

DV 92-03

SEMINAIRE D'INFORMATION 1992 - DIRECTION DE LA RECHERCHE GEOLOGIQUE

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 



Résumés des conférences

*Séminaire d'information 1992
"Un rendez-vous avec la qualité"*

Résumés des conférences

*Séminaire d'information 1992
"Un rendez-vous avec la qualité"*

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE

Sous-ministre adjoint: R.Y. Lamarche

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE

Directeur: A. Simard (par intérim)

Coordination:

M. Bergeron

Édition:

C. Dubé

F. Dompierre

Collaboration:

A. Beaulé, R. Bourgeois et R. Carignan de la Division de l'édition (Service de la géoinformation, DGEGM)

Page couverture: "Gneiss droits" qui caractérisent le Linéament de Baskatong-Désert. Celui-ci délimite le Terrane de Baskatong-Dozois au nord et le Terrane de Pythonga au sud (région à l'ouest de Maniwaki)
Photo: K.N.M. Sharma

AVANT-PROPOS

Chaque année, le ministère de l'Énergie et des Ressources consacre une partie importante de ses ressources à l'acquisition de connaissances géoscientifiques. Il compte ainsi favoriser l'exploration minérale en territoire québécois et faciliter la découverte de nouveaux gîtes.

Depuis 13 ans déjà, les résultats des travaux réalisés au cours de l'été sont présentés, en primeur, au séminaire annuel d'information. Le présent volume regroupe les résumés des conférences données au séminaire de novembre 1992, présenté sous le thème UN RENDEZ-VOUS AVEC LA QUALITÉ.

Les conférences comme les textes qui les résument sont principalement le fait des professionnels de la Direction de la recherche géologique. Nos partenaires de l'industrie minière, des universités québécoises et du Centre géoscientifique de Québec sont également des participants importants. Il y a lieu de les remercier pour leur contribution à un événement qui permet de mettre en relief la qualité des travaux géoscientifiques réalisés au Québec.

Mentionnons enfin que les résumés contenus dans le présent volume n'ont subi qu'une édition sommaire en plus de celle requise pour leur mise en page.

Le Directeur de la recherche géologique, par intérim

Alain Simard

Table des matières

Page

Session 1

Les Appalaches, un territoire de recherches et de découvertes

Président: Robert Marquis (MER)

Evolution of a plume-generated segment of Laurentia in Southern Canadian Appalachians <i>Stephen Kumarapeli (U. Concordia)</i>	3
Stratigraphie, paléogéographie et métallogénie de la partie inférieure du Groupe d’Oak Hill dans les Appalaches de l’Estrie et de la Beauce <i>Michel Gauthier (UQAM) et Robert Marquis (MER)</i>	7
Paléogéographie des Appalaches du Québec au Siluro-Dévonien <i>Denis Lavoie (CGQ)</i>	9
Les terrains siluriens et dévoniens du sud-est du Québec: problématique et potentiel économique <i>Daniel Lebel (MER), Serge Chevé et Alain Tremblay (INRS)</i>	11
Magmatisme d’extension du Siluro-Dévonien en Gaspésie <i>Martin Doyon (MER)</i>	15

Session 2

Géologie et métallogénie de la Province de Grenville

Présidente: Suzie Nantel (MER)

Observations à l’appui de nouveaux concepts d’interprétation structurale dans l’ouest grenvillien au Québec <i>Kamal N. M. Sharma (MER)</i>	21
Typologie et chronologie des minéralisations de Mo, U, Th de la région de Maniwaki-Baskatong: implications pour l’exploration minière <i>Sylvain Lapointe et Michel Gauthier (UQAM)</i>	23
Les projets SAGAR I et SAGAR III, Côte-Nord et Nouveau-Québec <i>Pierre Poisson (Explograph Inc.)</i>	25
Le corridor de déformation du lac Métabetchouan, Lac-Saint-Jean <i>Serge Perreault (MER)</i>	29
Caractéristiques géologiques, lithogéochimiques et pétrologiques des gîtes polymétalliques de Montauban et de Dussault <i>Louis R. Bernier (École polytechnique)</i>	31

Géologie, âge et extension géographique du groupe de Montauban et du complexe de La Bostonnais <i>Léopold Nadeau (CGQ), Otto van Breemen (CGC) et Claude Hébert (MER)</i>	35
--	----

Session 3

Nouvelles connaissances dans le domaine de la géologie structurale du Nord-Ouest québécois

Président: Jean Goutier (MER)

Structure du contact des ceintures de l'Opatica et de l'Abitibi: un front de chaîne de montagnes archéen <i>Edward W. Sawyer (UQAC) et Keith Benn (U. Ottawa)</i>	43
Problématique des zones de déformation de la Sous-province de l'Abitibi <i>Réal Daigneault et Jean-Yves Labbé (CERM/UQAC et MER)</i>	45
Géométrie et évolution structurale de la partie nord-ouest de l'Abitibi: l'importance des chevauchements <i>Sylvain Lacroix (MER) et Edward W. Sawyer (UQAC)</i>	51
Les discontinuités structurales de Lyndhurst et de Macamic, Abitibi-Ouest <i>Jean-Yves Labbé (MER), Réal Daigneault et Pierre A. Cousineau (UQAC)</i>	53
Géologie du "Bloc composite de Malartic", région de Val-d'Or <i>Jean-Philippe Desrochers, Claude Hubert et John Ludden (UDEM) et Pierre Pilote (MER)</i>	57
Utilisation de la méthode magnétotellurique en exploration minérale: le projet Waconichi <i>Michel Chouteau et Ping Zhang (École polytechnique), Denis-Jacques Dion et Rémy Morin (MER)</i>	63

Session 4

Contributions métallogéniques dans le Nord-Ouest québécois

Président: Jean-François Couture (MER)

Métallogénie du secteur de la mine Joe Mann, région de Chibougamau <i>Claude Dion (MER/UQAC)</i>	67
Caractérisation de l'environnement volcanique du gisement de Coniagas, Desmaraisville <i>Pierre Doucet, Wulf Mueller (UQAC) et Francis Chartrand (MER)</i>	71
Altérations et aspects structuraux de la minéralisation aurifère à la mine Casa-Berardi Est <i>Pierre Pilote (MER/UQAC)</i>	75
Étude structurale et métallogénique de la région de Belleterre, Témiscamingue <i>Ghislain Tourigny (MER)</i>	81
Liste des panneaux présentés au séminaire d'information	85

Les Appalaches, un territoire de recherches et de découvertes

Evolution of a plume-generated segment of Laurentia in Southern Canadian Appalachians

Stephen Kumarapeli (1)

Résumé

La triple jonction des monts Sutton, dont les vestiges sont dans la partie méridionale des Appalaches canadiennes, et dans la partie adjacente du craton, est un des exemples les plus explicites d'une jonction RRR d'âge Iapétus. On traite ici d'une cassure très importante, générée apparemment par une "plume", qui a initié une fracturation continentale. Le magmatisme relié à son évolution a duré quelque 35 Ma.

* * *

The southern part of the Canadian Appalachians and the adjacent parts of the craton show a range of distinctive features pertaining to the evolution of the rift and rift-drift transition stages of a segment of the continental margin of Laurentia, despite the effects of a completed Wilson Cycle. It is probably the most coherent set of such signatures known for any one segment of the ancient continental margin. Several lines of evidence point to an initial lithospheric rupture, in the form of a three-pronged rift, possibly induced by a mantle plume. The Sutton Mountains Triple Junction (SMTJ), from which the rift arms radiated is thought to be one of several key lithospheric ruptures that eventually linked to initiate continental splitting, as a prelude to the opening of the Iapetus Ocean, approximately 0.6 Ga ago.

Rifting stage

A FAILED ARM

The most distinctive feature inherited from the SMTJ is its failed arm represented by the Ottawa Graben that extends into the continental interior from the Sutton Mountains salient of the Appalachian orogen, consistent with the expected geometry of the rifted continental margin (figure 1). The oldest sediments in the graben are represented by the Covey Hill Formation of the Potsdam Group, an unfossiliferous fluvial deposit. Its age is probably late Precambrian (Vendian) – Early Cambrian, and is thus comparable in age with the earliest sedimentary sequences in the adjacent parts of the Appalachian orogen. The failed-

arm concept predicts that the graben may extend all the way to the attenuated edge of the autochthonous, 1 Ga Grenvillian basement beneath the Appalachians. Its eastern termination points to the location of the RRR triple junction.

A MAFIC DYKE SWARM

Another feature related to the rifting stage is the 700-km long Grenville Dyke Swarm injected to the failed-arm setting of the Ottawa Graben (figure 1). Along part of their lengths, the dyke swarm and the graben show uniformity of trends and close space associations. However, in some areas the trends of the graben and the dyke swarm differ by as much as 30°. The more uniform trend of the dyke swarm is probably a reflection that its emplacement path was controlled primarily by prevailing crustal stresses whereas the stretched zig-zag trend of the graben is a result of additional controls forming the trends of preexisting fractures. The dykes range in widths from a few centimetres to over 100m. The wider dykes may have been feeders to lava flows which have since been eroded away. The dyke rocks of the Grenville swarm are composed of a gabbroic assemblage, mainly of augite-plagioclase-titaniferous magnetite, equilibrated at low pressure. They are predominantly quartz tholeiite, their chemistry being similar to that of continental flood basalts. Recent age determinations (U-Pb baddeleyite) of Grenville dyke rocks have yielded a date of ca 590 Ma which is probably the age of emplacement of the dyke swarm. The Grenville dyke magma represents the earliest products of rift-related mantle melts, injected into the same stress field in which the Ottawa Graben formed. Therefore, it is likely that the dyke emplacement and the initiation of rifting took place synchronously.

SYNRIFT ALKALIC-CARBONATITIC COMPLEXES

These occur mostly in the Lake Nipissing area at the distal end of the Ottawa Graben (figure 1). Four central complexes of mafic alkaline rocks and carbonatites are known. Several circular aeromagnetic anomalies, whose sources are in the Precambrian basement, show through the Cambro-Ordovician platformal cover in the Montreal area. They may be related to synrift plutons in the graben. Available K-Ar and Pb-Pb isochron ages, taken together indicate an age of ca 575 Ma for

(1) Université Concordia

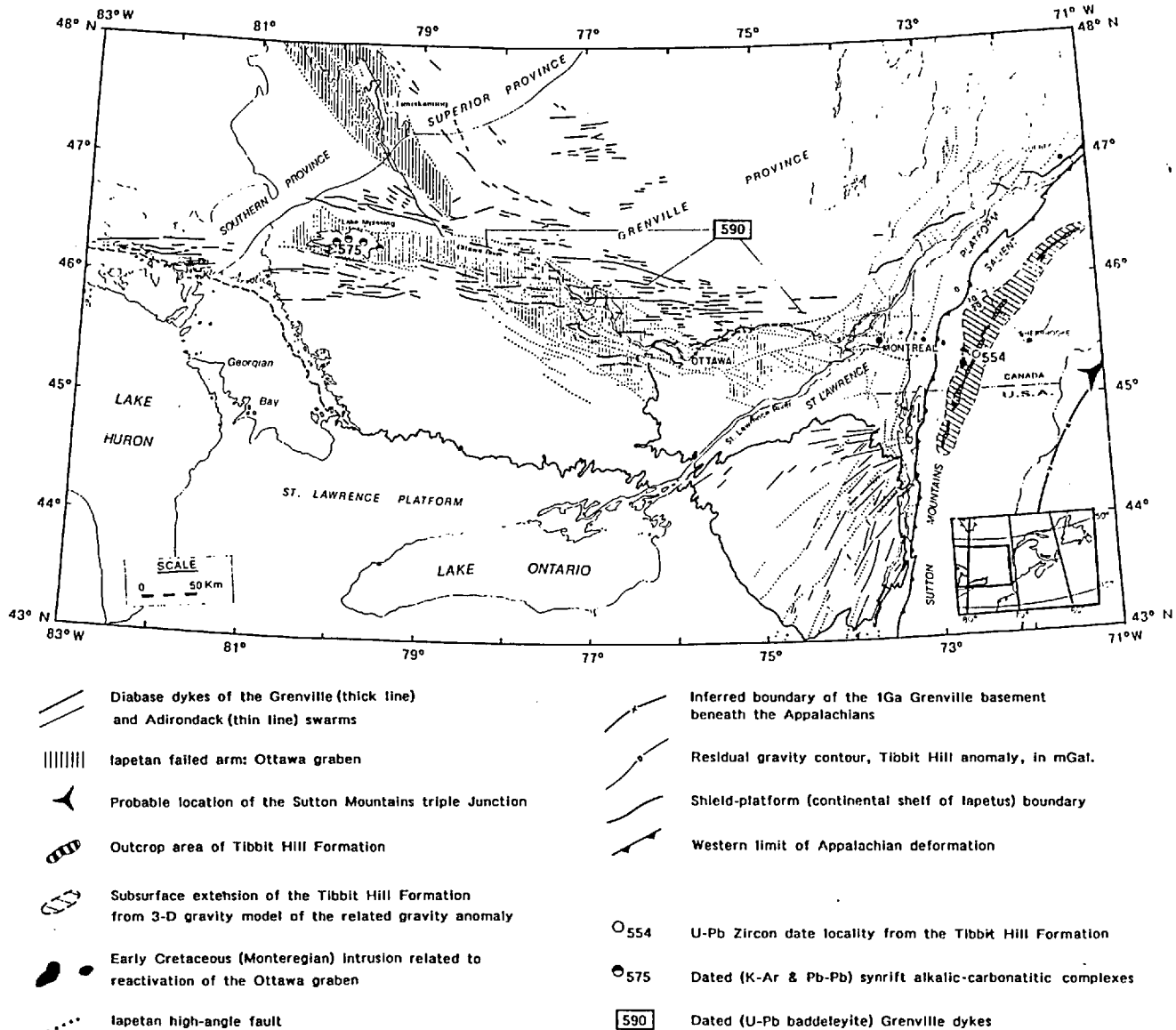


FIGURE 1 – Map showing the various signatures of rifting related to the evolution of the Sutton Mountains Triple Junction.

the alkalic-carbonatitic complexes in the Lake Nipissing area.

SYNRIFT FLOOD BASALTS AT THE TRIPLE JUNCTION

The inferred extensions of the Grenville Dyke Swarm and the Ottawa Graben, beneath the thrust sheets of the Appalachian orogen, intersect an allochthonous mass of metavolcanic rocks included in the Tibbit Hill Formation (figure 1). The protolith of the Tibbit Hill Formation was mildly alkaline to transitional basalts with a minor component of comenditic lavas and pyroclastics. The volcanic rocks are thought to be products of synrift volcanism at the SMTJ. The Tibbit Hill rocks have been dated (U-Pb zircon) at about 555 Ma. Thus, the Tibbit Volcanism took place

about 35 Ma after the emplacement of the Grenville Dyke Swarm and may have taken place during a rapid phase of rifting prior to the initiation of sea-floor spreading.

The rift-drift transition

The Oak Hill Group comprising the volcanic-sedimentary wedge that formed on the rifted margin related to the SMTJ, contains one of the best preserved records of initial rifting, rift-drift transition and open marine sedimentation stages of the continental margin. The lower part of the sequence records the rifting stage but is unfossiliferous.

In much of the area, Tibbit Hill volcanics form the exposed base of the Oak Hill Group. They are overlain

by rift facies clastics of the Pinnacle Formation, consisting mainly of rapidly deposited, feldspathic quartz-arenite and lithic wacke (maximum thickness ~ 200 m). The rift facies deposits are overlain by a thin, discontinuous band of siliceous dolomite of the Whitebrook Formation, probably recording the onset of progressive drowning of the rifted margin and its transition from rifting to drifting. Thus, the rift-drift transition appears to have initiated within a few million years of the termi-

nation of the Tibbit Hill volcanism, probably about 550 Ma ago. This timing is consistent with the fact that marine rocks with an Early Cambrian fauna overlie the Whitebrook Formation.

During the late rifting stage, a large delta of a river that drained the failed arm into the nascent Iapetus, formed on the rifted margin. The deltaic deposits interrupt and augment the rift facies clastics that overlie the Tibbit Hill Formation.

Stratigraphie, paléogéographie et métallogénie de la partie inférieure du Groupe d'Oak Hill dans les Appalaches de l'Estrie et de la Beauce

Michel Gauthier (1) et Robert Marquis (2)

Le Groupe d'Oak Hill des Appalaches du Sud du Québec est d'âge Cambrien inférieur à Ordovicien inférieur. Les volcanites alcalines de la Formation de Tibbit Hill se situent à la base du Groupe d'Oak Hill. Elles se sont épanchées dans le rift initial de l'Océan Iapetus. La séquence sédimentaire sus-jacente aux volcanites de la Formation de Tibbit Hill (Formation de Call Mill et Formation de Pinnacle) est en discordance d'érosion avec ces dernières et témoigne d'un environnement peu profond, littoral à deltaïque (à Richmond), avec subsidence très lente (Dowling, 1988). Les dolomies sus-jacentes, appartenant à la Formation de White Brook, se sont également déposées en milieu littoral. Ces dolomies sont à leur tour recouvertes par des faciès marins à grain fin, de plus en plus grossiers vers le sommet de la séquence. Il s'agit des Formations de Frelighsburg et de Cheshire (équivalentes de la Formation de Gilman, parties inférieure et supérieure), qui se sont déposées sur le talus continental en marge de l'Océan Iapetus. Les faciès littoraux de la Formation de Dunham reposent en discordance sur la Formation de Gilman. Enfin, les Formations de Sweetsburg et de Melbourne se situent au sommet du Groupe d'Oak Hill. Il s'agit de faciès de plate-forme.

Depuis moins de cinq ans, les niveaux inférieurs du Groupe d'Oak Hill ont fait l'objet de deux importantes campagnes de prospection: la première, par SOQUEM, pour le rutile dans les wackes du Pinnacle et la deuxième, par Noranda, pour le zinc dans la dolomie de White Brook. Dans le passé, les strates du Groupe d'Oak Hill ont également été fouillées pour le cuivre (Gauthier *et al.*, 1989). Toutes ces minéralisations ont en commun le fait de se présenter en amas stratoïdes (*stratabound*) dans des roches sédimentaires ou volcanosédimentaires. Leur origine est soit sédimentaire exhalative, terrigène ou diagénétique. Pour mieux comprendre le mode de formation de ces concentrations métallifères et, partant, leurs guides de prospection, il importe de bien connaître leur contexte stratigraphique. Les travaux de Dowling (1988) nous fournissent une bonne base pour le sud de l'Estrie. Marquis (1991) a étudié en détail le Groupe d'Oak Hill

dans la région de Richmond. Des corrélations stratigraphiques et des reconstitutions paléogéographiques peuvent donc être établies entre la vallée de la Saint-François et le nord de l'État du Vermont (Marquis et Kumarapeli, 1992). Cependant, au nord-est de la Saint-François, l'absence de travaux stratigraphiques récents, hormis ceux de Charbonneau (1975), rend toutes extrapolations difficiles. C'est pourtant dans ce secteur que Noranda vient de faire une importante découverte de zinc. C'est également dans cette région que les travaux de la Commission géologique du Canada (Maurice, 1986) ont décelé une forte anomalie en terres rares dans les concentrés de minéraux lourds d'alluvions. Afin de palier à cette carence, nous avons entrepris, en 1992, de faire une série de coupes stratigraphiques le long du Groupe d'Oak Hill inférieur depuis la vallée de la Saint-François jusqu'à la Chaudière. De plus, depuis 1990, l'UQAM tient son camp de cartographie géologique le long de cette même bande. Les résultats de ces relevés sont intégrés aux nôtres. Afin de permettre au lecteur de saisir l'importance des études stratigraphiques en cours, nous présentons ci-après les principales caractéristiques des trois types de minéralisation stratoïde.

Type 1 - Les paléoplacers à magnétite titanifère, rutile, zircon et monazite de la Formation de Pinnacle

Deux districts à paléoplacers ont été reconnus le long de la Formation de Pinnacle. Il s'agit de celui de Sutton, dans le sud de l'Estrie, et de celui des Bois-Francs à la limite de la Beauce. Dans le district de Sutton, les niveaux riches (10% à 50%) en minéraux lourds peuvent atteindre une puissance de sept mètres (en moyenne 3 m) et une extension plurikilométrique. Les minéraux qui y sont concentrés sont la magnétite titanifère, l'ilménite, le zircon et la tourmaline. À titre d'exemple, l'analyse d'un échantillon de cette roche a donné 51% Fe₂O₃, 27% TiO₂, 3,2% Zr de même que des centaines de ppm de Ce, Nd, Y, Th, La, Nb et V. Quoique les teneurs en rutile et les tonnages en présence soient significatifs d'un point de vue économique, l'association très intime du rutile avec de l'héma-

(1) Université du Québec à Montréal

(2) Ministère de l'Énergie et des Ressources, Sherbrooke

tite secondaire a fait renoncer SOQUEM à ce projet. Les paléoplacers des Bois-Francs se distinguent de ceux de Sutton par la très faible proportion de magnétite et d'ilménite et par l'abondance de monazite. Nous suspectons que ces niveaux à monazite puissent être la source de la forte anomalie en terres rares décelée par Maurice (1986).

Type 2 – Les gîtes de cuivre stratoïdes des Formations de Pinnacle et de White Brook

Ce type de minéralisation se présente en disséminations stratoïdes de bornite, de chalcocite ou de chalcopryrite dans les wackes et les dolomies métamorphisées. Cette minéralisation fût exploitée en plusieurs endroits au siècle dernier (i.e. Mines Sweet, Shefford, St-François, Québec-Mégantic; Gauthier *et al*, 1989). On y exploitait alors un minerai riche mais de faible tonnage. De forts tonnages à faible teneur pourraient éventuellement y être décelés.

Type 3 – Les gîtes de zinc-plomb des dolomies de White Brook et de Dunham

On connaît depuis plusieurs années la présence de zinc dans les marbres dolomitiques de la Formation de Dunham tant au Québec (Boucher, 1986) qu'au Vermont (Clark, 1990). Cependant, on en ignorait la présence dans les dolomies de White Brook jusqu'à ce qu'à l'automne 1991, Noranda en fasse la découverte à Saint-Sylvestre, dans les Bois-Franc. Depuis lors, cette compagnie minière a jalonné une grande partie des affleurements de cette formation. Autant dans le Dunham que dans le White Brook, la minéralisation est à très grande prédominance zincifère. La sphalérite y est de couleur jaune à verte. La couleur verte de la sphalérite de Saint-Sylvestre explique sa non-reconnaissance jusqu'à ce jour. Le minerai présente généralement une texture bréchique. Les fragments subarrondis sont de taille centimétrique à métrique. La sphalérite (et localement la galène) constitue avec la dolomite (et la barytine) la matrice de ces brèches. À Saint-Sylvestre, la barytine devient prédominante dans la matrice. À Dunham et au Vermont, la granulométrie fine de cette matrice et l'absence d'espaces ouverts portent à croire que ces gîtes de zinc sont sédimentaires et exalatifs comme ceux d'Irlande plutôt que diagénétiques comme ceux de la vallée du Mississipi. En outre, l'association spatiale avec une formation de fer (Clark, 1990) et la signature isotopique (Foley, 1990) de ces minéralisations au Vermont renforcent davantage encore cette hypothèse d'une origine exalative sédimentaire. L'examen préliminaire d'affleurements et de lames minces de la minéralisation de la

Formation de White Brook ne nous porte pas à penser qu'elle diffère en origine de celle de la Formation de Dunham. Mentionnons, à titre de conclusion, que le gisement de Navan en Irlande est le principal producteur de zinc d'Europe et un des très gros gisements de Pb-Zn du globe. Ce gisement est encaissé par des calcaires carbonifères. Il repose dans un graben d'échelle kilométrique.

Références

- BOUCHER, M., 1986 – Étude des minéralisations plombo-zincifères retrouvées dans la Formation de Dunham, d'âge Cambrien, dans la région de l'Estrie. Université du Québec à Montréal; mémoire de maîtrise, 161 pages.
- CHARBONNEAU, J.-M., 1975 – Analyse structurale des tectonites métamorphiques du Groupe d'Oak Hill dans la région de Saint-Sylvestre, Appalaches du Québec. Université Laval; mémoire de maîtrise, 61 pages.
- CLARK, S.H.B., 1990 – Stratabound zinc-lead-copper deposits in the Cambrian carbonate-siliciclastic shelf sequence at Lion Hill, West-Central Vermont. *In*: Summary results of the Glens Falls CUSMAP project, New York, Vermont and New Hampshire (Slack, J.F., editor). U.S. Geological Survey; bulletin 1887, pages K1-K9.
- DOWLING, W.M., 1988 – Depositional environment of the Lower Oak Hill Group, Southern Quebec: Implications for the late precambrian breakup of North America in the Quebec reentrant. Université du Vermont; mémoire de maîtrise, 186 pages.
- FOLEY, N.K., 1990 – The Lion Hill zinc-lead-copper deposit, Brandon, Vermont – Source of lead and fluid systematics. *In*: Summary results of the Glens Falls CUSMAP project, New York, Vermont and New Hampshire (Slack, J.F., editor). U.S. Geological Survey; bulletin 1887, pages L1-L9.
- GAUTHIER, M. *et al*, 1989 – Synthèse métallogénique de l'Estrie et de la Beauce. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-20, 633 pages.
- MARQUIS, R., 1991 – Géologie de l'Anticlinorium des monts Sutton (région de Richmond). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 89-02, 86 pages.
- MARQUIS, R. – KUMARAPALI, P.S., 1992 – Early Cambrian deltaic and fluvial deposits of an Iapetan rift-arm-drainage system, southeastern Quebec. *Journal canadien des Sciences de la Terre* (soumis pour publication).
- MAURICE, Y.T., 1986 – Résultats et interprétation d'un levé géochimique de minéraux lourds, région de l'Estrie et de la Beauce, Québec (21E/7,9,10, 11,13,14,15,16; 21L/2,3). Commission géologique du Canada; dossier public 1332, 21 pages.

Paléogéographie des Appalaches du Québec au Siluro-Dévonien

Denis Lavoie (1)

L'intervalle post-taconien-pré-acadien des Appalaches du Québec est divisé en quatre assemblages temporels et lithologiques (Malo et Bourque, sous presse): (1) Ordovicien supérieur - Silurien basal avec siliciclastites et carbonates d'eau profonde (Groupes d'Honorat, de Cabano et de Matapédia); (2) Silurien-Dévonien basal avec faciès mixtes de plate-forme plus ou moins profonde (Groupe de Chaleurs et unités équivalentes, partie inférieure du Groupe de Saint-Francis); (3) Dévonien inférieur avec faciès mixtes de plate-forme profonde (Calcaires supérieurs de Gaspé, Groupes de Fortin et de Témiscouata, partie supérieure du Groupe de Saint-Francis) et; (4) fin du Dévonien inférieur - Dévonien médian avec siliciclastites marines à fluviales.

La ceinture de la Gaspésie (Bourque *et al.*, sous presse) montre l'entière succession; son évolution paléogéographique est bien connue (Bourque *et al.*, sous presse). La succession des Appalaches du sud du Québec (Beauce et Estrie) n'est cependant connue que par des travaux de cartographie et de stratigraphie régionale (Slivitzky et St-Julien, 1987; Lavoie et Bourque, 1992). La succession est incomplète puisque seuls les assemblages 2 et 3 (Silurien à Dévonien inférieur) sont reconnus.

Les travaux sur la ceinture de la Gaspésie (Bourque *et al.*, sous presse; Malo et Bourque, sous presse) fournissent un cadre d'évolution paléogéographique. Trois grands cycles transgressifs-régressifs sont présents dans les assemblages décrits. *L'assemblage 1* forme la base du premier épisode régressif résultant du remplissage de bassins successifs post-taconiens. *L'assemblage 2* est caractérisé par la fin du premier cycle régressif suivi par un cycle complet transgressif-régressif et complété par le début d'un second épisode transgressif régional. *L'assemblage 3* marque la fin de l'épisode transgressif débuté dans l'assemblage inférieur. *L'assemblage 4* est marqué par un épisode régressif culminant dans des sédiments synorogéniques.

Le Siluro-Dévonien des Appalaches du sud du Québec n'est représenté que par une partie des assemblages 2 et 3 reconnus en Gaspésie. Ceux-ci sont divisés en deux ensembles tectoniques: (A) les unités autochtones (Groupe de Glenbrooke et Formations de Lac Aylmer et de Cranbourne; assemblage 2), surmontant

en paraconcordance / discordance le socle prétaconique et localisées à l'ouest de la faille de la Guadeloupe et, (B) l'ensemble allochtone (Groupe de Saint-Francis; assemblages 2 et 3), localisé à l'est de la dite faille et dont la relation avec le socle prétaconique n'est que localement observée. Les deux ensembles ont évolué, jusqu'au Silurien supérieur, dans des bassins sédimentaires distincts (Lavoie et Bourque, 1992).

Les successions des faciès des unités autochtones résultent d'une transgression marine. Elles montrent des siliciclastites fluviales à leur base; le sommet de ces unités est donné par des carbonates impurs dans lesquels s'insèrent localement des masses récifales d'âge Silurien supérieur. L'unité allochtone (Groupe de Saint-Francis) est une unité tripartite constituée des Formations de Lac Lambton, d'Ayers Cliff et de Compton (Slivitzky et St-Julien, 1987). Un contact de faille sépare la Formation de Lac Lambton des unités sus-jacentes. La Formation de Lac Lambton est représentée par un ensemble varié de siliciclastites et de carbonates dont l'un des niveaux est daté du Silurien supérieur. La Formation d'Ayers Cliff est représentée par une succession de carbonates impurs et de shales; elle passe graduellement à la Formation de Compton caractérisée par des alternances de grès/shales. La Formation de Compton montre dans sa partie supérieure un faciès dominé par des arkoses massives pour lesquelles le terme de "membre de Lac-Drolet" est introduit (D. Lebel (MER), communication personnelle, 1992). De nouvelles données aident à mieux cerner l'âge du Compton. Ainsi une faune à chitinozoaires du Silurien supérieur (A. Tremblay (INRS), communication personnelle, 1992) est présente dans la partie inférieure de la formation, alors que le sommet de l'unité montre des fragments de plantes du Dévonien inférieur. Le Compton est donc en partie un équivalent temporel, et probablement plus distal, de la Formation de Lac Lambton.

Les unités autochtones du sud du Québec sont des équivalents du Groupe de Chaleurs en Gaspésie. Bourque *et al.* (sous presse) corrélient ces unités avec les faciès marquant le début de la seconde phase transgressive majeure de cette partie du bassin. Les nouveaux âges pour le Compton amènent cependant à modifier l'interprétation pour l'ensemble allochtone du sud du Québec. Seule la partie supérieure du Compton (membre de Lac-Drolet) est corrélative

(1) Centre géoscientifique de Québec, Sainte-Foy

temporellement et lithologiquement avec le Groupe de Fortin. La partie inférieure de la Formation de Compton (et la Formation d'Ayers Cliff?) est un équivalent temporel et spatial de la Formation de Saint-Léon (et unités équivalentes) de la ceinture de la Gaspésie. L'interprétation sédimentologique détaillée des Formations d'Ayers Cliff et de Compton reste à faire. Si la corrélation proposée avec la Formation de Saint-Léon est démontrée au niveau des faciès, une image paléogéographique assez similaire avec celle de la Gaspésie serait proposée pour l'intervalle Silurien supérieur – Dévonien inférieur.

Références

- BOURQUE, P.-A. – BRISEBOIS, D. – MALO, M., sous presse – Gaspé Belt. *In: The Appalachian / Caledonian orogen in Canada and Greenland* chapter 3, (Williams, H., editor). Geological Society of America, Geology of North America; Volume F-1.
- LAVOIE, D. – BOURQUE, P.-A., 1992 – Stratigraphy, paleoenvironmental evolution and regional significance of the Silurian Lake Aylmer – Lake Saint-François Belt, Eastern Townships, Québec. *Atlantic Geology*; volume 28, N° 3.
- MALO, M. – BOURQUE, P.-A., sous presse – Timing of deformation events from Late Ordovician to mid-Devonian in the Gaspé Peninsula. *In: The Acadian Orogeny – recent studies in New England, Maritime Canada and the autochthonous foreland* (Roy, D. et Skehan, S.J., editors). Geological Society of America; Special Volume 275.
- SLIVITZKY, A. – ST-JULIEN, P., 1987 – Compilation géologique de la région de l'Estrie-Beauce. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 85-04.

Les terrains siluriens et dévoniens du sud-est du Québec: problématique et potentiel économique

Daniel Lebel (1), Serge Chevé et Alain Tremblay (2)

Le MER a entrepris en 1991 un programme quinquennal de levés géologiques du Siluro-Dévonien du synclinorium de Gaspé-Connecticut en Estrie-Beauce. Ce programme de cartographie géologique à l'échelle de 1: 50 000 vise à mieux comprendre le secteur et à définir de nouveaux métalotectes. Le premier volet (1991) a permis la cartographie de la région de Scotstown (Tremblay, 1991; SNRC 21E/11) alors que le second (1992) a permis de terminer celle de la région de Lac-Mégantic (SNRC 21E/10). Les années futures permettront de poursuivre la cartographie des régions situées plus au SW.

