MB 96-37

GITOLOGIE DE LA MINE BOUSQUET 2

Documents complémentaires

Additional Files





Licence



License

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

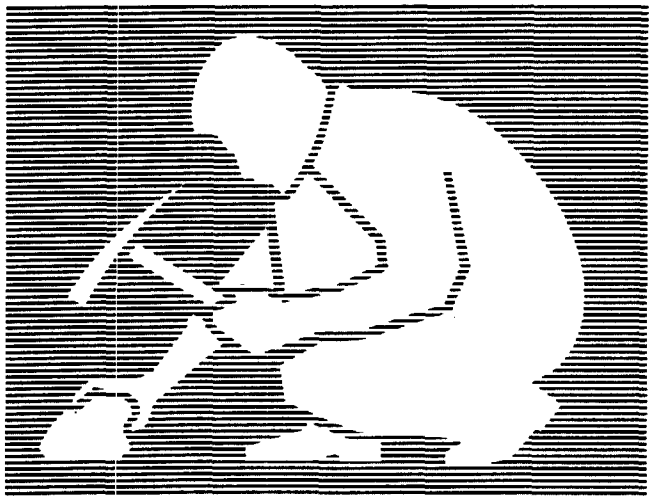
Énergie et Ressources naturelles
Québec

Canada Québec

Travaux réalisés dans le cadre de l'entente auxiliaire Canada-Québec sur le développement minéral

GÎTOLOGIE DE LA MINE BOUSQUET 2

Nicholas Teasdale
Alex Brown
Ghislain Tourigny



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

MB 96-37 **1996**

Gouvernement du Québec
Ministère des Ressources naturelles
Secteur des mines

Les auteurs

Nicholas Teasdale, Alex Brown
Département de génie minéral, École Polytechnique
C.P. 6079, succursale A, Montréal (Québec)
tel : (514) 340-4711
et
Ghislain Tourigny
Ministère des Ressources naturelles du Québec
Service géologique du Nord-Ouest
400, boul. Lamaque, bur. 1.02
Val d'Or (Québec) J9P 3L4
tel : (819) 825-7514

Rapport présenté au Ministère des Ressources naturelles du Québec

octobre 1996

TABLES DES MATIÈRES

	Page
LISTE DES FIGURES, TABLEAUX ET ABRÉVIATIONS	**4**
RÉSUMÉ	**6**
1 - INTRODUCTION	**7**
1.1 Localisation	7
1.2 Minéralisation économique	7
1.3 Travaux antérieurs et problématique	10
1.4 Buts de l'étude	11
1.5 Méthodologie	11
1.6 Remerciements	12
2 - GÉOLOGIE RÉGIONALE	**13**
2.1 Stratigraphie de la propriété Bousquet	14
2.1.1 Coulées et volcanoclastites basaltiques	14
2.1.2 Porphyre à quartz (± feldspath)	14
2.1.3 Coulées et volcanoclastites andésitiques	16
2.1.4 Dacite de l'éponte inférieure (FW)	16
2.1.5 Rhyolite de l'éponte supérieure (HW)	16
2.1.6 Roches sédimentaires du Groupe de Cadillac	16
3 - GÉOLOGIE STRUCTURALE	**17**
3.1 Généralités	17
3.2 Surface primaire S_0	17
3.3 Déformation D1	19
3.3.1 $D1_A$	19
3.3.2 $D1_B$	21
3.4 Déformation D2	21
3.5 Déformation D3	21
3.6 Déformation D4	24
3.7 Zones de cisaillement	24

Page

4 - GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE **27**

4.1 Introduction 27
4.2 Zone minéralisée principale (ZMP) 27
4.2.1 Lentilles de sulfures 27
4.2.2 Brèches à matrice pyriteuse 28
4.2.3 Minéralisation de type stringer 28
4.2.4 Veines de pyrite 28
4.3 Zone de brèche à matrice siliceuse (ZB) 29
4.4 Zones de frange (ZF) 29
4.5 Zonation minéralogique et minéralisation en or et en cuivre 31

5 - ALTÉRATION DES ÉPONTES ET LITHOLOGIES **32**

6 - DISCUSSION **33**

6.1 Pétrographie 33
6.2 Remobilisation 35
6.3 Zonation minéralogique dans la ZMP 35
6.4 Autres gisements de type SMV aurifère 36

7 - CONCLUSIONS **38**

RÉFÉRENCES **39**

LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX

Figures

	Page
1- Localisation et géologie régionale	8
2- Géologie du sous-niveau 5-1	9
3- Colonne stratigraphique de la propriété Bousquet	15
4- Géologie du sous-niveau 8-2	20
5- Plis P_{1B}	22
6- Structures de remobilisation locale attribuées à la déformation D3	23
7- Déformation D4	25
8- Géologie du chantier 8-0-17	26
9- Sections longitudinales	30
10- Microphotographies de grains de pyrite et d'électrum	34

Tableaux

1- Analyses chimiques moyennes des unités principales	15
2- Tableau des nomenclatures d'épisodes de déformation selon les différents auteurs	18

Abréviations

HW	Éponte supérieure (Hanging wall)
FW	Éponte inférieure (Footwall)
CFW	Cisaillement foot wall
CHW	Cisaillement hanging wall
ZMP	Zone minéralisée principale
ZB	Zone de brèche
ZF	Zone de frange
ZFFW	Zone de frange foot wall
ZFHW	Zone de frange hanging wall
SMV	Sulfures massifs volcanogènes
ZMFW	Zone massive footwall
g/t	grammes par tonne

Py	Pyrite
Cpy	Chalcopyrite
Sph	Sphalérite
Gn	Galène
Tn	Tennantite
Bn	Bornite
Tl	Tellures
Se	Séricite
And	Andalousite
Au	Or
Ag	Argent
Cu	Cuivre
Rhy	Rhyolite

RÉSUMÉ

La mine Bousquet #2 est localisée quelques 45 km à l'est de Rouyn-Noranda dans le canton de Bousquet. Elle consiste en un gisement d'Au-Ag-Cu associé à divers faciès pyriteux. Ensemble avec la mine Donald J. LaRonde (Dumagami), le gisement représente un gîte d'environ 16 millions de tonnes avec une teneur moyenne d'approximativement 6.5 g/t Au, 14 g/t Ag et 0.5% Cu.

La minéralisation aurifère est associée à de nombreuses lentilles de pyrite massive (90% pyrite), à des zones de type stringer (10 à 20% pyrite) ainsi qu'à de nombreuses zones à caractère bréchique (20 à 90% pyrite). Ces divers faciès pyriteux ont une orientation générale est-ouest et s'inclinent abruptement vers le sud, parallèlement à la schistosité régionale. Tous les corps minéralisés plongent fortement vers l'ouest (75-80°), parallèlement aux linéations minérales et d'étirement mesurées dans les épontes adjacentes.

Malgré la nature imposante de la déformation, le gisement de Bousquet #2 rassemble de nombreuses caractéristiques des gisements de sulfures massifs volcanogènes. Ces caractéristiques incluent: 1) une zone de brèche siliceuse dans l'éponte structurale inférieure du gisement (interprétée comme étant la zone d'altération nourricière du gîte), 2) une zonation latérale des minéraux accessoires centrée audessus de la zone de brèche sous-jacente, passant de bornite et ténnantite à chalcopyrite puis à sphalérite vers les marges du gisement, 3) une zonation stratigraphique semblable des minéraux accessoires vers l'éponte structurale supérieure, et 4) une altération alumineuse semi-concordante à concordante.

Surimposées sur cette minéralisation, les teneurs en or sont en corrélation positive avec les teneurs en cuivre. Cette corrélation persiste à l'échelle du gisement malgré le fait qu'une portion de l'or visible se retrouve dans des structures tardives par rapport aux sulfures massifs d'origine synvolcanique. De plus, diverses structures démontrent des événements de remobilisation préférentielle du cuivre et de l'or dans ces structures tardives.

Ces évidences nous mènent à proposer un modèle de mise en place précoce et probablement synvolcanique suivie par divers épisodes de remobilisation in situ du cuivre et de l'or pour expliquer les minéralisations aurifère et cuprifère à Bousquet #2.

1 - INTRODUCTION

1.1 Localisation

La mine Bousquet #2 est située dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi à mi-chemin entre Rouyn-Noranda et Val d'Or dans la province de Québec, dans le secteur nord-est du canton de Bousquet. On y accède par la route 395 (4 km à l'ouest de la ville de Cadillac) à 3 km au nord de la route 117 (fig. 1).

1.2 Minéralisation économique

En 1994, la production combinée des mines Bousquet #1 et #2, Doyon, et Dumagami représentait 43% de la production aurifère du Québec (Cdn book of mines, 1995-1996).

La mine Bousquet #2 consiste en un gisement d'Au-Cu-Ag associé à des sulfures massifs pyriteux. Le gisement représente l'extension en profondeur vers l'ouest du gisement Donald J. LaRonde (Dumagami) récemment décrit par Marquis et al. (1990a et b, 1992). Depuis le début de la production en 1989, plus de 2.8 millions de tonnes de minerai avec une teneur moyenne de 10.3 g/t Au et 0.95% Cu ont été exploitées (D. Doucet; communication personelle, déc. 1995). À la fin de l'année, les réserves totales prouvées et probables étaient de 3.6 millions de tonnes à une teneur moyenne de 7.8 g/t Au et les réserves de catégorie "possible" étaient de 3.0 millions de tonnes à une teneur moyenne de 6.8 g/t Au (Rapport annuel, Barrick Gold Corp., 1995). Au total, le minérai exploité et les réserves représentent 9.4 millions de tonnes avec une tenneur moyenne de 8.2 g/t Au. La production pour l'année 1995 a été de 0.53 million de tonnes à une teneur moyenne de 8.5 g/t Au et 0.64% Cu. Le gisement consiste en divers faciès pyriteux aurifères définissant une zone minéralisée principale (ZMP), des zones de franges subsidiaires et de nombreuses veines de pyrite aurifères.

La minéralisation aurifère est associée à de nombreuses lentilles et veines de pyrite massive (≥90% pyrite), à des zones de type stringer (10 à 20% pyrite), ainsi qu'à de nombreuses zones à caractère bréchique (20 à 90% pyrite). Ces zones bréchiques sont dominées par des sulfures (50 à 90% sulfures) ou par des fragments de rhyolite (20 à 50% de sulfures).

Ces divers faciès pyriteux ont une orientation générale est-ouest et s'inclinent abruptement vers le sud, parallèlement à la schistosité régionale (fig. 2). Tous les corps minéralisés plongent fortement vers l'ouest (75-80°), parallèlement aux linéations minérales et d'étirement mesurées dans les épontes adjacentes.

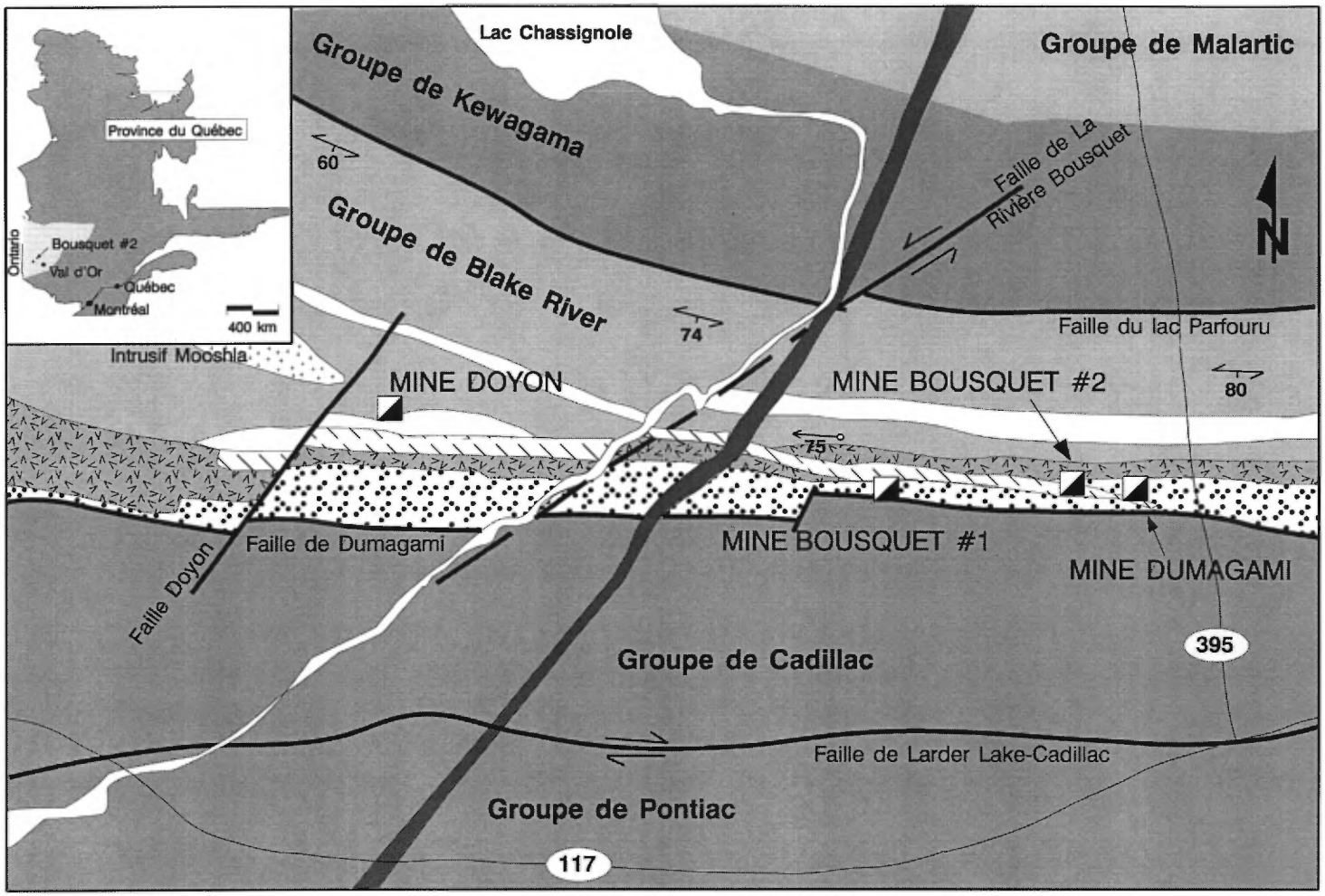


Figure 1 - Géologie simplifiée et localisation modifié d'après Savoie et al., 1991

