

# MB 94-02

GEOLOGIE DU SECTEUR DU LAC SOUFFLOT, REGION DE TEMISCAMINGUE

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



Licence

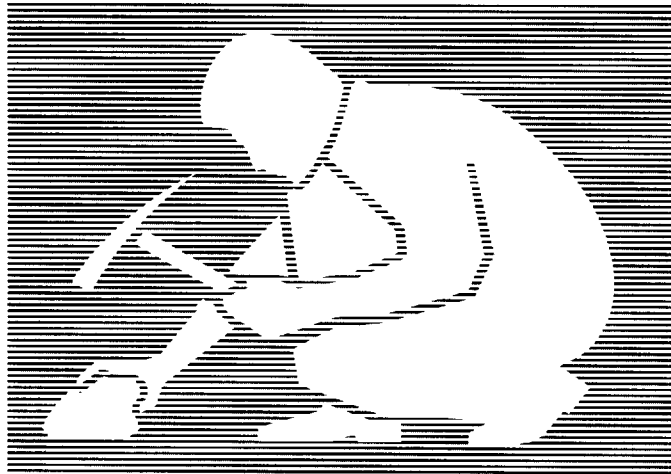
Cette première page a été ajoutée  
au document et ne fait pas partie du  
rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources  
naturelles

Québec 

# Géologie du secteur du lac Soufflot, région de Témiscamingue

Ghislain Tourigny  
Jean Goutier



Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit soumis par l'auteur sauf pour une mise en page sommaire destinée à assurer une qualité convenable de reproduction. Le manuscrit a cependant fait l'objet d'une lecture critique et de commentaires à l'auteur de la part de Jean-Yves Labbé et Alain Simard avant la remise de la version finale au ministère.

**MB 94-02**

**1994**



Gouvernement du Québec  
Ministère des Ressources naturelles  
Secteur des mines

## Table des matières

	Page
<b>Introduction</b> . . . . .	2
<b>Groupe de Belleterre</b> . . . . .	2
<b>Groupe de Pontiac et intrusions</b> . . . . .	3
<b>Métamorphisme</b> . . . . .	4
<b>Géologie structurale</b> . . . . .	4
Stratification . . . . .	5
Éléments structuraux reliés à $D_1$ . . . . .	5
Éléments structuraux reliés à $D_2$ . . . . .	7
Éléments structuraux reliés à $D_3$ . . . . .	7
Failles régionales . . . . .	8
<b>Géologie économique</b> . . . . .	9
<b>Remerciements</b> . . . . .	10
<b>Références</b> . . . . .	10
<b>Hors-texte :</b>	
Cartes 1 : 20 000, feuille 1 de 1	
Géologie de la région du lac Soufflot	
SNRC 31m/07	

## INTRODUCTION

La présente carte géologique préliminaire illustre les données recueillies lors de la phase 2 d'une étude structurale et métallogénique des métavolcanites du Groupe de Belleterre au Témiscamingue (voir Tourigny, 1993). La région du Lac Soufflot couvre une superficie d'environ 68 km<sup>2</sup> dans les cantons de Guillet et des Musseaux et se délimite par les longitudes 78°37'30" et 78°30'00" et par les latitudes 47°26'15" et 47°22'30". Cette carte représente le feuillet 31M07-100-0304 du découpage SNRC et chevauche partiellement la limite est de notre carte précédente (voir Tourigny, 1993). Les roches supracrustales de la région font partie de la ceinture de roches vertes archéennes d'Angliers-Belleterre et se situent à l'intérieur de la sous-province du Pontiac du Bouclier Canadien. À sa limite sud-est, ce mince sillon métavolcanique est séparé du Front de Grenville par les métasédiments du Groupe de Pontiac, lui-même recoupé par plusieurs intrusions granitiques.

