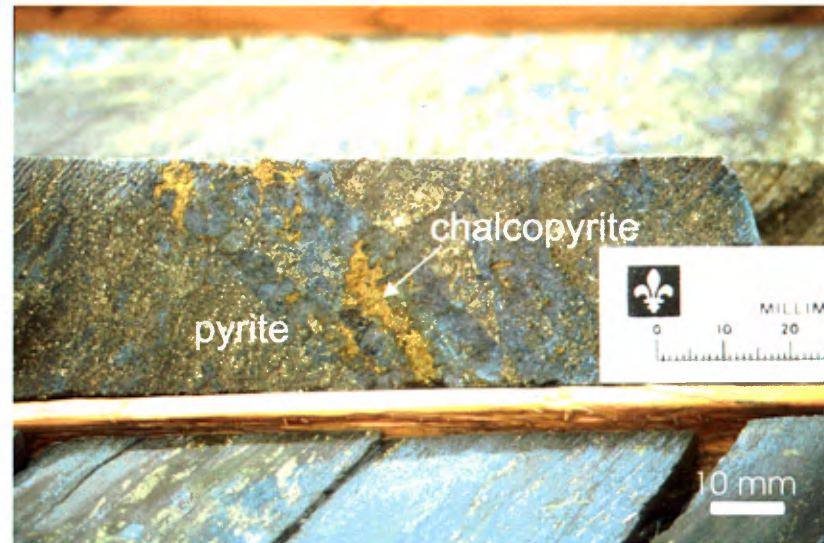


PLANCHE 8D. Zone à quartz+kyanite+pyrite+chalcopyrite aurifère avec veinules de quartz+kyanite+chalcopyrite dans une zone de pyrite semi-massive recristallisée.

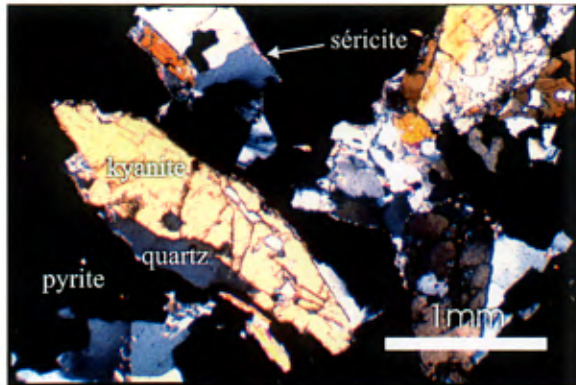


PLANCHE 9A. Photomicrographie d'un cristal de kyanite avec traces de séricite dans la matrice de porphyroblastes de pyrite.
(Lumière transmise, nicols croisés)
(échantillon LABD-389-2000)

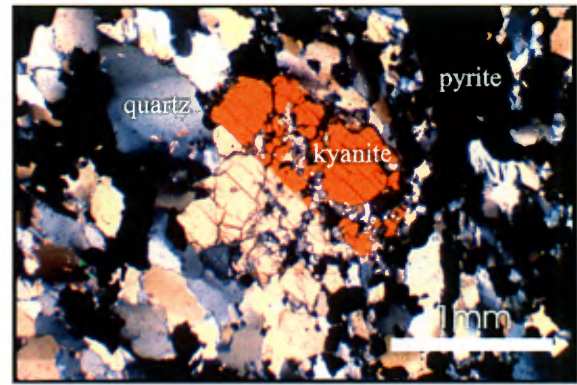


PLANCHE 9B. Photomicrographie montrant la silicification illustrée par un cristal de kyanite partiellement remplacé par du quartz. Pyrite en intercroissance avec quartz. Absence de séricite.
(Lumière transmise, nicols croisés)
(échantillon LABD-392-2000)

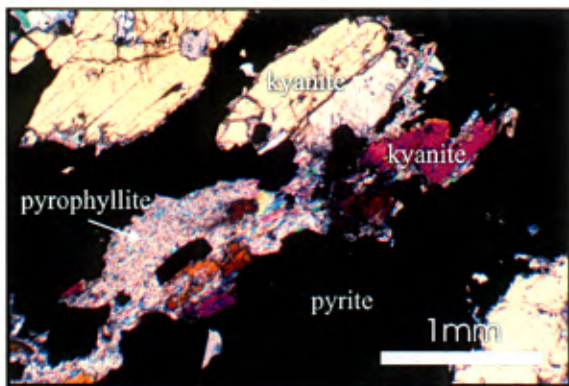


PLANCHE 9C. Photomicrographie montrant de la kyanite partiellement remplacée par la pyrophyllite. Abondance de porphyroblastes de pyrite. Absence de séricite.
(Lumière transmise, nicols croisés)
(échantillon LABD-391-2000)

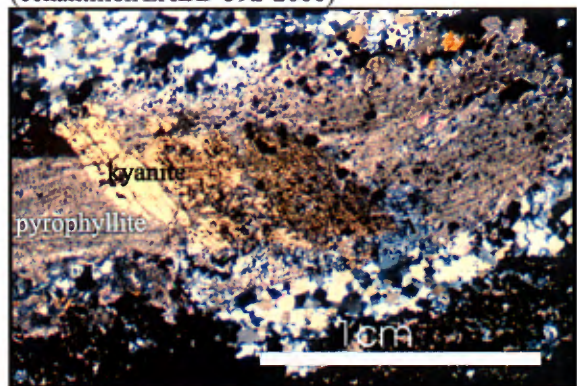


PLANCHE 9D. Photomicrographie d'un porphyroblaste d'andalousite allongé selon et contenant la foliation principale (Sp), retrogradé en pyrophyllite. Le porphyroblaste contient un cristal de kyanite non orienté mais contenant la foliation Sp et de nombreuses inclusions de chalcoppyrite.
(Lumière transmise, nicols croisés)
(échantillon LABD-395-2000)

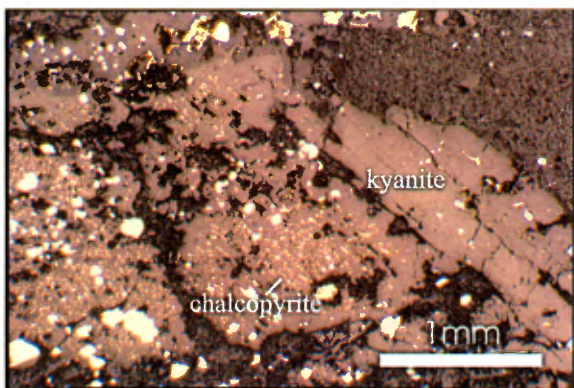


PLANCHE 9E. Vue rapprochée de la planche 9D montrant de fines inclusions de chalcoppyrite dans les plans de clivage d'un cristal de kyanite.
(Lumière réfléchie, nicols simple)
(échantillon LABD-395-2000)

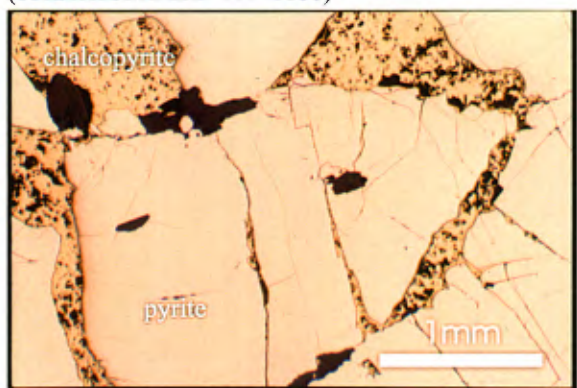


PLANCHE 9F. Photomicrographie de chalcoppyrite en remplissage de fractures dans la pyrite porphyroblastique.
(Lumière réfléchie, nicols simple)
(échantillon LABD-390-2000)

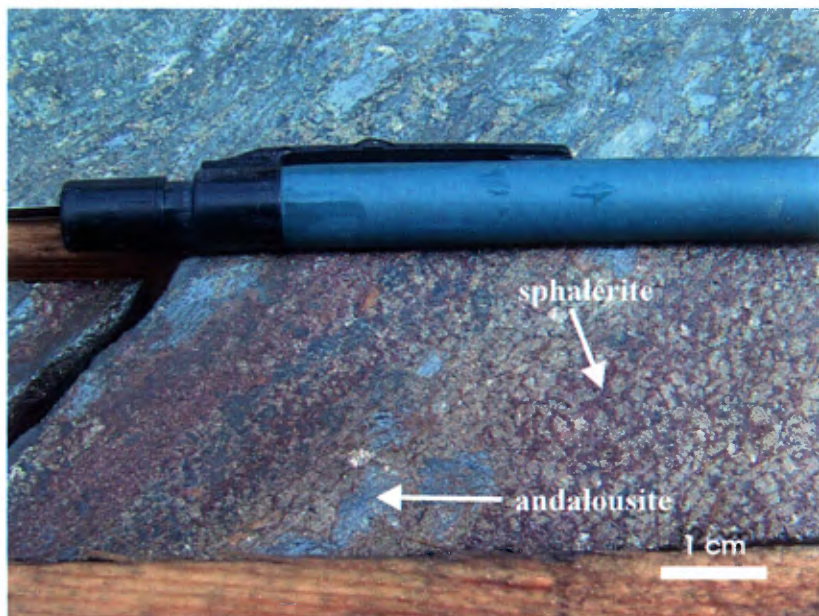


PLANCHE 10A. Pyrite équi-granulaire dans une matrice de sphalérite, partie sommitale de la zone alumineuse aurifère (Zone 20N Au). Forage 3215-05.

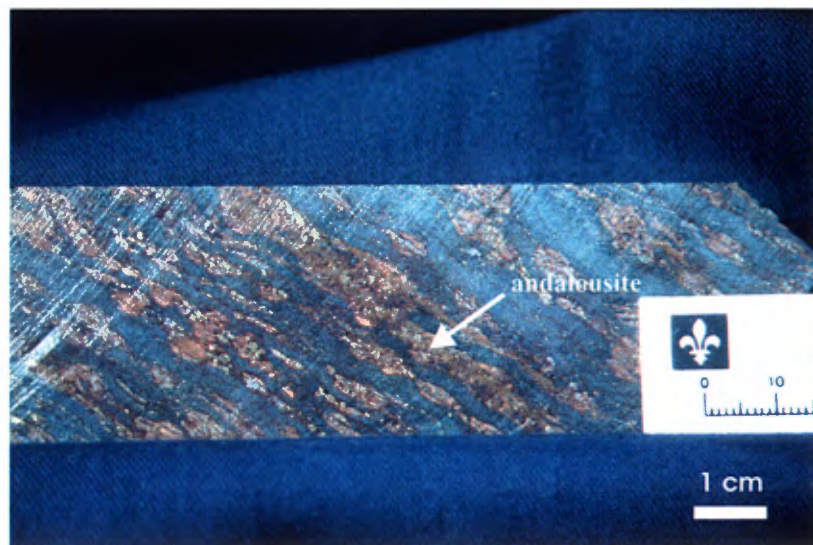


PLANCHE 10B. Photographie montrant des porphyroblastes d'andalousite syn-déformation remplis de fines inclusions de sphalérite et partiellement remplacés par la sphalérite (*sphalérite dusting*).

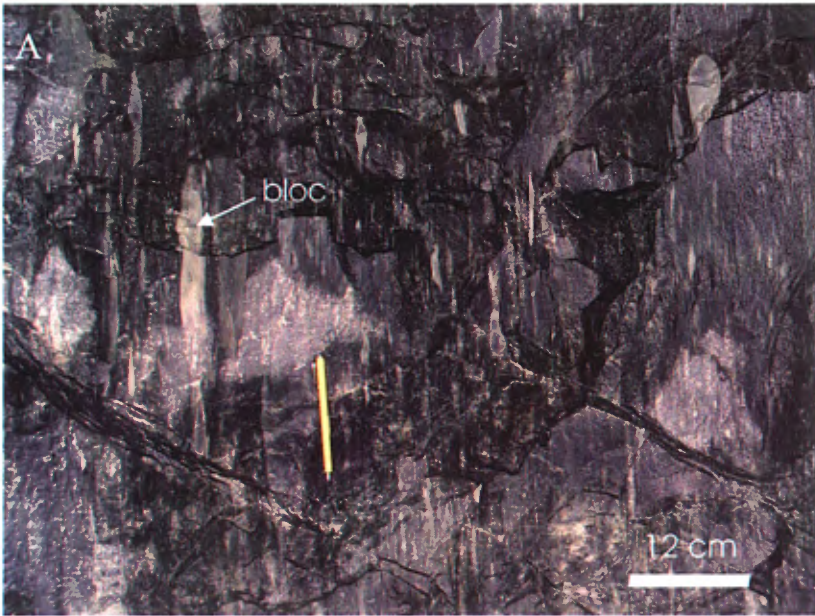


PLANCHE 11A. Section verticale montrant le tuf à blocs et à lapillis de l'unité 5.5 dans le mur de la Zone 20S (chantier 106-21-80).

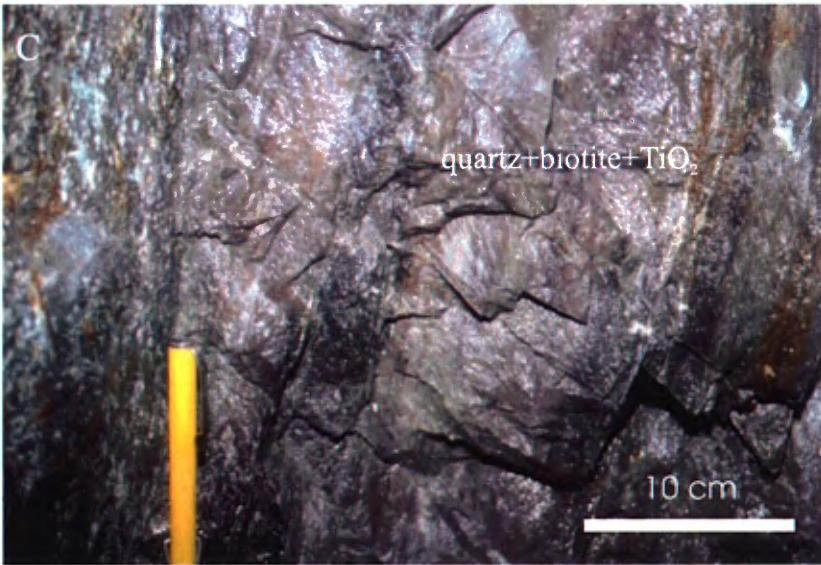


PLANCHE 11C. Faciès à quartz+biotite+rutile+titanite produisant la coloration rosée, dans le mur de la Zone 20S.

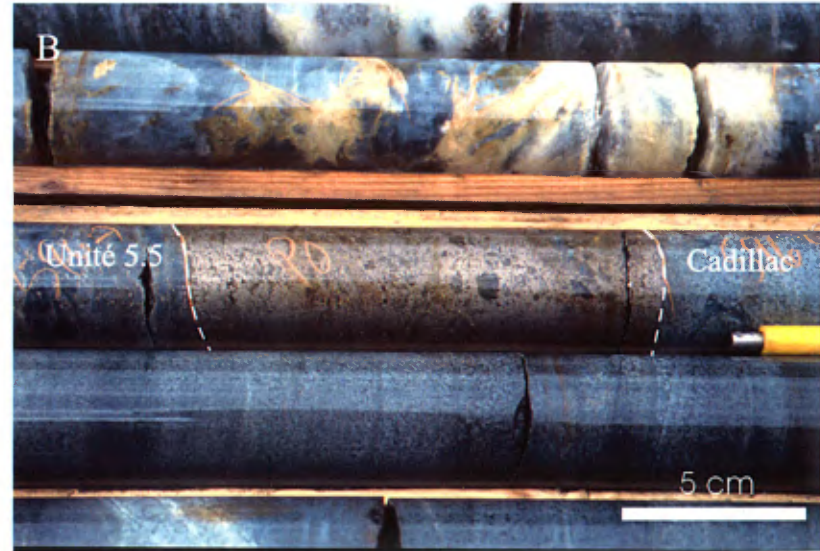


PLANCHE 11B. Zone de pyrrhotite semi-massive à massive au contact entre l'unité 5.5 de la Formation de Bousquet et les *graywacke* du Groupe de Cadillac.

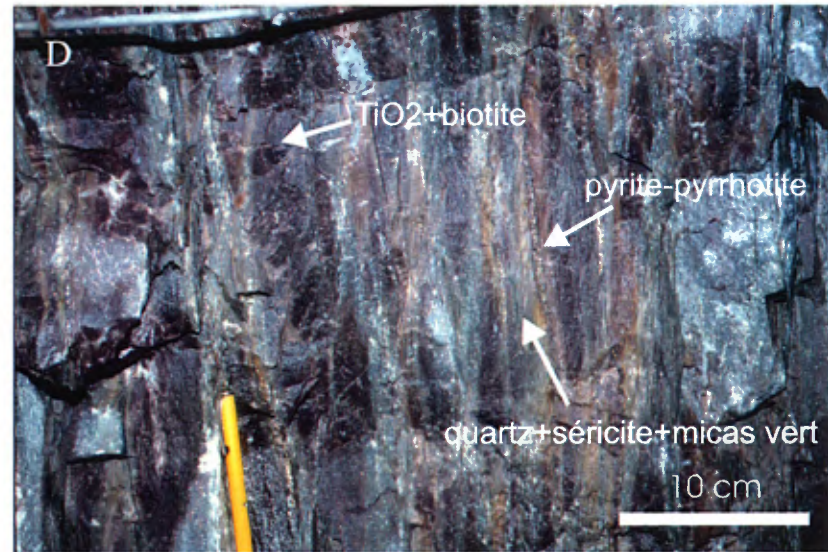


PLANCHE 11D. Zone d'altération rosée à quartz+biotite+rutile+titanite partiellement remplacée par l'altération à quartz+séricite+micas vert+titanite avec veinules de pyrite et de pyrrhotite dans le mur de la Zone 20S.

