

Y. Ahmadou, P. Bédard, P. Bedeaux, A. Boucher, R. Daigneault, D. Gaboury, H.L. Gibson, M.G. Houlé, J. Huguet, T.R.C. Jørgensen, M. Kieffer, B. Lafrance, C.M. Lesher, L. Mathieu, D.J. McKeivitt, K.H. Poulsen, B. Samson, M. Schofield, D. Shirriff, B.T. Smith, J.C. Sutton et X. Zhou

Projets 2018, Initiative Metal Earth

MB 2019-01

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Avant-propos

Ce document contient 10 rapports qui résument les résultats de travaux de terrain effectués au Québec pendant l'été 2018 dans le cadre du projet *Metal Earth*. Ce projet est un consortium stratégique de 25 chercheurs Canadiens et internationaux (États-Unis, Australie, et Allemagne) qui travaillent dans les domaines académiques, gouvernementaux et industriels. Le projet est dirigé par le *Mineral Exploration Research Centre* (MERC), qui fait partie de l'école en sciences de la Terre Harquail (*Harquail School of Earth Sciences* ; HSES) de l'université Laurentienne à Sudbury, Ontario. Une série complémentaire de papiers, qui décrivent les travaux de terrain effectués en Ontario, sont publiés dans le document suivant : Ontario Geological Survey Summary of Field Work and Other Activities, 2018.

<https://www.mndm.gov.on.ca/en/news/mines-and-minerals/summary-field-work-and-other-activities-2018>

La réalisation du programme du projet *Metal Earth* est rendue possible grâce au financement des Fonds d'excellence en recherche Apogée Canada (*Canada FIRST Research Excellence Fund* ; CFREF), l'université Laurentienne, la fondation de la famille Harquail (*Midas Touch Foundation*), ainsi que des contributions en nature et en argent de 22 partenaires des secteurs privés et gouvernementaux. Le projet de recherche multidisciplinaire *Metal Earth* vise à transformer notre compréhension de l'évolution précoce de la Terre et des processus qui ont contrôlé la dotation métallique différentielle de la planète. Le but de ces recherches est d'améliorer la base scientifique des programmes de ciblage et de découverte des nouvelles ressources minérales.

De plus amples informations sont disponibles ici : <http://merc.laurentian.ca/research/metal-earth>

Nous remercions chaleureusement le Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (MERN), qui ont permis la publication de ce travail. Nous remercions également Phil Thruston, qui a effectué une révision du contenu scientifique, ainsi que Marie-France Dufour, qui a assuré la traduction.

Résultats préliminaires de la campagne de l'été 2018 ciblant la région du transect de Chibougamau dans le cadre du projet *Metal Earth*

P. Bedeaux, L. Mathieu et R. Daigneault

Centre d'études sur les ressources minérales, Département des sciences appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec G7H 2B1

INTRODUCTION

Subventionné en partie par le Fonds d'excellence en recherche Apogée Canada, le projet *Metal Earth*, dans le cadre duquel s'inscrit le présent rapport préliminaire, vise à déterminer les raisons pour lesquelles certaines ceintures de roches vertes archéennes, notamment celle de l'Abitibi, sont plus riches en minéralisations que d'autres malgré leur géologie de surface similaire. Les différences entre ces ceintures sont potentiellement associées à leur architecture en profondeur et leur évolution. Dans ce contexte, la compréhension des failles et des bassins sédimentaires qui leur sont associés prend beaucoup d'importance.

Ce document vise à présenter l'état d'avancement des travaux de cartographie réalisés dans la région du transect de Chibougamau durant l'été 2018. Il donne un aperçu de la façon dont les efforts ont été répartis durant la campagne de terrain et s'attarde ensuite davantage sur le bassin de la Formation de Chebistuan et sa limite nord, la Faille de Barlow. Ce document joue également le rôle d'introduction à quatre rapports préliminaires, qui décrivent les travaux d'étudiants à la maîtrise réalisés dans la région du transect de Chibougamau. Ce rapport débute donc par une présentation de la géologie régionale afin de donner un contexte aux résultats préliminaires obtenus dans la région du transect ainsi qu'à ceux exposés dans les rapports des travaux de recherche de maîtrise.

Le transect de Chibougamau se situe dans l'extrémité nord-est de la Sous-province de l'Abitibi, une ceinture de roches vertes d'âge archéen (figure 1). D'attitude globalement nord-sud, il s'étend sur 162 km, depuis la route du Nord jusqu'à la route forestière R-1009 au sud de la ville de Chapais, en passant à proximité de la ville de Chibougamau. Géologiquement parlant, il s'étend de la Sous-province d'Opatica près de la limite avec la Sous-province de l'Abitibi, recoupe quatre synclinaux et trois anticlinaux orientés est-ouest formant un grand synclinorium, et se termine au sud du quatrième synclinal occupé par le bassin sédimentaire de la Formation de Caopatina.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

La région de Chibougamau est décrite comme une ceinture de roches vertes dominée par des roches volcaniques et sédimentaires recoupées par divers types d'intrusions (Daigneault et Allard, 1990; Leclerc et al., 2015). L'essentiel de l'histoire géologique s'étend d'environ 2730 à 2691 Ma (Daigneault et Allard, 1990; Leclerc et al., 2015), mais la présence de roches volcaniques plus anciennes appartenant aux formations de Chrissie et des Vents, dont l'âge se situe entre 2798,7 et 2759 Ma (Mortensen, 1993; Davis et al., 2014), a été documentée par endroits. La stratigraphie de la région de Chibougamau est divisée en deux groupes : le Groupe de Roy (2730–2721 Ma), qui comprend deux cycles volcaniques (Daigneault et Allard, 1990; Leclerc et al., 2011), et le Groupe d'Opémisca (<2691 Ma), qui englobe des dépôts

d'origine sédimentaire (Dimroth et al., 1985). Les intrusions présentes dans la région couvrent un spectre allant de synvolcanique à post-tectonique.

Le premier cycle volcanique est composé de la Formation d'Obatogamau sur laquelle repose la Formation de Waconichi. La Formation d'Obatogamau est dominée par des coulées volcaniques sous-marines de type basaltique à andésitique intercalées avec des quantités mineures de roches felsiques, d'exhalites et de cherts, qui témoignent de pauses dans l'activité volcanique. Cette formation est caractérisée par la présence locale de glomérocristaux de plagioclase dans certaines coulées, lesquelles peuvent représenter plus de la moitié de l'unité (Allard et Gobeil, 1984). L'âge de la Formation d'Obatogamau est encore indéterminé, mais elle est interprétée comme formant le plancher de la région de Chibougamau. La Formation de Waconichi se compose de roches volcaniques de composition andésitique à rhyolitique dominées par des faciès volcanoclastiques (Daigneault et Allard, 1990). Cette formation correspond à plusieurs petits centres éruptifs et constitue un contexte favorable à la présence de sulfures massifs volcanogènes. Sa mise en place remonte à environ 2730–2727 Ma (Mortensen, 1993; Leclerc et al., 2011). Les formations volcaniques anciennes de Chrissie et des Vents ont été documentées localement sous la base du premier cycle volcanique.

Le second cycle volcanique débute avec la Formation de Bruneau (Leclerc et al., 2011), ou Formation de Gilman selon l'ancienne interprétation stratigraphique (Daigneault et Allard, 1990). Elle se compose de coulées volcaniques de composition basaltique à andésitique qui recouvrent en concordance la Formation de Waconichi. Au-dessus se situe la Formation de Blondeau (<2721 Ma; Leclerc et al., 2012), composée de volcanoclastites felsiques, d'argilite et d'horizons sulfurés, ainsi que la Formation de Bordeleau formant un équivalent sédimentaire latéral à la Formation de Blondeau et constituée de grès feldspathique et de turbidite (Caty, 1978, 1979; Dimroth et al., 1983).

Le Groupe d'Opémisca a été mis en place en discordance sur le Groupe de Roy. Unité à dominante sédimentaire, il comprend les formations de Stella, de Haüy et de Chebistuan. La Formation de Stella est essentiellement composée de conglomérat et de grès (Caty, 1975; Dimroth et al., 1983). La Formation de Haüy recouvre cette formation de façon concordante et interdigitée (Dimroth et al., 1985). Cette formation, dans laquelle les conglomérats et les grès prédominent également, se distingue de celle de Stella par la présence de laves mafiques trachytiques entre les séquences sédimentaires (Picard et Piboule, 1986; Daigneault et Allard, 1990). La Formation de Chebistuan constitue un équivalent de la Formation de Stella situé au cœur du synclinal de Waconichi, au nord de la région de Chibougamau.

La région de Chibougamau est notable pour les nombreuses intrusions recoupant la séquence stratigraphique. Les intrusions synvolcaniques de type tonalite-trondhjémite-granodiorite se distinguent des granodiorites syn- à post-tectoniques. Le Complexe du Lac Doré, qui est une large intrusion mafique litée et polyphasée dont l'âge s'apparente à celui de la Formation de Waconichi (Daigneault et Allard, 1990; Mortensen, 1993), comporte des unités d'anorthosite, de pyroxénite, de gabbro, de tonalite à texture granophyrique et de magnétite possédant un potentiel pour les minéralisations en vanadium (Allard, 1976). Cette intrusion encaisse la majorité des gisements de type porphyre à Cu-Au du camp minier de Chibougamau, lesquels sont génétiquement reliés à une phase intrusive du Pluton de Chibougamau. Ce dernier a été mis en place au cœur du Complexe du Lac Doré (Racicot, 1980). Il s'agit d'une intrusion polyphasée contemporaine au second cycle de volcanisme (2728,3 à 2727 Ma; Mortensen, 1993) et dominée par des tonalites et des diorites. Le Complexe de Cummings est d'âge similaire au Pluton de Chibougamau (Chown et al., 1992) et se compose de trois filons-couches ultramafiques à mafiques (du plus vieux au plus récent : Roberge, Venture et Bourbeau) qui ont pénétré la Formation de Blondeau (Duquette, 1982; Daigneault et Allard, 1990), dont l'âge de mise en place est inférieur à 2721 Ma (Leclerc et al., 2012). Le Complexe d'Eau Jaune se situe à la base de la Formation d'Obatogamau. D'âge inconnu, cet ensemble polyphasé de diorite et tonalite est associé spatialement au Massif de Lapparent. Finalement,

parmi les diverses roches intrusives syn- à post-tectoniques présentes dans la région, se distingue le Pluton de Chevrillon, une monzodiorite porphyrique à feldspath qui recoupe la Formation de Chebistuan.

La ceinture de roches vertes de l'Abitibi est métamorphisée au faciès des schistes verts, quoique le degré puisse atteindre par endroits celui du faciès des amphibolites supérieur, notamment à proximité des intrusions syn- à tardi-tectoniques (Daigneault et Allard, 1990; Benn et al., 1992). La déformation est polyphasée dans la région de Chibougamau et se caractérise par un style ductile (Daigneault et Allard, 1990; Daigneault et al., 1990). En particulier, des plis est-ouest à sud-est-nord-ouest associés à une schistosité régionale correspondant à une série de synclinaux et anticlinaux caractérisent le style de déformation. Ils reprennent des plis sans foliation associée correspondant à l'enfouissement des roches de surface et à la remontée des plutons. Les plis est-ouest sont accompagnés de failles d'orientation semblable bordant les limites des bassins sédimentaires. Ces grandes failles sont des zones de déformation d'envergure et sont interprétées comme ayant joué en mouvement inverse. Une autre génération de failles plus jeunes, discrètes et cassantes, orientées nord-est-sud-ouest, enregistre un mouvement senestre. Enfin, la déformation associée au front de Grenville, une structure majeure issue de la collision entre la Sous-province de l'Abitibi et la Province de Grenville à l'ouest, se superpose aux styles structuraux d'âge archéen et s'exprime par des failles nord-nord-est-sud-sud-ouest, des fabriques ductiles et un degré métamorphique qui s'accroît en approchant de la limite entre ces deux ensembles (Daigneault et Allard, 1994).

TRAVAUX RÉALISÉS

Les travaux sur le terrain réalisés à l'été 2018 ont couvert l'ensemble du transect. Un accent particulier a été mis sur quatre grandes parties du transect correspondant aux problématiques ciblées par les travaux de maîtrise : 1) la Formation de Chebistuan au nord, ainsi que le Pluton de Chevrillon et la Faille de Barlow qui lui sont associés; 2) le granophyre du Complexe du Lac Doré; 3) les roches volcaniques de la Formation d'Obatogamau (au sud du Pluton de Chibougamau); et 4) le Massif de Lapparent et le Complexe d'Eau Jaune. Au total, la campagne de cet été totalise 831 stations décrites et 612 échantillons récoltés. Parmi ces échantillons, six des sept qui pourraient faire l'objet d'une détermination d'âge géochronologique par méthode U-Pb sur zircons portent sur des formations ou des roches intrusives jamais datées.

FORMATION DE CHEBISTUAN ET FAILLE DE BARLOW

La Formation de Chebistuan est située dans le synclinal de Waconichi (Daigneault et Allard, 1990) et est délimitée au nord par la Faille de Barlow, une structure d'orientation est-ouest séparant la formation du reste de la Sous-province de l'Abitibi (figure 2). Cette structure est historiquement interprétée comme ayant un pendage vers le sud, une épaisseur de plusieurs centaines de mètres, une intensité de déformation moyenne et un déplacement inconnu (Daigneault, 1996). Les travaux de l'été 2018 ont permis de documenter de nombreux affleurements au sein de la Formation de Chebistuan et à proximité de la faille, ce qui a permis d'améliorer le niveau de connaissance au sujet de cette faille, de son influence régionale et de l'évolution des épisodes de déformation au nord de la région de Chibougamau. La Faille de Barlow semble faire preuve d'une importante variation latérale d'après les changements de pendage et d'unités lithologiques se manifestant de part et d'autre de la faille. Le reste de cette section décrit d'abord la Formation de Chebistuan, puis les styles structuraux associés à la Faille de Barlow.

Formation de Chebistuan

Le bassin sédimentaire de la Formation de Chebistuan s'étend sur plus de 150 km en direction est-ouest sur une largeur d'environ 30 à 50 km. Les stations de l'été 2018 documentent deux grands types d'assemblages lithologiques : conglomérat-grès et argilite-siltstone. Les conglomérats, systématiquement polygéniques et jointifs, se présentent en lits d'échelle métrique peu ou pas triés dont les fragments sont arrondis (figure 3a). Ces fragments se composent essentiellement de roches volcaniques mafiques et de roches intrusives de composition intermédiaire à felsique. Certains lits contiennent également des fragments de roches sédimentaires et de sulfures massifs. Par endroits, certains types de fragments prédominent en termes de proportion. Le litage peut parfois être déduit à partir de la variation dans la taille des fragments. Les lits de grès et siltstone sont décimétriques, bien triés et le plus souvent massifs. Les clastes les plus grossiers sont composés de cristaux de quartz et de feldspath millimétriques. Dans certains lits, le granoclassement présente de nombreuses inversions de polarité à l'échelle du bassin. Les argilites forment des lits centimétriques constituant des séquences épaisses de plusieurs mètres dont le litage est généralement bien défini.

Le litage des roches sédimentaires est globalement orienté est-ouest et affiche un pendage élevé. Ces roches attestent d'une schistosité régionale pénétrative parallèle à la stratification. La linéation d'étirement associée suit le sens du pendage. La schistosité est mieux développée dans le conglomérat que dans les autres types de roches sédimentaires. Les roches sédimentaires plus fines sont massives et leurs éléments quartzo-feldspathiques sont moins susceptibles à l'aplatissement associé à la schistosité, tandis que dans les lits d'argilite la foliation est parallèle au litage. L'aplatissement est généralement planaire, mais à proximité de la Faille de Barlow, il devient plutôt linéaire (figure 3b). L'inversion des polarités à l'échelle du bassin semble indiquer l'alternance de petits plis associés au synclinal de Chapais. L'orientation des foliations est perturbée à proximité du Pluton de Chevrillon. L'ensemble des roches sédimentaires est métamorphisé au faciès des schistes verts supérieur, voire des amphibolites, ainsi qu'en témoigne la présence de porphyroblastes d'amphibole dans les fragments mafiques (figure 3b). D'après les données de terrain, ce degré métamorphique varie à l'échelle du bassin. La portion sud du bassin présente un faciès métamorphique plus faible (schistes verts) tandis que la limite nord atteint le faciès des amphibolites à proximité de la Faille de Barlow. Au cœur du bassin, le faciès métamorphique est influencé par la proximité des intrusions associées au Pluton de Chevrillon qui génèrent une auréole de métamorphisme de contact au faciès des amphibolites.

Faille de Barlow

Dans la région étudiée, la portion ouest de la Faille de Barlow met en contact la Formation de Chebistuan avec des coulées mafiques au nord (Daigneault et Allard, 1990). La faille a une attitude est-ouest et est associée à un raidissement de la schistosité régionale vers un pendage subvertical, à un aplatissement plus prononcé des fragments dans les conglomérats et à un étirement très fort à 70° vers l'est. L'enveloppe de déformation associée à la faille atteint au moins 500 m de largeur. Les travaux de cartographie de l'été 2018 ont établi que le tracé de la Faille de Barlow se situe plusieurs centaines de mètres au nord de sa position historique (Daigneault et Allard, 1990). Les roches volcaniques situées au nord sont interprétées comme faisant partie de la Formation de Bruneau (Daigneault et Allard, 1990). Cependant, les travaux de l'été ont permis de documenter la présence d'une séquence volcanique contenant des phénocristaux de plagioclase de taille centimétrique à l'intérieur de coulées en coussins, qui sont typiques de la Formation d'Obatogama, et qui est située à moins de 250 m au nord de la faille. L'épaisseur de la Formation de Bruneau a été estimée à environ 1200 m dans ce secteur (Daigneault et Allard, 1990). Les résultats de cet été semblent indiquer que la Formation de Bruneau est beaucoup moins épaisse dans ce secteur (moins de 250 m), voire inexistante. Les indicateurs de polarité dans les roches

volcaniques, ainsi que dans les roches sédimentaires les plus rapprochées de la faille, sont orientés vers le sud.

La zone de transition entre les portions ouest et centrale de la Faille de Barlow présente un contexte similaire à la portion ouest, représentant le contact entre la Formation de Chebistuan et des roches volcaniques. Cependant, le pendage de la faille tend à être fortement incliné vers le sud (70°) au lieu d'être vertical comme dans la portion ouest. Ici encore, la faille est située plus au nord que son tracé historique, si bien que toutes les roches intrusives associées au Pluton de Chevrillon sont localisées complètement dans la Formation de Chebistuan, alors qu'elles étaient précédemment interprétées comme recoupant la Faille de Barlow et les roches volcaniques au nord (Daigneault et Allard, 1990).

La portion centrale de la Faille de Barlow constitue un environnement particulier très différent du reste de cette structure. Sur 10 km, la faille met la Formation de Chebistuan en contact avec diverses unités lithologiques (coulées volcaniques, roches sédimentaires et volcanoclastiques, filons-couches) issues de la Formation de Blondeau et du Complexe de Cummings. Ces roches n'ont pas de continuité latérale et forment une lentille de 2 km d'épaisseur bordée au nord par les roches volcaniques de la Formation de Bruneau. Les limites nord et sud de cette lentille sont fortement déformées et leur orientation varie de $N60^\circ$ à $N110^\circ$. Son pendage est très faible, soit 20 à 30° en moyenne, mais peut atteindre jusqu'à 15° dans les zones les plus déformées, là où les protolites sont difficilement identifiables (figure 3c). Le style structural propre à cette section est observé sur une largeur de plus de 3 km, ce qui est en partie attribuable à la faible inclinaison de la faille par rapport au plan horizontal. Une station située dans la partie sud de la faille expose un indicateur de sens de cisaillement de type CS avec un degré de confiance moyen semblant indiquer un mouvement inverse. Les roches volcaniques mafiques des formations de Bruneau et d'Obatogamau situées au nord de la Faille de Barlow sont métamorphisées au faciès des amphibolites caractérisé par la présence de roches rubanées et de porphyroblastes d'amphibole de taille millimétrique, d'une recristallisation importante et de textures primaires peu ou pas préservées (figure 3d). Les filons-couches du Complexe de Cummings semblent peu déformés sur le terrain mais présentent néanmoins des indicateurs de métamorphisme au faciès des schistes verts supérieur ou des amphibolites (structure de recristallisation et porphyroblastes). Les roches volcano-sédimentaires de la Formation de Blondeau présentent des caractéristiques similaires, tandis que les roches de la Formation de Chebistuan, très déformées mais dont les textures primaires sont préservées, semblent être métamorphisées au faciès des schistes verts supérieur. À proximité de la Faille de Barlow (moins de 20 m), les roches sont chloritisées mais présentent encore néanmoins des caractéristiques propres au faciès des amphibolites (par ex., reliques de porphyroblastes d'amphibole, signes de recristallisation). La superposition de la chloritisation semble indiquer l'association d'un degré de métamorphisme rétrograde au faciès des schistes verts inférieur à la faille.

CONCLUSION ET TRAVAUX FUTURS

Les travaux sur le terrain de l'été 2018 ont couvert l'ensemble du transect de Chibougamau sur plus de 170 km. Le transect s'étend du nord au sud et traverse une série de synclinaux et d'anticlinaux régionaux depuis la limite avec la Sous-province d'Opatika au nord pour couvrir l'ensemble de la ceinture de roches vertes dans la région de Chibougamau. Les recherches ont particulièrement porté sur les secteurs associés aux projets de maîtrise ainsi qu'au bassin sédimentaire lié à la Formation de Chebistuan dans la partie nord du transect.

La Formation de Chebistuan forme un important bassin sédimentaire occupant le cœur d'un synclinal dans la partie nord de la région de Chibougamau. Elle se caractérise par des séquences de conglomérats et de grès-argilite qui ne sont pas sans rappeler les environnements fluviaux des bassins de type Timiskaming de la partie ouest de la Sous-province de l'Abitibi. La structure du bassin est dominée par des successions de plis est-ouest, probablement serrés ou isoclinaux, auxquels est associée une schistosité

régionale très développée. Les roches ont été métamorphosées au moins au faciès des schistes verts supérieur durant les épisodes d'enfouissement et de plissement ayant affecté la région. Ce patron est rendu plus complexe par la mise en place du Pluton de Chevrillon, qui induit une déviation de la schistosité régionale ainsi qu'une augmentation du degré du métamorphisme à proximité. La limite nord du bassin est occupée par la Faille de Barlow, qui possède une empreinte de plusieurs centaines de mètres, une direction généralement est-ouest et un pendage très variable allant de 15° vers le sud à subvertical. Cette structure forme une limite entre deux domaines métamorphiques et met les roches appartenant à plusieurs formations issues des deux cycles volcaniques en contact avec la Formation de Chebistuan. L'accolement d'un faciès métamorphique plus élevé au nord par rapport au sud semble indiquer un mouvement normal postérieur au métamorphisme, mais des indicateurs cinématiques portent à croire que des mouvements inverses se sont produits.

La Formation de Chebistuan et la Faille de Barlow feront l'objet d'un projet de recherche postdoctoral basé sur l'analyse structurale à l'échelle du bassin issue des travaux de l'été 2018 et sur la compilation de données antérieures. Parallèlement, des travaux de cartographie du métamorphisme seront réalisés à partir des assemblages minéralogiques ainsi que de l'utilisation de minéraux spécifiques, comme les amphiboles, afin de déterminer les conditions de pression et de température ayant séviées. Le but est d'établir l'évolution tectonique du bassin et l'influence de la Faille de Barlow dans la séquence de déformation à l'échelle de la région.

À l'échelle du transect, les travaux sur le terrain viseront à documenter davantage les contacts majeurs se trouvant dans la région de Chibougamau, à savoir ceux avec les bassins sédimentaires, et la limite entre les deux cycles volcaniques, afin de déterminer leur nature (contact discordant, failles). Le bassin de Caopatina au sud constitue également une cible privilégiée ainsi que la nature de ses limites nord et sud.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient avant tout P. Houle pour avoir partagé son savoir, son état de connaissance de la région et plus globalement son dévouement pour la géologie de Chibougamau. Ressources Tarku et B. Lafrance ont contribué considérablement à la compréhension du bassin de la Formation de Chebistuan et de la Faille de Barlow en partageant leur connaissance du projet Richardson. Le premier auteur est également reconnaissant à J. Huguet et A. Brochu pour l'engagement et le sérieux avec lesquels ils ont exécuté les travaux de cartographie du bassin sédimentaire.

Contribution MERC-ME2018-096 du Centre de recherches en exploration minérale provenant du Centre d'études sur les ressources minérales, Département des sciences appliquées, Université du Québec à Chicoutimi.

RÉFÉRENCES

- Allard, G. 1976. Doré Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny; Ministère des Richesses naturelles du Québec, DP 368. 446 p., 442 plans.
- Allard, G. et Gobeil, A. 1984. General geology of the Chibougamau region; *in* Chibougamau, Stratigraphy and Mineralization, J. Guha et E.H. Chown (éd.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, p. 5-19.
- Benn, K., Sawyer, E.W. et Bouchez, J.L. 1992. Orogen parallel and transverse shearing in the Opatoca belt, Quebec - implications for the structure of the Abitibi Subprovince; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 29, no 11, p. 2429-2444, doi: 10.1139/e92-191

- Caty, J.L. 1975. Géologie de la demie ouest du canton de Richardson (comté d'Abitibi-Est); Ministère des Richesses naturelles du Québec, DP 342, 14 p., 12 plans.
- Caty, J.L. 1978. Canton de Richardson (comté d'Abitibi-Est)–Rapport intérimaire; Ministère des Richesses naturelles du Québec, DP 606, 37 p., 31 plans.
- Caty, J.L. 1979. Géologie de la demie ouest du canton de Bignell; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV 678, 22 p., 21 plans.
- Chown, E.H., Daigneault, R., Mueller, W. et Mortensen, J.K. 1992. Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 29, no 10, p. 2211–2225, doi: 10.1139/e92-175
- Daigneault, R. 1996. Couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi; Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 96-03, 140 p.
- Daigneault, R. et Allard, G. 1990. Le Complexe du lac Doré et son environnement géologique (région de Chibougamau–Sous-province de l'Abitibi); Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MM 89-03, 275 p.
- Daigneault, R. et Allard, G.O. 1994. Transformation of archean structural inheritance at the Grenvillian foreland parautochthon transition zone, Chibougamau, Quebec; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 31, no 3, p. 470–488, doi: 10.1139/e94-043
- Daigneault, R., St-Julien, P. et Allard, G.O. 1990. Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi greenstone-belt, Chibougamau area, Quebec; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 27, no 12, p. 1714–1736, doi: 10.1139/e90-178
- Davis, D.W., Simard, M., Hammouche, H., Bandyayera, D., Goutier, J., Pilote, P., Leclerc, F. et Dion, C. 2014. Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2011–2012; Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec; RP 2014-05, 62 p.
- Dimroth, E., Mueller, W., Rochelau, M., Archer, P., Jutras, M., Piche, M., Simoneau, P., Carignan, J., Chown, E.H., Guha, J., Goulet, N., Allard, G., Franconi, A. et Gobeil, A. 1983. Stratigraphie et évolution du bassin de transition entre les groupes de Roy et d'Opémisca, région de Chibougamau-Chapais; *in* Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi : état des connaissances, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 83-11, p. 21–33.
- Dimroth, E., Rochelau, M., Mueller, W., Archer, P., Brisson, H., Fortin, G., Jutras, M., Lefebvre, C., Piche, M., Pilote, P. et Simoneau, P. 1985. Paleogeographic and paleotectonic response to magmatic processes—a case-history from the Archean sequence in the Chibougamau area, Quebec; Geologische Rundschau, v. 74, no. 1, p. 11–32, doi: 10.1007/bf01764567
- Duquette, G. 1982. Demie nord des cantons de McKenzie et de Roy et quart nord-ouest du canton de McCorkill; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV 837, 80 p., 84 plans.
- Leclerc, F., Bédard, J.H., Harris, L.B., McNicoll, V.J., Goulet, N., Roy, P. et Houle, P. 2011. Tholeiitic to calc-alkaline cyclic volcanism in the Roy Group, Chibougamau area, Abitibi Greenstone—revised stratigraphy and implications for VHMS exploration; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 48, no. 3, p. 661–694, doi: 10.1139/e10-088
- Leclerc, F., Harris, L.B., Bedard, J.H., van Breemen, O. et Goulet, N. 2012. Structural and stratigraphic controls on magmatic, volcanogenic, and shear zone-hosted mineralization in the Chapais–Chibougamau Mining Camp, northeastern Abitibi, Canada; Economic Geology, v. 107, no. 5, p. 963–989, doi: 10.2113/econgeo.107.5.963
- Leclerc, F., Roy, P., Houle, P., Pilote, P., Bedard, J.H., Harris, L.B., McNicoll, V., Van Breemen, O., David, J. et Goulet, N. 2015. Géologie de la région de Chibougamau; Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, Direction générale de géologie Québec, RG 2015-03, p. 97.
- Mortensen, J.K. 1993. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince .1. Chibougamau–Matagami–Joutel region; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 30, no. 1, p. 11–28, doi: 10.1139/e93-002
- Picard, C. et Piboule, M. 1986. Petrology of the volcanic-rocks of the Archean greenstone-belt of Matagami-Chibougamau in the western part of the Chapais syncline (Abitibi east Quebec) .2. The potassium-rich Opémisca Group; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, no. 8, p. 1169–1189, doi: 10.1139/e86-115
- Racicot, D. 1980. Géochimie et métallogénie de la partie orientale du pluton de Chibougamau; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV 758, 29 p., 21 plans.
- SIGÉOM, 2016. SIGÉOM (ressource électronique): Système d'Information Géominière à référence spatiale. Regroupement des données géoscientifiques aux échelles 1/20 000 et 1/50 000; Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec, URL. Disponible sur : <http://sigeom.mines.gouv.qc.ca>.

