

# **Abitibi 2004**

***PÉRIODES MÉTALLOGÉNIQUES DE L'ABITIBI :  
DU CONCEPT À L'APPLICATION***

***Recueil de résumés de conférence***

**FORUM TECHNOLOGIQUE  
16 septembre 2004**

## Programme des conférences

Heure	Titre des conférences	Conférenciers
7h30	Accueil et inscription	
8h45	Introduction	<b>Damien Gaboury, UQAC</b>
9h00	La Sous-province d'Abitibi, une évolution diachronique de plus de 100 Ma	<b>Réal Daigneault, CERM, CONSOREM</b>
9h30	Formation du gisement LaRonde (SMV aurifère) : contexte géologique et paramètres clés	<b>Patrick Mercier-Langevin, INRS-ETE</b> Benoît Dubé, CGC Mark D. Hannington, CGC Benoît Lafrance, MRNFP
10h00	Le gisement LaRonde (Penna), Abitibi, Québec: altération hydrothermale et implications pour l'exploration	<b>Benoît Dubé, CGC</b> Patrick Mercier-Langevin, INRS-ETE Mark D. Hannington, CGC Benoît Lafrance, MRNFP
10h30	Pause café	
11h00	Paléopressions tectoniques et minéralisations aurifères à la Mine Sigma, Abitibi	<b>Stéphane Faure, CONSOREM-UQAM</b> Sylvain Rafini, UQAM
11h30	Géologie et métallogénie de la région de Chibougamau: les minéralisations magmatiques-hydrothermales du lac Doré, Chibougamau, partie NE de la Sous-province de l'Abitibi, Québec	<b>Pierre Pilote, MRNFP</b> R.V. Kirkham, CGC D.W. Sinclair, CGC F. Robert, Barrick Gold R. Daigneault, CERM, CONSOREM
12h00	Dîner gratuit	
13h30	Minéralisation aurifère synvolcanique à l'intérieur d'un couloir de déformation: l'exemple des gisements de Chevrier, secteur Chibougamau	<b>Marc Legault, MRNFP</b> Réal Daigneault, CERM, CONSOREM
14h00	Minéralisations aurifères de la région du lac Shortt : illustration d'une variété de contextes et de types de la période orogénique	<b>Harold Brisson, Cambior</b>
14h30	Évolution métallogénique du secteur de Val-d'Or (Abitibi) et ses impacts sur l'exploration	<b>Alain Carrier, Innovexplo</b>
15h00	Pause café	
15h30	Les centres felsiques de l'Abitibi: l'exemple de Hunter Mine	<b>Wulf Mueller, UQAC</b>
16h00	Camp de Noranda et nouvelles approches	<b>Mario Masson, Noranda</b>
16h30	Métallogénie de l'Abitibi : distributions spatiale et temporelle des minéralisations et implications pour l'exploration.	<b>Damien Gaboury, CERM, UQAC-CONSOREM</b>
17h00	5 à 7 rencontres et discussions	

## Table des matières

Programme des conférences .....	ii
Table des matières .....	iii
Avant-propos .....	iv
Introduction .....	iv
Remerciements aux organisateurs .....	v
Remerciements aux conférenciers .....	v
La Sous-province d’Abitibi, une évolution diachronique de plus de 100 Ma .....	1
<i>R. Daigneault</i>	
Formation du gisement LaRonde (SMV aurifère) : contexte géologique et paramètres clés .....	13
<i>P. Mercier-Langevin, B. Dubé, M. D. Hannington et B. Lafrance</i>	
Paléopressions tectoniques et minéralisations aurifères à la Mine Sigma, Abitibi .....	22
<i>S. Faure et S. Rafini</i>	
Géologie et métallogénie de la région de Chibougamau: les minéralisations magmatiques- hydrothermales du lac Doré, Chibougamau, partie NE de la Sous-province de l’Abitibi, Québec .....	25
<i>P. Pilote, R. V. Kirkham, D. W. Sinclair, F. Robert et R. Daigneault</i>	
Minéralisation aurifère synvolcanique à l’intérieur d’un couloir de déformation: l’exemple des gisements de Chevrier, secteur Chibougamau .....	33
<i>M. Legault et R. Daigneault</i>	
Minéralisations aurifères de la région du lac Shortt : illustration d’une variété de contextes et de types de la période orogénique .....	39
<i>H. Brisson</i>	
Évolution métallogénique du secteur de Val-d’Or (Abitibi) et ses impacts sur l’exploration .....	48
<i>A. Carrier</i>	
Les centres felsiques de l’Abitibi : l’exemple de Hunter Mine .....	50
<i>W. U. Mueller</i>	
Camp de Noranda et nouvelles approches .....	52
<i>M. Masson</i>	
Métallogénie de l’Abitibi : distributions spatiale et temporelle des minéralisations et implications pour l’exploration .....	55
<i>D. Gaboury</i>	

## **Avant-propos**

Sous le thème : « Périodes métallogéniques de l'Abitibi : du concept à l'application », ABITIBI 2004 se veut une activité de diffusion des connaissances géologiques nouvelles orientée vers les praticiens. ABITIBI 2004 vise également à renforcer la synergie entre les praticiens et les académiciens. Cette activité est organisée conjointement par le l'AEMQ, le CONSOREM et le MRNFP. Elle rejoint plusieurs objectifs propres aux trois organismes. Pour l'AEMQ, cette activité à caractère social et professionnel devrait permettre de rejoindre les intérêts de plusieurs de ses membres en Abitibi principalement. Pour le CONSOREM, ABITIBI 2004 permet de tenir au cœur de la communauté géologique, son Forum technologique, une activité de diffusion annuelle s'adressant à la communauté de l'exploration minérale. Enfin, pour le MRNFP, cette activité permet de rejoindre directement la clientèle, de publiciser et de diffuser les projets réalisés et en cours.

## **Introduction**

C'est avec une grande fierté que j'écris ces quelques lignes. En effet, vous être nombreux à participer à l'activité « ABITIBI 2004 ». Tellement nombreux, que nous avons dû improviser au niveau de notre capacité d'accueil. Au moment d'écrire ces lignes, vous êtes plus de 150 participants, soit 25 de plus que la limite imposée en regard de la capacité d'accueil physique de la salle. Je vous dis merci à vous participants, collègues et amis.

Je suis fier aussi de la réalisation d'un tel événement dans l'harmonie et le plaisir, et sur une si courte période de temps. Il faut savoir que plusieurs personnes, provenant de trois organismes différents (AEMQ, CONSOREM et MRNFP), ont participé à la concrétisation de cet événement. Je remercie sincèrement les personnes impliquées et le soutien technique et financier de ces organismes.

Je suis fier également de l'enthousiasme des conférenciers. Tous les conférenciers sollicités ont accepté avec plaisir de participer à cet événement. Il faut savoir que la tenue d'ABITIBI 2004 au moins de septembre imposait une lourde charge de travail durant la période estivale. C'est essentiellement sur eux que repose la qualité technique du programme et en ce sens, je suis particulièrement fier du programme. Chers conférenciers, je vous dis merci.

***Damien Gaboury***

## Remerciements aux organisateurs

Pour faire de l'événement Abitibi 2004 un succès, plusieurs personnes ont contribué à l'organisation des excursions, du Forum technologique, de la journée d'ateliers et du tournoi de golf.

Bernard Brisson	UQAC
Julie Charrette	AEMQ
Réal Daigneault	UQAC - CONSOREM
Claude Dallaire	CERM
Bocar Diagana	CONSOREM
Stéphane Faure	CONSOREM - UQAM
Damien Gaboury	UQAC - CONSOREM
Renald Gauthier	AEMQ
Benoît Lafrance	MRNFP
Joël Larose	Hôtel-Motel l'Escale
Julie Larouche	CONSOREM
Robert Marquis	MRNFP
James Moorehead	MRNFP
Vital Pearson	CONSOREM
Pierre Pilote	MRNFP
Marie-Line Tremblay	CONSOREM
Sylvain Trépanier	CONSOREM
Rémi Verschelden	SOQUEM

## Remerciements aux conférenciers

Harold Brisson	Cambior
Alain Carrier	Innovexplo
Réal Daigneault	UQAC - CONSOREM
Benoît Dubé	CGC
Stéphane Faure	CONSOREM - UQAM
Damien Gaboury	UQAC - CONSOREM
Marc Legault	MRNFP
Mario Masson	Noranda
Patrick Mercier-Langevin	INRS-ETE
Wulf Mueller	UQAC
Pierre Pilote	MRNFP

# La Sous-province d'Abitibi, une évolution diachronique de plus de 100 Ma<sup>1</sup>

Réal Daigneault, CERM, CONSOREM

## Introduction

La Sous-province d'Abitibi (SPA) (Figures 1 et 2), d'âge archéen, est interprétée comme un collage de deux grandes zones volcaniques, la zone volcanique nord (ZVN) et la zone volcanique sud (ZVS), séparées par une discontinuité majeure, la zone de faille de Destor-Porcupine-Manneville (ZFDPM)<sup>2</sup> (Mueller et al., 1996). La ZVS est elle-même séparée des roches sédimentaires de la Province de Pontiac plus au sud par une autre discontinuité majeure, la zone de faille de Cadillac-Larder-Lake (ZFCLL)<sup>3</sup>. Une division est également proposée au sein de la ZVN en segments externe et interne rejoignant ainsi le concept proposé par Dimroth et al. (1982, 1983). Cette division, placée le long de la bande sédimentaire de Chicobi, est soutenue d'abord par les assemblages lithologiques mais aussi par un comportement structural distinct entre ces deux segments.

Bien que les deux zones volcaniques présentent une longue évolution structurale, les âges radiométriques disponibles et le couplage avec les éléments magmatiques et de la déformation laissent voir une évolution tectonique diachronique constituée d'événements de déformation parfois localisés mais qui peuvent s'intégrer dans une compétition soutenue entre le raccourcissement N-S et le décrochement dextre.

## Styles structuraux et chronologie de la zone volcanique nord

La zone volcanique nord (Chown et al., 1992) se caractérise par des assemblages de roches volcaniques et plutoniques s'intégrant au sein de deux grands cycles volcaniques (Figure 3). Le cycle 1, de 2735 à 2720 Ma, correspond à une grande plaine de basaltes sous-marins ponctués par plusieurs centres felsiques comme ceux de Joutel (Legault et al., 2002), Normétal (Lafrance et al., 2000), Matagami (Piché et al., 1993), HunterMine (Mueller et Mortensen, 2002) et Lemoine (Daigneault et Allard, 1990). Le cycle 2, de 2720 à 2705 Ma, est interprété comme un arc émergeant, auquel plusieurs plutons synvolcaniques sont associés (p.ex. pluton de Chibougamau, 2718 Ma) (Chown et al., 1992).

La zone volcanique nord se caractérise par l'alternance de domaines de forte et de faible déformation. Si le plissement domine dans les domaines de faible déformation, les zones de forte déformation sont communément au contact entre des ensembles lithologiques distincts comme le contact entre les roches volcaniques et sédimentaires ou encore dans les auréoles de déformation au pourtour des grandes masses plutoniques.

Une déformation D1, dite pré-régionale, produit de grands plis N-S communément déduit de l'inversion du regard structural (Daigneault et al., 1990; Chown et al., 1992). Aucune schistosité notable est associée à l'événement interprété comme de la subsidence entre des plutons synvolcaniques. Cet événement est interprété avant 2710 Ma.

L'événement principal D2 (après 2710 Ma), dans le segment interne de la ZVN, produit une schistosité généralement E-W et subverticale associée aux plis régionaux (Figure 2). Les traces axiales des synclinaux P2 régionaux occupent les bassins sédimentaires tandis que les traces anticlinales sont des structures en dôme centrées sur un pluton ou sur des chapelets de plutons le long de rides E-W. Le

---

<sup>1</sup> Version adaptée de : Daigneault, R., Mueller, W.U. and Chown, E.H., 2004. Abitibi greenstone belt plate tectonics : A history of diachronic arc development, accretion and collision. P. Eriksson, W. Altermann, D. Nelson, W. Mueller, O. Catuneanu et K. Strand (Eds.), *The Precambrian Earth : Tempos and Events*. In: *Developments in Precambrian Geology*, Elsevier, pp. 88-103.

<sup>2</sup> Le concept de zone de faille est restreint ici aux discontinuités jugées les plus significatives à l'échelle de l'Abitibi et fait ici référence à un couloir présentant plusieurs événements de déformation.

<sup>3</sup> La ZFCLL est distinguée ici de la Faille de Cadillac (s.s.) qui sera décrite plus loin.

plissement est suivi par l'événement D3 (2705-2698 Ma ) exprimé par des failles et zones de déformation longitudinales qui sont dominées par des linéations d'étirement en composante pendage (Figure 2) et des mouvements inverses tantôt nord et tantôt sud (Daigneault et al., 1990), suggérant une symétrie structurale de raccourcissement. Ces failles recoupent les plis de l'événement D2 et représentent la culmination du raccourcissement (Daigneault et al., 1990).

Le segment externe de la ZVN laisse voir les premiers signes d'asymétrie structurale avec la signature de chevauchement à vergence sud (Lacroix et Sawyer, 1995). Les plis de l'événement D2 passent de droits à déversés vers le sud en s'approchant du contact de la ZVS et les failles de l'événement D3 deviennent en chevauchement vers le sud pour culminer vers la zone de faille de Destor-Porcupine-Manneville (Daigneault et al., 2002).

L'événement D4 en est un relié à une phase de décrochement dextre. La composante de décrochement s'exprime surtout au sein des zones de faille SE qui recoupent les plis régionaux, la fabrique S2 et les failles E-W. Les failles de Macamic et de Cameron (Daigneault et Archambault, 1990) en sont de bons exemples (Figure 2). Là, les linéations d'étirement horizontales au sein de fabriques mylonitiques subverticales et une panoplie d'indicateurs de sens de cisaillement dextre constituent la signature typique. Cette composante dextre se manifeste également, mais dans une moindre mesure, au sein des zones de failles E-W se localisant dans des bandes restreintes à linéations horizontales, et superposant un clivage de crénulation NE associé à des plis en Z. La zone de déformation d'épaisseur kilométrique de Fancamp (Legault et al., 1997; Figure 2) se démarque avec son orientation d'ensemble NE, sa fabrique mylonitique verticale et ses plis NE qui affectent la fabrique régionale S2, sa linéation d'étirement verticale et l'absence d'indicateur de cisaillement. Le tout s'intègre comme une zone en raccourcissement NW-SE compatible avec le décrochement dextre de l'ensemble de la ZVN.

Si les plutons synvolcaniques précèdent la déformation régionale D2, les plutons syntectoniques (2702-2692 Ma; Figure 3) sont tardi-D2-D3 et syn-D4 à en juger par les relations suivantes. Les plutons syntectoniques de Muscocho (2701 Ma), d'Opémisca (2697 Ma) et de Renaud (2700 Ma) recoupent les plis et la fabrique régionale S2 en lui superposant une auréole de métamorphisme au faciès des amphibolites inférieures (Chown et al., 1992; Table 1). Les plutons de Colombourg (2696 Ma) et de Franquet (2692 Ma) montrent des fabriques magmatiques compatibles avec les fabriques mylonitiques retrouvées dans les failles SE de Macamic et de Cameron respectivement (Chown et al., 1992; Daigneault et al., 2002). Le pluton de Waswanipi (2695 Ma; Davis, 2000) est également interprété comme mis en place durant le décrochement dextre (Chown et al., 2002). En conséquence l'événement D4 est placé entre 2702-2692 Ma, ce qui permet de circonscrire les événements D2-D3 entre 2710 et 2702 Ma.

### **Styles structuraux et chronologie de la zone volcanique sud**

La zone volcanique sud comprend les segments de Blake River et de Malartic et comprend des roches volcaniques pouvant s'intégrer dans un 3<sup>e</sup> cycle (Figure 3). Le segment de Blake River (2703-2698 Ma; Mortensen, 1993b) comprend des séquences de basaltes tholéitiques et des séquences mafiques-felsiques calco-alkalines considérées comme une île en arc. Le segment de Malartic (2714-2701 Ma; Pilote et al., 1998), comprend des komatiites et des basaltes (Groupe de Malartic) interprétés comme une plaine sous-marine et des komatiites et des andésites-dacites-rhyolites (Groupe de Louvicourt) appartenant à un arc (Dimroth et al., 1982; Desrochers et al., 1993; Scott et al., 2002). L'interaction avec un panache mantellique est invoquée pour expliquer la présence du volcanisme komatiitique (Wyman, 1999; Polat et Kerrich, 2000; Scott et al., 2002). Les deux segments sont séparés par une bande sédimentaire de type flysch de direction SE, le Groupe de Kewagama (Mueller et Donaldson, 1992). La faille de Parfouru qui borde ce bassin sédimentaire a été interprétée comme une faille transformante (Daigneault et al., 2002).

Les styles structuraux de la ZVS sont distincts de ceux de la ZVN. L'histoire de la déformation comprend plusieurs événements concentrés au sein des zones de déformation associées aux deux discontinuités majeures que sont les zones de failles de Cadillac Larder-Lake (ZFCLL) et de Destor-Porcupine-

Manneville (ZFDPM) (Figures 1 et 2). Afin de mieux décrire les événements de déformation, une nomenclature d'événements de déformation distincte de la ZVN est présentée (Figure 4).

L'événement D1 affecte l'ensemble de la ZVS et correspond au plissement E-W et à une fabrique régionale E-W s'intégrant dans une phase de raccourcissement N-S. On y associe les plis droits au sein de la ZVS. Un événement plus localisé au sein de la zone de faille de Destor-Porcupine-Manneville représente l'événement D2 matérialisant l'accrétion de la ZVN et de la ZVS. Une foliation mylonitique de pendage faible à modéré vers le nord, des linéations en composante pendage et des plis couchés s'intègrent dans un événement de raccourcissement matérialisé par un chevauchement vers le sud. Cet événement est interprété entre 2696 et 2690 Ma à partir de l'âge des roches sédimentaires de Caste (2694 Ma; Davis, 2002; cycle 3 de Mueller et Donaldson, 1992) interprétées ici comme les vestiges d'un prisme accrétionnaire et qui sont recoupées par le pluton de Preissac à 2681 (Ducharme et al., 1997).

Toujours au sein de la ZFDPM mais dans le secteur de Duparquet plus à l'ouest, la signature de chevauchement est recoupée par une signature en décrochement dextre attribuée à un événement D3. Là, la faille exhibe une fabrique verticale à linéation d'étirement subhorizontale et un clivage de crénulation NE au sein des roches sédimentaires du bassin de Duparquet à l'appui d'un décrochement. Le bassin de Duparquet est interprété comme un bassin bordé par des failles et rempli par des sédiments de type molasse, expression typique des bassins en *pull-apart* (Mueller et al. 1991). La formation de ce bassin est contrainte par les âges de deux stocks porphyriques entre 2690-2680 Ma (Mueller et al., 1996) (Figure 4).

Les roches sédimentaires de type flysch du Pontiac sont interprétées (Card, 1990; Ludden et al., 1993) comme un prisme accrétionnaire et contiennent une empreinte de chevauchement attribuée à un événement D4. La signature de chevauchement y est typique (Goulet, 1978; Benn et al., 1994; Calvert et Ludden, 1999; Daigneault et al., 2002) avec des fabriques mylonitiques de faible pendage vers le nord, des linéations en composante pendage et des plis couchés à vergence sud. Les roches du Pontiac contiennent des zircons détritiques aussi jeunes que 2685 Ma (Davis, 2002). Ceci permet de proposer un événement de chevauchement autour de 2685 concomitant à la formation des sédiments. Le pluton du Lac Fournière à 2682 Ma, qui recoupe le Pontiac, contraint l'âge maximum (Figure 4).

Le bassin de Granada, situé à l'interface du Pontiac et de la ZVS le long de la ZFCLL, contient des roches sédimentaires associées au Timiskaming (Goulet, 1978). Il est interprété comme un autre bassin de type *pull-apart* à partir des assemblages sédimentaires (Diop, Ph.D. en cours) et représente ainsi une balise dans l'évolution structurale. Un niveau de tuf felsique daté à 2673 Ma ainsi qu'un stock porphyrique contemporain daté à 2672 Ma permettent de contraindre la formation du bassin de 5 à 10 Ma plus jeune que le bassin de Duparquet, lors d'un événement de décrochement dextre D5. Toutefois, contrairement au bassin du Duparquet, la signature dominante au sein du bassin en est une de chevauchement. Des fabriques de pendage modéré à faible vers le nord, des linéations d'étirement en composante pendage et des plis déversés vers le sud caractérisent cette signature qui est attribuée à un événement de chevauchement D6 placé entre 2670 et 2661 Ma. L'interprétation du chevauchement tient surtout de la présence des plis comme le synclinal de Granada à vergence sud qui suggère un raccourcissement. Cette interprétation peut cependant être remise en question car tous les indicateurs de sens de cisaillement observés le long des fabriques D6 indiquent clairement une composante normale interprétée plus loin comme un événement majeur d'extension D7. Cet événement d'extension pourrait fort bien expliquer la présence des plis sans faire intervenir le raccourcissement comme le suggèrent les travaux de Harris et al. (2002).