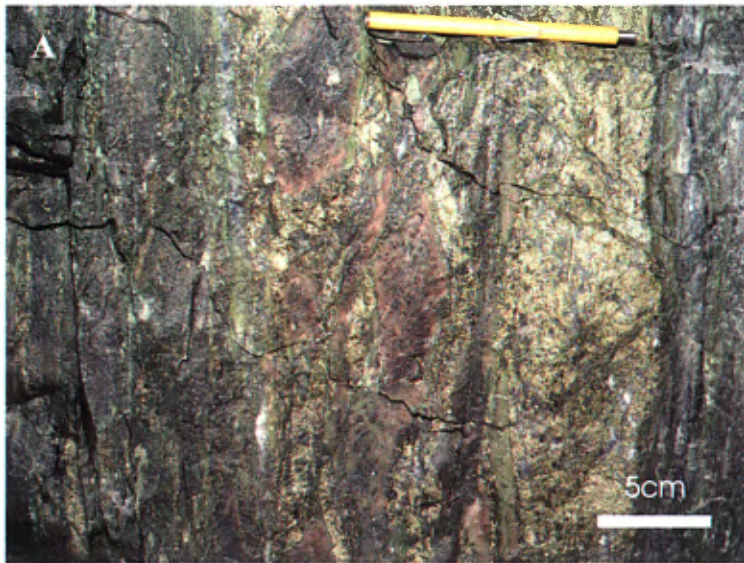


PLANCHE 12A. Texture bréchique dans la zone d'altération rosée à quartz+biotite+rutile+titanite partiellement remplacée par l'altération à quartz+séricite+micas verts+titanite avec veinules de pyrite et de pyrrhotite dans le mur de la lentille 20 Sud (chantier 106-21-80). Section verticale.

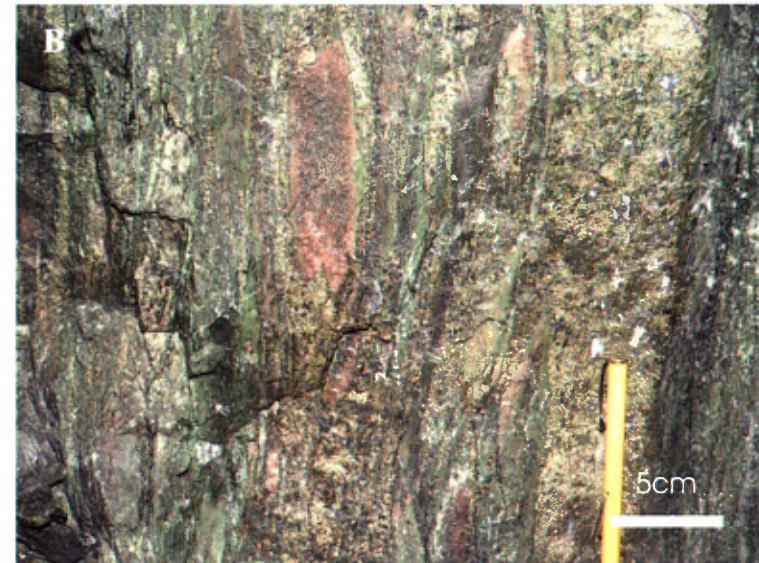


PLANCHE 12B. Remplacement partiel de la zone d'altération rosée à quartz+biotite+rutile+titanite par l'altération à quartz+séricite+micas verts+titanite avec veinules de pyrite et de pyrrhotite dans le mur de la lentille 20 Sud (chantier 106-21-80). Section verticale.

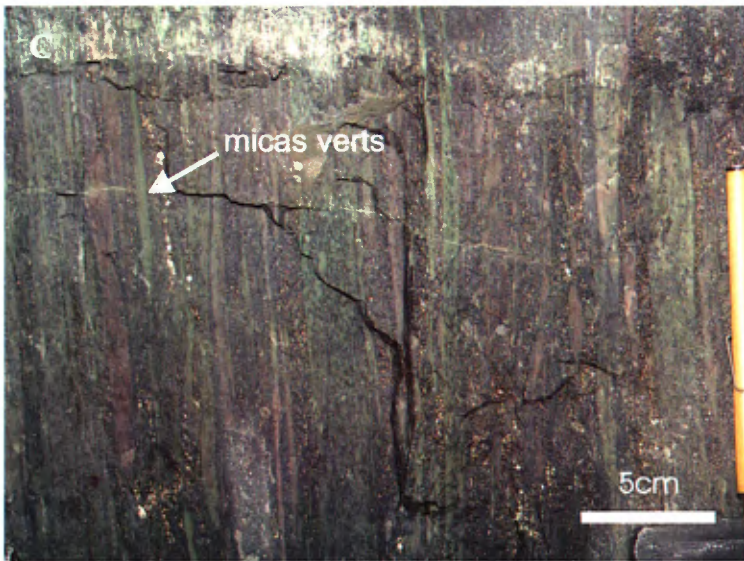


PLANCHE 12C. Rubanement tectonique dans la zone d'altération à quartz+séricite+micas verts+titanite (chantier 106-21-80). Section verticale.

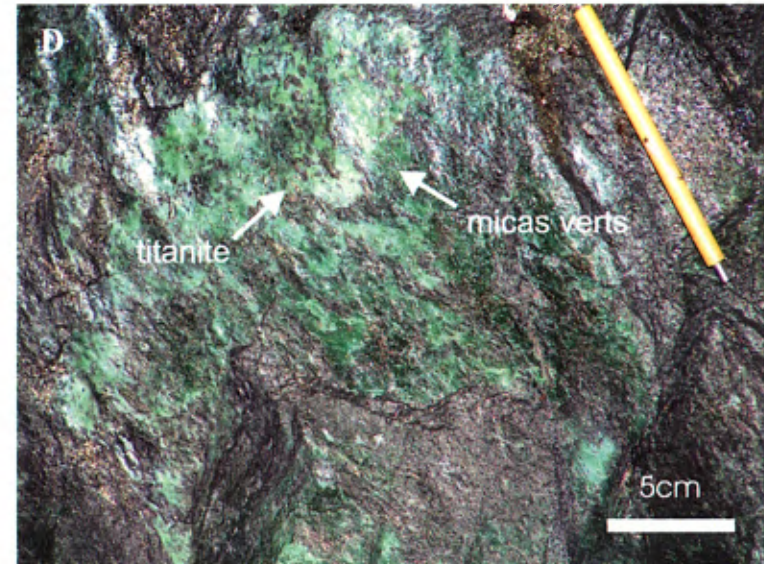


PLANCHE 12D. Abondance de micas verts avec cristaux de titanite et présence de pyrrhotite. Mur de la lentille 20 Sud (chantier 106-21-80). Section longitudinale verticale.

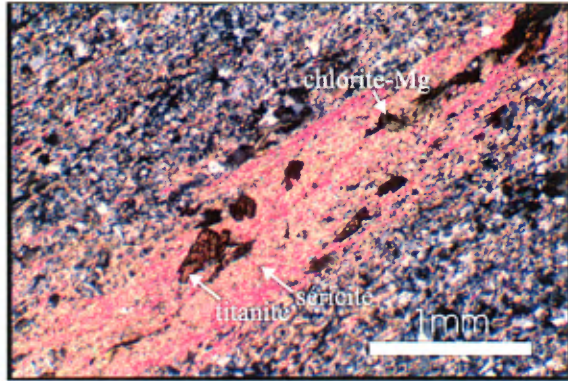


PLANCHE 13A. Photomicrographie d'une bande-veinule de titanite et séricite avec traces de chlorite-Mg.
(Lumière transmise, nicols croisés)
(échantillon LABD-185b-2000)

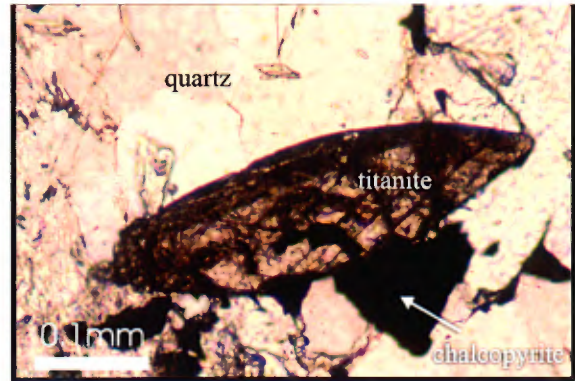


PLANCHE 13B. Photomicrographie montrant un cristal idiomorphe de titanite dans une veinule de quartz+séricite+pyrite+pyrrhotite-chalcopyrite et chlorite-Mg.
(Lumière transmise, nicols simples)
(échantillon LABD-185b-2000)

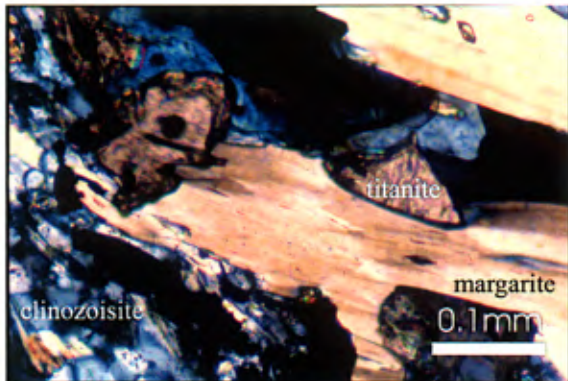


PLANCHE 13C. Photomicrographie montrant un grain de titanite hydrothermale dans une veinule de pyrrhotite+margarite+clinozoisite et séricite.
(Lumière transmise, nicols croisés)
(échantillon LABD-166-2000)

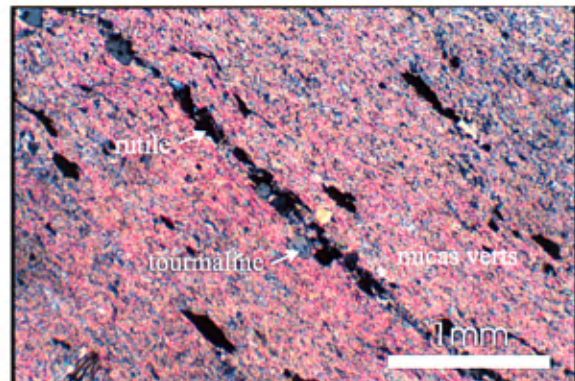


PLANCHE 13D. Photomicrographie montrant une veinule-trainée de tourmaline+rutile parallèle à la foliation principale dans une matrice de micas verts.
(Lumière transmise, nicols croisés)
(échantillon LAPL-184-2000)

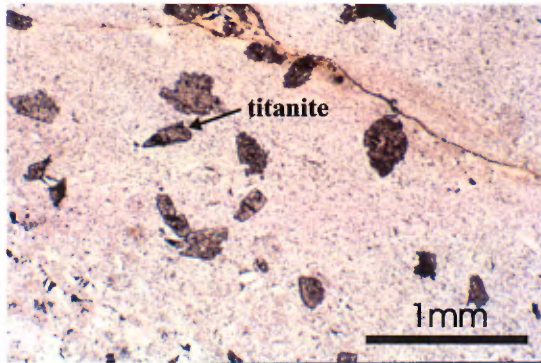


PLANCHE 14A. Photomicrographie montrant des phénocristaux de titanite dans une bande de micas verts (phengite chromifère) provenant du chantier 106-21-80.

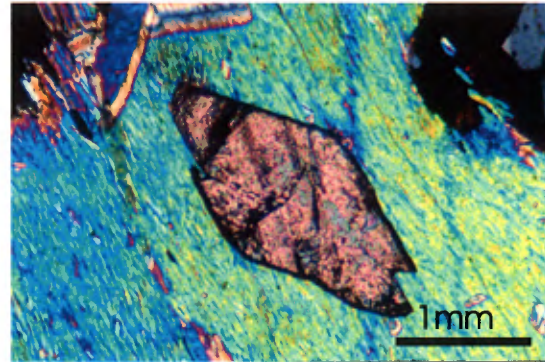


PLANCHE 14B. Photomicrographie montrant un cristal idiomorphe de titanite dans une matrice de phengite chromifère provenant du chantier 106-21-80.

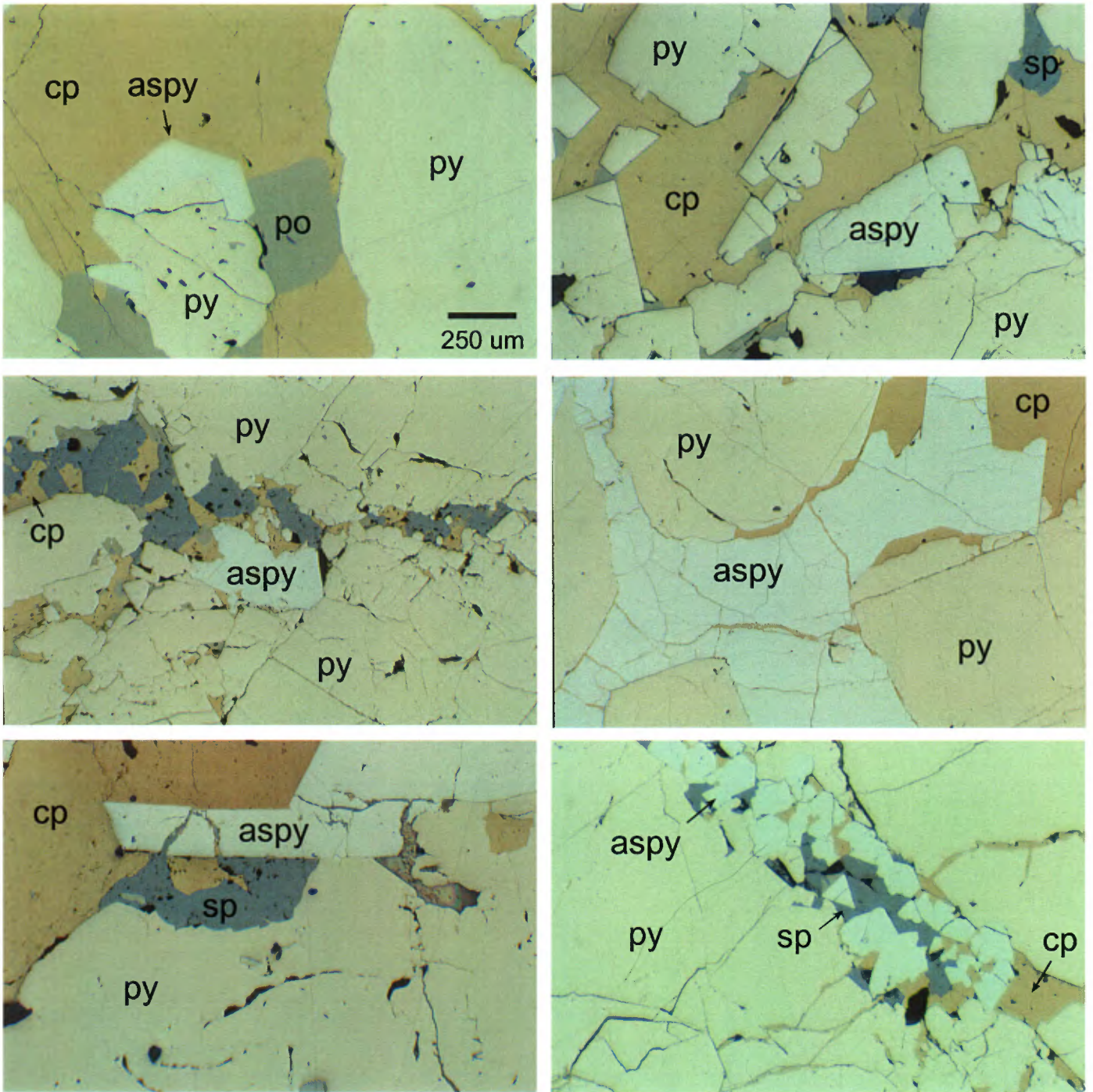


PLANCHE 15A. Photomicrographies présentant les textures de minerai et les assemblages minéraux typiques des différentes zones minéralisées de la mine LaRonde (puits Penna). Aspy: arsenopyrite; cpy: chalcopyrite; po: pyrrhotite; py: pyrite; sph: sphalérite.

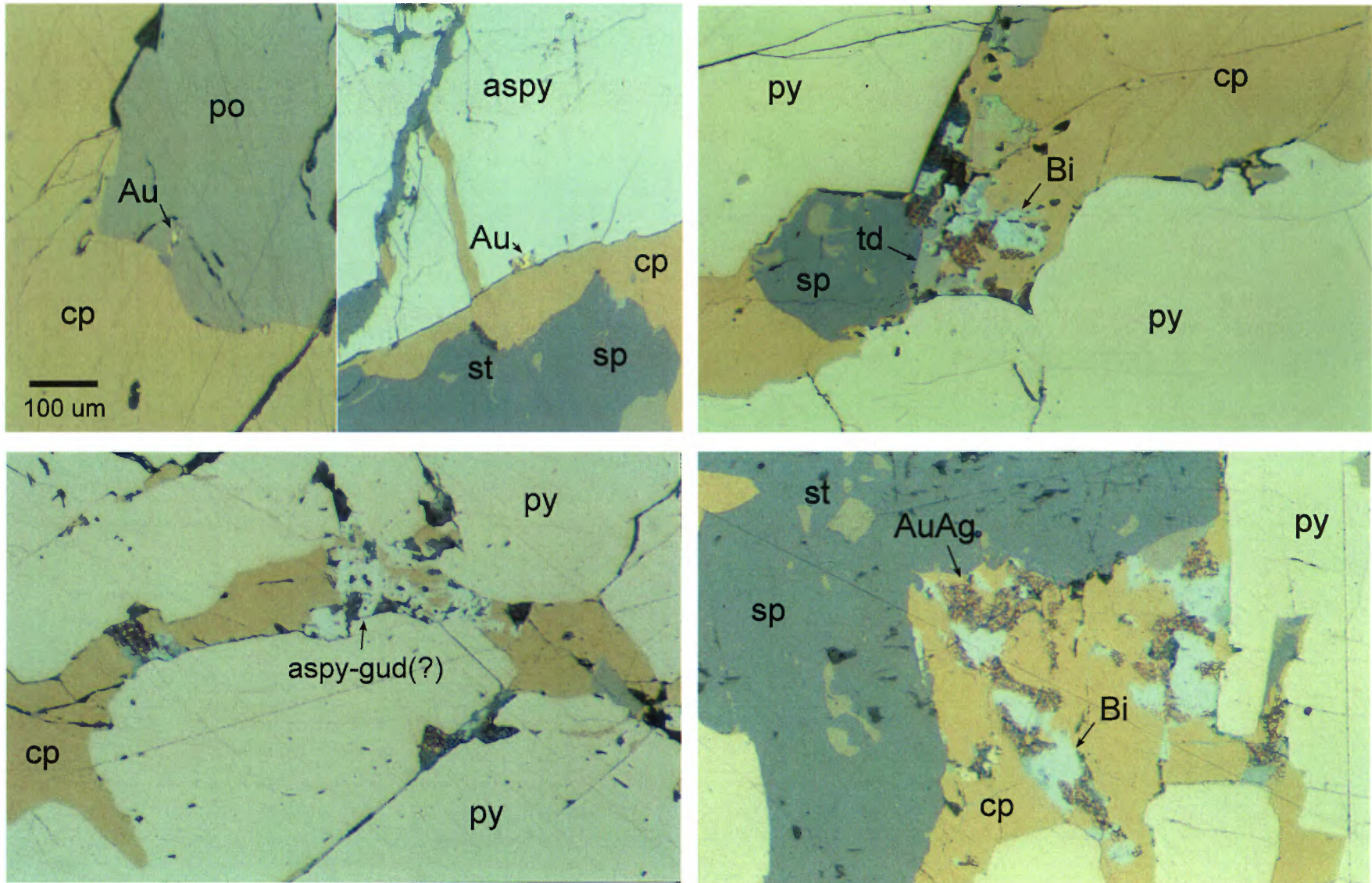


PLANCHE 15B. Photomicrographies présentant les textures de minéral et les assemblages minéraux typiques des différentes zones minéralisées de la mine LaRonde. Aspy: arsénopyrite; Au-Ag: électrum; Bi: bismuthite; cpy: chalcopyrite; gud: gudmundite; po: pyrrhotite; py: pyrite; sph: sphalérite; stan: stannite.