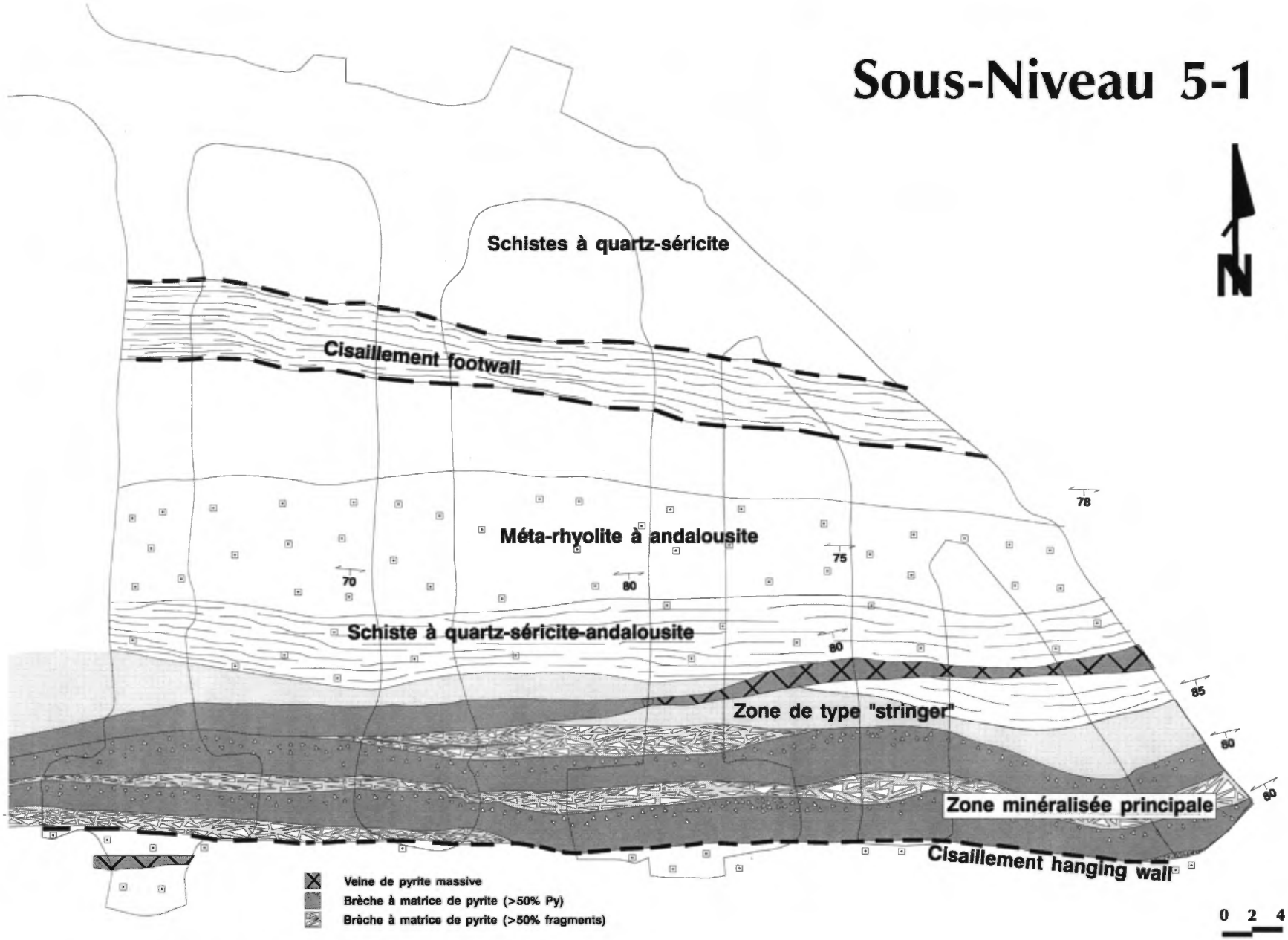


Figure 2 - Géologie du sous-niveau 5-1

1.3 Travaux antérieurs et problématique

Au cours des quinze dernières années, le camp minier de Bousquet a été la cible de plusieurs études géologiques détaillées. L'une des premières études fut celle de Valliant (1981), à la mine Bousquet #1. Cette étude décrit les principales caractéristiques géologiques de la mine ainsi que le contexte stratigraphique des zones minéralisées et de leurs épontes et elle présente un modèle gîtologique syngénétique (Valliant et Hutchinson, 1982; Valliant et Barnett, 1982; Valliant et al., 1983). Une étude subséquente (Bateman, 1984) visa à approfondir les données sur l'altération des épontes. Ensemble, ces auteurs ont suggéré que la minéralisation aurifère de la mine Bousquet #1 représente une accumulation exhalative stratiforme sous-marine qui fut subséquemment déformée et métamorphisée.

Suite à ces premiers travaux, Tourigny (1988) et Tourigny et al., (1992) ont démontré que la minéralisation de la mine Bousquet #1 se situe à l'intérieur d'une zone d'intense déformation ductile. La minéralisation mise en place initialement pendant une période volcanique fut possiblement remobilisée durant la déformation progressive (Tourigny et al., 1993). Pour leur part, Marquis et Hubert (1989), Marquis (1990), Marquis et al. (1990a et b, 1992) ont interprété le gisement de la mine Donald J. LaRonde (Dumagami) comme étant le résultat d'un événement de minéralisation tardive en Au-Ag-Cu synchrone au métamorphisme rétrograde.

Les premières études ont mis une emphase importante sur la genèse synvolcanique de la minéralisation aurifère du district de Bousquet, sans nécessairement tenir compte de l'importance de la structure. Plus récemment, l'approche fut inversée et l'emphase a été mise quasi exclusivement sur l'importance de la structure. Bien qu'une importante amélioration de notre connaissance des contrôles structuraux sur la minéralisation du district, cette dernière approche est devenue un obstacle important à l'exploration régionale car peu d'essai ont été entrepris pour reconstruire le contexte synvolcanique (par exemple, la stratigraphie volcano-sédimentaire et les patrons d'altération aux échelles locale et régionale). Ceci étant surtout dû à une optique générale que la stratigraphie soit incohérente, comme le suggéraient ces dernières études.

En bref, un modèle de type sulfures massifs volcanogènes est généralement accepté par la plupart des auteurs comme mécanisme de mise en place des zones pyriteuses (Valliant, 1981; Bateman, 1984; Tourigny 1988; Marquis, 1990; Robert, 1990; Tourigny et al., 1993). Par contre, les relations temporelles et génétiques de l'or et du cuivre avec les sulfures massifs demeurent controversées. La controverse est principalement due à la complexité de la déformation et au métamorphisme qui ont effacé ou modifé cetaines évidences de recoupement et qui pourraient avoir remobilisé la minéralisation. Malgré le fait que l'or et le cuivre soient communément retrouvés ensemble à l'intérieur des veines tardives en tension,

recoupant obliquement la minéralisation pyriteuse, le débat repose principalement sur la source première de cette minéralisation qui peut être interne ou externe aux corps de pyrite d'origine synvolcanique. De nouvelles évidences mentionnées par Tourigny et al. (1993), ainsi que la présente étude, suggèrent qu'une certaine partie du minerai Au-Ag-Cu résulterait d'une remobilisation in situ.

Au Canada la controverse, relativement à la mise en place de l'or dans ce type de gisement, persiste. Le principe de remobilisation est mieux reconnu dans les terrains métamorphiques, particulièrement en Australie. De plus, si un contrôle synvolcanique est jugé important, les travaux d'exploration subséquents doivent être concentrés sur la stratigraphie et les patrons d'altération à l'échelle régionale. Ce rapport s'adresse à ces questions fondamentales sur la genèse de la minéralisation aurifère du gisement de Bousquet #2 et aux implications de ce modèle génétique pour l'exploration minérale.

1.4 Buts de l'étude

Le but principal de cette étude est de décrire le gisement de Bousquet #2 afin de résoudre la controverse concernantle mode et le moment de l'emplacement de l'or. Pour y arriver, l'approche prise a été de déterminer les conditions métallogéniques du paléo-environnement de déposition des sulfures et d'établir les relations structurales, stratigraphiques et géochimiques ainsi que les contrôles géologiques principaux des divers faciès pyriteux. Les processus métamorphiques et structuraux ayant affecté la mobilisation ou remobilisation des minéraux économiques sont aussi élaborés. Notre étude permettra de mieux déterminer et évaluer les métallotectes positifs et négatifs utiles à la recherche de gisements aurifères de type pyriteux.

Ce rapport décrit la géologie générale du gisement et les contrôles géologiques majeurs de la minéralisation à la mine Bousquet #2. Les évidences principales, suggérant une mise en place principalement synvolcanique des sulfures et de l'or, y sont aussi présentées.

La présente étude fait partie d'une thèse de doctorat par Nicholas Teasdale de l'École Polytechnique de Montréal. La thèse sera déposée d'ici la fin de l'année 1997.

1.5 Méthodologie

La base de cette étude repose sur une cartographie détaillée du gisement faite pendant les deux premières années du projet (1992, 1993). Combiné à une étude pétrographique des sulfures et des roches hôtes, ce travail fut centré sur la définition des types de minéralisations et l'association de ceux-ci avec les épisodes de déformation. Cette première phase du travail a été effectuée dans le but de

produire des cartes adéquates et de choisir des échantillons représentatifs basés sur une bonne compréhension des complexités structurales du gisement bien soulignées dans les études de Tourigny et Marquis. Cette base de cartographie détaillée, avec emphase sur tous les aspects gîtologiques (lithologie, stratigraphie, structure, etc.), nous a permis d'interpréter la genèse du gisement en appliquant les évidences de recoupement.

Le travail de terrain des étés 1992 et 1993 a été consacré à: 1) la cartographie détaillée des galeries transversales et longitudinales pour inclure les zones minéralisées et les épontes; 2) une description détaillée des éléments structuraux et des assemblages minéralogiques; 3) la description de carottes de forages pertinentes; et 4) l'échantillonnage du minerai et des roches hôtes pour études pétrographique, géochimique et isotopique basées sur une compréhension complète des contrôles structuraux.

1.6 Remerciements

Cette étude a été financée conjointement par Minerais Lac Ltée (maintenant Société Aurifère Barrick) et par le Ministère des Ressources naturelles du Québec. Les données acquises pendant ce projet seront intégrées à la thèse de doctorat de Nicholas Teasdale de l'École Polytechnique. Les coûts d'analyses lithogéochimiques, d'analyses pétrographiques et de préparation de rapports ont été entièrement assumés par le Ministère des Ressources naturelles du Québec. Nous remercions Minerais Lac Ltée pour l'accès à la mine, aux carottes de forage, aux plans et sections, pour une rémunération à N. Teasdale pendant les travaux de terrain, ainsi que pour l'usage de leurs nombreuses ressources techniques et informatiques. Nous aimerions remercier Daniel Doucet, géologue en chef, Complexe Bousquet; André Bourget, géologue de production, Bousquet #2; et de nombreux autres membres du personnel de Minerais Lac Ltée pour leur support au cours du projet. Du bureau d'exploration de Barrick, nous remercions Gérald Panneton, Directeur exploration pour son financement indirect des études de N. Teasdale et pour une vue du projet à plus grande échelle. Nous aimerions aussi remercier Louis Gauthier et Daniel Bernard pour leurs contributions à travers parfois de longues discussions à la Cage aux Sports à Rouyn-Noranda. Finalement, nous remercions Claude Bernier et Valérie Laflèche pour avoir fait d'importantes corrections lors de la rédaction de ce rapport. Une lecture critique exhaustive a été effectuée par Robert Marquis, géologue du Ministère des Ressources naturelles du Québec.

2 - GÉOLOGIE RÉGIONALE

Les roches archéennes volcano-sédimentaires, de composition felsique à mafique associées au gisement Bousquet #2, appartiennent au Groupe de Blake River (GBR). Dans le camp de Noranda, le GBR consiste en une série tholéïtique bimodale dominée par des laves subaqueuses (de Rosen-Spence, 1976; Gélinas et al., 1977; Péloquin et al., 1990). Des datations de roches volcaniques du GBR par U-Pb des zircons ont établi des âges de 2703 ± 2 Ma (Nunes et Jensen, 1980) et 2698 ± 1 Ma (Mortensen, 1987). Vers l'est, des roches volcaniques calco-alcalines prennent de l'importance, du moins économiquement par leur association aux gîtes. Celles-ci ont subi un degré de métamorphisme atteignant la transition schiste vert-amphibolite (Stone, 1988) et un régime de déformation polyphasée de caractère ductile à fragile (Tourigny , 1988; Marquis et Hubert, 1989).

Les roches volcano-sédimentaires hôtes des gisements de la propriété Bousquet se retrouvent dans la partie est du GBR (portion nord-est du canton de Bousquet). Les évidences de cette étude suggèrent un empilement volcanique faisant face vers le sud. Dans le camp de Bousquet, le GBR se retrouve en contact discordant avec les sédiments du Groupe de Kewagama (GK) au nord (fig. 1). Les sédiments du GK consistent principalement de grauwackes bien lités (Savoie et al., 1991). Au nord-ouest de la mine Doyon (fig. 1), ces sédiments ont une polarité vers le nord et les roches volcaniques du GBR ont une polarité vers le sud, impliquant une discontinuité entre les deux groupes marquée par la faille du Lac Parfouru. Au sud du GBR, les roches volcaniques sont en contact avec les sédiments du Groupe de Cadillac (GC), lesquels semblent aussi être en contact discordant avec le GBR, quoi qu'aucun affleurement en surface n'est connu au contact entre ces deux groupes dans le district de Bousquet. Les sédiments du GC consistent principalement d'argilite et de grauwacke, formant localement des séquences rythmiques plissées. Ces sédiments révèlent surtout des polarités faisant face vers le nord à proximité du gisement de Bousquet #1, mais ils sont fortement plissés et leur stratigraphie régionale n'est pas bien définie.