L'événement d'extension D7 est observé le long des deux failles majeures ZFCLL et ZFDPM. Son principal effet est l'exhumation du compartiment sud de chaque faille respectivement, créant des contrastes de niveau métamorphique. Ainsi les terrains du Pontiac à l'amphibolite moyen au sud de la ZFCLL sont en contact avec le Blake River au nord qui est au faciès des schistes verts. De la même manière les roches du Bloc de Malartic également au faciès des amphibolites au sud de la ZFDPM sont en contact avec des roches volcaniques au nord au faciès des schistes verts. L'événement d'extension D7 est placé entre 2660 et 2642 Ma. Il correspond à l'introduction de plutons de type S de la suite granitique à grenat, biotite et muscovite comme le pluton de Lamotte (Ducharme et al., 1997; Feng et



Kerrick, 1991). Ce pluton est interprété contemporain au mouvement d'exhumation le long de la ZFDPM (Daigneault et al., 2002). L'événement D7 pourrait se faire à la faveur du soulèvement du panache mantellique dont les effets se font sentir uniquement après l'apogée de la déformation contractionnelle.

Un événement final de décrochement dextre D8 est localisé le long de zones de déformation plus circonscrites. Ces zones recoupent les terrains exhumés et sont associées à un métamorphisme rétrograde. Cet événement est responsable de la signature attribuée à la faille de Cadillac (*sensu stricto*) ainsi qu'à d'autres zones de cisaillement qui se caractérisent par des linéations d'étirement en composante direction se superposant aux linéations antérieures en composante pendage. De nombreux indicateurs de sens de cisaillement dextre y sont associés et la présence d'un clivage de crénulation NE et de plis asymétriques en Z y est commune.

Tableau 1: Événements de déformation des zones volcaniques Nord et Sud de la Sous-province d'Abitibi.

Région	Événements	Caractéristiques	Balise temporelle (Ma; exemples choisis)
	D1	Plis précoces sans schistosité	< 2718 Chibougamau pluton (Krogh, 1982)
	D2	Raccourcissement horizontal N-S	Plutons recoupant plis D <sub>2</sub> et la schistosité régionale : -2701 Muscocho (Mortensen, 1993a) -2700 Renaud (Mortensen, 1993a) -2697 Opémisca (Frarey et Krogh, 1986)
NVZ	D3	Culmination du raccourcissement N-S	Failles E-W à mouvement inverse
	D4	Cisaillement dextre	Faille SE dextre et mouvement dextre tardif le long des failles E-W Plutons mis en place durant la transpression dextre -2696 Colombourg (Mortensen, 1993b) -2692 Franquet (Frarey et Krogh, 1986) -2695 Waswanipi (Davis et al., 2000)
	D1	Raccourcissement horizontal N-S	Plis E-W et schistosité régionale
	D2	Chevauchement	Accrétion NVZ-SVZ, chevauchement le long de ZFDPM Prisme accréionnaire de Caste -2695 Phase précoce Pluton Lacorne (Steiger et Wasserburg, 1969) -2694 Roche sédimentaire Caste (Davis, 2002)
	D3	Cisaillement dextre	Formation du bassin pull-apart de Duparquet le long de ZFDPM -2681 Stock Porphyre, Duparquet (Mueller et al., 1996) -2689 Stock Porphyre, Duparquet (Mueller et al., 1996)
	D4	Chevauchement	Accrétion ZVS-Pontiac Prisme accréionnaire du Pontiac -2685 Pontiac (Davis, 2002) -2682 Pluton Lac Fournière recoupant Pontiac
SVZ	D5	Cisaillement dextre	Formation du bassin pull-apart de Granada le long de ZFCLL -2673 Granada volcanoclastite felsique (Davis, 2002) -2672 Porphyre recoupant sédiment (Davis, 2002)
	D6	Chevauchement	Plis et chevauchement au sein du bassin de Granada (Timiskaming) et du Pontiac (flysch)
	D7	Extension	Exhumation du Pontiac et du segment de Malartic le long de ZFCLL et ZFDPM -2660 Preissac (Ducharme et al., 1997) -2647 Lamotte (Ducharme et al., 1997) -2643 Lamotte (Machado et al., 1991)
	D8	Cisaillement dextre	Mouvement dextre le long de Faille de Cadillac ( <i>sensu stricto</i> ) Plis NE en Z et clivage pression-solution NE

## Sommaire

L'histoire de la déformation de la ZVN (2710-2690 Ma) sur une période de 20 Ma se résume par une phase de raccourcissement qui passe progressivement en décrochement dextre (Figure 5). Il est notable que la presque totalité de la déformation était terminée au moment de la formation de la ZVS. De fait, le

collage des deux zones volcaniques (ZVS D1 et D2) s'est fait au moment du décrochement final dextre de la ZVN D4. Le collage entre les deux zones était complété avec la formation du bassin de Duparquet le long de la ZFDPM (2690-2680 Ma).

La ZVS montre une évolution structurale plus longue et plus complexe s'étalant sur 58 Ma (2698-2640 Ma) mais montre la même séquence passant d'un raccourcissement dominant vers un décrochement dextre dominant. Les événements de déformation sont toutefois plus localisés, particulièrement au sein des zones de failles où celles-ci enregistrent plusieurs événements, une caractéristique qui semble être celle des discontinuités majeures. La formation de bassin de type *pull-apart* est l'une d'entre elles. Le bassin de Granada près de la ZFCLL au sud est plus jeune que le bassin de Duparquet près de la ZFDPM au nord et exhibe une histoire plus complexe. Cette transition dans le temps et l'espace permet de proposer la migration d'un front de déformation du Nord vers le Sud pour l'ensemble de la SPA (Figure 5). Un autre événement unique aux grandes failles est la présence d'une phase d'extension et d'exhumation de terrain. Cette exhumation de terrain représente probablement la réponse au raccourcissement et à l'épaississement crustal généré par les chevauchements.

La Sous-province d'Abitibi s'intègre bien dans le modèle classique des orogènes modernes avec un jeu entre des mouvements de chevauchement, de décrochement et d'extension. L'évolution séquentielle de la déformation et la migration du front de la déformation du Nord vers le Sud est un élément clé qui s'intègre parfaitement dans un modèle de tectonique des plaques dominé par la subduction et une collision oblique. Mais l'événement d'extension localisé au sein des deux grandes failles pourrait représenter la seule manifestation tangible de la déformation reliée à la présence d'un panache mantellique qui durant son ascension produit le soulèvement et l'exhumation de terrains (Figure 5).

## Remerciements

Cette étude représente une synthèse des travaux de l'auteur, de ses collaborateurs W. Mueller et E. H. Chown, ceci sur une période de plus de 20 ans et a été réalisée grâce au soutien de plusieurs organismes et aux travaux de plusieurs étudiants. Le ministère des Ressources naturelles de la Faune et des Parcs est particulièrement remercié pour son appui et sa collaboration soutenue.

## Références

- Benn, K., Miles, W., Ghassemi, M. R. et Gillet, J. 1994. Crustal structure and kinematic framework of the north-western Pontiac Subprovince, Québec: an integrated structural and geophysical study. *Can. J. Earth Sci.* 31: 271-281.
- Calvert, A. J. et Ludden, J. N. 1999. Archean continental assembly in the southeastern Superior Province of Canada. *Tectonics*, 18: 412-429.
- Card, K. D. 1990. A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research* 48: 99-156.
- Chown, E.H., Daigneault, R., Mueller, W. et Mortensen, J., 1992. Tectonic Evolution of the Northern Volcanic Zone of the Abitibi Belt. *Can. J. Earth Sci.*, 29: 2211-2225.
- Chown, E.H., Harrap, R. et Mouhksil, A., 2002. The role of granitic intrusions in the evolution of the Abitibi belt, Canada. *Precambrian Res.* 115: 291-310
- Daigneault, R. et Allard, G. O. 1990. Le Complexe du Lac Doré et son environnement géologique, région de Chibougamau - Sous-province de l'Abitibi, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 89-03, 275 p.
- Daigneault, R. et Archambault, G., 1990. Les grands couloirs de déformation de la sous-province de l'Abitibi. In: M. Rive, G. Riverin, A. Simard, J.M. Lulin and Y. Gagnon (Editors), - The Northwestern Quebec Polymetallic Belt: A summary of 60 years of mining exploration *Can. Inst. Mines Metal., Spec. vol.*, 43 : pp. 43-64.
- Daigneault, R., St-Julien, P. et Allard, G.O., 1990. Tectonic evolution of the northeastern portion of the Archean Abitibi greenstone belt, Chibougamau area, Quebec. *Can. J. Earth Sci.*, 27: 1714-1736.

- Daigneault, R., Mueller, W. et Chown, E.H., 2002. Oblique Archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince Canada. *Precambrian Res.*, 115: 261–290.
- Davis, D.W., 1992. Ages constraints on deposition and provenance of Archean sediments in the southern Abitibi and Pontiac Subprovinces from U-Pb analysis of detrital zircons. *Lithoprobe, Univ. British Columbia, Canada, Rep.*, 25: pp 147-150.
- Davis, D.W., 2002. U-Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Québec. *Precambrian Res.*, 115, 97-117.
- Davis, W.J., Lacroix, S., Gariépy, C. et Machado, N., 2000. Geochronology and radiogenic isotope geochemistry of plutonic rocks from the central Abitibi subprovince; significance to the internal subdivision and plutono-tectonic evolution of the Abitibi belt. *Can. J. Earth Sci.*, 37: 117–133.
- Desrochers, J. P. et Hubert, C. 1996. Structural evolution and early accretion of the Archean Malartic Composition Block, southern Abitibi Greenstone Belt, Quebec, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 33: 1556-1569.
- Desrochers, J.-P., Hubert, C., Ludden, J. et Pilote, P., 1993. Accretion of Archean oceanic plateau fragments in the Abitibi greenstone belt, Canada. *Geology*, 21: 451-454.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M. et Goulet, N., 1982. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model: *Can. J. Earth Sci.*, 19: 1729-1758.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N. et Rocheleau, M., 1983. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical model. *Can. J. Earth Sci.*, 20: 1355-1373.
- Ducharme, Y., Stevenson, R.K. et Machado, N., 1997. Sm-Nd geochemistry and U-Pb geochronology of the Preissac and Lamotte leucogranites, Abitibi Subprovince. *Can. J. Earth Sci.*, 34: 1059-1071.
- Feng, R. et Kerrich, R., 1991. Single zircon age constraints on the tectonic juxtaposition of the Archean Abitibi greenstone belt and Pontiac subprovince, Quebec, Canada. *Geochem. Cosmochem. Acta*, 55: 3437-3441.
- Frarey, M. J. et Krogh, T. E., 1986. U-Pb zircon ages of late internal plutons of the Abitibi and eastern Wawa subprovinces, Ontario and Quebec. In *Current research, part A. Geological Survey of Canada, Paper 86-1A*: pp.43-48.
- Goulet, N., 1978. Stratigraphy and structural relationships across the Cadillac - Larder Lake fault, Rouyn - Beauchatel area, Québec. Ph. D. Thesis, Queen's University, Kingston, Ont.
- Goutier, J., Melançon, M., Dion, C. Verpaelst, P. et Rive, M., 1994. Compilation des datations isotopiques des sous-Provinces de l'Abitibi et quelques unités adjacentes (Québec et Ontario). Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 94-55.
- Harris, L., Koyi, H. A. et Fossen, H. 2002. Mechanisms for folding of high-grade rocks in extensional tectonic settings. *Earth-Science Reviews* 59: 163-210.
- Krogh, T.E., 1982, Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 637-649.
- Lacroix, S. et Sawyer, E. W., 1995. An Archean fold-thrust belt in the northwestern Abitibi greenstone belt: structural and seismic evidence. *Can. J. Earth Sci.*, 32: 97-112.
- Lafrance, B., N. Dupras, Mueller, W. U. et Daigneault, R. 2000. Evolution of a submerged composite arc volcano: Volcanology and geochemistry of the Normetal volcanic complex, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Precambrian Res.*, 101: 277-311.
- Legault, M., Gauthier, M., Jebrak, M., Davis, D.W. et Baillargeon, F., 2002. Evolution the subaqueous to near-emergent Joutel volcanic complex. Northern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince, Quebec, Canada. *Precambrian Res.* 115, 187-221.
- Legault, M., Daigneault, R. et Couture, J.-F., 1997. Contexte structural et métallogénique des indices aurifères du couloir de déformation de Fancamp. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB-97-32.
- Ludden, J., Hubert, C., Barnes, A., Milkereit, B. et Sawyer, E. W., 1993. A three dimensional perspective on the evolution of the Earth's largest Archean greenstone belt: results from the Abitibi-Grenville LITHOPROBE project. *Lithos*, 30: 357-372.
- Mortensen, J. K., 1993a. U-Pb Geochronology of the eastern Abitibi Subprovince: Part 1: Chibougamau-Matagami-Joutel. *Can. J. Earth Sci.*,30: 11-28.

- Mortensen, J. K., 1993b. U-Pb Geochronology of the Eastern Abitibi Subprovince: Part II: Noranda-Kirkland Lake area. *Can. J. Earth Sci.*, 30: 29-41.
- Mueller, W.U. et Mortensen J., 2002. Age constraints and characteristics of subaqueous volcanic construction, the Archean Hunter Mine Group, Abitibi greenstone belt. *Precambrian Res.*, 115, 119-152.
- Mueller, W., Donaldson, J. A., Dufresne, D. et Rocheleau, M. , 1991. The Duparquet Formation, sedimentation in a late Archean successor basin, Abitibi Greenstone belt. *Can. J. Earth Sci.*, 28: 1394-1406.
- Mueller, W. et Donaldson, J.A., 1992. Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi belt, Canada: an overview. *Can. J. Earth Sci.*, 29: 2249-2265.
- Mueller, W., Daigneault, R., Mortensen, J. et Chown, E.H., 1996. Archean terrane docking: Upper Crust Collision Tectonics, Abitibi Greenstone Belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics*, 265: 127-150.
- Piche, M., Guha, J. et Daigneault, R., 1993. Stratigraphic and structural aspects of the volcanic rocks of the Matagami mining camp, Quebec: Implications for the Norita ore deposit. *Econ. Geol.*, 88: 1542-1558.
- Pilote, P., Moorhead, J. et Mueller, W.U., 1998. Développement d'un arc volcanique, la région de Val d'Or ceinture de l'Abitibi - Volcanologie physique et évolution métallogénique. Guide d'excursion A2, AGC/GAC, Québec, Canada, 104p.
- Polat, A. et Kerrich, R., 2000. Archean greenstone belt magmatism and the continental growth-mantle evolution connection; constraints from Th-U-Nb-LREE systematics of the 2.7 Ga Wawa Subprovince, Superior Province, Canada. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 175: 41-54.
- Scott, C.R., Mueller, W.U. et Pilote, P., 2002. Physical volcanology, stratigraphy, and lithogeochemistry of an Archean volcanic arc: Evolution from plume-related volcanism to arc rifting of SE Abitibi Greenstone Belt, Val d'Or, Canada. *Precambrian Res.*, 115, 223-260.
- Steiger, R.H. et Wasserburg, G.J., 1969. Comparative U-Th-Pb systematics in 2.7 x 10 yr. plutons of different geological histories. *Geochem. Cosmochem. Acta*, 33: 1213-1232.
- Wyman, D.A., 1999. A 2.7 Ga depleted tholeiitic suite: evidence of plume-arc interaction in the Abitibi Greenstone Belt, Canada. *Precambrian Res.* 97, 27-42.













## Formation du gisement LaRonde (SMV aurifère) : contexte géologique et paramètres clés

Patrick Mercier-Langevin (INRS-ETE)  
pmercier@nrcan.gc.ca

Benoît Dubé (CGC)  
Mark D. Hannington (CGC)  
Benoît Lafrance (MRNFP)

### Introduction

La gisement LaRonde (puits Penna) constitue un des plus importants complexes de sulfures massifs volcanogènes aurifères connus dans le monde. Les réserves s'élevaient à 55 Mtm à 4,66 g/t Au, 50,05 g/t Ag, 2,12% Zn et 0,33% Cu pour un total de 8,24 Moz Au (Agnico-Eagle, février 2004) alors que 0,95 Moz ont déjà été produites à partir de 6,53 Mtm de minerai depuis la mise en production du puits Penna. L'accès récent aux lentilles minéralisées du puits Penna (20 Nord et 20 Sud) représente une occasion unique de documenter les caractéristiques de ce gisement de façon à mieux comprendre les paramètres géologiques qui contrôlent la formation de ce style particulier de minéralisation. La mine LaRonde est située entre les villes de Rouyn-Noranda et de Val-d'Or (figure 1) et fait partie du camp minier Doyon-Bousquet-LaRonde (>25 Moz Au; figure 2). Ce camp minier est maintenant le plus important camp aurifère au Québec et un des plus importants au Canada.

### Contexte géologique

Un raccourcissement N-S a affecté la séquence volcanique de la mine LaRonde. La géométrie globale des zones minéralisées est contrôlée par la déformation principale ( $D_p$ ) qui se manifeste par une foliation pénétrative intense E-W à pendage fort vers le sud, une linéation d'étirement à plongement abrupt vers le S-W et des plis P2 sub-verticaux. Par contre, la géométrie interne des lentilles est contrôlée par les éléments structuraux reliés à la déformation secondaire ( $D_s$ ) comprenant un clivage d'orientation NNE-SSW, une linéation d'intersection ( $L_{sp}^c$ ) à forte plongée vers le S-W, des plis intrafoliaux (S et Z) et des failles E-W à NE-SW (Mercier-Langevin *et al.* 2004). Deux épisodes de métamorphisme sont respectivement associés à ces déformations, l'un prograde et l'autre rétrograde. Le métamorphisme prograde a atteint la limite entre le faciès schistes verts supérieur et le faciès amphibolites inférieur en se basant sur l'apparition de différents minéraux métamorphiques (chlorite, séricite, grenat, amphiboles, épidote, alumino-silicates, biotite, etc.) développés principalement aux dépens des minéraux d'altération (Dubé *et al.* 2004). La recristallisation des sulfures est associée au métamorphisme prograde. Le métamorphisme rétrograde est responsable de la rétro-morphose de certains porphyroblastes progrades tel que l'andalousite.

Bien que la propriété minière LaRonde englobe toute la stratigraphie locale, des sédiments du Groupe de Kewagama au nord jusqu'aux sédiments du Groupe de Cadillac au sud (figure 3), l'étude se concentre sur la séquence sommitale du Groupe de Blake River dans ce secteur (Membre supérieur de la Formation de Bousquet; unités 5.1 à 5.5; Lafrance *et al.*, 2003a). Cet empilement volcanique dominé par les roches felsiques, qui contient toutes les lentilles minéralisées en exploitation ou ayant été exploitées par la compagnie Agnico-Eagle (Zone 4, Zone 5, Zone 6, Zone 7, lentille 20 Nord et lentille 20 Sud; figure 2A), s'épaissit dans le secteur de la mine LaRonde (puits Penna) pour atteindre sa puissance maximale (environ 550 mètres) près des lentilles 20 Nord et 20 Sud.

### Formation d'Hébécourt

Les basaltes de la Formation d'Hébécourt (unité 1.0) forment des coulées coussinées et des coulées massives. Ces basaltes sont d'affinité tholéitique et se caractérisent par une altération faible à modérée

dominée par la chlorite. Des couloirs de cisaillement affectent par endroits ces basaltes, surtout à proximité des filons-couches felsiques de l'unité 2.0.

#### Membre inférieur de la Formation de Bousquet dans le secteur du gisement LaRonde

À la mine LaRonde, le membre inférieur de la Formation de Bousquet est représenté par les unités 2.0, 3.2, 3.3 et 4.4 établies par Lafrance *et al.* (2003a et 2003b). Les unités 3.2, 3.3 et 4.4 recouvrent les basaltes tholéitiques de la Formation d'Hébecourt alors que l'unité 2.0 s'injecte à l'intérieur des basaltes d'Hébecourt sous forme d'essaim de filons-couches d'épaisseur métrique.

Les filons-couches, qui sont fortement séricitisés, sont composés de rhyolite porphyrique à Fp et quartz bleu. Ces rhyolites sont d'affinité tholéitique avec une teneur en Zr moyenne de 250 ppm. Les unités 3.2 et 3.3 sont fortement déformées, notamment dans la partie basale, et elles sont caractérisées par des horizons métriques de tufs à blocs et de tufs à lapillis de composition andésitique à localement dacitique. Les fragments, de couleur blanchâtre, sont caractérisés par l'abondance de vésicules millimétriques alors que la matrice est généralement fortement chloritisée avec des carbonates dans la partie est du secteur à l'étude. Des dykes d'épaisseur décimétrique, de composition dacitique, intensément plissés et transposés par la foliation principale (Sp) coupent l'unité 3.3. L'unité 4.4 se compose de laves basaltiques à andésitiques coupées par des dykes dacitiques. Les basaltes, qui dominent en volume, sont caractérisés par des glomérophanocristaux de feldspaths millimétriques souvent faiblement épidotisés. Les basaltes de l'unité 4.4 sont caractérisés par une teneur en Zr très faible et une affinité tholéitique à transitionnelle.

#### Membre supérieur de la Formation de Bousquet dans le secteur du gisement LaRonde

Tel que mentionné précédemment, le membre supérieur de la Formation de Bousquet à LaRonde est dominé par des roches volcaniques felsiques bien que des filons-couches mafiques soient également présents. Cette séquence définit une architecture volcanique particulière au gisement LaRonde, laquelle est critique quant à la formation des amas de sulfures (emplacement, taille, bagage métallique et préservation; Mercier-Langevin *et al.* 2004; Dubé *et al.* 2004). Le membre supérieur de la Formation de Bousquet est divisé en cinq unités principales dans le secteur de LaRonde; unités 5.1b, 5.2b, 5.3, 5.4 et 5.5. La figure 3 illustre la distribution de ces unités en surface alors que la figure 4 illustre la distribution de ces unités et des lentilles minéralisées au niveau 146 (1460 mètres de profondeur).