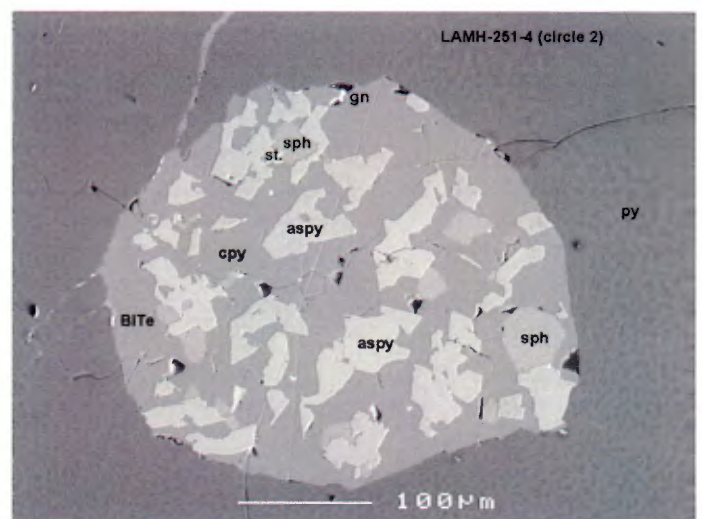
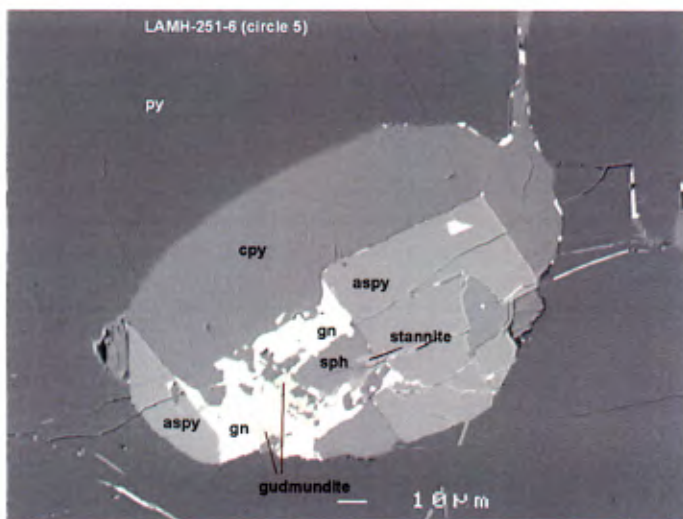
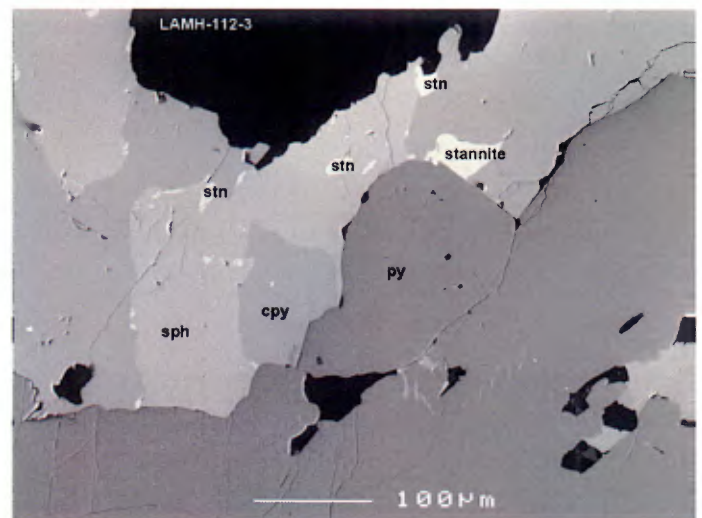
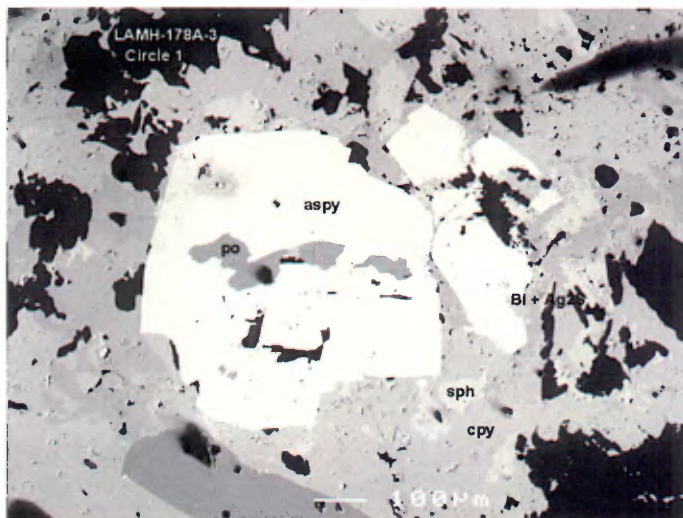
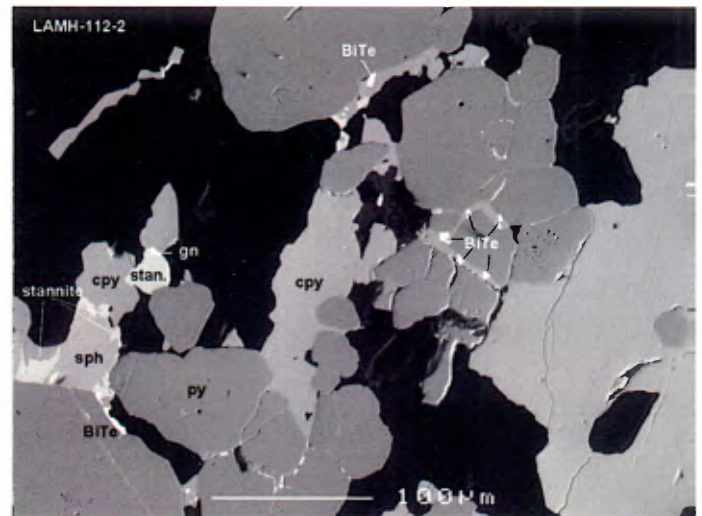
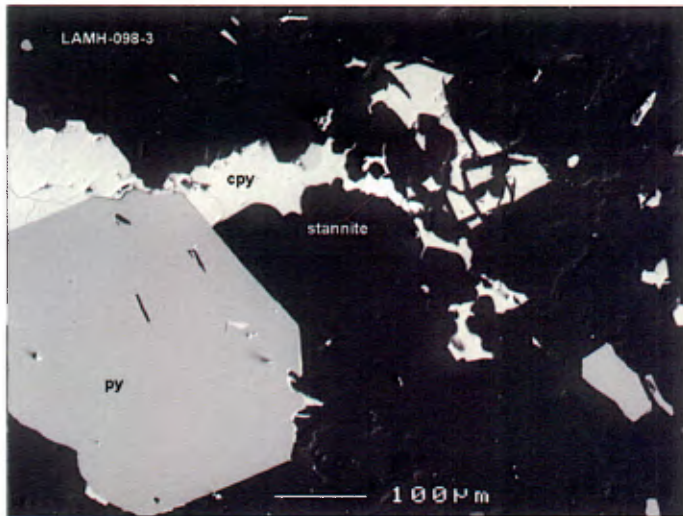


PLANCHE 16A. Images de microscopie électronique à balayage des assemblages minéraux. Voir discussion dans le texte. Aspy: arsénopyrite; bite: tellures de bismuth; cass: cassitérite; cpy: chalcopryrite; freib: freibergite; gn: galène; po: pyrrhotite; py: pyrite; sph: sphalérite; stan: stannite.

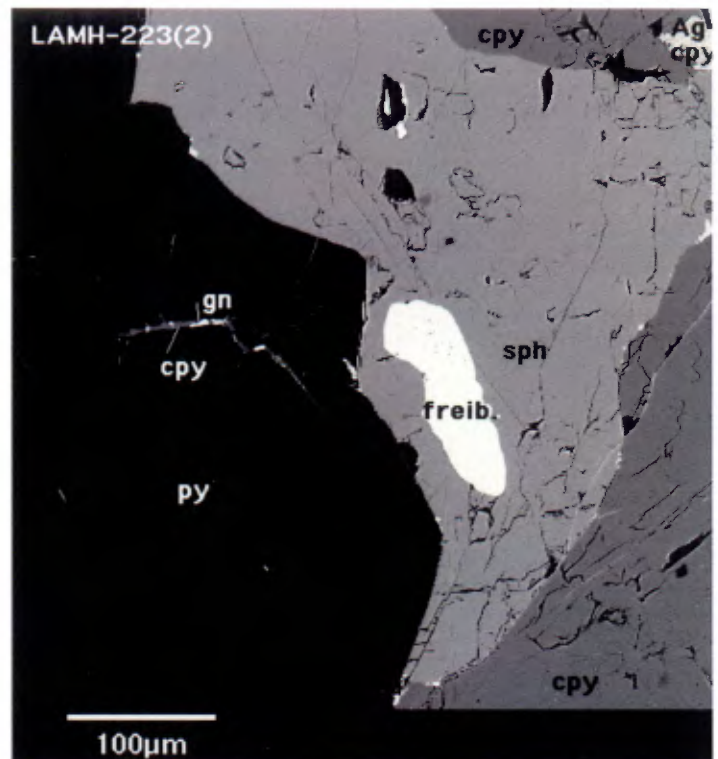
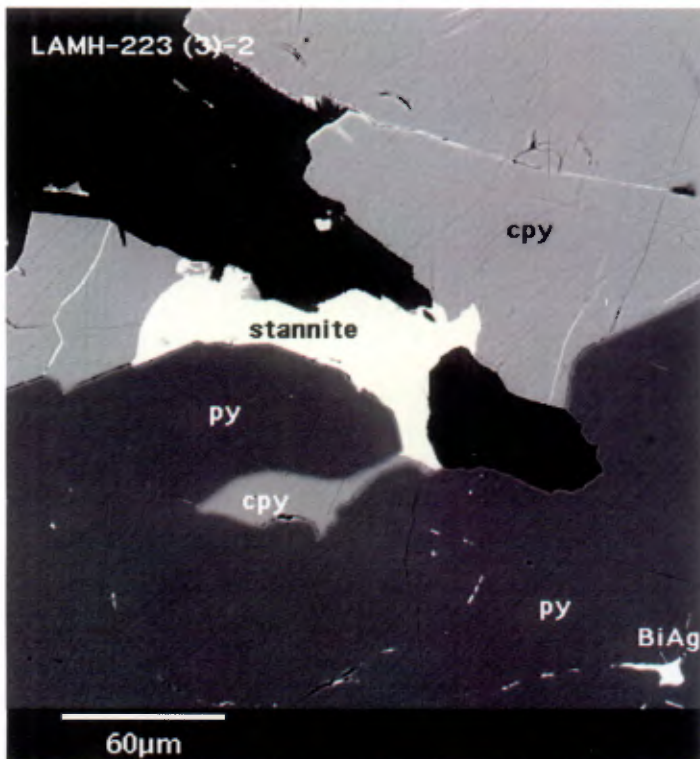
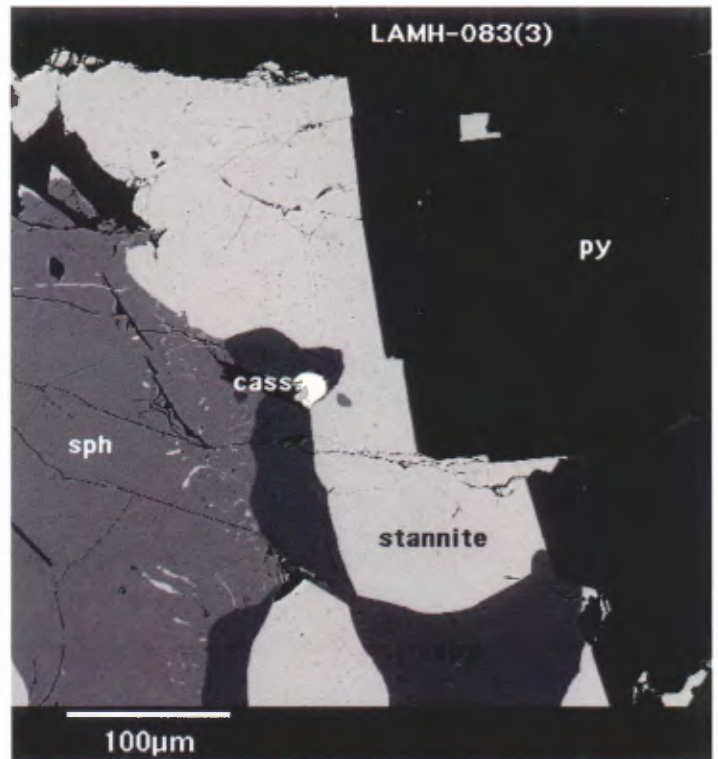
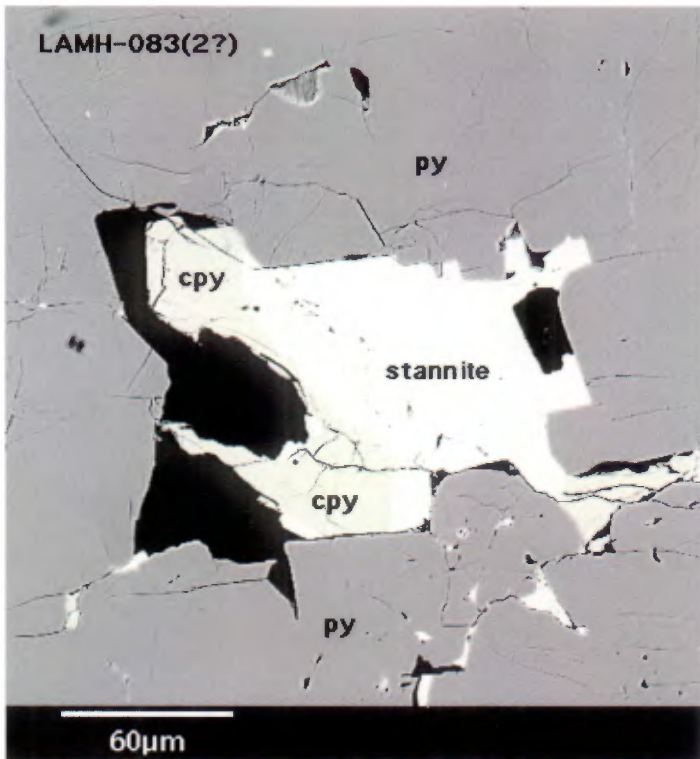


PLANCHE 16B. Images de microscopie électronique à balayage des assemblages minéraux. Voir discussion dans le texte. Aspy: arsénopyrite; bite: tellurures de bismuth; cass: cassitérite; cpy: chalcoppyrite; freib: freibergite; gn: galène; po: pyrrhotite; py: pyrite; sph: sphalérite; stan: stannite.