## GROUPE DE BELLETERRE

Selon leurs caractéristiques stratigraphiques et structurales, les métavolcanites du Groupe de Belleterre se subdivisent en deux domaines lithotectoniques: I. une séquence mafique peu déformée et II. une séquence plissée où la distribution spatiale des lithologies est contrôlée par un système de plis isoclinaux et par des phénomènes de transposition reliés à la dilacération des flancs et des charnières de ces plis.

La séquence mafique se compose principalement de basaltes massifs et coussinés, métamorphisés au faciès des schistes verts (Tourigny, 1993). Cette séquence représente la prolongement vers l'est de l'homoclinal sud de Tourigny (1993). Ces roches sont intercalées d'importants filons-couches de gabbro et recoupées par plusieurs générations de dykes de lamprophyres, de dykes quartzo-feldspathiques (Auger, 1952; Rive, 1974), et par un pluton de monzodiorite syn-tectonique s'apparentant à la suite F de Rive **et al.** (1990).

Une bande de basaltes gloméroporphyriques à plagioclase marque la limite sud de la

séquence mafique. Cette unité repère, dont la puissance varie entre 5 à 600 mètres, se suit sur une distance d'environ 6.5 km. Elle se compose de coulées massives et coussinées qui arborent une teinte rouille en patine et vert moyen en cassure fraîche. La roche se compose de 10 à 50% de phénocristaux blanchâtres de plagioclase (0,5 à 3 cm) contenus dans une mésostase schisteuse. Cette unité est caractérisée par l'abondance de pyrrhotite (2 à 25%) laquelle est accompagnée par des traces de pyrite, de chalcopryrite et de limonite. La présence de ces sulfures est responsable de la coïncidence entre cette unité et une forte anomalie linéaire de type INPUT sur la carte aéromagnétique 31M07-200-202 (voir DP-857).

La séquence plissée borde l'unité mafique au sud et à l'est: elle forme une bande de 1 à 1.5 km de largeur coïncée entre la Faille du Lac aux Sables (voir Tourigny, 1993) et le contact volcano-sédimentaire Belleterre/Pontiac. Cette bande de roches se compose surtout de tufs à lapilli, de lapillistone felsiques, et de mudrock graphiteux intercalés de coulées de basalte et de filons-couches de gabbro.

Quelques minces horizons de grès appartenant au Groupe de Pontiac sont observées à l'intérieur de la séquence plissée. Ces lentilles sont discontinues et pourraient correspondre à des copeaux transposés dans la séquence volcanique.

Le traitement des analyses géochimiques démontre que les roches effusives et explosives du Groupe de Belleterre appartiennent à une séquence bimodale où les compositions basaltique, rhyodacitique et rhyolitique dominent nettement. Les basaltes sont d'affinité tholéiitique alors que les volcanoclastites felsiques sont plutôt d'affinité calco-alcaline (Tourigny, 1993).

### **GROUPE DE PONTIAC ET INTRUSIONS**

Quelques affleurements des métasédiments du Groupe de Pontiac ont été observés dans les parties sud-est et est de la région. Ces métasédiments se composent de lits de grès et d'étroits niveaux argileux.

Par ailleurs, plusieurs intrusions de composition monzonitique à granodioritique recoupent

ces métasédiments. Ces roches appartiennent à la Suite H de Rive **et al.** (1990). La plupart de ces faciès montrent une foliation minérale orientée parallèlement à la schistosité régionale ce qui suggère que les intrusions ont subies les effets de la déformation régionale et sont probablement syn-tectoniques.

### **MÉTAMORPHISME**

Le métamorphisme régional est celui du faciès des schistes verts tel qu'indiqué par la paragenèse actinote-albite-chlorite dans la plupart des lithologies du Groupe de Belleterre et par la présence de chlorite et de biotite dans les sédiments du Pontiac. En bordure des massifs intrusifs, l'actinote des basaltes se transforme en hornblende à l'intérieur des auréoles de métamorphisme de contact. Dans les zones de déformation à forte anisotropie, il est commun d'observer un métamorphisme rétrograde correspondant à la chloritisation des amphiboles et à la carbonatation et la séricitisation du plagioclase (Tourigny et al., 1991). Certaines zones de cisaillement aurifères montrent également une sévère pyritisation et une biotitisation.

