Centre - Eau Terre Environnement



UNIVERSITÉ DU QUÉBEC INSTITUT NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE CENTRE – EAU TERRE ENVIRONNEMENT

GÉOCHIMIE ET CONTEXTE TECTONIQUE DU GROUPE DE ROY ET DU COMPLEXE DE CUMMINGS DANS LA RÉGION DE CHIBOUGAMAU, QUÉBEC

Par

François LECLERC

M.Sc. en Sciences de la Terre

Thèse présentée pour obtenir le grade de

Philosophiæ Doctor, Ph.D.

Doctorat en Sciences de la Terre

Mai 2011

© François LECLERC, 2011. Sauf pour les articles où les droits d'auteurs ont été transférés.

Cette thèse intitulée

GÉOCHIMIE ET CONTEXTE TECTONIQUE DU GROUPE DE ROY ET DU COMPLEXE DE CUMMINGS DANS LA RÉGION DE CHIBOUGAMAU, QUÉBEC

et présentée par

François LECLERC

a été évaluée par un jury composé de

M. Pierre-Simon Ross, président
M. Jean H. BÉDARD, directeur de thèse
M. Lyal B. HARRIS, codirecteur
M. Normand GOULET, examinateur interne
M. Phil C. THURSTON, examinateur externe et
M. Gérald RIVERIN, examinateur externe

RÉSUMÉ

Le Groupe de Roy dans le secteur de Chibougamau (nord-est de la Sous-province de l'Abitibi) comprend trois cycles de roches volcaniques mafiques à felsiques. La Formation de Chrissie constitue le premier cycle volcanique avec un membre inférieur de laves mafiques et un membre supérieur de roches felsiques incluant les plus vieilles rhyolites de l'Abitibi (2791,4 +3,7/-2,8 Ma).

Dans le second cycle volcanique, la Formation d'Obatogamau comprend des roches volcaniques mafiques avec des proportions variables de mégacristaux de plagioclase (<1 à 20%). Les roches volcaniques mafiques et aphyriques du membre inférieur de l'ancienne Formation de Gilman sont attribuées au nouveau Membre de David qui occupe le sommet de la Formation d'Obatogamau. La Formation de Waconichi, au sommet du deuxième cycle volcanique, est désormais divisée en cinq membres: 1) le Membre de Lemoine (2729,7 +1,9/-1,6 Ma et 2728,0 +1,5/-1,4 Ma), 2) le Membre de Scott (2727,2 \pm 0,8 Ma), 3) le Membre de Portage, 4) le Membre de Queylus (2729,9 +1,6/-1,3 Ma et 2727,2 \pm 0,8 Ma) et 5) le Membre d'Allard (2726,7 \pm 0,7 Ma et 2726,5 \pm 0,7 Ma), une unité latéralement continue (>30 km) de roches volcanoclastiques antérieurement reconnues comme des lentilles discontinues à l'intérieur de l'ancienne Formation de Gilman.

Le troisième cycle volcanique débute avec la Formation de Bruneau qui correspond au membre supérieur de l'ancienne Formation de Gilman. La Formation de Blondeau, au sommet du troisième cycle volcanique, suggère une accalmie de l'activité volcanique; les basaltes et les roches volcanoclastiques à la base de la formation sont rapidement interlités avec une proportion croissante de grès, chert, grauwacke et mudstones graphiteux.

De nouvelles données U-Pb (TIMS) sont fournies pour un échantillon de grès de la Formation de Blondeau (<2721 ± 3 Ma) et un échantillon de conglomérat de la Formation de Stella (<2704 ± 2 Ma). Les diagrammes de distribution statistique des populations de zircons détritiques ne montrent qu'un apport minime des portions inférieures de l'empilement volcanique et l'absence d'âges récurrents (*ca.* 2.82 Ga) tels que ceux trouvés dans la portion sud de la Sous-province de l'Abitibi.

L'étude d'une section d'affleurement continu de 2 km à l'ouest du lac Cummings a permis d'étudier la stratigraphie du Complexe de Cummings, de même que les relations intrusives et structurales importantes. Le Complexe de Cummings est constitué des filons-couches différenciés de Roberge, de Ventures et de Bourbeau, qui s'injectent entre les formations de Bruneau et de Blondeau. Le filon-couche de Roberge montre une zonation inverse avec un gabbro, une pyroxénite, une séquence litée (incluant des dunites, des wehrlites et des clinopyroxénites) et une dunite sommitale. Le filon-couche de Ventures montre une zonation normale avec une clinopyroxénite, un gabbro, une diorite et un gabbro granophyrique. Le filon-couche de Bourbeau montre également une zonation normale avec une webstérite, un leucogabbro, un ferrogabbro et une ferrodiorite quartzifère. Les filons-couches de Cummings et les roches encaissantes sont recoupées par des zones de cisaillements inverses fragiles-ductiles à ductiles avec des indicateurs cinématiques qui indiquent un mouvement vers le sud. Toutefois, les bordures figées préservées et les contacts pépéritiques locaux entre les filons-couches et les roches encaissantes indiquent que le Complexe de Cummings est une entité autochtone par rapport au Groupe de Roy.

La déformation fragile à ductile dans la région de Chibougamau débute avec l'intrusion des plutons synvolcaniques dès 2718 Ma qui sont synchrones avec la subsidence des roches métavolcaniques et métasédimentaires. Elle se poursuit sous l'effet de contraintes régionales de 2701 Ma à 2695 Ma et les derniers événements fragiles surviennent lors de la mise en place de dykes d'âge protérozoïque (2216-2167 Ma). Bien que non datés, les structures archéennes réactivées durant l'orogénie grenvillienne s'étendent jusqu'à 50 km vers l'ouest depuis la Zone tectonique du Front de Grenville. Cinq catégories de structures (D1 à D5) sont proposées sur la base des relations de recoupement observées sur le terrain et l'interprétation d'images produites à partir du traitement des données aéromagnétiques. La déformation D1 regroupe les failles, les zones de cisaillement et les plis régionaux avec un axe N-S. Ces plis sans schistosité sont reconnus par l'inversion des polarités stratigraphiques de part et d'autre de l'axe de pli (synclinaux du lac David et de Muscocho, anticlinal du lac David). L'événement de déformation principal D2a est caractérisé par une schistosité à pendage modéré à subvertical et des linéations à fort plongement, coplanaire aux plis P2. La schistosité s'intensifie localement dans les couloirs de déformation anastomosés, à l'intérieur desquels se trouvent des structures qui témoignent à la fois de l'aplatissement et du cisaillement, avec le développement contemporain de zones de cisaillement E-W et SE (N120). Le mouvement senestre des zones de cisaillement NE de Gwillim, Chibougamau Copper et Taché est interprété comme étant tardi-D2 (D2b) puisqu'il provoque le décalage des zones de cisaillement Est-Ouest. Il résulte néanmoins des mêmes contraintes régionales orientées N-S à NNE-SSW. La zone de cisaillement NE de McKenzie montre un mouvement dextre tardif (D3) superposé sur un mouvement senestre tel que décrit ci-dessus et suggère un changement vers une orientation E-W des contraintes ou bien une relaxation des contraintes nord-sud régionales. À l'échelle de l'affleurement, le

mouvement dextre apparaît dans les zones de cisaillement E-W sous la forme de kink bands compressifs. Les zones de cisaillement et les failles senestres NNE-SSW (D4) s'identifient plus facilement dans les roches intrusives compétentes du Complexe du Lac Doré et du pluton de Chibougamau. Le décalage senestre le long de ces structures est limité à quelques centaines de mètres. Les événements de déformation les plus tardifs correspondent aux quatre types de dykes d'âge protérozoïque (D5) : 1) dykes NW, 2) dykes NNE, 3) dykes de Senneterre, NE (2216 +8/-4 Ma) et 4) dyke de Biscotasing, ENE (2167 ±1 Ma).

L'interprétation structurale des données aéromagnétiques rehaussées sur les images du gradient tilt et ternaires suggère une correspondance entre les dépôts de Fe-Ti-V du Complexe du Lac Doré et des décalages de l'anomalie magnétique qui caractérise la Zone Litée, interprétés comme des failles syn-magmatiques. Les indices de Ni-Cu-ÉGP se trouvent dans les zones de contact entre les intrusions mafiques-ultramafiques ou tonalitiques avec les roches volcaniques hôtes. Les filons polymétalliques précoces (Au-Ag-Cu-Zn-Pb) sont associés aux failles et aux zones de cisaillement nord-sud, lesquelles correspondent sur les images géophysiques rehaussées à des décalages N-S senestres de l'anomalie E-W régionale. Les horizons à haut potentiel pour la minéralisation de sulfures massifs encaissés dans des roches volcaniques correspondent aux fins de cycles volcaniques, caractérisés par :

- a) des rhyolites et des rhyodacites à phénocristaux de quartz et feldspath d'affinité tholéiitique, recouverts de basaltes et d'andésites d'affinité transitionnelle à calcoalcaline,
- b) des unités de roches volcanoclastiques d'affinité calco-alcaline recouvertes de formations de fer à pyrite-pyrrhotine±chalcopyrite±sphalérite, de shales graphiteux et pyriteux, de turbidites et de cherts laminés,
- c) des roches volcaniques mafiques avec un métasomatisme calco-silicaté et des altérations pervasives en silice, chlorite et épidote,
- d) la proximité de failles ou d'une zone de fractures intenses avec une orientation NNW à NNE (zone de décharge des fluides minéralisateurs).

Les veines à Cu-Au se présentent dans des zones de cisaillement attribuées aux événements D2 et D3. Les veines de type Chibougamau se trouvent dans des zones de cisaillement E-W et N120° (D2) qui recoupent les roches intrusives du Complexe du Lac Doré et du Complexe de Cummings. Les veines à Cu-Au du type Opémiska se sont développées dans les fractures et les failles qui ont une orientation parallèle au plan axial de l'anticlinal de Campbell (F2b). Les filons de type or orogénique dans les roches volcaniques ou intrusives se trouvent dans les zones de

cisaillement E-W et N-W qui : a) recoupent des failles et des zones de cisaillement N-S précoces, b) sont recoupées par des zones de cisaillement NE senestres (D2B), ou c) recoupent les zones de cisaillement NE dextres (D3).

ABSTRACT

The Roy Group in the Chibougamau area includes three mafic to felsic volcanic cycles. The first volcanic cycle corresponds to the Chrissie Formation, with mafic tholeiitic volcanic rocks in the lower member and felsic calc-alkaline volcanic rocks, including the oldest Abitibi rhyolites (2791.4 +3.7/-2.8 Ma), in the upper member.

In the second volcanic cycle, the Obatogamau Formation consists of mafic tholeiitic volcanic rocks with variable proportions of plagioclase megacrysts (<1 to 20%). The mafic and aphyric volcanic rocks of the former lower Gilman Formation are reassigned to the newly defined David Member, in the upper part of the Obatobamau Formation. The Waconichi Formation to the top of the second volcanic cycle includes tholeiitic rhyolites and transitional to calc-alkaline volcaniclastic rocks and is now subdivided into five members: 1) the Lemoine Member (2729.7 +1.9/-1.6 Ma and 2728.0 +1.5/-1.4 Ma), 2) The Scott Member (2727.2 \pm 0.8 Ma), 3) the Portage Member, 4) the Queylus Member (2729.9 +1.6/-1.3 Ma and 2727.2 \pm 0.8 Ma) and, 5) the Allard Member (2726.7 \pm 0.7 Ma and 2726.5 \pm 0.7 Ma), a laterally-continuous (>30 km) conformable band of volcaniclastic rocks previously recognized as discontinuous lenses into the former Gilman Formation.

The third volcanic cycle begins with the new Bruneau Formation, which corresponds to the upper part of the former Gilman Formation. The Blondeau Formation to the top of the third volcanic cycle suggests quiescence of the volcanic activity; basalts and volcaniclastic rocks in the lower part of the Formation are rapidly interlayered with increasing proportions of sandstone, chert, graywacke and graphitic mudstone.

New U-Pb (TIMS) data for a sandstone of the Blondeau Formation and a conglomerate of the Stella Formation provided maximum deposition ages of $<2721 \pm 3$ Ma and $<2704 \pm 2$ Ma, respectively. The probability distribution plots of detrital zircons reveal only a minor input from the lower volcanic pile and the absence of the recurrent 2.82 Ga ages found in the southern Abitibi.

Detailed mapping of a 2 km-long continuous cross-section to the west of Lac Cummings allowed study of the Cummings Complex stratigraphy, along with key intrusive and structural relationships. The Cummings Complex consists of three differentiated sills, named Roberge, Ventures and Bourbeau, intruded into the Bruneau and Blondeau Formations. The Roberge sill shows a reverse zonation with gabbro, pyroxenite, a layered sequence (including dunite, wehrlite and clinopyroxenite) and an upper dunite. The Ventures sill is normally zoned with

clinopyroxenite, gabbro, diorite and granophyric gabbro. The Bourbeau sill, also normally zoned, includes websterite, leucogabbro, ferrogabbro and quartz ferrogabbro. The sills and the host rocks in the Lac Cummings cross-section are separated by brittle-ductile to ductile reverse shear zones with kinematic indicators indicating southward movement. However, the preserved chilled margins and local peperitic contacts between sills and the host rocks indicate that the Cummings Complex is autochthonous with respect to the Roy Group.

The brittle to ductile deformation in the Chibougamau area begins with intrusion of 2718 Ma synvolcanic plutons synchronous with subsidence of metavolcanic and metasedimentary rocks. The main deformation phase occurred under regional compressional stress from 2701 to 2695 Ma, and late brittle events are recorded with Proterozoic dykes (2216-2167 Ma). Although undated, reactivated Archaean structures during the grenvilliean orogeny extend 50 km westward from the Grenville Front Tectonic Zone. According to field observations and interpretations from enhanced aeromagnetic data, five categories of structures (D1 to D5) are proposed. The D1 deformation includes faults, shear zones and F1 folds having N-S trends. F1 folds without axial planar foliation are recognized by identification of panels with opposed way-up indicators (Lac David and Muscocho synclines, Lac David anticline).

The main deformation event D2a is characterized by moderate to steeply dipping east-west schistosity and downdip lineations that are axial planar to F2 folds. The schistosity intensifies into broad anastomosed deformation corridors, where structures indicating flattening and shearing are present, with contemporaneous development of E-W and SE (N120) shear zones. The oblique sinistral movement along the Gwillim, Chibougamau Copper, and Taché northeast shear zones is late D2 (D2b), considering the offsets of the E-W shear zones. However both E-W and NE-trending shear zones resulted from the same N-S to NNE-SSW regional compressional stress. The McKenzie NE shear zone shows a late dextral movement (D3) superimposed on a sinistral movement as described above and records a change to an E-W orientation of the stress or the relaxation of the N-S regional stress. The sinistral offset also appears at a small scale in E-W-trending shear zones as compressional kink bands. NNEtrending shear zones (D4) are easier to identify in competent intrusive rocks of the Lac Doré Complex and the Chibougamau pluton. The sinistral offset along these structures is limited to a few hundred meters. The youngest deformation events correspond to four orientations of proterozoic dykes (D5): 1) NE dykes, 2) NNE dykes, 3) NE Senneterre dykes (2216 +8/-4 Ma) and 4) ENE Biscotasing dykes (2167 ±1 Ma).

viii

The structural interpretation from enhanced aeromagnetic data on tilt angle and ternary images suggests a relationship between Fe-Ti-V deposits in the Lac Doré Complex and offsets of the magnetic anomaly that characterize the Layered Zone that are interpreted as syn-magmatic faults. The Ni-Cu-PGE occurrences are located in contact zones between mafic-ultramafic or tonalitic intrusions and host volcanic rocks. The early polymetallic veins (Au-Ag-Cu-Zn-Pb) mineralization is associated to synvolcanic tonalitic plutons and N-S faults and shear zones corresponding to N-S sinistral offsets of the aeromagnetic anomaly pattern. The best exploration potential for volcanic hosted massive sulphide deposits in the Chibougamau area corresponds to the tops of volcanic cycles, characterized by:

- a) a succession of tholeiitic quartz-feldspar phyric rhyolites and rhyodacites, which are in turn overlain by transitional to calc-alkaline basalt and andesite,
- b) transitional to calc-alkaline volcaniclastic rocks overlain by pyrite pyrrhotite ± chalcopyrite ± sphalerite ironstone, pyrite-rich graphitic shales, turbidites and laminated cherts,
- c) mafic volcanic rocks with calc-silicate metasomatism and pervasive silica chlorite epidote alteration,
- d) the vicinity of faults or intense fracture zones having NNW to NNE orientation (fluid discharge zones)

Cu-Au veins occur in shear zones attributed to D2 and D3 deformation events. The Chibougamau type veins occur in E-W and N120° shear zones (D2) that cut intrusive rocks of the Lac Doré Complex and the Cummings Complex. The Opémiska type veins developed in fractures and faults that are axial planar to the Campbell anticline (F2b). Orogenic gold deposits essentially occur in volcanic or intrusive rocks located in E-W and N120° shear zones that: a) cut early N-S shear zones and faults, b) are cut by NE sinistral shear zones (D2b), and c) are locally reactivated and cut NE dextral shear zones (D3).

Signature de l'étudiant

Signature du directeur de recherche

Avant-propos et remerciements

Je suis initié à la problématique de mon projet de doctorat lors d'une visite à Chibougamau à l'automne 2003, alors que Normand Goulet, à ce moment mon directeur de maîtrise à l'UQÀM, me montre une toute nouvelle coupe routière de près de 2 km de long à l'ouest du lac Cummings. On y voit les filons-couches du Complexe de Cummings plissés et recoupés par de nombreuses failles inverses formant un complexe d'imbrication. Normand Goulet me propose de vérifier l'hypothèse selon laquelle le Complexe de Cummings forme une entité allochtone correspondant à une ophiolite archéenne obductée et chevauchée depuis la frontière entre les Sous-provinces d'Opatica et d'Abitibi jusque dans la région de Chibougamau. Si tel était le cas, nous aurions décrit une première évidence de croûte ophiolitique archéenne dans la Province du Supérieur, ce qui aurait été un argument de taille pour supporter les modèles tectoniques uniformitaristes qui impliquent des zones de subduction.

En janvier 2004, Normand Goulet m'encourage à trouver un directeur de recherche dans une autre université, question de créer des contacts avec des nouveaux chercheurs et des nouvelles opinions. L'équipe de direction pour ce doctorat est donc complétée à l'INRS-ETE avec Jean H. Bédard (chercheur en pétrologie ignée à la Commission Géologique du Canada et professeur associé à l'INRS-ETE) ainsi que Lyal B. Harris (chercheur-professeur en géologie structurale à l'INRS-ETE). A l'été 2004, je retourne à Chibougamau afin de compléter la cartographie de la coupe routière du lac Cummings. Plusieurs évidences contribuent alors à rejeter l'hypothèse d'un Complexe de Cummings allochtone (voir les chapitres 1 et 4). Je passe donc le reste de mon séjour à Chibougamau afin de visiter la région de Chibougamau à l'aide de guides d'excursions, question de m'initier à la stratigraphie de Chibougamau. Après tout, il s'agit du deuxième camp minier en importance dans la portion québécoise de l'Abitibi après celui de Rouyn-Noranda – Val-d'Or. Pendant l'hiver, je compile les travaux effectués dans la région. Inutile de spécifier la masse énorme de documents disponibles dans une région explorée depuis plus de 100 ans : rapport géologiques, articles de revues, thèses, cartes... Je développe un intérêt pour une problématique soulevée par G.O. Allard il y a 35 ans concernant les divisions de la Formation de Gilman.

Mon devis déposé au mois de mai 2005 reflète ainsi un changement d'orientation majeur dans les problématiques abordées au début du doctorat. Je vais donc étudier la stratigraphie de la Formation de Gilman en effectuant sa cartographie dans la région du synclinal de Chibougamau. Je poursuis également l'étude de la stratigraphie des filons-couches du Groupe de Roy et du Complexe de Cummings, que nous savons maintenant autochtones. Jusqu'alors,

Х

je peux accéder sur le terrain uniquement grâce au financement du Programme de Formation Scientifique dans le Nord (PFSN) et au matériel gracieusement prêté par la Commission Géologique du Canada (merci à Yves Michaud et Benoît Dubé).

L'année 2006 constitue une étape charnière dans ce projet de doctorat puisqu'au même moment, la Commission Géologique du Canada (CGC) et le Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (MRNF) entreprennent l'Initiative Géoscientifique Ciblée 3 – Abitibi (IGC-3). À partir de ce moment, Benoît Dubé, responsable à la Commission Géologique du Canada de l'IGC-3, décide de soutenir le projet dans ses dimensions financières, logistiques et scientifiques. J'ai pu bénéficier :

- du support d'une assistante sur le terrain en 2006,
- du financement des analyses géochimiques nécessaires à l'étude,
- d'une contribution extraordinaire du laboratoire de géochronologie avec les travaux de Vicki McNicoll, qui a produit 5 datations des unités felsiques, et les travaux d'Otto van Breemen, qui a produit deux datations des roches sédimentaires du secteur de Chibougamau.
- d'une contribution essentielle du laboratoire de cartographie numérique et de photogrammétrie (LCNP). C'est Kathleen Lauzière qui a conçu la base de données sur laquelle sont présentées toutes les données de terrain, ainsi que toutes les photos de terrain et des lames minces commentées. La version préliminaire de la carte géologique du synclinal de Chibougamau sur le flanc nord du Complexe du Lac Doré a également été intégrée sur ArcGIS pour un transfert au Ministère des Ressources naturelles et de la Faune par l'équipe du LCNP.
- d'une bourse de recherche pour l'année 2007, alors que s'étaient terminées mes bourses doctorales du CRSNG et du FQRNT (merci spécial à Jean).

Au printemps 2008, je reçois l'offre de travailler pour le MRNF avec le mandat de poursuivre la cartographie amorcée dans le secteur de Chibougamau vers l'ouest, dans le secteur de Chapais. À partir de ce moment, je ne travaille plus qu'à temps partiel sur le projet de doctorat. Toutefois, si le cadre d'étude initial se limitait d'abord au synclinal de Chibougamau sur le flanc nord du Complexe du Lac Doré, les comparaisons sont rapidement devenues inévitables entre la stratigraphie, la géochimie la géochronologie des flancs nord et sud du Complexe du Lac Doré et du secteur de Chapais, élargissant *de facto* la portée de l'étude à l'ensemble de la région de Chibougamau. Également, la disponibilité de nouvelles données aéromagnétiques de haute résolution, acquises lors du levé MEGATEM II par la Commission Géologique du Canada et le Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (IGC-3), et leur traitement dans le

laboratoire de simulation physique, numérique et géophysique de l'INRS-ETE (un gros merci à Lyal) a permis de raffiner l'interprétation structurale et de présenter des corrélations entre les différents types de minéralisations de Chibougamau et les structures superficielles et profondes.

Ce projet de doctorat rend compte d'une démarche où les hypothèses proposées ont passablement évolué depuis 2003. La reformulation des hypothèses et la redéfinition du cadre de recherche constituent des adaptations nécessaires en fonction des données obtenues sur le terrain et en laboratoire. Il s'agit également d'un projet qui n'aurait pu voir le jour sans la participation de plusieurs individus et organismes que j'aimerais prendre le temps de remercier :

Mes directeurs Jean H. Bédard, Lyal B. Harris et Normand Goulet. J'ai apprécié votre disponibilité, nos discussions, vos corrections rapides et avisées, votre support dans les moments plus difficiles. Merci d'avoir pris le temps à plusieurs reprises de m'accompagner à Chibougamau. J'ai beaucoup appris à vos côtés, non seulement au niveau des connaissances géologiques, mais également sur le plan de la communication (vous m'avez donné l'opportunité de présenter 9 photoprésentations et 9 conférences) et la publication d'articles en anglais.

Je remercie la Commission Géologique du Canada pour sa contribution essentielle à ce projet, avant et pendant l'Initiative Géoscientifique Ciblée 3 - Abitibi. Merci à Benoît Dubé et Yves Michaud d'avoir cru au potentiel du projet dès le début. Merci à Vicki McNicoll et Otto Van Breemen pour leur contribution importante aux résultats du présent doctorat, avec l'addition de nombreuses données géochronologiques. Merci à Patrick Mercier-Langevin pour ses conseils lors d'une visite sur le terrain. Merci à Pierre Keating pour le logiciel de traitement des données (*worming*) et les cartes géophysiques. Merci à Pierre Brouillette, Kathleen Lauzière et Marco Boutin du LCNP pour les travaux sur la base de données de terrain, la carte géologique et les affiches.

Merci à l'Institut National de la Recherche Scientifique – Centre Eau Terre Environnement pour son accueil. Je tiens à souligner la contribution du personnel administratif et des techniciens de laboratoire : merci à vous Marc Greendale, Stéfane Prémont, Réal Gosselin, Suzanne Dussault et tous les autres... Merci à mes professeurs pour leur enseignement de grande qualité et leur disponibilité : Michel Malo, Donna Kirkwood, Marc Constantin, Réjean Hébert, Marc Richer-Laflèche. Merci à Pierre-Simon Ross pour ses commentaires lors d'une visite sur le terrain et pour la révision d'un article (chapitre 1). Merci au Ministère des Ressources naturelles et de la Faune et Patrick Houle, géologue résident de Chibougamau pour son accueil, sa disponibilité sur le terrain, sa grande générosité. Merci à Robert Marquis et Sylvain Lacroix d'avoir cru au projet, de me laisser l'opportunité de poursuivre mes travaux dans la région de Chibougamau. Merci à mes collègues Patrice Roy, Pierre Pilote, Jean Goutier, Daniel Bandyayera, Claude Dion, Charles Maurice pour les nombreuses discussions et le partage de données.

Merci aux étudiants qui m'ont accompagné sur le terrain au cours de ces dernières années, pour leur bonne humeur, avoir pu me supporter (!) ainsi que leurs opinions (on apprend toujours des plus jeunes).

Les étudiants sur le terrain :

- Éva Fischer (Université Laval)
- Isabelle Côté (CÉGEP de Thetford-Mines)
- Diallo Abdourahamane (Stage MRNF)
- Tony Girard (UQAC)
- Vincent Nadeau-Benoît (UQÀM)
- Jean-Phillippe Arguin (UQÀC)
- Virginie Daubois (UQÀM)

Je tiens à remercier les organismes qui ont soutenu ma candidature et subventionné mon projet de doctorat :

- au cours des années 2004 et 2005, le Conseil en sciences naturelles et en génie (CRSNG), le Secteur des Sciences de la Terre (SST), et le Consortium de recherche en exploration minérale (CONSOREM)
- pour l'année 2006, le Fond québécois de la recherche sur la nature et les technologies (FQRNT),
- de 2004 à 2006, le Programme de formation scientifique dans le Nord (PFSN),

Merci aux à Chibougamau aux « gens de la place », c'est-à-dire ceux qui m'ont offert une aide sur le terrain :

- Chez Ressouces Cogitore, Gérald Riverin, Tony Brisson et Benoît Lafrance (aujourd'hui au CONSOREM) m'ont donné accès à une multitude de données grâce auxquelles ont

pu s'établir les comparaisons entre la stratigraphie, la géochimie la géochronologie des flancs nord et sud du Complexe du Lac Doré et du secteur de Chapais;

- Chez SOQUEM, dès le début du projet, Pierre Folco (aujourd'hui à la SDBJ) et Laury
 Schmitt m'ont fourni des cartes pour accéder à de nombreux décapages dans le
 Complexe de Cummings au nord de Chibougamau;
- Chez Apella Resources, Glen McCormick et Huguette Bouchard m'ont donné accès aux carottes de forages et fait visiter des zones minéralisées;
- Dans le secteur de Chapais, Claude Larouche et Steve Larouche m'ont donné accès à de nombreuses carottes de forages et donné de nombreuses cartes. Merci également pour les nombreuses discussions;
- Marc Bouchard, prospecteur dans la région de Chapais m'aide à trouver un logement en ville depuis 2008 et à me faire connaître le secteur;
- La Commission Économique et Touristique de Chibougamau (Délia Girard et Doris Paul) et le Centre d'Étude Appliquées du Quaternaire (Isabelle Milord et Hugues de Corta) pour m'avoir fourni de multiples renseignements et contacts à mon arrivée sur place et pour leur participation au projet des panneaux d'interprétation des parcs Leblanc et Allard.

Finalement, je me garde pour la fin ceux qui m'ont toujours encouragé à persévérer, à ne pas lâcher, même dans les moments les plus difficiles. À mes parents, à mon frère, j'ai beaucoup mis de côté pendant ces dernières années pour réaliser ce projet. Je vous remercie de votre patience et de votre compréhension. Vous savez que je ne fais rien à moitié. Je suis fier de ce que j'ai accompli, mais le doctorat n'est pas pour moi une finalité en soi. En fait je me sens un peu comme celui qui a dit : « Tout ce que je sais, c'est que je ne sais rien, mais ça au moins, je le sais ». Une façon de dire qu'il me reste encore beaucoup à apprendre.

En souvenir de ces journées entières à parler de géologie, À se convaincre qu'on a raison, Puis à trouver, en riant, que tout rime à de la géopoésie! À toi ma chère sandrine...

TABLE DES MATIÈRES

Résumé	iii
Abstract	vii
Avant-propos et remerciement	x
Table des matières	xv
liste des tableaux	xxvi
liste des figures	xxviii
Liste des abréviations et des sigles	хххv
partie 1 : Introduction et présentation	1
Chapitre 1 : Présentation du projet	3
Introduction	3
Localisation	3
Contexte géologique	7
Stratigraphie des roches volcaniques et sédimentaires	7
Les intrusions mafiques-ultramafiques	12
Le Complexe du Lac Doré	12
Le Complexe de Cummings	13
Les filons-couches gabbroïques du Groupe de Roy	18
Les intrusions felsiques	19
Les plutons anté- à syn-tectoniques	19
Les plutons post-cinématiques	20
Modèles antérieurs pour la déformation et l'évolution tectonique de l Chibougamau	a région de 22
Rifting du socle pré-existant	22
Développement de la plaine de laves	22

Développement des volcans boucliers	24
Maturation et dissection de l'arc volcanique	24
La période de déformation D1	25
La période de déformation D2	25
La période de déformation D3	27
Le plutonisme post-cinématique	27
La période de déformation D4	27
Problématique	28
Limites stratigraphiques du Groupe de Roy (chapitres 2 et 3)	28
Étude du Complexe de Cummings (chapitre 4)	32
Un nouveau modèle de cristallisation pour les intrusions mafiques-ultramafiques Complexe de Cummings à partir de la nouvelle coupe du lac Cummings?	du 32
Le Complexe de Cummings se limite-t-il aux seuls filons-couches de Rober Ventures et Bourbeau? Quelle est la position stratigraphique du filon-couche Smith?	ge, de 34
Cadre structural du Complexe de Cummings dans le synclinal de Chibougamau	35
Les filons-couches du Complexe de Cummings : un cas de répétition tectonique?	37
Le Complexe de Cummings : allochtone ou autochtone?	37
L'interprétation des données aéromagnétiques (chapitre 5)	41
Méthodologie	42
Accès, affleurements	42
Méthode de travail	42
Cartes de compilation	42
Accès aux affleurements	43
Carnet de géofiches et base de données	44
Analyses géochimiques et lames minces	44
Données structurales et géophysiques	45

C	Organisation de la thèse	46
(Conclusion	53
Partie	e 2 : Articles	.55
Chap	itre 2 : Nouvelles subdivisions de la Formation de Gilman, Groupe de Roy, régior	de
	Chibougamau, Sous-province de l'Abitibi, Québec : résultats préliminaires	57
F	Résumé	59
/	Abstract	59
I	ntroduction	60
(Géologie régionale	60
	Les roches supracrustales	63
	Les roches intrusives	64
F	Problématique	65
[Description des faciès	66
	Membre de David	. 66
	Lave mafique	. 68
	Hyaloclastite	. 70
	Anorthosite	. 70
	Roches intermédiaires à felsiques	. 71
	Tuf à lapillis grossiers de composition mafique avec une altération sphérulitique	. 71
	Membre d'Allard	. 71
	Contact basal du Membre d'Allard	. 75
	Tuf à lapillis fins à grossiers et brèches de composition intermédiaire	.75
	Tuf à cristaux millimétriques de plagioclase de composition intermédiaire	. 76
	Rhyodacite	. 76
	Sommet du Membre d'Allard	. 76
	Membre de Bruneau	. 77

Lave mafique à patine vert pâle à blanc	77
Les roches volcanoclastiques intermédiaires et felsiques	78
Tuf à lapillis et brèches felsiques, horizons ferrugineux et tuf laminé silicifié	78
Rhyodacite sphérulitique	79
Intrusions subvolcaniques de la Formation de Gilman	79
Le filon-couche de Smith	81
Le filon-couche Godfather	81
Intrusions porphyriques à plagioclase ± quartz	82
Potentiel économique de la Formation de Gilman	82
Potentiel économique de la Formation de Gilman Anomalie du lac Wawbana	82 83
Potentiel économique de la Formation de Gilman Anomalie du lac Wawbana Indice B6258	82 83 83
Potentiel économique de la Formation de Gilman Anomalie du lac Wawbana Indice B6258 Anomalie Baie Proulx 6010	82 83 83 84
Potentiel économique de la Formation de Gilman Anomalie du lac Wawbana Indice B6258 Anomalie Baie Proulx 6010 La mine Bruneau	82 83 83 84 84
Potentiel économique de la Formation de Gilman Anomalie du lac Wawbana Indice B6258 Anomalie Baie Proulx 6010 La mine Bruneau La structure Brosman	82 83 83 84 84 86
Potentiel économique de la Formation de Gilman Anomalie du lac Wawbana Indice B6258 Anomalie Baie Proulx 6010 La mine Bruneau La structure Brosman Conclusion	82 83 83 84 84 86 86

Chap	itre 3 : Tholeiitic to calc-alkaline cyclic volcanism in the Roy Group, Chibougan	nau
;	area, Abitibi Greenstone Belt – revised stratigraphy and implications for VH	MS
	exploration	.89
F	Résumé	91
A	Abstract	92
li	ntroduction	92
C	Geological setting	94
	Geology of the Abitibi Subprovince	94
	General stratigraphy and structure of the Chibougamau area	96
E	Existing stratigraphic nomenclature for the Chibougamau area	96

First volcanic cycle of the Roy Group	97
Second volcanic cycle of the Roy Group	99
The Opémisca Group	. 100
Intrusive rocks	. 100
Stratigraphy of the Gilman Formation	. 101
Lithostratigraphy of the Gilman Formation	. 101
Lower Gilman	. 101
Upper Gilman	. 103
U-Pb geochronology	. 105
U-Pb analytical techniques	. 105
U-Pb sample description and results	. 106
Sample 5061: Lapilli tuff, Gilman Formation, upper member, road	167 . 106
Sample 5000: Lapilli tuff, Gilman Formation, upper member, Allard Park	. 106
Sample 5118b: Lapilli tuff, Waconichi Formation, Faribault logging area	. 111
Sample 07-PR-200-A : Quartz-phyric rhyolite, Waconichi Formation, Scott de	eposit
	. 112
Sample 06-PR-4027-A : Tuff Waconichi Formation, Queylus Facies	. 112
Geochemistry	. 113
Sampling and analytical techniques	. 113
Alteration and metamorphic effects	. 113
Geochemical classification	. 116
N-MORB-normalized extended trace element plots	. 118
North of the LDC	. 118
South of the LDC	. 122
Geochemical variations vs. stratigraphic position	. 123
Discussion	. 124

Modifications to the Roy Group stratigraphy	124
The Allard Member of the Waconichi Formation	126
Proportions of volcaniclastic facies	126
Geochronology	128
Geochemistry	129
The David Member of the Waconichi Formation	130
The Bruneau Formation	131
Implications for magma dynamics, crust formation, and exploration	131
Conclusion	137
Acknowledgments	138

Chapitre 4 : Intra-sill magmatic evolution in the cummings complex, Abitibi greenstone
belt : Tholeiitic to calc-alkaline magmatism recorded in Archaean subvolcanic
conduit system139
Résumé 141
Abstract
Introduction143
Regional geology of the Archaean Abitibi Belt
The Chibougamau area
Stratigraphy 145
Mafic intrusive rocks in the Chibougamau area
Doré Lake layered Complex 147
Roy Group sills
The Cummings Complex
A new section through the Cummings Complex in the Chibougamau area
Field relationships and petrography of the measured section
Major element chemistry : cumulate nature of rocks

Methodology	158
Estimation of major element melt composition in equilibrium with cumulates	164
Calculation of partition coefficients	167
Calculation of modal assemblages	168
Equations for the Equilibrium Distribution Method (EDM)	169
Modal backstripping	171
Error analysis	171
Result of trace element inversion modeling	172
The Doré Lake Complex (DLC)	172
Roy Group sills	175
Roberge Sill	178
Peridotites (15-90 m) and error analysis	178
Roberge Sill peridotites (370-455 m), correlation	180
Roberge Sill pyroxenites (459-490 m), and error analysis	180
Roberge Sill pyroxenites (355-370 m), and correlation	181
Roberge Sill Gabbro (490-535 m)	184
Roberge Sill granophyric noritic gabbro (265-355 m)	184
Roberge Sill, North limb of Chibougamau syncline	185
Ventures Sill	185
Bourbeau Sill	185
Implications for the magmatic history of Chibougamau	189
The Doré Lake Complex	189
Roy Group sills	189
Cummings Complex	190
Acknowledgements	191

Canada	
Résumé	
Abstract	
ntroduction	
Regional Geologic Setting of the Chibougamau area	
J-Pb geochronology	
Analytical methods	
Detrital age determination from the Blondeau Formation	
Detrital age determination from the Stella Formation	
Aeromagnetic data and interpretation	
Description of aeromagnetic data and processing	
Total magnetic intensity image	
The tilt angle and ternary images applied on aeromagnetic data	
Deformation in the Chapais-Chibougamau area	
Synvolcanic and synmagmatic structures (D0)	
First deformation event (D1)	
Regional N-S shortening (D2)	
Third deformation event (D3)	
Fourth deformation event (D4)	
Proterozoic dike swarms	
Stratigraphic and structural controls on ore distribution in the Chaj area	pais-Chibougama
Volcanic hosted massive sulphides (VHMS)	
VMS deposits formed in the first volcanic cycle	

VMS deposits formed in the third volcanic cycle	238
Magmatic Fe-Ti-V and Ni-Cu±PGE mineralization	242
Early polymetallic (Au-Ag-Cu-Zn-Pb) deposits	242
Chibougamau-type Cu-Au veins	244
Opémiska-type Cu-Au veins	245
Orogenic gold deposits	246
McKenzie type Cu-Au veins	248
Discussion	249
Regional deformation	249
Syn-volcanic and syn-magmatic faults	249
Formation and extent of F1 folds	250
D2 deformation	251
D3 deformation	254
Evidence for multiple reactivations of NE-striking structures in the Pr	roterozoic
	254
Structural and stratigraphic controls on Chapais-Chibougamau ore deposits	255
Syn-magmatic and synvolcanic deposits	255
VMS deposits	255
Fe-Ti-V and Ni-Cu-PGE deposits	259
Early polymetallic (Au-Ag-Cu-Zn-Pb) veins	260
Syn-orogenic deposits	261
Chibougamau-type copper-gold veins	261
Implications of new ages for orogenic gold deposits	262
Conclusion	263
Acknowledgements	265

20 Chapitre 6 : SYNTHÈSE	67
Limites stratigraphiques du Groupe de Roy (chapitres 2, 3 et 5)	67
Étude du Complexe de Cummings (chapitre 4) 2	72
Un nouveau modèle de cristallisation pour les intrusions mafiques-ultramafiques Complexe de Cummings à partir de la nouvelle coupe du Lac Cummings?2	du 72
Le Complexe de Cummings se limite-t-il aux seuls filons-couches de Roberge, Ventur et Bourbeau? Quelle est la position stratigraphique du filon-couche de Smith? 2	r es 73
Le Complexe de Cummings : allochtone ou autochtone?2	74
L'interprétation des données aéromagnétiques (chapitre 5) 2	75
Considérations futures suite à cette étude2	79

Bibliographie	
---------------	--

Annexes	DVD, POCHETTE À l'ARRIÈRE
Annexe 1 : Description détaillée des annexes	DVD
Annexe 2 : Géologie 32G16-Nord	DVD
Annexe 3 : Géologie Chapais-Chibougamau	DVD
Annexe 3a Géologie Chapais-Chibougamau_carte	DVD
Annexe 3b Géologie Chapais-Chibougamau_légen	deDVD
Annexe 4 : Base de données des affleurements visités	DVD
Annexe 5 : Analyses géochimiques (roches volcaniques).	DVD
Annexe 6 : Analyses géochimiques (roches intrusives)	DVD
Annexe 7 : Tableaux S1 et S2 du chapitre 3	DVD
Annexe 8 : Tableau S1 du chapitre 4	DVD
Annexe 9 : Conférences et affiches	DVD
Annexe 9a Québec Exploration 2003_affiche	DVD
Annexe 9b Workshop Chibougamau 2004_confére	nceDVD

Annexe 9c Québec Exploration 2005_résumé et affiche	DVD
Annexe 9d JSTE INRS 2006_résumé	DVD
Annexe 9e GACMAC 2006_résumé et conférence	DVD
Annexe 9f Québec Exploration 2006_résumé et affiche	DVD
Annexe 9g JSTE U. Laval_résumé et affiche	DVD
Annexe 9h CTG Shawinigan 2007_affiche	DVD
Annexe 9i Archean Terrane Symposium 2007_résumé et conférence	DVD
Annexe 9j Québec Exploration 2007_résumé et affiche	DVD
Annexe 9k JSTE INRS 2008_conférence	DVD
Annexe 9I GACMAC 2008_résumé et conférence	DVD
Annexe 9m Québec Exploration 2008_résumé et conférence	DVD
Annexe 9n Abitibi 2009_résumé et conférence	DVD
Annexe 9o PDAC 2010_résumé et conférence	DVD
Annexe 9p Québec Exploration 2010_résumé et affiche	DVD

LISTE DES TABLEAUX

Tableaux du chapitre 1

Tableau 1: Stratigraphie des filons-couches du Groupe de Roy	19
Tableau 2: Stratigraphie des filons-couches différenciés du Groupe de Roy (Horscroft, 1957) et	
du filon-couche de Ventures (Poitras, 1984)	35

Tableaux du chapitre 3

Tableau 1:	U-Pb TIMS analytical data	108
Tableau 2:	U/Pb SHRIMP analytical data	110
Tableau 3:	Average compositions for the Roy Group volcanic rocks.	114
Tableau 4:	Average trace element ratios for the Roy Group volcanic rocks.	119

Tableaux du chapitre 4

Tableau 1:	Detailed section through the Cummings Complex.	.153
Tableau 2:	Example of mineral/melt partition coefficient dataset used in this paper	. 161
Tableau 3:	Representative analyses.	. 162
Tableau 4:	Representative results of inverse modeling.	. 163

Tableaux du chapitre 5

Tableau 1:	Total mineral production for the Chapais-Chibougamau mining camp (1953-2008)	
Tablea u 2:	U-Pb ID-TIMS analyses on single detrital zircon grains	205

Tableau 3:	U-Pb SHRIMP isotopic data	208
Tableau 4:	Characteristics of VHMS occurrences vs. age of felsic volcanic rocks	257

LISTE DES FIGURES

Figures du chapitre 1

Figure 1: Géologie de la portion québécoise de la Sous-province de l'Abitibi	4
Figure 2: Évolution des sous-divisions internes de la Sous-province de l'Abitibi au cours de la	
période 1970-2010	6
Figure 3: Géologie de l'Abitibi	7
Figure 4: Stratigraphie de la région de Chibougamau avant le début de cette étude	8
Figure 5: Enveloppes des profils de terres rares pour les pyroxénites des trois filons-couches	
du Complexe de Cummings.	16
Figure 6: Variation du rapport (Fe ₂ O ₃ + FeO) / MgO en fonction de la hauteur stratigraphique	
des trois filons-couches du Complexe de Cummings	18
Figure 7: Modèle géodynamique pour la région de Chibougamau	21
Figure 8: Modèle géodynamique pour la Sous-province de l'Abitibi.	23
Figure 9: Modèle géodynamique montrant une zone de subduction à pendage vers le sud.	24
Figure 10: Stratigraphie de la Formation d'Obatogamau établie dans la portion sud-est du	
canton de Queylus.	29
Figure 11: Profils de terres rares normalisés pour les roches volcaniques de la région de	
Chibougamau	30
Figure 12: Roches volcanoclastiques de la Formation de Gilman	31
Figure 13: Extension hypothétique de l'unité de roches volcanoclastiques à l'intérieur de la	
Formation de Gilman	32

xxviii

Figure 14: Modèle tectonique montrant le plissement et la répétition des filons-couches Roberge	
et de Ventures, sur les flancs du synclinal de Chibougamau	36
Figure 15: Failles inverses formant une écaille structurale d'une zone d'imbrication dans les	
gabbros du filon-couche de Ventures.	39
Figure 16: Section longitudinale dans le secteur du lac Cummings	39
Figure 17: Les filons-couches de Roberge, Ventures et Bourbeau dans le synclinal de	
Chibougamau, présentés en plan et en coupe	40
Figure 18: Interprétation structurale montrant le Complexe de Cummings comme une entité	
allochtone par rapport au Groupe de Roy	40

Figure 1: a) Géologie de la partie québécoise de la Sous-province de l'Abitibi, dans l'est de la	
Province archéenne du Supérieur. b) Localisation de la carte A	61
Figure 2: Géologie de la région de Chibougamau, Québec	62
Figure 3: Stratigraphie du Groupe de Roy dans la région de Chibougamau, Québec	64
Figure 4: Géologie de la région de Chibougamau, au nord du Complexe du lac Doré	67
Figure 5: Profils des terres rares normalisés aux valeurs du manteau primitif de Palme et O'Neill	
(2003) pour les trois membres de la Formation de Gilman	69
Figure 6: Stratigraphie du Membre d'Allard, Formation de Gilman.	72
Figure 7: Illustrations des faciès des membres de David (A-D) et d'Allard (E-F) de la Formation	
de Gilman	73
Figure 8: Illustrations des membres d'Allard (A-E) et de Bruneau (F) de la Formation de Gilman	74

Figure 1: Geology of the Abitibi Subprovince	93
Figure 2: Geology of the Chibougamau area, Quebec (modified after Goutier and Melançon	
2007) with locations of the Waconichi Formation and U-Pb samples mentioned in text	95
Figure 3: Stratigraphic nomenclature of the Roy Group. a) As proposed by Daigneault and	
Allard (1990). b) New model proposed in this paper	98
Figure 4: Rocks of the Gilman Formation, north of the Lac Doré Complex	02
Figure 5: Allard Member stratigraphy in the Chibougamau area	04
Figure 6: U-Pb concordia diagrams1	07
Figure 7: Geochemical classification diagrams for volcanic rocks of the Roy Group1	17
Figure 8: N-MORB-normalized (Klein 2004) incompatible element spidergrams for volcanic	
rocks of the Roy Group, northern flank of the Lac Doré Complex12	20
Figure 9: N-MORB-normalized (Klein 2004) incompatible element spidergrams for volcanic	
rocks of the Roy Group, southern flank of the Lac Doré Complex12	22
Figure 10: Comparison of geochemical variations in Roy Group stratigraphy, north and south of	
the Lac Doré Complex	25
Figure 11: Proportions of volcanic facies in the a) Allard member, b) Portage member, c-f)	
McKenzie, Richardson, Queylus and Haüy Townships (Queylus member), g) Scott and Lemoine	
members	27

Figure 12: Age constraints for the Waconichi Formation (in Ma, with error bars).	. 128
Figure 13: Zr/Y vs. Y diagrams for rhyodacites and rhyolites of the Waconichi Formation	. 130
Figure 14: Comparison of the normalized trace element profiles of calc-alkaline rocks of the	
upper Lemoine Member and the lower Allard Member	. 133
Figure 15: SiO ₂ , FeO and TiO ₂ vs. MgO diagrams with PELE models (Boudreau 1999) of	
fractional crystallization at QFM+2 with 0.7 H_2O , water-free at QFM (2.5 Kb, 0.7% H_2O) and	
equilibrium crystallization	. 134

Figure 1: Map of the Abitibi greenstone belt, with inset showing location in North America	. 144
Figure 2: Simplified map of Chibougamau area	. 146
Figure 3: Map of Smith Sill.	. 149
Figure 4: Map of eastern part of the Cummings Complex	. 149
Figure 5: Stratigraphic columns of the Cummings Complex showing measured sections and	
location of samples	. 152
Figure 6: Photomicrographs of the Smith Sill (a) and the Roberge Sill (b-d).	. 157
Figure 7: Photomicrographs of the Roberge Sill (a-b) and the Ventures Sill (c-d)	. 159
Figure 8: a) Cationic Fe vs Mg for whole-rock analyses of plutonic rocks from the Chibougamau	
area. b) Chibougamau area lavas together with lines corresponding to different mineral/melt	
Fe=Mg exchange coefficients	. 160
Figure 9: Range of values of experimental clinopyroxene/melt Fe=Mg exchange coefficients	
from the literature	. 164

Figure 10: (a) MgO vs. whole-rock Mg/(Mg+Fet) (mg#) for Chibougamau area plutonic rocks	
studied here. b) SiO ₂ vs. MgO wt.% for Chibougamau area lavas	166
Figure 11: Normative (molar) An-content vs whole-rock MgO for plutonic rocks studied here	. 167
Figure 12: Doré Lake Complex (DLC) trace element profiles normalized to N-MORB of Sun and	
McDonough (1989)	. 173
Figure 13: Roy Group Sills trace element profiles normalized to N-MORB of Sun and McDonough (1989).	175
McDonough (1989)	176
Figure 15: Roberge Sill peridotites trace element profiles normalized to N-MORB of Sun and	
McDonough (1989)	179
Figure 16: Roberge Sill pyroxenites (455–490 m interval) trace element profiles normalized to N-	
MORB of Sun and McDonough (1989)	182
Figure 17: Roberge Sill pyroxenites (355-370 m interval) and gabbroic rocks (265-355 m and	
490-535 m intervals) traces element profiles normalized to N-MORB of Sun and McDonough	
(1989)	. 183
Figure 18: Ventures Sill trace element profiles normalized to N-MORB of Sun and McDonough	406
(1989)	. 180
Figure 19: Bourbeau Sill trace element profiles normalized to N-MORB of Sun and McDonough	
(1989). a) Model melts from olivine-rich rocks. Roberge peridotite model melt field from Fig. 15.	
b) Model melts for gabbroic rocks. Ventures models from Fig. 18, Bourbeau ultramafic models	
from Fig. 19a	. 188

Figure 1: Geology of the Abitibi and the Pontiac Subprovinces	. 198
Figure 2: A) Simplified geological map of the Chapais-Chibougamau area showing sample	
sites, mines and mineral occurrences described in the text. B) Location of the Abitibi	
Subprovince in the Superior Province	. 203
Figure 3: Concordia diagrams for ID-TIMS U-Pb single detrital zircon analyses. Probability	
distribution diagrams and histograms (20 Ma bins) of 207Pb/206Pb ages and concordia	
diagrams (insets) for SHRIMP spot analyses of detrital zircons	. 207
Figure 4: Aeromagnetic data and structural interpretation for the northeastern Abitibi	.217
Figure 5: Aeromagnetic data and structural interpretation for the Chapais-Chibougamau area	.221
Figure 6: Second vertical derivative of the magnetic field with EM anomalies in the lac Lempira	
area, east of Chibougamau.	. 222
Figure 7: Ternary image with a 50% transparency, underlain by a tilt angle image of the	
Southern flank of the Lac Doré Complex with interpretation of synmagmatic NW-striking faults	
along Fe-Ti-V occurrences. VMS occurrences are located long E-W to NW-SE synvolcanic	
faults	. 222
Figure 8: Stereographic analysis (lower hemisphere equal area projections)	. 227
Figure 9: Ternary image with a 50% transparency, underlain by a tilt angle image of the	
northern flank of the Lac Doré Complex with interpretation SE and NE-striking shear zones	
along Cu-Au occurrences.	. 228
Figure 10: Structures developed during regional N-S shortening (D2).	. 229
Figure 11: Mine and occurrences in Chibougamau and Chapais mining camps.	.231
Figure 12: NNE-SSW faults and shear zones.	.234

Figure 13: Ternary image with a 50% transparency, underlain by a tilt angle image of the	
Chapais area	237
Figure 14: Photographs of features in the Bruneau Mine	240
Figure 15: Stratigraphy of the Bruneau Formation at the Bruneau Mine.	241
Figure 16: The Béarmac-2 Au, Ag, Cu occurrence.	244
Figure 17: Cu-Au veins and orogenic gold mineralization in the Chapais-Chibougamau area.	247
Figure 18: Schematic 3D geometry of structures and their relationship to mineral deposits	252
Figure 19: Stratigraphic correlations between southern Abitibi (Thurston et al., 2008),	
Chibougamau (Leclerc et al., 2011a,b), and Urban-Barry (Rhéaume and Bandyayera, 2007)	256

Figure 1	: Évolution	du schéma strati	graphique du	Groupe de Ro	/	1
----------	-------------	------------------	--------------	--------------	---	---

LISTE DES ABRÉVIATIONS ET DES SIGLES

AFC	Assimilation (crustal contamination) + fractionnal crystallization
BSE	Backscattered electron
Сср	Chalcopyrite
CÉGEP	Collège d'enseignement général et professionnel
CGC-Q	Commission Géologique du Canada – Québec
CLD	Complexe du Lac Doré
CONSOREM	Consortium de recherche en exploration minérale
Comm. pers.	Communication personnelle
Срх	Clinopyroxène
CRSNG	Conseil en Sciences naturelles et en génie
CTG	Canadian Tectonic Group
D	Crystal / liquid partition coefficient
DLC	Doré Lake Complex
DVD	Digital verstile disc; media d'enregistrement de fichiers informatiques
EDM	Equilibrium distribution method
ÉGP	Élément du groupe des platinoïdes
EM	electromagnetic
E-MORB	« Enriched – Mid Oceanic Ridge basalt »
Eq.	Equation
FQRNT	Fond québécois pour la recherche sur la nature et les technologies

Ga	Milliards d'années
GACMAC	Congrès annuel conjoint de l'Association géologique du Canada et de l'Association minéralogique du Canada
GPS	Global positioning system
GSC-Q	Geological Survey of Canada – Québec
g/t	gram per tonne
Gn	Galena
HFSE	High field strength elements
HREE	Heavy rare earth elements
Hz	Hertz
ICP-AES	Inductively coupled plasma atomic emission spectroscopy
ICP-MS	Inductively coupled plasma mass spectroscopy
ID-TIMS	Isotope dilution - thermal ionization mass spectrometry
IGC-3	Initiative géoscientifique ciblée – 3 Abitibi
INRS-ETE	Institut National de la Recherche Scientifique Centre – Eau Terre Environnement.
JSTE	Journées des Sciences de la Terre
Kbar	Kilobar
Kd	exchange coefficient
km	kilometer
kV	kiloVolt
LCNP	Laboratoire de cartographie numérique et de photogrammétrie
LDC	Lac Doré Complex

xxxvi
LILE	Large ion lithophile elements
LOI	Loss on ignition
LREE	Light rare earth elements
m	meter
Ma	Millions d'années
Mg#	molar Mg/(Mg+Fe total)
Мра	Mégapascal
MRNFQ	Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec
MSWD	Mean square weighted deviation
Mt	Millions de tonne
nm	nanometer
N-MORB	«Normal – Mid Oceanic Ridge basalt»
ns	nanosecond
NSERC	National scientific and engineering research council
NSTP	Northem Scientific Training Program
nT	nanoTesla
PDAC	Prospectors and Developers Association of Canada; réunion annuelle
PDF	Portable document file; type de fichier informatique
PFSN	Programme de formation scientifique dans le Nord
PGE	Platinum group elements
Pl	Plagioclase
Ру	Pyrite
Po	Pyrrhotite

xxxvii

QFM	Quartz-fayalite-magnétite					
REE	Rare earth elements					
SHRIMP	Sensitive High Resolution Ion MicroProbe					
SiC	Carbure de silicium					
SIGÉOM	Système d'information géominier. Base de données du Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec					
SMV	Sulfures massifs volcanogènes					
SNRC	Système national de référence cartographique					
SOQUEM	Société québécoise d'exploration minière					
SPA	Sous-province de l'Abitibi					
Sph	Sphalerite					
SST	Secteur des Sciences de la Terre					
TGI-3	Targeted Geoscientific Initiative - 3 Abitibi					
Tm	Trapped melt					
TMF	Trapped melt fraction					
тмі	Total magnetic intensity					
t	tonne					
UQÀC	Université du Québec à Chicoutimi					
UQÀM	Université du Québec à Montréal					
UTM NAD 83	Projection cartographique de type Mercator transverse universelle avec le système de référence géodésique North American Datum 83					
VHMS	Volcanic hosted massive sulphide					
VTT	Véhicule tout-terrain, quad ou quatre roues					

xxxviii

PARTIE 1: INTRODUCTION ET PRÉSENTATION



CHAPITRE 1 : PRÉSENTATION DU PROJET

Introduction

La région de Chibougamau est reconnue pour son extraordinaire potentiel minéral; d'abord pour le cuivre, mais aussi pour l'or, l'argent et le zinc. Ces richesses se retrouvent dans les vastes ceintures volcano-sédimentaires qui ont pour particularité, dans la région de Chibougamau, d'encaisser deux complexes de roches intrusives mafiques-ultramafiques majeurs, le Complexe du lac Doré et le Complexe de Cummings. L'exploration du secteur a débuté il y a plus d'un siècle, mais l'activité minière a connu son apogée au cours des années 1950 à 1980 avec l'ouverture de nombreuses mines. Les ressources minières n'étant pas renouvelables, les années qui suivirent ont été marquées par un déclin de l'activité minière. Depuis le début de la présente décennie, le prix élevé pour l'or et les métaux usuels ont ravivé l'intérêt des compagnies minières pour le camp minier de Chapais-Chibougamau. Au cours des dernières décennies, de nombreux travaux ont été réalisés dans le secteur de Chapais-Chibougamau par les universités et les organismes gouvernementaux afin d'encourager l'exploration minière, avec pour résultats le développement d'un modèle stratigraphique et structural, la création d'une base de données géochimiques et géochronologiques ainsi que l'élaboration d'un modèle géodynamique.

Le présent projet de doctorat propose une réévaluation du contexte géochimique et une réinterprétation de la déformation des roches volcaniques du Groupe de Roy et des filonscouches du Complexe de Cummings. Ce projet comporte, d'une part, un aspect très certainement académique, puisque les conclusions qui seront dévoilées permettront de mieux comprendre l'évolution des terrains d'âges archéens. D'autre part, ce projet a des implications d'ordre économique, puisque la réévaluation de la stratigraphie et des contrôles structuraux, de même que les affinités géochimiques permettront éventuellement de fournir un profil qui révèlera des aspects cruciaux pour les activités d'exploration minérale.

Localisation

La région de Chibougamau occupe la portion nord-est de la Sous-province de l'Abitibi (SPA, Fig. 1). Cette Sous-province est limitée à l'est par la Province de Grenville, au nord par la Sous-province d'Opatica et au sud par la Sous-province de Pontiac. À l'ouest de la zone tectonique de Kapuskasing, la Sous-province de Wawa constitue l'équivalent de la SPA (Stott et Mueller, 2009). Les sous-divisions internes de la SPA ont évolué au cours des 40 dernières années, avec des approches soulignant les grands ensembles lithologiques (Goodwin et Ridler, 1970;

Ludden *et al.*, 1986), alors que d'autres mettent l'accent sur les grandes divisions structurales (Dimroth *et al.*, 1982; Chown *et al.*, 1992; Daigneault *et al.*, 2004). Dans tous les cas, ces divisions font référence à un modèle de tectonique uniformitariste (Fig. 2). Du nord au sud :



Figure 1.

Géologie de la portion québécoise de la Sous-province de l'Abitibi. Modifié de Daigneault et al., (1990) et Chown et al., (1992).

a) Le grade métamorphique du faciès des schistes verts des roches volcaniques et sédimentaires de la région de Chibougamau augmente au nord jusqu'au faciès des amphibolites dans les roches volcaniques, plutoniques et gneissiques de « l'avant-pays » de Goodwin et Ridler (1970), représenté par la Sous-province d'Opatica (Ludden *et al.*, 1986; Chown *et al.*, 1992; Daigneault, 2002; Daigneault *et al.*, 2004). Le contact entre la SPA et la Sous-Province d'Opatica est caractérisé par un corridor de déformation

comprenant des zones de cisaillement à vergence nord (à pendage vers le sud), bordé par une suite de plutons post-cinématiques constitués de monzodiorite, granodiorite, tonalite et diorite (Sawyer et Benn, 1993; Lacroix, 1994). À partir des données sismiques des lignes 28 et 48 du levé Lithoprobe, Calvert *et al.* (1995) interprètent une zone de subduction à pendage vers le nord qui sépare les sous-provinces d'Abitibi et d'Opatica. Une nouvelle interprétation des données du levé Lithoprobe suggère que le niveau crustal moyen de la Sous-province de l'Abitibi correspond à la Sous-province d'Opatica et que les deux entités ne constituent qu'un seul terrane (Benn, 2006; Benn et Moyen, 2008).

- b) Les roches de la région de Chibougamau font partie d'un sillon de roches volcaniques et sédimentaires qui occupe la portion nord de la SPA (Daigneault, 1991). Il correspond au « Faciès volcanogènes Complexe nord » (Goodwin et Ridler, 1970), à la « Zone volcanique nord » (Ludden *et al.*, 1986) qui inclut subséquemment le « Segment volcanique polycyclique » (Chown *et al.*, 1992). Sur le plan structural, la région de Chibougamau appartient à la « Zone interne » définie par Dimroth *et al.* (1982) et reprise dans le schéma de Daigneault (2002) et Daigneault *et al.* (2004).
- c) Les roches plutoniques et gneissiques dominent au sud de la région de Chibougamau, dans la portion centrale de la SPA. Elles définissent la « Zone axiale de l'orogène kénoréen » (Goodwin et Ridler, 1970) et correspondent à la « Zone centrale de granitoïdes et de gneiss » de Ludden *et al.* (1986) ainsi qu'au « Segment volcanique monocyclique » de Chown *et al.* (1992). La limite nord de la zone centrale de la SPA correspond aux couloirs de déformation de Taïbi et de Caopatina-Desmaraisville, alors que la limite sud est fixée à la zone de cisaillement de Chicobi (Dimroth *et al.*, 1982; Ludden *et al.*, 1986; Daigneault, 2002; Daigneault *et al.*, 2004) ou à la zone de cisaillement de Destor-Porcupine-Manneville (Goodwin et Ridler, 1970; Chown *et al.*, 1992). Le schéma de Daigneault (2002) et Daigneault *et al.* (2004) apporte une précision additionnelle en confinant la « Zone externe » entre les zones de cisaillement Chicobi et Destor-Porcupine Manneville.
- d) Un autre sillon de roches volcaniques et sédimentaires occupe la portion sud de la SPA. Goodwin et Ridler (1970) y reconnaissent une autre série de « Faciès volcanogènes – Complexe sud », qui correspond à la « Zone volcanique sud » (Ludden *et al.*, 1986; Chown *et al.*, 1992; Daigneault, 2002; Daigneault *et al.*, 2004).

e) La position de la limite sud de la SPA fait l'unanimité et est caractérisée par la zone de cisaillement de Larder Lake – Cadillac (Daigneault *et al.*, 2004). Immédiatement au sud, les grauwackes de la Sous-province de Pontiac dominent et constituent les « Faciès de flysch » de Goodwin et Ridler (1970).

Goodwin and Ridler (1970)	Dimroth et al. (1982)	Ludden et al. (1986)	Chown et al. (1992) Daigneau (2004		neault et al. (2004)	Ayer et al. 2010	
Avant-pays nord	Sous-province de Quetico	Sous-province de l'Opatica	Sous-province de l'Opatica		Sous-province de l'Opatica		Sous-province de l'Opatica
Faciès volcanogènes Complexe nord		Zone volcanique nord	ent	Segment volcanique polycyclique	ent		Sous-province de l'Abitibi
Zone axiale de l'Orogène	Zone interne	Zone centrale de granitoïdes et de gneiss	Zone volcanio	Segment volcanique monocyclique	Zone volcanic nord	Zone interne	11 épisodes (assemblages) de roches métavolcaniques et métasédimentaires recoupées par des intrusions
		7				Zone externe	
Faciès volcanogènes Complexe sud	Zone externe	sud	Zone volcanique sud		Zone volcanique sud		synvolcaniques à syntectoniques
Faciès de flysch	Ceinture de Bellecombe	Zone sud de granitoïdes et de gneiss (Pontiac)	Sous-province de Pontiac		Sous-province de Pontiac		Sous-province de Pontiac

Figure 2. Évolution des sous-divisions internes de la Sous-province de l'Abitibi au cours de la période 1970-2010.

Des récentes études effectuées dans la SPA, tant du côté ontarien que québécois (Ayer *et al.*, 2002, Goutier et Melançon, 2007a,b; Thurston *et al.*, 2008; Ayer *et al.* 2010) sont à l'origine d'une nouvelle subdivision de la SPA (Fig. 3). La définition de 11 assemblages de roches volcaniques et sédimentaires est fondée sur la reconnaissance de caractéristiques lithologiques, géochimiques et géochronologiques similaires et ne présume aucun modèle tectonique (Fig. 3). Il est important de noter que les noms des assemblages ne correspondent pas aux noms des unités locales (groupe, formation, membre), mais servent uniquement à des fins de corrélation. Ainsi, les roches du secteur de Chibougamau correspondent aux assemblages « >2750 Ma », Deloro (2734-2724 Ma), Stoughton-Roquemaure (2723-2720 Ma), Caopatina (<2707-2700 Ma) et Opémisca (<2692 Ma) (Fig. 3; Ayer *et al.*, 2010). Ces assemblages sont recoupés par des unités lithodémiques d'âge synvolcanique (2728-2702 Ma) à syntectonique (2701-2697 Ma) (Goutier et Melançon, 2007b).



Figure 3. Géologie de l'Abitibi, modifié de Thurston et al. (2008) et Ayer et al. (2010).

Contexte géologique

Stratigraphie des roches volcaniques et sédimentaires

Les travaux de reconnaissance géologique s'étalent sur une période de plus de 80 ans, de 1870 à 1953; le lecteur intéressé peut obtenir un compte-rendu détaillé de cette période historique en lisant la section « Petite histoire » de Daigneault et Allard (1990). Les premiers travaux de cartographie détaillés ont été effectués au cours des années 1950 à 1970 avec un programme d'inventaire à l'échelle 1/12000 du Ministère des Richesses naturelles et c'est Duquette (1970) qui instaure les assises de la stratigraphie actuelle dans la région de Chibougamau, qui comprend les Groupes de Roy et d'Opémisca (Fig. 4). Tel que connu avant cette étude, le Groupe de Roy comprend cinq formations qui forment deux cycles volcaniques.

La Formation d'Obatogamau s'étend sur plus de 100 km vers l'ouest, depuis le Front de Grenville (Allard et Gobeil, 1984). Elle a été introduite par Cimon (1976) dans le canton de Queylus et se définit comme suit :

« La formation d'Obatogamau affleure à la limite sud de la région. Elle est constituée presque exclusivement de basaltes porphyriques coussinés et de quelques filons-couches de gabbros porphyriques associés aux laves, quelques coulées de rhyolites, des bancs de tufs acides finement laminés et parfois accompagnés de sulfures semi-massifs » (tiré de Cimon, 1977, p. 5).

Les basaltes de la Formation d'Obatogamau peuvent renfermer de 3 à 20% de mégacristaux de plagioclase (Chown *et al.*, 1998). Selon Allard *et al.* (1985), cette formation comprend aussi des basaltes massifs, homogènes à la base, surmontés par des basaltes coussinés qui occupent le tiers supérieur de la formation et dont la morphologie indique la polarité. Les coulées culminent par des brèches de coussins et la quantité de vésicules dans les coussins, qui augmente vers le sommet. Dans le secteur de Chapais, la Formation d'Obatogamau telle que définie jusqu'à maintenant comprend le membre de Chrissie, une séquence de roches volcaniques felsiques constituée de tufs à lapillis rhyolitiques et de brèches pyroclastiques (Morin, 1994).

Stratigraphie de la région de Chibougamau							
P	éist	ocè	ne	-	Till glaciaire,	, sable et gravier	
rozoïque	Dykes de diabases						
Proté	Formation de Chibougamau Tillite, paratillite, sédiments						
Z	onbe	émisca	Fm. Haüy		Sédiments,	Andésites potassiques	
Ш Л	0	o,p	Fm. Stella (Fm. Chebisti	uan dans	Ie synclinal de Waconichi)	Complexe du 🔒 🔊	
	>	d cycl	(synclinal de V	Vaconichi	Roches sedimentaires volcanoger	Lac Chaleur	
-	E Fm. Blondeau		leau	Roches volcaniques et sédimenta	Lac Cummings		
U	ipe de	rcle Se	Fm. Gilma	n	Roches volcaniques mafiques	Complexe du Con Lac Doré Do	
Ľ	C Sol		FIII. Waco	nichi	Roches volcaniques felsiques	Complexe de la	
1		Pren	Fm. Obato	gamau	Roches volcaniques mafiques	rivière Opawica	
-					Gneiss du socle		

Figure 4.

Stratigraphie de la région de Chibougamau avant le début de cette étude. Traduit de l'anglais à partir de la figure d'Allard et Gobeil (1984).

La Formation de Waconichi est identifiée pour la première fois dans le quart nord-est du canton de McKenzie par Duquette et Mathieu (1966) :

« Le sous-sol du quart nord-ouest de la région se compose surtout de roches pyroclastiques grises et vertes. Ces roches représentent la partie sud d'une

épaisse succession de roches semblables visibles dans le canton de Blaiklock (Sabourin, 1956), Richardson (Shaw, 1939) et Bignell (Smith, 1960). Étant donné que ces roches traversent le bassin du lac Waconichi, nous proposons de les grouper sous le nom de "formation de Waconichi". Cette formation est constituée essentiellement de roches pyroclastiques. Sans répétition par plissement ou faille, la formation aurait une épaisseur de 42 000 pieds dont seulement une section de 5000 pieds de la partie supérieure affleure dans la région » (Duquette et Mathieu, 1966, p. 3).

Cette définition de la Formation de Waconichi est revue lors de la cartographie du canton de Richardson par Caty (1975) :

« Contrairement à la carte de Duquette (1970), nous limitons la Formation de Waconichi à une bande de terrain située au sud-est de la faille des lacs Gwillim et Waconichi et le coin sud-est de la région. [...] Dans la région, l'épaisseur maximum de la Formation de Waconichi est d'environ 8000 pieds, sans tenir compte des failles ou du plissement possible » (Caty, 1975, p. 3).

Aussi, sur les cartes actuelles qui couvrent les cantons de McKenzie, Blaiklock, Richardson et Bignell, la quasi-totalité des roches considérées par Duquette comme appartenant à la Formation de Waconichi sont aujourd'hui cartographiées à l'intérieur de la Formation de Gilman, à l'exception des bandes de terrain mentionnées plus haut. À l'échelle de la région de Chibougamau toutefois, la Formation de Waconichi a été reconnue en de nombreux endroits et elle représente un intervalle étendu de volcanisme felsique qui se concentre dans plusieurs petits centres felsiques de faible épaisseur et de peu d'étendue (Allard *et al.*, 1985; Daigneault et Allard, 1990; Legault, 2003; Lafrance *et al.*, 2006). Plusieurs lentilles stratiformes de Cu-Zn-Ag-Au se localisent dans la portion supérieure de cette Formation, qui a fait l'objet de nombreux travaux de cartographie détaillés par les compagnies minières et le Ministère des Ressources naturelles, étant donné son énorme potentiel économique. Ces travaux permettent à Daigneault et Allard (1990) de distinguer les faciès Lemoine et Queylus :

« Nous définissons ainsi le Waconichi de type Lemoine qui regroupe essentiellement les roches de composition rhyolitique se situant dans le pourtour du pluton de Chibougamau et le Waconichi de type Queylus qui regroupe les roches essentiellement pyroclastiques à l'interface des Formations d'Obatogamau et de Gilman ». (Daigneault et Allard, 1990, p. 113).

Mortensen (1993) a réalisé deux datations U-Pb des zircons de rhyolites porphyriques aux abords du lac Yvette, à 1,2 km du site de la mine Lemoine. Le faciès Lemoine de la Formation Waconichi a ainsi été daté à 2729,7 +1,9/-1,6 Ma et 2728,0 +1,5/-1,4 Ma. Le faciès Portage,

désignant les exhalites de la formation de fer du lac Sauvage étudiées par Henry et Allard (1979) sera décrit distinctement par Chown *et al.* (1998).

La Formation de Gilman est également introduite par Duquette et Mathieu (1966) lors de la cartographie du quart nord-est du canton de McKenzie :

« Une bande de laves volcaniques mafiques de deux milles d'épaisseur, de direction est-ouest, recouvre la formation de lac Waconichi. Nous lui avons donné le nom de formation de lac Gilman parce que ces roches ont d'abord été étudiées dans la région du lac Gilman où elles affleurent beaucoup plus fréquemment ». (Duquette et Mathieu, 1966, p. 5).

L'épaisseur maximale de la Formation de Gilman diminue dans toutes les directions, depuis le centre de la ville de Chibougamau (Allard et Gobeil, 1984). Le premier 2/3 du Gilman est composé de basaltes massifs alors que le dernier tiers est occupé par des basaltes coussinés et des brèches de coussins (Allard *et al.*, 1985). La Formation de Gilman comprend également des laves mafiques porphyriques, des tufs à lapillis mafiques à felsiques, des tufs à cristaux ou grenats, des tufs felsiques et des brèches intrusives (Duquette et Mathieu, 1966; Bouchard, 1986; Couture, 1986). Dans le secteur de Chapais, la Formation de Gilman comprend aussi un large éventail de faciès (Morin, 1994) : « Formation de Gilman : andésite; basalte-andésite; tuf mafique; tuf felsique; rhyolite; gabbro; amphibolite; diorite; argilite; grès lithique »¹. Un dyke à phénocristaux de quartz et feldspath qui recoupe les laves de la Formation de Gilman a été daté à 2712 +9/-7 Ma (Mortensen, 1993; U-Pb sur zircon). Deux types de basaltes sont reconnus dans la région de la mine Bruneau, au nord de Chibougamau (Trudeau, 1981) :

« Deux variétés sont reconnues : les basaltes vert foncé et les basaltes vert pâle. Les premiers montrent une patine d'altération vert foncé et sont de couleur vert foncé à noire en cassure fraîche. La chlorite et l'actinote sont les agents responsables de ces couleurs. [...] Le second type de métabasalte montre une patine vert moyen à vert moyen clair. L'étude pétrographique révèle un contenu moindre en chlorite. Il est quasi exclusivement coussiné avec quelques rares horizons bréchiques » (Trudeau, 1981, p. 15).

Dans la région de Chapais, la division de la Formation de Gilman proposée par Picard et Piboule (1986) comprend les membres inférieur, intermédiaire et supérieur :

a) Le membre inférieur est composé de basaltes à PI-Cpx massifs, coussinés ou bréchiques et contient des horizons de roches volcanoclastiques de composition mafique

¹ Morin, R., 1994, Géologie de la région de Chapais, carte au 1/50000.

à intermédiaire et des roches sédimentaires finement litées. Les basaltes se distinguent des laves de la Formation d'Obatogamau par la rareté de phénocristaux de plagioclase et la présence de quelques amygdales.

- b) Le membre intermédiaire est composé de basaltes et d'andésites amygdalaires à PI avec quelques horizons de tufs à cristaux de composition mafique à intermédiaire.
- c) Le membre supérieur se caractérise par une séquence de basaltes à PI-Cpx aphyriques et riches en amygdales.

La Formation de Blondeau (Duquette, 1964) comprend des coulées de basalte variolaire, des coulées de rhyolite, des brèches et des tufs felsiques, des tufs graphiteux et cherteux, des argilites, des grès et des grauwackes volcanogènes (Allard *et al.*, 1985). Des lentilles stratiformes riches en sulfures disséminés et massifs sont aussi présentes (Chown *et al.*, 1998). La Formation de Blondeau est davantage exposée dans la zone axiale du synclinal de Chibougamau au nord de Chibougamau et autour de Chapais (Morin, 1994). Selon Dimroth *et al.* (1982), cette formation révèle un volcanisme émergent, avec une érosion et une sédimentation concomitante dans des bassins peu profonds.

La Formation de Bordeleau, définie par Caty (1979) se situe dans le synclinal de Waconichi et comprend des grès volcanogènes qui marquent une transition avec la Formation de Blondeau (Allard *et al.*, 1985; Moisan, 1992). À un niveau plus régional, la Formation de Bordeleau, tel que suggéré par Dimroth *et al.*, (1985), marque la transition vers les unités stratigraphiques supérieures qui composent le Groupe d'Opémisca. Dans le secteur de Chapais, la Formation de Bordeleau et comprend des grès, wackes, wackes feldspathiques, arkoses, siltstones et clayslates séparés de la Formation de Blondeau par une unité de tuf felsique.

Dans la portion sud de la région de Chibougamau, la Formation de Caopatina s'étend sur une superficie de 50 x 10 km dans le cœur du synclinal de Druillettes (Sharma *et al.*, 1987). Elle est constituée de conglomérats, de turbidites et de formations de fer qui font place, avec l'augmentation du métamorphisme vers le sud, à des paragneiss et des gneiss à biotite-grenat (Midra *et al.*, 1992; Dion et Simard, 1998). Sharma *et al.* (1987) mentionnent l'interdigitation de roches volcaniques, qui constituent les dernières pulsions du volcanisme mafique de la Formation d'Obatogamau selon Midra *et al.* (1992). Pour cette raison, les roches sédimentaires de la Formation de Caopatina étaient considérée plus vieilles que celles du Groupe d'Opémisca. L'âge récemment obtenu sur les conglomérats (<2707,3 ±2,3 Ma; David *et al.*, 2006) montre toutefois que les niveaux de roches volcaniques mafiques intercalés dans les roches

sédimentaires sont plus jeunes, aucunement apparentés à la Formation d'Obatogamau et que la Formation de Caopatina représente plutôt un équivalent contemporain à la Formation de Stella.

Le Groupe d'Opémisca comprend les formations de Stella et de Haüy. La Formation de Stella est introduite dans la stratigraphie par Caty (1975) lors de la cartographie du canton de Richardson :

« L'unité archéenne la plus jeune de la région est nommée la Formation de Stella. C'est un assemblage de roches sédimentaires qui repose en discordance sur le Groupe de Roy. La formation est surtout présente dans le ¹/₄ SW du canton de Richardson » (Caty, 1975, p. 5).

Elle comprend un conglomérat basal, surmonté de grès feldspathiques et d'argilites. Le conglomérat polygénique comprend des fragments de tonalite issus du pluton de Chibougamau et repose en discordance sur les granophyres du Complexe du lac Doré ainsi que sur les Formations de Waconichi et de Gilman (Allard *et al.*, 1985). Ces roches épiclastiques sont donc issues de l'érosion des roches volcaniques appartenant aux précédents cycles volcaniques (Chown *et al.*, 1998).

La Formation de Haüy a été décrite pour la première fois par Cimon (1976) dans le canton du même nom. Elle comprend des conglomérats (<2691,7 ±2,9 Ma; David *et al.*, 2007), des grès, des argilites et des coulées d'andésites potassiques porphyriques qui se trouvent intercalées au travers des roches sédimentaires. Les conglomérats et les grès sont composés de fragments de roches volcaniques du Groupe de Roy et de fragments de tonalite du pluton de Chibougamau. Les coulées d'andésites témoignent d'un épisode de volcanisme sub-aérien calco-alcalin à shoshonitique (Picard et Piboule, 1986) et ont probablement formé des boucliers volcaniques, lesquels se sont par la suite rapidement érodés pour former la portion supérieure de la Formation de Haüy (Allard *et al.*, 1985).

Dans le secteur du synclinal de Waconichi, les formations de Stella et de Haüy sont fusionnées et constituent la Formation de Chebistuan (Caty, 1978), en tout point similaire à la Formation de Stella, mais montrant un contact localement transitionnel avec des conglomérats monogéniques interdigités dans les grès de la Formation de Bordeleau sous-jacente.

Les intrusions mafiques et ultramafiques

Le Complexe du lac Doré

Le Complexe du lac Doré (CLD) s'injecte dans les formations d'Obatogamau et de Waconichi. Il est constitué d'un ensemble de filons-couches subvolcaniques différenciés d'une épaisseur

variant de 5 à 7 km qui apparaissent de part et d'autre de l'anticlinal de Chibougamau, sur une distance de plus de 53 km (Daigneault et Allard, 1990). Il a été reconnu pour la première fois comme une intrusion litée stratiforme dans les travaux précurseurs du géologue Gilles O. Allard (Allard, 1956). Des vestiges déformés et métamorphisés du CLD ont également été identifiés au-delà du Front de Grenville, à l'est de Chibougamau (Allard *et al.*, 1979; Bandyayera *et al.*, 2006). Le CLD est divisé en plusieurs zones (Allard *et al.*, 1985) :

- a) Zone Anorthositique : Cette zone se caractérise par une répétition primaire cyclique d'anorthosite, d'anorthosite gabbroïque, de gabbro anorthositique et de gabbro. La succession des lithologies s'accompagne d'une augmentation du rapport Fe/Mg dans les intercumulats de pyroxènes préservés.
- b) Zone Litée : Cette zone comprend successivement les membres P1 (magnétitite, ferrogabbro et ferropyroxénite), A1 (anorthosite gabbroïque), P2 (ferropyroxénite, ferrogabbro et magnétitite), A2 (anorthosite gabbroïque) et P3 (ferropyroxénite). Une pyroxénite à quartz de la zone P3 a livré un âge de 2727 ± 1 Ma (Mortensen, 1993; U-Pb sur zircon).
- c) Zone de Ferrodiorite : Cette zone est composée de ferrodiorite, ferropyroxénite et ferrogabbro. Elle est limitée à une structure plissée orientée N-S sur le flanc sud de l'anticlinal de Chibougamau.
- d) Zone de Granophyre Sodique : Les granophyres sodiques se forment par l'assimilation des roches encaissantes du CLD (Formations d'Obatogamau et de Waconichi; Allard, 1976). Ces granophyres ont été datés à 2728 ± 1 Ma (Mortensen, 1993; U-Pb sur zircon).
- e) Zone de Bordure Sommitale : Cette zone inclut des gabbros anorthositiques et des gabbros en contact avec les roches encaissantes.

Le Complexe de Cummings

Les filons-couches de Roberge, Ventures et Bourbeau sont décrits pour la première fois par Duquette (1970) et s'étendent sur une superficie de 160 x 43 kilomètres à l'intérieur des formations de Gilman et de Blondeau. La différenciation interne de chaque filon-couche et la disposition géographique dans un ordre allant toujours du plus mafique à la base au plus felsique vers le sommet (Horscroft, 1957; Smith et Allard, 1960; McMillan, 1972; Allard, 1976; Duquette, 1976, 1982; Poitras, 1984; Daigneault et Allard, 1990), ont constitué des arguments

en faveur de relations génétiques étroites entre les trois filons-couches, qui sont regroupés dans le Complexe de Cummings (Duquette, 1976, 1982). Les divisions internes des filons-couches du Complexe de Cummings sont revues par Poitras (1984) lors de son analyse des sections de forages stratigraphiques effectués par le Ministère des Ressources naturelles du Québec dans la région du lac Barlow, au nord-est de Chapais:

- a) Le filon-couche de Roberge, d'une épaisseur égale ou inférieure à 550 m (Poitras, 1984), comprend une zone pyroxénitique avec une bordure figée de gabbro, une zone rythmique composée de dunite, wehrlite et de clinopyroxénite avec des contacts cisaillés, mylonitisés et altérés en serpentine et une zone dunitique sommitale en contact franc avec l'encaissant, sans toutefois montrer de marge refroidie.
- b) Le filon-couche de Ventures, dont l'épaisseur totale varie entre 250 et 1000 m (Poitras, 1984) comprend une zone de clinopyroxénite vert sombre à texture mésocumulat-adcumulat, une zone de gabbro folié suivie d'un gabbro à texture ophitique et une zone de granophyre. Le granophyre se caractérise par une texture myrméckitique dominante avec une bordure d'aspect dioritique sur les premiers mètres.
- c) Le filon-couche de Bourbeau, dont l'épaisseur varie de 450 à 750 m (Poitras, 1984), se compose d'une mince couche de pyroxénite basale à bronzite et clinopyroxène, suivie de leucogabbro massif à texture subophitique et d'une importante quantité de ferrodiorite et de ferrogabbro à quartz. Un gabbro appartenant à ce filon-couche a livré un âge de 2717 ± 1 Ma (Mortensen, 1993; U-Pb sur zircon).

Sur un diagramme AFM (Irvine et Baragar, 1971), les roches des filons-couches de Ventures et de Bourbeau occupent un champ identique dans la région d'affinité tholéiitique, avec une courbe d'évolution chimique caractérisée à la toute fin par un enrichissement continu en fer (Allard, 1976; Duquette, 1976, 1982; Poitras, 1984). Sur le diagramme de Jensen (Jensen, 1976), le filon-couche de Roberge fait bande à part dans le champ des komatiites ultramafiques, tandis que les filons-couches de Ventures et de Bourbeau définissent des trajectoires de différenciation plus évoluées, quoique distinctes (Poitras, 1984). Dans les gabbros foliés du filon-couche de Ventures d'Opémiska à l'ouest de Chapais (McMillan, 1972), lequel correspond stratigraphiquement aux filons-couches de Roberge et de Ventures, l'augmentation des pourcentages d'Al₂O₃ et de Na₂O démontre l'apparition de cumulats de plagioclases, alors qu'une diminution marquée du pourcentage de SiO₂, accompagnée d'une forte augmentation des pourcentages de Fe₂O₃ et de TiO₂, implique la présence abondante de magnétite titanifère. La diminution du pourcentage de MgO s'explique par la présence des cumulats de magnétite

titanifère, de plagioclase, ainsi que par une variation cryptique dans les clinopyroxènes. Enfin, l'augmentation du pourcentage en P_2O_5 révèle l'apparition de cumulats d'apatite. L'augmentation des concentrations de SiO₂, TiO₂, P_2O_5 , Na₂O et FeO + Fe₂O₃ de façon proportionnelle à celle de Fe₂O₃ ainsi que la diminution d'Al₂O₃, MgO et CaO résultent de la différenciation interne de chaque filon-couche selon un processus de cristallisation fractionnée (Horscroft, 1957; Duquette, 1976, 1982; Poitras, 1984). Le rapport (FeO+Fe₂O₃)/MgO augmente constamment au sein de chaque filon-couche, ce qui indique une différenciation in situ, exempte d'apports magmatiques externes subséquents (Duquette, 1976, 1982). Toutefois, le filon-couche de Roberge se distingue puisque :

« À l'exception de l'oxyde de magnésium, tous les oxydes majeurs ont tendance à diminuer en concentration de la base au sommet. Le MgO, pour sa part, augmente de 32 à 40 pourcent dans la séquence, se conformant ainsi aux observations pétrographiques » (Poitras, 1984, p. 72).

L'injection multiple de liquides à composition de plus en plus ultramafique au cours de la cristallisation du filon-couche de Roberge pourrait expliquer le fait que la pyroxénite précède la zone de wehrlite-pyroxénite, alors que la dunite est située au sommet (Poitras, 1984). L'évolution du contenu en Cr₂O₃ et du rapport MgO/FeO dans les clinopyroxènes en fonction de la stratigraphie du filon-couche de Ventures montrent aussi l'injection d'un magma de composition plus ultramafique en cours de cristallisation (McMillan, 1972). Le pourcentage de Cr₂O₃ diminue progressivement pour s'élever à nouveau dans une portion supérieure de la stratigraphie, alors que l'évolution du rapport MgO/FeO vers un pôle ferrifère s'interrompt au niveau de la pyroxénite noire (McMillan, 1972). Les profils de terres rares pour le filon-couche de Roberge sont de type « dos de baleine », avec des rapports La/Sm <1 et Sm/Yb>1 et pourraient résulter de la cristallisation fractionnée du clinopyroxène provenant d'un magma de composition similaire à la zone marginale du filon-couche de Roberge (Poitras, 1984). Le filon-couche de Ventures est aussi caractérisé par des profils de type « dos de baleine » et un appauvrissement du contenu en terres rares particulièrement notable vers le sommet du filon-couche, probablement causé par le fractionnement de minéraux comme l'apatite, le zircon, la monazite et l'allanite (Poitras, 1984). Les profils du filon-couche de Bourbeau ne montrent pas les anomalies du filon-couche de Ventures, ce qui suggère l'absence de fractionnement de minéraux accessoires et la présence de bronzite (Poitras, 1984). La superposition des profils de terres rares des pyroxénites des trois filons-couches du Complexe de Cummings est considérée par Poitras (1984) pour démontrer la nature cogénétique et comagmatique entre les trois filonscouches (Fig. 5).





Le premier modèle de genèse du Complexe de Cummings proposé par McMillan (1972) comprend :

- a) l'accumulation d'une séquence formée de cumulats d'olivines et de pyroxènes, pour former le filon-couche de Roberge,
- b) l'expulsion du magma résiduel vers une zone moins profonde où se poursuit la cristallisation pour produire le filon-couche de Ventures,
- c) une dernière expulsion de magma se produit pour donner naissance au filon-couche de Bourbeau.

À divers moments durant le processus, le liquide résiduel est injecté par un liquide de composition basaltique.

Duquette (1976, 1982) présente un modèle basé sur des mesures d'extensions latérales ainsi que les proportions d'épaisseurs mesurées entre les différents filons-couches; il comprend les étapes suivantes :

- a) Un magma légèrement plus mafique qu'un basalte s'injecte à l'interface des formations de Gilman et de Blondeau. La cristallisation fractionnée des cumulites riches en olivines et en diopsides (1/5 du magma) produit le filon-couche de Roberge.
- b) Le volume de magma résiduel, de composition gabbroïque, s'injecte plus haut dans l'empilement volcanique. La cristallisation fractionnée des cumulats riches en augite (1/4 du magma résiduel) pour former le filon-couche de Ventures.
- c) La ½ du magma résiduel, de composition gabbro-dioritique, s'injecte plus haut dans les pyroclastites felsiques du Blondeau. L'expulsion du matériel gabbro-dioritique à la base de la cristallisation du filon-couche de Bourbeau survient au moment où le rapport (FeO+Fe₂O₃)/MgO de la méta-augitite du Ventures correspond à celui de la pyroxénite basale du Bourbeau (soit 0,7; voir Fig. 6). La nécessité de faire migrer ½ du magma résiduel provient des contraintes d'épaisseur (c'est-à-dire que l'épaisseur de la section du filon-couche de Ventures située au-dessus de la section de méta-augite équivalente à la totalité du filon-couche de Bourbeau. L'autre ½ restante du magma poursuit sa cristallisation fractionnée au sein du filon-couche de Ventures.

Le modèle de Poitras (1984) tient compte des facteurs d'extension latérale et d'épaisseur des filons-couches du Complexe de Cummings, mais se base de plus sur une modélisation, à partir des éléments majeurs, de la composition des liquides parents :

- a) L'intrusion d'un réservoir magmatique caractérisée par une composition stratifiée constitue le point de départ du processus, lequel débute avec la cristallisation fractionnée du filon-couche de Roberge.
- b) Le liquide résiduel du Ventures n'a pu servir à la cristallisation du Bourbeau puisque les concentrations en terres rares n'y sont pas suffisantes; le seul liquide qui puisse répondre à cette caractéristique est le liquide résiduel du filon-couche de Roberge, soit le même que celui qui serait à la base du Ventures. L'expulsion du magma à l'origine du filon-couche de Bourbeau a donc précédé celle du magma à l'origine du filon-couche de Ventures. Comme elle résulte de contraintes lithostatiques violentes, le magma est expulsé à grande distance vers la surface.

c) L'expulsion du magma à l'origine du filon-couche de Ventures, moins violente, s'est effectuée peu après, alors que la pression lithostatique devait être beaucoup plus faible. Cette hypothèse pourrait expliquer la présence, en plusieurs endroits de contacts contigus entre les filons-couches de Roberge et de Ventures.





Les filons-couches gabbroïques du Groupe de Roy

Plusieurs filons-couches de composition gabbroïque à texture ophitique à sub-ophitique sont injectés à l'intérieur des roches volcano-sédimentaires du Groupe de Roy (Horscroft, 1957; Smith et Allard, 1960; Duquette, 1970; Allard, 1976; Cimon, 1977; Daigneault et Allard, 1990).