Le contact entre les roches volcaniques du GBR et les sédiments du GC est caractérisé par des accumulations de 10 cm à 2 m de pyrrhotite massive ± sphalérite avec des traces de chalcopyrite ainsi que par une intensification de la foliation dans les sédiments. On retrouve communément de la boue de faille dans les sédiments à proximité de ce contact. Des accumulations de sulfures atteignant 5 à 10 m en épaisseur ont été traversées localement en forage dans des "ré-entrants" de sédiments à l'intérieur de GBR. Ceux-ci sont interprétés comme étant le résultat d'une combinaison de plissement parasitique et de transposition dans les plans horizontaux et verticaux (cisaillement oblique). À date, aucune minéralisation aurifère n'a été observée dans ces sulfures.

Une seule intrusion subvolcanique est reconnue dans la région; l'intrusion Mooshla (fig. 1; Savoie et al., 1991). Cette intrusion est hôte de la zone ouest de la mine Doyon. Une unité à porphyres de quartz ± feldspath située au nord de la propriété de Bousquet (fig. 1) pourrait être une autre intrusion synvolcanique. Celle-ci a une étendue latérale kilométrique et une épaisseur de 300 à 500 m à proximité de la propriété Bousquet et pourrait représenter un filon-couche sub-volcanique. Le porphyre se retrouve stratigraphiquement en-dessous (au nord) de toutes les zones minéralisées connues sur les propriétés Bousquet et Doyon.

2.1 Stratigraphie de la propriété Bousquet

La stratigraphie des roches volcaniques retrouvées sur la propriété Bousquet (fig. 3) est présentée de façon sommaire, à partir du nord vers le sud, soit des roches plus anciennes (au nord) vers les plus jeunes (au sud). Cette polarité est basée en grande partie sur les zonations et distributions des minéraux économiques et sur la position stratigraphique des roches altérées à Bousquet #1 et Bousquet #2. Des analyses chimiques moyennes des unités (table 1) sont basées sur les lithologies du trou de forage S87-140 qui passe du nord vers le sud, avec son collet localisé juste au nord de l'unité à porphyres de quartz ± feldspath (voir ci-dessous).

2.1.1 Coulées et volcanoclastites basaltiques

Les unités basaltiques au nord de la propriété sont couramment coussinées ou massives et souvent amygdalaires. De nombreux tufs à lapilli sont aussi observés à l'intérieur de la séquence basaltique au sud du porphyre à quartz (voir ci-dessous). Les teneurs en silice des basaltes sont de moins de 56% et les concentrations en TiO_2 se situent entre 0.7 et 1.45%. Le rapport Zr/Y, généralement inférieur à 4 et invariablement moins de 5, suggère une affinité tholéïtique. Les basaltes sont généralement de moyennement à fortement chloritisés. Localement, l'ankérite représente aussi un minéral d'altération important dans les laves et volcanoclastites basaltiques.

2.1.2 Porphyre à quartz (± feldspath)

Le porphyre à quartz est caractérisé par une abondance de porphyres de quartz bleu (abondance moyenne de 5%). Aucune texture extrusive (par exemple, litage ou bréchification) n'a été observée dans l'unité. Les extensions latérales de cette unité peuvent être tracées d'un côté à l'autre de la propriété Bousquet, et sur plusieurs kilomètres à l'est et à l'ouest sur les propriétés adjacentes. L'importance gîtologique de cette unité est incertaine mais il est possible que le porphyre représente un filon-couche synvolcanique qui pourrait avoir joué le rôle de "moteur thermique", incitant la convection hydrothermale des solutions nécessaires à la mise en place de sulfures massifs volcanogènes (SMV) plus haut dans la stratigraphie. Géochimiquement, l'unité porphyrique a des teneurs en SiO_2 de plus de 74% et des teneurs en TiO_2 de moins de 0.35%. Le rapport Zr/Y est généralement entre 4 et 5.

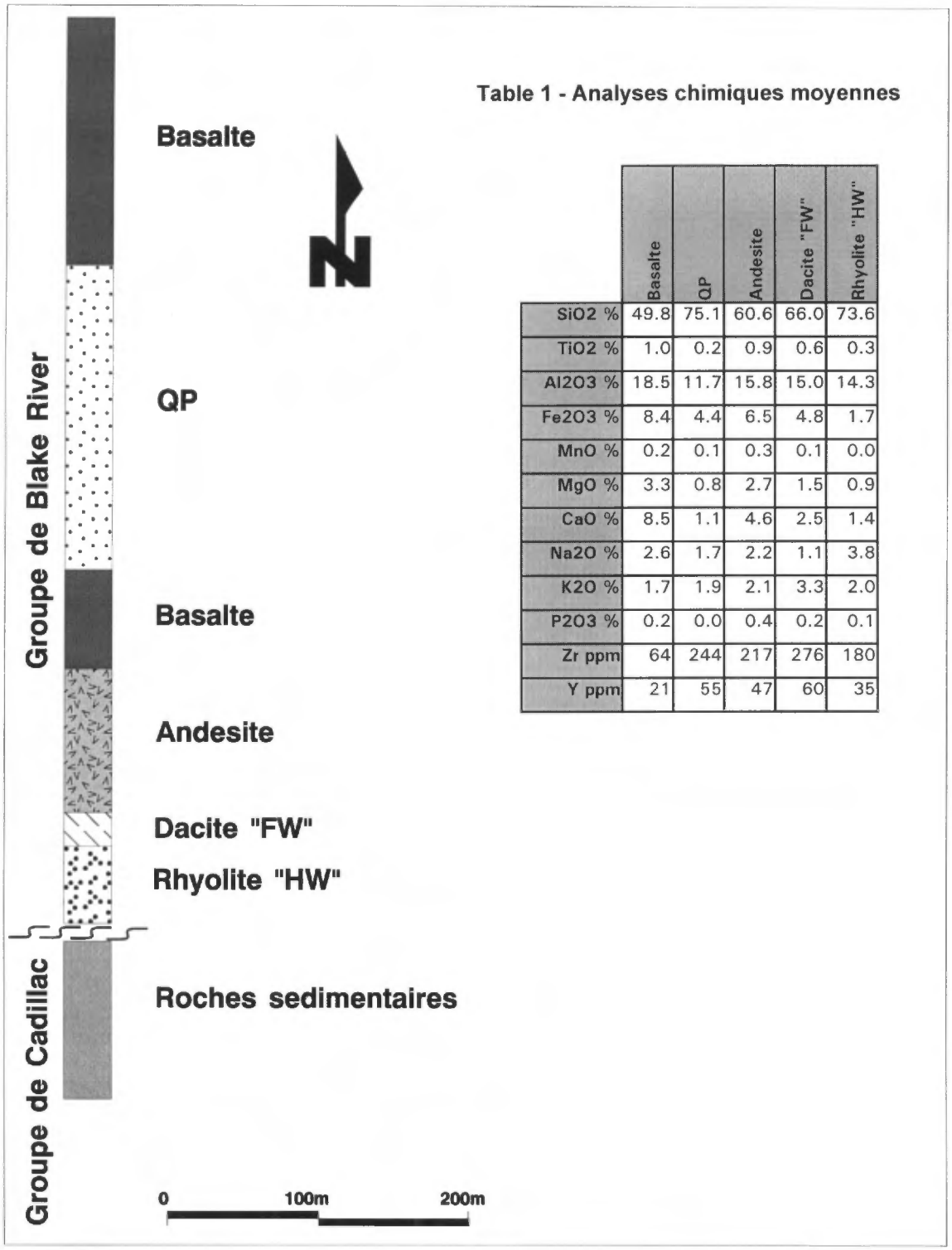


Table 1 - Analyses chimiques moyennes

	Basalte	QP	Andesite	Dacite "FW"	Rhyolite "HW"
SiO2 %	49.8	75.1	60.6	66.0	73.6
TiO2 %	1.0	0.2	0.9	0.6	0.3
Al2O3 %	18.5	11.7	15.8	15.0	14.3
Fe2O3 %	8.4	4.4	6.5	4.8	1.7
MnO %	0.2	0.1	0.3	0.1	0.0
MgO %	3.3	0.8	2.7	1.5	0.9
CaO %	8.5	1.1	4.6	2.5	1.4
Na2O %	2.6	1.7	2.2	1.1	3.8
K2O %	1.7	1.9	2.1	3.3	2.0
P2O3 %	0.2	0.0	0.4	0.2	0.1
Zr ppm	64	244	217	276	180
Y ppm	21	55	47	60	35

Figure 3 - Colonne stratigraphique de la propriété Bousquet
Table 1- Analyses chimiques moyennes des unités principales

L'unité à porphyres est fortement recoupée par des dykes vers l'ouest. Certains de ces dykes sont vésiculaires suggèrant un emplacement à faible profondeur. Selon l'interprétation d'un filon-couche, le porphyre aurait été mis en place à l'intérieur des basaltes. Des laves basaltiques coussinées ont été observées à plusieurs endroits à l'intérieur du porphyre. Il est possible que ces laves représentent des enclaves de roches encaissantes. L'épaisseur d'origine de l'unité porphyrique a pu facilement être 2 à 3 fois son épaisseur actuelle, qui est de 300 à 500 m en se basant sur l'aplatissement des laves basaltiques coussinées à l'intérieur du porphyre qui atteignent un rapport longueur/épaisseur jusqu'à 25 pour 1. L'intensité de cet aplatissement est supportée par le plissement intense suivi par la transposition de nombreux dykes à l'intérieur du porphyre.

2.1.3 Coulées et volcanoclastites andésitiques

Cette séquence est constituée de laves coussinées et massives, de tufs et de tufs à lapilli. Les andésites sont caractérisées par des teneurs en SiO_2 entre 56 et 66% et des teneurs en TiO_2 variant de 0.8 à 1.2%. Les rapports de Zr/Y sont variables, de moins de 4 à plus de 5.

On retrouve aussi une unité de composition andésitique dans l'éponte supérieure de la mine Bousquet #2. Il n'est pas clair si celle-ci représente un filon-couche dans la stratigraphie ou une unité extrusive. L'unité andésitique de l'éponte supérieure se retrouve entre la rhyolite du "hangingwall" et les roches sédimentaires du Groupe de Cadillac (voir ci-dessous).

2.1.4 Dacite de l'éponte inférieure (FW)

Les dacites du "footwall" (FW) sont caractérisées par des teneurs en TiO_2 entre 0.55 et 0.8%. Les concentrations en SiO_2 excèdent généralement 65%.

2.1.5 Rhyolite de l'éponte supérieure (HW)

Les rhyolites de l'éponte structurale supérieure de Bousquet #2 sont caractérisées par des teneurs en TiO_2 de moins de 0.55%. Les concentrations en SiO_2 sont supérieures à 71%. La zone minéralisée principale se retrouve à la base de cette unité et les épontes altérées chevauches la dacite de l'éponte inférieure ainsi que la rhyolite de l'éponte supérieure.

2.1.6 Roche sédimentaires du Groupe de Cadillac

Les roches sédimentairess du Groupe de Cadillac se composent principalement de grauwackes, de siltite et de sédiments argileux. En surface, ces roches se présentent communément sous forme de séquances sédimentaires rythmiques fortement plissés.

3 - GÉOLOGIE STRUCTURALE

3.1 Généralités

À la mine Bousquet #2, les roches minéralisées et leurs épontes montrent des évidences d'une déformation progressive non homogène comprenant quatre principales générations de structures ou d'épisodes dénommées D1, D2, D3 et D4, respectivement (table 2). L'épisode D1 peut être sous-divisé en 2 incréments distincts ($D1_A$ et $D1_B$). Les premiers épisodes, D1 et D2, sont caractérisés par une déformation progressive ductile et sont résumés par Tourigny et al. (1993) par un seul épisode "D1" contemporain avec l'événement métamorphique principal prograde ("M1").

L'épisode de déformation D3 est mal défini temporellement par rapport à D2, mais il semble transitionnel entre les épisodes ductiles (D1 et D2) et l'épisode fragile (D4). L'épisode D3 est caractérisé par un fluage ductile des sulfures dans des structures à caractère semi-fragile. Cet épisode résulte en une remobilisation des minéralisations économiques à l'échelle locale, aux bordures d'unités à fort contraste de compétence.

Par contre, malgré l'importance de la déformation et du métamorphisme, à l'échelle du gisement il est apparent que celui-ci ait préservé certains éléments lithologiques et minéralogiques primaires.

Cette section décrit les principaux éléments structuraux contrôlant la morphologie et les caractères géométriques des corps minéralisés. La lecture des études structurales plus détaillées (Hubert et al., 1984; Hubert et Ludden, 1986; Tourigny, 1988; Marquis et Hubert, 1989, et Marquis, 1990) est recommandée pour des descriptions du contexte régional.

L'épisode de déformation D4, à caractère fragile, est contemporain avec un second événement métamorphique ("M2"; Tourigny et al., 1993) rétrograde. Cet épisode de déformation tardive, avec une altération hydrothermale associée, est considéré par Marquis (1990) et par Tourigny et al. (1993) comme responsable de l'altération rétrograde et par Marquis et al. (1990a) comme étant contemporain avec la mise en place de la minéralisation économique (Au-Ag-Cu).