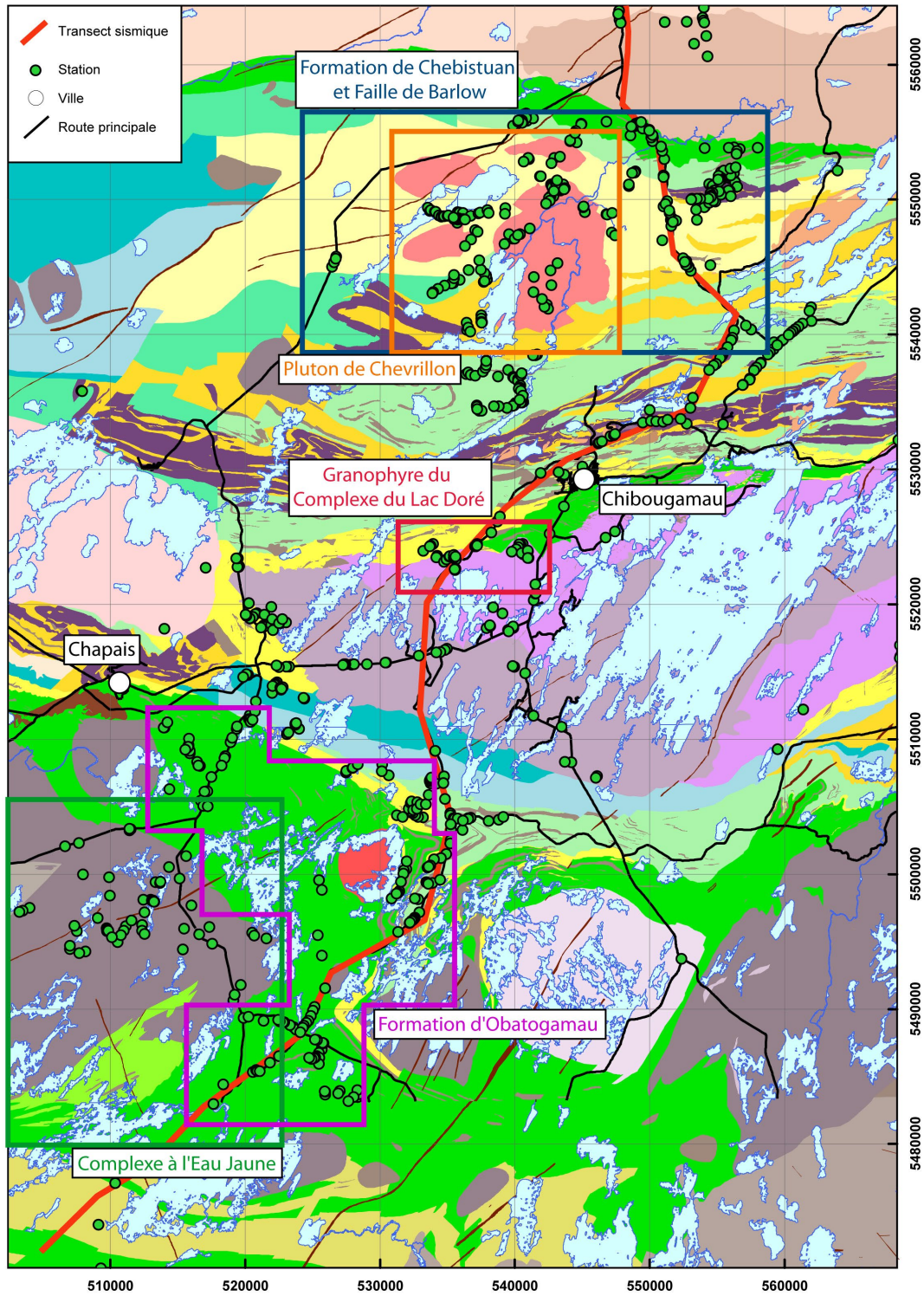


Figure 1: Carte géologique régionale de la région de Chibougamau (compilation SIGÉOM, 2018) indiquant le tracé du levé sismique ainsi que les secteurs étudiés plus en détail. Les points verts correspondent aux stations d'observation de la campagne sur le terrain de 2018. La légende paraît à l'annexe A.

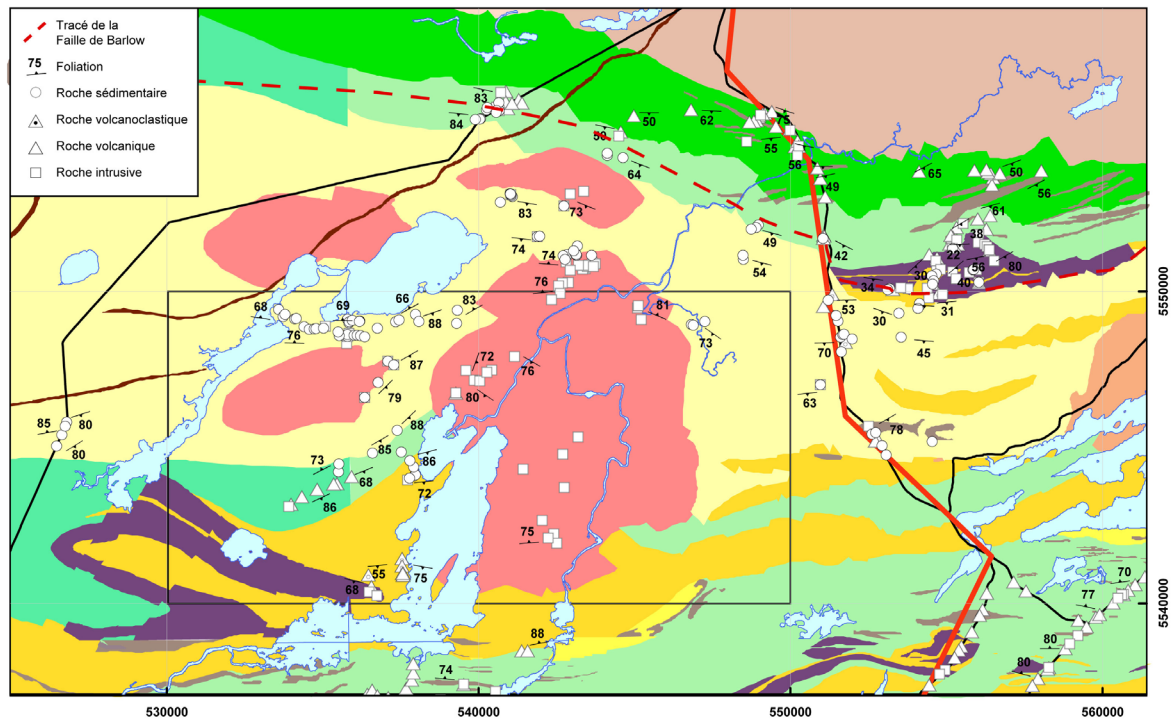



























Figure 2: Carte géologique du bassin de la Formation de Chebistian (Daigneault et Allard 1990, Leclerc et al. 2015). La légende paraît à l'annexe A.



Figure 3: Unités lithologiques et styles structuraux associés à la Faille de Barlow : a) séquence de conglomérat-grès de la Formation du Chebistuan, dans laquelle les conglomérats sont typiquement polygéniques, jointifs et à fragments arrondis; b) conglomérat polygénique aux fragments beaucoup plus aplatis à proximité de la Faille de Barlow et dont les fragments plus mafiques affichent la texture poivre et sel associée au métamorphisme au faciès des amphibolites; c) style structural de la partie centrale de la Faille de Barlow dans des coulées mafiques, caractérisé par une schistosité dominante, un pendage très faible et une linéation d'étirement très développée; d) roches volcaniques mafiques au nord de la Faille de Barlow métamorphosées au faciès des amphibolites; la roche devient rubanée, est recristallisée et comporte de nombreux porphyroblastes d'amphibole et les bordures de coussins très étirés sont rehaussées par la chloritisation de couleur verdâtre.

ANNEXE A - LÉGENDE GÉOLOGIQUE

Formations volcaniques et sédimentaires	Intrusifs synvolcaniques	Intrusifs syntectoniques
 Formation de Chibougamau	 Complexe de Cummings	 Pluton de Chevrillon
 Dyke protérozoïque	 Pluton de Chibougamau	 Pluton de Barlow
 Formation de Chebistuan	 Complexe du Lac Doré	 Pluton d'Opémisca
 Formation d'Haüy	 Pluton de Lapparent	 Pluton de Muscocho
 Formation de Stella	 Pluton de La Dauversière	
 Formation de Caopatina		
 Formation de Blondeau		 Autre intrusif
 Formation de Bruneau	 Sousprovince de Grenville	
 Formation de Guilman	 Sousprovince d'Opatica	
 Formation de Waconichi		
 Formation d'Obatogamau		
 Formation de Chrissie		
 Formation des Vents		

Géométrie, géochimie et mode de mise en place du Complexe d'Eau Jaune, région de Chibougamau, Québec

M. Kieffer, L. Mathieu et D. Gaboury

Centre d'études sur les ressources minérales, Département des sciences appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec G7H 2B1

INTRODUCTION

Le Complexe d'Eau Jaune (CEJ) est une intrusion polyphasée située dans la région de Chibougamau, au nord-est de la Sous-province de l'Abitibi. Les roches du CEJ ont été soumises à des déformations ductiles et à un haut degré de métamorphisme; ainsi ce complexe pourrait représenter l'un des rares exemple de croûte profonde documenté en Abitibi. Il s'agit d'un complexe peu étudié dont la profondeur de mise en place, le mécanisme de remontée, l'âge et la relation avec la stratigraphie de la région de Chibougamau restent indéterminés.

La superficie du CEJ, de plusieurs centaines de kilomètres carrés, en fait l'une des plus importantes intrusions du transect sismique du projet *Metal Earth* dans la région de Chibougamau. Cependant, peu de travaux ont été consacrés au CEJ et leurs résultats ne permettent pas de statuer sur la nature (géochimie) et la géométrie du complexe, ni même sur sa structure et sa profondeur de mise en place. Par conséquent, il est difficile de replacer le CEJ dans son cadre stratigraphique, ce qui est pourtant essentiel à l'interprétation du transect de Chibougamau. De plus, un indice de molybdène (Mo), connu depuis les années 1970, a été redécouvert en 2009 dans l'une des phases du CEJ. Cet indice, appelé Moly-Desgagné (ou Lac Sébastien), correspond à une série de six décapages récents (2009 à 2017) situés dans le nord-est du complexe, à proximité du contact entre deux phases magmatiques (figure 1). À l'heure actuelle, il s'agit de l'un des deux indices de Mo documentés dans la région de Chibougamau, le premier correspondant au gîte MOP-II à Au-Cu-Mo situé au nord-ouest de Chibougamau (Lépine, 2009).

Le CEJ a fait l'objet de travaux cartographiques au cours de l'été 2018, afin d'apporter de nouvelles données au projet de cartographie du transect sismique de Chibougamau. Ces travaux avaient pour objectif principal de documenter les différentes phases du CEJ, leurs relations à la déformation et au métamorphisme, ainsi que les aspects chronologiques de leur mise en place. Le second objectif était de déterminer la relation entre l'indice de Mo et l'évolution géologique du complexe. Le présent rapport fait état des résultats de cartographie préliminaires pour le CEJ et pour les décapages de l'indice Moly-Desgagné.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

La Sous-province archéenne de l'Abitibi est constituée d'un assemblage de roches volcaniques et sédimentaires recoupées par des intrusions. Les grandes masses plutoniques de la Sous-province de l'Abitibi sont peu étudiées, car elles sont généralement considérées comme étant stériles par rapport aux roches volcaniques. Le CEJ ne fait pas exception à la règle. La synthèse des informations disponibles sur le CEJ et sa relation avec la stratigraphie locale est présentée ci-après. Elle illustre la problématique soulevée par l'interprétation du transect sismique du projet *Metal Earth* dans la région de Chibougamau.

Le CEJ est situé à l'extrémité est du Massif de Lapparent (figure 1), qui est une masse pré-tectonique de gneiss tonalitique à dioritique appartenant à la série de type tonalite-trondhjémite-granodiorite (TTG) et correspondant à des niveaux crustaux profonds exhumés par l'action de mécanismes encore peu documentés (Mueller et al. 1989; Chown et Mueller 1992; Chown et al. 2002). Ce point est particulièrement important en ce qui concerne le projet *Metal Earth*, puisque l'exhumation des parties profondes de la croûte est caractéristique des orogènes post-archéens et que la croûte ancienne pourrait ne pas être suffisamment rigide pour permettre le développement de ce type de processus (Zibra et al. 2017). La documentation d'un processus d'exhumation en Abitibi permettrait donc de mieux renseigner la question de la transition néoarchéenne entre les processus tectoniques anciens et modernes. Le Massif n'a pas été daté et est recoupé par des plutons polyphasés tonalitiques syn- à post-tectoniques, dont fait potentiellement partie le CEJ (Racicot et al. 1984; Midra et al. 1991).

Le CEJ a été interprété comme une intrusion faisant partie de la série de type TTG et mise en place à la transition entre les périodes synvolcanique et syntectonique (Legault 2003; Faure 2012). Selon Tait (1992), le CEJ est formé d'une phase précoce mineure de diorite à diorite quartzifère (I), et de trois phases tardives de tonalite (II, III et IV), qui contiennent des enclaves de roches volcaniques. La phase I est considérée comme étant possiblement synvolcanique tandis que les phases II, III et IV seraient syntectoniques. Cela diffère de l'interprétation de Chown et al. (2002), selon laquelle la totalité du CEJ serait synvolcanique. Aucune des phases magmatiques du CEJ n'a fait l'objet d'une datation absolue et les données géochimiques disponibles sont insuffisantes pour conclure sur la nature synvolcanique à syntectonique des différentes phases du CEJ.

L'intrusion polyphasée du CEJ est donc en contact avec les roches appartenant au Massif de Lapparent, à l'ouest. Elle est également en contact avec les basaltes de la Formation d'Obatogamau à l'est, et surtout avec les plus anciennes laves de la Sous-province de l'Abitibi au nord-est et au sud (figure 1). En effet, le CEJ est en contact avec les roches volcaniques intermédiaires datées à $2791,4 \pm 3,7/-2,8$ Ma (Leclerc et al., 2010; David et al. 2011) appartenant à la Formation de Chrissie. Il est également en contact avec des roches volcaniques mafiques et felsiques datées à $2798,7 \pm 0,7$ Ma (Mueller et al. 1989; Davis et al., 2014), qui ont initialement été désignées sous le nom de Membre des Vents par Potvin (1991) mais appelées Formation des Vents par Leclerc et al. (2017). Il s'agit des plus anciennes roches de la région de Chibougamau et de la Sous-province de l'Abitibi. Mueller et al. (1989) et Tait (1992) ont émis l'hypothèse selon laquelle le CEJ serait un complexe subvolcanique qui aurait alimenté le volcanisme de la Formation des Vents, laquelle serait donc comagmatique avec le CEJ. Ainsi, le CEJ serait du même âge, ou plus ancien, que la Formation des Vents. Or, le CEJ n'a pas été daté, la Formation de Chrissie et la Formation des Vents affleurent peu et leurs relations avec l'intrusion du CEJ sont peu documentées.

UNITÉS LITHOLOGIQUES DU CEJ ET MÉTAMORPHISME

Les principales unités lithologiques observées dans le CEJ sont des roches intrusives de composition felsique à intermédiaire. Les limites entre les différentes « phases » du CEJ, telles que définies sur la carte dressée par le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec (SIGÉOM, 2016 ; figure 1), seront utilisées afin de présenter et de situer les résultats préliminaires. Ainsi, la phase centrale (CEJ3) est caractérisée par une tonalite à grain grossier (1–3 mm en moyenne), qui semble être assez homogène d'un affleurement à l'autre (figure 2a). La phase intermédiaire (CEJ2) est homogène dans la partie ouest-sud-ouest du complexe, où il s'agit encore d'une tonalite à grain grossier. Cette dernière est toutefois différente de la tonalite observée dans la phase CEJ3, car elle est plus altérée, plus pâle et renferme fréquemment des baguettes d'amphiboles. Le reste de la phase CEJ2 n'est pas homogène puisqu'elle contient d'autres unités lithologiques associées à la tonalite citée précédemment : de la diorite à grain grossier, de la diorite à grain fin, des injections felsiques ainsi que des roches mafiques (amphibolites

généralement). Bien qu'elle semble constituer l'unité lithologique la plus représentative de la phase CEJ2, la diorite est plus ancienne que la tonalite car elle est systématiquement recoupée par cette dernière ou retrouvée en enclave (figure 2b). Des dykes d'aspect bréchiq ue recoupent l'ensemble de ces unités. Ils sont constitués de fragments d'aplite entourés par des rubans de quartz grisâtre (figure 2c). Il est à noter que la partie la moins homogène de la phase CEJ2 est rubanée sur la majorité des affleurements visités. La phase CEJ1–CEJ (indéterminé), localisée sur le pourtour est et sud-est du complexe, est représentée par une diorite, très souvent rubanée et ici encore recoupée par des injections tonalitiques, mais moins abondantes que celles observées dans la phase CEJ2.

Des enclaves de roches volcaniques métamorphisées au faciès des amphibolites ont été relevées sur l'ensemble de la partie est du complexe. Les glomérocristaux de feldspaths, dont la dimension varie de 2 mm à 4 cm, indiquent qu'il s'agit probablement d'enclaves provenant de la Formation d'Obatogamau (figure 2d). Les phases du CEJ contenant ces enclaves ne peuvent donc pas être comagmatiques avec la Formation des Vents.

L'indice Moly-Desgagné se trouve dans la phase CEJ2 et ses décapages mettent en évidence la complexité de l'intrusion ainsi que le degré de métamorphisme des roches de cette phase. Ainsi, il montre l'ensemble des unités lithologiques de la phase CEJ2, rubanées, plissées, déformées et métamorphisées au faciès des amphibolites. Localement, des couloirs de déformation contenant de la chlorite indiquent que ces roches ont subi un métamorphisme rétrograde.

DÉFORMATION, ALTÉRATION ET MINÉRALISATION

Les décapages de l'indice Moly-Desgagné constituent la meilleure exposition d'affleurements pour étudier les différents épisodes de déformation, ainsi que la minéralisation en Mo. Ils montrent une foliation peu marquée (ancienne), orientée nord–sud et avec un faible pendage vers l'est (N025°/20°), bien que celle-ci renferme une linéation d'étirement à faible plongée vers l'est (20°). Cette foliation est localement plissée, avec des plis ouverts à asymétriques de taille centimétrique, dont l'axe est colinéaire aux linéations d'étirement. La foliation dominante est quant à elle orientée N110–130° et est marquée par un alignement des amphiboles et des feldspaths (faciès métamorphique des amphibolites). Elle s'accompagne de couloirs de déformation subverticaux et orientés est–ouest (mylonites anastomosées). Les dykes d'aspect bréchiq ue orientés est–ouest sont probablement associés à cet épisode de déformation, les rubans de quartz étant typiques des mylonites. Aucune relation de recoupement direct n'a été observée entre les deux fabriques. Il est donc possible que la foliation nord–sud ait subi un raccourcissement qui aura eu pour résultat de la réorienter selon une direction est–ouest. Plusieurs autres affleurements du CEJ ont également une texture fortement foliée, pratiquement gneissique, orientée dans une direction N110–130°. Ils sont situés uniquement dans le prolongement de la zone de déformation de l'indice Moly-Desgagné, ce qui permet de soupçonner la présence d'une zone de déformation de plus grande échelle. Enfin, certains couloirs de déformation est–ouest sont totalement remaniés par une altération rétrograde en chlorite. La foliation ancienne y est toujours faiblement présente en bordure. Cette chloritisation implique une circulation de fluides hydrothermaux d'altération rétrograde. La schistosité est–ouest est alors confinée aux couloirs de déformation ayant subi les effets de l'altération rétrograde causée par les fluides hydrothermaux.

Outre la chloritisation, l'activité hydrothermale se manifeste sous forme de différentes générations de veines de tourmaline, de quartz-tourmaline et de quartz dans des réseaux de fractures cassantes. La présence de pyrite dans certaines veines de quartz et d'aplite résulte de conditions thermiques en équilibre avec un degré de métamorphisme au faciès des schistes verts. Le système hydrothermal ne peut donc se manifester qu'à partir du dernier épisode de déformation. Cinq familles de veines ont été individualisées, et les relations de recoupement indiquent la chronologie de mise en place suivante :

1. Une première génération de veines de quartz blanc massif orientées N110–130° est confinée aux zones de cisaillement affectées par une altération rétrograde en chlorite ; les veines sont à faible pendage, contiennent des cubes de pyrite et présentent localement une texture saccharoïde.
2. Des veines de quartz orientées N020–045°, également sécantes à la foliation des roches encaissantes; de la même façon, un dyke d'aplite de direction similaire (N090°) recoupe cette foliation.
3. Une première génération de veines de tourmaline noire de direction oscillant autour de N130°.
4. Des veines de tourmaline noire orientées N020° réempruntant localement des veines de quartz.
5. Une génération tardive de veines de tourmaline noire de direction N175° recoupant les veines de l'ensemble des épisodes précédents; la figure 3 est un exemple des différentes générations de veines de quartz, de quartz-tourmaline et de tourmaline observées sur l'un des décapages de l'indice Moly-Desgagné.

La minéralisation en Mo est majoritairement située aux épontes des veines de quartz présentes dans les zones de cisaillement est–ouest affectées par l'altération rétrograde en chlorite. L'exemple le plus marquant est la poche de molybdénite massive en bordure d'une veine de quartz, qui constitue l'affleurement de découverte de l'indice Moly-Desgagné dans les années 1970 (figure 2e). Toutefois, il est également possible de voir des flocons de molybdénite dans des veines de tourmaline noire plus tardives. Le système hydrothermal évoluant dans le temps, la minéralisation en Mo peut s'être effectuée en plusieurs pulses.

Enfin, une altération en carbonates (ankérite) est observée autour des veines de quartz orientées est–ouest. Une altération est également associée aux veines de tourmaline noire, et se distingue par un changement de teinte de la roche encaissante et par l'apparition de petits cubes de pyrite (1–2 mm; figure 2f). Cette altération détruit les fabriques anciennes.

DISCUSSION ET CONCLUSION

Les travaux de cartographie réalisés durant l'été 2018 ont permis de faire ressortir la complexité de l'intrusion, tant au niveau lithologique que métamorphique. Les différentes unités lithologiques et les relations de recoupement relevées démontrent que la phase dioritique est la plus ancienne. Dans la phase CEJ2, elle est souvent retrouvée en enclaves ou en lambeaux dans la tonalite, qui constitue pourtant l'unité lithologique minoritaire. En revanche, la tonalite de la phase CEJ3 est homogène, dénuée d'enclaves de diorite et la roche est peu déformée, ce qui pourrait indiquer que cette phase est plus tardive.

Le haut degré de métamorphisme des roches de la phase CEJ2, et plus particulièrement des unités lithologiques de l'indice Moly-Desgagné et des affleurements ayant des caractéristiques similaires (rubanement), implique un niveau crustal profond. Ces roches au faciès métamorphique des amphibolites sont déshydratées. Il est donc difficile de penser que les parties plus profondes soient à l'origine de fluides métamorphiques rétrogrades. L'hypothèse d'un système intrusif tardif est donc privilégiée; celui-ci serait responsable de l'apport des fluides hydrothermaux à l'origine des minéralisations rétrogrades en chlorite, molybdénite et ankérite. Un bon candidat serait un dyke à feldspaths potassiques situé 1 km au nord de l'indice Moly-Desgagné. Ce dyke de direction N050° est sécant à la foliation et sa mise en place remonte donc à une époque plus tardive que le dernier des épisodes de déformation cités plus haut. Il pourrait être lié à la phase centrale du complexe (CEJ3), qui semble elle aussi avoir été mise en place de façon tardive par rapport à la déformation, déterminant ainsi l'âge de la minéralisation.

TRAVAUX FUTURS

Les différentes unités lithologiques identifiées dans le CEJ feront l'objet d'une analyse pétrographique et géochimique afin de vérifier la classification des roches établie sur le terrain. Cela permettra de vérifier l'affinité des phases et leur appartenance à la série de type TTG et de tester l'hypothèse d'un comagmatisme entre les différentes phases. Cela permettra également de vérifier le lien entre le dyke tardif à feldspaths potassiques et la phase centrale CEJ3. Le degré de métamorphisme de certaines de ces roches sera mesuré à partir des amphiboles. Le but est d'estimer les conditions de mise en place de l'intrusion du CEJ. Enfin, une datation absolue U-Pb sur des zircons provenant de la phase tonalitique de l'indice Moly-Desgagné permettra de contraindre l'histoire de la mise en place de l'intrusion. Une datation au rhénium-osmium réalisée sur la poche de molybdénite permettrait également de contraindre l'âge des épisodes de déformation.

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent tout particulièrement à remercier P. Houle pour avoir partagé son savoir et ses innombrables connaissances sur la région de Chibougamau, ainsi que pour son enthousiasme pour le projet. R. Daigneault, P. Bédard et P. Bedeaux ont contribué significativement à la réflexion sur les épisodes de déformation et de métamorphisme. Merci à R. Simard pour la visite de terrain de la propriété Boma-la montagne. Les auteurs sont également reconnaissants au prospecteur L. Desgagné qui leur a permis l'accès aux décapages de l'indice Moly-Desgagné ainsi que pour son assistance lors du transport du matériel d'échantillonnage. Le premier auteur remercie également L.-P. Perron Desmeules, M. Desrochers, A. Brochu et M. Bellemare pour leur aide précieuse, mais surtout pour leur patience à toute épreuve lors des longues journées de cartographie sur les décapages de l'indice Moly-Desgagné.

Contribution MERC-ME2018-095 du Centre de recherches en exploration minérale provenant du Centre d'études sur les ressources minérales, Département des sciences appliquées, Université du Québec à Chicoutimi.

RÉFÉRENCES

- Chown, E. H. et Mueller, W. 1992. Basement influence on the supracrustal and plutonic evolution and deformation of an Archean greenstone belt; *in* Proceedings of the Seventh International Conference on Basement Tectonics, Kingston, Ontario, August 1987, v. 1, p. 465–476.
- Chown, E. H., Harrap, R. et Moukhsil, A. 2002. The role of granitic intrusions in the evolution of the Abitibi belt, Canada; *Precambrian Research*, v. 115, p. 291–310.
- David, J., McNicoll, V., Simard, M., Bandyayera, D., Hammouche, H., Goutier, J., Pilote, P., Rhéaume, P., Leclerc, F. et Dion, C. 2011. Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2009–2010 ; Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, rapport RP 2011-02(A), 2–p.
- Davis, D.W., Simard, M., Hammouche, H., Bandyayera, D., Goutier, J., Pilote, P., Leclerc, F. et Dion, C. 2014. Datations U-Pb effectuées dans les provinces de Supérieur et de Churchill en 2011–2012 ; Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, rapport RP 2014-05, 62 p.
- Faure, S. 2012. Réévaluation de la géologie et des modèles d'exploration pour l'or dans le segment Caopatina–Desmaraisville, sud de Chibougamau ; CONSOREM, rapport Projet CONSOREM 2012-02, 68 p.
- Leclerc, F., Houle, P. et Rogers, R. 2010. Géologie de la région de Chapais (32G15-200-0101); Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, rapport RP 2010-09, 19 p.

- Leclerc, F., Roy, P., Houle, P., Pilote, P., Bédard, J. H., Harris, L. B., McNicoll, V. J., van Breemen, O., David, J. et Goulet, N. 2017. Géologie de la région de Chibougamau ; Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, rapport RG 2015-03, 97 p.
- Legault, M. 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.
- Lépine, S. 2009. Le gîte à Au-Cu-Mo de MOP-II (Chibougamau, Québec) : un porphyre Archéen déformé ; mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, 206 p.
- Midra, R., Chown, E. H. et Tait, L. 1991. Géologie de la région du lac Dickson (bande Caopatina–Desmaraisville) ; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, rapport MB 91-30 (cf. ET 90-01), 65 p.
- Mueller, W., Chown, E. H., Sharma, K. N. M., Tait, L. et Rocheleau, M. 1989. Paleogeographic and paleotectonic evolution of a basement-controlled Archean supracrustal sequence, Chibougamau–Caopatina, Quebec; *Journal of Geology*, v. 94, no. 4, p. 399–420.
- Potvin, R. 1991. Étude volcanologique du centre felsique du Lac des Vents, région de Chibougamau ; mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, 132 p.
- Racicot, D., Chown, E. H. et Hanel, T. 1984. Plutons of the Chibougamau–Desmaraisville Belt: A preliminary survey; *in* Chibougamau–Stratigraphy and Mineralization, J. Guha et E.H. Chown (éd.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, p. 178–197.
- SIGÉOM, 2016. SIGÉOM (ressource électronique): Système d'Information Géominière à référence spatiale. Regroupement des données géoscientifiques aux échelles 1/20 000 et 1/50 000 ; Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, URL <http://sigeom.mines.gouv.qc.ca>.
- Tait, L. 1992. Géologie de la région du lac à l'Eau Jaune (Territoire-du-Nouveau-Québec) ; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, rapport MB 91-29 (cf. ET 90-08), 86 p.
- Zibra, I., Korhonen, F. J., Peternell, M., Weinberg, R. F., Romano, S. S., Braga, R., De Paoli, M. C. et Roberts, M. 2017. On thrusting, regional unconformities and exhumation of high-grade greenstones in Neoproterozoic orogens. The case of the Waroonga Shear Zone, Yilgarn Craton; *Tectonophysics*, v. 712–713, p. 362–395.