Les filons-couches les plus épais sont différenciés et plusieurs auteurs proposent la cristallisation fractionnée pour expliquer la distribution des faciès (tableau 1). Les phases riches en quartz, lorsque présentes, occupent presque toujours la portion sommitale des filons-couches, constituant dès lors un excellent indice de polarité stratigraphique, lequel se trouve confirmé avec la morphologie des coussins des basaltes encaissants (Smith et Allard, 1960). Les filons-couches montrent des variations dans la composition des éléments majeurs depuis la base jusqu'au sommet. Une hausse des pourcentages en SiO₂, TiO₂, P₂O₅, Na₂O, FeO et Fe₂O₃ avec un enrichissement proportionnel en Fe₂O₃ s'accompagne d'une diminution des pourcentages d'Al₂O₃, MgO et CaO (Horscroft, 1957). La nature subalcaline et tholéiitique des filons-couches est illustrée sur les diagrammes Na₂O+K₂O vs SiO₂, AFM, Jensen, Zr/TiO₂ vs Nb/Y et par les variations de concentration des oxydes en fonction du Mg# (Trudeau, 1981; Picard et Piboule, 1986). Les filons-couches occupent les mêmes champs sur ces diagrammes que les laves encaissantes, ce qui tend à confirmer l'hypothèse à l'effet qu'ils soient comagmatiques (Horscroft, 1957; Smith et Allard, 1960).

	Smith (1953)	Horscroft (1957)	Smith et Allard (1960)	Simard e <i>t al.</i> (2004a,b)		
Sommet	Métadiorite	Diabase pegmatitique	Métagabbro à hornblende et chlorite			
Portion médiane		Métadiabase	Métagabbro à pyroxène et actinote	Gabbro (non- différencié)		
Base	Métagabbro	Métapyroxénite	Faciès marginal amphibolitique			

Les intrusions felsiques

Les plutons anté- à syntectoniques

Les plutons anté- à syn-tectoniques se mettent en place avant ou pendant la déformation. Ils contribuent au développement des crêtes anticlinales, à la verticalisation des strates et modifient

l'orientation des polarités stratigraphiques des unités de roches volcano-sédimentaires. Une fabrique mylonitique définit le pourtour des plutons qui font dévier la schistosité régionale S2, créant ainsi des points triples où se concentrent les L-tectonites (Racicot *et al.*, 1984; Dimroth *et al.*, 1986; Daigneault *et al.*, 1990). Le pluton de Chibougamau occupe le cœur de l'anticlinal de Chibougamau (Daigneault et Allard, 1990; Fig. 7). Les phases précoces constituées de méladiorite à hornblende et de diorite quartzifère à homblende (2718 ± 2 Ma; Krogh, 1982; 2716 +3/-2 Ma; Joanisse, 1998) se trouvent dans les parties externes du pluton et sont recoupées de dykes interminéraux de diorite et de tonalite (2715 ±1 Ma et 2714 +3/-2 Ma; Pilote *et al.*, 1997). Les phases plus tardives se composent essentiellement de tonalite à biotite recoupée par des dykes porphyriques (dyke de la mine Copper Rand daté à 2705,1 +1,7/-1,2 Ma; David *et al.*, 2011), et de leucotonalite (2701,7 ± 2,9 Ma; McNicoll *et al.*, 2008). Les plutons de la Dauversière (2720 ± 1 Ma; Mortensen, 1993), du Complexe Eau Jaune et du Lac Line (2707,6 ±1,4 Ma; Côté-Mantha, 2009) appartiennent aussi à la catégorie de plutons anté- à syn-cinématiques.

Les plutons post-cinématiques

Les plutons post-cinématiques se mettent en place après la déformation régionale et ne provoquent pas de modifications dans la polarité des unités de roches volcano-sédimentaires déjà subverticales (Daigneault et Allard, 1990). L'âge des plutons post-cinématiques constitue une limite inférieure de l'âge de la déformation régionale. Les plutons de Chevrillon, du Lac France, de Presqu'Île, de Muscocho (2701 \pm 2 Ma; Mortensen, 1993) de Boisvert (2697 \pm 4 Ma; Davis *et al.*, 2005) et d'Opémisca (2697 \pm 2 Ma; Frarey et Krogh, 1986) appartiennent à cette catégorie.

Figure 7. Modèle géodynamique pour la région de Chibougamau. Tiré de Daigneault (1991). Roches volcano-sédimentaires: Ve: Membre du Lac des Vents, Ob: Formation d 'Obatogamau, Gl: Formation de Gilman, Bl: Formation de Blondeau, Bo: Formation de Bordeleau, Op: Groupe d'Opémisca, Ca: Formation de Caopatina Cb: Lambeaux de roches protérozoïques. Roches intrusives: CT: Complexe tonalitique, CLD: Complexe du lac Doré, CEJ: Complexe Eau Jaune, CU: Complexe de Cummings, PC: Pluton de Chibougamau, PLD: Pluton de La Dauversière, PBv: Pluton de Boisvert, PF: Pluton du lac France, PM: Pluton de Muscocho, PCh: Pluton du lac Chevrillon. Anticlinaux et synclinaux: SW: Synclinal de Waconichi, SC: Synclinal de Chibougamau, AC: Anticlinal de Chibougamau, SCh: Synclinal de Chapais, ALD: Anticlinal de La Dauversière, SD: Synclinal de Druillettes, ZTW: Zone tectonique (anticlinal) de Waconichi. Failles: FB: Faille Barlow, FF: Faille Faribault, FA: Faille Antoinette, FLS: Faille du Lac Sauvage, FK: Faille Kapunapotagen, FGI: Faille Gwillim, FMc: Faille McKenzie, FLD: Faille du Lac Doré, FQ: Faille Queylus, FM: Faille Mistassini.



Modèles antérieurs pour la déformation et l'évolution tectonique de la région de Chibougamau

Les modèles précédents pour la déformation et l'évolution tectonique proposés par Daigneault et Allard (1990) et Daigneault (1991; 1998) sont basés sur une approche uniformitariste et s'arriment aux modèles proposés pour l'ensemble de la Sous-province de l'Abitibi (Dimroth *et al.*, 1982, 1983a; Ludden *et al.*, 1986; Chown *et al.*, 1992; Daigneault *et al.*, 2004).

Rifting du socle pré-existant

La présence d'un socle tonalitique ancien tel que suggéré dans la stratigraphie de Daigneault et Allard (1990) est présentée à titre purement hypothétique, puisqu'aucune évidence de la présence d'un socle sialique ancien n'a été identifiée. Il devait toutefois y avoir à l'origine un socle de nature indéterminée qui s'est fissuré dans un contexte apparenté aux zones d'ouverture des rides océaniques pour permettre l'effusion des laves du plancher océanique :

« Ces roches se sont déposées hypothétiquement sur une croûte sialique dont l'origine nous est encore inconnue. À titre purement spéculatif, nous pouvons penser que l'origine des empilements volcaniques peut se faire par émission massive de lave, soit le long de grandes fissures, ou soit le long de discontinuités de type proto-rift » (Daigneault et Allard, 1990, p. 252).

Développement de la plaine de laves

L'extension latérale E-W de la Formation d'Obatogamau sur plus de 100 km pour une épaisseur de 3-4 km suggère une période de volcanisme effusif pendant laquelle se forme une plaine de basaltes coussinés porphyriques avec des quantités mineures de roches volcanoclastiques felsiques à intermédiaires de la Formation Waconichi (Daigneault et Allard, 1990, Daigneault, 1991; Fig. 7). Selon Chown *et al.* (1992), les formations d'Obatogamau et de Waconichi représentent les assises d'un arc volcanique comparable à ceux observés dans les environnements géologiques modernes (Fig. 8). L'intrusion du Complexe du lac Doré s'effectue de façon synchrone au premier cycle volcanique (Daigneault, 1991, 1998). Chown *et al.* (1992) comparent le segment monocyclique à un système d'arc diffus passant latéralement à un environnement d'arrière-arc, avec des centres volcaniques régulièrement espacés qui constituent la source de débris s'accumulant dans les bassins adjacents. Ce type d'environnement pourrait être associé à une zone de subduction de faible angle à pendage vers le nord (Fig. 8). Ludden *et al.* (1986) proposent quant à eux une zone de subduction à pendage vers le sud, en s'appuyant sur le fait que les zones de rift des environnements tectoniques modernes sont généralement localisés à l'arrière de la zone d'arc et que la zone volcanique sud puisse, justement, représenter cette zone de rift (Fig. 9).



Figure 8. Modèle géodynamique pour la Sous-province de l'Abitibi. Tiré de Chown et al. (1992).





Développement des volcans boucliers

Selon l'interprétation proposée par Chown *et al.* (1992), cette étape correspond à une phase immature d'île en arc dans le segment polycyclique de la zone volcanique nord. La plaine des basaltes d'Obatogamau est recouverte par des volcans boucliers de grande extension centrés sur le pluton de Chibougamau. Les plutons de la Dauversière et de Complexe Eau Jaune ainsi que les filons-couche du Complexe de Cummings injectent les unités de roches volcano-sédimentaires (Daigneault *et al.*, 1990).

Maturation et dissection de l'arc volcanique

La pression exercée par le pluton de Chibougamau provoque le bombement et l'érosion des phases précoces et des lithologies encaissantes. Le dépôt des sédiments terrigènes du Groupe d'Opémisca s'effectue dans les structures synclinales adjacentes, bordées par des failles

normales et en discordance sur les lithologies volcano-sédimentaires du Groupe de Roy (Daigneault, 1991). Les roches sédimentaires du Groupe d'Opémisca comprennent des fragments de roches plutoniques et sont intercalées avec des coulées de laves de composition shoshonitique, ce qui suggère un contexte d'arc évolué (Mueller *et al.*, 1989; Mueller et Donaldson, 1992). Selon Chown *et al.* (1992), les bassins sédimentaires du second cycle résultent de la dissection de l'arc volcanique, en réponse à une inversion de polarité de la zone de subduction ou encore, à un recul de la zone de subduction.

La période de déformation D1

Daigneault et Allard (1984) et Daigneault et (1990) décrivent une première phase de déformation D1 caractérisée par des plis ouverts dont l'orientation des traces axiales varie de N à NW, sans schistosité de plan axial apparente associée. L'origine mal connue de ces structures pourrait résulter de la subsidence des unités volcano-sédimentaires lors de l'intrusion des plutons ascendants ou de la présence d'éléments paléogéographiques au sein du socle préexistant (Daigneault et Allard, 1984; Dimroth *et al.*, 1986) :

« The north-trending F_1 -folds in the anticlines may have formed in response to the upwelling of synvolcanic plutons and of the tonalitic basement gneiss, or they may be an expression of old lineaments in the basement » (Dimroth *et al.*, 1986, p. 733).

Ces structures prennent la forme de plis P1 à trace axiale N-S (anticlinal du lac David, synclinaux du lac Caché et de Muscocho) illustrés sur les modèles géodynamiques tridimensionnels (Daigneault *et al.* 1990; Daigneault, 1991).

La période de déformation D2

Selon l'interprétation proposée par Daigneault et Allard (1984) et Daigneault et al. (1990), la déformation majeure D2 est caractérisée par un raccourcissement régional qui provoque le plissement et la subverticalisation des unités stratigraphiques. À l'échelle régionale, le développement d'une succession de structures anticlinales et synclinales contribue également à l'inversion des polarités stratigraphiques (Daigneault *et al.*, 1990). Le cœur des structures anticlinales est occupé par des plutons ou des couloirs de déformation à l'intérieur desquels les zones de cisaillement inverses produisent des répétitions de la séquence stratigraphique. Les roches volcanoclastiques et sédimentaires de la Formation de Blondeau et du Groupe d'Opémisca occupent le cœur des structures synclinales et sont limitées par des failles inverses

E-W qui ont pu originalement constituer des failles normales, comme dans le cas de la zone de cisaillement de Kapunapotagen (Dimroth *et al.*, 1984b, 1986), ce qui impliquerait l'existence d'un régime extensionnel contrôlant la sédimentation, préalable à la déformation régionale (Mueller et Dimroth, 1984, Mueller *et al.*, 1989, Mueller et Donaldson, 1992). D'après Daigneault (1991), ces zones de cisaillement à fort pendage n'occasionnent pas de chevauchements sur de grandes distances puisqu'elles ne détruisent pas la solidarité stratigraphique. De plus, la présence de fabriques planaires subhorizontales au sein des gneiss tonalitiques situés dans le cœur des anticlinaux suggère une zone de décollement à la base des unités supracrustales. Par conséquent, si ces zones de cisaillement résultent d'un chevauchement majeur, la région doit être considérée comme un terrane unique plutôt qu'un amalgame de plusieurs terranes distincts.

La schistosité régionale S2 se définit par l'aplatissement et la subverticalisation des structures primaires telles que : contacts stratigraphiques, coussins, varioles, amygdules, minéraux tels les phyllosilicates, phénocristaux, fragments lithiques dans les roches sédimentaires et volcanoclastiques (Daigneault et Allard, 1984; Daigneault, 1991). La schistosité S2 prend une orientation générale E-W sauf à proximité des plutons post-cinématiques qui provoquent une déviation de la schistosité et l'apparition de points triples (Dimroth *et al.*, 1986; Daigneault *et al.*, 1990). Les pendages sont généralement abrupts et la linéation d'étirement plonge fortement, étant souvent verticale, soulignée par l'allongement des structures primaires citées plus haut (Daigneault et Allard, 1990).

Les zones de cisaillement E-W se forment ultérieurement aux plis de deuxième génération qu'elles recoupent. Elles se caractérisent par une forte transposition des structures primaires, la formation de schiste à séricite-chlorite et une carbonatisation (ankérite). Des linéations à fort plongement, souvent verticales, caractérisent ces zones de cisaillement dont le mouvement inverse peut être déduit à l'aide de fabriques C/S et d'ombres de pression dissymétriques (Daigneault et Allard, 1987). Les zones de cisaillement de Kapunapotagen et de Faribault résultent ainsi d'un chevauchement du sud vers le nord alors que les zones de cisaillement du lac Sauvage et du lac Antoinette démontrent un sens de chevauchement opposé (Daigneault et Allard, 1990). Ces mouvements provoquent des répétitions de la séquence stratigraphique comme dans le cas des filons-couches de Cummings (Allard, 1976, Pilote, 1986), de la Zone anorthositique du Complexe du lac Doré (Daigneault et Allard, 1996), ou de la juxtaposition de domaines structuraux distincts dans la Zone tectonique du Front de Grenville (Cadéron *et al.*, 2005; Roy *et al.*, 2006).

Des zones de cisaillement inverse d'orientation SE à fort pendage (60° à 80° vers le SW) apparaissent sur le flanc nord du Complexe du lac Doré et peuvent se suivre sur une distance de 2 à 5 km (Daigneault et Allard, 1990). L'origine synchrone des zones de cisaillement SE et E-W est suggérée par les indicateurs cinématiques qui montrent un mouvement similaire et le motif anastomosé que forment les deux orientations de cisaillement dans le couloir de déformation (Daigneault et Allard, 1990).

La période de déformation D3

Selon Daigneault et al. (1990), la période de déformation D3 se caractérise par des clivages de crénulation et des kink bands à pendages abrupts (45°-65°) d'orientation NE et NW. Ces structures conjuguées se superposent à la déformation régionale orientée E-W, dans des zones fragiles-ductiles affectées par une forte anisotropie. Elles constituent en ce sens des éléments post-déformation régionale (Daigneault et Allard, 1990). Les zones de cisaillement NE de Gwillim et de Lamarck s'étendent sur plus de 150 kilomètres et montrent un rejet oblique sénestre tandis que les failles du lac Doré et McKenzie ont un rejet dextre (Daigneault, 1991). Ces structures fragiles-ductiles recoupent les cisaillements ductiles D2 et évoluent tardivement puisqu'elles recoupent les roches sédimentaires du Protérozoïque inférieur de la Formation de Chibougamau (Daigneault et Allard, 1990).

Le plutonisme post-cinématique

L'intrusion des plutons post-cinématiques du lac France, d'Opémisca, de Chevrillon et de Muscocho s'effectue de façon concomitante à l'épisode de transpression dextre qui affecte l'ensemble de la Sous-Province de l'Abitibi et qui lui donne son aspect anastomosé (Chown *et al.*, 1992).

La période de déformation D4

L'Orogenèse grenvillienne induit une réactivation de plusieurs failles archéennes ainsi que le développement de nouvelles failles orientées NNE, d'une largeur qui dépasse rarement quelques mètres et qui produisent un décalage senestre inférieur à 200 mètres. Les failles NNE recoupent les structures D2 et D3 et forment un réseau dont la densité s'accroît vers la limite est de la Sous-province de l'Abitibi (Allard, 1979; Daigneault et Allard, 1994). Dans la Zone tectonique du Front de Grenville, les failles NNE à N-S provoquent un décalage senestre plus important, de 1 à 3 kilomètres (Daigneault, 1991). Elles sont associées à une foliation

dominante de direction NNE et des linéations plongeant vers le SE (Bandyayera *et al.*, 2006). Daigneault (1991, 1998) interprète l'origine de la plupart de ces failles comme le résultat de l'orogénèse grenvillienne.

Problématique

Limites stratigraphiques du Groupe de Roy (chapitres 2 et 3)

Depuis l'introduction de la Formation d'Obatogamau lors de la cartographie du canton de Queylus sur le flanc sud de l'anticlinal de Chibougamau (Cimon, 1977), le Groupe de Roy comprend deux cycles volcano-sédimentaires, le premier étant composé des formations d'Obatogamau et de Waconichi, alors que le second est constitué des formations de Gilman et de Blondeau (Fig. 4; Allard et Gobeil, 1984). Sur le plan stratigraphique, les roches volcaniques mafiques de la Formation d'Obatogamau sont séparées des roches volcaniques mafiques de la Formation de Gilman par les rhyolites porphyriques et les roches volcanoclastiques felsiques à intermédiaires de la Formation de Waconichi, distribuées en centres felsiques discontinus de faible envergure (Daigneault et Allard, 1990). Lorsque les roches de la Formation de Waconichi sont absentes, les roches volcaniques mafiques de la Formation de Gilman succèdent directement à celles de la Formation d'Obatogamau, ce qui pose un problème dans la localisation d'une limite précise entre ces deux formations. Les roches volcaniques mafigues de la Formation d'Obatogamau contiennent des mégacristaux de plagioclase aisément identifiables sur le terrain. Bien que le pourcentage de ces mégacristaux atteigne 20% dans le membre médian, il n'est pas uniforme (Cimon, 1977) et diminue jusqu'à moins de 1% dans le membre supérieur, soit à un niveau comparable à celui des roches volcaniques de la Formation de Gilman (Fig. 10). Il devient alors impossible de distinguer les deux formations à l'échelle macroscopique dans les secteurs où elles sont limitrophes (Houle, comm. pers., 2004). La géochimie des éléments majeurs et des éléments traces (Ludden et al., 1984; Picard et Piboule, 1986; Daigneault et Allard, 1990) ne permet pas non plus d'identifier des différences significatives qui permettraient de tracer une limite géochimique entre les deux formations. Les diagrammes des terres rares présentés par Ludden et al. (1984) suggèrent toutefois la présence d'une frontière entre un membre inférieur et un membre supérieur dans la Formation de Gilman (Fig. 11). Cette hypothèse avait déjà été proposée par Allard (1976); ce dernier avait reconnu, à l'intérieur de la Formation de Gilman, un niveau lenticulaire de matériel grossier constitué d'andésite porphyrique grise pâle passant progressivement à un tuf à cristaux de feldspaths. avec de nombreux morceaux de chert et de sulfures. Ayant corrélé ce niveau à d'autres lentilles

similaires cartographiées par Smith et Allard (1960), Allard (1976) interprète ces lentilles comme indicatrices d'un centre volcanique proximal où les niveaux d'exhalites présents ont été fragmentés par les explosions volcaniques. Aussi, Allard suggère que ces niveaux lenticulaires constituent la fin « de la première phase du second cycle volcanique » et propose d'élaborer davantage les subdivisions établies par Duquette (1970).



Figure 10. Stratigraphie de la Formation d'Obatogamau établie dans la portion sud-est du canton de Queylus. Tiré de Cimon (1977).

La division de la Formation de Gilman en un membre inférieur et un membre supérieur sera toutefois nuancée par Daigneault et Allard (1990), qui invoquent le fait que l'horizon identifié par Allard (1976) et analysé par Ludden *et al.* (1984) n'a pu être identifié que localement :

« Cette dernière constatation nous permet de faire une mise au point sur les divisions internes du Gilman. La limite entre Gilman supérieur et Gilman inférieur fut originalement proposée par Allard (1976), qui suggéra la présence d'un second cycle volcanique au sein du Gilman. Allard se basait sur le fait

que le secteur au N de la ville de Chibougamau contient des horizons volcanoclastiques où les fragments felsiques et les fragments de sulfures massifs laissent croire à une évolution semblable à celle qui a généré le Waconichi de Lemoine. Les laves coussinées présentent également un aspect différent avec de petits cristaux millimétriques de plagioclase de forme prismatique. Ludden *et al.*, (1984) ont démontré que cette portion du Gilman contenait des termes plus évolués et d'affinité calco-alcaline, ce qui contraste avec la monotonie basaltique d'affinité tholéiitique du Gilman inférieur et de l'Obatogamau. Toutefois, ce secteur où le Gilman supérieur peut être identifié ne correspond qu'à un horizon de 1,5 km de puissance que l'on suit sur 6 ou 7 km, soit donc une surface d'environ 10,5 km² » (Daigneault et Allard, 1990, p. 195).



Figure 11. Profils de terres rares normalisés pour les roches volcaniques de la région de Chibougamau. Modifié de Ludden *et al.* (1984).

Les récents travaux visant à goudronner et élargir la route menant au village d'Ouje-Bougoumou, au nord-est de Chapais, ont nécessité des travaux de décapage importants, mettant ainsi à jour l'affleurement de la propriété Dimanche dans la Formation de Gilman. La cartographie détaillée de cet affleurement (Goulet et al., 2006) montre des horizons de roches volcanoclastiques avec des fragments de roches felsiques et de sulfures qui ressemblent en tout point aux affleurements décrits par Allard (1976; Fig. 12). Dans les portions centrales des cantons de McKenzie et de Roy, la Formation de Gilman contient des faciès volcanoclastiques et bréchiques (Smith et Allard, 1960; McPhee et Windfield, 1976; Hamilton, 1977; Trudeau, 1981; Tremblay, 1982; Couture 1986). Ces affleurements s'étendent au-delà des 10 km² identifiés par Daigneault et Allard (1990) et pourraient faire partie d'un horizon margueur avec une position stratigraphique et des caractéristiques géochimiques distinctes du reste de la Formation de Gilman. Si l'extension de l'horizon de roches volcanoclastiques est démontrée à l'échelle régionale et que les différences géochimiques au sein des laves de la Formation de Gilman persistent de part et d'autre de cet horizon marqueur, il faudra réviser la stratigraphie actuelle afin de tenir compte de la limite entre le Gilman inférieur et le Gilman supérieur, laquelle représenterait, tel que proposé par Allard (1976), une limite entre deux cycles volcaniques. D'autre part, s'il n'y a aucune différence significative au niveau de la géochimie des laves de la Formation d'Obatogamau et du Gilman inférieur, il y aurait lieu de regrouper ces laves au sein d'une seule formation, représentant du point de vue géodynamique un seul cycle volcanique.



Figure 12. Roches volcanoclastiques de la Formation de Gilman. A) Tuf à lapillis et à blocs de la propriété Dimanche, au kilomètre 8 de la route menant à la réserve d'Ouje-Bougoumou. B) Contact entre deux lits de roches volcanoclastiques au Parc Allard, rue de Billy, ville de Chibougamau.

Ce projet de doctorat a notamment pour but de vérifier la validité des hypothèses présentées plus haut par la cartographie de la Formation de Gilman sur le flanc nord du Complexe du lac Doré. Le suivi de l'horizon marqueur formé de roches volcanoclastiques et les nouvelles analyses géochimiques permettront d'appuyer la division du Gilman proposée par Allard (1976) et Ludden *et al.* (1984) dans le secteur de la ville de Chibougamau et de vérifier sa continuité

au-delà des limites déjà établies par Daigneault et Allard (1990) dans le secteur compris entre la brèche d'Ouje-Bougoumou et le centre du canton de Roy (Fig. 13). Elles permettront notamment de définir l'extension régionale du contact entre les laves d'affinité tholéiitique et les laves d'affinité calco-alcaline. En fonction des nouvelles informations obtenues (cartographie, géochimie, géochronologie), un nouveau schéma stratigraphique sera proposé afin de mieux situer la limite entre les deux cycles volcaniques, qui se définit non seulement par un marqueur stratigraphique d'extension régionale, mais également par une signature géochimique différente pour roches volcaniques mafiques situées de part et d'autre de ce marqueur, montrant ainsi le passage de laves d'affinité tholéiitique à des laves d'affinité calco-alcaline. Du point de vue économique, la découverte d'un autre horizon marqueur pour la recherche des gisements de type SMV à l'intérieur de la Formation de Gilman aurait une incidence majeure sur les travaux d'exploration minière en cours et à venir dans la région de Chibougamau.



Figure 13. Extension hypothétique de l'unité de roches volcanoclastiques à l'intérieur de la Formation de Gilman. Modifié de Duquette (1970).

Étude du Complexe de Cummings (Chapitre 4)

Un nouveau modèle de cristallisation pour les intrusions mafiquesultramafiques du Complexe de Cummings à partir de la nouvelle coupe du lac Cummings?

Trois modèles de mise en place des filons-couches du Complexe de Cummings ont été proposés, respectivement par McMillan (1972), Duquette (1982) et Poitras (1984). Le modèle de McMillan (1972) est basé sur les variations du contenu en éléments majeurs et des rapports d'éléments maieurs en fonction de la stratigraphie du filon-couche de Ventures à Opémiska (Chapais) et sur l'ancienne coupe du lac Cummings (Allard, 1976). Le modèle de Duquette (1982) utilise des facteurs de proportionnalité entre les différents volumes occupés par les lithologies de chaque filon-couche du Complexe de Cummings ainsi que l'évolution du rapport (Fe₂O₃+FeO)/MgO en fonction de la stratigraphie (Fig. 6). Le modèle de Poitras (1984) complémente l'argumentation de Duquette (1982) avec une modélisation des liquides successifs par cristallisation fractionnée et l'élaboration de calculs théoriques des profils des terres rares. Il assume a priori que les trois filons-couches du Complexe de Cummings constituent une seule entité lors d'une cristallisation fractionnée à l'équilibre, en système fermé, ce qui simplifie les calculs. Toutefois, le filon-couche de Roberge montre la répétition cyclique des clinopyroxénites à cumulats et des webstérites, une zonation inverse et des variations de concentrations des éléments majeurs (p. ex. Cr2O3 et rapport MgO/FeO) avec la stratigraphie qui peuvent s'expliquer par des injections multiples de plus en plus ultramafiques en cours de cristallisation (McMillan, 1972; Poitras, 1984).

Ce projet de doctorat propose une révision des modèles de cristallisation proposés pour les filons-couches de Cummings, en considération des aspects suivants :

- a) Une nouvelle coupe routière le long de la route 167 à l'ouest du lac Cummings (Fig. 4 du chapitre 4) expose les filons-couches de Cummings sur une section d'affleurements continus de près de 2 kilomètres. Les relations de contact (primaires et structurales) ainsi que les vues en plan et en coupe sont des éléments dont Poitras (1984) ne pouvait bénéficier, puisque contraint à travailler sur des sections de forage et limité à une interprétation incertaine des contacts entre les différentes unités du Complexe de Cummings et des lithologies encaissantes;
- b) La cartographie détaillée des filons-couches du Complexe de Cummings entreprise à l'été 2003 sur la coupe du lac Cummings montre une répétition des faciès de roches ultramafiques (Fig. 5 du chapitre 4). L'origine des répétitions peut être primaire et liée à

des processus magmatiques, ou être structurale et liée au mouvement inverse des failles. Ces deux possibilités doivent êtres évaluées;

- c) Comparativement aux dernières analyses des terres rares effectuées par Poitras (1984), les nouvelles analyses géochimiques des éléments traces et des terres rares profitent d'un gain significatif au niveau de la précision analytique;
- d) Les coefficients de distribution utilisés par Poitras (1984) pour le calcul d'un liquide parent initial ont été établis il y a plus de 30 ans et dans certains cas, il y a 40 ans (Nagasawa, 1970; Zielinski, 1975; Beswick et Carmichael, 1978; Frey, 1980). Les nouvelles modélisations inverses vont bénéficier des coefficients de distribution les plus récents disponibles (Bédard, 2001; 2006a; 2007; 2010) et de l'approche élaborée par Bédard (2001), premier auteur de l'article présenté au chapitre 4. Ces modélisations permettront de découvrir s'il y a eu plus d'un liquide parent initial et de reconnaître les processus de cristallisation (à l'équilibre et/ou fractionnée?).

Le Complexe de Cummings se limite-t-il aux seuls filons-couches de Roberge, Ventures et Bourbeau? Quelle est la position stratigraphique du filon-couche de Smith?

Le Complexe de Cummings tel que défini pour la première fois par Duquette (1970) se caractérise par les filons-couches différenciés de Roberge, Ventures et Bourbeau. Ces filons-couches sont injectés depuis la limite supérieure de la Formation de Gilman jusqu'à l'intérieur de la Formation de Blondeau (Poitras, 1984; Pilote, 1986) et apparaissent toujours selon le même ordre stratigraphique, sur une superficie de 100 x 43 km (Duquette, 1970).

La cartographie effectuée dans la Formation de Gilman sous-jacente au filon-couche de Roberge, plus particulièrement dans les cantons de McKenzie et de Roy (Smith, 1953; Horscroft, 1957, 1958; Smith et Allard, 1960; Duquette, 1976, 1982; Simard *et al.*, 2004a,b), révèle la présence de filons-couches de moindre envergure. Sur les cartes SIGÉOM du Ministère des Ressources naturelles du Québec (Simard *et al.*, 2004a,b), ces filons-couches sont tous cartographiés comme des gabbros. Toutefois, les filons-couches plus épais présentent une variété de faciès sur les cartes plus anciennes (Smith, 1953; Horscroft, 1957, 1958; Smith et Allard, 1960; voir le tableau 1). À titre d'exemple, le filon-couche de Smith, situé à l'est du lac Ham (Fig. 3 du chapitre 4), présente un litage magmatique et comprend de la base au sommet une mince bande de pyroxénite, une épaisse couche de diabase qui constitue la majeure partie du filon-couche et un diabase à texture pegmatitique. Sur le plan macroscopique, le filon-couche
de Smith présente une succession de lithologies similaires à celle du filon-couche de Ventures (tableau 2). La question qui se pose est de savoir si le Complexe de Cummings se restreint aux seuls filons-couches de Roberge, Ventures et Bourbeau, ou s'il comprend également d'autres filons-couches injectés à des niveaux inférieurs de la Formation de Gilman.

Afin de vérifier l'hypothèse de relations génétiques et comagmatiques entre ces filons-couches, ce projet de doctorat propose une comparaison entre les filons-couches du Complexe de Cummings et ceux de la Formation de Gilman, appuyée par la cartographie des faciès (à l'échelle macroscopique et microscopique), de nouvelles analyses géochimiques (éléments majeurs et éléments traces) et des modélisations inverses des liquides parents initiaux (effectuées par Jean H. Bédard, premier auteur de l'article apparaissant au chapitre 4).

Tableau 2 : Stratigraphie des filons-couches différenciés du Groupe de Roy (Horscroft, 1957) et du filon-couche de Ventures (Poitras, 1984)

	Horscroft (1957)	Poitras (1984)
Sommet	Diabase quartzifère et diabase à texture pegmatitique Lorsque le quartz est présent (jusqu'à 29% quartz), les diabases ont une texture granophyrique	Granophyre (jusqu'à 30% quartz)
Portion médiane	Filons-couches larges : métadiabase à texture subophitique Filons-couches étroits : métadiabase à texture ophitique	Gabbro massif à texture ophitique (Gabbro de Ventures)
Base	Métapyroxénite, identifiée seulement dans le filon-couche de Smith	Pyroxénite

Cadre structural du Complexe de Cummings dans le synclinal de Chibougamau

La plus grande partie des filons-couches du Complexe de Cummings se situe sur le flanc nord du Complexe du lac Doré, dans le synclinal de Chibougamau, orienté E-W (annexe 2). La structure synclinale s'est d'abord initiée en réponse à la montée diapirique des plutons synvolcaniques (Daigneault et Allard, 1984; Dimroth *et al.*, 1986), puis a été amplifiée lors d'un

raccourcissement lié à la déformation régionale (Fig. 7). Une zone de cisaillement à mouvement inverse du sud vers le nord provoque la répétition des filons-couches de Roberge et de Ventures sur les deux flancs du synclinal de Chibougamau, tandis qu'au cœur du synclinal, le filon-couche de Bourbeau n'est pas répété (Poitras, 1984; Fig. 14). Les zones de cisaillement inverses sur les cartes SIGÉOM du Ministère des Ressources naturelles du Québec montrent aussi un mouvement inverse du sud vers le nord (Simard et al., 2004a,b). La section verticale de la nouvelle coupe du lac Cummings (Leclerc et Goulet, 2003; annexe 9a) révèle une zone d'imbrications de failles inverses qui impliquent au contraire un mouvement inverse du nord vers le sud (Fig. 15). Régionalement, cette zone d'imbrication fait partie d'un groupe de zones de cisaillement à vergence sud et d'orientation est-ouest qui s'étend depuis la faille² du lac Sauvage (limite sud du synclinal de Chibougamau) jusqu'à proximité du lac Marianne (au nord de la trace du synclinal de Chibougamau) et qui comprend la faille du synclinal de Cummings (Allard, 1976), rebaptisée faille du lac Antoinette par Daigneault (1991), ainsi que les failles du lac North (Daigneault, 1991), du lac Sauvage (Allard, 1976) et la faille bordière du Complexe du lac Doré (Daigneault, (1991). La « zone de cisaillement de la Source » identifiée dans la coupe du lac Cummings (Leclerc et Goulet, 2003) a été ajoutée à ce groupe.



Figure 14. Modèle tectonique montrant le plissement et la répétition des filons-couches Roberge et de Ventures, sur les flancs du synclinal de Chibougamau. Le filon-couche de Bourbeau, au cœur du synclinal, n'est pas répété. Le cisaillement inverse montre un mouvement du sud vers le nord. Tiré de Poitras (1984).

² Les failles du lac Sauvage, du lac Antoinette, du lac North et la faille bordière du lac Doré sont des structures ductiles et selon la nomenclature utilisée dans cette thèse (Schultz et Fossen, 2008) elles seront nommées « zones de cisaillement », le terme « faille » étant réservé aux structures cassantes.

Les filons-couches du Complexe de Cummings : un cas de répétition tectonique?

Les sections verticales de la coupe du lac Cummings ont mis à jour un nombre élevé de failles inverses avec des indicateurs cinématiques (stries de failles et fabriques c/s) démontrant un mouvement cohérent avec un transport du nord vers le sud. À certains endroits, la hauteur de la coupe verticale atteint 10 à 20 mètres, ce qui permet une appréciation des variations de pendages des failles avec la profondeur. Le pendage d'une faille, vertical au sommet de l'affleurement, devient progressivement moins abrupt en approchant de sa base, atteignant des valeurs de 30-45°. À cet endroit, la faille se rattache communément à d'autres failles qui ont un comportement similaire (Fig. 15), le tout formant alors une structure comparable à un complexe d'imbrication observé dans une structure de nappe. La coupe du lac Cummings montre des répétitions multiples des unités de webstérites serpentinisées du filon-couche de Roberge, des gabbros du filon-couche de Ventures, des roches volcaniques de la Formation de Gilman et des roches sédimentaires de la Formation de Blondeau. Le nombre plus élevé de répétitions des unités ultramafiques du filon-couche de Roberge semble a priori indiquer plus d'une zone de cisaillement majeure, comparativement aux précédentes interprétations qui ne proposent qu'une seule répétition de la stratigraphie (Allard, 1976 Fig. 16; Poitras, 1984; Fig. 14, Daigneault, 1991; Fig. 17).

Considérant le patron structural complexe produit par ces nombreuses répétitions tectoniques, il est possible que les filons-couches de Roberge, Ventures et Bourbeau aient originalement constitué un seul filon-couche avant la déformation du Complexe de Cummings et des lithologies encaissantes. La comparaison des lithologies (lames-minces et géochimie) permettra de tester les corrélations établies entre les faciès pour interpréter un nombre plus élevé de répétitions des unités stratigraphiques.

Le Complexe de Cummings : allochtone ou autochtone?

La position systématique du Complexe de Cummings au cœur des structures synclinales, à la fois au nord et au sud du Complexe du lac Doré ainsi que les structures de chevauchements et d'imbrications observées au travers des unités mafiques-ultramafiques dans la nouvelle coupe du lac Cummings ont incité certains chercheurs (Goulet *et al.*, 2003) à proposer une origine allochtone pour le Complexe de Cummings. Les modèles stratigraphiques et géodynamiques antérieurs (Duquette, 1970, Allard, 1976; Ludden *et al.*, 1986; Mueller *et al.*, 1989; Chown *et al.*, 1992; Daigneault, 1991, 1998; Daigneault *et al.*, 1990, 2004) proposent quant à eux une origine

autochtone, caractérisée par l'intrusion du Complexe de Cummings à l'intérieur du Groupe de Roy. La coupe d'affleurement continu dans le secteur du lac Cummings et les nouveaux décapages dans la région de Chibougamau constituent des nouveaux éléments d'information à évaluer pour déterminer si le Complexe de Cummings est allochtone ou autochtone. Les principales zones de cisaillement associées au synclinal de Chibougamau qui causent la répétition des filons-couches du Complexe de Cummings sont celles de Faribault (chevauchement du sud vers le nord), du lac Antoinette et du lac Sauvage (chevauchement du nord vers le sud). Selon Daigneault *et al.* (1990), les directions opposées de ces chevauchements, associés à une seule et même période de déformation régionale majeure D2, s'expliquent ainsi :

« Ces mouvements opposés semblent s'inscrire dans un régime de déformation régionalement coaxial qui se décompose en deux familles de failles conjuguées non coaxiales. Notons toutefois que, bien qu'elles soient très importantes, ces failles ne produisent jamais un transport assez important pour perdre le lien stratigraphique. Nous sommes donc en présence d'un domaine essentiellement autochtone sans évidence de nappes » (Daigneault et Allard, 1990, p. 238).

La présence de zones de cisaillement importantes formant des structures d'imbrications laisse présager la possibilité d'un transport des unités lithologiques sous la forme d'ensembles allochtones. Le problème demeure à quantifier la distance du mouvement occasionné lors du charriage sous forme de nappes, avant la déformation qui a occasionné le plissement et le cisaillement. Est-il assez important pour avoir provoqué des inversions dans la stratigraphie? Serait-il possible que certaines portions du Complexe de Cummings puissent en fait constituer les assises de la stratigraphie du Groupe de Roy et qu'elles aient été tectoniquement entraînées vers des niveaux supérieurs de la stratigraphie lors de la déformation? Si ces lithologies constituent maintenant un ensemble allochtone plissé et chevauché, elle se trouvent maintenant sous forme de klippes qui occupent le creux des structures synclinales (Goulet *et al.*, 2003; Fig. 18). Aussi, considérant que l'extension des formations d'Obatogamau et de Gilman devait être considérable avant le plissement, il est possible qu'un mouvement allochtone ait pu impliquer le charriage vers le sud d'unités lithologiques appartenant tout de même au Groupe de Roy, auquel cas ledit mouvement devrait plutôt être qualifié de « parautochtone ».



Figure 15. Failles inverses formant une écaille structurale d'une zone d'imbrication dans les gabbros du filon-couche de Ventures. Coupe du lac Cummings, au nord-est de Chibougamau.



Figure 16. Section longitudinale dans le secteur du Lac Cummings. Modifié de Allard (1976).



Figure 17. Les filons-couches de Roberge, Ventures et Bourbeau dans le synclinal de Chibougamau, présentés en plan et en coupe. Tiré de Daigneault (1991).



Figure 18.

Interprétation structurale montrant le Complexe de Cummings comme une entité allochtone par rapport au Groupe de Roy. En plan, les structures synclinales occupées par le Complexe de Cummings constituent des klippes. En coupe, le Complexe de Cummings représente un fragment préservé et chevauché de la suture entre les Sous-provinces d'Opatica et d'Abitibi et pourrait aussi représenter une base de croûte océanique obductée. Tiré de Goulet *et al.* (2003). Si le Complexe de Cummings est une entité allochtone confinée à l'intérieur de klippes, les indicateurs cinématiques des zones de cisaillement situées sur les flancs des structures synclinales vont indiguer une direction de transport cohérente avec le mouvement de la nappe. Ainsi, les indicateurs cinématiques dans les zones de cisaillement sur les flancs nord des synclinaux vont indiquer un mouvement normal, alors que ceux des zones de cisaillement situées sur les flancs sud des synclinaux vont plutôt indiquer un mouvement inverse. La reconnaissance des structures extensionnelles dans les zones de cisaillement sur les flancs nord des synclinaux est toutefois problématique puisque le mouvement principal enregistré lors du raccourcissement régional est inverse (Daigneault et Allard, 1987; Daigneault, 1991). Néanmoins, des plis ouverts à isoclinaux et des structures asymétriques généralement associées au raccourcissement régional ont été reproduits à l'aide de modélisations physiques et numériques où étaient appliquées des contraintes extensionnelles (Harris et al., 2002; Harris et Koyi, 2003). À Chibougamau, de telles structures se trouveraient aux abords des anciennes zones de cisaillement normales qui caractérisent les flancs nord des synclinaux de Chibougamau et de Chapais (Faribault et Kapunapotagen). Le présent projet de doctorat propose de vérifier l'hypothèse d'un Complexe de Cummings allochtone par l'étude des contacts entre les filons-couches et le Groupe de Roy, à la recherche des critères de cisaillement cohérents avec le mouvement de charriage du nord vers le sud proposé par Goulet et al. (2003).

L'interprétation des données aéromagnétiques (chapitre 5)

Les nouvelles données aéromagnétiques de haute résolution (Dumont et Potvin, 2006) utilisées de pair avec les données aéromagnétiques déjà disponibles (Dion et Lefebvre, 1997; Kiss et Oneschuk, 2007; Commission Géologique du Canada, 2009) sont traités à l'aide de différents filtres mathématiques tels que le gradient tilt, le diagramme ternaire et le filtre passe-haut. Le rehaussement des données aéromagnétiques permet :

- a) d'améliorer l'interprétation des contacts lithologiques et des linéaments structuraux (failles, cisaillements, plis, dykes) dans les secteurs où la densité d'affleurement est plutôt faible (zones de dépôts quaternaires, lacs, secteurs difficiles d'accès),
- b) d'observer les patrons de déformation à l'échelle plurikilométrique sur l'ensemble du secteur de Chibougamau,
- c) d'effectuer des corrélations entre les structures superficielles et profondes,

 d) de caractériser la distribution spatiale des gisements de sulfures massifs encaissés dans des roches volcaniques, de Fe-Ti-V, de Ni-Cu-ÉGP, des veines polymétalliques (Au-Ag-Cu-Zn-Pb) précoces, des veines à Cu-Au et des veines à quartz-carbonate aurifères.

Méthodologie

Accès, affleurements

La ville de Chibougamau est accessible en empruntant la route 167 à partir de St-Félicien au Lac Saint-Jean. À partir de Val-d'Or, les routes 117 et 113 relient les deux villes en passant par les municipalités de Senneterre, Lebel-sur-Quévillon, Miquelon, Desmaraisville, Waswanipi et Chapais (Fig. 3). Chibougamau constitue l'une des portes d'entrée du territoire de la Baie-James avec la portion nord de la route 167 qui se termine aux lacs Mistassini et Albanel et la Route du Nord, qui donne accès aux grands barrages d'Hydro-Québec.

L'activité forestière soutient le développement d'un vaste réseau de chemins secondaires gravelés sur l'ensemble du territoire à l'étude. Les voies ferrées abandonnées et les lignes de transport d'électricité, les zones travaillées (coupes de lignes pour la géophysique) et le réseau hydrographique développé facilitent grandement l'accès au territoire. Les bords de lacs ne sont pas très riches en affleurements au nord de la ville de Chibougamau, mais la situation change dans le secteur de Chapais, sur les bords des lacs Scott, Simon, Dulieux, Buckell et Barlow. Plusieurs décapages ont été réalisés par les compagnies d'exploration et les prospecteurs. Ces affleurements deviennent souvent des lieux-clés pour comprendre les relations stratigraphiques et structurales à l'échelle régionale.

Les cartes des chemins à jour ont été fournies par le Ministère des Ressources naturelles et de la Faune à chaque début d'été. Les autres données topographiques de base (cadre de référence, lacs et rivières, végétation, développement urbain, ligne de transport d'électricité et chemins de fer) ont été téléchargées à partir de la base nationale de données topographiques (Ressources naturelles Canada, 2009), maintenant convertie en données vectorielles à l'échelle 1/50000 (CanVec; accessible à l'adresse : http://sst-ess.rncan-nrcan.gc.ca/mapcar/top_f.php).

Méthode de travail

Cartes de compilation

Une compilation des travaux antérieurs effectués sur le flanc nord du Complexe du lac Doré a permis de localiser les différentes lithologies des filons-couches du Complexe de Cummings et

de localiser les lentilles de roches volcanoclastiques et de roches felsiques présentes à l'intérieur de la Formation de Gilman. Les données relatives au potentiel minéral proviennent de la base de données e-sigeom (2011) et des cartes de compilation géoscientifique du MRNF (1984). L'annexe 2 présente la carte de compilation pour la portion nord du feuillet 32G16, modifiée selon les données des campagnes de cartographie de terrain 2004 à 2007 (lithologie, données structurales et nouveaux indices). L'annexe 3a présente une compilation des cartes pour l'ensemble du secteur de Chapais-Chibougamau. Elle inclut la carte de l'annexe 2 ainsi que les récents travaux au sud et à l'est du Complexe du lac Doré (Bandyayera, 2005 a, b; Roy, 2005, 2007a, b, c, d; Roy et al., 2005; Roy et Turcotte, 2005) et dans le secteur de Chapais (Leclerc et Houle, 2011; Leclerc et al., 2010; 2011a). Les données aéromagnétiques (Commission Géologique du Canada, 2009; Dumont et Potvin, 2006; Kiss et Oneschuk, 2007) et gravitaires (Géomatique Canada, 2009) ont été traitées (Harris et al., 2009) pour raffiner l'interprétation structurale. La liste complète des références aux cartes compilées est présentée avec la légende à l'annexe 3b. Les cartes des annexes 2 et 3 ont été réalisées avec le logiciel de graphisme CoreIDRAW 11® et possèdent un cadre géoréférencé (UTM NAD 83, Zone 18N) sélectionné sur ArcGIS 9.2, puis importé en format PDF. De la même façon, les données ponctuelles (affleurements, données structurales, mines et indices) sont localisées avec précision.

Accès aux affleurements

La stratégie de cartographie a consisté à couvrir en premier lieu les secteurs les plus faciles d'accès (sections d'affleurement le long des routes asphaltées et des routes gravelées principales). Dans un deuxième temps, les sentiers secondaires ont été parcourus à pied et en vélo et des traverses ont été réalisées en forêt. Les zones d'affleurement ont été identifiées à l'aide :

- des cartes de la compilation géoscientifique du MRNF (1984),
- des cartes de la géologie des dépôts superficiels (Paradis, 2002a,b),
- des photographies aériennes à l'échelle du 1/40000 et 1/12000,
- de plusieurs cartes détaillées offertes gracieusement par les compagnies minières SOQUEM et Ressources Cogitore,
- de cartes détaillées provenant des mémoires et des thèses.

La cartographie détaillée de la nouvelle coupe du lac Cummings a été réalisée en 2004. La description et l'échantillonnage amorcés en 2003 sur la face verticale de la coupe avait pour objectif la récolte des mesures structurales ainsi que la description des failles et des zones de cisaillement. Un marquage à la chaîne aux 30 mètres a permis de constituer une mosaïque de photos facilitant l'interprétation structurale de la coupe (annexes 9a, 9e et Figure 5 du chapitre 4). La cartographie en plan s'est effectuée à l'aide d'un marquage à la chaîne aux 15 mètres, pour faciliter l'échantillonnage et repérer d'éventuelles variations de faciès liées aux processus magmatiques, volcaniques et sédimentaires (variations minéralogiques, granulométriques et texturales). La méthode de mesure à la chaîne a également été employée pour la cartographie détaillée des roches volcanoclastiques sur le site du parc Allard (Fig. 5 du chapitre 2).

Carnet de géofiches et base de données

Les données descriptives de chaque affleurement sont compilées dans un carnet de géofiches du Ministère des Ressources naturelle et de la Faune (1997), avec les coordonnées GPS (UTM NAD 83, Zone 18N). Le lecteur intéressé peut accéder aux descriptions des lames minces dans le fichier « Chibougamau.mdb » de l'annexe 4 (exécutable à l'aide de Microsoft Access 2003 ®) en cliquant sur l'onglet « Geofield » du menu principal, puis en sélectionnant le formulaire « Description pétrographique ».

Analyses géochimiques et lames minces

Les 167 échantillons choisis pour analyse géochimique lors de cette étude ont été traités selon le protocole décrit à la section « Sampling and analytical techniques » du chapitre 3 par les techniciens du laboratoire de l'INRS-ETE. Ces analyses s'ajoutent à une banque de données de 768 analyses constituée de :

- a) 464 analyses géochimiques d'échantillons recueillis sur le flanc sud du Complexe du lac Doré et dans le secteur de Chapais au cours des années 2004 à 2010, lors des projets de cartographie du Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (e-sigeom, 2011).
- b) 298 analyses géochimiques d'échantillons provenant des secteurs de la mine Lemoine, du gisement Scott et de la route d'Ouje-Bougoumou, gracieusement fournies par la compagnie Ressources Cogitore.

c) 6 analyses géochimiques d'échantillons du secteur de l'indice Chevrier (Legault et Daigneault, 2006).

Les annexes 5 et 6 présentent les 935 données géochimiques avec les coordonnées UTM, le numéro et la portion de forage échantillonnée (lorsqu'applicable) et le nom donné à l'échantillon sur le terrain. L'annexe 5 regroupe les analyses des roches volcaniques par ordre stratigraphique et le diagramme Zr/TiO₂*0,0001 (Winchester et Floyd, 1977) permet une classification selon les catégories basalte, basalte andésitique, andésite, rhyodacite-dacite et rhyolite. L'affinité géochimique est déterminée avec le diagramme Th/Yb vs Zr/Y (Ross et Bédard, 2009). Les diagrammes d'éléments traces présentés à l'annexe 5 sont normalisés au manteau primitif (Palme et O'Neill, 2003), alors que ceux des articles présentés aux chapitres 2 et 3 sont normalisés au N-MORB (Klein, 2004). L'annexe 6 présente les analyses des roches intrusives, regroupées par type d'intrusion (Complexe du lac Doré, Complexe de Cummings, filons-couches du Groupe de Roy, plutons felsiques et dykes associés) et par lithologie en fonction des descriptions de terrain et des observations de lames minces lorsque disponible. Les diagrammes (Na₂O + K₂O – CaO) vs SiO₂ (Frost et al., 2001) et FeO / (FeO + MgO) vs SiO₂ (Miyashiro, 1970) permettent une classification des roches en fonction de leur affinité géochimique. Les diagrammes d'éléments traces présentés à l'annexe 6 sont normalisés au manteau primitif (Palme et O'Neill, 2003) listées au début de l'annexe.

La fabrication des lames minces a été confiée à Petrographic International Inc., situé à Saskatoon. Les lames minces sont de format standard (26 x 46 mm) sans couvert afin de permettre un polissage ultérieur si des analyses à la microsonde électronique s'avéraient nécessaires. Les descriptions des lames minces au microscope ont été réalisées sur des fiches analytiques pour uniformiser les observations et sont accompagnées de photographies numériques illustrant les relations minéralogiques et texturales significatives. Le lecteur intéressé peut accéder aux descriptions des lames minces dans le fichier Chibougamau.mdb de l'annexe 4 (exécutable à l'aide de Microsoft Access 2003 ®) en cliquant sur l'onglet « Traitement des résultats » du menu principal, puis en sélectionnant le formulaire « Description pétrographique ».

Données structurales et géophysiques

Les données structurales (plans et linéations) sont présentées sur des projections stéréographiques à la Figure 7 du chapitre 5 à l'aide du logiciel DIPS[™]. La description des

données aéromagnétiques et les méthodes de traitement de données sont expliquées dans la section « Description of aeromagnetic data and processing » du chapitre 5.

Organisation de la thèse

Cette thèse est présentée dans un format par articles et compte six chapitres et huit annexes. Les annexes sont disponibles en pochette à la fin de la présente thèse, sous la forme de fichiers informatiques enregistrés au format DVD.

Le chapitre 1 constitue l'introduction à la thèse avec une mise en contexte géologique, une définition de la problématique et une section concernant les méthodologies employées pour la collecte, l'analyse et la présentation des données de terrain ainsi que certaines données géophysiques.

Le chapitre 2 présente un article publié en 2008 dans la revue *Recherches en cours*, intitulé : *Nouvelles subdivisions de la Formation de Gilman, Groupe de Roy, région de Chibougamau, sous-province de l'Abitibi, Québec: résultats préliminaires*. Les auteurs ayant participé à la production de cet article sont dans l'ordre: a) François Leclerc (INRS-ETE), b) Jean H. Bédard (CGC), c) Lyal B. Harris (INRS-ETE), d) Normand Goulet (UQÀM), e) Patrick Houle (MRNF) et f) Patrice Roy (MRNF).

L'article présente une description détaillée des unités lithologiques identifiées dans la Formation de Gilman, ainsi qu'une revue sommaire de quelques indices et contextes favorables aux minéralisations de type SMV et filonnienne (aurifère et polymétallique). Cet article a permis de confirmer la continuité sur plus de 25 km d'une unité de roches volcanoclastiques intermédiaires, initialement reconnues sous forme de lentilles au nord de Chibougamau par Smith et Allard (1960), Allard (1976) et Ludden *et al.* (1984). Puisque cette unité sépare deux séquences de roches volcaniques mafiques avec une géochimie distincte, il est proposé de diviser la Formation de Gilman en trois membres, soit: a) le Membre de David, dans la portion inférieure, constituée de basaltes et de basaltes andésitiques, b) le Membre d'Allard, dans la portion médiane, qui correspond principalement à une séquence de roches volcanoclastiques intermédiaires, et c) le Membre de Bruneau, dans la portion supérieure, qui contient des basaltes andésitiques. Notons que la stratigraphie du Groupe de Roy, qui a continué d'évoluer après la publication de cet article, sera révisée plus à fond au chapitre

suivant. Ceci entraînera la disparition de la Formation de Gilman, et les membres définis au chapitre 2 seront alors intégrés dans d'autres formations.

Le premier auteur a produit la version initiale du texte et des figures de l'article, basé sur ses travaux de terrain et des résultats d'analyses géochimiques préliminaires. Les autres auteurs ont participé activement à plusieurs révisions de l'article avant sa soumission pour publication. Le format de cette revue vise une diffusion rapide de résultats préliminaires de travaux en cours et ne passe pas par un processus de révision complète d'un comité de lecture avec plusieurs correcteurs. Toutefois, une lecture critique de cet article a été effectuée par deux lecteurs externes, soit Pierre-Simon Ross (INRS-ETE) et Tom Skulski (Commission Géologique du Canada).

Le chapitre 3 présente un article publié en 2011 dans la revue *Canadian Journal of Earth Sciences*, intitulé: *Tholeiitic to calc-alkaline cyclic volcanism in the Roy Group, Chibougamau area, Abitibi Greenstone Belt – Revised stratigraphy and implications for VHMS exploration*. Les auteurs ayant participé à la production de cet article sont dans l'ordre: a) François Leclerc (INRS-ETE), b) Jean H. Bédard (CGC), c) Lyal B. Harris (INRS-ETE), d) Vicki McNicoll (CGC) e) Normand Goulet (UQÀM), f) Patrice Roy (MRNF) et f) Patrick Houle (MRNF).

Cet article constitue le second volet de l'exercice entamé dans le chapitre précédent. Il reprend donc dans un premier temps une brève description des trois nouveaux membres reconnus dans la Formation de Gilman (David, Allard et Bruneau). De nouvelles données sont présentées et nécessitent l'élaboration d'un nouveau modèle stratigraphique qui: a) place le Membre de David au sommet de la Formation d'Obatogamau, b) place le Membre d'Allard dans la Formation de Waconichi, qui inclut également les membres de Lemoine, de Scott, de Portage et de Queylus, c) propose l'adoption de la nouvelle Formation de Bruneau, qui correspond à la portion supérieure de la Formation de Gilman, qu'elle remplace. L'abandon de cette formation est devenu nécessaire puisque la localité-type est située dans le Membre de David, maintenant intégré dans la Formation d'Obatogamau. Les laves mafiques d'affinité tholéiitique du Membre de David (Formation d'Obatogamau) sont recouvertes par le Membre d'Allard (Formation de Waconichi) avec des laves transitionnelles à la base et des roches volcanoclastiques calcoalcalines au sommet. Ce changement d'affinité géochimique correspond à celui observé au sommet du Membre de Lemoine (Formation de Waconichi), et la présence de dépôts de SMV à ce niveau stratigraphique (mine Lemoine et dépôt de Scott) démontre l'utilité du suivi d'un

marqueur stratigraphique comme les roches volcanoclastiques du Membre d'Allard à titre d'outil d'exploration dans le secteur de Chibougamau pour la recherche de minéralisation de type SMV.

Le premier auteur a produit la version initiale du texte et des figures de l'article incluant notamment les descriptions lithostratigraphiques et l'étude des nouvelles analyses géochimiques des roches volcaniques du Groupe de Roy à l'aide de diagrammes de classification pétrogénétique, de diagrammes multi-éléments normalisés au N-MORB et de diagrammes montrant les variations géochimiques en fonctions de la hauteur stratigraphique. La section « U-Pb geochronology », les tableaux 1 et 2 ainsi que la Figure 6 ont été réalisées par Vicki McNicoll (CGC) et présentent les résultats pour cinq nouvelles datations U-Pb sur zircons (par TIMS et SHRIMP) sur des unités felsiques de la Formation de Waconichi. Jean H. Bédard, Lyal B. Harris et Normand Goulet ont participé activement aux travaux de cartographie sur le terrain ainsi qu'à la révision de l'article avant sa soumission. Jean H. Bédard a fourni les figures 14 et 15 et rédigé la section « Implications for magma dynamics, crust formation, and exploration ». Patrice Roy et Patrick Houle ont participé à de nombreuses discussions qui ont amélioré le contenu de l'article et à sa révision.

Le chapitre 4 présente un article publié en 2009 dans la revue *Lithos*, intitulé: *Intra-sill magmatic evolution in the Cummings Complex, Abitibi greenstone belt: Tholeiitic to calc-alkaline magmatism recorded in Archaean subvolcanic conduit system*. Les auteurs ayant participé à la production de cet article sont dans l'ordre: a) Jean H. Bédard (CGC), b) François Leclerc (INRS-ETE), c) Lyal B. Harris (INRS-ETE), d) Normand Goulet (UQÀM).

Ce troisième volet de la thèse s'attarde à la stratigraphie et à la géochimie des intrusions mafiques encaissées dans les roches volcaniques du Groupe de Roy sur le flanc nord du Complexe du lac Doré. La première partie de l'article présente une synthèse descriptive des unités du Complexe du lac Doré (CLD) et une description plus détaillée incluant des observations de terrain et de lames minces pour les filons-couches du Groupe de Roy et du Complexe de Cummings. Une attention particulière a été apportée à la cartographie des filons-couches du Complexe de Cummings le long d'une nouvelle coupe routière exposée dans le secteur du lac Cummings. La coupe s'étend sur 3 kilomètres, incluant une section d'affleurement continu sur 1,5 kilomètre, et permet d'observer les faciès des trois filons-couches qui composent le Complexe de Cummings (Roberge, Ventures et Bourbeau). Les nombreuses failles et zones de cisaillement à vergence vers le sud provoquent une répétition de la

stratigraphie, mais la présence bordures figées et l'absence d'un gradient métamorphique inverse entre les filons-couches et leur encaissant (roches volcaniques de la Formation de Bruneau ou roches volcanoclastiques et sédimentaires de la Formation de Blondeau) démontre la nature autochtone des filons-couches. La deuxième partie de l'article consiste en la modélisation des liquides en équilibre avec les métacumulats de la Zone anorthositique du CLD, des filons-couches du Groupe de Roy et des filons-couches du Complexe de Cummings. Ces modèles suggèrent que: a) le CLD s'est formé à partir de liquides calco-alcalins extraits de résidus à grenats, b) le CLD représente la chambre magmatique contemporaine sous-jacente aux tufs de la Formation de Waconichi, c) les anorthosites du CLD sont équivalentes aux copeaux de méta-anorthosite de la zone parautochtone de la Province de Grenville, d) les filonscouches du Groupe de Roy, avec leurs profils d'éléments traces typiques des tholéiites archéennes, sont les filons nourriciers des roches volcaniques tholéilitiques sus-jacentes, e) le Complexe de Cummings s'est développé à partir de deux magmas distincts. Les roches du filoncouche de Roberge présentent des profils calco-alcalins fortement fractionnés, alors que les roches des filons-couches de Ventures et de Bourbeau ont des profils plats de type tholéiitique. Contrairement aux modèles antérieurs proposés (Duquette, 1976, 1982; Poitras, 1984), les filons-couches de Ventures et de Bourbeau ne peuvent provenir de la cristallisation fractionnée de liquides issus du filon-couche de Roberge. Les liquides d'affinité calco-alcaline distincte du filon-couche de Roberge pourraient avoir nourri la base d'un troisième cycle volcanique (plus jeune que la Formation de Blondeau), aujourd'hui érodé.

Il est important de noter que les modélisations inverses des liquides à partir des compositions des métacumulats et l'interprétation des résultats ont été réalisées par le premier auteur, soit Jean H. Bédard. Le second auteur, François Leclerc, avec la participation active de Lyal B. Harris et de Normand Goulet, a effectué la cartographie, l'échantillonnage géochimique et la description pétrographique des lames minces des filons-couches du Groupe de Roy, du filon-couche de Smith et du Complexe de Cummings le long de la coupe du lac Cummings. François Leclerc a également produit:

- a) les sections sur la géologie régionale, la stratigraphie de Chibougamau et le tableau 1 qui contient les descriptions pétrographiques et structurales des intrusions mafiques;
- b) les cartes de localisation (Figures 1 à 4 du chapitre 4) et le schéma de la coupe du lac Cummings (Figure 5 du chapitre 4).

La cartographie effectuée à l'été 2004 avait pour objectif de répondre à la problématique originale du doctorat, soit de démontrer la nature allochtone du Complexe de Cummings par la

recherche d'une stratigraphie et de structures correspondant à celle d'une ophiolite archéenne obductée. La présence de bordures figées entre les filons-couches et leurs encaissants, ainsi que l'absence de zone de cisaillement à pendages et mouvements opposés sur les flancs des synclinaux ont au contraire prouvé la nature autochtone des filons-couches. Les objectifs du doctorat ont été réévalués et les données recueillies sur la coupe du lac Cummings et sur les filons-couches du Groupe de Roy ont été utilisés, comme l'indique le titre de cet article, pour corroborer les variations géochimiques observées dans les roches volcaniques sus-jacentes.

Le chapitre 5 présente un article soumis pour publication dans la revue Economic Geology, intitulé: Structural and stratigraphic controls on magmatic, volcanogenic and syn-tectonic mineralization in the Chapais-Chibougamau area, northeastern Abitibi Canada. Les auteurs ayant participé à la production de cet article sont dans l'ordre: a) François Leclerc (INRS-ETE), b) Lyal B. Harris (INRS-ETE), c) Jean H. Bédard (CGC), d) Otto van Breemen (CGC) e) Normand Goulet (UQÀM).

Cet article présente deux nouveaux âges U-Pb sur zircons pour des assemblages sédimentaires du secteur de Chapais-Chibougamau qui permettent la comparaison entre les assemblages de roches sédimentaires du nord et du sud de la Sous-province de l'Abitibi. Le traitement des nouvelles données aéromagnétiques et l'utilisation des images ternaires et du gradient tilt permettent de rehausser les structures et de proposer, avec le support des données de terrain, une nouvelle interprétation structurale. La dernière portion de l'article aborde la distribution des gisements magmatiques (Fe-Ti-V et Ni-Cu-ÉGP), volcanogènes (SMV), filoniens polymétalliques précoces (Au-Ag-Cu-Zn-Pb) et syn-tectoniques (filons à Cu-Au et filons à Au) en fonction de critères lithologiques, stratigraphiques et structuraux. Les structures régionales observées sur les images ternaires et du gradient tilt sont comparées avec les structures à l'échelle de l'affleurement.

Le traitement des données aéromagnétiques à l'aide du logiciel Geosoft MONTAJ[™] a été réalisé par Lyal B. Harris. François Leclerc et Lyal B. Harris ont proposé une nouvelle interprétation de la déformation et des contrôles structuraux sur les minéralisations magmatique, volcanogène et syn-tectonique à partir des images traitées. Lyal B. Harris a notamment rédigé la section sur les minéralisations magmatiques de type Fe-Ti-V et Ni-Cu-ÉGP. Jean Bédard a participé activement à la révision de l'article avant sa soumission. Otto van Breemen a rédigé la section « U-Pb geochronology » avec les tableaux 2 et 3 et la Figure 3, qui présente deux nouveaux âges maximum de sédimentation pour les formations de Blondeau et de Stella.

Le chapitre 6 présente les conclusions de la thèse en deux parties. La première partie expose les conclusions de chaque article en regard aux problématiques établies dans le chapitre 1. La deuxième partie propose des suites à donner à cette étude, notamment dans le secteur de Chapais, où l'auteur principal a reçu le mandat du Ministère des Ressources naturelles et de la Faune de poursuivre la cartographie.

L'annexe 1 présente une description détaillée des annexes qui suivent : a) format du (des) fichier(s), b) Nom du (des) fichier(s), c) Nom du (des) auteur(s), d) Description du (des) fichier(s).

L'annexe 2 est une carte format PDF (.pdf) de la géologie du synclinal de Chibougamau au nord du Complexe du lac Doré, qui couvre la portion nord du feuillet 32G16.

L'annexe 3 est une carte en format PDF (.pdf) qui couvre le secteur de Chapais-Chibougamau (2a) ainsi que sa légende (2b), également sur un fichier de format PDF (.pdf).

L'annexe 4 comprend un fichier Fichier Microsoft Access 2003® (.mdb) constituant une base de données complète des affleurements visités au cours des années 2004, 2005, 2006 et 2007. Ces données comprennent notamment la totalité des photos numériques commentées de rapportant aux affleurements ainsi que les descriptions des lames minces avec les photos numériques prises au microscope.

L'annexe 5 comprend un fichier Microsoft Excel 2003® (.xls) des analyses géochimiques des roches volcaniques et sédimentaires avec diagrammes binaires de classification pétrogénétique de Winchester et Floyd (1977), de Ross et Bédard (2009) ainsi que les diagrammes multiéléments normalisés au manteau primitif selon les données de Palme et O'Neill (2003).

L'annexe 6 comprend un fichier Microsoft Excel 2003® (.xls) des analyses géochimiques des roches intrusives avec les diagrammes binaires de classification pétrogénétique de Frost *et al.*

(2001), de Miyashiro (1970) ainsi que les diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif selon les données de Palme et O'Neill (2003).

L'annexe 7 contient un fichier Microsoft Word 2003® (.doc) avec les tableaux de données supplémentaires S1 (Standard ICP-MS analyses from the Institut National de la Recherche Scientifique) et S2 (Extended geochemical data) de l'article présenté au chapitre 3.

L'annexe 8 correspond à un fichier Microsoft Excel 2003® (.xls) avec le tableau de données supplémentaires S1 des analyses géochimiques, le calcul ou l'estimation des modes ainsi que les résultats des calculs des modélisations inverses des liquides pour les roches intrusives mafiques discutées au chapitre 4.

L'annexe 9 présente les conférences et les affiches exposées lors d'événements universitaires, nationaux et internationaux, incluant, par ordre chronologique:

- a) Québec Exploration 2003 (résumé et affiche)
- b) Workshop Chibougamau 2004 (conférence)
- c) Québec Exploration 2005 (résumé et affiche)
- d) Journée des Sciences de la Terre 2006 à l'INRS-ETE (résumé)
- e) GACMAC 2006 à Montréal (résumé, conférence et section d'un livret-guide d'excursion)
- f) Québec Exploration 2006 (résumé et affiche)
- g) Journée des Sciences de la Terre 2007 à l'Université Laval (résumé et affiche)
- h) Canadian Tectonic Group à Mattawin 2007 (affiche)
- i) Archean Terrane Symposium à London (conférence)
- j) Québec Exploration 2007 (résumé et affiche)
- k) Journée des Sciences de la Terre à l'INRS-ETE (conférence)
- I) GACMAC 2008 à Québec (résumé et conférence)
- m) Québec Exploration 2008 (résumés, affiche et conférence)
- n) Abitibi 2009 (résumé et conférence)

- o) Québec Exploration 2009 (résumé et affiche)
- p) PDAC 2010 à Toronto (résumé et conférence)
- q) Québec Exploration 2010 (résumé et affiche)

Conclusion

La comparaison des travaux effectués dans le cadre de ce projet de doctorat sur le flanc nord du Complexe du lac Doré avec les travaux antérieurs réalisés sur le flanc sud et dans la région de Chapais est essentielle dans une optique de corrélation régionale; c'est pourquoi il en est question à plusieurs reprises dans le présent document. Le projet s'appuie sur l'opportunité d'avoir accès à des coupes lithologiques ainsi qu'à des décapages de qualité exceptionnelle qui n'étaient pas disponibles auparavant. Sur la coupe du lac Cummings, le suivi des contacts stratigraphiques et des failles sur des distances appréciables permet une meilleure évaluation de la structure d'ensemble au niveau régional que celle de Poitras (1984), contraint à travailler par l'intermédiaire de forages. Aussi, les demières études sur le Complexe de Cummings et la Formation de Gilman s'appuient sur des analyses géochimiques d'éléments traces et de terres rares qui remontent à plus de 20 ans (Ludden *et al.*, 1984; Poitras, 1984; Picard et Piboule, 1986); le présent projet de recherche bénéficie donc des progrès réalisés depuis cette période, notamment au niveau du seuil de précision analytique des éléments traces ainsi qu'au niveau des méthodes concernant la détermination des coefficients de distribution des éléments, essentiels à la modélisation des liquides. En définitive, ce projet de doctorat propose :

- a) un questionnement sur les limites actuelles entre les différents cycles volcaniques du Groupe de Roy, au niveau des formations d'Obatogamau et de Gilman,
- b) un nouveau modèle génétique pour la formation et la différentiation du Complexe de Cummings, basé sur la coupe du lac Cummings, avec des analyses géochimiques comprenant les spectres d'éléments traces et de terres rares,
- c) un questionnement sur les limites actuelles du Complexe de Cummings, considérant la présence des nombreux filons-couches à l'intérieur de la Formation de Gilman,
- d) une polarité des zones de cisaillement opposée à celle indiquée par Poitras (1984) dans le secteur du lac Barlow, au nord-est de Chapais ainsi que Simard *et al.* (2004a,b) pour les zones de cisaillement recoupant le Complexe de Cummings dans le sud du synclinal de Chibougamau (Faille du lac Antoinette, Faille du lac North, Faille du lac Cummings),

- e) de vérifier l'hypothèse de répétitions multiples des roches ultramafiques du filon-couche de Roberge dans la zone de failles imbriquées du lac Cummings,
- f) de vérifier l'hypothèse d'un Complexe de Cummings allochtone, notamment par l'étude des zones où les fabriques originales en extension auraient pu être conservées,
- g) le traitement et l'interprétation des nouvelles données aéromagnétiques afin d'améliorer l'interprétation structurale,
- h) d'étudier la distribution des sulfures massifs encaissés dans des roches volcaniques, des filons polymétalliques précoces (Au-Ag-Cu-Zn-Pb), des veines à Cu-Au et des veines à quartz-carbonate aurifères.

PARTIE 2: ARTICLES

CHAPITRE 2: NOUVELLES SUBDIVISIONS DE LA FORMATION DE GILMAN, GROUPE DE ROY, RÉGION DE CHIBOUGAMAU, SOUS-PROVINCE DE L'ABITIBI, QUÉBEC: RÉSULTATS PRÉLIMINAIRES

François Leclerc^{3,4} (INRS-ETE) Jean H. Bédard (CGC) Lyal B. Harris (INRS-ETE) Normand Goulet (UQÀM) Patrick Houle (MRNF) Patrice Roy (MRNF)

Publié dans le volume Recherches en cours 2008-07 de la Commission Géologique du Canada:

Leclerc F, Bédard JH, Harris LB, Goulet N, Houle P, & Roy P (2008) Nouvelles subdivisions de la Formation de Gilman, Groupe de Roy, région de Chibougamau, Sous-province de l'Abitibi, Québec: résultats préliminaires. <u>Recherches en cours 2008-07</u>, Commission géologique du Canada, 20 p. (http://geopub.nrcan.gc.ca/moreinfo_e.php?id=226211)[accès vérifié le 30 juin 2010].

F. Leclerc and L.B. Harris. Institut national de la recherche scientifique, Centre - Eau Terre Environnement, 490 rue de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9, Canada.

J. H. Bédard. Geological Survey of Canada, 490 rue de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9, Canada, jbedard@nrcan.gc.ca.

N. Goulet. Université du Québec à Montréal, Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, C.P. 8888, Montréal, QC, H3C 3P8, Canada, goulet.normand@uqam.ca.

P. Houle. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 624, 3e Rue Chibougamau, QC, G8P 1P1, Canada, patrick.houle@mrnf.gouv.qc.ca.

P. Roy. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune Québec, 400 boul. Lamaque, bur. 1.02 Val-d'Or, QC, J9P 3L4, Canada, patrice.roy@mmf.gouv.qc.ca.

³ Geological Survey of Canada contribution #X92-TG6003

³ Corresponding author: e-mail: francois.leclerc@mrnf.gouv.qc.ca

⁴ Present address: Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, 400 Boulevard Lamaque, bureau 1.02, Vald'Or, QC, J9P 7A5, Canada.

CHAPITRE 2: NOUVELLES SUBDIVISIONS DE LA FORMATION DE GILMAN⁵, GROUPE DE ROY, RÉGION DE CHIBOUGAMAU, SOUS-PROVINCE DE L'ABITIBI, QUÉBEC: RÉSULTATS PRÉLIMINAIRES

Résumé

La Formation de Gilman (Groupe de Roy) est située sur le flanc sud du synclinal de Chibougamau, à l'extrémité est de la Sous-province archéenne de l'Abitibi et présente un potentiel pour les gisements de sulfures massifs volcanogènes. Les récents travaux de cartographie et de compilation ont permis de proposer une nouvelle subdivision de cette formation. Le Membre de David (Gilman inférieur) contient des laves mafiques tholéiitiques, massives et coussinées, avec des brèches de coulées et des hyaloclastites. Le Membre d'Allard (Gilman intermédiaire) est composé de laves mafiques transitionnelles à calco-alcalines (subordonnées), surmontées de roches volcanoclastiques intermédiaires calco-alcalines (contenant des clastes de chert ± sulfures et de roches volcaniques mafiques à intermédiaires), de tufs à cristaux de plagioclase et de rhyodacites. Le Membre de Bruneau (Gilman supérieur) est constitué de laves mafiques tholéiitiques, massives et coussinées, avec des lentilles de roches volcanoclastiques et de laves mafiques te de sulfures et de roches volcaniques mafiques à intermédiaires), de tufs à cristaux de plagioclase et de rhyodacites. Le Membre de Bruneau (Gilman supérieur) est constitué de laves mafiques tholéiitiques, massives et coussinées, avec des lentilles de roches volcanoclastiques et de rhyolites sphérulitiques.

Abstract

The Gilman Formation (Roy Group) is located on the southern flank of the Chibougamau syncline, at the eastern end of the Archean Abitibi Subprovince, and holds potential for volcanogenic massive-sulphide deposits. Recent geological mapping and compilation work has led to a proposed new subdivision of this formation. The David Member (lower Gilman Formation) contains tholeiitic, massive to pillowed mafic lavas, with minor flow breccia and hyaloclastite. The Allard Member (middle Gilman Formation) contains minor transitional to calcalkaline mafic lavas at its base, overlain by intermediate calc-alkaline volcaniclastic rocks (containing clasts of chert with varying amounts of sulphides, and mafic to intermediate lavas), plagioclase crystal tuff, and rhyodacite. The Bruneau Member (upper Gilman Formation) is composed of tholeiitic, massive to pillowed mafic lavas, with lenses of volcaniclastic rocks and spherulitic rhyolite.

⁵ La Formation de Gilman est abandonnée au chapitre trois et ses membres sont déplacés vers d'autres formations. Toutefois, puisque le chapitre deux est déjà publié, il n'a pas fait l'objet d'une modification.

Introduction

Le camp minier de Chibougamau, reconnu pour ses minéralisations Cu-Au porphyriques, est également l'hôte de la mine Lemoine, un riche amas sulfuré volcanogène, classé deuxième au Canada et sixième dans le monde pour ses teneurs en Cu-Zn-Ag-Au (Lafrance *et al.*, 2006). Le contexte géologique régional de Chibougamau est propice à la découverte d'autres gisements de type « sulfures massifs volcanogènes » (SMV). Dans ce contexte, l'Initiative Géoscientifique Ciblée III – Abitibi a entamé un projet de cartographie et de compilation qui constitue les assises du projet de doctorat du premier auteur. Le principal objectif est de raffiner la stratigraphie et de mettre en évidence les transitions d'affinité géochimique et les hiatus dans les unités volcaniques (tholéiitique à calco-alcalin). Ces transitions représentent des événements significatifs dans l'édification des complexes volcaniques (Legault *et al.*, 2002) et sont favorables aux gisements de métaux de base, notamment les gisements SMV (Barrett et MacLean, 1999; Lafrance *et al.*, 2000). Ce rapport présente une description détaillée des unités stratigraphiques de la Formation de Gilman et met l'accent sur les unités de roches volcanoclastiques d'affinité calco-alcaline. Il présente aussi une revue des zones présentant un haut potentiel pour les minéralisations en métaux de base et traite des altérations hydrothermales associées.

Géologie régionale

La région de Chibougamau (Fig. 1) est à l'extrémité nord-est de la Sous-province archéenne de l'Abitibi. Au nord, se trouve la Sous-province archéenne de l'Opatica, qui renferme des terranes métasédimentaires et volcanoplutoniques granulitiques âgés de 2,8 à 3,1 Ga (Cadéron, 2003). À l'est et au sud, la Province de Grenville avec un grain structural d'orientation nord-est à nord-sud, a subit les événements d'âge protérozoïque (Rivers et Corrigan, 2000) qui affectent les roches de l'Abitibi près du Front de Grenville sur plus de 400 km. À l'ouest, la Sous-province de l'Abitibi est tronquée par la zone tectonique protérozoïque de Kapuskasing.

La stratigraphie de la région de Chibougamau définie par Allard *et al.* (1979) comprend deux cycles volcano-sédimentaires du Groupe de Roy, sur lequel repose en discordance le Groupe (sédimentaire) d'Opémisca. Les complexes mafiques-ultramafiques stratiformes du Lac Doré et de Cummings ainsi que le pluton de Chibougamau sont des intrusions d'envergure régionale qui recoupent le Groupe de Roy (Fig. 2). L'évolution structurale de la région de Chibougamau est caractérisée par trois périodes de déformation archéennes et une période de déformation grenvillienne (Daigneault et Allard, 1990). La déformation régionale D₂ est définie par des plis P₂

et une schistosité S_2 orientés est-ouest. Les plis P_1 orientés nord-sud et localement, une schistosité antérieure S_1 recoupée par la schistosité régionale S_2 , impliquent l'existence d'une déformation antérieure D_1 . Les zones de cisaillement et des failles orientées nord-ouest – sudest et nord-est – sud-ouest s'accompagnent de clivages de crénulation, de plis parasitiques et de kinks bands recoupant les structures D_2 et constituent des éléments post-déformation régionale (D_3 de Daigneault et Allard, 1990). La déformation grenvillienne se caractérise par des failles orientées nord-nord-est – sud-sud-ouest à nord-sud avec un rejet senestre. Ces failles sont communes dans la portion est du secteur à l'étude. Une étude structurale est présentement en cours dans le secteur du synclinal de Chibougamau, afin de détailler la cinématique des zones de cisaillement. Le métamorphisme régional est au faciès des schistes verts. Pour alléger le texte, nous omettrons le préfixe 'méta' aux noms de roches dont l'identification ne laisse pas de doute.



Figure 1. a) Géologie de la partie québécoise de la Sous-province de l'Abitibi, dans l'est de la Province archéenne du Supérieur. D'après Daigneault *et al.* (1990) et Chown *et al.* (1992). b) Localisation de la carte A.





Géologie de la région de Chibougamau, Québec (d'après Daigneault et Allard, 1996).

Les roches supracrustales

Le premier cycle volcano-sédimentaire du Groupe de Roy comprend deux formations (Fig 3). La Formation d'Obatogamau est constituée de laves mafiques, massives à coussinées et bréchiques contenant localement jusqu'à 20% de gloméroporphyres de plagioclase (Cimon, 1977). La Formation de Waconichi comprend trois faciès (Daigneault et Allard, 1990); le faciès Lemoine avec des porphyres rhyolitiques et des laves rhyolitiques, le faciès Queylus avec des roches volcanoclastiques de composition intermédiaire et le faciès Portage désignant la formation de fer du lac Sauvage. Le faciès Lemoine a été daté sur le flanc sud du Complexe du lac Doré par Mortensen (1993) à 2728 ± 1 Ma (âge U-Pb obtenu avec le procédé d'abrasion des zircons d'une rhyolite porphyrique à phénocristaux de quartz et feldspaths). Le deuxième cycle volcano-sédimentaire du Groupe de Roy (Fig.3) regroupe: a) la Formation de Gilman, dominée par des laves mafiques massives à coussinées, avec des accumulations lenticulaires de roches volcanoclastiques et de rhyodacites, ainsi que; b) la Formation de Blondeau, composée de grès, de grauwackes volcanogènes, d'argilites, de tufs graphiteux et cherteux, de brèches, de tufs felsiques, de basaltes variolaires et de laves rhyolitiques (Allard *et al.*, 1985).

La Formation de Bordeleau est composée de grès dérivés de matériel volcanoclastique (Dimroth *et al.*, 1983b). Elle n'a été identifiée que dans la structure synclinale de Waconichi (Caty, 1979), où les contacts structuraux plutôt que stratigraphiques rendent son positionnement difficile (Daigneault et Allard, 1990). Toutefois, son affinité avec la Formation de Blondeau sous-jacente suggère un caractère transitionnel entre le Groupe de Roy et le Groupe d'Opémisca (Dimroth *et al.*, 1983b).

Un conglomérat basal reposant en discordance sur les roches sédimentaires du Groupe de Roy marque le passage au Groupe d'Opémisca, qui inclut les formations de Stella et de Haüy. Outre les conglomérats, la Formation de Stella montre une succession de grès feldspathiques et d'argilites tandis que la Formation de Haüy se caractérise par la présence de grès et de coulées d'andésites porphyriques d'affinité shoshonitique (Picard et Piboule, 1986). Au nord du synclinal de Chibougamau, ces deux formations sont regroupées dans la Formation de Chebistuan, qui se compose de conglomérats, de grès feldspathiques et d'argilites similaires à ceux de la Formation de Stella, en plus de contenir des laves andésitiques porphyriques identiques aux laves de la Formation de Haüy (Daigneault et Allard, 1990). Finalement, la Formation de Chibougamau, d'âge Protérozoïque, se compose de conglomérats polygéniques reposant en discordance sur les unités archéennes.



Figure 3.

Stratigraphie du Groupe de Roy dans la région de Chibougamau, Québec. Localisation des minéralisations mentionnées à la section du potentiel minéral : 3.1 Anomalie du lac Wawbana; 3.2 Indice B6258; 3.3 Anomalie Baie Proulx 6010; 3.4 La mine Bruneau; 3.5 La structure Brosman.

Les roches intrusives

Le Complexe du lac Doré (CLD) est une intrusion subvolcanique stratiforme qui s'injecte dans les laves des formations d'Obatogamau et de Gilman (Allard, 1976). Le CLD se divise en une zone anorthositique, une zone litée à la base (2727 ± 1 Ma, âge U-Pb obtenu avec le procédé d'abrasion des zircons d'une pyroxénite à quartz; Mortensen, 1993), une zone de ferrodiorite,

une zone de granophyre sodique (2728 ± 1 Ma, âge U-Pb obtenu avec le procédé d'abrasion des zircons d'un granophyre; Mortensen, 1993) et une zone de bordure sommitale.

Le Complexe de Cummings est constitué de filons-couches différenciés injectés dans la portion supérieure de la Formation de Gilman et à la base de la Formation de Blondeau (Poitras, 1984). Ces filons-couches ont un âge de 2717 ± 1 Ma (âge U-Pb obtenu avec le procédé d'abrasion des zircons d'une ferrodiorite à quartz; Mortensen, 1993), et montrent une différenciation systématique, des péridotites jusqu'aux gabbros quartzifères. Des filons-couches de moindre envergure s'injectent dans les laves des formations d'Obatogamau et de Gilman et montrent une différenciation similaire à ceux du Complexe de Cummings, mais les auteurs ne sont pas encore en mesure d'évaluer s'ils sont cogénétiques avec le Complexe de Cummings. Les séquences volcaniques des formations d'Obatogamau et de Gilman sont également recoupées par des filons-couches peu différenciés de composition géochimique similaire aux unités volcaniques encaissantes. Globalement, les filons-couches ont une puissance équivalente à 25% de la Formation de Gilman (Allard, 1976).

Le pluton de Chibougamau (2714 +3/-2 Ma - 2718 \pm 2 Ma; Pilote *et al.*, 1997; Krogh, 1982) est contemporain au deuxième cycle volcanique du Groupe de Roy et se compose de tonalites, de trondjhémites, de granodiorites et de diorites (Racicot, 1980, 1981). Il recoupe l'ensemble du Groupe de Roy et pourrait constituer la racine du pluton satellite de Grandroy (Fig. 4).

Les porphyres feldspathiques et quartzo-feldspathiques (2712 +9/-7 Ma, âge U-Pb obtenu avec le procédé d'abrasion des zircons d'un dyke felsique à porphyre de quartz et feldspaths; Mortensen, 1993) constituent des intrusions discordantes ou concordantes. Les intrusions spatialement associées aux intrusions synvolcaniques sont discordantes (Trudeau, 1981; Couture, 1986) alors que celles spatialement associées aux unités de roches volcanoclastiques felsiques sont stratiformes (Bélanger, 1979a).

Problématique

L'étude sur les assemblages volcano-sédimentaires du Groupe de Roy concerne la portion nord du feuillet SNRC 32G/16, sur le flanc sud du synclinal de Chibougamau (Fig. 4). La Formation de Gilman (Duquette et Mathieu, 1966) désigne les laves volcaniques mafiques de Chibougamau. Suite à la reconnaissance de lentilles de roches volcanoclastiques par Smith et Allard (1960), Allard (1976) émet la possibilité que le Gilman puisse être subdivisé. L'argument pétrochimique est soulevé par Ludden *et al.* (1984) qui notent que les laves situées dans la portion inférieure de la Formation de Gilman ont un profil de terres rares plat s'apparentant à

celui des basaltes tholéiitiques, alors que les laves du Gilman supérieur montrent un enrichissement marqué en terres rares légères suggérant une affinité calco-alcaline (figure 5). Les rapports Zr/Y illustrent les variations d'affinité géochimique (Fig. 4); les ratios des membres de David et de Bruneau (2,28-3,93) sont typiques des laves tholéiitiques (<4,5) alors que ceux du Membre d'Allard sont plus élevés (6,99-18,21) et sont typiques des laves calco-alcalines (>7).

La cartographie de 2005 et 2006 a permis de démontrer que les lentilles de roches volcanoclastiques décrites par Smith et Allard (1960) forment une unité continue à l'échelle régionale, sur plus de 25 km d'est en ouest; et que ces unités constituent une limite entre des séquences de laves ayant une patine et une géochimie distincte. La première partie de ce rapport contient la description des faciès des différentes portions de la Formation de Gilman. La deuxième partie vise à évaluer le potentiel minéral de cette formation pour les gisements de type SMV, par la reconnaissance des horizons-clés et l'étude des zones présentant des altérations hydrothermales.

Description des faciès

Membre de David

Le Membre de David (Fig. 3) correspond au Gilman inférieur dans la stratigraphie de Daigneault et Allard (1990), avec une section-type le long du ruisseau David. Au nord du Complexe du lac Doré, son contact inférieur avec la Formation de Waconichi est marqué par le couloir de déformation du lac Sauvage (Daigneault et Allard, 1987) et le couloir de déformation associé au cisaillement bordier du Complexe du lac Doré (Daigneault, 1991). Le Membre de David est constitué de coulées de laves massives à coussinées avec une composition de basalte et de basalte andésitique (Leclerc *et al.*, 2011b), injectées par des filons-couches subvolcaniques. Des lentilles d'hyaloclastites d'épaisseur décamétrique (~1%), s'étendent sur plusieurs kilomètres et sont associées à des tufs à lapillis moyens à grossiers. Enfin, des roches de composition andésitique et rhyolitique n'ont été reconnues que localement, intercalées avec les laves mafiques. Il n'est cependant pas établi si ces roches felsiques sont intrusives ou extrusives.





Géologie de la région de Chibougamau, au nord du Complexe du lac Doré.

Lave mafique

Les coulées de laves mafiques peuvent atteindre 60 m d'épaisseur (Allard, 1976) et constituent jusqu'à 75% du Membre de David. Les coulées coussinées (~50%) sont intercalées avec des laves massives (~25%). Le faciès bréchique est mineur (<1%) et surtout interstitiel aux coussins. Les filons-couches gabbroïques occupent jusqu'à 25% du Membre de David.

Les laves mafiques du Membre de David sont vert sombre en cassure fraîche et vert moyen en surface altérée. L'axe long des coussins, étiré parallèlement à la foliation régionale, mesure en moyenne 30-40 cm, mais peut atteindre plus d'un mètre. Les jonctions triples des coussins sont occupées par du matériel hyaloclastique. Les coussins contiennent de 5 à 25% de vésicules ou d'amygdules (<1 mm à 1 cm) de calcite ou d'ankérite, réparties aléatoirement dans leur volume. Dans quelques cas, les amygdules et les vésicules sont concentrées à la bordure des coussins (Fig.7a). Elles peuvent s'étirer fortement dans la foliation régionale.

Les laves mafiques sont typiquement aphanitiques. La plupart des phénocristaux de plagioclase sont remplacés par la chlorite, l'épidote et l'albite. Les pseudomorphes de pyroxène sont constitués de chlorite, d'épidote, de magnétite et de titanite. La chlorite microcristalline et les carbonates composent l'essentiel de la matrice. À l'échelle macroscopique, les oxydes de fertitane s'altèrent communément en leucoxène (ou titanite) et peuvent constituer jusqu'à 10-15% de la roche. Le contenu en TiO₂ des basaltes du Membre de David est plus élevé que celui de la Formation d'Obatogamau (Picard et Piboule, 1986). La matrice du faciès bréchique est composée d'anciennes échardes de verre auxquelles se mêlent des fragments millimétriques anguleux de lave mafique.

L'altération en chlorite et épidote (plus accentuée à la périphérie des coussins) est soit liée au métamorphisme régional du faciès des schistes verts, soit à l'action des fluides hydrothermaux. L'altération hydrothermale se distingue par sa distribution hétérogène et son intensité à proximité des réseaux de fractures et des zones de cisaillement, alors que la chlorite et l'épidote métamorphiques ont une distribution plus uniforme, contrôlée par les structures primaires ou la schistosité régionale. L'hématisation a été décrite localement en association à une forte altération en épidote. La pyritisation se produit dans les basaltes à proximité de cherts rubanés où la pyrite disséminée se superpose à la chlorite. Les laves mafiques sont aussi recoupées par des veinules millimétriques à centimétriques d'épidote et de calcite qui forment des reliefs positifs. Le cœur des coussins contient souvent une minéralisation disséminée de pyrite-pyrrhotite (≤1%). Le matériel rouillé interstitiel aux coussins indique la présence d'une minéralisation disséminée de pyrite-pyrrhotite-chalcopyrite.



Figure 5. Profils des terres rares normalisés aux valeurs du manteau primitif de Palme et O'Neill (2003) pour les trois membres de la Formation de Gilman.