3.2 Surface primaire S_0

Peu d'évidences de contacts primaires sont observables à la mine Bousquet #2. Toutefois, quelques unités présentent des caractéristiques pétrographiques distinctes qui permettent de suggérer une orientation stratigraphique généralement est-ouest (parallèle à la schistosité régionale) à l'échelle du gisement. La surface S_0 est ainsi sub-parallèle à la schistosité régionale et s'incline fortement vers le sud.

Auteurs 1	2	3	4	5
D1				
D2	D1	D1	D1	D1A
		D2		D1B
		D3		
	D2	D2		D2
				D3
		Failles	D2	D4
	D3	Failles		

Éléments structuraux	
---->	Shistosité régionale nord-ouest, sud-est et plissement régional
---->	Shistosité régionale est-ouest avec un pendage vers le sud et linéation d'étirement L1
---->	Plis en fourreaux et cisaillement oblique (inverse et dextre) le long de S1
---->	Plis asymétriques produits par le cisaillement oblique
---->	Clivages de crénulation conjugés d'orientation est-ouest
---->	Structures de remobilisation locales et cisaillement semi-ductile ouest-nord-ouest, est-sud-est
---->	Systeme de failles conjugées nord-ouest, sud-est et nord-est, sud-ouest dextre et senestre
---->	kink bands conjugés et failles mineures

Les lignes horizontales séparent les épisodes de déformation distincts

1- Hubert et al., 1984
2- Tourigny 1988
3- Marquis et Hubert, 1989
4- Tourigny et al., 1993
5- Teasdale, cette étude

Table 2 - Nomenclatures des épisodes de déforamtion selon les différents auteurs.

À l'échelle régionale (fig. 1), des contacts d'orientation est-ouest, comme celui de la brèche pyroclastique, supportent cette interprétation.

À une échelle plus petite, un contact sépare une méta-rhyolite à porphyres de quartz (schiste à quartz-séricite) d'une méta-rhyolite aphyrique dans l'éponte structurale supérieure du gisement, 7 m au sud de la ZMP (fig. 4). Ce contact est suivi sur une distance d'au moins 55 m horizontalement et 60 m verticalement. Une veine de quartz enfumé et, localement, une lentille ou veine de pyrite massive à granulométrie fine (<0.5 mm) se trouvent directement au contact. Une méta-rhyolite aphanitique de couleur beige-crème est en contact avec cette dernière rhyolite aphanitique de couleur rougeâtre.

Une unité caractérisée par un contenu d'environ 5% de pyrite nodulaire peu déformée est localement retrouvée à l'intérieur de la zone de brèche. Cette pyrite nodulaire est d'origine primaire (Lianxing et McClay, 1992) et, par conséquent, définit un horizon dont les contacts lithologiques sont encore bien préservés.

3.3 Déformation D1

L'épisode de déformation D1 associé au métamorphisme prograde régional M1 (Marquis et al., 1990a; Tourigny et al., 1993) est responsable des principales caractéristiques structurales observées dans le gisement et ses épontes. Cette déformation peut se subdiviser en deux incréments nommés $D1_A$ et $D1_B$.

3.3.1 $D1_A$

L'incrément de déformation $D1_A$ est responsable du développement de la schistosité de flux S_1, des linéations d'étirement et minérales L_1 et, également, des plis P_1.

La surface S_1 est présente dans toutes les lithologies et dans toutes les zones minéralisées. Elle est définie par l'orientation des phyllosilicates dans les schistes et par l'orientation des fragments dans les brèches minéralisées. La surface S_1 s'oriente essentiellement est-ouest et s'incline à plus de 80° vers le sud. Cette surface contient une linéation minérale et d'étirement L_1 qui plonge de 70 à 80° vers l'ouest. L_1 est définie par l'allongement des phyllosilicates et de la pyrite disséminée. L'allongement du gisement est sub-parallèle à cette linéation L_1. Bien qu'aucune flexure P_{1A} de la surface S_0 n'ait été observée dans les galeries souterraines, ces plis ont été reconnus ailleurs dans le Groupe de Blake River (Tourigny, 1988). Les plis P_{1A} consistent en des flexures parasitiques dextres développées au contact entre des lithologies à fort contraste de compétence. Ils plongent vers l'ouest, parallèlement aux linéations L_1. Ces plis sont de style semblable (classe II de Ramsay et Huber, 1987).

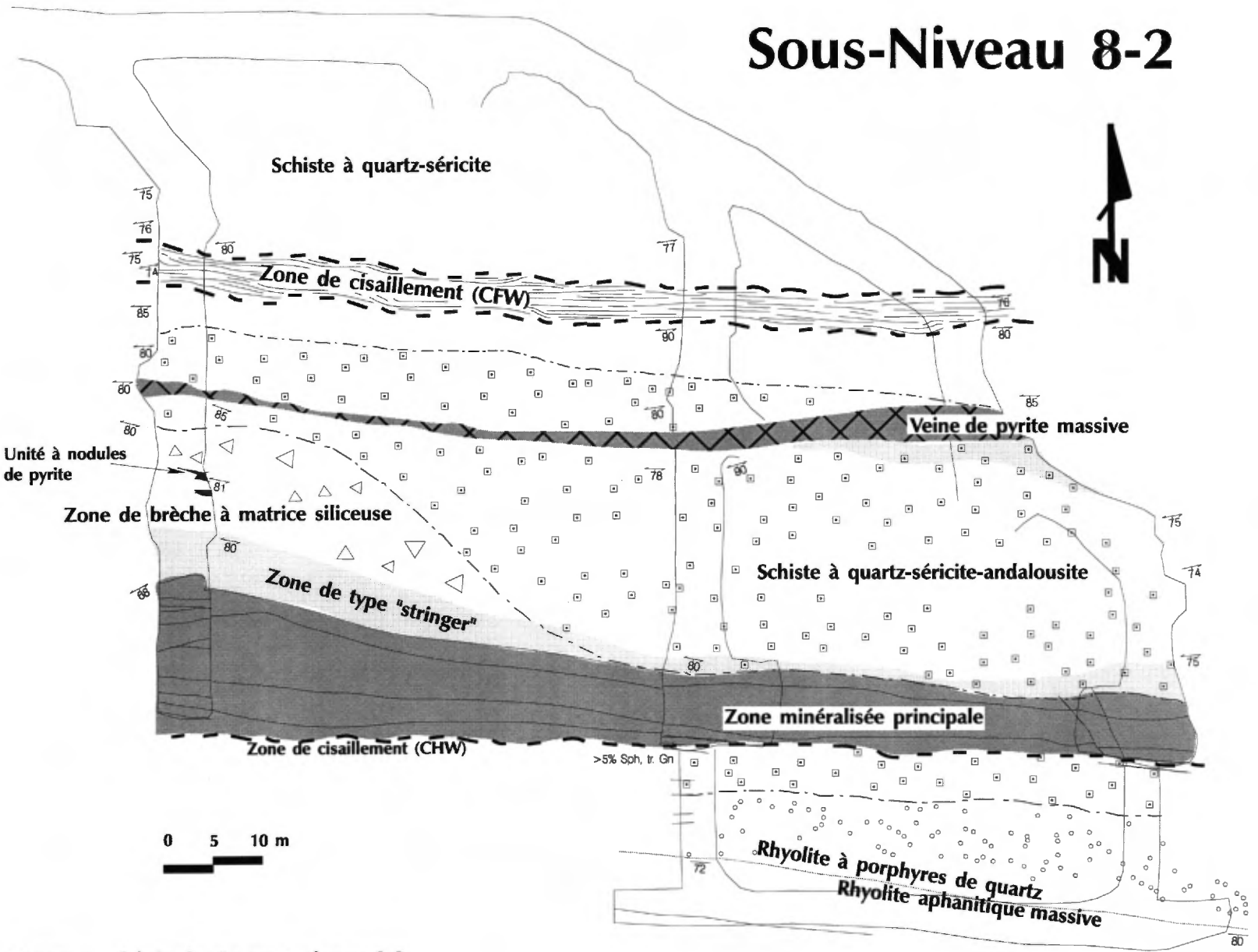


Figure 4 - Géologie du sous-niveau 8-2

3.3.2 D1B

L'incrément de déformation $D1_B$ est mis en évidence par la présence de plusieurs surfaces de cisaillement simple qui s'orientent parallèlement à S_1. Ces surfaces de glissement sont responsables du développement d'un système de plis intrafoliaux P_{1B}. La trace axiale de cette deuxième génération de plis est coplanaire ou légerment oblique à S_1 (fig. 5a et 5b). Il s'agit de plis non cylindriques dont la plongée varie de 50 à 80° vers l'ouest. De façon générale, la plupart des plis P_{1B} disparaissent rapidement parallèlement à leur surface axiale et se comparent aux plis de style parallèle (classe 1B de Ramsay et Huber 1987). Les P_{1B} sont également en forme de Z et résultent d'un cisaillement dextre le long de S_1 (fig. 5.a). Par contre, certains plis de S_1 observés en section verticale indiquent une composante de cisaillement inverse le long de S_1 (fig. 5b). Par ailleurs, plusieurs fragments de brèches de forme asymétrique (sigmoïde, S ouvert) disloqués montrent aussi des évidences de rotation à l'intérieur de S_1. Cette rotation indique des mouvements horizontaux et verticaux dextres et inverses, respectivement, le long de S_1.

3.4 Déformation D2

La deuxième génération de structures, D2, est responsable du développement de deux clivages de crénulations conjugés (S_{2A} et S_{2B}; Tourigny, 1988; Marquis et Hubert, 1989). Ces clivages s'orientent est-ouest et s'inclinent, respectivement, à 70° vers le nord (S_{2A}) et à 70° vers le sud (S_{2B}). La linéation L_{12} produite par l'intersection des surfaces S_1 et S_2 est horizontale et est observée dans toutes les méta-rhyolites encaisantes du gisement. Aucun pli possédant S_2 comme surface axiale n'a été observé.

3.5 Déformation D3

L'épisode de déformation D3, mal défini temporellement par rapport à D2, est mis en évidence par un grand nombre de fractures produites par la rupture des matériaux compétents. Ces plans de ruptures sont généralement horizontaux ou plus rarement verticaux. Ces structures en tension (dénommées en anglais des "piercement structures"; Maiden et al., 1986; Marquis, 1990) sont comblées par des veines de quartz ainsi que par un fluage de sulfures moins compétents à l'interface entre les zones minéralisées et les épontes adjacentes (fig. 6). L'entraînement de S_1 dans ces structures en tension implique un épisode de déformation postérieur à la déformation D1.

Une abondance de quartz associé à toutes les structures de la génération D3 suggère la présence de fluide siliceux contemporain à cette déformation. Une absence d'altération dans les bordures de ces structures et veines suggère l'équilibre du fluide avec les roches hôtes. Donc, ce fluide est possiblement d'origine métamorphique, dérivé des roches encaissantes.