### **GÉOLOGIE STRUCTURALE**

Le grain structural de la région résulte de la superposition de trois phases de déformation identifiées comme D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub> et D<sub>3</sub>. Les plis P<sub>1</sub>, reliés à la première phase, sont surtout concentrés à l'intérieur de la séquence plissée. Aucun pli P<sub>1</sub> majeur n'a été identifié dans la séquence mafique. D'autre part, les plis P<sub>2</sub> sont plus évidents dans la partie sud-est de la carte à l'intérieur des sédiments du Pontiac.

Les deux failles majeures de la région sont attribuées à la première phase de déformation puisque l'attitude des linéations d'étirement et de la foliation en bordure de ces failles est analogue aux éléments structuraux D<sub>1</sub> observées dans les roches adjacentes moins déformées.

La structure dominante de la région correspond au pli P<sub>3</sub> orienté NW-SE. Cette macroflexure réoriente toutes les structures D<sub>1</sub> et D<sub>2</sub>. Dans son segment nord-ouest, ce pli représente un anticlinal déjeté plongeant à environ 57° vers l'est. Par contre, dans son segment

sud-est, il correspond à un grand synforme anticlinal déjeté vers le nord et plongeant vers l'ouest tel que l'indique le déversement des strates sur son flanc nord-est. Ce changement d'attitude parallèle à sa trace axiale serait le résultat de la mise en place du pluton du Lac Carrière.

### Stratification

La qualité de la surface de stratification  $S_0$  est très variable sur le terrain. À l'intérieur de la séquence mafique, elle est communément observée au contact entre les morphofaciès massifs, coussinés et bréchiqes et également à l'intérieur des quelques minces horizons de volcanoclastites et de sédiments argileux. Les polarités stratigraphiques observés dans cette séquence pointent toujours vers le sud et l'est.

Par ailleurs, les tufs à lapilli et les lapillistones de la séquence plissée montrent un litage souligné par l'alternance de lits grossiers et fins. Dans ce domaine, la forte intensité de déformation est responsable de la variation de l'attitude de  $S_0$ . Sur les flancs longs des plis, cette surface est subparallèle au grain tectonique régional alors que dans les zones de charnière elle est presque perpendiculaire à cette surface.

À l'intérieur des métasédiments du Pontiac,  $S_0$  est généralement bien préservé. Les lits de grès, présentent parfois un granoclassement normal qui indique des sommets stratigraphiques faisant face au sud et à l'est près du contact Belleterre/Pontiac.

### Éléments structuraux reliés à D1

Les éléments structuraux reliés à D1 sont définis par une schistosité régionale  $S_1$ , par un système de plis  $P_1$ , par les axes de ces plis et les linéations d'intersection  $L_{0-1}$ , et par les linéations minérales et d'étirement  $L_1$ . La surface  $S_1$  s'observe sur la majorité des affleurements. Elle est définie par la surface d'aplatissement des coussins dans les métavolcanites et par l'aplatissement des fragments de roches dans les volcanoclastites. Cette surface est essentiellement subparallèle à  $S_0$  sur les flancs longs des plis  $P_1$ ; elle est coplanaire au plan axial de ces plis.

La schistosité  $S_1$  régionale représente également la surface planaire prédominante à l'intérieur des métasédiments du Pontiac. Elle montre la même attitude que la schistosité régionale ( $S_1$ ) observée dans les métavolcaniques. Par contre, il arrive d'observer dans ces sédiments, une foliation subhorizontale recoupée par  $S_1$  régional. Cette foliation subhorizontale semble toutefois avoir peu d'influence sur la distribution spatiale des lithologies du Pontiac. Elle est presque complètement oblitérée et transposée par  $S_1$ .