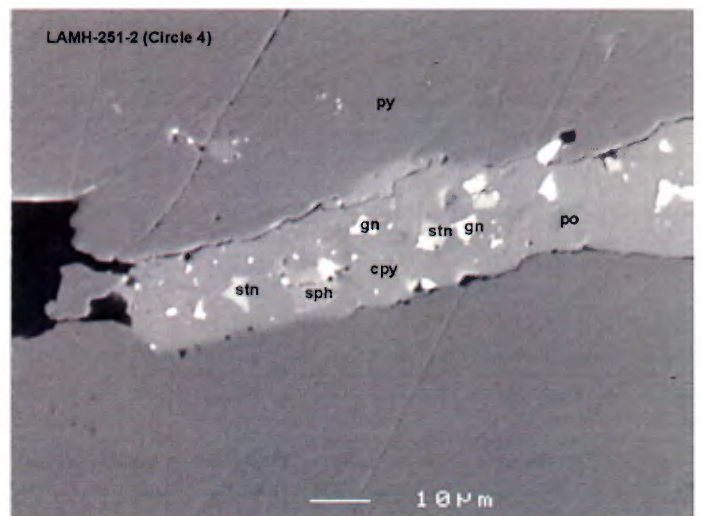
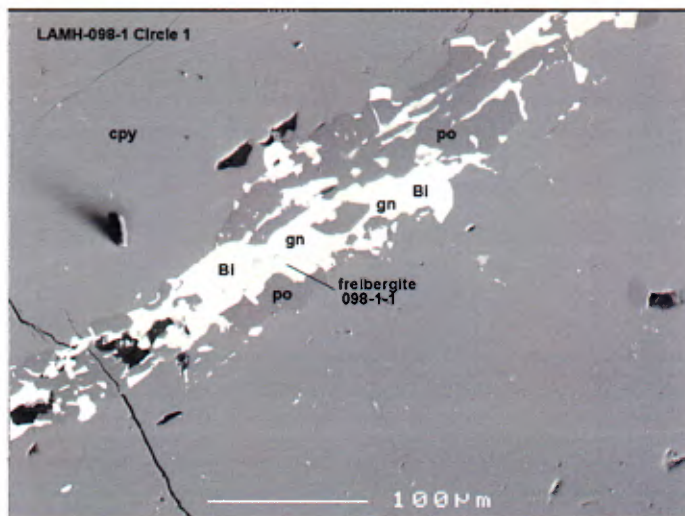
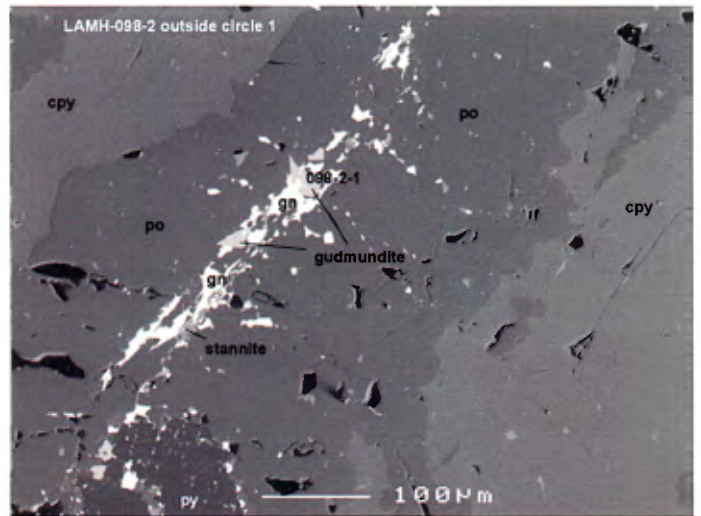
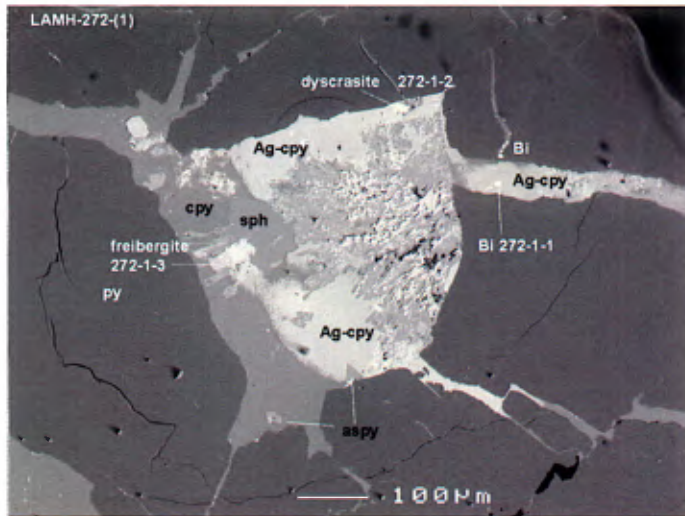


PLANCHE 16C. Images de microscopie électronique à balayage des assemblages minéraux. Voir discussion dans le texte. Aspy: arsénopyrite; bite: tellurures de bismuth; cass: cassitérite; cpy: chalcopyrite; gn: galène; po: pyrrhotite; py: pyrite; sph: sphalérite; stan: stannite.

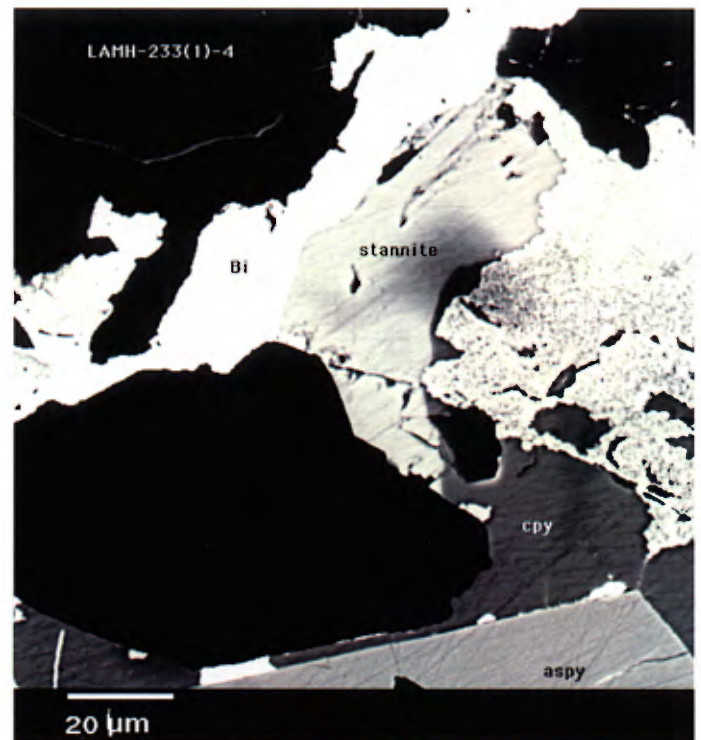
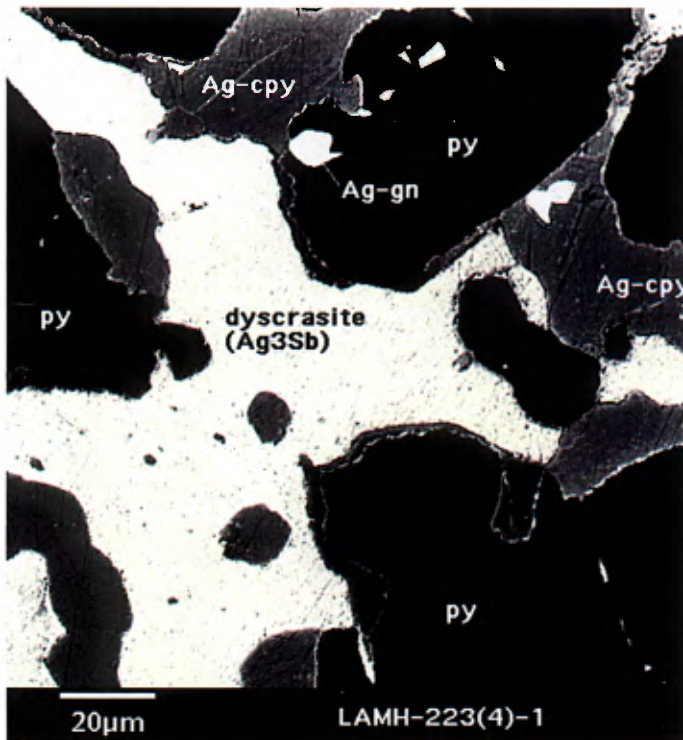
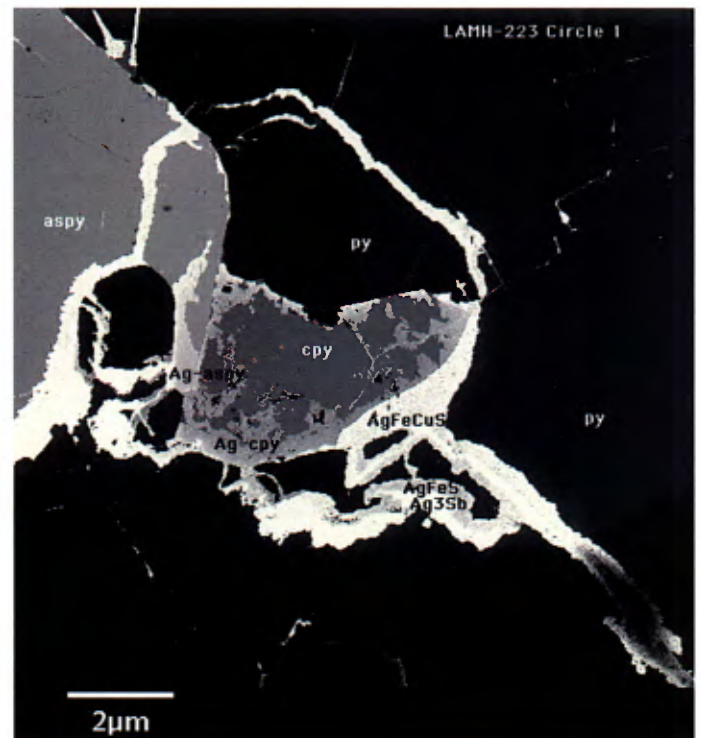
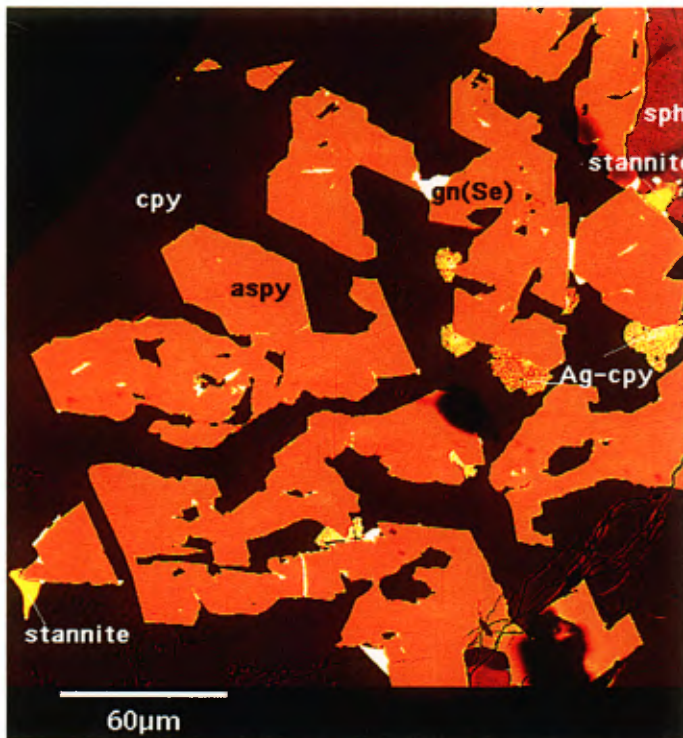


PLANCHE 16D. Images de microscopie électronique à balayage des assemblages minéraux . Voir discussion dans le texte. Aspy: arsénopyrite; bite: tellurures de bismuth; cass: cassitérite; cpy: chalcopyrite; freib: freibergite; gn: galène; po: pyrrhotite; py: pyrite; sph: sphalérite; stan: stannite.

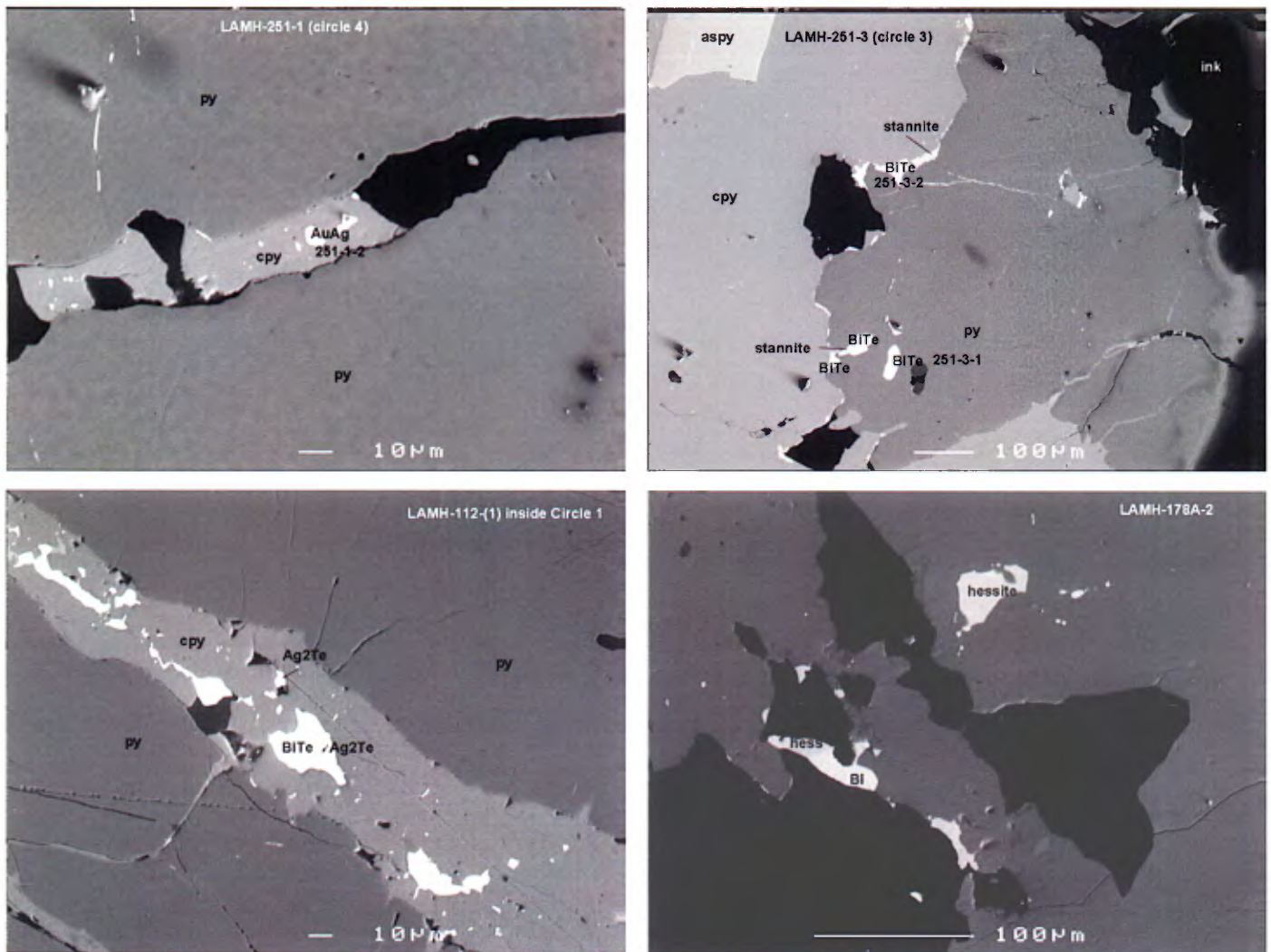


PLANCHE 16E. Images de microscopie électronique à balayage des assemblages minéraux. Voir discussion dans le texte. Aspy: arsénopyrite; bite: tellurures de bismuth; cass: cassitérite; cpy: chalcoppyrite; freib: freibergite; gn: galène; po: pyrrhotite; py: pyrite; sph: sphalérite; stan: stannite.

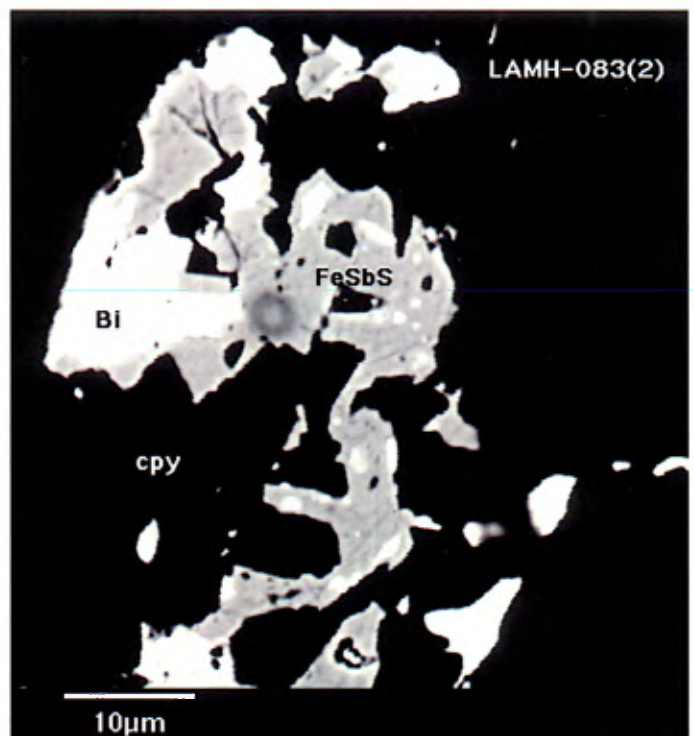
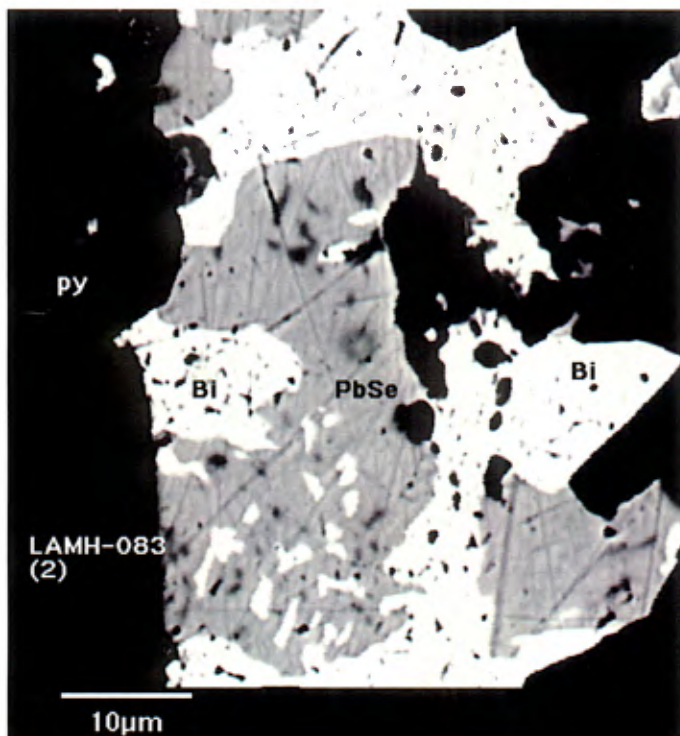
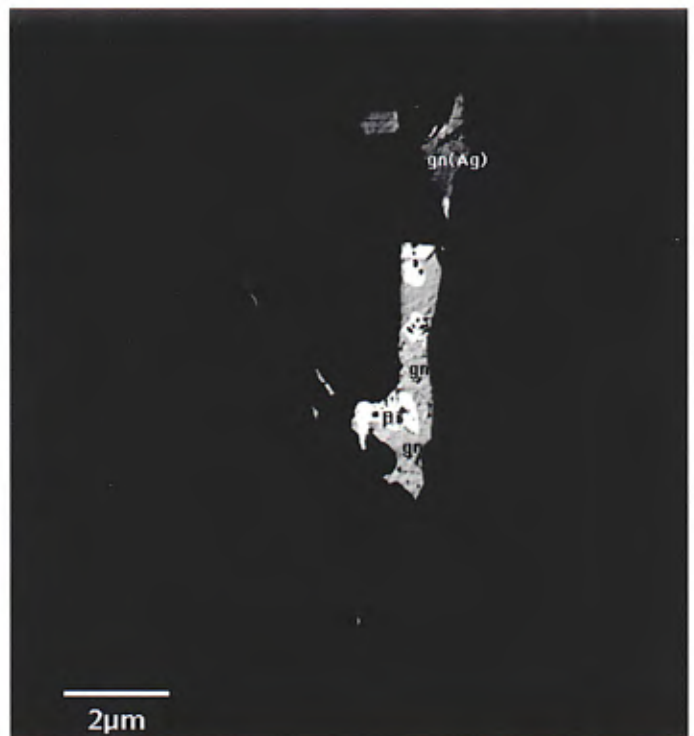
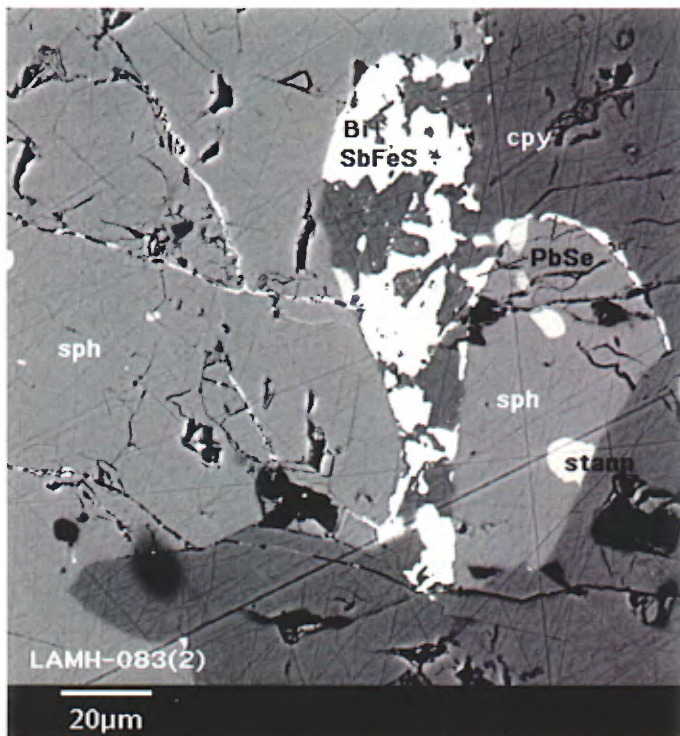