Des couloirs de déformation pouvant atteindre 200 mètres d'épaisseur affectent les laves mafiques par le développement d'une schistosité accentuée et d'une ankéritisation variable (Daigneault, 1991). Certains couloirs renferment les éléments de la déformation non-coaxiale (et par conséquent, du déplacement). D'autres couloirs contiennent des fabriques de déformation coaxiales et représentent des zones d'aplatissement importantes. Dans le couloir de déformation du lac Sauvage, la matrice des brèches de coulées mafiques montre une forte ankéritisation et une épidotisation qui se superposent à la chloritisation (Fig. 7b). L'ankérite se trouve aussi dans les zones de fractures tardives affectant les laves. Dans les zones de déformation plus intenses, les laves mafiques se transforment en schistes à chlorite-séricite-ankérite±chloritoïde gris-pâle (Henry et Allard, 1979).

Hyaloclastite

Les hyaloclastites forment des intercalations centimétriques à métriques dans les coulées de laves mafiques et constituent le matériel de remplissage aux jonctions triples des coussins. On trouve des masses lenticulaires d'hyaloclastites dont l'épaisseur atteint plus de 30 mètres et qui s'étendent sur plusieurs centaines de mètres dans le couloir de déformation du lac Sauvage. Ces tufs se trouvent à l'intérieur de bandes de schistes à chlorite-séricite ankéritisés. Ils sont composés d'anciennes échardes de verre millimétriques à centimétriques avec des pointes anguleuses et des surfaces typiquement arrondies. Les fragments de laves mafiques et de quartz sont anguleux et irréguliers (<1 à 2 cm). Le litage mal développé ne montre pas de granoclassement. Au nord du mont Chalco (Fig. 4), une lentille de 5 mètres d'épaisseur montre le remplacement de la matrice par la magnétite avec de la pyrite disséminée entre les anciennes échardes de verre, ce qui pourrait indiquer un lessivage hydrothermal (Fig. 7c).

Anorthosite

Dans le secteur sud-ouest du lac Gilman, deux couches d'une dizaine de mètres d'épaisseur dominées par des phénocristaux de plagioclase (± 75%; <1 à 8 cm) sont encaissées par des laves mafiques. Les contacts montrent une diminution rapide du pourcentage de phénocristaux. À l'échelle de l'affleurement, des granoclassements d'origine magmatique ont été identifiés (Fig. 7d). Les phénocristaux sont très aplatis dans le plan de la schistosité régionale. La matrice mafique de couleur vert moyen se compose de chlorite et est foliée. Elle contient par endroit plus de 20% de vésicules et jusqu'à 20% de titanite. L'abondance de fines lattes idiomorphes de plagioclase dans la matrice suggère une nature ignée, favorisant l'hypothèse que ces roches
représentent des filons-couches d'anorthosite archéenne (*e.g.* : filon-couche du Fiskenaesset au Groenland, Myers, 1985).

Roches intermédiaires à felsiques

Les roches intermédiaires à felsiques n'ont été reconnues que sur deux affleurements du Membre de David, intercalées avec les laves mafiques déformées et ankéritisées du couloir de déformation du lac Sauvage, au nord du mont Chalco ainsi qu'au sud du petit lac Gilman. Ces roches massives à granulométrie grossière et à patine beige verdâtre pourraient être des laves mafiques recristallisées et très altérées par le passage des fluides hydrothermaux.

Tuf à lapillis grossiers de composition mafique avec une altération sphérulitique

Ce tuf d'une épaisseur d'un mètre est intercalé dans une séquence de laves mafiques coussinées et vésiculaires, au sud-ouest de la ville de Chibougamau. Les lapillis mafiques chloriteux (noirs en surface altérée et verts en surface fraîche) se trouvent dans une matrice mafique de couleur grise. Ils sont anguleux, étirés et aplatis dans le plan de la schistosité régionale. L'altération des lapillis rappelle des sphérules millimétriques et forme des taches beiges avec un cœur de carbonates et une périphérie de cristaux d'albite et de quartz en moindre quantité. Les lapillis de grande taille (>10 cm) sont presqu'entièrement envahis par ces sphérules.

Membre d'Allard

Le Membre d'Allard (Fig. 3) est inclut dans le Gilman supérieur de la stratigraphie de Daigneault et Allard (1990) et correspond à une séquence de roches volcanoclastiques intermédiaires (≤875 m), reconnue initialement au nord de la ville de Chibougamau sous forme de lentilles (Smith et Allard, 1960; McPhee et Windfield, 1976; Hamilton, 1977; Trudeau, 1981; Couture, 1986). Allard (1976) est le premier à reconnaître son importance comme marqueur stratigraphique, lors de sa description d'un affleurement qui deviendra plus tard le parc Allard, la localité-type. Nos travaux ont permis de démontrer la continuité latérale de cette unité à l'échelle régionale (≥ 25 km).



Figure 6.

Stratigraphie du Membre d'Allard, Formation de Gilman. A) Coupe stratigraphique du Membre d'Allard au parc Allard. B) Section composite de la portion supérieure du Membre d'Allard, sud du mont Bruneau.



Figure 7. Illustrations des faciès des membres de David (A-D) et d'Allard (E-F) de la Formation de Gilman. A) Laves mafiques montrant une concentration de vésicules en bordure des coussins. Sud-ouest de la ville de Chibougamau. B) Brèche de coulée basaltique à matrice partiellement ankéritisée, route 167 à l'est de Chibougamau. C) Hyaloclastite avec matrice altérée en magnétite, nord-est du lac Gilman. D) Anorthosite avec un granoclassement à polarité vers le sud (indiquée par le symbole «T»), à l'ouest du lac Gilman. E) Tuf à lapillis grossier et brèche recouvrant les laves mafiques au parc Leblanc de la ville de Chibougamau. F) Pli synsédimentaire dans un tuf à lapillis laminé, route 167 à l'est de Chibougamau.



Figure 8.

Illustrations des membres d'Allard (A-E) et de Bruneau (F) de la Formation de Gilman. A) Tuf à lapillis grossiers et brèche avec fragments de chert et de sulfures. Parc géologique Allard, rue DeBilly, ville de Chibougamau. B) Tuf mafique à lapillis étirés dans le plan de la schistosité régionale, au sud des lacs Jumeaux. C) Tuf à cristaux de plagioclase, au nord du lac Gilman. D) Turbidite (alternance de lits de mudstone et de siltstone) au sommet du Membre d'Allard, sud du mont Bruneau. E) Rhyolite avec texture d'écoulement laminaire au sommet du Membre d'Allard, sud du mont Bruneau. F) Basaltes coussinés. Décapage des chantiers Chibougamau, au nord-ouest de Chibougamau.

Contact basal du Membre d'Allard

Des filons-couches gabbroïques s'injectent le long d'une grande partie du contact basal, sauf dans le secteur nord de la ville de Chibougamau où les roches volcanoclastiques se superposent à des laves mafiques massives à coussinées (Fig. 7e). Les études géochimiques en cours permettront de clarifier la nature de la transition entre les laves du Membre de David et celles du Membre d'Allard.

Tuf à lapillis fins à grossiers et brèches de composition intermédiaire

Les tufs à lapillis fins à grossiers et les brèches forment souvent des hauts topographiques. Lorsqu'exposés sur plusieurs mètres, les lits décimétriques de tufs montrent un granoclassement normal avec des blocs dominants à la base (≥70%, ≤15 cm), suivis de lapillis grossiers à fins qui diminuent en taille et en pourcentage (de 30% à <1%, de 5 cm à <1 cm). Au parc Allard, les séquences granoclassées sont répétées plusieurs fois sur 25 mètres (Fig. 6a). Dans les 15 mètres supérieurs de la section, les lits de tuf à lapillis moyens à fins dominent (≥75%) alors que les lits de tuf à lapillis grossiers et de brèches sont rares. Le litage dans les tufs à lapillis fins permet localement d'observer des plis synsédimentaires (Fig. 7f) et des chenaux centimétriques à métriques. Où la qualité d'affleurement est mauvaise, les tufs à lapillis moyens à fins constituent le faciès le plus commun du Membre d'Allard.

Les clastes sont composés de laves mafiques à intermédiaires, de chert et de sulfures (Fig. 8a). Les clastes de laves mafiques noires sont typiquement aphyriques alors que les clastes de laves intermédiaires contiennent communément des phénocristaux millimétriques de plagioclase (<25%) et plus rarement d'amphibole (<5%). Quelques lits de tuf contiennent des clastes mafiques à phénocristaux de plagioclase millimétriques (10%) se moulant sur d'autres fragments, ce qui suggère une mise en place à chaud. La bordure plus foncée de ces clastes pourrait représenter une bordure figée. Les fragments de chert de forme rectangulaire mesurent en moyenne 3-4 cm de longueur pour une épaisseur de quelques millimètres et sont orientés parallèlement au litage. Les clastes de sulfures rouillés contiennent un assemblage de pyrite-pyrrhotite semi-massif dans une matrice de chert. Des analyses géochimiques en cours vont permettre de préciser le contenu en métaux des fragments de sulfures. L'angulosité des clastes est variable; ils sont variablement aplatis et étirés dans le plan de la schistosité régionale. La couleur gris-vert de la matrice des tufs à lapillis et des brèches suggère une composition intermédiaire. Elle contient jusqu'à 25% de phénocristaux millimétriques de plagioclase et sa

granulométrie varie de fine à moyenne. La matrice se transforme en schiste à chlorite ± séricite dans les couloirs de déformation intense (Fig. 8b).

Tuf à cristaux millimétriques de plagioclase de composition intermédiaire La puissance des tufs à cristaux millimétriques de plagioclase n'est que de quelques centimètres lorsqu'ils sont intercalés avec les tufs à lapillis et les brèches, mais atteint plusieurs mètres au sommet des séquences granoclassées, notamment dans les secteurs où le Membre d'Allard est à son épaisseur maximale, au nord-est de la ville de Chibougamau ainsi qu'au sud du mont Bruneau. Ils comptent pour près de 25% de l'épaisseur totale du membre. L'unité montre peu de relief positif comparativement aux tufs à lapillis et aux brèches. Au parc Allard et au sud de la mine Bruneau, l'alternance des compositions mafiques à intermédiaires (teintes d'altération gris pâle à gris foncé) permet l'identification des lits du tuf dont l'épaisseur varie de quelques millimètres à 5 centimètres. Les cristaux de plagioclase (<1-5 mm) constituent 20-25% du tuf (Fig. 8c). La matrice est également composée de cristaux de plagioclase altérés en épidote et chlorite. Dans les zones plus déformées, la matrice se transforme en schiste à chlorite-séricite±ankérite avec une fine pyrite disséminée.

Rhyodacite

Au sud de la mine Bruneau et au nord du mont Chalco, les laves de composition rhyodacitique (Leclerc *et al.*, 2011b) sont interlitées avec les roches volcanoclastiques du Membre d'Allard. Les rhyodacites ont une épaisseur maximale de 450 mètres et forment des lentilles décamétriques (10-80 m). La rhyodacite de couleur gris pâle a une patine blanche. Elle est aphanitique ou à grain fin et contient de rares phénocristaux millimétriques de quartz et d'amphibole. La déformation se manifeste par des joints parallèles espacés de quelques centimètres. L'altération antérieure à la déformation régionale se manifeste par une silicification intense, l'altération diffuse en épidote et l'injection de veinules millimétriques de chlorite, d'épidote, de calcite et de quartz.

Sommet du Membre d'Allard

Au sud de la mine Bruneau, les rhyodacites sont recouvertes par une séquence concordante de mudstones et de turbidites constituées de lits de siltstones et de mudstones finement laminés (Figs 6b, 8d). Des niveaux métriques de brèches felsiques et d'exhalite à pyrite-chert sont interlités dans la séquence de turbidite. Au sommet de cette séquence, des coulées de laves

felsiques ont des textures d'écoulements laminaires mises en évidence par des plis intraformationnels et des fragments dont les contours impliquent une rotation synvolcanique (Fig. 8e).

Membre de Bruneau

Le Membre de Bruneau réfère au mont Bruneau, où la majorité des faciès sont exposés. Le Membre de Bruneau (Fig. 3) est surtout constitué de laves mafiques qui ont une composition de basalte et de basalte andésitique (Leclerc *et al.*, 2011b) avec une patine vert pâle à blanc. Des lentilles de roches volcanoclastiques felsiques d'épaisseur décamétrique s'allongent parallèlement au grain tectonique régional, mais dépassent rarement 500 mètres. La limite inférieure du Membre de Bruneau est visible au nord du lac Gilman, où des laves mafiques coussinées montrent un contact stratigraphique concordant avec les tufs à cristaux de plagioclase du Membre d'Allard. Au nord-ouest du mont Bruneau, les grès lités de la Formation de Blondeau reposent en concordance sur des rhyolites sphérulitiques appartenant à la limite supérieure du Membre de Bruneau.

Lave mafique à patine vert pâle à blanc

Les coulées de laves mafiques forment plus de 90% du Membre de Bruneau. Au nord-ouest de la ville de Chibougamau, les coussins forment près de 90% des coulées, le faciès massif 10%, et le faciès bréchique est mineur.

Les phénocristaux millimétriques (<1-2 mm, ≤2%) sont composés de plagioclases (altérés en épidote et chlorite), de pyroxènes ouralitisés et, dans de rares cas, d'amphiboles (cummingtonite). La granulométrie de la matrice varie de fine à moyenne avec des microlites de plagioclases métamorphisés en un assemblage composé de chlorite, d'épidote ± albite ± carbonate ± titanite. Les vésicules de taille millimétrique sont communes et il y a jusqu'à 20% d'amygdules de calcite, localement vermiculaires.

Les coussins (centimétriques à presque métriques) sont aplatis dans le plan de la schistosité régionale et étirés dans la linéation principale à fort plongement. Les jonctions triples des coussins contiennent du matériel hyaloclastique et de la calcite. La patine vert pâle à blanc des laves mafiques du Membre de Bruneau est beaucoup plus pâle que celles du Membre de David, en raison d'une silicification et d'une épidotisation hydrothermale qui se superposent aux assemblages du faciès des schistes verts. Cette altération apparaît sous forme diffuse ou de veinules millimétriques concordantes et discordantes. Les laves mafiques contiennent

localement une minéralisation composée de pyrite-pyrrhotite-chalcopyrite disséminée (1-3%) en petits filonets millimétriques ou sous forme d'imprégnations. Les bordures des coussins ont une couleur rouille et contiennent des amas de pyrite±pyrrhotite±chalcopyrite incrustés dans du quartz.

Le faciès de brèche de coulée forme généralement des horizons de quelques centimètres d'épaisseur au sommet des coulées coussinées. Toutefois, à l'est du mont Bruneau, la puissance de ce faciès atteint 40 mètres. Les fragments mafiques (1-25 cm) gris pâle à gris moyen sont subarrondis à anguleux et jointifs. Le ciment interstitiel de la brèche est ankéritisé et il contient des fragments millimétriques de lave mafique. La bréchification favorise l'altération; une silicification hydrothermale se superpose à la chloritisation et l'albitisation donne aux fragments une texture pseudogabbroïque. Des veinules millimétriques de quartz ± calcite et de chlorite d'orientation irrégulière recoupent la brèche.

Les roches volcanoclastiques intermédiaires et felsiques

Les tufs, les tufs à lapillis fins à grossiers et les brèches forment des lentilles de faible épaisseur (± 10m) dont l'extension latérale est-ouest ne dépasse pas 500 mètres. Ces lentilles s'interdigitent dans les coulées de laves mafiques, surtout à la base du Membre de Bruneau. Au sud du mont Bruneau, les tufs à lapillis fins à grossiers et les brèches contiennent des clastes jointifs. Certains lapillis, blocs et bombes ont une couleur beige à blanche, suggérant une composition felsique (Fig. 9a). Les lapillis mafiques vert foncé sont généralement plus petits. Quelques échardes de verre se distinguent d'une matrice de chlorite ± séricite avec leurs pointes étirées parallèlement à la schistosité régionale.

Tuf à lapillis et brèches felsiques, horizon ferrugineux et tuf laminé silicifié

À la mine Bruneau, une séquence de roches volcanoclastiques encaissant deux horizons ferrugineux ainsi qu'une zone silicifiée a pu être cartographiée sous terre et en surface sur près de 200 mètres. La base de cette séquence est composée par un tuf à lapillis moyens à grossiers et une brèche sur une épaisseur de 5 mètres, recoupé par un filon-couche gabbroïque. Le tuf lité présente un granoclassement normal vers le nord. La couleur gris pâle à blanc des clastes subarrondis à anguleux (70%, <1 cm à 25 cm) suggère une composition felsique. La matrice gris-vert est chloritisée et montre une altération hydrothermale en épidote.

Deux horizons ferrugineux d'une épaisseur de 40 et 80 cm sont séparés par 2 m de tuf silicifié. Le premier horizon ferrugineux repose en contact dépositionnel sur les tufs à lapillis et les brèches à fragments de composition felsique (Fig. 9b). Il se compose de magnétite, de pyrite et de chalcopyrite rubanée. La magnétite domine alors que le contenu en pyrite est d'environ 5%. Le second horizon de formation de fer est similaire par sa composition et son contact supérieur franc marque le passage aux laves andésitiques coussinées. Entre les deux horizons de formation de fer, se trouve un tuf silicifié (Fig. 9c). Chaque lit (2-3 cm) est gris à la base et devient beige au sommet.

Rhyodacite sphérulitique

Une lentille de rhyodacite avec une puissance ± 140 mètres délimite localement le sommet du Membre de Bruneau (Leclerc *et al.*, 2011b). Cette rhyodacite est injectée à sa base par le Filoncouche de Smith et montre un contact sommital concordant avec les grès de la Formation de Blondeau. La rhyodacite possède des sphérules millimétriques grises à blanches (Fig. 9d). Près de la zone de contact supérieure, les rhyolites contiennent des bandes centimétriques de sphérules dont la taille diminue (5 à 1 mm) vers le contact avec la formation de Blondeau. La chlorite noire se trouve dans un réseau de fractures conjuguées orienté perpendiculairement au contact, et se trouve aussi dans des zones de brèches orientées parallèlement au litage, de même que dans l'espace interstitiel entre certaines sphérules.

Intrusions subvolcaniques de la Formation de Gilman

Les intrusions subvolcaniques comptent pour 25% de l'épaisseur de la Formation de Gilman, (estimée à 3600 mètres: Allard, 1976). Elles sont composées de filons-couches d'épaisseur variable (maximum de 800 m) possédant une extension latérale de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres. Les filons-couches s'injectent de façon aléatoire dans la stratigraphie depuis la Formation d'Obatogamau jusque dans la Formation de Blondeau. Les filons plus épais comprennent des faciès témoignant d'une différenciation poussée, comme dans le cas des filons-couches de Smith et de Godfather, qui seront décrits plus en détail. Les intrusions à porphyres de quartz et feldspaths sont restreintes à quelques dizaines de mètres d'épaisseur et d'extension latérale. Elles sont discordantes ou concordantes, et sont concentrées dans la portion supérieure de la Formation de Gilman.





Illustrations du Membre de Bruneau (A-D) et des minéralisations (E-F) de la Formation de Gilman. A) Tuf à lapillis et brèche felsique. Mine Bruneau. B) Horizon ferrugineux à magnétite - pyrite en contact dépositionnel avec les tufs à lapillis et les brèches felsiques, en-dessous et des tufs silicifiés, au-dessus. Mine Bruneau. C) Détail des tufs silicifiés recouvrant l'horizon ferrugineux. Mine Bruneau, nord-est de Chibougamau. D) Rhyodacite sphérulitique, ouest du mont Bruneau. E) Tuf à lapillis altéré en séricite, avec une matrice pyriteuse. Est du lac Wawbana. F) Fractures à épidote et magnétite orientées nord-nord-ouest recoupant l'extension de l'horizon ferrugineux vu en 9b et des laves mafiques silicifiées. Mine Bruneau.

Le filon-couche de Smith

Le filon-couche de Smith (Horscroft, 1957) est injecté dans la partie sommitale du Membre Bruneau, à 2,5 km au nord-est de Chibougamau (Fig. 4). C'est une intrusion différenciée de 2 x 1 km, avec une base pyroxénitique, un cœur gabbroïque et un sommet de gabbro quartzifère et de ferrogabbro. Une zone très foliée oblitère le contact basal du filon-couche avec la rhyodacite sphérulitique encaissante. La clinopyroxénite basale a environ 20 mètres d'épais. La clinopyroxénite noir verdâtre est massive, homogène et possède une granulométrie fine à moyenne. Le contact avec les gabbros sus-jacents n'est pas exposé. Les gabbros mélanocrates à mésocrates constituent le cœur du filon-couche (Horscroft, 1957). La texture ophitique à subophitique est mise en évidence par l'altération des cristaux de cliinopyroxène vert en chlorite et actinote. Dans la portion sommitale du filon-couche, les gabbros mésocrates à leucocrates sont subophitiques et plus grossiers. Ils sont localement pegmatitiques et quartzifères, avec une texture granophyrique (jusqu'à 29% quartz; Horscroft, 1957). Des ferrogabbros mélanocrates à grain fin marquent le contact intrusif avec les rhyolites sphérulitiques du Membre de Bruneau, un contact qui est aussi oblitéré par une zone de foliation intense. Les roches gabbroïques du filoncouche de Smith sont recoupées par un réseau de veinules millimétriques à centimétriques de chlorite ± épidote. Les failles nord-sud, nord-ouest et nord-est sont fortement altérées en épidote. Dans ces zones, la magnétite devient localement massive et renferme des filonnets de pyrite et de chalcopyrite. Les réseaux de fractures associés aux failles contiennent des veinules millimétriques de sulfures (magnétite-pyrite-pyrrhotite-chalcopyrite). Les gabbros et les pyroxénites renferment aussi une minéralisation disséminée de pyrite-pyrrhotite.

Le filon-couche Godfather

Le filon-couche Godfather (Houle, pers. comm. 2004) s'étend sur plus de 6 km entre l'est du lac Gilman, parallèlement au grain tectonique régional (Fig. 4). Il recoupe les laves mafiques du Membre de David et délimite, dans sa portion est, le contact entre les membres de David et d'Allard. Il est principalement composé de gabbro subophitique mélanocrate ou mésocrate, avec une granulométrie moyenne à fine. La couleur varie de gris à vert foncé, résultat de la chloritisation. Le sommet de ce filon-couche est formé de ferrogabbro ophitique noir à cristaux de magnétite et de lattes de plagioclase beige verdâtre. Les cristaux de magnétite-ilménite (20-25%) sont partiellement altérés en titanite et leucoxène. Les gabbros et les ferrogabbros contiennent de la pyrite disséminée (<1%). L'altération en épidote et en ankérite est liée à la circulation de fluides hydrothermaux. Des veinules millimétriques de quartz-épidote recoupent

les gabbros et les ferrogabbros. Des veines de largeur centimétrique à décamétrique de quartztourmaline-épidote-calcite (ankérite)-séricite-chlorite à texture antitaxiale et une minéralisation disséminée de pyrite-chalcopyrite aurifère (Houle, pers. comm. 2004) se trouvent dans les zones de cisaillement orientées nord-ouest - sud-est.

Intrusions porphyriques à plagioclase ± quartz

Les intrusions porphyriques se trouvent dans toutes les formations du Groupe de Roy, mais se concentrent davantage dans le secteur du mont Bruneau (McPhee et Windfield, 1976; Trudeau, 1981). Les intrusions porphyriques contiennent des phénocristaux de plagioclase ± quartz. Les intrusions porphyriques se regroupent en deux catégories; soit concordantes à la stratigraphie et au grain tectonique régional, soit discordantes et orientées nord-ouest, nord-sud et nord-est (Trudeau, 1981). Dans le secteur du mont Bruneau, les intrusions porphyriques d'orientation nord-ouest et nord-sud dominent, alors que sur le flanc nord du synclinal de Chibougamau, les intrusions sont plutôt concordantes (Couture, 1986; Bélanger, 1979a). Les phénocristaux de plagioclase (2-3 mm, 30-35%) sont plus nombreux que ceux de quartz (2-10 mm, 3-7%). La matrice foliée à grain fin ou moyen de couleur beige est souvent transformée en schiste à séricite. La roche compétente est fracturée et le contact intrusif avec les laves mafiques encaissantes est franc ou irrégulier, localement avec des fragments d'encaissant. La minéralisation (pyrite-pyrrhotite) est disséminée ou associée à des veines de quartz lenticulaires d'une épaisseur moyenne de 20-30 cm pour une longueur moyenne de 1 m, avec des valeurs atteignant localement plus de 30 g/t Au et 70 g/t Ag (Evans, 1991; Rioux, 2004).

Potentiel économique de la Formation de Gilman

Cette section passe en revue les différents types de minéralisation de la Formation de Gilman. La pyrite-pyrrhotite-sphalérite-chalcopyrite apparaît sous forme A) de minéralisations stratiformes, B) de remobilisations dans les zones de fracture et de faille précoces et; C) disséminée. L'anomalie du lac Wawbana, le nouvel indice B6258 (est du lac Lempira) et la nouvelle anomalie 6010 (baie Proulx) sont des minéralisations de type A. La mine Bruneau présente les types A et B. Plus récemment, la structure Brosman (Pouliot, 1999, Côté-Mantha, 2006) a été reconnue comme une minéralisation de type B associée à un couloir de déformation nord-sud.

Anomalie du lac Wawbana

Cette anomalie en Cu (580 ppm, échantillon choisi) est située à la base du Membre de David, 1.3 km au nord de la mine Portage, à l'est du lac Wawbana (Fig.4), Elle fait partie d'une série de décapages effectués au début des années 90 par Westminer Canada Ltd. afin de comprendre les relations de contact observées sous terre à la mine Portage. Les formations de fer ont été attribuées au faciès Portage de la Formation de Waconichi (Daigneault et Allard, 1990). Cependant, cette zone délimitée par des cisaillements renferme des plis isoclinaux à trace axiale est-ouest et représente un domaine structural complexe où le contexte stratigraphique reste obscur. Le décapage est localisé sur le flanc nord d'un petit anticlinal qui ramène localement les polarités vers le nord. Le sud du décapage (base de la section) est caractérisé par un tuf folié à lapillis grossiers avec une matrice pyriteuse (Fig. 9e). Les lapillis séricitisés de couleur beige suggèrent une composition intermédiaire. Le tuf à lapillis est recouvert par une unité de chert pyriteux. Des laves mafigues chloritisées et séricitisées avec des rubans millimétriques de pyrite occupent la partie nord du décapage. Environ 30 mètres au sud-ouest, une formation de fer rubanée à magnétite (55%), chlorite (30%) et pyrite (15%), avec des traces de chalcopyrite, est encaissée dans une zone de laves mafigues foliées, magnétiques et très chloritisées. La foliation et les plis isoclinaux orientés est-ouest sont associés à la déformation régionale et recoupés par des plis ouverts et des zones de cisaillement fragiles à ductiles orientés nord-sud. La minéralisation est localement remobilisée dans les charnières de plis et les zones de cisaillement fragiles à ductiles. Les minéralisations de type A dans les tufs, les cherts et les formations de fer, les altérations en chlorite et séricite ainsi que les teneurs anormalement riches en manganèse (jusqu'à 5740 ppm) observées sur l'indice du lac Wawbana suggèrent un environnement exhalatif favorable aux amas sulfurés volcanogènes.

Indice B6258

Nous avons découvert ce nouvel indice (1530 ppm Cu, échantillon choisi) dans le Membre de David, moins de 100 mètres au sud des roches volcanoclastiques du Membre d'Allard, 1 km à l'est du lac Lempira (Fig. 4). Les lamines de pyrite, de chalcopyrite, de calcite et de quartz espacées de 6-8 millimètres dans les laves mafiques forment un horizon exhalatif (type A). Environ 10 mètres vers le sud, une zone de schiste à séricite-chlorite-ankérite marque le contact entre les laves mafiques et un filon-couche gabbroïque. La foliation et les plans axiaux des plis isoclinaux d'orientation est-nord-est – ouest-sud-ouest associés à la déformation régionale sont repris par des plis ouverts à serrés à plans axiaux orientés N060°. Cet indice correspond à des

anomalies aéromagnétiques similaires à celles identifiées plus au nord dans le cadre des projets Roy et Lempira (Hamilton, 1977; Tremblay, 1982), dans des unités de tufs à lapillis dacitiques contenant 20-25% magnétite, 5-7% pyrrhotite, de tufs cherteux contenant 1-2% de fractures en réseaux («stringers») de pyrite-pyrrhotite (localement jusqu'à 30% Po) et de tufs graphiteux contenant de 5-7% pyrite et 1-4% pyrrhotite (Tremblay, 1982). Des forages ont révélé des valeurs allant jusqu'à 8 g/t Au, 0,18% Cu, 8 g/t Ag, 7,85% Zn et 1,1% Pb pour les projets Roy et Lempira (Hamilton, 1977; Tremblay, 1982).

Anomalie Baie Proulx 6010

Cette nouvelle anomalie se situe dans le sud du secteur de la mine Bruneau, dans des rhyodacites au sommet du Membre d'Allard. La zone minéralisée (212 ppm Cu) affleure sur 20 x 3 mètres, avec l'axe long orienté dans une direction N020°. Au nord, un gabbro folié, mésocrate et subophitique à clinopyroxènes rétrogradés en chlorite-actinote recoupe des rhyodacites finement grenues à phénocristaux de quartz étirés dans la foliation régionale. Vers le sud, la pyrite disséminée (<1%) apparaît et l'altération rouille s'intensifie. Elle obscurcit les relations de contact avec un chert rubané exposé sur 2 mètres. Une surface fraîche permet de voir des lamines (1-2 mm) de pyrite, de sphalérite et de chalcopyrite à l'intérieur du chert. Les rhyodacites sont exposées au sud, suggérant une forme lenticulaire. McPhee et Winfield (1976) ont mentionné des zones minéralisées semblables sur le même horizon stratigraphique, vers le nord-est. Cet horizon avec des lentilles de chert minéralisées pourrait représenter un contexte exhalatif (type A) favorable au développement de SMV.

La mine Bruneau

Les minéralisations de la mine Bruneau, mises à jour par le prospecteur Olaf Breive en 1926, font partie des premières découvertes de l'histoire minière de Chibougamau. Entre 1965 et 1967, la mine a produit 68805 tonnes de minerai titrant 1,51% Cu, 9,92 g/t Ag et 0,544 g/t Au (McPhee et Windfield, 1976). La mine Bruneau est située sur le mont Bruneau, au travers d'une séquence formée de laves mafiques coussinées, d'une succession de filons-couches gabbroïques et d'une mince lentille de roches volcanoclastiques (Fig. 4). Le contexte lithologique a été favorable au développement de deux types de minéralisation (Prochnau, 1968, Trudeau, 1981). Environ 10% de la minéralisation exploitée se situe au contact d'un gabbro et d'un tuf à lapillis et à blocs (type A). Sous terre, la minéralisation de pyrite-pyrrhotite-chalcopyrite finement disséminée est contenue dans deux zones silicifiées riches en épidote

(Prochnau, 1968). Ces zones altérées plongent vers le sud-est, parallèlement à l'axe de plis coniques qui limitent l'extension de la minéralisation en profondeur. La déformation régionale a provoqué l'ondulation de l'axe des plis et concentré la minéralisation dans la partie supérieure de deux zones à plus faible plongement (Prochnau, 1968). En surface, près de la nouvelle sortie d'urgence de la mine (située à quelques dizaines de mètres de l'entrée principale), des horizons ferrugineux à magnétite + pyrite + chalcopyrite intercalés avec du chert se superposent au tuf (fig. 7c), suggérant une extension latérale de la minéralisation, parallèle à la stratigraphie.

L'essentiel de la minéralisation exploitée (environ 90%) à la mine se trouve dans des veines de pyrite-chalcopyrite massives associées à des fractures précoces (antérieures à la déformation D2) et des zones de failles à pendages subverticaux orientées nord-nord-ouest à nord-sud (type B). La chronologie de la mise en place des veines à la mine Bruneau n'a pas été étudiée en détail jusqu'à maintenant. La densité de veines minéralisées et leur épaisseur est fonction de la compétence relative des unités lithologiques. Les laves mafigues plus hétérogènes avec leurs structures primaires (coussins, brèches, vésicules) sont moins compétentes. La minéralisation s'y présente sous forme de veinules millimétriques à centimétriques dispersées. Les gabbros plus homogènes développent des fractures régulièrement espacées et plus rapprochées qui permettent de définir une meilleure teneur (Prochnau, 1968). Selon Trudeau (1981), les zones de déformation nord-nord-ouest sont liées à l'intrusion du pluton de Chibougamau lors de la formation du synclinal régional et servent de conduits pour la mise en place des dykes felsiques. La minéralisation emprunte aussi ce même réseau de faiblesse lors d'une réactivation ultérieure. Les laves mafigues à l'intérieur de la mine montrent les effets d'une intense altération hydrothermale. La silicification oblitère partiellement les textures primaires. L'épidote en amas irréguliers se superpose à la silicification. Les fractures se caractérisent par une bordure externe de silice, alors que le cœur est composé d'épidote à laquelle est associée la minéralisation. Sur un affleurement adjacent à la mine Bruneau, la patine blanche des coussins basaltiques témoigne d'une silicification diffuse. Les bordures des coussins sont épidotisées et contiennent une minéralisation de pyrite, pyrrhotite et chalcopyrite. L'épidote se trouve aussi dans les amygdules des coussins et dans les zones de fractures orientées nord-nord-ouest - sud-sud-est où elle est localement associée à la magnétite (Fig 9f). L'altération de couleur rouille suggère une remobilisation de la minéralisation depuis les structures volcaniques primaires (bordures des coussins). Cette relation de recoupement entre les fractures minéralisées nord-nord-ouest et les coussins étirés est-ouest indique une origine anté-tectonique conforme à l'interprétation de Trudeau (1981).

La structure Brosman

La structure Brosman affleure bien grâce aux décapages réalisés par la compagnie SOQUEM Inc. (Pouliot, 1999) sur le contact nord-ouest du Filon-couche de Smith, à l'ouest du mont Bruneau (Fig. 4). Elle comprend une zone sud aurifère et une zone nord polymétallique (Au-Ag-Cu). La portion sud du décapage montre les gabbros subophitiques mésocrates sous des coulées de laves mafiques massives, coussinées et bréchiques du Membre de Bruneau (altérés en chlorite, quartz et micas blancs), lesquelles sont recouvertes par les siltstones cherteux et laminés de la Formation de Blondeau. Au nord, un gabbro localement très magnétique altéré en chlorite, albite et carbonate vient recouper les siltstones cherteux. La minéralisation de la zone aurifère au sud apparaît disséminée et dans des réseaux de veines à magnétite ± pyrite ± chalcopyrite (« stringers ») dispersés où elle atteint ses plus fortes teneurs (jusqu'à 14,2 g/t Au; Côté-Mantha, 2006). La minéralisation de la zone polymétallique au nord se concentre dans des zones très foliées de 4-5 mètres de largeur. Elle titre jusqu'à 5,32 g/t Au, 103 g/t Ag et 7,55% Cu (Côté-Mantha, 2006). Tout comme à la mine Bruneau, les structures minéralisées sont d'origine anté-tectonique.

Conclusion

Sur le flanc sud du synclinal de Chibougamau, la Formation de Gilman comprend trois membres:

- le Membre de David, à la base, comprend des basaltes et des basaltes andésitiques d'affinité tholéiitique, massifs à coussinés, avec quelques horizons bréchiques et de hyaloclastites;
- 2- le Membre d'Allard est d'affinité calco-alcaline, avec des tufs à lapillis et des brèches de composition intermédiaire, des tufs à cristaux de plagioclase, des rhyodacites et une quantité mineure de basaltes andésitiques;
- 3- le Membre Bruneau se compose de basaltes et de basaltes andésitiques d'affinité tholéiitique, massifs et coussinés, avec quelques lentilles de roches volcanoclastiques.

Ces subdivisions pourraient peut-être s'extrapoler au flanc sud du Complexe du lac Doré où les membres supérieur et inférieur de la Formation de Gilman ont aussi été reconnus (Roy *et al.* 2006).

Le contexte lithologique de la mine Bruneau nécessite un examen plus approfondi, notamment le contact des tufs à lapillis et des brèches felsiques avec les horizons ferrugineux (minéralisations de type A), qui représente un haut potentiel économique (Prochnau, 1968). D'autres horizons exhalatifs significatifs dans le Membre d'Allard (baie Proulx) et dans le Membre de David (lac Wawbana, est du lac Lempira) pourraient être associés à des amas sulfurés volcanogènes.

Remerciements

Nos travaux ont grandement bénéficié de l'aide de Pierre-Simon Ross (INRS-ETE) et Patrick Mercier-Langevin (CGC-Q). Nous remercions également Eva Fischer. Ces travaux ont été financés par la Commission géologique du Canada et le Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec (Projet Initiative Géoscientifique Ciblée III – Abitibi), le Conseil de recherche en science naturelles et du génie du Canada (CRSNG) et le Fond québécois de recherche sur la nature et les technologies (FQRNT). Numéro de projet: TG6003.



CHAPITRE 3: THOLEIITIC TO CALC-ALKALINE CYCLIC VOLCANISM IN THE ROY GROUP, CHIBOUGAMAU AREA, ABITIBI GREENSTONE BELT – REVISED STRATIGRAPHY AND IMPLICATIONS FOR VHMS EXPLORATION⁶

François Leclerc^{7,8} (INRS-ETE) Jean H. Bédard (CGC) Lyal B. Harris (INRS-ETE) Vicki McNicoll (CGC) Normand Goulet (UQÀM) Patrice Roy (MRNF) Patrick Houle (MRNF)

Article publié dans la revue Canadian Journal of Earth Sciences:

Leclerc F, Bédard JH, Harris LB, McNicoll, VJ, Goulet N, Roy P, & Houle P (2011) Tholeiitic to calc-alkaline volcanism in the Roy Group, Chibougamau area, Abitibi Greenstone Belt – Revised stratigraphy and implications for VHMS exploration. <u>Canadian Journal of Earth Sciences</u>, 48: 661-694. doi:10.1139/E10-088

F. Leclerc and L.B. Harris. Institut national de la recherche scientifique, Centre - Eau Terre Environnement, 490 rue de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9, Canada.

J. H. Bédard. Geological Survey of Canada, 490 rue de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9, Canada, jbedard@nrcan.gc.ca.

V. J. McNicoll. Geological Survey of Canada, 601 Booth Street, Ottawa, ON., K1A 0E8, Canada, vmcnicoll@nrcan.gc.ca.

N. Goulet. Université du Québec à Montréal, Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, C.P. 8888, Montréal, QC, H3C 3P8, Canada, goulet.normand@uqam.ca.

P. Roy. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune Québec, 400 boul. Lamaque, bur. 1.02 Val-d'Or, QC, J9P 3L4, Canada, patrice.roy@mrnf.gouv.qc.ca.

P. Houle. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 624, 3e Rue Chibougamau, QC, G8P 1P1, Canada, patrick.houle@mrnf.gouv.qc.ca.

⁶ Geological Survey of Canada contribution 20100254. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune Contribution 8439-2010-2011-17.

⁷ Corresponding author: e-mail: francois.leclerc@mrnf.gouv.qc.ca

⁸ Present address: Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, 400 Boulevard Lamaque, bureau 1.02, Vald'Or, QC, J9P 7A5, Canada.



CHAPITRE 3: THOLEIITIC TO CALC-ALKALINE CYCLIC VOLCANISM IN THE ROY GROUP, CHIBOUGAMAU AREA, ABITIBI GREENSTONE BELT – REVISED STRATIGRAPHY AND IMPLICATIONS FOR VHMS EXPLORATION⁹

Résumé

Le Groupe de Roy dans le secteur de Chibougamau (Sous-province de l'Abitibi, sud-est de la Province du Supérieur) démontre de façon exemplaire l'évolution volcanique archéenne. Le Groupe de Roy est constitué de deux cycles volcaniques avec une base volumineuse de roches volcaniques mafiques tholéiitiques recouvertes par une mince succession de roches felsiques calco-alcalines, de formations de fer et de cherts qui représentent des marqueurs stratigraphiques régionaux¹⁰. La Formation de Gilman est interprétée comme la base mafique du deuxième cycle volcanique du Groupe de Roy. Notre nouvelle cartographie révèle que la Formation de Gilman (au nord du Complexe du lac Doré) peut-être subdivisée en une portion inférieure tholéiitique (Membre de David), une séquence extrusive calco-alcaline (Membre d'Allard) et une portion supérieure tholéiiitique plus mafique (Membre de Bruneau, nouvellement défini ici). Les nouveaux âges U-Pb sur zircons des tufs à lapillis du Membre d'Allard (2726.6±0.7 Ma) sont à l'intérieur de la marge d'erreur de ceux obtenus pour les rhyolites de la Formation de Waconichi (2728,2-2728,7 Ma), sous-jacente à la Formation de Gilman. Ces âges, combinés aux ressemblances géochimiques et lithologiques, impliquent que le Membre d'Allard appartient à la Formation de Waconichi et que le Membre de David occupe la même position stratigraphique que la Formation d'Obatogamau. La portion supérieure de la Formation de Gilman est réassignée à la nouvelle Formation de Bruneau. Une mince unité de basaltes transitionnels à calco-alcalin définit la base du Membre d'Allard et est géochimiquement similaire aux basaltes surmontant la Formation de Waconichi, à proximité de la mine Lemoine. Cette ressemblance suggère que le Membre d'Allard est légèrement plus jeune que le Membre de Lemoine et que sa base, également associée avec des formations de fer, des brèches et des

⁹ L'article original utilise une mauvaise traduction du français de la nomenclature des roches volcanoclastiques proposée par Sharma et al. (1996). La présente version utilise la nomenclature proposée par White et Houghton (2006).

¹⁰ Dans la partie supérieure du premier cycle volcanique du Groupe de Roy, les membres de Lemoine et de Scott de la Formation de Waconichi incluent également des roches volcaniques felsiques d'affinité tholéiitique, spatialement limitées à quelques kilomètres (*ca.* <5km) en termes d'extension latérale. Les deux principaux gisements de SMV connus dans la région sont associés à ces unités incluant des rhyolites tholéiitiques.

cherts, représente un marqueur stratigraphique régional favorable pour l'exploration de gisements de sulfures massifs encaissés dans des roches volcaniques.

Abstract

The Roy Group in the Chibougamau area of the Abitibi Subprovince, southeastern Superior craton, Quebec, exemplifies Archean volcanic evolution. The Roy Group formed in two volcanic cycles, with voluminous basal mafic tholeiitic volcanic rocks being capped by a thin succession of calc-alkaline felsic volcanic rocks, banded iron formations and cherts which represent regional stratigraphic markers. The Gilman Formation is thought to represent the mafic base of the 2nd Roy Group volcanic cycle. Our new mapping reveals that the Gilman Formation (North of the Lac Doré Layered intrusive complex) can be subdivided into a tholeiitic lower part (David member), a calc-alkaline extrusive sequence (Allard member), and a tholeiitic, more mafic upper part (Bruneau Formation, newly defined here), New U-Pb zircon ages on Allard member lapilli tuffs (2726.6 ± 0.7 Ma) are within error of those obtained from rhyolites of the Waconichi Formation (2728.2-2728.7 Ma), which underlies the Gilman Formation. These ages, along with geochemical and lithological similarities, imply that the Allard member belongs to the Waconichi Formation and that the David member occupies the same stratigraphic position as the Obatogamau Formation. The upper part of the former Gilman Formation is reassigned to the new Bruneau Formation. A thin transitional-calc-alkaline basalt unit at the base of the Allard member is geochemically similar to basalts occurring at the top of the Lemoine member of the Waconichi Formation near the Lemoine mine, suggesting that the Allard member is slightly younger than the Lemoine member, and that its base (also associated with iron formation, breccia, and chert) represents a regional stratigraphic break favourable for VHMS exploration.

Introduction

The Abitibi Subprovince (Fig. 1), southeastern Superior craton, contains the world's largest preserved Archean greenstone belt (Goodwin and Ridler 1970; Thurston and Fryer 1983; Daigneault *et al.* 2004). Bimodal volcanic rocks dominate the Abitibi Subprovince (Dimroth *et al.* 1982; Lafrance *et al.* 2000; Scott *et al.* 2002) and contain many volcanic-hosted massive sulphide deposits (VHMS; Doucet *et al.* 1998; Lafrance *et al.* 2000; Legault *et al.* 2002; Gibson and Galley 2007; Mercier-Langevin *et al.* 2007a,b). Large VHMS deposits are commonly associated with breaks in stratigraphy or with calc-alkaline marker horizons (Barrie *et al.* 1993; Goodfellow 2007; Hathway *et al.* 2008) and so it is of prime importance for exploration that there

should be a coherent stratigraphic framework into which such calc-alkaline horizons and/or exhalite units are integrated¹¹.

There is ongoing debate about how Archean crust is formed and matures (e.g. Bédard, 2006b; Boily *et al.*, 2009; Maurice *et al.*, 2009). It has been proposed that many greenstone belts are tectonic collages (Percival *et al.* 2006; Polat 2009), while an alternate view proposes essentially in situ growth and maturation (Ketchum *et al.* 2004; Thurston *et al.* 2008) with the proportion of calc-alkaline magmas increasing with time as the crust is reworked. An essential element in the resolution of this conundrum is the documentation of the nature of transitions between stratigraphic units. In this paper, new field, lithogeochemical, and geochronological data for volcanic rocks of the Roy Group are presented and a revised stratigraphy is proposed. Our new model has implications for VHMS exploration and for the nature of Archean volcanism and crust formation in the Abitibi Subprovince.



Figure 1. Geology of the Abitibi Subprovince (modified after Goutier and Melançon 2007b).

¹¹ Les roches volcanoclastiques d'affinité transitionnelles à calco-alcalines forment unités latéralement continues sur plusieurs kilomètres (> 30km) et se situent au sommet des unités de roches felsiques d'affinité tholéiitiques d'étendue latérale beaucoup plus restreinte (ca. <5 km) auxquelles sont associés les gisements de SMV. Les unités transitionnelles à calco-alcalines constituent donc indirectement des marqueurs stratigraphiques utiles à la recherche des gisements SMV.

Geological setting

Geology of the Abitibi Subprovince

Greenschist to sub-greenschist grade rocks of the Abitibi Subprovince extend over 300 by 700 km (Goodwin and Ridler 1970, Fig. 1). Recent reinterpretations of Lithoprobe seismic profile 48 suggest that the Opatica Subprovince to the north represents amphibolite-grade middle crust extending below the Abitibi greenstones, such that the Abitibi-Opatica would represent one contiguous terrane (Benn 2006; Benn and Moyen 2008). To the west, the Abitibi Subprovince is separated from probable correlative rocks of the Wawa Subprovince by the Proterozoic Kapuskasing Tectonic Zone (Percival and West 1994; Stott and Mueller 2009). To the southeast, Grenvillian deformation and metamorphism overprint Archean rocks, with Proterozoic ductile fabrics and faults occurring more than 50 kilometres northwest of the Grenville Front (Allard 1976).

Plate-tectonic interpretations involving accretion of juvenile arc terranes are commonly proposed for the Abitibi Subprovince (Dimroth *et al.* 1983a; Card and Cielsielski 1986; Ludden *et al.* 1986; Desrochers *et al.* 1993; Daigneault *et al.* 2004) and dislocation of the stratigraphic succession by thrust-faults are locally documented (Lacroix *et al.* 1998; Bleeker *et al.* 2008). In contrast, others have interpreted the same rock sequences in terms of an autochthonous stratigraphy, with seven volcanic assemblages (>2750-2695 Ma), four sedimentary assemblages (<2707-2670 Ma), and abundant 2.73 Ga to 2.64 Ga plutonic rocks (Jackson and Fyon 1991; Thurston 2002; Ayer *et al.* 2002; Bandyayera *et al.* 2004; Goutier and Melançon 2007b; Thurston *et al.* 2008). Abitibi mafic volcanic rocks are mostly tholeiitic (with associated komatiites and transitional to calc-alkaline facies in some areas), while felsic volcanics and pyroclastic rocks (Thurston *et al.* 1985; Barrie *et al.* 1993). Ayer *et al.* (2002) documented zircon xenocryst inheritance in younger felsic volcanic assemblages and together with Thurston *et al.* (2008), argued for essentially in situ deposition.

Sedimentary assemblages that contain granitoid fragments derived from the erosion of synvolcanic plutons and subordinate volcanic fragments derived from the uplifted volcanic assemblages (Mueller and Donaldson 1992; Daigneault *et al.* 2004) form linear, shear bounded, successor basins along regional E-W synclines (Goulet 1978; Dimroth *et al.* 1982; Mueller and Donaldson 1992). In the Chibougamau area, these rocks are known as the Opémisca assemblage. Age constraints for sedimentary assemblages suggest earlier development of a

successor basin in the northern Abitibi (<2707 - <2692 Ma), compared to the southern Abitibi (2690-2670 Ma) (Thurston *et al.* 2008).





General stratigraphy and structure of the Chibougamau area

The Chibougamau area is situated in the north-easternmost part of the Abitibi Subprovince (Fig. 2) wedged between the Archean Opatica Subprovince and the Grenville Province. It preserves two complete volcano-sedimentary cycles coeval with the 2734-2724 Ma Deloro, 2723-2720 Ma Stoughton-Roquemaure, and 2719 - 2711 Ma Kidd-Munro assemblages of Ayer et al. (2002). The Opémisca Group sedimentary rocks unconformably overlie the volcanic assemblages and are preserved in shear-bounded synclines. To the north of Chibougamau, volcanogenic metasedimentary rocks coeval with those of the second volcanic cycle (2716.7 ±1.0 Ma; Mortensen 1993) show a progressive transition into the overlying Opémisca Group (Daigneault and Allard 1990). Conglomerates and argillites of the Paleoproterozoic Chibougamau Formation unconformably overlie Archean rocks and were slightly deformed prior to intrusion of the 2.2 Ga Nipissing diabase dykes (Morris 1977). The structural style of the Chibougamau area is dominated by a series of east-west trending anticlines and synclines that locally refold early approximately north-south trending folds (Daigneault 1991). To the south of the Chibougamau syncline (Fig. 2), an anticline is cored by the synvolcanic tonalite, trondhjemite, and diorite of the Chibougamau pluton which splits the Lac Doré Complex layered intrusion into a north facing northern segment and a south facing southern segment. The east-west foliation dominant in the central and western part of the area tends to be parallel to primary stratigraphic contacts, as are major shear and/or high strain zones. Ductile transcurrent to transpressional shear zones oriented northeast and northwest both displace and merge into east-west shear zones, indicating synchronous development. The stratigraphic layering and early shear zones trend more northeasterly in the eastern part of the study area (Fig. 2) due to an overprint by Proterozoic north-northeast to north striking faults. Upper amphibolite to lower granulite assemblages in proximity to the Grenville Front have long been thought to be Proterozoic in age, but detailed studies demonstrate that peak metamorphic conditions are pre-Grenvillian (Cadéron and Rivers 2006).

Existing stratigraphic nomenclature for the Chibougamau area

Before presenting our new observations, the existing stratigraphic framework (Fig. 3) (*e.g.* Allard *et al.* 1979; Daigneault and Allard 1990) is described.

First volcanic cycle of the Roy Group

The Obatogamau Formation (3-4 km thick) that consists of massive to pillowed basalts, pillow breccia, and subordinate gabbroic sills extends westwards from the Grenville Front for more than 100 km (Allard and Gobeil 1984). Cimon (1977) defined three members based mostly on the proportion of feldspar phenocrysts and megacrysts: (1) a lower member (1-3% phenocrysts), (2) a middle member (≤20% phenocrysts), (3) and an upper member (<1% phenocrysts).

The Waconichi Formation (maximum thickness of 800 m; Duquette and Mathieu 1966) is dominated by felsic to intermediate volcaniclastic rocks, lava flows, possible subvolcanic intrusions and represents an essential marker unit that can be used to anchor the stratigraphy. Several felsic volcanic packages have been assigned to the Waconichi Formation (Oliveira 1973; Caty 1975; Daigneault 1982). Three facies are currently accepted as belonging to the Waconichi Formation (Daigneault and Allard 1990):

The Lemoine facies (L on Fig. 2) comprises rhyolitic lava flows and quartz-feldspar porphyritic rhyolites (2729.7 +1.9/-1.6 Ma and 2728.0 +1.5/-1.4 Ma respectively; ID-TIMS - U/Pb ages on zircons, Mortensen 1993) with subordinate andesites and dacites. The lower contact of the Lemoine facies with the Obatogamau Formation is hidden by the Lac Doré Complex and the Chibougamau pluton on both flanks of the Chibougamau anticline. The Lemoine facies hosts two significant VHMS deposits; the Lemoine Mine (L on Fig. 2) south of the Lac Doré Complex and the very similar Scott deposit to the north (S on Fig. 2).

The Queylus facies refers to a narrow band of intermediate to felsic volcaniclastic rocks in Queylus and Dollier Townships (Q and D on Fig. 2). Similar rocks occur north of the Chibougamau syncline in small tectonized lenses in the Faribault area (F) and south of Lac Waconichi (W). Queylus facies tuffs are interbedded with upper Obatogamau Formation basalts and are of particular significance since they separate the Obatogamau from the overlying Gilman Formation.

The Portage facies is an iron formation with subordinate volcaniclastic rocks located near Lac Sauvage (Henry and Allard 1979; Leclerc *et al.* 2008).



Stratigraphic nomenclature of the Roy Group. a) As proposed by Daigneault and Allard (1990). b) New model proposed in this paper.

Second volcanic cycle of the Roy Group

The Gilman Formation (Duquette and Mathieu 1966) includes massive to pillowed tholeiitic basalt and is intruded by numerous gabbroic sills which represent up to 25% of the formation (Allard 1976). The formation locally contains abundant felsic to intermediate volcaniclastic rocks with sulphide exhalite fragments (Smith and Allard 1960) and mapping has revealed many such felsic volcaniclastic lenses, especially south of the Bruneau Mine (McPhee and Windfield 1976) and in the lac Lempira area (Hamilton 1977; Couture 1986). The local abundance of volcaniclastic rocks within the Gilman Formation led Allard (1976) to consider the possible existence of a proximal volcanic centre north of Chibougamau and to suggest that the Gilman Formation might require further subdivision. A tholeiitic lower member and a calc-alkaline upper member to the Gilman Formation were proposed by Ludden *et al.* (1984). In contrast, Daigneault and Allard (1990) emphasized the restricted occurrence of calc-alkaline felsic to intermediate rocks (<5%) and rejected a formal subdivision of the Gilman Formation. Existing age constraints on the Gilman Formation are a minimum age of 2717±1 Ma (TIMS - U/Pb on zircons; Mortensen 1993) from Cummings Complex gabbros emplaced in upper Gilman basalts and a maximum age of 2728 Ma from underlying Waconichi Formation rhyolites (see earlier in the text).

The Blondeau Formation (Duquette 1964) includes a basal sequence of rhyolites and locally variolitic basaltic flows, which rapidly give way to volcaniclastic deposits (breccia, felsic lapilli tuff, graphitic and cherty tuff), volcanogenic greywacke, and argillite with massive to disseminated sulphide-rich stratiform lenses (Archer 1983; Dimroth *et al.* 1984b; Chown *et al.* 1998).

The Bordeleau Formation (Caty 1978) appears exclusively on the northern flank of the Chibougamau syncline. It is dominated by volcanogenic turbidites and represents a transition from the Blondeau Formation to the sedimentary Opémisca Group (Allard *et al.* 1985; Moisan 1992). Elsewhere, the Opémisca Group is deposited in shear-zone bounded basins along the axes of synclines and extends east-west for several tens of kilometres (Daigneault and Allard 1990). Facies analysis and age constraints suggest that the Opémisca Group represents an early successor basin (<2692 Ma, Mueller and Donaldson 1992; David *et al.* 2007) when compared to the Timiskaming Group (2676-2670 Ma; Thurston *et al.* 2008) and suggests southward migration of the age of successor basins in the Abitibi Subprovince, as proposed by Mueller and Donaldson (1992).

The Opémisca Group

The lower part of the Opémisca Group, the Stella Formation (Caty 1975), consists of basal conglomerate, feldspathic sandstone, and argillite. The conglomerate unconformably overlies the trondhjemite (sodagranophyre) zone of the Lac Doré Complex as well as the Waconichi and the Gilman Formations. Tonalitic pebbles in polymictic conglomerate are thought to originate from erosion of the Chibougamau pluton and imply significant unroofing in the core of the Chibougamau anticline (Dimroth *et al.* 1984b). The Haüy Formation (Cimon 1976) represents the upper part of the Opémisca Group, with conglomerates (>2691.7±2.9 Ma; TIMS - U/Pb on zircons, David *et al.* 2007) sandstone, and argillite similar to the Stella Formation. It differs, however, in also containing interbedded calc-alkaline to shoshonitic porphyritic andesites (Picard and Piboule 1986). In the Waconichi syncline, the Stella and Haüy Formations are undivided and are merged into the Chebistuan Formation (Caty 1978; Daigneault and Allard 1990).

Intrusive rocks

The Lac Doré Complex (LDC) is a 5-7 km thick layered intrusion (Allard 1956). Internal subdivisions of the LDC into ultramafic rocks, anorthosites, gabbros, and granophyric rocks can be correlated on both limbs of the Chibougamau anticline (Allard 1976). Inverse trace element models (Bédard *et al.* 2009) suggest that the LDC crystallized from melts of mainly calc-alkaline affinity. A quartz-bearing pyroxenite gave an age of 2727.0 ±1.3 Ma (TIMS - Pb/Pb on zircons, Mortensen 1993). The upper granophyric zone has been dated at 2728.3 +1.2/-1.1 Ma (TIMS - U/Pb on zircons, Mortensen 1993). On both limbs the upper contact of the LDC is dissected by minor faults which may have been active during LDC emplacement (Daigneault and Allard 1990). The north limb faces north with steep dips while the south limb faces south, also with steep dips. This suggests that the LDC was split by the axial Chibougamau pluton and that the two limbs were tilted to sub-vertical during emplacement of the Chibougamau pluton (Daigneault and Allard 1990).

The Cummings Complex (Duquette 1970) consists of three differentiated sills intruded into the Gilman and the Blondeau formations. The sills contain peridotite, pyroxenite, gabbro, gabbronorite, and granophyre that crystallized from both tholeiitic and calc-alkaline magmas (McMillan 1972; Poitras 1984; Bédard *et al.* 2009). Chilled margins are preserved against sedimentary rocks of the Blondeau Formation indicating an intrusive relationship. Zircons from the uppermost sill gave an age of 2716.7 \pm 1.0 Ma (TIMS - U/Pb on zircons; Mortensen 1993). A

similar age is inferred for the volcanic-derived sedimentary rocks of the Blondeau Formation, since peperitic textures occur at the contact with the dated sill (Leclerc *et al.* 2008).

The Chibougamau pluton is a multiphase intrusion located in the hinge of the Chibougamau anticline. The early, voluminous phases are synvolcanic whereas late phases are syntectonic (Daigneault and Allard 1990). The main components are tonalite, trondjhemite, granodiorite and diorite (Racicot 1980, 1981). Mafic facies are located at the edges of the pluton (Daigneault and Allard 1990). Ages of early diorites are 2718 \pm 2 Ma and 2716 \pm 3/-2 Ma (TIMS – U/Pb on zircons, Krogh 1982; Joanisse 1998), while diorite and tonalite dykes range from 2715 \pm 1 Ma to 2714 \pm 3/-2 Ma (TIMS – U/Pb on zircons, Pilote *et al.* 1997) and late leucotonalite phases are coeval with satellite plutons (2707.6 \pm 1.4 Ma; TIMS – U/Pb on zircons, Côté-Mantha 2009).

Stratigraphy of the Gilman Formation

Lithostratigraphy of the Gilman Formation

The south limb of the Chibougamau syncline (Fig. 2, situated to the north of the Lac Doré Complex (LDC)) preserves the most extensive and least-deformed exposures of the Gilman Formation. In the following we provide simplified descriptions of these rocks; more detailed descriptions are given in Leclerc *et al.* (2008). Subdivisions of the Gilman Formation in the next section mostly correspond to those suggested by Ludden *et al.* (1984) and Daigneault and Allard (1990). All rocks are at greenschist grade, but mineral relics and pseudomorphic textures commonly allow the original phases to be identified. Consequently, the prefix "meta-" will be omitted for simplicity.

Lower Gilman¹²

The lower Gilman (terminology of Ludden *et al.* 1984; Daigneault and Allard 1990) includes basalt, basaltic andesite, and rare andesite flows up to 60 m thick. Pillowed flows (\approx 50%) are interbedded with massive flows (\approx 25%). Brecciated flows are minor (<1%) and hyaloclastite mostly occur at pillow triple junctions. Differentiated sills make up the rest of the section (*ca.* 25%, see Bédard *et al.* 2009).

Massive and pillowed mafic flows (average 30-40 cm) are aphanitic and slightly vesicular. Plagioclase and clinopyroxene phenocryst pseudomorphs occur in a groundmass of chlorite \pm epidote \pm albite \pm Fe-Ti oxides. Ankerite, silica, and chloritoid alteration is associated with shear

¹² Le « Lower Gilman » correspond au Membre de David décrit au chapitre 2.

zones. Mineralization appears as disseminated pyrite \pm pyrrhotite \pm chalcopyrite (\leq 1%) surrounding pillows, concentrated in pillow triple junctions or scattered in the groundmass (Hamilton 1977). Thick hyaloclastite lenses (\leq 30 m thick) are intercalated with ankerite-chlorite-sericite schists over hundreds of metres in the Lac Sauvage shear zone. West of lac Gilman, basalts are locally intruded by porphyritic sills (5-15 m thick, Fig. 4a) containing abundant plagioclase (up to 75%). To the north of the Lac Doré Complex its lower contact is with rocks attributed to the Portage facies of the Waconichi Formation. This contact is strongly sheared in the Lac Sauvage Shear Zone (Daigneault and Allard 1987) and the Border Shear Zone (Daigneault 1991).



Figure 4.

Rocks of the Gilman Formation, north of the Lac Doré Complex. a) Porphyritic anorthosite sill, north of lac Gilman (lower Gilman). b) Lapilli tuff of the upper Gilman, located at the Allard Park, west of Chibougamau. c) Flow-banded rhyolite to the top of the upper Gilman, Lac Pipe. d) Iron formation overlying a lapilli tuff with rhyolitic fragment. A laminated, cherty unit (silicified andesite?) is in sharp contact with the iron formation. The sequence is located at Bruneau Mine, east of Chibougamau (uppermost Gilman).

Upper Gilman¹³

The upper Gilman (terminology of Ludden et al. 1984; Daigneault and Allard 1990) consists of an intermediate to felsic volcaniclastic sequence (≤ 875m) with minor andesite flows at the base and local development of turbidites and thick, flow-banded rhyolite at the top. Allard (1976) was the first to recognize this unit as a potential stratigraphic marker with the description of a spectacular outcrop (subsequently named Allard Park, Fig. 5a). Several previously-mapped outcrops of volcaniclastic rocks (Smith and Allard 1960; McPhee and Windfield 1976; Hamilton 1977; Trudeau 1981; Couture 1986) are located at the same stratigraphic level as Allard Park. Our mapping demonstrates lateral continuity of this rock package over more than 25 kilometres of strike-length. The most complete sequences of the upper Gilman show several pulses with upward fining breccias, lapilli tuffs, and crystal tuffs (Fig. 5a). Synsedimentary folds and cm- to m-wide channels are locally preserved. Clasts consist of basalt, basaltic andesite, rhyolite, chert and sulphides (Fig. 4b). Plagioclase-rich tuffs are mostly located to the northeast of Chibougamau and to the southwest of the Bruneau Mine. From the west shore of Proulx Bay to the area immediately south of the Bruneau Mine, highly fractured, massive rhyodacites overlie volcanic breccias, lapilli tuffs, and crystal tuffs. The basal part of the upper Gilman is generally obliterated by gabbroic sills emplaced along the contact, but to the northwest of lac Gilman, the mafic to felsic volcaniclastic rocks of the upper member are seen to conformably overlie massive and pillowed transitional to calc-alkaline basaltic andesites (see below, Fig. 7e) which we consider as the basal facies of the upper Gilman. These andesitic volcanics overlie cherts and ironstones. Near Pipe Lake (south of Bruneau Mine) upper Gilman rhyodacites are overlain by turbidites with finely laminated mudstone-siltstone beds showing structures typical of Bouma C and D units (Walker 1992). Local pyrite-chert exhalite is interbedded with the turbidite sequence, which is overlain by well-preserved flow-banded rhyolites (Fig. 4c). Turbidites and rhyolites are the uppermost rocks of the upper Gilman (Fig. 5b). Listric and synvolcanic normal faults trending northeast-southwest are abundant in the rhyolites.

A section above the upper Gilman (not sampled by Ludden *et al.* (1984) and that will be described as the uppermost Gilman¹⁴ to avoid confusion in the text) is mainly composed of pillowed basalt and basaltic andesite. On western Bruneau hill the pillow basalts conformably overlie plagioclase-rich tuffs of the upper Gilman. North of Chibougamau, basalt and basaltic andesite of the uppermost Gilman are dominated by pillowed flows (~90%), with minor massive flows (~10%) and brecciated flows (<1%). These proportions change near the base of the

¹³ Le « Upper Gilman » correspond au Membre d'Allard décrit au chapitre 2.

¹⁴ Le « uppermost Gilman » correspond au Membre Bruneau décrit au chapitre 2.

overlying Blondeau Formation, where brecciated flows become more abundant (up to 33%). Massive and pillowed volcanic rocks contain pseudomorphs after plagioclase, clinopyroxene, and olivine phenocrysts in a groundmass of chlorite ± albite ± epidote. Carbonate and epidote alteration is locally intense, especially along fracture zones. Common silicification may explain the distinctly lighter colour of the uppermost Gilman volcanic rocks (in comparison to the lower Gilman). Pyrite ± pyrrhotite ± chalcopyrite is generally found disseminated in pillow rims and triple junctions, as diffuse impregnations, or as veinlets (Trudeau 1981; Bouchard 1986). Thin lenses of felsic volcaniclastic rocks (up to 10 metres in thickness) are interdigitated with basalts and basaltic andesites. The volcaniclastic rocks are composed mostly of felsic clasts with lesser dark green mafic components. At the Bruneau Mine, a lapilli tuff is conformably overlain by a pair of 0.4-0.8 m thick ferruginous beds (with disseminated pyrite ± chalcopyrite), sandwiching a 2 m thick, finely laminated tuff (Fig. 4d). Strong silicification highlights bedding in the tuff.



Figure 5.

Allard member stratigraphy in the Chibougamau area. a) Stratigraphy of the upper Gilman at Allard Park, west of Chibougamau (type-locality). b) Stratigraphy of the upper part of the upper Gilman, lac Pipe, east of Chibougamau.

The upper contact of the Gilman Formation is exposed northwest of the Bruneau Mine over 140 metres, where perlitic rhyolites are conformably overlain by bedded sandstone of the Blondeau Formation. The contact is elsewhere more subtle and appears gradational, as massive to pillowed volcanic rocks are intercalated with an increasing proportion of sedimentary rocks.

U-Pb geochronology

U-Pb analytical techniques

U-Pb ID-TIMS (isotope dilution thermal ionization mass spectrometry) analytical methods utilized in this study are modified after Parrish *et al.* (1987). Heavy mineral concentrates were prepared by standard crushing, grinding, Wilfley table, and heavy liquid techniques. Mineral separates were sorted by magnetic susceptibility using a FrantzTM isodynamic separator. All of the analyses are of single zircons (unless otherwise noted) which have been very strongly air abraded following the method of Krogh (1982). Details of zircon morphology and quality are summarized in Table 1. Treatment of analytical errors follows Roddick *et al.* (1987), with regression analysis modified after York (1969). U-Pb ID-TIMS analytical results are presented in Table 1, where errors on the ages are reported at the 2σ level, and displayed in the concordia plots (Fig. 6).

SHRIMP II (Sensitive High Resolution Ion MicroProbe) analyses were conducted at the Geological Survey of Canada using analytical and data reduction procedures described by Stern (1997) and Stern and Amelin (2003) as briefly summarized here. Zircons from samples 5061 (z9088) and grains of the GSC laboratory zircon standard (z6266 zircon, with ²⁰⁶Pb/²³⁸U age = 559 Ma) were cast in an epoxy grain mount (mount GSC #IP511), polished with a diamond compound to reveal grain centres, and photographed in transmitted light. The mount was evaporatively coated with 10 nm of high purity Au and the internal features of the zircons were characterized with backscattered electrons using a scanning electron microscope. Analyses were conducted using an O- primary beam projected onto the zircons with an elliptical spot size of 23 µm (in the longest dimension). The count rates of ten isotopes of Zr+, U+, Th+, and Pb+ in zircon were sequentially measured with a single electron multiplier. Off-line data processing was accomplished using customized in-house software. The SHRIMP analytical data is presented in Table 2. Common-Pb corrected ratios and ages are reported with 1o analytical error, which incorporate an external uncertainty of 1.0% in calibrating the standard zircon (see Stern and Amelin 2003). The data are plotted in a concordia diagram with errors at the 2o level (Fig. 6) using Isoplot v. 2.49 (Ludwig 2001) to generate the plots.

U-Pb sample descriptions and results

Samples were selected for U-Pb geochronology to provide age constraints on the stratigraphy and to test correlations. All U-Pb samples presented herein were analyzed using ID-TIMS analytical techniques. Zircons from one of the samples (5061) were also analyzed using the SHRIMP II. Locations of the U-Pb samples are highlighted in Figure 2 and UTM locations are provided in Table 1.

Sample 5061: Lapilli tuff, Gilman Formation, upper member, road 167

A sample of coarse lapilli tuff was collected from a thick felsic/pyroclastic sequence in the upper Gilman (R in Fig. 2). The rock contains mafic and felsic fragments and clasts of chert \pm sulphides in a grey-green andesitic matrix. The sample contains a large number of zircons which range in morphology from well faceted euhedral crystals to subrounded grains. Eight single zircons including euhedral prisms, well faceted zircon tips, and subhedral grains were analyzed by U-Pb ID-TIMS analytical techniques (Table 1). The analyses range from 0.5% discordant to concordant and a linear regression including all analyses has a lower intercept at the origin and an upper intercept at 2726.7 \pm 0.7 Ma (MSWD = 1.06). The age of 2726.7 \pm 0.7 Ma is interpreted as the crystallization age of the lapilli tuff (Fig. 6a). As this sample contains such a wide range of zircon morphologies, a large number of grains were placed on a grain mount, imaged, and analyzed on the SHRIMP in order to evaluate the presence of inherited zircon in the lapilli tuff. All SHRIMP analyses define one age population, overlapping each other and concordia (Table 2, Fig. 6b). A weighted average of the ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages of all of the SHRIMP analyses is 2726.1 \pm 5.3 Ma (n=40; MSWD = 0.69). This age agrees with the ID-TIMS age of 2726.7 \pm 0.7 Ma.

Sample 5000: Lapilli tuff, Gilman Formation, upper member, Allard Park

A sample of coarse lapilli tuff was collected from the upper Gilman at the Allard Park locality (A in Fig. 2), in a repetitive succession of tuff breccias that fine upward into laminated tuffs (Fig. 5a). The sample contains abundant euhedral zircons including colourless to light brown prismatic grains with fluid inclusions. Six single grains were analyzed and range from concordant to 0.6% discordant (Table 1, Fig. 6c). A linear regression including all six analyses has a lower intercept at the origin and an upper intercept at 2726.6 \pm 0.7 Ma (MSWD = 0.44). This age of 2726.6 \pm 0.7 Ma is interpreted as the age of the upper Gilman lapilli tuff.




U-Pb concordia diagrams. a) Upper Gilman Iapilli tuff (5061; U-Pb – TIMS). b) Upper Gilman lapilli tuff (5061; U-Pb – SHRIMP). c) Allard Park Iapilli tuff (5000; U-Pb – TIMS). d) Faribault lapilli tuff (5118b; U-Pb – TIMS). e) Scott deposit quartz-phyric rhyolite (07-PR-200-A; U-Pb – TIMS). f) Queylus facies tuff (06-PR-4027-A; U-Pb – TIMS).

1		-					Isotopic Ratios ⁶					
Fract.1	Description ²	Wt.	U	Pb ³	206Pb4	Pb ⁵	208Pb	207Pb	±1SE			
	Star Barris	ug	ppm	ppm	204Pb	pg	206Pb	235U	Abs			
(a) 5061	(Z9088): Lapilli tuff, Giln	nan l	Forma	ation,	upper m	eml	ber, roa	d 167				
A2 (Z; 1)) Co, Clr, Eu, Pr, fln	7	80	50	9565	1.8	0.19	13.62144	0.01560			
B2 (Z; 1)	Co, Clr, Eu, St, fln, Osc	4	60	36	1926	4.1	0.15	13.64166	0.0173			
B3 (Z; 1)	Co, Clr, Eu, St, fln, Osc	3	30	19	1027	2.7	0.17	13.65701	0.02173			
C1 (Z; 1)	Co, Clr, Eu, Tip, fIn	2	72	45	2421	2.0	0.18	13.59840	0.0197			
C2 (Z; 1)	Co, Clr, Eu, Tip, fln	4	100	62	5774	2.1	0.19	13.60343	0.0158			
X1 (Z; 1)) Co, Clr, Sub, St, fIn	1	72	45	787	2.8	0.18	13.66767	0.02697			
X2 (Z; 1)) Co, Clr, Sub, St, fIn	3	41	25	1781	2.1	0.18	13.62425	0.02110			
X4 (Z; 1)) Co, Clr, Sub, St, fIn	3	34	20	2113	1.6	0.16	13.62259	0.0184			
(c) 5000	(z9687): Lapilli tuff, Alla	rd Pa	rk, G	ilmaı	Format	tion,	upper	member				
A2 (Z; 1)) Br, Clr, Eu, Pr, fln	3	29	18	4779	0.5	0.20	13.63524	0.01740			
A3 (Z; 1)) Br, Clr, Eu, Pr, fIn	5	18	12	4366	0.7	0.20	13.61295	0.01784			
A4 (Z; 1)) Br, Clr, Eu, Pr, fIn	3	34	21	3232	0.9	0.18	13.58597	0.01794			
A5 (Z; 1)) Co, Clr, Eu, Pr, fIn	5	21	13	2037	1.6	0.17	13.58127	0.0189			
A7 (Z; 1)) Co, Clr, Eu, Pr, fIn	1	20	13	780	1.2	0.20	13.66657	0.0298			
A8 (Z; 1)) Co, Clr, Eu, Pr, fIn	4	33	21	1893	2.3	0.19	13.64513	0.0186			
(d) 5118	b (29419): Lapilli tuff, Wa	coni	chi Fe	ormat	ion, Fari	bau	It loggi	ng area				
B1 (Z; 1)	Br, Clr, Eu, Eq	2	63	39	3248	1.0	0.23	12.85092	0.0167			
B2 (Z; 1)	Br, Clr, Eu, Pr, fFr	1	105	61	763	4.6	0.08	13.69654	0.0217			
B3 (Z; 1)	Br, Clr, Eu, Pr, fln, fFr	1	143	82	6890	0.8	0.08	13.68781	0.0172			
B4 (Z; 1)	Co, Clr, Eu, St, fln, rFr	1	47	27	1037	1.4	0.10	13.40523	0.0240			
C1 (Z; 1)	Co, Clr, Eu, Pr	1	147	85	1012	4.4	0.08	13.67065	0.0212			
C3 (Z; 1)	Co, Clr, Eu, Pr, rFr	1	105	60	1072	2.0	0.08	13.66150	0.0233			
C4 (Z; 1)	Co, Clr, Eu, Pr, rFr	1	149	86	1428	1.7	0.08	13.67013	0.0200			
(e) 07-P	R-200-A (Z9417): Quartz-	phyri	ic rhy	olite,	Waconi	chi]	Formati	ion, Scott depos	it			
A1 (Z; 1)) Br, Clr, Eu, Pr, rIn	5	32	20	3225	1.7	0.18	13.64899	0.0168			
A2 (Z; 1)) Br, Clr, Eu, Pr, rIn	3	75	46	5822	1.3	0.16	13.64796	0.0162			
A3 (Z; 1)) Br, Clr, Eu, Pr, rIn	4	30	19	2069	1.8	0.16	13.66313	0.0208			
A4 (Z; 1)) Br, Clr, Eu, Pr, rIn	2	49	31	762	4.1	0.18	13.68839	0.0288			
B1 (Z; 1)	Co, Clr, Eu, St, fIn	2	43	26	1328	1.9	0.16	13.63672	0.0212			
B2 (Z; 1)	Co, Clr, Eu, St, fln	2	50	31	1375	2.7	0.16	13.61030	0.0209			
(f) 06-P	R-4027-A (Z9416): Tuff, W	acon	ichi F	orma	tion, Qu	eylı	is facies	s				
A1 (Z; 1)) Co, Clr, Frag, rFr	1	270	152	6232	1.0	0.07	13.45141	0.0156			
B2 (Z; 1)	Br, Clr, Eu, Pr, fln, Osc	1	143	86	4464	1.0	0.14	13.64907	0.0183			
B3 (Z; 1)	Br, Clr, Eu, Pr, fln, Osc	1	61	43	1539	1.7	0.38	13.49564	0.0207			
B4 (Z; 1)	Br, Clr, Eu, Pr, fIn, rFr, Osc	2	117	73	2086	3.7	0.18	13.64674	0.0179			
B5 (Z; 1)	Co, Clr, Eu, Pr, fln, Osc	1	85	54	2472	1.1	0.21	13.71499	0.0185			
B7 (Z; 1)	Br, Clr, Eu, Pr, fln, Osc	1	276	156	2870	4.0	0.08	13.43319	0.0171			

¹Z=zircon. Number in brackets refers to the number of grains in the analysis.

²Fraction descriptions: Co=Colourless, Br=pale brown, Clr=Clear, Eu=Euhedral, Sub=Subhedral,

Pr=Prismatic, St=Stubby Prism, El=Elongate, Eq=Equant, Frag=Fragment, Tip=Tip, Osc=Oscillatory zoning, rFr=Rare Fractures, fFr=Few Fractures, fIn=Few Inclusions, rIn=Rare Inclusions. ³Radiogenic Pb.

⁴Measured ratio, corrected for spike and fractionation.

Table 1 (cont.). U-Pb TIMS analytical data

Isotopic	Ratios ⁶						Ages (Ma) ⁸			
<u>206Pb</u>	±1SE	Corr.7	<u>207Pb</u>	±1SE	<u>206Pb</u>	±2SE	<u>207Pb</u>	±2SE	<u>207Pb</u>	±2SE	%
238U	Abs	Coeff.	206Pb	Abs	238U		235U		206Pb		Disc
(UTM NA	D 83, zoi	ne 18, 5	52781E-5	5530414N))						
0.52515	0.00047	0.939	0.18812	80000.0	2721.0	4.0	2723.8	2.2	2725.8	1.4	0.2
0.52536	0.00054	0.920	0.18833	0.00010	2721.9	4.5	2725.2	2.4	2727.6	1.7	0.3
0.52577	0.00076	0.898	0.18839	0.00013	2723.6	6.4	2726.2	3.0	2728.2	2.3	0.2
0.52392	0.00067	0.930	0.18825	0.00010	2715.8	5.7	2722.2	2.8	2726.9	1.8	0.5
0.52419	0.00048	0.937	0.18822	0.00008	2716.9	4.1	2722.5	2.2	2726.7	1.4	0.4
0.52669	0.00094	0.874	0.18821	0.00018	2727.5	8.0	2727.0	3.7	2726.6	3.1	0.0
0.52556	0.00076	0.897	0.18801	0.00013	2722.7	6.4	2723.9	2.9	2724.9	2.3	0.1
0.52517	0.00062	0.912	0.18813	0.00011	2721.1	5.2	2723.8	2.6	2725.9	1.9	0.2
(UTM NA	D 83, zoi	ne 18, 5	43741E- 5	529734N)							
0.52526	0.00056	0.943	0.18827	0.00008	2721.5	4.7	2724.7	2.4	2727.1	1.5	0.3
0.52484	0.00059	0.934	0.18811	0.00009	2719.7	5.0	2723.2	2.5	2725.7	1.6	0.3
0.52347	0.00059	0.921	0.18823	0.00010	2713.9	5.0	2721.3	2.5	2726.8	1.7	0.6
0.52344	0.00063	0.903	0.18818	0.00011	2713.8	5.4	2721.0	2.6	2726.3	2.0	0.6
0.52658	0.00112	0.911	0.18823	0.00017	2727.0	9.5	2726.9	4.1	2726.8	3.0	0.0
0.52561	0.00059	0.906	0.18828	0.00011	2722.9	5.0	2725.4	2.6	2727.2	1.9	0.2
(UTM NA	D 83, zoi	ne 18, 5	46719E - 5	5540040N))						
0.50914	0.00059	0.883	0.18306	0.00011	2653.0	5.0	2668.8	2.4	2680.8	2.0	1.3
0.52709	0.00062	0.841	0.18846	0.00016	2729.2	5.3	2729.0	3.0	2728.8	2.9	0.0
0.52757	0.00056	0.933	0.18817	0.00009	2731.2	4.7	2728.4	2.4	2726.2	1.5	-0.2
0.52069	0.00086	0.916	0.18672	0.00013	2702.1	7.3	2708.6	3.4	2713.5	2.4	0.5
0.52644	0.00075	0.870	0.18834	0.00015	2726.4	6.3	2727.2	2.9	2727.7	2.5	0.1
0.52548	0.00083	0.876	0.18855	0.00016	2722.4	7.0	2726.5	3.2	2729.6	2.7	0.3
0.52650	0.00066	0.900	0.18831	0.00012	2726.7	5.6	2727.1	2.8	2727.5	2.1	0.0
(UTM NA	D 83, zoi	ne 18, 5	26154E-5	523345N))						
0.52534	0.00053	0.928	0.18843	0.00009	2721.8	4.5	2725.7	2.3	2728.5	1.6	0.3
0.52548	0.00050	0.943	0.18837	0.00008	2722.4	4.2	2725.6	2.2	2728.0	1.4	0.3
0.52597	0.00073	0.916	0.18840	0.00011	2724.4	6.1	2726.6	2.9	2728.3	2.0	0.2
0.52691	0.00113	0.889	0.18842	0.00019	2728.4	9.5	2728.4	4.0	2728.4	3.3	0.0
0.52514	0.00074	0.921	0.18834	0.00011	2721.0	6.2	2724.8	3.0	2727.7	2.0	0.3
0.52436	0.00074	0.904	0.18825	0.00012	2717.7	6.3	2723.0	2.9	2726.9	2.2	0.4
(UTM NA	D 83, zoi	ne 18, 5	47969E - 5	501474N))						
0.51932	0.00047	0.938	0.18786	0.00008	2696.3	4.0	2711.9	2.2	2723.5	1.4	1.2
0.52548	0.00066	0.858	0.18839	0.00013	2722.4	5.6	2725.7	2.5	2728.1	2.3	0.3
0.52146	0.00072	0.918	0.18770	0.00011	2705.4	6.1	2715.0	2.9	2722.1	2.0	0.8
0.52514	0.00056	0.881	0.18848	0.00012	2720.9	4.7	2725.5	2.5	2728.9	2.1	0.4
0.52760	0.00062	0.922	0.18853	0.00010	2731.3	5.2	2730.2	2.6	2729.4	1.7	-0.1
0.51717	0.00055	0.918	0.18838	0.00010	2687.2	4.6	2710.6	2.4	2728.1	1.7	1.8

⁵Total common Pb in analysis corrected for fractionation and spike.

⁶Corrected for blank Pb and U and common Pb, errors quoted are 1 sigma absolute; procedural blank values for this study ranged from <0.1-0.1 pg for U and 0.5-2 pg for Pb; Pb blank isotopic.

Composition is based on the analysis of procedural blanks; corrections for common Pb were made using Stacey-Kramers compositions.

⁷Correlation Coefficient.

⁸Corrected for blank and common Pb, errors quoted are 2 sigma in Ma.

Table 2. U/Pb SHRIMP analytical data

Spot	U (mmm)	Th (mmm)	Th/U	Pb	²⁰⁴ Pb	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	f206	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ 11
Hame	(ppm) 70000)	(ppm)	And R. C.	(ppm)		10		n rood i	67	
000011	209900): 1 25	Lapini	111, G	15 ILMAN	огшан	08, uppe	C 1110 117	A 1023	0.0040	12 47690
0000 1	1 25	15	0.040	15	2	0.00001	0.00017	0.1652	0.0049	13.59044
0000-2.1	1 73	22	0.499	43	2	0.00000	0.00102	0.1374	0.0040	13 32220
0088 # 1	1 13	21	0.470	43	11	0.00003	0.00085	0.1374	0.0055	13 34303
0099.51	1 114	75	0.700	25	12	0.00000	0.01039	0.1975	0.0000	13 52520
9088-61	1 75	13	0.000	44	12	0.00023	0.00333	0.1047	0.0030	13 47718
0088-81	1 47	20	0.455	28	11	0.00044	0.00705	0.1200	0.0045	13 29962
0088-01	1 60	27	0.000	40	20	0.00055	0.00715	0.1770	0.0000	12 91288
0000-7.1	1 02	61	0.505	40 57	10	0.00000	0.01140	0.1913	0.0003	12.71200
9088-12	1 57	21	0.000	33	13	0.00024	0.00402	0.1022	0.0041	13 11861
0088-12	1 70	48	0.373	43	14	0.00030	0.00000	0.1991	0.00059	13 46285
0088-1 <i>4</i>	1 54	21	0.702	31	7	0.00045	0.00772	0.1001	0.0000	13 62715
0088-14	1 78	2 I AA	0.595	A7	<u> </u>	0.00029	0.00505	0.1630	0.0005	13 37659
9088-16	1 72	30	0.333	47	10	0.00032	0.00546	0 1122	0.0047	13.43595
9088-17	1 107	54	0.518	64	10	0.00032	0.00340	0.1483	0.0030	13 39354
9088-18	1 85	41	0.510	50	11	0.00021	0.00300	0 1347	0.0044	13 50715
9088-10	1 106	68	0.500	66	10	0.00020	0.004/0	0 1820	0.0035	13 59709
9088-20	1 89	43	0.004	53	9	0.00020	0.00346	0 1343	0.0030	13 71601
9088-21	1 67	26	0.308	30	7	0.00021	0.00382	0 1137	0.0036	13 26767
9088-22	1 90	48	0.549	54	10	0.00022	0.00302	0.1507	0.0033	13.48724
9088-23	1 91	40	0.54	55	8	0.00019	0.00420	0 1495	0.0031	13.57525
9088-24	1 47	20	0.431	28	4	0.00021	0.00366	0.1260	0.0070	13.65546
9088-25	1 72	42	0.598	44	- <u>1</u>	0.00034	0.00595	0 1611	0.0052	13.32730
9088-26	1 100	69	0.715	63	8	0.00017	0.00293	0.1938	0.0048	13.68608
9088-27	1 134	71	0 547	82	4	0.00007	0.00115	0.1456	0.0023	13.58946
9088-29	1 87	54	0.642	54	17	0.00043	0.00744	0.1687	0.0040	13.94028
9088-30.	1 89	56	0.654	56	15	0.00036	0.00627	0.1762	0.0045	13.85945
9088-31.	1 112	52	0.476	68	10	0.00020	0.00349	0.1309	0.0043	13.73851
9088-32.	1 99	49	0.512	60	8	0.00018	0.00319	0.1419	0.0049	13.95996
9088-34.	1 121	84	0.716	75	14	0.00027	0.00461	0.1966	0.0042	13.56809
9088-35.	1 91	48	0.545	55	8	0.00019	0.00321	0.1629	0.0033	13.60171
9088-36.	1 75	36	0.492	45	6	0.00017	0.00293	0.1428	0.0034	13.77376
9088-38.	1 51	30	0.610	31	12	0.00052	0.00910	0.1726	0.0060	13.62981
9088-49.	1 90	40	0.454	53	16	0.00039	0.00681	0.1231	0.0042	13.59814
9088-50.	1 95	63	0.685	59	17	0.00040	0.00700	0.1835	0.0053	13.57960
9088-67.	1 66	33	0.510	39	11	0.00038	0.00659	0.1413	0.0063	13.68143
9088-71.	1 91	48	0.548	54	8	0.00019	0.00335	0.1531	0.0045	13.23165
9088-75.	1 32	21	0.682	19	12	0.00086	0.01487	0.1796	0.0079	13.04373
9088-78.	1 118	85	0.745	73	5	0.00010	0.00165	0.2049	0.0024	13.38326
9088-69.	1 72	26	0.372	42	19	0.00059	0.01017	0.0986	0.0074	13.63022

$14010 \ge 1001111, 0/1001111011, 010010010000000000$	Table 2	(cont.). U/Pb	SHRIMP	analytical	data
---	---------	--------	---------	--------	------------	------

							Ages (M	1a) ± 1s'		
± ²⁰⁷ Pb/	²⁰⁶ Pb/	± ²⁰⁶ Pb/	Corr	²⁰⁷ Pb/	± ²⁰⁷ Pb/	²⁰⁶ Pb/	±206Pb/	²⁰⁷ Pb/	±207Pb/	%
²³⁵ U	²³⁸ U	²³⁸ U	Coeff	²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb	²³⁸ U	²³⁸ U	²⁰⁶ Pb	206Pb	Disc
	AD 83 70	ne 18 55	2781F -	5530414	n					
0 28646	0 51233	0 00891	0.878	0 19078	0.00195	2667	38	2749	17	3.0
0.31612	0 51844	0.00916	0.829	0 18998	0.00249	2693	39	2742	22	18
0 22265	0.51280	0.00700	0.877	0.18842	0.00153	2669	30	2728	13	2.2
0.38318	0.51091	0.01127	0.837	0.18943	0.00300	2661	48	2737	26	2.8
0.23822	0.52104	0.00764	0.890	0.18827	0.00152	2704	32	2727	13	0.9
0.28112	0.52089	0.00757	0.776	0.18765	0.00249	2703	32	2722	22	0.7
0.32832	0.51286	0.00945	0.819	0.18808	0.00268	2669	40	2725	24	2.1
0.38009	0.51013	0.00829	0.648	0.18359	0.00415	2657	36	2686	38	1.1
0.25318	0.52773	0.00761	0.847	0.18835	0.00186	2732	32	2728	16	-0.1
0.27709	0.51381	0.00754	0.775	0.18517	0.00249	2673	32	2700	22	1.0
0.32982	0.51875	0.00797	0.715	0.18822	0.00325	2694	34	2727	29	1.2
0.34457	0.51736	0.00740	0.660	0.19103	0.00366	2688	32	2751	32	2.3
0.30977	0.51821	0.00874	0.803	0.18722	0.00260	2692	37	2718	23	1.0
0.36129	0.52495	0.00987	0.779	0.18563	0.00316	2720	42	2704	28	-0.6
0.24057	0.51542	0.00780	0.898	0.18847	0.00150	2680	33	2729	13	1.8
0.25170	0.52367	0.00751	0.838	0.18707	0.00192	2715	32	2717	17	0.1
0.22018	0.52221	0.00713	0.898	0.18884	0.00135	2709	30	2732	12	0.9
0.20402	0.53076	0.00663	0.896	0.18742	0.00125	2745	28	2720	11	-0.9
0.28587	0.51000	0.00898	0.877	0.18868	0.00197	2657	38	2731	17	2.7
0.25347	0.51916	0.00775	0.859	0.18842	0.00183	2696	33	2728	16	1.2
0.27661	0.52272	0.00824	0.841	0.18836	0.00209	2711	35	2728	18	0.6
0.32582	0.51675	0.00826	0.753	0.19166	0.00303	2685	35	2756	26	2.6
0.28102	0.52198	0.00827	0.823	0.18518	0.00224	2708	35	2700	20	-0.3
0.26274	0.53022	0.00753	0.813	0.18721	0.00211	2742	32	2718	19	-0.9
0.22019	0.53403	0.00708	0.879	0.18456	0.00144	2758	30	2694	13	-2.4
0.31730	0.52799	0.00946	0.853	0.19149	0.00229	2733	40	2755	20	0.8
0.31218	0.53670	0.00929	0.837	0.18729	0.00233	2770	39	2719	21	-1.9
0.24293	0.53212	0.00672	0.791	0.18725	0.00204	2750	28	2718	18	-1.2
0.29552	0.53375	0.00821	0.802	0.18969	0.00242	2757	35	2739	21	-0.6
0.19494	0.51956	0.00581	0.845	0.18940	0.00147	2697	25	2737	13	1.4
0.21410	0.52168	0.00675	0.882	0.18910	0.00142	2706	29	2734	12	1.0
0.22417	0.52405	0.00638	0.820	0.19062	0.00179	2716	27	2748	16	1.1
0.34294	0.52298	0.01013	0.838	0.18902	0.00261	2712	43	2734	23	0.8
0.21837	0.52302	0.00665	0.857	0.18856	0.00157	2712	28	2730	14	0.6
0.25286	0.52159	0.00724	0.818	0.18882	0.00204	2706	31	2732	18	1.0
0.27159	0.52041	0.00646	0.713	0.19067	0.00267	2701	27	2748	23	1.7
0.21174	0.51755	0.00603	0.804	0.18542	0.00178	2689	26	2702	16	0.5
0.39947	0.50353	0.00956	0.709	0.18788	0.00409	2629	41	2724	36	3.5
0.18254	0.51857	0.00592	0.894	0.18718	0.00115	2693	25	2718	10	0.9
0.34563	0.52320	0.00793	0.689	0.18895	0.00350	2713	34	2733	31	0.7

Uncertainties reported at one sigma and are calculated by numerical propagation of all known sources of error (Stern, 1997). f206 refers to mole fraction of total 206Pb that is due to common Pb based on 204Pb; data have been corrected for common Pb according to procedures outlined in Stern (1997).