L'unité 5.1b (Dacite-rhyodacite de LaRonde) marque la transition entre le magmatisme-volcanisme « régional » d'affinité tholéitique à transitionnelle et de composition mafique-intermédiaire et le début du magmatisme-volcanisme « local » d'affinité transitionnelle à calco-alcaline et de composition intermédiaire-felsique. Cette unité a été subdivisée en quatre sous-unités de composition et de texture différentes. La principale sous-unité est de composition rhyodacitique à rhyolitique et forme un horizon relativement épais de dépôts autoclásticos (brèches de coulées sous-marines) de granulométrie variable. La seconde sous-unité en importance forme de minces horizons andésitiques. Ces horizons sont composés de coulées massives à coussinées amygdalaires localement surmontées d'hyaloclastites fines. Ces andésites se sont mises en place lors d'accalmies (locales ou générales) dans le volcanisme felsique (brèches de coulées rhyodacitiques à rhyolitiques). Elles sont localement associées à de minces niveaux d'argillite graphiteuse et à des niveaux de sédiments volcanogènes. Le volcanisme felsique sous-marin a par la suite repris et des lobes rhyodacitiques se sont mis en place à l'intérieur des hyaloclastites mafiques non-consolidées, formant ainsi des contacts pépéritiques. La perduration du volcanisme felsique (dépôts autoclásticos) a mené au recouvrement de cette séquence qui a par la suite été recoupée par deux types de filons-couches mafiques (troisième et quatrième sous-unités). Des minéralisations se sont formées lors de ce premier épisode de volcanisme felsique tel que démontré par l'amas de sulfures massifs de la Zone 6 auquel sont associés des brèches de talus à fragments de sulfures massifs aurifères.

L'unité sus-jacente (5.2b; Rhyodacite-rhyolite de LaRonde) est caractérisée elle aussi en grande partie par des dépôts de brèche de coulée homogènes représentant la suite du volcanisme felsique rhyodacitique à rhyolitique dans le secteur LaRonde (figure 3). Cette unité forme l'éponte inférieure de la

lentille 20 Nord en profondeur et se concentre dans le secteur du gisement LaRonde (figure 4). Ces dépôts de brèche de coulée sont recoupés ou contemporains à la formation de dômes/cryptodômes de rhyolite microporphyrrique à feldspath. Un de ces dômes est présent en surface et a pu être cartographié en détail. Ce dôme fait environ 300 mètres de large et 50 mètres d'épaisseur. La base et le centre sont formés de rhyolite massive et le sommet est formé de brèche de carapace (figures 5 et 6) recoupée par des lobes d'échelle variable. La croissance endogène de ce dôme est suggérée par la présence de lobes bréchifiés lors d'effondrements (instabilité locale) en bordure du dôme. Ces dômes ont apparemment contrôlé en grande partie la localisation et la typologie de la minéralisation de la lentille 20 Nord en formant des hauts topographiques et des bassins ainsi que des anomalies thermiques et des zones de dégazage magmatique ayant pu contribuer directement à la chimie des fluides hydrothermaux. La formation de la lentille 20 Nord a donc débuté pendant ce temps, par remplacement graduel au sommet de l'unité 5.2b.

L'unité 5.2b et la lentille 20 Nord sont recouvertes par trois différentes unités mises en place de façon quasi-simultanée possiblement à partir de centre d'émission différents (figures 3 et 4). L'unité 5.5 (Unité felsique supérieure) recouvre l'unité 5.2b et représente la continuité du volcanisme autoclastique rhyodacitique à rhyolitique. Cette unité encaisse les unités 5.3 (rhyolite à phénocristaux de Fp et de Qz de LaRonde) et 5.4 (Andésite basaltique de LaRonde), ces deux unités s'étant mises en place durant le volcanisme associé à l'unité 5.5 hôte. L'unité 5.3 est une rhyolite calco-alcaline à phénocristaux de Fp et de quartz bleu formant un cryptodôme et des minces coulées localisées dans l'éponte supérieure de la lentille 20 Nord et dans les épentes du gisement Bousquet 2-Dumagami. Des fragments de l'unité 5.3 sont observés dans la partie supérieure de l'unité 5.5. L'unité 5.4 forme un complexe de filons-couches et de dykes mafiques mis en place à faible profondeur localisé dans l'éponte supérieure de la lentille 20 Nord et dans l'éponte inférieure de la lentille 20 Sud. Cette unité, qui est encaissée dans l'unité 5.5 et qui recoupe l'unité 5.3, est caractérisée par deux faciès principaux : massif gloméroporphyrrique à la base (figure 7) et à grain fin et amygdalaire au sommet. La partie supérieure des unités 5.3 et 5.4 encaissent la lentille 20 Sud.

Cette architecture volcanique particulière, centrée dans le secteur du gisement LaRonde, indique un environnement effusif proximal. Ce contexte est favorable à la formation de sulfures massifs volcanogènes puisque cela correspond généralement à une zone d'anomalie thermique et de perméabilité secondaire importante (systèmes de failles syn-volcaniques). De plus, la stratigraphie dans le secteur LaRonde est caractérisée par la présence d'unités imperméables (perméabilité primaire) intercalées ou coupées par des unités imperméables minces, ce qui facilite la canalisation et la rétention de fluides hydrothermaux. Ceci signifie que les lentilles minéralisées du gisement LaRonde se sont formées principalement par remplacement des roches hôtes près du fond marin (ce qui est supporté par les observations sous-terre; p.ex. figure 8) plutôt que par décharge sur le fond marin, où une large part des métaux peuvent être perdus suite à la dilution dans l'eau de mer.

### **Minéralisations et altération hydrothermale**

Une douzaine de lentilles de sulfures disséminés à massifs localisées le long de quatre horizons principaux définissent le gisement LaRonde. Ces lentilles varient en taille de 50 000 à 40 millions de tonnes (Gosselin 2004). Les zones minéralisées sont parallèles à la schistosité principale E-W à fort pendage vers le sud. La lentille principale (20 Nord) a une épaisseur maximale de 40 mètres (N-S), une largeur maximale de 600 mètres (E-W) et elle est suivie sur plus de 2,3 kilomètre en profondeur, soit de 800 mètres à 3100 mètres de profondeur. La deuxième lentille en importance (20 Sud) est localisée plus haut dans la stratigraphie (au sud de la 20 Nord; figure 4) et peut atteindre 10 mètres d'épaisseur et faire 300 mètres de large (E-W).

La lentille 20 Nord est caractérisée par trois principaux faciès. Dans les niveaux supérieurs de la mine, la lentille 20 Nord se divise en deux zones; une zone à Cu-Au à la base et une zone à Zn-Ag-Pb au sommet (figure 4). La zone à Cu-Au (Zone 20N Au) est caractérisée par un stockwerk à Py-Cp fortement transposé au sommet de l'unité 5.2b alors que la zone à Zn-Ag-Pb (Zone 20N Zn) est caractérisée par une lentille de sulfures massifs à Py-Sph-Gn-Cp±Po. Cette partie de la lentille 20 Nord est associée à une large zone d'altération à quartz-biotite-grenat-séricite développée dans l'éponte inférieure, soit dans

l'unité 5.2b (figure 4) (Dubé *et al.* 2004). Le grenat dans cette zone d'altération (assemblage métamorphique) est riche en Mn (spessartine-almandin;). L'intensification de l'altération hydrothermale en s'approchant de la lentille minéralisée est soulignée par l'augmentation graduelle de l'abondance et de la taille des porphyroblastes de grenat. En se dirigeant en profondeur le long de l'horizon de la lentille 20 Nord, il y a disparition graduelle de la partie sommitale riche en Zn-Ag-Pb et la partie basale à Au-Cu devient de plus en plus importante. Cette variation typologique du minerai est accompagnée d'un changement dans l'assemblage d'altération, le lessivage des roches hôtes (unité 5.2b) devenant de plus en plus intense, laissant un assemblage alumineux (quartz et alumino-silicates; Dubé *et al.* 2004).

La lentille 20 Sud est associée à une altération hydrothermale importante composée, selon la roche hôte, de quartz-biotite-rutile-séricite et phengite chromifère dans l'unité mafique 5.4, et de séricite-quartz dans les unités felsiques 5.3 et 5.5 (Dubé *et al.* 2004). Cette lentille se compose de sulfures semi-massifs à massifs localement très fortement enrichis en Au-Cu-Zn-Ag-Pb, particulièrement dans les niveaux supérieurs de la mine.

### Paramètres clés

L'étude du contexte géologique dans lequel se retrouve le gisement LaRonde permet de spéculer sur l'importance de certains paramètres lors de la formation des lentilles minéralisées. Parmi ces paramètres clés notons:

- 1) La présence d'un centre volcanique mafique évoluant vers un centre volcanique felsique effusif pas nécessairement très productif mais en activité soutenue (environnement dynamique où les zones minéralisées en formation sont protégées de l'érosion par les coulées subséquentes et où plusieurs « pièges » sont susceptibles de se former);
- 2) Le volcanisme felsique effusif proximal formant des dômes d'étendue restreinte (pouvant contribuer à la chimie des fluides hydrothermaux et modifiant localement les conditions physico-chimiques) et des horizons autoclastiques plus étendus et très perméables recoupés par des filons-couches mafiques imperméables;
- 3) La production de laves rhyodacitiques à rhyolitiques transitionnelles à calco-alcalines intercalées avec des laves ou magmas mafiques transitionnels (évolution pétrogénétique);

Ainsi, la distribution et la composition des unités du secteur LaRonde contrôlent la nature et la position des sulfures et des zones d'altération; la mise en place des dômes et brèches rhyodacitiques de l'unité 5.2b et des filons-couches de l'unité 5.4 a joué un rôle clé dans la formation des lentilles 20 Nord et 20 Sud.

### Références

- DUBÉ, B. – MERCIER-LANGEVIN, P. - HANNINGTON, M. - DAVIS, D. – LAFRANCE, B. 2004. Le gisement de sulfures massifs volcanogènes aurifères LaRonde, Abitibi, Québec: altérations, minéralisations, genèse et implications pour l'exploration. Ministère des Ressources naturelles, des Parcs et de la Faune, MB 2004-03, 112 pages.
- GOSSELIN, G. 2004. Agnico-Eagle's LaRonde mine-a world class gold-rich VMS deposit. *In* 24<sup>th</sup> Au Workshop. CODES Special Publication 5. University of Tasmania, Australia. 87-92.
- LAFRANCE, B. - MOORHEAD, J. - Davis, D. 2003a. Cadre géologique du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs du Québec, ET 2002-07, 43 pages.
- LAFRANCE, B. – MERCIER-LANGEVIN, P. - DUBÉ, B. - GALLEY, A.G. - HANNINGTON, M.D. - DAVIS, D.W. - MOORHEAD, J. - PILOTE, P. - MUELLER, W.U. 2003b. Carte synthèse de la Formation de Bousquet : partie ouest. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs ; DV 2003-08, échelle 1 : 20 000.
- MERCIER-LANGEVIN, P. – DUBÉ, B. - HANNINGTON, M. - DAVIS, D. - LAFRANCE, B. 2004. Contexte géologique et structural des sulfures massifs volcanogènes aurifères du gisement LaRonde, Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, des Parcs et de la Faune, ET 2003-03, 47 pages.













## Paléopressions tectoniques et minéralisations aurifères à la Mine Sigma, Abitibi

Stéphane Faure, CONSOREM-UQAM  
et Sylvain Rafini, UQAM

Une étude géomécanique a été réalisée au sommet du gisement aurifère de la Mine Sigma sur une section dont les paramètres géologiques et économiques sont bien connus. L'évolution dans le temps des déformations, des contraintes et des pressions à l'intérieur d'un bâti pré-fracturé a été mise en relation avec la distribution de l'or de type orogénique. Le modèleur géomécanique UDEC (Universal Distinct Element Code) utilisé dans le cadre de cette étude simule les jeux de failles et de blocs lithologiques à partir d'une géométrie observée (section géologique). La méthode permet de localiser et de quantifier la répartition des zones de pressions en fonction des contraintes régionales et de la rhéologie du milieu. Le produit recherché est une cartographie des pressions (*Stress mapping*).

L'hypothèse derrière cette approche géomécanique est que les pressions tectoniques et lithostatiques infligées à un massif rocheux engendrent des migrations de fluides depuis des secteurs de fortes pressions (zones de décharge) vers des secteurs de plus faibles pressions (zones de précipitation de l'or).

### Veines minéralisées à la Mine Sigma

La partie sommitale de la Mine Sigma est localisée dans des roches volcanoclastiques mafiques et des diorites syn-volcaniques (Figure 1). L'empilement est incliné à 70° vers le sud. Quatre types de veines aurifères sont distinguées : 1) les veines verticales, 2) les *north-dipper*, 3) les petites veines horizontales et 4) les grandes veines horizontales.

Les veines verticales sont des veines de cisaillement typiques des veines aurifères mésozonales et orogéniques archéennes. Elles sont situées aux contacts de dykes porphyriques et syn-tectoniques (dykes « G ») et font un angle de 20° avec la lithologie. Les *north-dipper* sont des veines d'extension cisillées et inclinées à 45° vers le nord. Elles sont localisées dans la partie nord du gisement et sont limitées de part et d'autre par deux veines verticales. Les petites veines horizontales sont restreintes à la bordure des veines verticales et des *north dipper*. Elles apparaissent dans des zones de dilatation métriques sous la forme de crochons de failles. Les grandes veines horizontales sont des veines de quartz peu ou pas déformées. Elles présentent des textures d'extension perpendiculaires aux épontes et sont disposées en échelon formant des enveloppes conjuguées et inclinées à 45° vers le nord et le sud (*south dipper*). Ces veines sont péné-contemporaines des veines verticales.

### Méthodologie et hypothèses

Le logiciel UDEC permet de faire une modélisation en milieu discontinu en individualisant des blocs bidimensionnels (éléments distincts) délimités par des discontinuités (contacts lithologiques, failles). Il simule l'évolution des pressions et des contraintes par incrément de déformation de même que la déformation (statique/dynamique), la rotation de blocs (rigides ou déformables) et le déplacement le long des discontinuités. Les blocs et les discontinuités se déforment et se déplacent en fonction de paramètres géomécaniques, des conditions aux limites imposées au modèle (intensité et orientation des forces) et du nombre d'incrémentations. Les solutions sont par conséquent multiples. Le choix d'une solution mécaniquement acceptable est guidé par l'état d'équilibre du modèle.

On considère que l'or de type orogénique en Abitibi s'est mis en place vers la fin de l'orogénie Kénoréenne, après le pic métamorphique, et que la géométrie actuelle des failles est plus ou moins similaire à celle qui prévalait au moment de la formation du dépôt.

## Résultats

La modélisation montre des faits intéressants qui expliquent la formation des *north dipper*. Certains blocs situés dans la partie nord de la mine jouent d'abord en failles normales malgré le fait que le modèle est globalement en compression, et créent des zones d'extension. Ces zones bougent par la suite en jeux inverses, ce qui est compatible avec le sens de cisaillement enregistré le long de celles-ci. La quantité de déplacement le long des failles varie. Les deux veines verticales cisillées qui délimitent latéralement les *north dipper* auraient accumulé la plus grande quantité de déplacement.

La correspondance entre les zones de faibles pressions et les valeurs supérieures à 1,5 g/t Au est frappante et quasi systématique, ce qui montre la puissance de la méthode à l'échelle d'une mine (Figure 2). Ce résultat démontre également que le modèle est bien calibré et que la solution proposée est réaliste. Les intersections de structures correspondent généralement à des zones de faibles pressions. Le modèle génère également des zones de faibles pressions conjuguées de type andersonnien parallèles aux corridors des *north dipper* et des *south dipper*.

## Conclusion

A la Mine Sigma, il existe une bonne correspondance en section entre la distribution de l'or et les pressions minimales calculées, en particulier pour les valeurs aurifères élevées. Le patron des pressions minimales confirme le modèle de type andersonnien. Il apparaît également que les structures contrôlent davantage les pressions que le contraste de compétence entre les lithologies (référence aux diorites compétentes). La modélisation a permis de trouver de nouvelles zones de basses pressions situées à l'extérieur des corridors minéralisés traditionnels de la mine.

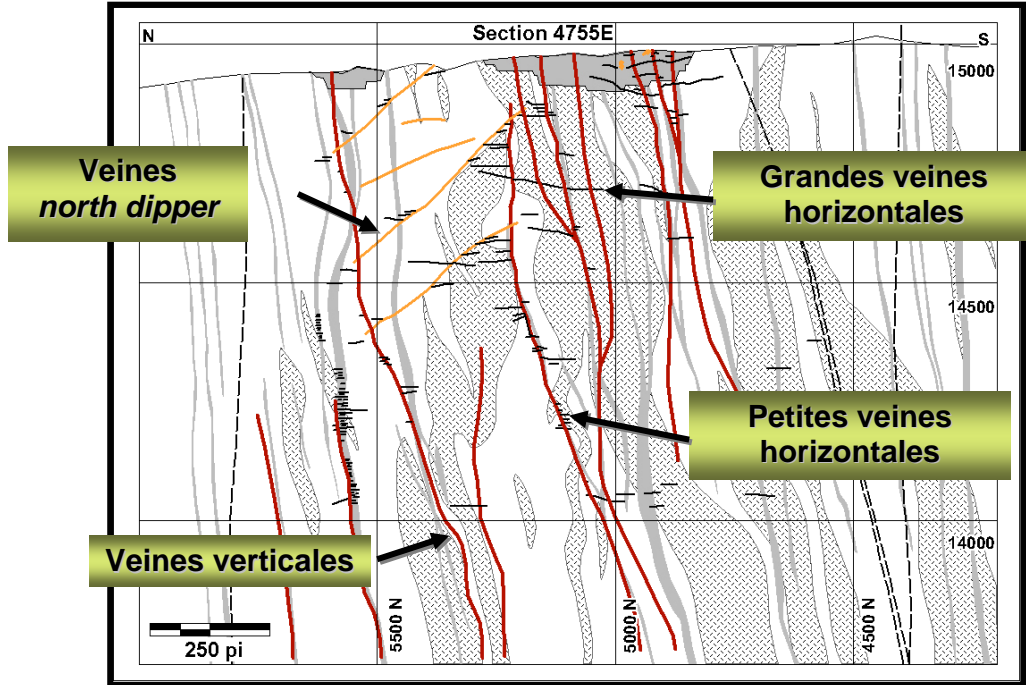


Figure 1. Section nord-sud centrale dans la partie sommitale de la Mine Sigma montrant les lithologies (blanc; volcanites, bandes grises; dykes porphyres « G », texture hachurée; diorites syn-volcaniques) et les 4 types de veines aurifères.

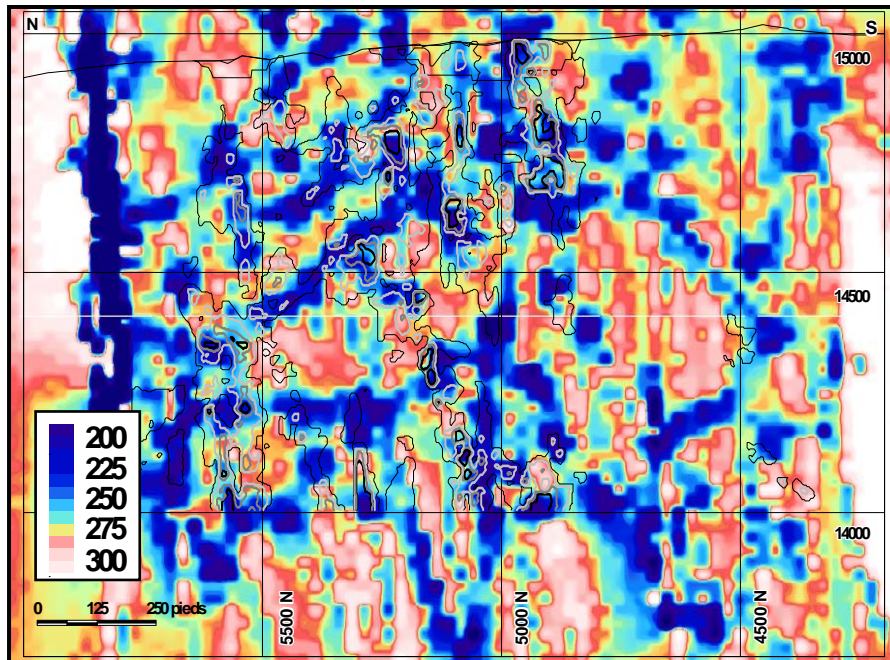


Figure 2. Distribution des pressions tectoniques au sommet de la Mine Sigma (Légende couleur; pression en Mpa) avec contours de l'or (de 0,5 à 3,5 g Au/t par intervalle de 1 g/t).

**Géologie et métallogénie de la région de Chibougamau:  
les minéralisations magmatiques-hydrothermales du lac Doré, Chibougamau,  
partie NE de la Sous-province de l'Abitibi, Québec**

Pierre Pilote  
*Ministère des Ressources naturelles, Faune et Parcs du Québec,  
545 Crémazie Est, bur. 1110, Montréal, Québec, H2M 2V1*

R.V. Kirkham, D.W. Sinclair  
*Commission Géologique du Canada*

F. Robert  
*Barrick Gold*

et R. Daigneault  
*Université du Québec à Chicoutimi*

**Contexte géologique**

L'existence de plutons d'âge Archéen contenant des minéralisations de type Cu-Au porphyrique est connue depuis quelques années au Québec (Kirkham, 1972), et particulièrement dans les régions de Chibougamau (Cimon, 1973; Cimon et Gobeil, 1976), de Rouyn-Noranda (Goldie et al., 1979) et de Val-d'Or (Tessier, 1990).