PLANCHE 16F. Images de microscopie électronique à balayage des assemblages minéraux. Voir discussion dans le texte. Aspy: arsénopyrite; bite: tellurures de bismuth; cass: cassitérite; cpy: chalcopyrite; freib: freibergite; gn: galène; po: pyrrhotite; py: pyrite; sph: sphalérite; stan: stannite.

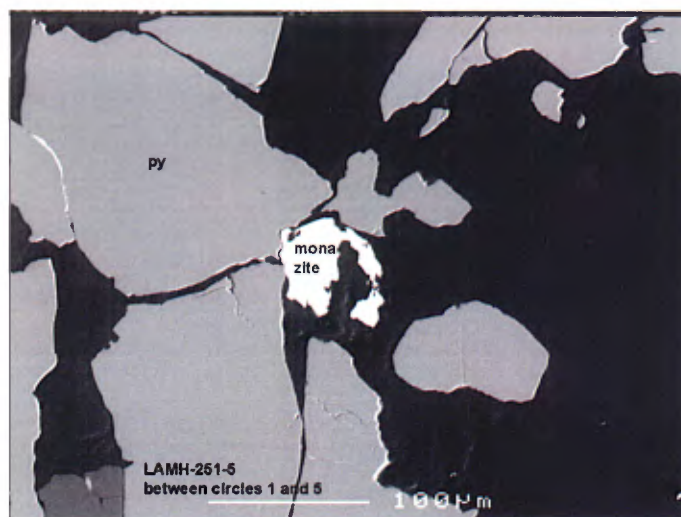
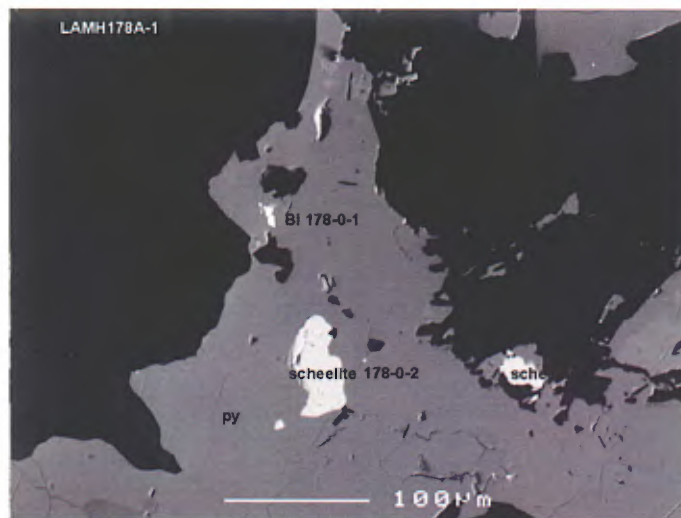
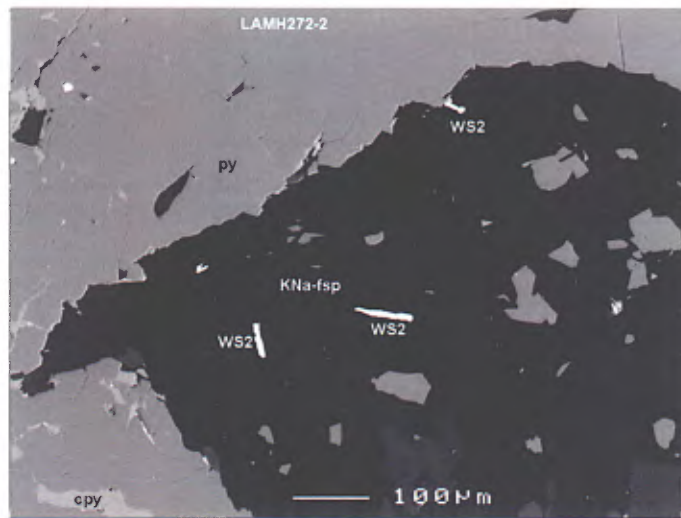


PLANCHE 16G. Images de microscopie électronique à balayage des assemblages minéraux. Voir discussion dans le texte. Aspy: arsénopyrite; bite: tellurures de bismuth; cass: cassitérite; cpy: chalcopyrite; freib: freibergite; gn: galène; po: pyrrhotite; py: pyrite; sph: sphalérite; stan: stannite.

TABLEAU 1 - Analyses à la microsonde de grenats présents dans le faciès à quartz+grenat+biotite+séricite, mur de la Zone 20N Au.

Analyse microsonde sur grenats							
Éléments (%)	LABD-45-2000	LABD-45-2000	LABD-45-2000	LABD-45-2000	LABD-45-2000	LAPL-86-2000	LAPL-86-2000
SiO ₂	36,766	36,954	36,899	36,812	36,818	37,222	37,346
TiO ₂	0,115	0,119	0,327	0,177	0,129	0,167	0,208
Al ₂ O ₃	20,995	20,783	20,609	20,95	20,736	20,806	20,829
Cr ₂ O ₃	0	0,045	0,042	0	0,006	0,02	0
Fe ₂ O ₃	0	0,062	0,122	0	0,011	0,017	0,062
MgO	0,578	0,494	0,459	0,56	0,444	0,053	0,086
CaO	4,186	5,668	5,115	4,967	5,368	10,71	10,678
MnO	7,937	9,402	11,594	7,548	10,812	16,291	16,247
FeO	29,937	26,539	25,09	28,987	25,327	13,677	13,832
NiO	0,002	0,066	0,061	0,02	0,009	0	0
Na ₂ O	0,042	0,012	0,033	0,012	0,035	0,007	0,006
Total	100,558	100,144	100,351	100,033	99,695	98,97	99,294
Nombre d'ions sur la base 24 Oxygènes							
Si	5,963	5,993	5,985	5,98	5,999	6,023	6,023
Al	0,037	0,007	0,015	0,02	0,001	0	0
Total	6	6	6	6	6	6,023	6,023
Al	3,976	3,966	3,925	3,991	3,981	3,968	3,959
Fe ⁺³	0	0,008	0,015	0	0,001	0,002	0,008
Ti	0,014	0,014	0,04	0,022	0,016	0,02	0,025
Total	3,99	3,988	3,98	4,013	3,998	3,99	3,992
Mg	0,14	0,119	0,111	0,136	0,108	0,013	0,021
Fe ⁺²	4,061	3,6	3,404	3,938	3,451	1,851	1,866
Mn	1,09	1,292	1,593	1,039	1,492	2,233	2,22
Ca	0,727	0,985	0,889	0,864	0,937	1,857	1,845
Total	6,018	5,996	5,997	5,977	5,988	5,954	5,952

**TABLEAU 2 - Analyses à la microsonde de staurotide zincifère à la mine LaRonde
(échantillon LABD-377-2000)**

Analyse microsonde sur staurotide				
Élément (%)	Analyse			
SiO ₂	26,461	26,742	26,874	26,694
TiO ₂	0,515	0,477	0,463	0,435
Al ₂ O ₃	54,365	54,241	53,352	54,125
MgO	0,910	0,857	1,173	0,820
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000
MnO	0,485	0,468	0,506	0,422
FeO	9,988	10,115	9,312	9,377
ZnO	4,995	5,231	6,371	6,880
Na ₂ O	0,060	0,039	0,077	0,092
K ₂ O	0,000	0,000	0,014	0,010
H ₂ O	2,134	2,140	2,132	2,142
Total	99,913	100,310	100,274	100,997
Nombre d'ions sur la base de 46 (O, OH)				
SiO ₂	7,436	7,496	7,356	7,472
Al ₂ O ₃	18,008	17,918	17,690	17,858
TiO ₂	0,108	1,000	0,098	0,092
Total	18,116	18,918	17,788	17,950
MgO	0,382	0,358	0,492	0,342
FeO	2,348	2,370	2,190	2,196
ZnO	1,036	1,082	1,324	1,422
MnO	0,116	0,110	0,120	0,100
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	3,882	3,920	4,126	4,060
Na ₂ O	0,032	0,022	0,042	0,050
K ₂ O	0,000	0,000	0,006	0,004
H ₂ O	0,016	0,016	0,016	0,016
Total	0,032	0,038	0,064	0,070

TABLEAU 3 - Analyses à la microsonde de micas verts (phengite chromifère) provenant de l'échantillon LAPL-093-2001 illustrant leur contenu élevé en chrome.

Analyse microsonde sur mica (phengite)

Élément (%)	Numéro d'analyse					
	093-1-M1	093-1-M2	093-1-M3	093-3-M1	093-3-M2	093-3-M3
SiO ₂	45,25	45,06	44,76	44,55	45,43	45,27
Al ₂ O ₃	31,94	31,65	32,23	32,19	32,75	31,83
FeO	2,50	2,30	2,45	2,47	2,11	2,31
MgO	1,25	1,30	1,24	1,20	1,10	1,36
MnO	0,01	0,00	0,11	0,00	0,04	0,01
Cr ₂ O ₃	0,82	0,63	0,52	0,59	0,30	0,83
TiO ₂	0,67	0,67	0,55	0,55	0,60	0,60
V ₂ O ₃	0,31	0,20	0,35	0,09	0,23	0,20
K ₂ O	9,93	9,93	9,89	9,88	10,16	9,67
Na ₂ O	0,60	0,66	0,71	0,78	0,48	0,74
CaO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,52	0,54	0,02	0,00	0,00	0,41
F	0,31	0,35	0,27	0,31	0,23	0,43
Cl	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03
Total	94,12	93,31	93,10	92,61	93,43	93,69
TOT-O	93,99	93,16	92,99	92,48	93,33	93,50
Nombre d'ions sur la base de 24 (O, OH)						
Si	6,206	6,231	6,180	6,182	6,221	6,226
Al	1,794	1,769	1,820	1,818	1,779	1,774
Total	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al	3,368	3,388	3,425	3,447	3,507	3,386
Fe ⁺²	0,287	0,266	0,283	0,286	0,241	0,265
Mg	0,255	0,269	0,255	0,248	0,224	0,279
Mn	0,002	0,000	0,013	0,000	0,004	0,001
Cr	0,089	0,069	0,056	0,065	0,032	0,090
Ti	0,069	0,069	0,057	0,057	0,061	0,062
V	0,034	0,022	0,038	0,010	0,025	0,022
Total	4,104	4,083	4,127	4,113	4,094	4,105
K	1,737	1,751	1,742	1,749	1,775	1,696
Na	0,160	0,177	0,189	0,211	0,129	0,198
Ca	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Ba	0,028	0,029	0,001	0,000	0,000	0,022
Total	1,927	1,957	1,932	1,960	1,905	1,916
F	0,136	0,152	0,120	0,134	0,100	0,186
Cl	0,000	0,004	0,001	0,000	0,000	0,008
Total	0,136	0,156	0,121	0,134	0,100	0,194

TABLEAU 4 - Caractérisation lithogéochimique des faciès d'altération présents dans le mur et le toit de la lentille 20 Nord, niveaux supérieurs et intermédiaires, LaRonde (puits Penna).

Faciès (%)	NIVEAUX SUPÉRIEURS ET INTERMÉDIAIRES									NIVEAUX SUPÉRIEURS ET INTERMÉDIAIRES					
	Mur lentille 20 Nord									Toit lentille 20 Nord					
	rhyodacite-rhyolite fraîche unité 5.2b			qtz+grt+bio+ser			qtz+ser			Andésite basaltique fraîche unité 5.4			bio+rut/tit+po+py		
	Moyenne	Écart-type	Nb	Moyenne	Écart-type	Nb	Moyenne	Écart-type	Nb	Moyenne	Écart-type	Nb	Moyenne	Écart-type	Nb
SiO ₂ *	74,80	2,69	10	68,33	4,28	37	69,41	4,86	13	58,04	3,44	10	49,68	6,67	23
TiO ₂ *	0,41	0,17	10	0,66	0,06	37	0,64	0,08	13	1,16	0,11	10	1,00	0,22	23
Al ₂ O ₃ *	13,74	1,41	10	13,36	0,88	37	13,86	1,30	13	20,76	0,99	10	18,81	3,35	23
Fe ₂ O ₃ T*	1,28	1,17	10	7,16	3,84	37	6,58	3,68	13	3,57	2,06	10	10,72	6,20	23
MnO*	0,04	0,03	10	0,54	0,55	37	0,11	0,13	13	0,06	0,04	10	0,07	0,04	23
MgO*	0,32	0,25	10	1,24	0,44	37	0,81	0,51	13	2,32	1,07	10	2,51	1,07	23
CaO*	1,26	0,63	10	2,94	1,46	37	1,34	1,18	13	5,09	1,72	10	5,40	2,49	23
Na ₂ O*	4,88	2,30	10	1,83	1,25	37	1,41	0,56	13	5,25	1,19	10	5,07	1,35	23
K ₂ O*	2,81	2,49	10	1,80	0,57	37	2,15	0,85	13	1,12	0,54	10	1,39	0,60	23
P ₂ O ₅ *	0,09	0,04	10	0,13	0,02	37	0,09	0,05	13	0,13	0,02	10	0,11	0,04	23
LOI*	1,12	0,46	10	1,68	0,79	37	3,19	1,46	13	1,77	0,35	10	4,93	3,96	23
Total %	100,57	1,36	10	99,51	0,83	37	99,43	0,90	13	99,65	1,09	10	99,90	0,93	23
S %	0,07	0,09	10	0,51	1,09	37	2,81	2,46	13	0,74	0,83	10	5,34	4,81	23
CO ₂ %	0,49	0,35	10	0,39	0,40	37	0,05	0,08	13	0,22	0,28	10	1,09	1,83	23
Éléments métalliques (ppm)															
Au (ppb)**	1,75	1,36	10	10,93	18,60	37	16,38	17,93	13	3,77	6,22	10	15,83	20,39	23
Cu***	5,51	4,87	10	27,51	86,22	37	183,57	370,86	13	70,87	39,88	10	145,47	160,43	23
Ag**	0,35	0,13	10	1,16	1,73	37	2,30	2,67	13	0,91	1,04	10	1,70	2,16	23
Zn***	19,41	23,89	10	1730,89	4148,43	37	1092,77	1747,34	13	53,76	52,85	10	333,55	409,68	23
Pb***	1,58	0,79	10	128,16	502,27	37	221,15	527,31	13	22,45	47,01	10	40,00	105,83	23
As****	10,00	0,00	10	10,00	0,00	37	19,30	21,86	13	10,00	0,00	10	14,71	13,53	23
Sb****	3,43	2,71	10	1,03	1,68	37	2,74	2,09	13	0,70	0,26	10	1,86	2,11	23
Sn**	127,40	270,58	10	14,86	29,51	37	92,38	149,18	13	7,22	2,64	10	80,70	196,95	23
Éléments traces (ppm)															
V**	25,13	27,26	10	15,68	7,54	37	24,22	24,78	13	301,44	19,18	10	271,47	44,29	23
Ba**	807,38	769,42	10	310,21	141,86	37	177,78	69,66	13	281,78	86,96	10	238,58	123,35	23
Cr**	2,40	0,70	10	9,59	16,57	37	9,00	15,45	13	82,33	31,93	10	100,70	31,82	23
Mn**	268,50	241,77	10	3484,68	3569,62	37	628,67	726,92	13	431,11	318,33	10	538,21	246,82	23
B	79,33	65,07	10	947,71	3216,36	37	464,10	913,43	13	138,20	56,26	10	237,00	250,23	23
Bi**	4,95	1,07	10	4,50	3,79	37	8,88	9,07	13	3,61	1,32	10	47,00	106,71	23
Y*	23,28	6,04	10	38,15	6,08	37	34,09	6,32	13	11,92	2,52	10	10,32	3,94	23
Zr*	180,91	21,73	10	191,56	14,29	37	204,21	18,85	13	55,63	17,95	10	48,30	21,95	23

* = Analyse ICP-AES (INRS), ** = Analyse ICP-80 (XRAL), *** = Fire Assay (XRAL), **** = Analyse Fusion/ICP/Hybride AA (XRAL), S: Analyse Leco (XRAL), CO₂ Analyse Coulométrie (XRAL), B: Analyse ICP90A (XRAL)

Abbreviations: bio=biotite, chl=chlorite, cpy=chalcopyrite, grt=grenat, mv=micas verts, Nb=Nombre d'analyses, po=pyrrhotite, py=pyrite, qtz=quartz, rut=rutile, ser=séricite, sta=staurotite, tit=titanite.