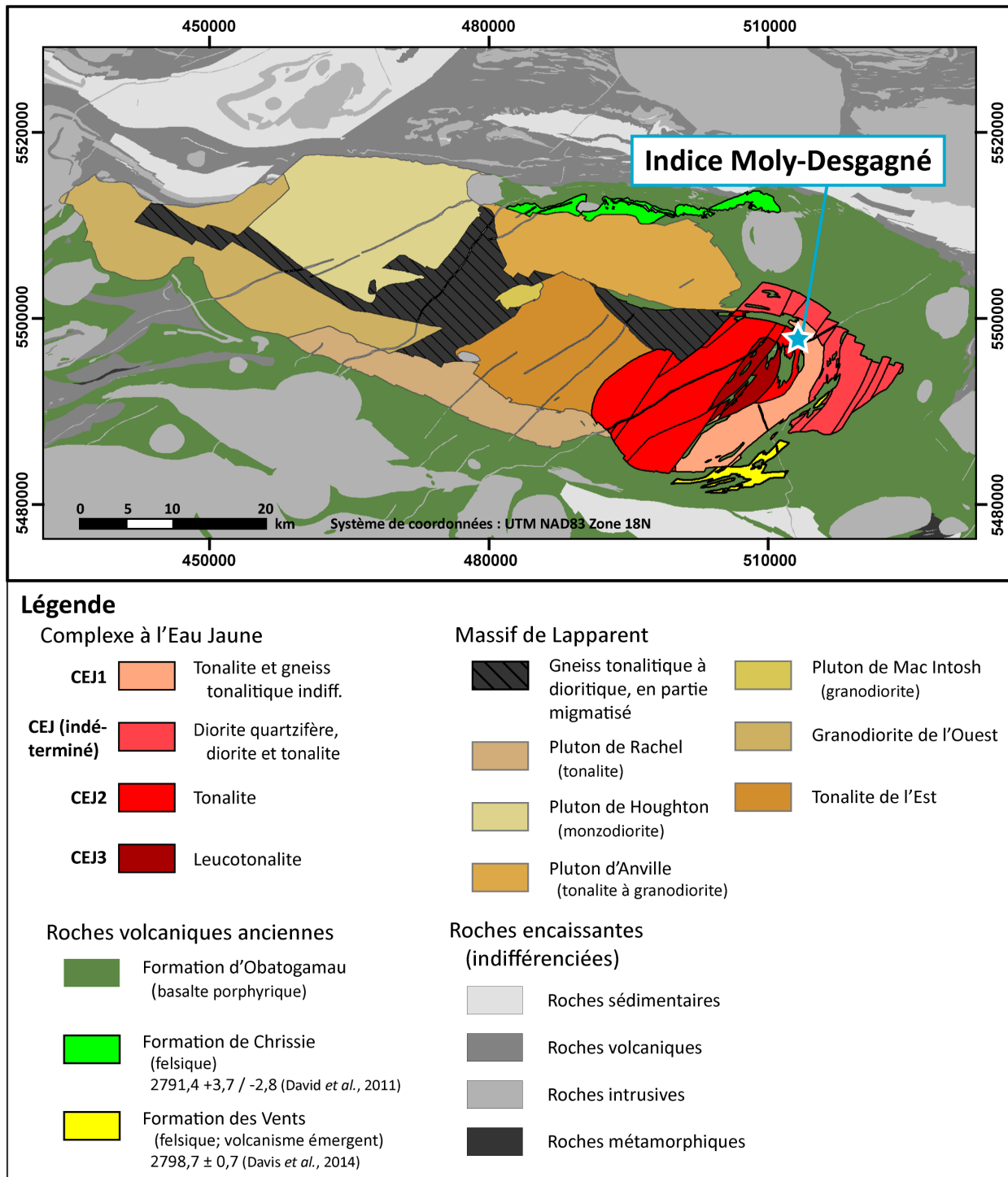


Figure 1. Carte géologique simplifiée de la région du Complexe d'Eau Jaune, réalisée à partir des données du Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec (SIGÉOM, 2016) ; légendes d'après Racicot et al. (1984), Mueller et al. (1989), Midra et al. (1991), Leclerc et al. (2010) et SIGÉOM (2016). Abréviation : indiff., indifférenciés.

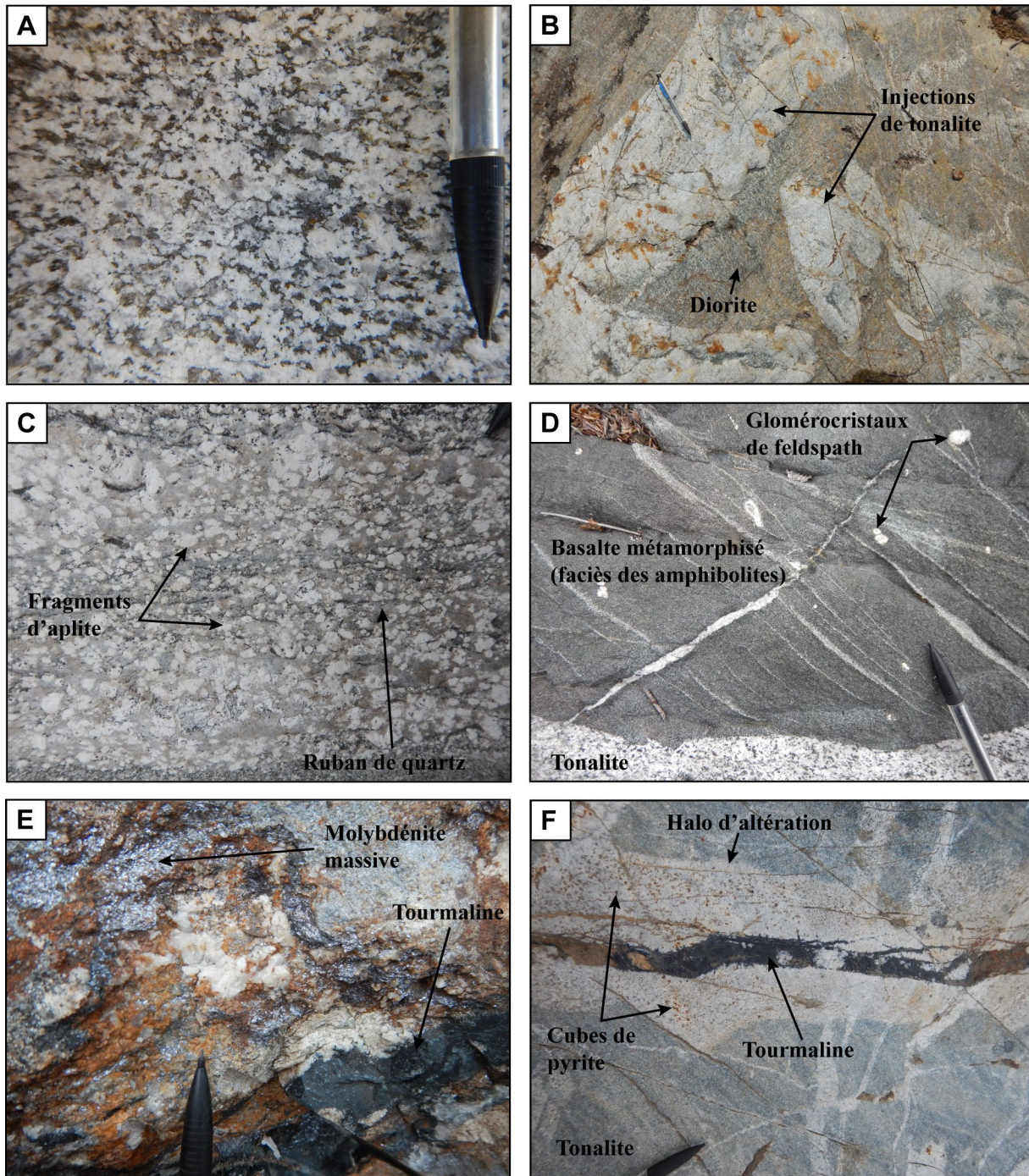


Figure 2. Photographies prises dans le Complexe d'Eau Jaune (la pointe du crayon indique le nord) montrant : **a)** une tonalite située dans la phase CEJ3 ; **b)** une injection de tonalite (teinte claire) dans de la diorite; **c)** un dyke à texture bréchique : fragments d'aplite autobréchifiée entourés par un ruban de quartz; **d)** un enclave de basalte à glomérocristaux de feldspaths (Formation d'Obatogama) métamorphisé au faciès des amphibolites, dans une tonalite de la phase CEJ3; **e)** une veine de tourmaline noire dans de la tonalite, avec un halo d'altération (lessivage) contenant des cubes de pyrite (indice Moly-Desgagné); **f)** une poche de molybdénite massive située sur l'affleurement de découverte de l'indice Moly-Desgagné.

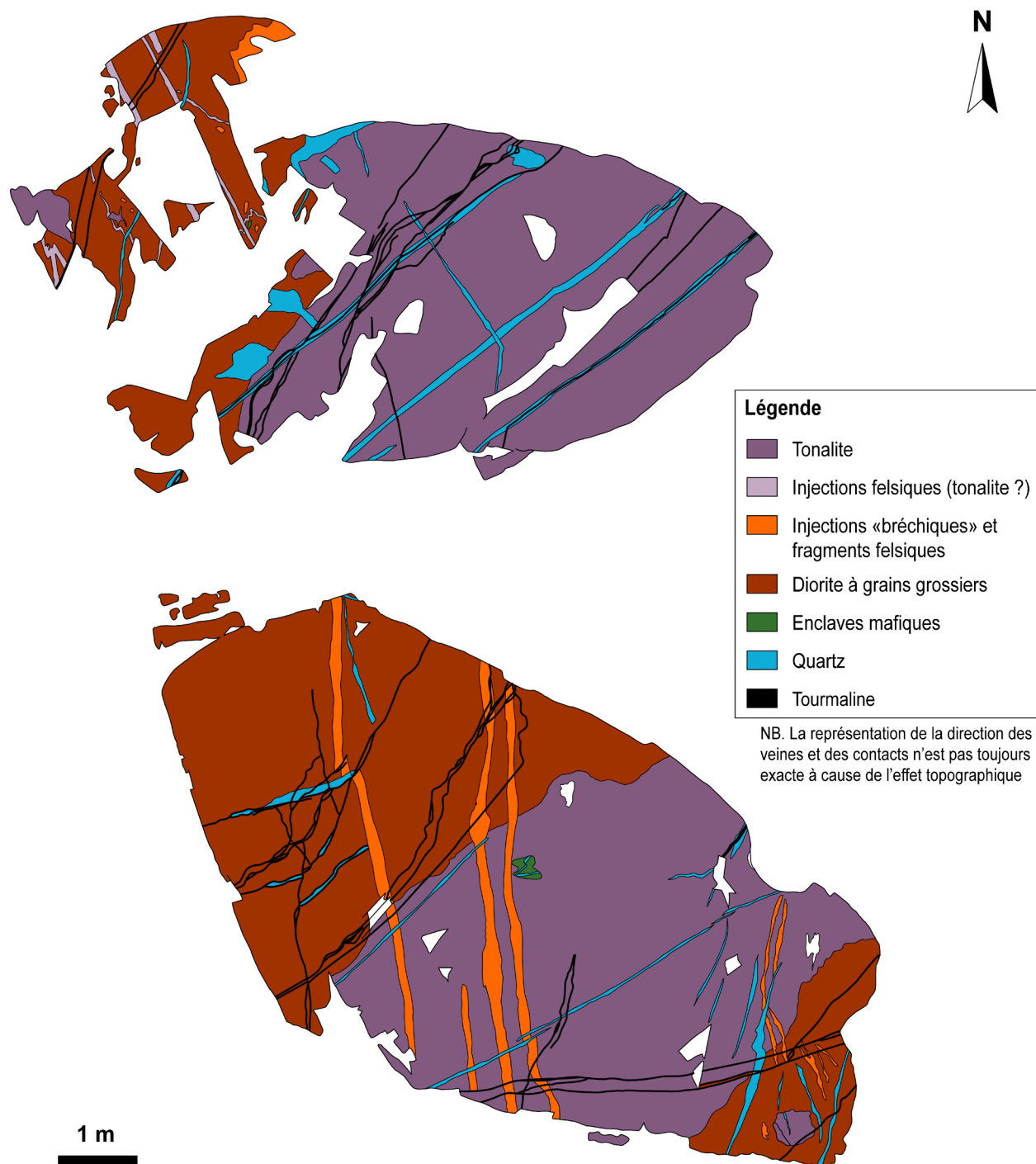


Figure 3. Cartographie préliminaire de l'un des décapages de l'indice Moly-Desgagné montrant les principales unités lithologiques rencontrées dans le Complexe d'Eau Jaune, ainsi que les différentes générations de veines de quartz, de quartz-tourmaline et de tourmaline.

Origine du ‘sodagranophyre’ du Complexe du Lac Doré et minéralisations associées, région de Chibougamau, Sous-province de l’Abitibi, Québec

Y. Ahmadou, L. Mathieu et D. Gaboury

¹Centre d’études sur les ressources minérales, Département des sciences appliquées, Université du Québec à Chicoutimi

INTRODUCTION

Pendant l’été 2018, dans le cadre de la campagne de cartographie du transect sismique réalisé par le biais du projet *Metal Earth*, une étude a été initiée sur le granophyre sodique du Complexe lité du Lac Doré (CLD) et les minéralisations qui s’y trouvent encaissées. Ce rapport présente un aperçu des travaux réalisés, des premiers résultats obtenus et des travaux planifiés pour les prochains mois.

Le granophyre sodique du CLD, nommé « sodagranophyre » par G.O. Allard en 1976, correspond aux unités de roches felsiques à texture granophyrique situées dans la partie supérieure du CLD qui est situé au cœur de la région de Chibougamau, à l’extrémité est de la Sous-province de l’Abitibi. Il s’agit d’une intrusion litée synvolcanique, déformée et métamorphisée, de composition mafique à ultramafique, encaissée dans les matériaux mis en place par le premier cycle volcanique bimodal (c’est-à-dire passant de mafique à felsique) caractérisant l’empilement stratigraphique de la région. Le sodagranophyre pourrait correspondre à la partie supérieure de la chambre magmatique du CLD, qui était en contact direct avec l’encaissant volcanique et les fluides hydrothermaux des systèmes de type sulfures massifs volcanogènes (SMV) qui se sont développés autour du CLD.

Le processus de formation du sodagranophyre dans le CLD est mal connu. Certains auteurs l’interprètent comme étant le produit d’une différenciation du magma (Alfaro, 1990) tandis que d’autres évoquent une contamination de ce magma par les rhyolites du premier cycle volcanique qui l’encaissent (Daigneault et Allard, 1990). La présence de minéralisations à Cu-Au, qui prennent la forme de veines de quartz-carbonate à sulfures, a été notée dans le sodagranophyre, mais ces dernières n’ont jamais été étudiées ni documentées en vue de définir le contexte géologique. L’origine du sodagranophyre et sa relation avec les minéralisations à Cu-Au est un problème géologique ayant de l’importance pour la compréhension de la région de Chibougamau.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

La région de Chibougamau est localisée à l’extrémité nord-est de la ceinture archéenne de roches vertes de l’Abitibi, qui est limitée à l’est par le front de Grenville et au nord par la Sous-province d’Opatica. La stratigraphie de la région de Chibougamau est dominée par deux cycles volcaniques bimodaux constituant le Groupe de Roy, sur lequel repose en discordance les roches sédimentaires du Groupe d’Opémiska (figure 1; Norman, 1937; Daigneault et Allard, 1990; Daigneault et al., 1990; Leclerc et al., 2008; Leclerc et al., 2011).

Le premier cycle volcanique (de 2730 à 2726 Ma; Leclerc et al., 2011) comprend, à sa base, la Formation d’Obatogamau (Midra, 1989; Leclerc et al., 2008) surmontée par la Formation de Waconichi (Daigneault et Allard, 1990; Leclerc et al., 2011; Clairet et Gaboury, 2017), tandis que le second cycle

(de 2724 à 2717 Ma; Mortensen, 1993; Leclerc et al., 2011; Davis et al., 2014) est constitué des formations de Bruneau, de Blondeau et de Bordeleau (Caty, 1979; Lefebvre, 1991; Leclerc et al., 2008; Bédard et al., 2009; Leclerc et al., 2011).

Les roches du Groupe de Roy sont recoupées par des intrusions de gros volume, telles que le CLD (2728–2727 Ma) et les filons-couches de Cummings (Daigneault et Allard, 1990; Bédard et al., 2009; Leclerc et al., 2011), ainsi que par plusieurs plutons de composition intermédiaire à felsique. De 1955 à 2008, la région de Chibougamau a produit 1,57 Mt de Cu, 176,1 t d’Au, 108,8 t d’Ag et 0,7 Mt de Zn, principalement à partir des veines à Cu±Au de type Lac Doré (Pilote et Guha, 2006; Leclerc et al., 2012).

GÉOLOGIE LOCALE

Le sodagranophyre occupe les parties sommitales du CLD, où il est reconnu sur ses deux flancs (figure 1; Allard, 1976; Daigneault et Allard, 1990). Le CLD, daté à 2728,3 +1,2/-1,1 Ma (Mortensen, 1993), est exposé sur une épaisseur qui varie de 5 à 7 km sur près de 53 km de longueur (Daigneault et Allard, 1990). Il est encaissé par les roches du premier cycle volcanique, pour lequel il semble avoir servi de chambre magmatique (Bédard et al., 2009; Polat et al., 2018). Le CLD représente le cœur de la région de Chibougamau parce qu’en plus de tenir le rôle de moteur thermique possible des minéralisations de type SMV, il est aussi l’encaissant de l’ancien camp minier central à Cu-Au (Pilote et Guha, 2006; Leclerc et al., 2012) et l’hôte de dépôts de Fe-Ti-V (Taner et al., 1998; Girard et D’Amour, 2015).

Par analogie aux autres intrusions litées (par ex., Bushveld), le CLD a été divisé principalement en trois séries (Daigneault et Allard, 1990; Leclerc et al., 2017). La zone inférieure est majoritairement constituée d’anorthosite et d’anorthosite gabbroïque, et comprend les sous-zones à magnétite et à péridotite. La zone litée se compose d’une alternance de lits de ferrogabbro à magnétite, de magnétite vanadifère, de gabbro anorthositique, de dunite, de péridotite, de pyroxénite et de ferrodiorite. La partie supérieure du complexe est constituée d’une zone de granophyre et d’une zone de bordure discontinue (Allard, 1976).

La zone de granophyre est située au-dessus de la zone litée (figure 1). Son contact supérieur se présente sous deux formes (Daigneault et Allard, 1990) : à certains endroits, il est en contact direct avec les roches volcaniques felsiques de la Formation de Waconichi et en d’autres endroits, il est en contact graduel avec la zone de bordure qui le sépare des roches volcaniques. Cette étude se concentre sur la partie du granophyre sodique située à proximité du transect sismique, là où cette unité est en contact avec les roches volcaniques de la Formation de Waconichi (figure 1).

LE SODAGRANOPHYRE ET SES MINÉRALISATIONS

Le terme « sodagranophyre » est utilisé pour désigner les roches felsiques du CLD à cause de la texture granophyrique de ces unités, de leur teneur importante en Na₂O (de 5 à 6 %) et de leur faible contenu en K₂O (Allard, 1976). Il s’agit d’une tonalite leucocrate à localement mélanocrate (Alfaro, 1990) constituée de quartz, de plagioclase (An₁₀) et de chlorite, et contenant des traces d’épidote, d’actinote et une petite quantité de minéraux accessoires comme le zircon, l’apatite, la magnétite et la pyrite (Daigneault et Allard, 1990).

Les travaux de l’été 2018 ont été réalisés principalement dans la bande de sodagranophyre située sur le flanc nord du CLD (figure 1). Ces travaux visaient à étudier la zone de contact entre le sodagranophyre et les rhyolites de la Formation de Waconichi, à cartographier et échantillonner le sodagranophyre et à documenter les styles de minéralisations qu’il encaisse, en vue de déterminer l’origine du sodagranophyre et sa relation avec les systèmes hydrothermaux de la région de Chibougamau.

La cartographie de détail de quatre décapages dans deux secteurs minéralisés (Ramsey et Golden Moon; figure 1) a permis de déterminer que le sodagranophyre ne se présente pas sous la forme d'une bande de tonalite massive et homogène, mais plutôt qu'il présente des variations texturales et minéralogiques importantes.

Dans le secteur de Golden Moon, trois décapages qui appartiennent à la compagnie Fieldex Exploration Inc., ont fait l'objet d'études. Deux faciès de sodagranophyre ont été identifiés (figure 2a, b) : 1) le faciès à grain grossier (figure 3a), qui représente 70 % de la surface des décapages étudiés, a une granulométrie qui varie de moyenne à grossière (1–7 mm) et se compose de quartz (60 %), de feldspath (30 %), d'épidote (3–5 %), d'ankérite (3 %), de magnétite (2 %) et de traces de pyrite; 2) le faciès à grain fin (figure 3b), qui représente jusqu'à 25 % des décapages étudiés, présente une granulométrie fine (1 mm) et est constitué de feldspath (55 %), de quartz (30 %), d'épidote (3–8 %), d'ankérite (2–5 %), de magnétite (1 %) et de traces de pyrite.

Le contact entre ces deux faciès est net, irrégulier, parfois en forme de demi-cercle ou occupé par une zone présentant un litage modal (figure 3c, d). Des petits dykes d'aplite ont également été identifiés (figure 2b, c); leur présence se remarque parfois au contact des deux faciès de sodagranophyre et leur forme généralement rectiligne à légèrement ondulante est parfois discontinue.

L'indice Golden Moon (37,7 g/t d' Au, 73,9 g/t d' Ag, 2,5 % de Cu et 0,03 % de Zn; Sansfaçon, 2018) est une veine de quartz fumé, carbonate de fer et sulfures, de 5 à 20 cm d'épaisseur et de plus de 20 m de longueur. Un halo d'altération en séricite-chlorite-ankérite large de plus de 3 m est associé à cette veine. Ce secteur est caractérisé par la présence abondante de deux familles de veines pegmatitiques de quartz-carbonate, passant localement à une association minérale de quartz-magnétite±pyrite, d'orientation est-ouest et nord-sud (figure 3e).

Le secteur de Ramsey tient son nom d'un indice de Cu-Au (21,94 g/t d' Au, 171,40 g/t d' Ag et 6,0 % de Cu sur 0,50 m; Donovan, 1988), qui a fait l'objet d'une cartographie de détail (figure 2d). Dans ce secteur, uniquement le faciès à grain grossier du sodagranophyre a été identifié. Il est recoupé par des dykes de gabbro orientés est-ouest. Les travaux de cartographie ont permis de noter la présence d'une rhyolite porphyrique (figure 2d) de plus de 5 m de large en contact avec le sodagranophyre. Il s'agit probablement d'une rhyolite de la Formation de Waconichi. Le contact entre les deux unités est net, irrégulier et faillé par endroits. Un échantillon orienté recueilli dans la zone de contact a permis de déduire son attitude qui est de 105°/50° à cet endroit.

Dans ce secteur, la minéralisation correspond à une fracture remplie de sulfures orientée 280°/60–75° (figure 2d). La zone minéralisée est longue d'environ 80 m et épaisse de 2 cm à 1,5 m (figure 3f). La minéralisation est composée principalement de pyrite massive à semi-massive avec des traces de chalcopyrite. Un dyke mafique chloritisé, discontinu et à zones minéralisées en pyrite est présent dans la fracture sulfurée (figure 2d). Une altération en séricite-chlorite est observée sous forme d'un halo de plus de 2 m dans l'encaissant. Cette minéralisation ressemble au style des minéralisations à Cu-Au du camp minier central. Les deux familles de veines pegmatitiques à quartz-carbonate±pyrite ont aussi été identifiées sur ce décapage.

Les travaux réalisés au cours de l'été 2018 consistaient principalement en la collecte d'information sur les quatre décapages cartographiés, en l'échantillonnage des principales unités lithologiques présentes dans le secteur à l'étude et en la caractérisation des styles de minéralisations encaissées par le sodagranophyre. L'ensemble des données recueillies vont servir aux travaux de laboratoire qui seront entrepris lors des prochaines sessions universitaires.

TRAVAUX FUTURS

Le but principal de ce projet est de déterminer l'origine du sodagranophyre du CLD et de documenter les minéralisations qui y sont encaissées. Cela nécessite, en plus des travaux de cartographie sur le terrain, des observations minéralogiques et texturales au microscope, des analyses sur roches totales et des analyses *in situ* des sulfures, des oxydes et du quartz. Ces travaux permettront de déterminer si le sodagranophyre doit sa formation à la fusion partielle des rhyolites encaissantes, ou s'il est le produit de la différenciation magmatique du CLD. Cette détermination permettra de documenter la nature du contact entre le CLD et la Formation de Waconichi. Le second volet du projet vise à déterminer la relation entre le sodagranophyre et les minéralisations du camp minier central.

Par conséquent, au cours des deux prochaines sessions, les travaux de laboratoire consisteront à exploiter les données pétrographiques et chimiques recueillies. Les caractéristiques chimiques des dykes mafiques identifiés seront comparées à celles des dykes gris du camp minier central. Les signatures géochimiques des pyrites échantillonnées seront également comparées à celles des pyrites du camp minier central afin de caractériser le contexte géologique propre au gîte minéral du secteur à l'étude.

REMERCIEMENTS

Les auteurs expriment leur gratitude envers R. Daigneault et P. Bédard, tous deux professeurs à l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC), pour leur énorme contribution à ce projet. Il leur faut également remercier infiniment le chef d'équipe et chargé de projet, P. Bedeaux, postdoctorant à l'UQAC, pour sa patience, sa rigueur et son abnégation en vue de la réussite des travaux de cet été, ainsi que tous les autres membres de l'équipe pour le travail réalisé ensemble. Ils remercient aussi à P. Houle du Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, pour sa disponibilité à les accompagner sur le terrain et pour le matériel de scie à roche mis à leur disposition. Enfin, les propriétaires des décapages ayant fait l'objet d'études sont remerciés pour avoir donné aux auteurs l'accès à leurs propriétés.

Contribution MERC-ME2018-097 du Centre de recherches en exploration minérale provenant du Centre d'études sur les ressources minérales, Département des sciences appliquées, Université du Québec à Chicoutimi.

RÉFÉRENCES

- Alfaro, M. A. 1990. Origin of the granophyres within the Dore Lake complex, Chibougamau, Quebec, Canada; thèse de doctorat, University of Georgia, Athens, Georgie, 116 p.
- Allard, G. O. 1976. Dore Lake Complex and its importance to the Chibougamau geology and metallogeny; Ministère des Richesses naturelles du Québec. DP-368, 446 p.
- Bédard, J. H., Leclerc, F., Harris, L. B. et Goulet, N. 2009. Intra-sill magmatic evolution in the Cummings Complex, Abitibi greenstone belt: Tholeiitic to calc-alkaline magmatism recorded in an Archaean subvolcanic conduit system; *Lithos*, v. 111, no. 1–2, p. 47–71.
- Caty, J.L. 1979. Géologie de la demie ouest du canton de Bignell; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-678, 22 p., 1 plan.
- Clairet, R., Gaboury, D. et Leclerc, F. 2017. Potentiel en minéralisations de type sulfures massifs volcanogènes (SMV) de la région de Chibougamau–Chapais, Sous-province géologique de l'Abitibi (Québec); thèse de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, 179 p.

- Daigneault, R. et Allard, G.O. 1990. Le Complexe du lac Doré et son environnement géologique (région de Chibougamau–Sous-province de l’Abitibi); Ministère de l’Énergie et des Ressources du Québec, MM-89-03, 275 p.
- Daigneault, R., Allard, G.O. et St-Julien, P. 1990. Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi greenstone belt, Chibougamau area, Quebec; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 27, p. 1714–1736.
- Davis, D.W., Simard, M., Hammouche, H., Bandyayera, D., Goutier, J., Pilote, P., Leclerc, F. et Dion, C. 2014. Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2011–2012; Ministère des Ressources naturelles du Québec, RP-2014-05, 62 p.
- Donovan, P. 1988. Summary report, Ramsey property, Scott Township, Chibougamau, Québec; rapport préparé pour la Syngold Exploration Inc., 32 p.
- Girard, R. et D’Amours, C. 2015. The Lac Dore Vanadium Project: first resources estimate, Chibougamau, Quebec, Canada; NI 43-101 Technical Report, rapport soumis à VanadiumCorp Resource Inc.; 216 p.
- Leclerc F, Roy P, Houle P, Pilote P, Bédard J H, Harris LB, McNicoll V J, van Breemen O, David J et Goulet N. 2017. Géologie de la région de Chibougamau; Ministère de l’Énergie et des Ressources naturelles du Québec, RG 2015-03, 97 p.
- Leclerc, F., Bédard, J. H., Harris, L. B., Goulet, N., Houle, P. et Roy, P. 2008. Nouvelles subdivisions de la Formation de Gilman, Groupe de Roy, région de Chibougamau, sous-province de l’Abitibi, Québec: résultats préliminaires; Commission géologique du Canada, Recherches en cours (en ligne), 2008-7, 23 p.
- Leclerc, F., Bédard, J. H., Harris, L. B., McNicoll, V. J., Goulet, N., Roy, P. et Houle, P. 2011. Tholeiitic to calc-alkaline cyclic volcanism in the Roy Group, Chibougamau area, Abitibi Greenstone Belt—revised stratigraphy and implications for VHMS exploration—Geological Survey of Canada Contribution 20100254, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Contribution 8439-2010-2011-17; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 48, no. 3, p. 661–694.
- Leclerc, F., Harris, L. B., Bédard, J. H., van Breemen, O. et Goulet, N. 2012. Structural and stratigraphic controls on magmatic, volcanogenic, and shear zone-hosted mineralization in the Chapais–Chibougamau mining camp, northeastern Abitibi, Canada. Economic Geology, v. 107, no. 5, p. 963–989.
- Lefebvre, C. 1991. Étude de la genèse des pépérites et de leur contexte volcano-sédimentaire, Formation de Blondeau, Chibougamau, Québec; thèse de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, 238 p.
- Midra, R. 1989. Géochimie des laves de la Formation d’Obatogamau: bande sud de la ceinture archéenne Chibougamau–Matagami: Québec, Canada; thèse de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, 115 p.
- Mortensen, J.K. 1993. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi subprovince. Part 1: Chibougamau–Matagami–Joutel region; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 30, p. 11–28.
- Norman, G.W.H. 1937. East half Opemiska map area, Quebec; Geological Survey of Canada, Paper 37-11, 27 p., 1 plan.

- Pilote, P. et 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; Association géologique du Canada et Association minéralogique du Canada, Congrès annuel, livret-guide d’excursion B, v. 1, p. 29–46.
- Polat, A., Frei, R., Longstaffe, F. J. et Woods, R. 2018. Petrogenetic and geodynamic origin of the Neoproterozoic Doré Lake Complex, Abitibi subprovince, Superior Province, Canada; *International Journal of Earth Sciences*, v. 107, no. 3, p. 811–843.
- Sansfaçon, R. 2018. NI 43-101 Technical report on the Golden Moon property, Chibougamau area, Abitibi, Québec; préparé pour la Fieldex Exploration Inc. et la Quad Resources Inc., Rouyn Noranda, Québec, 88 p.
- SIGÉOM, 2016. SIGÉOM (ressource électronique): Système d’Information Géominère à référence spatiale. Regroupement des données géoscientifiques aux échelles 1/20 000 et 1/50 000 ; Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, URL <http://sigeom.mines.gouv.qc.ca>.
- Taner, M. F., Ercit, T. S. et Gault, R. A. 1998. Vanadium-bearing magnetite from the Matagami and Chibougamau mining districts, Abitibi, Quebec, Canada; *Exploration and Mining Geology*, v. 7, no. 4, p. 299–311.