Les minéralisations de type Cu et Cu-Au porphyrique correspondent de façon générale à des veinules et à des disséminations situées dans des réseaux complexes de fractures et de brèches minéralisées. Ces structures sont encaissées à l'intérieur ou en bordure immédiate d'une masse granitoïde de composition intermédiaire à felsique altérée de façon concentrique (Lowell et Guilbert, 1970; Gustafson et Hunt, 1975) et selon une intensité variable. Les parties minéralisées des plutons se situent le plus souvent à l'intérieur des membres les plus différenciés ou dans les roches encaissantes. Ces gisements sont épizonaux, c'est à dire qu'ils se forment pour la plupart entre 1 et 2 km de profondeur (McMillan et Panteleyev, 1987). Ces minéralisations représentent des contextes différents de celles qui sont encaissées dans des zones de cisaillement, que ce soit sous la forme de veines de quartz de type filon ("*lode type*") ou sous forme disséminée. Les gisements épithermaux sont considérés comme l'expression de faible profondeur (environ 1 km) des gisements de type porphyrique.

Dans la région de Chibougamau, la mise en place de plutons synvolcaniques de la suite diorite/tonalite, générés par une plaque océanique en subduction, a eu lieu lors du développement de la zone volcanique polycyclique (Chown et al., 1992). Les créations de régions en subsidence ou de secteurs effondrés de type chaudron à de hauts niveaux crustaux représentent des environnements très favorables au développement de minéralisation de type porphyrique. Ceci est particulièrement bien illustré par le Pluton de Chibougamau, sur les flancs sud et nord de l'anticlinal de Chibougamau, où des minéralisations de type cuivre porphyrique sont reconnues.

Des exemples du type Cu-Au filonien sont illustrés par les mines Principale, Merrill, Copper Rand et Portage. Ces gîtes sont encaissés dans des zones de cisaillement fragiles-ductiles dans les faciès anorthositiques du Complexe du lac Doré (CLD), une intrusion stratiforme ultramafique datée à  $2727 \pm 1$  Ma. Les roches encaissantes sont des schistes à quartz-carbonate-séricite et/ou chlorite (chloritoïde). Différentes catégories de dykes porphyriques sont également associées à ces gisements.

## Contexte historique

La découverte des gisements de Cu-Au du CLD, historiquement connus sous le nom de "minéralisation de type Chibougamau", représente avec la mise en production des mines Opémiska les événements qui ont contribué au démarrage du camp minier de Chibougamau-Chapais. Depuis 1954 jusqu'à la fin de 1997, 15 gisements ont été découverts et ont été périodiquement en production. La production totale du camp du lac Doré s'élève à près de 48 millions de tonnes de minerai à une teneur de 1,82% Cu et 0,064 oz/t Au. Les deux dernières mines, Copper Rand et Portage, ont mis fin à leur production à l'automne 1997. La mine Copper Rand devrait par contre reprendre bientôt ses opérations. Un autre gisement, Cedar Bay, pourrait ouvrir prochainement si les facteurs économiques le permettent. Jusqu'à la découverte du gisement de Corner Bay (Flanagan, 1983; Bertoni et Vachon, 1984) sur le flanc sud de l'anticlinal de Chibougamau, tous les gîtes connus dans le CLD étaient situés sur le flanc nord de cet anticlinal.

L'origine des veines de cuivre de "type Chibougamau" a fait l'objet de nombreuses études dans le passé, mais aucun consensus n'a pu être établi jusqu'à tout récemment. Des exemples de la "minéralisation de type Chibougamau" sont, entre autres, représentés par les mines Merrill, Principale, Copper Rand, Cedar Bay, Henderson, et Portage. Allard (1976) a fait une revue exhaustive de l'historique des travaux d'exploration et d'exploitation réalisés dans le CLD. De nombreuses thèses, réalisées principalement entre la fin des années '50 jusqu'au début des années '80, décrivent différents aspects de ces gisements (Allard, 1976).

La plupart des gîtes de Cu-Au du camp minier du lac Doré sont situés dans des zones de cisaillement orientées NW et sont encaissés dans la Série Anorthositique Supérieure du Complexe du lac Doré, à l'exception des mines Henderson et Portage qui sont contenues dans des zones de cisaillements de direction NE. Les roches encaissantes sont constituées de schistes à quartz-carbonate-séricite et/ou chlorite (chloritoïde) produits par le cisaillement et l'altération de la méta-anorthosite. Les zones minéralisées montrent un enrichissement en potassium et sont caractérisées par la présence de chlorites ferrifères (Allard, 1976; Guha, 1984). La minéralogie des sulfures est dominée par la chalcopryrite, la pyrite et la pyrrhotine avec de faibles quantités de sphalérite et de galène et un grand nombre de minéraux accessoires. L'or se présente surtout sous la forme de grains isolés associés à la pyrite et à la chalcopryrite. Cet habitus contraste avec les gisements mésothermaux de la région où l'or est retrouvé sous forme libre. De l'or est aussi observé en pépites grossières; cet or s'est toutefois formé tardivement dans l'histoire de la mise en place de ces gisements (Guha et Kanwar, 1987).

Quoique ces gisements puissent être classés comme de type veine et contrôlés par le développement des éléments structuraux, certains aspects de ceux-ci les rendent bien différents des gîtes d'or Archéens mésothermaux retrouvés ailleurs dans la région de Chibougamau. À la différence des gisements mésothermaux, les zones de dilatations dans les gîtes du lac Doré sont particulièrement bien développées. Les types de minerai varient de schistes à sulfures laminés à des remplissages de cavités lesquelles contiennent localement de larges fragments de brèches en bordures des zones de dilatations (Guha et Koo, 1975; Guha et al., 1983).

### Les veines de sulfures (Cu-Au) du camp du lac Doré

De 1993 à 1996, un groupe de chercheurs du MRN (P. Pilote), de la C.G.C. (R. Kirkham, F. Robert et D. Sinclair) et de l'UQAC (R. Daigneault et M. Magnan) ont étudiés en détails ces gisements, plus particulièrement dans les secteurs de l'île Merrill, du lac Clark et la mine Copper Rand (voir Pilote et al., 1998 et les références citées). Le présent article se veut un court résumé de ces travaux.

Ce groupe a montré l'existence de minéralisations de type Cu-Mo-Au porphyrique dans le secteur du lac Clark (voir Kirkham, 1972; Ford, 1974; Pilote et al., 1998), encaissées dans les faciès anorthositiques du Complexe du lac Doré (CLD) sur le flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau. Ces minéralisations de type porphyrique sont adjacentes et se superposent aux filons de sulfures massifs caractéristiques des mines Merrill et Principale dans le camp minier du lac Doré.

Les veines de Cu-Au à fortes teneurs en sulfures de la région du lac Doré contiennent de façon caractéristique l'assemblage minéralogique pyrrhotine-pyrite-chalcopryrite-magnétite-quartz-sidérite. Sur l'île Merrill, les veines de sulfures sont logées dans des structures d'orientation sud-est à fort pendage, ces veines étant antérieures aux cisaillements régionaux (Robert, 1994; Sinclair et al., 1994; Kirkham et al., 1997b; Pilote et al., 1995 et 1998). Ces structures contiennent aussi de nombreux dykes tonalitiques interminéraux, ces dykes attestant de par ces relations que les veines minéralisées étaient étroitement reliées à la mise en place du pluton de Chibougamau. Les principaux minéraux d'altération sont représentés par la chlorite, la séricite, le quartz, et le carbonate. Les phyllosilicates d'altération, particulièrement la séricite et la chlorite, ont joué un rôle essentiel dans la géométrie actuelle de ces gisements, en favorisant le développement de zones de cisaillement post-minéralisation générées ultérieurement lors de la déformation régionale. Les minéralisations en Cu et Au, représentées par les veines de quartz-carbonate de fer-sulfures(-tourmaline) logées dans les zones de cisaillement d'orientation Est-Ouest des mines Portage (la zone McKenzie) et Copper Rand sont considérées comme provenant de la remobilisation lors de la déformation régionale des métaux contenus dans les veines riches en sulfures d'âge pré-tectonique. Ces dernières veines sont aussi considérées comme associées à l'évolution du pluton de Chibougamau (Tessier et al., 1995; Magnan et al., 1995).

Le gîte porphyrique du lac Clark (voir Kirkham, 1972) est caractérisé par un réseau de fractures serrées en stockwerk, ces fractures sont comblées par la pyrite-pyrrhotine. Ce réseau fait environ 5 km de long selon un axe north-ouest - sud-est et jusqu'à 1,5 km de large dans la région immédiate du lac Clark. Le contenu en pyrite peut atteindre localement jusqu'à 15 % de la roche, mais varie plus communément entre 1 et 10 %. Pour des raisons encore mal connues, la pyrrhotine est plus abondante sur le côté Est de la zone de stockwerk, à l'Est du lac Clark. La magnétite prend place dans les parties périphériques du stockwerk, particulièrement sur le flanc ouest. Les veines de quartz-pyrite, contenant localement de la chalcopryrite et de la molybdénite, prennent place dans la partie centrale du stockwerk. Plusieurs dykes tonalitiques interminéraux et deux brèches interminérales contenant une matrice de roche broyée ("rock flour") riche en pyrite ont également été identifiés dans l'environnement de ce gisement. Ces éléments confirment les relations spatiale et génétique entre ce système minéralisé et le pluton de Chibougamau et signalent que le stockwerk est partie intégrante d'un système porphyrique. Un de ces dykes interminéraux, situé le long de la ligne hydroélectrique dans le secteur du lac Clark, a livré un âge U-Pb sur zircons de 2715,2 +/- 0,7 Ma (CGC, données non-publiées; Joannise, 1994), ce point confirmant la relation temporelle avec le pluton de Chibougamau. Des altérations de nature chloriteuse et propylitique à épidote prennent place dans les parties périphériques du stockwerk. Des altérations siliceuse et séricitique se situent plutôt dans les parties centrales de ce stockwerk. La géochimie des roches de ce secteur ne permet pas de mettre en évidence un territoire particulier montrant une altération potassique significative prononcée. Ce point est consistant avec les faibles teneurs en Cu (inférieures à 0,1 %) et Mo (inférieures à 20 ppm) obtenues en affleurements. Toutefois, les analyses chimiques indiquent qu'une grande partie du stockwerk est nettement anormale en Zn, avec des teneurs dans les centaines de 100. Cette observation suggère que la portion du système minéralisé observé actuellement à la surface pourrait représenter la partie périphérique d'un large gisement de type porphyrique.

Le litage magmatique noté dans le Complexe du lac Doré, en présumant qu'il était approximativement subhorizontal lors de la formation du gisement du lac Clark, signifie que ce gîte pourrait avoir été basculé d'environ 70° à 75° vers le nord-ouest et présenter ainsi actuellement dans le plan horizontal une coupe au travers du système minéralisé. La faille du lac Doré, une structure d'orientation nord-est - sud-ouest avec un pendage abrupt vers le nord, présente un mouvement normal interprété d'environ 1000 m, le bloc nord se déplaçant vers le bas. Si un tel scénario est accepté, alors la plus grande part du gisement est tronqué au travers de la zone de pyrite, le secteur de l'île Merrill et l'apophyse du pluton de Chibougamau représentant la racine de ce système minéralisé.

La cartographie minutieuse de nombreux dykes interminéraux dans la fosse à ciel ouvert située sur l'île Merrill et le long de la ligne hydroélectrique du lac Clark ont permis d'établir une chronologie détaillée de la séquence d'événements responsable de la minéralisation. À la base du système sur l'île Merrill les veines précoces de Cu-Au à fortes teneurs en sulfures recoupent des dykes de diorites quartzifères et tonalitiques, ces veines sont aussi coupées par plusieurs générations de dykes tonalitiques porphyriques et des veinules de Cu et de Cu-Mo contenant de faibles teneurs en Au, et finalement par des veinules de



qtz-Mo avec des quantités négligeables de Cu et Au. La phase Merrill du pluton de Chibougamau, située dans la partie sud-est de la fosse à ciel ouvert du gîte Merrill et sur la rive nord de cette île, contient des amas inhabituels de pyrite qui sont considérés être représentatif d'une phase magmatique tardive.

## **DISCUSSION**

Les veines de Cu-Au à haute teneurs en sulfures et les gîtes porphyriques de la région de Chibougamau se sont probablement formés dans un contexte d'arc magmatique lors du second cycle volcanique défini dans cette région (Chown et al., 1992), à une époque où au moins certaines parties de l'édifice volcano-plutonique étaient subémergentes (Cimon et Gobeil, 1976; Chown et al., 1992; Mueller et Donaldson, 1992). Les dykes interminéraux à bordures de trempe et matrice aphanitique, mis en place à des niveaux crustaux élevés dans la croûte, les petites brèches de diatrèmes interminérales avec matrice composées de roches finement broyées ("rock flour"), et la minéralisation de type porphyrique aux caractéristiques physiques et aux séquences d'altération typiques, toutes ces observations considérées conjointement indiquent une mise en place de l'appareil intrusif subvolcanique à un haut niveau crustal, en milieu subémergent, celle-ci étant illustrée par les nombreux dykes interminéraux et la minéralisation de type porphyrique associée. La formation des veines précoces de Cu-Au pourrait avoir été accompagnée par la subsidence de caldera, entraînant l'effondrement des lithologies situées au toit dans le pluton de Chibougamau. En conséquence, ces régions pourraient avoir été légèrement sous la surface de la mer. Toutefois, lorsque les gisements aux caractéristiques porphyriques se sont formés, cette région était alors probablement émergente et soumise à une érosion agressive.

Lors de l'épisode régional de compression orienté Nord-Sud qui a suivi peu de temps après la formation de cet arc et ses gisements métallifères associés. de vastes intrusions logées dans le coeur des arcs ont agi en tant que noyaux rigides et sont vraisemblablement demeurées en position subverticale et ont formés le coeur des anticlinaux régionaux (Duquette, 1970; Chown, et al., 1992). La partie supérieure de l'arc était alors largement érodée et les produits de l'érosion pouvaient s'accumuler dans les synclinaux adjacents (Cimon et Gobeil, 1976; Dimroth et al., 1982; Chown et al., 1992; Mueller et Donaldson, 1992). Toutefois, les lithologies caractéristiques de cet arc et les gîtes minéraux situées sur les flancs des anticlinaux ont été basculés sur leurs flancs et partiellement protégés de l'érosion. Des mouvements de failles ont subséquemment soulevé certains secteurs et en ont abaissé d'autres, ramenant près de la surface le niveau d'exposition de certains systèmes de veines et d'indices de types porphyriques, et en abaissant d'autres.

### **Discussion**

De nombreuses observations et relations de terrain démontrent sans équivoques que les gisements du type lac Doré ont été déformés et métamorphisés lors de l'Orogénie Kénoréenne. La relation de recoupement minéral-dyke représente un élément clef dans la compréhension de ces gisements. Les dykes retrouvés à proximité des zones minéralisées revêtent différents aspects et montrent des compositions et des textures variées (de mafiques à felsiques, d'aphanitiques à porphyriques).

De nombreuses évidences suggèrent collectivement que le système hydrothermal responsable de la production de ces gisements de type veine est fort probablement rattaché à l'activité magmatique dans ce secteur. Ces observations sont la présence de dykes interminéraux au lac Clark et à la mine Portage (Tessier et al., 1995) et des relations de recoupement minéral-dykes à la mine Copper Rand (Magnan et al., 1995); des zones d'alteration contenant du chloritoïde, ceci indiquant le métamorphisme d'une zone d'altération paralumineuse précoce; l'entraînement de filons minéralisés et de dykes dans des zones de cisaillement à la mine Merrill; et le plissement, la déformation et la cataclase des veines de sulfures massifs. Le système hydrothermal à l'origine de ces caractéristiques a une dimension de l'ordre de la centaine de kilomètres carrés. De plus, ce système devait être actif avant la déformation régionale et le métamorphisme. L'événement minéralisateur qui a produit à la fois les gisements de type filon Cu-Au du Complexe du lac Doré et les minéralisations porphyrique du lac Clark, selon ces observations, peut être visualisé comme un système de type magmatique-hydrothermal d'envergure régionale, lequel est associé à l'évolution des phases intrusives dioritiques à tonalitiques porphyriques du Pluton de Chibougamau, datées entre 2718 et 2715 Ma. De telles relations étroites dans le temps et l'espace entre ces différents

types de minéralisations et de générations de dykes, telles qu'observées communément dans les systèmes porphyriques plus récents, impliquent que les événements plutoniques et hydrothermaux sont reliés génétiquement. La mise en place de ces phases spécifiques est contemporaine à l'édification du second cycle volcanique reconnu dans la région de Chibougamau.

Des observations analogues, impliquant le développement de fractures précoces et la mise en place de différentes générations de dykes porphyriques, sont observées de manière caractéristique sur une superficie de plus de plus de 100 km<sup>2</sup> dans le camp minier du lac Doré, et sur le flanc sud de l'anticlinal de Chibougamau. Ceci démontre l'échelle kilométrique du ou des systèmes minéralisateurs magmatiques impliqués.

La déformation régionale, laquelle est responsable du basculement prononcé vers le nord du litage magmatique observé dans le CLD, ne semble pas avoir perturbé le parallélisme existant entre la plongée des corps minéralisés et la trace du litage magmatique. Ceci est bien démontré par les sections longitudinales des mines Principale et Merrill, des mines Henderson-Portage et de la mine Copper Rand (Magnan et al., 1995). Les éléments qui ont contrôlé cette plongée sont indiqués principalement par l'intersection du litage magmatique dans le CLD avec le plan contenant le corps minéralisé lui-même. La déformation régionale, beaucoup plus accentuée dans les zones d'altération précoces et à l'origine des zones de cisaillement de nature fragile-ductile contenant les veines de sulfures, pourrait avoir contribué à remobiliser localement certaines parties des zones minéralisées. Cet épisode de déformation apparaît finalement d'importance secondaire sur la géométrie présentée par les corps minéralisés, telle qu'actuellement observée.

L'activité hydrothermale Protérozoïque semble avoir affecté des zones minéralisées préexistantes et avoir créé des secteurs localement enrichis en or contenant des teneurs spectaculaires, beaucoup plus élevées que celles communément observées dans les gîtes du CLD (Guha et Kanwar, 1987).

Le développement de systèmes minéralisés épithermaux et de gisements reliés aux plutons felsiques est associé à l'évolution physique des grands complexes volcaniques. Cimon et Gobeil (1976), Archer (1984) et Dimroth et al. (1984) ont démontré qu'il y avait eu d'abord croissance de ces complexes et, par la suite, soulèvement des îles volcaniques lors de la déposition des formations de Blondeau et de Stella. Ces îles volcaniques étaient alors probablement noyautées en profondeur par des roches plutoniques. Dans un tel environnement sub-aérien, tout système hydrothermal de nature porphyrique se développant en profondeur à l'intérieur ou en périphérie des intrusions felsiques subvolcaniques devrait se manifester d'une façon quelconque dans les parties supérieures (Sillitoe, 1985; Arribas et al., 1995) des édifices volcaniques. De telles minéralisations de type épithermale ont été documentées dans la région de Chibougamau (Pilote, 1987). La mise en place de ces veines est idéalement contrôlée par des failles synvolcaniques ou des failles associées à des secteurs effondrés ou en subsidence, ces dernières failles pouvant servir de conduits au passage ou à la mise en place des intrusions.

Des études sédimentologiques récentes réalisées dans la région de Chibougamau ont démontré que, de façon contemporaine au développement de tels systèmes hydrothermaux, il y a eu croissance et soulèvement des îles volcaniques noyautées par les roches intrusives. Sous des conditions subaériennes semblables, tout système magmatique-hydrothermal se développant en profondeur, dans ou autour d'intrusions felsiques synvolcaniques, pourrait se manifester dans les parties supérieures de l'empilement volcanique sous la forme de systèmes épithermaux. Des exemples possibles de ces systèmes, tel le gîte du lac Berrigan (Guha, 1984; Pilote, 1987; Guha et al., 1988), ont été reconnus dans la région de Chibougamau. La minéralisation consiste en des veines polymétalliques en Au-Ag-Cu-Pb-Zn-As. Quoique la minéralisation ait été ultérieurement affectée par la déformation, la nature épithermale de ce gîte peut être reconnue grâce à sa géométrie. Cette dernière est étroitement contrôlée par des failles synvolcaniques, par des zones de brèches et par les textures des veines, lesquelles démontrent que la minéralisation s'est mis en place dans un régime d'extension. La déformation régionale a subséquentement affecté ces roches dans une faible mesure, plus particulièrement celles déjà altérées. Ceci a contribué à masquer plusieurs des caractéristiques originales de ce gîte, tout en produisant des zones de cisaillement apparentes dans les faciès les plus altérés. Les veines épithermales sont davantage développées dans les parties mafiques à ultramafiques des filons-couches, en raison de la

plus grande compétence de ces lithologies. Le recoupement des failles précoces synvolcaniques par les failles longitudinales E-W plus tardives associées à la déformation régionale constitue une façon possible de reconnaître le caractère précoce et synvolcanique de ces accidents structuraux.