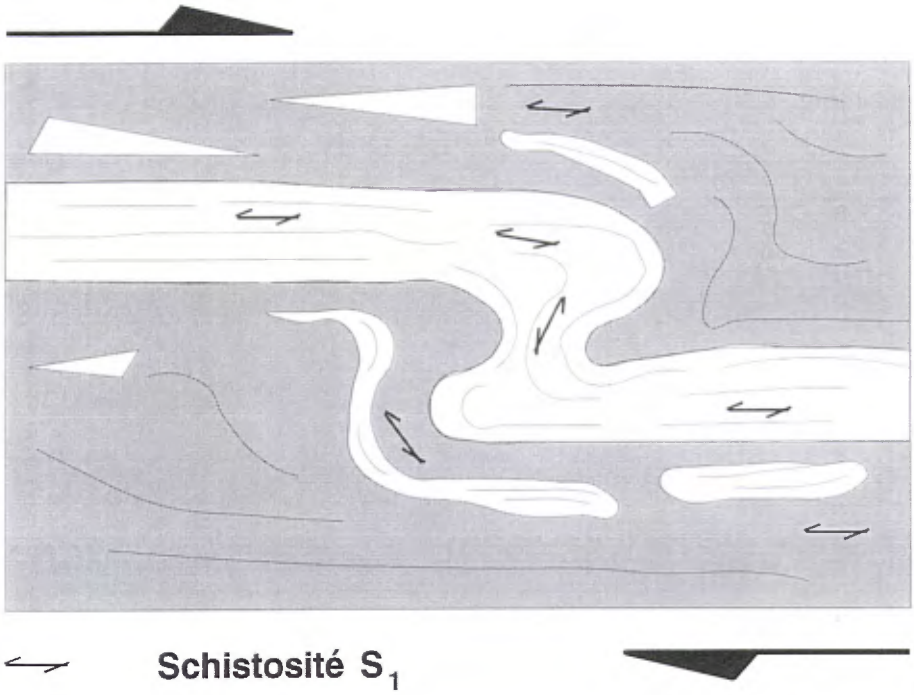


Figure 5(a) - Plan schématique d'un pli P_{1B}

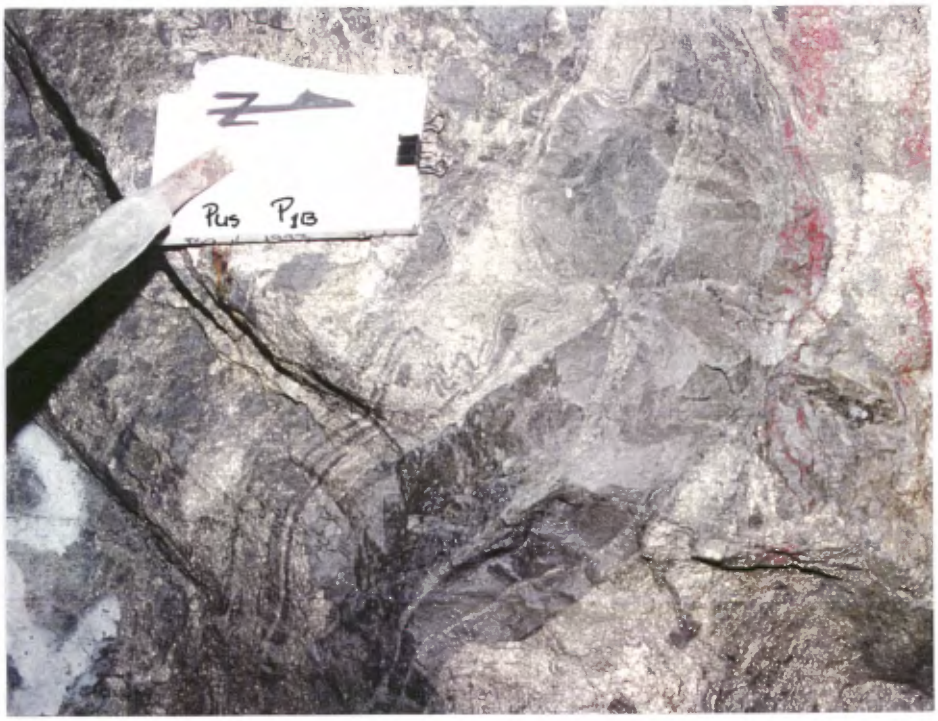


Figure 5(b) - Vue en section d'un pli P_{1B}

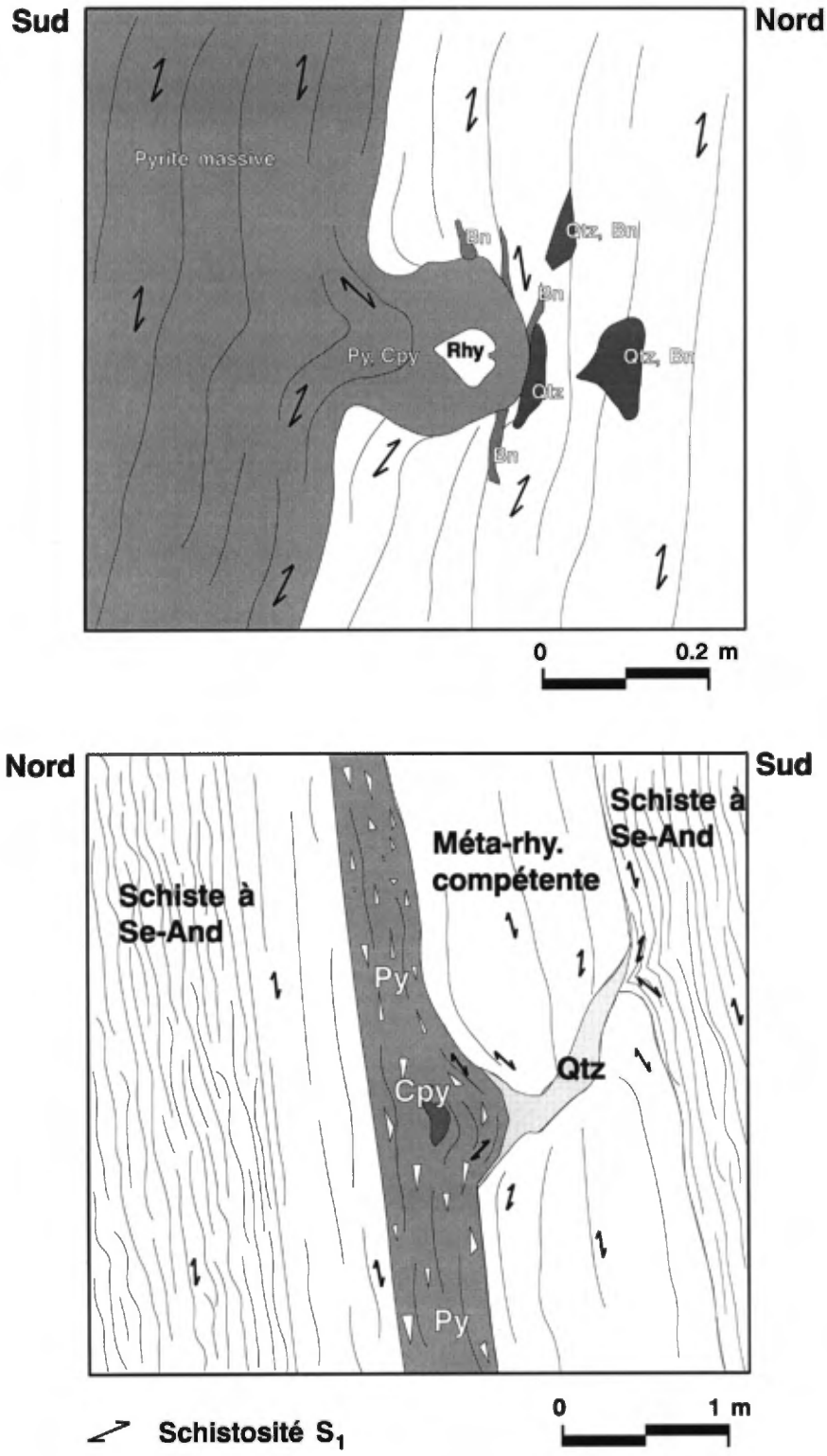


Figure 6 - Structures de remobilisation locale attribuées à la déformation D3.

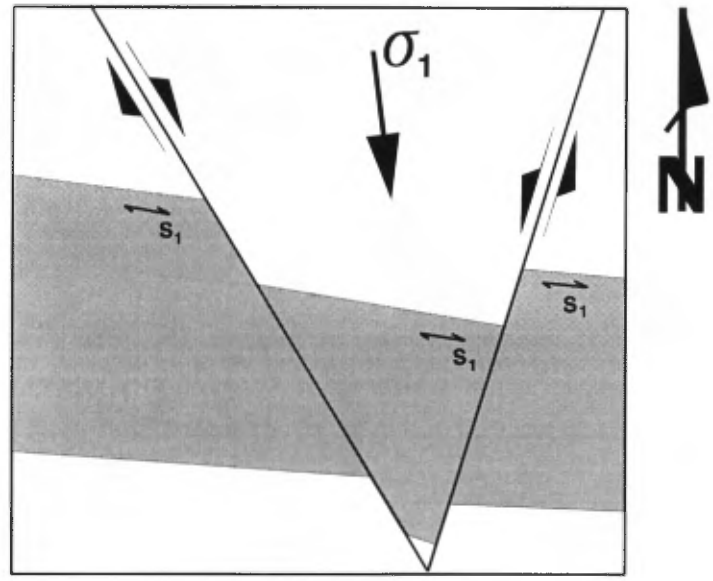
3.6 Déformation D4

Le dernier épisode de déformation, D4, se présente sous forme de joints et de diaclases plus ou moins nord-sud avec un pendage subvertical, ainsi que par de nombreuses failles de décrochement conjuguées dextres et senestres subverticales et d'orientations nord-ouest sud-est et nord-est sud-ouest, respectivement (fig. 7). On retient que les joints nord-sud subverticaux sont couramment minéralisés par de l'or visible. Les failles produisent des déplacements horizontaux de moins de deux mètres. La contrainte principale σ_1 produisant cette déformation est subhorizontale et parallèle à la bissectrice (nord-sud) de ces deux plans de failles conjuguées. Ces structures ont généralement peu d'influence sur la géométrie des corps minéralisés à l'échelle du gisement.

L'événement de métamorphisme rétrograde M2 associé à cet épisode de déformation est considéré par Tourigny et al. (1993) comme étant responsable de l'altération rétrograde des épontes et par Marquis (1990) comme étant contemporain à la mise en place de la minéralisation économique en Au-Ag-Cu.

3.7 Zones de cisaillement

Deux zones de cisaillement importantes sont reconnues sur les côtés nord et sud de la zone minéralisée principale (fig. 2 et fig. 4). Le cisaillement situé au nord (CFW), d'une largeur atteignant douze mètres, est caractérisé par l'intensification de S_1 ainsi que par de nombreux plans boueux (boue de faille). Il se localise à quinze mètres au nord de la ZMP dans l'éponte structurale inférieure. L'orientation du CFW est essentiellement parallèle à celle de la foliation. La deuxième zone de cisaillement importante est localisée au contact entre la ZMP et l'éponte supérieure (CHW). Sa largeur varie entre 1 et 5 m et montre des évidences de déplacement dont la composante horizontale serait senestre, atteignant 6 m par endroits (fig. 8). Cette faille est marquée par des plaquages graphitique sur les plans de glissement. Ces deux zones de cisaillement recoupent toutes les fabriques structurales antérieures.



Schistosité S_1

Figure 7 - Déformation D4

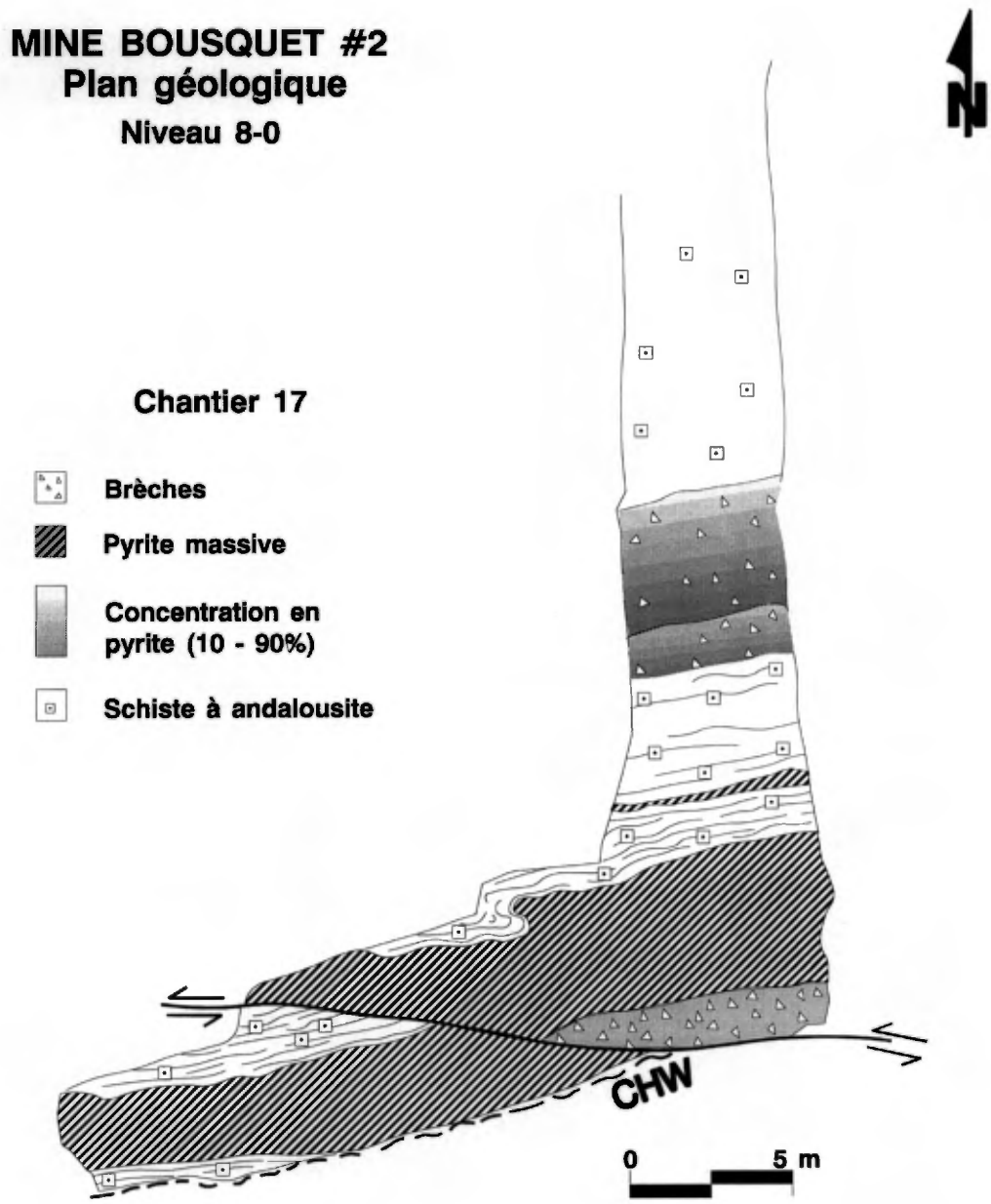


Figure 8 - Géologie du chantier 8-0-17

4 - GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

4.1 Introduction

Le gisement Bousquet #2 consiste en plusieurs zones pyriteuses: 1) la zone minéralisée principale (ZMP) à caractère semi-massif à massif incluant plusieurs sous-zones variablement bréchiques, 2) des zones de type "stringer" caractérisées par d'abondantes veines et veinules de pyrite, et 3) des veines de pyrite massive (fig. 2 et 4).

4.2 Zone minéralisée principale (ZMP)

La ZMP consiste en un assemblage de sous-zones imbriquées composées de corps de sulfures massifs, de brèches à matrices pyriteuses, de roches felsiques fortement minéralisées (type stringer) et de veines de pyrite massive (fig. 2 et 4). Ces sous-zones se distinguent par leurs contenus relatifs en sulfures, par leurs intensités de déformation, par leurs associations structurales avec les épontes et par leurs degrés de recristallisation.

Latéralement, certaines des sous-zones à l'intérieur de la ZMP sont cartographiables sur plus de 90 m et sont distinguées individuellement par leurs concentrations de sulfures. Une zonalité mésoscopique des divers faciès de sulfures est couramment observable dans ces sous-zones. Vers le sud, les faciès à caractère bréchique montrent généralement une augmentation progressive en pourcentage de sulfures (fig. 2 et 8). Cette augmentation peut passer du nord vers le sud d'une minéralisation de type stringer (10 à 20% pyrite) à une minéralisation à caractère bréchique (20 à 80% pyrite) jusqu'à une minéralisation en sulfures massifs (> 80% pyrite) sur une distance de 1.5 à 3 m. Dans de nombreux chantiers, cette zonalité asymétrique du nord vers le sud est répétée 2 ou 3 fois en plan et en sections transversales sur une distance de 3 à 5 m. L'alternance de ces faciès donne localement une apparence cyclique à la minéralisation.