TABLEAU 5 - Caractérisation lithogéochimique des faciès d'altération présents dans le mur et le toit de la lentille 20 Nord, niveaux inférieurs, mine LaRonde (puits Penna).

Faciès (%)	Mur et toit lentille 20 Nord, altération alumineuse																	
	rhyodacite-rhyolite fraîche 5.2b			qtz+ser+bio+chl			qtz+grt+ser+bio+chl			qtz+sta+ser+ bio+grt+py			qtz+ser+par+py+kya			qtz+py+kya+ and+cpy+or		
	Moyenne	Écart-type	Nb	Moyenne	Écart-type	Nb	Moyenne	Écart-type	Nb	Moyenne	Écart-type	Nb	Moyenne	Écart-type	Nb	Moyenne	Écart-type	Nb
SiO ₂ *	74,60	2,69	10	72,09	4,66	17	70,15	3,17	62	71,11	3,67	12	59,73	11,72	9	50,39	17,09	74
TiO ₂ *	0,41	0,17	10	0,44	0,11	17	0,53	0,15	62	0,56	0,15	12	0,59	0,24	9	0,44	0,15	74
Al ₂ O ₃ *	13,74	1,41	10	13,50	1,41	17	13,12	1,32	62	13,33	1,04	12	13,57	4,76	9	10,07	3,84	74
Fe ₂ O ₃ T*	1,28	1,17	10	2,59	1,05	17	5,45	2,15	62	5,79	2,05	12	13,56	6,62	9	23,02	12,37	74
MnO*	0,04	0,03	10	0,07	0,07	17	0,37	0,31	62	0,20	0,12	12	0,04	0,07	9	0,03	0,11	74
MgO*	0,32	0,25	10	1,63	1,51	17	1,43	0,61	62	1,42	0,60	12	0,31	0,32	9	0,12	0,27	74
CaO*	1,26	0,63	10	1,96	2,61	17	2,66	1,29	62	1,18	0,78	12	0,23	0,16	9	0,14	0,33	74
Na ₂ O*	4,88	2,30	10	2,31	1,94	17	1,76	0,99	62	1,09	0,60	12	0,65	0,47	9	0,56	0,54	74
K ₂ O*	2,81	2,49	10	2,70	1,48	17	2,20	0,78	62	1,84	0,48	12	2,60	0,99	9	0,81	0,85	74
P ₂ O ₅ *	0,09	0,04	10	0,09	0,04	17	0,10	0,04	62	0,10	0,04	12	0,10	0,04	9	0,05	0,04	74
LOI*	1,12	0,46	10	2,06	1,61	17	1,70	0,79	62	2,62	1,28	12	8,09	3,67	9	12,35	6,36	74
Total %	100,57	1,36	10	99,49	1,44	17	99,68	1,10	62	99,84	1,29	12	99,77	0,71	9	99,28	2,01	74
S %	0,07	0,09	10	0,35	0,57	17	0,46	0,86	62	1,83	1,80	12	10,07	5,47	9	18,14	10,44	74
CO ₂ %	0,49	0,35	10	0,55	1,62	17	0,39	0,47	62	0,06	0,09	12	0,01	0,01	9	0,01	0,01	74
Éléments métalliques (ppm)																		
Au (ppb)***	1,75	1,36	10	7,50	5,64	17	10,54	21,11	62	43,42	46,66	12	518,89	292,14	9	4675,03	5750,32	74
Cu***	5,51	4,87	10	15,78	15,02	17	13,82	11,25	62	29,98	40,09	12	84,23	93,92	9	4813,29	9340,77	74
Ag**	0,35	0,13	10	0,46	0,17	17	0,73	0,51	62	0,81	0,46	12	1,79	1,32	9	12,49	29,87	74
Zn***	19,41	23,89	10	58,92	43,52	17	224,63	406,82	62	692,74	1434,35	12	108,39	85,92	9	7834,18	26295,41	74
Pb***	1,58	0,79	10	10,06	17,35	17	30,60	88,81	62	31,17	29,58	12	65,56	43,33	9	138,01	242,91	74
As****	10,00	0,00	10	10,00	0,00	17	7,28	4,05	62	9,77	5,18	12	63,02	55,75	9	149,23	221,53	74
Sb****	3,43	2,71	10	0,78	1,34	17	0,55	0,91	62	0,55	0,45	12	0,90	0,64	9	12,56	37,38	74
Sn**	127,40	270,58	10	28,71	91,33	17	19,14	61,70	62	5,56	1,67	12	6,88	2,59	9	37,31	103,31	74
Éléments traces (ppm)																		
V**	25,13	27,26	10	30,56	25,17	17	17,92	14,74	62	13,58	7,15	12	14,33	6,30	9	27,69	30,21	74
Ba**	807,38	769,42	10	426,31	185,71	17	409,63	141,37	62	285,33	122,01	12	290,67	211,92	9	107,59	126,80	74
Cr**	2,40	0,70	10	4,44	5,56	17	9,17	12,60	62	11,71	18,09	12	14,44	15,71	9	27,43	25,40	74
Mn**	268,50	241,77	10	458,56	435,89	17	2975,93	1974,20	62	788,67	420,18	12	295,63	607,99	9	233,69	805,33	74
B	79,33	65,07	10	37,75	55,49	17	73,87	360,98	62	23,45	20,79	12	98,17	148,48	9	76,19	306,27	74
Bi**	4,95	1,07	10	3,62	1,81	17	3,33	2,17	62	2,78	0,83	12	15,88	21,21	9	29,15	76,86	74
Y*	23,28	6,04	10	34,19	6,92	17	40,34	7,08	62	38,13	3,70	12	34,78	16,83	9	17,96	11,13	74
Zr*	180,91	21,73	10	201,37	17,46	17	201,73	23,91	62	208,64	23,30	12	222,59	73,95	9	148,98	67,57	74

* = Analyse ICP-AES (INRS), ** = Analyse ICP-80 (XRAL), *** = Fire Assay (XRAL), **** = Analyse Fusion/ICP/Hybride AA (XRAL), S: Analyse Leco (XRAL), CO₂: Analyse Coulométrie (XRAL), B: Analyse ICP90A (XRAL)
 Abréviations: and=andalousite, bio=biotite, chl=chlorite, cpy=chalcopyrite, grt=grenat, mv=micas verts, Nb=Nombre d'analyses, par=paragonite, po=pyrrhotite, py=pyrite, qtz=quartz, rut=rutile, ser=séncite, sta=staurolite, tit=titanite.

TABLEAU 6 - Caractérisation lithogéochimique des faciès d'altération présents dans le mur et le toit de la lentille 20 Sud, mine LaRonde (puits Penna).

Faciès (%)	Mur et toit lentille 20 Sud									Mur et toit lentille 20 Sud								
	Andésite basaltique fraîche unité 5.4			qtz+bio+rut/tit			qtz+ser+mv+tit			Tuf felsique peu altérée unité 5.5			qtz+bio+ser+grt			qtz+ser+py		
	Moyenne	Écart-type	Nb	Moyenne	Écart-type	Nb	Moyenne	Écart-type	Nb	Moyenne	Écart-type	Nb	Moyenne	Écart-type	Nb	Moyenne	Écart-type	Nb
SiO ₂ *	58,04	3,44	10	50,98	10,16	6	52,34	11,63	16	70,43	1,54	5	67,14	3,45	5	64,83	15,04	3
TiO ₂ *	1,16	0,11	10	0,99	0,13	6	0,98	0,30	16	0,37	0,13	5	0,71	0,11	5	0,44	0,23	3
Al ₂ O ₃ *	20,76	0,99	10	18,42	2,89	6	18,72	4,19	16	14,39	0,50	5	14,76	0,66	5	13,40	1,06	3
Fe ₂ O ₃ T*	3,57	2,06	10	11,92	7,01	6	9,95	11,73	16	2,52	0,34	5	4,99	2,79	5	8,56	10,73	3
MnO*	0,06	0,04	10	0,06	0,03	6	0,05	0,03	16	0,06	0,02	5	0,37	0,53	5	0,03	0,02	3
MgO*	2,32	1,07	10	2,87	1,27	6	1,85	1,08	16	0,94	0,52	5	1,40	0,64	5	0,64	0,09	3
CaO*	5,09	1,72	10	4,12	2,63	6	4,42	3,88	16	3,08	0,97	5	3,41	0,68	5	1,12	1,24	3
Na ₂ O*	5,25	1,19	10	4,71	1,17	6	3,88	1,57	16	1,95	1,12	5	1,93	0,62	5	1,31	0,82	3
K ₂ O*	1,12	0,54	10	1,61	1,10	6	2,12	1,46	16	3,13	0,33	5	2,20	0,85	5	2,72	0,88	3
P ₂ O ₅ *	0,13	0,02	10	0,10	0,02	6	0,10	0,05	16	0,09	0,07	5	0,14	0,01	5	0,08	0,04	3
LOI*	1,77	0,35	10	3,77	1,66	6	5,03	3,72	16	1,57	0,52	5	1,57	0,42	5	5,55	5,74	3
Total %	99,65	1,09	10	99,22	0,23	6	99,37	0,96	16	99,32	0,59	5	99,04	0,43	5	99,09	1,84	3
S %	0,74	0,83	10	4,79	3,03	6	5,26	7,00	16	0,27	0,22	5	0,40	0,55	5	6,27	8,84	3
CO ₂ %	0,22	0,28	10	0,53	1,18	6	1,17	2,89	16	0,36	0,30	5	0,20	0,12	5	0,04	0,05	3
Éléments métalliques (ppm)																		
Au (ppb)***	3,77	6,22	10	40,83	78,76	6	28,56	38,75	16	2,50	2,43	5	12,10	20,46	5	103,00	129,28	3
Cu***	70,87	39,88	10	143,77	64,81	6	102,50	90,74	16	10,52	5,44	5	8,28	3,09	5	86,80	104,77	3
Ag**	0,91	1,04	10	1,12	0,89	6	1,57	1,35	16	0,47	0,23	5	2,20	3,37	5	2,33	1,12	3
Zn***	53,76	52,85	10	220,67	133,10	6	256,65	548,21	16	66,13	59,98	5	95,66	62,41	5	113,73	83,42	3
Pb***	22,45	47,01	10	21,50	26,96	6	32,00	90,39	16	4,80	5,72	5	6,00	10,10	5	93,00	98,75	3
As****	10,00	0,00	10	14,00	6,93	6	17,13	10,51	16	10,00	0,00	5	10,00	0,00	5	24,00	24,25	3
Sb****	0,70	0,26	10	0,40	0,17	6	0,53	0,24	16	1,87	2,71	5	0,30	0,00	5	0,57	0,46	3
Sn**	7,22	2,64	10	7,50	2,74	6	7,50	2,58	16	155,00	329,83	5	5,00	0,00	5	5,00	0,00	3
Éléments traces (ppm)																		
V**	301,44	19,18	10	266,33	50,14	6	250,25	86,02	16	23,50	10,38	5	21,40	9,86	5	39,67	25,32	3
Ba**	281,78	86,96	10	303,33	243,60	6	391,56	238,25	16	739,00	146,64	5	539,00	197,05	5	359,00	74,54	3
Cr**	82,33	31,93	10	107,67	38,51	6	96,63	41,89	16	5,40	4,56	5	3,20	1,64	5	3,67	2,52	3
Mn**	431,11	318,33	10	429,00	249,08	6	378,81	223,14	16	410,25	138,25	5	2683,20	3867,98	5	202,00	116,43	3
B	138,20	56,28	10	330,00	263,49	6	88,00	70,26	16	184,33	280,34	5	26,20	11,88	5	44,67	41,62	3
Bi**	3,61	1,32	10	3,75	1,37	6	3,94	1,65	16	10,40	14,92	5	2,50	0,00	5	6,00	6,06	3
Y*	11,92	2,52	10	9,22	1,85	6	9,92	6,19	16	20,04	1,83	5	38,42	9,63	5	23,57	9,54	3
Zr*	55,63	17,95	10	46,72	10,45	6	68,31	52,47	16	169,02	15,85	5	200,52	26,67	5	170,87	58,29	3

* = Analyse ICP-AES (INRS), ** = Analyse ICP-80 (XRAL), *** = Fire Assay (XRAL), **** = Analyse Fusion/ICP/Hybride AA (XRAL), S: Analyse Leco (XRAL), CO₂: Analyse Coulométrie (XRAL), B: Analyse ICP90A (XRAL)

Abbreviations: bio=biotite, chl=chlorite, cpy=chalcopryrite, grt=grenat, mv=micas verts, Nb=Nombre d'analyses, qtz=quartz, rut=rutile, ser=séricite, sta=staurotite, tit=titanite.

TABLEAU 7 - Étude minéralogique du gisement LaRonde et de certains SMV riches en Au dans le camp minier Doyon-Bousquet-LaRonde¹.

LaRonde ²	Bousquet 2	Dumagami	Bousquet 1	Doyon
<i>Minéraux majeurs³ :</i>				
Pyrite	Pyrite	Pyrite	Pyrite	Pyrite
Pyrrhotine	Chalcopyrite	Chalcopyrite	Chalcopyrite	Chalcopyrite
Chalcopyrite	Bornite	Sphalérite		
Sphalérite				
Galène				
<i>Minéraux accessoires :</i>				
Arsénopyrite	Sphalérite	Galène	Sphalérite	Sphalérite
Tétraédrite (Ag)	Galène	Arsénopyrite	Pyrrhotine	Pyrrhotine
Stannite	Tennantite (Te)	Bornite	Magnétite	Arsénopyrite
Magnétite	Chalcocite	Chalcocite	Arsénopyrite	Galène
	Pyrrhotine	Covellite	Galène	Bornite
	Magnétite	Digénite	Bornite	Chalcocite
<i>Minéraux traces :</i>				
Électrum	Électrum	Électrum	Électrum	Électrum
Hessite	Hessite	Altaïte	Au-tellurures	Au-tellurures
Bi natif	Petzite	Cu-Ag-sulfures	Altaïte	Petzite
Tellure de Bi ⁴	Altaïte	Stannite	Stannite	Altaïte
Ag-Bi-sulfures	Tellurobismuth	Alabandite	Gudmundite	Tellurobismuth
Cu-Pb-Bi-sulfures	Mawsonite			Tétradymite
Sulfosels de Pb-Sb	Colusite			
Sulfosels d'Ag-Sb	Reniérite			
Gudmundite				
Clausthalite				
Colusite				
Scheelite				
Cassitérite				

¹LaRonde : cette étude; Bousquet 2 : Tourigny *et al.* (1993); Dumagami : Marquis *et al.* (1990); Bousquet 1 : Tourigny *et al.* (1983); Doyon : Savoie *et al.* (1991)

²Toutes les zones minéralisées, sauf la zone 5

³Formules de certains minéraux (alphabétique) : bornite Cu_5FeS_4 ; tétraédrite d'argent $Cu_{12}(Sb, Ag)_4S_{13}$; tennantite tellurienne $(Cu, Zn, Fe)_{12}(As, Sb, Te)_4S_{13}$; arsénopyrite $FeAsS$; hessite Ag_2Te ; petzite Ag_3AuTe_2 ; calavérite $AuTe_2$; altaïte $PbTe$; clausthalite $PbSe$; tellurobismuth Bi_2Te_3 ; tétradymite Bi_2Te_2S ; stannite Cu_2FeSnS_4 ; stannoïdite $Cu_8(Fe, Zn)_3Sn_2S_{12}$; mawsonite $Cu_6Fe_2SnS_8$; colusite $Cu_{26}V_2(As, Sn, Zn, Ge)_6S_{32}$; reniérite Cu_3GeFeS_4 , covellite-digénite CuS , alabandite MnS , gudmundite $FeSbS$

⁴Tellure de Bi = compositions similaires à la joséite Bi_4Te_2S ; Ag-Bi-sulfures = mathildite $AgBiS_2$; Cu-Pb-Bi-sulfures = wittichénite Cu_3BiS_3 et sulfosels inconnus à Mn-Bi-Pb-Sb; sulfosels à Pb-Sb = boulangérite $Pb_5Sb_4S_{11}$ et bournonite $PbCuSbS_3$; sulfosels à Ag-Sb = dyscrasite Ag_3Sb

TABLEAU 8 - Composition chimique moyenne d'échantillons extraits de diverses zones minéralisées de la mine LaRonde (puits Penna)¹.