## Références

- ALLARD, G.O., 1976a - Doré Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny. Ministère des Richesses naturelles du Québec; DP-368, 446 pages.
- ALLARD, G.O., 1976b - A volcanogenic model for ore deposits of the Chibougamau district (abstract). Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin, volume 69, number 767, page 96.
- ARCHER, P., 1984 - Interpretation of the volcano-sedimentary environment of the Archean Blondeau Formation, Barlow Lake section, Chibougamau. *In: Chibougamau, Stratigraphy and Mineralization, Éditeurs: J. Guha et E.H. Chown.* Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 34, pages 92-106.
- ARRIBAS Jr., A. - HEDENQUIST, J.W. - ITAYA, T. - OKADA, T. - CONCEPCIÓN, R.A. - GARCIA JR. - J.S., 1995 - Contemporaneous formation of adjacent porphyry and epithermal Cu-Au deposits over 300 ka in northern Luzon, Philippines. *Geology*; volume 23, pages 337-340.
- CHOWN, E.H. - DAIGNEAULT, R. - MUELLER, W. - MORTENSEN, J.K., 1992 - Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone. Abitibi belt, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, pages 2211-2225.
- CIMON J., 1973 - Possibility of Archean porphyry copper in Québec. *Canadian Mining Journal*, v. 94, page 57.
- CIMON, J. - GOBEIL, A., 1976 - The Stella Formation: its implications for the genesis and the relative age of mineralization in the Chibougamau mining camp (abstract). *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*; Volume 69, number 767, page 96.
- DAIGNEAULT, R. - ALLARD, G.O., 1990 - Le Complex du lac Doré et son environnement géologique, Région de Chibougamau; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM89-03, 275 pages.
- DAIGNEAULT, R. - St. JULIEN, P. - ALLARD, G.O., 1990 - Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi greenstone belt, Chibougamau area, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 27, pages 1714-1736.
- DAIGNEAULT, R. - CHOWN, E. H. - MORIN, R., 1998 - Part C- Excursion. Section 1- Stratigraphic setting of the Chibougamau region. *In: Metallogeny of the Chibougamau district: Geological Evolution and Development of Distinct Mineralized Systems through Time. Editors: P. Pilote, C. Dion and R. Morin.* Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Joint Annual Meeting, Québec 1998, Field Trip B3 Guidebook, pages 43-51.
- DIMROTH, E. - MUELLER, W. - ARCHER, P. - GOBEIL, A. - ALLARD, G.O., 1982 - Evidence for extensive Archean shallow marine sedimentation in the Chibougamau area, Québec. *In: Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A*, pages 29-36.
- DIMROTH, E. - ROCHELEAU, M. - MUELLER, W., 1984 - Paleogeography, isostasy and crustal evolution of the Archean Abitibi belt: a comparison between the Rouyn-Noranda and Chibougamau-Chapais areas. *In: Chibougamau, Stratigraphy and Mineralization, Éditeurs: J. Guha et E.H. Chown.* Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pages 73-91.
- DUQUETTE, G., 1970 - Archean stratigraphy and ore relationships in the Chibougamau district. Québec. Department of Natural Resources, Special Paper 8, 16 pages.
- FORD, G.M., 1974 - Mainland property, assessment report, Campbell Chibougamau Mines Ltd. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; filière des travaux statutaires, GM-30763.
- JOANISSE, A., 1994 - Datation de la carbonatite du lac Shortt. Thèse de B. Sc. non-publié, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, 16 pages.
- GOLDIE, R. - KOTILA, B. - SEWARD, D., 1979 - The Don Rouyn Mine: an Archean porphyry copper deposit near Noranda, Quebec. *Economic Geology*; volume 74, pages 1680-1684.
- GUHA, J., 1984 - Hydrothermal systems and correlations of mineral deposits in the Chibougamau mining district - an overview. *In: Chibougamau, Stratigraphy and Mineralization, Éditeurs: J. Guha et E.H. Chown.* Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 34, pages 517-534.
- GUHA, J. - CHOWN, E. H., (Editors) 1984 - Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization. Canadian Institute of Mining and metallurgy, Special Volume 34, 534 pages.

- GUHA, J. - KANWAR, R., 1987 - Vug-brines fluid inclusions: a key to the understanding of secondary gold enrichment processes and the evolution of deep brines in the Canadian Shield. *In: Saline water and gases in crystalline rocks, Éditeurs: P. Fritz et S.K. Frape. Geological Association of Canada; Special Paper 33, pages 95-101.*
- GUHA, J. - KOO, J., 1975 - Role of fluid state mobilization during metamorphism of the Henderson ore bodies. Chibougamau, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences; volume 12, pages 1516-1523*
- GUHA, J. - ARCHAMBAULT, G. - LEROY, J., 1983 - A correlation between the evolution of mineralizing fluids and the geomechanical development of a shear zone as illustrated by the Henderson 2 mine, Quebec. *Economic Geology; volume 78, pages 1605-1618.*
- GUHA, J. - DUBÉ, B. - PILOTE, P. - CHOWN, E. H. - ARCHAMBAULT, G. - BOUCHARD, G., 1988 - Gold mineralization patterns in relation to the lithologic and tectonic evolution of the Chibougamau mining district, Quebec, Canada. *Mineralium Deposita; volume 23, pages 293-298.*
- GUSTAFSON, L.B. - HUNT, J.P., 1975 - The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology; volume 70, pages 857-912.*
- KIRKHAM, R.V., 1972 - Geology of copper and molybdenum deposits. *In: Report of Activities, Part A: April to October, 1971, Geological Survey of Canada, Paper 72-1, pages 82-87.*
- KIRKHAM, R.V., 1998 - Tectonic and structural features of arc deposits. *In: Metallogeny of Volcanic Arcs. Editor: D.V. Lefebure. British Columbia Geological Survey, Short Course Notes, Open File 1998-5, section B.*
- KIRKHAM, R.V. - SINCLAIR, W.D., 1996 - Vein copper. *In: Geology of Canadian Mineral Deposit Types. Editors: O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair, and R.I. Thorpe. Geological Survey of Canada, The Geology of North America, number 8, pages 399-408.*
- KIRKHAM, R.V. - McCANN, C. - PRASAD, N. - SOREGAROLI, A.E. - VOKES, F.M. - WINE, G., 1982 - Molybdenum in Canada, Part 2: MOLYFILE - An Index Level Computer File of Molybdenum Deposits and Occurrences in Canada. Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 33, 208 pages.
- KIRKHAM, R.V. - SINCLAIR, W.D. - ROBERT, F. - PILOTE, P., 1997a - Magmatic-hydrothermal features in an tonalitic vein-porphyry system Chibougamau, Québec, Canada (abstract). *In: Volcanic Activity and the Environment. Abstracts, IAVCEI, Puerto Vallarta, Mexico, page 81.*
- KIRKHAM, R.V. - PILOTE, P. - ROBERT, F. - SINCLAIR, W.D. - DAIGNEAULT, R., 1997b - Chibougamau mining district, Québec, Canada: Vein Cu-Au and porphyry Cu(-Mo) deposits related to a composite Archean tonalitic batholith. *In: Mineral Deposits: Research and Exploration, Editor: H. Papunen. A.A. Balkema, Rotterdam, pages, 647-649.*
- LOWELL, J. D. - GUILBERT, J. M., 1970 - Lateral and vertical alteration - mineralization zoning in porphyry ore deposits: *Economic Geology; volume 65, pages 373-408.*
- MAGNAN, M. - BLAIS, A., 1995 - The Copper Rand Mine (Au-Cu-Ag). *In: Metallogenic evolution and geology of the Chibougamau area - from porphyry Cu-Au-Mo to mesothermal lode gold deposits, Editor: P. Pilote; Precambrian '95 Field Trip Guidebook, Geological Survey of Canada, Open File 3143, pages 97-94.*
- McMILLAN, W.J. - PANTELEYEV, A., 1987 - Porphyry copper deposits. *In: Ore deposit models, Éditeurs: R.G. Roberts et P.A. Sheahan. Geoscience Canada; Reprint Series, volume 3, pages 45-58.*
- MORTENSEN, J.K., 1993 - U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 1: Chibougamau - Matagami - Joutel region. *Canadian Journal of Earth Sciences, v. 30, pages 11-28.*
- MUELLER, W. - DONALDSON, J., A. 1992 - Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi belt, Canada: an overview. *Canadian Journal of Earth Science, v. 29, pages 2249-2265.*
- PILOTE, P. - DION, C. - MORIN, R., (EDITORS) 1995 - Metallogenic evolution and geology of the Chibougamau area - from porphyry Cu-Au-Mo to mesothermal lode gold deposits. *Precambrian '95, Field Trip Guidebook, Geological Survey of Canada Open File 3143, 154 pages.*
- PILOTE, P. - DION, C. - MORIN, R., (EDITORS) 1998 - Metallogeny of the Chibougamau district: geological evolution and development of distinct mineralized systems through time, Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Joint Annual Meeting, Québec 1998, *Field Trip B3 Guidebook, 120 pages.*
- PILOTE, P. - ROBERT, F. - KIRKHAM, R.V. - DAIGNEAULT, R. - SINCLAIR, W.D., 1998 - Partie D, Géologie économique, Minéralisations de type porphyrique et filoniennes dans le Complexe du lac Doré - les secteurs du lac Clark et de l'île Merrill. *Ministère des Ressources naturelles du Québec; DV 98-03, pages 71-90.*

- RACICOT, D. - CHOWN, E.H. - HANEL, T., 1984 - Plutons of the Chibougamau-Desmaraisville belt, a preliminary survey. In: Chibougamau, Stratigraphy and Mineralization, *Editors: J. Guha and E.H. Chown*; The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pages 178-197.
- ROBERT, F., 1994 - Timing relationship between Cu-Au mineralization, dykes, and shear zones in the Chibougamau camp, northeastern Abitibi. *In: Current Research 1994-C*, Geological Survey of Canada, pages 287-294.
- SINCLAIR, W.D. - PILOTE, P. - KIRKHAM, R.V. - ROBERT, F. - DAIGNEAULT, R., 1994 - A preliminary report of porphyry Cu-Mo-Au and shear zone-hosted Cu-Au deposits in the Chibougamau area, Québec. *In: Current Research 1994-C*; Geological Survey of Canada, p.303-309.
- TESSIER, A., 1990 - Structural evolution and host rock dilation during emplacement of gold-quartz vein at the Perron deposit, Val-d'Or, Quebec. Université Queen, mémoire de M. Sc. non-publié, 242 pages.
- TESSIER, A.C. - HODGSON, C.J. - LULIN, J.M., 1995 - The Portage Cu-Au mine. *In: Metallogenic Evolution and Geology of the Chibougamau area - from porphyry Cu-Au-Mo to Mesothermal Lode Gold Deposits*, *Editor: P. Pilote*, Precambrian '95, Field Trip Guidebook, Geological Survey of Canada, Open File 3143, pages 131-142.
- SILLITOE, R.H., 1985 - Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs. *Economic Geology*; volume 80, pages 1467-1514.

## **Minéralisation aurifère synvolcanique à l'intérieur d'un couloir de déformation: l'exemple des gisements de Chevrier, secteur Chibougamau**

Marc Legault (MRNFP)  
et Réal Daigneault (UQAC)

Les gisements de Chevrier sont situés dans la partie orientale de la zone volcanique nord de la Sous-province de l'Abitibi à environ 30 km au sud de Chibougamau (Figure 1). Plus précisément, ils sont localisés dans le Couloir de déformation de Fancamp dont l'orientation et la complexité structurale sont inusitées pour une zone de déformation de la Sous-province de l'Abitibi.

Dans le secteur du couloir, plusieurs unités de volcanoclastites/coulées felsiques et leurs dykes associés ont été identifiés à l'intérieur d'une séquence de basaltes et de filons-couches gabbroïques (Figure 2). Une évolution chimique de mafique à felsique en remontant la séquence stratigraphique est associée à ces unités. Cette évolution suggère que ces roches soient toutes associées à un même centre volcanique. Le gisement de Chevrier Sud est en association spatiale avec un centre d'émission situé dans l'unité la plus élevée dans la séquence stratigraphique qui est datée à 2730 Ma.

Les plutons avoisinants ont été subdivisés chimiquement en intrusions synvolcaniques au cycle 1 (Complexe Eau Jaune), synvolcaniques au cycle 2 (pluton de La Dauversière) et syntectoniques (plutons de Muscocho, de Verneuil et de Chico). Une pléthore de dykes felsiques, surtout dans le secteur des gisements de Chevrier et de Chevrier Sud, est présente dans le secteur étudié et ces dykes furent subdivisés en dykes granitiques et tonalitiques. Les observations chimiques, pétrographiques et de terrain indiquent que les dykes granitiques sont génétiquement associés aux plutons syntectoniques, tandis que les dykes tonalitiques, dont ceux des gisements étudiés, sont issus de plutons synvolcaniques.

Trois événements de déformation intense sont répertoriés dans la région à l'étude. Le premier événement de déformation ( $D_1$ ) est associé au synclinal de Muscocho (Figure 2). Ce pli d'orientation NE-SO est responsable de l'orientation inusitée des strates dans le secteur. Une deuxième phase de déformation ( $D_2$ ) est responsable de la formation des plis mégascopiques E-O, de la schistosité dite régionale  $S_2$ , d'une linéation minérale subverticale, des zones de déformation et du métamorphisme régional (Figure 3). La schistosité  $S_2$  est généralement d'orientation E-O sauf aux contacts des plutons où elle se moule aux bordures. Des zones de déformation sont associées à ces bordures de pluton. Un autre secteur est aussi associé à des zones de déformation et à une perturbation de l'orientation de la schistosité  $S_2$ . Ce secteur est connu comme le Couloir de déformation de Fancamp (CDF) et il est hôte du troisième événement de déformation ( $D_3$ ) (Figure 3). Des plis et des clivages de crénulation d'orientation NE-SO affectant la schistosité  $S_2$  et les strates sont associés à cet événement. En plus de la présence de zones de déformation, ce couloir est riche en dykes felsiques, en unités de volcanoclastites/coulées felsiques et en zones altérées associées à des minéralisations aurifères. Tous ces éléments ont causé une hétérogénéité régionale qui a eu comme effet de concentrer les manifestations du troisième événement de déformation à l'intérieur de ce couloir.

Les minéralisations aurifères à l'intérieur du CDF montrent toutes les effets du troisième événement de déformation. Parmi les indices présents, au moins trois événements de minéralisation aurifère ont été répertoriés d'après leur relation avec la schistosité  $S_2$  : synvolcanique, syn- et tardi- à post-déformation  $D_2$ . Les minéralisations synvolcaniques montrent une altération riche en séricite et nulle en carbonates. L'association de ces minéralisations synvolcaniques avec des zones de déformation  $D_2$  indique l'importance de l'altération synvolcanique dans le développement des zones fortement déformées. Les minéralisations syndéformation  $D_2$  présentent des filons de quartz-carbonates mis en place dans des zones de déformation fortement altérées en carbonates. Ces zones montrent toutes les caractéristiques des gisements orogéniques. La minéralisation tardi- à post-déformation  $D_2$  est associée à un remplacement post-métamorphique de zone de déformation dont l'altération est riche en séricite et sans carbonates. L'association spatiale entre des minéralisations aurifères synvolcaniques et celles syn- à

post-déformation D<sub>2</sub> (Murgor C – Murgor B ; des Tranchées – Coyote ; Chevrier – Lipsett) ne semble pas fortuite et suggère le recyclage de l'or lors des événements de déformation D<sub>2</sub> et D<sub>3</sub>.

Le gisement de Chevrier (3,56 Mt à 5,1 g/t Au) est associé à des zones discordantes d'épaisseur métrique de veines de quartz-carbonates et de pyrite disséminée, tandis que le gisement de Chevrier Sud (230 Mt à 0,34 g/t Au) est encaissé à l'intérieur d'une grande enveloppe pyritisée (~ 200 m) concordante riche en veinules de quartz-carbonates-pyrite (Figure 4). Les deux gisements montrent une forte altération en séricite, ankérite, chlorite et calcite. Le recoupement des zones d'altération et de minéralisation par la schistosité S<sub>2</sub> et par des dykes felsiques datés à 2730 Ma indique que ces minéralisations sont synvolcaniques. De plus, la proximité des deux gisements et la chronologie de mise en place similaire des minéralisations aurifères vis-à-vis les trois familles de dykes felsiques (Tableau 1) suggèrent qu'un seul système hydrothermal est responsable pour Chevrier et Chevrier Sud. La reconstruction synvolcanique indique que le secteur de Chevrier Sud se retrouve stratigraphiquement au-dessus du secteur de Chevrier. Les différences typologiques, d'altération et de rapport Au/Ag entre ces deux secteurs peuvent être expliquées par une zonation verticale d'un même gisement.

Plusieurs des caractéristiques des gisements de Chevrier sont similaires à celles des gisements orogéniques de la Sous-province de l'Abitibi et ailleurs au monde. Cependant, leur mise en place pendant l'édification volcanique indique un événement aurifère survenu plus de 25 Ma avant le début de l'orogénie qui a affecté la zone volcanique nord. L'association spatiale entre des dykes synvolcaniques, un centre volcanique felsique ainsi qu'une minéralisation et une altération représentant une activité hydrothermale continue de > 2730 Ma à ~ 2690 Ma à l'intérieur du CDF, peut être intégrée dans un modèle faisant intervenir une faille synvolcanique continuellement réactivée lors des déformations subséquentes. L'exemple du Couloir de Fancamp indique que la présence d'une zone de déformation anormale, tant par son orientation, sa complexité structurale ou sa puissance, peut représenter l'expression d'un héritage volcanique.

Tableau 1. Classification des dykes felsiques présents dans les 38 forages observés du gisement de Chevrier (C) et dans les 10 forages du gisement de Chevrier Sud (CS). PQ – dyke porphyrique à quartz; PQF – dyke porphyrique à quartz et feldspath; PF – dyke porphyrique à feldspath.

Dykes felsiques	PQ		PQF		PF	
	C	CS	C	CS	C	CS
<b>Gisements</b>	C	CS	C	CS	C	CS
<b>Nombre observé</b>	86	20 <sup>1</sup>	13 <sup>2</sup>	31	86	16
<b>Puissance (m)<sup>3</sup></b>	19,6 <sup>4</sup>	18,7	4,7	10,8	3,0	3,2
<b>Couleur</b>	Blanc à gris pâle		Rouge-brun		Rouge-brun	
<b>Phénocristaux</b>	Quartz <sup>5</sup>		Quartz, Plagioclase		Plagioclase	
<b>Abondance de phénocristaux</b>	5%		1-2%, 25%		25%	
<b>Diamètre</b>	5-15 mm	1-2 mm	1 mm, 1-4 mm		2-5 mm	
<b>Altération</b>	Forte SR, AK		Modérée SR, AK, CL		Faible SR, CL, CC	
<b>Déformation</b>	Modérée à forte		Faible à modérée		Faible	
<b>Valeur aurifère (&gt; 100 ppb)</b>	Locale	Commune	Absente	Locale	Absente	Absente

AK – ankérite; CC – calcite; CL – chlorite; SR – séricite

- 1 – le nombre de dyke de PQ est possiblement plus élevé mais à cause de l'intense altération et déformation, leur identification est plus difficile dans la dacite ;
- 2 – le nombre de PQF est possiblement plus élevé au détriment des dykes PF à cause de la faible granulométrie et du faible pourcentage de quartz qui rend la différentiation entre les deux parfois difficile ;
- 3 – puissance apparente moyenne ;
- 4 – plusieurs forages terminent dans des dykes PQ, donc la moyenne représente en fait une valeur minimum ;
- 5 – localement des phénocristaux de feldspath sont préservés.











# Minéralisations aurifères de la région du lac Shortt : illustration d'une variété de contextes et de types de la période orogénique

Harold Brisson, Cambior

## Introduction

La région du lac Shortt est située à 120 km au SO de Chibougamau. Elle fait partie de la Zone Volcanique Nord (ZVN) de la Sous-province archéenne de l'Abitibi et elle constitue la portion occidentale de la Bande de Caopatina-Desmaraisville. Cette bande de direction E-O est formée de roches volcaniques et sédimentaires métamorphisées au faciès des schistes verts. La région a été le site d'une minéralisation aurifère non négligeable comme l'indique la présence de deux anciennes mines d'or — les mines lac Bachelor et lac Shortt — et d'un bon nombre d'indices aurifères. La production cumulée des deux anciennes mines totalise 15,5 t Au.

La région du lac Shortt recèle un intérêt particulier vis-à-vis l'histoire métallogénique de la Sous-province de l'Abitibi pour plusieurs raisons. D'abord, il est notable que la région renferme deux types descriptifs distincts de minéralisations aurifères : 1) type *veines de quartz-carbonates*; 2) type *disséminé de remplacement*. Les deux mines d'or de la région (Lac Bachelor et Lac Shortt) se classent dans le type disséminé de remplacement et ces deux mines ont en plus la particularité d'être étroitement associées dans l'espace à de petites intrusions felsiques et alcalines. Le gisement du lac Bachelor est associé à une intrusion de granitoïde; celui du lac Shortt, à un complexe alcalin (Archéen) avec carbonatite et syénite. L'association au lac Shortt de la minéralisation aurifère avec une carbonatite constitue un fait exceptionnel. Autre élément d'intérêt, la région se trouve dans la zone d'intersection de deux discontinuités structurales majeures de la ZVN : la faille E-O d'Opawica et la faille NE de Lamarck. Et il est remarquable que la plupart des minéralisations aurifères de la région sont spatialement associées à chacune de ces deux discontinuités chronologiquement distinctes.