À ce stade, le programme de cartographie du Siluro-Dévonien a permis d'améliorer notre compréhension de la géologie régionale. Nous ferons ici une revue de la problématique des terrains siluro-dévonien de l'Estrie-Beauce afin de fournir des idées à ceux qui cherchent de nouvelles cibles d'exploration.

Géologie régionale

Le synclinorium de Gaspé-Connecticut Valley est une bande de roches sédimentaires et volcaniques s'étendant à travers tout le SE du Québec, de Gaspé jusqu'aux États-Unis. Bien qu'ayant été complètement revu et cartographié en Gaspésie au cours de la dernière décennie, il a fait l'objet de peu de travaux en Estrie-Beauce.

Le MER dispose toutefois des rapports et cartes de Kelly (1975) qui a cartographié le pluton granitique des monts Sainte-Cécile et Saint-Sébastien et son auréole métamorphique, de ceux de Marleau (1968) et de Chevé (1978) qui ont couvert une portion substantielle du segment le plus au sud du synclinorium, aux environs de Lac-Mégantic. Bourne (1989) a fait une étude de tous les plutons granitiques de la région. La carte présentée pour le séminaire intègre ces données aux résultats de nos travaux de cartographie géologique à l'échelle de 1: 50 000.

La stratigraphie de la région comporte cinq unités: le Groupe de Saint-Francis (Formations d'Ayer's Cliff, de Lac Lambton et de Compton), et les Formations de Frontenac, de la Rivière Clinton, de Seeboomook, de Chesham et de la Rivière Arnold. Ces unités ont été

déformées en tout ou en partie par trois épisodes de déformation associés à l'orogénie acadienne.

La Formation d'Ayer's Cliff repose en contact tectonique ou parfois en discordance sur les volcanites cambro-ordoviciennes du Complexe d'Ascot. Elle est formée de turbidites calcaires vraisemblablement dérivées d'une plate-forme calcaire avoisinante, possiblement celle constituée par les calcaires du Silurien supérieur de la Formation de Lac Aylmer affleurant au NW de la faille de La Guadeloupe. Des travaux récents suggèrent que le Compton est d'âge Silurien supérieur à Dévonien inférieur (Hueber *et al.*, 1990). Cette unité est constituée dans sa partie inférieure (désignée ici sous le terme informel de "membre de Milan") de grès fins à grossiers, laminés et granoclassés, parfois calcaireux, interstratifiés de mudslates noirâtres. Cette unité apparaît comme d'origine turbiditique. Le sommet du Compton est désigné ici sous le terme informel de "membre de Lac-Drolet" et correspond à des wackes arkosiques et à des pélites noirâtres massifs.

Comme Marleau (1968), nos travaux nous amènent à penser que la Formation de Frontenac est conforme et sus-jacente à celle de Compton (sommet du Groupe de Saint-Francis). La limite entre ces unités montre une transition apparente de faciès sédimentaires. Nous traçons donc la limite inférieure de la Formation de Frontenac à la base de la première unité volcanogénique observée dans la région soit un niveau de grès fin ankéritique associé à une formation de fer à magnétite, des tufs felsiques et de minces coulées basaltiques. Le contact entre ces formations est répété par des failles de chevauchement. La Formation de Frontenac est constituée d'un assemblage volcanosédimentaire comportant deux larges unités volcaniques s'insérant entre de large bandes de grès schisteux, en plus de plusieurs minces bandes de volcanites de caractère plus discontinu. La première bande importante est désignée comme le "membre de Lac-Mégantic" (métavolcanites de Frontenac-Chartierville de Chevé, 1990) et se situe à un peu moins d'un kilomètre au-dessus de la base de la formation. Il s'agit de basaltes coussinés parfois associés à des niveaux gabbroïques. La deuxième bande appelée ici "membre du Mont Dostie" se situe à environ un kilomètre au-dessus du "membre de Lac-Mégantic" et affleure à la faveur de plis serrés. Cette unité montre des bandes discontinues de basaltes coussinés asso-

(1) Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec

(2) Institut national de la recherche scientifique

ciées à un niveau pyroclastique. Une bande gabbroïque lui est aussi associée.

La Formation de la Rivière Clinton apparaît sous la forme d'un biseau de roches plissées, coïncé entre deux failles de chevauchement; elle est corrélative du membre de la Rivière Clinton de Chevé (1990). Il s'agit d'un bande de basaltes coussinés surmontée d'un niveau mince de chert jaspilitique, de grès à magnétite et localement d'un tuf à cristaux de plagioclase. La faille de chevauchement de Small Creek, vergeant vers le SE, a permis la superposition de la Formation de la Riv re Clinton sur celle de Seeboomook. Une unité corrélative à la Formation de la Riv re Clinton aux  tats-Unis serait d'âge Silurien selon les données radiométriques les plus récentes (Moench, 1991).

La Formation de Seeboomook est d'âge incertain dans notre région mais des localités fossilifères du Maine indiquent un âge Dévonien inférieur (Sieg nien) (Albee et Boudette, 1972). Le Seeboomook se présente dans une écaille de chevauchement entre la faille de Small Creek et la faille de Woburn au SE, qui a permis son chevauchement vers le SE sur le massif de Chain Lake (métasédiments granoblastiques de la Formation de la Riv re Arnold).

STRUCTURE ET MÉTAMORPHISME

En Estrie, le synclinorium de Gaspé-Connecticut est marqué par trois épisodes de déformations, les deux derniers étant restreints à sa partie la plus au SE. Le degré de métamorphisme est au faciès des schistes verts et évolue graduellement de faiblement métamorphisé aux environs de la faille de la Guadeloupe jusqu'au faciès à chlorite-épidote dans la portion située aux abords du massif de Chain Lake. La première phase de déformation se présente sous la forme de plis serrés d'environ 200 à 500 mètres de longueur d'onde, généralement droits dans la portion NW du synclinorium mais adoptant progressivement une attitude plutôt déversée vers le SE près de la frontière internationale. Ces plis sont asymétriques et indiquent une méga-pente vers le SE. Un clivage axial aux plis d'orientation NE-SW est associé à cette déformation qui semble d'un niveau relativement égal à travers tout le synclinorium. Cependant, la foliation de deuxième phase passe d'une crénulation faible dans la Formation de Compton à un clivage de crénulation p n tratif près du contact avec le Frontenac; elle devient une forte schistosité recoupant S₁ mais formant le plus souvent une structure composite avec le premier clivage dans la région située la plus au SE. Un troisième clivage cr nule les structures antérieures et est surtout restreint aux abords du pluton du Lac aux Araignées. Il est proposé que la faille de la Guadeloupe constitue la faille semelle où s'enracinent les autres failles observées dans la région, qui doivent se rattacher à un décollement basal. Spencer *et al.* (1989) ont montré la présence d'un socle ayant une signature sismique com-

parable au massif de Chain Lake, sous-jacent à la couverture siluro-dévonienne du synclinorium de Gaspé-Connecticut. Il est probable qu'en profondeur le décollement basal se situe à l'interface entre les roches sédimentaires et le Chain Lake.

MÉTALLOGÉNIE

Plusieurs plutons granitiques d'âge Dévonien supérieur, tel que ceux de Winslow, Scotstown, Saint-Sébastien-Sainte-Cécile et du Lac aux Araignées, percent la couverture siluro-dévonienne. De nombreux indices polymétalliques (Mo, Cu, Pb, Zn, Ag) sont associés à la cornéenne du pluton de Saint-Sébastien-Sainte-Cécile. Des dykes porphyriques apparentés aux plutons dévoniens sont observés sporadiquement du mont Sainte-Cécile jusqu'aux abords du contact entre le Frontenac et le Compton et ont montré quelques indices de W, Zn, Pb et Au. Ces indices suggèrent qu'une zone minéralisée importante pourrait éventuellement être découverte dans la zone de métasomatisme située au-dessus d'un pluton présent en profondeur comme dans le cas du gisement de Murdochville en Gaspésie. Il est possible que l'indice Saint-Robert soit situé au-dessus d'un tel stock.

Depuis le début des années 1950, l'exploration minière dans la région s'est portée sur le potentiel métallifère des roches volcaniques des Formations de Frontenac et de la Riv re Clinton. Cet intérêt a porté fruit car il a conduit à la découverte des indices et gisements de la riv re Clinton dans les cantons de Clinton et de Marston. Il s'agit de cinq gisements titrant ensemble 1,8 million de tonnes de minerai à 2,02% Cu et 1,54% Zn avec des quantités de Pb, Au et Ag valorisant le minerai. Le gisement le plus riche a été exploité pendant 18 mois de 1973 à 1975. Depuis, au moins deux importantes campagnes d'exploration ont eu cours dans la Formation de la Riv re Clinton, soit celle de SOQUEM en 1989 et celle de BHP Utah au cours des deux dernières années. Simultanément à celle du gîte Clinton, une autre découverte s'est produite aux  tats-Unis, près de la frontière internationale, celle du gisement de Ledge Ridge situé dans un contexte géologique similaire. Les réserves du gisement de Ledge Ridge sont estimées à au moins 3,7 millions de tonnes à 4% de Zn+Cu+Pb (Moench, 1991). D'autres indices prometteurs ont été trouvés dans cette région, notamment celui de Thrasher Peak situé dans des roches volcaniques du Dévonien inférieur, probablement équivalentes à la Formation de Frontenac. Chevé (1990) a identifié deux types de minéralisations associées aux roches de la région de Lac-Mégantic soit des minéralisations sédimentaires exhalatives et des minéralisations sulfurées volcanogènes cuprozincif res. Il est donc possible de retrouver des minéralisations à la fois à l'intérieur des empilements volcaniques de la Riv re Clinton et de Frontenac et aux abords de ces volcanites au sein des séquences sédimentaires. La découverte

récente des prospecteurs Bilodeau et Bédard de sulfures massifs sous une bande volcanique, près du contact entre les Formations de Compton et de Frontenac concorde avec cette idée. Pour ce dernier type d'indice, typiquement associé à une formation de fer à magnétite, une campagne d'exploration qui utiliserait un levé magnétique serait bien avisée. Ces indices rehaussent le potentiel métallifère de la région et laissent entrevoir d'autres minéralisations à l'intérieur de la Formation de Frontenac.

Références

- ALBEE, A.L. – BOUDETTE, E.L., 1972 – Geology of the Attean quadrangle, Somerset County, Maine. U.S. Geological Survey; bulletin 1297, 110 pages.
- BOURNE, J.H., 1989 – Pétrographie et géochimie des plutons granitiques d'âges Dévonien et Crétacé de l'Estrie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 88-07, 119 pages.
- CHEVÉ, S., 1978 – Région du sud-est des Cantons-de-l'Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-613, 80 pages.
- _____, 1990 – Étude tectono-stratigraphique, pétrologique et métallogénique de la région de Lac-Mégantic (Québec). Département de génie Minéral, École Polytechnique, Université de Montréal; thèse de Ph. D. non publiée, 1005 pages.
- HUEBER, F. M. – BOTHNER, W.A. – HATCH, N.L.JR – FINNEY, S.C. – ALENIKOFF, J.N., 1990 – Devonian plants from southern Quebec and northern New Hampshire and the age of the Connecticut Valley trough. *American Journal of Sciences*; volume 290, pages 360-395.
- KELLY, R., 1975 – Région des monts Sainte-Cécile et Saint-Sébastien. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-176, 30 pages.
- MARLEAU, R.A., 1968 – Région de Woburn-Mégantic est-Armstrong, comtés de Frontenac et de Beauce. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-131, 60 pages.
- MOENCH, R.H., 1991 – The Piermont allochthon, northern Connecticut Valley area, New England. Preliminary description and resource implications. *In: Summary results of the Glen Falls CUSMAP Project, New York, Vermont and New Hampshire* (J. F. Slack, editor). U.S. Geological Survey; bulletin 1887, pages J1-J22.
- SPENCER, C. – GREEN, A. – MOREL-À-L'HUISSIER, P. – MILKEREIT, B. – LUETGERT, J. – STEWART, D. – UNGER, J. – PHILLIPS, J., 1989 – The extension of Grenville basement beneath the Northern Appalachians: Results from the Quebec-Maine seismic reflection and refraction surveys. *Tectonics*; volume 8, pages 677-696.
- TREMBLAY, A.B., 1991 – Géologie de la région de Scotstown. *Dans: Rapport d'activité 1991, Direction de la recherche géologique*. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 91-25, pages 20-21.

Magmatisme d'extension du Siluro-Dévonien en Gaspésie

Martin Doyon (1)

Introduction

Les roches magmatiques siluro-dévonienne de la Gaspésie comprennent des unités volcaniques et des plutons felsiques et mafiques. Les volcanites sont principalement des basaltes tholéïtiques à alcalins, des andésites, des hawaïites et des rhyolites subalcalines à peralcalines. Ce volcanisme bimodal est le produit d'extension intracontinentale, antérieure à la déformation acadienne du Dévonien précoce. Par ailleurs, des datations U-Pb sur les zircons ont montré que le batholite des monts McGerrigle est d'âge Dévonien inférieur, tout comme les volcanites à proximité. Cette intrusion avait traditionnellement été reliée à l'orogène acadienne. Les minéralisations métalliques associées au magmatisme d'extension pré-acadien comprennent des gisements volcanogènes, des veines et des skarns associés aux intrusions subvolcaniques, ainsi que les gîtes dans l'auréole métamorphique du batholite des monts McGerrigle.

Contexte géologique

Les volcanites siluro-dévonienne de la Gaspésie sont interstratifiées avec des roches sédimentaires siliciclastiques et carbonatées dans le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé et dans le synclinorium de la Baie des Chaleurs (figure 1). Ces roches se sont déposées dans des milieux de plate-forme profonde à subaériens et reposent au dessus de l'orogène taconique. Les volcanites du centre nord de la Gaspésie ont fait l'objet d'études détaillées qui sont résumées plus bas.

Volcanites du centre nord de la Gaspésie

Les volcanites du centre nord de la Gaspésie (CN) forment une suite bimodale de basaltes et de rhyolites. Elles forment des lentilles dans une séquence sédimentaire de régression, passant de milieux marins peu profonds à subaériens. La partie inférieure de ces volcanites comprend des basaltes vacuolaires coussinés, des hyaloclastites mafiques, des rhyolite perlitiques, des volcanoclastites felsiques et des bentonites. Ces

roches volcaniques sont interstratifiées avec les calcaires et les mudstones du Groupe des Calcaires supérieurs de Gaspé. La partie supérieure des volcanites contient des coulées de basalte massives à sommet bréchifié, des volcanoclastites mafiques, des rhyolites, qui sont localement encore vitreuses (perlites), et des pyroclastites felsiques dont certaines sont soudées. Ces volcanites sont en alternance avec les grès et les mudstones de la Formation de York River.

Les volcanites mafiques sont les plus répandues. Il s'agit de basaltes et d'andésites basaltiques d'affinités tholéïtiques à alcalines. Les rhyolites se divisent en trois groupes: 1) des rhyolites subalcalines (100 à 200 ppm de Zr, moins de 60 ppm de Nb); 2) des rhyolites précoces riches en Zr (jusqu'à 750 ppm) mais pauvres en Nb (moins de 30 ppm) et, 3) des rhyolites peralcalines tardives, riches en Zr (400 à 1250 ppm) et en Nb (60 à 90 ppm).

Autres suites volcaniques de la Gaspésie

Les autres unités volcaniques siluro-dévonienne d'importance en Gaspésie sont les volcanites de McKay (MK) et de Baldwin (Ba) dans le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé et les volcanites de Ristigouche (Ri) et de Dalhousie (Da) dans le synclinorium de la baie des Chaleurs (figure 1).

Les volcanites de McKay (MK; figure 1) se retrouvent dans la partie supérieure du Groupe de Chaleurs et comprennent principalement des basaltes alcalins.

Les volcanites de Baldwin (Ba; figure 1) forment une suite continue allant de basaltes tholéïtiques à des rhyolites subalcalines, les roches mafiques étant les plus abondantes. Elles sont interstratifiées avec le sommet du Groupe de Chaleurs et la base du Groupe de Fortin.

Les volcanites de Ristigouche (Ri) forment des lentilles dans le Groupe de Chaleurs; il s'agit principalement de basaltes transitionnels avec quelques roches intermédiaires et felsiques. Les volcanites de Dalhousie (Da) sont interlitées dans les Formations de New Mills et de Dalhousie au-dessus de la discordance saline. Au Québec, ces volcanites forment une suite continue, avec d'abondantes roches intermédiaires

(1) Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec

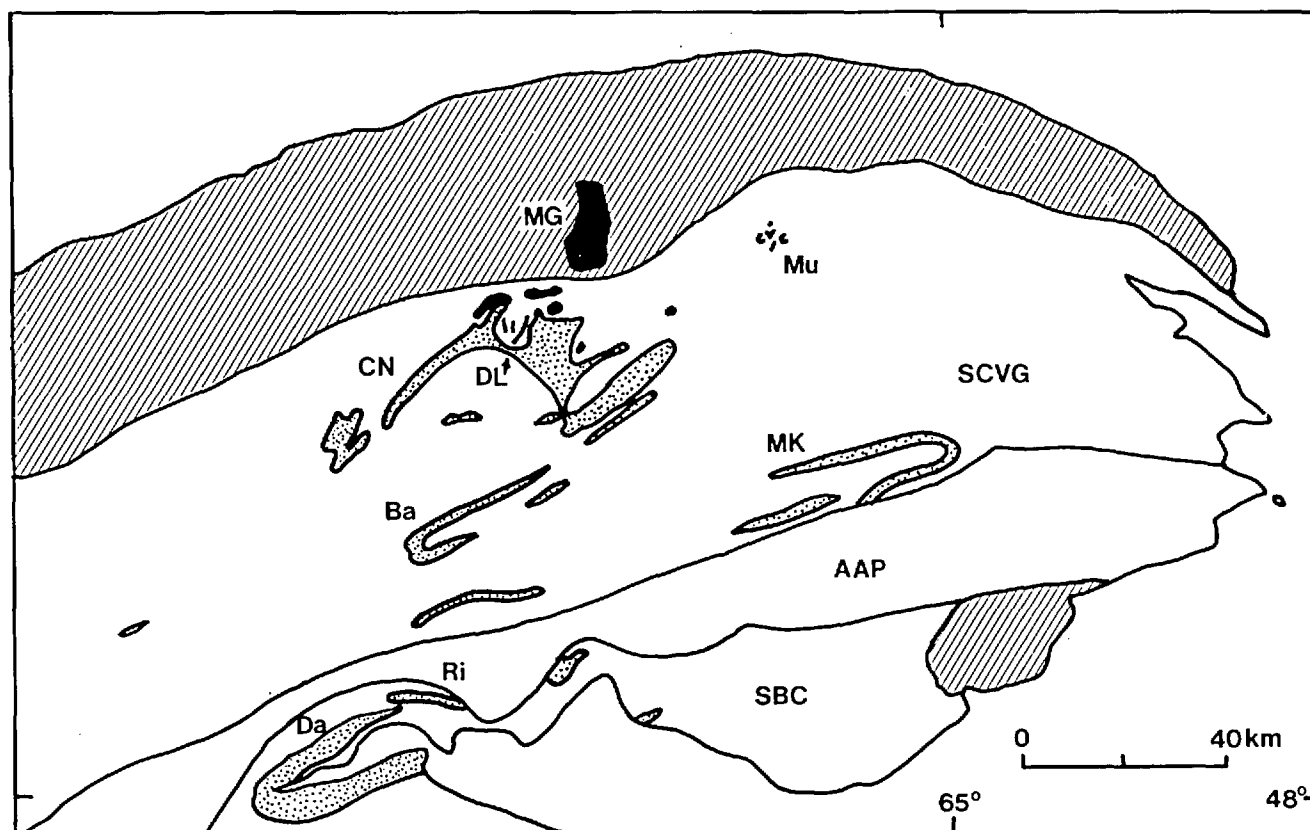


FIGURE 1 – Carte de localisation des volcanites et des plutons siluro-dévonien de la Gaspésie. *Volcanites* (patron pointillé): CN: volcanites du centre nord de la Gaspésie; Ba: volcanites de Baldwin; MK: volcanites de McKay; Ri: volcanites de Ristigouche; Da: volcanites de Dalhousie. *Plutons* (noir): MG: batholite des monts McGerrigle; Mu: intrusions de Murdochville. SCVG: synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé; AAP: anticlinorium d'Aroostook-Percé; SBC: synclinorium de la baie des Chaleurs; DL: dôme de Lemieux. *Patron hachuré*: domaine cambro-ordovicien (nord) et boutonnière de Maquereau-Mictaw (sud-est).

tandis qu'au Nouveau-Brunswick, il s'agit d'une suite bimodale.

Environnement tectonique

Les basaltes de toutes les suites volcaniques siluro-dévonien de la Gaspésie ont une affinité intraplaque. Dans la plupart des suites, il y a une prédominance de compositions mafiques et certaines sont bimodales, ce qui est typique des environnements intraplaques. D'autre part, les études sédimentologiques du Groupe de Chaleurs et des Calcaires supérieurs de Gaspé indiquent un régime tectonique d'extension.

L'ensemble des volcanites siluro-dévonien du nord des Appalaches forme une vaste zone d'extension intracontinentale. Cette extension est contemporaine des mouvements de décrochement senestres du terrain d'Avalon et est antérieure à l'orogénie acadienne du Dévonien moyen. Cet environnement tectonique est analogue à celui qui a prévalu dans l'ouest des États-Unis au Tertiaire et au Quaternaire avec une vaste zone d'extension intracontinentale qui inclut le "Basin and Range" et qui est associée avec les mouvements de décrochement de la faille San Andreas.

Roches intrusives

Comme en plusieurs endroits dans le nord des Appalaches, de nombreuses intrusions "acadiennes" sont maintenant reconnues comme contemporaines du volcanisme. Les datations U-Pb du batholite des monts McGerrigle (MG) a donné un âge de 390 Ma, similaire à celui des volcanites du centre nord de la Gaspésie (CN). Les plutons granitiques du centre nord de la Gaspésie (Mont Hog's Back, mont Vallières-de-Saint-Réal, mont Brown, Murdochville) n'ont pas été datés de manière fiable; cependant, les similarités de composition avec les volcanites suggèrent qu'ils soient reliés au même événement magmatique. Les dykes du dôme de Lemieux (DL) ont les mêmes compositions et le même âge (par Rb-Sr) que les volcanites du centre nord de la Gaspésie. Ils sont probablement subvolcaniques.

Métallogénie

Dans le nord du Nouveau-Brunswick, les volcanites de Dalhousie, d'âge Dévonien précoce, sont hôtes d'un gisement de 1,34 Mt à 4,75% Zn, 0,89% Pb et 28 g/t Ag. Dans le centre nord de la Gaspésie, le dôme

de Lemieux est le site de veines de Pb-Zn et Cu reliées à des intrusions subvolcaniques.

Les gîtes minéraux situés en bordure du batholite des monts McGerrigle (MG) sont probablement d'âge Dévonien précoce, comme les roches intrusives, et donc pré-acadiens. Ces gîtes comprennent l'ancienne mine Madeleine et les indices à proximité, qui sont des réseaux de veines cuprifères, ainsi que des gîtes dans des skarns et des filons de Cu-Pb-Zn. Les gîtes de Cu-

Mo associés à des skarns dans les régions de Sullipek et de la mine Gaspé à Murdochville, où il y a aussi un gîte de type *porphyry copper* sont reliés à des intrusions felsiques dévoniennes. Les datations disponibles ne sont cependant pas assez précises pour déterminer si ces intrusions sont contemporaines du volcanisme local d'âge Dévonien précoce ou si elles sont reliées à une activité magmatique "acadienne".

Géologie et métallogénie de la Province de Grenville

Observations à l'appui de nouveaux concepts d'interprétation structurale dans l'ouest grenvillien au Québec

Kamal N.M. Sharma (1)

Le travail de terrain a débuté en 1989 en examinant, sur quelques kilomètres, les lithologies affleurant des deux côtés de ce qui apparaît comme la limite ouest de la Ceinture centrale des métasédiments, sur les cartes géologiques publiées au Québec. Concurrément, nous avons entrepris une interprétation structurale d'images RADAR-SEASAT (200 km x 100 km) et d'images RADAR aéroportées (200 km x 18 km), ces dernières ayant été fournies par le Centre canadien de télédétection. Ces deux interprétations reproduisent et confirment l'existence, à la limite ouest de la Ceinture centrale des métasédiments, d'un linéament très prononcé et à peu près rectiligne – le *Linéament de Cayamant* – à l'endroit exactement signalé sur les cartes géologiques.

La présence du Linéament de Cayamant n'implique pas l'absence de roches métasédimentaires à l'ouest de celui-ci. En fait, on trouve des évidences de métasédiments à l'ouest du Linéament (qu'il s'agisse d'aires petites ou grandes, isolées ou plus ou moins continues) sur une distance de plusieurs kilomètres. C'est le cas le long de la route du Témiscamingue, à l'ouest de Maniwaki, dans le secteur de Danford Lake, et aussi sur plusieurs dizaines de kilomètres, au nord de Fort-Coulonge – Pembroke. Par ailleurs, le plus éloigné et le plus grand exemple de ces métasédiments est représenté par le Terrane de Cabonga (de Jacques Martignole). La seule différence est que dans ces secteurs on peut prouver aisément que les roches métasédimentaires reposent tectoniquement au-dessus des complexes de gneiss tonaliques – granodioritiques – granitiques des terranes de Pythonga et de Baskatong-Dozois situés à l'ouest de la Ceinture centrale des métasédiments. Même quand il n'y a pas d'affleurements de métasédiments préservés sur les complexes gneissiques, la proximité de ces métasédiments (maintenant érodés) au-dessus des complexes est soulignée par des injections de carbonates rosés dans les gneiss sous-jacents, et par endroits, par l'existence d'une intense migmatisation.

À l'ouest du Linéament de Cayamant (c'est à dire, à l'ouest de la limite occidentale de la Ceinture centrale des métasédiments), l'épaisseur des roches métasédi-

mentaires qui surmontent tectoniquement les complexes gneissiques est passablement mince. Cette épaisseur, de l'ordre de quelques mètres, s'observe sur une bande de terrain de quelques kilomètres de large qui s'étend entre le réservoir Baskatong jusqu'au sud-ouest du lac Cayamant. Ce phénomène implique que le niveau actuel d'érosion se trouve très proche des surfaces le long desquelles les roches métasédimentaires de la Ceinture centrale des métasédiments ont été transportées vers l'W ou le NW et charriées ainsi sur les terranes de gneiss adjacents (en l'occurrence les terranes de Baskatong-Dozois et de Pythonga). Pendant cet événement, et à ce niveau structural, les roches métasédimentaires et les complexes de gneiss étaient sous l'influence de conditions métamorphiques approchant la limite des faciès des amphibolites et des granulites.

Des séquences de roches métasédimentaires beaucoup plus épaisses sont préservées au nord de Fort-Coulonge – Pembroke, et dans le Terrane de Cabonga (de Jacques Martignole); dans les deux régions, ces roches recouvrent tectoniquement les terranes de complexes gneissiques de l'Allochtone polycyclique (Rivers *et al.*, 1989). De telles variations de l'épaisseur de ces roches métasédimentaires à l'ouest du Terrane de Mont-Laurier dépendent du degré d'érosion, et de l'étendue et du niveau structural originel des charriages impliqués dans tous les secteurs envisagés.

Il y a désormais de nombreuses évidences le long du côté ouest du Linéament de Cayamant à l'effet que, pendant le charriage de l'empilement de roches métasédimentaires vers l'W ou le NW sur les complexes gneissiques limitrophes, ces terrains gneissiques ne se sont pas comportés de façon passive et ont été touchés par ces charriages. En fait, les gneiss ont subi une déformation aussi intense que les roches métasédimentaires tectoniquement sus-jacentes, déformation caractérisée par un rubanement tectonique ou une gneissosité bien marquée. Au cours du processus, les gneiss ont eux-mêmes été transportés vers l'W ou le NW avec leur couverture de métasédiments. Il y a des exemples le long de la route 117 à l'ouest de Grand-Remous, ainsi qu'à l'ouest de Maniwaki où les complexes gneissiques forment des structures de rampes ou de nappes.

(1) Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec

Le *Linéament de Baskatong – Désert* est un important corridor de déformation d'épaisseur kilométrique dans l'ouest de la Province de Grenville au Québec. Il est très bien défini sur les images RADAR. Jusqu'à maintenant, il a été tracé à partir de la baie Mercier du réservoir Baskatong jusqu'au lac Désert (carte non publiée de M. Rive), et le long de la route du Témiscamingue, jusqu'au lac Brodtkorb, sur une distance de 55 km environ.

La reconnaissance du Linéament de Baskatong-Désert nous a conduit à subdiviser le Terrane de Baskatong d'Indares et Martignole (1989) en deux terranes: le *Terrane du Baskatong-Dozois*, au nord du linéament, et le *Terrane de Pythonga*, au sud.

Recommandation pour des changements à la nomenclature

À la lumière des arguments présentés ici, les termes synonymes MBBZ (Zone de la limite de la ceinture monocyclique; Rivers *et al.*, 1989) ou CMBBZ (Zone de la limite de la ceinture centrale des métasédiments; Davidson *et al.*, 1982) tels que définis et appliqués jusqu'à présent sont inadéquats. Ces termes désignent tout simplement la présence d'une zone de forte déformation près de la limite ouest de la Ceinture monocyclique, sans expliquer pourquoi les roches gneissiques ont été intensément déformées, et jusqu'où et pourquoi une telle déformation a pu continuer vers l'intérieur (i.e. vers l'W et le NW) des terranes de complexes gneissiques adjacents à la limite de la Ceinture monocyclique. En plus, dans une subdivision tectonique telle que celle proposée par Rivers *et al.* (1989), il est préférable d'adopter des appellations avec une signification et une connotation tectonique explicite, comme le soulignent les autres termes de leur nomenclature.

C'est pourquoi, dans l'encadrement des subdivisions tectoniques de la Province de Grenville (Rivers *et al.*, 1989), nous recommandons l'usage des deux termes suivants qui tentent d'exprimer plus clairement les re-

lations tectoniques existantes et observables entre les roches métasédimentaires et les complexes gneissiques:

- "*Limite de la Ceinture monocyclique*" – Ce terme doit être réservé exclusivement pour les limites du corps principal de la Ceinture monocyclique (Ceinture centrale des métasédiments).
- "*Zone de l'avant-pays de la Ceinture monocyclique*" – Applicable à l'étendue de gneiss, à l'intérieur des terranes de complexes gneissiques, ayant subis une intense déformation et un transport synchrone avec leur couverture de roches métasédimentaires pendant l'épisode de chevauchement principal normalement attribué au Cycle orogénique grenvillien.

Références

- DAVIDSON, A. – CULSHAW, N.G. – NADEAU, L., 1982 – A tectonometamorphic framework for part of the Grenville Province, Parry Sound region, Ontario. *In: Current Research, Part A; Geological Survey of Canada; paper 82-1A, pages 175-190.*
- INDARES, A. – MARTIGNOLE, J., 1989 – The Montreal – Val-d'Or Geotraverse. GAC/MAC Field Trip Guidebook, 52 pages.
- LÉVESQUE, J. – SHARMA, K.N.M., (1991) – Étude géobotanique sur les gîtes zincifères Lafontaine et Bouchette, Maniwaki-Gracefield. – et – Étude de la zone de limite de la ceinture métasédimentaire centrale (CMBBZ) à l'aide d'images LANDSAT-TM et d'images RADAR-SEASAT et aéroportées. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport final non publié.
- RIVERS, T. – MARTIGNOLE, J. – GOWER, C.F. – DAVIDSON, A., 1989 – New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian Shield. *Tectonics; volume 8, pages 63-84.*
- WYNNE-EDWARDS, H.R., 1972 – The Grenville Province. *In: Variations in Tectonic Styles in Canada (Edited by R.A. Price and R.J.W. Douglas). Geological Association of Canada; special paper n° 11, pages 263-334.*

Typologie et chronologie des minéralisations de molybdène, d'uranium et de thorium de la région de Maniwaki-Baskatong: implications pour l'exploration minière

Sylvain Lapointe et Michel Gauthier (1)

Introduction

L'intérêt de ce projet réside dans l'association possible entre les minéralisations en molybdène, en uranium et en thorium et d'autres types de minéralisations plus recherchées comme l'or et les terres rares. La région de Maniwaki-Baskatong recèle d'importantes anomalies géochimiques (sédiments de ruisseau et minéraux lourds) en or et en terres rares qui demeurent inexplicables.

Les travaux antérieurs (Karvinen, 1973; Fowler, 1980; Lentz, 1991) ont toujours considéré les gîtes de la région Maniwaki-Baskatong, qui est traversée par un corridor de déformation large de plusieurs kilomètres appelé MBBZ ("Monocyclic Belt Boundary Zone"; Rivers *et al.*, 1989), comme faisant partie d'un même groupe de gîtes métallifères homogène et homochrome. En fait, cette région constitue une province métallique à Mo-U-Th plutôt qu'une province métallogénique ce qui signifie que les minéralisations sont d'âge, de type, de contenu et de taille variés. Cette hétérogénéité conduit à d'importantes implications tant théoriques, pour la compréhension de l'évolution métallogénique de la région, qu'économiques, pour ce qui est des minéralisations présentes et de la taille des gîtes.