Zone minéralisée ²	N	Cu%	Fe%	Zn%	S%	Au	Ag	Pb	As	Sb	Cd	Hg	In	Sn	W	Bi	Te	Se	Co	Ni	Tl	V	Mo	Ge	Mn	
<i>Zone 20N Au</i>																										
Quartz+pvrite+séricite	11	0.12	25.47	2.06	20.7	2678	39	3220	174	9.4	56	<1	3.0	9	8	25	15.5	19.9	20	42	19.4	78	<1	0.7	76	
Pvrite semi-massive	15	0.40	31.07	0.44	24.9	4380	44	1248	283	12.8	19	<1	4.5	36	37	65	20.1	17.9	21	36	10.5	41	<1	1.2	38	
Pvrite+chalcopyrite	13	4.12	35.48	0.67	26.7	7438	263	250	944	31.5	28	1	31.0	245	110	166	12.9	34.5	13	30	4.3	29	<1	0.8	109	
Quartz+kvanite+pvrite	19	1.16	27.93	0.09	21.8	8783	52	276	508	18.9	4	1	4.5	44	51	126	30.1	41.3	17	25	1.7	32	<1	1.0	28	
<i>Zone 20N Zn</i>																										
Pvrite+sphalerite	29	0.06	27.01	14.53	26.2	496	95	12091	120	43.6	561	<1	90.7	68	11	4	1.1	6.2	10	24	4.2	13	<1	0.4	186	
Sphalerite+pvrite	12	0.09	16.10	25.69	22.6	1957	179	12512	95	37.1	1054	<1	99.2	72	<1	1	1.3	10.5	34	30	8.5	23	<1	1.1	394	
Fillonnets dans le toit	8	0.29	20.45	8.14	19.6	2391	225	12300	283	55.5	312	<1	48.3	79	6	198	6.8	10.9	29	58	25.0	120	<1	1.3	131	
Zone fragmentaire dans le toit	9	0.01	22.18	5.22	21.4	292	44	6481	120	28.7	236	1	24.4	22	5	1	0.4	1.8	29	60	18.8	136	<1	1.3	282	
<i>Lentille 20 Sud</i>																										
Quartz+pvrite+séricite	5	0.16	22.44	1.79	18.8	4139	23	280	74	1.9	75	<1	7.8	1	1	7	0.2	2.1	46	87	7.6	154	<1	0.5	510	
Pvrite semi-massive	9	0.88	22.09	0.97	18.5	4900	35	304	112	2.4	41	<1	6.4	8	3	19	1.2	9.6	50	67	16.7	153	<1	1.0	325	
Pvrite sphalérite	7	0.17	15.04	18.63	14.6	8692	67	5323	30	10.0	424	5	41.3	7	5	37	0.2	3.6	48	72	14.4	218	<1	0.8	1346	
Fillonnets dans le toit	4	0.15	20.05	2.88	19.1	3077	56	6798	75	16.2	126	1	8.4	10	2	21	2.4	3.4	42	62	14.4	187	<1	1.2	174	
<i>Autres</i>																										
Argilite de la lentille 20 Nord	5	<0.01	13.84	0.44	12.5	1560	26	656	250	10.3	13	<1	3.1	46	7	1.4	3.9	1.2	40	106	49.5	128	2	5.1	101	
Argilite de la lentille 20 Sud	2	<0.01	8.04	0.15	4.1	47	1.6	28	46	2.8	4	<1	0.7	<1	2	0.9	0.9	2.6	34	65	4.4	77	5	0.8	410	
Pvrrhotite dans l'andésite altérée	14	0.04	21.69	0.05	9.4	19	2.6	30	8	0.8	2	<1	0.1	1	4	0.4	0.3	1.4	76	172	16.2	187	1	0.3	355	
Pvrite dans l'andésite altérée	11	0.01	23.95	0.05	18.4	600	3.9	29	141	2.1	2	<1	<0.1	<1	<1	1.4	1.5	4.4	90	92	2.6	128	<1	0.3	450	
Zone à grenat de la lentille 20 Nord	4	0.01	12.32	0.07	3.3	207	1.3	26	8	0.6	2	<1	1.4	1	4	4.9	5.9	1.1	12	24	9.7	100	3	0.4	6357	
Zone à grenat de la lentille 20 Sud	8	0.53	18.97	0.66	12.9	1791	19	992	42	2.3	19	<1	1.9	4	3	19	3.7	7.2	66	112	5.5	220	<1	0.3	1409	
Pyrrhotite semi-massive à massive au contact avec les sédiments de Cadillac	4	0.01	35.38	0.14	19.7	11	1.0	29	54	0.6	2	<1	<0.1	<1	<1	1.3	0.4	3.4	38	128	0.4	28	<1	0.3	212	

¹Tous les résultants sont en ppm (Au est en ppb) sauf indication contraire.

²Les données de la 20 Nord Au, la 20 Nord Zn et la 20 Sud correspondent aux échantillons contenant plus de 15% de soufre.

Cu, Ag, Pb, Cd, Mn, Ni, Mo, et V ont été analysé par ICP-ES.

Bi, Sn, Tl, In, Se, Te, et Ge ont été analysé par ICP-MS.

Fe, Zn, Au, As, Sb, W, Hg, et Co ont été analysé par INAA.

S a été analysé par LECO.

TABLEAU 9 - Aperçu des éléments traces présents dans les différentes zones minéralisées du gisement LaRonde et d'autres gisements de SMV riches en Au de la région de l'Abitibi¹.

	N	Cu %	Fe %	Zn %	S %	Au	Ag	Pb	As	Sb	Cd	Hg	In	Sn	W	Bi	Te	Se	Co	Ni	Tl	V	Mo	Ge	Mn
LaRonde																									
Zone 7	12	1,02	29,3	3,16	22,8	3,86	55	704	58	2,7	105	2	11,9	6	<1	55	8,7	14,4	73	44	1,7	42	<1	0,8	1062
Zone 6	6	0,13	26,7	5,96	21,5	3,38	47	1600	131	12,8	139	2	9,6	1	<1	37	1,7	4,9	41	17	2,1	46	<1	0,5	200
20 Nord Au	58	1,43	30,0	0,68	23,5	6,19	95	1080	484	18,3	23	1	10,2	80	52	100	20,9	29,7	18	32	7,9	42	<1	0,9	58
20 Nord Zn	58	0,09	23,1	14,51	23,8	1,03	123	11 336	137	41,6	578	<1	76,3	63	6	30	1,8	7,1	21	36	10,2	49	<1	0,8	236
20 Sud	25	0,42	19,9	6,38	17,6	5,52	45	2743	76	6,6	169	1	16,8	7	3	22	0,9	5,4	47	72	13,9	177	<1	0,9	623
Bousquet 2	15	0,75	--	0,75	29,2	4,99	12	1721	160	37,5	20	--	--	55	--	34	52,8	17,0	--	--	--	17	--	32,2	17
Horne	101	8,11	35,38	0,17	27,0	11,61	43	87	49	5,0	5	2	18,0	54	5	24	45,8	237,6	195	7	0,5	69	3	--	--

¹Toutes les valeurs sont exprimées en ppm, sauf indication contraire. Les données sur le gisement de LaRonde représentent la composition chimique moyenne d'échantillons de minerai d'une teneur en S > 15 %.

Les données sur le gisement Bousquet 2 ont été recueillies par Tourigny *et al.* (1993). Les données sur le gisement Horne portent sur des échantillons de minerai représentatifs provenant de collections. Les données sur la mine de Quémont portent sur le pilier de couronne que l'on met présentement en valeur (Jonasson et Hannington, données non publiées).

TABLEAU 10 - Composition chimique moyenne de certains minéraux présents dans les corps minéralisés de la mine LaRonde (données de microsonde).

		n	Fe	Ni	Co	Cu	Zn	Cd	Sn	Ag	Au ¹	Hg	Te	Bi	Pb	Sb	As	Se	S	Total
Pyrite	FeS ₂	53	46,82	0,01	0,08	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,08	0,00	0,01	0,03	0,01	53,54	100,72
Pyrrhotine	FeS	32	60,55	0,04	0,00	0,04	0,04	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,09	0,00	0,01	0,01	0,01	38,72	99,60
Arsénopyrite ²	FeAsS	12	35,12	0,08	0,00	0,09	0,02	0,01	0,01	0,02	0,06	0,02	0,09	0,00	0,00	0,01	42,60	0,33	21,21	99,67
Chalcopyrite	CuFeS ₂	30	29,88	0,01	0,00	33,55	0,04	0,02	0,04	0,33	0,03	0,02	0,01	0,10	0,00	0,01	0,01	0,01	34,16	98,22
Sphalérite	(Zn,Fe)S	38	5,37	0,01	0,00	0,08	61,57	0,16	0,01	0,03	0,00	0,02	0,01	0,07	0,00	0,01	0,01	0,01	32,70	100,05
Galène	Pb(S,Se)	4	1,42	0,01	0,00	0,42	0,01	0,07	0,00	5,52	0,06	0,00	0,04	0,00	79,96	0,00	0,07	1,44	12,43	101,43
Tétraédrite	Cu ₁₂ (Sb,Ag) ₄ S ₁₃	11	5,37	0,01	0,00	20,72	0,97	0,06	0,07	23,45	0,00	0,01	0,00	0,44	0,00	26,28	0,18	0,14	21,96	99,64
Stannite	Cu ₂ FeSnS ₄	12	11,96	0,01	0,00	28,37	2,02	0,04	27,97	0,10	0,01	0,01	0,03	0,33	0,00	0,06	0,00	0,22	28,97	100,06
Bournonite	PbCuSbS ₃	2	0,00	0,01	0,00	12,23	0,02	0,01	0,15	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	40,77	24,27	0,03	0,01	19,50	97,02
Boulangérite	Pb ₃ Sb ₄ S ₁₁	3	0,00	0,01	0,00	0,00	0,07	0,02	0,22	0,04	0,10	0,00	0,00	0,00	57,23	24,39	0,03	0,01	18,79	100,90
Gudmundite	FeSbS	2	26,07	0,01	0,00	0,16	0,05	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,36	0,04	0,00	58,84	0,12	0,39	14,94	101,23
Clausthalite	Pb(Se,S)	3	0,22	0,01	0,01	0,27	0,45	0,08	0,05	0,64	0,00	0,00	0,06	0,00	74,32	0,02	0,01	19,67	4,25	100,05
Bi natif	Bi	8	1,68	0,01	0,01	0,90	0,11	0,00	0,05	0,01	0,02	0,00	0,00	95,42	0,04	1,07	0,00	0,01	0,79	100,07
Tellure de Bi	Bi ₄ Te ₂ S	5	0,91	0,04	0,02	0,34	0,02	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	21,19	74,96	0,20	0,49	0,00	1,63	0,79	100,50
Électrum ³	Au,Ag	21	1,84	0,01	0,01	1,43	0,10	0,32	0,07	55,12	34,96	0,38	0,05	0,04	0,85	1,14	0,04	0,03	2,28	98,54
Hessite ⁴	Ag ₂ Te	8	0,81	0,03	0,01	0,65	0,00	0,31	3,08	60,59	0,19	0,00	29,96	0,21	0,02	0,03	0,50	1,44	3,49	100,96
Mathildite	AgBiS ₂	2	2,23	0,01	0,00	1,13	0,02	0,11	0,00	15,12	0,13	0,00	0,13	53,38	2,99	1,35	0,01	1,49	16,41	94,50
Dyscrasite	Ag ₃ Sb	4	0,53	0,00	0,00	0,51	0,00	0,29	0,00	73,27	0,21	0,00	0,00	0,08	0,00	24,10	0,22	0,13	2,73	101,94
Pyrite Ag ⁵	--	1	37,70	0,02	0,00	0,23	0,00	0,03	0,01	15,90	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	44,75	98,77
Bi-Mn-Pb-Sb-S ⁶	--	3	2,42	0,01	0,01	0,37	0,05	0,02	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	26,47	9,45	8,64	0,00	0,02	16,82	61,15

¹Les traces Au (< 0,1 % poids) sont attribuables à des problèmes de fond dans l'analyse des spectres.

²Des valeurs élevées de Se dans l'arsénopyrite, mais dans aucun autre minéral, résultent d'un chevauchement de As et de Se.

³Les grains d'or/électrum analysés étaient très petits (de 2 à 5 micromètres), ce qui indique qu'ils sont contaminés par le minéral hôte (généralement de la cpy).

⁴La hessite peut contenir jusqu'à 8 % de Sn, qui serait lié à une phase minérale inconnue.

⁵Phase d'Ag-Fe-S non stoechiométrique et similaire à celle de l'argentopyrite ou de la sternbergite.

⁶La phase de Bi-Mn-Pb-Sb-S contiendrait 35 % de Mn sur un total de 100 %; ces compositions chimiques ne figurent dans aucune base de données actuelle sur les minéraux.

TABLEAU 11 - Analyses par spectrométrie de masse d'ions secondaires (SMIS) effectuées sur de l'or invisible dans la pyrite, la chalcopyrite et l'arsénopyrite du gisement LaRonde.

Échantillon	Analyse	Au (ppb)	Commentaire
Pyrite :			
LAMH-83	83py1	7	
LAMH-83	83py2	ssd ¹	profil de concentration sans pic
LAMH-83	83py3	22	
LAMH-84	84py1	63	
LAMH-84	84py2	ssd	
LAMH-84	84py3	ssd	
LAMH-84	84py4	46	profil de concentration moyen
LAMH-84	84py5	ssd	
LAMH-84	84py6	ssd	
LAMH-84	84py7	ssd	profil de concentration sans pic
LAMH-84	84py8	ssd	
LAMH-223	223py1	7	
LAMH-223	223py2	8	
LAMH-223	223py3	ssd	profil de concentration sans pic
LAMH-223	223py4	10	
LAMH-223	223py5	ssd	
LAMH-223	223py6	ssd	profil de concentration sans pic
Moyenne (n = 17)		< 25	
Chalcopyrite :			
LAMH-83	83cp1	206	
LAMH-83	83cp2	85	
LAMH-83	83cp3	37	
LAMH-84	84cp1	591	
LAMH-84	84cp2	141	
LAMH-84	84cp3	636	
LAMH-84	84cp4	83	
LAMH-84	84cp5	367	
LAMH-223	223cp1	65	
LAMH-223	223cp2	21	
LAMH-223	223cp3	43	
LAMH-223	223cp4	130	
LAMH-223	223cp5	82	
Moyenne (n = 13)		191	
Arsénopyrite :			
LAMH-83	83asp1	2000	
LAMH-83	83asp2	741	
LAMH-83	83asp3	727	même endroit que 83asp2
LAMH-84	84asp1	113	
LAMH-84	84asp2	732	
LAMH-84	84asp3	6300	
LAMH-84	84asp4	565	
LAMH-223	223asp1	173	
LAMH-223	223asp2	311	
LAMH-223	223asp3	289	
LAMH-223	223asp4	156	
LAMH-223	223asp5	289	
Moyenne (n = 12)		1033	

TABLEAU 11 : SUITE

1 : ssd = sous le seuil de détection

Microsonde ionique Cameca IMS 4f du Laboratoire d'essai des matériaux de CANMET
Ottawa (voir Larocque et Cabri, 1998).

Les seuils de détection (ssd) sont établis d'après les conditions dans lesquelles on effectue une série d'analyses (p. ex. résolution de masse) et la teneur en Au de l'étalon. Les seuils de détection sont les suivants : 2 à 43 pour la pyrite, 5 à 28 pour la chalcopryrite et 11 à 145 pour l'arsénopyrite.

TABLEAU 12A - Matrice de corrélations de certains éléments traces présents dans les sulfures massifs de la mine LaRonde (puits Penna).

	Cu	Fe	As	Au	Bi	Te	Se	Sn	Zn	Pb	Ag	Sb	Cd	In	Co	Ni	Mn	Mg
Fe	0.19																	
As	0.49	0.39																
Au	0.14	0.08	0.39															
Bi	0.26	0.11	0.36	0.39														
Te	0.08	0.17	0.24	0.56	0.39													
Se	0.19	0.19	0.44	0.54	0.34	0.65												
Sn	0.81	0.16	0.50	0.11	0.32	0.05	0.21											
Zn	-0.12	-0.49	-0.24	-0.18	-0.13	-0.20	-0.15	0.08										
Pb	-0.12	-0.30	-0.18	-0.18	0.04	-0.14	-0.15	0.15	0.55									
Ag	0.17	-0.08	0.25	0.10	0.49	-0.05	0.05	0.24	0.21	0.39								
Sb	0.08	-0.01	0.27	-0.21	0.19	-0.21	-0.01	0.34	0.31	0.73	0.43							
Cd	-0.12	-0.52	-0.24	-0.19	-0.12	-0.17	-0.15	0.12	0.88	0.63	0.28	0.38						
In	0.03	-0.28	-0.08	-0.15	-0.06	0.05	-0.08	0.31	0.68	0.60	0.29	0.50	0.77					
Co	-0.07	0.07	-0.15	-0.10	-0.09	-0.04	-0.04	-0.19	-0.17	-0.12	-0.13	-0.13	-0.22	-0.23				
Ni	-0.08	0.03	-0.18	-0.19	-0.05	-0.13	-0.24	-0.19	-0.27	-0.18	-0.13	-0.22	-0.31	-0.30	0.52			
Mn	-0.04	-0.16	-0.20	-0.12	-0.10	-0.03	-0.07	-0.09	0.08	-0.04	-0.07	-0.11	0.07	-0.03	0.28	0.13		
Mg	-0.08	-0.06	-0.19	-0.16	-0.14	-0.11	-0.14	-0.16	-0.16	-0.19	-0.13	-0.23	-0.17	-0.20	0.45	0.47	0.47	
Ti	-0.12	-0.27	-0.25	-0.05	-0.10	-0.03	-0.12	-0.26	-0.27	-0.31	-0.19	-0.37	-0.32	-0.34	0.38	0.49	0.43	0.60

Les corrélations sont basées sur 168 échantillons d'une teneur > 15 % poids.

Les coefficients supérieurs à 0,15 sont significatifs au seuil de confiance de 95 %.

TABLEAU 12B - Analyse factorielle (ACP) des éléments traces présents dans les sulfures massifs de la mine LaRonde (pondérations des 5 premiers facteurs ayant fait l'objet d'une rotation).