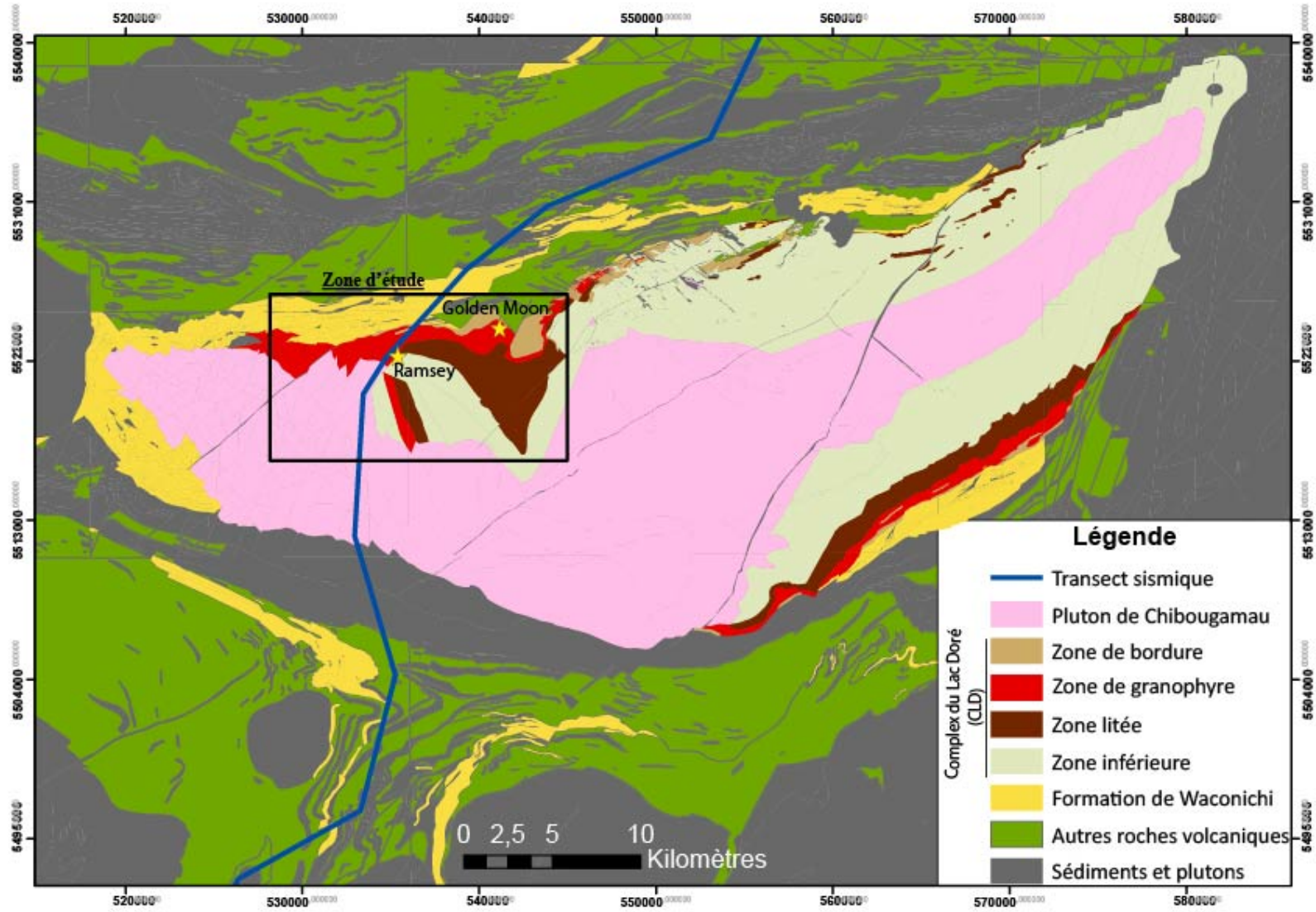


Figure 1. Carte géologique simplifiée de la région de Chibougamau. Figure modifiée à partir du SIGÉOM (SIGÉOM, 2016).

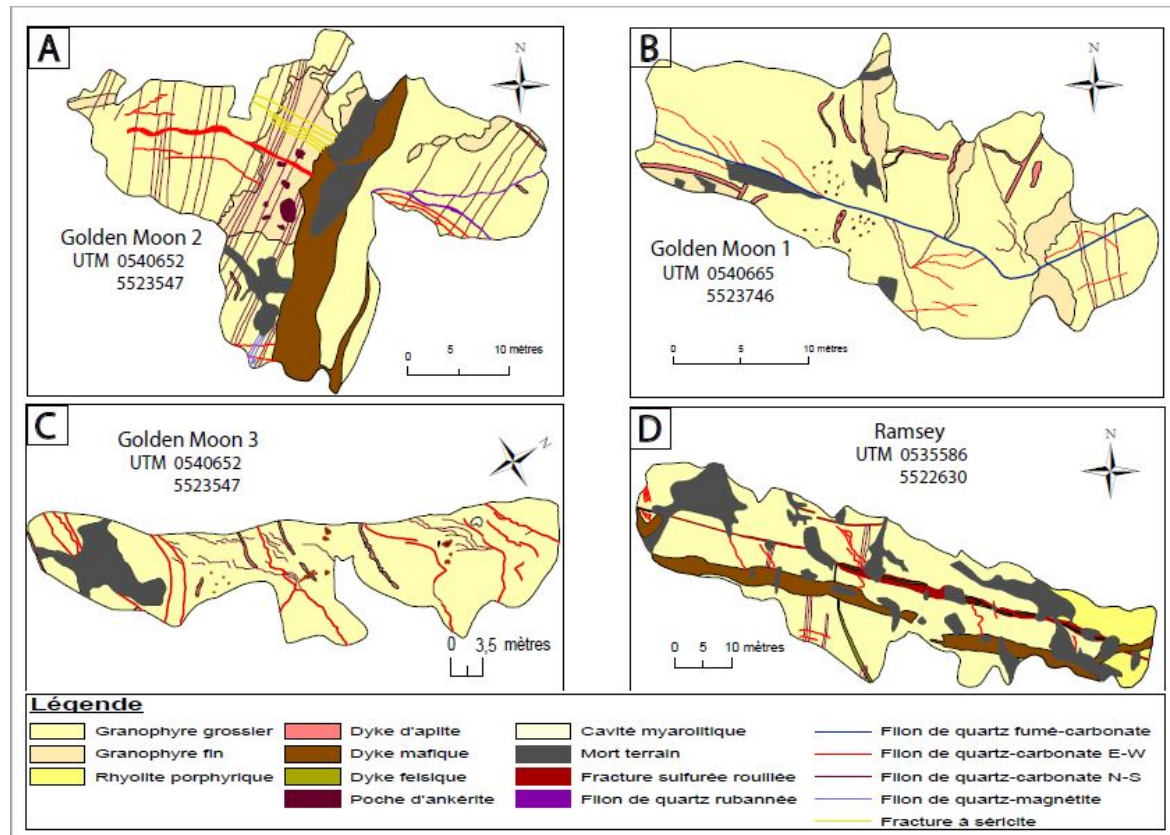


Figure 2. Cartographie de détail des décapages ayant fait l'objet d'études à l'été 2018 dans la région de Chibougamau : **a)** décapage N°2 de Golden Moon présentant les deux faciès de granophyre recoupés par un dyke de gabbro; l'abondance et la variété minéralogique des veines est à remarquer; **b)** décapage N°1 de Golden Moon présentant les deux faciès de sodagranophyre et des dykes d'aplite; la veine de quartz aurifère (en bleu) qui recoupe les veines pegmatitiques de quartz-carbonate est à remarquer; **c)** décapage N°3 de Golden Moon; **d)** décapage du secteur de Ramsey montrant le sodagranophyre en contact avec la rhyolite porphyrique de la Formation de Waconichi. Les deux unités sont recoupées par la structure minéralisée indiquée en rouge; la présence des dykes mafiques au sein de la zone minéralisée, et parallèles à cette dernière, ainsi que les deux familles de veines pegmatitiques de quartz-carbonates sont à remarquer.

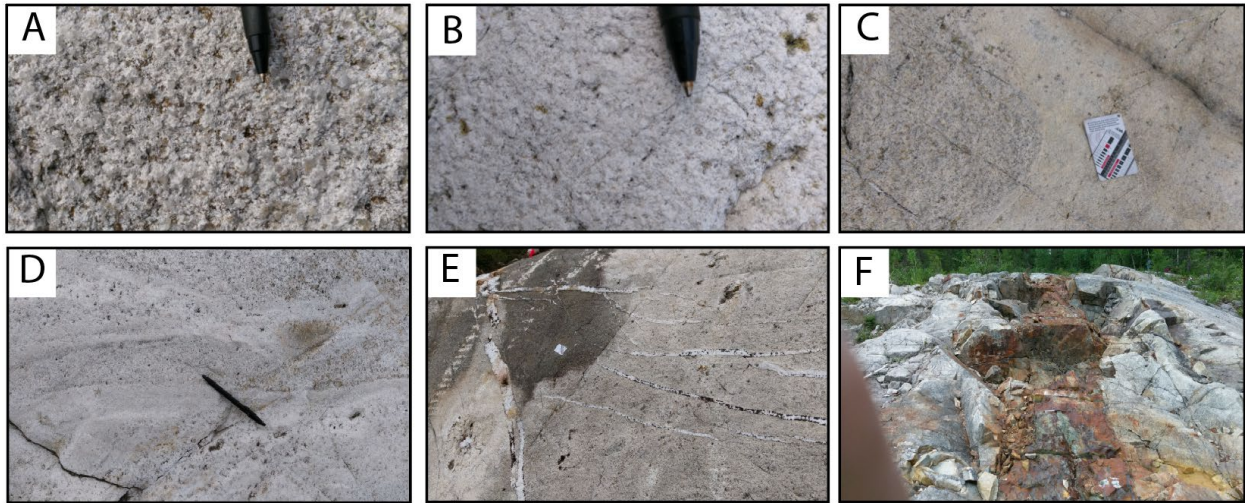


Figure 3. Photographies d'affleurements des différentes textures du sodagranophyre et des types de minéralisations des secteurs de Golden Moon et de Ramsey dans la région de Chibougamau : **a)** faciès à grain grossier du sodagranophyre (secteur de Golden Moon); l'intercroissance entre les grains de quartz et de feldspath est à remarquer; **b)** faciès à grain fin du sodagranophyre (secteur de Golden Moon); la différence granulométrique et minéralogique avec le faciès à grain grossier est à remarquer; **c)** contact entre les deux faciès du sodagranophyre; **d)** zone de litage modal au contact entre les deux faciès de granophyre; **e)** veines pegmatitiques à quartz et carbonate; la présence d'une cavité myarolitique de 20 cm de large dans le coin inférieur gauche est à remarquer; **f)** structure minéralisée en pyrite-chalcopyrite encaissée par le faciès à grain grossier du sodagranophyre observée sur le décapage du secteur de Ramsey.

Caractérisation minéralogique et chimique du Pluton de Chevrillon, et de sa relation avec son encaissant sédimentaire, région de Chibougamau, Québec

J. Huguet, L. Mathieu, P. Bédard et P. Bedeaux

Centre d'études sur les ressources minérales, Département des sciences appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec G7H 2B1

INTRODUCTION

La présente étude, réalisée au nord de la ville de Chibougamau, s'inscrit dans le cadre du projet *Metal Earth*. Le Pluton de Chevrillon, situé dans la partie nord-est de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (Province du lac Supérieur), se situe à 5 km à l'est de l'extrémité nord du transect sismique du projet *Metal Earth* passant dans la région de Chibougamau. Cette intrusion granodioritique de petit volume a été mise en place à la fin de l'Archéen, dans le synclinal syntectonique de Waconichi. Ce bassin sédimentaire, bordé par des failles, contient des dépôts conglomératiques de la Formation de Chebistuan (Groupe d'Opémisca). Le pluton et son encaissant sédimentaire pourraient être comparables à la zone de Kirkland Lake, dans le sud de l'Abitibi. En effet, cette dernière présente une association spatiale et temporelle entre des unités conglomératiques du Groupe de Timiskaming mises en place dans des bassins syntectoniques, des failles, et des intrusions tardives de syénite et de granodiorite.

Cependant, le contexte Timiskaming renferme plusieurs gisements d'or alors qu'aucune minéralisation n'est connue dans le synclinal de Waconichi. La présente étude a deux objectifs principaux : 1) la caractérisation chimique du Pluton de Chevrillon et de sa source afin de vérifier son caractère alcalin ; 2) l'établissement de la relation entre le Pluton de Chevrillon et son encaissant sédimentaire ainsi que de sa période de mise en place et de sa relation aux épisodes de déformation. La campagne sur le terrain de l'été 2018 avait pour but de rassembler des données de terrain et des échantillons pour les analyses en laboratoire afin d'apporter des éléments de réponse à ces objectifs.

CADRE RÉGIONAL ET DÉFORMATION (TRAVAUX ANTÉRIEURS)

La ceinture de roches vertes de l'Abitibi est constituée d'un assemblage de roches volcaniques et sédimentaires néoarchéen, recoupé par de nombreux corps intrusifs. La région de Chibougamau est bordée à l'est par une zone de déformation orientée nord-est-sud-ouest, qui la sépare de la Sous-province de Grenville, et au nord par le Pluton de Barlow, qui la sépare de la Sous-province d'Opatca (Daigneault, 1991; Leclerc et al., 2011, 2017). Les roches de la région de Chibougamau sont généralement métamorphisées au faciès des schistes verts, en plus d'être plissées et faillées. Cependant, les régions entourant les corps intrusifs, tels le Pluton de Barlow ou celui de Chevrillon, présentent un degré de métamorphisme et de déformation au faciès des amphibolites (Boudreault, 1977).

La stratigraphie de la région de Chibougamau peut être divisée en deux groupes : le Groupe de Roy et le Groupe d'Opémisca. Le premier correspond à un assemblage de roches volcaniques se répartissant en deux cycles. Le premier cycle regroupe les formations d'Obatogamau et de Waconichi tandis que le second regroupe les formations de Bruneau, de Blondeau et de Bordeleau. Le Groupe d'Opémisca, composé en majorité de roches sédimentaires, repose en discordance sur le Groupe de Roy (Daigneault et Allard, 1990). Les dépôts du Groupe d'Opémisca, majoritairement sédimentaires, occupent le cœur des

synclinaux de Chapais et de Waconichi à orientation est–ouest (Leclerc et al., 2017). Dans ces derniers, le Groupe d’Opémisca est constitué des formations de Stella et de Haüy, et de la Formation de Chebistuan, respectivement (Allard et Gobeil, 1984). Enfin, les nombreux corps intrusifs présents dans la région de Chibougamau peuvent être répartis en deux catégories : la première correspond à la série de type tonalite-trondhémite-granodiorite (TTG) de la période synvolcanique tandis que la seconde correspond aux corps intrusifs de la période syn- à post-tectonique (par ex., la granodiorite du Pluton de Chevrillon).

La région de Chibougamau a enregistré trois épisodes de déformation. Le premier stade de déformation, moins important (D_1 , période synvolcanique), se traduit par des plis orientés nord-sud liés à la mise en place d’intrusions volumineuses contemporaines au Groupe de Roy (par ex., le Pluton de Chibougamau; Daigneault et Allard, 1983). Le second stade de déformation (D_2 , raccourcissement nord-sud) a formé des plis régionaux orientés est–ouest associés à une schistosité régionale. Cette déformation a formé, du sud vers le nord, les synclinaux de Chapais, de Chibougamau et de Waconichi, ainsi que les anticlinaux de Waconichi, de Chibougamau et de La Dauversière. Le troisième épisode de déformation (D_3) s’exprime par du décrochement le long des structures est-ouest (Daigneault et Allard, 1984; Dimroth et al., 1986; Daigneault et al., 1990; Leclerc et al., 2017). Les épisodes de déformation D_2 et D_3 se sont produits pendant la période syntectonique, laquelle à l’échelle de la Sous-province de l’Abitibi, s’étend de 2700 à 2670 Ma (Chown et al., 1992, 2002). Cependant, dans la région de Chibougamau, l’intervalle de temps qui lui est associé est plus précoce et s’étend de 2707 à 2692 Ma (Dimroth et al., 1986; Daigneault et Allard, 1990).

Unités lithologiques dans la zone d’étude

Le Pluton de Chevrillon est défini comme étant un petit pluton (11 par 8 km²) massif et homogène de granodiorite porphyrique à phénocristaux de microcline, mis en place entre la fin de la période syntectonique et la période post-tectonique (Duquette, 1982). Il est caractérisé par un assemblage de quartz, microcline, plagioclase et de rares grains de biotite et d’amphibole chloritisés. Il contient, en proportion variable, des cristaux de titanite, des cristaux de la série de l’apatite, de zircon, d’ilménite et de magnétite (Sabourin, 1956). L’intrusion est bordée au nord, au nord-ouest et à l’ouest par trois petits corps intrusifs homogènes et de même composition. Leur relation au Pluton de Chevrillon n’est pas définie. Une auréole de métamorphisme au faciès des amphibolites de 1,6 km est présente autour du Pluton de Chevrillon dans les roches sédimentaires de la Formation de Chebistuan (Sabourin, 1956). Les travaux de cartographie de la région environnant le Pluton de Chevrillon montrent que ce dernier est bordé par les roches sédimentaires de la Formation de Chebistuan au nord, nord-est et nord-ouest tandis qu’il recoupe les formations de Bordeleau et de Bruneau au sud (Daigneault et Allard, 1990).

La Formation de Chebistuan correspond à un équivalent stratigraphique des formations de Stella et de Haüy, qui sont définies au sud de la ville de Chibougamau, dans le synclinal de Chapais (Allard et al., 1979). La Formation de Chebistuan se compose donc de conglomérat polygénique, de grès feldspathique et d’argilite similaires à ceux de la Formation de Stella, en plus de renfermer des laves andésitiques similaires à celles de la Formation de Haüy. La Formation de Stella se compose de conglomérat polygénique, de grès arkosique et d’argilite. Cette formation est datée à 2704 ± 2 Ma, ce qui correspond à l’âge maximal de mise en place des conglomérats d’après une datation U-Pb sur zircons détritiques par dilution isotopique et spectrométrie de masse à thermoionisation (ID-TIMS; Leclerc et al., 2012). L’âge de sédimentation maximal obtenu de la Formation conglomératique de Haüy est de $2691 \pm 2,9$ Ma (ID-TIMS U-Pb sur zircons détritiques; David et al., 2007). Ces deux formations devraient faire l’objet de mesures géochronologiques supplémentaires et les données disponibles indiquent une sédimentation antérieure à 2690 Ma environ. L’âge préliminaire du Pluton de Chevrillon est de $2693 \pm 1,7$ Ma (M. Hamilton, donnée non publiée, 2018). Ainsi, la relation du Pluton de Chevrillon à la déformation revêt une certaine

importance car l'établissement de l'âge du pluton pourrait permettre de fermer la fenêtre de déformation dans la région de Chibougamau.

TRAVAUX RÉALISÉS

La campagne de cartographie de trois mois, réalisée à l'été 2018, avait pour but d'amorcer les travaux de cartographie le long du transect sismique de 172 km passant par Chibougamau. Au cours de cette campagne sur le terrain, 18 jours furent dédiés à la cartographie du Pluton de Chevrillon et de ses alentours afin d'apporter des éléments de réponse aux objectifs du projet de recherche. Les pourcentages de minéraux indiqués dans les sections ci-dessous, provenant de descriptions macroscopiques faites sur le terrain, sont donnés à titre indicatif seulement.

Pluton de Chevrillon

Un total de 45 stations (zones d'affleurement) ont fait l'objet d'études dans le Pluton de Chevrillon et ses satellites. Elles sont réparties inégalement, la majorité des stations étant localisée dans la partie nord-ouest, soit la seule accessible en véhicule. La figure 1 présente la carte de la répartition des stations sur un fond géologique extrait du SIGÉOM (SIGÉOM, 2018).

Les descriptions macroscopiques montrent que les bordures du Pluton de Chevrillon sont composées en moyenne de 20 % de phénocristaux porphyriques zonés de feldspaths automorphes pouvant mesurer jusqu'à 3 cm en section basale. La matrice grenue de taille moyenne se compose d'environ 45 % de feldspaths automorphes d'aspect laiteux, de 15 % de quartz xénomorphes interstitiels mesurant en moyenne 2 mm et de 15 % de cristaux automorphes d'amphiboles et de biotites (figure 2a, b). Dans la partie centrale du pluton, les phénocristaux porphyriques de feldspaths sont plus petits (1–1,5 cm en moyenne) et ne représentent plus que 10 % de la roche. La matrice se compose alors de 55 % de feldspaths automorphes d'environ 3 mm, de 25 % de grains de quartz de forme ovoïde, mesurant jusqu'à 4 mm et de 10 % d'amphiboles et de biotites (figure 2c).

Différents types (4) d'enclaves sont observées dans le Pluton de Chevrillon : les grises, les noires, les vertes sans litage et les vertes litées. Les enclaves grises (30 %), de forme arrondie, peuvent être de taille métrique mais mesurent 20 cm en moyenne (figure 2d). Ces enclaves présentent des bordures plus finement cristallisées que leur centre et contiennent parfois des cristaux porphyriques de feldspaths similaires à ceux observés dans la granodiorite du Pluton de Chevrillon. Leur matrice, de taille moyenne, est composée de cristaux millimétriques de feldspaths, de cristaux d'amphiboles de forme trapue et de chlorites. La taille des enclaves noires, qui représentent la majorité des enclaves observées (65 %), varie entre 0,5 et 40 cm, la moyenne se situant autour de 3 cm. La bordure de ces enclaves, dont la forme est toujours anguleuse, est parfois plus sombre et plus finement cristallisée. La taille de la matrice est inférieure à 1 mm. Elle se compose en majorité de fines baguettes d'amphiboles, de feldspaths (5 %) et de chlorites. Les deux autres types d'enclaves de couleur verte sont minoritaires (<5 %). De forme anguleuse et de taille inférieure à 10 cm, elles sont composées de chlorites (50 %), de feldspaths (40 %) et d'amphiboles (10 %). La taille des cristaux de ces enclaves ne dépasse pas 1 mm. Elles présentent pour certaines un litage fin. Des enclaves noires et vertes sont observées par endroits au sein des enclaves grises.

Les enclaves grises correspondent à un gabbro injecté dans le Pluton de Chevrillon peu de temps après sa mise en place. Cette interprétation se base sur la forme arrondie des enclaves ainsi que sur la présence de cristaux de feldspaths porphyriques de la granodiorite du Pluton de Chevrillon dans les enclaves de gabbro. Les enclaves noires sont des enclaves d'amphibolites arrachées à l'état solide et incorporées par le Pluton de Chevrillon lors de sa remontée. Les enclaves vertes sont probablement des

fragments de roches sédimentaires ou volcano-sédimentaires. La répartition des enclaves au sein du pluton semble être globalement homogène (5 %), exception faite de la zone nord-ouest où les enclaves sont plus abondantes (5–20 %).

Dans la partie nord et nord-ouest du Pluton de Chevrillon, la foliation montre des valeurs de direction globalement est-ouest variant entre 260 et 290 pour des pendages dont la valeur moyenne se situe autour de 75°. Dans la partie nord-est (4 stations), l'alignement des cristaux d'amphiboles varie entre 300 à 320 pour des valeurs de pendage de 80°. Dans la partie sud (4 stations), la foliation est globalement orientée est-ouest et présente les mêmes valeurs de direction et de pendage que celles observées dans la partie nord. La partie centrale du pluton (5 stations) est constituée d'une roche massive sans alignement préférentiel des cristaux d'amphiboles.

Satellite Nord

La roche qui compose le satellite Nord est homogène et s'apparente à celle des bordures du Pluton de Chevrillon. Des enclaves de gabbros et d'amphibolites, semblables à celles décrites précédemment, sont présentes en faible proportion (5 %). L'alignement des cristaux d'amphiboles traduit une foliation globalement orientée est-ouest, dont les valeurs de direction se situent autour de 285 pour des pendages abrupts autour de 75°. À une station, le contact entre le satellite Nord et les roches sédimentaires de la Formation de Chebistuan a pu être observé. La déformation engendrée par la mise en place du satellite est visible dans les sédiments, à moins d'un mètre du contact, ce dernier étant linéaire et très net. Aucune enclave de roches sédimentaires de la Formation de Chebistuan n'est visible sur l'affleurement.

Satellite Ouest

Les informations relatives à ce satellite proviennent d'observations faites sur ses bordures nord et est. La roche de ce corps intrusif est un assemblage de feldspaths (65 %), de quartz (20 %), d'amphiboles et de biotites (15 %) et correspondrait à une diorite. Cependant, à la différence du Pluton de Chevrillon et du satellite Nord, le satellite Ouest ne contient pas de cristaux de feldspaths porphyriques d'une taille supérieure au centimètre. Les plus longs qui y ont été observés présentent des formes complexes (figure 2e) et mesurent moins de 8 mm. La roche présente un alignement globalement orienté est-ouest des cristaux d'amphiboles, avec des valeurs de direction variant entre 270 et 280 pour un pendage abrupt autour de 75°. Le contact entre les roches sédimentaires de la Formation de Chebistuan et le corps intrusif correspond à une zone de déformation inférieure à 2 m d'épaisseur environnant le pluton. De nombreux dykes de même nature que le corps intrusif sont observés en abondance aux abords de ce dernier. Ils sont d'épaisseur métrique et recoupent d'autres dykes de gabbro, métriques eux-aussi, qui suivent la direction de la foliation principale. De rares enclaves (3 %) d'amphibolites anguleuses, de taille centimétrique, se retrouvent dans ce pluton. Une petite enclave d'une roche sédimentaire silteuse d'environ 2 sur 3 cm a été trouvée à 2 cm de la bordure d'un dyke de diorite. Elle représente la seule enclave de roches sédimentaires de la Formation de Chebistuan observée aussi bien dans ce satellite que dans les autres. De nombreuses veines de quartz, de tourmaline et d'ankérite d'une épaisseur moyenne de 1 cm sont observées en bordure de ce corps intrusif (figure 2f).

FORMATION DE CHEBISTUAN

Les roches sédimentaires de la Formation de Chebistuan, situées dans le synclinal de Waconichi, peuvent être réparties en deux familles, l'une composée de conglomérats polygéniques jointifs et de grès, et l'autre, d'argilite, de silts et de grès. Les mesures structurales montrent que ces sédiments sont affectés par une foliation est-ouest. Cependant autour de la partie nord du Pluton de Chevrillon, les mesures

structurales montrent que la déformation tourne en suivant les bordures du pluton. Ainsi, au nord-ouest, la foliation montre des valeurs de direction dont la moyenne se situe autour de 72 pour des valeurs de pendage autour de 70°. Au nord-est, les mesures de foliation donnent une direction autour de 310 pour un pendage de 75°. D'après les données bibliographiques (Daigneault et Allard, 1990) et celles rassemblées lors de la campagne sur le terrain, cette auréole de déformation pourrait s'étendre jusqu'à 4 km à l'est du Pluton de Chevrillon. Cette estimation se base sur le comportement de la foliation dans les dépôts de la Formation de Chebistuan. Cependant du côté ouest, cette zone de déformation semble s'étendre sur moins d'un kilomètre. Les roches sédimentaires entourant le Pluton de Chevrillon et ses satellites sont métamorphosées au faciès des amphibolites contrairement à celles situées plus au sud et à l'est le long de la route du Nord, qui sont au faciès des schistes verts.

SYNTHÈSE

Les travaux de cartographie réalisés durant l'été 2018 ont permis de démontrer que le Pluton de Chevrillon, bien que relativement homogène, est plus différencié dans sa partie centrale, qui présente légèrement plus de cristaux de quartz, que sur ses bordures. Au regard des trois satellites, la cartographie a établi qu'à la différence du satellite Ouest, celui du Nord s'apparente au Pluton de Chevrillon en termes de composition minéralogique et de proportions des minéraux. Le satellite Ouest ne présente pas les phénocristaux porphyriques de feldspaths bien que la matrice soit comparable. Aucune information n'a été recueillie vis-à-vis du satellite Nord-Ouest à cause du manque d'affleurements lié à la présence d'une couverture de sédiments quaternaires trop importante.

L'étude de l'alignement des amphiboles à l'échelle du Pluton de Chevrillon a permis de démontrer que si ses bordures sont affectées par une déformation est-ouest, ce n'est pas le cas pour les roches situées dans sa partie centrale. Ceci semble indiquer une mise en place tardi-tectonique que des études pétrographiques en laboratoire pourront confirmer. L'âge du Pluton de Chevrillon correspondrait à la fin de la période tectonique dans la région de Chibougamau. Les mesures de foliation provenant des roches sédimentaires de la Formation de Chebistuan semblent suivre la forme du Pluton de Chevrillon dans sa partie nord. Les corps intrusifs satellites Nord et Ouest présentent tous deux un alignement des cristaux d'amphibole selon une direction est-ouest conforme au comportement de la déformation régionale dans le secteur. De plus, leurs formes (étirement dans l'axe est-ouest) semblent indiquer une mise en place ayant eu lieu au cours de la période de déformation (figure 1).

TRAVAUX FUTURS

L'étude de lames minces, les analyses géochimiques sur roche totale et des mesures *in situ* réalisées à l'aide d'un microscope électronique à balayage (MEB) ou d'un spectromètre de masse à source à plasma inductif couplé à l'ablation laser (LA-ICP-MS), permettront d'établir les caractéristiques chimiques du Pluton de Chevrillon et de ses satellites. L'analyse de la composition chimique des zonations des cristaux de feldspaths porphyriques permettront de définir l'évolution du magma. Deux méthodes sont envisageables : des analyses chimiques semi-quantitatives au MEB pourraient suffire si le contraste de densité chimique entre les zonalités est suffisamment important. Dans le cas contraire, la seconde possibilité est d'utiliser le LA-ICP-MS, qui fournira des analyses quantitatives le long d'un profil géochimique partant du cœur d'un cristal de feldspath vers sa bordure. Un autre minéral d'intérêt à la caractérisation chimique du magma est l'apatite; de plus, ce minéral présente l'avantage de résister au métamorphisme et d'être riche en éléments incompatibles. Ces travaux permettront aussi de déterminer l'impact sur la chimie du Pluton de Chevrillon d'une contamination possible causée par l'incorporation de xénolites. Pour ce faire, les caractéristiques chimiques des enclaves de gabbro et d'amphibolite seront déterminées par analyse lithogéochimique.

Les données de foliation obtenues lors de la campagne de terrain 2018 seront compilées avec les données déjà existantes sur la zone et disponibles sur le SIGÉOM (SIGÉOM, 2018). Ces données seront par la suite reportées sur la carte géologique pour démontrer le comportement de la foliation aux abords du pluton et en milieu plus distal. Une comparaison entre les roches sédimentaires de la Formation de Chebistuan et celle du Groupe de Timiskaming sera effectuée afin de déterminer si ces deux formations sont similaires.