Typologie des minéralisations

Les gîtes de Mo-U-Th peuvent être classés dans trois familles selon la roche hôte des minéralisations. Il s'agit des gîtes associés aux pegmatites et aux granites, des gîtes associés aux roches calcosilicatées métasomatiques et du gîte associé à une carbonatite.

PEGMATITES ET GRANITES

Sur la base de leur morphologie, de leur composition minéralogique et de leurs relations structurales, les pegmatites se subdivisent en plusieurs sous-types: les dykes de pegmatite blanche à molybdénite qui se trouvent le long de la route du lac David; les pegmatites et les granites radioactifs à amazonite-fluorine observés au lac Godin et au sud du lac Blue Sea; les pegma-

tites blanches très radioactives à uraninite-tourmaline de la propriété Capri, au nord de Grand-Remous; et les dykes de pegmatite syénitique rose à molybdénite associés à des plutons ultrapotassiques comme la syénite de Kensington.

ROCHES CALCOSILICATÉES MÉTASOMATIQUES

Cette famille comprend deux types principaux à savoir les skarns à calcite rose et les clinopyroxénites.

Les skarns à calcite rose comportent plusieurs sous-types dont les skarns "en filets" et les skarns en masses ou en copeaux qui sont présents à l'ouest de la MBBZ, le long de la route du lac David. Des skarns à calcite rose périgranitiques affleurent à l'est de la MBBZ.

Il existe autant de sous-types de clinopyroxénite que d'indices. L'indice de molybdène "Rivière Désert", localisé au nord-ouest de Maniwaki, montre des minéralisations incluses dans une clinopyroxénite à scapolite. L'indice "Chute-du-Brûlé", sous le pont de la route 117 à Grand-Remous, présente une clinopyroxénite à trémolite-feldspath-calcite minéralisée en U-Th-Mo. La clinopyroxénite à U-Th (sans molybdène) observée sur la propriété Capri comporte un assemblage à quartz-trémolite-calcite rose. L'indice "Sharpe", au sud-ouest de Montcerf, illustre un sous-type à contrôle structural prépondérant. Enfin, l'indice "Gagnon" au sud-est de Sainte-Famille-d'Aumond est associé à une intrusion syénitique.

CARBONATITE

L'indice "Baie Mercier" (U-Th-TR(2)-Pb-Zn-Mo) localisé dans la partie ouest du réservoir Baskatong renferme ce qui semble être une carbonatite tabulaire déformée. La roche est très radioactive due à l'abondance d'uranothorite et contient beaucoup de terres rares (0,12% La, 0,28% Ce, 0,085% Nd, 0,011% Sm). La clinopyroxénite verte adjacente à la carbonatite est riche en galène et est recoupée par des dykes de syénite. En plus des minéralisations mentionnées, du pyrochlore a déjà été rapporté dans une tranchée

(1) Université du Québec à Montréal

(2) Terres rares

échantillonnée par le MER (1956). L'indice "Baie Mercier" représente un bel exemple de superposition de minéralisations uranotorifères à terres rares sur des minéralisations plombifères.

Chronologie et répartition régionale

Au chapitre de la chronologie, nous constatons qu'il existe plusieurs générations de pegmatite minéralisée en se basant sur leurs relations structurales avec les roches encaissantes. Les différents contextes de mise en place des skarns à calcite rose indiquent également l'existence de plusieurs générations pour ces roches. Les observations faites localement à l'indice "Baie Mercier" indiquent que les minéralisations sont postérieures aux plis déversés vers le nord-ouest mais antérieures ou pénécotemporaines à des décrochements apparents dextres.

Au chapitre de la répartition régionale, le mode de présentation et la composition des minéralisations varient selon leurs relations spatiales avec la MBBZ.

Implications pour l'exploration

La présence d'une carbonatite dans la partie ouest du réservoir Baskatong est peut-être reliée aux fortes anomalies de terres rares mises à jour par le MER à l'est de ce réservoir et dans le secteur du lac David (Bellehumeur et Jébrak, 1989). Par conséquent, ces secteurs méritent de faire l'objet de travaux d'exploration pour de telles substances. La géochimie des minéraux lourds menée par le MER a également fait ressortir des anomalies en or dans la région de la Gatineau. À l'instar de la "Robertson Lake Mylonite Zone" en Ontario

(Gleeson, 1986), les structures décrochantes tardives pourraient constituer une cible d'intérêt pour l'or.

Références

- BELLEHUMEUR, C. – JÉBRAK, M., 1989 – Dispersion de l'or et des terres rares dans les ruisseaux de la Gatineau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 90-29, 98 pages.
- FOWLER, A.D., 1980 – The age, origin and rare earth element distributions of Grenville Province uraniumiferous granite and pegmatites. Thèse de Ph.D. non publiée, Université McGill, Montréal, Québec.
- GLEESON, C.F. *et al.*, 1986 – Development and adaptation of geochemical techniques to gold exploration in glacial drift. Ontario Geological Survey; Open file report 5613.
- KARVINEN, W.O., 1973 – Metamorphogenic molybdenite deposits in the Grenville Province. Thèse de Ph.D. non publiée, Université Queen's, Kingston, Ontario; 279 pages.
- LENTZ, D.R., 1991 – Radioelement distribution in U, Th, Mo and REE pegmatites, skarns and veins in a portion of the Grenville Province, Ontario and Québec. *Journal canadien des Sciences de la Terre*; volume 28, pages 1-12.
- MINISTÈRE DES MINES, 1956 – Description des terrains miniers visités en 1952 et 1953. Description sommaire de la géologie et des travaux d'exploration. Ministère des Mines, Québec; RP-330, pages 4-7.
- RIVERS, T. – MARTIGNOLE, J. – GOWER, C.F. – DAVIDSON, A., 1989 – New tectonic division of the Grenville Province, southeast Canadian Shield. *Tectonics*; volume 8, numéro 1, pages 63-84.

Les projets SAGAR I et SAGAR III, Côte-Nord et Nouveau-Québec

Pierre Poisson (1)

Propriété SAGAR I

La propriété SAGAR I est située sur la Côte-Nord, à 85 kilomètres au sud de Fermont; d'une superficie de 52 kilomètres carrés, elle est accessible par hydravion ou par hélicoptère à partir de Fermont ou de Sept-Îles. La ligne hydro-électrique, qui joint le mont Wright au poste Montagnais, passe à 15 kilomètres au nord-est de la propriété et la voie ferrée de QNS&L, à 60 kilomètres à l'est. Au lac Fire, la route 389, la voie ferrée de QCM et la ligne hydro-électrique reliée au mont Wright se situent à 55 kilomètres à l'ENE.

Dans la région de Fermont, la province de Grenville comprend deux domaines géologiques :

- Le *domaine parautochtone*, qui couvre l'axe Fermont-Gagnon, est principalement caractérisé par la présence des formations du Groupe de Gagnon qui sont équivalentes au Groupe de Knob Lake, une séquence sédimentaire de la Fosse du Labrador.
- Le *domaine allochtone*, où se situe la propriété SAGAR I, occupe le secteur au sud-est du domaine parautochtone. Ce domaine, dont la majeure partie n'a été cartographiée qu'à l'échelle régionale (Jackson⁽²⁾, 1974), est composé de gneiss variés, mélangés à des roches intrusives felsiques. Des unités de gabbro, de métagabbro, d'anorthosite gabbroïque et d'amphibolite occupent également une superficie importante du domaine allochtone. Les intrusions ultramafiques, plus rares, consistent en péridotite, pyroxénite et hornblendite.

Sur la propriété et dans la région environnante, les affleurements sont relativement rares. La géologie est constituée de gneiss recoupés par des intrusions de composition mafique à ultramafique.

Les campagnes de reconnaissance de 1990 et de 1991 sur la propriété SAGAR I constituaient les premiers travaux d'exploration minière à être réalisés dans cette région; les travaux ont entièrement été effectués à l'ouest du lac Edgar, où les roches mafiques affleurent davantage. Ces campagnes de reconnaissance avaient pour objectif de mieux connaître le contexte métallogénique des roches intrusives et d'en vérifier le potentiel. Les résultats alors obtenus ont mis en évidence les principaux points suivants :

- Le levé magnétique a révélé, à plusieurs endroits, une différenciation parfois très marquée de l'intrusion;
- Le levé TBF, malgré la nature de la minéralisation observée (sulfures disséminés), a mis en évidence plusieurs zones conductrices dont la principale, située sur le sommet ouest de la montagne, peut être suivie sur une longueur de plus de 500 mètres et sur une largeur pouvant atteindre près de 300 mètres;
- Un bruit de fond relativement élevé en Cu, Au, Pd et Pt; un coefficient de corrélation élevé entre ces métaux; des valeurs relativement faibles en Ni; un ratio Pt-Pd-Au de 1,00 – 0,80 – 0,73;
- La minéralisation sulfurée, d'origine magmatique, est généralement constituée de grains disséminés et dissociés, souvent très fins et, localement, de petits amas et veinules. Les sulfures observés sont principalement la pyrrhotine et la chalcopyrite.

Les observations et les résultats des deux premières campagnes ont progressivement ouvert la possibilité d'un gîte à fort tonnage et à faible teneur.

La première campagne d'envergure a été réalisée à l'été 1992; elle comprenait une reconnaissance géologique à l'échelle de la propriété ainsi que des travaux plus détaillés sur un réseau de lignes couvrant un secteur de 1,5 km par 1,7 km à l'ouest du lac Edgar, où la présence de minéralisation avait été définie lors des campagnes précédentes.

Les travaux réalisés sur le réseau de lignes comprenaient de la cartographie géologique, de l'échantillonnage de sol, de la géophysique (levés TBF, magnétométrie, polarisation provoquée et potentiel spontané), du décapage ponctuel (dynamitage de mort-terrain et de roche) et de l'échantillonnage de roche. La compilation de l'ensemble des résultats s'amorçait au moment de la rédaction de ce texte. De façon préliminaire, il en ressort les points saillants suivants :

- La majorité des anomalies de TBF et de polarisation provoquée coïncident bien et ce, malgré que la minéralisation soit disséminée presque partout où elle fut observée; un bref essai de MAXMIN a révélé que cette méthode ne détectait pas ce type de minéralisation;
- La géochimie de sol se corrèle globalement avec plusieurs des anomalies de polarisation provoquée;

(1) Explograph Inc.

(2) Commission géologique du Canada; carte no 1417A

- Le levé de polarisation provoquée met en évidence une zone anomalique principale, plongeant faiblement vers le sud, d'une longueur de 500 mètres et d'une largeur de 200 mètres; cette zone coïncide avec la principale anomalie TBF. Parallèle et immédiatement à l'ouest se situe la seconde anomalie de polarisation provoquée en importance; sa longueur est de 500 mètres et sa largeur de 75 à 100 mètres. Plusieurs autres anomalies de moindre importance se situent au sud, à l'est et au nord-est des deux principales anomalies.

Malgré la rareté des affleurements, la reconnaissance géologique sur l'ensemble de la propriété a permis d'identifier d'autres masses intrusives mafiques. Entre autre, dans la partie est de la propriété, un petit regroupement d'affleurements expose un autre assemblage de gabbro-pyroxénite contenant de la minéralisation disséminée d'origine magmatique; contrairement à l'intrusion du lac Edgar, le bruit de fond y est plus élevé en Ni (moyenne de 8 échantillons: 700 ppm). Les teneurs en Cu sont plus faibles et les valeurs en Pt-Pd-Au sont négligeables. Les cartes magnétiques reflètent bien la structure générale et suggèrent que les masses intrusives observées fassent partie du même complexe.

Propriété SAGAR III

La propriété SAGAR III, située à 190 kilomètres au nord-ouest de Schefferville (Nouveau-Québec), a une superficie de 50 kilomètres carrés. Elle occupe la partie nord-ouest et la bordure nord-est de la vallée du lac Mistamisk et de la rivière Romanet. Cette vallée, interprétée comme un horst bordé au nord-est et au sud-ouest par des failles à pendage élevé, correspond à un couloir composé majoritairement de roches sédimentaires coïncées dans une séquence de gabbros et de basaltes.

Les roches sédimentaires sont constituées, à partir de la base, des Formations de Chakonipau de Dunphy, de Lace Lake, d'Alder, d'Uvé, de Du Chambon et de Romanet; les gabbros et les basaltes appartiennent au Groupe de Montagnais et aux Formations de Mistamisk et de Bacchus.

Jusqu'à présent, la minéralisation radioactive a surtout été observée dans les mudrocks et les siltites de la Formation de Lace Lake et, plus rarement, dans la dolomie de la Formation de Dunphy. Ce couloir de sédiments se distingue globalement du reste de la Fosse du Labrador par sa structure, sa métallogénie et l'importance des activités hydrothermales.

Les indices minéralisés sont nombreux et principalement constitués de minéralisations de cuivre, de cuivre-or et d'or-uranium. La minéralisation or-uranium, dont les teneurs peuvent atteindre des niveaux très élevés, est actuellement celle qui présente

le plus d'intérêt. Les principaux gîtes d'or-uranium sont les indices Kish et Eagle; le point d'intérêt majeur dans la région demeure cependant le champ de blocs radioactifs du lac Mistamisk qui a antérieurement donné des valeurs atteignant 474 g/t en Au et près de 8 % en U.

Des travaux d'exploration importants ont été faits antérieurement sur ce champ de blocs pour tenter d'en définir la source. Ces travaux comprenaient de la cartographie et de l'échantillonnage des blocs erratiques, de la cartographie des affleurements dans les secteurs avoisinants, plusieurs types de levés géophysiques (TBF, MAG, polarisation provoquée, émanomètre, scintillomètre), des sondages et du décapage mécanique.

L'objectif de la campagne de 1992 était de revoir le contexte dans lequel se situe le champ de blocs radioactifs, de tenter de définir des méthodes d'exploration qui pourraient s'appliquer efficacement à ce contexte, de justifier et de planifier les prochains travaux et idéalement, de localiser l'un des points d'origine des blocs et de l'échantillonner. Les travaux ont compris :

- L'échantillonnage des blocs parmi les plus radioactifs (> 10 000 cps.);
- L'échantillonnage de sol : prélèvement de l'horizon B à un intervalle de 12,5 mètres, le long de deux sections croisant la tendance anticipée de deux des regroupements de blocs radioactifs;
- L'échantillonnage de tourbière effectué dans les environs immédiats du champ de blocs radioactifs et dans la région avoisinante;
- Un levé de géoradar (*Ground Probe Radar*) au-dessus des principaux regroupements de blocs radioactifs et le long de certaines des sections de sondage effectuées antérieurement;
- L'étude de la géomorphologie et des dépôts meubles (glaciaires et post-glaciaires) dans le secteur des blocs minéralisés;
- L'examen des blocs erratiques, minéralisés et non minéralisés pour tenter de préciser la lithologie locale et le style et l'orientation des structures porteuses de minéralisation.

Les observations faites sur les dépôts meubles et la morphologie du terrain révèlent de nouveaux éléments et permettent une nouvelle interprétation de la distribution et du déplacement des blocs radioactifs :

- Deux horizons de till ont été reconnus : le *till inférieur*, déposé sur le socle rocheux et composé essentiellement de blocs abondants et très angulaires représentant presque exclusivement la lithologie locale; le *till supérieur*, composé en majeure partie de particules plus fines (silt, sable et gravier) et qui contient des blocs généralement bien arrondis et dont l'origine peut être éloignée; les blocs prove-

nant de la formation de fer de Sokoman et du socle archéen y sont fréquents;

- Certaines discontinuités dans les concentrations de blocs sont produites par des dépôts plus récents qui masquent partiellement ou totalement le till inférieur;
- La distribution des concentrations de blocs radioactifs suggère qu'il existe plusieurs structures porteuses de minéralisation;
- Plusieurs éléments observés dans les dépôts meubles suggèrent que la direction de la(des) structure(s) porteuse(s) de minéralisation, qui correspond(ent) à la source des principaux regroupements de blocs, est d'environ N35°E à N50°E, formant ainsi un angle par rapport à la direction glaciaire régionale dirigée vers le nord;
- Le déplacement anticipé des principales concentrations de blocs minéralisés, par rapport à leur point d'origine respectif, serait d'au plus quelques dizaines de mètres;
- L'observation des blocs indique que les solutions minéralisantes auraient été canalisées par des

structures telles que des décrochements dans les flancs de plis serrés, des zones de fracturation et de brèche observées particulièrement dans les roches les plus massives et les plus compétentes (nez de plis serrés, zones de faille, etc.), le long des plans de litage et dans les décollements entre les lits etc.

- Les blocs les plus radioactifs sont principalement faits de brèches de mudrock et de siltite altérée, imprégnées d'albite, ainsi que de veines d'albite recoupant le mudrock et longeant par endroits le litage; ces blocs montrent généralement un degré d'hématite plus ou moins prononcé.

Les résultats d'analyse n'étaient pas disponibles au moment de la rédaction du texte. En résumé, les observations de terrain permettent d'envisager le projet sous un nouvel angle, laissant prévoir la présence de plusieurs zones minéralisées, un déplacement relativement faible des blocs radioactifs et une direction NE-SW de la(des) structure(s) minéralisée(s) correspondant aux principaux regroupements de blocs radioactifs.



Le corridor de déformation du lac Métabetchouane, Lac-Saint-Jean

Serge Perreault (1)

Introduction

La partie centrale de la Province de Grenville est recoupée de corridors de déformation ductile tardi-orogéniques. Dans cette conférence nous attardons sur les caractéristiques du corridor de déformation du lac Métabetchouane (SRNC 31P/16). Ce corridor présente des évidences de mouvements tectoniques grenvilliens synorogéniques, tardi-orogéniques et postorogéniques.

Cadre géologique

Dans la région du lac Métabetchouane, le corridor de déformation de Métabetchouane recoupe quatre domaines lithologiques (Perreault, 1992). Le domaine 1 est principalement composé de métasédiments injectés de veines granitiques et pegmatitiques. Le domaine 2 est composé de granite et de monzonite déformés. Le domaine 3 est formé des unités dioritiques et gabbroïques du Complexe de la Bostonnais (Nadeau et Hébert, 1990) et de granites déformés. Finalement, la bordure ouest des monzogranites porphyriques du Complexe du Parc des Laurentides (domaine 4) est recoupée par le corridor de déformation.

Géologie structurale

Les unités de paragneiss et du domaine 1 montrent une déformation ductile intense. Elles sont caractérisées par des plis couchés de phase 1 et des plis superposés inclinés, à fort pendage, orientés ENE-WSW avec des axes à faible plongement. Des patrons structuraux complexes sont présents et résultent des interférences entre les plis de la phase 1 et les plis ENE. Les autres unités sont caractérisées par une déformation ductile intense produisant une forte foliation souvent mylonitique. Des plis sont associés à la foliation mylonitique et leurs axes ainsi que les linéations d'étirement sont parallèles. Les linéations d'étirement sont orientées NE-SE, à plongement faible à modéré. Le patron structural de la région (trajectoire des foliations) montre un changement d'orientation progressif du NNW, dans la partie sud-ouest, à l'ENE dans le centre nord de la région cartographiée.

Le corridor de déformation du lac Métabetchouane

Le corridor de déformation du lac Métabetchouane est caractérisé par des horizons de protomylonites et de mylonites (zone 1) de 10 cm à 10 m de large et s'étendant sur plus de 5 km. Une zone principale de mylonites et d'ultramylonites (zone 2), d'épaisseur variant de 500 m à 1 km, se trouve au centre du corridor de déformation. Ce corridor recoupe la majeure partie des unités et est orienté NNE – SSW. Les mylonites sont à pendage modéré à fort avec des linéations d'étirement NNW à NNE, à faible plongement vers le nord.

Deux mouvements principaux sont identifiables dans le corridor. Le *premier mouvement* est caractérisé par une linéation d'étirement E-W, à plongement faible à modéré, formée de minéraux mafiques et de quartz dans les métasédiments du domaine lithologique 1 et dans les unités de métadiorite, de métagabbro et de granite du domaine lithologique 2. La linéation est déformée montrant des renversements de plongement associés à des plis NNE-SSW. Des structures C-S et des indicateurs cinématiques (rotation de porphyroblastes) indiquent des mouvements dextres vers l'ouest. Dans une localité, il a été possible d'observer un gabbro du Complexe de la Bostonnais chevauchant les métasédiments du domaine 1. Ce chevauchement est situé près de la zone de mylonite principale et montre une direction de transport vers l'ouest.

Le *deuxième mouvement* est caractérisé par un étirement des quartz et des feldspaths (NNE à faible plongement vers le nord), surtout concentré dans les unités granitiques ainsi que dans les veines de granites et de pegmatites mylonitisées. La majorité des indicateurs cinématiques (fabrique C-S, rotation de porphyroclastes) montrent un mouvement dextre. L'ensemble du mouvement observé est un décrochement dextre à pendage modéré à fortement incliné. Des plis en fourreaux, observés dans la zone principale de mylonite, témoignent de l'extrême déformation qu'ont subie les roches dans la zone 2. Localement, des structures complexes montrent des plis d'entraînement à mouvement senestre. Ces plis semblent confinés dans certains horizons.

Les derniers mouvements tectoniques observés dans le corridor sont le développement de cataclase et

(1) Ministère de l'Énergie et des Ressources, Sept-Îles

de microfailles cassantes associées à une épidotisation, une chloritisation et une feldspathisation le long de fractures et de microfailles. Des veines de quartz sont associées à ces structures tardives.

Conclusion

Le corridor de déformation de Métabetchouane est une structure majeure dans la région du lac Métabetchouane. Son extension vers le nord se poursuit le long de failles N-S cartographiées par Benoît et Valiquette (1971). Son extension vers le sud est incertaine. Le corridor se poursuit sous des dépôts glaciaires au sud-est du lac Kiskissing. Toutefois une structure similaire apparaît dans la région du Grand lac Macousine. Cette zone mylonitique est similaire au corridor de Métabetchouane et semble se poursuivre vers le sud dans le feuillet du lac Edouard (31P/9).

Le corridor de déformation de Métabetchouane montre une évolution structurale complexe. Les premiers mouvements semblent être associés à des chevauchements majeurs précoces vers l'ouest, lors de

l'orogénie grenvillienne. Le deuxième mouvement majeur est tardif et pourrait être associé à des réajustement crustaux majeurs tardigrenvilliens. Les mouvements cassants observés dans la zone principale de mylonite indiquent que le corridor a joué au Phanérozoïque.

Références

- BENOIT, F.W. – VALIQUETTE, G., 1971 – Région du lac Saint-Jean. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; RG-140.
- NADEAU, L. – HÉBERT, C., 1990 – Déformation et extension de l'assemblage métasédimentaire de Montauban dans la réserve de Portneuf. *Dans*: Nouveaux horizons pour l'exploration, 1990; résumé des conférences. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 90-40.
- PERREAULT, S., 1992 – Rapport d'activité 1992. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 92-02.

Caractéristiques géologiques, lithogéochimiques et pétrologiques des gîtes polymétalliques de Montauban et de Dussault

Louis R. Bernier (1)

Introduction

Les gîtes de sulfures massifs polymétalliques de Montauban et de Dussault possèdent des différences géologiques notables. Les facteurs distinctifs seront présentés en comparant les contextes géologiques, la géochimie des unités lithologiques hôtes, les caractéristiques des minéralisations, ainsi que le degré du métamorphisme. L'analyse de ces critères permet une comparaison avec d'autres gisements de sulfures massifs en terrains métamorphiques.

Le gisement de Montauban (SNRC 31 I/16) fait partie d'un ensemble de roches supracrustales volcanosédimentaires d'âge Protérozoïque et défini comme étant le Groupe de Montauban (Rondot, 1978). Le gîte Dussault (SNRC 31 P/1) est localisé à environ 35 km au NNW du gisement de Montauban, dans une bande de roches supracrustales corrélée avec le Groupe de Montauban (Hébert et Nadeau, 1990).

Ces gîtes et leurs roches hôtes ont subi des transformations importantes d'ordre structural, minéralogique et texturale lors des événements tectonométamorphiques reliés à l'orogénèse grenvillienne.

Géologie du gisement de Montauban

Le gisement de Montauban est essentiellement orienté nord-sud et s'étend sur environ 2 km. Une crête de metabasaltes à coussins est située à 1 km à l'ouest du gisement de Montauban. Un niveau de tuf rhyolitique à lapillis felsiques a été identifié à mi-chemin entre les metabasaltes et le gisement de Montauban. Ce dernier est encaissé dans des gneiss quartzofeldspathiques de composition dacitique à rhyodacitique.

Deux principaux types de minerais ont été exploités de façon intermittente depuis la découverte du gisement en 1910, soit le minerai de Zn-Pb-Ag-Au (Cu) de la zone à sulfures massifs et le minerai d'or et d'argent de la zone aurifère nord. Les lentilles de sulfures massifs étaient encaissées au centre d'un horizon calcosilicaté (trémolite, diopside, dolomite, calcite, phlogopite et anorthite) formant un pli homoclinal en "Z"

(Smith, 1956). Le minerai de la zone aurifère nord était, pour la majeure partie, contenu dans un gneiss quartzitique à grenat manganésifère-gahnite porteur de sulfures disséminés à semi-massifs. Ce gneiss quartzitique contient un horizon de tourmaline magnésienne (dravite) et est entouré de façon plus ou moins symétrique par des roches à cordiérite-biotite-kyanite, des roches à cordiérite-anthophyllite-stauro-lite zincifère et un gneiss nodulaire à sillimanite (Bernier *et al.*, 1987). Une linéation d'étirement (minérale) subhorizontale régionale affecte le gisement et ces roches encaissantes. La zone aurifère nord est interprétée comme étant une cheminée d'altération métamorphisée et transposée subparallèlement aux lentilles de sulfures massifs durant le cisaillement ductile. Le gneiss quartzitique minéralisé au centre de la zone d'altération représente le coeur siliceux minéralisé. Celui-ci est entouré de roches altérées hydrothermalement en chlorite-séricite-talc-quartz qui ont formé les roches à cordiérite-anthophyllite et le gneiss nodulaire à sillimanite lors de la recristallisation métamorphique. Des filons-couches d'amphibolites, localement grenatifères, recoupent les roches de la séquence de la mine. Des masses de pegmatites blanches sont présentes à l'est de la partie sud de la zone calco-silicatée. Un dyke de pegmatite subhorizontal recoupe la séquence d'unités lithologiques de la zone aurifère nord ainsi que les filons-couches d'amphibolites.

Géologie du gîte Dussault

Le gîte Dussault, propriété de la SOQUEM, fait partie d'une étroite bande de roches supracrustales composées essentiellement d'amphibolites massives, de gneiss amphibolitiques, de gneiss migmatitiques quartzofeldspathiques, et de gneiss métapélitiques à grenat.

La minéralisation en sulfures semi-massifs polymétalliques (Zn-Pb-Cu-Ag-Au) est encaissée dans un horizon calcosilicaté à paragenèse de hornblende trémolitique à tschermakitique, de phlogopite, de calcite, de chondrodite et de spinelle zincifère. Neuf autres lithofaciès sont intimement associés à la minéralisation soit: 1) un gneiss à cordiérite-ortho-amphibole (gédrite-anthophyllite) ± orthopyroxène, 2) un schis-

(1) École polytechnique, Montréal

te à phlogopite-sapphirine-corindon-gahnite, 3) un quartzite à cordiérite pyriteux, 4) un gneiss à grenat-cordiérite-sillimanite, 5) un gneiss à grenat-orthopyroxène, 6) un gneiss quartzofeldspathique à grenat, 7) un gneiss quartzofeldspathique à biotite, 8) un gneiss amphibolitique migmatitique, et 9) les amphibolites massives porteuses d'orthopyroxène et localement grenatifères. La répétition de ces lithofaciès de part et d'autre de l'horizon minéralisé est explicable par un modèle de plis isoclinaux fortement étirés, déversés vers l'ouest, et d'envergure kilométrique (Poirier, 1992). Les axes de plis sont parallèles à la linéation minérale et plongent vers le sud ($26 \pm 7^\circ$, $n = 10$).

Comparaison des deux gîtes

Les principales caractéristiques géologiques et métamorphiques des gîtes de Montauban et de Dussault sont résumées dans le tableau 1. Plusieurs aspects distinguent les deux gîtes, entre autre la géométrie des gîtes (voir ci-haut), la distribution et la prédominance des substances métalliques, le chimisme des amphibolites, le degré du métamorphisme et la composition du fluide métamorphique ainsi que le degré d'oxydation.

La zone d'altération du gisement de Montauban est caractérisée par une anomalie en Cu-Au au centre du gneiss quartzitique tandis que Zn et Pb sont essentiellement distribués au pourtour de celle-ci. L'or et l'argent sont sous forme d'or natif et d'électrum. Les sulfures massifs étaient caractérisés par la prédominance de Zn et Pb avec de bonnes teneurs en Ag (65 g/t) et Au (0,5 g/t). La minéralisation du gîte de Dussault est essentiellement de nature zincifère (jusqu'à 6,2% en forage) avec des valeurs anormales en Ag, Au, Pb, Cu (Poirier, 1992). L'or natif et l'électrum n'ont pas été identifiés à Dussault; toutefois, les anomalies en Au-Ag coïncident avec la présence d'altaite (PbTe) fréquemment en inclusions dans la galène.

Les amphibolites à proximité des deux gîtes ont un chimisme fort différent. En effet, les amphibolites coussinées et massives ($\text{TiO}_2 = 1,23 \pm 0,22 \%$, $\text{Zr/Y} = 2,8 \pm 0,5$) de la région de Montauban ont une signature chimique de tholéiites d'îles en arc (MacLean *et al.*, 1982). Les amphibolites massives de la propriété Dussault sont pauvres en K et ont une signature chimique pouvant s'apparenter à celle de basaltes calcolcalins ($\text{TiO}_2 = 0,44 \pm 0,06 \%$, $\text{Zr/Y} = 9,5 \pm 2,5$). Cela reflète un changement majeur dans l'évolution du volcanisme mafique.

L'omniprésence de l'orthopyroxène dans les amphibolites de la région du lac Dussault est le reflet du grade du métamorphisme au faciès des granulites. Les conditions de pression (P) et de température (T) calculées à partir du géothermobaromètre grenat-hornblende-plagioclase confirment la présence d'un gradient

métamorphique entre les régions de Montauban ($T = 593 \pm 16^\circ\text{C}$; $P = 6,5 \pm 0,7 \text{ Kbar}$) et du lac Dussault ($T = 680 \pm 14^\circ\text{C}$; $P = 5,1 \pm 0,5 \text{ Kbar}$).

Les lithofaciès intimement associés aux niveaux minéralisés sont hyperalumineux (Montauban : $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 1,7$ à 6,2; Dussault : 2,3 à 15,7) et très magnésiens (Montauban : $X_{\text{Mg}} = (\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}^{\text{f}}) 0,5 - 0,9$; Dussault : 0,5 - 0,8). Les roches à cordiérite-ortho-amphiboles de Dussault sont beaucoup plus sous-saturées en silice que celles de Montauban ce qui se traduit par la fréquente occurrence de sapphirine et de corindon. À Montauban, les roches à cordiérite-ortho-amphiboles sont caractérisées par la présence de l'anthophyllite alors que la gédrite est l'ortho-amphibole stable à Dussault. Un solvus empirique a été déterminé pour les ortho-amphiboles par Spear (1980) avec la crête du solvus à $T = 600^\circ\text{C}$. Aucune texture d'exolutions n'a été observée dans les ortho-amphiboles des deux gîtes, indiquant que ces dernières sont super-solvus. Toutefois, l'anthophyllite est aussi présente à Dussault mais uniquement sous forme de couronnes réactionnelles, soit autour des orthopyroxènes, soit autour des sulfures de fer. Ceci indique un épisode d'hydratation et de désulfuration rétrograde mais à une température super-solvus. L'högbomite zincifère (2,5 % ZnO) est présente en association avec l'ilménite et la magnétite dans un échantillon de roches à cordiérite-gédrite de Dussault. C'est un minéral accessoire de plusieurs gisements de sulfures massifs en terrains granulitiques (Spry et Petersen, 1989).

Les minéraux hydratés (phlogopite, hornblende trémolitique, gédrite, anthophyllite) présents dans les sulfures semi-massifs de Dussault sont riches en F. La substitution de F pour OH est un mécanisme important contribuant à stabiliser les micas et les amphiboles dans des conditions de hautes températures et de basse $f\text{H}_2\text{O}$ (Valley *et al.*, 1990). Ceci contraste avec les compositions de ces minéraux à Montauban qui suggèrent des conditions de haute $f\text{H}_2\text{O}$. Les conditions de $f\text{O}_2$ - $f\text{S}_2$ de la zone aurifère nord à Montauban étaient contrôlées par les assemblages Po-Rt-Sph et Po-Py-Rt-Sph. Les assemblages de sulfures-oxydes (Po-Py-Mt-Ilm, Po-Py-Ilm-Rt, Po-Py-Rt, Mt-Ilm, etc.) observés dans les lithofaciès du gîte Dussault impliquent des variations locales de $f\text{O}_2$ - $f\text{S}_2$. Dans les deux cas, un épisode d'oxydation est invoqué pour expliquer la formation de la gahnite par désulfuration de la sphalérite (Spry et Scott, 1986; Bernier, 1992).