Sample 5118b: Lapilli tuff, Waconichi Formation, Faribault logging area

A sample of lapilli tuff was collected in the type section of the Waconichi Formation (W in Fig. 2). The rock contains felsic and mafic volcanic fragments, some chert clasts, and has a grey silicified and chlorite-bearing matrix. Some of the felsic fragments are porphyritic with millimetre-

sized quartz crystals. Clasts in the rock are aligned within the regional east-west foliation $(N272^{\circ}/77^{\circ})$. The sample contains a moderate number of euhedral, colourless to light brown zircons, ranging in morphology from equant to prismatic. Seven single grains were analyzed from the sample. Two of the analyses are discordant (B1 and B4) and are interpreted to have undergone Pb loss. Five of the analyses overlap each other and are concordant to <0.3% discordant (Table 1, Fig. 6d). A weighted average of the 207Pb/206Pb ages of these five analyses is 2727.4 ± 0.9 Ma (MSWD = 1.15), which is interpreted to be the crystallization age of the Queylus facies lapilli tuff.

Sample 07-PR-200-A: Quartz-phyric rhyolite, Waconichi Formation, Scott deposit

Quartz-phyric rhyolite was sampled from the northern slope of a small hill to the northeast of the Selco-Scott deposit at the base of the Lemoine facies (S in Fig. 2). The rhyolite is light greenish grey in colour and contains 2-5% quartz phenocrysts ranging in diameter from 1-2 mm. The rhyolite has a weak cleavage and is cut by centimetre-wide quartz veins. The rhyolite contains abundant high quality, well faceted zircons. Six single grains, including stubby prismatic to prismatic crystals were analyzed from this sample. All analyses overlap each other and are <0.4% discordant (Fig. 6e). A weighted average of the 207Pb/206Pb ages from all of the analyses is 2728.2 ± 0.8 Ma (MSWD = 0.12). This age of 2728.2 ± 0.8 Ma is interpreted as the crystallization age of the Scott rhyolite.

Sample 06-PR-4027-A: Tuff, Waconichi Formation, Queylus facies

A sample from the Queylus facies of the Waconichi Formation is comprised of fine-grained laminated tuff that is light greenish grey in colour and locally silicified. The tuff is moderately to strongly schistose and crosscut by quartz veins ranging from millimetres to centimetres in width. This sample comes from an outcrop located on the western side of route 167 at the 200 km marker (Q in Fig. 2). This tuff contains a fair number of zircons ranging in morphology from large fragments to euhedral prismatic grains. Many of the zircons display fine oscillatory zoning. Six single grains were analyzed and analyses A1, B3, and B7 are interpreted to have undergone variable amounts of Pb loss. The three most concordant analyses are <0.4% discordant (Table 1, Fig. 6f). A weighted average of the 207 Pb/²⁰⁶Pb ages of these analyses is 2728.7 ± 1.0 Ma (MSWD = 0.49), which is interpreted to be the age of the Queylus tuff.

Geochemistry

Sampling and analytical techniques

Ninety-nine volcanic rocks were selected for minimum alteration (absence of veins) and homogeneous texture from the different units, to obtain a representative geochemical crosssection of the Roy Group. Samples were cut to remove alteration, ground with SiC to remove saw marks and reduced with a steel jaw crusher. Samples were powdered with a planetary agate mortar and analyzed in the INRS-ETE laboratories in Quebec City for major and trace elements. Sample fusion was operated on a Claisse fluxer using LiBO₂ and LiBr. The HNO₃ – HCI sinter technique was employed to circumvent potential problems associated with HFSE and REE in refractory minerals. The major elements and Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Sc, Sr, V, and Zn compositions were determined by inductively coupled plasma - atomic emission spectrometry (ICP-AES). The analytical detection limit is lower than 0.05% and the precision is \pm 3%. Trace elements were determined by inductively coupled plasma - mass spectrometry (ICP-MS) using a method similar to that described by Valfarvy et al. (1997). The detection limit is lower than 0.2 ppm for Y, 0.1 ppm for Th and Zr, 0.04 ppm for Nb and Gd, 0.02 ppm for Rb and Cs, U, Hf, La, Ce, Nd, Sm, Dy, Yb and Er, 0.01 ppm for Ta, Eu, Tb, Pr, Tm, Ho and Lu. The precision is better than: 1% for La, Ce, Pr, Nd, Eu, Tb, Lu and Ba, 2% for Sm, Gd, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Th, Zr, Rb, and Sr, 4% for Cs, Y, and U and 10% for Nb (standard analyses from ICP-MS at INRS-ETE are available in table S1). Representative analyses are reported in table 3. The new data presented here is supplemented by previously published data (Lafrance et al. 2006; Roy and Cadéron 2006).

Alteration and metamorphic effects

The rocks sampled show varying degrees of alteration, as indicated by average LOI values ranging from < 2 wt.% to 9.11 wt.%. Scatter in Harker and Fenner diagrams show mobility of Si and Mg as well as alkalis (Na and K) and alkaline earth metals (Ca and Ba). For this reason, the use of mobile elements is avoided in petrogenetic interpretation. High field strength elements (Th, Nb, Zr, Hf, Ti, Y) and rare-earth elements (La – Lu) are generally considered to be relatively immobile during hydrothermal alteration and sub-greenschist to greenschist metamorphism (Ludden *et al.* 1982). Since plots of HFSE and REE against Zr and trace elements profiles provide coherent trend for rocks sampled in this study, we consider these elements to be essentially immobile. Geochemical description and comparison between the lower and the upper

Gilman Formation is made using these relatively immobile elements. The data are mostly used as a lithostratigraphic aid. Petrogenesis will be discussed elsewhere.

Indie J. Avoid	ge com	Positions	ior me	iwy ur	Jup 1010		20.			
Fm./Mb.	Lower	Gilman	_	Upper	Gilman		Uppe	rmost G	ilman	Abl
No.of samples	6	17	5	4	5	2	21	10	1	4
Rock comp.	В	BA	B	BA	A	RD	<u> </u>	BA	<u>A</u>	BA
Major elemer	its (wei	ight %)								
SiO2	52.5	51.0	57.0	60.3	62.0	65.6	51.9	50.1	43.2	51.5
TiO2	1.26	1.42	1.12	0.77	0.54	0.25	1.08	1.10	0.43	1.34
Al2O3	14.3	14.6	16.7	16.8	17.2	18.2	15.1	14.5	11.5	13.6
Fe2O3t	14.5	14.8	9.4	7.7	5.7	4.7	12.2	12.4	24.4	11.6
MnO	0.234	0.249	0.174	0.131	0.077	0.080	0.207	0.209	0.290	0.221
MgO	6.24	5.40	4.30	2.91	2.51	1.85	6.17	6.02	3.34	5.57
CaO	8.45	8.43	6.89	5.20	6.23	2.70	9.95	9.99	15.12	7.56
Na2O	2.13	2.42	3.90	4.27	3.11	4.98	2.57	2.40	0.36	3.12
K2O	0.32	0.57	0.51	0.60	1.08	1.59	0.27	0.12	0.17	0.27
P2O5	0.10	0.13	0.16	0.13	0.11	0.16	0.08	0.08	0.08	0.15
Cr	146.8	115.4	80.5	46.2	80.3	15.9	162.3	182.1	< 17.9	246.7
Co	40.5	43.1	33.6	21.4	17.8	n.d.	42.8	39.1	36.7	41.9
Ni	71.1	75.1	82.0	52.4	60.3	35.8	95.0	99.5	100.6	86.7
Cu	62.3	90.7	46.3	42.0	42.9	22.5	86.5	70.5	< 8.9	75.4
Zn	105.1	216.6	97.4	88.4	42.2	37.4	102.2	93.9	105.9	95.4
Trace elemen	ts (ppn	n)								
Rb	n.d.	12.36	n.d.	21.31	33.68	n.d.	4.34	2.03	1.52	3.46
Sr	75.4	114.5	281.2	192.7	353.1	278.0	171.3	149.2	251.2	115.3
Cs	0.4	0.4	0.4	0.7	1.0	0.9	0.4	0.4	0.5	0.2
Ba	188.6	80.2	102.6	128.3	191.7	394.8	71.6	37.3	41.7	150.2
Sc	37.4	40.4	22.4	15.7	12.4	5.4	39.3	38.5	21.5	38.8
v	255.6	285.1	168.8	140.9	88.4	44.6	276.7	274.8	100.5	248.5
Та	0.19	0.28	0.37	0.28	0.33	0.12	0.16	0.18	0.20	0.30
Nb	3.9	5.4	7.8	4.5	4.8	2.6	3.2	3.3	3.0	4.8
Zr	70	101	106	104	114	86	62	70	83	101
Hf	1.88	2.60	2.65	2.63	2.85	2.07	1.71	1.86	1.80	2.75
Th	0.31	0.55	1.45	1.10	1.47	3.79	0.31	0.27	0.89	0.65
U	0.10	0.15	0.36	0.34	0.41	0.88	0.10	0.09	0.51	0.17
Y	22.6	32.7	18.2	13.6	11.6	5.9	21.8	25.2	16.7	31.6
Rare-earth el	ement	s (ppm)								
La	3.9	6.2	12.6	10.2	10.7	30.3	4.0	3.7	9.4	7.0
Ce	10.7	17.3	28.3	26.8	23.9	62.4	10.0	10.4	20.7	18.4
Pr	1.72	2.54	3.62	2.84	2.90	7.61	1.59	1.58	2.51	2.63
Nd	8.69	12.59	14.92	12.86	12.27	27.11	7.97	8.16	10.86	13.16
Sm	2.59	3.72	3.14	3.03	2.59	3.64	2.44	2.60	2.39	3.85
Eu	0.90	1.26	1.08	0.90	0.79	0.95	0.91	0.89	0.88	1.25
Gd	3.45	4.78	3.08	2.71	2.39	1.04	3.26	3.56	2.54	4.82
ТЬ	0.60	0.86	0.51	0.45	0.37	0.15	0.58	0.63	0.41	0.82
Dy	3.71	5.22	2.92	2.44	2.06	1.02	3.63	4.03	2.64	5.39
Но	0.79	1.09	0.58	0.52	0.43	0.17	0.77	0.85	0.56	1.14
Er	2.29	3.21	1.66	1.49	1.26	0.43	2.22	2.54	1.67	3.37
Tm	0.33	0.47	0.24	0.22	0.18	0.05	0.32	0.37	0.23	0.48
Yb	2.30	3.18	1.67	1.41	1.14	0.40	2.13	2.47	1.54	3.14
Lu	0.36	0 49	0.25	0.21	0 17	0.06	0.32	0 37	0.23	0.48

Table 3. Average compositions for the Roy Group volcanic rocks.

Although LOI is mentioned, calculation of major oxides is made on a 100%, volatile-free basis. Rock types: B: basalt, BA: basaltic andesite, A: andesite, RD: rhyodacite, R: rhyolite. Northern limb of Lac Doré Complex: Abl: Blondeau. South limb of Lac Doré Complex: Aqu_Q: Queylus facies in Queylus Township, Aqu_D: Queylus facies in Dollier Township Allard, S.Agil: Gilman, S.Abl: Blondeau. n.d. = no data.

Table 3 (e	cont.). A	verage c	ompositions	for the R	loy Group	volcanic rocks.
· · · ·						

Fm./Mb.	Fm./Mb. Obatogamau Lemoine (Lem	Aqu_Q				
No.of samples	28	3	1	5	8	35	5	2	4	10	5	6
Rock comp.	в	BA	А	BA	R1	RD-R2	В	Α	RD	BA	Α	RD
Major elemen	ıts (we	ight %)										
SiO2	49.1	50.2	57.5	55.9	75.1	73.0	49.7	56.0	69.5	57.9	64.4	73.1
Ti O2	0.94	0.93	0.72	1.96	0.19	0.38	1.07	1.43	0.51	0.48	0.57	0.34
Al2O3	15.7	14.5	15.9	13.0	10.9	11.8	15.0	13.7	13.9	16.0	15.4	14.3
Fe2O3t	12.82	12.32	10.89	14.67	7.20	5.59	10.41	11.67	5.29	6.82	2.39	1.67
MnO	0.200	0.239	0.090	0.227	0.051	0.067	0.181	0.162	0.071	0.080	0.070	0.034
MgO	6.38	4.91	4.20	3.75	2.32	1.35	4.19	2.26	0.96	4.40	3.21	0.93
CaO	10.90	8.24	8.63	4.01	0.08	1.35	8.82	6.76	2.26	3.82	4.06	2.28
Na2O	2.23	2.98	2.00	2.81	0.77	3.35	2.59	3.04	4.16	2.74	4.16	4.22
K2O	0.18	0.14	0.11	1.08	1.57	1.32	0.91	0.86	1.67	2.59	1.15	1.54
P2O5	0.08	0.10	0.12	0.46	0.02	0.07	0.20	0.39	0.10	0.16	0.18	0.13
Cr	229.3	225.4	68.4	28.0	86.3	79.4	134.0	15.0	107.5	296.0	92.8	33.1
Co	51.9	43.3	16.6	20.7	9.9	5.1	32.2	19.4	6.0	37.0	18.0	6.2
Ni	66.4	110.3	14.8	5.0	4.5	5.9	63.2	5.5	10.0	78.4	56.2	8.9
Cu	83.9	90.3	829.9	194.2	15.2	22.4	71.8	16.0	49.3	341.3	17.1	4.8
Zn	47.9	75.9	20.5	605.6	65.6	285.0	111.4	108.0	100.0	62.8	57.6	19.3
Trace elemen	ts (ppn	n)										
Rb	4.18	2.24	1.33	31.74	24.26	26.73	24.24	27.25	36.93	63.84	29.61	39.57
Sr	163.8	172.2	287.0	130.7	13.2	68.2	200.8	225.8	137.6	243.8	294.9	176.7
Cs	72.4	0.2	105.5	0.9	4.6	2.4	0.3	0.6	0.5	13.0	1.2	0.9
Ba	58.5	45.5	19.5	312.0	394.3	314.5	260.0	215.0	327.5	810.3	279.0	370.9
Sc	41.8	39.4	17.4	n.d.	2.1	9.0	n.d.	n.d.	n.d.	19.4	11.3	5.6
v	278.1	282.5	138.5	40.2	9.0	16.6	195.2	81.0	25.7	132.4	94.6	43.6
Та	0.10	0.13	0.31	0.74	2.82	2.15	n.d.	1.00	1.30	0.39	0.60	0.57
Nb	2.4	2.5	2.0	12.8	42.5	32.9	6.0	16.0	21.0	3.7	5.3	7.5
Zr	46	66	120	222	488	452	103	304	410	119	132	157
Hf	1.52	1.85	3.38	6.80	18.08	15.28	2.80	9.00	12.75	3.32	3.34	4.31
Th	0.39	0.52	2.77	1.60	6.68	5.92	1.00	2.50	7.00	4.81	3.42	3.66
U	0.07	0.13	0.51	0.50	1.45	1.38	n.d.	0.55	1.53	1.54	1.03	0.78
Y	20.9	23.2	15.9	66.2	184.9	138.2	17.2	69.5	85.8	14.6	10.4	13.5
Rare-earth el	ement	s (ppm)				10.6				••		
La	3.1	4.4	14.6	18.4	5.8	49.6	11.3	25.5	47.7	22.0	20.7	21.3
Ce	8.0	11.2	31.8	46.1	19.5	127.0	26.4	63.3	113.4	51.3	44.7	44.6
Pr	1.22	1.57	3.50	6.60	4.11	17.48	3.54	8.95	14.78	6.95	6.35	5.53
Na	0.73	7.89	13.13	31.38	29.57	/8.09	15.70	40.90	04.53	23.88	19.87	19.72
Sm	2.11	2.31	2.56	8.96	17.57	19.67	3.52	10.55	14.43	4.26	3.57	3.35
Eu	0.78	0.86	0.92	3.04	2.57	2.98	1.14	2.65	2.58	1.02	1.01	0.84
UQ TL	2.78	2.91	2.03	10.14	23.09	21.39	3.30	11.00	14.43	3.30	2.96	2.25
10	0.49	0.5/	0.44	1./8	4.94	3.83	0.54	2.00	2.45	0.47	0.37	0.30
Dy Uo	3.33	3.12	2.30	11.72	34.07	24.02	3.20	12.43	2 10	2.09	2.20	1.89
HO E.	0.75	0.82	0.54	2.32	7.43	5.24 15.07	1.00	2.70	3.18	0.4/	0.39	1.06
Eľ Tæ	4.17	2.4/	1.38	1.30	22.01	12.97	1.70	0.13	7.08	1.51	0.92	1.00
	0.34 0.10	0.38	0.20	1.08	3.31	2.45	1.00	1.20	1.38	0.23	0.15	0.18
10 I 11	2.13 0.24	2.02	1.74	7.44	22.40	13.83	1.80	0.00	9.40	1.42	0.89	1.30
лц	0.34	V.4U	0.23	1.10	3.44	∠.40	0.30	1.23	1.40	0.23	V.14	0.22

Table 5 (cont.)	. Averag	A my D			oup voica	C	1.1.1
Fm./MO.	2	Aqu_D		- 3.8	ran 2	3.1	101
No.of samples	3 D		1	/ D	/ DA	Э	1
Notor clomon	B	BA h + 94	A	<u> </u>	DA	D	A
so?	54 0	111 76j 5 4 1	67.0	50.5	523	50.0	61.6
302	1 00	0 70	07.9	1 71	1 3 2	1 90	1 4 2
A1202	16.2	157	15.5	1.71	1.52	141	120
Fe203t	12.5	0.40	5 22	17 16	14.09	16 12	16 75
MnO	0 180	0 1/10	0.070	0.208	0 187	0 220	0 270
MaO	4 78	6 3 9	2.27	5 64	5 98	5 65	0.92
CoO	8.80	10.57	2.27	7 23	8.65	8 82	3 4 9
Na2O	1 99	2 26	4 69	2 77	2 21	2.14	3.18
K20	0.52	0.46	0.99	0.14	0.07	0.14	0.06
P205	0.18	0.21	0.16	0.14	0.16	0.17	0.47
Cr	341.9	279.7	68.4	107.5	107.5	45.6	0.0
Co	54.7	36.3	15.0	80.2	47.1	52.1	15.6
Ni	107.1	79.5	39.9	59.0	45.6	38.7	0.9
Cu	49.0	55.3	34.0	241.0	193.8	30.6	7.9
Zn	49.5	33.7	415.6	110.6	68.6	29.7	40.9
Trace elemen	ts (ppm)						
Rb	10.74	10.68	30.51	13.86	1.47	1.35	0.80
Sr	364.6	334.3	753.9	102.9	219.0	98.8	100.6
Cs	106.0	43.9	n.d.	46.7	56.6	10.6	8.5
Ba	179.3	151.3	310.2	117.6	20.2	39.3	25.0
Sc	24.5	23.5	9.2	45.0	40.4	46.9	27.0
v	176.7	161.4	86.0	370.0	269.8	421.3	n.d.
Та	0.25	0.24	0.31	0.30	0.32	0.30	0.80
Nb	3.7	3.9	5.4	4.5	5.0	4.7	14.3
Zr	70	87	138	94	108	92	315
Hf	2.01	2.41	3.79	3.06	3.30	2.83	9.18
Th	1.21	1.87	5.22	0.54	0.75	0.64	2.00
U	0.25	0.37	1.23	0.16	0.22	0.17	0.40
Y	15.2	15.8	12.9	35.8	38.4	32.5	102.1
Rare-earth el	ements	(ppm)					
La	12.4	17.4	27.0	6.1	7.9	5.1	17.2
Ce	28.6	40.7	58.7	17.0	20.4	14.1	46.9
Pr	3.74	5.16	6.66	2.56	2.92	2.23	7.49
Nd	16.71	22.98	27.03	13.25	15.48	11.48	38.82
Sm	3.43	4.35	4.40	3.96	4.33	3.48	10.76
Eu	1.05	1.25	1.18	1.34	1.34	1.28	3.10
Gd	2.89	3.50	2.99	5.35	5.54	4.71	14.16
ть	0.49	0.55	0.45	0.94	0.96	0.87	2.70
Dy	2.73	2.78	2.28	5.90	6.01	5.39	16.54
Ho	0.54	0.55	0.44	1.30	1.36	1.13	3.63
Er	1.36	1.52	1.23	3.77	3.94	3.33	10.19
Tm	0.21	0.23	0.19	0.58	0.63	0.54	1.70
Yb	1.29	1.39	1.09	3.64	4.06	3.34	9.73
Lu	0.21	0.23	0.18	0.54	0.62	0.52	1.54

Table 3 (cont.). Average compositions for the Roy Group volcanic rocks.

Geochemical classification

Classification diagrams of $Zr/TiO_2 vs.$ Nb/Y and Th/Yb vs. Zr/Y show samples from the northern and southern flanks of the LDC; and are used to separate rocks of tholeiitic affinity from those of transitional to calc-alkaline affinity (Fig. 7).



Figure 7. Geochemical classification diagrams for volcanic rocks of the Roy Group. North and south of Lac Doré Complex are compared. a-d) Zr/TiO₂ vs. Nb/Y with compositional field boundaries according to Winchester and Floyd (1977). Alk-Bas, alkaline basalt; Bsn/nph, basanite, nephelinite; Com/Pant, comendite, pantellerite; TrachyAnd, Trachyandesite. e-f) Th/Yb vs. Zr/Y diagrams with field boundaries of Ross and Bédard (2009). g) Legend for figs. 7, 13 and 14. B, basalt; BA, basaltic andesite; A, andesite; RD, rhyodacite; D, dacite; R, rhyolite.

On the northern flank of the LDC, the lower Gilman, the uppermost Gilman and the Blondeau contain basalt and basaltic andesite of tholeiitic affinity (Fig. 7a). There are also rare occurrences of transitional to calc-alkaline lavas in the lower Gilman and the Blondeau Formation (Fig. 7b). The upper Gilman contains basalts, basaltic andesites, andesites and rhyodacites of transitional to calc-alkaline affinity.

On the southern flank of the LDC, the Obatogamau Formation includes basalts and basaltic andesites of tholeiitic affinity (Fig. 7c) with rare transitional to calc-alkaline basalts and andesites (four samples in Fig. 7d). The Waconichi Formation samples yield a wide compositional range, from basalt to rhyolite (Fig. 7c,d). In detail, the Lemoine facies is composed of three different groups in term of their geochemical composition and affinities. There are two groups of basaltic andesites and rhyolites in the Lemoine Mine lower section, the first being of tholeiitic affinity and the second being of transitional to calc-alkaline affinity. The Lemoine Mine upper section, the third group, includes basaltic andesites, andesites and rhyodacites of transitional affinity, with two samples plotting in the calc-alkaline field. The Queylus facies contains basalts to rhyodacites of calc-alkaline affinity (Fig. 7d). Most Waconichi samples from Queylus Township are andesites and rhyodacites (13 out of 16), whereas the samples collected in the Dollier Township are basalts and basaltic andesites (11 out of 12). The Gilman Formation includes basalts and basaltic andesites of tholeiitic affinity (Fig. 7c). The Blondeau Formation consists of basalts and andesites of tholeiitic affinity (Fig. 7c).

Samples from the Gilman Formation collected north of the LDC classified with the Th/Yb vs. Zr/Y diagram (Fig. 7e) show a change in geochemical affinity from transitional to calc-alkaline at the boundary between the lower Gilman and the upper Gilman. Samples from the Gilman Formation collected south of the LDC shows a similar shift from transitional to calc-alkaline affinity at the boundary between the Lemoine facies and the Queylus facies (Fig. 7f).

N-MORB-normalized extended trace element plots (Table 4) North of the LDC

The N-MORB normalized plots for the lower Gilman (Fig. 8a) show slight enrichment in LREE (La/Sm_{N-MORB} = 1.41-1.55), a flat profile for the HREE (Gd/Yb_{N-MORB} = 0.99-1.02), and faint Nb-Ta troughs (Nb/Nb*_{N-MORB} = 0.65-0.75). Values of Th/Nb_{N-MORB}, Th/La_{N-MORB} and Zr/Y_{N-MORB} increase from basalts to basaltic andesites (1.81-2.18, 1.92-2.04, and 0.94-0.97 respectively). Transitional to calc-alkaline volcanic rocks of the upper Gilman show fractionated profiles (Fig. 8b) with LREE enrichment (La/Sm_{N-MORB} = 3.82-7.57) and the HREE decreasing as SiO₂

increases (Gd/Yb_{N-MORB} = 1.29 for basalts and 1.73 for rhyodacites). There are deep Nb-Ta-Ti troughs (Nb/Nb*_{N-MORB} = 0.66-0.76, Ti/Ti*_{N-MORB} = 0.32-0.50) and strong Th-LREE enrichment (Th/La_{N-MORB} = 2.64-3.33). Profiles from the uppermost Gilman have a similar shape (heavy grey lines on Fig. 8c), when compared to the lower Gilman, with similar ratios of La/Sm_{N-MORB} (1.27-1.43), Th/Nb_{N-MORB} (1.74-1.83), and Th/La_{N-MORB}(1.74-1.86) and Zr/Y_{N-MORB} (0.86-0.87). The data imply that uppermost Gilman basalts overlap compositionally with lower Gilman basalts, although the uppermost Gilman lavas are generally more depleted. Samples from the upper section of the uppermost Gilman (heavy black lines on Fig. 8c) show significant LREE enrichment and HREE depletion in the Bruneau Mine area. Such depletion is not apparent in samples collected at the same stratigraphic level elsewhere. Profiles from the Blondeau Formation basaltic andesites (Fig. 8d) are similar to those from the upper section of the uppermost Gilman and overlap with profiles from the lower Gilman basalts and basaltic andesites.

Table 4. Average trace element ratios for the Roy Group volcanic rocks.

				North li		5	South li	mb of LI	ю					
Fm./Mb.	L.	Gil		U	.Gil			Up.Gi	1	Abl		Aob		Alem
o. of samp	6	17	5	4	5	2	21	10	1	4	28	3	1	5
Rock comp	В	BA	в	BA	А	RD	В	BA	А	BA	в	BA	Α	BA
Th/Nb _{N-Morb}	1.81	2.18	4.13	5.35	6.58	30.14	1.83	1.74	6.29	2.92	3.68	4.03	30.34	2.67
Th/La _{N-Morb}	1.92	2.04	2.64	2.62	3.31	3.33	1.74	1.86	2.26	2.19	2.95	2.60	4.54	2.09
La/Sm _{N-Morb}	1.41	1.55	3.82	3.19	3.93	7.57	1.43	1.27	3.69	1.72	1.37	1.78	5.35	1.96
La/Yb _{N-Morb}	31.68	37.07	164.46	137.11	177.29	1332.66	35.38	26.75	114.03	52.21	27.61	41.59	159.02	47.29
Gd/Yb _{N-Morb}	0.99	1.02	1.29	1.28	1.39	1.73	1.02	0.96	1.09	1.09	0.90	0.82	1.01	0.90
Zr/Y _{N-Motb}	0.94	0.97	2.18	2.33	3.05	4.69	0.87	0.86	1.52	1.07	0.68	1.03	2.30	1.04
Nb/Nb*	0.75	0.65	0.39	0.28	0.24	0.06	0.74	0.76	0.66	0.52	0.71	0.42	0.05	0.53

L.Gil.: Lower Gilman, U.Gil.: Uper Gilman, Up.Gil.: Upper most Gilman, Alem: lower section of Lemoine, Uplem: upper section of lemoine, Aqu_Q: Queylus in Queylus Township, Aqu_D: Queylus in Dollier Township, S.Agil: Gilman south of Lac Doré Complex, S.Abl: Blondeau south of Lac Doré Complex. Nb/Nb* calculated using the method of Taylor and McLennan (1985) and trace element diagram of Tomlinson et al. 1999.

|--|

						Sou	th limb c	of Lac Do	oré Com	plex					
Fm./Mb.		Alem		Up	olem		Aqu_Q			Aqu_D		S . <i>A</i>	Agil	S .2	Abl
ofsam	8	35	5	2	4	10	5	5	3	11	1	7	7	3	1
lock comj	R1	RD-R ²	В	Α	RD	BA	Α	RD	В	BA	А	В	BA	В	Α
Th/Nb _{Morb}	3.39	3.95	3.98	3.31	7.88	9.15	13.65	10.62	7.14	10.26	20.53	2.86	3.89	2.75	2.99
Th/La _{Morb}	43.27	3.32	2.38	2.32	3.86	4.92	3.86	4.33	2.18	2.55	4.61	2.30	2.28	2.68	2.78
La/Sm _{Morb}	0.35	2.38	2.87	2.28	3.35	4.63	5.53	5.66	3.33	3.77	5.78	1.45	1.87	1.34	1.50
La/Yb _{Morb}	4.79	61.36	97.51	60.04	102.64	308.09	476.52	405.01	183.40	259.17	465.85	31.53	40.47	27.49	33.15
Gd/Yb _{Morb}	0.66	0.91	1.17	0.96	1.00	1.64	2.02	2.02	1.48	1.82	1.82	0.97	0.88	0.93	0.96
Zr/Y _{N-Morb}	0.84	1.08	1.54	1.34	1.83	2.55	4.17	3.31	1.44	1.74	3.27	0.79	0.86	0.84	0.94
√b/Nb* _{Mor}	0.57	0.39	0.37	0.42	0.25	0.24	0.12	0.21	0.25	0.19	0.08	0.52	0.43	0.57	0.49

1-Depleted LREE rhyolites; 2- Enriched LREE rhyodacites and rhyolites (see Fig. 9).



Th No Ta La Ce Pr Nd Zr Hf Sm Eu Ti Gd To Dy Ho Y Yo Lu



N-MORB-normalized (Klein 2004) incompatible element spidergrams for volcanic rocks of the Roy Group, northern flank of the Lac Doré Complex. a) lower Gilman. b) upper Gilman. c) uppermost Gilman. Samples from the top of the section appear in black. d) Blondeau Formation.



Th Nb Ta La Ce Pr Nd Zr Hf Sm Eu Ti Gd Tb Dy Ho Y Yb Lu Th Nb Ta La Ce Pr Nd Zr Hf Sm Eu Ti Gd Tb Dy Ho Y Yb Lu







South of the LDC

The Obatogamau basalts and basaltic andesite profiles (Fig. 9a) are flat and more REE depleted than those from lower Gilman with La/Sm_{N-MORB} = 1.37-1.78, Gd/Yb_{N-MORB} = 0.82-0.90, but they show accentuated Nb-Ta troughs (Th/Nb_{N-MORB} = 3.68-4.03 and Th/La_{N-MORB} = 2.60-2.95) and faint Ti troughs (Ti/Ti*_{N-MORB} = 0.56-0.79). The Lemoine Mine lower section (Fig. 9e) has basaltic andesites with slight LREE enrichment (La/Sm_{N-MORB} = 1.96), flat HREE profiles (Gd/Yb_{N-MORB} =0.90), and a Ti trough (Ti/Ti*_{N-MORB} = 0.35). The Lemoine Mine upper section (Fig. 9f) basalts and andesites are different, showing LREE enrichment (La/Sm_{N-MORB} = 2.28-3.04) and slight HREE depletion (Gd/Yb_{N-MORB} = 0.96-1.26), but have a similar Ti trough (Ti/Ti*_{N-MORB} = 0.25-0.54). The Ti trough increases markedly for rhyodacites and rhyolites (Ti/Ti*NMORB = 0.02-0.04), which form two groups discriminated according to their LREE depletion (R1 group: La/Sm_{N-MORB} = 0.35) or enrichment (R2 group: La/Sm_{N-MORB} = 2.38)¹⁵. Rhyodacites in the Lemoine Mine upper section show deep Nb-Ta trough (Th/Nb_{N-MORB} = 7.88) and exhibit stronger LREE enrichment (La/Sm_{N-MORB} = 3.35) than rhyodacites and rhyolites in the lower section, but the Ti trough is less accentuated (Ti/Ti*_{N-MORB} = 0.10). Profiles of Queylus facies rocks from Queylus and Dollier Townships (Figs. 9b.g.h) are similar, with fractionated profiles and deep Nb-Ta troughs (Th/Nb_{N-} MORB = 7.14-20.53), LREE enrichment (La/Sm_{N-MORB} = 3.33-5.84), and HREE depletion (Gd/Yb_{N-} MORB = 1.34-2.02). Ti depletion increases from mafic to felsic volcanic rocks of the Queylus facies

¹⁵ R1 et R2 ne forment en fait qu'un seul groupe et la différence, au niveau des terres rares légères, suggère une mobilité liée à l'altération hydrothermale.

(Ti/Ti*_{N-MORB} = 0.67 to 0.30) but is not generally as strong as the Ti depletion noted in the Lemoine Mine section, except for three basaltic andesites in Queylus Township. Basalts and basaltic andesites of the Gilman Formation in the Dollier, Queylus and Lemoine Townships (Fig. 9i) show slight enrichment in LREE (La/Sm_{N-MORB} = 1.45-1.87), flat HREE profiles (Gd/Yb_{N-MORB} = 0.88-0.97), and moderate Nb-Ta troughs (Nb/Nb*_{N-MORB} = 0.43-0.52). Values of Th/Nb_{N-MORB} and Zr/Y_{N-MORB} increase from basalts to basaltic andesites (2.86-3.89 and 0.79-0.86 respectively). The four samples collected in the Blondeau volcanic rocks (Fig. 9j) have flat profiles (La/Sm_{N-MORB} = 0.93-0.96) that do not fully overlap. The andesite profile shows a moderate Ti trough (Ti/Ti*_{N-MORB}).

Geochemical variations vs. stratigraphic position

Values of TiO₂, MgO, P₂O₅, and Zr/Y from sections to the north and south of the Lac Doré Complex are plotted against normalized stratigraphic height (Fig. 10) to show the secular evolution of lava composition. Sample locations were projected perpendicular to stratigraphy and distances normalized to the stratigraphic heights proposed by Daigneault and Allard (1990). Given the new age constraints, we use the top and bottom contacts of the Waconichi Formation as anchor points. The initial purpose of these sections is to allow comparison of stratigraphic sections to the north and south of the LDC to corroborate correlations based on the age data. Most samples from the northern flank are from this study. Data for the southern limb are compiled from Ludden et al. (1984), Roy and Cadéron (2006), and Lafrance et al. (2006), complemented by new samples from key areas. A "gap" similar to the height of the Lemoine facies in the Lemoine Mine area was intercalated in the north flank stratigraphy to facilitate comparison of the lower and the upper members of the Gilman Formation with facies to the south. We do not mean to imply by this that the complete sequence of Lemoine rocks is present everywhere on the north flank, although we infer on the basis of lithological, geochemical, and geochronological data that rhyolites at the Scott VHMS deposit are direct equivalents of rhyolites in the Lemoine Mine section and that a thin distal facies of this unit may also be present in places.

An examination of the stratigraphic sequence north and south of the LDC (Fig.10) shows many points of comparison. (1) Volcanic rocks in the lower Gilman and the Obatogamau have similar MgO values, but values of TiO_2 , P_2O_5 and Zr/Y only partially overlap. A set of more primitive volcanic rocks in the lower 2.5 kilometres of the Obatogamau stratigraphic column have no counterpart in the lower Gilman. (2) There is an overlap of the TiO_2 , MgO, P_2O_5 and Zr/Y values

between the upper Gilman and the Queylus facies. (3) The boundary between the upper Gilman and the uppermost Gilman at 4.3 km corresponds to a drastic rise of TiO_2^{16} and MgO with an important drop of P_2O_5 and Zr/Y values. Similar variations appear on the southern flank of the LDC and are located at an equivalent stratigraphic level between the Queylus facies and the Gilman Formation. (4) The uppermost Gilman (north of the LDC) and the Gilman Formation (south of the LDC) have TiO_2 and P_2O_5 values that show similar upward evolution, with constant or decreasing values between 4.3-6 km, and increasing values between 6-8.3 km. The Zr/Y ratio is constant at 2.8, except for a small increase between 6-6.5 km.

Discussion

Modifications to the Roy Group stratigraphy

Considering the data presented above, significant modifications to the Roy Group stratigraphic scheme are required (Fig. 3b). Arguments are provided in detail in the following sections, but to guide the reader, it is proposed that:

- 1- The upper Gilman, as sampled by Ludden *et al.* (1984), is defined herein as the Allard member of the Waconichi Formation. We propose that the Lemoine, Queylus, and Portage facies should also have formal member rank and that the Lemoine-like facies identified at the Scott deposit should be named the Scott member. Because the Waconichi Formation underlies the Gilman by definition, this implies that the Gilman Formation as it appears on most maps is a composite of at least three chrono lithostratigraphic packages.
- 2- The lower Gilman represents a time-equivalent to the upper Obatogamau Formation and we propose that it should become the David member of the Obatogamau Formation. However, because the two are not geochemically identical, they may not be strictly cogenetic, and the David may require Formation status (*i.e.*, David Formation).

The uppermost Gilman Formation (not sampled by Ludden *et al.* (1984), is the only part of the stratigraphy that is truly part of the Gilman (stratigraphically above the Waconichi Formation). To avoid unnecessary confusion, we propose that this unit should have Formation rank (Bruneau Formation) and that the chimeric Gilman Formation should be abandoned.

¹⁶ L'augmentation drastique du contenu en TiO2 n'est pas observée sur le flanc sud du CLD (Fig. 10a). Toutefois, la densité d'échantillon n'y est pas aussi élevée que sur le flanc nord du CLD.



Figure 10. Comparison of geochemical variations in Roy Group stratigraphy, north and south of the Lac Doré Complex. The Waconichi Formation has been omitted for clarity on the northern flank of the Lac Doré Complex. Normalized stratigraphic height (km) calculated after data from Daigneault and Allard (1990).

The Allard member of the Waconichi Formation

Correlation of the Allard member (formerly upper Gilman) with the Waconichi Formation rests on the comparison of volcanic facies, new age data, and similarity of geochemical signatures. Equivalent member status is attributed to the Lemoine, Queylus, and Portage facies according to their geographic extent, geochemical signatures and age data.

Proportions of volcaniclastic facies. The Allard member is dominated by volcaniclastic rocks (Fig. 11a). Similar proportions of volcaniclastic rocks are reported from the Waconichi Formation's type-section on the northern limb of the Chibougamau syncline (Figs 11c-d), and for the Queylus member to the south (Figs 11c-f). Relative proportions of the volcanic facies in the Allard member are comparable to those in the Queylus member of the Waconichi Formation (Fig.11; Daigneault and Allard 1990), supporting a formal lithostratigraphic correlation. In contrast, the Lemoine member (Figs 11g-h) has fewer volcaniclastic rocks and is dominated by massive porphyritic rhyolite and coeval quartz-plagioclase porphyritic intrusions.

Arguments against a formal correlation of the Allard and Queylus members of the Waconichi Formation are few and unconvincing. Firstly, the Waconichi sequences from Queylus and Haüy Townships have higher proportions of tuffs (Figs 11e-f). However, lateral facies variations might explain this subtle difference. Secondly, the thin-bedded turbidites (Bouma layers C and D) and exhalites that cap the Allard Member are not reported from the Queylus member (Cimon 1976), which is characterized by thicker mass flow deposits (Bouma layers A and B). Although they represent minor components in the Allard member, turbidites and exhalites are important in term of stratigraphic and metallogenic evolution and therefore we prefer to maintain the Allard member distinct from the Queylus member. In addition, there are subtle geochemical differences between the two (see later in the text), which suggest that slightly different parts of a zoned magma chamber may have been sampled. Nonetheless, the overall lithostratigraphic similarity supports the proposed correlation.



Figure 11. Proportions of volcanic facies in the a) Allard member, b) Portage member, c-f) McKenzie, Richardson, Queylus and Haüy Townships (Queylus member), g) Scott and Lemoine members.

Geochronology. The new ages presented earlier for lapilli tuffs of the Allard member at Allard Park (UTM NAD 83, zone 18N, 543809E - 5529518N) which we propose as the type-locality $(2726.6 \pm 0.7 \text{ Ma})$, on highway 167 $(2726.7 \pm 0.7 \text{ Ma})$, and in the Faribault lapilli tuff $(2727.4 \pm 0.7 \text{ Ma})$ 0.9 Ma) are slightly younger than the age of the Lemoine member rhyolite (2729.7 +1.9/-1.6 Ma; Mortensen 1993) but the difference is within analytical error (Fig. 12). The Lemoine and the Allard members are thus essentially coeval, strengthening our proposal that the Allard member should be attributed to the Waconichi Formation. The age data for the Faribault lapilli tuff implies that the Allard member extends to the northern limb of the Chibougamau syncline. The slight difference in age obtained for the Allard vs. the Lemoine members suggests that the Allard member lapilli tuffs overlie the Lemoine member. The new age on the Scott member rhyolite (2728.2 ± 0.8 Ma) is indistinguishable from the age of the Lemoine member rhyolite, also supporting a formal correlation. The Queylus tuff yielded an age (2728.7 ± 1.0 Ma) indistinguishable from the Lemoine and Scott rhyolites, and slightly older than most of the Allard member lapilli tuffs. Although all are 'within error', it suggests that venting from the magma chamber may have been protracted and that the first pulses may have vented towards the south.





Age constraints for the Waconichi Formation (in Ma, with error bars). Age of the Queylus member (Chevrier deposit) is from Legault (2003) and ages of the Lemoine member are from Mortensen (1993).

Geochemistry. The Allard member has a calc-alkaline geochemical signature, with negative Nb-Ta-Ti anomalies, Th-LREE enrichment, HREE-depletion, high Zr/Y ratios, and closely resembles the type FI rhyolites defined by Lesher et al. (1986; Figs 7, 8b, and 13). The Queylus member (Roy et al. 2006) also presents a sample distribution that ranges from basalt to rhyodacite with elevated ratios values of Th/Nb_{NMORB}, La/Sm_{NMORB}, Gd/Yb_{N-MORB} and Zr/Y, supporting the proposed correlation. On the other hand, rocks from the Lemoine and Scott members at the Lemoine Mine and the Scott deposit area are dominated by FIII rhyolites with very high Zr contents (Fig. 13), flat HREE profiles, and pronounced Ti troughs (Lafrance et al. 2006). Rocks from the Lemoine Mine area appear to fill a restricted fault-bounded basin (Lafrance et al., 2006) and only occur in close proximity to the LDC contact (Allard 1976: Daigneault and Allard 1990). as do the volcanic rocks in the Scott deposit area. The Lemoine Mine and the Scott deposit orebodies occur at the interface between the Lemoine and Scott members FIII rhyolites and a set of overlying transitional to calc-alkaline basalts and basaltic andesites (Lafrance et al. 2006)¹⁷. The latter closely resemble transitional to calc-alkaline basalts and basaltic andesites from the base of the Allard member (Figs. 7 and 14) and we suggest they are correlative. A slightly younger age obtained for the Allard member vs. the Lemoine member strengthens the correlation and implies that: a) the Allard member overlies the Lemoine member and b) that the cherts and ironstones that separate the David member basalts from transitional-calc-alkaline volcanics of the basal Allard member may represent distal Portage member exhalites that are time-correlative with the Lemoine member. Thus, the Waconichi Formation is composite, with localized development of high-temperature rhyolites in close proximity to the Lac Doré Complex and a more widespread lower temperature calc-alkaline volcaniclastic unit that seems to be slightly younger. Trace element inversion calculations on the LDC rocks suggest a dominantly calc-alkaline affinity (Bédard et al. 2009), with normalized trace element patterns very similar to those of the Allard and Quevlus members. Since the LDC and Waconichi Formation are coeval. this suggests that the LDC may represent the magma chamber from which the Quevlus and Allard member volcaniclastic rocks were expelled during a major eruption¹⁸. In contrast, trace element modelling suggests that the Lemoine member rhyolites (FIIIb of Lesher et al. 1986) represent localized roof anatexis of surrounding metabasalts (Bédard et al. 2008) that may have developed above this magma chamber.

¹⁷ Le toit immédiat du gisement de la Mine Lemoine est également caractérisé à un niveau plus local par des laves porphyriques rhyodacitiques et des tufs à cristaux, sous-jacents à une unité plus épaisse de basalte et de basalte andésitique.

¹⁸ L'article publié fait état d'une éruption paroxymale. Cette mention a été enlevée puisqu'une étude volcanologique régionale est requise afin de démontrer les évidences d'une éruption paroxymale.



Figure 13.

Zr/Y vs. Y diagrams for rhyodacites and rhyolites of the Waconichi Formation, with field boundaries of Lesher *et al.* (1986). North and south of Lac Doré Complex are compared. Legend for symbols as in Fig. 7.

The David member of the Obatogamau Formation

If the Allard member, which corresponds to the upper Gilman as sampled by Ludden *et al.* (1984), represents a correlative of the Waconichi Formation, then this implies that the lower Gilman occupies the same stratigraphic position as the upper Obatogamau Formation. The upper parts of both the David and Obatogamau basaltic sequences are interbedded with volcaniclastic rocks of the Waconichi Formation, suggesting that there is no hiatus or unconformity at this interface. However, small argillite lenses located between the Obatogamau and the Waconichi Formations south of the Lac Doré Complex imply volcanic quiescence that allowed minor sedimentation (Legault 2003). The upper Obatogamau Formation and the lower Gilman (David member) are similar in being composed of massive to pillowed tholeiitic basalts and basaltic andesites (Fig. 7) that typically contain less than 1% plagioclase phenocrysts. Both show flat trace element profiles, but the Obatogamau exhibits deeper Nb-Ta troughs, HREE depletion and lower Zr/Y values. Thus, although the lower Gilman and the upper Obatogamau are located at an equivalent stratigraphic position, we cannot exclude the possibility that the sub-Waconichi stratigraphy varied laterally, with the upper Obatogamau and the lower Gilman

representing separate shield volcanoes. Keeping the name "lower Gilman" to designate an informal subdivision we believe should be included within the Obatogamau would be inconsistent and for this reason we propose this unit be named the David member (referring to the type locality north of David creek, west of Chibougamau, UTM NAD 83, zone 18N, 543693E - 5528456N).

The Bruneau Formation

We have demonstrated that the two informal members of the Gilman Formation, as described by Ludden *et al.* (1984) and Daigneault and Allard (1990), are coeval with underlying formations; the lower Gilman (David member) is coeval with the older Obatogamau Formation and the upper Gilman is correlative with the Waconichi Formation. The remaining uppermost Gilman (not sampled by Ludden *et al.* 1984) occupies the correct stratigraphic niche for the Gilman Formation, but it is dominated by primitive tholeiites, in stark contrast to the calc-alkaline affinity attributed to the upper Gilman Formation in the literature (*e.g.* Ludden *et al.* 1984). Furthermore, the Gilman Formation's type-section (Allard 1976) is in the David member, which underlies rocks of the Waconichi Formation and so the Gilman Formation as presently defined contains rocks of three different units, two of which are older than the Gilman Formation by definition. A rigorous application of the North American Stratigraphic Code (2004) compels us to propose the abandonment of the Gilman Formation. We further propose the creation of the Bruneau Formation for an assemblage dominated by tholeiitic primitive basalts and basaltic andesites (with a type-section located at the Bruneau Mine, UTM NAD 83, zone 18N, 553459E -5531755N), that conformably overlies rocks of the Allard member of the Waconichi Formation.

Implications for magma dynamics, crust formation, and exploration

The geochemical variations in Figure 10 are re-examined, as the overall pattern of variation provides important constraints on how Archean mafic crust formed and evolved in the eastern Abitibi Subprovince.

The David member basalts and basaltic andesites show no systematic variation in MgO with stratigraphic height. The relatively evolved compositions (average *ca.* 5% MgO) suggest a near-steady-state plumbing system, where inputs from the mantle were roughly balanced by fractional crystallization. The gradual upward decrease in Zr/Y, P_2O_5 and TiO_2 (at near-constant MgO) suggest that eruptions sampled increasingly depleted parental magmas. Whether this depletion is due to exhaustion of fertile components in the mantle, a progressive change in mantle source,

or a progressive increase in the degree of melting with time is uncertain and is being investigated.

The Allard and the Queylus members record the eruption of voluminous calc-alkaline magmas. The highly fractionated LREE/HREE profiles require a gamet-bearing residue and suggest that a metabasite source was melting at high pressure, at or below the base of the crust (Bédard et al. 2008). The transitional-calc-alkaline andesitic rocks of the basal Allard member and at top of the Lemoine and Scott members are plausibly interpreted as mixtures between this newly introduced felsic melt and the background tholeiites of the David member and the upper Obatogamau. The absence of interbedded tholeiitic basalts in the upper Allard member implies that an efficient crustal density filter was established that prevented eruption of basalts (e.g. Hildreth 1981; Thurston and Sutcliffe, 1986). Bédard et al. (2009) calculated model melts from Lac Doré Complex cumulates that resemble typical Allard member rocks. Since the LDC is coeval with the Allard member, we infer that it represents the exhumed magma chamber in which Allard (and Queylus) member melts accumulated prior to a major eruption. PELE (Boudreau 1999) models as shown on figure 15 mostly simulate fractional crystallization at QFM+2 with 0.7% H₂O. A water-free model at QFM (guartz-fayalite-magnetite; 2.5 Kbar (1 kbar = 100 Mpa)) and an equilibrium crystallization model are also shown. Dry and low-pressure models saturate in plagioclase too soon and show Al₂O₃ depletion. Less oxidizing conditions than QFM+2 show excessive Fe-Ti enrichment because stabilization of magnetite is retarded. So the models imply that Roy Group basalts contained water, were oxidized, and fractionated in the middle to lower crust. AFC or mixing models better explain the trend towards Allard dacites than closed system models. The starting composition was estimated from variation diagrams and corresponds to primitive Bruneau basalt.



Figure 14. Comparison of the normalized trace element profiles of calc-alkaline rocks of the upper Lemoine Member and the lower Allard Member. The andesitic basalt is located at the base of the Allard Member, suggesting that the Allard overlies the Lemoine Member. N.B. the progressive HREE depletion. The black arrow represents the HREE depletion from Allard basaltic andesite to dacite (stitched lines) and rhyodacite.





as in Fig. 7. QFM, quartz-fayalite-magnetite.

The first-erupted Bruneau Formation basalts are enriched in MgO (up to 12 wt %), but rapidly give way up-section to less primitive basalts and basaltic andesites with MgO contents similar to those of the David member. Although there is a major change in MgO between the David member and the Bruneau Formation basalts and basaltic andesites, the Zr/Y ratio and TiO₂ and P₂O₅ contents remain nearly constant, and the Bruneau Formation basalts fall on extensions of the David member trends. This suggests that the nature of the parental melt did not change significantly through time from Obatogamau to Bruneau. Thus, the high-MgO pulse of the lower Bruneau Formation is most easily interpreted as being due to a sudden breakdown of the LDC/Waconichi crustal filter, allowing primitive mantle melts to pass unhindered through the crust. The disappearance of high-MgO basalts in the upper Bruneau Formation and progressive upward increases in P_2O_5 and TiO₂ shown by the basalts suggest that a crustal plumbing system was re-established, allowing fractionation of basaltic magmas and preventing eruption of unfractionated melts. The switch-over from high- to low-MgO basalts corresponds to a hiatus marked by deposition of cherts and ironstones at the Bruneau Mine. This suggests that the top of the high-MgO sequence (which can easily be tracked along-strike with geochemistry) may also represent a disconformity and hence a favourable VHMS exploration target.

The upper Bruneau and Blondeau Formations volcanics show great diversity and an increasing proportion of evolved melts, with intimate mixtures of tholeiitic and calc-alkaline stems. This suggests that: a) the mantle flux into the crustal plumbing system was no longer able to buffer melt compositions; b) the mantle-derived melts became increasingly fractionated with time; and c) crustal inputs became more significant with time, yielding increasing proportions of calc-alkaline melts. The large differentiated sills of the Cummings Complex (Bédard *et al.* 2009), emplaced at the Bruneau/Blondeau interface record passage of large volumes of tholeiitic and calc-alkaline magmas and this may suggest that another volcanic cycle was developed, but not preserved.

The rhyolites of the Scott member at the Scott VHMS deposit probably occupy the same stratigraphic niche as the Lemoine member. These high-temperature rhyolites have flat HREE segments and are most plausibly explained as the result of local, low-pressure anatexis of host basaltic rocks (Bédard *et al.* 2008). This suggests that these felsic volcanics are intimately associated with establishment of the LDC magma chamber, and that the proximity of this intrusion is a favourable exploration vector. The rhyolites are overlain by transitional-calcalkaline mafic to intermediate volcanic rocks that are geochemically similar to the volcanics at the base of the Allard member (Figs. 7 and 14). The Lemoine VHMS deposit is located at the

interface between these intermediate and felsic facies. If our proposed stratigraphy is correct, then this implies that the Allard member is slightly younger and overlies the Lemoine and Scott members and that the base of the Allard member is a favourable VHMS exploration target.

Our new stratigraphic and geochronological data show that the rocks of the Chibougamau area young upwards without tectonic repetition. Key observations include preserved depositional contacts between rocks of the Allard and David members and between rocks of the Blondeau and Bruneau Formations. Marker units like the upper Waconichi Formation volcaniclastic rocks (Allard and Queylus members) occur on a regional scale. Gabbro sills occurring within the David member and the Bruneau Formation are of tholeiitic affinity and have compositions that are consistent with their being feeders to the basaltic flows of these units (Bédard et al. 2009). This suggests that magmas of the Bruneau Formation erupted through the pre-existing stratigraphic sequence (Obatogamau Formation, David member, and Waconichi Formation). These observations are inconsistent with an allochthonous model involving older rocks thrust over younger rocks and imply that the Chibougamau stratigraphic sequence represents a coherent package. The only caveat to this overarching conclusion applies to the relationship between the David member and the Obatogamau Formation. There are subtle geochemical differences between the basalts constituting these two units that suggest that the David member may not be strictly correlative with the Obatogamau Formation. If there is a terrane boundary in the area (which we consider unlikely), it would be here and would predate deposition of the capping Waconichi Formation. However, we think it is more probable that the David member represents either a particular facies of the Obatogamau Formation, eroded on the southern flank of the LDC before the Waconichi Formation was deposited, or that it represents a distinct shield volcano with a distinct crustal plumbing system that is coeval with the Obatogamau Formation volcanic edifice.

The stratigraphically linked geochemical variations in basaltic rocks reported here differ from many previously reported studies of Archean lithogeochemistry and volcanic processes (*e.g.*, Thurston and Fryer 1983; Ludden *et al.* 1986 in the western Abitibi) in showing evidence for shifts from steady-state to closed system evolution; and for the presence and breakdown of a crustal filter (cf. Hildreth, 1981). The presence of a coherent stratigraphy in the Chibougamau area is most consistent with autochthonous magmatic evolution, and is comparable to recent stratigraphic interpretations of the North Caribou terrane (Stott and Corfu 1991; Young *et al.* 2006) and the Abitibi Subprovince (Snyder *et al.* 2008; Thurston *et al.* 2008).

Conclusions

The new mapping, geochronological, and geochemical data presented here imply that the Roy Group is composed of rocks belonging to two mafic to felsic volcanic cycles, developed one on top of the other. The new geochronological, geochemical, and lithostratigraphic data obtained from the felsic volcanic rocks of most of the Roy Group show that they are essentially all coeval and should be grouped into an expanded Waconichi Formation that represents a regional marker unit. The recognition of the Allard member (formerly upper Gilman) as part of the Waconichi Formation implies that the underlying David member (formerly lower Gilman) has to be coeval with the Obatogamau Formation and may be correlative with it. This implies that rocks of the lower and upper Gilman Formation (as presently defined) actually belong to two older formations. We propose that the primitive tholeiitic basalts and basaltic andesites in the uppermost Gilman Formation should be reassigned to a new formation with a proper type-section (the Bruneau Formation), and that the chimeric Gilman Formation should be abandoned.

The VHMS-hosting Lemoine and Scott members occur in close proximity to the Lac Doré Complex, occupy fault-bounded basins (Lafrance et al. 2006), and contain Type III hightemperature rhyolites. These high-temperature rhyolites are overlain by transitional-calc-alkaline mafic to intermediate volcanic rocks that are geochemically similar to volcanic rocks occurring at the base of the Allard member, suggesting that the widespread Waconichi formation volcaniclastic rocks overlie Lemoine and Scott members rhyolites. If correct, then this implies that exploration for VHMS deposits could fruitfully be focussed at the base of the Waconichi Formation volcaniclastic rocks. The top of the Allard member is dominated by Type I dacitic volcanoclastic rock that are geochemically and lithologically very similar to the Queylus member rocks. The occurrence of such a regionally widespread volcaniclastic unit, with abundant coarse facies, implies a major eruption from a large magma chamber, which we suggest may be the Lac Doré Complex. The development of turbidites and localized rhyolitic flows after the cessation of this eruption records a period of quiescence, with extreme fractionation of small melt pockets in a dying magma chamber. The new Bruneau Formation represents the base of a new volcanic cycle and records the arrival of a new batch of primitive mantle-derived basalts that were deposited conformably upon the older sequence. With time, the flux of melt from the mantle waned, and melts fractionated extensively within a crustal plumbing system and mixed with crustally-derived melts to produce the calc-alkaline rocks of the overlying Blondeau Formation.

Acknowledgments

The Geological Survey of Canada and the Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec (MRNFQ) are thanked for the financial and logistical support of this project through the Targeted Geoscientific Initiative 3 – Abitibi. The first author acknowledges the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC), the Fonds québécois de recherche sur la nature et les technologies (FQRNT) and the Northern Scientific Training Program (NSTP) for financial support throughout his PhD project. Research by Lyal B. Harris was funded by NSERC. Pierre-Simon Ross (INRS-ETE) and Patrick Mercier-Langevin (GSC-Q) are thanked for sharing their expertise during the project. We would like to express our gratitude to the geologists and support staff from the MRNFQ and GSC-Q. Staff of the Geochronology laboratory is thanked for their assistance in generating the U-Pb data. Valuable comments were provided by Phil C. Thurston, an anonymous reviewer, and Ali Polat, the Associate Editor. This is GSC contribution # 20100254.

CHAPITRE 4: INTRA-SILL MAGMATIC EVOLUTION IN THE CUMMINGS COMPLEX, ABITIBI GREENSTONE BELT: THOLEIITIC TO CALC-ALKALINE MAGMATISM RECORDED IN ARCHAEAN SUBVOLCANIC CONDUIT SYSTEM¹⁹

Jean H. Bédard²⁰ (CGC) François Leclerc (INRS-ETE) Lyal B. Harris (INRS-ETE) Normand Goulet (UQÀM)

Publié dans un numéro spécial de la revue Lithos, intitulé « Physical and chemical processes in layered mafic intrusions » et édité par Eric C. Ferré et Bruce D. Marsh:

Bédard JH, Leclerc F, Harris LB and Goulet N (2009) Intra-sill magmatic evolution in the Cummings Complex, Abitibi greenstone belt: Tholeiitic to calc-alkaline magmatism recorded in Archaean subvolcanic conduit system. <u>Lithos</u>, 111: 47-71. doi:10.1016/j.lithos.2009.03.013.

J. H. Bédard. Geological Survey of Canada, 490 rue de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9, Canada, jbedard@nrcan.gc.ca.

F. Leclerc and L.B. Harris. Institut national de la recherche scientifique, Centre - Eau Terre Environnement, 490 rue de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9, Canada.

N. Goulet. Université du Québec à Montréal, Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, C.P. 8888, Montréal, QC, H3C 3P8, Canada, goulet.normand@uqam.ca.

¹⁹ Geological Survey of Canada contribution #20080405

²⁰ Corresponding author: e-mail: jbedard@nrcan.gc.ca



CHAPITRE 4: INTRA-SILL MAGMATIC EVOLUTION IN THE CUMMINGS COMPLEX, ABITIBI GREENSTONE BELT: THOLEIITIC TO CALC-ALKALINE MAGMATISM RECORDED IN ARCHAEAN SUBVOLCANIC CONDUIT SYSTEM

Résumé

La stratigraphie de la sous-province de l'Abitibi dans le secteur de Chibougamau (sud de la Province du Supérieur, Québec) est caractérisée par deux cycles mafigues à felsiques de roches métavolcaniques et métasédimentaires qui composent le Groupe de Roy²¹, recoupé par de nombreux filons-couches gabbroïques (25%). Le Complexe du lac Doré (CLD, 2728 Ma) s'est mis en place à la base du Groupe de Roy. Les filons-couches du Complexe de Cummings (2717 Ma) se sont injectés entre les formations de Bruneau et de Blondeau (deuxième cycle du Groupe de Roy). Les filons-couches du Complexe de Cummings (Roberge, Ventures et Bourbeau) contiennent des métapéridotites, métapyroxénites, métagabbros, et des roches à faciès métagranophyrique. Le contenu en éléments traces des liquides en équilibre avec ces métacumulats a été calculé et comparé à celui des laves du Groupe de Roy dans le but d'élucider l'évolution magmatique régionale. Plusieurs modélisations des liquides pour les roches du CLD montrent des profils d'éléments traces fractionnés avec un enrichissement en LILE-LREE, un appauvrissement en HREE et des anomalies négatives en Nb-Ta, ce qui suggère que le CLD s'est formé à partir de liquides calco-alcalins extraits de résidus contenant des grenats. Les ressemblances géochimiques et l'âge contemporain du CLD et de La Formation de Waconichi (sommet felsique du premier cycle du Groupe de Roy) suggèrent que le CLD pourrait représenter la chambre magmatique peu profonde du Waconichi. Les modélisations des liquides des copeaux de méta-anorthosite provenant de la zone Parautochtone de la Province de Grenville ont produit des résultats similaires à ceux du CLD et permettent une corrélation. La modélisation des liquides pour la plupart des filons-couches du Groupe de Roy a produit des profils d'éléments traces typiques des tholéiites archéennes, suggérant qu'ils sont les conduits nourriciers de la plaine de laves tholéiitiques sus-jacente du Groupe de Roy. Les modélisations pour le Complexe de Cummings impliquent l'existence de deux types de magmas. Les modélisations des liquides pour le filon-couche de Roberge montrent des profils en éléments traces de type calco-alcalin et fortement fractionnés, alors que

²¹ La stratigraphie révisée du Groupe de Roy proposée dans les chapitres 5 et 6 de la présente thèse compte trois cycles volcaniques. Les deux cycles volcaniques mentionnés ici correspondent aux deuxième et troisième cycles du Groupe de Roy.

ceux obtenus pour les filons-couches de Ventures et de Bourbeau sont plutôt plats, de type tholéiitique ou N-MORB; ces derniers ne peuvent donc pas être dérivés des liquides du filon-couche de Roberge à partir de la cristallisation fractionnée. Le filon-couche de Roberge doit posséder un enracinement distinct et représenter un conduit nourricier pour un volcan calcoalcalin, possiblement représenté partiellement par les rhyolites, andésites et basaltes de la Formation de Blondeau? Si cette hypothèse est juste, le filon-couche de Roberge pourrait être plus vieux que les filons-couches de Ventures et de Bourbeau, qui auraient servi de conduits nourriciers à la base tholéiitique d'un troisième cycle magmatique, aujourd'hui érodé.

Abstract

The stratigraphy of the Abitibi greenstone belt in the Chibougamau area (southern Superior Province, Québec), is dominated by 2 cycles of mafic-felsic metavolcanic and metasedimentary rocks constituting the Roy Group, which is riddled by metagabbroic sills (25%). The Doré Lake Complex (DLC, 2728 Ma) is emplaced into the lower Roy Group. The Cummings Complex sills (2717 Ma) were injected between the Bruneau and the Blondeau Formations of the 2nd Roy Group cycle. The sills of the Cummings Complex (Roberge, Ventures and Bourbeau Sills) contain metaperidotite, metapyroxenite, metagabbro and metagranophyric facies. The trace element contents of melts in equilibrium with these metacumulate rocks were calculated and are compared to Roy Group lavas to clarify the regional magmatic history. Many DLC model melts have fractionated trace element profiles, with LILE-LREE-enrichment, HREE-depletion, and negative Nb-Ta anomalies suggesting that the DLC formed largely from calc-alkaline melts extracted from garnet-bearing residues. The DLC is coeval with, and shows geochemical resemblances to Waconichi Formation volcaniclastic rocks (the felsic cap of the 1st Roy Group cycle), suggesting it could represent the Waconichi's shallow magma chamber. Meta-anorthosite rafts from the para-autochtonous zone of the Grenville Province yield model melts closely resembling those of the DLC and are correlated on this basis. Most Roy Group sills yield model melts with trace element patterns typical of Archaean tholeiites, suggesting they fed the regionally-dominant tholeiitic volcanic plain lavas of the Roy Group. Models for the Cummings Complex imply that it contained two types of magma. Model melts from the Roberge Sill have strongly fractionated calc-alkaline-like trace element patterns, while those of the Ventures and Bourbeau Sills are mostly flat, N-MORB-normalized tholeiitic-like patterns that cannot be derived from the Roberge Sill melts by fractional crystallization. The Roberge Sill must have a separate magmatic stem, and represents the feeder system for a calc-alkaline volcano, possibly represented in part by Blondeau Formation rhyolites, andesites and basalts? If this is correct, the
Roberge may be older than the Ventures and Bourbeau Sills, which would have fed the tholeiitic base of a third magmatic cycle, since eroded.

Introduction

By studying the nature of their feeder systems, we can improve our understanding of how major volcanic fields are generated and evolve. Sills might represent the principal transfer mechanism between the mantle source and the surface in many contexts (*e.g.* Bédard *et al.*, 1984; Thomson and Hutton, 2004; Shervais *et al.*, 2006; Thomson 2007; Bédard *et al.*, 2007), and are favoured locations for dynamic fractionation and crustal assimilation (*e.g.* Lightfoot *et al.*, 1990; Bédard *et al.*, 2007). Subvolcanic intrusive complexes are significant components of many Archaean greenstone belts, but have largely been neglected, despite their potential petrogenetic and economic importance (*e.g.* Naldrett, 2005). Perhaps the greatest obstacle to progress in linking plutonic and extrusive rocks is the lack of reliable liquid compositions, which hampers development of quantitatively testable hypotheses. This problem is particularly acute when the rocks are metamorphosed, preventing in-situ trace element analysis of igneous minerals. In this paper we present data and inverse whole-rock trace element models (Bédard, 1994) for Archaean subvolcanic sills and intrusions from the Abitibi greenstone belt, providing insights into the nature of the plumbing system that fed tholeiitic to calc-alkaline volcanism, and documenting linkages between intrusive and extrusive components.

Regional geology of the Archaean Abitibi Belt

The 2.79–2.65 Ga east-west-trending Abitibi belt of the southern Superior craton is the world's largest Archaean greenstone belt (Condie, 1981; Goodwin, 1996; Bleeker, 2003; Fig. 1). Volcanic and sedimentary assemblages defined for the Abitibi belt support a broadly autochthonous evolution (Ayres and Thurston, 1985; Thurston, 2002; Ayer *et al.*, 2002; Daigneault *et al.*, 2004), although recent work in Ontario by Bleeker *et al.* (2008) suggests that the stratigraphic succession is dislocated by thrust-faults. Sub-greenschist to lower amphibolite facies, mafic to felsic volcanic and sedimentary rocks of the Abitibi belt generally show well preserved textures and are cored by felsic to intermediate plutons (Racicot *et al.*, 1984; Sutcliffe *et al.*, 1993; Mortensen, 1993; Chown *et al.*, 2002; Goutier and Melançon, 2007b).

The north of the belt is limited by the older gneisses of the 2.8–3.1 Ga Opatica Subprovince (Davis *et al.*, 1995) and the south is bounded by metasedimentary rocks of the Pontiac

Subprovince (Davis, 2002) which may be derived in part from erosion of the Abitibi belt. To the west, Proterozoic deformation exhumed Archaean lower crust along the Kapuskasing tectonic zone (Percival and West, 1994); while to the east, the Parautochtonous belt of the Grenville Province contains relicts of the Abitibi belt (Allard, 1979; Ciesielski, 1994; Bandyayera *et al.*, 2006). Proterozoic fabrics trend NNE–SSW to N–S, and overprint Archaean rocks as far as 50 km away from the Grenville Front (Allard, 1979; Daigneault *et al.*, 1990).





The oldest exposed rocks in the Abitibi belt are rare 2791–2757 Ma felsic lavas and tuffs (Mortensen, 1993; Bandyayera *et al.*, 2004), but most of the volcanic rocks erupted during three major magmatic pulses at 2750–2725, 2724–2711 and 2710–2697 Ma (Ayer *et al.*, 2002; Chown *et al.*, 2002; Goutier and Melançon, 2007b). Differentiated ultramafic to mafic intrusions are

coeval with the volcanic assemblages (Allard, 1976, 1979; Daigneault and Allard, 1990; Barrie *et al.*, 1991; Maier *et al.*, 1996; Legault *et al.*, 2002). In the western and southeastern Abitibi belt, the absence of old inherited zircons implies that the oldest volcanic assemblages are probably juvenile and ensimatic (Ayer *et al.*, 2002). In the eastern part of the belt, however, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb isotopic ratios of metasedimentary rocks suggests contributions from an old (*ca.* 2.9–3.1 Ga) sialic basement (Thorpe *et al.*, 1984; Gariépy and Allègre, 1985). Zircon xenocrysts in lavas and plutons suggest that once established, the Abitibi mafic crust matured and was continuously reworked by younger magmatic pulses (Mortensen, 1993; Ayer *et al.*, 2002; McNicoll *et al.*, 2007), with calc-alkaline rocks resulting principally from remelting of basaltic crust (Bédard *et al.*, 2008). This view contrasts markedly with the common interpretation of the Abitibi as a collage of arc terranes (*e.g.* Daigneault *et al.*, 2004). A complete critique of plate tectonic interpretations for Archaean settings is beyond the scope of this paper, but interested readers might want to read Bédard *et al.* (2003), Bédard (2006b) and Pearce (2008) for an alternate conception.

The Chibougamau area

Stratigraphy

The Archaean stratigraphy in the Chibougamau area (Fig. 2) is dominated by two conformablydeposited cycles of volcanic rocks constituting the Roy Group (Allard et al., 1979, 1985; Mueller et al., 1989; Leclerc et al., 2008). In the first cycle, depleted mafic tholeiitic lavas of the Obatogamau Formation are capped by intermediate to felsic calc-alkaline to tholeiitic lavas, tuffs, ironstones and turbidites of the Waconichi Formation (2726.7 ± 0.7 and 2729.7 +1.9/-1.6 Ma; Bélanger, 1979a; Ludden et al., 1984; Mortensen, 1993; McNicoll et al., 2007; Leclerc et al., 2008). The weakly-enriched tholeiites of the David member (Obatogamau Formation) are only present north of Chibougamau Lake (Fig. 2), and are tentatively correlated with the upper Obatogamau Formation; while the calc-alkaline tuffs and lavas of the Allard member are now attributed to the Waconichi Formation on the basis of geochemical and age data (McNicoll et al., 2007; Leclerc et al., 2008). In the second Roy Group volcanic cycle, depleted tholeiitic lavas of the newly-defined Bruneau member of the Gilman Formation²² are overlain by intermediate to felsic volcanic rocks (mostly calc-alkaline) and volcanogenic sedimentary rocks of the Blondeau and Bordeleau Formations (Allard et al., 1979; Archer, 1984; Carignan et al., 1984; Mueller and Dimroth, 1984; Leclerc et al., 2008). Gabbroic sills are injected throughout the Roy Group (e.g. Fig. 3) and constitute up to 25% of the Obatogamau Formation and Bruneau member (Allard,

²² La Formation de Gilman a été abandonnée après la publication de cet article, voir le chapitre 3 de la présente thèse.

1976; Leclerc *et al.*, 2008). The sedimentary Opemisca Group unconformably overlies the Roy Group (Stella, Chebistuan and Haüy Formations: Dimroth *et al.*, 1983; Piché, 1984; Picard and Piboule, 1986; Mueller, 1991; Mueller and Corcoran, 1998). The Proterozoic Chibougamau Formation consists of conglomerates and argillites that unconformably overlie Archaean rocks (Allard *et al.*, 1979).



Figure 2. Simplified map of Chibougamau area, modified from Goutier and Melançon (2007b), Daigneault and Allard (1996), Daigneault et al. (1990), and integrating data from Leclerc et al. (2008). Circles show locations of analyzed samples not found on Fig. 3 or 4. Location of the Smith Sill (Fig. 3) is shown by a grey box with 's'. The 'C' in the grey box is the town of Chibougamau. Grey box with 'A' is the Allard member of the Waconichi Formation. The open box immediately north of Chibougamau is the location of Fig. 4. Samples from the Grenville Province are from meta-anorthosite rafts in the para-autochtonous domain, and are thought to be reworked equivalents of the Doré Lake Complex. Note that the legend to the right also shows the stratigraphic order of formations and intrusions.

The Doré Lake layered Complex (DLC; Allard, 1976, 1979; Daigneault and Allard, 1990), dated at 2728.3 \pm 1.2/-1.1 Ma (Mortensen, 1993), intrudes the first volcanic cycle and is coeval with the Waconichi Formation. The Cummings Complex (Fig. 2; 2717 \pm 1 Ma; Mortensen, 1993) is composed of a regionally extensive trio of sills (Figs. 4 and 5) injected between the Bruneau member and Blondeau Formation (Duquette, 1970, 1982; Dubé, 1985). The Chibougamau

tonalitic pluton (2714 \pm 1 Ma – 2718 \pm 2 Ma, Racicot, 1981; Mortensen, 1993) intrudes the Roy Group and splits the Doré Lake Complex. Tilting of the DLC and unroofing of the Chibougamau pluton during regional deformation was synchronous with the deposition of the Opémisca Group (Dimroth *et al.*, 1986; Daigneault *et al.*, 1990; Chown *et al.*, 1992).

Mafic intrusive rocks in the Chibougamau area

Greenschist facies metamorphism is near-pervasive in the Chibougamau area, but igneous pseudomorphic textures are commonly well preserved. Clinopyroxene relics are present locally, but the presence of orthopyroxene is typically inferred on the basis of a duality of secondary assemblages, and the presence of abundant bastite with parallel extinction. Although never fresh, plagioclase and olivine pseudomorphs are generally recognizable. Pseudomorphs after magnetite–ilmenite intergrowths and interstitial quartz are easily identified. Fresh apatite is present locally.

Doré Lake layered Complex

The Doré Lake layered Complex (DLC; Fig. 2) is 5–7 km thick and is exposed over 53 km alongstrike (Allard, 1976, 1979; Daigneault and Allard, 1990). Large meta-anorthosite bodies located across the Grenville front, in the para-autochtonous zone (Fig. 2), are suggested to be correlative (Allard, 1979). Internal subdivisions of the DLC consist of an Anorthositic Zone, a Layered Zone, a Ferrodiorite Zone, a Soda-Granophyre Zone and a gabbroic/pyroxenitic Upper Border Zone in contact with volcano-sedimentary host rocks. The DLC contains vanadiferous Fe–Ti-oxide cumulate layers (Taner *et al.*, 1998), and many major gold and copper deposits occur near its upper contact (Gobeil and Racicot, 1984; Guha *et al.*, 1990; Pilote *et al.*, 1997, 1998). DLC sample #3001a is a fine-grained microgabbro; while #3001b is a massive, pervasively-recrystallized meta-anorthosite, with 10 cm-scale coarse-grained metagabbro dykes or layers. Doré Lake Complex analyses, and data from km-scale meta-anorthosite rafts located across the Grenville front generated by the Ministère des Resources naturelles et de la Faune du Québec, were included in this study (Allard, 1979; Roy *et al.*, 2005; Bandyayera *et al.*, 2005b, 2006; Roy and Cadéron, 2006).

Roy Group sills

Gabbroic sills occur throughout the Roy Group but are undated. Individual sills may extend laterally for hundred of metres and range in thickness from a few tens of metres to a maximum of 800 m (e.g. Fig. 3). Allard (1976) estimated that 25% of this 3-4 km thick volcanic pile is composed of sills. Contacts with host rocks are commonly foliated or sheared; but chilled margins are locally visible and show abrupt 90° changes of orientation, suggesting that emplacement was controlled by pre-existing structures such as joints. Most sills contain massive diabasic to subophitic meta-gabbro. Rhythmic layering is only rarely observed. The Smith Sill (Horscroft, 1957) is one of the largest sills in the Bruneau member (2×1 km, Fig. 3, boxed 'S' on Fig. 2). The lower contact is not observed. The lowermost exposed 50 m is metapyroxenite (Horscroft, 1957, sample #5006a) with interlocking amphiboles after pyroxene (1-2 mm; 85% of the rock) and abundant secondary calcite. The middle 215 m of the sill is medium-grained metagabbro to meta-gabbronorite (samples #TR0198a, 5111a). This is capped by ca. 495 m of ferrogabbro and quartz diorite (#5115a), with up to 29% guartz (Horscroft, 1957) commonly as cuneiform intergrowths with plagioclase (Fig. 6a). Plagioclase (≤2-3 mm) appears as blades or laths, partly to totally included in the cuneiform intergrowths (≤1 cm). Small chlorite aggregates suggest the former presence of pyroxene. Apatite and pseudomorphs after Fe-Ti oxides may be abundant.

The Cummings Complex

The Cummings Complex is constituted of 3 differentiated sills. Although recognized by Horscroft (1957) and Smith and Allard (1960), it was Duquette (1970, 1976, 1982) who named them: Roberge (≤550 m thick), Ventures (250 to 1000 m thick) and Bourbeau (450–750m thick) and grouped them as the Cummings Complex (from Lake Cummings, Fig. 4). The Cummings stratigraphy as defined by Poitras (1984) from drillcore in the Lake Barlow area (25 km west of Chibougamau) is as follows:

The Roberge Sill is reverse-zoned and contains: (1) a chilled gabbroic margin; (2) a basal pyroxenite; (3) rhythmically-layered dunite, wehrlite and clinopyroxenite; (4) a summital dunite with a sharp contact against overlying host rocks, with no visible chilled margin. The Ventures Sill is normally zoned, with: (1) a basal meso- to adcumulate clinopyroxenite; (2) foliated gabbros that become ophitic to poikilitic up-section; (3) diorite, evolving within a few metres into granophyric rocks. The normally-zoned Bourbeau Sill has: (1) a thin basal websterite; (2) a massive subophitic leucogabbro; (3) a thick ferrogabbro and granophyric quartz ferrodiorite.

Duquette (1982) recognized peridotite at the base of the Bourbeau Sill. McMillan (1972) observed an amalgamated section without a clear intrusive contact between rocks he attributed to the Roberge and Ventures Sills.



Figure 3. Map of Smith Sill. Adapted from Horscroft (1957), with additional data from our fieldwork. The grey box with an 's' marks the location of this Fig. on Fig. 2.





Map of eastern part of the Cummings Complex. Traverses profiles shown by bold line. Samples located off the main columns of Fig. 5 are shown by circles. Mortensen (1993) obtained a U–Pb zircon age of 2716.7 +1.0/-0.4 Ma from a quartz diorite of the Bourbeau Sill. Local peperitic contacts between apophyses of the Roberge and Venture Sills and Blondeau Formation sandstones suggest that the Cummings sills are subvolcanic feeders. However, the genetic links between the Cummings complex extends for 160 km parallel to the structural grain and 43 km across it. Each of the 3 sills can be correlated along-strike, always appear in the same pseudo-stratigraphic order, and they are commonly interpreted to represent a single magmatic event (Horscroft, 1957; Smith and Allard, 1960; Duquette, 1970, 1976, 1982; McMillan, 1972; Allard, 1976; Poitras, 1984; Daigneault and Allard, 1996). Together, these sills contain somewhere between 8 and 15 thousand cubic kilometers of igneous rock, which is equivalent to 3–5 km of lava spread over 50×50 km of area. Considering their probable subvolcanic and dynamic nature, and the amount of material removed by erosion, the total amount of magma associated with this event is likely to have been much greater than the volume calculated above.

A new section through the Cummings Complex in the Chibougamau area

Rocks were mapped along a new roadcut (Fig. 4, Table 1), where 3-D exposures extend for tens of metres and show key relationships. In the mapped section, plutonic rocks are commonly interleaved with metalavas and metasedimentary rocks. Some contacts are intrusive, but many are clearly tectonic, with brittle-ductile to ductile shear zones separating plutonic rocks from host rocks. Kinematic indicators in north-dipping shear zones imply south verging reverse motion (Leclerc *et al.*, 2006, Fig. 4), that locally duplicates the section. Metre scale folds, locally prominent in laminated mudstones and sandstones of the Blondeau Formation, are thought to be associated with the thrusting event. These varied intrusive bodies are attributed to the different Cummings sills on the basis of lithological, petrological, and geochemical signatures (see below), and are used to clarify regional-scale map patterns.

Field relationships and petrography of the measured section

Field relationships and petrography along the measured section are described in more detail in Table 1. The main units along this section are:

R1–R2 The Roberge Sill (0–270 m)

In the R1–R2 sections (Figs. 4 and 5), 4–80 m scale slivers of plutonic rock are interleaved with metalavas of the Bruneau Formation, and with metasedimentary rocks of the overlying Blondeau Formation. Chilled margins imply an intrusive origin, although many contacts are sheared. The plutonic rocks are mostly peridotites and pyroxenites, facies considered typical of the Roberge Sill, in agreement with the map of Simard *et al.*, (2004b). However, as noted by Horscroft (1957), there are also slivers (4–10 m) of gabbro and granophyric gabbro, facies that are unknown from the Roberge Sill as studied by McMillan (1972) and Poitras (1984). Were these gabbroic rocks originally part of a different sill (Ventures or Bourbeau?), now tectonically interleaved with slivers of the Roberge Sill? Or do they represent an evolved facies of the Roberge Sill? Our geochemical data and models (see below) will clarify this issue, suggesting that the Roberge Sill also developed evolved gabbroic and granophyric facies.

R3–R4 The Roberge Sill (535–783 m; not exposed, no samples)

In this interval, the Roberge Sill is not exposed along the new roadcut, and the inferred thickness of 75 m of Roberge peridotite and 183 m of metasedimentary rocks of the Blondeau Formation is based on previous mapping (Richard and Tremblay, 1978; Simard *et al.*, 2004b).

V1–V2 The Ventures Sill (783–1045 m)

Two lobes of the Ventures Sill are exposed in this segment. Both show similar chilled basal contact microgabbros that grade up into coarser pyroxenites and in one case, peridotite. These two lobes may be separate sills, or be a tectonic repetition of the same sill. The gabbroic to granophyric summit of the Ventures Sill is not exposed here.

V3–V4 section (1045–2135 m; poorly exposed)

This schematic section (Fig. 5) is based on previous mapping (Richard and Tremblay, 1978; Simard *et al.* (2004b) and begins with the peridotite described above (1045–1115 m). A topographic depression exposes rocks of the Blondeau Formation (1115–1227 m) and is responsible for the reversal in sequence from: 1) peridotite (1227–1627 m), to 2) clinopyroxenite (1627–1800 m) and 3) gabbro (1800–2075 m). Two samples of the gabbro were collected (#Mc2 and 3), one of which is fine-grained and may represent a frozen liquid (#Mc2).

B1–B2 The Bourbeau sill (2140–2950 m) This 'type' section of the Bourbeau sill was mapped by Duquette (1976, 1982), who recognized: 1) a thin basal peridotite, 2) a leucogabbro, and 3) a quartz ferrodiorite. Samples from a second lobe were collected for comparison (#Mc 5 and 7).





Table 1. Detailed section through the Cummings Complex

Distance (metres)	Lithology	Description	Structure and contact relationships							
R1-R2 The	R1-R2 The Roberge Sill									
0-15	Bruneau Formation	The Bruneau Fm. Dominated by pillowed and massive volcanic rocks with minor lapilli tuff.	Preserved pillow shapes confirm a constant top-to-the-north polarity.							
15-90 (#1070- 1079)	Peridotite	Orange-brown-weathered peridotite ca. 75 m thick. Massive, heterogeneous pyroxene distribution giving the rock a "leopard" texture. Randomly-oriented serpentinite veins (=0.5 cm) crosscut peridotite. Ovoid olivine pseudomorphs (60% ; 0.5-1 mm). Pyroxene pseudomorphs (30% ; =0.5 cm) appear faceted and euhedral, replaced by bastite (Opx-dominant?). The amount of intercumulate material decreases upsection, from ca. 30% (#1078-1075) below 60 m, to < 10% (samples #1074-1071) above.	Lower contact with the Bruneau Fm. not exposed. The top of this part of the section is a 3-m wide shear zone (89 m - 93 m) juxtaposing peridotite & andestic basats. Carbonate — chlorite atteration (#1070) intense near the shear zone, and primary textures in peridotite are overprinted by tremolite-actinolite porphyroblasts. Elliptical olivine and lozenge shaped pyroxene pseudomorphs in the peridotite are reoriented parallel to minor shear zones (#1072-1071).							
90-185	Bruneau Formation	Veins and amygdules filled with carbonates; the abundance of flat dipping veins decreases away from the shear zone.	Sheared upper contact with sedimentary rocks of Blondeau Fm. Pillow lavas of the Bruneau Fm. extend 94 m above the bounding shear zone.							
185-265 BI	ondeau Fm. &	Gabbroic slivers of Roberge sill (#1057-1059; 1060; 10	062; 1064-1066).							
Four slivers interleaved	of white-weath with grey siltsto	ering gabbro, attributed to the Roberge sill on the basis ne and black laminated mudstone of Blondeau Fm.	of geochemical models. Gabbroic sivers are							
197-210 (#1065- 1066)	Subophitic gabbro	Lath-shaped plagioclase pseudomorphs (80-83%, =0.25 mm). Rare Carlsbad twinning. Clinopyroxene pseudomorphs (12-15%, =0.5 mm) faceted and euhedral. Isolated quartz, but no granophyric textures. Intercumulate material is scarce (< 5%) and consists of dark chloritized zones of indeterminate origin.	The lower contact (197 m) is sheared, but lobate gabbro apophyses in the laminated Biondeau mudstones have a peppertic texture and suggest that the gabbro intruded unconsolidated metasedimentary rocks.							
210 - 245	Meta- sedimentary rocks	Blondeau Fm.	Very disturbed with abundant syn- sedimentary folds and intraformational brecclas.							
245-250	Second and third intrusions	Clinopyroxene pseudomorphs coarser, clustered and more abundant (15-50%, =0.5 mm) than in the first gabbro intrusion.	Sheared base. Preserved upper intrusive contact between medium grained pyroxene- rich gabbro (#1064) and rusty altered metasedimentary rocks. In shear zones, pyroxene pseudomorphs become lozenge- shaped and define an S/C fabric indicative of S-directed thrusting. Strongly silicified metasedimentary rocks have millimetre- scale laminations that are disturbed by small listric faults.							
252-260	Gabbro	Chilled micro-gabbroic contact (=0.25 mm, #1062). There is reverse modal grading and an increase in grain size towards coarser (up to 1.5-2 mm) and more pyroxene-rich (up to 35%) gabbro at the top (#1060).	The base of the third intrusion is a beautifully-preserved intrusive contact, with dykelets splaying off the main intrusive mass.							
260-261	Meta- sedimentary rocks	Laminated mudstones between the third and the fourth intrusive bodies.								

Table 1 (suite). Detailed section through the Cummings Complex.

Distance (metres)	Lithology	Description	Structure and contact relationships
261-265 (#1057- 1059)	Fourth intrusive body	A sample collected 20 cm above the contact (#1057 at 261.2 m) shows near-total metamorphic recrystalization, but plagioclase and clinopyroxene pseudomorphs are recognizable (0.05-0.11 mm). Upsection, the gabbro has ophitic clinopyroxene (1.5-2 mm, 35%) and lath-shaped plagioclase (sample #1059 at 262 m). A 2 m thick zone of laminated mudstone with syn-sedimentary folds follows.	A metre-scale finer-grained zone near the base suggests an intrusive contact. The upper intrusive contact is sharp. A fragmented bed of laminated sittstone within mudstone has folds that suggest slumping. The upper contact with the overlying granophyric noritic gabbro is a narrow rusty zone.
265-355 (#1039- 1056)	Granophyric nortic gabbro (ca. 90m thick)	Abundant cuneiform intergrowths of quartz and plagioclase (50-60%, =1.8 mm) are cored by pseudomorphs of well-oriented plagioclase. Clinopyroxene grains are sparse and small (6%, 0.4 mm). In the upper 56 m of the intrusion (299 - 355 m), granophyric noritic gabbro has a more heterogeneous grain size (samples #1039-1047), but is also rich in granophyre. Small quartz aggregates and discrete plagioclase grains also occur. Carlsbad twins and concentric zonations are preserved in plagloclase pseudomorphs. Clinopyroxene (and its pseudomorphs) and orthopyroxene pseudomorphs are euhedral and faceted (12%, =0.4 mm). Clinopyroxene is coarser (=1 mm) and significantly fresher in the last 12 m (343-355 m).	The bwer contact with sedimentary rocks of the Blondeau Formation has a 2 cm – thick aphanitic margin that appears massive and homogeneous in the field, but is micro- granophyric in thin section. The next 34 m ($265 - 299$ m) of section is an equigranular and fine-grained granophyric noritic gabbro (0.4-0.9 mm, samples #1048-1056).
355-370 (#1031- 1038)	Clino- pyroxenite websterite	After a short gap in exposure, 15 m of greenish black pyroxenite contains prismatic cumulus clinopyroxene with common 110 twinning and no preferred orientation. < 5% intercumulate material, now chlorite - carbonate - epidote - titanite. The lower part of the section (355 - 365 m) is coarse-grained and heterogranular (1-6 mm, #1035-1037). Orthopyroxene pseudomorphs are locally present (= 15 %), suggesting that were webstarte layers within the dominant clinopyroxenite. The upper 5 m of section (365 m - 370 m) is finer-grained and more equigranular (= 3 mm, #1033-1031) clinopyroxenite (Fig. 6b).	A narrow shear zone separates the pyroxenite from the overlying peridotite.
370-455 (#1012- 1030)	Peridotite	A thick body of fine grained peridotite (ca. 85m). Serpentinized, ovoid-shaped pseudomorphs after cumulus ofvines (1-3 mm) in the bwer section (370 - 390 m, #1030-1029) and upper section (438 - 455 m, #1022-1012);are corser than olivine (0.4 mm) in the middle of the body (390-438 m, #1028-1023; Fig. 6C). Most intercumulate material is bastite and actinolite after anhedral pyroxenes. Abundant orthopyroxene and clinopyroxene pseudomorphs can be recognized in the upper section (#1015). Rims of primocrysts and intercumulate material contain abundant fine-grained serpentine+magnetite.	A narrow shear zone separates the peridotile from the overlying pyroxenite. Fibrous chrysotyle fills some fractures and shear zones.
455-490: (#1004- 1011)	Clino- pyroxenite	The base is a fresh adcumulate cinopyroxenite (455 - 469 m, #1011-1008, Fig.6d, cinopyroxene =95-99%, =1 cm). Local heterogeneous zones have inequigranular clinopyroxenes and more intercumulate material (=30%). The upper cinopyroxenite (469 - 490 m) homogeneous and finer-grained (#1007-1004), with more intercumulus material (Fig.7a). Clinopyroxenes are prismatic and elongate (80-95%, =3 mm). Intercumulus material (5-20%) is now chlorite, epidote and titanite.	Leucogabbroic injections (=4 cm) crosscut the clinopyroxenile. They are both parallel and perpendicular to the contacts and may represent apophyses from the overlying gabbro; which otherwise shows a gradational contact over 15 cm.

Table 1 (suite). Detailed section through the Cummings Complex.