4.2.1 Lentilles de sulfures massifs

La minéralisation massive en pyrite est caractérisée par une granulométrie de la pyrite généralement inférieure à 1 mm. Cette pyrite montre une grande variété de textures de déformation, y compris un alignement des fragments felsiques internes et un litage tectono-métamorphique des sulfures parallèle à la schistosité régionale S_1.

Des textures à caractère bréchique sont abondantes et se présentent sous forme de fragments de composition felsique dans une matrice de sulfures recristallisés (voir les brèches à matrice pyriteuse ci-dessous)

4.2.2 Brèches à matrice pyriteuse

Un grand nombre de sous-zones à caractère bréchique sont présentes à la mine Bousquet #2. Ces sous-zones se retrouvent intercalées dans la ZMP avec des sous-zones massives (fig. 2). Elles se distinguent par une proportion de 20 à 80% de fragments de composition similaire aux épontes. Ces fragments sont disposés dans une matrice pyriteuse (± bornite ou chalcopyrite) variablement recristallisée. Les brèches à matrice pyriteuse se présentent comme sous-zones distinctes ou autrement comme textures en continuité progressive avec les textures massives (>80% pyrite), résultant en une augmentation graduelle de la concentration de sulfures (fig. 8). La majorité des fragments dans les brèches à matrice pyriteuse montrent une schistosité parallèle à celle des épontes (S_1, fig. 5a), suggèrant ainsi qu'une grande partie de la fragmentation a précédé la déformation D1 (en place) ou est synchrone à cette déformation. Cette fragmentation précoce est confirmée par une relation de recoupement de ces brèches par des veines de pyrite qui sont elles-mêmes déformées par D1.

4.2.3 Minéralisation de type stringer

Sur l'éponte inférieure de la ZMP, on retrouve des minéralisations de sulfures (10 à 20% pyrite ± bornite ou chalcopyrite) contenues dans les schistes à quartz-séricite-andalousite (fig. 4). Cette minéralisation n'est que rarement incluse dans les réserves économiques du gisement. Ces veines ou veinules (millimétriques à centimétriques en largeur) de sulfures sont généralement orientées à angle faible par rapport à la schistosité dans les zones compétentes.

4.2.4 Veines de pyrite

Le deuxième type de minéralisation massive en pyrite est défini par un système de veines de pyrite (~95% pyrite) montrant des contacts nets avec les épontes. Ces veines recoupent les roches hôtes et tous les faciès de sulfures adjacents (fig. 2). Elles sont caractérisées par une pyrite bien cristallisée (idiomorphe) ou recristallisée à granulométrie grossière (1 à 3 mm) peu consolidée (texture saccharoïde).

Généralement ces veines ont moins de 1 m d'épaisseur (fig. 2) et ne sont exploitées que si elles sont immédiatement adjacentes à la ZMP malgré leurs teneurs en or élevées (5 à 6 g/t Au). Une seule de ces veines, ayant une épaisseur atteignant 9 à 10 m, au-dessous du niveau 8, est partiellement incluse dans les réserves (3 m sur le côté FW) comme zone distincte ("zone massive footwall", ZMFW).

Les seules sections ne montrant pas de contacts nets se trouvent aux intersections les plus larges (dans la ZMFW) où la pyrite semblerait pénétrer ou diminuer progressivement à l'intérieur de l'éponte inférieure nord (ceci sur < 0.5 à 1 m). Dans ces cas, la pyrite massive montre une diminution de granulométrie normale vers l'éponte supérieure.

Ces veines à pyrite grossière montrent généralement peu d'évidence de déformation par rapport aux zones massives. Ce phénomène est possiblement dû à la recristallisation tardive de la pyrite. Par contre, quelques rares fragments dans ces zones démontrent clairement un aplatissement parallèle à la schistosité S_1. Dans les niveaux supérieurs de la mine, ces veines de pyrite grossière massive ont une orientation légèrement oblique (nord-est sud-ouest) par rapport à la zone minéralisée principale (fig. 2) ainsi qu'à la foliation, tout en étant elles-mêmes déformées (fragments felsiques orientés sub-parallèles à S_1). Au sous-niveau 5-1 (fig. 2), une de ces veines de pyrite massive diverge clairement de l'intérieur de la zone principale vers le nord-est à travers un faciès de type stringer dans l'éponte inférieure, et finalement dans un schiste à andalousite sur une cinquantaine de mètres.

4.3 Zone de brèche à matrice siliceuse (ZB)

Cette zone fragmentaire peu déformée et fortement silicifiée, repose directement sous la partie centrale et la plus épaisse du gisement (fig. 4 et 9) . Les fragments, eux-mêmes bréchiques, ne démontrent aucune orientation préférentielle. La zone se caractérise par une minéralisation de veines et veinules de pyrite ± bornite (millimétriques à centimétriques). Ces veinules sont orientées de façon aléatoire en comparaison avec les minéralisations dans la ZMP et dans les épontes moins altérées du gisement. Un degré de déformation moins intense, marqué par une schistosité moins développée et par l'orientation aléatoire des veines de pyrite et de bornite, suggère une compétence élevée par rapport aux roches adjacentes. L'or dans cette zone (moyenne 4.5 g/t) est distribué de façon erratique.

4.4 Zones de frange (ZF)

Deux zones de frange font partie des réserves calculées du gisement Bousquet #2 (fig. 9). La première, la zone de frange "hanging wall" (ZFHW), représente la continuité latérale de la ZMP sur le côté ouest du gisement. Cette zone est caractérisée par une minéralisation en veinules de pyrite (moyenne de 5 à 20% pyrite) d'orientation sub-parallèlle à la schistosité S_1 dans un horizon compétent de méta-rhyolite à porphyres de quartz et à porphyroblastes d'andalousite.

La deuxième zone, la zone de frange "footwall" (ZFFW), se trouve à douze mètres au nord de la ZMP et de la ZFHW dans l'éponte structurale inférieure. Elle correspond possiblement à un horizon à pyrite nodulaire fortement démembré et transposé dans la ZB (fig. 4). Cette zone minéralisée se caractérise par une méta-rhyolite compétente à porphyroblastes d'andalousite en contact avec des épontes méta-felsiques composées de schistes à quartz-séricite-andalousite fortement cisaillés. Ces contacts sont marqués par des veines de brèches pyriteuses sub-parallèlles à la schistosité S_1 et par une abondance de veines de quartz.

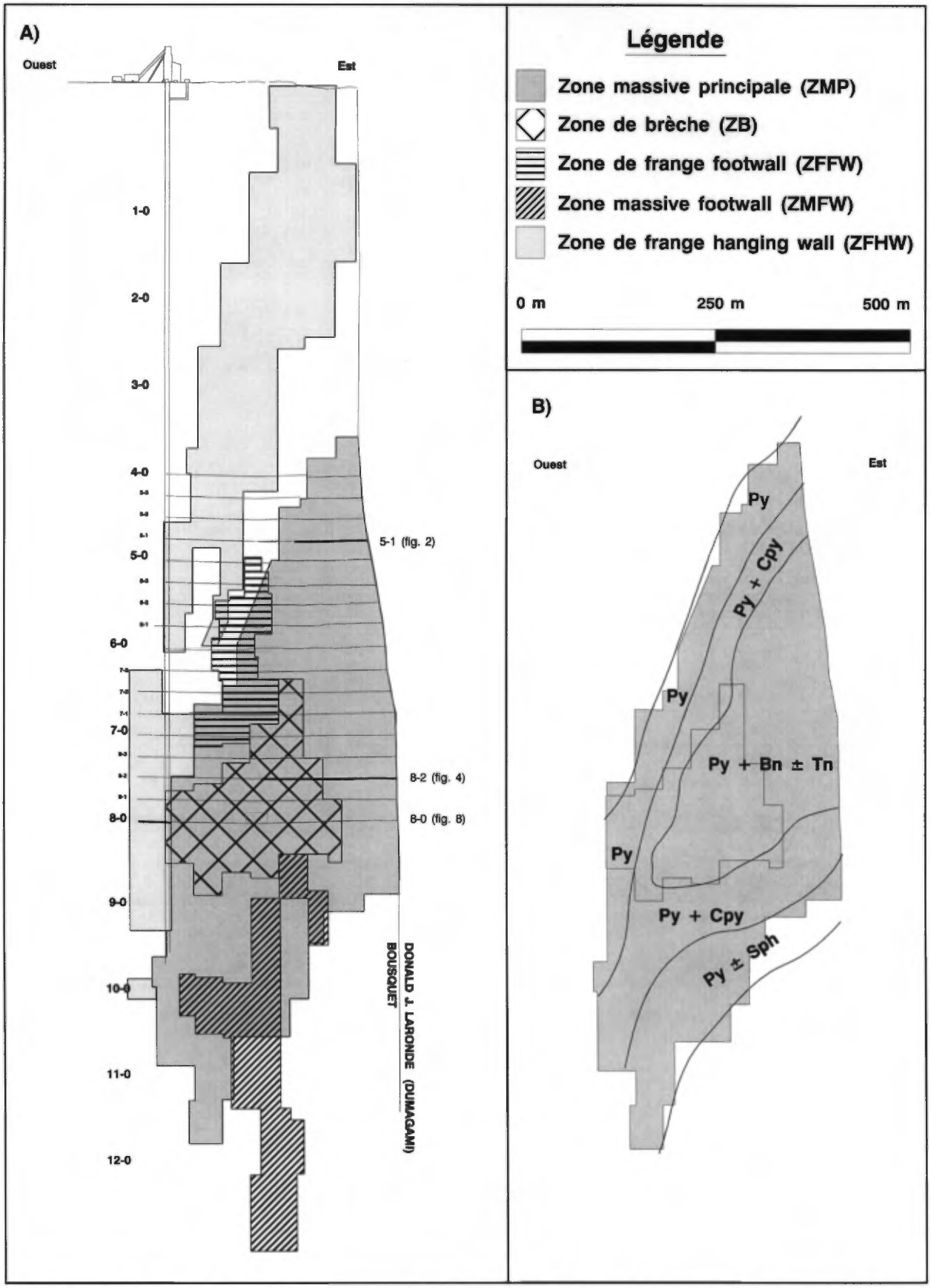


Figure 9 - Sections longitudinales: A) Blocs des réserves, B) Contours schématiques des minéraux principaux de la ZMP projeté sur la trace de la ZMP et de la ZB.

4.5 Zonation minéralogique et minéralisation en or et en cuivre

En générale, la concentration en or dans la mine Bousquet #2 est directement proportionnelle à celle du cuivre. Mésoscopiquement, cette relation coïncide avec une zonalité minérale marquée par un enrichissement en cuivre au centre du gisement et par une abondance en bornite (± tennantite) comme minéral accessoire (fig. 9). Latéralement, la bornite cède sa place à la chalcopyrite, qui elle même disparait dans les extrémités latérales du gisement. Cette zonalité minéralogique correspond parallèlement à une diminution des teneurs en or et en cuivre. Après la disparition de la chalcopyrite comme phase accessoire, la ZMP passe latéralement (dans le haut de la mine Dumagami et le bas de la mine Bousquet #2) à une zone localement zincifère caractérisée par un assemblage de pyrite-sphalérite-galène (± pyrrhotite localement). Cet assemblage (pyrite-sphalérite-galène) est aussi caractéristique de l'éponte structurale supérieure (sud) du gisement où, contrairement aux zones distales, on retrouve plusieurs veines et de veinules de chalcopyrite recoupant obliquement la minéralisation pyriteuse.

Couramment, on retrouve l 'or et le cuivre à l'intérieur de fractures d'extension subverticales orientées nord-sud ainsi que dans les espaces entre les grains de pyrite recristallisés. Ces fractures recoupent la foliation et sont nettement tardi-tectoniques. Cette observation a sans doute influencé les chercheurs précédents à conclure que la minéralisation en or et cuivre était tardive.

5 - ALTÉRATION DES ÉPONTES ET LITHOLOGIES

Les épontes du gisement possèdent un assemblage minéralogique représentatif d'une altération alumineuse (Tourigny et al., 1993) ou argilique. Cette altération est probablement le résultat d'un lessivage des épontes par des fluides hydrothermaux acides (Marquis et al., 1990a) pour ainsi les enrichir en alumine (Finlow-Bates and Stumpfl, 1981; MacLean, 1990). L'éponte inférieure du gisement se caractérise par le passage des schistes à quartz-séricite ± chlorite (>50 m de largeur) à des schistes à quartz-séricite-andalousite (20 à 30 m) en se rapprochant de la ZMP (fig. 2 et 4).

Les schistes à andalousite hôtes des zones minéralisées se composent principalement de quartz, de muscovite, d'andalousite (5-25% and.) et de pyrite. Cette enveloppe d'altération chevauche le contact entre la dacite FW et la rhyolite HW. L'andalousite même est fréquemment remplacée par la muscovite, la kaolinite, la pyrophyllite, le quartz, et/ou le diaspore. Ce remplacement est attribué à l'altération rétrograde (Stone, 1988; Tourigny, 1988; Marquis, 1990). La kyanite coexiste localement avec l'andalousite.

L'assemblage quartz-séricite-andalousite se retrouve également dans l'éponte supérieure du gisement, mais sur des largeurs beaucoup moins importantes (3 à 10 m). L'éponte inférieure immédiate de la ZMP se compose d'une zone de brèche peu déformée à matrice siliceuse (ZB) et à veinules de pyrite-bornite. Cette brèche se situe structuralement au-dessous de la partie centrale du gisement entre les niveaux 6 et 9 de la mine (fig. 4 et 9). La ZB est caractérisée géochimiquement par une silicification massive et quasi-complète des unités felsiques (localement à yeux de quartz). Sur le côté nord de la ZB, une unité peu déformée à nodules concentriques de pyrite est parfois présente (fig. 4). Vers le sud dans l'éponte supérieure immédiate du gisement, l'assemblage quartz-séricite-andalousite passe à une zone d'altération zincifère marquée par une abondance de sphalérite (3 à 5 m; fig. 4) et ensuite à un assemblage quartz-séricite-feldspath (10 à 15 m). Au sud de ces zones d'altération on retrouve des rhyolites ou dacites fragmentaires à tufacées relativement peu altérées.