Le gisement de sulfures massifs polymétalliques (Zn-Pb-Cu-Ag-Au) de Montauban est comparable à plusieurs autres gisements de sulfures massifs volcanogènes métamorphisés du type Kuroko, formés dans un contexte d'îles en arc (ou de rift d'arrière arc) et ce, depuis environ 1,8 Ga. Citons comme exemples : le

TABLEAU 1 - Principales caractéristiques des gîtes de Montauban et de Dussault

CARACTÉRISTIQUES	MONTAUBAN	DUSSAULT
Unités lithologiques régionales	Amphibolites tholéitiques, gneiss quartzofeldspathiques	Amphibolites calco-alcalines, gneiss quartzofeldspathiques, gneiss métapélitiques à grenat
Lithofaciès hôtes	<ul style="list-style-type: none"> • Roches calcosilicatées • Gneiss nodulaire à sillimanite • Roches à cordiérite-biotite • Roches à cordiérite-anthophyllite (staurolite zincifère) • Gneiss quartzitique à grenat manganésifère-gahnite 	<ul style="list-style-type: none"> • Roches calcosilicatées • Roches à cordiérite-gédrite • Schistes à phlogopite-saphirine-corindon-gahnite • Quartzite à cordiérite à Py-Po • Gneiss à grenat-cordiérite-sillimanite • Gneiss à grenat-orthopyroxène
Structure	<ul style="list-style-type: none"> • Pli homoclinal en Z • Cheminée d'altération transposée // aux lentilles de sulfures massifs • Linéation minérale subhorizontale NNE 	<ul style="list-style-type: none"> • Pli isoclinal synforme (horizon minéralisé MX-10) • Axes de plis et linéation minérale (30° sud)
Minéralisations (Type et substances métalliques)	<ul style="list-style-type: none"> • Sulfures massifs : Zn-Pb-Ag-Au-(Cu) • Zone d'altération : Au-Ag (Cu-Zn-Pb) <p>[sphalérite, galène, tétrahédrite, or natif, électrum, chalcopryrite, cubanite]</p>	<p>Sulfures semi-massifs : Zn-(Ag-Au-Pb-Cu)</p> <p>[sphalérite, galène, chalcopryrite, altaite, hessite]</p>
Métamorphisme (Faciès, P-T)	Amphibolite supérieur (T=620°C; P=6,5 Kbar)	Granulite (T=680°C; P=5,1 Kbar)
Minéraux indicateurs	Kyanite, sillimanite, staurolite	Sillimanite, saphirine, orthopyroxène, chondrodite
Spinelles	Gahnite : $(Zn_{0,48-0,70}Fe_{0,14-0,24}Mg_{0,07-0,25})Al_2O_4$	Spinnelle, spinelle zincifère, gahnite : $(Zn_{0,01-0,71}Fe_{0,02-0,44}Mg_{0,17-0,81})(Al_{1,93-1,98}Fe^{+3}_{0,02-0,07})O_4$
Couronnes réactionnelles	Ky+Phl→Crd+Ms, Ath+St→Crd+Gah	Opx→Ath, Po+Gah→Cor+Sph, Py→Mt Po+Cor+Sph→Ath+Gah, Po+Rt→Ilm Sap→Crd+Cor+Sph, Po→Ath
Composition du fluide	fH ₂ O élevée dans la zone d'altération, XCO ₂ =0,3-0,4 dans les roches calcosilicatées	Variable, fHF élevée dans les roches calcosilicatées et à cordiérite-gédrite.
Assemblages oxydes-sulfures	Po-Sph-Rt, Po-Py-Sph-Rt	Mt-Ilm, Po-Py-Mt, Po-Py-Ilm-Rt, Po-Py-Sph
Changements	Déshydratation+décarbonation, ↑fO ₂	Déshydratation+décarbonation, ↑fO ₂ hydratation rétrograde
Classification	SMV type "Kuroko" proximal	SMV distal avec matériel d'altération détritique

gisement de Bathurst-Norsemines T.N.O. (Casselmann et Mioduszevska, 1982), le gisement de Metsamonttu, Finlande (Latvalahti, 1979), les gisements Aravalli-Delhi, Inde (Deb et Sarkar, 1990), et le gisement Ore Hill, New Hampshire (Secord et Brown, 1986). Le gisement de Mount Chalmers, Australie (Large and Both, 1980) pourrait être l'équivalent prémétamorphique des gisements susnommés. La présence de monticules de sulfures polymétalliques dans le bassin de Lau ("back arc") et de cheminées hydrothermales actives (Fouquet *et al.*, 1991) indique clairement qu'un environnement d'arrière arc est propice à la formation de sulfures massifs polymétalliques.

Le contexte géologique du gîte Dussault est remarquablement similaire à celui des gîtes de sulfures polymétalliques (Cu-Pb-Zn) volcanogènes de type distal dans les granulites du complexe métamorphique de Strangways, Australie (Warren et Shaw, 1985).

Références

- BERNIER L. – POULIOT, G. – MACLEAN, W.H., 1987 – Geology and metamorphism of the Montauban north gold zone : a metamorphosed polymetallic exhalative deposit, Grenville Province, Quebec. *Economic Geology*; volume 82, pages 2076-2090.
- BERNIER, L. R., 1992 – Geometry and metamorphic evolution of an alteration zone associated with massive sulfide deposits, Montauban, Grenville Province, Quebec. Colloque "Les Amis du Grenville", 3-5 avril; résumé.
- CASSELMAN, M. J. – MIODUSZEWSKA, B. M., 1982 – The Bathurst Norsemines sulfide deposits, Hackett River, N.W.T. Geological Association of Canada; special paper 25, pages 365-383.
- DEB, M. – SARKAR, S. C., 1990 – Proterozoic tectonic evolution and metallogenesis in the Aravalli-Delhi orogenic complex, Northwestern India. *Precambrian Research*; volume 46, pages 115-137.
- FOUQUET, Y. *et al.*, 1991 – Hydrothermal activity in the Lau back-arc basin : sulfides and water chemistry. *Geology*; volume 19, pages 303-306.
- HÉBERT, C. – NADEAU, L., 1990 – Nouvelles cibles d'exploration de sulfures polymétalliques (Zn, Cu, Pb, Au, Ag), Province de Grenville, région de Portneuf. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; PRO 90-08.
- LARGE, R. R. – BOTH, R. A., 1980– The volcanogenic sulfide ores at Mount Chalmers, Eastern Queensland. *Economic Geology*; volume 75, pages 992-1009.
- LATVALAHTI, U., 1979– Cu-Zn-Pb ores in the Aijala-Orijarvi area, Southwest Finland. *Economic Geology*; volume 74, pages 1035-1059.
- MACLEAN, W. H. – ST. SEYMOUR, K. – PRAHBU, M. K., 1982 – Sr, Y, Zr, Nb, Ti and REE in Grenville amphibolites at Montauban-les-Mines, Quebec. *Canadian Journal of Earth Science*; volume 19, pages 633-644.
- POIRIER, G., 1992 – Propriété Dussault (101097) : Rapport des sondages (automne 1991). SOQUEM, rapport interne.
- RONDOT, J., 1978 – Région du Saint-Maurice. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-594.
- SECORD, T. K. – BROWN, P. E., 1986 – Geology and geochemistry of the Ore Hill Zn-Pb-Cu massive sulfide deposit, Warren, New Hampshire. *Economic Geology*; volume 81, pages 371-387.
- SMITH, J. R., 1956– Région de Montauban-les-Mines. Ministère des Mines, Québec; RG-65.
- SPEAR, F. S., 1980– The gedrite-anthophyllite solvus and the composition limits of orthoamphibole from the Post Pond Volcanics, Vermont. *American Mineralogist*; volume 65, pages 1103-1118.
- SPRY, P. G. – SCOTT, S. D., 1986 – Zincian spinel and staurolite as guides to ore in the Appalachians and Scandinavian Caledonides. *Canadian Mineralogist*; volume 24, pages 147-163.
- SPRY, P. G. – PETERSEN, E. U., 1989 – Zincian hōgbomite as an exploration guide to metamorphosed massive sulphide deposits. *Mineralogical Magazine*; volume 53, pages 263-269.
- VALLEY, J. W. – BOHLEN, S. R. – ESSENE, E. J. – LAMB, W., 1990 – Metamorphism in the Adirondacks. The role of fluids. *Journal of Petrology*; volume 31, part 3, pages 555-596
- WARREN, R. G. – SHAW, R. D., 1985 – Volcanogenic Cu-Pb-Zn bodies in granulites of the central Arunta Block, Central Australia. *Journal of Metamorphic Geology*; volume 3, pages 481-499.

Géologie, âge et extension géographique du groupe de Montauban et du complexe de La Bostonnais

Léopold Nadeau (1), Otto van Breemen (2) et Claude Hébert (3)

Point saillant

Le groupe de Montauban et le complexe de La Bostonnais sont interprétés comme les vestiges d'un arc magmatique dont l'âge est d'environ 1,4 Ga. Ils constituent possiblement les premiers exemples d'assemblage lithologique d'arc de cet âge dans le bouclier nord-américain.

Contexte régional

Le groupe de Montauban et le complexe de La Bostonnais occupent un large segment de la partie centrale de l'orogène grenvillien, région de Portneuf – Maurice (figures 1 et 2). Ils constituent les deux ensembles lithologiques les plus marquants qui s'insèrent dans la structure régionale homoclinale à pendage vers l'est du domaine lithotectonique du Saint-Maurice (Nadeau et Corrigan, 1991; Nadeau *et al.*, 1992a et b). Ce grain structural de même que la distribution régionale des linéations d'étirement à plongement vers l'ESE, résultent d'une déformation ductile intense, quoiqu'hétérogène, sous les conditions de pression et de température du faciès des amphibolites. Quelques indicateurs cinématiques senestres associés à ces linéations suggèrent que la structure grenvillienne dominante résulte, en partie, d'une déformation en régime de cisailant dirigé vers l'WNW. Ces structures ont été localement recoupées par des zones de cisaillement tardigrenvilliennes, senestres, à linéation sub-horizontale ou à faible plongement vers le NNE.

Groupe de Montauban

Les roches supracrustales du domaine lithotectonique du Saint-Maurice comprennent, entre autres, l'assemblage de métasédiments et de métavolcanites défini non formellement comme le groupe de Montauban par Rondot (1978) auquel nous avons suggéré d'ajouter toutes les autres roches supracrustales que nos travaux ont reconnues plus à l'est et vers le nord (Hébert et Nadeau, 1990a; Nadeau et Corrigan, 1991;

Nadeau *et al.*, 1992a et b). Cet ensemble de roches supracrustales forme une bande de largeur kilométrique qui s'étend vers le nord depuis la bordure sud du bouclier, via Montauban, sur une distance de plus de 150 kilomètres (figure 2).

Les traits distinctifs des roches du groupe de Montauban sont :

- 1) La préservation partielle de structures primaires malgré un métamorphisme régional qui a atteint le milieu du faciès des amphibolites. L'assemblage métamorphique "biotite–muscovite–sillimanite ± grenat" est commun dans les roches alumineuses tandis que l'assemblage "hornblende ± biotite ± epidote ± grenat" est typique des roches mafiques;
- 2) L'assemblage métasédimentaire est largement dominé par les gneiss quartzofeldspathiques à biotite avec ou sans muscovite(s), auxquels sont associés quelques niveaux de quartzite. Les schistes, les marbres et les niveaux de roches calcosilicatées sont restreints à quelques aires d'affleurements;
- 3) En plus des metabasaltes coussinés, les roches métavolcaniques comprennent des coulées massives et des tufs felsiques. De plus, cet ensemble volcanosédimentaire contient quelques niveaux décamétriques de gabbro et/ou de laves massives. Ces métavolcanites sont associées notamment à des amphibolites dont les structures primaires ont été oblitérées suite au métamorphisme régional;
- 4) Les metabasaltes appartiennent à la série tholéitique (figure 3) et montrent certains des caractères géochimiques des basaltes d'arcs insulaires ou de bassins d'arrière-arc (MacLean *et al.*, 1982);
- 5) Aucune relation socle-couverture (discordance) n'a été reconnue à ce jour entre les roches du groupe de Montauban et leur encaissant. Ces roches supracrustales sont localement recoupées par des granites et par les roches du complexe de La Bostonnais dont les caractères distinctifs sont présentés ci-après.

Les résultats préliminaires de la datation par la méthode U-Pb sur des zircons ignés provenant d'un niveau de tuf felsique donnent un âge d'environ 1,44 Ga (Nadeau et van Breemen, en préparation).

(1) Centre géoscientifique de Québec

(2) Commission géologique du Canada

(3) Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec

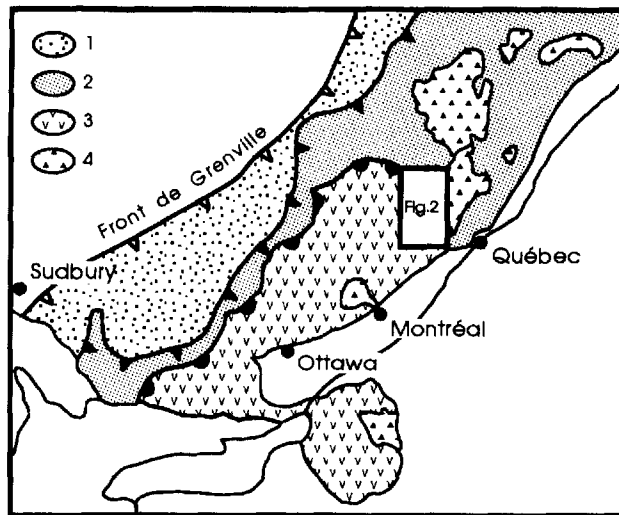


FIGURE 1 – Carte de localisation et cadre tectonique de la région de Portneuf-Mauricie (Rivers *et al.*, 1989) : (1) ceinture parautochtone, (2) ceinture allochtone polycyclique, (3) ceinture allochtone monocyclique et (4) suite anorthosite-mangerite-charnockite-granite.

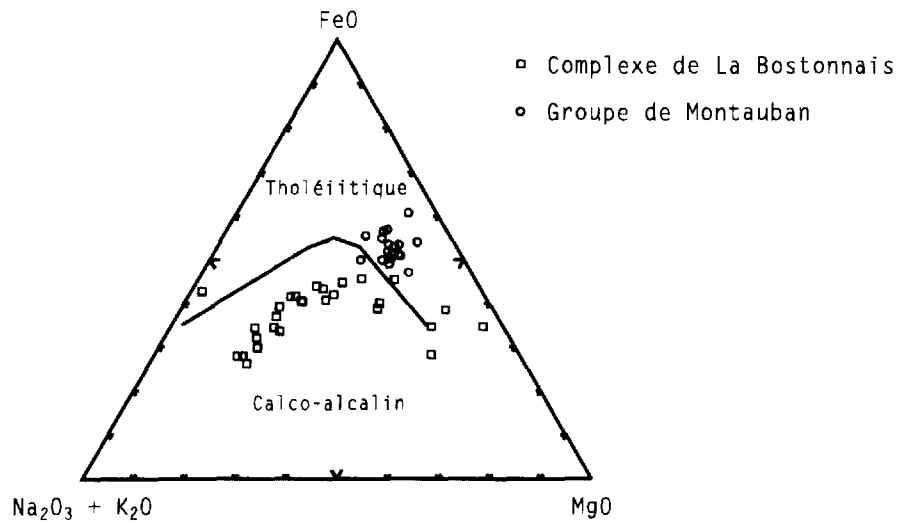


FIGURE 3 – Projection AFM des gabbros et diorites du complexe de La Bostonnais et des metabasaltes du groupe de Montauban; analyses de MacLean *et al.*, (1992) et de Gautier (en préparation).

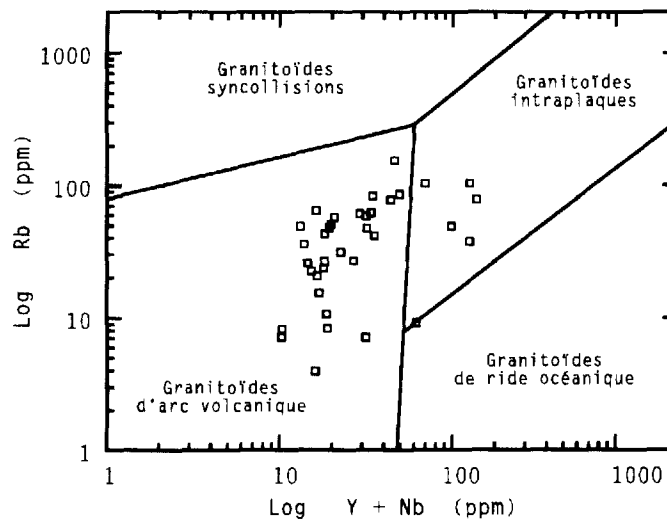


FIGURE 4 – Distribution des tonalites et des diorites quartziques du complexe de La Bostonnais sur le diagramme Rb - (Y+Nb) de discrimination des granites (Pearce *et al.*, 1984); analyses de Gauthier (en préparation).

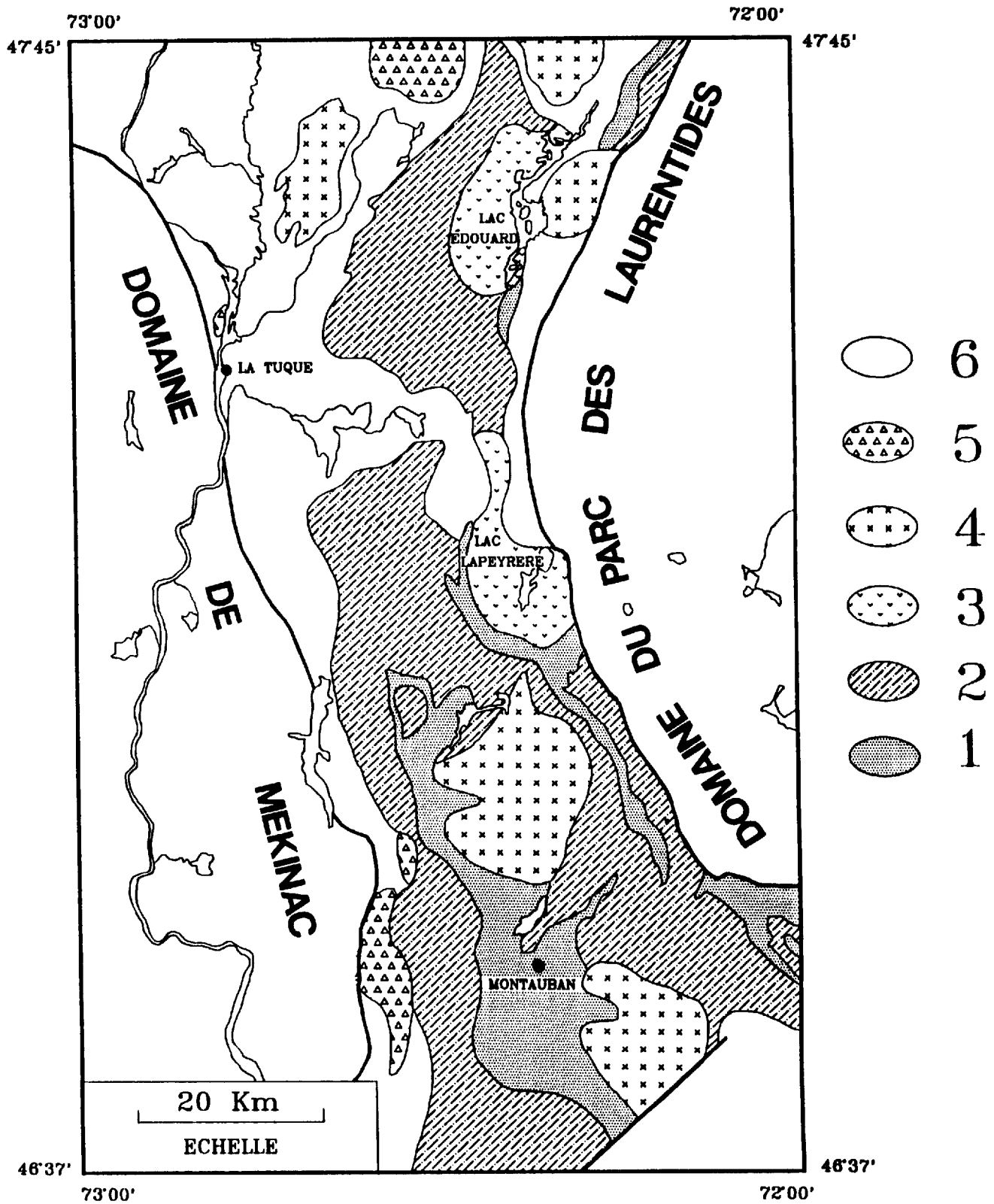


FIGURE 2 – Géologie simplifiée du domaine lithotectonique du Saint-Maurice : (1) groupe de Montauban, (2) complexe de La Bostonnais, (3) gabbro des lacs Lapeyrère et Édouard, (4) granite, (5) suite anorthosite-norite-monzonite, (6) gneiss non différenciés; modifiée de Nadeau et Corrigan (1991) et Nadeau *et al.* (1992).

Quant aux roches supracrustales situées vers l'est et vers le nord et qui ont été reconnues par nos travaux comme corrélatives au groupe de Montauban, elles comprennent des gneiss quartzofeldspathiques, semi-pélitiques et pélitiques auxquels sont associés des amphibolites. Ces roches sont généralement migmatitiques et plus fortement déformées que celles de la région immédiate de Montauban. Cependant, elles montrent par endroits des lithologies similaires et des reliques de structures primaires. Elles sont également hôtes de minéralisations en sulfures polymétalliques (Zn, Cu, Pb, Au, Ag) tout comme dans les gîtes de Montauban (Hébert et Nadeau, 1990b).

Complexe de La Bostonnais

Le complexe de La Bostonnais forme une suite distincte d'intrusions intermédiaires et mafiques, géographiquement associées aux roches supracrustales décrites ci-haut (figure 2). Les relations de terrain, la pétrographie et les résultats géochimiques préliminaires montrent que :

- 1) Le complexe de La Bostonnais est largement composé de diorites quartziques et de tonalites auxquelles sont associées des granodiorites, des gabbros et de petites intrusions différenciées de péridotites et de pyroxénites à hornblende;
- 2) La hornblende est une phase ignée dominante dans les diorites quartziques et les tonalites. Elle est aussi présente dans les faciès plus mafiques, notamment dans les roches ultramafiques et gabbroïques où elle forme localement une phase cumulus;
- 3) L'ensemble des roches du complexe montre une signature calco-alkaline (figure 3). De plus, les gabbros et les diorites montrent des teneurs et des patrons de distribution des éléments traces (figure 4) et des terres rares typiques des environnements d'arc (Gautier, en préparation);
- 4) Les roches du complexe de La Bostonnais sont intrusives par endroits dans les roches supracrustales du groupe de Montauban. Les résultats préliminaires de la datation de deux échantillons de lithologies typiques du complexe par la méthode U-Pb sur des zircons ignés donnent un âge d'environ 1,38 Ga. (Nadeau et van Breemen, en préparation);
- 5) Le complexe de La Bostonnais est associé géographiquement à des intrusions de gabbro-norite (figure 2) telle que l'intrusion du lac Lapeyrère dont l'âge de cristallisation, déterminé par la méthode U-Pb sur des zircons, est d'environ 1,08 Ga. (Nadeau et van Breemen, en préparation).

Discussion et conclusion

Le groupe de Montauban comprend essentiellement des métasédiments siliciclastiques auxquels sont associées des métavolcanites, notamment des basaltes coussinés et des tufs felsiques. Cette association lithologique, de même que la signature géochimique des métavolcanites mafiques, suggèrent que cet assemblage de roches supracrustales s'est formé dans un environnement d'arc volcanique. D'autre part, le complexe de La Bostonnais, composé exclusivement de roches métaplutoniques, montre également un assemblage lithologique et des caractères pétrographiques et géochimiques typiques d'environnement d'arc. Les données présentement disponibles ne nous permettent cependant pas de préciser dans quel type d'arc magmatique, insulaire ou andéen, ces ensembles lithologiques se sont formés.

Les relations de recoupement et les âges U-Pb obtenus pour les volcanites du groupe de Montauban et pour les roches du complexe de La Bostonnais suggèrent que ces ensembles lithologiques se sont développés successivement dans un espace de temps relativement étroit, dans les environs de 1,44 à 1,38 Ga, soit plus de 150 millions d'années avant l'orogénèse grenvillienne.

On doit aussi noter que nos résultats constituent la première documentation sur le terrain de l'existence d'environnements d'arc aux abords du craton nord-américain entre 1,5 et 1,3 Ga. De plus, ils permettent de préciser la signification des âges modèles Sm/Nd de 1,6 à 1,5 Ga qui caractérisent un large segment de la Province de Grenville dans la région de Baie-Comeau (Dickin et Higgins, 1992).

Références

- DICKIN, A. P. – HIGGINS, M. D., 1992 – Sm/Nd evidence for a major 1.5 Ga crust-forming event in the Central Grenville Province. *Geology*; volume 20, pages 97-192
- GAUTIER, E. (en préparation) – Pétrologie et géochimie du complexe de La Bostonnais. Mémoire de maîtrise, Université Laval
- HÉBERT, C. – NADEAU, L., 1990a – Géologie du feuillet SNRC 31 P/1 (Talbot): implications tectoniques et économiques. *Dans*: Rapport d'activités 1990. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 90-10, pages 15-17
- _____, 1990b – Nouvelles cibles d'exploration pour les sulfures polymétalliques (Zn, Cu, Pb, Au, Ag), Province de Grenville, région de Portneuf,

- Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; PRO 90-08, 5 pages.
- MACLEAN, W. H. – ST. SEYMOUR, K. – PRABHU, M. K., 1982 – Sr, Y, Zr, Nb, Ti, and REE in Grenville amphibolite at Montauban-les-Mines, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 19, pages 633-644.
- NADEAU, L. – CORRIGAN, D., 1991 – Preliminary notes on the geology of the St. Maurice tectonic zone, Grenville orogen, Quebec. *Dans: Recherches en cours. Commission géologique du Canada; étude 91-1E*, pages 245-255.
- NADEAU, L. – BROUILLETTE, P. – HÉBERT, C., 1992a – Geology and structural relationships along the east margin of the St. Maurice tectonic zone, north of Montauban, Grenville Orogen, Québec. *Dans: Recherches en cours, Commission géologique du Canada; étude 92-1C*, pages 139-146.
- NADEAU, L. – CORRIGAN, D. – BROUILLETTE, P. – HÉBERT, C., 1992b – The Grenville orogen in the Portneuf-St. Maurice region, Québec. Colloque "Les amis du Grenville"; programme et résumé.
- NADEAU, L. – VAN BREEMEN, O., (en préparation) – U-Pb geochronology of the Montauban group and of the La Bostonnais complex, Grenville orogen, Québec.
- PEARCE, J. A. – HARRIS, N. B. W. – TINDLE, A. G., 1984 – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*; volume 25, pages 956-983.
- RIVERS, T. – MARTIGNOLE, J. – GOWER, C. F. – DAVIDSON, A., 1989 – New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian shield. *Tectonics*; volume 8, pages 63-84.
- RONDOT, J., 1978 – Région du Saint-Maurice. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-594.



**Nouvelles connaissances dans le
domaine de la géologie structurale
du Nord-Ouest québécois**

Structure du contact des ceintures de l'Opatoca et de l'Abitibi: un front de chaîne de montagnes archéen

Edward W. Sawyer (1) et Keith Benn (2)

La ceinture de l'Opatoca est un terrain métaplutonique-gneissique (à haut niveau de métamorphisme) situé directement au nord de la ceinture de roches vertes (à bas niveau de métamorphisme) de la Sous-province de l'Abitibi, dans la partie est de la Province du Supérieur. Quatre suites plutoniques importantes ont été reconnues, les deux premières étant essentiellement composées de tonalites antérieures ou contemporaines à la phase de déformation D₁. Les deux autres suites, plus jeunes et de composition tonalitique, sont contemporaines à postérieures à la phase de déformation D₂. Une cinquième suite comprend le pluton du lac Rodayer, qui s'est mis en place au-dessus de la ceinture de l'Opatoca durant les chevauchements de la phase D₂.

Les structures précoces (D₁) résultent d'une collision fortement oblique et subparallèle aux bordures actuelles de la ceinture. Des chevauchements ductiles à l'échelle de la croûte, vers l'ouest ou le sud-ouest, ont formé des mylonites pénétratives de haute température et faiblement inclinées. Ces chevauchements sont responsables d'un épaissement de la croûte et du métamorphisme régional élevé, durant lequel l'anatexie a été répandue. Les ceintures vertes de Frotet-Evans et de l'Abitibi ont alors été mises en place sur les roches métaplutoniques-gneissiques comme étant les nappes les plus superficielles (*highest thrust sheets*).

Un second événement (D₂) de raccourcissement, à peu près perpendiculaire aux bordures des ceintures, a formé une autre famille d'écailles structurales. Ces chevauchements vers le SE se sont développés sous des conditions de métamorphisme du faciès amphibolite dans la ceinture de l'Opatoca et ont formé un large empiement antiformal nommé "*Southern Opatoca Antiform*". À l'opposé, les chevauchements D₂ dans la partie nord de la ceinture de l'Abitibi étaient dirigés vers le NW. Ces deux familles de chevauchements (SE et NW) sont contemporaines et leurs linéations d'étirement ont la même orientation NW-SE. Le contact entre les ceintures de l'Opatoca et de l'Abitibi sépare non seulement les roches à haut métamorphisme (de niveau profond) des roches vertes à bas métamorphisme (de niveau plus superficiel), mais est aussi caractérisé par des directions opposées de transport, et donc ressemble aux fronts de montagnes phanérozoïques. La partie nord de la Sous-province de l'Abitibi a été plissée en un large synclinal serré qui a développé de nombreux rétrocharriages sur son flanc nord alors que la ceinture de l'Opatoca a glissé sous la Sous-province de l'Abitibi où s'est développé un "*foreland-propagating fold and thrust belt*".

Ces cisaillements inverses avec linéations d'étirement plongeant vers le SW définissant un transport tectonique vers le NE et des cisaillements décrochants de grande dimension appartiennent à une phase de transpression D₃ commune aux deux ceintures de l'Opatoca et de l'Abitibi.

(1) Université du Québec à Chicoutimi

(2) Université d'Ottawa

Problématique des zones de déformation de la Sous-province de l'Abitibi

Réal Daigneault et Jean-Yves Labbé (1)

Introduction

La Sous-province de l'Abitibi (SPA) est caractérisée par la présence de discontinuités structurales d'échelle régionale qui sont dans la plupart des cas associées à des zones majeures de déformation (figure 1). Ces grandes structures sont bien connues pour le contrôle qu'elles exercent sur le plan de la métallogénie aurifère. Elles sont également prises en considération lorsque vient le temps de faire les corrélations stratigraphiques régionales. Et plus récemment, ces structures deviennent des éléments fondamentaux dans les interprétations tridimensionnelles de la croûte archéenne que nous permet les levés de réflexion sismique comme ceux du projet "Lithoprobe".

Bien sûr, il est tentant d'attribuer à ces discontinuités un rôle fondamental dans l'évolution géodynamique de l'ensemble de la Sous-province. Les divers outils traditionnels de géophysique (cartes du relief magnétique, cartes de gravité, etc.) nous permettent d'extrapoler la position de structures connues ponctuellement et même, dans certains cas, de spéculer sur la position de nouvelles structures. Toutefois, le manque de données structurales sur la majorité de ces grandes structures peut nous amener à des généralisations inadéquates. Cette lacune de l'information vient d'une part de la faible densité d'affleurement dans certaines régions de la SPA et d'autre part de la difficulté à traiter et à interpréter les zones complexes de déformation.

Le projet "Coulours de déformation" du MER visait donc à acquérir et à traiter les données relatives à la problématique des zones de déformation à l'échelle de la SPA. En effet, l'étude a permis d'établir et de raffiner les connaissances sur la distribution spatiale des zones de déformation par l'entremise d'une base de données à référence spatiale. Ces structures sont maintenant classifiées en fonction de leurs paramètres intrinsèques et extrinsèques.

Subdivisions de la Sous-province de l'Abitibi

La Sous-province de l'Abitibi a été redéfinie par Chown *et al.* (sous presse) en une Zone volcanique

nord (ZVN), qui couvre la majeure partie de la sous-province, et une Zone volcanique sud (ZVS) qui se limite au segment de Rouyn-Val-d'Or. Les roches de la zone volcanique nord sont interprétées comme ayant une histoire volcanique, plutonique et structurale commune avec un âge globalement plus vieux que celles de la zone volcanique sud. Les deux zones volcaniques se caractérisent par des discontinuités structurales régionales et la limite entre les deux zones est également occupée par l'une de ces structures.