Distance (metres)	Lithology	Description	Structure and contact relationships
490-535 (#1001- 1003)	Gabbro	Gabbro is greenish grey and of variable grain size. In the lower section (490 - 500 m), euhedral clinopyroxene (10-20%, =4 mm) occurs as clusters (2 cm in pegmatitic patches). Plagioclase pseudomorphs (=2 mm) are zoned (Fig.7b). The upper gabbro (500 - 535 m) is coarser-grained, clinopyroxene pseudomorphs and relicts are prismatic (30%, = 10 mm) and rare orthopyroxene relicts are present. Euhedral plagioclase is zoned and similar to the lower section.	
535-783 (not exposed, no samples)	R3-R4 Roberge Sill	In this interval, the Roberge Sill is not exposed along the new roadcut, and the thicknesses of Roberge peridotite (75 m) and metasedimentary rocks (183 m, Blondeau Fm.) is based on previous mapping.	
V1-V2 The M microgabbrost tectonic repe	Ventures Sill: 7 s that grade up tition of the sam	Two lobes of the Ventures Sill are exposed in this segme into coarser pyroxenites and in one case, peridotite. The ne sill. The gab broic to granophyric top of the Ventures Sill	ent. Both show similar "chilled" basal contact ase two lobes may be separate sills, or be a is not exposed here.
783-797 (#500-503)	Basal pyroxene gabbro	Basal pyroxene-rich micro-gabbro contains elongated and clustered clinopyroxenes (70%, = 2 mm) that enclose smaller plagioclase pseudomorphs (30%, =0.6 mm). The contact gabbro grades into the overlying clinopyroxenite over about 5m.	The base of the Ventures sill has a clear intrusive contact against underlying Blondeau Formation metasedimentary rocks.
797-800 (#505-511; 524)	Clino- pyroxerite	Greenish-grey equigran ular, me dium grained (= 1 mm) clinopyroxenite is cut by serpentine veins. The texture is largely obliterated by alteration.	The lower contacts against gabbro and upper contact with the websterite are gradational.
800-875 (#512-523; 514-525; 527; 5123J).	Pyroxenite to peridotile	Basal websterite (=2 mm) has orthopyroxene pseudomorphs (ca 40%) replaced by bastite; and anhedral clinopyroxene pseudomorphs (ca. 45%), mostly replaced by talc-chlorite. Rocks coarsen and become more ollvine-rich up-section (#5123J is peridotitic), locally with poikilitic orthopyroxene, clinopyroxene or hornblende. The intercumulate phases (15%) are replaced by greenschist facies minerals.	The upper contact with the Blondeau Formation is sheared over 40 cm, but the ductile deformation zone in the websterite is less than 10 cm wide.
875-910	Blondeau Formation	Metasedimentary rocks of the Blondeau Fm. in this section are laminated and silicified dark grey mudstone, grey siltstone and light greenish-grey sandstone. Disseminated pyrite - pyrrhotite gives the surface a rusty color.	
910-922 (#5123G)	Lower contact gabbro	Gabbro is finer-grained within 5 metres of the lower contact, but coarsens upwards (to 5 mm). The gabbro is cut by abundant flat dipping calcite veins (=2 cm).	The intrusive contact with underlying metasedimentary rocks is irregular. The upper contact with the orthopyroxenite is sheared.
922-937 (#5123F)	Homblende- bearing olivine ortho- pyroxenite	Pyroxenite is equigranular (= 2-3 mm, Fig.7c). Orthopyroxene is prismatic. Olivine pseudomorphs are ovoid. Cinopyroxene pseudomorphs are uncommon. Intergranular/poikilitic brown hornblende is abundant (> 15%).	The upper contact with the websterite is sheared.

Table 1 (suite). Detailed Section through the Cummings Complex.

Distance (metres)	Lithology	Description	Structure and contact relationships
937-1000 (#5123D)	Websterite	Websterite is equigranular (=4 mm). Clinopyroxene, some fresh, dominates over orthopyroxene and its pseudomorphs. Igneous (?), pleochroic brown hornblende oikocrysts are abundant (> 5%). Small, turbid prisms after plagioclase (?) are concentrated between coarser pyroxenes.	The uppermost 3 metres of websterite is silicified (with disseminated chalcopyrite + pyrite) where it ladjoins a shear zone that offsets a contact with sheared peridotite.
1000- 1045 (#5123A)	Dunitic peridotite	Pervasively serpentinized peridotite (45 m) is fine to medium-grained, with small ovoid olivine pseudomorphs (85%, 0.1-0.4 mm, Fig.7d), and a few larger phenocrysts. Euhedral clinopyroxene pseudomorphs are subordinate (15%, 2-6 mm).	Both types of pseudomorphs are flattened parallel to the shear zone of the lower contact, where chrysotile and brucite fibers occur. The upper part of the peridotite is also strongly sheared.
1045 - 213	5 V3-V4 sectio	on (poorly exposed).	
B1-B2, Th	e Bourbeau sill		
214-2220 (#5097b, MC5; MC7)	Hom ble nde Ih erzo lite	Hornblende Iherzolite or wehrite is heterogranular and coarse-grained. Orthopyroxene (15-40%) and clinopyroxene (10-25%) pseudomorphs (>1 cm) are replaced by bastite and uralitized. Smaller cumulus olivine pseudomorphs are ovoid (25%, 0.25-1 mm), and also occur as inclusions in poikilitic pyroxenes. Some intercumulate material is replaced by sepentine, chlorite and uralite. Brown igneous hornblende (=25%) forms olkocrysts.	This section is poorly exposed, and the lower contact with the sandstone of the Blondeau Formation is not visible.
2220- 2585 (#5098- 5101)	Gabbro- norite	This thick gabbro-norite is subophitic, equigranular and medium-grained. C umulus plagioclase is saussuritized and pyroxenes are uralitized and chloritized. Intercumulate material is replaced by leucoxene, quartz and epidote with disseminated pyrite-pyrihotite. In the lower half, gabbro may show rhythmic stratification (Duquette, 1976, 1982). Layers show pyroxene-rich bases and plagioclase-rich tops.	The contact with the underlying peridotite is not exposed.
2585- 2950 (#5102- 5103)	Quartz feriogabbio/ feriodiorite	Quartz-ferrogabbro/diorite is as thick as the leucogabbro, with plagioclase and pyroxene pseudomorphs and bluish quartz (= 8 mm, =20%, Duquette, 1976, 1982). The upper part is heterogranular with fine dioritic phases apparently intruding coarser-grained quartz ferrogabbro.	The lower contact against the gabbro is gradational, with an alternation of equigranular gabbro and quartz ferrogabbro over several tens of metres (Duquette, 1976, 1982).



Figure 6. Photomicrographs of the Smith Sill (a) and the Roberge Sill (b-d). All scales 1 mm. a) 5115 Smith Sill quartz ferro-diorite, crossed nicols. Note prominent cuneiform intergrowths of quartz and plagioclase, as well as abundant interstitial quartz. Plagioclase pseudomorphs are turbid (dark rectangles) in this sample. b) 1031 Clinopyroxenite from Roberge Sill, partially crossed nicols. Euhedral clinopyroxene shows a bedding-parallel foliation. c) 1027 Peridotite from Roberge sill, plane light. Small, ovoid olivine pseudomorphs are highlighted by abundant fine-grained magnetite. Note the granules of interstitial pyroxene. d) 1009 Clinopyroxenite from Roberge Sill, crossed nicols. Anhedral mosaic of clinopyroxene pseudomorphs.

Major element chemistry: cumulate nature of rocks

For simplicity, we will largely avoid adding the meta-prefix in what follows, with the understanding that all the rocks are metamorphosed. Many peridotite samples have cumulus textures (Figs. 6c and 7d) and show MgO-enrichment (Fig. 8a) and Al₂O₃-depletion, indicating that they are olivine cumulates (McMillan, 1972; Duquette, 1976, 1982; Poitras, 1984). Pyroxenites also commonly exhibit cumulus textures (Figs. 6b,d, 7a,c), are generally enriched in MgO (Fig. 8a) and depleted in Al₂O₃ (compared to the lavas), and are interpreted to be pyroxene cumulates. The anorthosites from the Doré Lake Complex and its potential extensions on the

East side of the Grenville Front locally occur as well-bedded sequences with over 80% plagioclase, and probably represent feldspar-rich cumulates, although micro-textures are poorly preserved. It is less straightforward to assign a cumulus nature to many of the gabbroic rocks, which show considerable compositional overlap with the lavas (Fig. 8a). However, many gabbros have positive Eu anomalies and are depleted in incompatible elements (see below), suggesting the presence of cumulus plagioclase. Some ferrogabbros have positive Ti anomalies, suggesting cumulus ilmenite/magnetite, and some are enriched in P, suggesting that apatite also became a cumulus phase (McMillan, 1972). Understanding the origin and paleotectonic affinity of most mafic plutonic rocks is extremely difficult, because their chemistry principally reflects the nature and proportions of accumulated minerals when the proportion of melt entrapped in the cumulate framework is small. For this reason, most of the interpretations that follow hinge on the development of model liquid trace element signatures. On the other hand, many of the fine-grained margins and granophyric or ferro-dioritic rocks have major and trace element compositions that are quite similar to Roy Group lavas (see below), and lack the positive element anomalies diagnostic of a cumulus phase. A guasi-frozen-liquid interpretation for these rocks seems plausible, and we will use these putative liquid compositions to anchor some of the models.

Methodology

Bédard (1994, 2001) developed the equilibrium distribution method (EDM) to calculate the composition of trace elements in the liquid from which cumulates formed. Its application requires: a set of trace element crystal/liquid partition coefficients (*D*, Table 2), a whole-rock trace element analysis (Table 3 and e-appendix), a mode (Table 4 and e-appendix), and a value for the trapped melt fraction (TMF). Samples were analyzed at INRS-ETE as described in Bédard (2001).



Figure 7. Photomicrographs of the Roberge Sill (a-b) and the Ventures Sill (c-d). All scales 1 mm. a) 1006 Pyroxenite from Roberge Sill, crossed nicols. Note the greater abundance of intercumulus material compared to sample 1009. b) 1002 Gabbro from Roberge Sill, crossed nicols. Euhedral pyroxene and plagioclase pseudomorphs are separated by abundant intercumulus material. c) 5123f Olivine pyroxenite (?) from Ventures Sill, plane light. Ovoid olivine pseudomorphed by serpentine + magnetite are separated by abundant brown hornblende. A large pyroxene pseudomorph is visible at the bottom. It is not clear if the hornblende is metamorphic, or igneous-deuteric. d) 5123a Dunite cumulate from Ventures Sill, plane light. Note the extremely variable grain size of the cumulus olivine.





a) Cationic Fe vs Mg for whole-rock analyses of plutonic rocks from the Chibougamau area. Points are rock analyses. Lines of constant Fe/Mg are the melt compositions calculated from application of the Fe/Mg exchange coefficient to different minerals. One of the peridotites (marked with a ?) has an anomalously low Mg content and may be a misidentified pyroxenite. The field is from (b) and is for all Chibougamau area lavas. b) Chibougamau area lavas together with lines corresponding to different mineral/melt Fe=Mg exchange coefficients.

Table 2. Example of mineral/melt partition coefficient dataset used in this paper.

	Срх		Plag		Opx		OI		Cte	Mt	Ilm	Ap
D Cs	0.00062	Aliv	0.01949	16	0.0182	62	0.0059	M	0.0001	0.001	0.025	0.0049
DK	0.0123	M	0.10009	15c	0.035	53	0.0059	M	0.0002	0.001	0.085	0.026
D Rb	0.00062	Aliv	0.0096	17	0.0268	avCsK	0.0059	M	0.0001	0.001	0.029	0.0250
D Ba	0.0085	Av	0.149	18a	0.0268	avCsK	0.0033	M	0.0005	0.001	0.0242	0.0962
D Th	0.0225	M	0.0162	37	0.0064	33	0.0346	M	0.001	0.0077	0.105	83
DU	0.0054	Av	0.0279	38a	0.0050	21	0.0479	M	0.001	0.443	0.063	30
D Nb	0.0098	M	0.00328	32a	0.015	Av	0.00491	M	0.01	0.0764	1.62	0.057
D Ta	0.0237	M	0.0309	33	0.0097	29	0.0782	M	0.01	0.171	2.95	0.088
D La	0.100	LM	0.0238	LAn	0.00328	LM	0.00008	LM	0.0006	0.015	0.0027	7.43
D Ce	0.160	LM	0.0360	LAn	0.00552	LM	0.00019	LM	0.0006	0.016	0.0046	10.7
D Pr	0.240	LM	0.0271	LAn	0.0090	LM	0.00043	LM	0.0006	0.018	0.0076	14.0
D Pb	0.290	Av	0.235	20	0.102	97	0.00688	M	0.0006	0.022	0.019	0.058
D Sr	0.0138	Av	1.449	19a	0.0041	60	0.0092	M	0.0006	0.022	0.0026	1.64
DP	0.0411	Av	0.0379	39	0.0369	23	0.012	M	0.0006	0.039	0.0027	ST
D Nd	0.338	LM	0.0111	LAn	0.0142	LM	0.00093	LM	0.0006	0.026	0.0120	16.8
D Sm	0.530	LM	0.0141	LAn	0.0293	LM	0.0031	LM	0.0006	0.024	0.025	18.9
D Zr	0.022	M	0.00048	34b	0.0167	31	0.0319	M	0.015	0.084	0.35	42
D Hf	0.050	M	0.0042	40a	0.0408	32	0.0139	M	0.015	0.076	0.42	89
D Ti	0.213	M	0.0243	8	0.201	15	0.0334	M	0.125	1.49	ST	0.047
D Eu	0.040	M	0.0872	46b	0.0227	42	0.0111	M	0.0006	0.025	0.0028	7.36
D Gd	0.673	LM	0.0223	LAn	0.0510	LM	0.00784	LM	0.0006	0.018	0.0428	17.1
D Tb	0.721	LM	0.0118	LAn	0.0656	LM	0.0119	LM	0.0011	0.019	0.0546	15.2
D Dy	0.747	LM	0.0159	LAn	0.0831	LM	0.0177	LM	0.0015	0.018	0.0683	12.9
DY	0.752	LM	0.0087	LAn	0.0953	LM	0.0222	LM	0.002	0.018	0.0777	11.5
D Ho	0.751	LM	0.0256	LAn	0.102	LM	0.0247	LM	0023	0.018	0.0827	10.8
DEr	0.737	LM	0.0115	LAn	0.121	LM	0.0330	LM	0.003	0.018	0.0971	8.79
DTm	0.711	LM	0.0192	LAn	0.141	LM	0.0423	LM	0.0038	0.018	0.111	7.14
D Yb	0.678	LM	0.0039	LAn	0.160	LM	0.0521	LM	0.0045	0.018	0.125	5.80
D Lu	0.642	LM	0.0038	LAn	0.177	LM	0.0621	LM	0.0045	0.018	0.137	4.75
D Ga	0.381	M	0.47	25a	0.192	95	0.103	Av	5.52	3.42	0.179	0.28
D Cr	5.00	M	0.0131	23	4.78	79,80	1.26	M	500	39.6	8.9	9
D Co	1.82	M	0.0333	29	2.56	84,85	5.52	M	4	8.56	2.24	0.170
D Ni	0.860	M	0.0162	24	2.69	87	21.8	HD	10	27.1	9.73	0.06
D Cu	0.165	Aliv	0.00026	30	0.050	Ass	0.11	Ass?	1	0.248	3.16	0.28
D Zn	1.24	S	0.0068	31	1.95	88,89	1.74	M	4	4.77	0.59	1.79
DV	0.49	M	0	27	0.453	91	0.15	Ass.	10	0.64	10.3	0.022
D Sc	1.11	M	0.00106	28	1.068	81,83	0.29	M	0.1	1.10	1.91	0.0258

Cpx = clinopyroxene, Plag = plagioclase, Opx = orthopyroxene, OI = olivine, Cte = chromite, Mt = magnetite, IIm = ilmenite, Ap = apatite. The *D* values are appropriate for a system corresponding to rock #5064-6, with molar An=0.709, clinopyroxene Al^{iv} = 0.04, and melt MgO = 5.47 and SiO₂=53.6 wt.%. Columns to the right of the *D* values indicate the way that *D* was calculated. The numbers in these columns correspond to the equation numbers in Bédard (2005, 2006a, 2007). *M* = calculated from melt MgO, *S* = from melt SiO₂, Al^{iv} = from Cpx Al^{iv}, Av. = average, Ass = assumed, ST = using stoechiometry. LM and L_{An} indicate that the *D* for REE and Y were smoothed using the lattice strain model of Blundy and Wood (1994), with melt MgO or An-content as inputs. HD = calculated using the equation of Hart and Davis (1978: D_{Ni} = 124/(MgO)-0.9). Chromite *D* values are modified from Bédard (1999). Zircon *D* values are from the compilation of Bédard (2006b). *D* values for ilmenite, magnetite, and apatite are from unpublished compilations and regressions.

Table 3. Representative analyses.

	DLC	RS	VS	Rober	ge Sill	Ventur	es Sill	Bourbea	u Sill	
	LG	GB	CM	PD	PX	GB	PD	PX	PD	GN
#	3001a	5064-6	500	1027	1007	1001	5123a	5123d	5097b	5098
SiO,	48.3	50.4	55.8	42.6	48.9	52.8	41.0	49.6	42.4	49.7
TiO,	0.20	0.69	1.36	0.20	0.75	1.78	0.18	0.80	0.55	0.50
Al ₂ O ₃	18.7	18.4	14.6	1.22	4.95	14.0	1.31	12.1	6.24	15.2
FeO t	8.58	10.9	12.9	17.6	12.3	12.8	16.7	10.9	19.7	8.46
MnO	0.14	0.18	0.18	0.21	0.20	0.17	0.22	0.18	0.24	0.15
MaO	9.40	5.45	5.37	36,9	15.6	5.66	39.3	10.8	27.2	9.63
CaO	12.9	12.1	7.30	1.35	17.2	8.62	1.34	13.9	3.27	14.8
NaO	1.82	1.90	2.18	0.03	0.23	3.89	0.03	1.40	0.36	1.32
κó	0.12	0.01	0.18	<dl< td=""><td>0.01</td><td>0.16</td><td>0.02</td><td>0.19</td><td>0.06</td><td>0.28</td></dl<>	0.01	0.16	0.02	0.19	0.06	0.28
BO.	<dl< td=""><td><dl< td=""><td>0.14</td><td><dl< td=""><td><dl< td=""><td>0.10</td><td><dl< td=""><td>0.06</td><td><dl< td=""><td><dl< td=""></dl<></td></dl<></td></dl<></td></dl<></td></dl<></td></dl<></td></dl<>	<dl< td=""><td>0.14</td><td><dl< td=""><td><dl< td=""><td>0.10</td><td><dl< td=""><td>0.06</td><td><dl< td=""><td><dl< td=""></dl<></td></dl<></td></dl<></td></dl<></td></dl<></td></dl<>	0.14	<dl< td=""><td><dl< td=""><td>0.10</td><td><dl< td=""><td>0.06</td><td><dl< td=""><td><dl< td=""></dl<></td></dl<></td></dl<></td></dl<></td></dl<>	<dl< td=""><td>0.10</td><td><dl< td=""><td>0.06</td><td><dl< td=""><td><dl< td=""></dl<></td></dl<></td></dl<></td></dl<>	0.10	<dl< td=""><td>0.06</td><td><dl< td=""><td><dl< td=""></dl<></td></dl<></td></dl<>	0.06	<dl< td=""><td><dl< td=""></dl<></td></dl<>	<dl< td=""></dl<>
Ma#	0.52	0.33	0.29	0.68	0.56	0.31	0.70	0.50	0.58	0.53
LOI	4.10	4.48	3.60	10.6	2.30	2.53	12.2	2.55	8.48	2.93
Cr	816	47	63	2331	1585	80	558	1155	2581	873
Co	53	48	43	141	69	48	156	53	98	42
Ni	165	43	46	1941	337	89	2268	174	576	139
Cu	7.8	187	260	65	239	63	25	108	34	38
Zn	52	117	91	66	56	84	64	98	176	72
Sc	33.5	37.0	36.2	10.8	43.8	18.8	8.69	44.2	19.9	40.5
V	129	227	251	44.6	177	286	40.1	200	128	148
Cs	0.076	0.137	<dl< td=""><td>0.044</td><td><dl< td=""><td><dl< td=""><td><dl< td=""><td><dl< td=""><td>0.403</td><td><dl< td=""></dl<></td></dl<></td></dl<></td></dl<></td></dl<></td></dl<>	0.044	<dl< td=""><td><dl< td=""><td><dl< td=""><td><dl< td=""><td>0.403</td><td><dl< td=""></dl<></td></dl<></td></dl<></td></dl<></td></dl<>	<dl< td=""><td><dl< td=""><td><dl< td=""><td>0.403</td><td><dl< td=""></dl<></td></dl<></td></dl<></td></dl<>	<dl< td=""><td><dl< td=""><td>0.403</td><td><dl< td=""></dl<></td></dl<></td></dl<>	<dl< td=""><td>0.403</td><td><dl< td=""></dl<></td></dl<>	0.403	<dl< td=""></dl<>
Rb	1.9	0.076	2.4	0.126	0.100	2.4	0.97	2.8	2.2	6.1
Ba	29.4	9.50	70	<dl< td=""><td>9.70</td><td>93</td><td>1.80</td><td>39.5</td><td>5.20</td><td>43.1</td></dl<>	9.70	93	1.80	39.5	5.20	43.1
Sr	129	292	396	1.90	27.1	288	3.50	308	5.90	174
Th	0.044	0.109	3.24	<dl< td=""><td>0.182</td><td>0.915</td><td>0.065</td><td>0.247</td><td>0.158</td><td>0.134</td></dl<>	0.182	0.915	0.065	0.247	0.158	0.134
U	0.074	<dl< td=""><td>0.715</td><td><dl< td=""><td>0.032</td><td>0.210</td><td><dl< td=""><td>0.075</td><td>0.045</td><td>0.025</td></dl<></td></dl<></td></dl<>	0.715	<dl< td=""><td>0.032</td><td>0.210</td><td><dl< td=""><td>0.075</td><td>0.045</td><td>0.025</td></dl<></td></dl<>	0.032	0.210	<dl< td=""><td>0.075</td><td>0.045</td><td>0.025</td></dl<>	0.075	0.045	0.025
Nb	0.113	1.52	10.5	0.40	2.13	7.04	0.46	2.36	1.49	1.24
Та	<dl< td=""><td>0.086</td><td>0.654</td><td><dl< td=""><td>0.115</td><td>0.428</td><td>0.042</td><td>0.162</td><td>0.105</td><td>0.086</td></dl<></td></dl<>	0.086	0.654	<dl< td=""><td>0.115</td><td>0.428</td><td>0.042</td><td>0.162</td><td>0.105</td><td>0.086</td></dl<>	0.115	0.428	0.042	0.162	0.105	0.086
Zr	5.39	36.1	123	10.2	44.3	115	8.85	52.1	28.5	28.6
Hf	0.155	1.02	3.25	0.20	1.06	2.93	0.240	1.42	0.818	0.807
Y	5.18	16.6	29.2	2.78	14.1	24.6	2.65	20.4	12.5	13.0
La	0.681	1.49	19.2	0.57	3.91	10.2	0.381	2.69	1.86	3.04
Ce	<dl< td=""><td>3.80</td><td>40.8</td><td>0.89</td><td>9.31</td><td>25.7</td><td>0.531</td><td>6.35</td><td>4.51</td><td>6.35</td></dl<>	3.80	40.8	0.89	9.31	25.7	0.531	6.35	4.51	6.35
Pr	0208	0.697	4.95	0.22	1.48	3.74	0.166	1.06	0.74	0.954
Nd	1.26	3.97	19.9	1.29	7.05	17.5	1.01	5.87	4.09	4.37
Sm	0.507	1.37	4.30	0.36	2.04	4.32	0.406	1.99	1.28	1.13
Eu	0.305	0.576	1.39	0.12	0.598	1.47	0.129	0.831	0.423	0.586
Gd	0.698	1.889	4.62	0.42	2.35	4.61	0.417	2.69	1.72	1.70
Tb	0.138	0.372	0.759	0.08	0.401	0.753	0.076	0.472	0.304	0.307
Dy	0.832	2.611	4.61	0.47	2.53	4.46	0.500	3.13	1.91	2.06
Но	0.226	0.520	0.910	0.09	0.473	0.822	0.100	0.670	0.397	0.438
Er	0.626	1.615	2.73	0.23	1.26	2.23	0.271	2.01	1.25	1.27
Tm	0.089	0.240	0.382	0.03	0.170	0.293	0.032	0.278	0.168	0.180
Yb	0.511	1.606	2.49	0.21	1.05	1.88	0.220	1.93	1.134	1.155
Lu	0.073	0.245	0.370	0.03	0 142	0 263	0.038	0.278	0.178	0.169

DLC = Doré Lake Complex, RS = Roy Group Sill, VS = Ventures Sill, LG = Leucogabbro, GB = Gabbro, CM = Chilled Margin, PD = Peridotite, PX = Pyroxenite, GN = Gabbro-norite. LOI = loss on ignition. Major elements normalized volatile-free, all iron as Fe₂O₃.

Table 4.	Representative	results of	finverse	modeling.
----------	----------------	------------	----------	-----------

	DLC	RS	Roberge Sill		Sill	Ventur	es Sill	Bourbeau Sill		
	LG	GB	PD	PX	GB	PD	PX	PD	GN	
#	3001a	5064-6	5098	5097b	1001	1027	1007	5123A	5123D	
SiO ₂	49.57	53.60	50.67	51.10	54.73	49.57	50.53	49.57	51.10	
MgO	7.74	5.47	7.84	7.00	5.09	10.0	8.11	10.0	7.00	
An mo	0.713	0.709	0.720	0.809	0.361	0.920	0.854	0.897	0.657	
Al ^w	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	
TMF	0.1	0.4	0.2	0.35	0.4	0.2	0.2	0.15	0.3	
Cs	0.5/3	0.336	0408	1.146	2470	0.220	440	142	FEG	
Dh	4809	0 100	20 1	6 24	24/9	0.620	440	642	9.06	
RD	10.0	0.109	125	14.9	126	0.020	46.9	12.0	106	
ТЬ	0.224	20.0	0.599	0 442	1 07		40.9	0.428	0 772	
11	0.617	0.200	0.114	0.124	0.465		0.157	0.420	0 240	
Nh	0.891	3 76	5.66	4 25	14.5	1 983	10.4	3.05	7.54	
Та		0.207	0.322	0.272	0.950		0.549	0.236	0.492	
La	4.23	3.475	11.9	5.33	20.9	2.85	14.9	2.54	7.69	
Ce		8.51	23.7	12.9	51.9	4.44	31.1	3.54	17.3	
Pr	1.197	1.52	3.35	2.11	7.38	1.08	4.24	1.108	2.73	
Sr	98.3	297	167	16.7	138	9.43	128	23.1	397	
P					993				764	
Nd	6.87	8.42	14.3	11.7	33.5	6.46	17.3	6.71	14.1	
Sm	2.49	2.67	3.27	3.65	7.89	1.78	3.87	2.68	4.21	
Zr	50.0	89.1	137	78.6	267	49.0	204	55.7	167	
Hf	1.24	2.47	3.58	2.29	6.48	0.949	4.50	1.527	4.38	
Ti	5755	9200	10033	8831	15584	5193	13402	5967	12353	
Eu	1.00	1.30	1.64	1.19	2.47	0.582	2.70	0.831	2.15	
Gd	3.18	3.47	4.52	4.87	8.15	2.09	3.78	2.71	5.23	
Tb	0.611	0.677	0.790	0.854	1.32	0.379	0.613	0.48	0.890	
Dy	3.63	4.70	5.21	5.33	7.80	2.25	3.75	3.14	5.84	
Y	22.5	30.0	32.8	34.4	43.2	13.2	20.8	16.4	31.1	
Ho	0.980	0.928	1.10	1.09	1.45	0.423	0.695	0.610	1.24	
Er	2.12	2.93	3.22	3.41	3.90	1.08	1.80	1.02	3.73	
1 m	0.389	0.436	0.459	0.450	0.521	0.119	1.62	1.12	0.522	
	0.326	2.99	0.447	0.458	0.487	0.913	0.228	0.205	0.539	
Cr	0.320	23.6	397	2460	54.5	307	456	638	552	
Co	76.1	617	46.9	30.5	57 3	50 9	48 2	54 3	35 1	
Ni	70.1	74.0	206	51 1	82 1	207	412	229	61.2	
Cu	57.5	432	151	79.5	137	220	716	104	290	
Zn	103	180	110	135	126	57	59	57	111	
V	544	456	414	286	463	107	365	145	421	
Sc	89.9	59.6	74.0	39.0	30.0	30.2	48.6	27.3	64.2	
Residu	al Mode									
Срх	0.165	0.2	0.29	0	0.175	0	0.8	0	0.35	
Орх	0.165	0	0.11	0	0	0	0	0	0.0215	
Plag	0.57	0.4	0.4	0	0.415	0	0	0	0.100	
OI	0	0	0	0.65		0.79	0	0.85	0.130	
Cte	0	0	0	0	0	0.01	0	0	0	
Ilm	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0	
Adjust	ed CIPW	norm								
Срх	0.19	0.185	0.34	0.13	0.25	0.03	0.7	0.05	0.35	
Opx	0.19	0.185	0.16	0.07	0.05	0.26	0.05	0.1	0.16	
Plag	0.62	0.59	0.5	0.15	0.54	0.04	0.15	0.03	0.409	
OI	0	0	0	0.65	0	0.67	0.1	0.82	0.06	
Cte	0	0 0		0	00		00		0	
Mt	0	0.01	0	0	0.02	0	0	0	0.01	
llm	0	0.01	0	0	0.04	0	0	0	0.01	
Ар	0	0	0	0	0	0	0	0	0	

The SiO₂ and MgO are the melt compositions calculated as discussed in the text. Al^{iv} is the clinopyroxene tetrahedral Al-content, An is the normative molar anorthite content of plagioclase. TMF = trapped melt fraction. The residual mode is the one used for the model, after backstripping. The adjusted norm is the initial mode derived from the CIPW norm, corrected for exsolution and minor elements.

Estimation of major element melt composition in equilibrium with cumulates

To calculate many of the *D* values it is necessary to estimate melt SiO₂ and MgO contents (see below). One way to infer the abundance of MgO in the melt is by applying the Fe=Mg exchange coefficient (Kd) to analyses of fresh clinopyroxene from McMillan (1972), which have Fe/Mg from 0.54 to 3.13 in Cummings gabbros; from 0.18 to 0.4 in pyroxenites; and 0.22 in a wehrlite. A compilation of experimental data from the literature indicates that most basaltic melts have clinopyroxene-melt Kds of *ca.* 0.28 (Fig. 9). Applying this value of Kd to Cummings clinopyroxenes yields melt Fe/Mg of 1.9–11.2 for gabbros, 0.64 to 1.43 for pyroxenites, and 0.79 for the wehrlite. If the Fe/Mg ratio of these calculated melts are compared with the distribution of Roy Group lava compositions (Fig. 8b), the intersections imply that: 1) the (post-cumulus) clinopyroxene in the peridotite analyzed by McMillan (1972) crystallized from a melt with about 7 wt% MgO; 2) the cumulus clinopyroxene in the pyroxenites formed from melts with MgO between 7 and 5 wt.%; and 3) the gabbros formed from melts with MgO less than 4.5 wt%.



Figure 9. Range of values of experimental clinopyroxene/melt Fe=Mg exchange coefficients from the literature (Bédard, ms in preparation). Note that most liquids with MgO between 5 and 10 wt.% have Kds of *ca.* 0.28.

There is no fresh olivine in these rocks, but the composition of cumulus olivine can be inferred from the distribution of whole-rock analyses of peridotite on a cationic Fe vs Mg plot (Cawthorn *et al.*, 1992). The most magnesian analyses from the Cummings complex are olivine-rich cumulates that plot very close to the composition of Fo₈₃ olivine; and this is inferred to be the composition of the dominant cumulus phase in these rocks. The trend away from this olivine pole would point towards the composition of entrapped basaltic melt, and provides an estimate of the trapped melt content of <20% through application of the lever rule. If the Roeder and Emslie (1970) Fe=Mg Kd of 0.3 is applied to these Fo₈₃ olivines and compared to Roy Group lavas (Fig. 8b), the intersections suggest that the most magnesian melts had MgO of about 9–10 wt.% (= 11–13 cation%), similar to the composition of the most magnesian Roy Group lavas (Fig. 10b). A 2nd cluster of less magnesian peridotites (which also contain abundant pyroxene), seem to show a trend towards less magnesian olivine of about Fo₇₅, and are typically less enriched in Ni. If these represent simple olivine+melt mixtures, then the intersections imply accumulation from a more evolved melt with about 7 wt.% MgO. However, these may be olivine+pyroxene cumulates, and so this estimated MgO-content remains uncertain.

To summarize, application of Kd data to clinopyroxenes, and deductions from the distribution of data on cationic Fe–Mg plots (Fig. 8), suggest that peridotites formed from melts with *ca.* 10% MgO, pyroxenites from melts with MgO between *ca.* 7 and 5 wt.%; while gabbros formed from melts with MgO less than 5 wt.%. To allow calculation of MgO from the rock analyses, the inferred values of 10% and 7% MgO of the two groups of Cummings peridotites were plotted against whole-rock mg# (molar); as were the analyses of rocks inferred to be frozen liquids (Fig.10a). These data form a roughly colinear array, and a simple regression was computed (slope = 11.69; intercept = -0.2388), allowing melt MgO to be approximated from the measured molar mg#. Although only a rough approximation (±2 wt.% MgO), these are probably accurate enough to constrain *D* values for the pyroxenites and gabbros. The above-mentioned values of 10% MgO (samples 1013, 1018, 1027, 1071, 1075, 1079, 5123A) and 7% MgO (MC5, MC7, 2004b, 5097b, 5123F, 5123J) were used to calculate *Ds* for the Cummings peridotites.

Analyses of SiO₂ were plotted against MgO for all upper Roy Group lavas (Fig. 10b). Although there is considerable scatter (all data were included, including strongly altered rocks), basalts show a trend of shallowly increasing SiO₂ down to about 6% MgO, which was regressed to yield a slope = -0.51 and an intercept of 54.67. Below 6% MgO, Roy Group lavas show silicaenrichment, but are too scattered to regress. A line was fit by eye, with a slope of -3 and an intercept of 70. These two lines intersect at MgO = 6.145%. If we assume that melts in the sills were similar to Roy Group lavas (see below), then these equations allow melt SiO_2 to be calculated from melt MgO with an accuracy of *ca.* ±5 wt.% SiO_2 . It will be shown below that the inaccuracy of these estimates of melt composition is less than the uncertainty in the estimates of *D* values.





MgO vs. whole-rock Mg/(Mg+Fet) (mg#) for Chibougamau area plutonic rocks studied here. Circles represent probable liquid compositions, while the rectangles are inferred values calculated from Fig. 8b. The grey line is the regression allowing melt MgO to be calculated from whole-rock mg#. b) SiO₂ vs. MgO wt.% for Chibougamau area lavas, with the two fitted lines allowing melt SiO₂ to be estimated.

Calculation of partition coefficients

Values of *D* for olivine and orthopyroxene were calculated using the equations in Bédard (2005, 2007), respectively, using the melt SiO₂ and MgO contents as calculated above. The An-content of plagioclase is needed to calculate *Ds* for plagioclase using the equations in Bédard (2006a). These were calculated from a normalized, volatile-free CIPW norm, assuming Fe³⁺/Fe total = 0.1. Normative An-contents may be perturbed by Ca- or Na- metasomatism during greenschist facies hydrothermal metamorphism. To verify this possibility, normative An was plotted against whole-rock mg# (molar Mg/(Mg+Fe total)). Overall, the rocks show a coherent (albeit scattered) trend (Fig. 11); and the normative An-contents are considered sufficiently accurate to allow calculation of plagioclase *Ds*. As shown below, even substantial inaccuracy in the estimate of the An content (13 mol%) does not significantly impact on the model solutions. Temperature must also be known to allow plagioclase *Ds* to be calculated. For rocks that contain plagioclase in the inverse models, these were estimated from Eq. (5a) in Bédard (2006a), using the calculated melt MgO content.



Figure 11. Normative (molar) An-content vs. whole-rock MgO for plutonic rocks studied here. Note the relatively coherent distribution of data.

Clinopyroxene, ilmenite, magnetite, apatite and zircon partitioning data were compiled from the literature and values of *D* were regressed against MgO or SiO₂ in the liquid (mss in preparation). Where data were too sparse or scattered, simple averages were computed. The D_{REE-Y} (REE = rare earth elements) data were also modeled to derive values of *E*, r_0 and D_0 , allowing application of the Lattice Strain Model of Blundy and Wood (1994) as a smoothing function. Values of D_{REE} for ilmenite and magnetite are low, and have little impact on the model REE contents. A few *D* values for clinopyroxene are based on a parameterization against clinopyroxene Al^{iv}-content. Data in McMillan (1972) show that average Al^{iv} in pyroxenite is 0.05, in gabbro it is 0.04 and the single wehrlite analyzed has Al^{iv}=0.04; and these values were used in the inverse models for pyroxenites, gabbros + granophyre, and peridotites (respectively). ^{Clinopyroxene/melt}D_{REE-Y} values were constrained from regressions against melt MgO content, smoothed and fit with the Lattice Strain Model, in a manner similar to Bédard (2007).

Calculation of modal assemblages

Modes were estimated from adjusted CIPW norms (see Bédard, 2001 for the method). Small proportions of orthoclase were added to plagioclase, pyroxene modes were redistributed to compensate for exsolution, and small amounts of normative chromite, ilmenite and magnetite were distributed among the dominant ferromagnesian silicates. Where abundant magnetite, ilmenite or apatite are present in the norm, a cumulus origin was inferred and integrated into the inverse models. Thin sections were used to guide the modal reconstruction where available. In some cases, the rock chemistry was so seriously perturbed by greenschist facies metamorphism that the proportions of quartz, olivine/orthopyroxene; and clinopyroxene/orthopyroxene inferred from norms are probably inaccurate, since norms are easily affected by changes of SiO2, Na2O and CaO, which are mobile elements (Maclean, 1988, 1990; Barrie et al., 1999; Teagle and Alt, 2004). As shown below, variations of the olivine/orthopyroxene ratio have only a minor impact on the computed melt trace element distribution because of the general similarity of orthopyroxene and olivine D profiles and values. However, the situation is more serious when considering the relative proportions of orthopyroxene and clinopyroxene, since these two minerals have radically different partitioning behaviour. Thin sections were not available for all rocks, while many of the ones for which thin sections were available are so seriously recrystallized that it is not generally possible to discriminate orthopyroxene from clinopyroxene. In some of the models where the mineral textures did not allow any constraint on orthopyroxene/clinopyroxene ratios, the relative proportions of these minerals were changed arbitrarily to improve the fits (these few cases are noted in the text or captions).

Equations for the Equilibrium Distribution Method (EDM)

The basis of the Equilibrium Distribution Method (EDM, Bédard, 1994) is a mass balance equation that reconstructs the composition of the melt from which the cumulus minerals were derived, at the point where this assemblage of cumulates + trapped melt was sealed off from the main body of magma and became a closed system. It is assumed that equilibrium prevailed; that most of the intercumulus melt was quickly expelled from the cumulus framework at near liquidus temperatures (before it could differentiate significantly); that melt entrapped in the pores of the cumulate framework crystallized in situ; and that there are no complicating post-cumulus percolation or metasomatic effects. If these assumptions hold true, the EDM yields the trace element composition of the melt from which the crystals accumulated.

The mass-balance equation (Eq. (2a)) expresses the concentration of an element 'i'= in the cumulate rock as the sum of the products of the modal proportions φ (weight equivalents as fractions of 1) times the concentrations (*C*) of element 'i' in the constituent minerals and the trapped melt (tm). An ilmenite-bearing gabbro-norite is used as an example, but the equation can be expanded or shortened to accommodate any number of phases (plag = plagioclase, opx and cpx are ortho- and clino-pyroxene, ilm = ilmenite)

$$C_i^{\text{rock}} = (\phi^{\text{cpx}} C_i^{\text{cpx}}) + (\phi^{\text{opx}} C_i^{\text{opx}}) + (\phi^{\text{plag}} C_i^{\text{plag}}) + (\phi^{\text{ilm}} C_i^{\text{ilm}}) + (\phi^{\text{tm}} C_i^{\text{melt}}) (2a)$$

By definition:

$$C_{i}^{cpx} = C_{i}^{plag} \left(\stackrel{cpx/melt}{D}_{i} / \stackrel{plag/melt}{D}_{i} \right) = C_{i}^{opx} \left(\stackrel{cpx/melt}{D}_{i} / \stackrel{opx/melt}{D}_{i} \right)$$

$$= C_{i}^{ilm} \left(\stackrel{cpx/melt}{D}_{i} / \stackrel{ilm/melt}{D}_{i} \right)$$
(3)

Substituting equations of this type (Eq. (3)) into Eq. (2a) and reorganizing allows the equilibrium distribution of trace elements among the constituent minerals to be calculated. Setting the

crystal/liquid partition coefficient >D = for the trapped melt at 1, then the equation has this form for the clinopyroxene solution, with φ tm as the only unknown:

$$C_{i}^{cpx} = C_{i}^{rock} / \{ \phi^{cpx} + (\phi^{opx opx/melt} D_{i} / c^{px/melt} D_{i}) + (\phi^{plag plag/melt} D_{i} / c^{px/melt} D_{i}) + (\phi^{tm} / c^{px/melt} D_{i}) \}$$
(4a)

This equation yields the clinopyroxene trace element content, and division by the partition coefficient $\binom{cpx/melt}{D}$, yields the concentration of the element in the coexisting equilibrium liquid $(C_i^{melt} = C_i^{cpx} / cpx/melt D_i)$.

This methodology works well for trace elements, but the equations cannot be applied when elements are essential structural constituents, such as TiO_2 in ilmenite, P_2O_5 in apatite and ZrO_2 in zircon. If these minerals are present as cumulus phases, Eqs. (2a) and (4a) can be modified by extracting the essential constituent from the right-hand term, allowing concentrations of Ti, P and Zr to be calculated. Only the Ti equation for an ilmenite-bearing assemblage is shown as an example.

$$C_{Ti}^{\text{rock}} - (\phi^{\text{ilm}} C_{Ti}^{\text{ilm}}) = (\phi^{\text{cpx}} C_{Ti}^{\text{cpx}}) + (\phi^{\text{opx}} C_{Ti}^{\text{opx}}) + (\phi^{\text{plag}} C_{Ti}^{\text{plag}}) + (\phi^{\text{tm}} C_{Ti}^{\text{melt}})$$
(2b)

Substitution and rearrangement now yields a modified Eq. (4b):

$$C_{Ti}^{cpx} = \{C_{Ti}^{rock} - (\phi^{iim} C_{Ti}^{iim})\}/\{\phi^{cpx} + (\phi^{opx} o^{px/iid} D_{Ti})^{cpx/iid} D_{i}\}$$

$$+ (\phi^{plag \ plag/melt} D_{Ti})^{cpx/melt} D_{Ti}) + (\phi^{tm})^{cpx/lid} D_{Ti}\}$$
(4b)

A value of 305,744 ppm Ti was used for ilmenite (=51 wt.% TiO₂), 178,933 ppm P for apatite (= 41 wt.% P_2O_5) and 488,600 ppm Zr for zircon (=66 wt.% ZrO₂). The whole-rock TiO₂, P_2O_5 and ZrO₂ budgets limit the amounts of ilmenite, apatite and zircon in the models.

Modal backstripping

To preserve mass, a proportion of minerals equivalent to the trapped melt fraction (TMF) needs to be subtracted from the solid assemblage. This backstripping of the solid assemblage is conceptually identical to non-modal melting, leaving a residual mode complementary to the model melt. As backstripping progresses, solid phases disappear in sequence, and so the melting mode must be changed accordingly. The melting modes used here are either experimentally determined cotectic proportions, or approximations derived from phase proportions in common cumulate rocks (see Table e2 in Bédard, 2001). Where a cumulus origin is inferred for magnetite, ilmenite or apatite, more complex oxide–apatite melting modes were used to calculate the residual mode. A cotectic proportion of 0.1 was assumed for both magnetite and ilmenite, and 0.08 for apatite, with the better known proportions of the silicate phases being reduced by dilution. Other assumptions and detailed procedures were discussed in Bédard (1994, 2001).

The point of disappearance of minor silicate, phosphate or oxide phases during backstripping was used to constrain the TMF for many models, reasoning that when the solid assemblage is simplified (to *e.g.* dunite cumulate + trapped melt), this provides a reasonable (although non-unique) estimate of the TMF. For models that did not yield well-constrained end-points during backstripping, comparison with locally-occurring lavas or chilled margins allows an approximate, albeit empirical match to be obtained for most rocks. A third way of approximating TMF is by comparing different models from the same sill; since the melt composition and residual porosity is likely to be similar in most parts of small intrusions.

Error analysis

As the reader has no doubt gathered, there are many uncertainties involved in applying this methodology, which are compounded when dealing with metamorphosed rocks. On the other hand, there is no other way to estimate melt trace element contents in meta-cumulates. To test the validity of conclusions based on the EDM, values of the input parameters were varied so as to constrain their effects on model melt compositions. The error analysis shows that uncertainty in the absolute values of the trace element contents in the model melts mainly reflects uncertainty about the true value of the trapped melt fraction and, in a few cases, uncertainties in the clinopyroxene mode (Bédard, 1994). However, the shapes of normalized trace element profiles (spidergrams) are much less sensitive to the uncertainties in the method. Examples will be shown as the different models are presented, demonstrating that for most cases, the

uncertainties in the input parameters do not invalidate the models. Corroboration is provided in some cases by comparing models to chilled margins or frozen liquid compositions from the same sills. We conclude that the EDM allows reliable trace element fingerprinting and can be used to group plutonic rocks into cogenetic suites.

Results of trace element inversion modeling

In these N-MORB normalized profiles, only elements considered 'immobile' during greenschist facies metamorphism are plotted. All plots are normalized to canonical Sun and McDonough (1989) NMORB. The relative 'flatness' of the model profiles must be considered in this context, since a flat N-MORB-normalized profile would be a depleted chondrite-normalized profile. Note that in this paper, the term 'calc-alkaline' is used descriptively, and should not be taken as a synonym of 'arc-related' (*e.g.* see Bédard, 2006b; Pearce, 2008).

The Doré Lake Complex (DLC)

The objectives here are threefold: a) to characterize this intrusion; b) to determine if anorthosite rafts across the Grenville Front are correlative; and c) to evaluate the uncertainties associated with applying the EDM to feldspar-dominated rocks.

Fig. 12a illustrates how the EDM is applied to DLC sample #3001a, and the associated uncertainties for computed model melts. Sample #3001a is a massive meta-leucogabbro. Although textures are obliterated, the norm suggests both pyroxenes were present. The rock is extremely depleted in most incompatible elements, but does not contain detectable Cr. The rock's profile (rectangles and lowermost heavy curve of Fig. 12a) has a positive Eu anomaly that suggests the presence of cumulus plagioclase, while the high Sc content suggests the presence of cumulus plagioclase, while the high Sc content suggests the presence of cumulus pyroxene. The favoured EDM model melts (black circles) have fairly flat N-MORB-normalized incompatible element profiles, with slight LREE-enrichment, marked Th-enrichment, and a prominent negative Nb anomaly. In contrast, microgabbro #3001b (heavy dashed line) is strongly fractionated, shows strong LREE-Th-enrichment, and a prominent negative Nb-Ta anomaly. Model melts calculated from #3001b would have implausibly high concentrations, suggesting that this fine-grained rock (#3001b) may be a 'frozen' liquid.



Figure 12. Doré Lake Complex (DLC) trace element profiles normalized to N-MORB of Sun and McDonough (1989, valid for all normalized profiles). a) Sample #3001b, a fine-grained near-melt composition, shows a fractionated signature. Sample #3001a, a meta-leucogabbro, has a flat, depleted signature. Model melts (circles) at different assumed trapped melt fractions are shown. Error bars on the 10%TMF model (black circles) show 1 standard deviation on the propagated uncertainties of the regressions of the D values for plagioclase from Bédard (2007). The grey symbol shows the propagated effect of different values in the melt MgO, SiO₂ and the An-content of plagioclase. b, c) Shows a variety of DLC models compared to prominent melt types in the Chibougamau area. The DLC models closely resemble calcalkaline magma types, except for border pyroxenite #631819. d) Model melts from meta-anorthosite rafts in the Grenville para-autochton. Note their similarity to the DLC model melts (grey field).

Fig. 12a also illustrates the effects of varying the assumed trapped melt fraction (TMF). Note how increasing TMF from 10 to 20% (open circles) yields a modest decrease in the calculated concentrations of most incompatible elements, but does not significantly change the profile shape. Error bars on the 10%TMF model illustrate the impact of uncertainty in plagioclase *D* values (from Bédard, 2007). For D_{REE} these are maximum errors, since the error-bars show the errors on individual regressions, while the actual *D* profile used is a smoothed pattern with an error equivalent to the most accurate REE determination. For all elements except Eu, errors due to misestimates of ^{plagioclase/melt}*D* are essentially negligible. The large uncertainty for D_{Eu} is due to the absence of information concerning f_{O2} conditions for the DLC. The impact of potential misestimates of melt SiO₂ and MgO, and of plagioclase An-content are also shown (grey

circles). Cumulative misestimates of melt MgO by 1.7 wt.%, of SiO₂ by 5 wt.%, and of An by 13% yield variations that are smaller than the uncertainty in *D* values. This suggests that model melts calculated for feldspar dominated rocks yield fairly robust estimates of the equilibrium melt's trace element profiles, except for Eu. There is more uncertainty with regard to the absolute abundances of these elements, however, because the TMF is less well constrained. We now compare models obtained from other DLC rocks and potential correlatives.

Anorthositic DLC sample #514870 (Fig. 2) yields a model melt profile essentially identical to the 10%TMF model calculated from #3001a (Fig. 12b). The value of 27%TMF for the #514870 model is constrained by the point of disappearance of other major silicate phases during backstripping. DLC anorthosite #514450, and leucotroctolite #514798 yield more fractionated profiles, with high L/HREE ratios, negative Ti-anomalies, and (for #514450) a strong negative Nb anomaly (Fig. 12c). Model melts from these samples are remarkably similar to the shapes of coeval calc-alkaline lavas and tuffs of the Waconichi Formation (Allard member, grey dashed and dotted lines on Fig. 12c), suggesting that the bulk of the DLC formed from melts of calcalkaline affinity, not tholeiitic as generally assumed²³. In contrast, sample #631819, collected from the pyroxenitic upper contact facies that locally sheaths the DLC (Fig. 2), yields a model melt with a flat to slightly LREE-enriched shape that closely resembles the tholeiitic basalts (grey line) that host the DLC, suggesting that this contact facies (in contrast to the bulk of th

The km-scale meta-anorthosite rafts from the para-autochton, located to the East of the Grenville Front, yield model melts (Fig. 12d) that are essentially identical to those from the DLC itself (grey field). This implies that they probably are parts of the Doré Lake Complex that were reworked by Proterozoic orogenesis, as inferred by Allard (1979). This formal correlation has considerable economic significance, since it implies that the contacts²⁴ of these Grenvillean meta-anorthosite rafts represent favourable Au–Cu-exploration targets.

²³ L'étude du Complexe du Lac Doré porte sur un nombre limité d'échantillon et ne rend pas compte de toute la complexité géochimique. Par exemple, les analyses géochimiques des granophyres provenant du flanc sud du CLD présentent des profils d'éléments en traces typiques de roches d'affinité tholéilitique.

²⁴ Le terme « contact » est utilisé ici dans le sens de « zone de contact » entre l'encaissant de roches volcaniques et les « îlots » de méta-anorthosites.

Roy Group sills

Roy Group sill chilled margins (#6081A and 6081C, heavy dashed lines in Fig.13a) are MgO-rich (6–7%) and have trace element contents and profile shapes within the range of David and Bruneau member basalts, as does gabbro #5064-2 (Fig. 13a). Ferrogabbros that are possible near-melt compositions (#5109h, 6071) have low mg# (Fig. 10a), may contain abundant apatite, quartz, and granophyric intergrowths, and have enriched, flat, trace element profiles with negative Ti–P anomalies suggestive of apatite and ilmenite fractionation (Fig. 13a). These samples probably represent the differentiated summits of large sills. Samples #5017 and 5029 have slightly more fractionated profiles than most other rocks (Fig. 13b), more closely resemble Blondeau Formation basalt, and may represent part of its feeder system.



Th Nb Ta La Ce Pr P Nd Sm Zr HI Ti Eu Gd Tb Dy Y Ho Er Tm Yb Lu Cr Sc Th Nb Ta La Ce Pr P Nd Sm Zr HI Ti Eu Gd Tb Dy Y Ho Er Tm Yb Lu Cr Sc

Figure 13. Roy Group Sills trace element profiles normalized to N-MORB of Sun and McDonough (1989). a) shows rock analyses considered to be near-frozen liquids, while b) shows rocks interpreted to be cumulates. The two heavy black dashed lines in (a) are chilled margins. Circles and squares are average David and Bruneau basalts, respectively. Note the similarity to many Roy Group sills, suggesting the latter may be feeders to the lavas. c) Shows slightly more fractionated near-melt samples, in comparison with Blondeau Fm. lavas. d) Shows two inverse models calculated from the most depleted rock of the Godfather Sill, #5064-6 (filled line). The open square shows a gabbro-noritic model, whereas the circle shows a more gabbroic model. Note the small change in L/HREE ratio that results. Note that the model melts resemble the compositions of a chilled margin from another Roy Sill, and a frozen melt from the top of the Godfather Sill. Most Roy Group sill samples have coarse gabbroic textures, and positive Eu anomalies (Fig. 13c). They may have higher Cr and Ni, but lower incompatible trace element contents than Roy Group lavas (Fig. 13c), and are interpreted to be cumulates. To test this hypothesis, a model was calculated at 30–40% TMF for one of the most depleted samples (#5064-6, lower line on Fig.13d). The model melts are similar to Roy Group sill chilled margins and the evolved quasi-liquid gabbro 5064-2 from this same sill. This supports the hypothesis that many Roy Group sill gabbros are cumulates formed from basalts similar to Roy Group lavas, and represent its feeder system.

The Smith Sill is the largest and the most differentiated Roy Group sill (Fig. 3, grey square with 's' in Fig. 2). It shows the most extreme compositional patterns, and will be used to illustrate the extent to which results of the EDM depend on the estimated modal proportions of clinopyroxene, orthopyroxene, olivine, and on the presence or absence of trace phases. Fig. 14a shows three examples where uncertainties in these input parameters were propagated.



Figure 14. Smith Sill (cf. Fig. 3). Trace element profiles normalized to N-MORB of Sun and McDonough (1989). a) Shows three sets of comparative models where the input parameters were varied. See text for discussion. b) Shows preferred models for the Smith Sill, in comparison to the average David basalt, and to an evolved 'melt' composition from the Roy Group sills. Note the relatively evolved nature of the Smith Sill, and the local presence of strong positive Zr–Hf anomalies.

The norm for sample #5114 suggests it is troctolitic (olivine > orthopyroxene). However, persistence of olivine in low-mg#, SiO₂-rich melts is unusual (*e.g.* Grove and Juster, 1989), and it seems more likely that the abundance of normative olivine reflects loss of SiO₂ or gain of Na₂O or MgO during metamorphism. If so, it would be plausible to substitute orthopyroxene for olivine in the mode. Fig. 14a shows the consequences of changing the relative proportions of olivine and orthopyroxene (open vs filled circles). Because *D* values of these two phases are so similar, changing their proportions has little effect on the resulting model melt, and the solutions are nearly indistinguishable.

The norm for sample #5113 suggests that olivine > clinopyroxene, such that after backstripping, the rock is a troctolite and yields a LREE depleted model melt (open squares, Fig. 14a). However, olivine is not apparent in outcrop, and should not form abundantly from such SiO₂-rich evolved melts. This suggests that the norm was affected by metamorphic CaO–SiO₂ loss, and so a model was computed with 40% clinopyroxene and 40% plagioclase (black squares) for comparison. This clinopyroxene-rich assemblage yields model melts with higher L/HREE ratios (filled squares), illustrating how misestimates of the clinopyroxene content affect model melt L/HREE ratios. Note that this is an extreme case, with 40% difference in the amount of clinopyroxene present! Paradoxically, this effect can be turned to advantage to constrain modes in completely recrystallized rocks. If it is assumed that the profile shapes of melts are sub-parallel within a given sill, then the ratio of orthopyroxene/clinopyroxene can be changed until a reasonable match is obtained, yielding an estimate of the nature of the accumulated pyroxene.

The norm for sample #5006a suggests that orthopyroxene > clinopyroxene. However, the texture is undiagnostic, with abundant secondary calcite and quartz. A LREE-depleted model melt results from the paucity of residual clinopyroxene (open diamonds, Fig. 14a). Increasing clinopyroxene (to compensate for metamorphic CaO-loss) generates a flatter trace element profile, much more similar to the profiles of coeval lavas.

The Smith Sill samples are unusual in that many of them yield model melts with prominent positive Zr–Hf-anomalies (Figs. 14a,b). The Smith Sill's roof is occupied by a rhyolitic lava flow, and most of its other contacts are against black shales (Fig. 3), and so we infer that the Smith Sill assimilated Zr–Hf-rich host rocks. Note that the addition of only 0.005% zircon to the residual assemblage of sample #5006a suppresses these Zr–Hf anomalies (grey diamonds in Fig. 14a). This may reflect the presence of minor undigested xenocrystic zircon in the analyzed fraction of this rock. Sample #5006a also has positive P–Ti anomalies, suggesting the presence of cumulus apatite and ilmenite. Minor apatite and ilmenite were added to suppress these peaks, providing

a quantitative estimate of the minimum amount of these phases in the cumulus assemblage (respectively, 0.12 and 0.42%). Note that these corrections for trace phases have minor effects on the other elements, suggesting that misestimates of minor phase proportions in other models will not affect the conclusions.

The favoured solutions for all Smith Sill samples are shown on Fig. 14b. The least-enriched models have compositions and profile shapes similar to those of average David-type basalt, or quasi-liquid sample #5109h (cf. Fig. 13a). Smith Sill ferro-diorite #5115 is extremely enriched in incompatible trace elements, and is considered to be a near-liquid (Fig. 6a). Its close resemblance to many of the other computed models supports this inference, and corroborates the inverse modeling results. Many of the models (and sample #5115) are enriched overall in incompatible elements, over and above the compositional range of David lavas (Fig. 14b), suggesting that considerable intra-sill fractionation took place.

Roberge Sill

Peridotites (15–90 m) and error analysis

The first set of models (Fig. 15a) show N-MORB-normalized results from the lowermost sliver of Cummings peridotite, which had previously been correlated to the Roberge Sill on the basis of the map pattern. These very magnesian peridotites trend towards Fo₈₃ on the Mg–Fe diagram (Fig. 8a) and are Ni-rich. The incompatible trace element abundances range from *ca.* 0.1 to 0.5×N-MORB (only peridotite #1071 is shown on Fig. 15a), while Cr is strongly enriched. The profile shapes of model melts from samples #1071 and 1075 are unusual in having a spoon shape, with elevated Th–Nb–Ta, a spiky trough at La–Ce–Pr, a 2nd maximum at Sm–Zr–Hf–Ti–Eu, followed by a steady decrease down to Lu. In contrast, model melt from sample #1079 (Fig. 15a) shows a much steadier and smoother increase from Lu to Th. The LREE are known to be somewhat mobile in cases of extreme seafloor and hydrothermal alteration (*e.g.* Maclean, 1988; Bach and Irber, 1998; Polat *et al.*, 2003). The spikiness of the La–Ce–Pr segment in samples #1071 and 1075 suggests that this trough may be due to loss of LREE during alteration and metamorphism.

The impact of uncertainties in the value of ^{olivine/melt}D (from Bédard, 2005) are illustrated for models #1071 and 1079 (error bars in Fig. 15a). Where no error bar is shown, the uncertainty is smaller than the symbol size. For the D_{REE} , these are maximum errors, since the bars show the errors on individual regressions, while the actual D profile used is a smoothed pattern with an error equivalent to the most accurate determination. For all elements except Th, errors due to
possible misestimates of ^{olivine/melt}*D* are essentially negligible. Misestimates of melt MgO by plus or minus 2 wt.% yield variations that are smaller than the symbol size for all elements, and can also be ignored.



Figure 15. Roberge Sill peridotites trace element profiles normalized to N-MORB of Sun and McDonough (1989). a) 15–90m interval. Model melts for 3 rocks are shown, together with one rock analysis. Error bars on the 20% TMF model of #1071 show effects of changing *D* values of olivine by 1 standard deviation on the regressions in Bédard (2005). The dotted line shows effect of changing TMF by 10%. b) 370–455 m interval. Note the resemblance of these model melts to those of the 15–90 m interval.

Fig. 15a also shows the consequence of varying the TMF from 20% to 10%. Note that although this variation changes the absolute abundances of the model melt significantly, profile shapes and slopes vary little. The implication is that uncertainties involved in assigning an absolute value of the TMF are important when dealing with olivine-dominated cumulates, but the normalized trace element pattern shapes remain sub-parallel to one another, despite the fact that the 20%TMF model has a dunitic residue, while the 10% TMF model has residues with 14%

pyroxene. This shows that small errors in modal analysis or backstripping do not affect the model profile shapes significantly. Nonetheless, to maintain objectivity, most peridotite models are presented at a TMF corresponding to the disappearance of pyroxene during modal backstripping. Major element data (Fig. 8a) provide an independent constraint for TMF in the 10–20% range that agrees with the TMF calculated from backstripping.

Roberge Sill peridotites (370–455 m), correlation

Fig. 15b shows N-MORB-normalized results from the 2nd major peridotite sliver in the section, at 370–455 m (Fig. 5). Like those of the basal sliver, these magnesian rocks trend towards Fo₈₃ on the Mg–Fe diagram (Fig. 8a) and are Ni-rich. The inversion models for rocks of this 2nd sliver (Fig.15b) show an unambiguous similarity to those of the 1st peridotite sliver, and so we assign them to the Roberge Sill also. The model melts show a normal stratigraphic zonation, with a steady upward increase in incompatible trace-element concentrations, suggesting intra-sill fractional crystallization. The main difference between the two sets of models is that the peridotite models from the 2nd sliver have better-defined negative Nb–Ta anomalies. There is some uncertainty about the cumulus status of orthopyroxene in sample #1013. The dashed line shows the negligible consequences of adding a small proportion of cumulus orthopyroxene (and reducing TMF by 3.5%). Finally, extreme caution is needed when interpreting the Cr signatures, since the model Cr-content is strongly dependent on the amount of cumulus Cr-spinel present. The white square shows a model for sample #1027 that includes 1% chromite. Since the proportion of cumulus chromite is very difficult to determine accurately, the Cr-abundance of model melts is equally poorly constrained.

Roberge Sill pyroxenite (459–490 m), and error analysis

A thick body of pyroxenite (#1007 and 1009) separates underlying peridotites (#1013, 1018, 1027), from overlying gabbros (#1001, 1002). The textures of these rather fresh pyroxenites (Figs. 6d and 7a) imply that clinopyroxene dominated the cumulus assemblage. For samples #1009 and 1007, the profiles marked by black diamonds (10 and 20% TMF respectively, Fig.16) are the preferred models, which most closely approximate the observed modes, and the paucity of interstitial material in the preserved textures (Fig. 6d). Increasing the TMF to 40% lowers the L/HREE slope and overall abundances of the model melts, but this amount of trapped melt is inconsistent with the textures and near-monomineralic mode of these rocks. The white squares for sample #1009 show (Fig. 16a) the consequences of assuming a larger

orthopyroxene/clinopyroxene ratio for the 10% TMF model. However, this amount of orthopyroxene is not observed in the rock. The high mg# of the rocks and high model melt Crcontents, suggest these pyroxenites crystallized from primitive basalts, only slightly more evolved than the melts that produced the Roberge peridotites. The positive Eu anomalies in both pyroxenite models suggest either that: a) Eu²⁺ was remobilized during hydrothermal metamorphism (which might also explain the positive La peaks); or b) the melt assimilated considerable plagioclase before crystallizing pyroxene. The positive Eu anomalies cannot be due to an underestimate of the amount of plagioclase in the models, because the low Al₂O₃contents preclude the existence of the amount of plagioclase needed to suppress this peak. Finally, the open circles in Fig. 16b show the consequences of under-estimating melt SiO₂ by 5%, over-estimating melt MgO by 2%, and over-estimating clinopyroxene Aliv by 0.01. All of these misestimates act to increase clinopyroxene/melt D values, and have the maximum possible impact for a pure clinopyroxene cumulate like #1007. Note that the resulting models differ hardly at all from the preferred model. Thus, no combination of mode, melt composition, or TMF can bring the fractionated model melt profiles of pyroxenites #1007 and 1009 (Fig. 16) into parallelism with the flatter, more 'tholeiitic' patterns typical of the Roy Group sills.

Roberge Sill pyroxenite (355–370 m), and correlation

In contrast to the previously described pyroxenite sliver (#1007, 1009), this thin fault-bounded sliver (#1033–1037) is sandwiched between underlying granophyric gabbros (#1040) and overlying peridotite (#1027, Fig. 5). Thin sections show that orthopyroxene is present (generally >10%). A series of models were developed in the same way as was described above, yielding broadly similar model melts (Fig. 17a), again suggesting that the 355–370 m pyroxenites are cogenetic with the LREE-enriched Roberge peridotites. Here too, no combination of mode, melt composition, or TMF can change the model profiles to any extent, and all of these pyroxenites are therefore attributed to the Roberge Sill. Model melt from olivine websterite #1037 (mg#=0.75) overlaps the peridotite model melt field, and is enriched in Cr. In contrast, model melts of feldspathic pyroxenites #1033 and 1035 have lower mg# (0.59) and Cr, and presumably formed from significantly more evolved melts, overlapping the gabbroic model melt field (Fig.17b).



Th NbTa LaCe Pr P NdSmZr Hf Ti EuGd Tb Dy Y Ho Er TmYb LuCr Sc

Figure 16.

Roberge Sill pyroxenites (455–490 m interval) trace element profiles normalized to N-MORB of Sun and McDonough (1989) showing consequences of changing input parameters. Roberge peridotite model melt field from Fig. 15. Samples a) #1009, and b) #1007.



Th NbTa LaCe Pr P NdSmZr Hf Ti EuGd Tb Dy Y Ho Er TmYb LuCr Sc

Figure 17. Roberge Sill pyroxenites (355-370 m interval) and gabbroic rocks (265-355 m and 490-535 m intervals) traces element profiles normalized to N-MORB of Sun and McDonough (1989). a) Pyroxenites from 355-370 m interval. Preferred model melts for 3 rocks are shown. Roberge peridotite model melt field from Fig. 15. Pyroxenite #1009 and 1007 model melts from Fig. 16. b) Gabbroic rocks from 265-355 and 490-535 intervals are shown, and from the northern flank of the syncline (#2001a). Roberge pyroxenite model melt field from Fig. 17a.

Roberge Sill Gabbro (490–535 m)

This gabbroic mass tops the normally zoned sequence of peridotite (#1027-1013) and clinopyroxenite (#1009-1007, Fig. 5). The two gabbros sampled (#1001, 1002) have lower mg# (0.34–0.47) than the underlying pyroxenites (0.82–0.72). Models for these gabbros (open symbols on Fig. 17b) have trace element profiles parallel to those of the Roberge pyroxenites, but are enriched overall, except for Cr and Sc, which are more depleted. A distinct negative Nb– Ta-anomaly was already apparent in models from the underlying pyroxenites. Negative Ti–P anomalies suggest that ilmenite and apatite were extracted from the melt. These patterns suggest that these gabbros accumulated from melts cosanguineous with the underlying pyroxenites and peridotites, albeit more evolved, and represent a previously unknown end-member of the Roberge Sill.

Roberge Sill granophyric noritic gabbro (265–355 m)

These granophyric noritic gabbros (#1040, 1045) occur as fault-bounded slivers located below the Roberge sill websterites (#1033-1037) and peridotites (#1027-1013, Fig. 5). Despite the presence of abundant groundmass quartz and feldspar with 'granophyric' textures, the mg# of the granophyric noritic gabbros (#1040, 1045) are quite high (0.52–0.56). Norm calculations and thin sections show a predominance of orthopyroxene over clinopyroxene. In comparison to the gabbros described previously (#1001, 1002), the granophyric noritic gabbros (#1040, 1045, grey symbols in Fig. 17b) yield trace element models that have significantly steeper profiles, with a distinct enrichment in Th-La-Ce. This enrichment is not dependent on the assumed values of the TMF, since the granophyric noritic gabbro models have higher TMF values (and correspondingly lower abundances). The granophyric noritic gabbro models appear to show depletion in HREE relative to the gabbro models, but when models of equal TMF are compared (e.g. #1001 and 1040), there is little difference, so the change in slope is mainly due to higher LREE concentrations in the granophyric facies. The granophyric noritic gabbros also yield models with distinct negative Nb-Ta-P-Ti anomalies. These patterns suggest that these granophyric noritic gabbros may also belong to the Roberge Sill, but were derived from a slightly different, possibly more contaminated melt, in comparison to the melt that generated the other gabbros.

Roberge Sill, North limb of Chibougamau syncline

A sample was collected from the gabbroic part of the lowermost Cummings Sill on the northern limb of the Chibougamau syncline (Fig. 2). The purpose was to verify if this sample (#2001a) can be correlated to the Roberge Sill. Model melt from sample #2001a closely resembles model melt from gabbro #1002 (Fig. 17b), confirming that this is indeed the Roberge Sill.

Ventures Sill

Samples are from two separate segments (Fig. 5). The first set of samples comes from thin, fault-bounded slivers of problematic affiliation located along the roadcut (# 500-527 and 5123). Another two samples (#MC2, MC3) are from the main mass of the Ventures sill, located further north (Fig. 4). All are quite melanocratic, and our sampling of the gabbroic part of this sill may not be representative.

The roadcut section preserves lower chilled margins. Analyses of these (#500, 502, Fig. 18a) closely resemble David member andesites and Allard member transitional-calc-alkaline basaltic andesites; and are also similar to Roberge Sill gabbro model melts (Fig. 18a).

The immediately overlying melagabbros and pyroxenites, on the other hand, yield much flatter, tholeiitic profiles, more similar to those of Blondeau and David basalts (Fig.18b). Most samples from the larger mass of Ventures Sill to the north (Upper Lobe) also yield flat, tholeiitic profiles (Fig. 18c), indistinguishable from models derived from the roadcut (Lower Lobe), and very different from Roberge-type model melts.

Most of the profiles from the Ventures Sill are very similar (Fig. 18b, c), suggesting that, for the most part, the reverse modal zonation seen at the base of the sill is due to accumulation of olivine from the melt. Only much higher, at the level of sample #5123A (Fig. 18c), is there evidence for an influx of significantly more primitive (Fig. 8a), more Ni-rich melt.

Bourbeau Sill

The Bourbeau Sill was sampled in three places (Figs. 2 and 4): a) along a side road (#5097b, 5098, 5101, 5102, 5103) along-strike from the Bourbeau Lake type-section; b) East of the road on Mount Cummings (#MC5, MC7); and c) from the uppermost Cummings Sill North of the Chibougamau syncline (#2004a,b).



Th NbTa LaCe Pr P NdSmZr Hf Ti EuGd Tb Dy Y Ho Er TmYb LuCr Sc



Ventures Sill trace element profiles normalized to N-MORB of Sun and McDonough (1989). a) Lower chilled margins (#500 and 502) and another possible frozen liquid fromthe V3–V4 section (#MC2) are compared to some local melt compositions. Roberge gabbro model melt field from Fig. 17b. b) Shows model melts from the 783–875 m interval as compared to the average Blondeau basalt. c) Shows model melts from the 910–1045 m interval and V3–V4 gabbro (#MC3). Roberge pyroxenite model melt field from Fig. 17a, and Ventures lower lobe models from Fig. 18b. Samples of the basal peridotite (#5097b, MC5, MC7, 2140–2220 m) have moderate mg# (0.68– 0.73) and trend towards Fo₇₅ olivine on the Fe–Mg diagram (Fig. 8a). Their Ni-contents are lower than those of the more magnesian Roberge peridotites that trend towards Fo₈₃ olivine, suggesting that these olivine cumulates formed from more evolved melts than those of the Roberge Sill. Textures in Bourbeau sill peridotites are well preserved, clearly showing cumulus olivine and interstitial/poikilitic pyroxene and hornblende. All inverse models yield similar normalized trace element profiles, with a remarkably narrow compositional range (Fig. 19a). These model melt profiles are mostly notable for their flatness, with subtle L/HREE and Thenrichment, and weak negative Nb–Ta anomalies. These model melts are remarkably similar to typical David or Blondeau tholeiitic basalts; and contrast strongly with the model melts calculated from Roberge Sill peridotites. The samples from the North flank of the syncline (# 2004a,b; Fig. 19a) yield similar models, supporting the correlation with the Bourbeau Sill.

The 2nd unit of the Bourbeau sill is a massive gabbro-norite (2220–2585 m). Two samples (#5098, 5101) yield very similar profiles (Fig. 19b). The basal gabbro-norite (#5098) has higher mg#, Cr, and yields the most depleted trace element profile, with a slightly higher L/HREE ratio than other samples from the Bourbeau Sill. The upper gabbro-norite (#5101) has a flatter trace element profile. Both samples show weak Th-L/HREE enrichment, and negative Nb–Ta anomalies.

The 3rd unit is a quartz-bearing ferro-gabbroic or dioritic rock (2585–2950 m). The lower sample #5102, has the same mg# as the underlying gabbro-norite and yields a very similar model melt (Fig. 19b). Sample #5103 has the same mg#, but does not produce reasonable model melts, showing extreme enrichment and fractionation. If the composition of rock #5103 is compared to the models calculated from the underlying gabbroic rocks there is a close similarity, suggesting that #5103 is a frozen liquid, or is close to being one.

If the Bourbeau gabbro model melts and sample #5103 are compared to the models calculated from the underlying Bourbeau peridotites (Fig. 19b), we see a very close similarity of shape, with the gabbro model melts being very slightly enriched in incompatible elements compared to the peridotite model melts. This suggests that the different rocks of the Bourbeau Sill evolved by fractional crystallization, with the parental melt producing peridotitic cumulates, while the evolved melt produced gabbro-noritic cumulates, and eventually yielded quartz ferro-diorite residual melts. On the other hand, there is absolutely no resemblance between Bourbeau Sill gabbro model melts, and model melts calculated from the Roberge Sill gabbros. It is interesting to note that the Ventures Sill peridotite #5123A that has a depleted, tholeiitic profile (Fig. 18c), is the one

that points towards Fo₈₃ olivine (Fig. 8a); whereas the more enriched peridotites from the Ventures (#5123F) and Bourbeau (MC5, MC7, 5097b, Fig. 19) sills point towards more Fe-rich olivine. This supports the idea that the peridotites with higher Fe-contents (Fig. 8) formed from more evolved melts than those that trend towards Fo₈₃ olivine.



Th NbTa LaCe Pr P NdSmZr Hf Ti EuGd Tb Dy Y Ho Er TmYb LuCr Sc

Figure 19. Bourbeau Sill trace element profiles normalized to N-MORB of Sun and McDonough (1989). a) Model melts from olivine-rich rocks. Roberge peridotite model melt field from Fig. 15. b) Model melts for gabbroic rocks. Ventures models from Fig. 18, Bourbeau ultramafic models from Fig. 19a.

Implications for the magmatic history of Chibougamau

The Doré Lake Complex

The Doré Lake Complex has always been considered as a tholeiitic layered intrusion (*e.g.* Daigneault and Allard, 1990). In contrast, our trace element modeling (Fig. 12) implies that most of the cumulates in this intrusion formed from magmas of calc-alkaline affinity. Since the age of the DLC is similar to that of the Waconichi Formation, and since there are geochemical similarities between analyses of Waconichi volcaniclastic rocks and lavas with the model melts of the DLC we have generated (Fig. 12), we propose that the DLC is the shallow magma chamber from which the Waconichi tuffs erupted²⁵.

The single tholeiitic model melt from the DLC we have produced is derived from a rock taken from the marginal pyroxenite (# 631819), and closely resembles the tholeiitic basalts hosting the DLC (Fig. 12b). Two explanations can account for this: A) the DLC is composite, with an earlier tholeiitic infilling event (that may have fed Obatogamau or David lavas?) followed by a calcalkaline event associated with chamber inflation. B) The marginal facies may represent stoped blocks of host basalt or of sills embedded within the host basalt, and does not really form part of the DLC lineage.

Meta-anorthosite rafts from the para-autochtonous zone of the Grenville province yield model melts that closely resemble those of the DLC (Fig. 12d), and on this basis are interpreted to represent reworked DLC cumulates. This interpretation is important because the contacts²⁶ of the DLC are studded with copper and gold mines (Pilote *et al.*, 1997), and mineral exploration activity could fruitfully be focused on the contacts of these meta-anorthosite rafts.

Roy Group sills

The geochemistry of most Roy Group sills is consistent with their being feeders to the David and Bruneau member lavas (Fig. 13a,b). Chilled margins yield compositions intermediate between David and Bruneau tholeiitic basalts, while larger sills that contain cumulate rocks yield model melts that resemble the chilled margins. The high TMF needed to achieve a compositional match (Fig. 13d) suggests that these diabasic gabbros are only slightly cumulative, which is

²⁵ Les ressemblances soulevées portent sur les roches d'affinité calco-alcalines de la Formation de Waconichi (membres de Queylus et Allard) et du Complexe du Lac Doré. Tout comme les membres de Scott et de Lemoine comprennent des roches volcaniques felsiques d'affinité tholéiitique, le Complexe du Lac Doré comprend lui-aussi des granophyres d'affinité tholéiitique, Le paragraphe suivant suggère d'ailleurs des explications pour la modélisation d'un liquide d'affinité tholéiitique.

²⁶ Le terme « contact » est utilisé ici dans le sens de « zone de contact » entre l'encaissant de roches volcaniques et les « îlots » de méta-anorthosites.

consistent with their rapidly-cooled, subvolcanic nature. A few sills (Fig.13c) yield marginally more fractionated (but yet tholeiitic) profiles. These may be isolated feeders to the Blondeau Formation, or reflect complexities involving crustal contamination or differences in the sources? The Smith Sill, the largest and most differentiated Roy Group sill, is emplaced at the contact between the Bruneau member and Blondeau formation, and might have mistakenly been correlated with the nearby Roberge Sill (Fig. 3). However, the Smith Sill yields tholeiitic profiles (Fig. 14), very different from the Roberge Sill models (Figs. 15–17), and we retain it within the Roy Group sill suite, albeit representing one of the most efficiently differentiated examples.

Cummings Complex

The inverse models clearly show that the Cummings Complex is composite. The Roberge Sill yields model melts with strongly fractionated, calc-alkaline trace element patterns (Fig. 14–17), while most of the Ventures (Fig. 18) and Bourbeau (Fig. 19) Sills yield flatter, more tholeiitic model melts that cannot be derived from the Roberge Sill melts by fractional crystallization. Previous workers (*e.g.* McMillan, 1972; Poitras, 1984) proposed a variety of fractionation and replenishment scenarios to explain the systematic lithological progression within and between the three Cummings Sills. It is possible to generate much of the lithological spectrum between the Ventures and Bourbeau Sills through near-closed system processes, but the Roberge Sill must have a separate magmatic stem. We suggest that it represents the feeder system for a calc-alkaline volcano.

The discovery of gabbros and granophyres with Roberge-type geochemical signatures (Fig. 17) suggests that some of the gabbroic rocks located along-strike might also belong to this sill, and that automatic pigeonholing of all gabbros or granophyres as belonging to the Ventures or Bourbeau Sills may be incorrect.

The lower chilled margins of the Ventures Sill have trace element patterns that are significantly more enriched than those of model melts calculated from the body of the sill, and show a transition towards a calc-alkaline signature (Fig. 18). There are two possible explanations for this observation: A) The Ventures Sill originally acted as a conduit for Roberge-type, calc-alkaline magma, and was then reamed out by a tholeiitic magmatic pulse; or B) the entire sill is of tholeiitic affinity, but the magma at the 'leading edge' during sill expansion preferentially interacted with crustal rocks and is more contaminated than the magma forming the body of the sill. Voluminous tholeiites are lacking from the stratigraphy above the Blondeau Formation. If the

Ventures and Bourbeau Sills acted as feeders, then essentially all of these tholeiites must have been eroded.

Acknowledgements

This study could not have been done without the help of the geologists and support staff of the MRNFQ, notably Patrice Roy and Patrick Houle, who freely shared their time and experience. Two anonymous referees provided useful suggestions. Funding from the TGI-III project administered by Benoît Dubé is gratefully acknowledged. F. Leclerc acknowledges the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC), the Fonds québécois de recherche sur la nature et les technologies (FQRNT) and the Northern Scientific Training Program (NSTP) for financial support throughout this PhD project. This is Geological Survey of Canada contribution # 20080405.



CHAPITRE 5: STRUCTURAL AND STRATIGRAPHIC CONTROLS ON MAGMATIC, VOLCANOGENIC, AND SYN-TECTONIC MINERALIZATION IN THE CHAPAIS-CHIBOUGAMAU AREA, NORTHEASTERN ABITIBI, CANADA

François Leclerc^{27,28} (INRS-ETE) Lyal B. Harris (INRS-ETE) Jean H. Bédard (CGC) Otto van Breemen (CGC) Normand Goulet (UQÀM)

Article soumis pour publication dans la revue Economic Geology.

F. Leclerc and **L.B. Harris**. Institut national de la recherche scientifique, Centre - Eau Terre Environnement, 490 rue de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9, Canada, <u>lyal_harris@ete.inrs.ca</u>.

J. H. Bédard. Geological Survey of Canada, 490 rue de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9, Canada, jbedard@nrcan.gc.ca.

O. van Breemen. Geological Survey of Canada, 601 Booth Street, Ottawa, ON., K1A 0E8, Canada, otto.VanBreemen@NRCan-RNCan.gc.ca.

N. Goulet. Université du Québec à Montréal, Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, C.P. 8888, Montréal, QC, H3C 3P8, Canada, goulet.normand@uqam.ca.

²⁷ Corresponding author: e-mail: francois.leclerc@mrnf.gouv.qc.ca

²⁸ Present address: Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, 400 Boulevard Lamaque, bureau 1.02, Vald'Or, QC, J9P 7A5, Canada.



CHAPITRE 5: STRUCTURAL AND STRATIGRAPHIC CONTROLS ON MAGMATIC, VOLCANOGENIC, AND SYN-TECTONIC MINERALIZATION IN THE CHAPAIS-CHIBOUGAMAU AREA, NORTHEASTERN ABITIBI, CANADA

Résumé

La géologie structurale du camp minier de Chapais-Chibougamau dans la Sous-province de l'Abitibi, établie à partir de nouvelles données aéromagnétiques intégrées à des études détaillées sur le terrain, constitue un outil pour une meilleure compréhension des facteurs qui contrôlent les minéralisations syngénétiques et épigénétiques. Les discontinuités et les décalages de la direction régionale des anomalies magnétiques correspondent à des failles synvolcaniques et synmagmatiques de direction NW et NE. Les plis F1 avec des surfaces axiales N-S (auparavant considérés comme locaux) sont communs non seulement dans les roches volcaniques entre les plutons, mais également à l'intérieur des plutons synvolcaniques et plissent la zone de cisaillement Kapunapotagen, ce qui valide la formation précoce de cette zone de cisaillement régionale importante. Durant l'événement de déformation principal (D2), les zones de cisaillement NW dextres et NE senestres recoupent les horizons E-W et des plis F2 et sont transposées dans les corridors de déformation E-W caractérisés par une déformation finie où domine l'aplatissement. À l'échelle de l'affleurement, des veines d'extension N-S sont spatialement associées à des cisaillements obliques, ce qui implique le développement contemporain de ces structures en réponse à une contrainte globale de raccourcissement N-S et d'extension E-W durant cet événement. L'entraînement et le décalage des plis isoclinaux et des anomalies magnétiques régionales indiquent un déplacement dextre (réactivation?) le long des zones de cisaillement du lac Doré et McKenzie lors du raccourcissement E-W dans un troisième événement Archéen (D3). Le plissement en « kinks compressifs » des foliations E-W S2 est également attribué à D3.

Les dépôts de SMV sont associés avec des roches volcaniques felsiques d'affinité tholéiitique et des roches volcaniques mafiques à felsiques d'affinité transitionnelle à calco-alcaline au sommet des trois cycles volcaniques du Groupe de Roy, dans des secteurs où l'analyse structurale et l'interprétation des données aéromagnétiques démontrent la présence de failles synvolcaniques. Les dépôts de Fe-Ti-V sont associés à la Zone Litée du Complexe du lac Doré, s'épaississant dans des secteurs où ont été interprétées des failles synmagmatiques. Les anomalies de Ni-Cu-ÉGP ont été identifiées aux contacts des intrusions mafiques-ultramafiques et des intrusions

tonalitiques. Les veines polymétalliques précoces (Au-Ag-Cu-Zn-Pb) sont spatialement associées à des décalages des anomalies magnétiques régionales interprétés comme des failles synvolcaniques de direction NNW à NNE. Les veines à Cu-Au de type Chibougamau sont associés avec les zones de cisaillement NW et NE, tandis que les veines à Cu-Au de type Opémiska se situent dans des anticlinaux régionaux déversés, à l'intérieur des filons-couches mafiques du Complexe de Cummings. Les dépôts de type or orogénique apparaissent préférentiellement dans les corridors de déformation E-W régionaux le long des zones de cisaillement senestres d'orientation NNE interprétées comme des cisaillements de type Riedel associés avec le mouvement le long des cisaillement senestre d'orientation NE. Les zones de cisaillement NNE ont été ultérieurement réactivées au cours de l'événement de déformation D4 lié à la convergence d'âge Mésoprotérozoïque le long de la marge SE du craton du Supérieur de l'orogène de Grenville. Les fabriques archéennes à proximité de la Zone tectonique du Front de Grenville sont oblitérées par un clivage D4 d'orientation NE.

Abstract

The structure of the Chapais-Chibougamau mining camp in the Archean Abitibi Subprovince of the Superior Craton, established from new aeromagnetic data and integrated with field studies, provides a framework for an improved understanding of the factors controlling syngenetic and epigenetic mineralization. Breaks or offsets in the regional trend of magnetic horizons in the stratigraphic layering correspond to NW- and NE-striking synvolcanic and synmagmatic faults. First generation (F1) folds with approximately N-S-trending axial surfaces (previously considered to be of limited extent) are widespread between and within synvolcanic plutons and fold the Kapunapotagen shear zone, validating the early timing for this major regional structure. In the main deformation phase (D2), dextral NW- and NE- and NNE-striking sinistral shear zones offset E-W-trending regional-scale map units and F2 folds. These shear zones and folds are transposed into E-W trending deformation corridors characterized by bulk flattening strain. Extensional N-S-trending quartz veins at the outcrop scale are spatially associated with oblique shears and thus imply that these structures evolved contemporaneously as a result of bulk N-S shortening. Drag and offset of isoclinally folded horizons marked by regional magnetic anomalies indicate dextral displacement (reactivation?) along the Lac Doré and McKenzie shear zones during E-W-directed shortening in a third Archean event (D3). Contractional kinking of S2 foliations in E-W-trending high strain zones also took place in D3.

VMS prospects occur within felsic volcanic rocks of tholeiitic affinity and mafic to felsic volcanic rocks of transitional to calc-alkaline affinity at the top of three volcanic cycles of the Roy Group where structural analysis and interpretation of the aeromagnetic data imply the presence of synvolcanic faults. Fe-Ti-V deposits are associated with the Layered Zone of the Lac Doré Complex where it thickens in areas of interpreted synmagmatic faults. Subeconomic magmatic Ni-Cu prospects occur at the contacts of mafic-ultramafic or tonalitic intrusions. Early polymetallic (Au-Ag-Cu-Zn-Pb) veins are spatially associated with breaks and offsets of the regional magnetic anomalies interpreted as NNW to NNE-striking synvolcanic faults. Chibougamau-type Cu-Au veins are localized within NW and NE-trending shear zones while Opemiska-type Cu-Au veins occur within regional overturned anticlines in mafic sills of the Cummings complex. Orogenic gold deposits are developed preferentially within regional E-Wtrending deformation corridors and along NNE-striking sinistral shear zones interpreted as Riedel shears associated with displacement on sinistral NE-striking shear zones. NNE-striking shears subsequently underwent reactivation during D4 deformation related to Mesoproterozoic convergence along the SE Superior Craton margin in the Grenville orogeny. Archean fabrics near the Grenville Front tectonic Zone are overprinted by a NE-striking D4 cleavage.

Introduction

The Chapais-Chibougamau mining camp in the northeastern Abitibi Subprovince of the Superior craton, Canada (Fig. 1), has produced 85.7 Mt of ore from 1953-2008, including 1.57 Mt Cu, 176.1 t Au, 108.8 t Ag and 72 kt Zn (Table 1) and is thus the second largest ore producer in the Quebec part of the Abitibi Subprovince. Ore deposits of the Chapais-Chibougamau area comprise: 1) synmagmatic Fe-Ti-V and Ni-Cu-platinum group element (PGE) mineralization in mafic-ultramafic layered complexes and sills, 2) volcanogenic massive sulfide deposits (VMS), 3) early polymetallic (Au-Ag-Cu-Zn-Pb) mineralization, and 4) synkinematic ("orogenic" using the classification of Groves *et al.*, 1998) Cu-Au and Au veins (Guha *et al.*, 1988; Pilote and Guha, 2006). The stratigraphy and general structure of the area have been documented from regional mapping (Allard, 1976; Dimroth *et al.*, 1986; Daigneault and Allard, 1990) and relationships between lithology, alteration, geochemistry, deformation, and mineralization have been studied in detail (Allard, 1976; Bouchard, 1986; Pilote, 1986; Guha *et al.*, 1988; Daigneault and Allard, 1990; Dubé, 1990; Tessier *et al.*, 1995; Pilote and Guha, 2006). However, geochronological data on key marker units (McNicoll *et al.*, 2008; David et Dion, 2010), coupled with more recent mapping and trace element geochemistry (Bédard *et al.*, 2009; Leclerc *et al.*, 2011a), have led

to a significant revision of the stratigraphic framework for the Chapais-Chibougamau area (Leclerc *et al.*, 2011b). Along-strike extrapolation of map units has been hampered by a lack of outcrop and this has also hindered developing the recognition of clear links between structural features and mineralization in the area. Geophysical imagery, especially aeromagnetics, is therefore fundamentally important in deriving detailed lithological and structural maps to guide exploration.



Figure 1. Geology of the Abitibi and the Pontiac Subprovinces (modified from Thurston *et al.*, 2008) with location of the study area and detailed map in Figure 2.

This article has the objectives of providing a revised structural framework based on new mapping which has been extended to drift covered areas through enhancements of recent, high-precision aeromagnetic survey data over the area (Dumont and Potvin, 2006; Keating *et al.*, 2007b, Harris *et al.*, 2009). The stratigraphic and structural controls for the four ore deposit types in the Chapais-Chibougamau area are discussed and a brief overview of the stratigraphy is presented that emphasizes felsic volcaniclastic rocks, cherts, exhalites, and turbidites of regional extent as these units represent regional exploration guides, inasmuch as they are commonly associated with VMS deposits in the Abitibi Subprovince (Barrie *et al.*, 1993; Doucet *et al.*, 1998;

Lafrance *et al.*, 2000; Legault *et al.*, 2002; Gibson and Galley, 2007; Goodfellow, 2007; Mercier-Langevin *et al.*, 2007a,b; Hathway *et al.*, 2008; Thurston *et al.*, 2008; this volume).

U-Pb ages of detrital zircons presented herein provide a maximum depositional age for metasedimentary rocks of the Blondeau Formation of the Roy Group and the unconformably overlying Stella Formation of the Opémisca Group, permitting regional correlations with potential exploration implications. For example, confirmation that the Blondeau Formation is a correlative of the Macho Formation in the Urban-Barry belt south of the Chibougamau district, as suggested by Rhéaume and Bandyayera (2007), would imply an enhanced potential for early polymetallic vein occurrences in the Chapais-Chibougamau area given recent epithermal gold discoveries in the Windfall member of the Macho Formation in the Urban-Barry belt (Murgor Ressources, 2010). Placing time constraints on deposition of the Stella Formation aims to test the original stratigraphic correlations of Norman (1941a,b) that suggest (e.g. Goutier and Melançon, 2007b) that part of the Opémisca Group in the Chibougamau Mining District may be a correlative with Temiskaming-type clastic sedimentary and associated mafic volcanic rocks which are commonly associated with late orogenic vein, breccia, and sediment-hosted gold deposits (e.g. Robert, 2001; Bateman *et al.*, 2008) or unconformity-related greenstone-hosted quartz-carbonate gold vein deposits (reviewed by Dubé and Gosselin, 2007) elsewhere in the Abitibi Subprovince.