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier les assistants de terrain : L.-P. Perron-Desmeules, M. Desrochers, A. Brochu et M. Bellemare, pour leur aide et la bonne volonté dont ils ont fait preuve tout au long de cette campagne sur le terrain.

Contribution MERC-ME2018-094 du Centre de recherches en exploration minérale provenant du Centre d'études sur les ressources minérales, Département des sciences appliquées, Université du Québec à Chicoutimi.

RÉFÉRENCES

- Allard, G. O. et Gobeil, A. 1984. General geology of the Chibougamau region; in Chibougamau–Stratigraphy and Mineralization, J. Guha et E. H. Chown (éd.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, p. 5–20.
- Allard, G.O., Caty, J.L., Chown, E.H., Cimon, J., Gobeil, A. et Baker, D. 1979. Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau; Association Géologique du Canada et Association minéralogique du Canada, Réunion annuelle, Québec, livret-guide de l'excursion B-1, 95 p.
- Boudreault, A.P 1977. Géologie de la demie est du canton de Blaiklock (comté d'Abitibi-Est): Rapport préliminaire ; Ministère des Richesses naturelles du Québec, DPV-541, 10 p., 1 plan.
- Chown, E. H., Daigneault, R., Mueller, W. et Mortensen, J. K. 1992. Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 29, p. 2211–2225.
- Chown, E. H., Harrap, R. et Moukhsil, A. 2002. The role of granitic intrusions in the evolution of the Abitibi belt, Canada; Precambrian Research, v. 115, p. 291–310.
- Corfu, F., Jackson, S.L. et Sutcliffe, R. H. 1991. U-Pb ages and tectonic significance of late Archean alkalic magmatism and nonmarine sedimentation: Timiskaming Group, southern Abitibi belt, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 28, n. 4, p. 489–503.
- Daigneault, R. 1991. Évolution structurale du segment de roches vertes de Chibougamau, Sous-province archéenne de l'Abitibi, Québec ; thèse de doctorat, Université Laval, Québec, Québec 352 p.
- Daigneault, R. et Allard, G.O. 1983. Stratigraphie et structure de la région de Chibougamau; in Stratigraphie des ensembles volcanosédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, séminaire d'information 1983, DV 83-11, p. 1–17.
- Daigneault, R. et Allard, G.O. 1984. Nouvelle interprétation de la structure et de la stratigraphie du canton de Haüy; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DP 84-34, 12 p., 1 plan.
- Daigneault, R. et Allard, G.O. 1990. Le Complexe du lac Doré et son environnement géologique (région de Chibougamau-sous-province de l'Abitibi); Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, rapport MM 89-03, 275 p.

- Daigneault, R., St-Julien, P. et Allard, G.O. 1990. Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi greenstone belt, Chibougamau area, Quebec; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 27, p. 1714–1736.
- David, J., Davis, D. W., Dion, C., Goutier, J., Legault, M. et Roy, P. 2007. U-Pb age dating in the Abitibi Subprovince in 2005-2006. Ministère des Ressources naturelles du Québec, RP 2007-01(A), 17 p.
- Dimroth, E., Mueller, W., Daigneault, R., Brisson, H., Poitras, A. et Rocheleau, M. 1986. Diapirism during regional compression: The structural pattern in the Chibougamau region of the archaean Abitibi belt, Quebec; *Geologische Rundschau*, v. 75, p. 715–736.
- Duquette, G. 1982. Demie nord des cantons de McKenzie et de Roy et quart nord-ouest du canton de McCorkill; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-837, 80 p., 4 plans.
- Leclerc, F., Bédard, J.H., Harris, L.B., McNicoll, V., Goulet, N., Ray, P. et Houle, P. 2011. Tholeiitic to calc-alkaline cyclic volcanism in the Roy Group, Chibougamau area, Abitibi Greenstone Belt—Revised stratigraphy and implications for VHMS exploration; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 48, p. 661–694.
- Leclerc, F., Harris, L.B., Bédard, J.H., Van Breemen, O. et Goulet, N. 2012. Structural and stratigraphic controls on magmatic, volcanogenic and syn-tectonic mineralization in the Chapais-Chibougamau mining camp, northeastern Abitibi, Canada; *Economic Geology*, v. 107, p. 963–989.
- Leclerc, F., Roy, P., Houle, P., Pilote, P., Bédard, J. H., Harris, L. B., McNicoll, V. J., Van Breemen, O., David, J. et Goulet, N. 2017. Géologie de la région de Chibougamau; Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, Rapport RG 2015-03, 97 p.
- Sabourin, R.J.E. 1956. Blaicklock area (Abitibi territory and Abitibi-East county)—Final report; Ministère des Mines du Québec, DP-484, 44 p., 1 plan.
- SIGÉOM, 2018. SIGÉOM (ressource électronique): Système d'Information Géominière à référence spatiale. Regroupement des données géoscientifiques aux échelles 1 : 20 000 et 1 : 50 000, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, URL <http://sigeom.mines.gouv.qc.ca>.

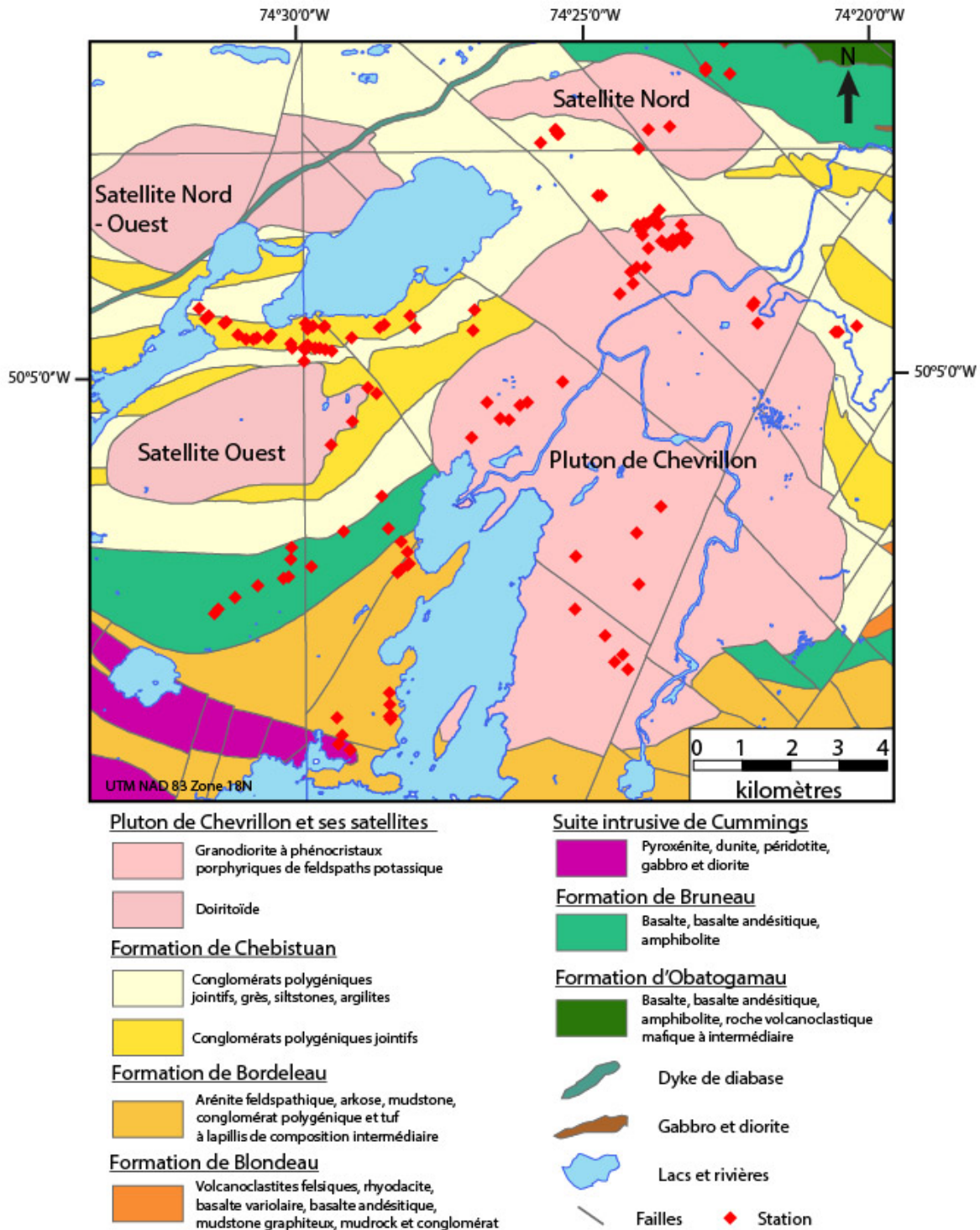


Figure 1. Carte géologique issue du SIGÉOM de la région du Pluton de Chevrillon indiquant la position des stations ayant fait l'objet d'études au cours de la campagne de cartographie de l'été 2018 (SIGÉOM, 2018).

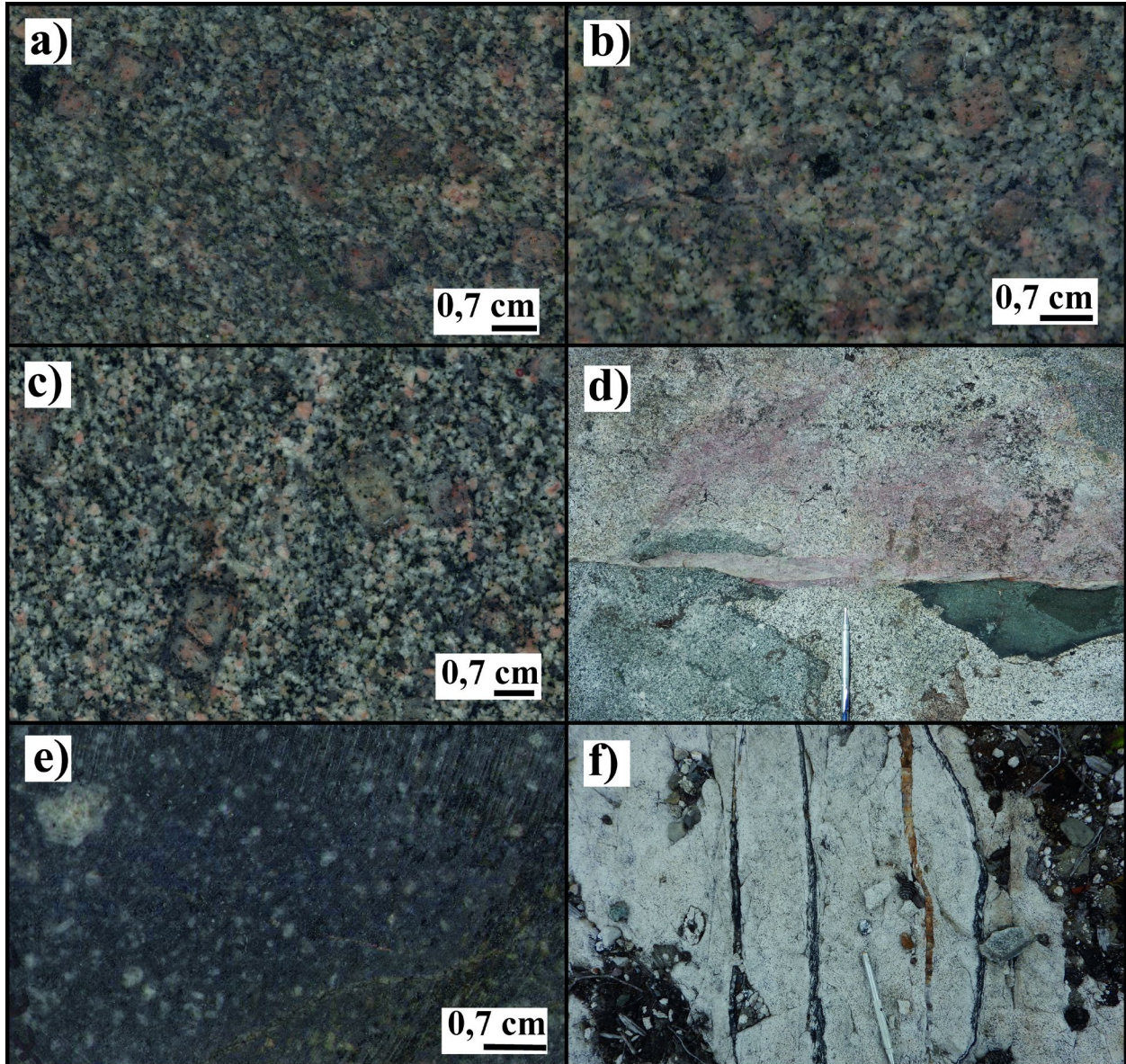


Figure 2. Photographies choisies d'unités lithologiques de la région du Pluton de Chevrillon : **a), b) et c)** granodiorite du Pluton de Chevrillon, échantillons provenant de la partie nord (c), centrale (d) et sud (e) respectivement; **d)** enclave d'amphibolite noire (droite) et enclave de gabbro grise (gauche) dans la granodiorite du Pluton de Chevrillon; les feldspaths porphyriques appartenant à l'encaissant dans l'enclave de gabbro ainsi que la présence d'une petite injection aplitique rosée qui recoupe les deux types d'enclaves est à remarquer; **e)** diorite provenant du satellite Ouest; **f)** filons et filonnets de quartz, de tourmaline et d'ankérite dans le satellite Ouest, sur sa bordure nord.

Cartographie dans la partie sud du transect de Chibougamau, axée sur la stratigraphie de la Formation d'Obatogamau

A. Boucher, L. Mathieu, P. Bedeaux et R. Daigneault

Centre d'études sur les ressources minérales, Département des sciences appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec G7H 2B1

INTRODUCTION

Ce rapport présente l'essentiel des travaux de cartographie réalisés dans le secteur du Synclinal de Muscocho et s'attarde particulièrement sur la Formation d'Obatogamau, qui est étudiée dans le cadre d'un projet thématique de maîtrise à l'Université du Québec à Chicoutimi.

La Formation d'Obatogamau est une unité volcanique de grande étendue spatiale située dans la région de Chibougamau. Cimon (1977) l'a définie et l'a décrite comme étant constituée essentiellement de laves mafiques, pouvant contenir de 0 à 15 % de macrocristaux de plagioclase de taille centimétrique. Elle couvre une distance de plus de 100 km depuis le front de la Province de Grenville à l'est jusque dans le secteur de Desmaraisville à l'ouest (Allard et Gobeil, 1984; Mueller et al., 1989).

La formation constitue le tiers des roches affleurantes le long du transect géophysique et géologique de Chibougamau étudié dans le cadre du projet *Metal Earth*. Les laves mafiques sont de composition basaltique à basaltique-andésitique et sont d'affinité tholéiitique (Ludden et al., 1984; Leclerc et al., 2011). Toutefois, les variations de composition chimique verticales et latérales au sein de cette séquence de 3–4 km d'épaisseur sont peu documentées. De plus, l'origine et les conditions de formation des macrocristaux de plagioclase restent mal contraintes (voir Midra, 1989; Polat et al., 2018a, b). En outre, la nature des niveaux felsiques de faible épaisseur intercalés avec les laves mafiques n'est pas documentée. Enfin, la Formation d'Obatogamau n'a pas été datée directement et son âge est mal contraint, puisque cette formation est située entre les formations de Chrissie et des Vents (ca. 2,80–2,76 Ga) et la Formation de Waconichi (ca. 2,73 Ga; Mortensen, 1993; David et al., 2011; Davis et al., 2014; Leclerc et al., 2017). Des efforts en vue de mieux documenter la Formation d'Obatogamau sont donc essentiels afin de mieux comprendre le mode de mise en place des principaux cycles volcaniques observés dans la région de Chibougamau.

Le transect de Chibougamau passant au cœur du Synclinal de Muscocho (figure 1), les travaux de cartographie et d'échantillonnage réalisés lors de la campagne sur le terrain de l'été 2018 ont dû être effectués à environ 20 km à l'ouest dudit synclinal pour documenter la Formation d'Obatogamau depuis sa base jusqu'à son sommet. La Formation d'Obatogamau a également été documentée vers la partie nord du transect, où elle affleure. En parallèle, des travaux de cartographie ont été menés au sein du Synclinal de Muscocho en vue d'affiner les connaissances au sujet des successions volcaniques qui y affleurent. Enfin, des travaux ont également été initiés au sud du Synclinal de Muscocho dans le but de mieux documenter une bande de roches volcanoclastiques orientée est-ouest et de composition intermédiaire à felsique (figure 1), récemment rattachée à la Formation de Waconichi (F. Leclerc, comm. pers., 2018).

CONTEXTE GÉOLOGIQUE LOCAL

Le Groupe de Roy, dont la stratigraphie a été récemment révisée, comprend la majeure partie de l'assemblage volcanique de la région de Chibougamau (Leclerc et al., 2011, 2017). Il est constitué de deux cycles volcaniques qui comprennent chacun deux formations. Avant révision, ces formations étaient, de la base au sommet, les formations d'Obatogamau et de Waconichi pour le premier cycle volcanique, suivies de la Formation de Gilman et la Formation de Blondeau pour le second (Daigneault et Allard, 1990). Lors de leur révision de la stratigraphie du Groupe de Roy, Leclerc et collaborateurs (2008, 2011) ont corrélé la base de la Formation de Gilman (ancienne base du second cycle), le Membre de David, avec le sommet de la Formation d'Obatogamau, sur la base de considérations géochimiques et géochronologiques. En outre, ces auteurs proposent de renommer la partie restante de la Formation de Gilman, qui est maintenant désignée sous le nom de Formation de Bruneau (nouvelle base du second cycle).

Le Synclinal de Muscocho (figure 1) est une structure orientée nord-sud antérieure à la déformation régionale D₂ (Daigneault et al., 1990; Legault, 2003). La transition entre le premier et le second cycle volcanique est observée dans cette structure. En outre, des interdigitations entre le sommet de la Formation d'Obatogamau et la base de la Formation de Waconichi se manifestent à cet endroit. L'extrémité sud du synclinal est masquée par le Pluton de Verneuil (figure 1).

La bande de roches volcanoclastiques située au sud du Synclinal de Muscocho a récemment été attribuée à la Formation de Waconichi sur la base de données géochronologiques (F. Leclerc, comm. pers., 2018), sous le nom de Membre de Winchester. Cette bande de roches volcanoclastiques, ainsi que les laves mafiques localisées au nord et au sud, étaient auparavant rattachées à la Formation d'Obatogamau.

La région présente plusieurs intrusions litées riches en niveaux anorthositiques qui pourraient être comagmatiques avec les laves de la Formation d'Obatogamau, tels que le Complexe du Lac Doré et le Complexe de la Rivière Opawica (Midra, 1989; Polat et al., 2018a, b). Elles sont caractéristiques de la partie nord de la Sous-province de l'Abitibi au Québec (Dimroth et al., 1982; Card, 1990).

Les roches appartenant à des cycles volcaniques plus anciens que ceux du Groupe de Roy, c.-à-d. les formations de Chrissie et des Vents (datée selon David et al. (2011) à 2791,4 ± 3,7 Ma, selon Davis et al. (2014) à 2798,7 ± 0,7 Ma et selon Mortensen (1993) à 2759 ± 2 Ma), qui sont situées stratigraphiquement sous la Formation d'Obatogamau (Leclerc et al., 2017), se situent à l'ouest du Synclinal de Muscocho, le long des bordures du Complexe d'Eau Jaune et du Massif de Lapparent (figure 1). Il est donc cohérent de cartographier la Formation d'Obatogamau le long d'un transect effectué dans la formation depuis sa base jusqu'à son sommet en partant du Complexe d'Eau Jaune jusqu'à la Formation de Waconichi.

TRAVAUX RÉALISÉS

Stratigraphie de la Formation d'Obatogamau

À l'ouest du transect de Chibougamau (figure 1), la cartographie par transect effectuée de la base au sommet de la Formation d'Obatogamau a permis d'échantillonner la majeure partie de la séquence de coulées de laves.

Ce transect a également permis de documenter plusieurs interruptions dans le volcanisme mafique. Ces interruptions prennent la forme de niveaux de chert, d'argilite et de tuf graphiteux riche en pyrite. Ces niveaux ont été identifiés sur deux affleurements situés respectivement dans les parties inférieure et intermédiaire/supérieure de la séquence de laves.

Une autre interruption majeure a été observée en dehors de la zone de cartographie par transect. Elle est située à proximité de la bordure ouest du Synclinal de Muscocho (n° 1; figure 1), dans la partie intermédiaire de la séquence. Elle prend la forme de niveaux rhyolitiques massifs ainsi que d'un mince niveau dacitique intercalés dans les basaltes (figure 2a). La rhyolite a été échantillonnée aux fins de datation U-Pb sur zircon. En raison des interdigitations observées entre les formations d'Obatogamau et de Waconichi (Cimon, 1977), l'âge prévu devrait s'apparenter à celui de la Formation de Waconichi sus-jacente ($2728,7 \pm 1,0$ Ma, Leclerc et al., 2011; $2729,7 \pm 1,9$ Ma, Mortensen, 1993). Cependant, si la mise en place de la Formation d'Obatogamau a eu lieu sur une longue période, cette unité felsique pourrait être plus ancienne.

Enfin, une interruption supplémentaire a été identifiée à proximité de la partie nord du transect de Chibougamau, sous forme de tuf à cristaux et de tuf à cendres, intercalés entre deux coulées de lave porphyrique. Cette interruption étant située loin du secteur d'étude principal, elle n'est pas illustrée dans le présent rapport.

La quantité de macrocristaux de plagioclase varie de façon importante entre les coulées observées sur le terrain. Certaines coulées aphyriques sont en contact avec des coulées pouvant contenir jusqu'à 20 % de macrocristaux (figure 2b). La taille des macrocristaux peut également varier de 0,5 cm à plus de 4 cm. En 1977, Cimon rapportait des proportions de macrocristaux de plagioclase allant de 1 à 3 % dans les coulées porphyriques de la partie inférieure de la séquence, et atteignant 15 % dans la partie intermédiaire et moins de 1 % dans la partie supérieure (au niveau du canton de Queylus, à l'est du Synclinal de Muscocho). Des variations similaires ont pu être observées le long du transect effectué à l'ouest du transect de Chibougamau.

La zone de cartographie par transect présente des niveaux de déformation faibles caractérisés par les changements d'orientation de la polarité des coussins et par une schistosité faiblement à fortement développée. Aux endroits où elle a pu être observée, la polarité des coussins variait entre le nord-nord-est et le nord-est. La schistosité observée dans les basaltes montre deux orientations préférentielles, une orientation nord-ouest-sud-est et une orientation nord-est-sud-ouest, aux pendages subverticaux. La pénurie d'affleurements a empêché la collecte de suffisamment de données pour déterminer la présence de répétitions structurales possibles de la séquence.

Succession volcanique du Synclinal de Muscocho

Les travaux de cartographie ont été effectués à proximité du Pluton de Muscocho, soit sur le flanc ouest du Synclinal de Muscocho (figure 1). Trois formations se succèdent depuis le cœur du synclinal jusqu'au pluton : la Formation de Bruneau/Gilman, constituée principalement de basalte et d'andésite; la Formation de Waconichi (Membre d'Andy), constituée principalement de tuf à lapillis de composition mafique à intermédiaire; et la Formation d'Obatogamau. De nombreux dykes dioritiques provenant du Pluton de Muscocho recoupent les roches volcaniques à proximité.

À l'est du Pluton de Muscocho, des niveaux de tuf à lapillis, de tuf à cristaux intermédiaire et de tuf à cendres ont été observés au sein de laves mafiques de la Formation d'Obatogamau (n° 2; figures 1, 2c), qui sont métamorphisées au faciès des amphibolites. Toutefois, ces laves contiennent

des macrocristaux de feldspaths anormalement petits (<5 mm) pour la Formation d'Obatogamau (figure 2d). En outre, les laves mafiques, analysées à l'aide d'un appareil portatif à fluorescence X(μ XRF) ont enregistré des teneurs en Zr anormalement élevées pour la Formation d'Obatogamau (tableau 1). De telles teneurs ont cependant été mesurées dans les roches volcaniques de la Formation de Waconichi, lors d'analyses réalisées dans d'autres secteurs du transect de Chibougamau. Ces laves et niveaux de tufs sont interprétés de façon préliminaire comme appartenant à la Formation de Waconichi, là où elle est interdigitée avec le sommet de la Formation d'Obatogamau.

Les travaux dans le secteur du Membre de Winchester ont été amorcés. Divers niveaux de tufs allant du tuf à cristaux au tuf à lapillis et blocs y ont été décrits et échantillonnés (figure 2e; n° 3, figure 1). Un âge concordant avec celui de la Formation de Waconichi a récemment été obtenu pour ce membre (F. Leclerc, comm. pers., 2018). En outre, les laves mafiques situées au sud de ce membre montrent des polarités orientées vers le sud (figure 2f). Ces laves seraient situées stratigraphiquement au-dessus de la Formation de Waconichi et appartiendraient à la Formation de Bruneau/Gilman (second cycle volcanique du Groupe de Roy).

TRAVAUX FUTURS

Les travaux effectués ont permis de recueillir suffisamment de données pour caractériser la Formation d'Obatogamau à l'aide d'analyses lithogéochimiques et *in situ*. Les résultats des analyses lithogéochimiques seront combinés à une compilation de données disponibles dans la littérature et dans la base de données SIGÉOM (SIGÉOM, 2016) en vue de documenter l'hétérogénéité (verticale et, dans une certaine mesure, latérale) de la séquence de lave de la Formation d'Obatogamau et de caractériser sa source mantellique. Les analyses *in situ* seront effectuées sur des macrocristaux de plagioclase afin de documenter leur croissance et de caractériser la chambre magmatique au sein de laquelle ils se sont formés. Des analyses similaires seront effectuées sur des macrocristaux de plagioclase des complexes du Lac Doré et de la Rivière Opawica à des fins de comparaison. Ces analyses *in situ* seront effectuées à l'aide d'un microscope électronique à balayage et possiblement d'un spectromètre de masse à source à plasma inductif couplé à l'ablation laser.

Les travaux de cartographie prévus à l'été 2019 devraient être axés sur la région au sud du Synclinal de Muscocho en vue de compléter la collecte de données démarrée dans le secteur du Membre de Winchester. Les travaux porteront sur la cartographie des unités appartenant au second cycle volcanique du Groupe de Roy ainsi que sur l'étude de la structure du secteur. En effet, la polarité observée des laves du Synclinal de Muscocho est orientée vers l'est ou l'ouest (selon le flanc du synclinal), mais aucune donnée structurale ne vient expliquer la transition à la polarité orientée vers le sud observée sur les affleurements de laves mafiques situés au sud du Membre de Winchester.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient P. Houle, géologue résident du Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, pour ses conseils et son aide ayant permis l'accès et l'échantillonnage des complexes lités anorthositiques du secteur et pour avoir mis à leur disposition des locaux de sciage du ministère pendant cette campagne de terrain. Ils tiennent à remercier la compagnie IAMGOLD pour leur avoir fourni des échantillons provenant de leur projet Monster Lake. Ils tiennent également à remercier F. Leclerc, géologue du Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, pour ses conseils et la communication de données nécessaires à la compréhension de la géologie du secteur. Les auteurs remercient aussi P. Bédard pour le partage de ses connaissances et pour avoir réalisé sur le terrain les

analyses à l'aide de l'appareil μ XRF portatif. Enfin, les auteurs remercient les assistants de terrain pour leur sérieux et leur dévouement lors de la campagne.

Contribution MERC-ME2018-093 du Centre de recherches en exploration minérale provenant du Centre d'études sur les ressources minérales, Département des sciences appliquées, Université du Québec à Chicoutimi.

RÉFÉRENCES

- Allard, G.O. et Gobeil, A. 1984. General geology of the Chibougamau region; *in* Chibougamau, stratigraphy and mineralization, J. Guha et E.H. Chown (éd.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Vol 34, p. 5–19.
- Card, K.D. 1990. A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion; *Precambrian Research*, vol. 48, no. 1–2, p. 99–156.
- Cimon, J. 1977. Quart sud-est du canton de Queylus ; Ministère des Richesses naturelles du Québec, DPV-448, 33 p., 1 plan.
- Daigneault, R., St-Julien, P. et Allard, G.O. 1990. Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi greenstone belt, Chibougamau area, Quebec; *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 27, no. 12, p. 1714–1736.
- Daigneault, R. et Allard, G.O. 1990. Le Complexe du lac Doré et son environnement géologique (région de Chibougamau–Sous-province de l'Abitibi) ; Ministère de l'Énergie et des Ressources (Mines) du Québec, MM 89-03, 275 p.
- David, J., McNicoll, V., Simard, M., Bandyayera, D., Hammouche, H., Goutier, J., Pilote, P., Rhéaume, P., Leclerc, F. et Dion, C. 2011. Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2009-2010; Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, RP 2011-02, 37 p.
- Davis, D.W., Simard, M., Hammouche, H., Bandyayera, D., Goutier, J., Pilote, P., Leclerc, F. et Dion, C. 2014. Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2011–2012 ; Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, ressource en ligne, RP2014-05, 61 p.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M. et Goulet, N. 1982. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part 1—Stratigraphy and paleogeographic model; *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 19, p. 1729–1758.
- Ludden, J., Francis, D.M. et Allard, G.O. 1984. The geochemistry and evolution of the volcanic rocks of the Chibougamau region of the Abitibi metavolcanic belt; *in* Chibougamau, stratigraphy and mineralization, J. Guha and E.H. Chown (éd.); Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Vol. 34, p. 20–34.
- Leclerc, F., Bédard, J.H., Harris, L.B., Goulet, N., Houle, P. et Roy, P. 2008. Nouvelles subdivisions de la Formation de Gilman, Groupe de Roy, région de Chibougamau, Sous-province de l'Abitibi, Québec : résultats préliminaires ; *in* Recherches en cours, Commission géologique du Canada, no. 2008-7, p. 23.
- Leclerc, F., Bédard, J.H., Harris, L.B., McNicoll, V.J., Goulet, N., Roy, P. et Houle, P. 2011. Tholeiitic to calc-alkaline cyclic volcanism in the Roy Group, Chibougamau area, Abitibi Greenstone Belt—revised stratigraphy and implications for VHMS exploration; *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 48, no. 3, p. 661–694.
- Leclerc, F., Roy, P., Houle, P., Pilote, P., Bédard, J.H., Harris, L.B., McNicoll, V.J., Van Breemen, O., Goulet, J.D. et Goulet, N. 2017. Géologie de la région de Chibougamau ; Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, RG2015-03, 97 p.