Problématique des zones de déformation

La forme et l'étendue des zones de déformation au sein de la SPA sont grandement variables. Une zone de déformation se caractérise par une intensité de déformation qui contraste avec son environnement et, dans certains cas, par un métamorphisme plus élevé. Dans ces zones, les caractères primaires des roches peuvent être fortement modifiés ou complètement oblitérés par la déformation. Une échelle qualitative de déformation a donc été mise au point de façon à attribuer une cote qui reflète l'appréciation de l'intensité de la déformation. Cette échelle ou indice de déformation (IDEA pour indice de déformation pour l'Abitibi) s'étale de 0 à 5. Une cote 0 représente le cas d'une déformation à peu près nulle ou difficile à évaluer. Elle indique une absence de fabrique planaire corrélative d'un affleurement à l'autre. Le plan de stratification peut être en position originale subhorizontale ou en position subverticale suite au plissement puisque l'échelle s'applique à la déformation interne du matériau. Les cotes 1 et 2 représentent un stade de déformation faible mais perceptible produisant des fabriques corrélatives d'un affleurement à l'autre. La cote 2 se distingue par la tendance au parallélisme avec la fabrique principale de tout objet géologique (coussin, vésicule, fragment etc.). La cote 3 représente un niveau de déformation moyen où la roche développe une bonne anisotropie à laquelle tout objet géologique est complètement parallélisé. Les cotes 4 et 5 s'appliquent aux zones de déformation présentant une forte à très forte anisotropie et où l'on assiste progressivement à une destruction complète des caractères originaux de la roche, la cote 5 s'appliquant aux zones où le caractère primaire des roches est incertain. Bien sûr, ces attributions ne

(1) CERAM/Université du Québec à Chicoutimi et Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec

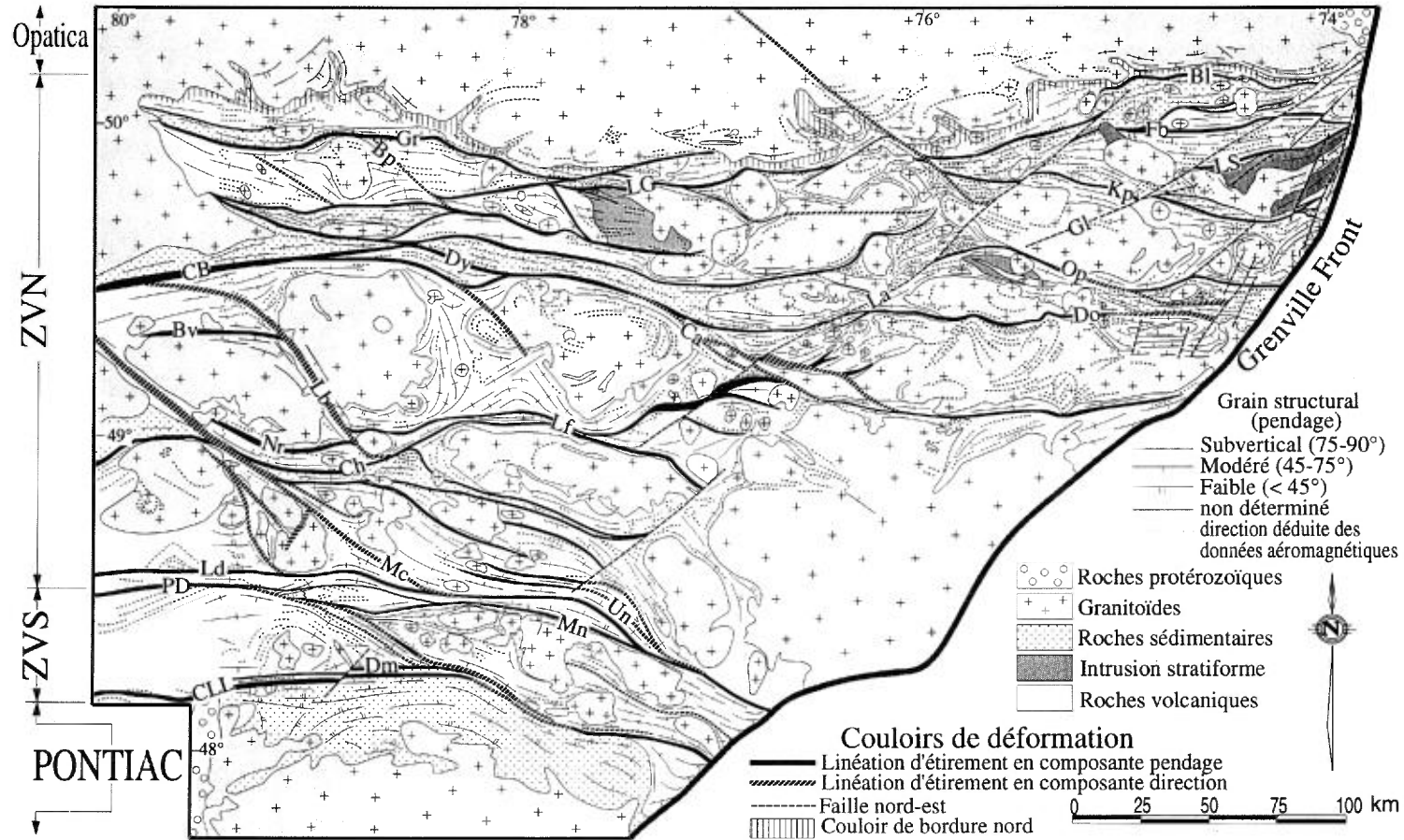


FIGURE 1 – Zones de déformation majeures de la Sous-province de l'Abitibi. Bl = Barlow; Bp = Bapts; Bv = Boivin; Ca = Cameron; CB = Casa-Bérardi; Ch = Chicobi; CLL = Cadillac-Larder Lake; Do = Doda; Dy = Douay; Fb = Faribault; Gl = Gwillim; Gr = Grasset; Kp = Kapunapotagen; Lb = Laberge; La = Lamarck; Ld = Lyndhurst; Lf = Laflamme; LG = Lac Garon; LS = Lac Sauvage; Mc = Macamic; Mn = Manneville; Nr = Normétal; Op = Opawica; PD = Porcupine-Destor; Un = Uniacke. ZVN = Zone volcanique nord, ZVS = Zone volcanique sud.

servent qu'à donner un outil pour visualiser la distribution de la déformation.

Les zones de déformation peuvent se diviser en deux catégories. Il y a les zones qui se situent au pourtour des masses granitoides qui sont désignées comme *auréoles de déformation* et il y a les zones d'extension régionale associées aux *discontinuités structurales*. Les auréoles de déformation sont caractérisées généralement par un métamorphisme plus élevé et par des fabriques contenant des linéations d'extension abruptes. Les zones associées aux discontinuités structurales régionales sont communément de grande extension et d'épaisseur limitée. C'est pourquoi il est pratique de les désigner de façon descriptive comme des couloirs.

Classification des discontinuités

Les différents types de discontinuités au sein de la SPA peuvent être analysés à partir de paramètres intrinsèques que sont les attributs géométriques (attitude, puissance, extension régionale, cinématique, etc.) ainsi que par les paramètres extrinsèques qui décrivent la relation entre les blocs de part et d'autre de la discontinuité.

PARAMÈTRES INTRINSÈQUES

L'attitude (direction et pendage) représente le principal attribut géométrique d'une discontinuité. On pourrait classier les principales familles de discontinuités uniquement sur la base de leur direction absolue. Il est cependant plus pratique de parler de leur direction en fonction du référentiel que représente la direction globale des couches volcaniques et sédimentaires. Ainsi, on reconnaît d'une part, les discontinuités qui sont subparallèles aux couches et dont la direction dominante est E-W et, d'autre part, les discontinuités qui ont une direction sécante à celle des couches. Parmi les discontinuités sécantes, se dégage une famille de direction SE et une autre de direction NE.

Les discontinuités SE et NE sont généralement à pendage abrupt tandis que des pendages abrupts à modérés peuvent être observés dans les discontinuités E-W. Ces dernières montrent des pendages beaucoup plus modérés dans la ZVS en comparaison avec la ZVN. La faille de Manneville, à titre d'exemple, est maintenant interprétée comme une faille de chevauchement majeure à pendage vers le nord et pourrait même représenter la limite entre les deux zones volcaniques de la SPA. L'environnement de la zone de Cadillac dans le secteur de Rouyn-Noranda montre aussi des fabriques faiblement inclinées vers le nord. Lorsque les fabriques structurales ont un pendage incliné au sein de la ZVS, c'est d'une façon dominante vers le nord ce qui serait en accord avec un déversement vers le sud (figure 1).

La discontinuité structurale fait d'abord et avant tout référence à un plan dans l'espace et l'épaisseur est donc une propriété de la zone de déformation qui peut ou non lui être associée. Les discontinuités E-W sont généralement les plus importantes avec des couloirs pouvant atteindre de 1 à 6 km d'épaisseur bien que localement certaines discontinuités SE atteignent 5 km (p.e. Cameron (Ca); Daigneault et Archambault, 1990). Les discontinuités NE au contraire sont plus restreintes avec des couloirs de quelques dizaines et, dans de rares cas, quelques centaines de mètres et expriment donc un comportement beaucoup plus fragile.

Toutes les discontinuités ont généralement des extensions régionales importantes pouvant se suivre sur plusieurs dizaines de kilomètres. Toutefois, dans certains cas, le tracé anastomosé de plusieurs discontinuités qui se rejoignent peut rendre difficile l'attribution d'une extension latérale d'une discontinuité en particulier. Les discontinuités SE et NE sont généralement plus courtes que les E-W.

Les couloirs de déformation associés aux discontinuités E-W présentent généralement des fabriques planaires qui contiennent des linéations d'étirement en composante pendage tandis que les couloirs de direction SE sont associés à des linéations d'étirement en composante direction. Le mouvement déduit à partir des indicateurs de mouvement dans ces dernières est clairement dextre (voir Labbé *et al.*, 1992 et ce volume; Daigneault et Archambault, 1990; Chown *et al.*, sous presse). Dans plusieurs cas, un déplacement apparent dextre de plusieurs kilomètres peut être estimé par le décalage de repères comme les bandes de roches sédimentaires. Les mouvements en composante pendage interprétés pour les discontinuités E-W sont moins consistants. Dans certains cas, ils sont du sud vers le nord (p.e. faille Kapunapotagen (Kp); Daigneault *et al.*, 1990), alors que dans d'autres cas, ils sont du nord vers le sud (p.e. faille Casa-Bérardi (CB); Pilote *et al.*, 1990). Des évidences de réactivation dextre sont communément observées au sein des couloirs E-W (Daigneault et Archambault, 1990). Cette réactivation se manifeste par la présence de petits couloirs généralement plus déformés possédant des linéations d'étirement directionnelles. Robert (1989) a documenté de bons exemples de mouvement dextre au sein de la zone tectonique de Cadillac. Les discontinuités NE montrent régulièrement des décalages senestres avec des rejets apparents de plusieurs kilomètres.

Le recoupement des discontinuités E-W par les discontinuités SE peut être observé en plusieurs endroits ce qui en fait donc des structures plus jeunes. Les discontinuités NE recoupent les deux premiers systèmes.

PARAMÈTRES EXTRINSÈQUES

Les paramètres extrinsèques d'une discontinuité structurale sont certainement ceux qui permettent le mieux d'apprécier l'importance d'une structure donnée. Ces paramètres peuvent se juger par la nature des roches de part et d'autre d'une discontinuité en termes d'environnement de formation, d'âge et de signature structurale. Il est déjà possible de mettre les discontinuités NE et la majorité des discontinuités SE dans une catégorie à part au niveau de leur importance, puisque les unités stratigraphiques comme les bandes de roches sédimentaires peuvent se suivre de part et d'autre de ces structures. Les discontinuités de Macamic (Mc) et de Cameron (Ca) en sont de bons exemples (figure 1). Ces structures ne représentent donc pas des limites entre des terrains distincts.

À l'opposé, les discontinuités E-W et certaines discontinuités SE représentent des frontières importantes entre des groupes de roches totalement différents en terme de milieu, d'âge, de signature structurale et même de métamorphisme. Le meilleur exemple est certainement la faille de Cadillac – Larder Lake (CLL) qui sépare les roches sédimentaires du Pontiac (au sud) caractérisées par des foliations de pendage faible à modéré avec les roches de la zone volcanique sud (au nord) dont les foliations principales sont beaucoup plus abruptes. Certaines de ces structures représentent non pas une limite entre deux groupes de roches mais une zone où plusieurs groupes de roches sont coincés et limités par des failles. À ce titre la faille de Cadillac – Larder Lake porte bien son nom de zone tectonique de Cadillac (Robert 1989). La zone tectonique de Waconichi dans la région de Chibougamau (Daigneault *et al.*, 1990) peut également entrer dans cette catégorie puisque plusieurs copaux de groupes de roches distincts sont limités par des failles. Certaines discontinuités structurales peuvent séparer des groupes de roches distincts sans être associées à des couloirs de déformation importants. La discontinuité de Lyndhurst (Labbé *et al.*, 1992 et ce volume) en représente un exemple (Ld, figure 1). Il est fort possible dans ces cas que les couloirs de déformation ne représentent que la réactivation de structures synvolcaniques comme proposé par Dimroth *et al.* (1982) et par Labbé *et al.* (1992).

D'autres discontinuités peuvent séparer des groupes de roches dont le grain structural matérialisé par la schistosité régionale est fort différent. La discontinuité de Laflamme (Lf, figure 1) en représente un exemple et agit donc dans ce cas comme une surface de décollement.

Discussion et conclusion

Les discontinuités structurales de la SPA représentent des éléments critiques dans l'élaboration de modèles sur l'évolution tectonique de l'ensemble de la

Sous-province de l'Abitibi. Les données récentes du projet Lithoprobe à travers la SPA suggèrent la présence de réflecteurs subhorizontaux profonds recoupés par des réflecteurs de plus fort pendage. La majorité des discontinuités structurales d'importance observées sur le terrain possèdent des pendages modérés à abrupts sauf au sein de la zone volcanique sud (ZVS). Toutefois, la dominance des pendages vers le nord dans le cas des pendages inclinés est en accord avec le pendage dominant des réflecteurs.

Il est évident que toutes les discontinuités structurales de la SPA ne doivent pas être traitées au même niveau. Toutes ne représentent pas des limites de terrains exotiques accolés les uns sur les autres. L'importance d'une discontinuité s'établit surtout à partir de ses paramètres extrinsèques et doit donc être évaluée à partir de données multidisciplinaires. Les données récentes présentées par Chown *et al.* (sous presse) sont plutôt à l'effet que la zone volcanique nord (ZVN) est une unité géotectonique cohérente présentant des caractères communs au niveau de l'évolution du volcanisme, du milieu de formation interprété dans les différents bassins sédimentaires ainsi que de son histoire plutonique et structurale. Cette cohérence est d'ailleurs supportée par les âges récents de Mortensen (1987 et dans Chown *et al.*, sous presse) et de Corfu *et al.* (1989).

L'évolution structurale des mouvements en composante pendage vers des mouvements directionnels le long des discontinuités SE et E-W s'intègre bien dans un modèle de tectonique de plaques qui implique un régime de convergence oblique.

Références

- CHOWN, E.H. – DAIGNEAULT, R. – MUELLER, W. – MORTENSEN, J. (sous presse) – Tectonic Evolution of the Northern Volcanic Zone of the Abitibi Belt. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*.
- CORFU, F. – KROGH, T.E. – KWOK, Y.Y. – JENSEN, L.S., 1989 – U-Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; volume 26, pages 1747-1763.
- DAIGNEAULT, R. – ARCHAMBAULT, G. – 1990 – Les grands couloirs de déformation de la sous-province de l'Abitibi. *Dans: La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois: Synthèse de 60 ans d'exploration minérale (édité par Rive et al.)*. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie; volume special 43, pages 43-64.
- DAIGNEAULT, R. – ST-JULIEN, P. – ALLARD, G.O., 1990 – Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi Greenstone Belt, Chibougamau area, Québec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; volume 27, pages 1714-1736.

- DIMROTH, E. – IMREH, L. – ROCHELEAU, M. – GOULET, N., 1982 – Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part 1: Stratigraphy and paleogeographic model. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; volume 19, pages 1729-1758.
- MORTENSEN, J.K., 1987 – U-Pb zircon ages for volcanic and plutonic rocks of the Noranda-Lac Abitibi area, Abitibi Subprovince, Quebec. *Dans: Current research, part A. Geological Survey of Canada; Paper 87-1A, pages 581-590.*
- LABBÉ, J.Y. – DAIGNEAULT, R. – COUSINEAU, P., 1992 – Déformation coaxiale en bordure de la discontinuité structurale de Lyndhurst, sous-province de l'Abitibi. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; volume 29, pages 783-792.
- PILOTE, P. – GUHA, J. – DAIGNEAULT, R. – ROBERT, F. – CLOUTIER, J.Y. – GOLIGHTLY, J. P., 1990 – Les gisements aurifères Casa-Bérardi, canton de Casa-Bérardi, Québec – Évolution structurale. *Dans: Les ceintures polymétalliques du NO québécois, symposium de l'ICM, Rouyn-Noranda (édité par Rive. et al.); volume spécial no 43, pages 337-349.*
- ROBERT, F., 1989 – Internal structure of the Cadillac Tectonic Zone southeast of Val d'Or, Abitibi Belt, Quebec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; volume 26, pages 2661-2675.

Géométrie et évolution structurale de la partie nord-ouest de l'Abitibi: l'importance des chevauchements

Sylvain Lacroix (1) et Edward W. Sawyer (2)

La portion nord-ouest de l'Abitibi, qui s'étend entre La Sarre-Matagami et la frontière ontarienne, se compose d'une alternance de domaines lithostratigraphiques volcaniques et sédimentaires en forme de bandes E-W latéralement continues. Les sept failles ductiles majeures (D₁) plus ou moins E-W longent les trois domaines sédimentaires auxquels elles sont spatialement associées: *Domaine I de Matagami*: failles Détour et Grasset; *Domaine II de Taibi*: failles Nord-Taibi, Casa-Berardi, Douay et Harricana; et *Domaine III*: faille Nord-Chicobi.

Cinq des sept failles sont inclinées abruptement au nord, mais une faille l'est peu (Nord-Taibi: 20-40°) et une autre l'est moyennement (Nord-Chicobi: 40-60°). Les linéations d'étirement et minérales associées aux failles E-W plongent abruptement dans le sens du pendage et les indicateurs de mouvement suggèrent une remontée constante des domaines au nord. Les plongement vers le NNE des linéations dans les failles moins inclinées sont utilisés pour préciser un transport tectonique du NNE vers le SSW dans ce secteur de l'Abitibi, nécessitant également une composante latérale senestre pour la faille Nord-Taibi.

Plusieurs failles E-W peuvent être corrélées avec une série de réflecteurs sismiques présents sous les domaines sédimentaires de Taibi et de Chicobi, observés dans le profil LITHOPROBE #28 traversant le secteur. Tous ces réflecteurs sont inclinés vers le nord et leur pendage diminue en profondeur alors qu'ils deviennent subhorizontaux entre 9 et 18 km sous la surface. Les données de terrain et de sismique s'intègrent donc particulièrement bien dans un modèle où les bassins sédimentaires ont été le site privilégié d'un raccourcissement NNE-SSW par l'entremise de failles E-W listriques. Comme toutes les failles s'enracinent probablement dans un décollement sous la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, les failles E-W listriques sont comparables aux éventails d'imbrication ("*Imbricate fan*") de Boyer et Elliot, 1982) présents dans les "*thrust belts*" tels les Rocheuses canadiennes.

Un modèle structural à géométrie listrique ne permet que des déplacements "verticaux" modérés (i.e.

kilométriques) le long des tronçons à fort pendage des failles E-W, à cause d'un coefficient de friction élevé (Mattauer, 1980). Ceci est supporté par quelques rejets verticaux d'échelle kilométrique de réflecteurs subhorizontaux observés dans le profil #28 (voir aussi Adam *et al.*, 1992). Ce modèle permet d'expliquer de façon élégante toutes les observations structurales ainsi que la faible variation des lithologies, des âges volcaniques (U-Pb), du métamorphisme et des niveaux structuraux, de part et d'autre des failles E-W.

La ceinture de roches vertes de l'Abitibi est interprétée comme une mince feuille d'environ 6-9 km d'épaisseur, reposant sur une croûte cristalline inférieure (profondeur entre 9 et 35 km) qui est dominée par des réflecteurs subhorizontaux à peu inclinés au nord. L'allure générale en rampe et palier ("*ramp and flat*") des réflecteurs et quelques géométries en tête de serpent ("*snake-head geometry*") suggèrent des chevauchements cristallins majeurs peu inclinés dans la croûte inférieure, qui auraient permis le chevauchement de la ceinture verte de l'Abitibi (allochtone) sur un substratum cristallin, tel la Sous-province de l'Opatica. Ces réflecteurs étant tronqués par les failles E-W listriques sur le profil #28, cette phase de déformation serait donc antérieure à la phase D₁ observée dans l'Abitibi et pourrait être qualifiée de pré-D₁.

Une phase D₁ de déformation consiste en des failles ductiles de décrochement latéraux à obliques dextres, orientées NW-SE et WSW-ENE, qui auraient exprimé un raccourcissement NNW-SSE tardif.

Références

- ADAM, E. – MILKEREIT, B. – BARNES, A. – BEAUDRY, C. – PINEAULT, R. – MARESCHAL – CINQ-MARS, A., 1992 – Results from LITHOPROBE seismic reflection profiling in the Matagami area Abitibi Belt, Québec. Lithoprobe; report n° 25, pages 37-40.
- BOYER, S.E. – ELLIOT, D., 1982 – Thrust systems. American Association of Petroleum Geologist; bulletin n° 66, pages 1196-1230.
- MATTAUER, M., 1980 – Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Editeurs des sciences et des arts; Hermann, 2ème édition, 493 pages.

(1) Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec

(2) Université du Québec à Chicoutimi

Les discontinuités structurales de Lyndhurst et de Macamic, Abitibi-Ouest

Jean-Yves Labbé (1) Réal Daigneault et Pierre A. Cousineau (2)

Introduction

Les récents modèles sur l'évolution de l'Abitibi intègrent, pour la plupart, la présence de nombreuses zones de faille d'importance régionale (Dimroth *et al.*, 1982; Ludden *et al.*, 1986; Hocq, 1990; Chown *et al.*, sous presse). Il importe donc de bien comprendre la nature de ces zones que nous désignerons, ici, par le terme "discontinuité structurale". Il s'agit d'un terme descriptif qui peut se définir comme une surface séparant deux groupes de roches pouvant être distincts. Dans certains cas, la discontinuité peut être responsable de la rupture du grain tectonique et agir comme une surface de décollement. Il peut s'agir aussi bien d'une faille cassante, sans épaisseur, que d'une zone de cisaillement d'épaisseur kilométrique.

Ce travail présente la description et l'interprétation de deux discontinuités structurales situées au nord de Rouyn-Noranda. La discontinuité de Lyndhurst (figure 1) de direction E-W sépare les unités volcaniques des groupes de Hunter Mines (HM), au NE, et de Roquemaure-Stoughton (R-S) au NW, des basaltes du Groupe de Kinojévis (K), au sud. La discontinuité de Macamic (figure 1) est une zone de cisaillement de direction NW-SE au sein des volcanites mafiques associées au Groupe de Hunter Mine (HM) et des sédiments du Groupe de Chicobi (C).

Discontinuité de Lyndhurst

La discontinuité de Lyndhurst représente un contact stratigraphique très important de la Sous-province de l'Abitibi, du fait qu'elle sépare des roches d'âges différents. Les rhyolites du Groupe de Hunter Mine (HM), au nord de la discontinuité, sont datées à 2730 \pm 1.4 Ma (Mortensen, 1987), tandis que l'on peut attribuer aux basaltes du Groupe de Kinojévis (K) un âge maximum de 2714 \pm 2 Ma (Corfu *et al.*, 1989) qui est l'âge estimé du Groupe de Roquemaure-Stoughton (R-S) qui lui est sous-jacent. La discontinuité est soulignée par une anomalie électromagnétique (input) continue sur plus de 100 km et causée par des horizons d'argilite graphiteuse à l'intérieur de la bande sédimentaire de la Formation de Lois (L).

Les roches situées de part et d'autre de la discontinuité de Lyndhurst montrent peu de déformation sauf pour un certain secteur situé dans les rhyolites du Groupe de Hunter Mine (HM) au sud de pluton de Poularies (Po). Ce secteur correspond à une importante zone d'altération hydrothermale volcanogène ayant causé la séricitisation et la chloritisation de la rhyolite. Les contenus en phyllosilicates des rhyolites altérées font diminuer significativement la compétence de ces roches et la déformation s'y localise préférentiellement. On retrouve donc des rhyolites très schisteuses dans un environnement où d'autres lithologies ne laissent voir que peu de déformation. La linéation d'étirement associée à cette schistosité est généralement mal développée et subverticale. L'étude microscopique des rhyolites déformées, et principalement des horizons à phénocristaux de quartz, renseigne sur deux aspects importants de la déformation: les éléments structuraux montrent une constante symétrie et, quoique les roches soient bien schisteuses, la déformation paraît de faible magnitude.

La zone de déformation associée à la discontinuité de Lyndhurst est interprétée comme étant le résultat d'une déformation coaxiale. Aucun indice témoignant d'une déformation non coaxiale n'est observé. L'absence apparente de fabriques significatives dans les unités du Groupe de Kinojévis et du Groupe de Roquemaure-Stoughton reflète aussi la faible magnitude de la déformation. La discontinuité de Lyndhurst représente vraisemblablement une faille normale contemporaine à la mise en place des unités tholéitiques du Groupe de Kinojévis. La Formation de Lois constitue alors le prisme sédimentaire en marge de cette faille et compose la base du Groupe de Kinojévis à cet endroit. Cette faille a pu être réactivée lors de la déformation.

Discontinuité de Macamic

Contrairement à la discontinuité de Lyndhurst, la discontinuité de Macamic ne représente pas de contact stratigraphique important. Elle se manifeste par une zone de cisaillement de près de 3 km d'épaisseur et continue sur plus de 130 km. Cette zone de cisaillement est caractérisée par une forte anisotropie planaire subverticale et de direction NW-SE considérée comme une foliation mylonitique. Cette foliation pénétrative est

(1) Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec

(2) Université du Québec à Chicoutimi

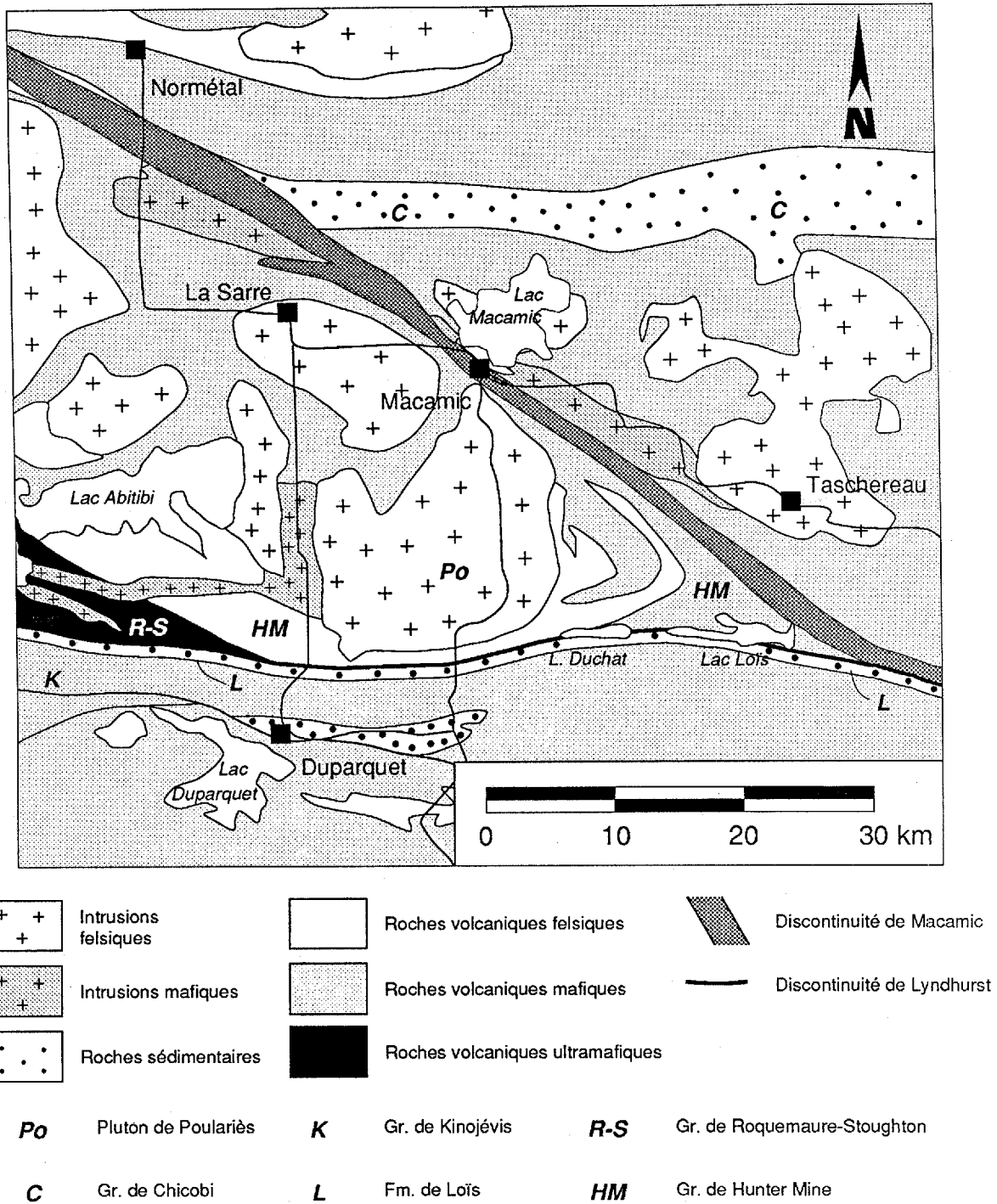


FIGURE 1 – Carte géologique de la région étudiée

accompagnée d'une linéation d'étirement subhorizontale très bien développée. Aussi bien à l'échelle microscopique que mésoscopique, de nombreux indicateurs de sens de cisaillement sont observés: bandes de cisaillement, boudinage asymétrique, inclusions rigides asymétriques et plis intrafoliaux. Dans tous les cas, le déplacement observé est systématiquement dextre. Ce mouvement dextre est aussi mis en évidence, à l'échelle macroscopique, par la déflexion de la bande sédimentaire de Chicobi (C). Cette déformation permet d'évaluer un rejet horizontal d'environ 25 km.

La discontinuité de Macamic est donc un couloir de cisaillement dextre qui recoupe aussi bien les contacts lithostratigraphiques que la déformation régionale. Ce recoupement sur la déformation régionale est bien illustré à l'ouest de Normétal. On observe la superposition de la fabrique NW-SE à linéation subhorizontale sur les fabriques régionales. Une traverse du NE vers le SW en s'approchant de la discontinuité de Macamic, permet d'observer trois attitudes différentes des fabriques structurales. À l'extérieur de la zone d'influence de la discontinuité, la linéation d'étirement est en composante pendage (généralement vers le nord) et la schistosité est plus ou moins pénétrative. À l'approche de la zone d'influence de la discontinuité, la linéation devient oblique (généralement vers le SE) et la déformation est un peu plus importante. Finalement, dans la zone de cisaillement proprement dite, la roche est beaucoup plus déformée et la linéation d'étirement est directionnelle à la foliation subverticale.

Conclusion

Il est intéressant de tenter d'extrapoler les résultats obtenus à l'échelle de la Sous-province de l'Abitibi. La discontinuité de Lyndhurst est une importante structure E-W synvolcanique à laquelle peu de déformation est associée. Cependant, plusieurs des structures E-W connues sont soulignées par d'importantes zones de déformation. Dans la plupart des cas, ces structures

représentent aussi des contacts lithostratigraphiques majeurs. Le caractère synvolcanique de la discontinuité de Lyndhurst peut être un paramètre commun aux discontinuités E-W. Ces discontinuités correspondent éventuellement à des structures synvolcaniques ou synsédimentaires réactivées.

Le recoupement de la discontinuité de Macamic sur la déformation régionale et sur certaines structures E-W permet de prétendre que les systèmes de discontinuités NW-SE de l'Abitibi sont issus d'un événement tardif dans l'évolution structurale de la sous-province.

Références

- CHOWN, E.H. – DAIGNEAULT, R. – MUELLER, W. – MORTENSEN, J.K., (sous presse) – Tectonic evolution of the northern volcanic zone, Abitibi Belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*.
- CORFU, F. – KROGH, T.E. – KWOK, Y.Y. – JENSEN, L.S., 1989 – U-Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 26, pages 1747-1763.
- DIMROTH, E. – IMREH, L. – ROCHELEAU, M. – GOULET, N., 1982 – Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 19, pages 1729-1758.
- HOCQ, M., 1990 – Carte lithotectonique des sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 89-04.
- LUDDEN, J. – HUBERT, C. – GARIÉPY, C., 1986 – The tectonic evolution of the Abitibi Grenstone belt of Canada. *Geological Magazine*; volume 123, pages 153-166.
- MORTENSEN, J.K., 1987 – Preliminary U-Pb zircon ages for volcanic and plutonic rocks of the Noranda-Lac Abitibi area, Abitibi Subprovince, Quebec. *Dans: Current research, part A. Geological Survey of Canada; Paper 87-1A, pages 581-590.*

Géologie du “Bloc composite de Malartic”, région de Val-d’Or

Jean-Philippe Desrochers, Claude Hubert, John Ludden (1) et Pierre Pilote (2)

Introduction

Lors des quatre derniers étés nous avons cartographié en détails la région de Val-d’Or en mettant l’emphase sur les aspects stratigraphiques et structuraux. Cette étude, financée par le Ministère de l’Énergie et des Ressources du Québec, est menée parallèlement à un projet de doctorat entrepris par le premier auteur. La région cartographiée couvre une superficie d’environ 750 km² et s’étend de la ville de Malartic jusqu’à la limite est de la ville de Val-d’Or, et du village de La Corne au nord, jusqu’au sud de la ville de Val-d’Or. Grâce aux similitudes observées avec les roches des régions avoisinantes (par compilation et visites sur des affleurements clés), il nous est possible d’étendre notre interprétation à une région beaucoup plus vaste que celle étudiée en grand détail. C’est là l’objet de notre présentation.