Les seuls plis  $P_1$  observés dans la séquence mafique consistent en des plis dextres développés au nord de la faille du Lac aux Sables. Ces plis dextres plongent de 45 à 70° vers le sud-ouest et sont colinéaires avec la linéation d'intersection  $L_{0-1}$ .

Par ailleurs, dans la zone plissée, les inversions de polarité stratigraphique dans les tufs révèlent la présence de trois grands plis majeurs  $P_1$  à l'ouest du Lac Caribou. Ces plis représentent la prolongation vers le nord-est des flexures reconnues dans la séquence plissée décrite par Tourigny (1993). Ils forment une série d'anticlinaux et de synclinaux droits, fermés à isoclinaux et plongent fortement vers le sud-ouest.

La séquence plissée se caractérise également par la présence d'une série de plis parasitiques  $P_1$  dont la surface enveloppante s'oriente NO-SE à nord-sud, de manière oblique aux failles de bordure. Ces plis serrés à isoclinaux plongent fortement vers l'ouest parallèlement aux linéations minérales. Cette relation suggère qu'il pourrait s'agir de plis en fourreaux. Ces flexures sont surtout développées au contact entre les lithologies à contraste de compétence marquée tel que les lits de tufs felsiques et de sédiments argileux. Localement, on observe une forte dilacération des flancs et des charnières de plis isoclinaux parallèlement à la schistosité  $S_1$ . Cette transposition résulte en un litage tectonique parallèle à  $S_1$ .

Les linéations minérales et d'étirement  $L_1$  sont définies respectivement par l'élongation des phyllosilicates et des amphiboles et par l'étirement des coussins et des vésicules dans les laves ou par celle des fragments dans les roches pyroclastiques. Ces linéations sont fortement plongeantes et sont généralement parallèles aux axes des plis  $P_1$ .



### Éléments structuraux reliés à D2

Les éléments structuraux reliés au deuxième événement de déformation sont représentés par un clivage de crénulation  $S_2$ , par les plis  $P_2$  et par les linéations d'intersection  $L_2$  ( $L_{0-2}$  et  $L_{1-2}$ ; Tourigny, 1993). Les éléments structuraux D2 ne sont pas abondants dans les métavolcaniques de la région et sont plus souvent observés dans les métasédiments du Pontiac. La surface  $S_2$  est un clivage de crénulation orienté parallèlement aux surfaces  $S_0$  et  $S_1$  et ne s'observe qu'aux endroits où son obliquité avec ces surfaces s'approche de l'orthogonal.  $S_2$  s'oriente ENE et s'incline plus de  $80^\circ$  vers le sud. Un seul pli  $P_2$  est observé dans le Pontiac au sud du Lac Soufflot. Cette flexure replisse  $S_0$  et  $S_1$  en un grand synforme droit plongeant  $55^\circ$  vers le sud-ouest. Sa fermeture vers le nord-est suggère que cette flexure  $P_2$  pourrait représenter la contrepartie de l'anticlinal de Belleterre identifiée plus à l'ouest (voir Tourigny, 1993).

### Éléments structuraux reliés à D3

La troisième génération de structures, D3, consiste en une mégaflexure synforme  $P_3$  que nous dénommons le synforme du Lac Soufflot. Ce grand pli d'ordre macroscopique est responsable du changement d'attitude du grain tectonique régional qui passe de ENE à nord-sud de part et d'autre de sa trace axiale. Cette flexure ouverte se poursuit vers le nord-ouest bien au-delà du secteur du Lac Soufflot et est responsable de la forme arquée de la ceinture de roches verte de Belleterre. Dans la région cartographiée, nous avons observé qu'un étroit segment de la zone de charnière. Au nord-ouest de notre carte géologique, les données indiquent une plongée de  $57^\circ$  vers l'est. Par contre, dans la portion centrale de la présente carte, les pôles des plans de  $S_0$  et  $S_1$  indiquent une plongée locale orientée à  $247^\circ, 77^\circ$  vers l'OSO. Cette attitude démontre bien que les strates sont déversées dans ce secteur et qu'il y a un changement majeur de l'attitude du pli  $P_3$  parallèlement à sa surface axiale.