6 - DISCUSSION

6.1 Pétrographie

Les séquences paragénétiques dans des sulfures métamorphisés doivent être interprétées avec énormément de précaution car elles repésentent généralement l'ordre de la force de recristallisation relative plutôt que l'ordre de la mise en place des sulfures (Stanton, 1960; McDonald, 1967; Vokes, 1969; et Marshall and Gilligan, 1987). Selon des études de Davies (1965), McDonald (1967) et Marshall et Gilligan (1987) cet ordre de force de recristallisation peut être résumé comme:

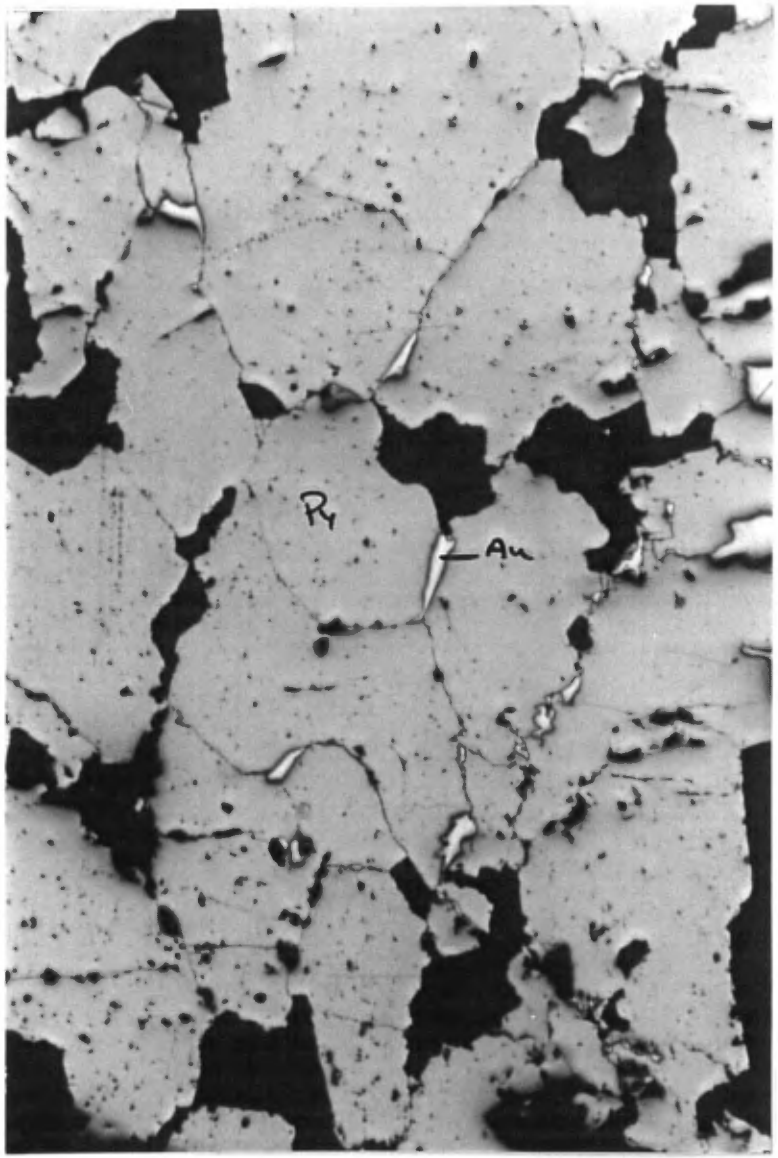
Pyrite (la plus forte) > sphalérite > chalcopyrite > pyrrhotite > galène > bornite > chalcocite (la moins forte).

Par contre, cet ordre peut varier surtout en fonction de la température et en présence d'une phase aqueuse (Marshall and Gilligan, 1987). Il serait donc prudent d'interpréter avec beaucoup de prudence la séquence paragénétique de Marquis (Py+Sph>Cpy+Bn+Au, 1990), laquelle ressemble distinctivement à l'ordre de force de recristallisation mentionné ci-dessus.

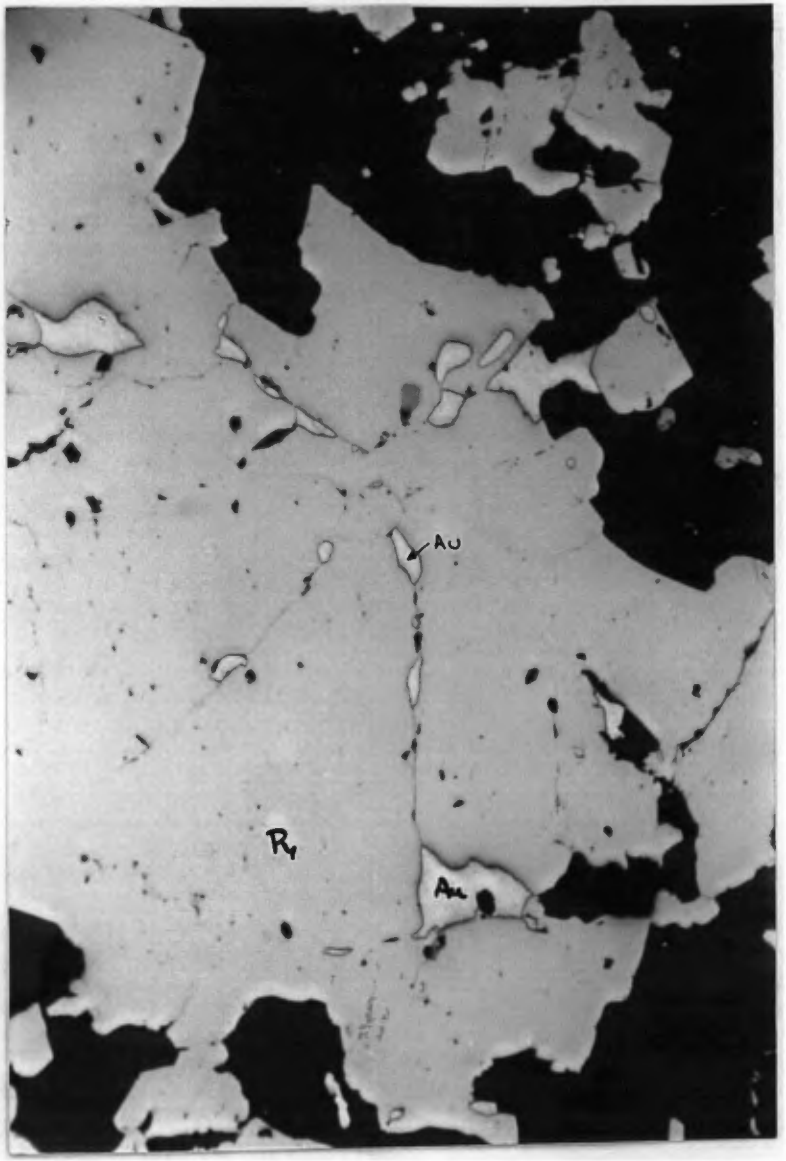
En se basant sur des analyses de minérai de Bousquet #2, Brosnahan (1992) interprète la grande majorité de l'or comme étant présente sous forme libre avec ≤ 15% argent (électrum). Son étude démontre qu'à part l'électrum, l'or est aussi présent dans la petzite et la calavérite. Cet or et ces minéraux aurifères se retrouvent principalement sous forme libre dans les espaces interstitiels entre les grains de pyrite recristallisés, dans des fractures dans la pyrite (fig. 10a) et plus rarement en inclusions dans la pyrite. Les principaux silicates dans les sulfures sont le quartz, la muscovite, la pyrophyllite et la kaolinite. Brosnahan (1992) nomme aussi 18 autres minéraux accessoires.

La recristallisation (*annealing recrystallization*) de sulfures massifs, menant à des points triples qui sont diagnostiques (Lawrence, 1973) et la déformation sont reconnues comme des moyens de libérer l'or de la structure cristalline de la pyrite (Vokes, 1971; Huston et al., 1992; Laroque et al., 1993). Par contre, la pyrite ne démontre pas normalement de recristallisation (annealing) importante car généralement celle-ci cède de façon cassante sous la majorité des conditions tectoniques (Lawrence, 1973). Les conditions propices à ce type de recristallisation dans la pyrite sont une température élevée de l'ordre de 450°C (Marshall and Gilligan, 1987) et un taux de déformation faible. La pyrite est la plus cassante des sulfures communs.

L'or, retrouvé principalement dans les points triples entre les grains de pyrite ou en inclusion dans ces grains, était déjà présent pendant le métamorphisme prograde. Cet événement métamorphique était



A



B

Figure 10 - Microphotographies de grains de pyrite et d'électrum (~1mm): a) or interstitiel aux grains de pyrite recristallisée; b) or en inclusions dans un ancien point triple repris par la cristallisation (annealing recrystalization).

coincident avec un taux de déformation faible (D1). Ceci contredit une mise en place de l'or pendant le métamorphisme rétrograde associé à des structures fragiles tel que proposé par Marquis (1990).

Un spécimen montrant des grains d'or en inclusion dans un grain de pyrite à l'intérieur d'un ancien point triple lui-même recristallisé (fig. 10b) témoigne encore un fois de la présence d'or antérieurement au pic du métamorphisme prograde associé à l'épisode de déformation D1.

6.2 Remobilisation

La présence d'or libre, de bornite et de tennantite avec du quartz à l'apex des "piercement structures" est une évidence directe de remobilisation préférentielle à partir des sulfures massifs pendant le métamorphisme prograde et la déformation semi-ductile. Une absence d'altération en bordure de ces structures et des veines en tension à minéralogie semblable implique un équilibre chimique entre la minéralisation et les épontes et peux mieux être expliqué comme fluide de pores d'origine métamorphique et de source locale. De plus, ces structures et veines reflètent étroitement la minéralogie des minéraux accessoires dans la ZMP et se retrouvent uniquement dans les sulfures ou dans les épontes immédiates des sulfures massifs. Ces veines contiennent aussi de la sphalérite, de la galène et de la chalcopyrite. Notons que ces derniers minéraux sont interprétés aussi par Marquis (1990) comme ayant été mis en place de façon synvolcanique.

Aucune veine de ce type n'est retrouvée à plus de 5 m des zones minéralisées. À Bousquet #2, l'or, la bornite, la tennantite et la galène sont aussi les espèces les plus mobiles pendant la déformation et la recristallisation, à cause de leurs faibles forces de recristallisation. Des veines de chalcopyrite discordantes et des joints minéralisés en or à proximité de l'éponte structurale supérieure et de la zone de cisaillement HW de la ZMP peuvent aussi être expliqués de cette façon. L'absence d'altération en bordure de ces veines s'explique par une remobilisation locale tardive associée à la déformation à proximité de la zone de cisaillement HW, facilité par une quantité faible et locale de fluide hydrothermal associé au métamorphisme rétrograde.

6.3 Zonation minéralogique dans la ZMP

Dans la ZMP, l'or et le cuivre se retrouvent principalement dans les sites interstitiels aux grains de pyrite recristallisés. L'augmentation en cuivre vers le centre du gisement et vers l'éponte structurale inférieure du gisement est caractéristique des gisements de type SMV (Franklin et al., 1981). En général, une diminution en cuivre et un enrichissement en zinc vers l'éponte structurale supérieure du gisement est aussi un critère pour interpréter la polarité des gisements (Sangster, 1972). Dans le cas de Bousquet, la zone de brèche siliceuse, interprétée comme altération nourricière, dans l'éponte inférieure du gisement

supporte ce critère et suggère une polarité vers le sud. La position de la zone de brèche, dans l'éponte inférieure. coïncide avec un épaississement de la ZMP vers le centre du gisement au-dessus.

La corrélation, en section longitudinale, entre le cuivre et l'or vers la partie centrale du gisement (fig. 9) suggère un lien génétique entre ces minéralisations. Cette relation est consistante avec les modélisations effectuées par Huston et al., (1992) proposant un mode de transport de l'or et du cuivre par des complexes à chlorures. Le transport et le dépôt de l'or serait contrôlé par la formule suivante:

$$4AuCl^-_2 + 2H_2O = 4Au + 8Cl^- + 4H^+ + O_{2(g)} \qquad (1)$$

La façon la plus efficace de précipiter l'or ou l'électrum selon cette réaction est d'augmenter le pH ou de baisser la température. Ces processus résulteraient aussi en une précipitation de chalcopyrite et donc de l'association Cu-Au. Des changements à la fugacité d'oxygène aurait un moindre effet sur la précipitation de l'or par rapport à la sensibilité aux changements de pH ou de température.

La présence de petzite comme minéral aurifère suggère aussi qu'une partie de l'or aurait pu être transportée par des complexes de tellures. Par exemple:

$$3AgCl^-_2 + AuCl^-_2 + 2HTe^- = Ag_3AuTe_2 \text{ (petzite)} + 8Cl^- + 2H^+ \qquad (2)$$

Selon cette deuxième équation, le mode de précipitation le plus efficace serait encore une augmentation du pH ou une diminution de la température, menant à la précipitation simultanée d'électrum, de tellures d'or et de chalcopyrite et menant aussi à une corrélation entre le cuivre et l'or.