C'est en relation avec ces particularités que l'auteur a réalisé une étude doctorale à l'UQAC initialement appuyée par le MRNFP. L'étude visait primordiallement à mieux comprendre l'histoire métallogénique de la région en examinant les caractéristiques des deux types de minéralisations identifiées, en précisant leur contexte de mise en place et en définissant leur position chronologique par rapport à l'évolution géologique régionale.

## Cadre géologique régional

La région du lac Shortt illustre le cycle volcanique 1 de la ZVN (2 735 – 2 720 ma). Deux grandes unités stratigraphiques y sont reconnues: la Formation d'Obatogamau à la base, et au sommet la formation de Dalime. La Formation d'Obatogamau consiste en un ensemble de basaltes tholéitiques à phénocristaux de plagioclase. La formation renferme le membre de Wachigabau qui est un ensemble de roches pyroclastiques et effusives de composition felsique. La formation de Dalime est un ensemble de roches sédimentaires volcanogènes et de roches pyroclastiques.

La région renferme de nombreux filons gabbroïques comagmatiques avec les basaltes de la Formation d'Obatogamau ainsi que deux vastes ensembles intrusifs stratiformes synvolcaniques. Il y a aussi des plutons granitoïdes pré-tectoniques à tarditectoniques. Les intrusions felsiques et alcalines associées aux gisements du lac Bachelor et du lac Shortt sont tarditectoniques.

L'ensemble volcano-sédimentaire est affecté par des plis régionaux orientés ENE. Ces plis sont isoclinaux avec des axes à plongement subvertical et ils sont assimilables aux plis E-O prédominants dans la ZVN. Une schistosité de flux, omniprésente à l'échelle régionale, est de plan axial aux plis. Deux familles de failles majeures sont reconnues dans la région : 1) ENE et 2) NE. Ces deux familles de failles coupent les plis régionaux ENE. Les failles de la famille ENE correspondent au type E-O reconnu à travers toute la ZVN. La faille d'Opawica en est la principale représentante dans la région. Elle se

caractérise par un large couloir de déformation ductile. L'exemple le plus important de la famille NE est la faille de Lamarck, à caractère fragile et qui présente un rejet senestre d'ordre kilométrique. Cette dernière coupe les failles de la famille ENE.

## **Caractéristiques des minéralisations aurifères de type veine de quartz-carbonates**

### Contextes généraux

Les caractéristiques des minéralisations de type veine de quartz-carbonates ont été documentés à partir de l'examen de la plupart des indices les plus importants de la région. Trois vastes secteurs d'indices présentant des minéralisations de type veine de quartz-carbonates ont été étudiés. Un groupe d'indices se situe dans le secteur de l'île Opawica, un autre groupe au NO du lac Shortt et un troisième à l'E du lac Opawica.

Dans le secteur de l'île Opawica, les veines aurifères sont encaissées dans des gabbros. Elles sont associées dans l'espace avec un pluton de syénite et se situent près de l'intersection entre les failles de Shortt (ENE) et de Lamarck (NE). Dans le secteur au NO du lac Shortt, les veines se trouvent au sein d'un ensemble intrusif mafique-ultramafique stratiforme affecté par la phase de plissement régionale et au nord de la zone d'intersection entre la faille de Shortt (ENE) et la faille de Lamarck (NE). Les veines aurifères dans le secteur à l'E du lac Opawica sont encaissées dans des roches volcaniques mafiques et felsiques ainsi que dans des roches sédimentaires et sont étroitement associés à la faille régionale d'Opawica.

Ces trois contextes géologiques différents révèlent que les veines aurifères sont encaissées dans toute la gamme des lithologies archéennes reconnues. Par ailleurs, les veines aurifères se trouvent dans des contextes variés de déformation ductile. La déformation ductile générale est négligeable aux indices du secteur au NO du lac Shortt et du secteur de l'île Opawica. En contraste, les lithologies aux indices du secteur à l'est du lac Opawica affichent une déformation ductile plus intense que celle observée à l'échelle régionale, en illustration du contexte de la faille d'Opawica. Ces derniers indices laissent entrevoir que la faille d'Opawica se matérialise par un couloir de déformation ductile de puissance plurihectométrique à l'intérieur duquel la linéation minérale et d'étirement a une plongée abrupte en général, typique des failles régionales E-O de la ZVN.

### Styles et contrôles structuraux des veines

L'ensemble des indices étudiés montre que les veines aurifères se trouvent dans des fractures en cisaillement, des fissures d'extension et des brèches associées aux fractures en cisaillement. Les veines qui occupent les fractures de cisaillement ont des puissances allant jusqu'à 1 m; elles sont massives ou présentent du rubanement mylonitique. La mise en place des veines aurifères est contrôlée par l'activité de failles au caractère essentiellement fragile. Deux familles de failles occupées par des veines aurifères sont distinguées : 1) des failles à rejet pendage prédominant, inverses et inverses-dextres; 2) des failles à rejet directionnel et oblique. Les premières, observées dans les trois secteurs d'indices étudiés, ont des directions variant entre NE et ESE et des pendages abrupts, N et S. La seconde famille, observée dans le secteur au nord-ouest du lac Shortt et le secteur de l'île Opawica, regroupe des failles de directions NNE à ESE à rejet senestre et senestre-oblique, et des failles de directions NO à NNO à rejet dextre-oblique, ayant toutes des pendages abrupts. La composante oblique est en sens normal sur les failles inclinées de cette seconde famille. Dans le secteur de l'île Opawica, les failles NO à NNO dextre-obliques apparaissent en système conjugué avec des failles NNE à NE senestres-obliques.

### Nature des minéralisations et altérations

Les épontes des veines aurifères montrent des altérations hydrothermales et des minéralisations disséminées allant de quelques centimètres à plusieurs mètres d'épaisseur. Des études pétrographiques et géochimiques détaillées en coupe ont été réalisées. Ces études ne font pas ressortir de différences significatives dans les minéralisations et les altérations entre les veines associées aux failles à rejet pendage prédominant et celles associées aux failles à rejet directionnel et oblique. L'ampleur du

phénomène hydrothermal et minéralisateur associé à chacune des deux familles de failles aurifères est aussi comparable. Les minéralisations sont essentiellement constituées de pyrite. L'or est à l'état natif et en étroite association avec la pyrite ou bien il est libre dans les veines. L'altération hydrothermale se manifeste par la formation de carbonates, de chlorite, de séricite, de biotite, de fuchsite, d'albite et de quartz. Des études lithogéochimiques des zones d'altération indiquent l'addition générale de C, S, H et K. Les éléments traces les plus systématiquement ajoutés avec l'or, sont le As et le W.

#### Aspects chronologiques

Les minéraux d'altération hydrothermale associés aux veines aurifères remplacent les minéraux produits par le métamorphisme régional au faciès des schistes verts. Les indices à l'est du lac Opawica montrent que les failles aurifères inverses et inverses-dextres sont tardives par rapport au développement du couloir de déformation ductile de la faille d'Opawica. D'après les relations de rencontre observées aux indices de l'île Opawica, les failles aurifères à rejet directionnel et oblique se sont formées après les failles aurifères inverses et inverses-dextres.

#### **Caractéristiques des minéralisations aurifères de type disséminé de remplacement – exemple du gisement du Lac Shortt**

La documentation des minéralisations de type disséminé de remplacement découle principalement de l'étude du gisement du lac Shortt.

#### Contexte géologique local

L'environnement rocheux de la mine du lac Shortt comprend des basaltes de la Formation d'Obatogamau, des filons-couches comagmatiques de gabbro, des roches volcanoclastiques de la formation de Dalime et un appareil intrusif alcalin à carbonatite et syénite. L'ordre de formation de cet appareil est la syénite d'abord suivie de la carbonatite. La datation U-Pb (zircon) fournit un âge de  $2\,691^{+5}_{-3}$  Ma pour la carbonatite.

Le domaine de l'éponte S du gisement se situe au niveau de la charnière d'un pli ENE. La schistosité régionale qui est coplanaire avec la surface axiale de ces plis est de faible intensité dans le secteur. Le gisement est associé à une faille ductile importante : la faille de Shortt. Cette faille juxtapose deux domaines lithologiques différents et elle marque nettement la troncature des couches du compartiment au S. La faille a une direction ENE et un pendage de 75 à 80°N. Elle se matérialise par un couloir de déformation ductile ayant une puissance de 30 à 40 m. Il s'agit d'une faille inverse-dextre d'après la linéation minérale et d'étirement et les indicateurs de sens de cisaillement.

Les intrusions alcalines ont subi des effets de la faille de Shortt. Au coeur du couloir de déformation, il y a des dykes de syénite en voie de boudinage et des porphyroclastes de syénite de taille millimétrique jusqu'à métrique, montrant que la mise en place de la syénite s'est faite avant ou durant le développement de la faille. Des dykes et des zones bréchiqes de formes irrégulières et déformées de carbonatite sont observés à l'intérieur même du couloir de déformation. La linéation a une plongée abrupte dans les roches contenant des porphyroclastes de syénite et dans les carbonatites déformées, ce qui indique que les intrusions alcalines ont enregistré tout au moins une partie du cisaillement inverse-dextre associé à la faille de Shortt.

#### Caractéristiques géologiques

Le gisement représente 2,7 Mt de minerai à 4,6 g/t d'or. Le rapport Au/Ag est de 30. La zone minéralisée principale est un corps lenticulaire d'une épaisseur de 5,5 m, ayant 950 m de profondeur et une extension horizontale de 300 m. Ce corps minéralisé est étroitement associé à la zone de déformation de la faille de Shortt. Les colonnes fortement minéralisées se trouvent où la faille de Shortt coupe des filons-couches de gabbro comagmatique à la Formation d'Obatogamau.

Trois catégories de roches aurifères se distinguent dans la zone minéralisée principale : 1) des roches mylonitiques riches en carbonates ferrifères, 2) des intrusions de syénite et 3) des intrusions de carbonatite. La majeure partie des minéralisations se trouve dans des roches mylonitiques riches en carbonates ferrifères et contenant des porphyroclastes de syénite. Les minéralisations dans ces roches sont dominées par la pyrite. L'or est à l'état natif, en inclusion dans la pyrite et en grains libres dans la gangue. Les minéralisations se trouvent essentiellement au sein de la matrice riche en carbonates ferrifères de la roche mylonitique porphyroclastique; les porphyroclastes de syénite sont presque dépourvus de minéralisations. Les roches porphyroclastiques présentent une linéation minérale et d'étirement près de la verticale et les minéralisations qu'elles renferment dessinent clairement un rubanement tectonique, illustrant que les minéralisations ont enregistré tout au moins une partie du cisaillement inverse-dextre associé à la faille de Shortt. Les minéralisations dans les intrusions de syénite et de carbonatite sont semblables à celles observées dans les roches riches en carbonates ferrifères et elles sont aussi étroitement associées à des zones mylonitiques.

Sur le plan géochimique, la zone minéralisée est marquée par l'addition de C, S, H et K (Morasse 1988). Le W est l'élément métallique trace qui accompagne le plus remarquablement l'or.

### Aspects chronologiques

Les altérations aurifères au lac Shortt remplacent les minéraux reliés au métamorphisme régional. Les intrusions de syénite et de carbonatite sont cisailées dans le couloir de déformation de la faille de Shortt et elles présentent une linéation minérale et d'étirement vers la verticale. La mise en place du complexe alcalin a donc eu lieu avant ou durant le cisaillement inverse-dextre associé à la faille de Shortt. Les minéralisations aurifères sont étroitement associées à la faille de Shortt, elles dessinent un rubanement mylonitique et il n'y a pas d'indication d'une concentration aurifère qui pourrait être antérieure au développement de cette faille. Les minéralisations apparaissent postérieures à la mise en place et à la déformation des intrusions alcalines. Les observations conduisent à interpréter une seule période de concentration aurifère qui est postérieure à la mise en place des intrusions alcalines et ayant eu lieu lors du développement de la faille ductile inverse-dextre de Shortt.

### **Synthèse**

La mise en place des minéralisations aurifères étudiées couvre une période de l'évolution structurale régionale qui a lieu après le paroxysme du métamorphisme et la formation des plis régionaux E-O. Trois étapes successives dans cette période sont distinguées et sont, dans l'ordre chronologique : 1) failles ductiles inverses et inverses-dextres (failles d'Opawica et de Shortt); 2) failles fragiles inverses et inverses-dextres; 3) failles fragiles à rejet directionnel et oblique. Globalement, l'attitude des failles fragiles inverses et inverses-dextres (pendage abrupt et orientation générale ENE) montre qu'il ne s'agit pas de fractures de type andersonien mais oblige plutôt à interpréter que le développement de cette famille de failles aurifères a été fondamentalement contrôlé par les anisotropies préexistantes du bâti. Ces failles traduiraient un raccourcissement NO-SE et un étirement vertical. Elles présentent une asymétrie dextre et sont interprétées comme illustrant une structuration en bouquet de fleur dans un régime en transpression dextre. L'attitude des failles fragiles à rejet directionnel et oblique est compatible en partie avec le type andersonien. Ces failles traduiraient un raccourcissement N-S et un étirement E-O. Comme ces failles aurifères sont spatialement associées à la faille NE senestre de Lamarck et elles sont interprétées comme des fractures secondaires de type R, R' et P liées à cette faille régionale.

L'étude conduit à reconnaître que la mise en place des minéralisations aurifères étudiées couvre trois étapes de la période orogénique. Le gisement de type disséminé de remplacement du lac Shortt se met en place lors du développement des failles ductiles alors que les gisements de type veine se mettent en place durant les deux autres étapes successives de développement de failles fragiles. Toutes les minéralisations aurifères étudiées se seraient développées après ou à partir de  $2691 \pm 5$  Ma, âge de la carbonatite au lac Shortt. La durée de temps entre les différentes étapes n'est pas contrainte et peut être relativement courte. En fait, en raison de l'absence de distinction dans les caractéristiques des minéralisations et altérations pour les deux étapes de mise en place de veines aurifères, il semble peu plausible que ces deux étapes soient grandement dissociées dans le temps.

## **Discussion**

### Aspects structuraux

La synthèse récente d'évolution géologique de la Sous-province de l'Abitibi de Daigneault et al., (sous presse) fait intervenir 4 étapes (D1 à D4) structurales fondamentales pour la ZVN. Les observations et interprétations placent les minéralisations étudiées à l'étape D4, à partir de 2 702 ma, qui voit le développement de failles SE en coulissage dextre et constituant la signature d'une convergence oblique. À la mine du lac Shortt, la minéralisation aurifère a été contrôlée par une faille ductile inverse-dextre et se serait mise en place au plus loin à 2 696 Ma. La mise en place des veines aurifères associés aux failles fragiles inverses et inverses-dextres marquerait une étape plus avancée en transpression dextre, en accord donc avec l'idée d'une convergence oblique. La mise en place des veines aurifères associés aux failles à rejet directionnel et oblique se situerait à une étape encore plus tardive qui marquerait le début du développement des failles régionales NE senestres. Bien que cette catégorie de failles marque un direction de raccourcissement N-S, leur développement est compatible avec la poursuite de la transpression dextre. L'étude de la région du lac Shortt indique donc que l'étape D4 de convergence oblique se caractérise par le développement de différentes catégories de structures, dont la poursuite du développement des failles inverses E-O qui apparaissent à l'étape D3, et l'apparition de fractures appartenant à la famille de failles régionales NE senestres.

### Typologie des minéralisations

Pour expliquer les deux types descriptifs de minéralisations aurifères étudiés dans la région du lac Shortt, il est attrayant de proposer des types génétiques distincts et un lien génétique entre le phénomène minéralisateur et le complexe intrusif alcalin pour le gîte du lac Shortt. Toutefois, du fait que les deux types de minéralisations étudiés se mettent en place à des étapes successives de la période tardive de l'évolution de la ZVN et qu'il ont plusieurs caractéristiques fondamentales en commun, une explication en liaison avec les processus de circulation de fluides et le moment de mise en place est favorisée pour expliquer les différences. Le modèle de la faille-valve fournit une explication pour la mise en place des veines aurifères de quartz étudiées. En contraste avec ce modèle où la formation des veines est expliquée à partir de cycles d'augmentation de pression de fluides – rupture en cisaillement - circulation brusque des fluides, on propose pour le cas de la mine du lac Shortt que la déformation ductile progressive de la faille Shortt a permis la circulation progressive des fluides aurifères, de telle sorte qu'il n'y a pas eu d'augmentation critique de pressions des fluides en profondeur. La circulation diffuse et plus régulière des fluides aurait ainsi donné lieu à un corps de remplacement où les minéralisations sont disséminées.

## **Conclusion**

Il ressort fondamentalement que la mise en place des minéralisations aurifères étudiées dans la région du lac Shortt jalonne trois étapes successives de la période orogénique tardive de la ZVN. Le gisement de type disséminé de remplacement du lac Shortt se met en place lors du développement des failles ductiles alors que les gisements de type veine de quartz-carbonates se mettent en place durant deux autres étapes marquées par le développement de failles fragiles. Les minéralisations de type veine de quartz-carbonates et de type disséminé de remplacement sont considérées comme des variantes d'un même type génétique de minéralisation.













## Évolution métallogénique du secteur de Val-d'Or (Abitibi) et ses impacts sur l'exploration

Alain Carrier, géo., M.Sc.

Innovexplo inc. – Services géologiques, 560-B, 3<sup>e</sup> Avenue, Val-d'Or (Québec), J9P 1S4

Tél : (819) 874-0447, Fax : (819) 825-8930, Courriel : [alain.carrier@innovexplo.com](mailto:alain.carrier@innovexplo.com),

Site web : [www.innovexplo.com](http://www.innovexplo.com)

À l'époque tardi-archéenne, l'évolution tectonique et magmatique de la zone volcanique sud (Sous-Province de l'Abitibi) s'étend sur une période de plus de 70 Ma. Divers types de gîtes minéraux se sont formés tout au long de cet intervalle de temps. Quels sont les impacts, au niveau stratégique et tactique, d'une telle évolution géologique sur l'exploration minérale d'un camp comme celui de Val-d'Or? Pourquoi les géologues miniers et d'exploration devraient-ils se préoccuper de l'évolution métallogénique d'un secteur d'intérêt ou d'un gisement? L'étude de l'évolution métallogénique adresse les questions suivantes : comment, pourquoi, et quand la minéralisation s'est-elle mise en place? Dans notre quête de nouvelles sources de minerai, les réponses à ces questions devraient permettre de répondre à la question fondamentale : où la minéralisation s'est-elle mise en place?

Les gîtes minéraux du camp de Val-d'Or incluent des gisements magmatiques à Ni-Cu et Ni-Cu(EGP) (e.g. Marbridge), des gîtes de chrysotile (e.g. Bolduc), des formations de fer, des sulfures massifs volcanogènes à Cu-Zn (e.g. Louvicourt), des gîtes de pyrophyllite, des systèmes volcanogènes à signature épithermale et enrichis en Au (e.g. Bevcon), des systèmes embryonnaires syn-volcanique de type porphyre à Cu-Mo-(Au) (e.g. phase précoce à Beaufor), des gisements d'or filonien et disséminés en association spatiale et temporelle avec des roches intrusives alcalines (e.g. Kiena et Swanson), une minéralisation de type porphyre à Cu-Mo-(Au) associée aux plutons alcalins syn-tectoniques (e.g. Ducros Copper zone no.1), des minéralisations de type skarn à Cu-Au (e.g. Akasaba, Hogg-Zone no.3), des gisements d'or filonien tardi-orogénique à quartz-carbonates (e.g. Ferberber, Beaufor) et à quartz-tourmaline (e.g. Sigma, Lamaque, Goldex), ainsi que des minéralisations à Mo, Li et Be associées avec des plutons post-tectoniques (e.g. Québec Lithium). Cette évolution métallogénique du secteur de Val-d'Or est à l'image de l'évolution magmatique et tectonique de la région et reflète son enfouissement progressif. Les premiers gîtes (~2715 Ma) se sont formés à proximité de la surface et sont intimement liés à l'environnement volcanique. Cette évolution se termine avec les gisements plus récents (~2640 Ma) qui se sont formés à une grande profondeur dans la croûte.

La compréhension de l'évolution métallogénique permet d'obtenir une vision d'ensemble d'une région ou d'un gisement. Cette vision d'ensemble s'avèrera parfois nécessaire pour la résolution des problématiques de distribution, de géométrie et de continuité de la minéralisation recherchée. L'évolution métallogénique du camp de Val-d'Or indique également que la recherche d'un métal peut être faite dans plus d'un contexte qui nécessitera des approches et des outils d'exploration adaptés à chacun de ces contextes. Par exemple, l'or peut être recherché dans cinq contextes géologiques différents depuis : (i) les gîtes volcanogènes, (ii) les systèmes épithermaux; (iii) les gîtes en association spatiale avec les intrusifs alcalins (gîtes d'or filonien et disséminés); (iv) les skarns à Cu-Au; et (v) les gîtes filoniens tardi-orogéniques à quartz-carbonates et à quartz-tourmaline. La recherche de certains de ces gîtes nécessitera l'utilisation de la géophysique et de la géochimie alors que pour d'autres, une approche structurale serait plus appropriée. L'étude de l'évolution métallogénique permet également de mettre en perspective les notions d'héritage (lithologique, d'altération, structurale et métallique) et permet également d'envisager la possibilité de superposition d'événements métallogéniques à un même endroit.