- Legault, M. 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.
- Midra, R. 1989. Géochimie des laves de la Formation Obatogamau (bande sud de la ceinture archéenne Chibougamau-Matagami), Québec, Canada ; thèse de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, 101 p.
- Mortensen, J.K. 1993. U-b geochronology of the eastern Abitibi subprovince. Part 1: Chibougamau–Matagami–Joutel region; *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 30, no. 1, p. 11–28.
- Mueller, W., Chown, E.H., Sharma, K.N.M., Tait, L. et Rocheleau, M. 1989. Paleogeographic and paleotectonic evolution of a basement-controlled Archean supracrustal sequence, Chibougamau-Caopatina, Quebec; *Journal of Geology*, vol. 97, p. 399–420.
- Polat, A., Longstaffe, F.J. et Frei, R. 2018a. An overview of anorthosite-bearing layered intrusions in the Archaean craton of southern West Greenland and the Superior Province of Canada: implications for Archaean tectonics and the origin of megacrystic plagioclase; *Geodinamica Acta*, vol. 30, no. 1, p.84–99.
- Polat, A., Frei, R., Longstaffe, F.J. et Woods, R. 2018b. Petrogenetic and geodynamic origin of the Neoproterozoic Dore Lake Complex, Abitibi subprovince, Superior Province, Canada; *International Journal of Earth Sciences*, vol. 107, no. 3, p. 811–843.
- SIGÉOM 2016. SIGÉOM (ressource électronique): Système d'Information Géominière à référence spatiale. Regroupement des données géoscientifiques aux échelles 1 : 20 000 et 1 : 50 000 ; Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, URL. Disponible sur : <http://sigeom.mines.gouv.qc.ca>.

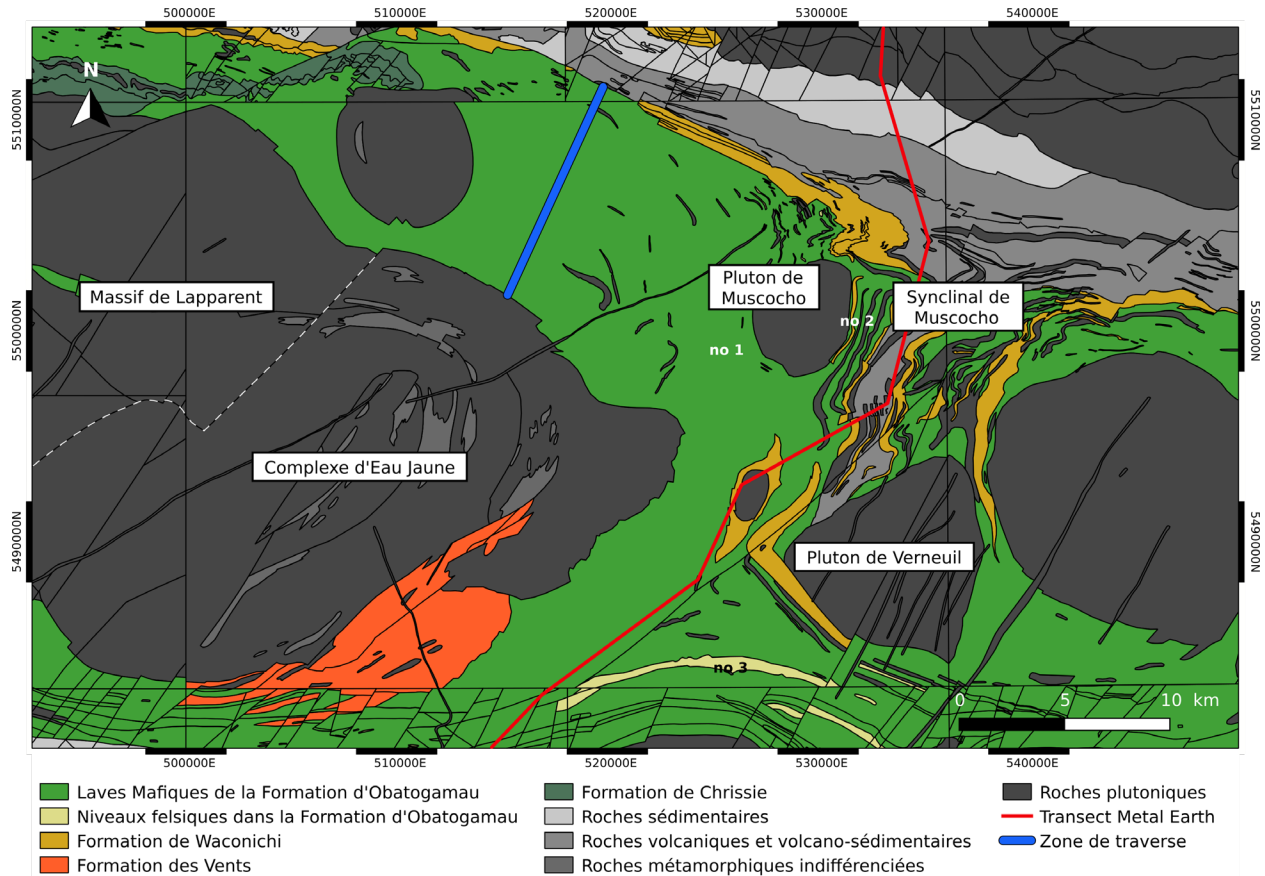


Figure 1. Carte présentant le secteur dans lequel les travaux ont eu lieu au cours de l'été 2018, réalisée à partir de la base de données du SIGÉOM (SIGÉOM, 2016). En raison de l'âge des données, le Membre de Winchester apparaît comme un niveau felsique de la Formation d'Obatogamau. Le tracé du transect de Chibougamau est indiqué en rouge; la zone choisie pour effectuer une cartographie par transect de la base au sommet de la Formation d'Obatogamau est indiquée en bleu. Le point no. 1 (centre du chiffre) correspond à la localisation des niveaux rhyolitiques massifs observés dans la Formation d'Obatogamau. Le point no. 2 correspond aux niveaux de tufs interprétés comme appartenant à la Formation de Waconichi interdigitée avec la Formation d'Obatogamau. Le point no. 3 correspond à la localisation d'un tuf à lapillis et blocs felsique au sein du Membre de Winchester. Système de coordonnées UTM NAD 83, zone 18N.

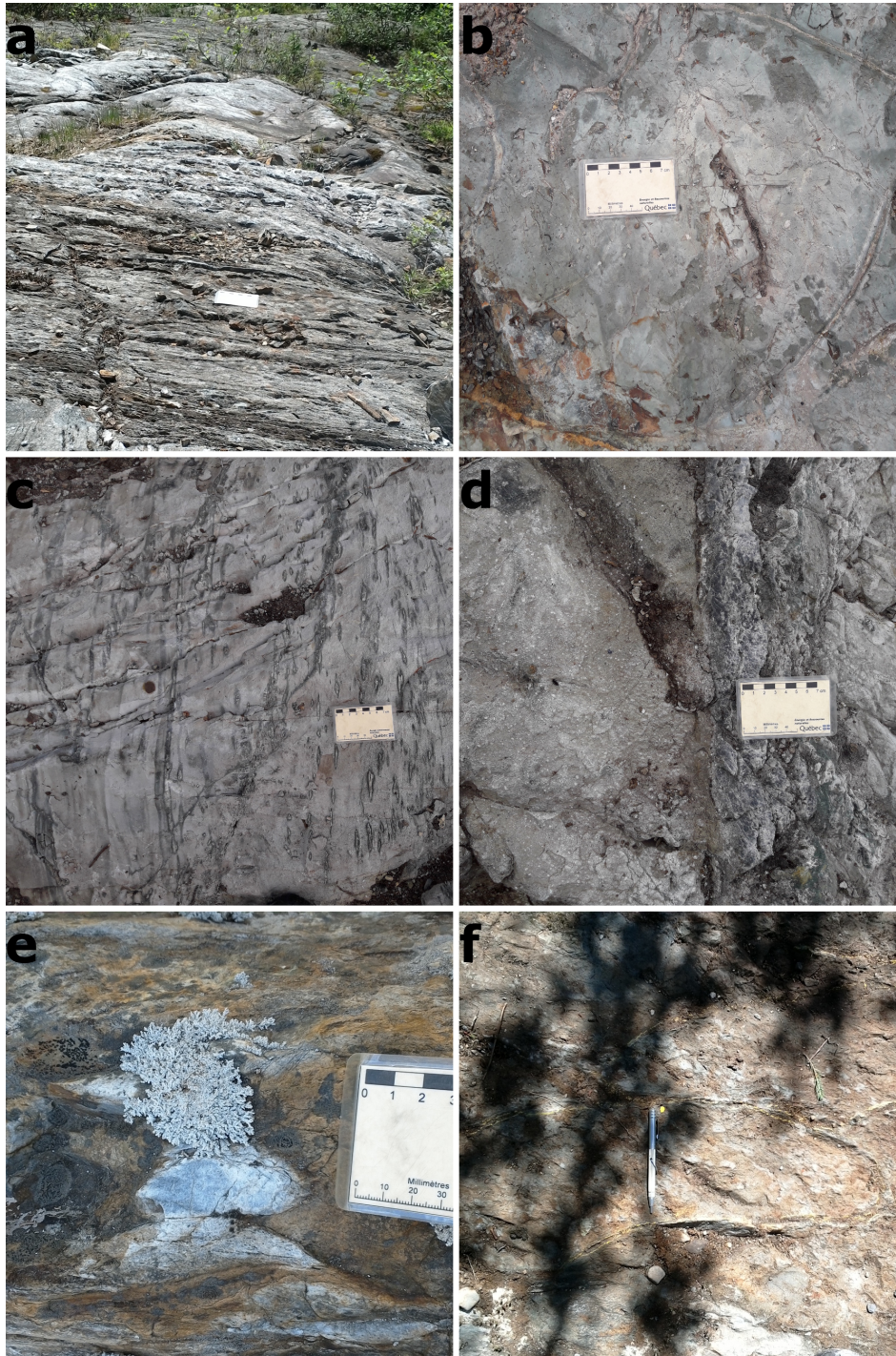


Figure 2. **a**) Niveau rhyolitique (patine claire au second plan) encaissé dans des basaltes cisailés de la Formation d’Obatogamau (n° 1 sur la figure 1); la carte servant d’échelle est la même que sur les figures 2b–e; **b**) lave en coussins de la Formation d’Obatogamau contenant des macrocristaux de plagioclase de taille subcentimétrique; **c**) niveaux de tuf à lapillis monogénique situés à l’est du Pluton de Muscocho (n° 2 sur la figure 1); **d**) lave mafique riche en petits cristaux de feldspath observée sur le même affleurement que la figure 2c; une veine de quartz marque un contact avec une lave moins riche en cristaux (à droite de la photo); **e**) exemple de lapillis contenus dans un niveau de tuf à lapillis et blocs felsique du Membre de Winchester (n° 3 sur la figure 1); **f**) lave en coussins à polarité orientée vers le sud (la pointe de tungstène est dirigée vers le nord), situé au sud du Membre de Winchester.

Tableau 1. Résultats de quelques analyses faites à l'aide d'un appareil portable à fluorescence X (μ XRF) de laves mafiques observées à l'est du Pluton de Muscocho (no. 2 sur la figure 1) et de la Formation d'Obatogamau proprement dite (dans la zone cartographiée par transect). Les différences de teneurs en Zr sont à remarquer.

Point d'analyse (numérotation interne)	Si (%)	Fe (%)	Zr (ppm)	Ni (ppm)
Station 54				
43	22	9	117	72
44	23	9	245	-
45	27	8	255	98
46	25	8	200	100
Zone de transect				
47	14	11	33	-
48	21	6	82	96
49	21	8	66	121
50	21	10	23	151
51	22	9	38	128

Enquêtes stratigraphiques et structurales menées près de zones de déformation importantes dans la région du transect de Malartic, région sud des sous-provinces de l'Abitibi et de Pontiac, Québec

X. Zhou et B. Lafrance

Centre de recherches en exploration minérale, École des sciences de la Terre Harquail, Université Laurentienne, Sudbury, Ontario P3E 2C6

INTRODUCTION

La province du lac Supérieur est le plus grand carton archéen apparent. Il recèle de nombreux gîtes d'or et de sulfures massifs volcanogènes (SMV), ainsi de des gîtes moins répandus de nickel et de cuivre d'origine magmatique (Lydon, 2007). La plupart des gîtes minéraux font preuve d'une relation spatiale étroite à des zones de déformation à orientation est-sud-est d'échelle régionale à crustale, notamment la zone de déformation de Larder Lake–Cadillac (LLCDZ) et la zone de déformation de Porcupine–Destor–Manneville (PDMDZ). Au cours de l'été de 2018, des travaux de cartographie de détail ont été réalisés près de ces zones de déformation ou de ces failles importantes de la région enrichie en métaux du transect de Malartic afin d'établir le contexte stratigraphique et les contrôles structuraux responsables de la minéralisation le long du transect.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Le transect de Malartic est un cheminement ouvert de levés géologique et géophysique qui s'étend sur 100 km de longueur et qui, se dirigeant vers le nord, traverse à la fois les terrains volcaniques et granitoïdes et les bassins sédimentaires d'âge néoarchéen de la partie sud des sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. L'histoire de la Sous-province de l'Abitibi est marquée par sept épisodes stratigraphiques volcaniques (Thurston et al., 2008) déterminés en fonction de la similarité des intervalles d'âges, la stratigraphie et la géochimie (figure 1) : antérieur à 2750 Ma (assemblage non défini), 2750 à 2735 Ma (assemblage de Pacaud), 2734 à 2724 Ma (assemblage de Deloro), 2723 à 2720 Ma (assemblage de Stoughton–Roquemaure), 2719 à 2711 Ma (assemblage de Kidd–Munro), 2710 à 2704 Ma (assemblage de Tisdale) et 2704 à 2695 Ma (assemblage de Blake River). Dans la région du transect de Malartic (figures 2, 3), l'assemblage de Deloro est représenté par le groupe de Landrienne âgé d'environ 2727 Ma (Labbé, 1999), lequel se compose principalement de roches volcaniques et volcanoclastiques de composition mafique à intermédiaire, qu'accompagne une petite quantité de roches felsiques et de roches sédimentaires. Le groupe de Kinojévis, âgé de 2727 Ma (Labbé, 1999), est principalement constitué de roches volcaniques et volcanoclastiques de composition mafique à intermédiaire, ainsi que de quelques sills de gabbro, d'une petite quantité de roches ultramafiques et de coulées volcaniques felsiques, et est l'équivalent de l'assemblage de Kidd–Munro. Le groupe de Lac Arthur, âgé d'environ 2714 Ma (Labbé, 1999), se compose surtout de roches volcaniques de composition intermédiaire à mafique et d'une petite quantité de roches volcaniques felsiques, et est l'équivalent de l'assemblage de Kidd–Munro. Le groupe de Malartic, âgé de 2714 à 2704 Ma (Pilote et al., 1999), se compose principalement de komatiite et de basalte, et est l'équivalent de la partie supérieure de l'assemblage de Kidd–Munro et de celui de Tisdale. Le groupe de Piché, âgé d'environ 2706 Ma (Pilote et al., 2014), est constitué de schistes et d'intrusions de composition mafique à intermédiaire, ainsi que de petites quantités de roches et de sédiments

volcaniques felsiques, et est l'équivalent de l'assemblage de Tisdale. Enfin, le groupe de Louvicourt, âgé d'environ 2704 à 2702 Ma (Pilote et al., 1998), est constitué de roches volcaniques de composition mafique à intermédiaire et d'une petite quantité de roches volcanoclastiques de composition intermédiaire à felsique, ce qui en fait l'équivalent de la partie inférieure de l'assemblage de Blake River.

Le transect de Malartic comprend cinq groupes métasédimentaires : le groupe de Kewagama âgé de 2691 à 2685 Ma (Feng and Kerrich, 1991; Davis, 2002), qui se compose essentiellement de mudstone et de wacke typiques d'une séquence à turbidites; le groupe de Cadillac âgé de 2685 Ma (Davis, 2002), constitué surtout de siltstone et de wacke turbiditiques et d'une petite quantité de schiste à biotite, à chlorite et à actinolite, et de roches volcanoclastiques felsiques; le groupe de Pontiac âgé de 2685 à 2682 Ma (Davis, 2002), constitué principalement de mudstone et de wacke avec une petite quantité de formation ferrifère et de conglomérat (Gunning and Ambrose, 1940; Goulet, 1978; Dimroth et al., 1982); le Groupe de Timiskaming âgé de 2677 à 2672 Ma (Davis, 2002; Pilote et al., 2015), lequel se compose de siltstone et de grès à stratification oblique et de conglomérat polygénique; et le groupe de Chicobi âgé de 2698 Ma (Ayer et al., 2002), constitué de mudstone, de grès à stratification oblique et de conglomérat polygénique. Plusieurs plutons recoupent aussi bien les assemblages volcaniques que les groupes sédimentaires, notamment les plutons de Lac Fournière, âgé d'environ 2682 Ma (Davis, 2002); de Preissac, âgé d'environ 2681 à 2660 Ma (Ducharme et al., 1997); de La Corne, âgé d'environ 2680 à 2640 Ma (Machado et al., 1991); et de La Motte, âgé d'environ 2647 à 2642 Ma (Machado et al., 1991; Ducharme et al., 1997).

GÉOLOGIE DE TERRAIN

Pour des raisons pratiques, le transect de Malartic est divisé en six domaines tectonostratigraphiques soit, du nord au sud, les domaines de Chicobi, de Kinojévis–Lac Arthur, de Manneville, de Preissac–Vassan, de Cadillac–Rivière Héva et de Pontiac. Ils sont décrits ci-dessous, l'accent étant mis sur les nouvelles observations au sujet des relations de contact géologique entre les unités importantes.

Domaine de Chicobi

Le domaine de Chicobi est composé de roches volcaniques mafiques orientées vers l'est de la formation de Desboues et des groupes de Lac Arthur et de Béarn, ainsi que de roches sédimentaires du bassin sédimentaire de Chicobi. Ce dernier est limité par le segment nord à orientation est de la faille de Chicobi et la faille de Castagnier. L'histoire du volcanisme et de la sédimentation dans ce domaine n'est pas bien connue en raison de la pénurie de données géochronologiques. Le bassin renferme du mudstone et du grès turbiditiques feuilletés, avec un peu de formation ferrifère rubanée à magnétite et à chert et de la formation ferrifère à hématite et à jaspe, ainsi qu'une petite quantité de conglomérat. Une grosse intrusion de syénite et des dykes de gabbro recoupent le bassin et les roches volcaniques environnantes. Les travaux de cartographie de cet été ont révélé la présence d'une nouvelle unité de conglomérat polygénique à clastes reposant en discordance sur du basalte en coussins de la formation de Desboues et du grès à stratification oblique du groupe de Chicobi (figure 4a). Le conglomérat contient des clastes provenant de divers types de roches, y compris du basalte, du gabbro, de l'orthoogneiss, de la roche volcanique felsique, de granitoïde, de formation ferrifère à magnétite et à chert, et de grès. Le bassin de Chicobi et les roches volcaniques environnantes ont été affectées par de nombreuses générations de structures. La fabrique la plus prononcée est un clivage pénétratif subvertical à orientation nord-ouest (figure 4b), qui se manifeste généralement en sens horaire à la stratification et aux contacts de nature lithologique, ou en direction subparallèle à ces derniers. De nombreux filons, qui disparaissent progressivement en biseau et renflent le long de ce clivage, ont été mis en place avant ou pendant la formation du clivage. Une linéation d'étirement définie par de l'amphibole et de la biotite alignées et des clastes de granitoïdes allongés se prolonge le long du clivage principal et plonge fortement vers le nord-ouest (figure 4c). Des extinctions roulantes asymétriques entourant les clastes de granitoïdes semblent

indiquer un mouvement senestre qui a entraîné le décalage du compartiment sud de la faille vers le haut le long de la faille de Chicobi (figure 4b, c). Des plis tardifs en forme de Z sont surimprimés au clivage principal (figure 4d) et se sont probablement formés au cours d'un épisode de cisaillement dextre. Des ensembles conjugués de bandes froissées et une brèche de faille cataclastique subverticale et à orientation nord recoupent toutes les autres structures.

Domaine de Kinojévis–Lac Arthur

Le domaine de Kinojévis–Lac Arthur est situé au nord de la faille de Manneville Nord. Il est divisé en plusieurs terrains d'origine surtout volcanique (du plus ancien au plus jeune) : le groupe de Landrienne, âgé d'environ 2727 Ma (Labbé, 1999); le groupe de Kinojévis, âgé de 2720 à 2716 Ma (Pilote et al., 2014); le groupe de Figuery; le groupe d'Amos; le groupe de La Morandière; et le groupe de Lac Arthur, âgé d'environ 2714 Ma (Labbé, 1999). Ces terrains ont été pénétrés par plusieurs plutons felsiques, soit les plutons de Berry, de Trécesson, d'Amos, de Duvernoy et de Claverny. Les roches volcaniques sont plissées en une série de plis droits serrés de direction ouest et d'échelle régionale à clivage de plan axial. Ce clivage est surimprimé par des plis droits ouverts tardifs à orientation nord et des bandes froissées. Une nouvelle datation radiométrique U-Pb sur zircon d'environ 2716 Ma a été obtenue d'un mince copeau de dacite du groupe de Figuery (M. Hamilton, comm. pers., 2018), ce qui en fait l'équivalent de l'assemblage de Kidd–Munro.

Domaine de Manneville

Le domaine de Manneville est situé entre la zone de faille de Manneville Nord et la zone de faille de Manneville Sud. Il comprend la formation volcanique de La Motte–Vassan, appartenant au groupe de Malartic, et la formation sédimentaire de Caste (auparavant connue sous le nom de « groupe de Lac Caste »), appartenant au groupe de Kewagama. Ces roches volcano-sédimentaires ont été pénétrées par trois plutons, soit les plutons de Preissac, de La Corne et de La Motte. Une nouvelle unité de conglomérat monomictique à texture matricielle a été trouvée à l'endroit du contact entre la formation sédimentaire de Caste et le groupe de Malartic. Ce conglomérat renferme des clastes de schiste ultramafique et d'autres roches ultramafiques moins déformées; de plus, sa direction de rajeunissement est orientée vers les roches ultramafiques au sud, ce qui semble indiquer que le groupe volcanique de Malartic, plus âgé, est en contact par faille avec la formation sédimentaire de Caste, plus récente. Une unité de brèche tufacée mafique, qui contient aussi des fragments felsiques, provenant de la formation de La Motte–Vassan a donné un nouvel âge sur zircon d'environ 2708 Ma (M. Hamilton, comm. pers., 2018); il s'agit-là d'un âge plus jeune que celui d'environ 2714 Ma (Pilote et al., 1999) obtenu auparavant au moyen de la méthode U-Pb d'une unité volcanoclastique felsique située à un niveau stratigraphique inférieur de cette même formation.

La faille de Manneville Nord est interprétée comme étant la prolongation est de la faille de Porcupine–Destor. Elle se dirige vers l'ouest, plonge modérément vers le nord et présente une linéation caractérisée par de la biotite et de l'amphibole en aval-pendage. Les porphyroclastes de type σ et la déviation de la foliation semblent indiquer un décalage inverse du compartiment nord de la faille vers le haut. La faille de Manneville Sud est interprétée comme étant un point de divergence de la faille de Porcupine–Destor. Le long de la faille, la foliation principale est parallèle au plan axial des plis droits, isoclinaux à serrés et orientés vers le nord-ouest, qui plongent vers l'est suivant la linéation d'étirement définie par le plagioclase, l'amphibole et la biotite alignés. La foliation a créé des plis isoclinaux et surimprimé un dyke granitique à biotite. La datation sur zircons détritiques de ce dernier a donné un âge d'environ 2680 Ma (M. Hamilton, comm. pers., 2018), ce qui fixe une limite d'âge supérieur à la formation de la foliation. Une datation sur zircons hérités d'un autre dyke granitique renfermant des xénolites mafiques feuilletés et non feuilletés a donné des âges d'environ 2709 Ma, 2703 Ma et 2693 Ma

((M. Hamilton, comm. pers., 2018). La schistosité principale est surimprimée par des plis droits ouverts tardifs de direction nord-est à schistosité de crénulation de plan axial.

Domaine de Preissac–Vassan

Le domaine de Preissac–Vassan se situe entre la zone de faille de Manneville Sud et la zone de faille de Rivière-Héva. Il est constitué de roches métavolcaniques de composition ultramafique à mafique du groupe de Malartic et de diverses phases intrusives de composition felsique des plutons de Preissac et de La Corne. La pénurie d’affleurements a empêché la poursuite de recherches dans cette région et la représentation cartographique se fonde surtout sur des données aéromagnétiques.

Domaine de Cadillac–Rivière-Héva

Le domaine de Cadillac–Rivière Héva est situé entre la zone de déformation de Larder Lake–Cadillac et la zone de faille de Rivière Héva. Il est constitué de roches métavolcaniques de composition ultramafique à mafique des groupes de Malartic et de Piché, de roches métavolcaniques de composition felsique à mafique des groupes de Louvicourt et de Blake River, et de roches métasédimentaires des bassins du sud de l’Abitibi (formation de Mont-Brun et groupe de Cadillac). Des études antérieures proposent que la nature des contacts géologiques entre ces unités soit liée à leur mise en place (par ex., Gunning et Ambrose, 1940; Imreh, 1984) ou à des failles (par ex., Desrochers et Hubert, 1996). Un conglomérat à direction de rajeunissement orientée vers le nord-est, et qui renferme des clastes de roches métavolcaniques de la formation sous-jacente de Piché, a été trouvé à la base du bassin sédimentaire du groupe de Cadillac, ce qui semble indiquer que le contact soit en fait une discordance d’érosion (figure 5a, b). Le contact est surimprimé par un clivage subvertical à orientation ouest-nord-ouest et une linéation d’étirement à plongement raide vers l’est parallèles aux plan axial et coaxial, respectivement, des plis régionaux dans le bassin du groupe de Cadillac (figure 5c). Des extinctions roulantes asymétriques entourant les clastes de granitoïde semblent indiquer que les roches métavolcaniques du groupe de Piché ont été déplacées vers le haut par rapport au conglomérat du bassin du groupe de Cadillac (figure 5d). Le clivage est surimprimé par des plis d’entraînement tardifs en forme de Z et des ensembles conjugués de bandes froissées.

Domaine de Pontiac

Le domaine de Pontiac est situé au sud de la zone de déformation de Larder Lake–Cadillac dans la Sous-province de Pontiac. Il est principalement constitué de wacke et de mudstone granoclassés, et d’une petite quantité de conglomérat, ainsi que de roches volcaniques mafiques et ultramafiques (Gunning et Ambrose, 1940; Goulet, 1978). Des plis isoclinaux précoces localement préservés sont surimprimés par le clivage principal régional (Perrouy et al., 2017) à orientation nord-ouest et à plongement subvertical. Le clivage principal de plan axial est parallèle aux plis droits et serrés régionaux en forme de S, qui caractérisent le patron cartographique dans le domaine de Pontiac. Le clivage principal comprend une linéation raide à biotite, qui plonge vers l’est et qui est surimprimée par des plis d’entraînement tardifs en forme de Z et des bandes froissées.

SOMMAIRE

Les conclusions du rapport sont résumées ce dessous :

- Les unités de conglomérat sont présentes dans la zone de contact entre les terrains volcaniques et les bassins sédimentaires (par ex., contact entre les formations de Piché et de Cadillac et contact

entre les formations de Chicobi et de Desboues). Ces unités renferment des clastes de roches volcaniques sous-jacentes et sont considérées des discordances d'érosion.

- Les directions de rajeunissement d'autres unités de conglomérat sont orientées vers les roches volcaniques sous-jacentes plus anciennes (par ex., le contact entre les formations de Lac Caste et de Malartic) et sont en contact par faille avec les roches volcaniques.
- Les domaines le long de ce transect accusent un fort clivage subvertical, orienté vers l'ouest-nord-ouest, parallèle au plan axial des plis droits isoclinaux à serrés d'échelle régionale. Une linéation d'étirement est présente sur le plan de clivage et plonge fortement à proximité du contact entre les terrains métavolcaniques et les bassins sédimentaires. Le clivage est surimprimé par des plis tardifs en forme de Z et des bandes froissées.

Ces nouveaux résultats issus de travaux cartographiques contribueront à améliorer la compréhension de l'évolution géologique qui a eu lieu le long des limites des domaines volcano-sédimentaires. Les failles longeant les limites des bassins de type Porcupine et de type Timiskaming (par ex., celle de Larder Lake et la cassure de Cadillac, la zone de faille de Porcupine–Destor–Manneville) sont considérées des structures transcrustales en vertu de la présence de gîtes d'or primaire d'âge archéen le long des structures, ainsi que de l'identification de structures similaires dans le craton de Yilgarn (Goleby et al., 2004). Ces structures transcrustales importantes deviendront peut-être apparentes une fois que les profils sismiques auront été interprétés au cours des mois à venir. L'intégration de données sismiques et magnétotelluriques a permis d'identifier les voies de passage hydrothermales dans le craton de Gawler (Heinson et al., 2018). Il est à espérer que les données sismiques et magnétotelluriques recueillies dans le cadre du projet *Metal Earth* aideront à identifier des structures médio-crustales, permettant ainsi de distinguer les terrains enrichis en métaux, tels ceux de l'Abitibi, des terrains moins prometteurs, ce qui en fin de compte est l'objectif fondamental de l'initiative *Metal Earth*.

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier P. Pilote (Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec), ainsi que R. Daigneault et P. Bedeaux (Université du Québec à Chicoutimi) de les avoir entretenus sur la géologie de la région du transect de Malartic. Ils remercient particulièrement S. Perrouty (Université Laurentienne) d'avoir organisé une visite de la mine Canadian Malartic ainsi qu'une excursion dans son voisinage. Ils ont grandement apprécié les discussions qu'ils ont eues avec M. Leshner (Université Laurentienne) sur l'indice nickélifère Cubric et les gîtes de minerai magmatique. Ils expriment leur gratitude à G. Beaudoin et B. Quesnel (Université Laval) pour leur visite à quelques indices aurifères de la région de Malartic et pour leurs discussions à ce sujet. Ils apprécient tout particulièrement les discussions tenues avec D. Snyder (auparavant de la Commission géologique du Canada) au sujet de la géologie du transect et du profil sismique. Le premier auteur remercie B. Samson, D. Shirriff, L. Roy (Université Laurentienne), S. Battye et N. Welt (University of Toronto) pour leur aide enthousiaste sur le terrain au cours de l'été. Les précieux commentaires au sujet de l'excursion au transect de Malartic fournis par les collègues de l'initiative *Metal Earth*, R. Sherlock, P. Thurston, J. Ayer, S. Perrouty, R. Haugaard, T. Jørgensen, S. White, K. Rubingh, Z. Tóth, N. Lafleur-Roy (Université Laurentienne) et L. Mathieu (Université du Québec à Chicoutimi) sont particulièrement appréciés. Les auteurs remercient aussi P. Thurston d'avoir révisé leur manuscrit.