Problématique

Dans la partie sud de l’Abitibi et par incidence dans le secteur de Val-d’Or, deux modèles géologiques fondamentalement distincts sont proposés pour expliquer l’agencement géométrique des groupes lithologiques entre eux. Le premier, proposé par Gunning et Ambrose (1940) et soutenu par Imreh (1984), suppose que les groupes sont reliés entre eux par des contacts stratigraphiques simples et que l’ensemble est affecté de plis qui permettent la répétition des groupes sédimentaires et volcaniques. L’autre modèle, supporté par Norman (1942a, 1942b), Babineau (1983, 1985), Tourigny *et al.* (1988), Sansfaçon et Hubert (1990), implique que les contacts entre les différents groupes lithologiques sont cisailés et faillés et qu’aucune corrélation simple ne peut être établie entre ces groupes. Les résultats de nos travaux tendent à confirmer le deuxième modèle.

Dans le même ordre d’idée, l’agencement des coulées de lave de la partie centrale du “Groupe de Malartic” a été interprété comme représentant une succession volcanique continue plissée de façon simple autour d’un anticlinal déjeté traversant la région d’est en ouest (Imreh, 1984). Nos travaux de même que ceux de Babineau (1983, 1985) au nord de la ville de

Malartic ont toutefois montré que le “Bloc de Malartic” est plutôt divisé en cinq domaines tectonostratigraphiques distincts dont les liens entre eux sont absents. Ainsi, plutôt que de nommer cet empilement de roches “Groupe de Malartic” dans un esprit stratigraphique, il est plus approprié de le renommer “**Bloc composite de Malartic**”.

Géologie générale

Le “Bloc composite de Malartic” est un bloc de forme losangée de 150 km de long par environ 40 km de large, dominé par des assemblages volcaniques dont la composition varie des termes ultramafiques jusqu’à ceux felsiques. Les cinq domaines tectonostratigraphiques qui composent ce bloc mesurent de 1 à 5 km de largeur par plusieurs kilomètres de longueur. Nous les nommons respectivement: le Domaine nord, le Domaine de Vassan, le Domaine central, le Domaine sud ainsi que le Domaine de Val-d’Or (figure 1). La base de cette division s’appuie sur des critères d’ordre stratigraphique, structural, géochimique de même que métallogénique.

Le *Domaine nord* est composé de coulées komatiitiques et basaltiques subverticales d’orientation E-W à N-S et à polarité vers le nord et vers l’est respectivement. Les roches volcaniques de ce domaine sont peu déformées et plusieurs textures fines telles les spinifex sont encore préservées. Étant donné la faible viscosité des laves komatiitiques au moment de leur mise en place, les coulées peuvent se suivre sur plusieurs centaines de mètres. Deux foliations d’origine tectonique E-W sont développées dans ces roches. La première (S₁) possède un pendage modéré à fort vers le sud alors que la deuxième (S₂) est subverticale. Les strates ont été renversées durant l’événement D₁. Au nord, les roches du Domaine nord sont en contact faillé avec les roches métasédimentaires du Groupe du Lac Caste (Babineau, 1985).

Le *Domaine de Vassan* représente aussi une séquence homoclinale avec des strates d’orientation E-W et de pendage subvertical. Contrairement aux sommets des coulées du Domaine nord, les sommets stratigraphiques dans ce domaine-ci font systématiquement face au sud. Ce domaine est composé en grande partie de coulées komatiitiques avec quelques intercalations de basalte et de basalte komatiitique. Les roches du Domaine de Vassan possèdent des caractéristiques

(1) Université de Montréal

(2) Ministère de l’Énergie et des Ressources, Québec

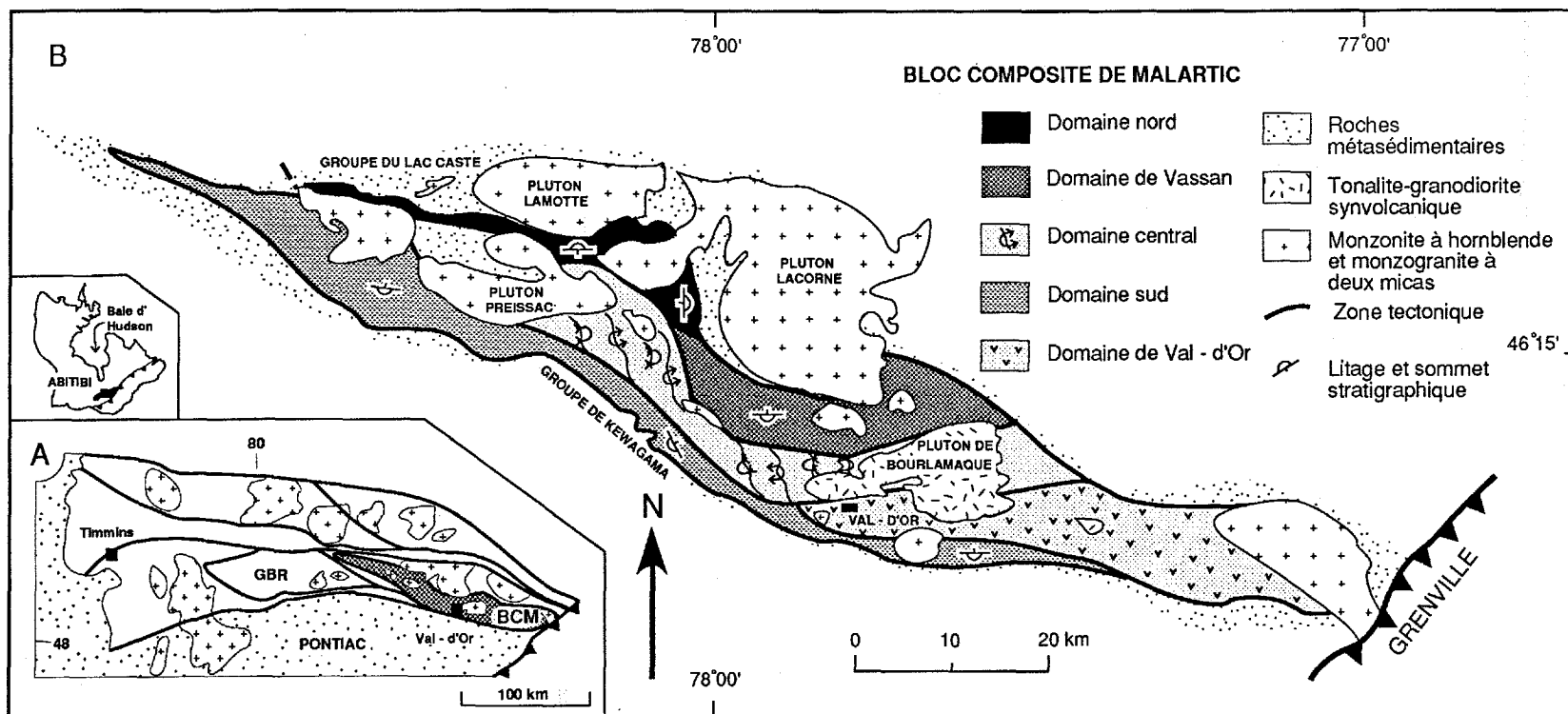


FIGURE 1 – En A, carte schématique de la partie sud de la ceinture de l'Abitibi avec la localisation du "Bloc composite de Malartic (BCM)" (modifié de Hubert, 1990). En B, carte géologique simplifiée du "Bloc composite de Malartic" montrant les cinq domaines tectonostratigraphiques. Modifiée de Desrochers *et al.* (1991), Rocheleau *et al.* (1990), Babineau (1985, 1983) et Imreh (1984).

structurales et lithologiques semblables à celles présentes dans le Domaine nord. Il est donc possible que les roches de ces deux domaines aient fait partie d'une même succession stratigraphique qui a été démembrée lors du collage avec les autres roches du secteur de Malartic.

Le *Domaine central* contient des coulées basaltiques, komatiitiques ainsi que quelques minces horizons de sédiments terrigènes dont l'épaisseur stratigraphique totale est approximativement de 1400 m. Les roches de ce domaine sont plissées en des plis P1 d'orientation NW-SE et sont replissées en des plis P2 orientés E-W (Babineau, 1985). Les plans axiaux des plis P1 sont variablement inclinés vers le NE ou le SW alors que les plis P2 sont verticaux. La superposition de ces deux phases de plissement résulte en un motif d'interférence situé entre le type en "crochon" et le type en "croissant" de Ramsay et Huber (1987). Une schistosité pénétrative s'est développée durant la formation des plis P1 et a été réorientée par un clivage de crénulation E-W associé à P2. Les unités stratigraphiques ainsi que les traces axiales des plis P1 sont tronquées par les contacts faillés entre ce domaine et les domaines adjacents. Étant donné que les plis P1 d'orientation NW-SE sont restreints à ce domaine et qu'ils sont tronqués par ses limites, l'événement qui a créé les plis P1 doit avoir eu lieu avant l'amalgamation avec les domaines nord, Vassan et sud (figure 2).

Le *Domaine sud* représente une séquence homoclinale d'environ 2,5 km d'épaisseur, à polarité vers le sud. Ce domaine contient des coulées komatiitiques, basaltiques et andésitiques ainsi qu'une quantité appréciable de volcanoclastites intermédiaires. Les

coulées sont déformées selon des plis asymétriques en Z dont les flancs longs, qui sont en position renversée, possèdent une orientation E-W. Les roches ont été renversées lors d'un événement D1 et ont été imprimées d'un clivage E-W lors d'un événement D2 qui a produit les plis en Z. Au sud, les roches du Domaine sud sont en contact faillé avec les roches du Groupe de Kewagama (Tourigny, 1984; Babineau, 1983).

Le *Domaine de Val-d'Or* tel que présenté ici diffère de celui défini par Rocheleau *et al.* (1990). Le Domaine de Val-d'Or que nous proposons se limite à la Formation de Val-d'Or telle que définie à l'ouest par Imreh (1984) et à l'est par Rocheleau *et al.* (1990). Ce domaine est constitué de roches possédant une affinité calcalcaline; ce qui contraste avec l'affinité tholéiitique des autres domaines. Ce domaine est formé de coulées basaltiques à dacitiques ainsi que d'unités volcanoclastiques dont l'orientation générale est NE-SW dans la partie ouest (Desrochers *et al.*, 1992) et NW-SE dans la partie centrale (Chartrand, 1991). La schistosité principale varie de N280° à N250° et transpose les contacts lithologiques en une série de plis en S dans la partie ouest et en plis en Z dans la partie centrale. Le pluton de Bourlamaque de même que les roches volcaniques du Domaine de Val-d'Or recoupent clairement les structures D1 des domaines central et sud. Le pluton a été daté à 2700 ± 1 Ma (Wong *et al.*, 1991) et des critères pétrologiques et métallogéniques placent le pluton comme étant comagmatique aux roches volcaniques du Domaine de Val-d'Or (Tessier *et al.*, 1990). Les roches du Domaine de Val-d'Or (2705 ± 1 Ma; Wong *et al.*, 1991) ont donc fait éruption après l'événement D1 enregistré dans les quatre autres domaines.

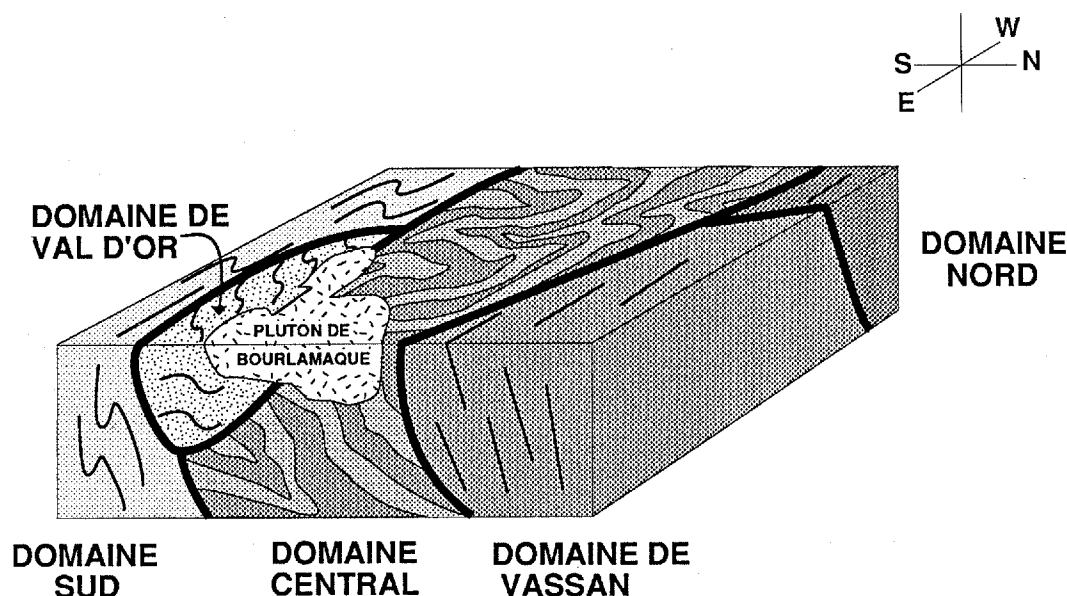


FIGURE 2 – Bloc diagramme du "Bloc composite de Malartic". Les traits épais représentent des zones tectoniques qui limitent les domaines et les lignes fines soulignent le litage.

Modèle géodynamique

Les relations stratigraphiques et structurales dans le "Bloc composite de Malartic" indiquent que ce bloc est divisible en cinq domaines tectonostratigraphiques. Ainsi nous envisageons que chacun des domaines, à l'exception du Domaine de Val-d'Or, représente des fragments de matériel océanique exotique (plateaux, îles océaniques, etc) qui se sont accolés progressivement aux roches situées au nord (possiblement les roches du secteur d'Amos). Ces collisions progressives ont résulté en une première phase de déformation qui est propre à chacun des domaines. Suite à l'accrétion des différents fragments océaniques et de leur première phase de déformation, un volcanisme calcalcalin lié à un bassin en extension local et représenté par les roches du Domaine de Val-d'Or et du pluton de Bourlamaque a fait éruption. Les relations de recouplement que montre la partie nord du pluton avec les roches volcaniques indique que le pluton recoupe des roches déjà en place et qui ont déjà subi une première phase de déformation. Ainsi plutôt que de représenter une suite volcanique bien ordonnée, l'empilement rocheux du secteur de Val-d'Or représente une succession d'événements géologiques distincts d'âges différents. De plus, l'inversion des polarités reconnue antérieurement par Imreh (1984), surtout dans le secteur de Malartic, représente une juxtaposition de blocs à polarité opposée plutôt qu'une structure anticlinale majeure. Enfin, les âges U-Pb obtenus sur des zircons détritiques des groupes de roches métasédimentaires situées autour du "Bloc composite de Malartic" indiquent que ces bassins sédimentaires sont plus jeunes que la dernière activité volcanique dans la région (2691 ± 8 Ma pour le Groupe du Lac Caste, Feng et Kerrich, 1991; approximativement 2687 Ma pour le Groupe de Kewagama, Davis, 1992).

Minéralisation

La découverte du gisement Aur-Louvem en 1989 a suscité un nouvel intérêt pour la recherche de gîtes de sulfures massifs volcanogènes dans la région de Val-d'Or. Dans ce secteur, tous les gîtes connus sont localisés dans le Domaine de Val-d'Or dont les roches, selon notre interprétation, ont été mises en place dans un bassin en extension. Cette situation tectonique pourrait être le métallotecte de premier ordre pour la localisation de tels gîtes. Le modèle énoncé ici pourrait s'appliquer à d'autres parties de l'Abitibi ainsi qu'à d'autres sous-provinces du Supérieur. À une échelle plus réduite, la reconnaissance d'une stratigraphie quasi N-S dans certains secteurs remet en question les interprétations précédentes voulant que toutes les unités soient E-W. Puisque le contrôle stratigraphique est très important pour ce type de gisement, une revi-

sion de la stratigraphie dans le Domaine de Val-d'Or pourrait éventuellement mener à de nouvelles découvertes.

En ce qui a trait à l'or, le métallotecte régional est représenté par les zones de cisaillement de premier et de deuxième ordre (Robert, 1990). Ainsi puisqu'elles constituent des zones fondamentales dans l'histoire géologique du secteur de Val-d'Or, les zones tectoniques entre les différents domaines ont pu agir comme conduit pour les fluides aurifères. La zone tectonique Norbenite-Murbanite représente un tel cas et des minéralisations aurifères y sont connues et exploitées depuis longtemps. Toutefois la zone tectonique entre le Domaine de Vassan et le Domaine central, malgré la présence de gîte (Siscoe Extension), demeure peu explorées et mériterait selon nous, une attention particulière.

Références

- BABINEAU, J., 1983 – Carte géologique et structurale de la région du lac Malartic. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 83-30, carte annotée.
- _____ 1985 – Géologie de la région de La Motte, Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 84-03, 17 pages.
- CHARTRAND, F., 1991 – Geological setting of volcanogenic massive sulfide deposits in the Central Pyroclastic belt, Val d'Or. Society of economic geologists; Field trip Guidebook, volume 9, pages 75-89.
- DESROCHERS, J-P. – HUBERT, C. – PILOTE, P., 1992 – Géologie du secteur du lac De Montigny, phase 2. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 91-24, 9 pages.
- FENG, R. – KERRICH, R., 1991 – Single zircon age constraints on the tectonic juxtaposition of the Archean Abitibi greenstone belt and Pontiac subprovince, Quebec, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 55, pages 3437-3441.
- GUNNING, H.C. – AMBROSE, J.W., 1940 – Malartic area, Quebec. Geological Survey of Canada; memoir 222, pages 1-73.
- HUBERT, C., 1990 – Geological framework, evolution and structural setting of gold and base metal deposits of the Abitibi greenstone belt, Canada. *In: Gold and base metal mineralisation in the Abitibi Subprovince, Canada, with emphasis on the Quebec segment* (Mo, S.E, Robert, F. and Groves, D.I., editors). University of Western Australia; publication n°24, pages 53,63.
- IMREH, L., 1984 – Sillon de La Motte-Vassan et son avant-pays méridional: synthèse volcanologique, lithostratigraphique et gîtologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 82-04, 72 pages.

- _____, 1942a – Eastern part of Dubuisson township, Abitibi county, Quebec. Geological Survey of Canada; paper 42-9.
- NORMAN, G.W.H., 1942b – Vassan-Dubuisson, Abitibi county, Quebec. Geological Survey of Canada; paper 42-12.
- RAMSAY, J.G. – HUBER, M.I., 1983 – The technics of modern structural geology, volume 2; folds and fractures. Academic Press, London.
- ROBERT, F., 1990 – Structural setting and control of gold-quartz veins of the Val d'Or area, southeastern Abitibi Subprovince. *In: Gold and base-metal mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, with emphasis on the Quebec segment* (Mo, S.E., Robert, F., and Groves, D.I., editors). The University of Western Australia; publication n° 24, pages 167-209.
- ROCHELEAU, M. – HÉBERT, R. – ST-JULIEN, P. – RACINE, M. – GAUDREAU, R. – LACOSTE, P., 1990 – La ceinture de l'Abitibi à l'est de Val-d'Or: un secteur économiquement méconnu, affecté par la tectonique et le métamorphisme grenvillien. *In: The North-western Quebec Polymetallic Belt* (Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.M., Riverin, G., and Simard, A., editors). The Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 43, pages 269-283.
- SANFAÇON, F. – HUBERT, C., 1990 – The Malartic Gold district, Abitibi belt, Quebec: Geological setting, structure and timing of gold emplacement at Malartic gold fields, Barnat, East Malartic, Canadian Malartic and Sladen Mines. *In: The North-western Quebec Polymetallic Belt* (Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.M., Riverin, G., and Simard, A., editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 43, pages 221-235.
- TESSIER, A.C. – TRUDEL, P. – IMREH, L., 1990 – Petrology and alteration of the Siscoe stock at the Siscoe gold mine, Val-d'Or, Quebec. *In: The North-western Quebec Polymetallic Belt* (Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.M., Riverin, G., and Simard, A., editors). The Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 43, pages 285-298.
- TOURIGNY, G. – HUBERT, C. – BROWN, A.C. – CREPEAU, R., 1988 – Structural geology of the Blake River Group at the Bousquet mine, Abitibi, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 25, pages 581-592.
- WONG, L. – DAVIS, D.W. – KROGH, T.E. – ROBERT, F., 1991 – U-Pb zircon and rutile chronology of Archean greenstone formation and gold mineralization in the Val d'Or region, Quebec. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 104, pages 325-336.



Utilisation de la méthode magnétotellurique en exploration minérale: le projet Waconichi

Michel Chouteau, Ping Zhang (1), Denis-Jacques Dion et Rémy Morin (2)

En 1983, dix sondages magnétotelluriques (MT) avaient été enregistrés dans la gamme de 300 Hz à 200 s, le long d'un profil de 11 km qui traverse un long conducteur subvertical, orienté N70°, près du lac Waconichi (Chibougamau). Ce conducteur avait été identifié par un levé électromagnétique transitoire aéroporté, et sa présence fut confirmée par d'autres méthodes électromagnétiques et électriques au sol. Le premier objectif du levé MT était de mieux comprendre et de définir la structure du conducteur (assimilable à une mince feuille conductrice subverticale), particulièrement son extension en profondeur. Ce levé a été réanalysé en 1991 et, suite aux résultats remarquables et étonnants de l'interprétation, un second levé à haute résolution de sept sondages AudioMT/MT a été réalisé en juin 1992. Il a permis de confirmer les résultats du premier levé en définissant mieux la géométrie du sous-sol sous le profil. Cette étude est la première qui démontre l'utilité de l'application de la méthode MT en exploration minérale dans la Sous-province de l'Abitibi.

Le sous-sol de la région étudiée peut être grossièrement divisé en une section résistante au nord, une section conductrice au centre (incluant le conducteur étroit), et une zone résistante commençant à la limite sud. Quoique certaines données soient affectées par l'effet statique ou des effets tridimensionnels, on peut

démontrer que les données de la partie centrale sont relativement peu perturbées par ces effets. Par conséquent, en tenant compte de toutes les informations géologiques et géophysiques disponibles et en utilisant une modélisation bidimensionnelle, on peut conclure que l'extension en profondeur de la feuille conductrice (conductance 50 Siemens) n'excède pas 750 m. Par contre, les données requièrent la présence d'une masse très conductrice en profondeur (800 à 1 200 m), au sud du conducteur superficiel connu, sous les métasédiments de la Formation de Chebistuan. Les forages ont montré que la conductivité du conducteur superficiel résulte principalement de la présence de sulfures et de graphite. On pense également que le graphite dans les roches métasédimentaires pourrait être la cause de la structure conductrice mise en évidence en profondeur. Un levé gravimétrique, effectué sur le profil à la suite de la deuxième campagne de mesures MT, n'a pas révélé d'anomalie positive importante, dont l'amplitude et la longueur d'onde pourraient confirmer la présence d'une masse métallique.

Ces levés ont permis par ailleurs de déterminer qu'électriquement parlant, la Sous-province de l'Opatitca (au nord) et la Sous-province de l'Abitibi (au sud) sont très différentes. Sous la première, le sous-sol est très résistant sur des épaisseurs dépassant 20 km alors que dans les zones ouest, centre et est de l'Abitibi, on détecte des couches conductrices dans la croûte supérieure.

(1) École polytechnique

(2) Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec

Contributions métallogéniques dans le Nord-Ouest québécois

Métallogénie du secteur de la mine Joe Mann, région de Chibougamau

Claude Dion (1)

Introduction

La bande volcanosédimentaire Caopatina-Desmaraisville (BCD) représente l'un des secteurs à plus fort potentiel minéral dans le Nord-Ouest québécois. Ce potentiel est illustré par la présence de trois mines d'or (Lac Shortt et Lac Bachelor dans la partie occidentale; Joe Mann dans la partie orientale) et d'une mine de zinc-plomb-argent (Coniagas), ainsi que par de nombreux gîtes aurifères d'importance (Philibert et Lac Meston dans la partie orientale; Lac Pusticamica et Gand 1 dans la partie occidentale). Toutefois, le niveau d'exploration dans le secteur, en particulier dans la partie est de la BCD, est nettement inférieur au potentiel minéral établi (Simard et Rioux, 1991).

Cette situation semble cependant en voie de changer. En effet, Ressources Meston et SOQUEM ont récemment conclu une entente qui permettra à cette dernière d'effectuer des travaux d'exploration autour de la mine Joe Mann pour une somme de 4 millions de dollars au cours des cinq prochaines années. Minnova et SOQUEM sont parvenues à un accord du même type dans la région de la mine du Lac Shortt. L'effort d'exploration devrait donc augmenter sensiblement dans les années qui viennent.

Le but de cette conférence est de présenter quelques éléments nouveaux concernant la géologie des minéralisations aurifères de la partie orientale de la Bande Caopatina-Desmaraisville et leur impact possible sur l'exploration dans la région.

Géologie régionale

La région de Chibougamau couvre l'extrémité orientale du sillon de roches vertes Matagami-Chibougamau qui constitue la partie septentrionale de la Zone interne de la Sous-province de l'Abitibi. La bande volcanosédimentaire Caopatina-Desmaraisville forme la partie méridionale du sillon et est séparée de la partie nord par l'anticlinal de La Dauversière. Cette bande s'étend sur plus d'une centaine de kilomètres d'est en ouest, entre les cantons de La Dauversière et Gand. La BCD est bornée à l'est par le front de Grenville.

Toutes les roches de la région, à l'exception des dykes protérozoïques de diabase, sont d'âge Archéen.

La Formation d'Obatogamau est composée de roches volcaniques mafiques caractérisées par la présence de phénocristaux de plagioclase. Des centres volcaniques felsiques, tel le Membre des Vents, sont intercalés avec les basaltes. La Formation de Caopatina, formée de roches volcanoclastiques comprenant principalement des grès, des argillites et des conglomérats, représente la partie supérieure de la séquence.

Ces diverses lithologies sont recoupées par des suites granitoides précoces et tardives. Le métamorphisme est généralement au faciès des schistes verts sauf près des contacts avec les plutons et à proximité du front de Grenville où il peut atteindre le faciès amphibolite.

Les plutons de Verneuil, La Dauversière et le Complexe Eau-Jaune constituent le coeur d'une structure anticlinale E-W nommée anticlinal de La Dauversière. Ce pli est bordé au sud par un synclinal majeur de même orientation appelé le synclinal de Druillettes. Les sédiments de la Formation de Caopatina sont logés au coeur de ce pli. La schistosité régionale S₂ est parallèle aux plans axiaux des plis, sauf en bordure des plutons. À l'extrémité est de la bande, le patron tectonique se complique considérablement suite à l'apparition d'une seconde phase de déformation liée à l'orogénie grenvillienne.

Deux orientations de failles ont été reconnues dans la région. Les failles les plus anciennes, d'importance régionale, ont une orientation E-W. Les zones de cisaillement associées à ces structures sont particulièrement intéressantes en raison de leur potentiel économique. Ce système est recoupé par des failles NE à NNE tardives, à rejet apparent senestre.

Les minéralisations aurifères de la partie orientale de la BCD

La compilation des informations disponibles sur les indices aurifères de la région (Archer et Guha, 1987 – inédit; Dion et Guha, 1990 – en préparation) a permis d'établir l'existence de quatre grands types de gisements sans connotations génétiques :

- I– Minéralisations aurifères liées à des cisaillements E-W (subparallèles à la stratigraphie) dans des roches volcaniques et des intrusions mafiques associées. Cette classe peut être subdivisée en deux groupes, soit :

(1) Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec et Université du Québec à Chicoutimi

- a) Minéralisations aurifères liées à des veines de quartz et sulfures (ex. mine Joe Mann);
- b) Minéralisations aurifères du type faible dissémination de pyrite (ex. gîte Philibert);
- II- Minéralisations aurifères liées à des cisaillements NE et NW recoupant des roches volcaniques et des intrusions mafiques associées (ex. gîte Murgor);
- III- Minéralisations aurifères encaissées dans des intrusions intermédiaires à felsiques (ex. gîte du lac Meston);
- IV- Minéralisations aurifères encaissées dans des sédiments (tufs) graphitiques et/ou à des "formations de fer" (ex. indices Patino n° 1 ou Stratford).

La mine Joe Mann (anciennement Chibex) est un gisement d'or et de cuivre exploité depuis avril 1987 par la compagnie Les Ressources Meston. Les réserves toutes catégories confondues étaient estimées au 1^{er} janvier 1992 à 3 Mt à une teneur de 8,7 g Au/t, 4,79 g Ag/t et 0,29 % de cuivre.

La stratigraphie du gisement est composée d'un filon-couche peu différencié de gabbro, hôte des zones Nord et Principale, de basaltes et d'un mince niveau de tuf dacitique (ou "rhyolite") cisailé dans lequel on retrouve la zone Sud. Les couches ont une orientation E-W avec un pendage subvertical. La minéralisation aurifère se présente dans des veines de quartz – carbonate de puissance décimétrique logées dans trois zones de cisaillement orientées E-W, subparallèles à la stratification. Les zones minéralisées sont recoupées et déplacées par des failles tardives NE à NNE à pendage abrupt vers l'est, dans lesquelles des dykes de diabase ont été injectés.

La roche fraîche montre un assemblage métamorphique typique du faciès supérieur des schistes verts. Les zones de cisaillement qui recoupent le gabbro sont constituées en bordure de roches plus ou moins schisteuses montrant une altération en chlorite – carbonate. Près des zones minéralisées, la déformation et l'altération deviennent plus intenses et le gabbro est transformé en schiste à biotite – sulfures ± carbonates ferrugineux ± plagioclase ou en schiste à chlorite – carbonates ferrugineux – plagioclase – séricite – sulfures. L'altération hydrothermale se caractérise par des assemblages typiques du faciès des schistes verts et représente donc le résultat d'un épisode de métamorphisme rétrograde postérieur au métamorphisme régional kénoréen. Elle se manifeste par un enrichissement en potassium, rubidium, barium, soufre, cuivre, arsenic, argent, bismuth et or et un lessivage du calcium et du magnésium. La périphérie de la zone de cisaillement se caractérise par une forte carbonatation. Les veines de quartz aurifères sont logées dans la partie centrale des zones de cisaillement et sont associées spatialement à deux variétés de dykes felsiques, l'une peu déformée, porphyrique avec des phénocristaux de

quartz et plagioclase, l'autre aphyrique et très déformée.

La zone Sud occupe un cisaillement qui recoupe les tufs dacitiques ("rhyolite"). L'altération hydrothermale en séricite et sulfures se caractérise par un enrichissement en silice, potassium, soufre, cuivre, arsenic et or et un appauvrissement en magnésium, calcium, sodium et CO₂. La zone Sud est aussi la seule où l'on observe de l'arsénopyrite en abondance.

Les veines sont encaissées dans une roche fortement cisailée, altérée et minéralisée en pyrite, pyrrhotine et chalcopryrite. Ces filons sont composés essentiellement de quartz blanc vitreux avec un peu de plagioclase vert et de carbonate ferrugineux. Ils sont fortement bréchifiés et possèdent une structure rubanée définie par l'alternance de rubans de quartz et de roche encaissante minéralisée.

Les minéraux de la gangue et les phases métalliques qui composent les veines montrent une intense déformation. La minéralisation est composée principalement de chalcopryrite, de pyrrhotine, de pyrite et d'arsénopyrite (zone Sud). L'or natif est présent en veinules et en plages irrégulières dans les fractures du quartz et du plagioclase cataclasés. On en retrouve aussi en quantité moindre dans les fractures ou en inclusions dans la pyrite et l'arsénopyrite recristallisées. La précipitation de l'or est tardive par rapport à la déposition des sulfures.

La gîte Philibert se caractérise par une minéralisation constituée de pyrite finement disséminée dans une zone de cisaillement intensément carbonatée et silicifiée. Le gisement est contrôlé par des zones de déformation orientées E-W à SE-NW formées de cisaillements anastomosés qui isolent des lentilles relativement peu déformées de diorite quartzifère fortement carbonatées et minéralisées. Les minéraux ferromagnésiens présents dans la roche faiblement altérée, tels la chlorite et la biotite, ont été presque complètement remplacés par le carbonate ferrugineux alors que la pyrite et les arsénures (principalement l'arsénopyrite) se sont développés aux dépens des oxydes ferrotitanés, la magnétite et l'ilménite.