L'utilisation de nouveaux outils, de nouvelles approches ainsi que la compréhension globale de l'évolution métallogénique du camp minier de Val-d'Or seront garant de l'avenir de son exploration et du renouvellement de ces ressources.

# Les centres felsiques de l'Abitibi : l'exemple de Hunter Mine

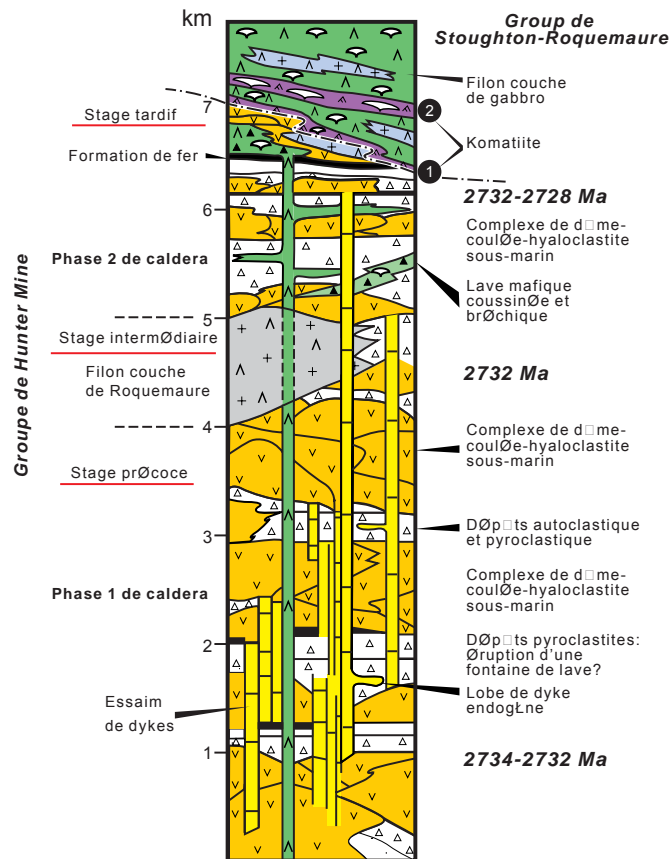
Mueller, W.U.

Sciences de la Terre, Université du Québec à Chicoutimi, Québec, Canada, G7H 2B1;  
e-mail : Wulf\_Mueller@uqac.ca

## Introduction

La ceinture de roches vertes de l'Abitibi (300x700 km), Province du Supérieur, est connue pour les gisements de sulfures massifs qui sont intimement associés avec les centres felsiques. La zone volcanique nord (ZVN) de l'Abitibi est caractérisée par les centres ou édifices volcaniques du cycle volcanique I (2720-2735 Ma) comme Normétal (2728 Ma), Joutel (2729 Ma) Lemoine (2729 Ma), Matagami (2725 Ma) et Hunter Mine (2728-2734 Ma), tandis que la zone volcanique du sud (ZVS) témoigne des centres felsiques du cycle volcanique III comme Rouyn-Noranda (2697-2705 Ma) et Val-d'Or (2701-2705 Ma). Tous ces centres volcaniques ont des dépôts de sulfures massifs qui deviennent des sites d'exploration importants. Des centres de Rouyn-Noranda, de Hunter Mine et de Normétal représentent des calderas à dominance felsique avec la caldera de Rouyn-Noranda qui est connue mondialement pour ses dépôts de sulfures massifs (c.à.d. Horne Mine). Au contraire, la caldera de Hunter Mine demeure mal connue malgré les travaux récents. De plus, comme les gisements de sulfures massifs de Sturgeon Lake, Province de Wabigoon, il y a une zone d'altération de carbonate étendue. Cette contribution porte sur les caractéristiques physiques de la caldera de Hunter Mine qui est hôte de plusieurs anciens gisements de sulfures massifs.

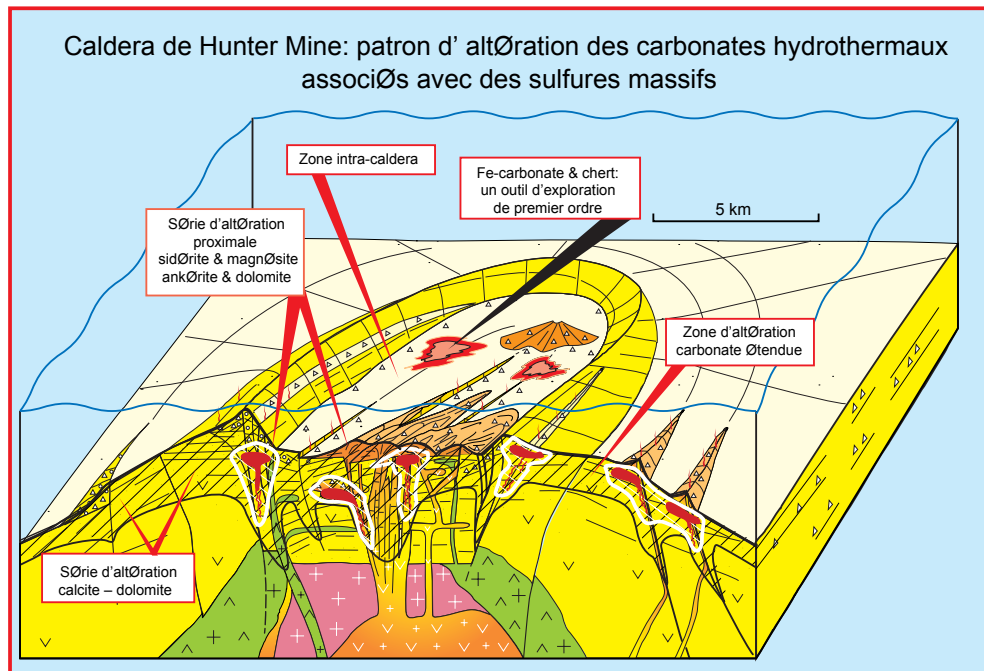
**Stratigraphie des groupes de Hunter Mine et de Stoughton-Roquemaure**



## La caldera de Hunter Mine

Le caldera sous-marine de Hunter Mine, 6-7 km d'épaisseur, se trouve dans la partie limitrophe sud de la ZVN, à côté de la faille de Destor-Porcupine-Manneville. L'édifice est composé à 90% de roches felsiques (dacite à rhyolite) de composition calco-alkaline, ce qui suggère une origine par un processus de subduction. La caldera est divisée en trois avec un stage précoce (2734-2732 Ma), un stage intermédiaire (2732 Ma) et un stage tardif (2732-2728 Ma). De plus, il y a un essaim de dykes étendu sur 5 km qui peut être suivi sur 2.5 km. Ce réseau de dykes polyphasé représente l'évolution de la caldera. Le stage précoce, 3-4 km d'épaisseur, démontre des complexes de coulée et de dôme ainsi que des dépôts pyroclastiques sous-marins primaires produits par des fontaines de lave. Ces dépôts explosifs sont intercalés avec des formations de fer (magnétite et jaspe) indiquant les phases inter-éruptions tranquilles et circulation de fluides hydrothermaux. La phase intermédiaire indique une extension ou un rifting de l'édifice car il y a l'intrusion du filon couche de Roquemaure (2731.8±2 Ma) d'une épaisseur allant jusqu'à 1 km. La partie sommitale est plus complexe avec des dépôts volcanoclastiques felsiques (les tufs turbiditiques), les formations de fer, les coulées de lave d'une épaisseur de 50-200m, les coulées mafiques coussinées, bréchiques et massives avec colonnades. En plus, cette partie démontre de nombreuses failles synsédimentaires et synvolcaniques le long desquelles des fluides hydrothermaux ont circulé. Les coulées komatiïques du Groupe de Stoughton-Roquemaure surmontent cette succession d'une façon concordante et indiquent la transition de roches volcaniques felsiques produit par la subduction vers les roches mafiques-ultramafiques produit par une plume mantellique.

La caractéristique la plus prononcée au sommet de la caldera de Hunter Mine est l'altération en carbonate des coulées de lave felsiques et des tufs turbiditiques : cette altération en carbonate de fer, sidérite et ankérite est un produit de remplacement sous la surface de l'océan archéen. L'altération en carbonate la plus intense se trouve dans les zones de minéralisation en sulfures massifs de basse température (marcassite-magnétite colloforme : ca. 100 ). Le patron d'altération du sommet de la caldera de Hunter Mine commence avec une phase de silicification pour sceller le système, ensuite nous avons la phase de carbonatation, suivi finalement par la phase minéralisatrice. Les calderas sont des hôtes volcaniques favorables pour les systèmes hydrothermaux car il y a de nombreux réseaux de failles qui permettent le transport des fluides. Pour l'exploration minière, il s'agit de trouver ces systèmes de failles synvolcaniques, ainsi que d'identifier les sous-environnements sur la planché de la caldera.





## Camp de Noranda et nouvelles approches

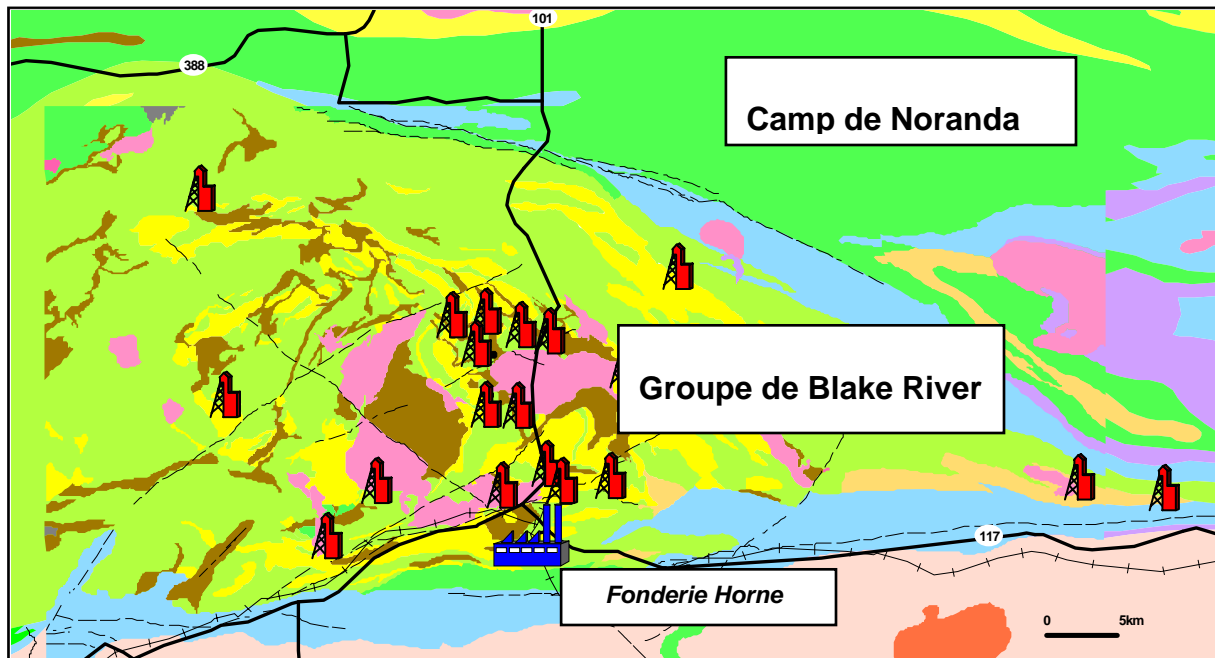
Mario Masson, Noranda Inc.

Depuis près d'un siècle, le camp minier de Noranda est reconnu pour son excellent potentiel minier, tant aurifère que pour les métaux de base.

Le camp Central de Noranda a produit plus de 2.2 Mt de cuivre, 1.3 Mt de zinc et 500 t d'or extrait d'environ une vingtaine de dépôts de type SMV de différentes tailles (1 à 59 Mt). L'environnement géologique est caractérisé par la présence de cinq cycles felsiques dont trois contiennent des gisements polymétalliques de types SMV. Les mines Corbet et Ansil sont de bons exemples de gisements riches en cuivre à l'intérieur du Cycle 3 qui contient au moins quatre interfaces favorables (Corbet-Ansil-C-Main). Les dépôts associés aux cycles 4 et 5 sont généralement plus riches en zinc et or (Quémont-Delbridge-Bouchard-Hébert). Le contrôle structural et la réactivation des systèmes hydrothermaux sont des éléments importants à considérer. Dans le camp Central, certains horizons demeurent relativement peu testés en profondeur et ce, malgré les nombreux programmes d'exploration menés au cours des années.

Malgré le fait que Noranda est impliqué depuis plusieurs années dans le camp de Noranda, ce n'est que tout récemment qu'un nouveau programme d'exploration, en partenariat avec Alexis Minerals, a été amorcé.

Afin de découvrir de nouvelles richesses, l'une des principales stratégies de ce nouveau partenariat entre Alexis Minerals et Noranda Inc. est d'y conduire des travaux d'exploration intensifs tout en utilisant les toutes dernières technologies disponibles comme par exemple le MegaTEM II, Gocad, et le Titan-24 afin d'y découvrir de nouvelles richesses.



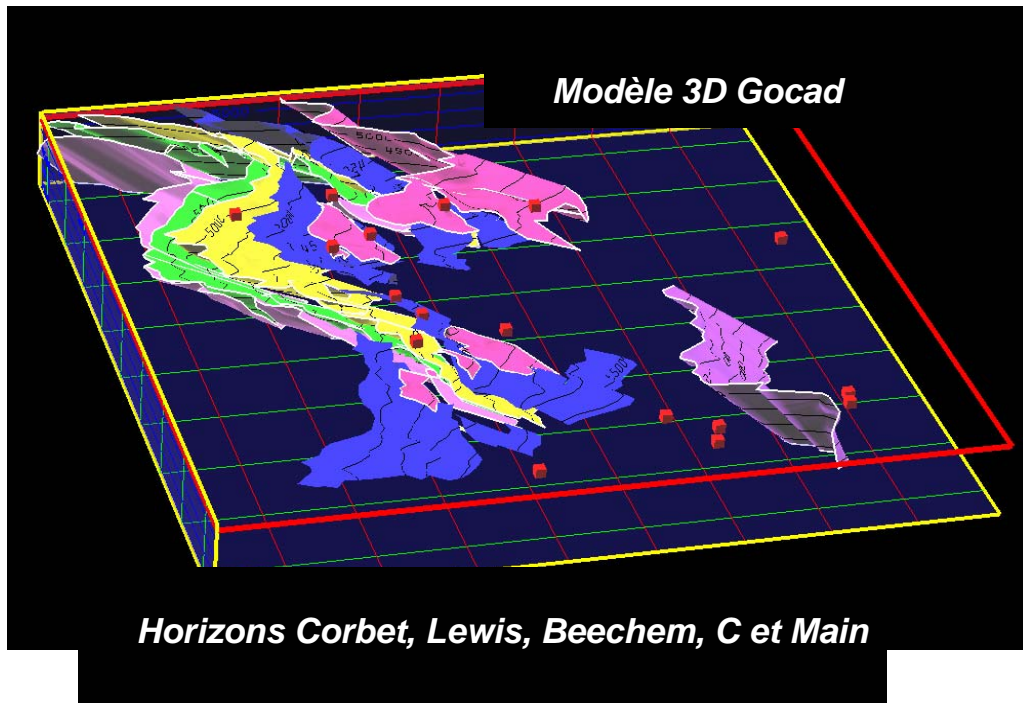
## Levé MegaTEM II

En 2002, un levé aéroporté électromagnétique de grande puissance, le levé MegaTEM a été effectué et a couvert environ 1,960 kms carrés dans le groupe du Blake River. Ce levé a généré plusieurs nouvelles anomalies qui n'avaient jamais été détectées par les méthodes antérieures. Les vérifications de ces anomalies sont toujours en cours avec le programme de forage actuel en partenariat avec Alexis Minerals.



## Modèle 3D Gocad

En 2003, un modèle tridimensionnel du camp central de Noranda été complété avec le logiciel Gocad. Ce modèle couvre un secteur d'environ 17 kilomètres par 17 kilomètres jusqu'à une profondeur de 2 kilomètres. Plusieurs données de base telles que la géologie, les structures syn-volcaniques, les analyses, la lithogéochimie et la géophysique ont été incorporées à ce modèle. La puissance de cet outil demeure dans la possibilité de faire des requêtes qui intègrent l'ensemble de ces paramètres à l'intérieur d'une seule et unique plate-forme. Jusqu'à présent, plusieurs secteurs favorables ont été mis à jour et seront testés par forage dans le cadre du partenariat Noranda-Alexis.



#### Titan-24

Tout récemment, un levé de type Titan-24 totalisant environ 75 km carrés a été amorcé dans le camp de Noranda. Cette nouvelle technologie combine les méthodes PP et MT et offre une profondeur de détection au-delà des 600-700 mètres.



# Métallogénie de l'Abitibi : distributions spatiale et temporelle des minéralisations et implications pour l'exploration.

Damien Gaboury  
CERM-UQAC-CONSOREM  
dgaboury@uqac.ca

## Introduction

Résumer et synthétiser l'activité hydrothermale, qui a perduré pendant 50 millions d'année et qui est répartie sur un territoire de plus de 73 000 km<sup>2</sup>, est un défi de taille. La démarche traditionnelle consiste à compiler les données existantes par camps miniers et comparer ces données entre-elles à la lumière des données géologiques existantes (datation, géochimie, etc.). Plusieurs études de ce type ont été réalisées par le passé (Simard et al. 1990; Lacroix, 1998).

La présente approche se veut plutôt basée sur l'analyse des camps miniers, en termes de type de minéralisation, d'âge et de distribution spatiale relative. Cette approche s'intègre relativement bien avec les différentes présentations du Forum. Une telle approche permet de comparer des secteurs et de poser des questions quant à la fertilité ou l'infertilité apparente de certains secteurs. En fait, la métallogénie est utilisée ici pour déduire des contextes géodynamiques et indirectement, pour adresser la question de la fertilité. Cette approche par camps nécessite toutefois la définition de ce qu'est un camp minier. Pour les fins de la présente étude, un camp minier est considéré comme un secteur défini spatialement, renfermant plus de deux gisements. Cette définition fait appel à un état des connaissances et à la définition de ce qu'est un gisement. Malgré toute la rigueur de la démarche scientifique, la notion de camp devient inévitablement personnelle, particulièrement au moment où le regroupement de certains gisements permet de mettre en lumière des relations empiriques utiles pour l'exploration ou la métallogénie. Enfin, il faut être conscient des disparités N-S : l'histoire du développement du nord de l'Abitibi est différente de celle du sud. Il manque presque 50 années de prospection à la partie nord et par surcroît, la couverture post-glacière y est plus importante...

## Cadre géologique

Le cadre géologique est ici résumé à partir des travaux de Daigneault (2004). Le lecteur est prié de s'y référer pour plus de précision et pour les références. L'Abitibi québécoise se subdivise en deux grands ensembles lithotectoniques, soit la zone volcanique nord (ZVN) et la zone volcanique sud (ZVS). Les deux grands ensembles sont délimités d'est en ouest par la faille Porcupine.

La ZVN est de dimension 10 fois supérieure à celle du sud et elle se décompose en une zone centrale et une zone externe. La ZNV se caractérise par des assemblages de roches volcaniques et plutoniques regroupés en 2 cycles volcaniques. Le cycle 1, de 2735 à 2720 Ma, correspond à une grande plaine de basaltes sous-marins ponctuée par plusieurs centres felsiques comme ceux de Joutel, Normétal, Matagami, Selbaie, Hunter et Lemoine (Chibougamau). Le cycle 2, de 2720 à 2705 Ma, est interprété comme un arc émergeant, auquel plusieurs plutons synvolcaniques sont associés, dont le pluton de Chibougamau (Pilote et al, 2004).

La ZVS comprend les segments de Blake River (2703-2698 Ma) et de Malartic (2714-2701 Ma) et se compose de roches volcaniques qui forment un troisième cycle volcanique. Le segment de Blake River comprend des séquences de basaltes tholéitiques et des séquences mafiques-felsiques calco-alcalines considérées comme une île en arc. Le segment de Malartic comprend des komatiites et des basaltes interprétés comme une plaine sous-marine et des komatiites et des andésites-dacites-rhyolites appartenant à un arc.

L'histoire de la déformation est diachronique. Elle est délimitée dans la période 2710-2690 Ma pour la ZVN et entre 2698-2640 Ma pour la ZVS. La déformation montre la même séquence pour les deux zones,

passant d'un raccourcissement dominant vers un décrochement dextre dominant. Les grandes discontinuités structurales ont enregistré l'histoire complète de la déformation. Conséquemment, il est communément difficile de placer dans un cadre temporel absolu les minéralisations aurifères formées le long et en association avec les grandes failles majeures.

## **Métallogénie de l'Abitibi**

L'essentiel de la production métallifère de l'Abitibi se résume à 4 métaux : Cu, Zn, Au et Ag. Ces métaux ont été extraits essentiellement à partir de deux groupes génétiques de gisements : 1) les minéralisations volcanogènes syngénétiques; et 2) les minéralisations épigénétiques produites à la fin des épisodes orogéniques et désignées ici sous l'appellation « orogénique ». Certaines minéralisations ont été produites entre les périodes de volcanisme et d'accrétion tectonique en association avec du magmatisme. Mais celles-ci, dont les exemples sont Don Rouyn (Jébrak et al., 1996) et Taschereau-Launay (Jébrak et Doucet, 2002), demeurent marginales d'un point de vue économique.