Des travaux de terrain de cette nature seraient impossibles à accomplir sans le soutien du secteur minier. Les auteurs tiennent donc à remercier les individus suivants de leur avoir permis l'accès aux concessions minières de leurs compagnies et de leur collaboration aux travaux de cartographie dans ces mêmes concessions : S. Dickenson (IAMGOLD Corporation), M. Masson (Midland Exploration Inc.), D. Vaillancourt (Agnico-Eagle Ltd.), D. Jolin (Globex Mining Enterprises Inc.), N. Champigny (Quebec

Precious Metals Corporation), F. MacDonald (Kenorland Minerals Inc.), M. Drapeau (Madex Exploration Inc.), E. Tremblay (Monarques Gold Corporation). Ils ont particulièrement apprécié les discussions tenues avec F. Bouchard (Canadian Malartic Mine) au sujet de la géologie de la région environnant la mine Canadian Malartic.

Les auteurs tiennent aussi à remercier les résidents accueillants de la région du transect de Malartic, notamment K. Castonguay, R. Guay et A. Ouellet, de leur avoir donné la permission de procéder à des travaux cartographiques sur leurs propriétés et de l'intérêt qu'ils ont porté au projet.

Contribution MERC-ME2018-064 du Centre de recherches en exploration minérale de l'École des sciences de la Terre Harquail.

RÉFÉRENCES

- Ayer, J., Amelin, Y., Corfu, F., Kamo, S., Ketchum, J., Kwok, K. et Trowell, N. 2002. Evolution of the southern Abitibi greenstone belt base on U-Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation; *Precambrian Research*, v. 115, p. 63–95.
- Ayer, J.A., Thurston, P. C., Bateman, R., Dubé, B., Gibson, H. L., Hamilton, M. A., Hathway, B., Hocker, S.M., Houlié, M., Hudak, G.J., Ispolatov, V., Lafrance, B., Leshner, C.M., MacDonald, P.J., Péloquin, A.S., Piercey, S.J., Reed, L.E. et Thompson, P.H. 2005. Overview of results from the Greenstone Architecture Project: Discover Abitibi Initiative; Ontario Geological Survey, Open File Report 6154, 125 p.
- Bedeaux, P., Pilote, P., Daigneault, R. et Rafini, S. 2017. Synthesis of the structural evolution and associated gold mineralization of the Cadillac Fault, Abitibi, Canada; *Ore Geology Review*, v. 82, p. 49–69.
- Corfu, F., Krogh, T.E., Kwok, Y.Y. et Jensen, L.S. 1989. U–Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 26, p. 1747–1763.
- Davis, D.W. 2002. U-Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics; *Precambrian Research*, v. 115, p. 97–117.
- Desrochers, J.P. et Hubert, C. 1996. Structural evolution and early accretion of the Archean Malartic Composite Block, southern Abitibi greenstone belt, Québec, Canada; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 33, p. 1556–1569.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M. et Goulet, N. 1982. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: stratigraphy and paleogeographic model; *Canadian Journal of Earth Sciences*; v. 19, p. 1729–1758.
- Ducharme, Y., Stevenson, R.K. et Machado, N. 1997. Sm-Nd geochemistry and U-Pb geochronology of the Preissac and La Motte leucogranites, Abitibi Subprovince; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 34, p. 1059–1071.
- Feng, R. et Kerrich, R. 1991. Single zircon age constraints on the tectonic juxtaposition of the Archean Abitibi greenstone belt and Pontiac subprovince, Quebec, Canada; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, p. 3437–3441.
- Goleby, B. R., Blewett, R. S., Korsch, R. J., Champion, D. C., Cassidy, K. F., Jones, L. E. A., Groenewald, P. B. et Henson, P. 2004. Deep seismic reflection profiling in the Archean northeastern Yilgarn Craton, Western Australia: implications for crustal architecture and mineral potential; *Tectonophysics*, v. 388, p. 119–133.
- Goulet, N. 1978. Stratigraphy and structural relationships across the Cadillac–Larder Lake Fault, Rouyn–Beauchastel area, Quebec; Ph.D. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 286 p.
- Goutier, J. et Melançon, M. 2007. Compilation géologique de la Sous-province de l'Abitibi (version préliminaire); Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec.

- Gunning, H.C. et Ambrose, J.W. 1940. Malartic area, Québec; Geological Survey of Canada, Memoir 222, 142 p.
- Heinson, G., Didana, Y., Soeffky, P., Thiel, S. et Wise, T. 2018. The crustal geophysical signature of a world-class magmatic mineral system; *Nature Scientific Reports*, v. 8, p. 10608–10613.
- Imreh, L. 1984. Sillon de La Motte–Vassan et son avant-pays méridional: synthèse volcanologique, lithostratigraphique et gîtologique; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 82-04, 72 p.
- Labbé, J. 1999. Évolution stratigraphique et structurale dans la région d'Amos–Barraute; *in Études géologiques dans la région d'Amos*, J. Labbé (ed.), Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 98-04, p. 5–18.
- Lydon, J. W. 2007. An overview of the economic and geological contexts of Canada's major mineral deposit types; *in Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*, W.D. Goodfellow (ed.); Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 3–48.
- Machado, N., Philippe, S., David, J. et Gariépy, C. 1991. Géochronologie U-Pb du territoire québécois: Fosses du Labrador et de l'Ungava et Sous-province de Pontiac; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 91-07, 50 p.
- Mortensen, J.K. 1993. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 2: Noranda–Kirkland Lake area; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 30, p. 29–41.
- Perrouy, S., Gaillard, N., Piette-Lauzière, N., Mir, R., Bardoux, M., Olivo, G.R., Linnen, R.L., Bérubé, C.L., Lypaczewski, P., Guilmette, C., Feltrin, L. et Morris, W.A. 2017. Structural setting for Canadian Malartic style of gold mineralization in the Pontiac Subprovince, south of the Cadillac Larder Lake Deformation Zone, Québec, Canada; *Ore Geology Review*, v. 84, p. 185–201.
- Pilote, P., Daigneault, R., David, J. et McNicoll, V. 2014. L'architecture des groupes de Malartic, de Piché et de Cadillac et de la Faille de Cadillac, Abitibi: révision géologique, nouvelles datations et interprétations; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 2015-03.
- Pilote, P., Daigneault, R., David, J. et McNicoll, V. 2015. Architecture of the Malartic, Piché and Cadillac groups and the Cadillac Fault: geological revisions, new dates and interpretations; Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Abstracts of Oral Presentations and Posters, Québec Mines, 2014, p. 37.
- Pilote, P., Mueller, W.U., Parent, M., Machado, N., Moorhead, J., Scott, C.R. et Lavoie, S. 1998. Géologie et volcanologie des formations Val-d'Or et Héva, district de Val d'Or, sous-province de l'Abitibi, Québec; contraintes géochimiques et géochronologiques; GAC, MAC, CGU Joint Annual Meeting 23, Program with Abstracts, p. 146–147.
- Pilote, P., Scott, C.R., Mueller, W., Lavoie, S. et Riopel, P. 1999. Géologie des formations de Val-d'Or, Héva et Jacola : nouvelle interprétation du groupe de Malartic; *in Explorer au Québec : le défi de la connaissance*; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Séminaire d'information sur la recherche géologique, programme et résumés, 1999, DV 99-03, 52 p.
- SIGÉOM 2018. SIGÉOM (ressource en ligne) : Système d'Information Géomonière à référence spatiale. Regroupement des données géoscientifiques aux échelles 1/20 000 et 1/50 000; Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, http://sigecom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1102_indexAccueil?l=a# [last accessed October 2018].
- Thurston, P., Ayer, J.A., Goutier, J. et Hamilton, M.A. 2008. Depositional gaps in Abitibi Greenstone Belt stratigraphy: a key to exploration for syngenetic mineralization; *Economic Geology*, v. 103, p. 1097–1134, URL <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.103.6.1097>.

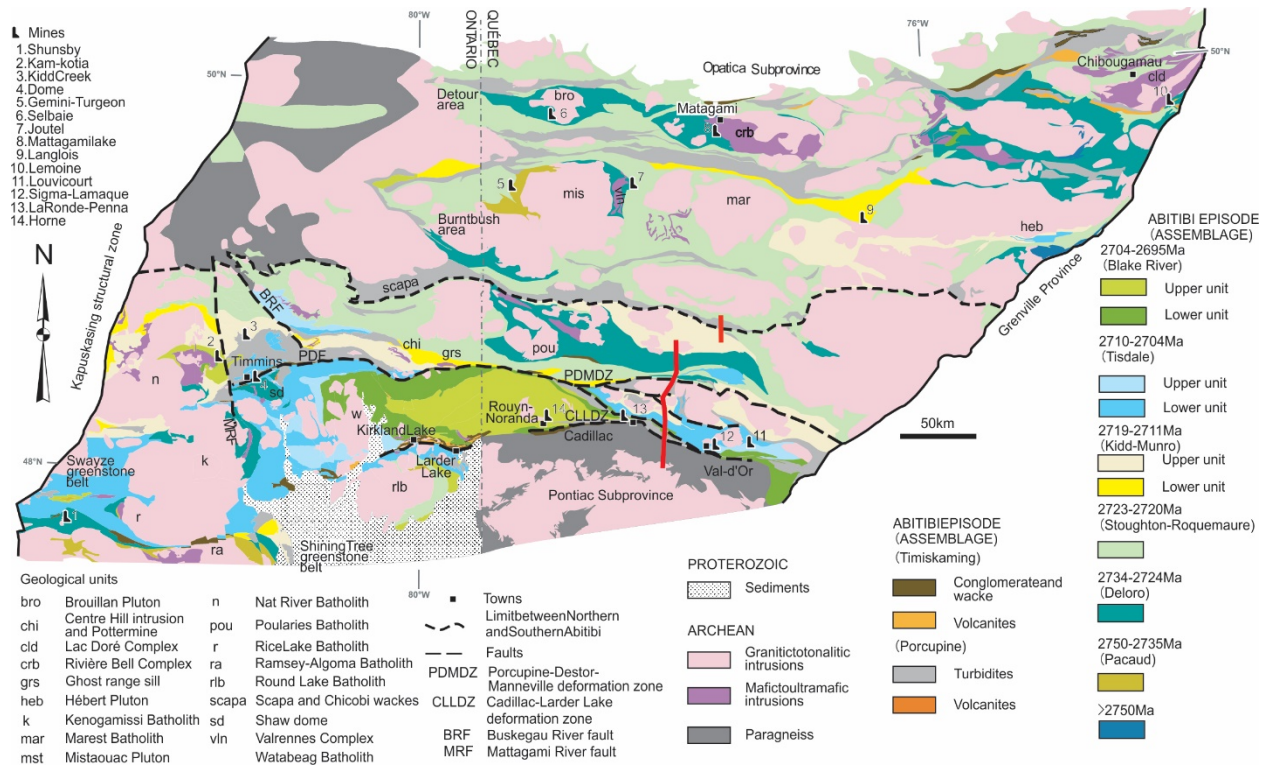


Figure 1. Cadre tectonique de la région sud des sous-provinces de l'Abitibi et de Pontiac. Figure *modifiée à partir de* Thurston et al. (2008). La géologie de la partie sud de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi est fondée sur Ayer et al. (2005) et la partie au Québec sur Goutier et Melançon (2007). Le trait rouge plein représente le transect de Malartic.

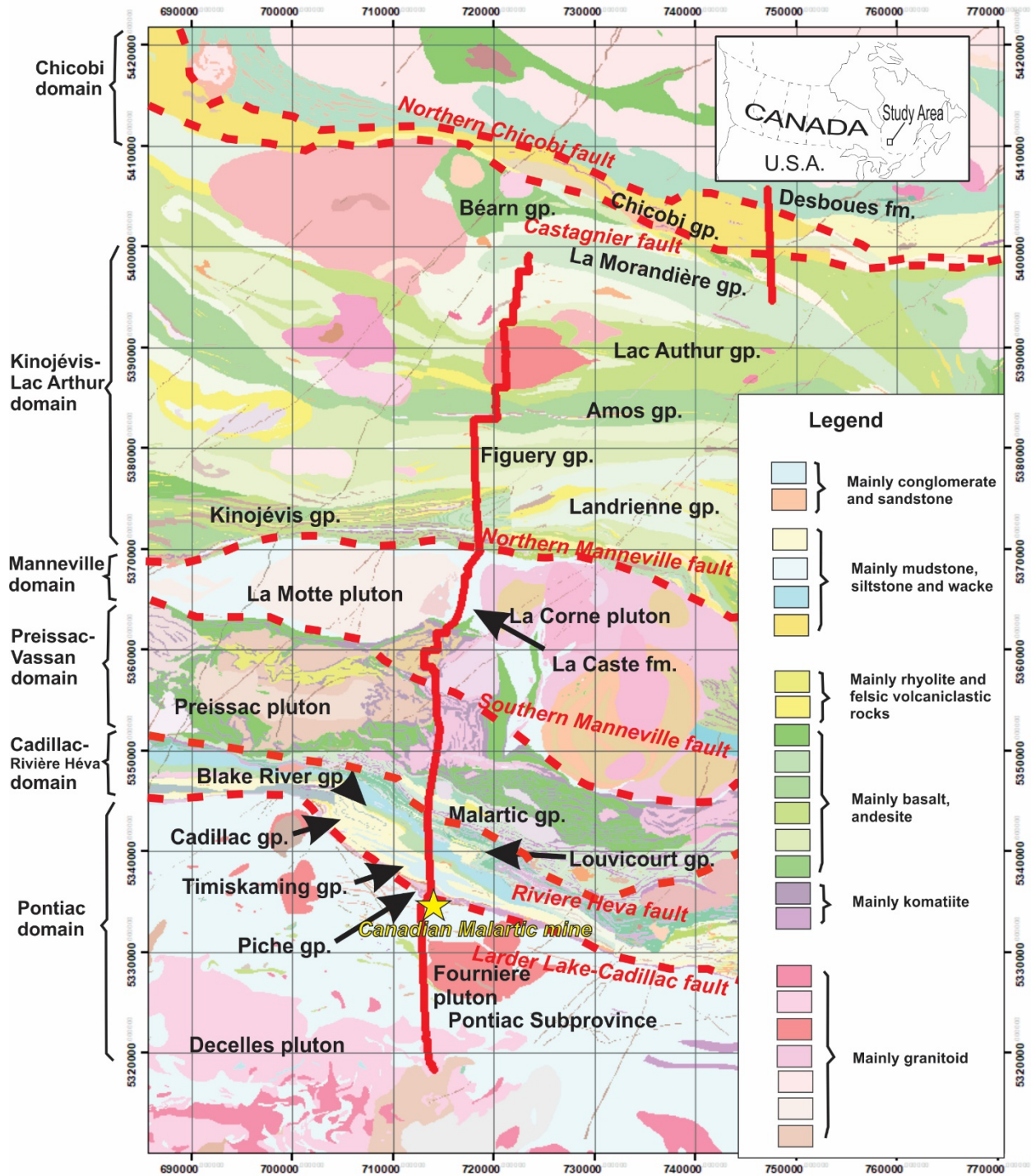


Figure 2 Géologie régionale de la zone du transect de Malartic dans la région sud des sous-provinces de l’Abitibi et de Pontiac. Figure modifiée à partir du SIGÉOM (2017). Les principaux domaines tectonostratigraphiques sont indiqués. L’étoile jaune indique l’emplacement de la mine Canadian Malartic. Abréviations : Fm., formation; Gp., groupe.

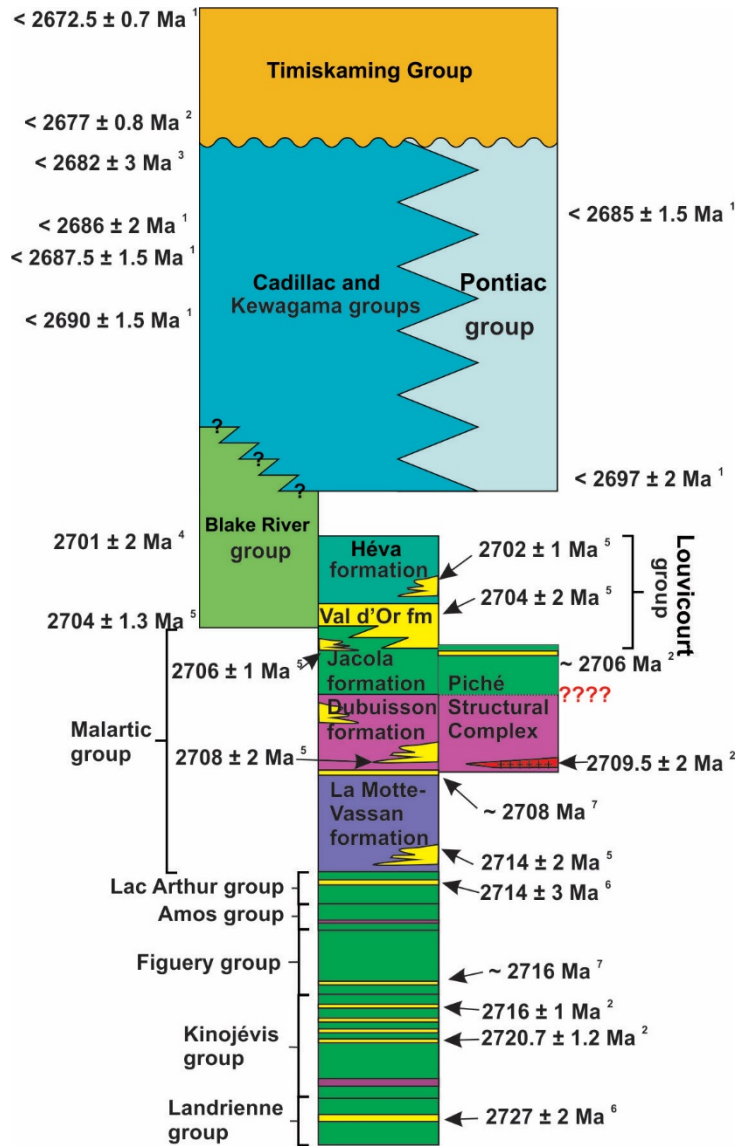


Figure 3. Colonne stratigraphique et données géochronologiques U-Pb connexes de la zone du transect de Malartic dans la région sud des sous-provinces de l'Abitibi et de Pontiac. Figure modifiée à partir de Pilote et al. (2015) et Bedeaux et al. (2017). Source: ¹Davis (2002), ²Pilote et al. (2015), ³Mortensen (1993), ⁴Corfu et al. (1989), ⁵Pilote et al. (1999), ⁶Labbé, 1999; ⁷M. Hamilton (comm. pers., 2018).

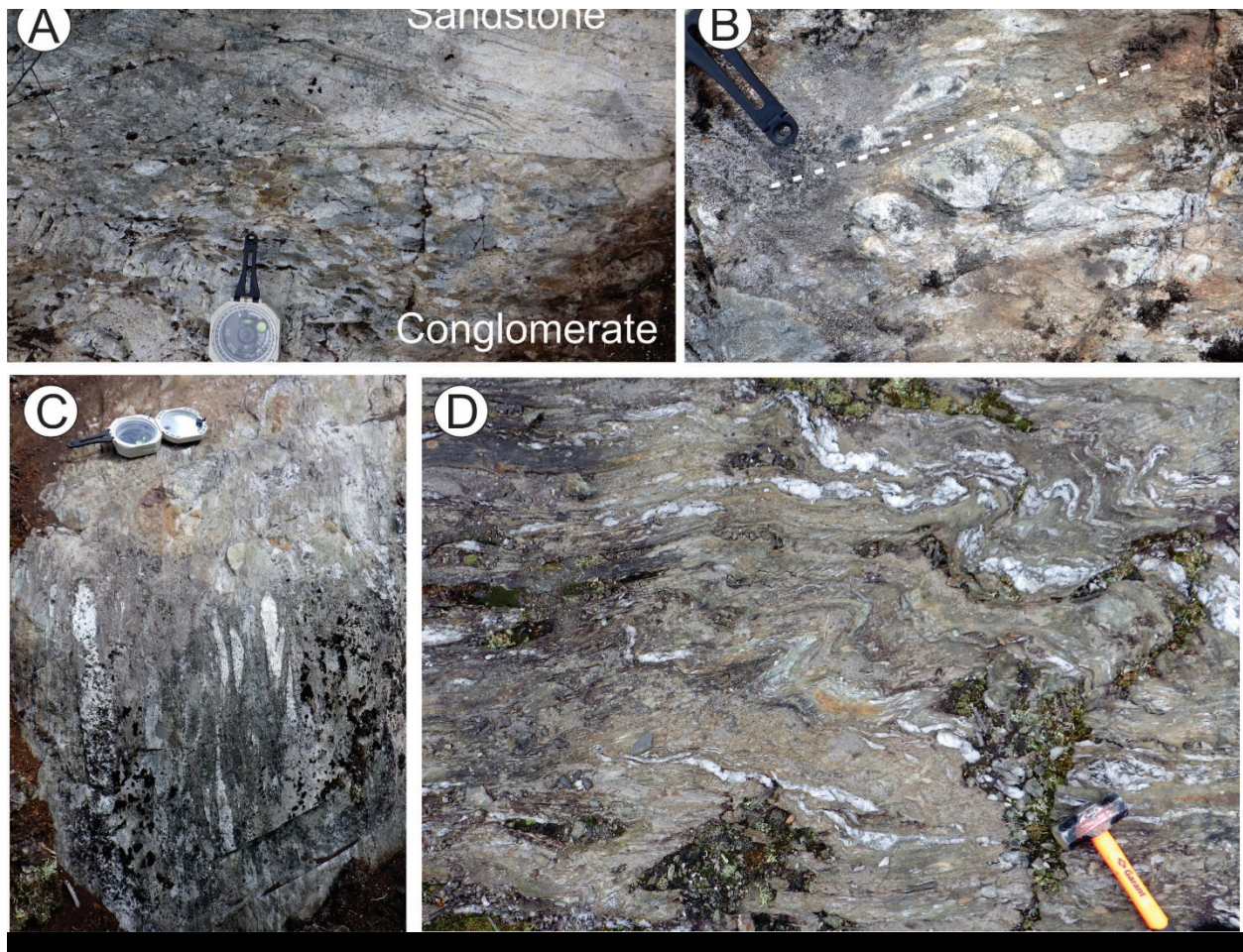


Figure 4 Photographies d’affleurements du domaine de Chicobi dans la région sud des sous-provinces de l’Abitibi et de Pontiac montrant : a) un conglomérat polygénique reposant en discordance sur du grès à stratification oblique; b) cisaillement senestre le long du clivage principal; c) linéation d’étirement raide défini par des clastes de granitoïde allongés; d) clivage principal surimprimé par des plis tardifs en forme de Z (la boussole, qui mesure 22 cm de longueur, et le marteau, qui mesure 25 cm, sont dirigés vers le nord).

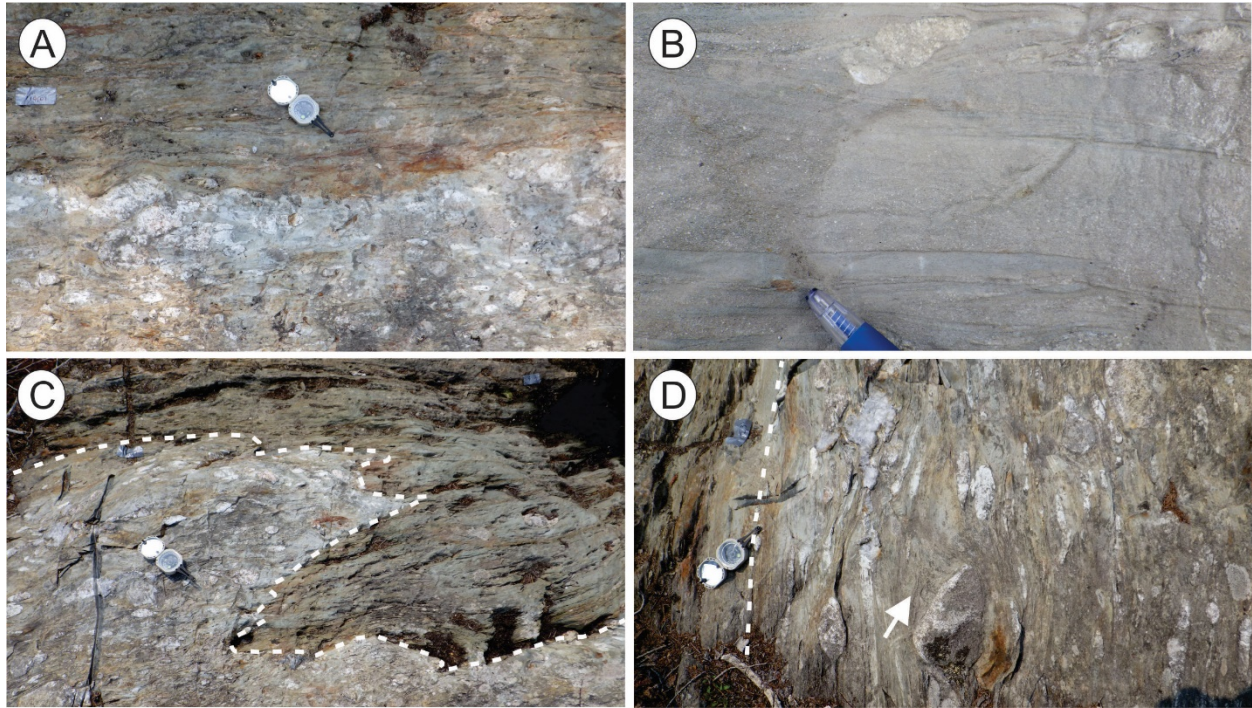


Figure 5 Photographies prises sur le terrain près du contact entre les groupe de Piché et de Cadillac dans la région sud des sous-provinces de l’Abitibi et de Pontiac montrant : a) un contact géologique abrupt entre une coulée mafique du groupe de Piché et du conglomérat du bassin du groupe de Cadillac; b) des couches granoclassées au nord du contact à direction de rajeunissement orientée vers le nord-est, à une certaine distance des roches métavolcaniques sous-jacentes; c) surimpression du contact par des plis droits parasites affectant les plis régionaux (le contact est indiqué par la ligne blanche tiretée); d) extinctions roulantes asymétriques entourant les clastes granitoïdes, tel qu’indiqués par la flèche (le contact est indiqué par la ligne blanche tiretée. La boussole, qui mesure 22 cm de longueur, et la plume, qui mesure 2 cm, sont dirigés vers le nord).

Plissement régional, filons de quartz et minéralisation en or dans un bassin métasédimentaire longeant le segment Malartic de la zone de déformation Larder Lake–Cadillac, ceinture de roches vertes de l’Abitibi, Québec

B. Samson, B. Lafrance et X. Zhou

Centre de recherches en exploration minérale, École des sciences de la Terre Harquail, Université Laurentienne, Sudbury, Ontario P3E 2C6

INTRODUCTION

La zone de déformation de Larder Lake–Cadillac (LLCDZ; figure 1) de la ceinture de roches vertes de l’Abitibi, située dans la province archéenne du Supérieur, est une importante zone de déformation d’échelle crustale qui renferme de nombreux gîtes aurifères de classe mondiale. Peu de travaux consacrés à la minéralisation aurifère que renferme le bassin métasédimentaire longeant le segment Malartic de la LLCDZ ont été réalisés en raison de la pénurie d’affleurements dans la région. Cependant, de nouveaux affleurements mis à découvert par voie mécanique par la Midland Exploration Inc. au cours des trois dernières années, ainsi qu’en raison de l’exploitation forestière ayant eu lieu à l’automne 2017, font qu’il est maintenant possible d’étudier la minéralisation aurifère au sein de ce district prometteur. Une région longeant le segment Malartic de la LLCDZ (figure 2) a fait l’objet de travaux cartographiques au cours de l’été 2018 dans le cadre du projet de cartographie du transect sismique Malartic relevant de l’initiative *Metal Earth*.

Le projet de cartographie réalisé en 2018 avait pour objet d’établir l’histoire structurale du bassin, de déterminer le contexte chronologique de la mise en place des filons de quartz et d’établir l’importance d’un porphyre à quartz et feldspar découvert en bordure de la LLCDZ. Le présent rapport résume les résultats préliminaires découlant de ces travaux cartographiques et met l’accent sur l’évolution structurale des roches supracrustales, des filons aurifères et de leur chronologie relative par rapport à la formation des plis à l’échelle régionale.

CONTEXTE RÉGIONAL

La ceinture de roches vertes de l’Abitibi se compose d’assemblages volcaniques et sédimentaires que pénètrent de grands amas granitoïdes. Quatre unités volcaniques se retrouvent à proximité de la LLCDZ, soit les groupes (Bedeaux et al., 2017) de Piché (2709 à 2706 Ma; Pilote et al., 2015), de Malartic (2714 à 2704 Ma; Pilote et al., 1999, 2015), de Louvicourt (2704 Ma; Pilote et al., 1999, 2015) et de Blake River (2703 à 2695 Ma; Corfu et al., 1989, 1993; Mortensen, 1993; McNicoll et al., 2014). Le groupe de Piché longe la LLCDZ et se compose principalement de roches volcaniques mafiques et ultramafiques fortement déformées (Latulippe, 1976; Simard et al., 2013) et d’une petite quantité de roches andésitiques intermédiaires (Landry, 1991). Le groupe de Malartic se compose de roches volcaniques mafiques et ultramafiques intercalées avec de petites quantités de roches volcaniques dont la composition varie

d'intermédiaire à felsique, alors que les groupes de Louvicourt et de Blake River se composent principalement de roches volcaniques mafiques et felsiques (Bedeaux et al., 2017).