La diorite, par sa compétence et sa composition riche en fer représente une roche favorable au dépôt de l'or. On suggère donc que les zones de cisaillement ont focalisé et permis la montée des fluides hydrothermaux riches en CO₂, en soufre et en or jusqu'au site de mise en place. La réaction entre les minéraux riches en fer (chlorite, biotite, magnétite et ilménite) et le fluide a amené la formation du carbonate ferrugineux et de la pyrite et a entraîné la précipitation de l'or.

La gîte du lac Meston consiste en un réseau de veines centimétriques en tension de quartz-tourmaline recoupant une petite intrusion de composition tonalitique. L'or semble être associé à la pyrite dans les veines de

quartz ou dans la tonalite encaissante fracturée et faiblement altérée en séricite et en carbonate. Cette altération diffuse et répandue se caractérise aussi par une légère hématitisation, donnant à la roche une couleur rosée caractéristique. On interprète la mise en place de la minéralisation comme un événement relié à la fracturation et à la déformation de la tonalite dans une zone de cisaillement E-W.

Le couloir de déformation de Guercheville

Les travaux de cartographie effectués par l'UQAC pour le compte du MER ont démontré que la plus grande partie des minéralisations aurifères de la BCD était associée à un accident E-W majeur : le couloir de déformation de Guercheville (Tait, 1992a et b). Cette structure, qui constitue l'extension vers l'est de la faille Opawica reconnue dans la région du lac Shortt, s'étend sur plus d'une centaine de kilomètres le long de la bordure septentrionale du segment. Il s'agit d'une zone de failles anastomosées, large de 2 km environ, orientée ENE à E-W avec un pendage de 78° vers le nord (Tait, 1992a). La présence d'une linéation d'allongement subverticale suggère un mouvement de chevauchement, lequel aurait été suivi d'un mouvement latéral dextre tardif (Brisson et Guha, 1989). Les relations entre cette structure majeure et les zones de cisaillement qui contrôlent les zones minéralisées sont encore mal connues. On suppose toutefois que ces zones de cisaillement représentent des structures de deuxième ou troisième ordre associées à la structure majeure.

L'évolution latérale des faciès d'altération

Nos travaux préliminaires ont démontré que les gisements aurifères de la partie orientale du segment de Caopatina présentaient une variation progressive du style de minéralisation de l'ouest vers l'est. Ainsi, la proportion de carbonate de Fe-Mg dans l'assemblage d'altération associé à la minéralisation aurifère diminue sensiblement d'ouest en est, alors que le contenu en biotite augmente par rapport à la muscovite et à la chlorite. De même, les gisements localisés dans la partie occidentale de la région sont associés à des structures présentant un caractère beaucoup plus fragile que celles situées plus à l'est.

Plusieurs auteurs (Daigneault *et al.*, 1990; Ouellet, 1988; Rivers et Chown, 1986) ont proposé que l'augmentation du grade métamorphique observé à proximité du front de Grenville pourrait être causée par la juxtaposition de blocs tectoniques remontés de profondeurs de plus en plus grandes le long de failles NE à NNE, lors du rebondissement isostatique associé à une phase tardive de l'orogénie grenvillienne. De la même manière, les variations latérales des assemblages

d'altération et du style structural indiqueraient une augmentation des conditions de pression-température d'ouest en est et suggèrent que la mise en place de la minéralisation aurifère s'est produite à une profondeur de plus en plus grande à mesure que l'on s'approche du front.

Les gisements de type Philibert

Les travaux de Midra *et al.* (1992) dans la région du lac Surprise ont permis d'identifier dans la partie est du lac Caopatina une intrusion peu affleurante et de composition tonalitique, le pluton de Hazeur. Cette intrusion, facilement reconnaissable sur les cartes magnétométriques, est entourée d'une auréole de déformation constituée de roches volcaniques mafiques et de roches sédimentaires fortement cisillées. Les roches encaissantes au nord et au sud du pluton présentent une schistosité à pendage modéré respectivement vers le nord et le sud, ce qui laisse supposer une forme diapirique.

Plusieurs minéralisations aurifères sont localisées en bordure de ce pluton. La plus importante, le gîte Philibert (1 393 042 t à 5,32 g/t Au), est située à l'extrémité est de l'intrusion. On retrouve aussi le long de la bordure nord du pluton de Hazeur toute une série d'indices ou de gîtes aurifères (lac Caopatina, Hazeur-Chibougamau, Hazeur Option) qui présentent certains points communs avec le gîte Philibert. Dans plusieurs cas, la minéralisation est associée aux faciès différenciés (ferrodiorite à quartz ou granophyre) de filons-couches gabbroïques recoupés par les zones de cisaillement à pendage modéré (environ 45°) faisant partie de l'auréole de déformation bordant le pluton. Ces niveaux porteurs de minéralisation aurifère se caractérisent aussi, comme à Philibert, par une forte réponse magnétique. L'or est associé à des sulfures dans des veines ou veinules de quartz ou encore lié à la pyrite finement disséminée dans des zones de cisaillement fortement carbonatées et silicifiées.

Il est difficile à ce stade d'évaluer le rôle exact du pluton dans le processus de mise en place de l'or dans la région. À la lumière des données disponibles, il est cependant permis de supposer que la circulation des fluides hydrothermaux responsables de la minéralisation a été favorisée par les zones de forte perméabilité associées à l'auréole de déformation du pluton de Hazeur.

Conclusion

Les travaux de cartographie effectués récemment par le MER et les compagnies minières dans la partie orientale de la bande Caopatina-Desmaraisville ont permis de définir plusieurs cibles d'intérêt pour

l'exploration des gîtes d'or. La reconnaissance d'un lien génétique entre la minéralisation aurifère et une structure majeure comme le couloir de déformation de Guercheville constitue un élément important. De même, les modèles d'exploration utilisés dans la BCD devraient être adaptés au style de minéralisation que l'on y retrouve, lequel évolue latéralement de l'ouest vers l'est. L'association des gîtes du type Philibert (type Ib) avec des filons-couches différenciés magnétiques en bordure du pluton de Hazeur constitue un métallotecte important pour la région. La poursuite de nos travaux à une échelle plus détaillée devrait permettre une meilleure compréhension des mécanismes de mise en place de la minéralisation aurifère et fournir de nouvelles cibles pour l'exploration dans cette région de l'Abitibi.

Bibliographie

- ARCHER, P. – GUHA, J., 1987 Rapport synthèse sur la compilation des indices aurifères et de métaux de base dans le secteur est de la Bande Volcanique Sud (Caopatina), Région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. (Inédit)
- BRISSON, H. – GUHA, J., 1989 Reconnaissance d'indices aurifères dans la région du lac Shortt – Rapport intérimaire. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-66, 105 pages.
- DAIGNEAULT, R. – ST-JULIEN, P. – ALLARD, G.O., 1990 Tectonic evolution of the north-east portion of the Archean Abitibi greenstone belt, Chibougamau area, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 27, pages 1714-1736.
- DION, C. – GUHA, J., 1990 (en préparation) Caractérisation de la minéralisation aurifère du secteur oriental de la bande volcanosédimentaire Caopatina-Desmaraisville, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.
- MIDRA, R. – LAUZIÈRE, K. – CHOWN, E.H. – MUELLER, W., 1992 Géologie du secteur du lac Surprise (Feuillet 32 G/07), Bande Caopatina-Desmaraisville, Sous-province de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 92-16, 123 pages, 4 cartes.
- OUELLET, E., 1988 Évolution tectono-métamorphique de la continuité lithologique des roches vertes du Supérieur dans la zone orogénique de la Province de Grenville. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi.
- RIVERS, T. – CHOWN, E.H., 1986 The Grenville orogen in eastern Quebec and western Labrador – Definition, identification and tectonometamorphic relationships of autochthonous, paraautochthonous and allochthonous terranes. *In: the Grenville Province* (J.M. Moore, A. Davidson et A.J. Baer, éditeurs). Geological Association of Canada; special paper 31, pages 31-50.
- SIMARD, A. – RIOUX, J., 1991 L'exploration minérale dans le Nord-Ouest québécois; les régions négligées. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; PRO 91-15, 6 pages.
- TAIT, L., 1992a Géologie de la région du lac à l'Eau Jaune (Territoire-du-Nouveau-Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 91-29, 85 pages.
- _____, 1992b Géologie de la région du lac à l'Eau Jaune (Territoire-du-Nouveau-Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 90-08, 4 cartes.

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

Pierre Doucet, Wulf Mueller (1) et Francis Chartrand (2)

Introduction

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

Le problème du contexte stratigraphique et tectonique de ces gisements tient son origine du fait que les roches encaissantes sont très variées et que la corrélation stratigraphique à l'échelle régionale reste à clarifier. Il semble donc important de mieux comprendre la stratigraphie locale et régionale, les intrusions ainsi que la déformation dans la région de Desmaraisville. Cette étude a pour but de déterminer le paléo-environnement du gisement de sulfures massifs Zn-Pb-Ag de Coniagas à partir d'une étude détaillée des faciès des roches volcaniques et volcanoclastiques encaissantes.

Cadre géologique régional

Le secteur de Chibougamau-Desmaraisville se situe à l'extrémité est d'une ceinture de roches volcanosédimentaires qui occupe la partie nord de la Sous-province de l'Abitibi. La stratigraphie du secteur de Chibougamau comprend deux cycles volcaniques, caractérisés par des suites de roches mafiques à felsiques, recouverts par un assemblage volcanosédimentaire (Allard et Gobeil, 1984; Daigneault et Allard, 1990). Dans la région du lac Shortt, Sharma et Gobeil (1987) subdivisent les roches archéennes en deux unités lithostratigraphiques: la Formation d'Obatogamau (Cimon, 1976) et la Formation du Ruisseau Dalime. La Formation d'Obatogamau inclut le membre de Wachigabeau, composé de roches pyroclastiques et de rhyolites. La Formation du Ruisseau Dalime, qui recouvre la Formation d'Obatogamau, est composée de roches pyroclastiques et de roches sédimentaires à débris volcaniques.

Géologie locale

Le gisement de Coniagas se situe à l'intérieur d'une séquence de coulées de laves de composition basaltique à andésitique et de roches pyroclastiques intermédiaires. La séquence encaissante comprend: 1) des tufs à lapillis massifs, à fragments de scorie; 2) des tufs fins lités; 3) des coulées et des brèches de coulées de basalte andésitique vésiculaire; 4) des tufs à lapillis massifs hôtes de la minéralisation; 5) des coulées coussinées et des brèches de coulées de basalte; 6) des tufs lités, généralement plus grossiers que ceux à la base de la séquence; 7) des tufs à lapillis et des brèches pyroclastiques stratifiées; et 8) des coulées et des brèches de coulées andésitiques localement porphyriques. La composition des roches volcanoclastiques associées au gisement de Coniagas suggère qu'elles pourraient appartenir à la Formation du Ruisseau Dalime.

L'assemblage de roches volcaniques est marqué par une seule phase de déformation importante. Régionalement, la schistosité suit la direction N235°E avec un pendage abrupt vers le nord. Sur le site de la mine, la stratification primaire (S₀) est orientée N230°E avec un pendage abrupt vers le NW. Une schistosité pénétrative, nommée S₁, est orientée N210°E avec un pendage de 60° à 70° vers le NW. La relation angulaire entre la schistosité et la stratification, combinée au sommet stratigraphique vers le sud, suggère la proximité d'une trace axiale synclinale au sud-est de la mine. L'assemblage de roches volcaniques encaissantes a subi un métamorphisme régional au faciès des schistes verts.

Modélisation du processus de formation du gisement

Plusieurs caractéristiques morphologiques et texturales suggèrent que les roches volcanoclastiques ont une origine pyroclastique:

- 1- l'abondance de fragments de scorie anguleux;
- 2- la stratification et le granoclassement des fragments dans les tufs à lapillis; et
- 3- la présence de fragments de cristaux de plagioclase et de quartz anguleux et l'abondance d'échardes de verre dans la matrice.

(1) Université du Québec à Chicoutimi

(2) Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec

Pour ces raisons, nous croyons que les roches sont composées essentiellement de matériaux pyroclastiques. La préservation des fragments de scorie et des échardes de verre volcanique dans les tufs à lapillis et les brèches pyroclastiques stratifiées suggère une activité volcanique contemporaine à la sédimentation (Fisher, 1984). Toutefois, un certain remaniement des fragments sans la destruction de ceux-ci est possible, comme par exemple dans une coulée de débris turbiditique.

Plusieurs caractéristiques des roches pyroclastiques suggèrent que les débris se sont accumulés à basse température et en milieu sous-marin. La nature non soudée des fragments de scorie et des échardes de verre indique une basse température de mise en place (Fisher et Schmincke, 1984). La présence de bordures de refroidissement sur certains fragments de scorie et le fait que l'assemblage de roches pyroclastiques repose sur, et est recouvert par, des coulées de laves coussinées, indiquent un milieu de mise en place sous-marin. La présence de fragments de scorie dans l'assemblage étudié indique une source dominée par des explosions volcaniques et l'abondance de ces fragments juvéniles suggère alors des éruptions de type phréatomagmatique (Easton et Johns, 1986).

En milieu sous-marin, les débris pyroclastiques provenant d'explosions volcaniques sont déposés de deux façons (Fisher, 1984): 1) par les retombées de matériaux en suspension, et 2) par les coulées pyroclastiques.

La retombée de matériaux en suspension produit des unités minces, triées et caractérisées par un granoclassement normal (Fisher, 1984). La séquence encaissante du gisement est composée en grande partie de débris plus ou moins bien triés, en lits épais, qui sont parfois caractérisés par un granoclassement normal ou inverse. Les tufs lités, de leurs cotés, sont généralement granoclassés de façon normale.

Ces caractéristiques suggèrent que les dépôts étudiés sont soit les produits d'éruptions volcaniques sous-marines, soit leurs équivalents resédimentés dans le même milieu. Il est important de noter que dans un milieu sous-marin, les dépôts primaires instables peuvent être resédimentés par des écoulements de masse et que les dépôts résultants possèdent essentiellement les mêmes caractéristiques que les dépôts primaires (Fisher, 1984).

Nous proposons un modèle qui comprend sept phases pour la formation du gisement de Coniagas (figure 1):

Phase 1 – Éruption hydromagmatique sous-marine, produisant une fontaine de lave (lava fountaining). Le centre effusif est entouré d'une carapace de vapeur

sous pression qui engendre la vésiculation du magma en grande profondeur. L'accumulation des débris pyroclastiques à proximité du centre volcanique et le transport des débris (plus ou moins simultanément) par des coulées turbiditiques de haute et faible densités produit, respectivement, les tufs à lapillis de scorie et les tufs fins lités (figure 1A).

Phase 2 – Dépôt des coulées et brèches de coulées de laves basaltiques-andésitiques (figure 1B).

Phase 3 – Accumulation de tufs à lapillis produit par la bréchification autoclastique ou hydroclastique de coulées de composition intermédiaire. Précipitation des sulfures massifs et altération des roches encaissantes par des fluides hydrothermaux déchargés à l'extérieur de l'axe du centre volcanique (figure 1C).

Phase 4 – Dépôt de coulées et brèches de coulée de basaltes-andésites coussinées (figure 1D).

Phase 5 – Éruption hydromagmatique entourée d'une carapace de vapeur (semblable à phase 1). L'accumulation des débris pyroclastiques et le transport de ceux-ci par des coulées turbiditiques de faible et haute densités produit, respectivement, les tufs lités et les tufs à lapillis stratifiés (figure 1E).

Phase 6 – Dépôt de coulées et brèches de coulées d'andésites porphyriques (figure 1F).

Phase 7 – Dépôt de coulées et de brèches de coulées felsiques à la fin du cycle volcanique (figure 1F).

Conclusions

Les travaux sur l'assemblage de roches volcaniques hôtes du gisement de sulfures massifs de Coniagas nous ont permis de mettre en évidence les éléments suivants:

- la nature des débris pyroclastiques suggère que ceux-ci proviennent d'éruptions volcaniques magmatiques ou phréatomagmatiques, ou d'un remaniement limité de ces dépôts primaires et que les roches volcanoclastiques de la séquence encaissante sont des roches pyroclastiques;
- la morphologie des débris volcaniques et leurs structures suggèrent que la séquence de roches pyroclastiques semble avoir été déposée à basse température dans un milieu sous-marin;
- la préservation de fragments de scorie et d'échardes de verre suggère que les débris pyroclastiques n'ont pas été remaniés de façon prononcée; et
- la présence de quelques structures de chenalisations et de granoclassement normal dans certains horizons de tufs lités et la présence de tufs à lapillis stratifiés suggèrent un remaniement par coulées turbiditiques.

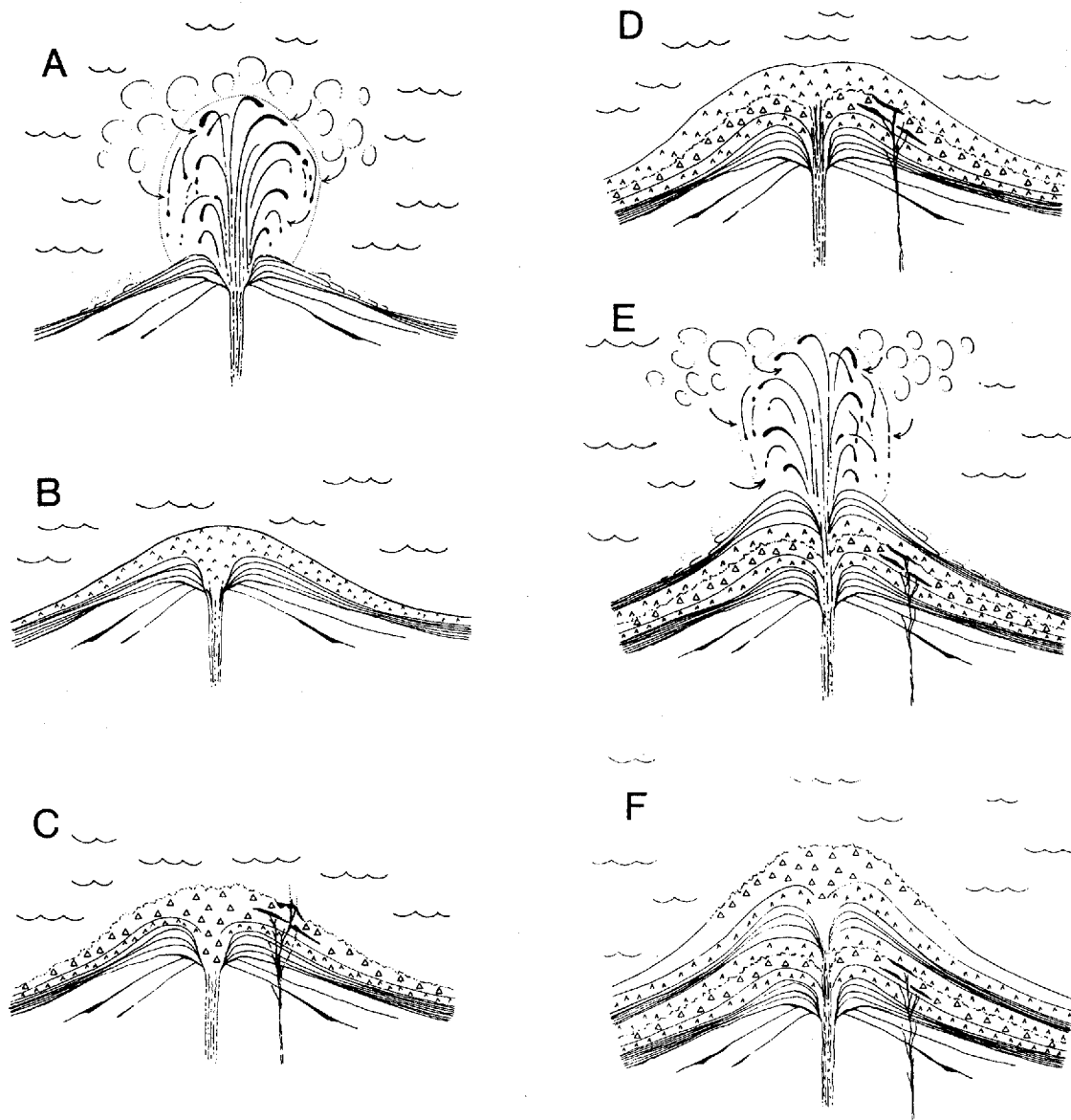


FIGURE 1 – Schéma du modèle de formation du gisement de Coniagas.

A) Éruption hydromagmatique sous-marine entourée d'une carapace de vapeur sous pression qui engendre la vésiculation du magma à grande profondeur. L'accumulation et le transport des débris pyroclastiques (plus ou moins simultanément) par coulées turbiditiques produit les tufs à lapillis massifs et tufs lités. B) Dépôt des coulées et brèches de coulées de laves basaltiques – andésitiques massives. C) Accumulation de tufs à lapillis massifs. Précipitation des sulfures massifs et altération des roches encaissantes par des fluides hydrothermaux déchargés à l'extérieur de l'axe du centre volcanique. D) Dépôt de coulée et brèche de coulée de basaltes – andésites coussinées. E) Éruption hydromagmatique (semblable à A). L'accumulation des débris pyroclastiques et le transport par des coulées turbiditiques produit les tufs lités et les tufs à lapillis stratifiés. F) Dépôt de coulées et de brèches de coulées d'andésites porphyriques et de laves felsiques à la fin du cycle volcanique.

Références

- ALLARD, G.O. – GOBEIL, A., 1984. – General geology of the Chibougamau region. *Dans*: Chibougamau : Stratigraphy and Mineralization (J. Guha et E.H. Chown, éditeurs). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; special volume n° 34, pages 5-19.
- CIMON, J., 1976 – Géologie du canton de Queylus (nord-est). Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire, DPV-439, 34 pages.
- DAIGNEAULT, R. – ALLARD, G.O., 1990 – Le Complexe du Lac Doré et son environnement géologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 89-03, 275 pages.
- EASTON, R.M. – JOHNS, G.W., 1986. – Volcanology and mineral exploration: The application of physical volcanology and facies studies. *Dans*: Volcanology and Mineral Deposits (J. Wood et H. Wallace, éditeurs). Ontario Geological Survey; miscellaneous paper 129, pages 2-40.
- FISHER, R.V., 1984 – Submarine volcanoclastic rocks. *Dans*: Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins (B.P. Kokelaar et M.F. Howells, éditeurs). Geological Society of London, Blackwell Scientific Publications, London; pages 5-27.
- FISHER, R.V. – SCHMINCKE, H.-U., 1984 – Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, New York; 528 pages.
- SHARMA, K.N.M. – GOBEIL, A., 1987 – Potentiel aurifère de la zone de cisaillement d'Opawica. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; carte non publiée, séminaire d'information 1987.

Altérations et aspects structuraux de la minéralisation aurifère à la mine Casa-Berardi Est

Pierre Pilote (1)

Introduction

Il existe à l'Archéen une relation spatiale bien établie entre les minéralisations aurifères et les grandes cassures régionales appelées zones de cisaillement, couloirs de déformation ou encore "breaks". Cette relation est d'ailleurs particulièrement bien illustrée dans la ceinture de l'Abitibi (voir entre autres Roberts, 1987; Colvine *et al.* 1988; Hodgson, 1989; Robert, 1990). Le couloir de déformation de Casa-Berardi (CCB) représente l'une de ces grandes cassures au comportement ductile-fragile d'envergure régionale. Il contient les gîtes aurifères de Casa-Berardi Est, Ouest et Centre qui se situent à 180 km au nord de Rouyn-Noranda (figure 1).

Deux autres couloirs de déformation ont été identifiés dans cette région (Pilote, 1988; Pilote *et al.*, 1990a). Il s'agit (1) du couloir de Boivin-Paradis (CBP), de direction est-ouest, d'extension latérale limitée et situé à la bordure d'une intrusion granitoïde; et (2) du couloir de Laberge (CL), qui représente une structure variant en orientation de NW à E-W et sécante au grain tectonique régional; ce dernier couloir déforme par contre un même empilement stratigraphique.

Géologie régionale

Le district minier de Casa-Berardi est localisé dans la partie ouest de la Sous-province de l'Abitibi de la Province du Supérieur. La plupart des lithologies rencontrées sont d'âge Archéen (figure 1). Le degré de métamorphisme est celui des schistes verts.

Les gisements Casa-Berardi sont contenus à l'intérieur d'une bande de roches sédimentaires et volcaniques, de 4 à 6 km de large et de direction E-W, située dans le tiers nord de la région de Casa-Berardi (figure 1). Cette bande, orientée parallèlement au CCB et aux systèmes régionaux de failles, appartient au Groupe de Taïbi (Latulipe, 1976). Elle se compose de formations de fer rubanées, de conglomérats, de grauweekes, de siltstones et de mudstones ainsi que d'interdigitations de volcanites mafiques à intermédiaires, porphyriques à cristaux de plagioclase et localement de quartz, d'affinité tholéiitique à calco-

alcaline (Pattison *et al.*, 1986; Verrault, 1989). L'extension latérale de cette bande sédimentaire est bien démontrée par la présence plus ou moins continue de formations de fer sur plusieurs dizaines de kilomètres sur les levés aéromagnétiques (Les Relevés Géophysiques, 1982; CGC, 1981). La bande de Dieppe (Lacroix *et al.*, 1990), située au SE de cette région (figure 1), est constituée principalement de basalte d'affinité tholéiitique, de filons-couches mafiques et ultramafiques et de minces intercalations de chert et de formations de fer rubanées au faciès oxyde (Pilote, 1988).

Géologie structurale

Le CCB est une structure de direction E-W reconnue sur une distance minimale de 80 km. Il juxtapose des ensembles lithostratigraphiques de nature sédimentaire et volcanique montrant des polarités localement opposées. Les principales caractéristiques du CCB sont: le développement d'une schistosité "Sc1" localement mylonitique transposant la stratification "So" et qui est plissée et déformée à son tour par un clivage "Sc2" de type pression-dissolution, le long de zones de forte déformation (figure 2); la répartition inégale de la déformation; et une déformation ductile très intense dans la partie centrale de ce couloir. Au sein du CCB se distingue la faille Casa-Berardi, une structure au comportement fragile dans laquelle le mouvement reconnu est inverse, la partie nord surmontant la partie sud (Pilote *et al.*, 1990a et 1990b). Cette faille représente un élément distinct associé probablement à la progression de la déformation dans le CCB. Elle recoupe les gîtes minéralisés et apparaît ainsi très tardive dans l'évolution géodynamique de ce couloir.

Minéralisations et altérations

Quatre générations de veines de quartz et de fractures ont été identifiées dans les gisements Casa-Berardi (figure 2). La majeure partie de la minéralisation aurifère économique est située dans le système de deuxième génération, contenu dans des zones de forte déformation qui se développent préférentiellement près des contacts entre des unités volcaniques-pyroclastiques et sédimentaires. Ce système se compose de filons de quartz mésothermaux (Roberts, 1987) communément rubanés. Ces veines occupent des zones de cisaillement à mouvement inverse, fortement

(1) Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec et Université du Québec à Chicoutimi

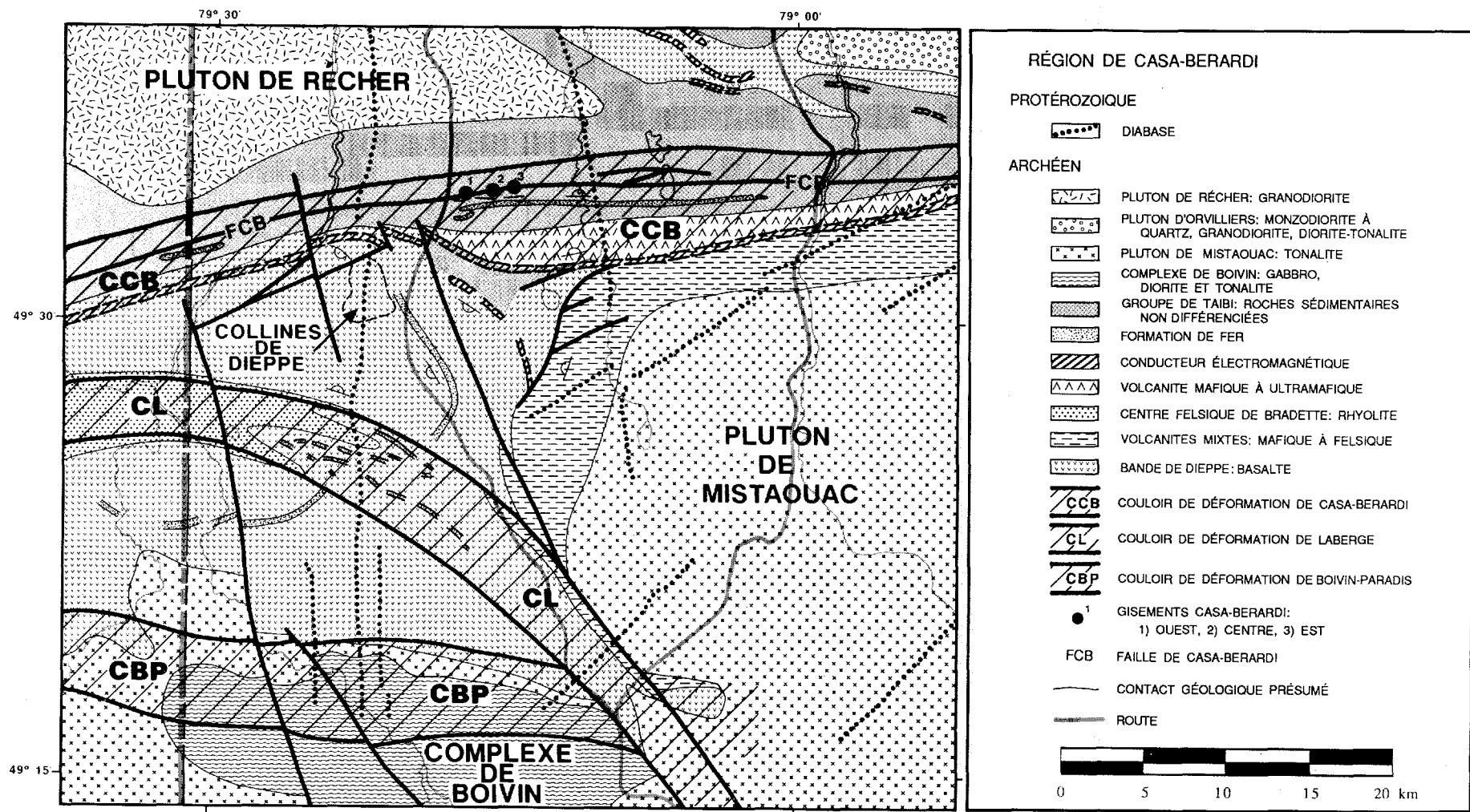


FIGURE 1 – Géologie simplifiée de la région de Casa-Berardi, modifiée de Pilote *et al.* (1990a). Les noms des principales unités lithostratigraphiques sont indiqués.