### Minéralisations volcanogènes syngénétiques

Les gisements volcanogènes (Cu, Zn, Au, Ag), désignés VMS (volcanogenic massive sulfures) se forment lors de la construction de certains édifices volcaniques felsiques (Mueller, 2004). Trois types de gisements de VMS sont distingués: 1) cupro-aurifère (Horne, Bousquet-1 et -2; Dumagami); 2) polymétalliques aurifères (Quémont, Estrades, Lemoines, LaRonde); et 3) polymétalliques (Louvicourt, Langlois, Bouchard-Hébert, etc.). Cette subdivision en trois types est relativement arbitraire d'un point de vue génétique.

Outre le type « classique » amas sulfurés syngénétiques (VMS), de nombreux gisements, essentiellement Cu-Au et Au-Ag, sont également d'affiliation volcanogène. Ces gisements peuvent être divisés en 3 catégories: 1) les veines de quartz aurifères, communément riches en sulfures; 2) les filons de sulfures massifs à Cu-Au; et 3) et les disséminations de sulfures dans des zones d'altération. Le Géant Dormant est l'exemple type de la catégorie 1. Les gisements Doyon (zone ouest), Mouska, Chevrier et possiblement Joe Mann font partie de cette catégorie. La catégorie filons de sulfures est représentée par les minéralisations de type lac Doré à Chibougamau (Pilote et al. 2004) et Chapais et par la zone B du camp Selbaie. À Chibougamau, les filons Cu-Au sont associés au deuxième cycle volcanique (2718-2714 Ma) et sont uniques en Abitibi et uniques à l'archéen. La dernière catégorie regroupe différents gisements formés par des processus de remplacement précoce syn- à tardi-volcanique, dont Agnico-Telbel (Jébrak et al. 2000); Comtois et Fenelon.

### Minéralisations aurifères orogéniques

Ces minéralisations se présentent sous différentes formes : 1) en veines de quartz-carbonates ± tourmaline; 2) en disséminations de sulfures et stockwerks de quartz-carbonates dans des roches compétentes altérées; et 3) en remplacement de zones de cisaillement. Ces minéralisations montrent une association spatiale avec la proximité de failles majeures.

Les gisements aurifères filoniens composés de veines de quartz-carbonates ± tourmaline ont la particularité de définir des champs minéralisés de dimension plurikilométrique. L'exemple type est le champ de veines de quartz-carbonates-tourmaline de Val-d'Or, qui s'étend sur plus de 30 km d'est en ouest et qui comprend les gisements de Sigma-Lamaque et la presque totalité des gisements filoniens aurifères à l'est du gisement Siscoe. D'autres champs filoniens sont aussi bien documentés dont celui des veines de quartz-carbonates à l'ouest de Val-d'Or, défini par les gisements Norlartic, Marban, Mine Little Long Lac, Kierens, Marlatic High Grade (Camflo ?). À Rouyn-Noranda, les gisements aurifères filoniens encaissés dans les plutons synvolcaniques de Powell et Favrian, dont Silidor, définissent un autre champ. Cette répartition en champ est une caractéristique intrinsèque de ce type de minéralisation qui implique des circulations régionales de fluides hydrothermaux le long d'un système de fracture également d'amplitude régionale.

Les minéralisations en dissémination de sulfures et stockwerks comprennent les gisements de la portion sud du camp de Malartic (East Amphi, Canadian Malartic, Sladen, Barnat, East Malartic et Malartic goldfield : Fallara, et al. 2000), les gisements du camp de Duparquet (Duquesne, Donchester, Beattie : Legault et al. 2003) et ceux du camp de Desmaraisville (Lac Shortt, Bachelor : Brisson, 2004). Ces minéralisations aurifères sont spatialement associées à du magmatisme alcalin, essentiellement à des syénites. Les modèles génétiques invoquent un lien génétique entre les intrusions syénitiques localisées au sein des failles majeures et la minéralisation aurifère (Robert, 2001).

Les minéralisations de remplacement sont peu nombreuses en comparaison avec les deux autres types et moins importantes en terme de tonnage d'or. Elles correspondent aux minéralisations de Francoeur et des gisements périphériques : Wasamac, Arnfield. Le gisement de Lapa fait peut-être partie de ce groupe (?). Le modèle génétique implique une minéralisation de remplacement tardive superposée sur des zones de cisaillement (Couture et al. 1990).

### **Distribution spatio-temporelle des minéralisations.**

#### Minéralisations volcanogènes (VMS)

L'âge des minéralisations volcanogènes est facilement déterminé par la datation des roches felsiques sous-jacentes aux minéralisations. Les minéralisations volcanogènes dans les différents camps sont relativement bien cadrées temporellement. Trois périodes de grandes activités d'hydrothermalisme sont différenciées : 1) 2735-2720 Ma, 2718-2714 Ma et 2700-2698 Ma. Les tonnages, en Mt de minerai (réserves + production) pour ces périodes sont respectivement : 120 Mt, 20 Mt et 276 Mt. Il est remarquable que la fertilité soit si différente en fonction des cycles volcaniques. Même en ajoutant le tonnage du minerai type de type Lac Doré à Chibougamau (35 Mt), le cycle 2 demeure peu productif.

Spatialement, la ZVS est la plus fertile avec les camps de Noranda (132 Mt), Bousquet (95 Mt) et Val-d'Or (49 Mt). Les études lithogéochimiques de ces camps indiquent un paléo-contexte d'arc volcanique pour la formation des VMS (Peloquin et al., 2001; Scott et al., 2002; Lafrance et al., 2003; Mercier-Langevin et al., 2004). Dans la ZVN, la période 2735-2720 Ma est particulièrement fertile avec les camps de Matagami, Selbaie, Normétal, Joutel, Hunter et Chibougamau (Mine Lemoine) pour un total de 118 Mt. Néanmoins, la distribution spatiale des tonnages est anisotrope. Les camps de Selbaie (47 Mt) et Matagami (50 Mt), localisés au nord, sont les plus importants. Les autres, essentiellement localisés dans la portion centre et ouest de la ZVN, sont de moindre importance. Le deuxième cycle volcanique, moins fertile regroupe les camps de Barraute (Abcourt), Quévillon (Langlois) et Desmaraisville (Coniagas). L'âge de ces minéralisations demeure toutefois incertain et est interprété sur la base de la proximité de datations sur des roches volcaniques felsiques.

#### Minéralisations volcanogènes (Cu-Au; Au-Ag)

La grande particularité de ces minéralisations en terme de distribution spatiale est leur absence relative dans la ZVS. Cette classe de gisements est répartie sur l'ensemble du territoire de l'Abitibi. Dans la ZVS, les gisements de Doyon et Mouska sont les cas types. Dans la ZVN, cette classe forme l'essentiel des gisements aurifères. Certains gisements ont été datés indirectement en utilisant l'association avec les roches felsiques : Géant Dormant (2722 Ma : Gaboury et Daigneault, 1999); Agnico-Telbel (2721 Ma : Jébrak et al. 2000) ou encore par recoupement de dyke : Chevrier (2730 Ma; Legault et Daigneault, 2004). Ces gisements, particulièrement dans la ZVN, semblent avoir la particularité de l'isolement spatiale, *i.e.* qu'ils ne forment pas de grappe. Ils sont probablement issus de processus hydrothermaux locaux et conséquemment, leur distribution spatiale et temporelle est d'une signification restreinte pour la présente synthèse.

#### Minéralisations aurifères orogéniques

L'âge absolu de la formation des gisements orogéniques est généralement méconnu en raison de la difficulté à dater directement la minéralisation. Néanmoins, ils sont formés de manière synchrone à tardive dans l'histoire tectono-métamorphique des zones volcaniques Nord et Sud. Leur répartition

spatiale est anisotrope en Abitibi. Malgré leur diversité de style, elles forment une classe de gisements répartie essentiellement le long de la faille Cadillac. Les exceptions sont peu nombreuses et correspondent aux gisements des camps de Duparquet, Casa Bérardi et Desmaraisville. Dans la ZVN, seuls les gisements de Casa Bérardi font partie du type veines de quartz-carbonates, alors que les autres sont d'affiliation syénitique. À l'exception du camp de Desmaraisville, tous les gisements sont distribués spatialement le long de failles majeures E-W (Cadillac, Porcupine, Casa Bérardi). Le cas de Desmaraisville (Lac Shortt et Bachelor) est donc pertinent puisque les minéralisations sont distribuées le long de la faille NE Lamarck. La direction NE est un cas d'exception en Abitibi puisque les discontinuités structurales majeures en Abitibi sont essentiellement de directions E-W et NW (Daigneault et Archambault, 1990). En chiffres, la disparité N-S est encore plus frappante. La ZVN avec son territoire de 57 700 km<sup>2</sup> renferme 5 gisements orogéniques (mines fermées et actives) d'or pour un total de 108 T Au (réserves + production) alors que la ZVS compte 84 mines (fermées et actives) pour un total de 1320 T Au sur une superficie de 6 500 km<sup>2</sup>. Enfin, il est important de noter que les gisements d'affiliation syénitiques sont localisés dans ou très près des zones de failles majeures, alors que les champs de veines de quartz-carbonates s'étendent bien au-delà de l'enveloppe des failles majeures.

### **Interprétation préliminaire de l'évolution métallogénique de l'Abitibi**

Considérant que les gisements sont produits dans des contextes tectoniques spécifiques, leurs distributions spatiale et temporelle peuvent donc être utilisées pour interpréter l'évolution de l'Abitibi. À cette fin, plusieurs particularités métallogéniques spatio-temporelles se doivent d'être considérées :

1. La quasi absence des minéralisations aurifères orogéniques dans la ZVN en comparaison avec leur abondance dans la ZVS.
2. L'unique cas des minéralisations filoniennes de type veines de quartz-carbonates à Casa Bérardi.
3. Les minéralisations orogéniques d'affiliation syénitique le long de la faille Lamarck (Bachelor, Lac Shortt).
4. La direction atypique NE de la faille Lamarck.
5. La particularité métallogénique du camp de Chibougamau (Pilote et al. 2004) : 1) minerai filonien Cu-Au formé au deuxième cycle volcanique; 2) deux cycles volcaniques, deux intrusions majeures synvolcaniques superposées; 3) immenses filon-couches du Complexe de Cummings; et 4) rareté des minéralisations VMS.
6. Dans la ZVN, la fertilité en Mt de la période de volcanisme du premier cycle (120 Mt) par rapport au deuxième (20 Mt).
7. Le fort tonnage de minerais volcanogènes pour les camps de Matagami et Selbaie (97 Mt) en comparaison avec les autres camps miniers (20 Mt) du même âge (cycle 1).
8. L'anisotropie de la distribution des camps de VMS d'âge 2735-2725 Ma à l'ouest de la ceinture de l'Abitibi.
9. Le fort tonnage des camps de VMS dans la ZVS (Noranda, Bousquet, Val-d'Or).

Le modèle préliminaire proposé pour tenir compte de ces particularités métallogéniques est une variante de celui proposé par Daigneault (2004), particulièrement en regard de la ZVN. Il accorde une plus grande importance au rôle génétique de la faille E-W de Casa Bérardi et celle NE de Lamarck.

La faille Casa-Bérardi est interprétée comme étant une structure analogue à celles de Cadillac et de Porcupine. Elle représente donc une limite de terrain, avec sédimentation associée, le long de laquelle il y avait initialement subduction vers le nord. Cette interprétation est supportée par la présence des gisements filoniens du camp de Casa Bérardi. Leur présence est considérée ici comme un élément discriminant quant à l'importance et à l'histoire de cette faille majeure. Les centres volcaniques du nord (2735-2725 Ma), à savoir les prolifiques camps de Selbaie et Matagami, sont le résultat d'un volcanisme d'arc stable et continue dans le temps qui répond aux conditions nécessaires pour produire des VMS de qualité. La disparité de fertilité (Mt) entre les camps du Nord (Matagami et Selbaie) et ceux du Centre (Joutel, Hunter, Normétal) pourrait bien s'expliquer par une différence de contexte tectonique, arc versus « autre ». Le camp de Chibougamau fait aussi partie de cet arc du nord. Cependant, la rareté des VMS associés au volcanisme du premier cycle est problématique au niveau de la fertilité. Cette rareté est probablement attribuable à un facteur de préservation relié à la digestion des roches felsiques et leurs

VMS par le complexe du lac Doré lui-même (Daigneault et Allard, 1990). L'épaisseur considérable du granophyre supporte cette interprétation.

La faille de Lamarck, documentée comme étant tardive, se voit attribuer un héritage volcanique dans le présent modèle. Spécifiquement, cette faille est considérée comme l'expression d'une ancienne dorsale océanique. Cette interprétation peut paraître ambitieuse mais elle est appuyée par plusieurs évidences. Sur une distance d'environ 180 km, 3 gisements volcanogènes : Abcourt, Langlois et Coniagas et 2 gisements aurifères orogéniques : Bachelor et Lac Shortt se retrouvent directement dans la trace de cette faille. De plus, les âges disponibles sur les roches volcaniques felsiques à proximité de la faille sont tous compris dans la période de 2714-2716 Ma. Enfin, quoique partielle, la symétrie du vieillissement des âges de part et d'autre de la faille Lamarck appuie l'interprétation d'une dorsale ou d'un rift océanique.

D'un point de vue métallogénique, les VMS associés à cette structure ont été formés en contexte actif et extensif; contexte où les analogues modernes sont de plus faible tonnage et de plus faible teneur en comparaison avec ceux des arcs ou des bassins arrière- ou intra-arcs. Pour les gisements d'or, leur présence atteste de l'importance de la faille et supporte indirectement son héritage volcanique en tant que dorsale.

Au-delà de sa métallogénie propre, l'interprétation de la faille Lamarck en tant que dorsale apporte une explication élégante quant à l'origine métallogénique du camp de Chibougamau. Les particularités du camp impliquent un flux thermique anormal qui est difficilement réconciliable avec les modèles classiques de subduction. Toutefois, la subduction de la dorsale sous l'arc nord est une hypothèse plausible pour expliquer l'apport d'un flux de chaleur nécessaire à la métallogénie du camp. Ce processus de subduction de dorsale et d'induction thermique est le processus documenté pour la formation des gisements d'or en Alaska (Haeussler et al., 1995). Géométriquement, un modèle simpliste de subduction nord-sud le long de la faille Guercheville (continuité de Casa Bérardi ?) s'avère cohérent avec le passage initial de la dorsale sous Chibougamau et sa position actuelle à l'ouest de Chibougamau.

### **Implications pour l'exploration**

Les implications pour l'exploration de cette intégration spatio-temporelle sont nombreuses. Elles sont dictées succinctement en fonction du modèle proposé.

1. Dans les arcs modernes, l'espacement des centres felsiques est essentiellement constant. Ainsi, il manquerait un centre felsique entre Matagami et Chibougamau. Un tel centre felsique permettrait d'équilibrer l'espacement à une distance d'environ 100 km entre les camps miniers de Selbaie, Matagami, « centre X » et Chibougamau.
2. La faille Casa Bérardi et son extension vers l'est mérite une attention particulière pour son potentiel en minéralisations orogéniques. La présence de plusieurs gisements à tonnage évalué (Douay, Vessa, Maniposite, Lac Fenton) supporte le potentiel aurifère de la faille.
3. L'axe de la dorsale, représenté globalement par la trace de la faille cassante de Lamarck, implique un potentiel de trouver des gisements de VMS et aurifères (affiliation syénitique) le long de la faille. Cette structure peut être suivie sur plus de 180 km.
4. À l'ouest de la dorsale, il existe un secteur immense, 12 000 km<sup>2</sup>, relativement infertile et défini par le quadrilatère : Poularie, Joutel, Quévillon et Senneterre. Ce secteur referme des gisements et zones d'altération atypiques en regard du reste de l'Abitibi. La mine du Géant Dormant, un gisement isolé et « atypique » occupe le cœur du quadrilatère. Parmi les autres particularités, il faut mentionner la zone d'altération en pyrophyllite d'Amos et le gisement Taschereau-Launay d'affiliation magmatique. Ces particularités imposent d'elles-mêmes un changement de la vision de la métallogénie et de l'exploration dans ce secteur.

### **Remerciements**

Cet essai de synthèse est rendu possible grâce au travail de nombreux géologues du MRNFP, de la CGC, des compagnies et des universités. Entre autres, je veux souligner l'apport du MRNFP en regard des données du SIGEOM et celles des datations. Sans ces données, ce genre d'exercice de synthèse est tout simplement impossible. Enfin, je dois remercier spécialement toutes les personnes, trop



nombreuses pour être nommées, qui m'ont permis, au cours des 16 dernières années, d'acquérir les connaissances sur la métallogénie de l'Abitibi grâce aux visites de mines et de projets miniers. Sans cet accès direct aux gisements, il est simplement impossible d'en faire leur étude. Cet essai de synthèse s'inscrit dans un projet de recherche sur la métallogénie de l'Abitibi subventionné par le FQRNT et le CRSNG.

## Références

- Brisson, H. 2004. Minéralisations aurifères de la région du lac Shortt : illustration d'une variété de contextes et de types de la période orogénique. Ce volume.
- Couture, J.F. et Pilote, P. 1990. The geology and alteration patterns of disseminated shear-zone-hosted mesothermal gold deposits : the Francoeur 3 deposit, Rouyn-Noranda, Quebec. *Economic geology*, v. 88, p. 1664-1684.
- Daigneault, R. 2004. La Sous-province d'Abitibi, une évolution diachronique de plus de 100 Ma. Ce volume.
- Daigneault, R. et Allard, G. O. 1990. Le Complexe du Lac Doré et son environnement géologique, région de Chibougamau - Sous-province de l'Abitibi, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 89-03, 275 p.
- Daigneault, R. et Archambault, G., 1990. Les grands couloirs de déformation de la sous-province de l'Abitibi. *CIM volume special 43*, p. 43-64
- Gaboury, D. et Daigneault, R. 1999. Evolution from Seafloor-related to Sulfide-rich Quartz Vein-type Gold Mineralization during Deep Submarine Volcanic Construction: The Géant Dormant Gold Mine, Archean Abitibi Belt, Canada. *Economic Geology*, 94, p. 1-19.
- Haeussler, P.J., Bradley, D., Goldfarb, R., Snee, L, Taylor, C.1995. Link between ridge subduction and gold mineralization in southern Alaska. *Geology*, v. 23, p. 995-998.
- Jébrak, M., Gauthier, M., Auclair, M., Baillargeon, F. et M. Legault. 2000. Études pétrologique et métallogénique de la région de Joutel, Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, MB 2000-11, 38 p.
- Jébrak, M., Harnois, L., Carrier, A. et Lafrance, J. 1996. Le porphyre à Cu-Au de Don Rouyn. Ministère des Ressources naturelles, MB 96-06, p. 85-89.
- Jébrak, M. et Doucet, P. 2002. Geology and gold-molybdenum porphyry mineralisation of the Archean Taschereau-Launay plutons, Abitibi, Quebec. *Precambrian Research.*, v. 115, p. 329-348.
- Lacroix, S. 1998. Compilation et répartition des gisements polymétalliques à tonnage évalué dans la sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, MB 98-06, 29 p.
- Lafrance, B. - Moorhead, J. - Davis, D. 2003. Cadre géologique du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs du Québec, ET 2002-07, 43 pages.
- Legault, M., Fallara, F., Chen, L.Z., Beaudoin, G., Gouthier, J., Perron, G., Rabeau, O. et Aucoin, M. 2003. Nouveau regard sur un ancien camp minier : la faille de Porcupine-Destor, Sous-province de l'Abitibi. Québec Exploration 2004, Résumé des conférences et photoprésentations, p. 34
- Legault, M. et Daigneault, R. 2004. Minéralisation aurifère synvolcanique à l'intérieur d'un couloir de déformation: l'exemple des gisements de Chevrier, secteur Chibougamau. Ce volume.
- Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Hannington, M.D. et Lafrance, B. 2004. Formation du gisement LaRonde (SMV aurifère) : contexte géologique et paramètres clés. Ce volume.
- Mueller, W. 2004. Les centres felsiques de l'Abitibi: l'exemple de Hunter Mine. Ce volume.
- Pierre, P., Kirkham, R.V., Sinclair, D.W., Robert, F. et Daigneault, R. 2004 Géologie et métallogénie de la région de Chibougamau: les minéralisations magmatiques-hydrothermales du lac Doré, Chibougamau, partie NE de la Sous-province de l'Abitibi, Québec. Ce volume.
- Peloquin, A S, Verpaelst, P, Ludden, J N, Dejou, B, Gaulin, R. 2001. Stratigraphie de la partie ouest du groupe Blake River (sous-province de l'Abitibi). Ministère des Ressources naturelles du Québec, ET 98-03, 34 p.
- Robert, F. 2001. Syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada. *Mineralium Deposita*, v. 36, p. 503-516.
- Simard, A., Gobeil, A., Verspaelst, P., Rive, M., Lacroix, S. et Racicot, D. 1990. Relationship between mineral deposits and geologic domains of the Abitibi volcano-plutonic belt of northwestern Quebec. *CIM volume special 43*, p. 1-16.

Scott, C.R., Mueller, W.U. and Pilote, P., 2002. Physical volcanology, stratigraphy, and lithogeochemistry of an Archean volcanic arc: Evolution from plume-related volcanism to arc rifting of SE Abitibi Greenstone Belt, Val-d'Or, Canada. *Precambrian Research*, v. 115, p. 223-260.