6.4 Autres gisements de type SMV aurifère

Les teneurs en Au, le type de minéralisation et le style d'altération de quatre aurtres gisements de type SMV rappellant la mine Bousquet #2:

Mount Morgan (Australie)	50 MT @ 4.7 g/t Au, 6 g/t Ag, 0.7% Cu	Taube (1986)
Mount Chalmers (Australie)	4.3 MT @ 2.2 g/t Au, 15 g/t Ag, 1.8% Cu	Hunns et al. (1994)
Mine Horne (Rouyn-Noranda)	53.7 MT @ 6.1 g/t Au, 13 g/t Ag, 2.2% Cu	Kerr and Mason (1990)
Quemont (Rouyn-Noranda)	13.8 MT @ 5.5 g/t Au, 31 g/t Ag, 1.3% Cu	Kerr and Mason (1990)

Rappellons que les gisements de Bousquet #2 et de Dumagami combinés représentent un tonnage initial d'approximativement 16 millions de tonnes avec une teneur moyenne approximative de 6.5 g/t Au, 14.0 g/t Ag, et 0.5% Cu. Les altérations de tous ces gisements sont dominées par la séricitisation plutôt que par

la chloritisation typique de la zone centrale des cheminées d'altération hydrothermale de la majorité des SMV; (Franklin et al., 1981) et par la silicification. Ces gisements pyriteux contiennent des quantités accessoires de chalcopyrite. Le gisement de Mount Morgan est d'âge Dévonien, Mount Chalmers est d'âge Permien tandis que les gisements Horne, Quemont et Bousquet #2 sont d'âge Archéen.

7 - CONCLUSIONS

À l'échelle du gisement, la mine Bousquet #2 rassemble les principales caractéristiques distinctives des gisements de type SMV. Ces caractéristiques sont: 1) un enrichissement en cuivre par rapport au zinc vers le centre du gisement en section longitudiale et vers l'éponte inférieure; 2) une augmentation progressive en sulfures à partir de l'éponte inférieure vers l'éponte supérieure du gisement, suivie par un contact net avec l'éponte supérieure; 3) une cheminée d'altération ou zone d'altération nourricière dans l'éponte inférieure du gisement sous sa partie centrale; et 4) une altération plus intense dans l'éponte inférieure que dans l'éponte supérieure. Ces caractéristiques nous permettent de suggérer une polarité vers le sud. À l'intérieur de cette minéralisation pyriteuse, les teneurs en or sont en corrélation positive avec les teneurs en cuivre.

En considérant l'importance du métamorphisme et de la déformation subis par le gisement, nous interprétons la séquence paragénétique apparente des sulfures comme le résultat de la recristallisation (annealing) des différentes espèces minéralogiques selon l'ordre de leurs forces de recristallisation plûtot que selon l'ordre de mise en place.

Une partie importante de l'or se retrouve dans des structures tardives par rapport à la mise en place des sulfures massifs pyriteux. Toutefois, la majorité de l'or et du cuivre se retrouve sous forme libre dans les espaces interstitiels entre les grains de pyrite recristallisés. L'association Au-Cu persiste à l'échelle du gisement malgré l'importance de la déformation, ce qui suggère une mise en place de l'or avant le pic du métamorphisme et de la déformation D1. L'or fut probablement transporté sous forme de complexe de chlorures pendant l'épisode de minéralisation synvolcanique. Cette interprétation est supportée par la remobilisation préférentielle locale mise en évidence par les "piercement structures".

Nous interpétons la minéralisation économique du gisement de Bousquet #2 comme étant d'origine synvolcanique, malgré qu'a petite échelle une portion importante de cette minéralisation se retrouve dans des structures tardives. Le gisement Bousquet #2 étant particulièrement aurifère, il peut être comparé à d'autres gisements aurifères de type SMV tel que les gisements Horne et Quemont à Rouyn-Noranda et les gisements de Mount Morgan et Mount Chalmers en Australie. Ceux-ci ont de teneurs aurifères et cuprifères fort similaires et leurs environnements synvolcaniques sont semblables à ceux de Bousquet #2.

RÉFÉRENCES

Bateman, P.W., 1984, Rock alteration at the Bousquet gold mine, Québec. Mémoire de maîtrise, University of Western Ontario, London, 159 pages.

Brosnahan, D.R., 1992, Mineralogical characteristics of Bousquet no. 2 ore in Est Malartic mill streams. Rapport interne pour Minérais Lac, non publié, 28 pages.

Davies, R., 1965, Experimental investigation of chalcocite: annealing and plastic deformation at elevated temperatures. Journal Canadien des Sciences de la Terre, v. 2, p. 98-117.

De Rosen-Spence, A.F., 1976, Stratigraphy, development and petrogenesis of the Central Noranda volcanic pile, Noranda, Quebec. Thèse de doctorat, University of Toronto, Toronto.

Finlow-Bates, T. et Stumpfl, E.F., 1981, The behavior of the so-called immobile elements in hydrothermally altered rocks associated with volcanogenic submarine-exhalative ore deposit. Mineralium Deposita, v.16, p. 319-328.

Franklin, J.M., Sangster, D.F. et Lydon, J.W., 1981, Volcanic-associated massive sulfide deposits. *dans* 75th Anniversay Volume, Éditeur: Skinner, B.J, Economic Geology, p. 485-627.

Gélinas, L., Brooks, C., Perreault, G., Carignan, J., Trudel, P. et Grasso, F., 1977, Chemostratigraphic divisions within the Abitibi volcanic belt, Rouyn-Noranda District, Quebec. *dans*: Volcanic Regimes in Canada. Éditeurs: Baragar, W.R.A., Coleman, L.C. et Hall, J.M. ., Association Géologique du Canada, Special Paper 16, p. 265-295.

Hubert, C. et Ludden, J., 1986, Archean wrench fault tectonics in the Abitibi greenstone belt of Canada. *dans*: Workshop on the Tectonic Evolution of Greenstone belts. Lunar and Planetary Institute, Houston, Texas, January 16-18 1986, p. 59-61.

Hubert, C., Trudel, P. et Gélinas, L., 1984, Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi belt, Québec. Journal Canadien des Sciences de la Terre; v. 21, p. 1024-1032.

Hunns, S.R., Zaw, K., Large, R.R., Dean, J.A., Ryan, C.G., et McPhie, J., 1994, Preliminary geochemical results constraining the formation of the Mount Chalmers volcanic-hosted massive sulfide deposit. *dans*: Extended Conference Abstracts, New Developments in Geology and Metallogeny: Northern Tasman Orogenic Zone, Éditeurs: Henderson, R.A., et Davis, B.K., EGRU Contribution 50, James Cook University of North Queensland, Townsville, Australie, p. 117-124.

Huston, D.L., Bottrill, R.S., Creelman, R.A., Zaw, K., Ramsden, T.R., Rand, S.W., Gemmell, J.B., Jablonski, W., Sie, S.H. et Large, R.R., 1992, Geologic and geochemical controls on the mineralogy and grain size of gold-bearing phases, eastern Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits. Economic Geology, v. 87, p. 542-563.

Kerr, D.J., et Mason, R., 1990, A re-appraisal of the geology and ore deposis of the Horne mine complex at Rouyn-Noranda, Quebec. *dans* Northwestern Quebec Polymetallic Belt, Éditeurs: Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.M., Riverin, G., and Simard, A., Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 43, p. 153-165.

Larocque, A.C.L., Hodgson, C.J. et Lafleur, P.J., 1993, Gold distribution in the Mobrun volcanic-associated massive sulfide deposit, Noranda, Quebec, A Preliminary evaluation of the role of metamorphic remobilization. Economic Geology, v. 88, p. 1443-1459.

Lawrence, L.J., 1973, The thermal metamorphism of a pyritic sulfide ore. Economic Geology, v. 76, p. 496.

Lianxing, G. et McClay, K.R., 1992, Pyrite deformation in stratiform lead-zinc deposits of the Canadian Cordillera. Mineralium Deposita, v. 27, p. 169-181.

Maiden, K.J., Chimimba, L.R. et Smalley, T.J., 1986, Cuspate ore-wall rock interfaces, piercement structures, and localization of some sulfide ores in deformed sulfide deposits. Economic Geology, v. 81, p. 1464-1472.

MacLean, W.H., 1990, Mass change calculations in altered rock series. Mineralium Deposita, v. 25, p. 44-49.

Marquis, P. et Hubert, C., 1989, The Dumagami structural zone: it's evolution and features for the Doyon, Bousquet nos.1 and 2, and Donald J. LaRonde gold mines of southwestern Abitibi, Quebec. *dans*: Mineralization and Shear Zones. Éditeur: J.T. Bursnall, Association Géologique du Canada, Short Course Notes, v. 6, p. 226-238.

Marquis, P., 1990, Métallogénie des gisements archéens d'Au-Ag-Cu de la mine Donald J. LaRonde (Dumagami), Cadillac, Abitibi, Québec. Thèse de doctorat, Université de Montréal, 139 pages.

Marquis, P., Brown, A.C., Hubert, C. et Rigg, D.M., 1990a, Progressive alteration associated with auriferous massive sulfide bodies at the Dumagami mine, Abitibi Greenstone Belt, Quebec. Economic Geology, v. 85, p. 746-764.

Marquis, P., Hubert, C., Brown, A.C., et Rigg, D.V., 1990b, Overprinting of early, redistributed Fe and Pb-Zn mineralization by late-stage Au-Ag-Cu deposition at the Dumagami mine, Bousquet district, Abitibi, Quebec. Journal Canadien des Sciences de la Terre, v. 27, p. 1651-1671.

Marquis, P., Hubert, C., Brown, A.C., Scherkus, E., Trudel, P. et Hoy, L.D., 1992, Géologie de la mine Donald J. LaRonde (Abitibi). Ministère des Ressources Naturelles du Québec, ET 89-06, 106 pages.

Marshall, B. et Gilligan, L.B., 1987, An introduction to remobilization: Information from ore-body geometry and experimental considerations. Ore Geology Reviews, v. 2, p. 87-131.

McDonald, J.A. 1967, Metamorphism and its effects on sulphide assemblages. Mineralium Deposita, v. 2, p. 200-220.

Mortensen, J.K., 1987, Preliminary U-Pb zircon ages for volcanic and plutonic rocks of the Noranda - Lac Abitibi area, Abitibi Subprovince, Quebec. Current Research, Part A. Commision Géologique du Canada, Paper 87-1A, p. 581-590.

Nunes, P.D. et Jensen, L.S., 1980, Geochronology of the Abitibi metavolcanic belt, Kirkland Lake area - Progress report. *dans* Summary of Geochronology Studies, 1977-1979. Éditeur: Pye., E.G., Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 92, p. 40-45.

Péloquin, A.S., Potvin, R., Paradis, S., Laflèche, M.R., Verpaelst, P. et Gibson, H., 1990, The Blake River Group, Rouyn-Noranda area, Quebec: a stratigraphic synthesis. *dans* Northwestern Quebec Polymetallic Belt, Éditeurs: Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.M., Riverin, G., and Simard, A., Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 43, p. 107-118.

Ramsay, J.G. et Huber, M.I., 1987. The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 2, Folds and Fractures. Academic Press, 700 pages.

Robert, F., 1990, An overview of gold deposits in the eastern Abitibi subprovince. *dans* Northwestern Quebec Polymetallic Belt, Éditeurs: Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.M., Riverin, G., and Simard, A., Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 43., p. 93-105.

Sangster, D., 1972, Precambrian Volcanogenic Massive Sulphide Deposits in Canada - a Review. Commission Géologique du Canada, Paper 72-22, 44 pages.

Savoie, A., Trudel, P., Sauvé, P., Hoy, L. et Kheang, L., 1991, Géologie de la mine Doyon. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, ET 90-05, 80 pages.

Stanton, R.L., 1960, General features of conformable pyritic orebodies. Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin, v. 63, p. 22-36.

Stone, W.E., 1988, Nature and significance of metamorphism in gold concentration, Bousquet township, Abitibi greenstone belt, northwest Quebec. Thèse de doctorat, University of Western Ontario, London, 441 pages.

Taube, A., 1986, The Mount Morgan gold-copper mine and environment, Queensland: A volcanogenic massive sulfide deposit associated with penecontemporaneous faulting. Economic Geology, v. 81, p. 1322-1340.

Tourigny, G., 1988, Géologie structurale et minéralisation aurifère à la mine Bousquet, Abitibi, Québec. Thèse de doctorat, Université de Montréal, 244 pages.

Tourigny, G., Doucet, D. et Bourget, A., 1993, Geology of the Bousquet #2 mine: an example of deformed gold-bearing polymetallic sulfide deposit. Economic Geology, v. 88, p. 1578-1579.

Tourigny, G., Hubert, C., Brown, A.C., Crépeau, R., Trudel, P., Hoy, H. et Kheang, L., 1992, Géologie de la mine Bousquet. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, ET 89-09, 99 pages.

Valliant, R.I., 1981, The geology, stratigraphic relationships and genesis of the Bousquet gold deposit, Northwest Quebec. Thèse de doctorat, University of Western Ontario, London, 325 pages.

Valliant, R.I. et Barnett, R.L., 1982, Manganiferous garnet underlying the Bousquet gold orebody, Québec: metamorphosed manganese sediment as a guide to gold ore. Journal Canadien de Sciences de la Terre; v. 19, p. 993-1010.

Valliant, R.I. et Hutchinson, R.W., 1982, Stratigraphic distribution and genesis of gold deposits, Bousquet region, Northwestern Québec. *dans*: Geology of Canadian Gold Deposits, Éditeurs: Hodder, R.W. et Petruk, W., Canadian Institure of Mining; Special Volume 24, p. 27-40.

Valliant, R.I., Barnet, R.L. et Hodder, R.W., 1983, Aluminum silicate-bearing rock and its relation to gold mineralization, Bousquet Mine, Bousquet Township, Québec. Canadian Institute of Mining Bulletin; v. 76, p. 81-90.

Vokes, F.M., 1969, A review of the metamorphismof sulphide deposits: Earth-Science Reviews, v.5, p. 99-143.

Vokes, F.M., 1971, Some aspects of the regional metamorphic mobilization of preexisting sulphide deposits: Mineralium Deposits, v. 6, p. 122-129.