Regional Geological Setting of the Chibougamau area

The presence of an older crystalline continental basement has long been proposed for the northern Abitibi greenstone belt (Allard *et al.*, 1979, 1985; Baker, 1980; Dimroth *et al.*, 1984b, 1985; Racicot *et al.*, 1984; Mueller *et al.*, 1989; Daigneault *et al.*, 1990; Mueller and Chown, 1992). Lead isotopic compositions in granitoids of the Abitibi Subprovince provide evidence for *ca.* 3.4-2.94 Ga sialic material in their source (Gariépy and Allègre, 1985). The probability distribution for U-Pb ages of detrital zircons in metasedimentary rocks of the Pontiac Subprovince (derived from rocks in the Abitibi Subprovince and other areas to the north) shows that the ages spread from 2940 Ma to 2660 Ma, with some isolated zircons ages in the range of 3150 Ma and 3030-3020 Ma (Gariépy *et al.*, 1984; Davis, 2002), which suggests the presence of older basement. However, direct evidence for older underlying rocks is sparse. For example, tonalitic orthogneiss previously suspected to be the basement in the Chibougamau area gave Pb-Pb ages between 2714-2711 Ma (Mortensen, 1993) and a U-Pb age of 2711 ± 2 Ma (Mortensen, 1993) and so are synvolcanic (Chown *et al.*, 1992; Mortensen, 1993). The virtual absence of evidence for old continental crust in the Abitibi belt and the common occurrence of

calc-alkaline volcanic rocks has led to models involving an oceanic arc setting, with thickening of a subaqueous volcanic basalt plain, local emergence of shield volcanoes, and erosion of the arc into adjacent, linear sedimentary basins (Ludden *et al.*, 1986; Mueller *et al.*, 1989; Daigneault *et al.*, 1990; Chown *et al.*, 1992; Daigneault, 1998). The juvenile Nd and Pb isotopic data for granitoids from Noranda, Matagami, and the central part of the Abitibi Subprovince were interpreted by Vervoort *et al.* (1994) and Davis *et al.* (2000) as being consistent with rapid recycling of a crustal source which may correspond to the Opatica Subprovince north of the Abitibi (Fig. 1). Benn *et al.* (1992), Benn (2006) and Benn and Moyen (2008) propose an alternative model where the Opatica Subprovince may correlate with mid-crustal levels of the Abitibi Subprovince and where the combined Opatica and Abitibi subprovinces represent a single, contiguous tectonic terrane that formed as an oceanic plateau.

In the Chapais-Chibougamau area (Fig. 2), the Archean Roy Group consists of three volcanic cycles characterized by a lower part of basalt to basaltic andesite (tholeiitic) and an upper part including volcaniclastic and sedimentary rocks (calc-alkaline; Allard et al., 1979; Dimroth et al., 1984b; Daigneault et al., 1990; Leclerc et al., 2011b). The upper part of the second volcanic cycle includes tholeiitic rhyolites and transitional to calc-alkaline rhyodacite, basalt and basaltic andesite, below a calc-alkaline volcaniclastic rocks unit. The Roy Group stratigraphy is summarized in the legend of Figure 2 and discussed in more detail later in the paper. Supracrustal rocks are intruded by subvolcanic gabbro sills and mafic-ultramafic rocks of the 2728.3 +1.2/-1.1 Ma (Mortensen, 1993) Lac Doré Complex and the 2717 ± 1 Ma (Mortensen, 1993; Bédard et al., 2009) Cummings Complex. This sequence is cored by synvolcanic plutons, such as the Chibougamau pluton which consists of 2718 ± 2 Ma and 2716 +3/-2 Ma diorite (Krogh, 1982; Joanisse, 1998) and 2714 +3/-2 Ma and 2715 ± 1 Ma synvolcanic diorite and tonalite dikes (Pilote et al., 1997). The Chibougamau pluton is intruded by younger 2705.1 +1.7/-1.2 Ma syntectonic felsic dikes (David et al., 2011) and leucotonalite dated at 2701.7 ± 2.9 Ma (McNicoll et al., 2008). Small satellite plutons (e.g. the 2707.6 ± 1.4 Ma Lac Line tonalite; Côté-Mantha, 2009) and 2712 +9/-7 Ma guartz-feldspar phyric intrusions (Mortensen, 1993) are coeval with the late pulses of volcanic activity during deposition of the Roy Group. The upper contact of the Roy Group with overlying sedimentary rocks of the <2691.7 ± 2.9 Ma Haüy Formation (David et al., 2007) and the <2707.3 ± 2.3 Ma Caopatina Formation (David et al., 2006) is characterized by E-W trending faults and an unconformity of regional extent (Mueller et al., 1989; Daigneault, 1991), although the contact is locally depositional and conformable north of Chibougamau (Moisan, 1992). The sedimentary rocks of the Opémisca Group are interpreted to represent two depositional phases of repetitive terrigenous and shallow marine sedimentation

derived from erosion of a tectonically uplifted hinterland contemporaneous with high-K, andesitic (shoshonitic) to basaltic volcanism (Mueller and Dimroth, 1987; Mueller *et al.*, 1989) and alkaline plutonism. A back-arc or marginal basin depositional environment is envisaged by these authors. The "glaciogenic" Proterozoic Chibougamau Formation, a correlative of the Huronian Gowganda Formation of Ontario (Long, 1974, 1981), comprises conglomerates and argilites that unconformably overlie Archean rocks (Allard *et al.*, 1979). Deposition occurred before intrusion of Nipissing diabase dikes at approximately 2150 Ma (Morris, 1977). The Chibougamau Formation is folded (Long, 1981) and brecciated along reactivated NE trending fault zones (Daigneault, 1991).

The dominant E-W structural and stratigraphic trend of the Chapais-Chibougamau area extends westward to the Matagami area. The northern boundary of the Abitibi Subprovince with the volcano-plutonic Opatica Subprovince is characterized by an abrupt increase in metamorphic grade from greenschist to amphibolite facies (Sawyer and Benn, 1993). The metamorphic grade also increases southeastwards from greenschist near Chibougamau to amphibolite and granulite facies in the vicinity of the Grenville Front Tectonic Zone (Krogh, 1994; Cadéron *et al.*, 2005). The high grade assemblages near and within the Grenville Front Tectonic Zone are interpreted as Archean (Cadéron and Rivers, 2006) which agrees with Archean ages determined for these higher grade rocks by Krogh *et al.* (1970) and Krogh (1994). Archean rocks were intensely reworked during one or more events in the Grenvillian orogenic cycle (Daigneault and Allard, 1994; Faure, 2007) and have undergone "Himalayan-style" inverted metamorphism during thrusting along the Grenville Front Tectonic Zone dated at 995 ± 6 Ma (Krogh, 1994) and 1015 ± 13 Ma and 932 ± 10 Ma (Cadéron *et al.*, 2005; Cadéron and Rivers 2006). Although all the rocks mentioned in the text have undergone metamorphism, the prefix meta- is omitted in our descriptions for simplicity.

M ines	(UTM Zone 18N, NAD83)	Years	Cummulative Prod. (t)	Cu (%)	Ag (g/t)	Au (g/t	Cu (t)	Au (t)	Ag (t)	References
Cu-Au veins, Chibougamau t	ype (Cu-Au porphyr	y mineralization remobi	lized in SE-striking [D2 dextr	alshear	zones)	14 64 64 1		
Bateman Bay	553980 5528128	1969-1971	512 565	2.09	-	3.09	10 7 13	1.58	-	Lacroix, 1998
Cedar B ay	549655 5526978	1958-1990	3 878 384	1.56	-	3.22	60 503	12.49	-	Lacroix, 1998
Chib Kayrand	547305 5524103	1965-1972	114 000	1.36	-	0.44	1550	0.05	-	Lacroix, 1998
Copper Cliff	550080 5527778	1970-1974	864 000	1.6	6.50	0.96	13 824	0.83	5.62	Lacroix, 1998
Copper Rand	552055 5526578	1959-1997 2004-2008	14 900 771	1.8	_	2.76	268 214	413	-	Moorhead et al., 2009
Fosse Merrill	548180 5524428	1958-1981 2007-2008	7 896 972	1.77	_	0.60	139 776	4.74		Moorhead et al., 2009
Jaculet	552080 5528728	1960-1971 1974-1977	1091000	1.84	6.85	1.44	20 074	1.57	7.47	Lacroix, 1998
Kokko Creek	547930 5525628	1960-1975	751000	1.98	-	0.31	14 870	0.23	_	Lacroix, 1998
Merrill Island	547830 5524553	1958-1981	2 506 000	1.46		0.40	36 588	1.00	-	Lacroix, 1998
Obalski	543655 5524728	1964-1965	75 000	1.2	6.04	2.60	900	0.20	0.45	Lacroix, 1998
Principale	547830 5524553	1955-1975 1979-1981	4 845 000	1.82	-	1.53	88 179	7.41	-	Lacroix, 1998
Quebec Chibougamau Gold Field	548295 5526359	1963-1971	212 000	1.8	9.26	2.81	3 8 16	0.60	1.96	Lacroix, 1998
Sub-total			37 646 692	2.12		18	659 007	71.8	15.5	
Chibougamau type Cu-Au ve	ins (In NE-SW lac D	oré McKenzie shear zo	ne) and McKenzi	e type	Au-Cu	veins	s (steeply so	uth dippi	ng shea	rveins and sub-
norizontal extension veins within the	e E-W M cKenzie she	ar zone that cut the dex	tral NE-striking Hen	derson-	Portage	shear	zone)	1.2		
Hendersonl	556626 5527564	1959-1971	1650 164	2.23	-	1.40	36 799	2.31	_	Lacroix, 1998
HendersonII	557730 5528128	1960-1988	8 3 15 883	1.78	_	1.57	148 023	13.06	_	Lacroix, 1998
Portage	558030 5528778	1960-1997	5 636 337	177	3.59	3.91	99 763	22.04	20.23	Lacroix, 1998;
Zone S-3	556480 5525078	1985-1989	287 337	0.37	-	3.11	1063	0.89	_	Lacroix, 1998
Sub-total			15 889 721			-	285 648	38.3	20.2	
Opemiska type Cu-Au veins	(In E-W reverse D2 sl	hear zones that are para	allel to the axial surfa	aceofth	ne F2b C	ampbe	ell anticline)			
Springer	509980 5515128	1953-1991	12 964 844	2.54	0.28	0.48	329 307	6.22	3.63	Lacroix, 1998
Perry	510605 5515328	1965-1991	9 041915	2.19	0.11	0.02	198 0 18	0.18	0.99	Lacroix, 1998
Robitaille	511880 5516103	1969-1972	188 000	2.04	11.21	0.53	3 835	0.10	2.11	Lacroix, 1998
Sub-total		- <u>-</u>	22 194 759		-	1	531 160	6.5	6.7	
Orogenic gold deposits										A Lorent and D
Lac Gwillim	538980 5534328	1980-1984	254 066	-	4.56	4.79	_	1.217	1.16	Rive et al., 1985; Lavergne, 1985
Joe Mann	540820 5481853	1956-1959, 1974-1975, 1987-2007	4 754 375	_	_	8.26	_	39.27	_	Houle et al., 2008
Norbeau	549830 5534328	1964-1969	380 000		1.88	13.98	_	5.31	0.71	Laverone, 1985
Cooke	513130 5515083	1976-1989	1973 188	0.66	_	5.04	13 023	9.94	_	Lacroix, 1998
Sub-total		1	7 361629		1		13 023	56	2	
Porphyry Cu									-	
Grandroy	557430 5531428	1967-1969 1974-1975	349 000	1.24	-	0.68	4 328	0.24	_	Lacroix, 1998
Synvolcanic (VMS)	Carlos Series and	Contraction and a	14 W 18 18 19 19 19	100	200 - A.		and set	1	Elando al	
Bruneau	553480 5531728	1966-1967	63 000	1.52	15.09	0.69	958	0.04	0.95	Lacroix, 1998
Lemoine ¹	564330 5512528	1975-1983	758 070	4.2	83.38	4.20	31839	3.41	63.47	Lafrance et al., 2006
Synvolcanic (Synsedimentary	y Cu)						1			
lcon	584830 5565728	1968-1975	1532 000	3	-	-	45 960	-	-	Lavergne, 1985
Total production (as of 2008	1	and the second se	05 704 074	121301			4 574 707	470 4	400 0	

Table 1. Total mineral production for the Chapais-Chibougamau mining camp (1953-2008)

t = tonnes, g/t = grams per tonnes

¹ Lemoine VM S ore also included 9.56% Zn and 72066 t of Zn were produced





U-Pb Geochronology

Samples were collected for U-Pb analysis on zircons from a feldspathic to quartzitic sandstone from the Blondeau Formation (Roy Group) and a conglomerate from the Stella Formation (Opémiska Group). Sample location is shown in Figure 2. Two geochronological methods were employed on these samples at the Geological Survey of Canada: ID-TIMS (Isotope Dilution – Thermal Ionization Mass Spectrometry) on single grains to provide precise ages of detrital zircons and constrain the maximum age of deposition; and SHRIMP II (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) to produce more numerous spot analyses and obtain a broad spectrum of detrital U-Pb ages.

Analytical methods

Zircons were concentrated using standard techniques of disc mill crushing and Wilfly table (water), heavy liquids (bromoform and methyline iodide), and Frantz Isodynamic separation. ID-TIMS techniques are summarized by Parrish *et al.* (1987). Prior to analysis, all zircon fractions were strongly abraded until the crystals assumed a well-rounded shape minimizing the effects of peripheral lead loss (Krogh, 1982). Mass spectrometry, data reduction, and propagation of analytical uncertainties in the calculation of isotopic ratios and ages followed the numerical procedure of Roddick (1987). All TIMS age uncertainties are given at the 95% confidence level (Table 2).

SHRIMP II procedures are described by Stem (1997), with standards and U-Pb calibration methods described by Stern and Amelin (2003). Zircon grains were cast in 2.5 cm diameter epoxy mounts (GSC #IP511) along with fragments of GSC laboratory standard zircon z6266 (used for calibrating the U-Pb ratio) and z1242 (used to monitor Pb isotopic fractionation). The ²⁰⁶Pb/²³⁸U age of z6266 is 559 Ma while the ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ratio of z1242 is 2679 Ma, as determined from ID-TIMS analyses. Internal sections of the grains were exposed by grinding and polishing using 9, 6, and 1 µm diamond compounds. Internal features of zircon grains (such as zoning, internal domains and zones of alteration) were characterized by backscattered electron (BSE) imaging using a Cambridge Instruments scanning electron microscope. Grain-mount surfaces were evaporatively coated with 10 nm high purity Au. Analyses were conducted using an ¹⁶O- primary beam projected onto the zircons at 10 kV. Count rates of 10 isotopes of Zr+, U+, Th+, and Pb+ were sequentially measured over 6 scans with a single electron multiplier and a pulse counting system that has a deadtime of 35 ns.

Table 2.	U-Pb	ID-TIMS	analyses	on single	detrital	zircon	grains
Table L.	O-I D		analyses	on single	actinua	2110011	gramo

							Isotopic	ratios		Mod	elages (M	a)	
Grain	Weight ²	U	Pb ³	Pb⁴	206 P b ⁵	208 P b ⁶	207 Pb ⁶	²⁰⁶ Pb ⁶	207 Pb6	207 Pb7	206 Pb7	207 Pb7	Disc ⁸
	(µg)	(ppm)	(ppm)	(pg)	²⁰⁴ P b	²⁰⁶ P b	²³⁵ U	²³⁸ U	²⁰⁶ P b	²³⁵ U	²³⁸ U	²⁰⁶ P b	
OVB-1	Blondea	u Form	ation, f	eldspa	thic to q	uartzitic	sandstone	e (Z9678)					
A1	1	59	35	1	1019	0.12	13.459±0.20	0.5214±0.19	0.18720±0.08	2712.4±3.7	2705.3±8.3	2718±3	0.56
B1	3	50	29	2	2008	0.12	13.439±0.13	0.5208±0.10	0.18715±0.05	2711.0±2.4	2702.7±4.5	2717±2	0.66
B2	2	65	38	1	6748	0.11	13.482±0.12	0.5222±0.10	0.18726±0.05	2714.1±2.3	2708.4±4.4	2718±2	0.44
B4	5	47	28	8	735	0.12	13.526±0.20	0.5231±0.19	0.18756±0.09	2717.1±3.7	2712.128.5	2721±3	0.39
B5	3	66	40	1	4463	0.18	13.480±0.12	0.5216±0.10	0.18744±0.05	2713.9±2.3	2705.9±4.5	2720±2	0.63
OVB-3	Stella F	ormatio	on, mat	rix-sup	ported p	olymicti	c conglom	erate (Z967	9)				
A1	1	36	21	2	853	0.11	13.498±0.18	0.5222±0.16	0.18748±0.08	2715.2±3.4	2708.4±7.2	2720±3	0.53
A2	1	61	36	1	1996	0.15	13.302±0.19	0.5186±0.17	0.18602±0.10	2701.3±3.5	2693.4±7.7	2707±3	0.63
A3	1	84	50	2	1243	0.15	13.304±0.15	0.5199±0.13	0.18560±0.06	2701.5±2.9	2698.6±5.8	2704±2	0.23
A4	1	47	28	2	750	0.13	13.333±0.17	0.5199±0.14	0.18599±0.09	2703.5±3.3	2698.8±6.2	2707±3	0.37
B1	1	52	31	1	1521	0.18	13.213±0.17	0.5168±0.15	0.18544±0.07	2695.0±3.2	2685.4±6.7	2702±2	0.76
B2	1	94	58	1	3064	0.19	13.266±0.13	0.5185±0.11	0.18555±0.05	2698.8±2.4	2693.0±4.7	2703±2	0.46

NOTES:¹all zircons are diamagnetic; ²error on weight = ±1µg; ³radiogenic Pb; ⁴total common Pb on analysis corrected for fractionation and spike; ⁵measured ratio corrected for spike and Pb fractionation of 0.09 ±0.03 percent per AM U; ⁶corrected for blank Pb and U, common Pb, errors quoted are in 2σ percent; ⁷age errors quoted are 2σ in M a; ⁸discordance in percent along a discordia to origin.

A 1 σ error for ²⁰⁶Pb/²³⁸U ratios reported in the data tables incorporates a ±1.0% error in calibrating the zircon standard (see Stern and Amelin, 2003). Common Pb correction used the measured ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb ratios and compositions modeled after Cumming and Richards (1975). Isoplot version 3.00 (Ludwig, 2003) was used to calculate weighted means of the dates.

U-Pb isotopic data for mount IP#511 was collected in two separate sessions two months apart (Table 3). In the first session, the sputtered area used for analysis was *ca.* 36 µm in diameter with a beam current of *ca.* 9 nA. In the second session, the sputtered area used for analysis was *ca.* 22 µm in diameter with a beam current of *ca.* 14 nA. For the first session, the weighted mean 207 Pb/²⁰⁶Pb age for standard z1242 is 2683 ± 10 Ma (n = 12) and for the second session 2674.8 ± 5.2 Ma (n = 9). As the value for the second session was more precise, a fractionation correction was applied to the Pb-isotope data.

Detrital age determinations from the Blondeau Formation

The detrital zircon population consists of light brown stubby prisms that are characteristic of an igneous origin. Few grains show evidence of rounding by mechanical abrasion, suggesting a proximal source. A cluster of five single grain analyses are concordant to 0.6% discordant (Fig. 3A). A maximum age of deposition of 2721 ± 3 Ma is based on the 207 Pb/ 206 Pb age of concordant analysis (B4), which is consistent with a 2717 ± 1 minimum age determined on zircon from a cross-cutting quartz-bearing ferrodiorite sill of the Cummings Complex (Mortensen, 1993). Analysis B1 yields a significantly younger 207 Pb/ 206 Pb age of 2711 ± 2 Ma. However, this

analysis corresponds to a tabular grain with simple pyramids and sharp edges that is atypical of the general population.

Seventy SHRIMP ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages from sample OVB-1 (Z9678) of the Blondeau Formation are clustered with an age range from 2737 ± 14 Ma to 2687 ± 26 Ma. A probability distribution plot shows a single population with a peak at 2712 Ma (Fig. 3C). This age peak coincides, within uncertainty, with the 2717 ± 1 Ma age for a Cummings Complex sill that intrude the Blondeau Formation. It also coincides with the $2712 \pm 9/-7$ Ma age for a quartz-feldspar porphyritic sill intruding the Bruneau Formation (Mortensen, 1993), and thus strengthens the idea previously based on field observations that such sills may represent feeders to the overlying Blondeau Formation lavas (Bélanger, 1979a). The data indicate a single zircon population, derived from proximal igneous sources, indistinguishable in age from the time of deposition. The age distribution is consistent with the zircon igneous morphology and general absence of rounding.

Detrital age determinations from the Stella Formation

Zircons are light brown prisms of igneous origin that are slightly more elongate than those from the Blondeau Formation and are also slightly more round. Six single grain analyses from the Stella conglomerate are concordant to 0.76% discordant (Fig. 3B), with 207 Pb/ 206 Pb ages ranging from 2720 ± 3 Ma to 2702 ± 2 Ma. A 2704 ± 2 Ma maximum age of deposition is based on concordant analysis A3.

The majority SHRIMP ages (56) of 207 Pb/ 206 Pb ages from sample OVB-3 (Z9679) of the Stella Formation are clustered about a well defined peak at 2701 Ma (Fig. 3D). A few grains (Fig. 3D) reveal a small peak at 2736 Ma. While a single 2791 ± 14 Ma zircon reflects input from older rocks, the main zircon population is derived from igneous sources indistinguishable in age from the time of deposition.



Figure 3. Concordia diagrams for ID-TIMS U-Pb single detrital zircon analyses. A) Blondeau feldspathic to quartzitic sandstone. B) Stella conglomerate. Probability distribution diagrams and histograms (20 Ma bins) of ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages and concordia diagrams (insets) for SHRIMP spot analyses of detrital zircons. C) Blondeau feldspathic to quartzitic sandstone. D) Stella conglomerate.

Table 3 (cont.). U-Pb SHRIMP isotopic data

																		Appare	ent Age	s (Ma)		
Spot Name	U (ppm)	Th (ppm)	Th U	Pb* (ppm)	²⁰⁴ P b (ppb)	204 Pb 206 Pb	±204 Pb 206 Pb	f(206) ²⁰⁴	208"Pb 206"Pb	±208 Pb	207" Pb 235 U	±207 Pb 235 U	206" Pb 238 U	± ²⁰⁶ P b ²³⁸ U	Corr Coeff	207"Pb 206"Pb	±207 Pb 206 Pb	206 Pb 238 U	± ²⁰⁶ P b ²³⁸ U	207 Pb 206 Pb	±207 Pb	Disc (%)
OVB-1 Blor	ndeau	Format	ion,	feldspa	thic to	quartziti	c sandst	one (Z96	78)												Sec. 20.	
2nd session				1.5.40		No.																
9678-130.2	108	37	0.35	55	4.3	0.000099	0.000027	0.0017	0.094	0.011	11.85	0.21	0.465	0.0079	0.97	0.18478	0.0008	2463	35	2696	7	+10
9678-132.2	55	22	0.41	30	0.6	0.000024	0.000021	0.0004	0.123	0.016	12.79	0.22	0.494	0.0082	0.96	0.18793	0.0009	2586	35	2724	8	+6
9678-138.1	81	30	0.38	46	1.5	0.000041	0.000035	0.0007	0.104	0.014	13.41	0.23	0.520	0.0085	0.97	0.18694	0.0008	2700	36	2715	7	+0
9678-139.2	66	23	0.36	38	0.6	0.000020	0.000045	0.0004	0.104	0.014	13.28	0.24	0.516	0.0086	0.93	0.18653	0.0013	2684	37	2712	11	+1
9678-143.1	153	93	0.62	95	6.0	0.000085	0.000016	0.0015	0.174	0.024	13.64	0.22	0.533	0.0085	0.98	0.18553	0.0005	2755	36	2703	5	-3
9678-147.1	71	30	0.44	43	0.6	0.000017	0.000021	0.0003	0.129	0.018	13.94	0.23	0.541	0.0089	0.97	0.18697	0.0007	2786	37	2716	7	-3
9678-148.2	136	42	0.32	78	0.8	0.000013	0.000023	0.0002	0.088	0.012	13.59	0.22	0.527	0.0085	0.98	0.18702	0.0006	2729	36	2716	5	-1
9678-149.2	88	30	0.35	50	2.7	0.000070	0.000020	0.0012	0.096	0.013	13.36	0.22	0.517	0.0084	0.98	0.18742	0.0007	2686	36	2720	6	+1
9678-150.2	105	39	0.38	61	1.4	0.000029	0.000006	0.0005	0.110	0.015	13.48	0.25	0.526	0.0094	0.99	0.18567	0.0006	2727	40	2704	5	-1
9678-1512	64	23	0.37	37	2.3	0.000080	0.000019	0.0014	0.105	0.014	13.43	0.23	0.523	0.0086	0.97	0.18629	0.0008	2712	36	2710	7	-0
9678-153.2	114	31	0.28	64	2.1	0.000041	0.000022	0.0007	0.080	0.011	13.37	0.22	0.519	0.0084	0.98	0.18696	0.0006	2693	36	2716	6	+1
9678-154.2	50	16	0.32	27	2.4	0.000108	0.000037	0.0019	0.094	0.012	12.87	0.22	0.502	0.0083	0.95	0.18609	0.0010	2621	36	2708	9	+4
9678-156.2	106	64	0.62	62	4.2	0.000091	0.000041	0.0016	0.179	0.023	12.94	0.22	0.505	0.0082	0.97	0.18599	0.0008	2634	35	2707	7	+3
9678-158.2	75	29	0.40	43	3.1	0.000092	0.000029	0.0016	0.112	0.015	13.22	0.22	0.517	0.0085	0.97	0.18543	0.0008	2687	36	2702	7	+0
9678-1611	85	35	0.42	50	1.9	0.000050	0.000031	0.0009	0.120	0.016	13.49	0.23	0.525	0.0085	0.94	0.18637	0.0011	2720	36	2710	9	-1
9678-29.2	91	25	0.28	51	2.8	0.000070	0.000024	0.0012	0.079	0.010	13.13	0.22	0.514	0.0083	0.96	0.18541	0.0008	2672	36	2702	7	+1
9678-36.1	47	13	0.29	26	2.2	0.000106	0.000036	0.0018	0.075	0.010	13.28	0.23	0.516	0.0086	0.95	0.18661	0.0010	2682	37	273	9	+1
9678-37.2	93	24	0.27	52	2.7	0.000065	0.000021	0.0011	0.079	0.010	13.23	0.23	0.515	0.0084	0.93	0.18627	0.0012	2678	36	2709	11	+1
9678-39.2	50	20	0.40	29	7.3	0.000317	0.000072	0.0055	0.111	0.015	13.49	0.24	0.525	8800.0	0.93	0.18623	0.0013	2722	37	2709	11	-1
9678-412	79	40	0.51	49	11	0.000029	0.000027	0.0005	0.146	0.020	13.98	0.23	0.538	0.0088	0.97	0.18835	0.0007	2776	37	2728	6	-2
9678-45.1	128	52	0.41	77	2.2	0.000037	0.000017	0.0006	0.117	0.016	13.86	0.23	0.537	0.0087	0.98	0.18710	0.0007	2772	37	2717	6	-3
9678-47.2	24	6	0.27	14	1.3	0.000117	0.000029	0.0020	0.084	0.011	13.32	0.25	0.519	0.0091	0.93	0.18615	0.0012	2695	39	2708	11	+0
9678-49.1	113	38	0.35	63	3.9	0.000077	0.000021	0.0013	0.096	0.013	13.11	0.22	0.508	0.0082	0.97	0.18704	0.0007	2649	35	2716	6	+3
9678-52.2	104	35	0.34	58	2.4	0.000052	0.000024	0.0009	0.096	0.013	13.14	0.22	0.507	0.0082	0.97	0.18805	0.0007	2643	35	2725	6	+3
9678-53.1	66	25	0.39	38	3.5	0.000 120	0.000036	0.0021	0.110	0.014	13.07	0.23	0.510	0.0084	0.96	0.18567	0.0009	2659	36	2704	8	+2
9678-55.2	185	137	0.75	112	0.5	0.000006	0.000003	0.0001	0.219	0.028	12.96	0.21	0.504	0.0081	0.99	0.18628	0.0005	2633	35	2710	4	+3
9678-612	76	28	0.38	43	1.9	0.000055	0.000033	0.0009	0.110	0.015	13.19	0.24	0.512	0.0084	0.89	0.18679	0.0016	2665	36	2714	14	+2
9678-63.2	77	32	0.42	48	2.4	0.000065	0.000028	0.0011	0.122	0.017	14.34	0.24	0.550	0.0091	0.96	0.18899	0.0008	2826	38	2733	7	-4
9678-68.1	175	79	0.46	100	3.4	0.000044	0.000011	0.0008	0.128	0.017	13.01	0.21	0.505	0.0081	0.99	0.18681	0.0005	2636	35	2714	4	+3
9678-70.2	133	33	0.25	71	2.5	0.000043	0.000013	0.0007	0.071	0.009	12.71	0.21	0.492	0.0081	0.98	0.18760	0.0006	2577	35	2721	5	+6
9678-72.2	70	25	0.36	41	0.8	0.000025	0.000006	0.0004	0.104	0.014	13.49	0.23	0.524	0.0086	0.97	0.18666	0.0007	2717	36	2713	6	-0

Table 3 (cont.). U-Pb SHRIMP isotopic data

																		Appare	ent Age	s (Ma)		
Spot Name	U	Th	Ih	Pb*	²⁰⁴ P b	²⁰⁴ Pb	± ²⁰⁴ P b		^{208°} Pb	±208 Pb	207°Pb	± ²⁰⁷ Pb	206'Pb	±206 Pb	Corr	207' Pb	± ²⁰⁷ Pb	206 P b	±206 Pb	207 Pb	±207 Pb	Disc
	(ppm)	(ppm)	U	(ppm)	(ppb)	²⁰⁶ P b	²⁰⁶ P b	f(206) ²⁰⁴	^{206°} P b	²⁰⁶ P b	²³⁵ U	²³⁵ U	²³⁸ U	²³⁸ U	Coeff	^{206°} P b	²⁰⁶ P b	²³⁸ U	²³⁸ U	²⁰⁶ P b	²⁰⁶ P b	(%)
OVB-1Blo	ndeau I	Formati	ion, f	eldspa	thic to	quartziti	c sandst	one (Z96	78)													
2nd session																						
9678-130.2	108	37	0.35	55	4.3	0.000099	0.000027	0.0017	0.094	0.011	1185	0.21	0.465	0.0079	0.97	0.18478	8000.0	2463	35	2696	7	+10
9678-132.2	55	22	0.41	30	0.6	0.000024	0.000021	0.0004	0.123	0.016	12.79	0.22	0.494	0.0082	0.96	0.18793	0.0009	2586	35	2724	8	+6
9678-138.1	81	30	0.38	46	1.5	0.000041	0.000035	0.0007	0.104	0.014	13.41	0.23	0.520	0.0085	0.97	0.18694	8000.0	2700	36	2715	7	+0
9678-139.2	66	23	0.36	38	0.6	0.000020	0.000045	0.0004	0.104	0.014	13.28	0.24	0.516	0.0086	0.93	0.18653	0.0013	2684	37	2712	11	+1
9678-143.1	153	93	0.62	95	6.0	0.000085	0.000016	0.0015	0.174	0.024	13.64	0.22	0.533	0.0085	0.98	0.18553	0.0005	2755	36	2703	5	-3
9678-147.1	71	30	0.44	43	0.6	0.000017	0.000021	0.0003	0.129	0.018	13.94	0.23	0.541	0.0089	0.97	0.18697	0.0007	2786	37	2716	7	-3
9678-148.2	136	42	0.32	78	0.8	0.000013	0.000023	0.0002	0.088	0.012	13.59	0.22	0.527	0.0085	0.98	0.18702	0.0006	2729	36	2716	5	-1
9678-149.2	88	30	0.35	50	2.7	0.000070	0.000020	0.0012	0.096	0.013	13.36	0.22	0.517	0.0084	0.98	0.18742	0.0007	2686	36	2720	6	+1
9678-150.2	105	39	0.38	61	1.4	0.000029	0.000006	0.0005	0.110	0.015	13.48	0.25	0.526	0.0094	0.99	0.18567	0.0006	2727	40	2704	5	-1
9678-1512	64	23	0.37	37	2.3	0.000080	0.000019	0.0014	0.105	0.014	13.43	0.23	0.523	0.0086	0.97	0.18629	0.0008	2712	36	2710	7	-0
9678-153.2	114	31	0.28	64	2.1	0.000041	0.000022	0.0007	0.080	0.011	13.37	0.22	0.519	0.0084	0.98	0.18696	0.0006	2693	36	2716	6	+1
9678-154.2	50	16	0.32	27	2.4	0.000108	0.000037	0.0019	0.094	0.012	12.87	0.22	0.502	0.0083	0.95	0.18609	0.0010	2621	36	2708	9	+4
9678-156.2	106	64	0.62	62	4.2	0.000091	0.000041	0.0016	0.179	0.023	12.94	0.22	0.505	0.0082	0.97	0.18599	0.0008	2634	35	2707	7	+3
9678-158.2	75	29	0.40	43	3.1	0.000092	0.000029	0.0016	0.112	0.015	13.22	0.22	0.517	0.0085	0.97	0.18543	0.0008	2687	36	2702	7	+0
9678-161.1	85	35	0.42	50	1.9	0.000050	0.000031	0.0009	0.120	0.016	13.49	0.23	0.525	0.0085	0.94	0.18637	0.0011	2720	36	2710	9	-1
9678-29.2	91	25	0.28	51	2.8	0.000070	0.000024	0.0012	0.079	0.010	13.13	0.22	0.514	0.0083	0.96	0.18541	8000.0	2672	36	2702	7	+1
9678-36.1	47	13	0.29	26	2.2	0.000106	0.000036	0.0018	0.075	0.010	13.28	0.23	0.516	0.0086	0.95	0.18661	0.0010	2682	37	2713	9	+1
9678-37.2	93	24	0.27	52	2.7	0.000065	0.000021	0.0011	0.079	0.010	13.23	0.23	0.515	0.0084	0.93	0.18627	0.0012	2678	36	2709	11	+1
9678-39.2	50	20	0.40	29	7.3	0.000317	0.000072	0.0055	0.111	0.015	13.49	0.24	0.525	0.0088	0.93	0.18623	0.0013	2722	37	2709	11	-1
9678-41.2	79	40	0.51	49	1.1	0.000029	0.000027	0.0005	0.146	0.020	13.98	0.23	0.538	0.0088	0.97	0.18835	0.0007	2776	37	2728	6	-2
9678-45.1	128	52	0.41	77	2.2	0.000037	0.000017	0.0006	0.117	0.016	13.86	0.23	0.537	0.0087	0.98	0.18710	0.0007	2772	37	2717	6	-3
9678-47.2	24	6	0.27	14	1.3	0.000117	0.000029	0.0020	0.084	0.011	13.32	0.25	0.519	0.0091	0.93	0.18615	0.0012	2695	39	2708	11	+0
9678-49.1	113	38	0.35	63	3.9	0.000077	0.000021	0.0013	0.096	0.013	13.11	0.22	0.508	0.0082	0.97	0.18704	0.0007	2649	35	2716	6	+3
9678-52.2	104	35	0.34	58	2.4	0.000052	0.000024	0.0009	0.096	0.013	13.14	0.22	0.507	0.0082	0.97	0.18805	0.0007	2643	35	2725	6	+3
9678-53.1	66	25	0.39	38	3.5	0.000120	0.000036	0.0021	0.110	0.014	13.07	0.23	0.510	0.0084	0.96	0.18567	0.0009	2659	36	2704	8	+2
9678-55.2	185	137	0.75	112	0.5	0.000006	0.000003	0.0001	0.219	0.028	12.96	0.21	0.504	0.0081	0.99	0.18628	0.0005	2633	35	2710	4	+3
9678-61.2	76	28	0.38	43	1.9	0.000055	0.000033	0.0009	0.110	0.015	13.19	0.24	0.512	0.0084	0.89	0.18679	0.0016	2665	36	2714	14	+2
9678-63.2	77	32	0.42	48	2.4	0.000065	0.000028	0.0011	0.122	0.017	14.34	0.24	0.550	0.0091	0.96	0.18899	8000.0	2826	38	2733	7	-4
9678-68.1	175	79	0.46	100	3.4	0.000044	0.000011	8000.0	0.128	0.017	13.01	0.21	0.505	0.0081	0.99	0.18681	0.0005	2636	35	2714	4	+3
9678-70.2	133	33	0.25	71	2.5	0.000043	0.000013	0.0007	0.071	0.009	12.71	0.21	0.492	0.0081	0.98	0.18760	0.0006	2577	35	2721	5	+6
9678-72.2	70	25	0.36	41	0.8	0.000025	0.000006	0.0004	0.104	0.014	13.49	0.23	0.524	0.0086	0.97	0.18666	0.0007	2717	36	2713	6	-0

Table 3 (cont.). U-Pb SHRIMP isotopic data

																		Appan	ent Age	s (ivi a)	1	in the second second
Spot Name	U	Th	Ih	Pb*	204 P b	204 Pb	±204 Pb		208"Pb	±208 Pb	207. Pb	±207 Pb	206"Pb	±206 Pb	Corr	207"Pb	±207 Pb	206 P b	±206 P b	207 P b	±207 Pb	Disc
	(ppm)	(ppm)	U	(ppm)	(ppb)	206 P b	206 P b	f(206) ²⁰⁴	* 206. P b	206 P b	235 U	235 U	238 U	238 U	Coeff	206°Pb	206 P b	238 U	238 U	206 P b	206 P b	(%)
OVB-1Blo	ndeau F	ormat	ion, f	feldspa	thic to	quartziti	c sandst	one (Z96	78)													
2nd session																						
9678-812	92	69	0.76	58	0.3	0.000007	0.000005	0.0001	0.223	0.030	13.30	0.22	0.519	0.0084	0.98	0.18577	0.0006	2696	36	2705	6	+0
9678-83.2	121	41	0.34	68	3.7	0.000069	0.000018	0.0012	0.099	0.013	13.25	0.22	0.515	0.0083	0.98	0.18650	0.0006	2679	35	2712	5	+1
9678-85.2	59	25	0.43	35	0.0	0.000000	0.000000	0.0000	0.129	0.017	13.25	0.23	0.519	0.0088	0.95	0.18501	0.0010	2696	37	2698	9	-0
9678-87.1	122	68	0.57	73	3.3	0.000059	0.000020	0.0010	0.159	0.021	13.40	0.23	0.519	0.0084	0.94	0.18733	0.0011	2694	36	2719	10	+1
9678-90.2	89	41	0.48	52	2.9	0.000072	0.000021	0.0012	0.130	0.017	13.41	0.22	0.521	0.0085	0.97	0.18653	0.0007	2706	36	2712	6	+0
9678-912	86	34	0.40	49	1.4	0.000037	0.000009	0.0006	0.113	0.015	13.22	0.22	0.513	0.0084	0.97	0.18690	0.0007	2670	36	2715	6	+2
9678-92.2	124	53	0.44	73	4.1	0.000073	0.000015	0.0013	0.124	0.017	13.47	0.22	0.521	0.0084	0.98	0.18739	0.0006	2705	36	2719	5	+0
9678-96.1	71	18	0.26	40	0.4	0.000012	0.000023	0.0002	0.072	0.010	13.44	0.23	0.521	0.0086	0.97	0.18699	0.0008	2704	36	2716	7	+0
9678-97.2	88	40	0.46	51	2.3	0.000060	0.000013	0.0010	0.129	0.017	13.13	0.23	0.511	0.0084	0.96	0.18658	0.0009	2659	36	2712	8	+2
OVB-3 Ste	lla Forr	nation	mat	rix-sup	ported	polymict	ic congl	omerate	(Z9679)													
1st session																						
9679-11	82	48	0.59	52	0.9	0.000023	0.000028	0.00040	0.1698	0.0030	14.57	0.55	0.5399	0.0202	0.99	0.1958	8000.0	2783	85	2791	7	0.4
9679-100.1	91	48	0.53	52	2.4	0.000061	0.000019	0.00106	0.1573	0.0024	12.58	0.47	0.4962	0.0185	0.99	0.1839	0.0006	2597	80	2688	6	4.1
9679-100.2	153	88	0.58	73	0.0	0.000000	0.000000	0.00000	0.1623	0.0053	10.61	0.41	0.4118	0.0158	0.98	0.1869	0.0014	2223	72	2715	12	21.4
9679-120.1	53	18	0.33	29	1.3	0.000057	0.000025	0.00098	0.0965	0.0024	12.83	0.50	0.5004	0.0195	0.99	0.1859	0.0010	2616	84	2706	9	4.1
9679-123.1	95	38	0.40	53	2.1	0.000051	0.000015	0.00089	0.121	0.0021	12.86	0.48	0.5049	0.0188	0.99	0.1847	8000.0	2635	81	2696	7	2.8
9679-13.1	88	32	0.36	49	-0.6	-0.000015	-0.000011	-0.00026	0.1042	0.0024	12.81	0.48	0.5043	0.0188	0.99	0.1842	0.0009	2632	81	2691	8	2.7
9679-14.1	72	53	0.74	43	0.0	0.000000	0.000000	0.00000	0.2206	0.0044	12.89	0.52	0.5047	0.0201	0.99	0.1852	0.0010	2634	86	2700	9	3.0
9679-15.1	55	23	0.41	33	1.0	0.000040	0.000012	0.00069	0.1192	0.0031	13.59	0.52	0.5320	0.0200	0.99	0.1852	0.0010	2750	84	2700	9	-2.3
9679-16.1	90	43	0.48	51	1.9	0.000049	0.000026	0.00085	0.1318	0.0033	12.87	0.49	0.5044	0.0189	0.99	0.1851	0.0010	2633	81	2699	9	3.0
9679-2.1	84	49	0.58	50	1.5	0.000039	0.000009	0.00068	0.1686	0.0031	13.14	0.50	0.5178	0.0194	0.99	0.1841	8000.0	2690	82	2690	7	0.0
9679-22.1	167	83	0.50	102	5.1	0.000066	0.000026	0.00115	0.1473	0.0032	13.65	0.51	0.5347	0.0199	1.00	0.1852	0.0006	2761	84	2700	6	-2.8
9679-26.1	117	118	1.00	75	0.0	0.000000	0.000000	0.00000	0.2981	0.0034	12.97	0.49	0.5006	0.0187	0.99	0.1879	8000.0	2616	81	2724	7	4.8
9679-311	68	29	0.43	39	2.2	0.000072	0.000023	0.00126	0.1269	0.0033	13.00	0.50	0.5109	0.0196	0.99	0.1845	0.0010	2660	84	2694	9	1.5
9679-33.1	107	50	0.46	61	1.0	0.000022	0.000010	0.00038	0.1350	0.0026	12.76	0.49	0.4986	0.0189	0.99	0.1856	0.0007	2608	81	2703	7	4.3
9679-34.1	97	55	0.56	60	12	0.000026	0.000025	0.00045	0.1658	0.0025	13.55	0.51	0.5340	0.0200	0.99	0.1840	0.0006	2758	84	2690	6	-3.1
9679-35.1	121	61	0.51	69	1.8	0.000034	0.000007	0.00059	0.1467	0.0028	12.73	0.48	0.4976	0.0186	0.99	0.1855	0.0008	2603	80	2703	7	4.5
9679-4.1	24	10	0.43	14	2.8	0.000262	0.000051	0.00454	0.1000	0.0046	13.27	0.53	0.5143	0.0198	0.97	0.1871	0.0016	2675	84	2717	16	1.9
9679-42.1	100	55	0.55	60	17	0.000037	0.000011	0.00064	0.1563	0.0023	13.18	0.49	0.5191	0.0193	1.00	0.1841	0.0006	2696	82	2690	6	-0.3
9679-43.1	95	47	0.49	53	1.9	0.000047	0.000017	0.00081	0.1438	0.0037	12.45	0.47	0.4914	0.0184	0.99	0.1837	0.0007	2577	80	2687	7	5.0
9679-45.1	103	75	0.72	65	1.3	0.000028	0.000020	0.00049	0.2088	0.0086	13.11	0.57	0.5243	0.0213	0.93	0.1814	0.0029	2717	90	2666	27	-2.4

188 -

Table 3 (cont.). L	J-Pb S	HRI	MP is a	otopic	data												Appare	ent Age	s (Ma)		
Spot Nam	e U	Th	Τh	Pb*	²⁰⁴ P b	²⁰⁴ P b	±204 Pb		208°Pb	±208 Pb	207°Pb	± ²⁰⁷ P b	206° P b	±206 Pb	Corr	207°Pb	±207 Pb	206 Pb	±206 Pb	207 Pb	±207 Pb	Disc
	(ppm)	(ppm)	U	(ppm)	(ppb)	²⁰⁶ P b	²⁰⁶ P b	f(206) ²⁰⁴	206"Pb	²⁰⁶ P b	²³⁵ U	^{2 3 5} U	²³⁸ U	²³⁸ U	Coeff	²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ P b	²³⁸ U	^{2 3 8} U	²⁰⁶ P b	²⁰⁶ P b	(%)
OVB-3 Ste	ella Forn	nation,	mat	rix-sup	ported	polymic	ic congl	omerate ((Z9679)													
1st session																						
9679-5.1	76	34	0.45	47	3.1	0.000086	0.000029	0.00148	0.1349	0.0032	13.96	0.53	0.5458	0.0205	0.99	0.1856	0.0009	2808	86	2703	9	-4.8
9679-6.1	108	52	0.48	64	3.2	0.000067	0.000022	0.00115	0.1421	0.0029	13.18	0.50	0.5188	0.0194	0.99	0.1843	0.0009	2694	82	2692	9	-0.1
9679-86.1	124	70	0.56	73	0.4	0.000007	0.000037	0.00011	0.1706	0.0027	12.86	0.48	0.5035	0.0188	0.99	0.1852	0.0007	2629	80	2700	7	3.2
9679-88.1	61	1	0.02	32	1.0	0.000038	0.000013	0.00067	0.0064	0.0006	13.13	0.50	0.5097	0.0192	0.99	0.1869	0.0009	2656	82	2715	8	2.7
9679-89.1	69	26	0.38	39	0.0	0.000000	0.000000	0.00000	0.1142	0.0029	12.70	0.48	0.5008	0.0188	0.99	0.1839	0.0009	2617	81	2688	8	3.2
9679-89.2	120	48	0.40	60	0.2	0.000005	0.000042	0.00009	0.1189	0.0026	11.51	0.45	0.4463	0.0173	0.99	0.1871	0.0009	2379	77	2717	9	14.9
9679-9.1	99	41	0.41	58	0.0	0.000000	0.000000	0.00000	0.1246	0.0030	13.29	0.50	0.5204	0.0195	0.99	0.1853	0.0011	2701	83	2701	10	0.0
9679-92.1	81	45	0.55	48	1.1	0.000031	0.000009	0.00054	0.1521	0.0036	13.04	0.50	0.5145	0.0193	0.97	0.1838	0.0016	2676	82	2687	15	0.5
9679-97.1	374	197	0.53	233	1.6	0.000009	0.000008	0.00015	0.1554	0.0012	14.09	0.52	0.5398	0.0200	1.00	0.1893	0.0003	2782	84	2736	3	-2.1
2nd session																						
9679-103.1	118	54	0.45	70	5.4	0.000099	0.000026	0.00171	0.1295	0.0015	13.47	0.22	0.5267	0.0085	0.98	0.18543	0.0006	2728	36	2702	5	-14
9679-109.1	80	27	0.34	45	2.2	0.000062	0.000055	0.00107	0.0947	0.0017	13.13	0.22	0.5072	0.0083	0.95	0.18776	0.0010	2645	35	2723	8	3.3
9679-112.1	39	16	0.40	22	1.6	0.000098	0.000037	0.00169	0.1278	0.0028	12.93	0.23	0.4984	0.0084	0.95	0.18820	0.0011	2607	36	2727	9	5.1
9679-12.2	106	57	0.54	64	2.6	0.000055	0.00002	0.00095	0.1593	0.0019	13.36	0.22	0.5206	0.0084	0.98	0.18613	0.0006	2702	36	2708	6	0.1
9679-124.1	81	37	0.46	48	2.3	0.000062	0.000034	0.00107	0.1386	0.0024	13.29	0.22	0.5197	0.0085	0.97	0.18549	0.0008	2698	36	2703	7	0.0
9679-138.1	126	43	0.34	71	0.4	800000.0	0.000017	0.00013	0.1017	0.0014	13.15	0.22	0.5115	0.0082	0.98	0.18651	0.0006	2663	35	2712	5	2.0
9679-141.1	173	80	0.46	103	1.7	0.000021	0.000004	0.00037	0.1330	0.0013	13.49	0.22	0.5282	0.0084	0.99	0.18519	0.0004	2734	36	2700	4	-18
9679-143.1	88	43	0.50	51	0.4	0.000010	0.000039	0.00017	0.1468	0.0020	13.17	0.23	0.5122	0.0083	0.93	0.18655	0.0012	2666	35	2712	10	1.9
9679-145.1	143	124	0.87	90	0.8	0.000012	0.000014	0.00021	0.2498	0.0025	13.18	0.21	0.5122	0.0082	0.99	0.18669	0.0005	2666	35	2713	5	1.9
9679-18.2	69	41	0.59	41	12	0.000038	0.000014	0.00067	0.1723	0.0025	13.44	0.23	0.5189	0.0085	0.97	0.18778	0.0007	2695	36	2723	7	1.1
9679-24.2	126	92	0.73	77	0.4	0.000007	0.000017	0.00011	0.2182	0.0021	13.03	0.21	0.5087	0.0082	0.98	0.18574	0.0006	2651	35	2705	5	2.2
9679-40.1	125	65	0.52	76	9.1	0.000 158	0.000029	0.00273	0.1468	0.0017	13.56	0.22	0.5321	0.0086	0.98	0.18478	0.0006	2750	36	2696	6	-2.7
9679-46.2	119	59	0.49	73	1.3	0.000024	0.000007	0.00042	0.1446	0.0016	13.75	0.22	0.5341	0.0086	0.98	0.18674	0.0005	2759	36	2714	5	-2.3
9679-48.2	110	49	0.45	65	1.4	0.000027	0.000022	0.00047	0.1342	0.0017	13.52	0.22	0.5266	0.0085	0.98	0.18626	0.0006	2727	36	2709	6	-10
9679-49.1	300	190	0.63	185	5.6	0.000041	0.000014	0.00071	0.1851	0.0012	13.37	0.21	0.5253	0.0083	0.99	0.18460	0.0004	2721	35	2695	4	-14
9679-512	71	26	0.37	42	1.3	0.000041	300000.0	0.00071	0.1118	0.0019	13.65	0.23	0.5340	0.0087	0.98	0.18539	0.0007	2758	37	2702	6	-2.8
9679-53.1	120	62	0.52	73	4.8	0.000088	0.000025	0.00153	0.1539	0.0017	13.54	0.22	0.5277	0.0085	0.98	0.18607	0.0006	2732	36	2708	5	-13
9679-54.2	71	59	0.83	46	0.2	0.000007	0.000004	0.00013	0.2465	0.0028	13.52	0.23	0.5264	0.0086	0.98	0.18633	0.0007	2726	36	2710	6	-10
9679-56.2	56	28	0.50	33	2.5	0.000098	0.000030	0.00170	0.1407	0.0024	13.32	0.23	0.5252	0.0086	0.96	0.18389	0.0009	2721	37	2688	8	-17
9679-57.1	122	67	0.55	73	1.2	0.000022	0.00001	0.00039	0.1636	0.0018	13.13	0.22	0.5140	0.0083	0.98	0.18532	0.0006	2674	35	2701	5	1.0
9679-58.1	131	78	0.60	80	3.0	0.000051	0.000012	0.00088	0.1687	0.0026	13.54	0.22	0.5272	0.0085	0.98	0.18629	0.0005	2730	36	2710	5	-1.1
9679-611	146	81	0.55	86	4.1	0.000064	0.000015	0.00112	0.1660	0.0017	13.03	0.22	0.5081	0.0084	0.99	0.18595	0.0005	2649	36	2707	5	2.4
9679-77.1	96	45	0.48	57	0.8	0.000020	0.000034	0.00034	0.1393	0.0018	13.35	0.22	0.5207	0.0084	0.97	0.18589	0.0007	2702	36	2706	7	0.0

Table 3 (c	ont.).	U-Pb S	HRI	MP is c	otopic o	data												Appare	ent Age	s (Ma)		
Spot Name	U (ppm)	Th (ppm)	Th U	P b* (ppm)	²⁰⁴ P b (ppb)	204 Pb 206 Pb	± ²⁰⁴ Pb ²⁰⁶ Pb	f(206) ²⁰⁴	208"Pb	± ²⁰⁸ Pb ²⁰⁶ Pb	207"Pb 235U	±207 Pb 235 U	206° Pb 238 U	±206 Pb 238 U	Corr Coeff	207" Pb 206" Pb	± ²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	206 Pb 238 U	± ²⁰⁶ P b ²³⁸ U	207 Pb 206 Pb	± ²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	Disc (%)
OVB-3 Stel	la For	mation,	mat	rix-sup	ported	polymict	ic congle	omerate	(Z9679)		1				1.00	1. 2. P. 1. 1		Sec.	Server 1	1946		
2nd session																						
9679-8.2.1	113	51	0.45	64	1.7	0.000035	0.000032	0.00060	0.1345	0.0018	12.80	0.21	0.4998	0.0081	0.97	0.18568	0.0007	2613	35	2704	6	3.9
9679-8.2.2	116	52	0.45	60	6.8	0.000 146	0.000028	0.00252	0.1322	0.0020	1185	0.20	0.4636	0.0075	0.97	0.18545	0.0008	2455	33	2702	7	10.8
9679-80.1	127	61	0.48	74	1.6	0.000028	0.000005	0.00048	0.1374	0.0016	13.08	0.21	0.5092	0.0082	0.98	0.18636	0.0005	2653	35	2710	5	2.4
9679-811	85	75	0.88	55	1.0	0.000025	0.000010	0.00044	0.2532	0.0026	13.55	0.23	0.5230	0.0085	0.98	0.18795	0.0006	2712	36	2724	6	0.3
9679-83.1	101	44	0.44	61	3.3	0.000070	0.000032	0.00122	0.1249	0.0017	13.71	0.23	0.5333	0.0086	0.97	0.18643	0.0007	2756	36	2711	6	-2.3
9679-85.1	117	52	0.45	67	0.7	0.000013	0.000006	0.00022	0.1354	0.0017	13.05	0.21	0.5101	0.0082	0.98	0.18550	0.0006	2657	35	2703	5	1.8
9679-94.1	109	47	0.43	64	1.8	0.000036	0.000011	0.00062	0.1259	0.0017	13.42	0.22	0.5237	0.0085	0.98	0.18583	0.0006	2715	36	2706	5	-0.6
9679-99.1	107	53	0.50	63	4.9	0.000103	0.000021	0.00179	0.1424	0.0018	13.18	0.22	0.5177	0.0084	0.98	0.18462	0.0006	2689	36	2695	6	0.0

Notes (see Stern. 1997);

Spot name follows the convention x-y.z; where x = sample number, y = grain number and z = spot number. Multiple analyses in an individual spot are labelled as x-y.zz

Uncertainties reported at to (absolute) and are calculated by numerical propagation of all known sources of error

f206²⁰⁴ refers to mole fraction of total ²⁰⁶Pb that is due to common Pb, calculated using the ²⁰⁴Pb-method; common Pb composition used is the surface blank (4/6: 0.05770; 7/6: 0.89500; 8/6: 2.13840)

* refers to radiogenic Pb (corrected for common Pb)

Discordance relative to origin = 100 * ((207/206 age -206/238 age)/(207Pb/206Pb age))

Calibration standard 6266; U = 910 ppm; Age = 559 Ma; 206Pb/238U = 0.09059

Error in 206 Pb/238 U calibration 3.7%

Th/U calibration: F = 0.03900*UO + 0.85600

Aeromagnetic Data and Interpretation

Description of aeromagnetic data and processing

Regional aeromagnetic data are from the levelled grid of the Geological Survey of Canada (2009) including survey #14 (1962-1963) at height of 300 m with a line spacing of 800 m and survey # 16 (1947-1948) at height of 150 m with a line spacing of 400 m. Data were digitized from contour maps (minimum contour interval was 100 nT) along 800 m spaced pseudo-flight lines as the original flight lines are not shown. The grid for high-resolution data from Input surveys of the Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec (Dion and Lefebvre, 1997) were used in the area "Chapais-Chibougamau area" in Figure 4a, which corresponds to Figure 5. These surveys were acquired at a height of 120 m with a line spacing of 200 m. In blocks A, B, C, D shown on Figure 5a, aeromagnetic data was acquired during a Fugro MEGATEM II survey (Dumont and Potvin, 2006; Keating et al., 2007a,b; Kiss and Oneschuk, 2007; Vallée et al., 2010) executed as part of the Geological Survey of Canada -Ministère des Ressources naturelles et de la Faune Québec - Ontario Geological Survey Targeted Geological Initiative 3 (TGI3) Abitibi program. Magnetic data were recorded by a sensor installed in a towed bird at a height of 60 m. Line spacing was 200 m, except for the Lac aux Dorés area were line spacing was 150 m. Enhancement of the new aeromagnetic dataset for the Chapais-Chibougamau area permits a far more detailed interpretation of structural features in the area than was previously possible, especially given the filtering techniques used (Harris et al., 2009).

Aeromagnetic data gridded at a cell size of 40 m presented as a total magnetic intensity (TMI) image in Figure 4A were enhanced using Geosoft Oasis Montaj[™] software. The tilt angle (Fig. 4B) portrays the arctangent of the ratio of the vertical derivative to the total horizontal gradient of aeromagnetic data, previously reduced to the pole to centre anomalies over their sources (c.f. Dentith *et al.*, 2000; Cooper and Cowan, 2006; Salem *et al.*, 2007, 2008). This enhancement method enhances structural features (folds, shear zones and faults) and subdues noise and artefacts (such as flight lines). In tilt angle images, highly magnetic units such as ultramafic to mafic intrusive rocks appear positive and the tilt angle is zero (orange in the color scale used in Fig. 4B) over their contacts (Dentith *et al.*, 2000). Shear zones oblique to lithological layering are enhanced, irrespective of their orientation and the magnetic signature of rocks they displace. Ternary gradient combinations as described by Cowan and Cooper (2005), such as the combination of tilt angle, horizontal, and vertical gradients of aeromagnetic data in Figure 5A, especially when the ternary image is overlain in transparency on the TMI or tilt angle images (Fig. 5B), were used to trace lithological units and structural features.

Total magnetic intensity image

In the Chapais-Chibougamau area, highly positive or negative magnetic anomalies (Fig. 4A) equate with Cummings Complex sills and Proterozoic dikes. Low magnetic areas correlate with granitic plutons (e.g. Opémisca pluton). Plutons are bounded by diffuse high magnetic zones, suggesting either magnetite growth during contact metamorphism, or that shearing during intrusion favoured fluid circulation and pervasive magnetite alteration. In the north of this area, granulite facies volcano-plutonic assemblages of the Opatica Subprovince give an overall positive magnetic signature due to the high magnetite content typical of granulite facies terrains. To the SE, reworked rocks of the Superior Province within the Grenville Province Parautochthon appear as a weaker magnetic zone that extends east of the Urban-Barry area (south of Chibougamau) to the east of the Frotet-Evans area (north of Chibougamau). The apparent lower magnetic susceptibility along the Grenville Front tectonic zone is interpreted as the result of hydration reactions and the destruction of magnetic minerals (particularly Cr-bearing magnetite in troctolites forming amphibole and rutile) during thrust emplacement of deeper crustal rocks (Toft *et al.*, 1993) which agrees with more recent metamorphic studies (Cadéron *et al.*, 2005; Cadéron and Rivers, 2006).

The tilt angle and ternary images applied to aeromagnetic data

Calculation of the tilt angle of the aeromagnetic data provides enhancement of magnetic contrasts at the scale of the Abitibi Subprovince (Fig. 4B). Structures masked by the overall high magnetic signature of the Opatica Subprovince in the TMI image with a normal distribution histogram display of magnetic intensity (Fig. 4A) are now better highlighted in the tilt angle image (Fig. 4B). This allows better interpretation of structures that extend from the Abitibi Subprovince into the Opatica Subprovince (e.g. Lamarck shear zone) and into the Parautochton of the Grenville Province (Kapunapotagen shear zone; Fig. 4B). Tilt angle and ternary images combining tilt angle and horizontal and vertical gradients produced for the Chapais-Chibougamau area allow stratigraphic and structural interpretation of units less than 200 m in width. Highest tilt angle values are reached at boundaries of felsic plutons (e.g. Opémisca, Chibougamau, La Dauversière) whereas lower values correspond to linear sedimentary units deposited in the adjacent synclines (Figs 4C and 5D).
Deformation in the Chapais-Chibougamau area

Our study supports (for the most part) previous structural interpretations for the Chapais-Chibougamau area (Allard, 1976; Daigneault and Allard, 1984; Dimroth *et al.*, 1986; Pilote, 1986; Daigneault and Allard, 1990; Daigneault *et al.*, 1990; Dubé, 1990), where synvolcanic and synmagmatic structures (D0) are followed by three Archean deformation events (D1-3) and late (D4) structures attributed to the Grenvillian orogenic cycle (Daigneault and Allard, 1984; Daigneault *et al.*, 1990). This section summarizes the main sequence of events incorporating additional field observations and interpretations of aeromagnetic imagery presented above.

Synvolcanic and synmagmatic structures (D0)

Volcanic and sedimentary textures are well preserved in the Chapais-Chibougamau area and generally allow determination of stratigraphic facing. In mafic volcanic units, stratigraphic facing may be deduced from preserved pillows and successions of massive, pillowed, and breccia facies (Dimroth et al., 1978). In volcaniclastic rocks, the bedding is defined by repetitive layers of lapilli-tuff and tuff-breccias and fine crystal tuff with channels and aligned platy chert fragments showing flow directions. Layers of volcaniclastic and sedimentary rocks that were not penetratively deformed during subsequent regional deformation events contain isoclinal disharmonic folds and NW-, N-, and NE-striking faults developed at the centimetric to decimetric scale implying synvolcanic deformation. These faults also appear at a larger scale (up to 2 km in length), but usually have a limited length (<150 m). Movement along these faults during ongoing volcanism is demonstrated by minor sinistral or dextral offsets of lithological layering (Pilote, 1986), and sudden changes in thickness of volcanic flow and volcaniclastic units (Bouchard, 1986; Couture, 1986; Lafrance et al., 2006). Small offsets of magnetic anomalies on the tilt angle and ternary image identified in areas of VMS mineralization are also interpreted as synvolcanic faults (#1 in Fig. 6). Structures hosting Fe-Ti-V occurrences in the Lac Doré Complex that are interpreted as synmagmatic in origin (Fig. 7; discussed in the mineralization section below) are also apparent on these aeromagnetic images.





Figure 4. Aeromagnetic data and structural interpretation for the northeastern Abitibi. A) Total magnetic intensity image for the northeastern Abitibi. B) Tilt angle image used to enhance structural fabrics. Regional magnetic data are from Geological Survey of Canada (2009). The Chapais-Chibougamau area is bounded by solid straight lines and shows the MRNF (Dion and Lefebvre, 1997) merged magnetic grid from surveys flown within NTS 32G. In Figure 5a, high resolution magnetic data in blocks A, B, C, D bounded by dotted lines were acquired during the Geological Survey of Canada Megatem II survey (Dumont and Potvin, 2006; Kiss and Oneschuk, 2007; Vallée *et al.*, 2010). Note the greater resolution of this area in comparison to the regional data (see text for details of different datasets used). C) Simplified regional structural interpretation showing foliation trajectories and shear zones interpreted from the tilt angle aeromagnetic image. See text for details.









Figure 5. Aeromagnetic data and structural interpretation for the Chapais-Chibougamau area. A) Ternary image combining the total horizontal derivative, the first vertical derivative, and the tilt angle of the detailed aeromagnetic data. B) The same ternary image with a 50% transparency, underlain by a tilt angle image, used to enhance major structures. C) Interpretation of major structures from ternary and tilt angle images for the Chapais-Chibougamau area. D) Detailed structural interpretation of the same area including foliation trends and distribution of mineral deposits. See Figure 2 for abbreviations. NNE-striking lineaments represent both sinistral D2 shear zone and Grenvillian faults (where faults may reactivate D2 ductile shear zones). NNE-striking shears are interpreted as Riedel shears (see Fig. 7) that step *en échelon* along NE-striking sinistral D2 shear zones, as proposed by Dimroth *et al.* (1986).



Figure 6. Second vertical derivative of the magnetic field with EM anomalies in the lac Lempira area, east of Chibougamau (after Kiss and Oneschuk, 2007). The area corresponding to Allard volcaniclastic rocks is bounded by a solid black line. #1: NW-SE synvolcanic fault at the Lempira VMS occurrence. Geology is shown in Figure 11a.



Figure 7.

Ternary image with a 50% transparency, underlain by a tilt angle image of the Southern flank of the Lac Doré Complex with interpretation of synmagmatic NW-striking faults along Fe-Ti-V occurrences. VMS occurrences are located long E-W to NW-SE synvolcanic faults. Geology is shown in Figure 2.

First deformation event (D1)

The northern boundary of the Chibougamau pluton is characterized by elevated tilt angle values reflecting the strong magnetic contrast between the weakly magnetic tonalites of the Chibougamau pluton and the highly magnetic mafic-ultramafic rocks of the Lac Doré Complex and contact breccias developed during intrusion of the Chibougamau pluton into the older Lac Doré Complex and the Roy Group volcanic rocks. The contact defined by highest tilt angle values highlights the form of the lac David anticline and the lac Caché syncline previously described by Daigneault and Allard (1984, 1990). These first generation (F1) folds have approximately N-S axial surfaces although some fold axial traces also trend NW and SE. Aeromagnetic imagery allows us to further extend the region affected by them to the eastern limit of the Opémisca pluton. A faint axial planar cleavage is associated with these folds. Changes in stratigraphic facing along axial surfaces of F2 folds also define a series of F1 folds that plunge moderately SW (Fig. 8A). South of the Lac Doré Complex, in the area of the Muscocho pluton ("M" in Fig. 5C), similar facing reversals within volcaniclastic rocks also highlight a regional scale F1 fold. North of the La Dauversière pluton (#2 in Fig. 5A-B), fold interference patterns and changes in facing direction of volcaniclastic rocks provides evidence for an F1 fold plunging to the NNW. Tight to isoclinal F1 folds with N-S axial surfaces are also identified at the sub-kilometric scale in pre- to syn- tectonic plutons and in volcanic rocks between plutons.

The timing for the formation and reactivation of the Kapunapotagen shear zone, a major, steeply dipping regional structure in the Chibougamau area separating volcanic sequences of the Bruneau and Blondeau formations (Charbonneau, 1981; Dimroth *et al.*, 1986; Roy *et al.*, 2006), is clear from the geometry of structures highlighted on enhanced aeromagnetic images (Fig. 5A-B). Magnetic marker horizons are truncated by the Kapunapotagen shear zone in its eastern extremity (#3 in Figs 5A-C); these markers, as well as the shear zone, are folded by folds with N-S trending axial surfaces interpreted as F1 folds. Further westwards, F1 folds are truncated by the Kapunapotagen shear zone, as noted by Dimroth *et al.* (1986). N-directed reverse displacement is suggested along the Kapunapotagen shear zone (Dimroth *et al.*, 1986; Roy *et al.*, 2006). Dimroth *et al.* (1986) considered that the Kapunapotagen shear zone developed late in D1, before or during D2 folding. Instead, syn-D2 displacements and a relationship to regional F2 folding were proposed by Roy *et al.* (2006); whereas Legault (2003) and Legault and Daigneault (2006) interpreted reverse displacement along it to be post-F2 folding. Our

interpretation of aeromagnetic images suggests that formation of at least part of the Kapunapotagen shear zone was even earlier in D1 than suggested by Dimroth *et al.* (1986) and that the structure continued to be active in D2 (as described in the next section). Because of its regional importance and the proximity of deposits such as the Cooke mine and the Chibougamau Copper mineral occurrence, the Kapunapotagen shear zone may potentially host mineralization (Dubé, 1990), although few mineral occurrences have been discovered along it (Roy *et al.*, 2006), possibly due to a lack of surface exposure. Detailed mapping from enhanced aeromagnetic imagery in Figure 5A-B may therefore assist in mineral exploration along this shear zone.

Regional N-S shortening (D2)

The regional deformation (D2) of volcanic and sedimentary rocks is characterized by a steep penetrative schistosity (S2), with down-dip to steeply pitching lineations, that is axial planar to isoclinal F2A folds with approximately E-W axial surfaces. Stereographic analysis shows that S2 has a dominant strike of 265° and a 83°N dip away from areas where S2 is reoriented by ductile transcurrent shear zones (Figs 8A and B). The foliation is poorly developed in intrusive rocks of the Lac Doré Complex and the Chibougamau pluton although a weak tectonic foliation appears in the vicinity of narrow (generally less than 2 m) shear zones. The general E-W trend of F2 anticlines in the northern Abitibi Subprovince (Daigneault *et al.*, 2002) varies in the Chibougamau area from a WNW-ESE trend south of the Opatica pluton to a NE-SW trend near the Grenville Front tectonic zone. Stereographic analysis of the S2 schistosity in the E part of the area shows that it too is reoriented from moderately E-W trending, N and S dipping into NE-SW and NNE-SSW trends (Fig. 8C) *i.e.* into parallelism with sinistral D2 shear zones (Fig. 8F) apparent on aeromagnetic imagery (*i.e.* Kapunapotagen shear zone, from #5 to #3 and #6 in Fig. 5C) whose orientations are portrayed in Figures 8D-F and H-I.

Figure 5 A-C (#3) shows regional scale isoclinal F2 folds and fold interference patterns between open to isoclinal F1 folds with NW-SE to NE-SW axial surfaces and isoclinal (F2a) folds with E-W axial surfaces. The NW to NE axial surfaces of F1 folds on the northern flank of the Lac Doré Complex are reoriented and flattened into the E-W Lac Sauvage D2 shear zone and the reactivated Kapunapotagen shear zone (Figs 4 and 5). South of the Lac Doré Complex, between the Kapunapotagen and the Guercheville shear zones (#4 in Fig. 5A-C), limbs of regional isoclinal F1 folds with N-S axial surfaces are folded by isoclinal F2 folds developed at a

smaller scale to produce "dome and basin" and type 3 fold interference patterns. N-S axial surfaces of F1 folds are progressively transposed into an E-W trend that parallels the Kapunapotagen D2 shear zone north of the La Dauversière pluton during bulk N-S flattening (#5 in Fig. 5A-C).

Regional E-W deformation corridors (e.g. Faribault, Antoinette, Lac Sauvage, Kapunapotagen, and Guercheville corridors in Fig. 2) are characterized by steeply N and S dipping (Figs 8F and I) reverse shear zones (indicated by S/C/C' structures) that show local minor, variable components of both dextral and sinistral displacement (Pilote, 1986; Daigneault, 1991). Within anastomosing shear zones (< ca. 10 m in width), primary structures (pillows, amygdales, lapilli, and clasts) are completely obliterated by the development of a mylonitic foliation that changes volcanic and felsic intrusive rocks into a chlorite-sericite schist with local zones of strong pervasive ankerite alteration; and which transforms ultramafic rocks into chlorite, serpentine, brucite, and talc schists. Around the high-strain zones, there are wider areas (e.g. 2 km wide for the Lac Sauvage area and the Kapunapotagen shear zones) that are also characterized by a strong S2 schistosity, but in which flattened primary structures are still recognizable. Contemporaneous NW-striking dextral ± reverse, NE-striking sinistral ± reverse, and NNEstriking sinistral shear zones (Figs 8F and I) developed between E-W deformation corridors (Daigneault and Allard, 1990) into which they are progressively rotated and transposed (Fig. 9). At the outcrop scale, NW-SE and NE-SW conjugate shear bands, (Fig. 10A-D) are also compatible with the bulk coaxial deformation during regional N-S shortening but with E-W horizontal extension. Sinistral ductile displacement on NNE-trending lineaments is apparent from ductile deflection and offsets of the S2 schistosity. Brittle reactivation of shears post-D3 is indicated as some NNE-striking lineaments cut D3 shear zones.

In the Antoinette deformation corridor (Fig. 2), the Cummings sills and the volcanic rocks of the Roy Group are repeated up to four times in a zone of imbricate faults and shear zones with slickenside steps on fault zones and S/C fabrics in ductile shear zones indicating S-vergent reverse movement (Bédard et al., 2009). The tectonic repetition of the Layered Zone of the Lac Doré Complex within the Lac Sauvage shear zone is supported by the tilt angle and ternary images (#7 in Fig. 5A-B) showing two identical parallel zones of high tilt angle values. A similar interpretation can be made with parallel high tilt angle values corresponding to the Cummings Complex sills NE of the Opémisca pluton (#8 in Fig. 5A-B). However, consistent geochemistry and chilled margins between the Cummings Complex sills and the volcano-sedimentary rocks of

the Roy Group suggest that stratigraphic integrity has been broadly preserved throughout (Daigneault and Allard, 1990; Roy *et al.*, 2007; Leclerc *et al.*, 2008).



Sigmoidal curvature of SE-trending (N120°) dextral shears merging into E-W shear zones, combined with similar alteration assemblages and the absence of systematic crosscutting relationships, suggest contemporaneous development (Daigneault, 1991). Figure 9 shows that SE-trending dextral shears are not restricted to the E-W Lac Sauvage deformation corridor where they host most of the Cu-Au veins extracted in the Chibougamau mines, but that they also extend beyond the study area into volcanic rocks of the Roy Group and the Cummings Complex where they host similar Cu-Au veins occurrences (Leclerc and Houle, 2011).

The NE-SW trending Gwillim shear zone crosscuts the E-W shears (Fig. 11B). It is poorly exposed along strike, although it was mapped underground at the Cooke Mine and east of the Lac Waconichi where it has an average strike of N060° and an average dip of 60°SE (Gilbert, 1958; Dubé, 1990). Elsewhere, it dips towards the north, as shown by drilling north of the Cooke Mine (Larouche, 2009), and in the Cooke mine area N240°/60°NW shear planes parallel the regional-scale shear zone (Dubé, 1990). N of Chapais and NE of the Opémisca pluton the Cummings sills and F2a isoclinal folds with E-W axial surfaces are sinistrally offset by 2.5 km across the Gwillim shear. F2a folds adjacent to the Gwillim shear zone are refolded by a isoclinal folds (F2b). This is interpreted as local refolding due to progressive deformation during displacement along the shear zone:

Figure 8. Stereographic analysis (lower hemisphere equal area projections). A. Poles to S2 schistosity. Red open squares = Lac Sauvage domain, mauve open squares = Taché domain, brown filled squares = Faribault-Waconichi domain, green open squares = Quevlus area, B. Contour plot of poles to S2 schistosity and great circle about maxima for the Lac Sauvage area showing a regional strike of 265° and predominantly steep N dip of S2. C. Contour plot of poles to S2 schistosity and great circles about maxima for the Taché area. S2 is reoriented into parallelism with NE- and NNE-striking sinistral shears as shown in F. D. Poles to ductile shear foliations (C2). Open purple squares = Lac Sauvage domain, green crosses = Taché domain. E. Contour plot of poles to C2 shear foliations in the Taché domain. F. Interpretation of E. Red great circles = reverse shears dipping NNE-and SSW and green great circles = transcurrent to transpressional shears. NE-striking sinistral shears dip both NW and SE. NNE-striking sinistral shears make an angle of 38° to both NE-striking sinistral shears and are interpreted as Riedel shears (in agreement with interpretations of these structures by Dimroth et al., 1986). G. Poles to D3 kink bands and great circles showing their conjugate nature. The interpreted E-W direction of shortening bisects kinks bands obtusely. H. Poles to D2 shear zones in the Lac Taché domain. I. Contours of poles to D2 shear zones in the Lac Taché domain. Great circles about maxima correspond to steeply NNW-dipping reverse shears (red) and NW-striking dextral±reverse shears (green). The continuous distribution of data between these orientations is interpreted as progressive rotation and transposition of dextral shears into corridors of intense E-W flattening.

- (i) Firstly, the E-W trending S2 schistosity and F2a fold axial surfaces are interpreted to have been rotated towards a N-S orientation during displacement along the Gwillim shear zone.
- (ii) Secondly, S2 and F2a folds were folded forming F2b folds as they lay in the shortening field of the incremental strain ellipse in a process similar to folds formed by back (counter)-rotation described by Harris *et al.* (2002) and Harris (2003).
- (iii) At Chapais, this resulted in the south-vergent F2a Campbell anticline being refolded to form the F2b Beaver Lake Anticline (#9 in Fig. 5A-C and Fig. 13, Leclerc *et al.*, 2011a) forming varies types of fold interference patterns in sedimentary rocks of the Blondeau Formation at the outcrop scale described by Goulet (1984) and Dumont (1989).



Figure 9.

Ternary image with a 50% transparency, underlain by a tilt angle image of the northern flank of the Lac Doré Complex with interpretation SE and NE-striking shear zones along Cu-Au occurrences. Geology is shown in Figure 2. Legend for symbols as in Figure 5d.



Figure 10. Structures developed during regional N-S shortening (D2): A) NW-SE dextral shear bands (C2) displacing the flattening foliation (S2) in mafic volcanic rocks in the E-W Faribault deformation corridor. Note development of F2b folds due to back-rotation of the flattening foliation so that it lies in the shortening field of the incremental strain ellipse. A similar fold mechanism is thought to have produced the map-scale F2b folds in the Chapais area (Fig. 11B) attributed to displacement along the Gwillim shear zone. B) NE-SW sinistral shear bands in a gabbro located in the E-W trending Croteau shear zone S of the Faribault deformation during regional N-S shortening. C) and D) Structural interpretations of photos in (A) and (B). E) Conjugate shear bands in an E-W shear zone located in the Lac Sauvage deformation corridor. F) Shear-related folds and sinistral offsets of the S2a schistosity in a mafic volcanic rock of the Obatogamau Formation in the NE- sinistral D2 Gwillim shear zone, S of Chapais. A contractional, dextral kink band (D3) in the upper left side of the figure suggests a late compression event.



Legend **VOLCANO-SEDIMENTARY ROCKS** Proterozoic **Stella Formation** Proterozoic mafic dikes Opémisca Group Conglomerate, sandstone, argilite Chibougamau Formation **Daubrée Formation** (conglomerate sandstone, argilite) Conglomerate, sandstone, argilite Archean **Biondeau Formation** FELSIC INTRUSIVE ROCKS Volcanic derived sedimentary rock, felsic volcaniclastic rock, rhyolite, basalt Felsic intrusion (with guartz and/or feldspar phenocrysts) Third **Bruneau Formation** Syn- to post-tectonic pluton (granodiorite, tonalite, Basalt, basaltic andesite, intermediate to felsic monzodiorite) volcaniclastic rock Synvolcanic pluton (tonalite, diorite, trondjhemite, Waconichi Formation homblende diorite, porphyritic trondjhemite) Algoma-type banded iron formation MAFIC INTRUSIVE ROCKS
 oup sills
 Gabbro, diorite, ferrogabbro

 ngs Complex

 Bourbeau sill (gabbro, leucogabbro, diorite, pyroxenite)
Mafic to felsic volcaniclastic rock, rhyodacite, **Roy Group sills** rhyolite, andesite, basaltic andesite, Second cycle quartz-feldspar porphyry, ironstone **Obatogamau Formation Cummings Complex** David Member (Basalt, basaltic andesite, intermediate to felsic volcaniclastic rock) Basalt, basaltic andesite, mafic to felsic Ventures sill (gabbro, pyroxenite) volcaniclastic rock Roberge sill (peridotite, gabbro, pyroxenite) **Chrissie Formation** des Vents Member, east of the Lapparent pluton Lac Doré Complex upper member (andesite, rhyodacite, ironstone) First cycle **Upper Series** lower member (basaltic andesite) Border Zone (gabbro, anorthosite, pyroxenite) Granophyre Zone (granophyre) Unconformity ★★ Anticline, syncline **Layered Series Overturned** anticline D2 reverse shear zone Layered Zone (dunite, ferrodunite, magnetite-rich (northward dipping) D2 oblique shear zone ferrodunite, peridotite, ferroperidotite, pyroxenite, Overturned syncline D3 oblique shear zone ferropyroxenite, magnetitite, diorite, ferrodiorite, (northward dipping) gabbro, anorthositic gabbro, ferrogabbro, Area discussed in text magnetite-rich ferrogabbro) Ore veins (Fig. 9b; after Watkins and Riverin, 1982) Lower Series Early polymetallic VMS Mines and Anorthosite Zone (anorthosite, gabbro, anorthositic (Au-Ag-Cu-Zn-Pb) veins occurrences gabbro, gabbroic anorthosite) Cu-Au veins Orogenic gold

Figure 11. Mines and occurrences in Chibougamau and Chapais mining camps. A) Geology of Chibougamau area with VMS, early polymetallic (Au-Ag-Cu-Zn-Pb) veins, syn-orogenic Cu-Au veins, and orogenic gold occurrences. B) Geology of the Chapais area (modified from Leclerc et al., 2011b). South of Chapais, the volcaniclastic rocks of the Chrissie Formation host pyrite-pyrrhotite ± chalcopyrite ± magnetite ± sphalerite occurrences (indicated by yellow circles) at the surface and intersected in diamond drill holes. These are distributed along isoclinal F2 fold limbs that equate to the trend of a positive magnetic anomaly.

Previous maps showed almost no offset of the western part of the Chibougamau pluton (Morin, 1994; Simard *et al.*, 2004a), but enhanced aeromagnetic data shows a clear sinistral offset of the western part of the Chibougamau pluton along a series of shear zones that parallel the Gwillim shear zone (Fig. 5; Leclerc and Houle, 2011). The ENE-striking Chibougamau Copper shear zone is a splay of the Gwillim shear zone with a sinistral offset of 250 m (Morin, 1994) and is poorly exposed, thus the displacement along the shear is best interpreted from the ternary

and tilt angle images that show sinistral offset of the Ventures sill (Fig. 11B, Leclerc et al., 2011a). Tilt angle images (Figs 4 and 5) indicate a NE-striking Proterozoic mafic dike intrudes the northern part of the Lac Taché shear zone and "drag" of the volcaniclastic units in the Lac Taché shear zone suggests sinistral movement component (Harquail, 1950). At the scale of the Chapais-Chibougamau area, NE-SW sinistral shear zones cut E-W and NW-SE shear zones (e.g. the Gwillim shear zone in the Chapais area, Fig. 11B) and appear to have formed late in D2, but at the scale of the Abitibi Subprovince, they also merge and are transposed into E-W regional D2 deformation corridors (Fig. 4). Dextral displacements on NW-SE shear zones, sinistral displacements along NE-SW shear zones, and reverse movement on E-W shear zones (Figs 4, 5, 8D-F and H-I) suggest that bulk flattening occurred during N-S shortening and either subvertical (reverse shearing) of E-W extension (transcurrent shearing) as determined from paleostress analysis by Dubé (1990). Back rotated folds at the outcrop scale are consistent with reorientation and folding of the S2 schistosity between SE-and NE-striking shear zones (Figs 10A-D) as a result of back-rotation between shear zones as outlined by Harris et al. (2002) and Harris (2003). Interpretation of aeromagnetic data in Figure 5 suggests that F2b folds formed by back rotation may also occur at a regional scale. The pattern of structures in the Guercheville deformation corridor may be explained either by: (i) the back-rotation of the Hazeur pluton between two NW-SE trending dextral shear zones (Fig. 5D), or (ii) reorientation of a wide dextral ductile shear zone that asymmetrically wraps the pluton (creating structures similar in form to asymmetrical strain shadows) into the E-W flattening plane. In this case, the long axis of the pluton would have paralleled the regional flattening plane before rotation into an E-W orientation (Fig. 5D).

Third deformation event (D3)

The NE-striking McKenzie shear zone (Fig. 2) is different from most of the other NE structures, most of which show sinistral displacement, in that an oblique dextral movement is deduced from the *ca.* 3 km offset of the Cummings sills (Daigneault and Allard, 1990) which, along with dextral drag folds, is obvious on the ternary and tilt angle images (#10 in Fig. 5A-C). Dextral offsets are also interpreted along structures near the Grenville Front tectonic zone (#11 in Fig. 4C). Contractional kink bands with NW- and NE-striking axial traces within rocks with a strong anisotropy (Fig. 8G), such as in E-W D2 shear and high-strain zones (Fig. 18D; Daigneault, 1991) and late NW- and NE-striking crenulation cleavages that overprint S2, are also developed

during D3. These structures are attributed to late E-W shortening (in agreement with Dimroth *et al.*, 1986), of unknown tectonic significance.

In addition to late brittle strike-slip faults of inferred Grenvillian timing (described in the next section) some NNE-striking lineaments on the aeromagnetic imagery correspond to narrow NNE-striking ductile shear zones *ca.* 1-2 m wide with steeply pitching mineral elongation lineations on a NNE-striking penetrative foliation. Shear-sense indicators indicate reverse movement. Because of their ductile nature and compatibility with the inferred D3 stress field these shear zones are also attributed to D3. Similarly, local dextral reactivation of ENE- striking reverse D2 shear zones is interpreted as taking place in D3. D3 structures predate NNE-striking Paleoproterozoic dikes that in part may intrude along reactivated D3 faults.

Fourth deformation event (D4)

Approaching the Grenville Front Tectonic Zone a NNE-SSW cleavage that overprints the penetrative ENE-WSW S2 schistosity (Fig. 12A) becomes more pervasive. This cleavage is interpreted by Allard (1979), Daigneault (1991), and Daigneault and Allard (1994) to have developed during Grenvillian thrusting along the SE Superior Craton margin in what is the fourth deformation event (D4) for the Chapais-Chibougamau area.

A Grenvillian timing is also attributed by Daigneault *et al.* (1990) for the formation of the numerous NNE-striking D4 faults observed on aeromagnetic images (Fig. 5). D4 faults are characterized by the local development of intense fractures. Interpretation of the ternary and tilt angle images suggests these faults and shear zones extend over tens of kilometers. Although they are recognized as far as 50 km to the west, NNE-SSW faults are less common away from the Grenville Front Tectonic Zone (Allard, 1976). These faults display a limited (<200 m) horizontal offset that is sinistral in most cases, although minor dextral offsets are also recognized (Dubé, 1990; Leclerc *et al.*, 2011b). If horizontal offsets reflect true differences in strike-slip movement, a change from early sinistral to late dextral displacement would, however, be consistent with a change from initial SE-NW shortening to later more E-W shortening during the Grenvillian orogenic cycle interpreted within the Grenville Province of SW Quebec by Rivard *et al.* (1999) and Harris *et al.* (2001).

In the western part of the Chibougamau pluton, a NNE-striking fault is cut by a SE-striking fault attributed to D2 (Fig. 12B). This indicates that: a) all the NNE faults are not Grenvillian in age, and b) as interpreted above, that there are NNE-trending Archean faults (Pilote, 1986, 1987;

Côté-Mantha, 2009). Proterozoic brittle reactivation of D2 and D3 shear zones is suggested by parallel fractures filled with epidote, hematite, and chalcopyrite (Pilote, 1986).



Figure. 12. NNE-SSW faults and shear zones: A) In the Grenville Front tectonic Zone area, a NNE-striking S4 foliation cuts the earlier S2 foliation parallel to lithological layering in anorthosite of the Lac Doré Complex E of the Lac Lempira area. B) A NNE-striking sinistral shear zone (C1) cut by a N120-striking D2 dextral shear zone (C2) in a diorite in the western part of the Chibougamau pluton.

Proterozoic dike swarms

Linear features that cut all D1-D3 structures described above on ternary and tilt angle images from high resolution aeromagnetic data correspond to mapped Paleoproterozoic mafic dikes. The Opémisca and the La Dauversière plutons are intruded by NNE-SSW dikes of the du Chef swarm (2411-2405 Ma, Ernst et al., 1996). The La Dauversière pluton is intruded by NW-SE dikes that most likely form part of the Mistassini swarm (Fahrig et al, 1986; Ernst et al., 1996; dated at ca. 2.47 Ga by Heaman, 1994), although younger (ca. 2069 Ma) dikes of the Lac Esprit dike swarm (Ernst et al., 1998; Goutier et al., 1999) SW of the Chibougamau area have the same strike. The Eau Jaune Complex is intruded by NW-SE to NNW-SSE dikes of a second set, characterized by negative tilt angle values (Fig. 5). N045-trending dikes that cut the Opémisca pluton in the northwestern Chibougamau area are attributed to the 2216 +8/-4 Ma (Buchan et al., 1996) NE-striking Senneterre swarm by Simard et al. (2004a). N060-trending dikes that parallel the Gwillim and Taché shear zones are interpreted as part of the NE-striking Biscotasing swarm dated at 2167 Ma (Buchan et al., 1993) or the much younger (1141 Ma; Krogh et al, 1987) dikes of the NE-ENE Abitibi swarm (Ernst and Buchan, 1993). The ca. 2167 age is more likely given that there is evidence for brittle reactivation of N060-striking structures, including the Gwillim shear zone, post Chibougamau Formation deposition (Dimroth et al., 1984a), NE-striking normal faults that displace the Chibougamau Formation (Long, 1981), and parallel clastic ("Neptunian") dikes of the Chibougamau Formation in Archean crystalline rocks that imply either syn- or post-sedimentary faulting (Chown and Gobeil, 1990).

Stratigraphic and Structural Controls on Ore Distribution in the Chapais-Chibougamau area

The stratigraphic and structural controls on the different types of ore deposits and mineral occurrences and their spatial distribution in the Chapais-Chibougamau area (Allard, 1976; Pilote and Guha, 2006 and references therein; e-sigeom, 2010) are evaluated in terms of the new structural interpretation of the high resolution aeromagnetic survey in Fig. 5D. Structural controls on volcanogenic massive sulfide (VMS), Fe-Ti-V, Ni-Cu-PGE, epithermal gold, Cu-Au veins and orogenic gold deposits are presented. Only controls on Archean deposits are discussed although the area also hosts Tertiary gold-bearing laterites, placers, and supergene-enriched mineralized zones (Boyle, 1997).

Volcanogenic massive sulfides

The distribution of VMS deposits is intimately linked to the evolution of the three volcanic cycles identified in the Chapais-Chibougamau area (Fig. 2) and to the presence of synvolcanic faults developed in volcanic rocks of the Roy Group (# 1 in Figs 6 and 7). VMS deposits in the Chapais-Chibougamau area are usually located in strata deposited at the end of volcanic cycles near the interface between tholeiitic mafic volcanic rocks and transitional to calc-alkaline felsic rocks (Leclerc *et al.*, 2008, 2011a,b). In the case of the Lemoine Mine this interface is characterized by tholeiitic rhyolite and transitional to calc-alkaline rhyodacite that host the deposit (Lafrance *et al.* 2006). A chemical and clastic sedimentary unit commonly caps the volcaniclastic rocks at the top of volcanic cycles and is evidence for a pause in volcanic activity favourable to hydrothermal circulation (Thurston *et al.*, 2008, 2010), leading to pervasive silica-chlorite-epidote alteration and Cu-Zn rich mineralization (Trudeau, 1981; Guha *et al.*, 1988; Côté-Mantha, 2009). This alteration zone has a relatively small thickness (<800 m) but considerable lateral extent (>30 km). Intense chlorite alteration zones that are discordant to the stratigraphic bedding (e.g. Bruneau Mine) appear on ternary and tilt angle image as discontinuous linear structures with positive tilt angle values where isolated EM anomalies (Fig.

6; Kiss and Oneschuk, 2007; Keating *et al.*, 2007b) most likely represent best targets for mineral exploration.

VMS deposits formed in the first volcanic cycle

The Chrissie Formation of the Roy Group which includes the oldest (2791.4 +3.7/-2.8 Ma) Abitibi rhyolites (David and Dion, 2010) constitute the first volcanic cycle (Leclerc et al., 2011a). The upper member of the Chrissie Formation consists of intermediate to felsic volcaniclastic rocks and rhyolites that host the Astoria occurrence, a ca. 10 Mt accumulation of massive pyritepyrrhotite ± sphalerite and chalcopyrite with erratic values of zinc and copper (Duquette, 1968). Rocks of the Chrissie Formation are exposed within an F2 south-vergent anticline cut by the sinistral Gwillim shear zone south of Chapais (Fig. 11B). Folded contact zones between volcanic rocks (upper member of the Chrissie Formation) and intrusive rocks (gabbros of the Roy Group and tonalite of the Presqu'ile pluton) are pervasively altered in silica, chlorite, and epidote over a distance of ca. 5 km and host discontinuous, cm-thick lenses of semi-massive to massive pyritepyrrhotite ± chalcopyrite. The ca. 20 m thick Astoria massive sulfide lens is intersected in drill holes towards the core of the anticline (Duquette, 1968). The upper member of the Chrissie Formation appears as a strongly positive magnetic anomaly (Fig. 13) showing sinistral reorientation of the anticline into the Gwillim shear zone. The westward extent of the anomaly reaches the lac Chrissie area (the type-locality of the Chrissie Formation; Charbonneau et al., 1991) where volcaniclastic rocks also contain disseminated laminated pyrite-magnetitechalcopyrite.

The des Vents member of the Chrissie Formation, located south of the Eau Jaune Complex (Fig. 2), contains a basal part of mafic volcanic rocks which is overlain by pyroclastic rocks and felsic volcanic rocks (Mueller *et al.*, 1989), and is host to the Lac des Vents (Chesbar) VMS occurrence (14 kt probable at 1.88% Cu, e-sigeom, 2010). This member was originally attributed to the Obatogamau Formation (Sharma et al., 1987; Mueller et al., 1989), but the *ca.* 2759 Ma age of felsic rocks and 2805-2757 Ma zircon xenocrysts (Mortensen, 1993) are significantly older than the Waconichi felsic rocks, suggesting that it belongs to an older, separate volcanic cycle. The felsic rocks of the des Vents member have been traced over 20 km along strike, but a correlation at regional scale is difficult to reconcile with the 2791.4 +3.7/-2.8 Ma age of the rhyolites in the Chrissie Formation and the 2730-2726 Ma period of felsic volcanism of the Waconichi Formation. The *ca.* 30 Ma interval between deposition of felsic volcanic rocks of the Chrissie Formation and the Waconichi Formation is similar to other Chrissie Formation (des Vents member) and the Waconichi Formation is similar to other chepositional gaps between volcanic episodes in the Abitibi Subprovince (Thurston *et al.*, 2008).