	1	2	3	4	5
Cd	-0.928	-0.036	-0.123	0.113	0.020
Zn	-0.880	-0.049	-0.114	0.080	-0.041
In	-0.830	0.145	-0.092	0.147	0.070
Pb	-0.725	-0.136	-0.123	0.092	0.410
Sb	-0.500	0.113	0.010	0.157	0.519
Cu	0.089	0.929	0.042	0.015	0.069
Sn	-0.181	0.896	0.065	0.100	0.156
As	0.222	0.578	0.366	0.211	0.246
Te	0.110	-0.031	0.861	0.005	0.032
Se	0.058	0.172	0.854	0.077	0.001
Au	0.138	0.073	0.744	0.106	0.152
Bi	0.122	0.206	0.397	0.036	0.688
Mg	0.118	-0.010	-0.119	-0.803	-0.077
Ti	0.276	-0.105	-0.091	-0.713	-0.034
Mn	-0.218	0.053	0.061	-0.699	-0.209
Co	0.163	-0.153	0.009	-0.699	0.009
Ni	0.350	-0.144	-0.279	-0.624	0.129
Ag	-0.237	0.153	-0.007	0.087	0.817
% de variance	19.4	11.3	13.0	13.5	8.9

TABLEAU 13 - Analyses chimiques représentatives de certains échantillons riches en Au prélevés dans la mine LaRonde (puits Penna)¹.

N° d'échantillon	Type de minerai	%Cu	% Fe	% Zn	% S	Au	Ag	Pb	As	Sb	Cd	Hg	In	Sn	W	Bi	Te	Se	Co	Ni	Tl	V	Ge	Mn
LAMH-108	Zone 6	0,01	15,9	0,03	12,3	17,7	4,5	80	121	1,1	2	<1	-0,2	<1	10	31	23,9	34,3	9	3	3,7	5	0,5	20
LAMH-161	Zone 7	1,73	22,9	15,00	22,7	13,7	195	1617	72	7,5	419	9	50,7	37	<1	191	1,7	12,7	68	18	1,6	55	0,5	188
LAMH-146	Zone 7	0,58	18,4	9,71	21,0	13,2	64	1283	70	4,7	336	9	27,9	9	<1	106	10,3	4,8	14	7	3,9	78	2,0	214
LAMH-220	Zone 7	1,40	27,5	6,40	24,5	10,4	163	2533	93	5,7	203	7	19,1	24	<1	127	1,9	4,2	63	12	3,6	13	0,6	103
20 Nord Au																								
LAMH-109	Qtz+pyrite+ser	0,72	6,7	0,07	4,9	312,0	94	542	101	8,1	7	<1	0,5	1	<1	1160	680,0	69,9	3	2	3,2	3	0,7	34
LAMH-178	Qtz+Pyrite+ser	4,93	16,9	0,28	14,9	12,6	125	107	843	5,7	14	<1	9,3	40	86	92	31,9	27,0	4	2	8,1	11	1,6	44
LAMH-249	Pyrite semi-massive	2,98	18,1	0,18	16,2	51,1	98	255	829	13,3	11	2	11,6	130	24	292	82,9	100,4	11	6	1,7	15	1,1	23
LAMH-248	Pyrite semi-massive	0,01	34,8	0,01	29,8	20,8	13	158	233	3,4	2	4	-0,2	<1	26	211	175,1	94,9	25	8	0,7	<2	0,8	34
LAMH-095	Pyrite semi-massive	0,01	30,8	0,02	26,0	19,1	16	48	358	3,6	1	2	-0,2	2	37	34	33,5	125,3	35	5	5,5	4	1,7	17
LAMH-080	Pyrite semi-massive	0,01	27,1	0,01	24,6	11,2	5,1	42	241	1,8	1	3	-0,2	<1	11	43	44,7	51,9	18	8	3,6	<2	0,7	33
LAMH-098	Pyrite+chalcopryrite	3,64	24,3	0,11	19,2	31,0	76	208	895	42,7	7	<1	12,6	131	48	305	59,1	43,0	27	58	5,7	110	2,8	43
LAMH-082	Pyrite+chalcopryrite	3,29	37,0	0,12	32,1	18,0	106	26	840	44,5	10	<1	22,1	146	16	30	4,7	27,3	5	10	0,4	<2	0,8	167
LAMH-110	Pyrite+chalcopryrite	3,72	42,7	0,41	29,3	13,3	169	55	2450	68,9	17	2	56,9	241	9	183	16,6	125,1	17	6	0,4	<2	1,1	73
LAMH-272	Pyrite+chalcopryrite	2,35	38,5	0,10	28,6	10,5	190	309	2000	140,0	4	2	5,7	51	7	155	12,6	7,4	1	18	0,3	3	0,4	19
LAMH-099	Pyrite+chalcopryrite	3,64	38,7	0,22	28,2	10,1	83	110	755	15,7	12	1	11,0	138	57	174	49,3	32,3	21	81	0,4	<2	0,6	54
20 Nord Zn																								
LAMH-149	Veinule ES	1,55	21,9	8,94	22,4	11,6	943	31350	502	120,0	429	2	56,3	444	<1	1280	36,2	53,4	27	60	3,8	18	0,8	200
LAMH-007	Sphalérite+pyrite	0,57	27,9	18,00	30,0	19,7	140	12000	54	35,0	628	<1	66,7	86	6	0	0,4	7,3	4	5	1,1	<2	0,2	252
20 Sud																								
LAMH-153	Qtz+pyrite+ser	0,07	18,8	0,63	17,3	11,9	14	204	53	0,7	59	<1	5,1	1	<1	21	-0,1	0,4	75	97	5,7	205	0,3	1423
LAMH-136	Pyrite+sphalérite	0,53	5,6	6,70	4,7	54,3	208	8310	12	16,6	185	5	12,8	4	4	31	-0,1	1,9	40	84	9,5	259	0,2	316
LAMH-138	Pyrite semi-massive	0,68	29,6	0,04	22,7	16,4	35	111	77	1,7	1	<1	2,9	1	5	33	2,0	7,6	48	49	7,8	118	0,4	483
LAMH-004	Pyrite semi-massive	0,37	24,3	2,10	20,1	10,3	46	655	93	3,9	106	<1	12,2	13	11	28	0,1	2,5	43	49	17,2	139	0,9	113

¹Toutes les valeurs sont en ppm, sauf indication contraire. Les méthodes d'analyse sont énumérées dans le tableau 2.

TABLEAU 14 - Compositions isotopiques du soufre se trouvant dans la pyrite et la pyrrhotite de différents types de minerai dans le gisement LaRonde.

Numéro d'échantillon	Minéral	d ³⁴ S ‰	Emplacement, type	Numéro d'échantillon	Minéral	d ³⁴ S ‰	Emplacement, type
LAMH-152 PY	pyrite	2,8	20N Zn ES détritique	LAMH-128 PY	pyrite	3,2	Zone 6
LAMH-235 PY	pyrite	2,8	20N Zn ES détritique	LAMH-163 PY	pyrite	2,6	Zone 6
LAMH-197 PY	pyrite	2,4	20N Zn tache/veinule de sp	LAMH-075 PY	pyrite	3,1	Zone 7
LAMH-102 PY	pyrite	1,8	20N Zn tache/veinule de sp	LAMH-160 PY	pyrite	2,9	Zone 7
LAMH-102 PY	pyrite	1,7	20N Zn tache/veinule de sp	LAMH-267 PY	pyrite	2,7	Zone 7
LAMH-021 PY	pyrite	2,0	20N Zn sphalérite+pyrite		n=5	2,9	Zone 6, 7 teneur moyenne
LAMH-021 PY	pyrite	2,3	20N Zn sphalérite+pyrite				
LAMH-211 PY	pyrite	1,7	20N Zn sphalérite+pyrite	LAMH-240 PY	pyrite	2,0	20S ES veinule de py+sp
	n=6	2,2	20N Zn teneur moyenne	LAMH-156 PY	pyrite	1,7	20S ES veinule de py+sp
				LAMH-184 PY	pyrite	3,7	20S py+qtz+ser
LAMH-015 PY	pyrite	2,8	20N Au-Zn pyrite+sphalérite	LAMH-025 PY	pyrite	1,4	20S py+qtz+ser
LAMH-069 PY	pyrite	2,5	20N Au-Zn pyrite+sphalérite	LAMH-125 PY	pyrite	2,0	20S pyrite+sphalérite
LAMH-182 PY	pyrite	1,9	20N Au-Zn pyrite+sphalérite	LAMH-175 PY	pyrite	1,7	20S pyrite+sphalérite
LAMH-251 PY	pyrite	2,6	20N Au-Zn sm de py	LAMH-175 PY	pyrite	1,8	20S pyrite+sphalérite
LAMH-265 PY	pyrite	2,5	20N Au-Zn sm de py	LAMH-282 PY	pyrite	2,3	20S ss-m de py
LAMH-120B PY	pyrite	1,9	20N Au-Zn sm de py	LAMH-004A PY	pyrite	2,1	20S ss-m de py
LAMH-248 PY	pyrite	2,8	20N Au ss-m de py	LAMH-282 PY	pyrite	2,1	20S ss-m de py
LAMH-190 PY	pyrite	2,7	20N Au ss-m de py	LAMH-105 PY	pyrite	2,5	Grenat+chlorite sous 20S
LAMH-231 PY	pyrite	2,4	20N Au ss-m de py	LAMH-105 PY	pyrite	2,4	Grenat+chlorite sous 20S
LAMH-271 PY	pyrite	2,2	20N Au ss-m de py		n=9	2,1	Zone 20S teneur moyenne
LAMH-067 PY	pyrite	3,7	20N Au py-chlorite				
LAMH-054 PY	pyrite	3,5	20N Au py+qtz+ser	LAMH-281 PY	pyrite	2,3	20N argilite
LAMH-247 PY	pyrite	2,7	20N Au py+qtz+ser	LAMH-168 PY	pyrite	2,3	20N argilite
LAMH-178 PY	pyrite	2,9	20N Au py+qtz+ser	LAMH-276 PY	pyrite	2,2	20N argilite
LAMH-109 PY	pyrite	2,5	20N Au py+qtz+ser	LAMH-124 PY	pyrite	2,0	20N argilite
LAMH-078 PY	pyrite	2,1	20N Au py+qtz+ser	LAMH-227 PY	pyrite	1,9	20N argilite
LAMH-167 PY	pyrite	1,5	20N Au py+qtz+ser	LAMH-200 PO	pyrrhotine	3,0	20S argilite
LAMH-066 PY	pyrite	0,8	20N Au py+qtz+ser				
LAMH-272 PY	pyrite	2,3	20N Au py+cp	LAMH-048 PO	pyrrhotine	6,3	po dans andés. alté. au-des. 20N
LAMH-223 PY	pyrite	1,2	20N Au py+cp	LAMH-045 PO	pyrrhotine	4,5	po dans andés. alté. au-des. 20N
LAMH-083 PY	pyrite	0,7	20N Au py+cp				
LAMH-061 PY	pyrite	-2,4	Grenat+chlorite sous 20N	LAMH-142 PO	pyrrhotine	6,0	grauwacke, contact
LAMH-061 PY	pyrite	-2,3	Grenat+chlorite sous 20N	LAMH-142 PO	pyrrhotine	5,9	grauwacke, contact
LAMH-077 PY	pyrite	-2,4	Grenat+chlorite sous 20N	LAMH-246 PO	pyrrhotine	4,5	grauwacke, contact
	n=23	1,9	20N Au teneur moyenne	LAMH-119 PO	pyrrhotine	4,3	grauwacke, contact
				LAMH-158 PO	pyrrhotine	4,3	grauwacke, contact

TABLEAU 15 - Données sur les isotopes du plomb concernant le gisement LaRonde et d'autres gisements de SMV riches en Au du Groupe de Blake River.

Gisement	Échantillon	208/204	207/204	206/204	Minéral	Description	Source
LaRonde	LAMH-031	32,998	14,399	13,222	galène	sulfures massifs (20N Zn)	cette étude
LaRonde	LAMH-151	33,162	14,473	13,284	galène	sulfures massifs (20N Zn)	cette étude
LaRonde	LAMH-235	33,178	14,476	13,290	galène	remplissage fragmenté de sulfures (20N Zn)	cette étude
LaRonde	LAMH-240	33,148	14,466	13,283	galène	remplissage fragmenté de sulfures (20N Zn)	cette étude
LaRonde	LAMH-252	33,148	14,461	13,272	galène	remplissage fragmenté de sulfures (20N Zn)	cette étude
Dumagami	DMAG-21L-GH	33,143	14,472	13,283	galène	sulfures+pyrite+galène massifs	cette étude
Bousquet	BSQT2-92-7L	33,162	14,473	13,287	galène	sulfures massifs	cette étude
Bousquet	BSQT2-92-8L	33,182	14,477	13,285	galène	sulfures massifs	cette étude
Bousquet	TQ80-63	33,200	14,473	13,335	galène		Thorpe 1999
Bousquet	--	33,173	14,470	13,288	galène		Thorpe 1999
Doyon	TQ80-37	36,436	15,395	16,671	galène		Franklin et al. ¹
Horne vein	RF63-10	33,109	14,443	13,269	galène	veinule de galène dans de la syénite	Franklin et al.
Horne vein	RF63-10	33,089	14,436	13,263	galène	veinule de galène dans de la syénite	Franklin et al.
Corps min. Horne H	RF63-36L	36,17	15,13	16,04	pyrrhotine		Franklin et al.
Corps min. Horne H	RF63-36L	35,71	15,01	15,86	pyrrhotine		Franklin et al.
Zone Horne 5	RF63-33 L	32,45	14,18	13,11	sphalérite		Franklin et al.
Zone Horne 5	RF63-32 R	32,69	14,26	13,24	pyrite		Franklin et al.
Zone Horne 5	RF63-33 R	34,79	14,79	15,60	sphalérite		Franklin et al.
Zone Horne 5	RF63-33 L	32,73	14,25	13,22	sphalérite		Franklin et al.
Zone Horne 5	RF63-33 U	32,85	14,32	13,17	sphalérite		Franklin et al.
Zone Horne 5	RF63-31 R	32,91	14,38	13,23	pyrite		Franklin et al.
Zone Horne 5	RF63-31 L	33,07	14,43	13,34	pyrite		Franklin et al.
Zone Horne 5	RF63-32 L	32,96	14,37	13,27	pyrite		Franklin et al.
Quémont	QT 9,4	33,756	14,659	13,932	galène	chlorite+pyrite+galène	Hannington non pub.
Quémont	QT 17,5	33,636	14,569	13,729	galène	pyrite massive avec galène interstitielle	Hannington non pub.
Quémont	QT 18,1	40,176	15,548	18,230	galène	pyrite massive avec galène interstitielle	Hannington non pub.
Quémont	QT 21,9	42,556	15,824	19,661	galène	pyrrhotite+sphalérite+pyrite massives	Hannington non pub.
Quémont	63 RF 53	43,369	16,144	21,215	galène	sulfures massifs	Hannington non pub.
Quémont	RF63-48L	33,04	14,42	13,28	pyrrhotine		Franklin et al.
Quémont	RF63-49U	34,1	14,64	14,23	pyrrhotine		Franklin et al.
Quémont	RF63-49L	34,67	14,79	14,6	pyrrhotine		Franklin et al.
Quémont	RF63-49R	33,89	14,7	14,14	pyrrhotine		Franklin et al.
Quémont	RF63-48R	32,93	14,38	13,23	pyrrhotine		Franklin et al.

¹Franklin et al. (1983)

Résumé

La mine LaRonde (puits Penna) est le plus gros gisement aurifère présentement en production au Canada avec des réserves et ressources globales évaluées à 63,5 Mtm à 4,1 g/t Au, 52 g/t Ag, 2,31 % Zn et 0,44 % Cu pour un total de 8,51 Moz Au. Il fait partie du district aurifère de Doyon-Bousquet-LaRonde, le deuxième plus important district aurifère du Québec avec plus de 25 Moz Au (production, réserves et ressources). Le gisement LaRonde se caractérise par quatre principales lentilles de sulfures massifs polymétalliques, superposées du nord vers le sud, au sein d'un empilement de laves felsiques située dans la partie sommitale du Groupe de Blake River (Formation de Bousquet). La lentille principale (20 Nord) s'est formée par remplacement de la partie supérieure d'un horizon volcanoclastique rhyodacitique (unité 5.2b). Un filon-couche de gabbro (andésite basaltique) forme le toit de la lentille 20 Nord et le mur de la lentille 20 Sud. Une zone d'altération à quartz-grenat-biotite, caractérisée par un enrichissement en MnO et par un lessivage du Na₂O, et une zone à biotite + rutile/titanite avec filonnets de Po-Py constituent respectivement le mur et le toit de la lentille 20 Nord alors que la présence de micas verts et de Po-Py caractérise le mur de la lentille 20 Sud. En profondeur, la lentille 20 Nord passe à une zone alumineuse aurifère (*high-sulfidation*) à quartz + pyrite + kyanite + andalousite contenant des bandes centimétriques à métriques de sulfures semi-massifs à massifs constitués de pyrite, chalcopryrite et sphalérite. Cette zone minéralisée est entourée par un schiste à quartz + grenat + staurotide + séricite + biotite + chlorite. Les lentilles de

sulfures massifs se composent principalement de pyrite et de sphalérite recristallisées, ainsi que de quantités moindres de Cp-Po-Ga. Malgré une recristallisation et une déformation métamorphiques intenses, les lentilles présentent toujours une zonation apparente des métaux (Cu, Zn, Pb, Ag et Au), qui correspond à une zonation d'origine dans les sulfures massifs moins déformés. Deux associations géochimiques distinctes d'éléments traces dans les minerais ont été identifiées : un cortège polymétallique riche en Zn et formé à basse température (Zn, Pb, Ag, Sb, Cd, In, ±Sn), ainsi qu'un cortège riche en Cu formé à température plus élevée (Cu, Fe, As, Au, ±Ag, Bi, Te, Se, Sn). Les plus fortes concentrations d'or, principalement sous forme d'électrum, ont été relevées dans les parties du gisement les plus riches en Cu, et une étroite association géochimique entre Au, Te et Bi est notée. Ces relations témoignent de l'existence d'un « protore » polymétallique aurifère duquel seraient issus des sulfures aurifères remobilisés.

La présence en profondeur d'une zone alumineuse aurifère indique une transition d'un sulfure massif volcanogène (SMV) neutre (*low sulphidation*) vers un SMV de type épithermal acide (*high-sulfidation*). Cette variation est en partie contrôlée par la proximité du site de précipitation par rapport à la source de chaleur et du fluide. Cette proximité a influencé la température et la réduction du fluide par l'eau de mer et sa capacité à transporter l'or et le cuivre. Les gisements LaRonde et Bousquet 2 sont interprétés comme étant l'expression d'un seul complexe de SMV aurifères.