### Failles régionales

Deux grandes failles régionales traversent la région du sud-ouest vers le nord-est. La première cassure limite la séquence mafique au sud et coïncide avec la prolongation vers l'est de la Faille du Lac aux Sables (voir Tourigny, 1993). La seconde faille longe le contact volcano-sédimentaire Belleterre/Pontiac au sud et représente la prolongation vers le sud d'une grande faille identifiée plus au nord dans la région de Laforce.

Les relations géométriques entre le plissement en Z de la Faille du Lac aux Sables et les plis dextres  $P_1$  adjacents demeurent encore ambiguës. Dans les deux cas,  $S_1$  semble axial aux flexures dextres suggérant ainsi que la Faille du Lac aux Sables pourrait être plus ancienne que la déformation régionale D1. Si tel est le cas, cette faille devrait représenter une surface de décollement subhorizontale à l'origine et subparallèle à  $S_0$ . On peut supposer qu'elle fut subséquentement subverticalisée et plissée par la suite.

Sur le terrain, les failles sont principalement marquées par une intensification de la schistosité régionale  $S_1$ , à leur bordure et par une forte transposition de la surface de stratification parallèle à cette schistosité. L'angle observé entre  $S_1$  et les failles principales est de façon générale très faible et aucun mouvement subhorizontal ne peut être observé. Par contre, dans la partie nord du Lac Soufflot, des rotations antihoraires de  $S_1$  suggèrent qu'un mouvement latéral senestre a pu être actif le long de la Faille du Lac aux Sables. De leur côté, les linéations d'étirement sont toujours fortement inclinées à l'intérieur de  $S_1$  et plongent parallèle à la ligne de pendage maximum mesurée dans cette surface. Cette relation indique que le déplacement principal le long de ces cassures est vertical et probablement inverse.

Le déversement des volcanites du Belleterre sur les métasédiments du Pontiac semble le résultat du grand pli  $P_3$  et de la mise en place des intrusions. Par contre si on enlève ces effets et que l'on déplisse le  $P_3$ , on observe alors que le Pontiac repose en contact de faille sur le Belleterre (Goutier et Tourigny, 1994). Avec les données recueillies sur tout l'ensemble de la ceinture, il semble que les métasédiments auraient été chevauchés vers le sud sur les

métavolcanites. Cette relation géométrique complexe reste à préciser dans nos travaux futurs.

## GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Les métavolcanites du Groupe de Belleterre présentent un contexte favorable à la présence de gisements de sulfures massifs et de gisements d'or. Dans la partie sud de la région, les laves gloméroporphyriques observées à l'indice 19 (voir aussi carte de Avramtchev et Lebel-Drolet, 1981) et les tufs à lapilli associés possèdent généralement plus de 5% de sulfures disséminés. Ces sulfures se composent surtout de pyrrhotite et de pyrite avec des traces de chalcopryrite. Les meilleures teneurs en cuivre et en or obtenues dans deux échantillons de laves gloméroporphyriques minéralisées titraient respectivement à 251 ppm Cu et 0,9 g/t Au. Par ailleurs, la meilleure teneur en or obtenue en forage sur cet indice est de 1 g/t Au (Peter Hawley, comm. pers., 1993). À l'intérieur des tufs felsiques, les teneurs en or sont inférieures au seuil de détection (5 ppm). Sur un total de quatre échantillons de tufs pyritisés, nous avons également obtenu des teneurs en cuivre variant de 24 à 263 ppm. Par contre, la présence d'une forte dissémination pyriteuse dans ces roches (voir Tourigny, 1993), et leur association spatiale avec des sédiments argileux et des laves coussinées pyritisées indiquent néanmoins un contexte favorable à la présence de sulfures massifs (Tourigny, 1993).