Thus, further mapping of felsic rocks within the Obatogamau Formation south of Chapais and east of the Eau Jaune Complex, supported by geochemistry and geochronology, is necessary to generate a coherent stratigraphic framework that will guide VMS exploration in these areas.



Figure. 13. Ternary image with a 50% transparency, underlain by a tilt angle image of the Chapais area. The south-vergent F2a Campbell anticline is refolded to form the F2b Beaver Lake Anticline. South of Chapais, the massive sulfide lens in volcaniclastic rocks of the upper member of the Chrissie Formation appear as strongly positive magnetic anomaly. The 8-5 zone massive sulfide lens at Cooke mine corresponds to a local, well-defined positive magnetic anomaly. Legend as in Fig. 11. See text for details.

VMS deposits formed in the second volcanic cycle

Cycle 2 comprises the Obatogamau Formation (tholeiitic mafic volcanic rocks) and the Waconichi Formation, which is subdivided into five members (Leclerc *et al.*, 2011a). The Lemoine Mine that produced 758,070 t at 4.20% Cu, 9.56% Zn, 4.2 g/t Au and 83.38 g/t Ag (Lafrance *et al.*, 2006) is located SE of lac Chibougamau in the Waconichi Formation ("L" in Figs 2, 5D and 7). It consists of massive sulfide lenses and sulfide stringers developed between tholeiitic, porphyritic rhyolites, transitional to calc-alcaline rhyodacite and crystal tuff that are overlain by transitional to calc-alkaline mafic volcanic rocks (Lafrance *et al.*, 2006; Roy *et al.*, 2007). The Scott deposit north of the Lac Doré Complex (Fig. 11a) contains 3.6 Mt of ore at 1.1% Cu, 5.2% Zn, 0.3 g/t Au, 36 g/t Ag (Salmon, 2010) and consists of massive sulfide lenses and stringers developed in facies similar to those of the Lemoine Member. The porphyritic

rhyolites and dacites at the top of the Scott Member are overlain by transitional to calc-alkaline mafic volcanic rocks, calc-alkaline volcaniclastic rocks, and turbidites of the Allard Member (Leclerc *et al.* 2011a,b) which form a unit of regional extent (>30 km), and which is the northern equivalent of the Queylus Member. Algoma-type banded iron formation and minor volcaniclastic rocks of the Portage Member (Henry and Allard, 1979; Roy *et al.*, 2007) are inter-layered with mafic volcanic rocks and volcaniclastic rocks of the Scott Member north of Lac David. The Portage Member is therefore interpreted as contemporaneous to the Scott Member, with banded iron formation representing distal exhalites, although reworking by the Lac Sauvage shear zone and intrusion of the Lac Doré Complex commonly obliterate stratigraphic relationships (Fig. 11A).

The normally, regularly bedded volcanic strata of the Waconichi Formation are cut by NW-SE and NE-SW faults of limited extent (<2 km) and offsets (<100 m) that are in turn truncated by stratigraphically overlying volcanic flows indicating that the faults are synvolcanic (Fig. 14a). A *ca.* 30-100 m thick volcaniclastic unit of regional extent thickens to ca. 200-800 m and coarsens to volcanic breccias on the aprons of such synvolcanic faults (e.g. Lempira area in Figs 2, 5D and 6). In the Lemoine mine area, the spacing between mapped E-W to NW-SE synvolcanic faults is *ca.* 1-2 km (Lafrance *et al.*, 2006); this agrees with the spacing of breaks in ENE linear magnetic anomalies (Figs 6 and 7).

North of lac Lempira on the northern flank of the Lac Doré Complex (Fig. 11A) the mafic volcanic rocks and mafic to felsic volcaniclastic rocks of the Allard Member host pyrite-pyrrhotite ± magnetite ± chalcopyrite exhalites and disseminated pyrite ± chalcopyrite in coarse lapilli tuff (Couture, 1986). Two narrow (<100 m) horizons of volcaniclastic rocks appear on ternary and tilt angle images as discontinuous and linear positive magnetic anomalies with small offsets with isolated EM anomalies (Fig. 6). Although the resolution of aeromagnetic data is not high enough to make reasonable interpretation of sense of displacement on these faults, the details provided seem consistent with NE-striking synvolcanic faults interpreted from drill core (Hamilton, 1977; Tremblay, 1982).

VMS deposits formed in the third volcanic cycle

The Bruneau Mine is located 15 km NE of Chibougamau. Mineralisation there is hosted by massive to pillowed basalt of the Bruneau Formation, intruded by gabbro sills and quartz-feldspar porphyritic sills (Fig. 11A, Trudeau, 1981; Leclerc et al., 2011a). Most of the 62,419 t of

ore extracted at the Bruneau Mine during the 1965-1967 period averaged 1.51% Cu and 9.92 g/t Ag and 0.544 g/t Au (McPhee and Windfield, 1976). Most production came from veins and stringers of chalcopyrite-pyrite with minor quartz and carbonate developed in fractures with a N-S orientation located at the contact between basalts and a thick gabbro sill (Prochnau, 1968). About 4,500 t of ore grading 1% Cu was extracted from a stratabound deposit of disseminated pyrite-pyrrhotite-chalcopyrite in two zones of silicified, epidote-rich and medium to coarse rhyolitic lapilli tuff (Fig. 14B). The volcaniclastic unit at the surface of the Bruneau Mine is overlain by two ca. 40 and 80 cm-thick horizons of massive magnetite ± pyrite ± chalcopyrite ironstones interlayered with ca. 1 m thick laminated chert (Fig. 15). The top of this sequence consists of pillowed andesites with strong, pervasive silica and chlorite alteration with disseminated to massive pyrite ± chalcopyrite ± magnetite, often associated with epidote at pillow margins (Fig. 14C). According to McPhee and Winfield (1976), the top of this sequence corresponds to the end of a volcanic cycle, but the regional extent of the medium to coarse rhyolitic lapilli tuff as well as the ironstones in the upper part of the Bruneau Formation is currently unknown. If ironstones and cherts of the Bruneau Mine sequence correspond to a volcanic hiatus (c.f. Thurston et al., 2008), similarly any stratigraphically equivalent sequence in the Bruneau Formation should be considered as a potential target for VMS deposits. Notably, this orebody is situated at the top of a unit of unusually magnesian basalts that can be traced laterally using geochemistry.

On the northern flank of the Chibougamau syncline, west of the Gwillim Mine, the massive, pillowed, and brecciated basalts of the Bruneau Formation are intruded by gabbros and quartz-feldspar porphyritic sills. The pillow margins are characterized by a strong silica-chlorite-epidote alteration and often contain sulfide pockets that grade up to 2% Cu (Bouchard, 1986). The succession of basalt flows and sills changes abruptly to a heterogeneous assemblage similar to that at the Bruneau mine with basalt, breccia, lapilli tuff, and cherty tuff that progressively fine eastward to finely laminated tuffs and sedimentary rocks that contain disseminated sulfides (Bouchard, 1986). This abrupt lithological change corresponds to a topographic low interpreted as marking a synvolcanic fault (Bouchard, 1986). While no outcrop or drill holes allow direct observation of the fault, a sinistral offset of the magnetic trend along a NE-striking structure here supports this interpretation, considering that tilting the northern flank of the syncline back to its initial horizontal position reconstructs a normal movement along the fault at the time of lava extrusion.



Figure 14. Photographs of features in the Bruneau Mine: A) Flow banded rhyolite with interpreted centimetric to decimetric scale synvolcanic faults. Top of the Allard Member, south of the Bruneau Mine. B) Silicified and epidote-rich rhyolite breccias that host stratabound Cu-Ag-Au

mineralized zones. C) Pervasive silica-chlorite-epidote alteration of volcaniclastic rocks of the Bruneau Formation.



Figure 15. Stratigraphy of the Bruneau Formation at the Bruneau Mine.

In the Chapais area, the 8-5 zone of the Cooke Mine consists of a small pyrrhotite, chalcopyrite, sphalerite massive sulfide lens located at the interface between Blondeau Formation rhyolites and volcaniclastic rocks at the base of the Bourbeau sill (Bélanger, 1979b; Dubé and Guha, 1989). This lens corresponds to a local, well-defined positive magnetic anomaly (Fig. 13). Similar anomalies at the top of the Bourbeau sill 2 km east of the Cooke mine correspond to areas of Cu-Au mineralization in finely laminated cherts with disseminated pyrite and chalcopyrite in millimetre-scale fractures and carbonate veins. The contact zone between the Blondeau Formation and the Bourbeau sill is considered to represent a prospective area (Morin, 1994; Leclerc *et al.*, 2009), but strong positive magnetic anomalies of gabbros and pyroxenites of the Bourbeau sill mask anomalies that may be related to massive sulfides. The contact zone

between the Blondeau Formation and the Bourbeau sill in the Chibougamau area also hosts several stratabound Cu-Zn occurrences (Fig. 11B). However, positive magnetic horizons and INPUT anomalies suggesting the presence of a massive sulfide often correspond to barren graphitic shales with large amounts of laminated pyrite-pyrrhotite in the Blondeau Formation (Duquette, 1982; Bouchard, 1986; Pilote, 1986; Côté-Mantha, 2009), which can be traced using ternary and tilt angle images.

Magmatic Fe-Ti-V and Ni-Cu±PGE mineralization

Rhythmically layered titanian magnetitite and ilmenite units north of the Lemoine mine (Fig. 7) in the lowermost part of the Layered Zone or Series of the Lac Doré Complex (Allard, 1976, 2002; Girard and Allard, 1998; Taner *et al.*, 2002) host the McKenzie Bay or Lac Doré iron-titanium-vanadium deposit discovered using an aeromagnetic survey and drilling (Allard, 1967, 1976, 2002). At an estimated 450 Mt between 1.4 and $1.6\% V_2O_5$ (Taner *et al.*, 2002), this deposit is considered by Sawarin (2002) to be the second largest in the world and the largest in North America. The deposit and other nearby areas of mineralization are located on the south limb of a regional anticline with steeply dipping limbs cored by the Chibougamau pluton (Allard, 2002). Allard (2002) proposed that assimilation of silica-rich roof-rocks in an iron-rich residual magma was an important process in the genesis of the deposit. The deposit is within a zone where magnetitie and magnetite-rich gabbros thicken to 200 m and a large NE-SW positive magnetic anomaly can be traced over 16 km (Girard and Allard, 1998). The mineralization corresponds to offsets of highly magnetic horizons; other Fe-Ti-V occurrences located along strike also correspond to similar breaks or offsets of the highly magnetic horizon (Fig. 7).

Gabbros of the Lac Doré complex also contain minor Ni-Cu±PGE anomalies (e.g. 19 ppb Pd, 16 ppb Pt, 0.04% Ni, and 0.06% Cu are reported from an average of 14 grab samples by Clark, 2001; Fig. 5D). In the Cummings complex, <6 ppb Pd, <6 ppb Pt, 0.07% Ni, and 0.18% Cu are recorded in a pyroxenite (average of 32 grab samples, Clark, 2001; Fig. 5D). Ni-Cu±PGE anomalies are either at the contact of mafic-ultramafic or tonalitic intrusions with host mafic volcanic rocks (e-sigeom, 2010).

Early polymetallic (Au-Ag-Cu-Zn-Pb) vein deposits

North of Chibougamau, between the Antoinette and the Gwillim shear zones (#12 in Fig. 5A-B), volcano-sedimentary rocks of the Roy Group, comagmatic gabbro sills, and the Cummings Complex mafic-ultramafic sills host veins containing Au-Ag with subordinate Cu-Zn-Pb in NNW,

N-S. and NNE-striking faults interpreted as synvolcanic (Pilote, 1986, 1987; Côté-Mantha, 2009). These faults are cut by E-W reverse D2 ductile shear zones supporting their early timing. Pb-Pb model ages for mineralization at the Berrigan deposit (ca. 2.72 Ga; Thorpe et al., 1981, 1984) support the synvolcanic nature of the mineralization here. A contribution from magmatichydrothermal fluids related to proximal synvolcanic felsic intrusions (i.e. Chibougamau pluton and its satellite, the Lac Line tonalite pluton, Figs 5D and 11A) is proposed according to zoned alteration patterns, including propyllitic to sodic-potassic and chlorite alteration in volcanic rocks and mafic-ultramafic to intermediate intrusive rocks, sericite alteration in felsic intrusive and volcanic rocks, and tourmaline alteration in a brecciated tonalite (Pilote, 1986, 1987; Côté-Mantha, 2009). Early polymetallic (Au-Ag-Cu-Zn-Pb) vein occurrences are located in a wide N-S break and change in magnetic signature of the E-W linear aeromagnetic anomalies (#12 in Fig. 5A-B) and contacts between the Cummings Complex sills and volcano-sedimentary rocks of the Roy Group are sinistrally offset. Similar breaks of the E-W linear anomalies, especially west of the Lac Doré-McKenzie shear zone, also appear to correlate with sinistral N-S faults appear and may hence represent potential areas of exploration for additional early polymetallic (Au-Ag-Cu-Zn-Pb) veins deposits.

Quartz-carbonate veins with variable proportions of Au and Ag and high Zn and Cu values in the western part of the Chibougamau pluton (Fig. 5D) are hosted in brecciated diorite and tonalite of the Chibougamau pluton and are commonly injected parallel to felsic dikes (*i.e.* Islet Scott occurrence, Figs 2 and 5D). In the west of lac David ("Da" on Figs 2 and 5D), NNE-SSW faults hosting similar veins are transposed in the N120° to N140°-trending D2 shear zones and so are interpreted as being synmagmatic (Fig. 12B).

The Béarmac II occurrence is located in the western part of the Chibougamau pluton ("B" on Figs 2 and 6D) at the intersection of a N215°- striking sinistral-reverse shear zone (D1) with a N285°- striking reverse-dextral D2 shear zone. The main shear zone within a diorite at the Béarmac II occurrence strikes N285° and is up to 15 m wide. Mineral elongation lineations pitch steeply NNW and S/C/C' structures indicate reverse, south-over-north movement with a minor dextral component (Fig. 16A). A mineralized N215° striking quartz-tourmaline-epidote-magnetite vein with disseminated pyrite is transposed within a N285° D2 shear zone. Grades up to 65 g/t Au and 63.7 g/t Ag (Barette, 1994; de Chavigny, 1995) are associated with parts of the vein that consist of vuggy quartz, epidote patches, and massive magnetite lenses (Fig. 16B).



Figure 16. The Béarmac-2 Au, Ag, Cu occurrence: A) Quartz-tourmaline-epidote-magnetite vein with disseminated pyrite transposed into a N285°-striking dextral D2 shear zone. The host rock is a diorite of the Chibougamau pluton. Béarmac-II occurrence, east of Chapais. B) Gold-rich part of the vein, associated with magnetite-rich laminations. The most competent part of the vein preserves the D1 foliation of the N215° dextral shear zone, but the later is completely transposed within a N285° shear zone in the host diorite.

Chibougamau-type Cu-Au-veins

Chibougamau type Cu-Au veins consist of: a) pyrite-chalcopyrite-pyrrhotite-sphalerite-galena shear veins parallel to 2715.2 ± 0.7 Ma porphyritic tonalite dikes in SE-striking, D2 dextral shear zones that are coeval with the intrusion of the Chibougamau pluton (Pilote and Guha, 2006) and b) massive pyrite-chalcopyrite-pyrrhotite veins and magnetite veins in the Henderson-Portage shear zone that are parallel to the conjugate D3 NE-SW dextral Lac Doré – McKenzie shear zone (Tessier et al., 1995). The original rock now transformed into mylonitic sericite-quartzcarbonate-chlorite±chloritoid schist in shear zones (Fig. 17A) is interpreted as a gabbroic to anorthositic mafic intrusion. Some areas within the deformation zone are devoid of any kinematic indicators and conjugate shear bands suggest bulk flattening, although structures developed during bulk flattening strains may have been superimposed upon earlier non-coaxial fabrics associated with S-vergent reverse shear zones as recognised by Daigneault and Allard (1987, 1990) and Daigneault (1991). This is well illustrated by the anastomosing pattern resulting from merging of sigmoidal SE-striking dextral shear zones (N115° to N120°) that dip steeply SW at ca. 60-80° into the E-W foliation of the Lac Sauvage deformation zone (Figs 9 and 11A). Mineralized zones occur along SE-striking shear zones in the Lac Sauvage deformation corridor that dextrally offset N070°-striking magnetic anomalies. The absence of clear cross-cutting field relationships and similarities of the alteration mineralogy suggest that WSW-ENE and NW-SE structures developed synchronously.

SE of the Chibougamau pluton, Cu-Au veins also occur along N115°-N120° shear zones at intersections with younger NNE-sinistral faults. Pb-Pb model ages obtained for the Cu-Au mineralization of the Lac Doré Complex (*ca.* 2160 to 2240 Ma; Thorpe *et al.*, 1981, 1984) support a fluid contribution and remobilization of Archean mineralization during the Paleoproterozoic. Similar ages of the du Chef dike swarm (2.411-2.405 Ga, Ernst *et al.*, 1996) whose mafic dikes parallel NNE-striking faults in the area of the La Dauversière pluton suggest that fluid circulation occurred along these NNE faults, with remobilization of Archean mineralization. At the Portage Mine, the E-W McKenzie shear zone cuts the NE-dextral Henderson-Portage shear zone (Tessier *et al.*, 1995). This implies that development of the NE Lac-Doré McKenzie shear zone occurred prior or during the D2 deformation event, although the last oblique movement along the Lac Doré – McKenzie shear zone that is dextral and is attributed to D3. Thus, the mineral potential for Chibougamau-type veins in other NE sinistral shear zone (e.g. Gwillim, Taché) should also be considered.

Opemiska type Cu-Au veins

Cu-Au veins in the Chapais area developed in E-W reverse D2 shear zones that parallel the axial surface of the F2b Beaver Lake anticline in the upper gabbro of the Ventures sill and reoriented into NW-SE D2 shear zones and faults (Fig. 11B). At the Springer mine, the ore consists of semi-massive to massive chalcopyrite-magnetite-quartz-carbonate ± pyrite veins and veinlets in a subophitic gabbro. The gabbro between E-W trending D2 shear zones contains veins and veinlets with E-W and subordinate NW-SE orientations (Fig. 17B). The hypothesis proposed to explain the source for the mineralization and the sulphur is the leaching of stratigraphically overlying volcaniclastic rocks of the Blondeau Formation (Watkins and Riverin, 1982), which now underlie the Ventures sill due to tilting of the sequence to subvertical as part of a complex fold interference between the F2a Campbell anticline and the F2b Beaver anticline within which stratigraphic layering is locally inverted (Fig. 11B). South of Chapais, the F2a Campbell anticline is offset sinistrally by the Gwillim shear zone. The heave separation of the magnetic anomalies that correspond to the "Ventures" gabbros and pyroxenites is clearly exposed on the aeromagnetic images (Fig. 13) and is consistent with the 2.5 km offset along to the Gwillim shear zone noted by Daigneault (1991) and Morin (1994). Magnetic anomalies that match those on the south side of the Gwillim shear zone suggest folding of the Ventures sill in a similar way to that described north of the Gwillim shear zone. The presence of a thick Quaternary cover south of the Gwillim shear zone, combined with a complex structural pattern, could explain why mineral exploration has traditionally been focused north of the Gwillim shear zone, despite a probably equally high potential to the south.

Orogenic gold deposits

In the Chapais-Chibougamau area orogenic shear and vein gold deposits occur within ductile to brittle-ductile E-W reverse shear zones and coeval conjuguate NW-SE and NE-SE shear zones in broad E-W deformation corridors. Orogenic gold deposits have been described in detail by Guha *et al.* (1988), Dubé and Guha (1992), and Pilote and Guha (2006), so no detailed analysis at the deposit scale is included herein.

Orogenic gold deposits are associated with pyrite ± chalcopyrite ± magnetite in a gangue of quartz-carbonate-ankerite-chlorite ± tourmaline. The volcano-sedimentary rocks in shear zones that host orogenic gold deposits are transformed into mylonitic chlorite-sericite-carbonate-magnetite schists over tens of meters (Fig. 17C). A zoned alteration pattern is common with strong ankerite alteration and the presence of epidote-magnetite-fuchsite in the inner part of the shear zone and chlorite-calcite-magnetite in the outer zone (Guha *et al.*, 1988; Dubé and Gosselin, 2007). Shear zones are confined to narrow corridors less than 5 m in width with sharp contacts between undeformed rocks and schists in relatively more competent rocks such as tonalite of the Chibougamau pluton or granophyres of the Lac Doré Complex.

In the southern part of the Chapais-Chibougamau area, the E-W trending Guercheville shear zone is host to many gold occurrences including disseminated pyrite and quartz-carbonate-ankerite-chlorite-tourmaline laminated veins developed along the contact between competent gabbro and tonalite intrusions with less competent mafic volcanic rocks (Dion and Maltais, 1998; Fig. 2). Figure 5D shows that most gold occurrences are located in areas where the Guercheville shear zone is cut by numerous NE to NNE shear zones (e.g. Joe Mann Mine and Philibert deposit; Dion and Guha, 1994).



Figure 17. Cu-Au veins and orogenic gold mineralization in the Chapais-Chibougamau area: A) Mylonitic sericite-quartz-carbonate-chlorite±chloritoid schist in the Cu-Au ore zone of the Merrill Mine developed in a D2, N120°-striking reverse dextral shear zone. B) No. 3 chalcopyrite-magnetite-quartz-carbonate ± pyrite vein of the Springer Mine (Chapais) in gabbro of the Ventures sill. Veins and veinlets are located in anastomosing fractures and shear zones with E-W and NW-SE trends. C) Gold-rich NE-SW extension vein that cuts mafic volcanic rocks transformed into chlorite-sericite-carbonate-magnetite schists and ankerite-rich gabbros (Monexco Au occurrence, 35 km E of Chibougamau, Figs 2 and 5D). D) D2, NE-SW trending, gold-rich extension veins of the Monexco occurrence are deformed by D3 dextral kink bands. E) Extensional veins in a N120°-striking D2 dextral shear zone folded into parallelism to N030°-striking shear zones in diorite of the Chibougamau pluton; Île Deschênes occurrence, east of Chapais. F) E-W extension veins with antitaxial fibres in a gabbro west of the Gwillim Mine developed in a D2, E-SW Gwillim shear zone.

The Monexco occurrence NE of Chibougamau (Figs 2 and 5D) comprises N30°-striking extension veins with native gold (values of 137.5 g/t Au and 112.5 g/t Au were obtained in 0.5 to 1.0 m channel sampling; Beauregard and Gaudreault, 2008). Gold-bearing veins are developed throughout a sequence of mafic volcanic rocks, felsic volcaniclastic rocks, quartz-feldspar porphyritic dikes, and gabbro of the Bruneau Formation transformed into chlorite-ankerite-carbonate schist (Fig. 17D). Dextral oblique movement of the N285° shear zone is indicated by S-C fabrics, shear bands, and N030°-striking extension veins (Fig. 17C). Extension veins are deformed by compressive D3 kink bands that parallel the Lac Doré – McKenzie shear zone, thus the mineralization event is pre-D3 (Fig. 17D). Gold occurrences occur within felsic sills that extend for over *ca.* 30 km along strike from south of lac Waconichi (Bélanger, 1979a) to the Gwillim Mine area (Bouchard, 1986). Similar gold occurrences are located at an equivalent stratigraphic level on both sides of the McKenzie shear zone.

The île Deschênes occurrence in the western part of the Chibougamau pluton ("D" on Fig. 2) consists of quartz-carbonate-ankerite-tourmaline-epidote veins with up to 3.1 g/t Au and 0.1% Cu (e-sigéom, 2010) hosted in a diorite cut by N115°-striking shear zones. Millimetric to centimetric laminations of quartz and ankerite in veins suggest that the process of "crack and seal" (Ramsay, 1980) occurred. Veins in N115°-striking shear zones are reoriented and folded about tight folds whose axial planes parallel N030°-striking shear zones. Ankerite alteration and disseminated pyrite is concentrated into fold hinges where it forms a massive mineralization (Fig. 17E). The Silver Tower occurrence ("ST" on Figs 2 and 5D) with up to 3.3 g/t Au and 1.12% Zn (e-sigéom, 2010) and the Lac Dulieux occurrence ("Du" on Figs 2 and 5D) with up to 3.9 g/t Au and 0.2% Cu; (e-sigéom, 2010) occur in a similar setting in the diorite of the western part of the Chibougamau pluton; both consist of massive quartz veins trending N115° that dip moderately to the SE that are transposed into NNE-SSW trending shear zones.

McKenzie type Au-Cu veins

McKenzie type Au-Cu veins consist of quartz-carbonate-tourmaline-pyrite-chalcopyrite-pyrrhotite ± native gold ± sphalerite ± galena (Tessier *et al.*, 1995) hosted in a sericite-chlorite-chloritoid-carbonate-schist corresponding to a sheared gabbroic anorthosite (Houle, pers. comm., 2006). The term McKenzie type Au-Cu mineralization is restricted to orogenic Au deposits, commonly with high Cu values, developed in steeply south dipping shear veins and sub-horizontal extension veins within the E-W McKenzie shear zone that cut the NE-striking dextral Henderson-

Portage shear zone, a subsidiary of the NE-striking dextral Lac Doré - McKenzie shear zone (Guha et al., 1988; Tessier et al., 1995). The lac Doré follows the NE-SW trend of the shear zone, which is poorly exposed. In Figure 9, the Henderson I and Henderson II Mines are located south of a NE-SW linear structure that corresponds to banded iron formations of the Waconichi Formation's Portage member. The Portage Mine is located at the intersection of the Henderson-Portage shear zones which are sinistrally offset by more than ca. 700 m along by the E-W trending McKenzie shear zone. The McKenzie type Au-Cu veins are similar to orogenic gold veins with high gold values when compared to other Cu-Au veins (Table 1). The mineral potential of the E-W McKenzie shear zone was recognized early in the history of the Chapais-Chibougamau mining camp since Copper Point initial discovery by McKenzie in 1903 and the discovery of the Portage, Henderson I and Henderson II mines (Daigneault and Allard, 1990). In the Gwillim Mine area (Figs 2 and 5D), E-W extension veins with antitaxial guartz-tourmaline fibres are locally, isoclically folded (Fig. 17F). Thus, if extension veins in E-W shear zones are related to oblique-slip reverse-sinistral movement along the NE-striking Gwillim shear zone their formation must predate final increments of the F2b folding stage. Fine quartz veinlets are also present along the shear foliation and "S2" schistosity in NE-striking shear zones that parallel the Gwillim shear zone. Dilatation of the S2 schistosity (a flattening foliation) may result from "episodic stress overshoots" as proposed to explain permutations of principal strains interpreted from the superposition of flattening and dilatational structures in the Revenge Mine by Nguyen et al. (1998). Dilatation along the shear foliation may be due to the presence of asperities, as in the dilation model of Guha et al. (1988) for the McKenzie shear zone and as illustrated for the Revenge mine in the Yilgarn Craton of Western Australia by Nguyen et al. (1998).

Discussion

Regional deformation

Synvolcanic and synmagmatic faults

The orientations of synvolcanic and synmagmatic faults discussed above suggest early, approximately E-W extension during volcanism and early magmatism, *i.e.* subparallel to regional stratigraphic trends in the Abitibi Subprovince. Although a detailed discussion of regional tectonics is beyond the scope of this paper, in a model where volcanism and plutonism are considered to be arc-related (e.g. Daigneault *et al.*, 2004), our interpretations suggest that extension would have paralleled the inferred E-W trend of arcs in the Abitibi Subprovince. Arc-parallel extension is observed in recent arcs, such as in Guadeloupe (Feuillet *et al.*, 2002) and in

arcs of the SW Pacific (a collage of Cretaceous and younger arc, ocean plateaux and hybridocean floor terrains; Petterson *et al.*, 2009a,b) and is thus not incompatible with arc models. Faults oriented both parallel and orthogonal to the long axis of oceanic plateaux are also documented, such as on Makira Island, a terrain with both MORB and plume/plateau affinities in the Solomon Block in the SW Pacific (Petterson *et al.*, 2009a,b). The orientation of faults and their inferred paleostress orientation do not, therefore, assist in discriminating between competing tectonic models for the Abitibi Subprovince.

Formation and extent of F1 folds

Numerous F1 folds with N-S axial surfaces were identified using enhanced aeromagnetic images. F1 folds are developed in La Dauversière and Chibougamau synvolcanic plutons but not in the Muscocho post-tectonic pluton. A splay from the E-W Kapunapotagen shear zone is folded by F1 folds, thus suggesting an early timing for this regional structure. Localized F1 folds were attributed in previous studies of the Chibougamau area (e.g. Daigneault and Allard, 1984; Dimroth et al., 1986; Daigneault, 1991) to either: a) draping over a pre-existing topography, b) an early phase of regional E-W shortening, or c) subsidence of supracrustal units into bounding synclinoria synchronously with diapiric rise of granitoid plutons in the hinges of anticlines. The regional extent of F1 fold development throughout much of the Roy Group, F1 folding of the eastern portion of the Kapunapotagen shear zone, and the presence of F1 folds within the La Dauversière and Chibougamau plutons are difficult to explain by topographic draping models. An early (D1) phase of bulk E-W shortening is indicated by the presence of an early (S1) flattening foliation and as plutons themselves are deformed about structures with the same axial surfaces as F1 folds between plutons although F1 folds may have been accentuated by pluton emplacement in antiforms and subsidence of supracrustal units (Opémisca Group), as illustrated schematically in Fig. 18A. No mineralization has been recognised associated with D1 structures in the Chapais-Chibougamau area.

Early folds with N-S axial surfaces formed prior to *ca.* 2690 Ma are described elsewhere in the Abitibi Subprovince (see Bateman *et al.*, 2008 and references therein). While they assign an extensional setting to D1 deformation in the southern Abitibi, Bateman *et al.* (2008) do not provide a mechanism for F1 folding. An early generation of folds with N-S to NW-SE axial traces that predates N-S regional shortening is also described in the Western Superior Province (Hynes, 1997; Percival *et al.*, 2006). Due to uncertainties in correlation, relative timing, and the
possibility of diverse tectonic environments, it is not possible to conclude whether all pre-D2 structures in different terranes have the same or even similar origins. Even in Phanerozoic arc and oceanic plateau settings where arc-parallel shortening is difficult to explain, such as in the Solomon Islands, upright folds with axial surfaces both parallel and orthogonal to the regional trend of the archipelago may develop (Petterson *et al.*, 2009a,b) so attributing a specific tectonic significance to D1 is not possible.

D2 deformation

In the Chapais-Chibougamau area, structures resulting from interference between F1 and F2 folds are common (Fig. 18B). Map- to outcrop- scale mutually crosscutting relationships suggest that oblique NE-and NNE-striking sinistral, NW -striking dextral, and E-striking reverse shear zones are the product of the same bulk N-S shortening as previously proposed by Dimroth et al. (1984a) and Pilote (1987) and shown schematically in Figures 18B and C. Sinistral ductile displacement on NNE-trending lineaments is apparent from ductile deflection and offsets of lithological trends on aeromagnetic imagery (Fig. 5A-B) although some of these structures are subsequently reactivated as faults in D4. NNE-striking ductile shears make an angle of 38° with both the more dominant NW- and SE-dipping sinistral shear zones (Fig. 8F) and are interpreted as Riedel shears associated with displacement on NE-striking sinistral D2 shear zones, as proposed by Dimroth et al. (1986). As seen on the aeromagnetic interpretation in Fig. 4, regional NW striking dextral shear zones appear to be older as they are progressively rotated and transposed into E-W deformation corridors and are cut by the regional, conjugate, NE-striking sinistral shear zones that dominate the Chapais-Chibougamau area. Although early reverse shearing is evident from locally preserved kinematic indicators and necessitated by stratigraphic repetitions, the foliation in steeply dipping, E-W trending high strain zones (commonly referred to as deformation corridors, e.g. Faribault, Lac Sauvage, Kapunapotagen and Guercheville) is commonly deformed by a quadrimodal array of shears (Jones et al., 2005), i.e. conjugate sets of shear bands in both horizontal and vertical sections (Fig. 18C). This pattern of shears, equivalent to that illustrated by Jones et al. (2005, fig. 3C), is indicative of flattening strain accommodating bulk shortening and thickening of the deformation zone. Overprinting of noncoaxial fabrics by coaxial fabrics is interpreted as being due to progressive steepening of reverse shear zones during bulk N-S shortening until there is no longer a shear component along the dominant foliation, leading to the superimposition of structures developed during bulk flattening. Where no kinematic indicators are seen indicating prior noncoaxial deformation it is

also possible that corridors of intense strain initiated by dominantly bulk flattening, as described by Bailey et al. (2007).

Structures formed during the D2 north-south shortening even in the Chapais-Chibougamau area are illustrated in Fig. 18B. Two generations of folds are developed during D2. The first type (F2a), that constitute the majority of regional- to outcrop-scale folds (e.g. the Campbell anticline on Fig. 11B), formed due to buckling of the compositional layering during N-S shortening so as to produce tight to isoclinal upright folds, and generated the generally steep to sub-vertical dip of compositional layering. The second, locally developed set of open to tight folds (F2b), is associated with displacement and rotation of compositional layering into D2 transcurrent to transpressional shear zones during continued N-S shortening. For example, sinistral movement along the Gwillim shear zone (e.g. Fig. 11B) rotated compositional layering and the regional S2 schistosity to an approximately N-S orientation, such that there was a large component of shortening along them. The second generation of isoclinal folds (F2b, e.g. Beaver Lake anticline on Fig. 11B) illustrated schematically in (Fig. 18C) is interpreted to result from buckling of these reoriented foliations.

Schematic 3D geometry of structures and their relationship to mineral deposits. A) Interaction Figure 18. between regional F1 folds formed during E-W shortening and plutons emplaced during the 2718 Ma-2704 Ma D1 deformation event. Porphyry Cu-Au-Mo deposits occur during intrusion of the synvolcanic phases of the Chibougamau pluton (1). Sedimentation occurs in graben bounded by N-S, NNE-SSW, and NNW-SSE trending synvolcanic faults (2), along which VMS deposits develop (3). Synmagmatic faults that cut gabbros and ultramafic sills control the location of early polymetallic (Au-Ag-Cu-Zn-Pb) veins (4). B) Structures developed during the 2702 Ma-2680 Ma D2 deformation event: Reverse movement along E-W shear zones produce repetition of volcano-sedimentary rocks of the Roy Group and mafic-ultramafic rocks of the Lac Doré Complex and the Cummings Complex. C) Flattening in E-W deformation zones produces folding of F1 axial surfaces and formation of conjugate shear bands. F2a folds in the NE-striking Gwillim sinistral shear zone have their axial surfaces reoriented into the shortening field and folded by a second set of folds (F2b) during progressive D2 deformation. Opemiska-type Cu-Au veins are localized in E-W shear zones and fractures parallel to the axial surface of F2b folds in the gabbro of the Ventures sill (6). Chibougamau-type Cu-Au veins occur along NW-SE trending dextral±reverse shear zones (7). Orogenic gold deposits are located within E-W reverse shear zones in broad E-W deformation corridors (8), coeval conjugate NW-striking dextral and NEstriking sinistral transcurrent to transpressional shear zones, and NNE-striking sinistral shear zones interpreted as synthetic Riedel (R) shears (i.e. dilatational shears associated with displacement along regional NE-striking shear zones).



Our research agrees with previous studies in that formation of vein- and shear-hosted orogenic Au deposits occurred during progressive N-S shortening during D2. The timing of D2 deformation is constrained by a Pb-Pb model age of 2680 Ma for mineralization at the Norbeau mine (Thorpe *et al.*, 1984) that is controlled by D2 structures (Dubé, 1990) and 2680 to 2690 Ma ages for amphibolite facies metamorphism S of Chibougamau (Krogh, 1994). Gold deposits in the southern Abitibi Subprovince are 2680 Ma or younger (Percival, 2007; Bateman *et al.*, 2008). The D2 event falls within the Kenoran orogeny of Stockwell (1961, 1964, 1972), interpreted as recording a tectonic collage of terranes (Ludden *et al.*, 1986, Daigneault *et al.*, 2008).

D3 deformation

Dextral deflection of folded magnetic marker horizons and overprinting of ductile shear fabrics by fault gouge and breccias (Daigneault, 1991) provides evidence for dextral reactivation of the NE-striking Lac Doré and the McKenzie shear zones during E-W shortening in D3. Contractional kink bands with NW- and NE-striking axial traces, implies the same bulk E-W shortening and are thus thought to be coeval with dextral reactivation of NE-striking shear zones. D3 deformation occurred prior to emplacement of Paleoproterozoic dikes of the du Chef dike swarm (Ernst *et al.*, 1996) dated at 2.411-2.405 Ga (Krogh, 1994). The tectonic origin for the D3 event is unknown.

Evidence for multiple reactivations of NE-striking structures in the Proterozoic

There is considerable evidence for multiple reactivation of NE-striking structures. Aeromagnetic imagery (Fig. 5A-B) illustrates that some Paleoproterozoic dikes intrude NE-striking D2 shear zones and there is evidence for brittle reactivation of NE-striking structures, including the Gwillim Lake shear zone, following deposition of the Paleoproterozoic Chibougamau Formation (Dimroth *et al.*, 1984a). NE-striking normal faults displace the Chibougamau Formation (Long, 1981) and clastic (Neptunian) dikes of the Chibougamau Formation in Archean crystalline rocks (Chown and Gobeil, 1990) imply either syn- or post-sedimentary displacement along NE-striking faults.

The spatial association apparent from our interpretation of aeromagnetic imagery of orogenic (D2 Archean) gold occurrences and late brittle-ductile to brittle, NNE-striking structures suggests that many of the faults attributed to deformation during the Mesoproterozoic Grenville orogenic cycle represent reactivation of Archean D2 shear zones (as suggested by Dimroth *et al.*, 1984a) that controlled mineralization.

Structural and stratigraphic controls on Chapais-Chibougamau ore deposits

The different types of mineralization in the Chapais- Chibougamau area can be grouped into three categories: a) synmagmatic and synvolcanic, b) syn-orogenic, and c) post-orogenic.

Synmagmatic and synvolcanic deposits

VMS deposits

South of Chapais, the rhyolites and volcaniclastic rocks in the upper member of the Chrissie formation host disseminated to massive pyrite-pyrrhotite-chalcopyrite±sphalerite, including ca. 10 Mt of massive sulfides at the Astoria occurrence. The 2791.4 +3.7/-2.8 Ma rhyolites of the Chrissie Formation (David and Dion, 2010) are of similar age to 2791.0 ±1.0 Ma rhyolites of the Fecteau Formation in the Urban-Barry Belt, S of the Chibougamau area (Figs 1 and 19; Bandyayera et al., 2004). The Fecteau Formation is very similar to the Chrissie Formation as being host of 1-2 m thick pyrite-pyrrhotite occurrences with anomalous Cu-Zn-As values in pyrite-rich graphitic schists in the contact zone between mafic to intermediate volcanic rocks (Bandyayera et al., 2004; Rhéaume and Bandyayera, 2007). The 2791 Ma Chrissie and Fecteau formations are probably parts of a previously more laterally extensive volcanic unit dismembered during regional N-S shortening and now exposed in the cores of regional anticlines. Since the Lac des Vents member (south of the Eau Jaune Complex) also hosts VMS occurrences (e.g. the Chesbar prospect), the potential for VMS mineralization does not appear to be restricted to the Waconichi Formation but may also extend to older felsic volcanic assemblages in the area (table 4). Additional geochronology might eventually allow recognition of similar 2791 Ma and 2759 Ma felsic volcanic assemblages in the vicinity of the Eau Jaune Complex area (V in Fig. 2).

In the Waconichi Formation, the most important VMS occurrences (*i.e.* Lemoine Mine and Scott deposit) are associated to quartz-feldspar phyric rhyolite-rhyodacite of tholeiitic affinity, whilst felsic volcanic rocks in the Chrissie, Bruneau and Blondeau formations are of calc-alkaline affinity (table 4). The presence of basalt and andesite of transitional to calc-alkaline affinity in the hangingwall at the Scott deposit and the Lemoine Mine is also unique to the Waconichi Formation, with transitional to calc-alkaline rhyodacite and crystal tuff forming the immediate hanging wall at the Lemoine Mine. Synvolcanic faults developed at a local scale throughout these units with associated alteration (chlorite, silica and carbonate) and mineralized zones (disseminated, stockwork and massive). The transitional to calc-alkaline basalt-andesite in the

hanging wall at the Scott deposit and the Lemoine Mine is overlain by a unit of regional extent (>30 km) which includes volcaniclastic rocks of transitional to calc-alkaline affinity, banded iron formation, chert and turbidite (Allard and Queylus members of the Waconichi Formation).



Figure 19. Stratigraphic correlations between southern Abitibi (Thurston *et al.*, 2008), Chibougamau (Leclerc *et al.*, 2011a,b), and Urban-Barry (Rhéaume and Bandyayera, 2007). Oldest (*ca.* 2791 Ma) Abitibi rhyolites are located in the Chibougamau and the Urban-Barry areas. The Tisdale and Blake River assemblages are absent in the Chibougamau area and correspond to the Urban Formation in the Urban-Barry area. The sedimentary assemblages of the southern Abitibi are 6 to 8 Ma younger than their correlatives in the Chibougamau area.

Age (Ma)	ca. 2791	2759	2730-2726 M a	2726-2721	<2721±3 Ma
Formation	Chrissie	Chrissie	Waconichi	Bruneau	Blondeau
Member or area	upper member	Lac des Vents		Bruneau Mine area	Cooke Mine area, 8-5 zone
	Chert, graphitic shale	Chert, Turbidite, shale	Chert, turbidite [Allard, Queylus]	Chert	Chert, graphitic shale
	Exhalite		Banded iron formation [Portage], exhalite, flow-banded rhyolite [Allard, Queylus]	Banded iron formation	
Litho logy (affinity) ¹ [member]	Intermediate to felsic volcaniclastic rocks (CA)	Felsic volcanoclastic rocks	Mafic to felsic volcaniclastic rocks (TR-CA) [Allard, Queylus]	Rhyolitic, medium to coarse lapilli tuff (CA)	Felsic volcaniclastic rocks (CA)
	not present	Basalt	Basalt and andesite (TR-CA) [Lemoine hangingwall, Allard]	not present	not present
	Rhyolite (CA)	Dacite and rhyo dacite	Quartz-feldspar phyric rhyolite and rhyodacite (TH) [Lemoine footwall, Scott]	not present	Dacite and rhyolite (CA)
Mineralization	Py-Po-Ccp-Sph	Po-Py-Ccp-Sph-Gn	Py-Po-Ccp-Sph-Gn	Ро-Ру-Сср	Po-Py-Sph
Mines, deposits and occurrences	Astoria prospect (ca. 10 M t Py-Po with anomalous values of Zn-Cu)	Chesbar prospect (ca. 14 Kt probable at 188%Cu)	Lemoine M ine 758070 t at 4.20% Cu, 9.56% Zn, 4.2 g/t Au, 83.38 g/t Ag) Scott deposit (3.6 M t at 11% Cu, 5.2% Zn, 0.3g/t Au, 36 g/t Ag)	Bruneau Mine (62419 t averaged 151% Cu, 0.544 g/t Au, 9.92g/t Ag)	Cooke Mine (8-5 zone)
Alteration	Chlorite, silica, carbonate	Carbo nate, garnet, epido te, chlo rite	Chlorite, silica, carbo nate	Silica, epidote, carbonate	Chlorite, silica, carbonate
Texture	Disseminated to massive; bedded in massive sulfide zones	Disseminated, millimetric lenses or veinlets, massive	Disseminated, stockwork, massive	Disseminated and stockwork	Disseminated to massive, bedding in massive sulfide
Keyguide to exploration	Remobilization of disseminated metals to form massive sulfide lens into the core of F2 anticline	Pyroclastic flows with "rip-up" clasts (pyritic shale) cut by mafic dykes	Quartz-feldspar phyric rhyolite (TH) and rhyodacite (TR-CA) cut by NW-SE to NE- SW - striking synvolcanic faults. (NW-SE and E-W synvolcanic faults in the Lemoine M ine area)	- Rhyolitic, medium to coarse lapilli tuff cut by NNW-striking synvolcanic faults	Contact between rhyolite of the Blondeau Formation and the Cummings Complex Bourbeau sill
Regional aeromagnetic & EM characteristics of mineralized zones	Py-Po exhalites in volcaniclastic rocks appear as a positive E-W linear ano maly	E-WINPUT anomalies	Small offsets of linear volcanic units produced by synvolcanic faults appear as offsets in linear anomaly	Characteristics obliterated by Roygroup gabbro sill	M assive sulfide lenses in rhyolite appear as isolated positive anomalies
References	Duquette (1968) Charbonneau et al. (1991) Leclerc et al. (2011a)	Duquette and Mathieu (1967) Sharma et al. (1987) Potvin (1991)	Daigneault and Allard (1990) Lafrance et al. (2006) Salmon (2010) Leclerc et al. (201b)	Prochnau (1968) McPhee and Windfield (1976)	Bélanger (1979a) Leclerc et al. (2011a)

Table 4. VMS characteristics vs. age of mineralization for the Chapais-Chibougamau area

1 TH: tho leiitic; TR-CA: transitional to calc-alkaline; CA: Calc-alkaline

257

North of Chibougamau, pillow basalts and andesite at the top of the Bruneau Formation are characterized by intense hydrothermal chlorite-silica-epidote alteration and are interlayered with kilometer-scale volcaniclastic units that locally include ironstones and cherts (Table 4; Prochnau, 1968; Trudeau, 1981; Bouchard, 1986). This suggests that a short pause in the volcanic activity occurred, most likely at the end of a volcanic pulse. This assemblage is also intruded by quartz-feldspar porphyritic sills which may have acted as cap rocks for hydrothermal fluids (c.f. Bruneau Mine and exhalite units west of the Gwillim Mine described in the VMS section earlier in the text). In the upper part of the Bruneau Formation, north of lac Lempira and lac Chibougamau (#13 in Fig. 11A), similar felsic volcaniclastic rocks and felsic sills appear at the same stratigraphic level and thus may hold an equivalent potential for VMS mineralization (McPhee and Windfield, 1976; Hamilton, 1977; Tremblay, 1982). The age of the Bruneau Formation is constrained by the 2726 Ma age of the underlying volcaniclastic rocks in the Allard Member (McNicoll *et al.*, 2008) and a maximum deposition age of 2721 ± 3 Ma for the sandstone of the Blondeau Formation. This corresponds quite well with the 2723-2720 Ma time period of the Stoughton-Roquemaure assemblage (Fig. 19; Thurston *et al.*, 2008).

Massive pyrrhotite-chalcopyrite and sphalerite of the 8-5 zone at the Cooke Mine occur in a contact zone between mafic volcanic rocks and felsic volcaniclastic rocks interpreted to represent the end of a volcanic cycle at top of the Blondeau Formation, which is intruded by the Cummings Complex sills (Table 4; Bélanger, 1979b). North of Chibougamau, Input electromagnetic surveys (Ministère des Richesses naturelles, 1978) show regional E-W trending anomalies corresponding to pyrite-rich graphitic schists with local stratabound, disseminated to massive Cu-Ag-Zn-Au occurrences (Duquette, 1982). The probability distribution plot for the feldspathic sandstone sampled north of Chibougamau (OVB1 in Fig. 2) shows a single population with a peak at 2712 Ma (Fig. 3A). This age peak coincides, within uncertainty, with the 2712 +9/-7 Ma age for a quartz-feldspar porphyritic sill (Mortensen, 1993) intruding the Bruneau Formation and thus strengthens the idea previously based on field observations that such sills may represent feeders to the overlying Blondeau Formation (Bélanger, 1979a). These sills might have also acted as cap rocks allowing zone refining and ensuing upgrading of metal content (e.g. Monexco occurrence, where felsic volcaniclastic rocks intruded by felsic sills produced grades up to 8.5 g/t Ag, 1.94% Cu, and 0.17 g/t Au; Duquette, 1982).

The spatial association between VMS occurrences and synvolcanic faults reported in other mining districts such as Noranda (Chartrand and Cattalani, 1990; Gibson and Galley, 2007), Selbaie and Matagami (Lacroix *et al.*, 1990) also appears to apply to the Chapais-Chibougamau

area (e.g. Lemoine Mine, Scott deposit, Bruneau Mine and Lempira occurrence) where NNW- to NNE-striking (present orientation) synvolcanic faults correspond to abrupt thickness variations in volcanic units and discordant felsic dikes (Bélanger, 1979a; Trudeau. 1981; Bouchard, 1986). At the scale of the Chapais-Chibougamau area, their presence is supported by interpretation of enhanced aeromagnetic data showing discontinuities in the E-W linear magnetic anomalies with small (less than 200 m) NNW to NNE offsets that are consistent with the interpretation of a minor normal movement along these faults, once the steeply dipping stratigraphy is tilted back to the horizontal (McPhee and Windfield, 1976; Bouchard, 1986; Lafrance *et al.*, 2006). An approximately E-W maximum extension at the time of volcanism is thus suggested.

Fe-Ti-V and Ni-Cu-PGE deposits

South of the Chibougamau pluton (Fig. 7), preserved magmatic textures and mineralogy in the rhythmically layered titanian magnetitite and ilmenite-rich gabbro of the Lake Doré Complex provide evidence for a magmatic origin to the mineralization (Allard, 1976; Girard and Allard, 1998). Lateral continuity of the vanadium-bearing zones is outlined by a well defined NE-SW magnetic anomaly for over 16 km. In Figure 7 (#14) the magnetic anomaly is offset sinistrally by NNE-SSW faults that locally thickened the deposit to 200 m. The mineralized zone also appears to be thickened in other places where the magnetic anomaly is offset by NNE-SSW sinistral faults. The correspondence between mineralization and cross-faults is not obvious for such a style of deposit but appears unlikely to be fortuitous. By analogy with parallel synvolcanic structures crosscutting the stratigraphically overlying volcanic sequence of the Lemoine Mine area (Lafrance et al., 2006) and examples listed above these faults may represent pre- to synmagmatic structures. Due to the high density of Fe-rich melts, it is however unlikely that synmagmatic faults acted as conduits for injection of Fe-rich melts from greater depths (Zhao et al., 2005). It is possible that pre- to synmagmatic faults may have controlled in part the geometry of the magma chamber and especially the accumulation of a dense immiscible residual liquid with high total Fe content derived through magmatic fractionation (a process described for the Panzhihuain Fe-Ti-V deposit in China by Zhao et al., 2005) on the floor of the magma chamber from which titanian magnetite may have crystallized. Allard (2002) notes that the spectacular rhythmic layering of the vanadiferous magnetitites, ferropyroxenites, and ferrogabbros present in mineralized zones only occurs beneath sodagranophyre roof rocks and considers that assimilation of silica-rich roof rocks in an iron-rich residual magma is required for the

crystallization of ferropyroxene instead of olivine. Assimilation of roof rocks may therefore have played an important role in triggering mineralization, while the faults may have facilitated magma stoping and the separation of roof rocks that become incorporated in the magma.

The minor Ni-Cu-PGE occurrences identified in Chibougamau are located at the margins of the Eau Jaune Complex, the Chibougamau pluton and the Muscocho pluton or gabbros sills of the Roy Group, and are cut by NNE-SSW faults. Since the Muscocho granodiorite is post-tectonic (2701 Ma; Mortensen, 1993), there is no obvious time constraint for this mineralization event, and the only common thread remaining between these occurrences is a NNE-SSW fault control. As synmagmatic/intrusive faults are suggested from our aeromagnetic interpretation and field observations, there is potential for fault controlled PGE mineralization even in sulfide poor horizons similar to that documented by Pettigrew and Hattori (2002) for the Lac des lles Complex and Legris Lake Complex in the western Superior Province where PGE enrichment occurs in sulfide-poor host rocks within zones of intense magmatic brecciation. PGE mineralisation may also be secondary and hydrothermal where PGEs derived from host rocks may be deposited in shear zones, as at the New Rambler deposit, Wyoming (Nyman et al., 1990). The new aeromagnetic interpretation therefore suggests new exploration targeting for structurally controlled PGE mineralization in the Chibougamau area. Rotation of regional stratigraphic layering back to an E-W orientation to undo folding associated with drag along NEstriking sinistral shear zones, then tilting lithological layering back to horizontal to undo the effects of F2 folding, restores synmagmatic faults to an approximately N-S orientation and yields normal displacements. As for the synvolcanic faults, the synmagmatic faults suggest approximately E-W extension at the time of their formation.

Early polymetallic (Au-Ag-Cu-Zn-Pb) veins

Early polymetallic (Au-Ag-Cu-Zn-Pb) veins in the Chapais-Chibougamau area are located in volcaniclastic rocks of the Blondeau Formation intruded by the Cummings sills. NNW-to NNE-striking mineralized veins with zoned alteration patterns are transposed and deformed in E-W trending shear zones in the Antoinette deformation corridor, thus they formed prior to the D2 deformation event. A genetic link has been proposed between the polymetallic (Au-Ag-Cu-Zn-Pb) mineralization event (Béarmac II, Lac David, Islet Scott) and the intrusion of the Chibougamau pluton and the Lac Line satellite pluton (Berrigan, Brosman, Bruneau Mine; McPhee and Windfield, 1976; Pilote *et al.*, 1986; Côté-Mantha, 2009). The oldest rocks known in

the Chibougamau pluton are 2718 ± 2 Ma (Krogh, 1982) and the Lac Line satellite pluton is 2707.6 \pm 1.4 Ma (Côté-Mantha, 2009). The intrusion of the Chibougamau pluton is coeval with the maximum sedimentation age of the Blondeau Formation (2721 \pm 3 Ma). Tension exerted by intrusion of voluminous diorite and tonalite may have been responsible for extensional faulting in volcanic rocks of the Roy Group and such faults with NNW- to NNE- strikes are present in the Blondeau Formation (Pilote, 1986; Côté-Mantha, 2009). The <2704 \pm 2 Ma age of the Stella feldspathic conglomerate provides constraints for the end of the D1 deformation event since, based on field observations and aeromagnetic interpretation, Opémisca Group sedimentary rocks do not appear to be affected by D1. Early polymetallic (Au-Ag-Cu-Zn-Pb) mineralization in the Chapais-Chibougamau area thus occurred in the interval 2717-2704 Ma, which is slightly younger than the 2718 Ma age of the Windfall Member of the Macho Formation in the Urban-Barry belt, host of similar gold occurrences (Rhéaume and Bandyayera, 2007), as portrayed in Figure 19.

Syn-orogenic deposits

Chibougamau-type copper-gold veins

The presence of regional-scale alteration zones, hydrothermal breccias, and disseminated to stockwerk type mineralization suggests the development of a Cu-Au-Mo porphyry system driven by the Chibougamau pluton and its satellite plutons (Pilote et al., 1995; Pilote and Guha, 2006; Côté-Mantha, 2009). Pilote et al. (1995) and Pilote and Guha (2006) contend that early porphyry Cu-Au-Mo mineralization was remobilized into SE-striking dextral D2 shear zones to form the Chibougamau-type Cu-Au veins, previously considered to be shear-related (Archambault et al., 1984). Enhanced aeromagnetic data do not show any particular magnetic anomalies, except those related to pluton boundaries, which may be related to the regional-scale alteration or hydrothermal brecciation. Chlorite-sericite schists in SE-striking dextral shear zones and contemporaneous E-W trending reverse shear zones are easily tracked along strike on enhanced aeromagnetic images due to a strong ankerite alteration which results in a lower magnetic signature in comparison to more highly magnetic unaltered horizons of the same primary lithology. Chlorite-sericite schists of the E-W trending lac Sauvage deformation corridor host all Chibougamau-type Cu-Au vein mines, but many Cu-Au veins and Au-Ag vein occurrences are also localised along SE-striking dextral shear zones that cut the Cummings Complex sills to the north (Fig.9; Pilote, 1986, Houle, 1995; Côté-Mantha, 2009). Those proximal to satellite tonalitic intrusions are characterized by propyllitic, sodic-potassic, chloritic, and sericitic alteration, breccias and stockwerks of mafic to felsic dikes contemporaneous with tonalite intrusion that suggest D2 remobilisation of veins of an original magmatic-hydrothermal origin (Pilote, 1986; Côté-Mantha, 2009). However, the Cu-Au veins and Au-Ag veins located away from synvolcanic tonalite plutons in SE-striking dextral shear zones are not characterized by alteration typical of the Chibougamau porphyry Cu system, such as mentioned above and described on the southern flank of the Chibougamau pluton by Roy *et al.* (2007), and resemble orogenic gold veins. Gabbro sills of the Cummings complex may have provided the source for Cu as background values attain 500 ppm (Bédard *et al.*, 2009). Dubé (1990) also demonstrated a link between gold precipitation and Ti-oxides derived from the alteration of primary titanomagnetite in the Bourbeau sill at the Norbeau Mine.

Implications of new ages for orogenic gold deposits

In the southern Abitibi Subprovince, many large orogenic gold deposits are spatially associated with Timiskaming-style unconformities (Dubé and Gosselin, 2007) so it is of critical importance to better constrain the age of the unconformity-bounded sedimentary assemblages of the Opémisca Group in the Chapais-Chibougamau area. Our new age determinations from the Stella Formation allow us to test the previously proposed hypothesis for a correlation between the Opémisca Group and Timiscaming-style sedimentary basins elsewhere in the Abitibi based on similar structural relationships with the underlying volcanic sequence (i.e. reverse shear zones interpreted as reactivated unconformity boundaries) and the presence of K-rich andesites in both assemblages (Picard and Piboule, 1986; Daigneault, 1991). The maximum depositional age for the Stella Formation, a unit that is unaffected by F1 folds, provides a time constraint for the end of the D1 deformation event. In the Guercheville deformation corridor south of Chibougamau (G on Figs 2 and 5) interlayering between amphibolite-facies sedimentary and mafic volcanic rocks of the Caopatina Formation comparable to that within the Obatogamau Formation was used by Sharma et al. (1987) to infer that the Caopatina Formation (Fig. 2) was older than the Opémisca Group. However, recent U-Pb dating of a polymictic conglomerate by David et al. (2006) indicates a maximum sedimentation age of <2707.3 ± 2.3 Ma. This is similar to the <2704 ± 2 Ma maximum sedimentation age we determined for the Stella Formation. Therefore, deposition of the Caopatina Formation can be considered as contemporaneous with deposition of the Opémisca Group in the northern part of the Chibougamau area. Our new

constraints on the age of deposition of the Stella Formation refute the suggestion by Rhéaume and Bandyayera (2007) that the Haüy Formation is a correlative of the 2714-2707 Ma Urban Formation in the Urban-Barry belt south of the Chibougamau area (Fig. 19). The recent maximum sedimentation age of 2691.7 \pm 2.9 Ma for a polymictic conglomerate of the Haüy Formation is contemporaneous with syenite intrusion west of the Chapais-Chibougamau area (David *et al.*, 2007; Goutier and Melançon, 2007a). The maximum sedimentation age of 2704 \pm 2 Ma for the Stella conglomerate indicates that sedimentation occurred earlier than for the Timiskaming-type assemblages in the southern Abitibi Subprovince which ranges in age from <2685 \pm 3 Ma to <2673 \pm 2 Ma (Fig. 19; Robert, 2001; Davis, 2002; van Breemen and Bleeker, 2008). However, the major unconformity-bounded Opémisca Group should be considered as having equivalent potential for syenite-associated disseminated gold deposits identified in the southern Abitibi Subprovince (Robert, 2001), considering the similar lithologies, presence of high-K andesites, and alkaline plutons (Picard and Piboule, 1986; Mueller *et al.*, 1989; Prud'Homme, 1990).

Conclusions

Evaluation of different ore deposit types in the Chapais-Chibougamau area in light of new detailed aeromagnetic imagery supported by field observations, combined with geochronology to constrain the age of two sedimentary sequences, provides new perspectives on structural and stratigraphic controls of mineralization that may guide further exploration.

VMS occurrences have been previously discovered in the upper part of the three volcanic cycles of the Roy Group dated at 2791 Ma, 2729-2726 Ma, and 2725-2712 Ma. VMS in the first volcanic cycle are located in volcaniclastic rocks and rhyolites of the upper Chrissie Formation (calc-alkaline affinity). The Lemoine Mine and the Scott deposit VMS in the second volcanic cycle are located between tholeiitic felsic volcanic rocks (rhyolite-rhyodacite) and transitional-calc-alkaline phyric rhyodacite and crystal tuff. This sequence is overlain by regionally extensive horizons containing basalt, andesite and mafic to felsic volcaniclastic rocks of transitional to calc-alkaline affinity. VMS in the third volcanic cycle are located in: a) calc-alkaline volcaniclastic rocks interbedded in mafic volcanic rocks of the Bruneau Formation and intruded by gabbro sills and quartz-feldspar phyric intrusions, and b) calc-alkaline rhyolite and felsic volcaniclastic rocks of the Blondeau Formation intruded by the lower part of the Bourbeau sill of the Cummings Complex.

Fe-Ti-V occurrences are found in the thickest part of regionally extensive magnetitite and magnetite and ilmenite-rich gabbros of the Lac Doré Complex, especially where they are offset by NW to NE structures visible on enhanced aeromagnetic images. These structures are interpreted as synmagmatic faults that may have played a role in mineralization. Similar mapped synmagmatic faults elsewhere in the Complex may therefore also be prospective for Fe-Ti-V mineralization. Ni-Cu-PGE occurrences are located at boundaries between felsic plutons or mafic-ultramafic rocks (Lac Doré Complex, Cummings sills) with mafic volcanic rocks that are clear on aeromagnetic images.

Early polymetallic (Au-Ag-Cu-Zn-Pb) veins formed at *ca.* 2712 Ma (maximum sedimentation age of the Blondeau Formation) to 2704 Ma (maximum sedimentation age of the Stella Formation conglomerate) within NNE-SSW to N-S faults and fractures that are locally transposed into E-W trending D2a shear zones.

Regional-scale propillitic, sodic-potassic, chloritic, and sericitic alteration and breccias are diagnostic of a porphyry Cu-Au-Mo system driven by the Chibougamau pluton and satellite intrusions. Chibougamau-type Cu-Au veins developed in NW-SE D2 shear zones that are coeval with the intrusion of the Chibougamau pluton and in the Henderson-Portage shear zone that parallels the NE-SW dextral Lac-Doré and McKenzie shear zones. Orogenic gold deposits occur in E-W deformation corridors characterized by intense flattening fabrics superposed on reverse shear fabrics. Reorientation and transposition of NW-and NE-striking shear zones, folds and foliation into the implied approximately N-S shortening direction are also indicative of progressive bulk shortening in D2. Deflection of compositional layering and S2 schistosity along shear zones or back rotation between shear zones during bulk coaxial deformation has locally reoriented foliations into the shortening field so that they are refolded to produce a second generation of folds (F2b) in a single deformation event. Opemiska-type Cu-Au mineralization is localized in veins developed during development of F2b folds along the Gwillim shear zone. The Caopatina Formation is contemporaneous to the Opémisca Group (<2704 ± 2 Ma - <2691.7± 2.9 Ma). This suggests that sedimentation began earlier in the Chibougamau-Chapais area than for the Timiskaming-type assemblages in the southern Abitibi (2685-2670 Ma; Fig. 19). The Opémisca Group nevertheless represents a fault-bounded assemblage unconformable upon volcanic rocks of the Roy Group and containing high-K porphyritic andesites (Picard and Piboule, 1986); it may, therefore, be prospective for Timiskaming-type gold mineralization.

In this study, enhancement of detailed aeromagnetic imagery, especially the use of angle filters combined in ternary images, greatly helped detail mapping of stratigraphic contacts, subtle synvolcanic and synmagmatic faults, regional fold closures, shear zones and dykes.

Acknowledgements

The Geological Survey of Canada (GSC) and the Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec (MRNFQ) are thanked for the financial and logistical support of this project through the Targeted Geoscientific Initiative 3 – Abitibi. FL acknowledges the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC), the Fonds québécois de recherche sur la nature et les technologies, and the Northern Scientific Training Program for financial support throughout his PhD project. Facilities used in geophysical processing were funded by a Canadian Foundation for Innovation - Ministère de L'Éducation, du Loisirs et du Sport, Québec, grant to LH whose research contribution was funded by NSERC. Pierre-Simon Ross (INRS-ETE) and Patrick Mercier-Langevin (GSC) are thanked for sharing their expertise during the project. We would like to express our gratitude to the geologists and support staff from the MRNFQ and GSC. Staff of the GSC Geochronology laboratory is thanked for their assistance in generating the U-Pb data.



CHAPITRE 6: SYNTHÈSE

Cette étude avait pour objectif la cartographie des roches volcaniques du Groupe de Roy et des filons-couches du Complexe de Cummings sur le flanc nord du Complexe du lac Doré dans un secteur où des nouveaux affleurements ont été dévoilés par les nouvelles coupes routières, les travaux d'exploitation forestière ainsi que les travaux d'exploration minière. Des analyses géochimiques et géochronologiques ont par la suite permis d'effectuer des corrélations stratigraphiques à une échelle régionale qui comprend les secteurs de Chibougamau et de Chapais. En 2006, dans le cadre de l'Initiative Géoscientifique Ciblée (IGC-3) et du Plan Cuivre, la Commission Géologique du Canada et le Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec rendaient publiques les données d'un levé aéromagnétique et électromagnétique à dimension temporelle (Megatem II) couvrant le secteur de Chapais-Chibougamau. Ce projet a tiré profit de cette nouvelle source d'information par le traitement des données aéromagnétiques pour raffiner l'interprétation structurale. L'étude des relations spatiales entre la stratigraphie, les orientations de structures fragiles à ductiles et les différents types de minéralisation de Chapais-Chibougamau ont permis d'améliorer la compréhension de la localisation des gisements et de proposer des cibles pour l'exploration minière. Ce chapitre propose une revue des principales conclusions des chapitres 2 à 5 dans un cadre qui reprend les hypothèses et les interrogations soulevées dans la problématique du projet concernant la nature des limites stratigraphiques du Groupe de Roy, le contexte tectonique et stratigraphique du Complexe de Cummings et les relations spatiales entre la distribution des différents types de minéralisation et les structures fragiles à ductiles.

Limites stratigraphiques du Groupe de Roy (chapitres 2, 3 et 5)

Les études et les cartes antérieures à ce projet présentaient la Formation de Gilman comme une unité de roches volcaniques mafiques monotones. Toutefois, à une échelle plus locale sur le flanc nord de Complexe du lac Doré, ces études mentionnaient également l'existence de petits horizons discontinus de roches volcanoclastiques et de rhyolites. Au cours de ce projet, la cartographie de l'ancienne Formation de Gilman a permis de constater que ces petits horizons discontinus atypiques correspondent à une unité d'étendue régionale depuis la Zone Tectonique du Front de Grenville jusqu'à la zone de cisaillement de Gwillim, à l'ouest du pluton de Chibougamau. Le nom de Membre d'Allard a été proposé au chapitre 2 pour cette unité,

maintenant assignée à la Formation de Waconichi (Chapitre 3). Le Membre d'Allard est caractérisé par :

- des basaltes et des basaltes andésitiques massifs, coussinés et bréchiques d'affinité transitionnelle à calco-alcaline,
- des roches volcanoclastiques mafiques à felsiques, le plus souvent de composition intermédiaire et d'affinité calco-alcaline, comprenant des tufs à lapillis et à blocs constitués de fragments de roches volcaniques mafiques à felsiques (basalte à rhyodacite), de chert et de sulfures, ainsi que des tufs à cristaux de plagioclase,
- des dépôts granoclassés et chenalisés de roches épiclastiques caractérisés par des plis et des failles syn-volcaniques.

Sous le Membre d'Allard, les basaltes et les basaltes andésitiques massifs, coussinés et bréchiques d'affinité tholéiitique du Membre de David, auparavant décrits comme le membre inférieur de la Formation de Gilman, ont une patine vert foncé et sont transformés en schiste à chlorite-séricite-ankérite dans le couloir de déformation E-W du lac Sauvage. Dans la portion supérieure du membre de David, quelques horizons de roches volcanoclastiques surmontés d'exhalites à pyrite-pyrrhotite annoncent la transition vers les roches plus felsiques et d'affinité calco-alcaline du Membre d'Allard.

Le sommet du Membre d'Allard comprend une succession de mudstones et de siltstones formant des turbidites, recouvertes par un niveau d'exhalite à pyrite-pyrrhotite et de rhyolite à texture d'écoulement laminaire. Le Membre d'Allard est surmonté par les coulées de basalte et de basalte andésitique massives, coussinées et bréchiques maintenant placées dans la nouvelle Formation de Bruneau. Ces roches volcaniques ont une patine vert pâle à blanc qui suggérait au départ une composition plus felsique que les roches volcaniques mafiques du membre de David. Toutefois, les analyses géochimiques ont démontré la relation inverse, à savoir que ces roches avaient une composition mafique plus primitive.

Les datations par U-Pb sur les zircons des roches volcanoclastiques intermédiaires du Membre d'Allard sur la route 167 et au parc Allard ont révélé des âges de $2726,7\pm0,7$ Ma et $2726,6\pm0,7$ Ma (McNicoll et al., 2008). Considérant les marges d'erreurs, ces âges sont pratiquement identiques à ceux des rhyolites et des dômes intrusifs felsiques à phénocristaux de plagioclase et de quartz de la Formation de Waconichi à la Mine Lemoine (2729,7 +1,9/-1,6 Ma et 2728,0

+1,5/-1,4 Ma; Mortensen, 1993), ainsi qu'au filon-couche à phénocristaux de quartz et plagioclase du gisement Chevrier (2729,9 +1,6/-1,3 Ma; Legault, 2003).

Les analyses géochimiques pour les rhyolites, les rhyodacites, les andésites et les basaltes du secteur de la mine Lemoine sur le flanc sud du Complexe du lac Doré révèlent des patrons de terres rares plats indiguant une affinité tholéiitique. Localement, ces roches sont recouvertes par des roches volcaniques porphyriques de composition rhyodacitique et de tufs à cristaux et régionalement, cette succession de roches est suivie d'une unité de basaltes d'affinité transitionnelle à calco-alcaline similaires à ceux retrouvés à la base du Membre d'Allard, sur le flanc nord du Complexe du lac Doré. La séquence stratigraphique idéale attribuée à la Formation de Waconichi comprend donc: a) des rhyolites et rhyodacites d'affinité tholéiitique, b) des rhyodacites²⁹, des andésites et des basaltes d'affinité transitionnelle à calco-alcaline, et c) des roches volcanoclastiques de composition mafique à felsique d'affinité transitionnelle à calcoalcaline incluant des exhalites et des formations de fer. La séquence complète a été reconnue dans le secteur du gisement de Scott, sur le flanc nord du Complexe du lac Doré, où la séquence est formée des membres de Scott, d'Allard et de Portage. Au sud du Complexe du lac Doré, la partie (a)-(b) de la séquence idéale est représentée par le Membre de Lemoine et les roches sus-jacentes à polarité sud, qui sont recouvertes en discordance par le Groupe d'Opémisca. Encore plus au sud, de l'autre coté du cisaillement de Kanunapotagen, dans des roches à polarité nord, le membre de Queylus est l'équivalent stratigraphique du Membre d'Allard et forme la partie (c) de la séquence.

La corrélation entre les roches volcaniques mafiques du Membre de David sur le flanc nord du Complexe du lac Doré et celles du membre supérieur de la Formation d'Obatogamau, sur le flanc sud du Complexe du lac Doré, s'appuie sur la nécessité d'une position stratigraphique inférieure à celle du Membre d'Allard, maintenant attribué à la Formation de Waconichi. La corrélation s'appuie aussi sur les similitudes des basaltes et des basaltes andésitiques du membre de David et du membre supérieur de la Formation d'Obatogamau, qui renferment moins de 1% de glomérocristaux de plagioclase et sont d'affinité tholéiitique, avec des contenus en MgO semblables. Les basaltes et les basaltes andésitiques du Membre de David et du membre d'Obatogamau présentent toutefois des légères différences au niveau du contenu en TiO₂, P_2O_5 et des éléments traces (anomalies plus prononcées en Nb-

²⁹ La « dacite du lac Williams » dans le secteur du gisement de Scott (Leclerc et Houle, 2010) pourrait constituer un équivalent de l'unité de rhyodacite présente dans le secteur de la Mine Lemoine. Une telle unité est également présente au sud de la Mine Bruneau, partant de l'ouest de la Baie Proulx (McPhee et WindField, 1976; Leclerc et al., 2008).

Ta, un appauvrissement en terres rares lourdes et des valeurs plus faibles du ratio Zr/Y). Ces différences géochimiques peuvent s'expliquer par le fait que le Membre de David et le membre supérieur de la Formation d'Obatogamau, bien qu'occupant une position stratigraphique équivalente, correspondent à des centres d'effusion de laves distincts.

La nouvelle Formation de Bruneau désigne les basaltes et les basaltes andésitiques d'affinité tholéiitique qui recouvrent le Membre d'Allard (avec une localité-type dans le secteur de la Mine Bruneau) et qui sont caractérisés par des profils d'éléments traces plats légèrement plus appauvris que ceux des basaltes et des basaltes andésitiques du Membre de David.

Au sud de Chapais, la Formation de Chrissie comprend un membre inférieur avec des roches volcaniques mafiques massives, coussinées et bréchiques recouvertes par un membre supérieur composé de roches volcanoclastiques avec des lentilles de sulfures massifs. Cette formation est traditionnellement incorporée comme membre dans la Formation d'Obatogamau (Morin, 1994) puisque les laves mafiques et les gabbros présentent un pourcentage de glomérocristaux de plagioclase similaire à celle celui de la Formation d'Obatogamau. Toutefois, une datation U-Pb sur les zircons d'une rhyolite dans la portion supérieure de la Formation de Chrissie (2791,4 +3,7/-2,8 Ma; David et Dion, 2010) a démontré que la Formation de Chrissie constitue un cycle volcanique ancien distinct du cycle volcanique incluant les formations d'Obatogamau et de Waconichi. À l'échelle du nord-est de la Sous-province de l'Abitibi, la Formation de Chrissie est synchrone aux roches volcaniques de la Formation de Fecteau (2791,0 ± 1,0 Ma; Bandyayera et al., 2004).

Le schéma stratigraphique proposé à la suite de ces modifications pour le Groupe de Roy (Fig. 1) comprend un premier cycle volcanique représenté par les membres inférieur et supérieur de la Formation de Chrissie ainsi que le Membre des Vents³⁰, un deuxième cycle volcanique incluant les formations d'Obatogamau et de Waconichi et finalement, un troisième cycle volcanique comprenant les formations de Bruneau et de Blondeau.

³⁰ Le Membre des Vents est traditionnellement intégré à la Formation d'Obatogamau (Sharma et al., 1987), mais l'âge des rhyolites (*ca.* 2759 Ma, avec des xénocristaux de zircons datés entre 2805 Ma et 2757 Ma; Mortensen, 1993) est de *ca.* 30 Ma plus vieux que celui des roches felsiques de la Formation de Waconichi, ce qui suggère une appartenance à un cycle volcanique distinct de celui de la Formation d'Obatogamau. Le Membre des Vents est pour l'instant intégré à la Formation de Chrissie, dont l'âge des rhyolites est de 2791,4 +3,7/-2,8 Ma (David et al., 2011a). Toutefois, la différence de ca. 30 Ma entre les deux événements felsiques et des travaux de cartographie détaillés pourraient justifier l'appartenance à une formation distincte.



Etude du Complexe de Cummings (chapitre 4)

Le Complexe de Cummings a été cartographié en détail dans le secteur du lac Cummings, le long d'une nouvelle coupe routière où l'affleurement est exposé en continu sur plus de 2 kilomètres. Cette cartographie avait pour objectif original l'étude des failles et des zones de cisaillement dans le but de déterminer la nature allochtone ou autochtone du Complexe de Cummings, par rapport aux roches volcaniques et sédimentaires des formations de Bruneau et de Blondeau. L'échantillonnage détaillé des roches mafiques-ultramafiques le long de la coupe a permis d'étudier les caractéristiques géochimiques des filons-couches de Roberge, de Ventures et de Bourbeau. Les filons-couches gabbroïques du Groupe de Roy et les roches mafiques à ultramafiques du Complexe du lac Doré ont aussi été échantillonnées afin de procéder à une comparaison avec les filons-couches du Complexe de Cummings.

Un nouveau modèle de cristallisation pour les intrusions mafiquesultramafiques du Complexe de Cummings à partir de la nouvelle coupe du lac Cummings

Les premiers modèles de cristallisation pour les filons-couches mafiques à ultramafiques du Complexe de Cummings ont été réalisés à partir des analyses d'éléments majeurs, des mesures d'extensions latérales et des proportions d'épaisseurs mesurées entre les différents filonscouches ainsi qu'une modélisation des liquides parents à partir de la composition des éléments majeurs (McMillan, 1972; Duquette, 1982; Poitras, 1984). Ces modèles proposent la cristallisation fractionnée ponctuée de multiples épisodes d'injection de liquides pour expliquer la différenciation de la base vers le sommet de chaque filon-couche ainsi que l'évolution géochimique depuis le filon-couche de Roberge, plus primitif, jusqu'au filon-couche de Bourbeau, plus évolué.

Les analyses géochimiques et la caractérisation pétrographique détaillée provenant de la coupe du lac Cummings ont permis d'étudier le comportement des éléments traces par l'application de la méthode de distribution à l'équilibre développée par Bédard (1994, 2001) pour calculer la composition en éléments traces des liquides parents des trois filons-couches. Les modélisations inverses suggèrent que le Complexe de Cummings soit composite. Le filon-couche de Roberge est issu de liquides parents très fractionnés ayant une affinité calco-alcaline, alors que les filonscouches de Ventures et de Bourbeau proviennent de liquides montrant des profils d'éléments traces plats possédant une affinité tholéiitique. Il est donc possible que les filons-couches de Ventures et de Bourbeau aient évolués dans un système pratiquement clos, alors que le filoncouche de Roberge doit nécessairement provenir d'une source distincte qui pourrait également avoir alimenté des roches volcaniques d'affinité calco-alcaline dans les portions supérieures de la stratigraphie (*i.e.* Formation de Blondeau).

Le filons-couche de Ventures présente des bordures figées avec des profils d'éléments traces beaucoup plus évolués que ceux caractérisant les roches à l'intérieur du filon-couche. Cette différence de composition peut s'expliquer par le fait que le filon-couche de Ventures ait pu servir de conduit pour les magmas calco-alcalins du filon-couche de Roberge et que ceux-ci aient été subséquemment évacués. Alternativement, cette différence de composition pourrait résulter de l'interaction du magma tholéiitique avec l'encaissant (en occurrence, les formations de Bruneau et de Blondeau). Si les filons-couches de Ventures et de Bourbeau ont servi de conduits pour les magmas tholéiitiques vers la surface, ces demiers ne correspondent pas aux compositions des laves et des roches volcanoclastiques de la Formation de Blondeau (roches volcanoclastiques et sédimentaires d'affinité calco-alcaline). Ils pourraient avoir produit des roches volcaniques d'affinité tholéiitique au sommet du Groupe de Roy, aujourd'hui érodées.

Le Complexe de Cummings se limite-t-il aux seuls filons-couches de Roberge, Ventures et Bourbeau? Quelle est la position stratigraphique du filon-couche de Smith?

À la base du Complexe de Cummings, les roches volcaniques mafiques de la Formation de Bruneau sont injectées par des filons-couches gabbroïques qui constituent jusqu'à 25% de l'épaisseur de la formation (Allard, 1976). Les filons-couches plus épais (filons-couches Godfather et Smith) sont différenciés avec des pyroxénites à la base, des gabbros constituant la majeure partie du filon-couche et des ferrogabbros au sommet. Ils sont similaires en ce sens au filon-couche de Bourbeau. Il est donc possible qu'ils fassent aussi partie du Complexe de Cummings. Les modélisations des liquides parents des gabbros corroborent le fait que ces filons-couches puissent constituer les conduits nourriciers pour les laves du Membre de David et de la Formation de Bruneau. L'importante fraction de liquide intercumulat (*trapped melt fraction*) requise pour que les modèles de liquides parents correspondent aux compositions des gabbros est cohérente avec le refroidissement rapide du magma et la nature subvolcanique des gabbros. Dans le cas du filon-couche de Smith, les profils tholéiitiques sont distincts de ceux du filon-couche de Roberge, d'affinité calco-alcaline et de ce fait, il constitue l'un des filons-couches les plus évolués du Groupe de Roy.

Les modélisations des liquides parents pour le Complexe du lac Doré, obtenues à partir d'un nombre limité d'échantillons, indiquent une composition calco-alcaline, alors que l'intrusion était considérée comme ayant une affinité tholéilitique correspondant aux laves encaissantes de la Formation d'Obatogamau. Les modèles générés montrent plutôt une composition similaire aux laves de la Formation de Waconichi (membres d'Allard et de Queylus). Le Complexe du lac Doré a donc fort probablement constitué le réservoir magmatique des laves de la Formation de Waconichi. Une seule modélisation suggérant une affinité tholéiitique a été produite. Il est donc possible que le Complexe du lac Doré soit composite avec un événement précoce de nature tholéiitique, constituant le réservoir magmatique pour les laves du Membre de David et de la Formation d'Obatogamau, ou bien que le faciès échantillonné à la bordure de l'intrusion - le faciès qui a donné les liquides parents calco-alcalins - témoigne de la contamination par les basaltes et les gabbros du Groupe de Roy encaissants. Les modélisations des liquides parents pour les échantillons de méta-anorthosite dans la zone Parautochtone de la Province de Grenville montrent des profils similaires à ceux des anorthosites du Complexe du lac Doré. Cette ressemblance suggère que les méta-anorthosites puissent être les hôtes d'une minéralisation de type Cu-Au au même titre que les anorthosites du Complexe du lac Doré au sud de la ville de Chibougamau.

Le Complexe de Cummings : allochtone ou autochtone?

L'étude des failles et des zones de cisaillement sur la coupe du Lac Cummings a permis de démontrer la présence des filons-couches de Roberge, Ventures et de Bourbeau ainsi que des roches volcaniques et sédimentaires des formations de Bruneau et de Blondeau dans une zone d'imbrication caractérisée par des zones de cisaillement inverses à pendage vers le nord. La polarité des zones de cisaillement corrobore les observations de Daigneault et Allard (1990) et contredit l'interprétation de Simard et al. (2004a,b) qui ont proposé une carte où les polarités des zones de cisaillement sont vers le sud. L'hypothèse de Goulet et al. (2003) suggérant la nature allochtone des filons-couches de Cummings était fondée sur la présence de ces zones d'imbrications, semblables à celle des croûtes ophiolitiques obductées, où les roches intrusives mafiques-ultramafiques forment des copeaux entre des unités de roches volcaniques et sédimentaires. La présence des bordures figées entre les filons-couches de Cummings et les roches encaissantes démontrent toutefois que les filons-couches se sont injectés dans les formations de Bruneau et de Blondeau. Cet ensemble d'unités aurait pu constituer un tout solidaire formant une écaille allochtone à l'échelle régionale. Toutefois, l'absence d'un gradient métamorphique inverse, d'une semelle dynamo-thermale et de critères de polarité des zones de cisaillement indiquant le transport des roches sous forme de klippe démontrent que le Complexe de Cummings et le Groupe de Roy constituent un ensemble autochtone.

L'interprétation des données aéromagnétiques (chapitre 5)

Les données aéromagnétiques régionales (Commission Géologique du Canada, 2009) et les données aéromagnétiques de haute résolution dans le secteur de Chapais-Chibougamau (Dion et Lefebvre, 1997) incluant celles acquises lors du levé MEGATEM (Dumont et Potvin, 2006; Kiss et Oneschuk, 2007) ont été traitées afin de produire des images ternaires et du gradient tilt. Les patrons d'anomalies géophysiques détaillées sur ces images ont permis de raffiner l'interprétation structurale. Les mines, gisements, prospects et indices minéralisés appartenant aux différents types de minéralisation du secteur de Chapais-Chibougamau ont été superposés sur ces images afin d'en comprendre les contrôles stratigraphiques et structuraux. La déformation dans le secteur de Chapais-Chibougamau est caractérisée par:

- 1- Des structures synmagmatiques et synvolcaniques (D0) qui permettent de reconnaître les polarités stratigraphiques comprenant, a) les successions de coulées massives coussinées et bréchiques dans les roches volcaniques, b) les lits granoclassés et les chenaux dans les roches volcanoclastiques primaires et remaniées et les roches sédimentaires, c) les failles synmagmatiques et synvolcaniques d'une longueur limitée (<2 km) avec des orientations NW, N et NE caractérisées par des décalages mineurs des patrons d'anomalies magnétiques correspondant au litage et des changements abrupts dans l'épaisseur des unités lithologiques, et d) des plis synvolcaniques et synsédimentaires.
- 2- Les roches mafiques-ultramafiques du Complexe du lac Doré sur le flanc nord du pluton de Chibougamau sont plissées selon une trace axiale approximativement orientée N-S attribuée à une première génération de plissement (F1). Ce type de plis d'envergure régionale est également observé entre les plutons ainsi qu'à l'intérieur de ceux-ci sur l'ensemble du territoire à l'étude. Les patrons d'anomalies magnétiques correspondant à la portion orientale de la zone de cisaillement de Kapunapotagen sont plissés selon un plan axial N-S, ce qui suggère le développement précoce de cette zone de cisaillement.
- 3- La déformation régionale D2 est caractérisée par une schistosité pénétrative et des linéations à fort pitchs parallèles aux plans axiaux d'orientation E-W des structures

anticlinales et synclinales régionales (P2a). La répétition des unités lithologiques dans les corridors de déformation résulte du mouvement inverse de zones de cisaillement E-W (zones de cisaillement du Lac Sauvage et Antoinette à pendage vers le nord et zones de cisaillement de Faribault et Kapunapotagen à pendage vers le sud). Les corridors de déformation E-W comprennent des zones plus fortement déformées caractérisées par des bandes de cisaillement (*shear bands*) conjuguées (NW et NE) entre lesquelles la schistosité régionale (S2a) est affectée par le plissement à rotation arrière. Ce plissement est également observé à l'échelle régionale, notamment en bordure de la zone de cisaillement de Gwillim d'orientation NE, où la schistosité S2a est réorientée dans une direction N-S. Cette réorientation produit une autre génération de plis (P2b) et une schistosité associée (S2b) qui sont également aplaties selon une orientation E-W caractérisés par une déformation finie où domine l'aplatissement. Les motifs d'interférence de plis sont créés par l'interaction entre les plis P1 à trace axiale N-S et les plis P2a et P2b avec des traces axiales d'orientation E-W.

- 4- Le mouvement dextre des zones de cisaillement NE comme la zone de cisaillement Lac Doré McKenzie (D3) apparaît clairement sur les images des données aéromagnétiques rehaussées, qui montrent le décalage dextre des zones de cisaillement et des plis associés à D2. À l'échelle de l'affleurement, l'événement de déformation D3 est aussi responsable du développement des *kink bands* à plans axiaux NW et NE dans les zones où la schistosité est particulièrement intense. Ces structures sont attribuées à une direction de la déformation finie selon un axe E-W. Les zones de cisaillement ENE-WSW (D2) sont caractérisées par une réactivation dextre également attribuée à D3. L'événement D3 se produit avant l'intrusion des dykes paléoprotérozoïques dans les structures NNE-SSW.
- 5- Les orientations des dykes d'âge Paléoprotérozoïque peuvent être corrélées avec les essaims de dykes : a) du Chef (NNE-SSW; 2411-2405 Ma, Ernst et al., 1996), b) de Mistassini (NW-SE; Fahrig et al, 1986; Ernst et al., 1996; daté à *ca.* 2,47 Ga par Heaman, 1994), c) de Senneterre (N045°; 2216 +8/-4 Ma; Buchan et al., 1996) et d) de Biscotasing (N060°; 2167 Ma; Buchan et al., 1993).
- 6- L'événement de déformation D4 est attribué aux failles NNE-SSW à composante de mouvement oblique le plus souvent senestre qui témoignent de la réorientation des

structures d'âge archéen dans une direction parallèle à la Zone Tectonique du Front de Grenville. Le décalage des failles est limité (< 200 m).

L'évaluation des contrôles stratigraphiques et structuraux sur les différents types de minéralisation à partir du traitement des données aéromagnétiques constitue un outil pour l'exploration minière :

- 1- Les sulfures massifs volcanogènes se trouvent dans les portions supérieures des trois cycles mafiques à felsiques du Groupe de Roy. Les indices de SMV du premier cycle volcanique (2791 Ma; David et Dion, 2010) se situent dans le membre supérieur de la Formation de Chrissie, associés à des roches volcanoclastiques et des rhyolites d'affinité calco-alcaline. Le second cycle volcanique (2729-2726 Ma; Mortensen, 1993; Legault, 2003; McNicoll et al., 2008) comprend les deux gisements de SMV les plus importants du secteur de Chapais-Chibougamau, avec la Mine Lemoine et le gisement de Scott. Les lentilles de ces gisements sont localisées à l'interface entre une unité de rhyolites et de rhyodacites d'affinité tholéiitique et une unité de roches volcaniques porphyriques de composition rhyodacitique et de tufs à cristaux d'affinité transitionnelle à calco-alcaline (membres de Lemoine et de Scott dans la Formation de Waconichi). Sur le flanc nord du CLD, le Membre de Scott est recouvert par le Membre d'Allard, une unité de roches volcanoclastique d'affinité transitionnelle à calco-alcaline et d'étendue régionale. Sur le flanc sud du CLD, le sommet du Membre de Lemoine à polarité vers le sud correspond à la zone de cisaillement de Kapunapotagen et à la trace axiale du synclinal de Chapais. Sur le flanc sud de ce synclinal, le Membre de Queylus de la Formation de Waconichi à polarité vers le nord comprend des roches volcanoclastiques d'affinité calco-alcaline très semblable à celles du Membre d'Allard. Les indices de SMV du troisième cycle volcanique (2725-2721 Ma) sont associées à des lentilles de roches volcanoclastiques d'affinité calco-alcaline interlitées dans les coulées de basaltes à basaltes andésitiques de la Formation de Bruneau et recoupées par des filons-couches de gabbros. Les indices de SMV se trouvent également dans une unité de rhyolite et de roches volcanoclastiques felsiques de la Formation de Blondeau, à la base du filon-couche de Bourbeau.
- 2- Les gisements de Fe-Ti-V se trouvent dans la Zone Litée du Complexe du lac Doré et les horizons les plus épais sont associés, sur les images aéromagnétiques rehaussées, à des structures d'orientation NW à NE interprétées comme des failles synmagmatiques.

- 3- Les anomalies de Ni-Cu-ÉGP se retrouvent à la bordure des plutons felsiques et des intrusions mafiques–ultramafiques (Complexe du lac Doré et Complexe de Cummings).
- 4- Les filons polymétalliques précoces (Au-Ag-Cu-Zn-Pb) se sont formés au cours d'un intervalle de temps qui débute à 2721 Ma (âge de sédimentation maximum d'un grès feldspathique de la Formation de Blondeau) et se termine à 2704 Ma (âge de sédimentation maximum de la Formation de Stella, qui n'est pas affecté par le plissement P1). Les filons polymétalliques développés dans des failles N-S correspondant à des discontinuités des patrons d'anomalies magnétiques E-W sont réorientés et transposés dans les zones de cisaillement et d'aplatissement (D2).
- 5- Les altérations régionales propyllitiques, sodi-potassiques, en chlorite et en séricite à grande échelle et les brèches suggèrent que les filons à Cu-Au de « type Chibougamau » proviennent de la remobilisation des zones minéralisées de type « porphyre à Cu-Au-Mo » dans les zones de cisaillement NW-SE (D2a) et NE-SW (D2b).
- 6- Les veines de quartz-carbonate aurifères ("or orogénique") sont développées dans les couloirs de déformation E-W caractérisés par l'aplatissement, la réorientation et la transposition des zones de cisaillement NW-SE et NE-SW. Les roches sédimentaires de la Formation de Caopatina (<2707,3 ± 2,3 Ma; David et al., 2006) font partie du Groupe d'Opémisca (<2704 ±2 Ma à <2691,7± 2,9 Ma; David et al., 2007). Ces âges indiquent une période de sédimentation débutant plus tôt dans le nord de la Sous-province de l'Abitibi que dans le sud, où se trouvent les roches sédimentaires de l'assemblage Timiskaming (<2685 \pm 3 Ma à <2673 \pm 2 Ma; Robert, 2001; Davis, 2002; van Breemen et Bleeker, 2008). Toutefois, le Groupe d'Opémisca présente également un contact basal discordant avec les roches sous-jacentes du Groupe de Roy, comprend des roches volcaniques andésitiques très potassiques et est injecté de plutons alcalins. Ces caractéristiques s'appliquent également à l'assemblage Timiskaming. Par analogie avec certains corridors minéralisés adjacents aux bassins sédimentaires du type Timiskaming ailleurs dans la Sous-province de l'Abitibi, la zone de contact entre les roches volcaniques du Groupe de Roy et les roches sédimentaires du Groupe d'Opémisca constitue un environnement très favorable au développement d'une minéralisation de type or orogénique.