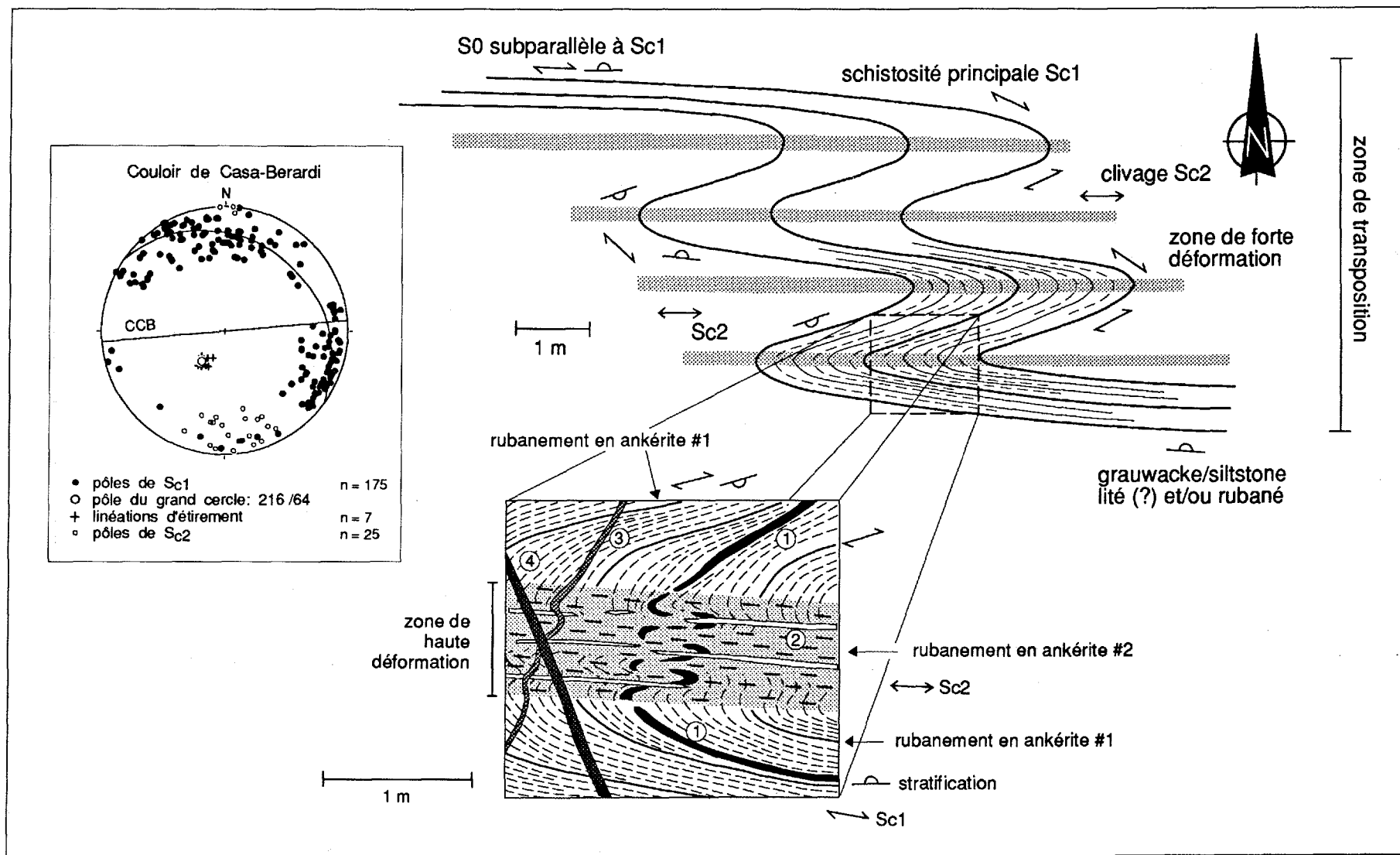


FIGURE 2 – Représentation simplifiée en plan d'une zone de forte intensité de déformation située à l'intérieur du couloir de déformation de Casa-Berardi (CCB). Quatre générations de veines de quartz, de (1) à (4), et deux générations de rubanement en ankérite sont identifiées. Les veines de quartz de la deuxième génération, contenant la plus grande partie de la minéralisation aurifère économique, présentent des évidences d'injections multiples (rubans de quartz) et du boudinage. Les veines de la première génération sont fortement plissées, boudinées et lacérées tandis que les veines des troisième et quatrième générations sont pratiquement non déformées. La stratigraphie S0 est subparallèle ou transposée à la schistosité Sc1 qui contient la première génération de rubanement en ankérite. Ces plans sont tous plissés par les plans Sc2 qui s'anastomosent entre eux selon une direction E-W. Le plongement de ces plis est généralement abrupt vers l'ouest. Les données du stéréonet ont été recueillies au niveau 100 de la mine Casa-Berardi Est. Cette reconstruction, modifiée de Pilote *et al.* (1990b), a été établie à partir d'un affleurement situé à 800 m au nord-est du gîte Casa-Berardi Est. Voir la description dans le texte pour plus de détails.

inclinées, inscrites à l'intérieur de zones de forte déformation situées à moins de 300 mètres de la faille Casa-Berardi. Des veines de quartz de tension, à faible pendage, se joignent localement à celles-ci (Pilote *et al.*, 1990b). Des réseaux de veines et d'épentes fortement silicifiées ainsi que des disséminations de sulfures le long de fractures sont également associés à la minéralisation.

Les veines de quartz localisées dans les zones de cisaillement sont de dimension variable, allant de quelques centimètres à plus de 3 m d'épaisseur par des dizaines de mètres en longueur. Les textures rubanées présentées par ces veines et les fragments d'épentes qu'elles contiennent soutiennent l'hypothèse d'ouvertures répétées et d'injections multiples (Sibson *et al.*, 1988) le long du contact encaissant-veine. Cette géométrie est compatible avec un raccourcissement horizontal d'orientation nord-sud. Les veines montrent aussi un boudinage plus ou moins prononcé. En section, le système principal de veines présente des motifs anastomosés et est nettement oblique à la schistosité S_{c1} . Les épentes en bordure des veines sont fortement déformées et prennent régulièrement l'aspect de schistes sur de grandes épaisseurs, particulièrement en bordure de la faille Casa-Berardi. Le clivage de pression-dissolution S_{c2} qui caractérise ces zones de déformation est subparallèle à ces veines. Ce clivage est responsable, entre autres, d'une forte désilicification à une échelle plus globale et d'une intense séricitisation, selon des calculs de bilan de masse (MacLean, 1988). À l'échelle du CCB les zones de forte déformation croissent en continuité, en épaisseur et en intensité en s'approchant de la faille Casa-Berardi (FCB). Ces zones présentent alors une déformation hétérogène anastomosée (Pilote *et al.*, 1990b).

Une zone d'altération hydrothermale précoce en carbonates (de types calcite-dolomite-ankérite) enveloppe la schistosité S_{c1} (figure 2), le long du CCB. La minéralisation aurifère et son cortège d'altérations sont par contre subparallèles au clivage S_{c2} (Pilote *et al.*, 1990b). Une deuxième génération de carbonate (type ankérite) associée à la zonation séricite-chlorite (la séricitisation étant généralement dominante immédiatement aux contacts des zones minéralisées) constituent les éléments planaires S_{c2} , associés à l'évolution de la déformation progressive dans le CCB. Les veines de tension de faible pendage et leur enveloppe de minéraux d'altérations sont d'autre part reprises par de faibles mouvements tardifs de type ductile-fragile à l'intérieur du CCB.

Ces observations suggèrent qu'une première altération hydrothermale en carbonate, de grande envergure et contenue dans les plans S_{c1} , est survenue avant la mise en place de la minéralisation aurifère. La plus grande part de la minéralisation aurifère de type veine

du gîte Casa-Berardi Est est subparallèle aux plans S_{c2} (figure 2) et non aux plans S_{c1} (Pilote *et al.*, 1990b). Schématiquement, les plans S_{c2} forment des zones perméables caractérisées par une forte déformation. Ces zones ont pu ultérieurement être colmatées de manière cyclique selon les endroits par le fluide transportant la minéralisation aurifère (Sibson *et al.*, 1988), soit les veines de quartz de la deuxième génération. Les minéraux d'altération liés à cette minéralisation représentent probablement les produits d'un "second" système hydrothermal, contemporain à tardif (syn- à tarditectonique) par rapport au développement de la déformation progressive dans le CCB (Pilote *et al.*, 1990a) et tardif par rapport au métamorphisme régional (Verrault, 1989). Ces observations appuient l'idée que l'activité du CO_2 a contribué durant une longue période au développement de certains faciès d'altérations ainsi qu'à la mise en place de l'or.

Conclusions

À la mine Casa-Berardi Est, la succession des différentes générations de veines stériles et minéralisées (figure 2), leur chronologie relative et les altérations hydrothermales associées illustrent l'évolution et la progression d'une déformation complexe et hétérogène dans le CCB et permettent d'estimer un âge relatif syn- à tarditectonique pour la minéralisation aurifère (Pilote *et al.*, 1990a et 1990b). Ce style de déformation et les minéralisations associées s'avèrent typique du développement des zones de déformation archéennes d'importance régionale.

Le clivage S_{c2} , de type pression-dissolution et subparallèle à la minéralisation aurifère, permet d'accommoder de manière efficace une grande partie de la déformation et du raccourcissement par élimination du matériel par mise en solution. Les distances de transport impliquées pour ce matériel demeurent spéculatives mais sont probablement, au minimum, d'un ordre de grandeur comparable à la dimension des gisements Casa-Berardi.

Références

- CGC, 1981 – Région de la rivière Turgeon (feuille 32/E), carte du champ magnétique total. Commission Géologique du Canada; carte 7098G (échelle 1:250 000).
- COLVINE, A. C. – FYON, J. A. – HEATHER, K. B. – MARMONT, S. – SMITH, P. M. – TROOP, D. G., 1988 – Archean lode gold deposits in Ontario. Ontario Geological Survey; MP 139.
- HODGSON, C. J., 1989 – The structure of shear-related, vein-type gold deposits: a review. *Ore Geology Review*; volume 4, pages 233-276.

- LACROIX, S. – SIMARD, A. – PILOTE, P. – DUBÉ, L.-M., 1990 – Regional geologic elements and mineral resources of the Harricana-Turgeon Belt, Abitibi of NW Quebec. *Dans*: La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois (éditeurs: M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard). L'Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial 43, pages 313-326.
- LATULIPPE, M., 1976 – The stratigraphic divisions of the Abitibi-Temiscamingue area of northwestern Quebec. Ministère des Richesses naturelles du Québec; unpublished maps (scale 1: 633 600).
- LES RELEVÉS GÉOPHYSIQUES, 1982 – Carte du champ magnétique total, régions de la rivière Turgeon et Joutel-Poirier. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 83-14, échelle 1:20 000.
- MACLEAN, W.H., 1988. Rare earth element mobility in altered rocks series. *Mineralium Deposita*; volume 23, pages 231-238.
- PATTISON, E. P. – SAUERBREI, J. A. – HANNILA, J. J. – CHURCH, J. H., 1986 – Gold mineralization in the Casa-Berardi area, Quebec, Canada. *Dans*: Proceedings of GOLD '86 (éditeur: A. J. Macdonald. Konsult International Inc., Toronto), pages 170-183.
- PILOTE, P., 1988 – Géologie de la région de Casa-Berardi, Dieppe, Collet et Laberge. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-43.
- PILOTE, P. – GUHA, J. – DAIGNEAULT, R. – ROBERT, F. – GOLIGHTLY, J. P., 1990a – Contexte structural et minéralisations aurifères des gîtes Casa-Berardi, Abitibi, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 27, pages 1672-1685.
- PILOTE, P. – GUHA, J. – DAIGNEAULT, R. – ROBERT, F. – CLOUTIER, J.-Y. – GOLIGHTLY, J. P., 1990b – The structural evolution of the Casa-Berardi East gold deposit, Casa-Berardi township, Quebec. *Dans*: La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois (éditeurs: M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard). L'Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial 43, pages 337-348.
- ROBERT, F., 1990 – An overview of gold deposits in the Eastern Abitibi belt. *Dans*: La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois (éditeurs: M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard). L'Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial 43, pages 93-106.
- ROBERTS, R. G., 1987 – Ore deposit models n°11. Archean lode gold deposits. *Geoscience Canada*; volume 14, pages 37-52.
- SIBSON, R. H. – ROBERT, F. – POULSEN, K. H., 1988 – High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*; volume 16, pages 551-555.
- VERRAULT, C., 1989 – Pétrologie et géochimie du gisement d'or Golden Pond East, Casa-Berardi, Abitibi, Québec, Canada. École Polytechnique de Montréal; mémoire de maîtrise non publié.

Étude structurale et métallogénique de la région de Belleterre, Témiscamingue

Ghislain Tourigny (1)

Introduction

Les travaux effectués au cours de l'été 1992 ont permis de réviser le feuillet 31M7/303 et la partie sud-ouest du feuillet 31M7/304. Le secteur couvert se situe dans la partie centre ouest du canton de Guillet où se retrouvent plus d'une vingtaine d'indices aurifères. Une cartographie à l'échelle du 1: 15 000 fut réalisée afin de déterminer le contexte tectono-stratigraphique de cette minéralisation et d'évaluer le potentiel métallifère pour les gisements de sulfures massifs volcanogènes.

Cadre géologique

La région de Belleterre se localise dans le centre sud de la Sous-province du Pontiac à l'intérieur du Bouclier canadien. Il s'agit d'un mince sillon de roches métasédimentaires et métavolcaniques de forme arquée qui se situe à environ 10 km au nord du Front de Grenville. Les roches métasédimentaires du Groupe de Pontiac forment une bande continue qui sépare ce sillon de roches vertes du Front de Grenville au sud. Toutes ces lithologies sont recouvertes en discordance par les métasédiments huroniens dans la partie ouest de la région.

Les roches supracrustales de la région de Belleterre forment une suite bimodale composée surtout de coulées de laves mafiques qui passent abruptement à des tufs de composition rhyolitique dans la partie sud de la région. Plusieurs filons-couches de gabbro et de diorite, ainsi que d'étroites bandes de tufs cherteux à magnétite sont intercalés dans les laves. Les roches de composition rhyolitique se composent principalement de tufs à lapillis et de lapillistone interlités de clayshale, et de siltshale et de minces coulées de laves mafiques aux morphofaciès coussinés et massifs. D'importants réseaux de dykes quartzofeldspathiques et de lamprophyres ultramafiques recoupent obliquement cet empilement volcanique. Toutes ces roches sont métamorphosées au faciès des schistes verts, bien défini par la présence de chlorite, de biotite et/ou d'albite dans la plupart des lithologies.

Géologie structurale

Les principaux traits structuraux des roches supracrustales de la région de Belleterre peuvent s'analyser en termes de deux incréments d'une même déformation progressive. L'incrément D₁ est caractérisé par une schistosité de flux pénétrante orientée E-W à NE-SW et fortement inclinée vers le S et le SE. Cette foliation contient une linéation minérale et d'étirement plongeant vers l'est et le sud-est à des angles très variables (~ 10-80°). Les plis P₁ se caractérisent par une surface axiale subparallèle à la direction générale de S₁. Les failles majeures, chronologiquement assignées à D₁, coïncident avec de fortes anomalies magnétiques orientées parallèlement au grain tectonique régional. Ces cassures sont marquées par une intensification de la schistosité régionale, par une forte linéation minérale subverticale et/ou par la présence de plis isoclinaux P₁ à leur bordure. À proximité des failles, il est commun d'observer que l'axe des plis P₁ plonge parallèlement aux linéations minérales et d'étirement suggérant ainsi qu'il s'agit de plis en fourreaux. La colinéarité entre ces axes de pli et les linéations subverticales est compatible avec la prédominance de mouvements subverticaux le long des failles majeures.

Le deuxième incrément de déformation D₂ est caractérisé par un clivage de crénulation S₂ orienté ENE-WSW et fortement incliné vers le sud. S₂ est coplanaire avec le plan axial d'un grand anclinal synforme plongeant fortement vers l'est. Cette flexure réoriente les lithologies et S₁ vers une attitude nord-sud dans sa zone de charnière mais n'a que peu d'influence sur l'arrangement stratigraphique interne de la séquence volcanique. Plusieurs zones de cisaillement ductile-fragile, subverticales et orientées E-W, NE-SW à NW-SE, peuvent être chronologiquement assignées à D₂.

Selon leurs caractéristiques stratigraphiques et de déformation interne, les roches métavolcaniques de la région peuvent se subdiviser en deux domaines lithotectoniques. Le domaine 1 occupe la partie nord du secteur et forme une séquence homoclinale faisant face au sud. Cet homoclinale sud est caractérisé par la

(1) Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec

prédominance d'une relation angulaire horaire entre S_1 et la surface de stratification S_0 . Cette relation géométrique est spatialement associée avec une asymétrie senestre des plis mésoscopiques P_1 affectant la stratification.

La limite sud du domaine 1 est marquée par une grande zone de faille inverse que nous dénommons la faille du Lac aux Sables. Cette cassure se localise au contact entre les roches mafiques de l'homoclinal sud, au nord, et les tufs rhyolitiques du domaine 2, au sud. Elle est définie par une zone d'intense déformation ductile où nous reconnaissons des évidences de transposition de la stratification. Au sud de cette faille, on observe une inversion des polarités stratigraphiques vers le nord à l'intérieur des tufs à lapillis. L'analyse structurale démontre que la distribution spatiale des lithologies du domaine 2 est principalement contrôlée par un système de plis isoclinaux P_1 . Ces flexures s'orientent parallèlement au grain tectonique régional, plongent fortement vers le sud-ouest et sont probablement reliées à un raccourcissement associé au chevauchement le long de la faille du Lac aux Sables.

Géologie économique

MINÉRALISATION AURIFÈRE

Les principaux indices aurifères de la région se localisent dans le domaine 1, au sein d'étroites bandes de déformation ductile-fragile orientées E-W et NW-SE à N-S. Deux types de zones de cisaillement ductile-fragile orientées E-W contiennent la minéralisation aurifère. Le *type 1* se développe à l'intérieur de lithologies homogènes et isotropes (gabbro-diorite non foliés) et se caractérise par une fabrique C-S bien développée. Le *type 2* se retrouve à l'intérieur des lithologies anisotropes (basalte-andésite cisailés) où le principal plan d'anisotropie coïncide avec la schistosité S_1 .

Selon leur sens de déplacement horizontal et leur composante de déformation interne, les zones de cisaillement de type 2 se subdivisent en deux principaux systèmes: (1) les bandes de contraction dextres et (2) les bandes d'extension senestres.

Les *bandes de contraction dextres* se regroupent en deux catégories géométriquement distinctes: a) des trains de plis asymétriques qui coïncident avec les flancs courts des plis dextres affectant S_1 , et b) des zones de cisaillement ductile composées de schistes à chlorite-muscovite ou de phyllonite.

Les *bandes d'extension senestres* sont coplanaires avec les bandes dextres et se composent de schiste à chlorite-muscovite et de minces niveaux de phyllonite. Ces bandes senestres sont caractérisées par une faible rotation anti-horaire de la schistosité interne et par la

présence de plis parasitiques en "Z" hérités du cisaillement dextre antérieur.

La coplanarité des zones aurifères dextres et senestres dans les roches anisotropes est interprétée comme le résultat d'une inversion du sens de cisaillement à leur bordure durant la déformation progressive non coaxiale.

Par ailleurs, plusieurs zones de cisaillement aurifères orientées N-S et NW-SE montrent un déplacement latéral dextre dominant avec une faible composante de mouvement inverse. Le développement de ces zones est contemporain avec la formation des bandes senestres E-W.

SULFURES MASSIFS

Certains secteurs possédant un potentiel de minéralisation en sulfures massifs volcanogènes ont été observés dans le domaine 2. Cette minéralisation est intimement associée aux tufs felsiques, aux sédiments argileux et aux laves mafiques cisailées où des anomalies électromagnétiques de type INPUT s'orientent NE-SW parallèlement aux bandes minéralisées et à la stratification. Le minerai se compose de pyrite (5-15 %), de sphalérite (1-3 %), de pyrrotite (1-2 %) et de chalcopryrite (~ 1 %). Ces sulfures se retrouvent sous forme disséminés ou en amas millimétriques à centimétriques. Une bande intensément minéralisée d'environ 12 mètres de largeur a été observée au contact des laves mafiques coussinées et des tufs rhyolitiques. Le contexte géologique de cette minéralisation est favorable à la présence de sulfures massifs volcanogènes. Les principaux métallotectes qui lui sont associés peuvent être énumérés comme suit: (1) présence de tufs à lapillis et de lapillistone de composition rhyolitique, (2) présence de coulées coussinées caractérisées par une pyritisation des bordures de coussins, lesquelles pourraient résulter d'exhalaisons fuméroliques, (3) présence de clayshale et de siltshale qui signifie une cessation temporaire de l'activité volcanique en milieu profond où avait lieu la déposition des sulfures et (4) présence d'anomalies électromagnétiques de type INPUT. Plusieurs analyses minéralogiques et géochimiques en cours permettront d'identifier le type d'altération hydrothermale et le contenu métallifère en Cu-Pb-Zn-Au-Ag des bandes minéralisées du domaine 2 et de leurs épontes.

Conclusions

1 – Les roches supracrustales de la région de Belleterre se subdivisent en deux domaines lithotectoniques séparés par une faille inverse: (1) un homoclinal sud et (2) une séquence plissée isoclinale dont l'arrangement stratigraphique interne est contrôlé par les plis majeurs P_1 ;

-
- 2 – Deux principales générations de zones de cisaillement aurifères orientées E-W sont identifiées dans l'homoclinal sud: (1) les bandes de contraction dextres et (2) les bandes d'extension senestres;
 - 3 – Le contexte géologique global du domaine 2 est favorable à la présence de gisements de sulfures massifs volcanogènes;
 - 4 – Tous les éléments structuraux observés aux échelles régionales et locales peuvent être inclus dans un même système de déformation qui a évolué à partir d'une composante de raccourcissement importante (D₁) vers une composante de cisaillement (D₂) dextre (D_{2A}) et, subséquent, senestre (D_{2B}).

Liste des panneaux présentés au séminaire d'information

- 1 : *Gîtologie du Terrane de Wakeham, Moyenne Côte-Nord*
Thomas Clark (MER)
- 2 : *Atlas des zones favorables à l'exploration : région de la Haute Côte-Nord*
Roch Gaudreau (MER)
- 3 : *Minéraux lourds de la Côte-Nord*
Pierre LaSalle (MER)
- 4 : *Géologie de la région de la rivière Sainte-Marguerite*
André Gobeil (MER)
- 6 : *Levé GEOTEM, région de la rivière Ronde*
Raymond Boivin (MER)
- 7 : *Évaluations stratigraphiques et géochimiques de gîtes sélectifs de calcaire et de dolomie des Basses-Terres du Saint-Laurent*
Allen A. Petryk (MER)
- 8 : *Études gîtologiques dans le district de Montréal*
Suzie Nantel (MER)
- 9 : *Gneiss et pegmatites à néphéline du réservoir Cabonga*
Solange Brunet et Jacques Martignole (U. de Montréal)
- 10 : *Géochimie des sédiments de ruisseau à l'est du réservoir Cabonga*
Jean Choinière (MER)
- 11 : *Inventaire des ressources en granulats de la région de l'Estrie-Beauce*
André Brazeau (MER)
- 12 : *Géologie et métallogénie de la région de Richmond*
Robert Marquis (MER)
- 13 : *Géologie de la région de Lac-Mégantic*
Daniel Lebel (MER), Alain Tremblay (CGQ)
- 14 : *Ceinture volcanique de Sutton-Richmond*
Laszlo Imreh (MER)
- 15 : *Les volcanites de Memphrémagog*
Laszlo Imreh (MER)
- 16 : *Le gîte polymétallique Dussault (SOQUEM), canton de Lapeyrère, Grenville*
Louis R. Bernier (Polytechnique) et Claude Hébert (MER)
- 17 : *Géologie du Grand lac Bostonnais (SNRC 31 P/16)*
Serge Perreault (MER)
- 18 : *Corridor de déformation du lac Métabetchouane*
Serge Perreault (MER)

-
- 19 : *Structure et métallogénie, faille de Grand Pabos–Ristigouche, région de Matapédia (Gaspésie et Bas-Saint-Laurent)*
Michel Malo et Chantal Pelchat (INRS)
- 20 : *Intégration d'images radar et géoscientifiques ... vers de nouvelles cibles d'exploration minière. (Gaspésie et Bas-Saint-Laurent)*
Michel Rhéault (MIR-Téledétection)
- 21 : *Carrières du Bas-Saint-Laurent-Gaspésie*
Gaétan Lachambre et Henri-Louis Jacob (MER)
- 22 : *Synthèse géologique au 1 : 10 000, région de Patapédia–Matapédia–Ristigouche (Gaspésie et Bas-Saint-Laurent)*
Serge Lachance (MER)
- 23 : *Nouvelle carte géologique de la Gaspésie et carte géotouristique*
Daniel Brisebois *et al.* (MER)
- 24 : *Programme d'assistance financière à la prospection minière dans l'Est du Québec*
Louis Caron et Jean-William Colas (MER)
- 25 : *Association des prospecteurs gaspésiens (APG)*
- 26 : *Production des métaux au Québec (par substance et par année)*
Luben Avramtchev (MER)
- 27 : *Production des minéraux au Québec (par substance et par année)*
Luben Avramtchev (MER)
- 28 : *Nouveaux concepts d'interprétation structurale dans l'ouest grenvillien au Québec*
Kamal N. M. Sharma (MER)
- 29 : *Les carothèques du Nord-Ouest*
Joslyne Rioux (MER)
- 30 : *Couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi*
Réal Daigneault et Jean-Yves Labbé (MER)
- 31 : *Potentiel en pierre de taille dans le Nord-Ouest*
Marc Beaumier (MER)
- 32 : *Géochronologie de la région de Val-d'Or*
Nuno Machado (GEOTOP) et James Moorhead (MER)
- 33 : *Division de Rouyn-Noranda*
Pierre Verpaelst, Jean Goutier, Sylvain Lacroix, Mario Melançon (MER)
- 34 : *Synthèse structurale : segment nord-ouest de l'Abitibi*
Sylvain Lacroix (MER)
- 35 : *Zone de déformation de Porcupine-Destor*
Jean Goutier (MER)
- 36 : *Le groupe de Blake River dans le canton de Hébécourt*
Pierre Verpaelst (MER)
- 37 : *Lithoprobe: levé de réflexion sismique à haute résolution de la ligne 21-1, Groupe de Blake River*
Le groupe de travail du Blake River (MER)
- 38 : *Étude structurale et métallogénique de la région de Belleterre, Témiscamingue*
Ghislain Tourigny (MER)

-
- 39 : *Nouvelles données géophysiques et géochimiques, région de Belleterre-Ville-Marie*
Marc Beaumier et Denis-Jacques Dion (MER)
- 40 : *Géochimie des sédiments de ruisseaux, lac Kipawa*
Marc Beaumier (MER)
- 41 : *Métallogénie de l'or à Rouyn-Noranda : évidences d'une histoire hydrothermale complexe*
Jean-François Couture (MER)
- 42 : *Géologie de la mine Bousquet 2*
Nicholas Teasdale (Polytechnique et MER)
- 43 : *Faits saillants du district minier de Val-d'Or, 1991-1992*
Chantal Dussault (MER)
- 44 : *Géologie du canton de Desjardins, projet Lebel-sur-Quévillon*
Mario Joly, Jean-Yves Labbé (MER)
- 45 : *Révision de la géologie de la région de Val-d'Or*
Jean-Philippe Desrochers, Claude Hubert, Pierre Pilote, John Ludden (U. de Montréal et MER)
- 46 : *Révision cartographique dans la Province de Grenville à l'est de Senneterre*
Réjean Girard (MER et UQAC)
- 47 : *Le prolongement des ceintures volcaniques archéennes dans le parautochtone grenvillien : une nouvelle cible pour l'exploration minérale*
Réjean Girard, James Moorhead (MER et UQAC)
- 48 : *Géologie et métallogénie de la ceinture pyroclastique centrale, Val-d'Or*
Francis Chartrand, James Moorhead (MER)
- 49 : *Lithogéochimie des assemblages volcaniques du dépôt de sulfures massifs de Grevet, région de Lebel-sur-Quévillon*
Jean Lacroix, Pierre Verpaelst, Francis Chartrand, Réal Daigneault (MER et UQAC)
- 50 : *Modélisation géochimique du processus minéralisateur aurifère à la mine Sigma*
Luc Corrivaux, Alex C. Brown (Polytechnique)
- 51 : *Modélisation métallogénique des gisements d'or filonien et des gisements de sulfures massifs volcanogènes, cantons de Bourlamaque et de Louvicourt, Val-d'Or*
Cécilia Jenkins et Alex C. Brown (Polytechnique)
- 52 : *Chibougamau (32 G/16), une région à redécouvrir*
Denis-Jacques Dion et Rémy Morin (MER), Pierre Keating (CGC), Réal Daigneault (UQAC), Marc Beaumier (MER), Michel Allard (URSTM)
- 53 : *Les activités d'exploration minérale du district de Chibougamau*
Rémy Morin (MER)
- 54 : *Couverture géoscientifique de la région de Chibougamau (32 G)*
Denis-Jacques Dion, Rémy Morin et Marc Beaumier (MER)
- 55 : *Couverture géochimique, région 32 G*
Marc Beaumier (MER)
- 56 : *Frotet-Troilus est, phase 2*
Charles Gosselin (MER)
- 57 : *Synthèse géologique et métallogénique du segment Caopatina-Desmaraisville*
Martin Simard et Claude Dion (MER)

- 58 : *Les gisements de type "Cu - Au porphyriques" de la région de Chibougamau*
Pierre Pilote (MER)
- 59 : *Utilisation de la méthode magnétotellurique en exploration minérale, projet Waconichi*
Michel Chouteau et Ping Zhang (Polytechnique), Denis-Jacques Dion et Rémy Morin (MER)
- 60 : *Gîtologie du gisement Coniagas*
Pierre Doucet, Wulf Mueller (UQAC)
- 61 : *Données géochimiques digitales (BADGEQ)*
François Kirouac, Michel Leduc (MER)
- 62 : *Données lithogéochimiques digitales (BAROQ)*
François Kirouac, Michel Leduc (MER)
- 63 : *Définition des terranes par lithogéochimie; province de Grenville, à l'est de Val-d'Or*
Marc R. Laflèche (CGQ-INRS), Tyson C. Birkett (CGQ-CGC), Réjean Girard (MER), James Moorhead (MER)
- 64 : *Le groupe de Trenton (fin de l'Ordovicien moyen à Ordovicien supérieur), sud du Québec : la disparition tectonique d'une plate-forme à carbonates*
Denis Lavoie (CGQ-CGC)
- 65 : *Phénomènes magmatiques intracrustaux dans la Ceinture métasédimentaire du Québec et leur signification*
Louise Corriveau (CGQ-CGC), Pierrette Tremblay (CGQ-INRS), David Morin et Guillaume Couture (U. Laval), Katherine Boggs (UQAC)
- 66 : *Prospection glacio-sédimentaire dans les Appalaches : géochimie des tills*
André Doiron et Eric Boisvert (CGQ-CGC)
- 67 : *Les formations superficielles de la région de Salluit (35 G et 35 J) et de Kangiqsujuaq (25 E partie ouest, 35 I et 35H)*
Robert-André Daigneault (CGQ-CGC)
- 68 : *Effondrement d'extension postacadien de l'orogène appalachien et formation du bassin des Maritimes*
Grégory Lynch et Christian Tremblay (CGQ-CGC)
- 69 : *Diagenèse des carbonates et minéralisations de Pb-Zn en encaissant sédimentaire*
Francine Fallara (U. Laval), Suzanna Paradis et Martine Savard (CGQ-CGC)
- 70 : *Analyse structurale et métamorphique du groupe de Shickshock en Gaspésie septentrionale*
Geneviève E. Camiré (CGQ-CGC), Michel Malo (CGQ-INRS) et Alain Tremblay (CGQ-INRS)
- 71 : *Écoulements tardiglaciaires et sédimentation glacio-marine et marine dans la région de la Petite rivière de la Baleine, Québec nordique*
Michel Parent et Serge Paradis (CGQ-CGC)
- 72 : *Géochimie et pétrogénèse des roches basaltiques alcalines du Protérozoïque supérieur au Cambrien supérieur dans la zone Humber, Appalaches du Québec*
Marc R. Laflèche, Kees Schrijver et Alain Tremblay (CGQ-INRS)
- 73 : *Analyse des trajectoires structurales : régions de Trois-Rivières (31 I), La Tuque (31 P), Roberval (32 A) et Rivière Mistassini (32 H)*
Léopold Nadeau et Pierre Brouillette (CGQ-CGC)
- 74 : *Contexte géologique de la chromitite de Hall*
Jean Bédard (CGQ-CGC), Y. Morin et Réjean Hébert (U. Laval)
- 75 : *Évolution diagénétique des réservoirs gaziers dans la région de Saint-Flavien, Québec*
Rudolf Bertrand (CGQ-INRS), Martine Savard (CGQ-CGC)

- 76 : *Commission géologique du Canada (publications).*
- 77 : *Association des prospecteurs du Québec (APQ)*
- 78 : *Conseil régional du développement de l'Estrie (CRDE)*
Roger Laliberté et Jean Bernard (CRDE)
- 79 : *Association minière du Québec (AMQ)*
- 80 : *Club de minéralogie de Montréal*
- 81 : *Association professionnelle des géologues et géophysiciens du Québec (APGGQ)*
- 82 : *Université Laval*
- 83 : *Université McGill*
- 84 : *Université de Montréal, Département de géologie*
- 85 : *École Polytechnique, génie géologique*
- 86 : *École Polytechnique, recherches en géophysique*
- 87 : *Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)*
- 88 : *Centre d'étude sur les ressources minérales (CERM)*
- 89 : *Du nickel et du graphite dans les Torngats, au Nouveau-Québec, phase 2 V.*
Bodycomb, N. Goulet (UQAM)
- 90 : *Centre de diffusion*
- 91 : *Carte géologique : péninsule de la Gaspésie (DV 91-21)*
- 92 : *Aperçu géologique des Basses-Terres du Saint-Laurent (GT 88-03)*
- 93 : *Lac Quévillon : carte du gradient magnétique vertical calculé (DV 90-19)*
- 94 : *Lac Quévillon : carte du champ magnétique total résiduel (DV 90-19)*
- 95 : *Volet promotion-éducation : un aperçu des documents pour tous*
Luc Charbonneau (MER)
- 96 : *Au Centre de recherches minérales (CRM), vos besoins, nos priorités*
- 97 : *SIGÉOM–SIGÉOM–SIGÉOM–SIGÉOM*
- 98 : *Service de la statistique (MER)*

APG	Association des prospecteurs gaspésiens	MER	Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec
APQ	Association des prospecteurs du Québec	SGNO	Service géologique du Nord-Ouest
CGC	Commission géologique du Canada	SGQ	Service géologique de Québec
CGQ	Centre géoscientifique de Québec	SIGÉOM	Système d'information géominière du Québec
CRM	Centre de recherches minérales	UQAC	Université du Québec à Chicoutimi
INRS	Institut national de la recherche scientifique	UQAM	Université du Québec à Montréal
IREM	Institut de recherche en exploration minérale (Université McGill, Université de Montréal, École Polytechnique)	URSTM	Unité de recherche et de service en technologie minérale (Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue)



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