Les indices aurifères 20, 21 et 22 présentés sur cette carte ont été décrits en détail par Tourigny et al. (1991). Ces indices consistent en une minéralisation filonienne constituée de veines de quartz minéralisées en sulfures et en or. L'indice 20 se compose d'une veine de quartz laiteux de 0,2 mètres de largeur injectée dans une zone de cisaillement de mouvement inconnu. La roche hôte consiste en un gabbro de très fine granulométrie. L'attitude de la veine et du cisaillement hôte sont de N170,80° W. Le filon de quartz contient environ 1% de pyrite finement disséminée. Les teneurs en or obtenues étaient inférieures à 5 ppb (Tourigny et al., 1991).

De son côté, l'indice 21 consiste en une veine de quartz contenant 3% de pyrite et de pyrrhotite disséminée. Il s'agit d'une veine d'extension orientée à N135° et inclinée à 35° vers le

sud-ouest. Aucune valeur en or significative fut obtenue dans ce filon.

L'indice 22, se compose d'une veine de quartz orientée N15,78° Est à l'intérieur des métasédiments du Pontiac. À proximité de la veine,  $S_0$  s'oriente à N195, 66° W alors que la schistosité  $S_1$  montre une attitude de N220, 81° NW. La moyenne des teneurs en or obtenues sur un total de 10 tranchées était de 1.37 g/t Au (Tourigny et al., 1991).

### REMERCIEMENTS

Au cours des levés géologiques, nous avons été assistés par les géologues Michel Proulx et Rock Lavoie et par les assistants-géologues Fernando Gonzalez, Isabelle d'Amour, Sylvain Lachance, Sylvain Vaillancourt et Nancy Dion. Ces personnes sont grandement remerciées pour leur travail soutenu sur le terrain. Pierre Verpaelst est grandement remercié pour sa participation à la cartographie de la séquence mafique. Nous tenons également à remercier Joslyne Ryoux, Marc-André Boudreau et Denis Racicot pour leur support technique lors de la mise en plan des données géologiques sur le système SIGÉOM. La carte et le texte ont été révisés par Jean-Yves Labbé et Alain Simard dont les commentaires pertinents ont collaborés à l'amélioration de sa version finale.

### RÉFÉRENCES

- Auger, P.E., 1952. La région de Belleterre, canton de Guillet, comté de Témiscamingue. Ministère des Mines, Québec; Rapport géologique 55.
- Avramtchev, C.R. et Lebel-Drolet, S., 1981. Carte des gîtes minéraux du Québec: région de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. DPV-744.
- Goutier, J. et Tourigny, G., 1994. Décollement, nappe et tectonique polyphasée dans les volcanites de Belleterre, sous-province de Pontiac, Québec. Résumé de conférence en impression. Association Géologique et Minéralogique du Canada.
- Rive, M., 1974. Géologie de la région de Belleterre et du Lac Bay, comté Témiscamingue.

Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP-270.

Rive, M., Pintson, H. et Ludden, J.N., 1990. Characteristics of the late archean plutonic rocks from the Pontiac subprovince, Superior province, Canada; dans La ceinture polymétallique du nord-ouest québécois: synthèse de 60 ans d'exploration minière. Édité par Rive et al. Institut canadien des mines et de la métallurgie, Vol. spéc. 43, pp. 65-76.

Tourigny, G., 1993. Étude structurale et métallogénique de la région de Belleterre-Témiscamingue. Phase 1: quart nord-ouest du canton de Guillet. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 93-20.

Tourigny, G., Schwerdtner, W.M., Thibert, F., Trudel, P., et Hubert, C., 1991. Géologie descriptive des indices aurifères de la région de Belleterre, cantons de Blondeau, Guillet et Hallé; Témiscamingue-Rapport intérimaire. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 91-18.