Considérations futures suite à cette étude

Au nord du lac Doré, les roches volcaniques felsiques du Membre de Scott sont recouvertes par une unité de basalte d'affinité tholéiitique évoluant vers son sommet à une affinité transitionnelle à calco-alcaline. L'extension vers l'est de cette unité correspond avec les basaltes et les basaltes andésitiques d'affinité tholéiitique du Membre de David, qui recouvrent les formations de fer et les roches volcanoclastiques du Membre de Portage et sont recouvertes par les basaltes d'affinité transitionnelle à calco-alcaline à la base du Membre d'Allard. La cartographie et l'échantillonnage géochimique du secteur situé entre le gisement de Scott et l'ouest du Parc Allard permettrait d'élucider le lien mal défini entre le membre de Portage et le reste de la Formation de Waconichi en validant si :

- a) les formations de fer du Membre de Portage constituent des exhalites distales par rapport au SMV du Membre de Scott. Dans ce cas, le Membre de David, sus-jacent, devrait être intégré comme membre dans la Formation de Waconichi.
- b) les formations de fer du membre de Portage sont distinctes des exhalites identifiées au sommet du Membre de David (affleurement du chemin de fer à l'ouest de la ville de Chibougamau) et au sommet du Membre de Scott (à l'est du lac Marcelle). Dans ce cas, le membre de Portage devrait être intégré à la base du Membre de David dans la Formation d'Obatogamau. La datation par U-Pb sur zircons des roches volcanoclastiques associées aux formations de fer du membre de Portage pourrait aussi contribuer à résoudre cette problématique.

La figure 1 montre le premier cycle volcanique du Groupe de Roy caractérisé par la Formation de Chrissie (2791,4 +3,7/-2,8 Ma; David et Dion, 2010) et le Membre des Vents (2759 Ma; Mortensen, 1993). L'écart de plus de 30 Ma avec les roches felsiques de la Formation de Waconichi (2730-2726 Ma; Mortensen, 1993; Legault, 2003; McNicoll et al., 2008) permet de questionner l'appartenance de la Formation de Chrissie et du Membre des Vents au Groupe de Roy. Toutefois, davantage de travaux sont requis afin de distinguer la Formation de Chrissie de l'actuel Membre des Vents. Une meilleure connaissance de ces deux unités justifierait éventuellement de créer un nouveau groupe, pour l'instant sans nom, contenant le Membre des Vents (qui deviendrait une formation) et la Formation de Chrissie. La figure 1 conserve les appellations actuelles et le qualificatif de « premier cycle volcanique » appliqué à la Formation de Chrissie et au Membre des Vents, faute d'information suffisante, est certainement sujet à changement suite aux travaux à venir.

Au chapitre 4, les modélisations des liquides à partir des échantillons du Complexe du lac Doré indiquent une composition calco-alcaline. Toutefois, un échantillon a généré une modélisation avec un profil tholéiitique, ce qui suggère une chambre composite. La présence des granophyres avec des profils tholéiitiques sur le flanc sud du lac Doré (Lafrance et al., 2006) supporte aussi l'idée d'une chambre composite. Les modélisations ont été effectuées sur un nombre restreint d'échantillons puisque le Complexe du lac Doré ne constituait qu'une partie de l'étude du chapitre 4. Une étude comprenant un nombre plus élevé d'échantillons provenant du Complexe du lac Doré permettrait une comparaison plus juste avec les roches volcaniques encaissantes et les filons-couches du Complexe de Cummings.

Les contrôles stratigraphiques et structuraux des différents types de minéralisation présentés au chapitre 5 ont pu être déterminés à partir du traitement des données aéromagnétiques acquises dans le cadre de l'Initiative géoscientifique ciblée 3 – Abitibi et du Plan Cuivre par la Commission Géologique du Canada et le Ministère des Ressources naturelles du Québec, lors des levés électromagnétiques dans le domaine du temps (Megatem II) effectués dans le secteur de Chapais-Chibougamau. D'autres levés similaires couvrent les assemblages volcaniques sur une grande proportion du territoire de la Sous-province de l'Abitibi et le traitement de ces données permettrait de générer des images ternaires et du gradient tilt avec un degré de détail équivalent à celui présenté dans le chapitre 5. Les interprétations structurales de ces images pourront être comparées avec celle proposée pour la région de Chapais-Chibougamau, afin de mieux comprendre l'évolution tectonique de la Sous-province de l'Abitibi et de générer des mages nouvelles cibles pour l'exploration minière.

Bibliographie

- Allard GO (1956) The geology of a portion of McKenzie Township, Chibougamau district, Quebec. Ph.D. thesis (John Hopkins University, Baltimore, Maryland). 168 p.
- Allard GO (1967) Geology of the northwest quarter of the Rinfret Township, Abitibi-East and Roberval couties. RP-567, Ministère des Richesses naturelles, Québec, 16 p.
- Allard GO (1976) Doré Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny. DP-368, Ministère des Richesses naturelles, Québec, 484 p.
- Allard GO (1979) Prolongement du Complexe de lac Doré dans la Province de Grenville, à l'est de Chibougamau. DPV-685, Ministère des Richesses naturelles, Québec, 18 p.
- Allard GO (2002) Roof rock assimilation in the Doré Lake Complex and its influence on vanadium concentration. Vanadium, Geology, Processing and Applications. Taner MF, Riveros PA, Dutrizac JE, Gattrell M & Perron L (éds). The Conference of Metallurgists - COM 2002, Metsoc – CIM, pp 29-35.
- Allard GO & Gobeil A (1984) General geology of the Chibougamau region. Chibougamau, stratigraphy and mineralization. Guha J & Chown EH (éds) Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp 5-19.
- Allard GO, Caty J-L, Chown EH, Cimon J, Gobeil A & Baker D (1979) Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau. Guidebook for fieldtrip B-1 of the annual meeting of Geological Association of Canada Mineralogical Association of Canada, Québec, 99 p.
- Allard GO, Caty J-L & Gobeil A (1985) The Archean supracrustal rocks of the Chibougamau area. Evolution of Archean Supracrustal Sequences. Ayres LD, Thurston PC, Card KD & Weber W (éds) Geological Association of Canada, Special Paper 28, pp 55-63.
- Archambault A, Guha J, Tremblay A & Kanwar R (1984) Implications of the geomechanical interpretation of the Copper Rand deposit on the Doré Lake shear belt Chibougamau, stratigraphy and mineralization. Guha J & Chown EH (éds) Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp 300-318.
- Archer P (1983) Interprétation de l'environnement volcano-sédimentaire de la Formation de Blondeau dans la section stratigraphique du lac Barlow, Chibougamau, Québec. Mémoire de maîtrise (Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec). 160 p. doi:10.1522/1380550.

- Archer P (1984) Interpretation of the volcano-sedimentary environment of the Archean Blondeau Formation, Barlow Lake section. Chibougamau, stratigraphy and mineralization. Guha J & Chown EH (éds) Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp 92–106.
- Ayer J, Amelin Y, Corfu F, Kamo S, Ketchum J, Kwok K & Trowell N (2002) Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U-Pb geochronology: autochtonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation. Precambrian Res. 115: 63-95. doi:10.1016/S0301-9268(02)00006-2.
- Ayer JA, Dubé B, Trowell NF, Cheng L-Z, Rabeau O, Harris LB & Bédard JH (2010) A stratigraphic and metallogenic comparison of the Detour-Burntbush belt with the southern Abitibi greenstone belt and its implications for exploration. Congrès Abitibi 2009. Programmes de conférences (Rouyn-Noranda, 28 septembre au 2 octobre 2009). GM-64195, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, pp 41-43
- Ayres LD & Thurston PC (1985) Archean supracrustal sequences in the Canadian Shield—an overview. Evolution of Archean supracrustal sequences. Ayres LD, Thurston PC, Card KD & Weber W (éds) Geological Association of Canada, Special Paper 28, pp 343–380.
- Bach W & Irber W (1998) Rare earth element mobility in the oceanic lower sheeted dyke complex: evidence from geochemical data and leaching experiments. Chem. Geol. 151: 309–326. doi:10.1016/S0009-2541(98)00087-4.
- Bailey CM, Polvi LE & Forte AM (2007) Pure shear dominated high-strain zones in basement terranes. Geol. Soc. Am. Mem. 200: 93-108.
- Baker DJ (1980) The metamorphic and structural history of the Grenville Front near Chibougamau, Quebec. Ph.D. Thesis (University of Georgia, Athens, Georgia). 335 p.
- Bandyayera D (2005a) Lac Drouillard. 32H13-200-0201. Carte SI-32H13C-C4G-05F, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, (1/20000).
- Bandyayera D (2005b) Lac Mitchisso. 32H13-200-0101. Carte SI-32H13A-C4G-05F, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, (1/20000).
- Bandyayera B, Rhéaume P, Doyon J & Sharma KNM (2004) Géologie de la région du lac Hébert. RG 2003-07, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune et des Parcs, Québec, 59 pages, 4 plans.

- Bandyayera D, Cadéron S, Houle P & Sharma KNM (2005) Géologie de la région du lac Mitshisso (SNRC 32H13). RP 2005-04, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 12 p.
- Bandyayera D, Cadéron S & Roy P (2006) Géologie du Parautochtone dans l'extension du segment de Chibougamau. Le camp minier de Chibougamau et le Parautochtone Grenvillien: métallogénie, métamorphisme et aspects structuraux. Field Trip B1. Congrès annuel de l'Association Géologique du Canada / Association Minéralogique du Canada (Montréal, 14 au 17 mai 2006). Pilote P (éd) pp 65–83.
- Barette JP (1994) Compilation, prospection et recommandations sur la propriété Béarmac, comprenant l'évaluation des indices aurifères BM-II et BM-III. GM-52952, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 46 p.
- Barrett TJ & MacLean WH (1999) Volcanic sequences, lithogeochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive systems. Volcanic-associated massive sulfide deposits: Processes and examples in modern and ancient settings. Barrie CT & Hannington MD (éds) Rev. Econ. Geol. 8: 101-131.
- Barrie CT, Gorton MP, Naldrett AJ & Hart TR (1991) Geochemical constraints on the petrogenesis of the Kamiskotia gabbroic complex and related basalts, western Abitibi Subprovince, Ontario, Canada. Precambrian Res. 50: 173–199. doi:10.1016/0301-9268(91)90020-B.
- Barrie CT, Ludden JN & Green TH (1993) Geochemistry of volcanic rocks associated with Cu-Zn and Ni-Cu deposits in the Abitibi subprovince. Econ. Geol. 88: 1341-1358. doi:10.2113/gsecongeo.88.6.1341.
- Barrie CT, Cathless LM, Erendi A, Schwaiger H & Murray C (1999). Heat and fluid flow in volcanic-associated massive sulfide-forming hydrothermal systems. Volcanic-associated massive sulfide deposits: Processes and examples in modern and ancient settings. Barrie CT & Hannington MD (éds) Rev. Econ. Geol. 8: 201–219.
- Bateman R, Ayer JA & Dubé B (2008) The Timmins-Porcupine gold camp, Ontario: Anatomy of an Archean greenstone belt and ontogeny of gold mineralization. Econ. Geol. 103: 1285-1308. doi:10.2113/gsecongeo.103.6.1285.
- Beauregard AJ & Gaudreault D (2008) Rapport technique NI 43-101 de la propriété Monexco. GM-64620, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 107 p.

- Bédard JH (1994) A procedure for calculating the equilibrium distribution of trace elements among the minerals of cumulate rocks, and the concentration of trace elements in the coexisting liquids. Chem. Geol. 118: 143–153. doi:10.1016/0009-2541(94)90173-2.
- Bédard JH (1999) Petrogenesis of boninites from the Betts Cove ophiolite, Newfoundland, Canada: Identification of subducted source components. J. Petrol. 40: 1853–1889. doi:10.1093/petroj/40.12.1853.
- Bédard JH (2001) Parental magmas of Nain Plutonic Suite anorthosites and mafic cumulates: a trace element modelling approach. Contrib. Mineral. Petr. 141: 747–771. doi:10.1007/s004100100268.
- Bédard JH (2005) Partitioning coefficients between olivine and silicate melts. Lithos. 83: 394– 419. doi:10.1016/j.lithos.2005.03.011.
- Bédard JH (2006a) Trace element partitioning in plagioclase feldspar. Geochim. Cosmochim. Ac. 70: 3717–3742. doi:10.1016/j.gca.2006.05.003.
- Bédard JH (2006b) A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. Geochim. Cosmochim. Ac. 70: 1188–1214. doi:10.1016/j.gca.2005.11.008.
- Bédard JH (2007) Trace element partitioning coefficients between silicate melts and orthopyroxene: parameterizations of D variations. Chem. Geol. 244: 263–303. doi:10.1016/j.chemgeo.2007.06.019.
- Bédard JH (2010) Parametrization of Fe = Mg exchange coefficient (kd) between clinopyroxene and silicate melts. Chem. Geol. 274: 169-176. doi:10.1016/j.chemgeo.2010.04.003.
- Bédard JH, Francis DM, Hynes AJ & Nadeau S (1984) Fractionation in the feeder system at a Proterozoic rifted margin. Can. J. Earth Sci. 21: 489–499. doi:10.1139/e84-052.
- Bédard JH, Brouillette P, Madore L & Berclaz A (2003). Archaean cratonization and deformation in the northern Superior Province, Canada: an evaluation of plate tectonic vs vertical tectonic models. Precambrian Res. 127: 61–87. doi:10.1016/S0301-9268(03)00181-5.
- Bédard JH, Marsh BD, Hersum TG, Naslund HR & Mukasa SB (2007). Large-scale mechanical redistribution of orthopyroxene and plagioclase in the basement sill, Ferrar dolerites, McMurdo dry valleys, Antarctica: petrological, mineral-chemical and field evidence for channelized movement of crystals and melt. J. Petrol. 48: 2289–2326. doi:10.1093/petrology/egm060.

- Bédard JH, Leclerc F, Harris LB, Roy P, Lafrance B, Riverin G & Houle P (2008) Petrogenesis of the Archaean Waconichi Formation, Chibougamau, Abitibi; Eruption from a composite magma chamber. Quebec 2008 GAC-MAC-SEG-SGA Joint annual meeting, session SY8: Abitibi (Québec, May 27-30, 2008) (https://www.gac.ca/activities/abstracts/2973_Abst...pdf) [accessed 30 June 2010].
- Bédard JH, Leclerc F, Harris LB & Goulet N (2009) Intra-sill magmatic evolution in the Cummings Complex, Abitibi greenstone belt: Tholeiitic to calc-alkaline magmatism recorded in a subvolcanic conduit system. Lithos. 111: 47-71. doi:10.1016/j.lithos.2009.03.013.
- Bélanger J (1979a) Étude de la zone de transition entre la Formation de Waconichi et la Formation de Gilman, Groupe de Roy, Chibougamau, Québec. Mémoire de maîtrise, Département des Sciences de la Terre (Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec). 83 p. doi:10.1522/1300461.
- Bélanger J (1979b) Caractérisation pétrographique et géochimique de la zone cupro-zincifère 8-5, et de ses roches encaissantes, secteur Cooke, mines Opémiska, Chapais. Mémoire de maîtrise, Département des Sciences de la Terre (Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec). 145 p. doi:10.1522/1300465.
- Benn K (2006) Tectonic delamination of the lower crust during late Archean collision of the Abitibi-Opatica and Pontiac terranes, Superior Province, Canada. Archean geodynamics and environments. Benn K, Condie KC & Mareschal J-C (éds) Geophysical Monograph, Volume 164, pp 267-282.
- Benn K & Moyen J-F (2008) The Late Archean Abitibi-Opatica terrane, Superior Province: A modified oceanic plateau. When did plate tectonic begin on planet Earth? Condie KC & Pease V (éds). Geological Society of America, Special Paper 440, pp 173-197. doi:10.1130/2008.2440(09).
- Benn K, Sawyer EW & Bouchez J-L (1992) Orogen parallel and transverse shearing in the Opatica belt, Quebec: implications for the structure of the Abitibi Subprovince. Can. J. Earth Sci. 29: 2429-2444. doi:10.1139/e92-191.
- Beswick AE & Carmichael ISE (1978) Constraints on mantle source compositions imposed by phosphorus and rare-earth elements. Contrib. Mineral. Petr. 67: 317-330.
- Bleeker W (2003) The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces Lithos. 71: 99–134. doi:10.1016/j.lithos.2003.07.003.

- Bleeker, WB, van Breemen O & Berger B (2008) The Pipestone Thrust and the fundamental architecture of the south-central Abitibi greenstone belt, Superior craton, Canada. Quebec 2008 GAC-MAC-SEG-SGA Joint annual meeting, session SY8: Abitibi (Québec, May 27-30, 2008) (https://www.gac.ca/activities/abstracts/2973_Abst...pdf) [accessed 30 June 2010].
- Blundy JD & Wood BJ (1994) Prediction of crystal-melt partition coefficients from elastic moduli. Nature. 372: 452–454. doi:10.1038/372452a0.
- Boily M, Leclair A, Maurice M, Bédard JH & David J (2009) Paleo- to Mesoarchean basement recycling and terrane definition in the Northeastern Superior Province, Québec, Canada. Precambrian Res.168: 23-44. doi:10.1016/j.precamres.2008.07.009.
- Bouchard G (1986) Environnement géologique du gisement aurifère de la mine Gwillim. Mémoire de maîtrise, Département des Sciences de la Terre (Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec). 94 p. doi:10.1522/1429095.
- Boudreau AE (1999) PELE a version of the MELTS software program for the PC platform. Comput. & Geosci. 25 : 201-203. doi:10.1016/S0098-3004(98)00117-4.
- Boyle DR (1997) Lodargyrite as an indicator of arid conditions and its association with goldbearing glacial tills of the Chibougamau-Chapais region of Quebec. Can. Mineral. 35: 23-34.
- Buchan KL, Mortensen JK & Card KD (1993) Northeast-trending Early Proterozoic dykes of southern Superior Province: multiple episodes of emplacement recognized from integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology. Can. J. Earth Sci. 30: 1286–1296. doi:10.1139/e93-110.
- Buchan KL, Halls HC & Mortensen JK (1996) Paleomagnetism, U-Pb geochronology, and geochemistry of marathon dykes, Superior Province, and comparison with the Fort Frances swarm. Can. J. Earth. Sci. 33: 1583-1595. doi:10.1139/e96-120.
- Cadéron S (2003) Interprétation tectonométamorphique du nord de la Province du Supérieur, Québec, Canada. Thèse de doctorat, Département des Sciences de la Terre (Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec). 343 p. doi:10.1522/24684368010.
- Cadéron S & Rivers T (2006) Inverted metamorphism at the eastern margin of the Superior
 Province: new insights on regional metamorphic overprinting along the Grenville Front in
 Québec, Canada. GAC-MAC Annual General Meeting, Program with Abstracts (Montreal,
 May 14-17, 2006), vol. 31, pp 22-23.
http://www.gac.ca/activities/abstracts/ABSTRACT_VOLUME31.pdf (accès vérifié le 6 décembre 2010)

- Cadéron S, Roy P, Bandyayera D & Sharma KNM (2005) Étude métamorphique d'un segment du Front de Grenville. RP2005-03, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, 12 pages.
- Calvert AJ, Sawyer EW, Davis WJ & Ludden JN (1995) Archaean subduction inferred from seismic images of a mantle suture in the Superior Province. Nature. 375: 670-674. doi:10.1038/375670a0.
- Card KD & Ciesielski A (1986) Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. Geosci. Can. 13: 5-13.
- Carignan J, Dembele Y, Guha J, Gobeil A & Fowler A (1984) Basic geochemical profile of the Blondeau Formation in the Barlow Lake stratigraphic section. Chibougamau, stratigraphy and mineralization. Guha J & Chown EH (éds) Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp 107–119.
- Caty J-L (1975) Géologie de la demie ouest du canton de Richardson. DP-342, Ministère des Richesses naturelles, Québec, 10 p.
- Caty J-L (1978) Canton de Richardson. DP-606, Ministère des Richesses naturelles, Québec, 38 p.
- Caty J-L (1979) Géologie de la demie-est du canton de Richardson. DPV-678, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, 14 p.
- Cawthorn RG, Sander BK & Jones IM (1992) Evidence for the trapped liquid shift effect in the Mount Ayliff Intrusion, South-Africa. Contrib. Mineral. Petr. 111: 194–202. doi:10.1007/BF00348951.
- Charbonneau JM (1981) Cantons de Dolomieu (1/2 E) et de Daubrée (1/4 SW). DP-844, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, 26 p.
- Charbonneau JM, Picard, C & Dupuis-Hébert L (1991) Synthèse géologique de la région de Chapais-Branssat (Abitibi). MM88-01, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, 200 p.
- Chartrand F & Cattalani S (1990) Massive sulfide deposits in northwestern Quebec. La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois. Rive M, Verpaelst P, Gagnon Y, Lulin JM, Riverin G & Simard A (éds) Institut canadien des mines et de la métallurgie, Vol. 43, pp 78-91.

- Chown EH & Gobeil A (1990) Clastic dykes of the Chibougamau Formation. Can. J. Earth Sci. 27: 1111-1114. doi:10.1139/e90-115.
- Chown EH, Daigneault R, Mueller W & Mortensen JK (1992) Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. Can. J. Earth Sci. 29: 2211-2225. doi:10.1139/e92-175.
- Chown EH, Daigneault R & Mueller W (1998) Partie A Environnement géologique de l'extrémité orientale de la Sous-Province de l'Abitibi. Géologie et métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau : nouvelle vision du potentiel de découverte. Pilote P (éd.) DV98-03, Ministère des Ressources naturelles, Québec, pp 1-28.
- Chown EH, Harrap R & Moukhsil A (2002) The role of granitic intrusions in the evolution of the Abitibi belt, Canada. Precambrian Res. 115: 291–310. doi:10.1016/S0301-9268(02)00013-X.
- Ciesielski A (1994) Tonalitic orthogneiss in the Central Grenville Province: a reworked Archaean substrate to the Abitibi greenstone belt, Eastern Superior Province, Quebec. The Archaean: terrains, processes, and metallogeny. Proceedings of the Third international Archaean symposium (University of Western Australia, 1994), Glover JE & Ho SE (éds), Vol. 22, pp 161–175.
- Cimon J (1976) Géologie du canton de Queylus (NE), comté d'Abitibi-est. DPV-439, Ministère des Richesses naturelles, Québec, 34 p.
- Cimon J (1977) Quart sud-est du canton de Queylus. DPV-448, Ministère des Richesses naturelles, Québec, 33 p.
- Clark T (2001) Distribution and exploration potential of platinum-group elements in Québec. PRO2001-06, Ministère des Ressources naturelles, Québec, 13 p.
- Commission Géologique du Canada (2009) Base canadienne de données aéromagnétiques : Section Géophysique régionale, CGC - Secteur des Sciences de la Terre, Ressources naturelles Canada, Entrepôt de données géoscientifiques. (http://edg.rncan.gc.ca/index f.php) [accès vérifié le 7 décembre 2010].
- Condie KC (1981) Archean Greenstone Belts. Elsevier, Amsterdam. 434 p.
- Cooper GRJ & Cowan DR (2006) Enhancing potential field data using filters based on the local phase. Comput. Geosci. 32: 1585–1591. doi:10.1016/cageo.2006.02.016.
- Côté-Mantha O (2006) Section 4B The polymetallic mineralization system of the Line Lake area: Brosman structure, Siscoe showing, TR1287-02-08 showing and Radar Dome showing. Le camp minier de Chibougamau et le Parautochtone Grenvillien: métallogénie,

métamorphisme et aspects structuraux. Field Trip B1. Congrès annuel de l'Association Géologique du Canada / Association Minéralogique du Canada (Montréal, 14 au 17 mai 2006). Pilote P (éd.) pp 109-119.

- Côté-Mantha O (2009) Architecture et origine du système de minéralisation polymétallique du secteur du Lac Line, région de Chibougamau, Québec. PhD thesis (Université du Québec à Chicoutimi, Chiboutimi, Québec). 508 p. doi:10.1522/030109183.
- Couture J-F (1986) Géologie de la Formation de Gilman dans la partie centrale du canton de Roy, Chibougamau, Québec. Mémoire de maîtrise, Département des Sciences de la Terre (Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec) 152 p. doi:10.1522/1424181.
- Cowan D & Cooper G, (2005) Separation filtering using fractional order derivatives. Explor. Geophys. 36 : 393-396.
- Cumming GL & Richards JR (1975) Ore lead in a continuously changing Earth. Earth Planet. Sc. Lett. 28: 155–171.
- Daigneault R (1982) Demie nord du canton de McKenzie. Preliminary map, 1/20000. DP82-08, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, (1/20000).
- Daigneault R (1991) Évolution structurale du segment de roches vertes de Chibougamau, Sous-Province archéenne de l'Abitibi, Québec. Thèse de doctorat, Département de géologie et de génie géologique (Université Laval, Sainte-Foy, Québec). 352 p.
- Daigneault R (1998) Partie C Une évolution tectonique et métallogénique centrée sur le pluton de Chibougamau. Géologie et métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau : nouvelle vision du potentiel de découverte. Pilote P (éd.) DV98-03, Ministère des Ressources naturelles, Québec, pp 45-52.
- Daigneault R & Allard GO (1984) Évolution tectonique d'une portion du sillon de roches vertes de Chibougamau Chibougamau, stratigraphy and mineralization. Guha J & Chown EH (éds) Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp 212-228.
- Daigneault R & Allard GO (1987) Les cisaillements E-W et leur importance stratigraphique et métallogénique, région de Chibougamau. Exploration au Québec, études géoscientifiques récentes, séminaire d'information 1987. Desjardins B & Dubé C (éds) DV87-25, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, pp 57-73.

- Daigneault R & Allard GO (1990) Le Complexe du Lac Doré et son environnement géologique (région de Chibougamau – sous-province de l'Abitibi). MM89-03, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, 275 p.
- Daigneault R & Allard GO (1994) Transformation of Archean structural inheritance at the Grenvillian foreland parautochthon transition zone, Chibougamau, Quebec. Can. J. Earth Sci. 31: 470-488. doi:10.1139/e94-043
- Daigneault R & Allard GO (1996) Géologie de la région de Chibougamau. PRO87-05, Ministère des Ressources naturelles, Québec, carte modifiée en 1996, (1/300000).
- Daigneault R, St-Julien P & Allard GO (1990) Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi Greenstone Belt, Chibougamau Area, Quebec. Can. J. Earth Sci. 27: 1714–1736. doi:10.1139/e90-178.
- Daigneault R, Mueller WU & Chown EH (2002) Oblique Archean subduction : accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince, Canada. Precambrian Res. 115: 261-290. doi :10.1016/S0301-9268(02)00012-8.
- Daigneault R, Mueller WU & Chown EH (2004) Abitibi greenstone belt plate tectonics: the diachronous history of arc development, accretion and collision. The Precambrian Earth: Tempos and Events. Eriksson PG, Altermann W, Nelson DR, Mueller WU & Catuneanu O (éds), Developments in Precambrian Geology 12, Elsevier, Netherlands. pp 88-103. doi:10.1016/S0166-2635(04)80004-5.
- David J & Dion C (2010) Géochronologie d'échantillons recueillis par Géologie Québec, année 2009-2010 : rapport final. GM-64849, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 33 p.
- David J, Dion C, Goutier J, Roy P, Bandyayera D, Lafrance B, Legault M & Rhéaume P (2006)
 Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi à la suite des travaux de 20042005. RP2006-04, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 22 p.
- David J, Davis DW, Dion C, Goutier J, Legault M & Roy P (2007) U-Pb age dating in the Abitibi Subprovince in 2005-2006. RP2007-01(a), Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 2 p.
- David J, Vaillancourt D, Bandyayera D, Simard M, Goutier J, Pilote P, Dion C & Barbe P (2011) Datations U-Pb effectuées dans les sous-provinces d'Ashuanipi, de La Grande, d'Opinaca et

d'Abitibi en 2008-2009. RP2010-11, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 37 p.

- Davis DW (2002) U-Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics. Precambrian Res.115: 97-117. doi:10.1016/S0301-9268(02)00007-4.
- Davis DW, David J, Dion C, Goutier J, Bandyayera D, Rhéaume P, & Roy P (2005) Datations effectuées en support aux travaux de cartographie géologique et de compilation géoscientifique du SGNO (2003-2004). RP 2005-02, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 20 p.
- Davis WJ, Machado N, Gariépy C, Sawyer EW & Benn K (1995) U–Pb geochronology of the Opatica tonalite-gneiss belt and its relationship to the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Quebec. Can. J. Earth Sci. 32: 113–127. doi:10.1139/e95-010.
- Davis WJ, Lacroix S, Gariépy C & Machado N (2000) Geochronology and radiogenic isotope geochemistry of plutonic rocks from the central Abitibi subprovince: significance to the internal subdivision and plutono-tectonic evolution of the Abitibi belt. Can. J. Earth Sci. 37: 117–133. doi:10.1139/cjes-37-2-3-117.
- de Chavigny P (1995) Rapport, cartographie, échantillonnage et forage (été 1995), propriété Bérubé-Senneville. GM-53780, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 77 p.
- Dentith M, Cowan DR & Tompkins LA (2000) Enhancement of subtle features in aeromagnetic data. Explor. Geophys. 31: 104-108. doi:10.1071/EG00104.
- Desrochers J-P, Hubert C, Ludden JN & Pilote P (1993) Accretion of Archean oceanic plateau fragments in the Abitibi Greenstone belt, Canada. Geology 21: 451–454. doi:10.1130/0091-7613(1993)021<0451:AOAOPF>2.3.CO;2.
- Dimroth E, Cousineau P, Leduc M & Sanschagrin Y (1978) Structure and organization of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada. Can. J. Earth. Sci. 15 : 902-918. doi:10.1139/e78-101.
- 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. Can. J. Earth Sci. 19: 1729-1758. doi:10.1139/e82-154.

- Dimroth E, Imreh L, Goulet N & Rocheleau M (1983a) Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part 2 Tectonic evolution and geomechanical model. Can. J. Earth Sci. 20: 1355-1373. doi:10.1139/e83-124.
- Dimroth E, Muller W, Rocheleau M, Archer P, Jutras M, Piché M, Simoneau P, Carignan J, Chown EH, Guha J, Goulet N, Allard GO, Franconi A & Gobeil A (1983b) Stratigraphie et évolution du bassin de transition entre les Groupes de Roy et d'Opémisca, région de Chibougamau-Chapais. Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances. Séminaire d'information 1983. Direction Générale de l'Exploration Géologique et Minérale (éd.) DV83-11, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, pp 21-33.
- Dimroth E, Archambault G, Goulet N, Guha J & Mueller W (1984a) A mechanical analysis of the late Archean Gwillim Lake shear belt, Chibougamau area, Quebec. Can. J. Earth. Sci. 21 : 963-968. doi:10.1139/e84-101.
- Dimroth E, Rocheleau M & Mueller W (1984b) Paleogeography, isostasy and crustal evolution of the Archean Abitibi Belt: a comparison between the Rouyn-Noranda and the Chibougamau-Chapais areas. Chibougamau, stratigraphy and mineralization. Guha J & Chown EH (éds) Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp 73-91.
- Dimroth E, Rocheleau M, Mueller W, Archer P, Brisson H, Fortin G, Jutras M, Lefebvre C, Piché M, Pilote P & Simoneau P (1985) Paleogeographic and paleotectonic response to magmatic processes: a case history from the Archean sequence in the Chibougamau area, Quebec. Geol. Rundsch. 74:11-32. doi:10.1007/BF01764567.
- Dimroth E, Mueller W, Daigneault R, Brisson H, Poitras A & Rocheleau M (1986) Diapirism during regional compression: the structural pattern in the Chibougamau region of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Geol. Rundsch. 75: 715–736. doi:10.1007/BF01820643.
- Dion C & Guha J (1994) Caractérisation de la minéralisation aurifère du secteur oriental de la bande volcano-sédimentaire Caopatine-Desmaraiville. ET91-10, Ministère des Ressources naturelles, Québec, 153 p.
- Dion DJ & Lefebvre D (1997) Données numériques (profils) des levés géophysiques aéroportés du Québec snrc 32G et 32H. DP 96-05, Ministère des Ressources naturelles, Québec.
- Dion C & Maltais G (1998) La mine d'or Joe Mann. Géologie et métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau : nouvelle vision du potentiel de découverte. Pilote P (éd.) DV98-03, Ministère des Ressources naturelles, Québec, pp 125-131.

- Dion C & Simard M (1998) Compilation et synthèse géologique et métallogénique du segment de Caopatina. Géologie et métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau : nouvelle vision du potentiel de découverte. Pilote P (éd) DV98-03, Ministère des Ressources naturelles, Québec, pp 125-131.
- Doucet P, Mueller W & Chartrand F (1998) Alteration and ore mineral characteristics of the Archean Coniagas massive sulphide deposit, Abitibi belt, Quebec. Can. J. of Earth Sci. 35: 620-636. doi:10.1139/cjes-35-6-620.
- Dubé B (1985) Géologie, pétrographie et métallogénie d'indices aurifères localisés dans le filoncouche de Bourbeau, centre-nord du canton de Barlow, Chibougamau. Mémoire de maîtrise, Département de géologie et de génie géologique (Université Laval, Sainte-Foy, Québec). 192 p.
- Dubé B (1990) Metallogenie aurifère du filon couche de Bourbeau: région du Chibougamau, Québec. Ph.D. Thesis, Département des Sciences de la Terre (Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec) 436 p. doi:10.1522/1458270.
- Dubé B & Gosselin P (2007) Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits. Mineral Deposits of Canada. A Synthesis of major deposit-type, district metallogeny, the evolution of geological provinces and exploration methods. Goodfellow WD (éd.) Geological Association of Canada Mineral Deposits Division, Special Paper 5, pp 49-73.
- Dubé B & Guha J (1989) Étude métallogénique (aurifère) du filon-couche de Bourbeau, région de Chibougamau: synthèse finale. MM87-03, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, 156 p.
- Dubé B & Guha J (1992) Relationship between northeast-trending regional faults and Archean mesothermal gold-copper mineralization: Cooke Mine, Abitibi Greenstone Belt, Quebec, Canada. Econ. Geol. 87 : 1525-1540. doi:10.2113/gsecongeo.87.6.1525.
- Dumont Y (1989) Tectonique de la région de Chapais. M.Sc. Thesis (Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec). 102 p.
- Dumont R & Potvin J (2006) Levé magnétique et électromagnétique Megatem II dans la région de Chibougamau-Chapais, Québec, Commission géologique du Canada. DP2006-03, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, 48 plans.
- Duquette G (1964) Geology of the Northwest quarter of Roy township, Abitibi-east county. RP-513, Quebec Department of Natural Resources, 16 p.

Duquette G (1968) Fiche de gîtes C-Lev-8. GM-25096, Ministères des Richesses naturelles, 4 p.

Duquette G (1970) Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau. ES-008, Ministère des Richesses naturelles, Québec, 18 p.

- Duquette G (1976) North half of McKenzie and Roy townships and northwest quarter of McCorkill (Comté d'Abitibi-est). DPV-357, Ministère des Richesses naturelles, Québec, 136 p.
- Duquette G (1982) Demie nord des cantons de McKenzie et de Roy et quart nord-ouest du canton de McCorkill. DPV-837, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, 72 p.
- Duquette G & Mathieu A (1966) Geology of the Northeast quarter of the McKenzie township, Abitibi-east county. RP-551, Quebec Department of Natural Resources, 22p.
- Duquette G & Mathieu A (1967) Fiche de gîtes C-LEC-3. GM25026, Ministères des Richesses naturelles, 4 p.
- Ernst RE & Buchan KL (1993) Paleomagnetism of the Abitibi dyke swarm, southern Superior Province, and implications for the Logan Loop. Can. J. Earth Sci. 30: 1886–1897. doi:10.1139/e93-167.
- Ernst RE, Buchan KL, West TD & Palmer HC (1996) Diabase (Dolerite) dyke swarms of the world, first edition. Open File 3241, Geological Survey of Canada, 104 p. (http://geopub.nrcan.gc.ca/moreinfo_e.php?id=207609) [accès vérifié le 22 décembre 2010].
- Ernst RE, Goutier J, Leclair A & Lamothe D (1998) Reconnaissance paleomagnetic study of diabase dykes of James Bay and Ashuanipi regions of Quebec. Program with Abstracts, GAC-MAC Annual General Meeting (Montreal, Quebec), vol. 23, p. A53.
- e-Sigéom (2011) Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec. (http://sigeom.mrnf.gouv.qc.ca/signet/classes/l1102_indexAccueil?l=f) [accès vérifié le 4 avril 2011]
- Evans L (1991) Report on the October, 1990 stripping, mapping and sampling program on the lake Waconichi south property; Westminer Canada Limited Exploration Division, Chibougamau. GM-50431, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, 6 p.
- Fahrig WF, Christie KW, Chown EH, Janes D & Machado N (1986) The tectonic significance of some basic dyke swarms in the Canadian Superior Province, with special reference to the geochemistry and paleomagnetism of the Mistassini swarm, Quebec, Canada. Can. J. Earth. Sci. 23: 238–253.

- Faure S (2007) Outils prévisionnels d'exploration dans les terrains de hauts grades métamorphiques : le parautochtone grenvillien, une zone à fort potentiel. Rapport du projet CONSOREM 2003-2B, 33 p. (https://consorem.uqac.ca/production_scien/.../2003-2b_grenville_fran.pdf) [accessed January 2011].
- Feuillet N, Manighetti I, Tapponnier P & Jacques E (2002) Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles. J. Geophys. Res., 107: 2331. doi:10.1029/2001JB000308.
- Frarey MJ & Krogh TE (1986) U-Pb zircon ages of late internal plutons of the Abitibi and eastern Wawa subprovinces, Ontario and Quebec. Current Research, Paper 86-1A, Geological Survey of Canada, p. 43-48.
- Frey FA (1980) Application of neutron activation analysis in mineralogy and petrology. Neutron activation in the geosciences. Muecke GK (éd.) Association Minéralogique du Canada, vol. 5, pp 167-210.
- Frost RB, Barnes CG, Collins WJ, Arculus RJ, Ellis DJ & Frost CD (2001) A geochemical classification for granitic rocks. J. Petrol. 42: 2033-2048. doi: 10.1093/petrology/42.11.2049.
- Gariépy C, Allègre CJ & Lajoie J (1984) U-Pb systematic in single zircons from the Pontiac sediments, Abitibi greenstone belt. Can. J. Earth. Sci. 21: 1296-1304. doi:10.1139/e84-134.
- Gariépy C & Allègre CJ (1985) The lead isotope geochemistry of late kinematic intrusives from the Abitibi greenstone belt, and their implications for late Archean crustal evolution. Geochim. Cosmochim. Ac. 49: 2371–2384. doi:10.1016/0016-7037(85)90237-6.
- Gaudreau R, Morin R, Lacroix S, Dussault C, Perreault S, Lachance S, Bellemare Y, Jacob HL, Petryk A & Brazeau A (1998) Rapport sur les activités d'exploration minières au Québec 1997. DV98-01, Ministères des Ressources naturelles, Québec, 102 p.
- Geological Survey of Canada (2009) Canadian aeromagnetic data base: Regional Geophysics Section, GSC – Central Canada Division, Earth Sciences Sector, Natural Resources Canada, Geoscience Data Repository. (http://edg.rncan.gc.ca/index_f.php) [accès vérifié le 7 décembre 2010].
- Geomatics Canada (2009) Canadian Geodetic Information System, Gravity & Geodetic Networks Section, Geodetic Survey Division, Earth Sciences Sector, Natural Resources Canada, Geoscience Data Repository. (http://edg.rncan.gc.ca/index_f.php) [accès vérifié le 7 décembre 2010].

- Gibson HL & Galley AG (2007) Volcanogenic massive sulphide deposits of the Archean, Noranda district, Quebec. Mineral deposits of Canada. A synthesis of major deposit-type, district metallogeny, the evolution of geological provinces and exploration methods. Goodfellow WD (éd.) Geological Association of Canada Mineral Deposits Division, Special Paper 5, pp 533-552.
- Gilbert JE (1958) Bignell area, Mistassini and Abitibi territories, Abitibi-East and Roberval electoral districts. RG079, Quebec Department of Mines, 51 p.
- Girard R, & Allard GO (1998) Le gîte de vanadium du Lac Doré, Chibougamau. Géologie et métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau : nouvelle vision du potentiel de découverte. Pilote P (éd.) DV98-03, Ministère des Ressources naturelles, Québec, pp 115-118.
- Gobeil A & Racicot D (1984) Chibougamau, histoire et mineralisation. Chibougamau, stratigraphy and mineralization. Guha J & Chown EH (éds) Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp 261–270.
- Goodfellow WD (2007) Metallogeny of the Bathurst mining camp, northern New Brunswick. Mineral deposits of Canada. A synthesis of major deposit-type, district metallogeny, the evolution of geological provinces and exploration methods. Goodfellow WD (éd.) Geological Association of Canada Mineral Deposits Division, Special Paper 5, pp 449-469.

Goodwin AM (1996) Principles of Precambrian Geology. Academic Press, London. 327 p.

- Goodwin AM & Ridler RH (1970) The Abitibi Orogenic Belt. Symposium on basins and geosynclines of the Canadian Shield. Baer AJ (éd.) Geological Association of Canada, Paper 70-40, pp 1-31.
- Goulet F, Goulet N & Lefebvre F (2006) Étude lithologique et structurale d'unités volcanosédimentaires felsiques, Formation de Gilman, région de Chibougamau-Chapais, Québec. Program with Abstracts, GAC-MAC Annual General Meeting (Montreal, May 14-17, 2006), vol. 7, p. 58. http://www.gac.ca/activities/abstracts/ABSTRACT_VOLUME31.pdf (accès vérifié le 6 décembre 2010).
- Goulet N (1978) Stratigraphy and structural relationships across the Cadillac-Larder Lake fault, Rouyn-Beauchastel area, Quebec. Ph.D. thesis, Department of Geological Sciences (Queen's University, Kingston, Ontario). 155 p.

- Goulet N (1984) Polyphase deformation in the Chapais region. Chibougamau stratigraphie et minéralisation – Une ceinture archéenne unique. Guha J & Gobeil A (éds) Institut canadien des mines et de la métallurgie; livret guide, pp 293-298.
- Goulet N, Cadéron S, Leclerc F & Houle P (2003) Cr-uvarovite garnet in Archean « ophiolite », Abitibi Greenstone Belt: Implications for diamond and Ni-Co mineralisations in the Cummmings Complex, Quebec, Canada. Program with abstract, Canadian Tectonic Group 23rd annual meeting (Parry Sound, October 24-26, 2003), p. 12. (http://gac.esd.mun.ca/sgtd/page3/page10/assets/ctg_2003_meeting_program.pdf) [accès vérifié le 22 décembre 2010).
- Goutier J & Melançon M (2007a) A new geological map of the Abitibi Subprovince. Quebec Mines, Mining information bulletin. February 2007. (http://www.mrnfp.gouv.qc.ca/english/mines/quebec-mines/2007-02/2007-02.asp) [accès vérifié le 6 janvier 2010].
- Goutier J & Melançon M (2007b) Compilation géologique de la Sous-province de l'Abitibi (version préliminaire). RP2010-04, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec (1/250000).
- Goutier J, Dion C, Lafrance I, David J, Parent M & Dion D-J (1999) Géologie de la région des lacs Langelier et Threefold. RG 98-18, Ministère des Ressources naturelles du Québec, 52 p.
- Grove TL & Juster TC (1989) Experimental investigations of low-Ca pyroxene stability and olivine-pyroxene-liquid equilibria at 1-atm in natural basaltic and andesitic liquids. Contrib. Mineral. Petr. 103: 287–305. doi:10.1007/BF00402916.
- Groves DI, Goldfarb RJ, Gebre-Mariam M, Hagemann SG & Robert F (1998) Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. Ore Geol. Rev. 13: 7-27. doi:10.1016/S0169-1368(97)00012-7.
- Guha J, Dubé B, Pilote P, Chown EH, Archambault G & Bouchard G (1988) Gold mineralization patterns in relation to the lithologic and tectonic evolution of the Chibougamau mining district, Quebec, Canada. Miner. Deposita 23: 293-298. doi:10.1007/BF00206410.
- Guha J, Chown EH, Archambault G, Barnes S-J, Brisson H, Daigneault R, Dion C, Dubé B, Mueller W & Pilote P (1990) Metallogeny in relation to magmatic and structural evolution of an Archean greenstone belt: Chibougamau mining district. Gold and base-metal mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, with emphasis on the Quebec segment.

Short Course Notes. Ho SE, Robert F, & Groves DI (éds) Geology Department (Key Center) & University Extension, vol. 24, University of Western Australia, pp 121–166.

- Hamilton W (1977) Progress report, 1977 exploration program, Roy project, main block. GM-33409, Ministère des Richesses naturelles, Québec, 75 p.
- Harquail JA (1950) Geological report, Taché Lake Groups, Chibougamau area. GM-01043, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 10 p.
- Harris LB (2003) Folding in high-grade rocks due to back-rotation between shear zones. J. Struct. Geol. 25: 223-240. doi:10.1016/S0191-8141(02)00024-X.
- Harris LB & Koyi HA (2003) Centrifuge modelling of folding in high-grade rocks during rifting. J. Struct. Geol. 25: 291-305. doi:10.1016/S0191-8141(02)00018-4.
- Harris LB, Rivard B, & Corriveau L (2001) Structure of the Lac Nominingue Mont-Laurier region, Central Metasedimentary Belt, Quebec Grenville Province. Can. J Earth Sci. 38: 787-802.
- Harris LB, Koyi HA & Fossen H (2002) Mechanisms for folding of high-grade rocks in extensional tectonic settings. Earth Sci. Rev. 59:163-210. doi:10.1016/S0012-8252(02)00074-0.
- Harris LB, Leclerc F & Bédard JH (2009) Imagerie de structures à différentes profondeurs par le rehaussement de données aéromagnétiques et gravimétriques dans la région de Chibougamau, Sous-province de l'Abitibi. Résumé des conférences et des photoprésentations, Québec Exploration 2009 (Québec, 23-26 novembre 2009), p. 49. (http://www.quebecexploration.qc.ca/2009/english/exhibit-geoscience-160A.asp) [accès vérifié le 22 décembre 2010].
- Hart SR & Davis KE (1978) Nickel partitioning between olivine and silicate melt. Earth Planet. Sci. Lett. 40: 203–219. doi:10.1016/0012-821X(78)90091-2.
- Hathway B, Hudak G & Hamilton MA (2008) Geologic setting of volcanic-associated massive sulfide deposit in the kamiskotia area, Abitibi, Subprovince, Canada. Econ. Geol. 103: 1185-1202. doi:10.2113/gsecongeo.103.6.1185.
- Heaman LM (1994) 2.45 Ga global mafic magmatism : Earth's oldest superplume? Program with abstracts, Eighth International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology. (Berkeley, California), Lanphere MA, Dalrymple GB & Turrin BD (Éds) USGS circular volume 1107, p. 132.

- Henry RL & Allard GO (1979) Formation de fer du lac Sauvage, cantons de McKenzie et de Roy, région de Chibougamau. DPV-593, Ministère des Richesses naturelles, Québec, 155 p.
- Hildreth W (1981) Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. J. Geophys. Res. 86: 10153-10192. doi:10.1029/JB086iB11p10153.
- Horscroft FDM (1957) The petrology of a gabbroic sill in the volcanic series of Roy and McKenzie townships, Chibougamau region, Quebec. Ph.D. thesis, Department of Earth Sciences (McGill University, Montréal, Québec). 170 p.
- Horscroft FDM (1958) Rapport préliminaire sur le quart sud-ouest du canton de Roy, district électoral d'Abitibi-est. RP-370, Ministère des mines, 17p.
- Houle P (1995) Rapport de sondages pour la campagne 94-95, propriété Cuvier-Est. GM-53670, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 15 p.
- Houle P, Doucet P, Moorhead J, Côté S, Perreault S, Nantel S, Ouellet S, Bellemare Y, Togola N, Buteau P, and Lacroix S (2008) Rapport sur les activités d'exploration minière au Québec.
 DV2008-01, Ministères des Ressources naturelles et de la Faune, Québec 98 p.
- Hynes A (1997) Constraints on the tectonic evolution of the English River subprovince from studies in Western Lac Seul. Western Superior Transect 3rd Annual Workshop (University of British Columbia), Harrap RM & Helmstaedt HH (eds) Lithoprobe report 63, pp 37-45.
- Irvine TN & Baragar WR (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth Sci. 8: 523-548. doi:10.1139/e71-055.
- Jackson SL & Fyon JA (1991) The Western Abitibi Subprovince in Ontario. Geology of Ontario. Thurston PC, Williams HR, Sutcliffe RH & Stott GM (éds) Ontario Geological Survey, Special Volume 4, pp 405–482.
- Jensen LS (1976) A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Miscellaneous paper 66, Ontario Department of Mines, 22 p.
- Joanisse A (1998) Géochronologie des minéralisations filoniennes à Cu-Au retrouvées dans le Complexe du Lac Doré. Mémoire de maîtrise (Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec). 51 p.
- Jones RR, Holdsworth RE, McCaffrey KJW, Clegg P & Tavarnelli E (2005) Scale dependence, strain compatibility and heterogeneity of three-dimensional deformation during mountain building: a discussion. J. Struct. Geol. 27 : 1190–1204.

- Keating P, Dubé B & Lacroix S (2007a) Use of high-resolution geophysical data to help mineral exploration and geological mapping in the Abitibi Greenstone Belt. Program and abstracts, TGI-3 Workshop: Public Geoscience in Support of Base Metal Exploration (Vancouver, March 22, 2010). (www.gac-cs.ca/workshops/TGI3/abstracts/07_GAC_TGI3_Keating_geophys_data_Abitibi.pdf) [accès vérifié le 21 avril 2011].
- Keating P, Houle P & Dumont R (2007b) Principaux résultats d'un levé électromagnétique à dimension temporelle réalisé dans la région de Chibougamau-Chapais, au Québec. Current Research 2007-C4, Geological Survey of Canada, 12 p. (http://geopub.nrcan.gc.ca/moreinfo_e.php?id=224224) [accès vérifié le 22 décembre 2010].
- Ketchum JWF, Bleker W & Stern RA (2004) Evolution of an Archean basement complex and its autochtonous cover, southern Slave Province, Canada. Precambrian Res. 135: 149-176. doi:10.1016/j.precamres.2004.08.005.
- Kiss F & Oneschuk D (2007) Levé magnétique et électromagnétique MEGATEM II dans la région de Chibougamau Lac aux Dorés, Québec. DP2007-02. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, 11 p, 5 cartes (1/20000).
- Klein EM (2004) Geochemistry of the Igneous Oceanic Crust. Treatise on Geochemistry. Holland HD, & Turekian KK (éds) Elsevier, Amsterdam. Vol. 3, pp 433-463. doi:10.1016/B0-08-043751-6/03030-9.
- Krogh TE (1982) Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using air abrasion technique. Geochim. Cosmochim. Ac. 46: 637-649. doi:10.1016/0016-7037(82)90165-X.
- Krogh TE (1994) Precise U-Pb ages for Grenvillian and pre-Grenvillian thrusting of Proterozoic and Archean metamorphic assemblages in the Grenville Front tectonic zone, Canada. Tectonics 13: 963-982. doi:10.1029/94TC00801.
- Krogh TE, Brooks C, Hart SR & Davis GL (1970) The Grenville Front in the Chibougamau-Surprise Lake Area, Quebec. Year Book Carnegie Institute Washington 68: 313-314.
- Krogh TE, Corfu F, Davis DW, Dunning GR, Heaman LM, Kamo SL, Machado N, Greenough JD
 & Nakamura E (1987) Precise U-Pb isotopic ages of diabase dykes and mafic to ultramafic rocks using trace amounts of baddeleyite and zircon. Mafic Dyke Swarms. Halls HC & Fahrig WF (éds) Geological Association of Canada, Special paper 34, pp147-152.

- Lacroix S (1994) Géologie de la partie ouest du sillon Harricana-Turgeon, Abitibi. MB94-54, Ministère des Ressources naturelles, Québec, 27 p., 8 plans.
- Lacroix S (1998) Compilation et répartition des gisements polymétalliques à tonnage évalué dans la sous-province de l'Abitibi. MB98-06, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 33 p.
- 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. La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois. Rive M, Verpaelst P, Gagnon Y, Lulin JM, Riverin G & Simard A (éds) Institut canadien des mines et de la métallurgie, Vol. 43, pp 313-325.
- Lacroix S, Sawyer EW & Chown EH (1998) Pluton emplacement within an extensional transfer zone during dextral strike-slip faulting: an example from the late Archean Abitibi Greenstone Belt. J. Struct. Geol. 20: 43-59. doi:10.1016/S0191-8141(97)00071-0.
- Lafrance B, Mueller WU, Daigneault R & Dupras N (2000) Evolution of a submerged composite arc volcano: volcanology and geochemistry of the Normétal volcanic complex, Abitibi greenstone belt, Québec, Canada. Precambrian Res. 101: 277-311. doi:10.1016/S0301-9268(99)00092-3.
- Lafrance B, Brisson T, McNichols D & Lambert G (2006) Rapport sur le programme de forage 2005, Projet Lemoine. Woodruff Capital Management Inc. GM-62564, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 334 p.
- Larouche CP (2009) Results from the 2008 diamond drilling campaign carried on the Mine Cooke property. GM-64239, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 215 p.
- Lavergne C (1985) Gîtes minéraux à tonnage évalué et production minérale du Québec. DV85-08, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, 84 p.
- Leclerc F & Goulet N (2003) Nouvelle interprétation tectonostratigraphique du Complexe de Cummings dans la région de Chibougamau. Résumé des conférences et des photoprésentations, Québec Exploration 2003 (Québec, 24-27 novembre 2003), DV2003-09, Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec, p. 53.
- Leclerc F & Houle P (2010) Géologie de la région du lac Simon (32G15-200-0102). CG-32G15B-2010-01, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, 1 carte (1/20 000).

- Leclerc F & Houle P (2011) Géologie de la région du lac Barlow (32G15-200-0202). RP2010-07, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, 17 p.
- Leclerc F, Harris LB, Bédard JH & Goulet N (2006) New insights into the magmatic and structural history of the Cummings Complex and the Roy Group, Chibougamau, Québec. Le camp minier de Chibougamau et le Parautochtone Grenvillien: métallogénie, métamorphisme et aspects structuraux. Field Trip B1. Congrès annuel de l'Association Géologique du Canada / Association Minéralogique du Canada (Montréal, 14-17 mai 2006), Pilote P (éd.) pp 52-64.
- Leclerc F, Bédard JH, Harris LB, Goulet N, Houle P & Roy P (2008) Nouvelles subdivisions de la Formation de Gilman, Groupe de Roy, région de Chibougamau, sous-province de l'Abitibi, Québec, résultats préliminaires. Recherches en cours, 2008-07, Commission Géologique du Canada. 20 p. (http://geopub.nrcan.gc.ca/moreinfo_e.php?id=226211) [accès vérifié le 30 juin 2010].
- Leclerc F, Roy P, Fallara F, McNicoll V, Keating P, Houle P, Cheng, LZ, Rabeau O, Harris LB & Bédard JH (2009) Application des nouvelles technologies en géologie régionale : Impacts dans le secteur de Chibougamau. Programme de conférences, Congrès Abitibi Cuivre 2009. GM-64195, Ministère des Resources naturelles et de la Faune, Québec, pp 37-40.
- Leclerc F, Houle P, Lafrance B, Brisson T & Riverin G (2010) Géologie de la région du lac Scott (32G15-200-0102) : potentiel pour les minéralisations de type aurifères filoniennes et VHMS. Résumé des conférences et des photoprésentations, Québec Exploration 2010 (Québec 22-25 novembre 2010), DV2010-06, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, p. 49. (http://www.quebecexploration.qc.ca/exposition-geoscientifique-193.asp) [accès vérifié le 30 mars 2011]
- Leclerc F, Houle P & Rogers R (2011a) Géologie de la région de Chapais (32G15-200-0101). RP2010-09, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 19 p.
- Leclerc F, Bédard JH, Harris LB, McNicoll VJ, Goulet N, Roy P & Houle P (2011b) Tholeiitic to calc-alkaline cyclic volcanism in the Roy Group, Chibougamau area, Abitibi Greenstone Belt – Revised stratigraphy and implications for VHMS exploration. Can. J. Earth Sci. 48 : 661-694. doi :10.1139/E10-088.
- Legault MI (2003) Environnement métallogénique du couloir de Fancamp avec emphase sur les gisements aurifères de Chevrier, région de Chibougamau, Québec. Thèse de doctorat (Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec). 488 p. doi:10.1522/17603747

- Legault M & Daigneault R (2006) Synvolcanic gold mineralization within a deformation zone: the Chevrier deposit, Chibougamau, Abitibi Subprovince, Canada. Miner. Deposita 41: 203-228. doi10.1007/s00126-006-0051-0.
- Legault M, Gauthier M, Jébrak M, Davis DW & Baillargeon F (2002) Evolution of the subaqueous to near-emergent Joutel volcanic complex, Northern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince, Quebec, Canada. Precambrian Res. 115: 187-221. doi:10.1016/S0301-9268(02)00010-4.
- Lesher CM, Goodwin AM, Campbell IH, & Gorton MP (1986) Trace element geochemistry of ore-associated and barren, felsic metavolcanic rocks in the Superior province, Canada. Can. J. Earth Sci. 23: 222-237. doi:10.1139/e86-025.
- Lightfoot PC, Naldrett AJ, Gorbachev NS, Doherty W & Fedorenko VA (1990) Geochemistry of the Siberian Trap of the Noril'sk area, USSR, with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism. Contrib. Mineral. Petr. 104: 631–644. doi:10.1007/BF01167284.
- Long DGF (1974) Glacial and paraglacial genesis of conglomeratic rocks of the Chibougamau Formation (Aphebian), Chibougamau, Quebec. Can. J. Earth Sci. 11: 1236–1252. doi:10.1139/e74-116.
- Long DGF (1981) Glacigenic rocks in the Early Proterozoic Chibougamau Formation of Northern Quebec. Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record. Hambrey MJ & Harland WB (éds) Cambridge University Press, Cambridge, pp 817-820.
- Ludden J, Gélinas L & Trudel P (1982) Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Quebec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. Can. J. Earth Sci.19: 2276-2287. doi:10.1139/e82-200.
- Ludden J, Francis DM & Allard GO (1984) The geochemistry and evolution of the volcanic rocks of the Chibougamau region of the Abitibi metavolcanic belt. Chibougamau, stratigraphy and mineralization. Guha J & Chown EH (éds) Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp 20-34.
- Ludden J, Hubert C & Gariépy C (1986) The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt. Geol. Mag. 123: 153-166.
- Ludwig KR (2001) Isoplot/Ex, rev. 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Special publications 1a. Berkeley Geochronology Center.

- Ludwig KR (2003) Isoplot/Ex, version 3.00, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Special Publication No. 4, Berkeley Geochronology Center, 70 p.
- MacLean WH (1988) Rare earth element mobility at constant inter-REE ratios in the alteration zone at the Phelps Dodge massive sulphide deposit, Matagami, Quebec. Miner. Deposita 23: 231–238. doi:10.1007/BF00206399.
- MacLean WH (1990) Mass change calculations in altered rock series. Miner. Deposita 25: 44–49.
- Maier WD, Barnes SJ, Pellet T (1996) The economic significance of the Bell River Complex, Abitibi subprovince, Quebec. Can. J. Earth Sci. 33: 967–980. doi:10.1139/e96-073.
- Maurice C, David J, Bédard JH & Francis D (2009) Evidence for a widespread mafic cover sequence and its implications for a continental growth in the Northeastern Superior Province. Precambrian Res. 168: 45-65. doi:10.1016/j.precamres.2008.04.010.
- McMillan RH (1972) Petrology, geochemistry and wallrock alteration at Opemisca; a vein copper deposit crosscutting a layered Archean ultramafic-mafic sill. Ph.D. thesis (University of Western Ontario, London, Ontario). 168 p. http://proquest.umi.com/pqdlink?did=760754891&Fmt=7&clientId=79356&RQT=309&VName =PQD [Accès vérifié le 30 juin 2010].
- McNicoll V, van Breemen O, Dubé B, Goutier J, Mercier-Langevin P, Dion C, Ross P-S, Monecke T, Percival J, Thurston P, Legault M, Gibson H, Ayer J, Bleeker W, Berger B, Pilote P, Bédard J, Leclerc F & Rhéaume P (2007) Nouvelles datations U–Pb dans le cadre du projet IGC-3 Abitibi / Plan Cuivre: Implications pour l'interprétation géologique et l'exploration des métaux usuels. Résumé des conférences et des photoprésentations, Québec Exploration 2007 (Québec 26-29 novembre 2007), DV2007-04, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, p. 12. http://www.quebecexploration.qc.ca/2007/session1-9h50.asp [accès vérifié le 13 novembre 2010].
- McNicoll V, Dubé B, Goutier J, Mercier-Langevin P, Dion C, Monecke T, Ross P, Thurston P, Percival J, Legault M, Pilote P, Bédard J, Leclerc F, Gibson H & Ayer J (2008) New U-Pb geochronology from the TGI-III Abitibi / Plan Cuivre Project: Implications for geological interpretations and base metal exploration. Quebec 2008 GAC-MAC-SEG-SGA Joint annual meeting, session SY8: Abitibi (Québec, May 27-30, 2008) (https://www.gac.ca/activities/abstracts/2973 Abst...pdf) [accessed December 7, 2010].

- McPhee DS & Windfield B (1976) Geological report, Chibougamau Quebec property. GM-32509, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, 63 p.
- Mercier-Langevin P, Dubé B, Hannington MD, Davis DW, Lafrance B & Gosselin G (2007a) The LaRonde Penna Au-rich volcanogenic massive sulfide deposit, Abitibi greenstone belt, Quebec: Part I. geology and geochronology. Econ. Geol. 102: 585-609. doi:10.2113/gsecongeo.102.4.611.
- Mercier-Langevin P, Dubé B, Hannington MD, Richer-Laflèche M & Gosselin G (2007b) The LaRonde Penna Au-rich volcanogenic massive sulfide deposit, Abitibi greenstone belt, Quebec: Part II. Lithogeochemistry and paleotectonic setting. Econ. Geol. 102: p. 611-631. doi:10.2113/gsecongeo.102.4.585.
- Midra R, Lauzière K, Chown EH & Mueller W (1992) Géologie du secteur du lac Surprise, bande Caopatina – Desmaraisville (Sous-province de l'Abitibi). MB92-16, Ministère des Ressources naturelles, Québec, 124 p.
- Ministère des Richesses naturelles (1978) Résultats d'un levé INPUT et aéromagnétique dans la région d'Opémisca. DP587, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, 27 maps.
- Ministère des Ressources naturelles (1997) Cahier de Géofiches. Ministère des Ressources naturelles, Québec, 202 p.
- Ministère des Richesses naturelles (1984a) Carte de compilation géoscientifique 032G/15. CG032G/15, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, 16 plans (1/20000).
- Ministère des Richesses naturelles (1984b) Carte de compilation géoscientifique 032G/16. CG032G/16, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, 16 plans (1/2000).
- Miyashiro A (1970) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. Am. J. Sci. 274 : 321-355. doi:10.2475/ajs.274.4.321
- Moisan A (1992) Pétrochimie des grès de la formation de Bordeleau Chibougamau Québec. Mémoire de maîtrise, Département des Sciences de la Terre (Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec). 132 p. doi:10.1522/1473201.
- Moorhead J, Beullac R, Doucet P, Houle P, Madore L, Nantel S, Togola N, Côté S, Lesage D, Ouellet S, Buteau P, Lacroix S, Labbé JY & Roy, P (2009) Rapport sur les activités minières au Québec 2008. DV2009-01, Ministères des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 104 p.

- Morin R (1994). Géologie et compilation géologique de la région de Chapais. MM91-02, Ministère des Ressources naturelles, Québec. 56 p.
- Morris WA (1977) Paleomagnetism of the Gowganda and Chibougamau Formations: Evidence for 2,200-m.y.-old folding and remagnetization event of the southern province. Geology 5: 137–140. doi:10.1130/0091-7613.
- Mortensen JK (1993) U-Pb geochronology of the eastern Abitibi subprovince. Part 1: Chibougamau – Matagami – Joutel region. Can. J. Earth Sci. 30: 11-28. doi:10.1139/e93-002.
- Mueller W (1991) Volcanism and related slope to shallow-marine volcaniclastic sedimentation: an Archean example near Chibougamau, Canada. Precambrian Res. 49: 1-22. doi:10.1016/0301-9268(91)90053-D.
- Mueller W & Chown EH (1992) Basement influence on the supracrustal and plutonic evolution and deformation of an Archean greenstone belt. Mason R (éd). Proc. Int. Conf. Basement Tectonics 7: 465-476.
- Mueller WU & Corcoran PL (1998) Late-orogenic basins in the Archean Superior Province, Canada: characteristics and inferences. Sediment. Geol. 120: 177–203. doi:10.1016/S0037-0738(98)00032-3.
- Mueller W & Dimroth E (1984) Sedimentology and depositional history of the Blondeau and Chebistuan Formations in the Waconichi syncline, Chibougamau, Québec. Chibougamau, stratigraphy and mineralization. Guha J & Chown EH (éds) Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp 137–152.
- Mueller W & Dimroth D (1987) A terrestrial-shallow marine transition in the Archean Opemisca Group east of Chapais, Quebec. Precambrian Res. 37: 29-55. doi:10.1016/0301-9268(87)90038-6.
- Mueller W & Donaldson JA (1992) Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi belt, Canada: an overview. Can. J. Earth Sci. 29: 2249-2265. doi:10.1139/e92-177.
- Mueller W, Chown EH, Sharma, KNM, Tait L & Rocheleau M (1989) Palegeographic and paleotectonic evolution of a basement controlled Archean supracrustal sequence, Chibougamau, Québec. J. Geol. 97: 399–420. doi:10.1086/629319.
- Murgor Ressources (2010) The Winfall gold project, Quebec, Canada. (http://www.murgor.com/index.php?module=CMS&id=60) [Accès vérifié le 6 janvier 2010].

- Myers JS (1985) Stratigraphy and structure of the Fiskenaesset complex, southern West Greenland. Bulletin Grønlands Geologiske Undersøgelse 150.
- Nagasawa H (1970) Rare earth concentrations in zircons and apatites and their host dacites and granites. Earth Planet. Sc. Lett. 9: 359-364. doi:10.1016/0012-821X(70)90136-6.
- Naldrett AJ (2005) A history of our understanding of magmatic Ni–Cu sulfide deposits. Can. Mineral. 43: 2069–2098. doi:10.2113/gscanmin.43.6.2069.
- Nguyen PT, Harris LB, Powell CM & Cox SF (1998) Fault-valve behaviour in optimally oriented shear zones: an example at the Revenge gold mine, Kambalda, Western Australia. J. Struct. Geol. 20: 1625-1640. doi:10.1016/S0191-8141(98)00054-6.
- Norman GWH (1941a) East half Opemiska. Commission géologique du Canada; carte 401-A (1/63360).
- Norman GWH (1941b) West half Opemiska. Commission géologique du Canada; carte 602-A 1/63360).
- North American commission on stratigraphic nomenclature (2004) North American Stratigraphic Code, Am. Assoc. Petr. Geol. B. 89: 1547-1591. doi:10.1306/07050504129.
- Nyman MW, Sheets RW & Bodnar RJ (1990) Fluid-inclusion evidence for the physical and chemical conditions associated with intermediate-temperature PGE mineralization at the New Rambler deposit, Southeastern Wyoming. Canadian Mineral. 28: 629-638.
- Palme H & O'Neill HSt.C (2003) Cosmochemical estimates of mantle composition. Treatise on Geochemistry. Holland HD & Turekian KK (éds). Elsevier, Amsterdam. Vol. 2, pp 1-38. doi:10.1016/B0-08-043751-6/02177-0.
- Paradis SJ (2002a) Géologie des formations superficielles, Chapais, Municipalité de Baie-James, Québec. Dossier public 1456, Commission Géologique du Canada (1/50000).
- Paradis SJ (2002b) Géologie des formations superficielles, Chibougamau, Municipalité de Baie-James, Québec. Dossier public 1455, Commission Géologique du Canada (1/50000).
- Parrish RR, Roddick JC, Loveridge WD & Sullivan RW (1987) Uranium-lead analytical techniques at the geochronology laboratory. Geological Survey of Canada. Radiogenic age and isotopic studies. Report 1. Paper 87-2, Geological Survey of Canada, pp 3-7.

- Pearce JA (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. Lithos. 100: 14-48. doi:10.1016/j.lithos.2007.06.016.
- Percival JA (2007) Geology and metallogeny of the Superior Province, Canada. Mineral deposits of Canada. A synthesis of major deposit-type, district metallogeny, the evolution of geological Provinces and exploration methods. Goodfellow WD (éd) Geological Association of Canada Mineral Deposits Division, Special Paper 5, pp 903-928.
- Percival JA & West GF (1994) The Kapuskasing uplift: a geological and geophysical synthesis. Can. J. Earth Sci. 31: 1256-1286. doi:10.1139/e94-110.
- Percival JA, McNicoll V & Bailes AH (2006) Strike-slip juxtaposition of ca. 2.72 Ga juvenile arc and >2.98Ga continental margin sequences and its implications for Archean terrane accretion, western Superior Province, Canada. Can. J. Earth Sci. 43: 895-927. doi:10.1139/E06-039.
- Petterson MG, Coleman PJ, Tolia D, Mahoa H & Magu R (2009a) Application of terrain modelling of the Solomon Islands, southwest Pacific, to the metallogenesis and mineral exploration in composite arc-ocean floor terrain collages. Pacific Minerals In The New Millennium: Science, Exploration, Mining, And Community. Petterson MG (éd), The Jackson Lum Volume, Pacific Islands Applied Geoscience Commission (SOPAC), Suva, Fiji, 99-119.
- Petterson MG, Magu R, Mason, A, Mahoa H, Tolia D, Nealand CR & Mahoney JJ (2009b) A first geological map of Makira, Solomon Islands: stratigraphy, structure and tectonic implications.
 Pacific Minerals In The New Millennium: Science, Exploration, Mining, And Community.
 Petterson MG (éd), The Jackson Lum Volume, Pacific Islands Applied Geoscience Commission (SOPAC), Suva, Fiji, 151-167.
- Pettigrew NT & Hattori KH (2002) Palladium-copper-rich platinum-group element mineralization in Legris Lake mafic-ultramafic complex, Western Superior Province, Canada. Trans. Instn Min. Metall. (Sect. B: Appl. Earth sci.), 111/Proc. Australas. Inst. Min. Metall., 307 : B46-B57.
- Picard C & Piboule M (1986) Pétrologie des roches volcaniques du sillon de roches vertes archéennes de Matagami-Chibougamau à l'ouest de Chapais (Abitibi est, Québec). 1- Le groupe basal de Roy. Can. J. Earth Sci. 23: 561-578. doi:10.1139/e86-056.
- Piché M (1984) The Haüy Formation: subaerial volcanism in a braided stream environment. Chibougamau, stratigraphy and mineralization. Guha J & Chown EH (éds). Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp 153–162.

308

- Pilote P (1986) Stratigraphie et signification des minéralisations dans le secteur du mont Bourbeau, canton de McKenzie, Chibougamau. Mémoire de maîtrise (Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec). 167 p. doi:10.1522/1424180.
- Pilote P (1987) Stratigraphie, structure et gîtologie de la région du lac Berrigan, canton de McKenzie. ET86-02, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, 34 p.
- Pilote P & Guha J (2006) Partie B Métallogénie de l'extrémité est de la Sous-province de l'Abitibi. Le camp minier de Chibougamau et le parautochtone Grenvillien: métallogénie, métamorphisme et aspects structuraux. Pilote P (éd) Geological Association of Canada, livret-guide d'excursion B1, pp 29-46.
- Pilote P, Robert F, Sinclair WD, Kirkham RV & Daigneault R (1995) Porphyry-type mineralization in the Doré Lake Complex: Clark Lake and Merrill Island areas. Metallogenic evolution and geology of the Chibougamau area – From porphyry Cu-Au-Mo to mesothermal lode gold deposits. Pilote P (éd) Open File 3143, Geological Survey of Canada, pp 65-86.
- Pilote P, Dion C, Joanisse A, David J, Machado N, Kirkham RV & Robert F (1997) Géochronologie des minéralisations d'affiliation magmatique de l'Abitibi, secteurs Chibougamau et de Troilus-Frotet: implications géotectoniques. Programme et résumés, Séminaire d'information sur la recherche géologique (Québec, 26-27 novembre 1997), DV97-03, Ministère des Ressources naturelles, Québec, p.47.
- Poitras A (1984) Caractérisation géochimique du Complexe de Cummings, région de Chibougamau-Chapais, Québec. Mémoire de maîtrise, Département des Sciences de la Terre (Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec). 159 p.
- Polat A (2009) The geochemistry of Neoarchean (ca. 2900 Ma) tholeiitic basalts, transitional to alkaline basalts, and gabbros, Wawa Subprovince, Canada, implications for petrogenetic and geodynamic processes. Precambrian Res. 168: 83-105. doi:10.1016/j.precamres.2008.03.008.
- Polat A, Hofmann AW, Munker C, Regelous M & Appel PWU (2003) Contrasting geochemical patterns in the 3.7–3.8 Ga pillow basalt cores and rims, Isua greenstone belt, Southwest Greenland: implications for postmagmatic alteration processes Geochim. Cosmochim. Ac. 67: 441–457. doi:10.1016/S0016-7037(02)01094-3.
- Potvin R (1991) Étude volcanologique du centre volcanique felsique du lac des Vents, région de Chibougamau. Mémoire de maîtrise (Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec). 108 p. doi:10.1522/1465551.

- Pouliot J-F (1999) Rapport annuel d'exploration 1998-1999, propriété Brosman (1230) SOQUEM Chibougamau. GM-57406, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 310 p.
- Prochnau J (1968) Rosario exploration company report on 1968 exploration program, Bruneau Mine property, McKenzie Township, Quebec. GM-23776, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, 29 p.
- Prud'Homme N (1990) Caractérisation pétrographique et géochimique de la carbonatite et de la syénite de la mine Lac Shortt. Mémoire de maîtrise (Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec) 64 p. doi:10.1522/1465545.
- Racicot D (1980) Géochimie et métallogénie de la partie orientale du pluton de Chibougamau. DPV-758, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, 20 p.
- Racicot D (1981) Géochimie et métallogénie des parties occidentale et centrale du pluton de Chibougamau. DPV-834, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, 30 p.
- Racicot D, Chown EH & Hanel T (1984) Plutons of the Chibougamau–Desmaraisville belt; a preliminary survey Chibougamau, stratigraphy and mineralization. Guha J & Chown EH (éds) Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, p.178–197.
- Ramsay JG (1980), Shear zone geometry: A review. J. Struct. Geol. 2: 83-99. doi:10.1016/0191-8141(80)90038-3.
- Ressources naturelles Canada (2009) CanVec, Canada. Secteur des Sciences de la Terre, Centre d'information topographique. (http://geogratis.ca/geogratis/fr/product/search.do?id=5460AA9D-54CD-8349-C95E-1A4D03172FDF) [accès vérifié le 21 avril 2011].
- Rhéaume P & Bandyayera D (2007) Stratigraphic revision of the Urban-Barry Belt. RP-2006-08, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 1 p.
- Richard D & Tremblay D (1978) Carte de compilation géoscientifique 32G/16, échelle 1/20 000. CG032G16, Ministère des Ressources naturelles, Québec, (1/20000).
- Rioux L (2004) Rapport de travaux d'exploration 2004 : travaux d'exploration des propriétés McCorkill et Monexco, camp minier de Chibougamau (SNRC 32G/16, 32I/04 et 32J/01).
 Exploration Typhon Inc. GM-61589, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 68 p.

- Rivard B, Corriveau L & Harris LB (1999) Structural reconnaissance of a deep crustal orogen using satellite imagery and airborne geophysics. Can. J. Remote Sensing 25: 258-267
- Rive M, Latulippe M Gobeil A, Duquette G, Marcoux P & Vallières A (1985) Rapport des représentants régionaux. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, 196 p.
- Rivers T & Corrigan D (2000) Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: tectonic implications. Can. J. Earth Sci. 37: 359-383. doi:10.1139/cjes-37-2-3-359.
- Robert F (2001) Syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada. Miner. Deposita 36: 503-516 doi:10.1007/s001260100186.
- Roddick JC, Loveridge WD & Parrish RR (1987) Precise U-Pb dating of zircon at the subnanogram Pb level. Chem. Geol. 66: 111-121. doi:10.1016/0168-9622(87)90034-0.
- Roeder PL & Emslie RF (1970) Olivine–liquid equilibrium. Contrib. Mineral. Petr. 29: 275–289. doi:10.1007/BF00371276.
- Ross P-S & Bédard JH (2009) Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. Can. J. Earth Sci. 46: 823-839. doi:10.1139/E09-054.
- Roy P (2005) Lac Nicabau. 32G08-200-0201. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec (1/20000).
- Roy P (2007a) Lac Chevrier. 32G09-200-0201. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec (1/20000).
- Roy P (2007b) Lac Dollier. 32G09-200-0202. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec (1/20000).
- Roy PC (2007c) Lac Chibougamau. 32G16-200-0101. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec (1/20000).
- Roy PC (2007d) Lac Chibougamau. 32G16-200-0102. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec (1/20000).
- Roy P & Turcotte S (2005a) Lac de la Coquille. 32G09-200-0102. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec (1/20000).
- Roy, P & Turcotte S (2005b) Lac La Dauversière. 32G09-200-0101. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec (1/20000).

- Roy P & Cadéron S (2006) Géologie de la région des lacs Rohault et Bouteroue. RP 2006-02, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, 14 p.
- Roy P, Simard M & Morin R (2005) Lac Rohault. 32G08-200-0201. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec (1/20000).
- Roy P, Turcotte S, Cadéron S, Houle P & Sharma KNM (2005) Géologie de la région du lac Charron. RG2005-02, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, 33 p.
- Roy P, Fallara F, Houle P, Girard J, Lafrance B, Pilote P & Riverin G (2006) Progress report on 3D modelling, phase 1: Ore deposit settings along the south limb of the Lac Doré Complex, Chibougamau mining district. Abstracts of oral presentations and posters, Québec Exploration 2006 (Québec, November 20-23, 2006), DV2006-04, Ministère des Ressources naturelles et de la faune, Québec, p. 94.
- Roy P, Fallara F, Houle P, Cheng LZ, Rabeau, O, Blais A, Lafrance B, Leclerc F, Pilote P, Riverin G & Schmidt L (2007) Study of the south limb of the Lac Doré Complex, Chibougamau stratigraphy, Cu-Au veins and preliminary 3D model. Abstracts of oral presentations and posters, Québec Exploration 2007 (Québec, November 26-29, 2007), p. 102. (http://www.quebecexploration.qc.ca/2007/exposition-166.asp) [accès vérifié le 22 décembre 2010].
- Sabourin RJE (1956) Blaiklock area. Abitibi territory and Abitibi-East county. DP-484, Ministère des Mines, Québec. 45 p.
- Salem A, Williams S, Fairhead JD, Ravat D & Smith R (2007) Tilt-depth method: A simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives. The Leading Edge 26: 1502-1505. doi:10.1190/1.2821934
- Salem A, Williams S, Fairhead JD, Smith R & Ravat D (2008) Interpretation of magnetic data using tilt angle derivatives. Geophysics 73: L1-L10. doi:10.1190/1.2799992.
- Salmon B (2010) Technical report on mineral resource estimate of the Scott Lake project, Northern Québec, Canada. Scott Wilson Roscoe Postle Associates Inc. 201 p. (http://www.cogitore.com/download/Cogitore-ScottLake-TechnicalReport-Jan2010.pdf) [accès vérifié le 21 avril 2011].
- Sawarin J (2002) The Lac Dore vanadium project: current and future trends. Vanadium-Geology, Processing and Applications. Taner MF, Riveros, PA, Dutrizac JE, Gattrell M & Perron L

(éds). The Conference of Metallurgists - COM 2002, Metsoc – CIM (Montreal, Quebec), p. 105-112.

- Sawyer EW & Benn K (1993) Structure of the high-grade Opatica Belt and adjacent low-grade Abitibi Subprovince, Canada: an Archean mountain front. J. Struct. Geol. 15:1443-1458. doi:10.1016/0191-8141(93).
- Schultz RA & Fossen H (2008) Terminology for structural discontinuities. AAPG Bull. 92: 853-867.
- Scott CR, Mueller WU & Pilote P (2002) Physical volcanology, stratigraphy, and lithogeochemistry of an Archean volcanic arc: evolution from plume-related volcanism to arc rifting of SE Abitibi Greenstone Belt, Val-d'Or, Canada. Precambrian Res. 115: 223-260. doi:10.1016/S0301-9268(02)00011-6.
- Sharma KNM, Gobeil A & Mueller W (1987) Stratigraphie de la région du lac Caopatina. MB87-16, Ministère de l'Énergie et des Ressources, 16 p.
- Sharma KNM (1996) Légende générale de la carte géologique édition revue et augmentée MB96-28, Ministère des Ressources naturelles, Québec, 95 p.
- Shaw G (1939) Waconichi map-area, Quebec. Paper 39-9, Geological Survey of Canada.
- Shervais JW, Vetter SK & Hanan BB (2006) Layered mafic sill complex beneath the eastern Snake River Plain: evidence from cyclic geochemical variations in basalt. Geology. 34: 365– 368. doi:10.1130/G22226.1.
- Simard M, Morin R & Ouellet M-C (2004a). Lac Chibougamau. 32G16-200-0201. Ministère des Ressources naturelles de la Faune et des Parcs, Québec, (1 : 20000).
- Simard M, Morin R & Ouellet M-C (2004b). Lac Chibougamau. 32G16-200-0202. Ministère des Ressources naturelles de la Faune et des Parcs, Québec, (1 : 20000).
- Smith JR (1953) Rapport préliminaire du canton de McKenzie. district électoral d'Abitibi-est. RP-288, Ministère des mines, Québec, 19 p.
- Smith JR (1960) Moitié sud du canton de McKenzie, district électoral d'Abitibi-Est. RG-95, Ministère des Mines, Québec, p. 7-11.
- Smith JR & Allard GO (1960) Rapport géologique 95: Moitié sud du canton de McKenzie, district électoral d'Abitibi-est. RG-095, Ministère des Mines, Québec, 86 p.

- Snyder DB, Bleeker W, Reed LE, Ayer JA, Houlé MG & Bateman R (2008) Tectonic and metallogenic implications of regional seismic profiles in the Timmins mining camp. Econ. Geol. 103: 1135-1150. doi:10.2113/gsecongeo.103.6.1135.
- Stern RA (1997) The GSC sensitive high resolution ion microprobe (SHRIMP): analytical techniques of zircon U-Th-Pb age determination and performance evaluation. Radiogenic age and isotopic studies report 10. Current Research 1997-F, Geological Survey of Canada, p. 1-31.
- Stern RA & Amelin Y (2003) Assessment of errors in SIMS zircons U-Pb geochronology using a natural zircon standard and NIST SRM 610 glass. Chem. Geol. 197: 111-142. doi:10.1016/S0009-2541(02)00320-0.
- Stockwell CH (1961) Structural provinces, orogenies, and time classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield. Age Determinations by the Geological Survey of Canada. Geological Survey of Canada Paper, vol. 61-17, pp 108 118.
- Stockwell, CH (1964) Fourth report on structural provinces, orogenies, and time-classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield. Age Determinations and Geological Studies. Geological Survey of Canada Paper, vol. 64-17, pp 1 21.
- Stockwell, CH (1972) Revised Precambrian time scale for the Canadian Shield. Geological Survey of Canada Paper, vol. 72-52. 4 p.
- Stott GM & Corfu F (1991) Uchi Subprovince. Geology of Ontario. Thurston PC, Williams HR, Sutcliffe RH & Stott GM (éds) Ontario Geological Survey, Special Volume 4, pp 145-238.
- Stott G & Mueller W (2009) Superior Province: The nature and evolution of the Archean continental lithosphere. Precambrian Res. 168: 1-3. doi:10.1016/j.precamres.2008.08.008.
- Sun S-S & McDonough WF (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. Magmatism in the Ocean Basins Saunders AD & Norry AJ (éds) Geological Society of London Special Publication vol. 42, pp 313–345. doi:10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
- Sutcliffe RH, Barrie CT, Burrows DR & Beakhouse GP (1993) Plutonism in the Southern Abitibi subprovince: a tectonic and petrogenetic framework. Econ. Geol. 88: 1359–1375. doi:10.2113/gsecongeo.88.6.1359
- Taner MF, Ercit TS & Gault RA (1998) Vanadium-bearing magnetite from the Matagami and Chibougamau mining districts, Abitibi, Québec, Canada. Explor. Min. Geol. 7: 299–311.

- Taner MF, Ercit TS & Gault RA (2002) Mineralogy of the Matagami and Chibougamau vanadium deposits, Abitibi, Québec, Canada. Vanadium-Geology, Processing and Applications. Taner MF, Riveros, PA, Dutrizac JE, Gattrell M & Perron L (éds). The Conference of Metallurgists -COM 2002, Metsoc – CIM (Montreal, Quebec), p. 37-48.
- Taylor SR & McLennan SM (1985) The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell Scientific Publication, Palo Alto, CA. 312 p.
- Teagle DAH & Alt JC (2004) Hydrothermal alteration of basalts beneath the Bent Hill massive sulfide deposit, Middle Valley, Juan de Fuca Ridge. Econ. Geol. 99: 561–584. doi:10.2113/gsecongeo.99.3.561.
- Tessier AC, Hodgson CJ & Lulin JM (1995) The Portage Cu-Au mine. Metallogenic evolution and geology of the Chibougamau area – From porphyry Cu-Au-Mo to mesothermal lode gold deposits. Pilote P (éd.) Open File 3143, Geological Survey of Canada, pp 131-142.
- Thomson K (2007) Determining magma flow in sills, dykes and laccoliths and their implications for sill emplacement mechanisms. B. Volcanol. 70: 183–201. doi:10.1007/s00445-007-0131-8.
- Thomson K & Hutton D (2004) Geometry and growth of sill complexes: insights using 3D seismic from the North Rockall Trough. B. Volcanol. 66: 364–375. doi:10.1007/s00445-003-0320-z.
- Thorpe RI, Guha J & Cimon J (1981) Evidence from lead isotopes regarding the genesis of ore deposits in the Chibougamau region, Quebec: Can. J. Earth Sci.18: 708-723.
- Thorpe RI, Guha J, Franklin JM & Loveridge WD (1984) Use of a Superior Province lead isotope framework in interpreting mineralization stages in the Chibougamau district. Chibougamau, stratigraphy and mineralization. Guha J & Chown EH (éds) Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp 496–516.
- Thurston PC (2002) Autochthonous development of Superior Province greenstone belts? Precambrian Res. 115: 11-36. doi:10.1016/S0301-9268(02)00004-9.
- Thurston PC & Fryer BJ (1983) The geochemistry of repetitive cyclical volcanism from basalt through rhyolite in the Uchi-Confederation greenstone belt, Canada. Contrib. Mineral. Petr. 83: 204-226. doi:10.1007/BF00371189.
- Thurston PC & Sutcliffe RH (1986) The Archean crust as a density filter. Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada - Canadian Geophysical Union, Joint Annual Meeting, Programs with Abstracts, vol. 11, p. 136.

- Thurston PC, Ayres LD, Edwards GR, Gélinas L, Ludden JN & Verpaelst P (1985) Archean bimodal volcanism. Evolution of Archean supracrustal sequences. Ayres LD, Thurston PC, Card KD & Weber W (éds) Geological Association of Canada, Special Paper 28, p. 7-21.
- Thurston PC, Ayer JA, Goutier J & Hamilton MA (2008) Depositional gaps in the Abitibi greenstone belt stratigraphy: A key to exploration for syngenetic mineralization. Econ. Geol. 103: 1097-1134. doi:10.2113/gsecongeo.103.6.1097.
- Thurston PC, Baldwin G, Goutier J & Ayer JA, (2010) A new stratigraphic model for greenstone belts based on the Abitibi: Stratigraphic and economic importance of depositional gaps. Proceedings, Prospectors and Developers Association of Canada (Toronto, March 7-10, 2010). (http://www.pdac.ca/pdac/conv/2010/pdf/presentations/ts-phil-thurston.pdf) [accès vérifié le 22 décembre 2010].
- Toft PB, Scowen PAH, Arkani-Hamed J & Francis D (1993) Demagnetization by hydration in deep-crustal rocks in the Grenville province of Quebec, Canada: Implications for magnetic anomalies of continental collision zones. Geology 21: 999-1002. doi:10.1130/0091-7613(1993)021<0999:DBHIDC>2.3.CO;2
- Tomlinson KY, Hughues DJ, Thurston PC & Hall RP (1999) Plume magmatism and crustal growth at 2.9 to 3.0 Ga in the Steep Rock and Lumby Lake area, Western Superior Province. Lithos 46: 103-136. doi:10.1016/S0024-4937(98)00057-7.
- Tremblay A (1982) Camchib Resources Inc. Report on the Lempira Group Roy Project. GM-39381. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, 26 p.
- Trudeau Y (1981) Pétrographie et géochimie des roches du secteur environnant de la mine Bruneau, Chibougamau, Québec. Mémoire de maîtrise, Département des Sciences de la Terre (Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec). 136 p. doi:10.1522/1378179.
- Valfarvy V, Hébert R, Bédard JH & Laflèche MR (1997) Petrology and geochemistry of pyroxenite dikes in upper mantle peridotites of the North Arm Mountain massif, Bay of Islands ophiolite, Newfoundland: implications for the genesis of boninitic and related magmas. Can. Mineral. 35: 543-570.
- Vallée MA, Smith RS & Keating P (2010) Case history of combined airborne time-domain electromagnetic and power-line field survey in Chibougamau, Canada. Geophysics 75: B67-B72. doi:10.1190/1.3343573.

- van Breemen O & Bleeker W (2008) U-Pb ages of detrital zircons from early- (Porcupine) and syn-orogenic (Timiskaming) sedimentary rocks of the central and southern Abitibi greenstone belt, Superior Province, Canada. Quebec 2008 GAC-MAC-SEG-SGA Joint annual meeting (Québec, May 27-30, 2008), vol. 33, p. 176. (https://www.gac.ca/activities/abstracts/2973 Abst...pdf [accès vérifié le 22 décembre 2010].
- Vervoort JD, White WM & Thorpe RI (1994) Nd and Pb isotope ratios of the Abitibi greenstone belt: new evidence for very early differentiation of the Earth. Earth Planet. Sc. Lett. 128: 215-229. doi:10.1016/0012-821X(94)90146-5.
- Walker RG (1992) Turbidites and submarine fans. Facies Models. Response to Sea Level Change. Walker RG & James NP (eds), Geological Association of Canada, Geotext 1, pp 239-263.
- Watkins DH & Riverin G (1982) Geology of the Opemiska copper-gold deposits at Chapais Québec. Precambrian sulphide deposits. Hutchpor RW, Spence ED & Franklin JM (éds), Geological Association of Canada, Special Paper 25, p. 427-446.
- White JDL & Houghton BF (2006) Primary volcaniclastic rocks. Geology. 34: 677-680. doi:10.1130/G22346.1
- Winchester JA & Floyd PA (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chem. Geol. 20: 325–343. doi:10.1016/0009-2541(77)90057-2.
- Wolhuter LE (1960) Rapport préliminaire sur le quart sud-est du canton de Lévy, comté d'Abitibi-Est. RP-434, Ministère des mines, Québec, 11 p.
- York D (1969) Least squares fitting on a straight line with correlated errors. Earth Planet. Sc. Lett. 5: 320-324. doi:10.1016/S0012-821X(68)80059-7.
- Young MD, McNicoll V, Helmstaedt H, Skulski T & Percival JA (2006) Pickle Lake revisited: New structural, geochronological and geochemical constraints on greenstone belt assembly, western Superior Province, Canada. Can. J. Earth Sci. 43: 821-847. doi:10.1139/E06-036.
- Zhao G, Sun S, Wilde SA & Sanzhong L (2005) Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: key issues revisited. Precambrian Res. 136: 177-202. doi:10.1016/j.precamres.2004.10.002.
- Zielinski RA (1975) Trace element evaluation of a suite of rocks from Reunion Island, Indian Ocean. Geochim. Cosmochim. Ac. 39: 713-734.