Deux bassins de succession sédimentaires d'âge archéen recouvrent ces assemblages volcaniques le long du segment Malartic de la LLCZ (figure 1; Thurston et al., 2008). Des roches du groupe de Cadillac (Dimroth et al., 1982) reposent dans un bassin de 150 km de long sur 5 km de large et recouvrent en discordance les roches plus anciennes du groupe de Blake River, au nord de la LLCZ (Goutier, 1997; Lafrance et al., 2003; Mercier-Langevin et al., 2007; Thurston et al., 2008). Le groupe de Cadillac a été mis en place il y a plus de 2686 Ma (Mortensen, 1993; Davis, 2002) et il est l'équivalent stratigraphique du groupe de Porcupine, en Ontario (Ayer et al., 2002; Thurston et al., 2008). Du conglomérat fluvial d'origine plus récente, du grès et des turbidites marines mises en place à faible profondeur, appartenant tous au Groupe de Timiskaming datant d'environ 2677 à 2672 Ma, reposent en discordance sur le groupe de Cadillac (Corfu et Davis, 1991; Davis, 2002; Pilote et al., 2015).

La Sous-province de Pontiac, laquelle gît juste au sud de la LLCZ et de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, se compose de grès à turbidites et d'une petite quantité de conglomérat, de formation ferrifère, et de roches mafiques et ultramafiques (Goulet, 1978; Dimroth et al., 1982; Perrouty et al., 2017). Les roches métasédimentaires ont été mises en place entre il y a environ 2685 Ma, soit l'âge des plus jeunes zircons détritiques trouvés dans le grès, et environ 2682 Ma, époque de la cristallisation du pluton de Lac Fourmières qui les recoupe.

UNITÉS LITHOLOGIQUES ET STRUCTURES RÉGIONALES

Le groupe de Cadillac se compose de grès à turbidites interstratifié avec du mudstone. Des chenaux creusés par l'érosion à la base des couches de conglomérat et l'étalement granulométrique normal dans les couches de grès peuvent servir d'indicateurs du rajeunissement. Le Groupe de Timiskaming, plus récent, comporte des couches de conglomérat polygénique (figure 3a), qui alternent avec du grès à stratification oblique en auge, ainsi que des roches sédimentaires à turbidites à faciès marin (figure 3b). Les couches de conglomérat polygénique renferment des clastes de roches volcaniques de composition mafique et felsique, des granitoïdes, du chert et du quartz fumé.

Les roches des groupes de Cadillac et de Timiskaming sont surimprimées par des plis régionaux dont la schistosité de plan axial à l'échelle régionale est orientée vers l'ouest-nord-ouest et plonge fortement vers le nord et le sud (figure 4). Elle se manifeste sous forme d'une schistosité continue d'apparence ardoisière dans le mudstone, sous forme de clivage disjonctif espacé dans le grès et sous forme de clastes allongés et aplatis dans le conglomérat. Elle est orientée en sens anti-horaire dans le cas des couches faisant face au nord (figure 3b) et en sens contraire dans celui des couches faisant face au sud. Des plis parasites serrés ou isoclinaux en forme de S et de Z (figure 3c) se retrouvent sur les flancs opposés des plis régionaux. Ces plis parasites plongent faiblement à modérément vers l'est-sud-est, suivant une direction parallèle à une linéation d'étirement minérale, qui est caractérisée par la présence de porphyroblastes à biotite encaissés dans le grès à turbidites (figure 3d) et par l'allongement des clastes dans le conglomérat. Deux affleurement minéralisés mis à découvert, soit le décapage TR16-10 (figure 5) et le décapage TR16-02 (figure 6), situés sur des flancs opposés d'un pli régional, ont fait l'objet de travaux de cartographie de détail et sont décrits dans les sections qui suivent.

Décapage TR16-10 (708141E, 5341183N; UTM Zone 17, NAD83)

Le décapage TR16-10 est situé dans un anticlinal régional, plus spécifiquement sur le flanc nord à direction de rajeunissement orientée vers le nord. Il est constitué de siltstone et de mudstone à turbidites et d'épaisses couches de grès. L'orientation des lits est d'environ 290° et ils sont fortement inclinés vers le nord. La schistosité régionale à pendage abrupt est de direction 280° et de sens antihoraire à la stratification. Une linéation d'étirement parallèle aux axes des plis parasites s'incline modérément vers l'est-sud-est (105°).

Quatre générations de filons de quartz (V1 à V4) sont présentes sur l'affleurement. Les filons V1 (figure 7a) ne se manifestent que dans les couches de grès plus épaisses, au sein desquelles ils forment des séries de filons en échelon plus ou moins parallèles à la schistosité. Ils se composent de quartz fumé et leur épaisseur varie d'environ 2 mm à 3 cm. Les filons V2 (figure 7b) sont des fissures de tension constituées de quartz, d'albite, de carbonate ferreux et de biotite; leur épaisseur varie de 2 à 5 cm et leur longueur moyenne est d'environ 10 cm. Ils sont de direction 190° et plongent modérément vers l'ouest, leur attitude étant subperpendiculaire à la linéation d'étirement minérale. Les filons V3 (figure 7c) sont des filons en échelon de forme sigmoïde et ne se retrouvent que dans les couches de grès compétentes plus épaisses; ils se composent de quartz d'apparence fumée ou blanche et leur épaisseur varie de 2 à 10 cm. Les filons V4 (figure 7d, e) sont des filons d'extension constitués de quartz fumé noir et de quartz blanc. Ces filons, qui peuvent atteindre plusieurs mètres de longueur et 25 cm de largeur, s'étendent sur des centaines de mètres. De direction 100°, ils sont orientés à un angle peu prononcé en sens antihoraire à la stratification et sont surimprimés par des plis serrés en forme de S. Ils sont entourés d'une auréole d'altération en chlorite, en arsénopyrite, en carbonate, en tourmaline et en biotite, qui s'étend à plus de 5 à 10 cm de chaque côté des filons. Les filons V4 et leurs auréoles d'altération renferment de l'or titrant 1,7 à 41 g/t Au (Midland Exploration Inc., 2016).

L'orientation antihoraire des filons V3 et V4 par rapport à la stratification, la forme sigmoïde des filons V3 et la surimpression des filons V4 par des plis en forme de S concordent avec une mise en place des filons au cours d'épisodes de cisaillement senestre. Les filons ont été déformés au cours d'un épisode de déformation subséquent. Les filons V4 sont boudinés, décalés par des bandes de cisaillement dextre fortement inclinées et surimprimés par des plis d'entraînement en forme de Z, attribuables à un épisode plus récent de cisaillement dextre, qui s'est produit parallèle à la stratification (figure 7c).

Décapage TR16-02 (706373E, 5341667N; UTM Zone 17, NAD 83)

Le décapage TR16-02 est situé sur le flanc sud, à direction de rajeunissement orientée vers le sud, de l'anticlinal régional dont la schistosité régionale est caractérisée par la présence de clastes aplatis de sens horaire à la stratification. Le décapage est constitué de conglomérat polygénique de Timiskaming interstratifié avec du grès massif à étalement granulométrique normal. Les couches de direction 280° s'inclinent fortement vers le nord. La schistosité subverticale est orientée environ 290° et de sens horaire par rapport à la stratification. Une linéation d'étirement minérale, qui se reconnaît à la présence de clastes allongés, présente un plongement modéré à faible de direction d'environ 100°.

Il n'y a que des filons V2 et V4 sur cet affleurement. Les filons V2 ont une orientation (environ 160°/60°) plus ou moins perpendiculaire à la linéation d'étirement minérale (figure 8a), tandis que les filons V4 en forme de S ont une orientation est-ouest en sens antihoraire à la stratification (figure 8b). Les filons V4 sont boudinés et surimprimés par des bandes de cisaillement dextre (figure 8c). Des clastes

granitiques dans le conglomérat sont entourés d’extinctions roulantes asymétriques et, par endroits, ont été comblés par des minéraux hydrothermaux (figure 8d).

SOMMAIRE ET CONCLUSION

Les plis isoclinaux régionaux et leur schistosité de plan axial se sont formés au cours d’un épisode de raccourcissement de direction nord-nord-est. Les filons V1 ont été mis en place avant le plissement puis ont subi une rotation, qui les a orientés parallèles à la schistosité de plan axial. Les filons V2 ont été mis en place au cours d’épisodes de plissement, prenant la forme de fissures de tension orientées en sens subperpendiculaire à la linéation d’étirement. Au cours d’un épisode subséquent de cisaillement senestre progressif, les filons V3 ont créé un réseau de fissures de tension qui ont été plissées en forme de S au cours du cisaillement continu. Les filons de quartz aurifère V4 ont comblé des fractures de sens anti-horaire à la stratification avant d’être plissés en forme de S. Les filons V4 étant de sens anti-horaire à la stratification sur les deux flancs du pli semblerait indiquer que leur formation est postérieure au plissement régional. Un épisode plus récent de cisaillement dextre en sens parallèle à la stratification a causé la formation de bandes de cisaillement dextre, de structures boudinées et de plis d’entraînement dextres surimprimés aux filons V4.

Au gîte aurifère voisin Canadian Malartic, situé au sud de la LLCZ, la minéralisation en or est contrôlée par des structures formées au cours du plissement senestre d’envergure régionale des roches métasédimentaires du groupe de Pontiac (De Souza et al., 2016). En raison du fait que la minéralisation en or dans les bassins de Cadillac et de Timiskaming est également associée à des structures senestres, il se peut que sa mise en place coïncide structurellement et soit contemporaine, ou légèrement postérieure, à celle de la minéralisation en or du gîte Canadian Malartic.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient G. Roger, président et directeur général de la Midland Exploration Inc. et M.-F. Bugnon, directrice générale en charge de l’exploration de la IAMGOLD Corp., de leur avoir permis l’accès à la propriété Héva-Est. Ils remercient P. Pilote, du Ministère de l’Énergie et des Ressources naturelles du Québec, et R. Daigneault, de l’Université du Québec à Chicoutimi, ainsi que S. De Souza, de l’Université du Québec à Montréal des discussions tenues au sujet d’interprétations. Enfin, ils remercient également L. Roy pour son travail assidu et son aide au cours de cette campagne sur le terrain.

Contribution MERC-ME2018-066 du Centre de recherches en exploration minérale de l’École des sciences de la Terre Harquail.

RÉFÉRENCES

- Ayer, J., Amelin, Y., Corfu, F., Kamo, S., Ketchum, J., Kwok, K. et Trowell, N. 2002. Evolution of the southern Abitibi greenstone belt base on U-Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation; *Precambrian Research*, v. 115, p. 63–95.
- Bedeaux, P., Pilote, P., Daigneault, R. et Rafini, S. 2017. Synthesis of the structural evolution and associated gold mineralization of the Cadillac Fault, Abitibi, Canada; *Ore Geology Reviews*; v. 82, p. 49–69.

- Corfu, F. et Davis, D.W. 1991. Comment on “Archean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralization” by J.C. Claoué-Long, R.W. King and R. Kerrich; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 104, p. 545–552.
- Corfu, F., Krogh, T.E., Kwok, Y.Y. et Jensen, L.S. 1989. U–Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 26, p. 1747–1763.
- Corfu, F., Spooner, E.T.C. et Barrie, C.T. 1993. The evolution of the southern Abitibi greenstone belt in light of precise U–Pb geochronology; *Economic Geology, Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 88, p. 1323–1340.
- Davis, D.W. 2002. U–Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics; *Precambrian Research*, v. 115, p. 97–117.
- De Souza, S., Dubé, B., McNicoll, V., Dupuis, C., Mercier-Langevin, P., Creaser, R. et Kjarsgaard, I. 2016. Geology and hydrothermal alteration of the world-class Canadian Malartic gold deposit: genesis of an Archean stockwork-disseminated gold deposit in the Abitibi greenstone belt, Quebec; chapter 9 in *Archean Base and Precious Metal Deposits, Southern Abitibi Greenstone Belt, Canada*, T. Monecke, P. Mercier-Langevin, B. Dubé (ed.); *Reviews in Economic Geology*, v. 19, p. 263–276.
- Desrochers, J.P. et Hubert, C. 1996. Structural evolution and early accretion of the Archean Malartic Composite Block, southern Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 33, p. 1556–1569.
- Desrochers, J.P., Hubert, C., Ludden, J.N. et Pilote, P. 1993. Accretion of Archean oceanic plateau fragments in the Abitibi greenstone belt, Canada; *Geology*, v. 21, p. 451–454.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M. et Goulet, N. 1982. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: stratigraphy and paleogeographic model; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 19, p. 1729–1758.
- Goulet, N. 1978. Stratigraphy and structural relationships across the Cadillac-Larder Lake Fault, Rouyn-Beauchastel area, Quebec; Ph.D. thesis, Queen’s University, Kingston, Ontario, 286 p.
- Goutier, J. 1997. Géologie de la région de Destor; Ministère des Ressources naturelles du Québec, report RG 96-13, 37 p.
- Hubert, C., Trudel, P. et Gelin, L. 1984. Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River group, Abitibi belt, Quebec; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 21, 1024–1032.
- Hyde, R.S. 1980. Sedimentary facies in the Archean Timiskaming Group and their tectonic implications, Abitibi greenstone belt, northeastern Ontario, Canada; *Precambrian Research*, v. 12, p. 161–195.
- Imreh, L. 1984. Sillon de La Motte–Vassan et son avant-pays méridional: synthèse volcanologique, lithostratigraphique et gîtologique; Ministère de l’Énergie et des Ressources du Québec, Direction générale de l’exploration géologique et minière, MM82-4, 72 p., 2 maps.
- Lafrance, B., Moorhead, J. et Davis, D.W. 2003. Cadre géologique du camp minier de Doyon-Bousquet-Laronde; Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs du Québec, report ET 2002-07, 43 p.
- Landry, J. 1991. Volcanologie physique et sédimentologie du groupe volcanique de Piché et relations stratigraphiques avec les groupes sédimentaires encaissants de Pontiac et de Cadillac; unpublished M.Sc. thesis, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Quebec, 210 p.
- Latulippe, M. 1976. Excursion géologique: la région de Val d’Or–Malartic; Ministère des Richesses naturelles du Québec (ed.), Institut canadien des mines et de la métallurgie, DPV-367, 129 p.

- McNicoll, V., Goutier, J., Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Ross, P.-S., Dion, C., Monecke, T., Legault, M., Percival, J. et Gibson, H. 2014. U–Pb Geochronology of the Blake River Group, Abitibi greenstone belt, Quebec, and implications for base metal exploration; *Economic Geology*, v. 109, p. 27–59.
- Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Hannington, M.D., Richer-Lafleche, M. et Gosselin, G. 2007. The LaRonde Penna Au-rich volcanogenic massive sulfide deposit, Abitibi greenstone belt, Quebec: Part II. Litho geochemistry and paleotectonic setting; *Economic Geology*, v. 102, p. 611–631.
- Midland Exploration Inc. 2016. Midland continues to discover several new gold-bearing zones on its Heva project, with grades up to 41.0 g/t Au by prospecting; news release, December 20, 2016, <http://www.midlandexploration.com/en/Communique.aspx?ResourceId=31fa1039-8a5a-4807-a8c7-2ea5bc814052> [last accessed: September 2018].
- Mortensen, J.K. 1993. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 2: Noranda–Kirkland Lake area; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 30, p. 29–41.
- Perrouty, S., Gaillard, N., Piette-Lauzière, N., Mir, R., Bardoux, M., Olivo, G.R., Linnen, R., Bérubé, C., Lypaczewski, P., Guilmette, C., Feltrin, L. et Morris, W. 2017. Structural setting for Canadian Malartic style of gold mineralization in the Pontiac Subprovince, south of the Cadillac Larder Lake Deformation Zone, Québec, Canada; *Ore Geology Reviews*, v. 84, p. 185–201.
- Pilote, P. 2013. Géologie Malartic, 32D01-NE; Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, CG-32D01D-2013-01.
- Pilote, P., Daigneault, R., David, J. et McNicoll, V. 2015. Architecture of the Malartic, Piché and Cadillac groups and the Cadillac Fault: geological revisions, new dates and interpretations; Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, DV 2015-04. 37 p.
- Pilote, P., Scott, C.R., Mueller, W., Lavoie, S. et Riopel, P. 1999. Géologie des formations de Val-d'Or, Héva et Jacola: nouvelle interprétation du groupe de Malartic; *in* Explorer au Québec : le défi de la connaissance. Séminaire d'information sur la recherche géologique, programme et résumés, 1999; Ministère de l'Énergie et des Ressources, DV 99-03, 52 p.
- Simard, M., Gaboury, D., Daigneault, R. et Mercier-Langevin, P. 2013. Multistage gold mineralization at the Lapa mine, Abitibi Subprovince: insights into auriferous hydrothermal and metasomatic processes in the Cadillac–Larder Lake Fault Zone; *Mineral Deposits*, v. 48, p. 883–905.
- Thurston, P.C., Ayer, J.A., Goutier, J. et Hamilton, M.A. 2008. Depositional gaps in Abitibi greenstone belt stratigraphy: a key to exploration for syngenetic mineralization; *Economic Geology*, v. 103, p. 1097–1134.

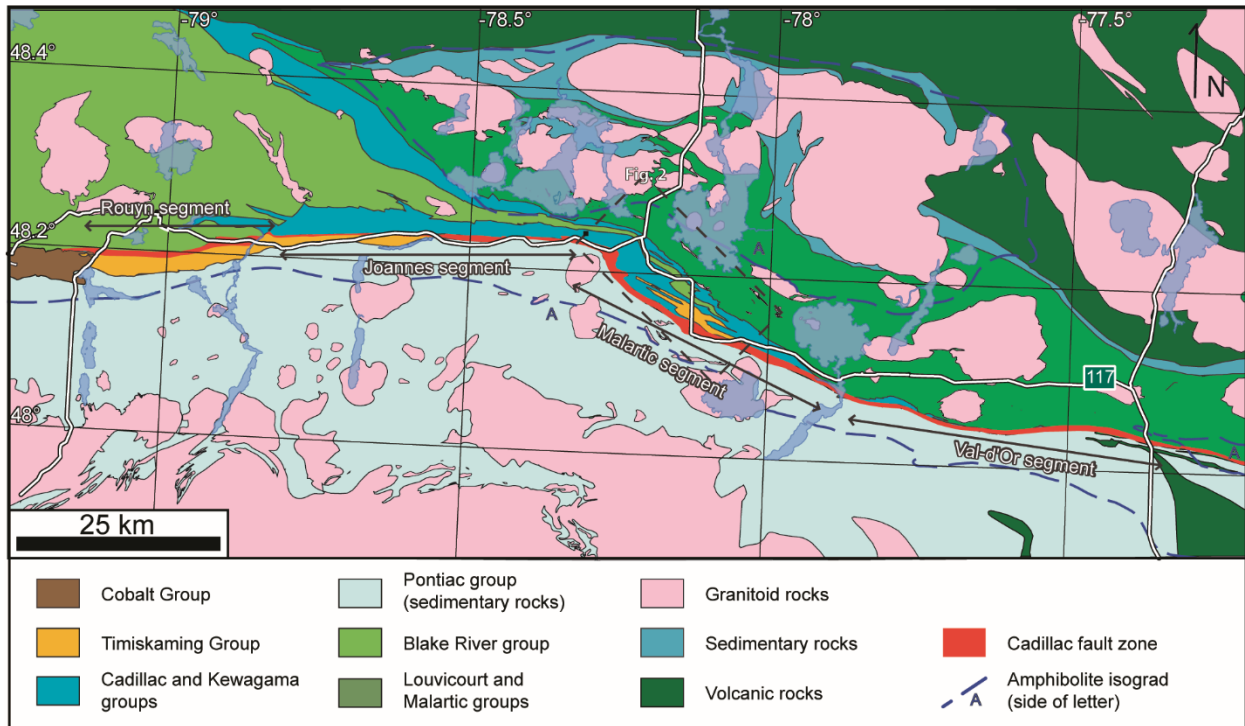


Figure 1. Géologie régionale, montrant les quatre segments de la zone de déformation de Larder-Lake-Cadillac. Figure *modifiée* à partir de Hubert et al. (1984), Imreh (1984), Desrochers et Hubert (1996) et Bedeaux et al. (2017).

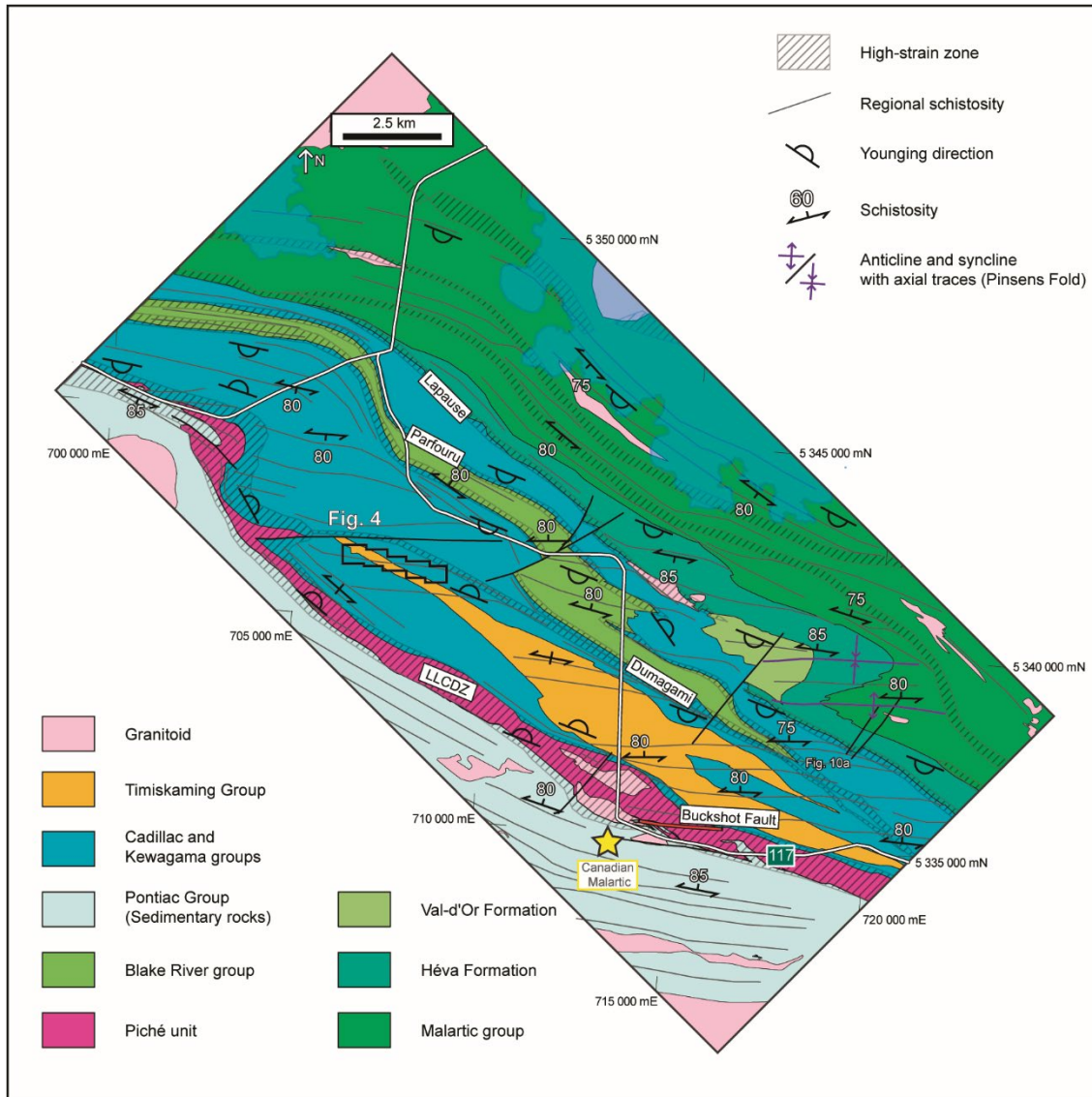


Figure 2. Géologie du segment Malartic de la zone de déformation de Larder Lake-Cadillac (LLCDZ). Figure *modifiée à partir de* Desrochers et al. (1993), Desrochers et Hubert (1996), Pilote et al. (1999), Pilote (2013), Pilote et al. (2015) et Bedeaux et al. (2017). Le secteur délimité par le trait noir indique l'emplacement de la figure 4.

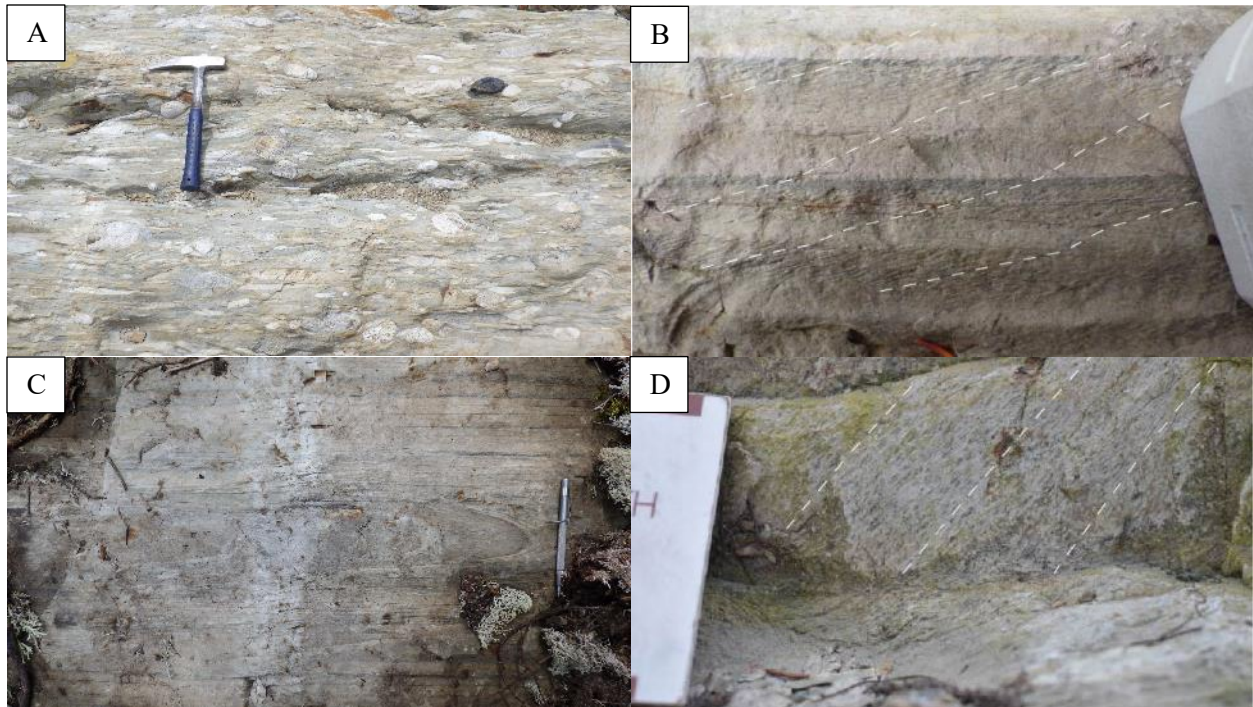


Figure 3. Photographies prises sur le terrain d'unités lithologiques du Groupe de Timiskaming dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi : **a)** conglomérat polygénique de Timiskaming typique (le marteau mesure 33 cm de longueur); **b)** grès à turbidites du Groupe de Timiskaming à étalement granulométrique normal et à direction de rajeunissement orientée au nord surimprimé par une schistosité de sens horaire, qui est indiquée par la ligne blanche tiretée (la boussole mesure 7 cm de longueur); **c)** pli isoclinal parasite des plis régionaux (la plume aimantée mesure 13 cm de longueur); **d)** porphyroblastes à biotite caractérisant la linéation d'étirement régionale, qui est indiqué par les lignes blanches tiretées (la carte mesure 5 cm de largeur).

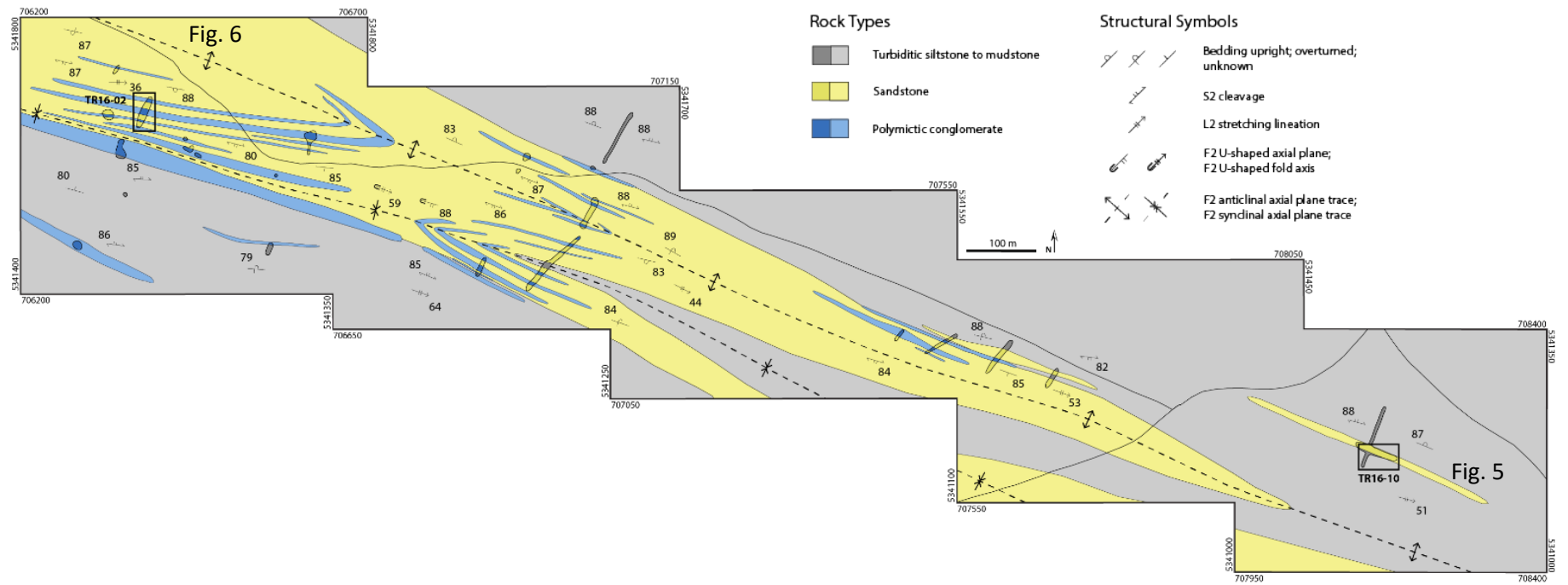


Figure 4. Carte géologique montrant l'anticlinal et le syndinal isoclinaux à l'échelle régionale dans le conglomérat, le grès et les turbidites de Timiskaming à l'échelle du 1/2000.

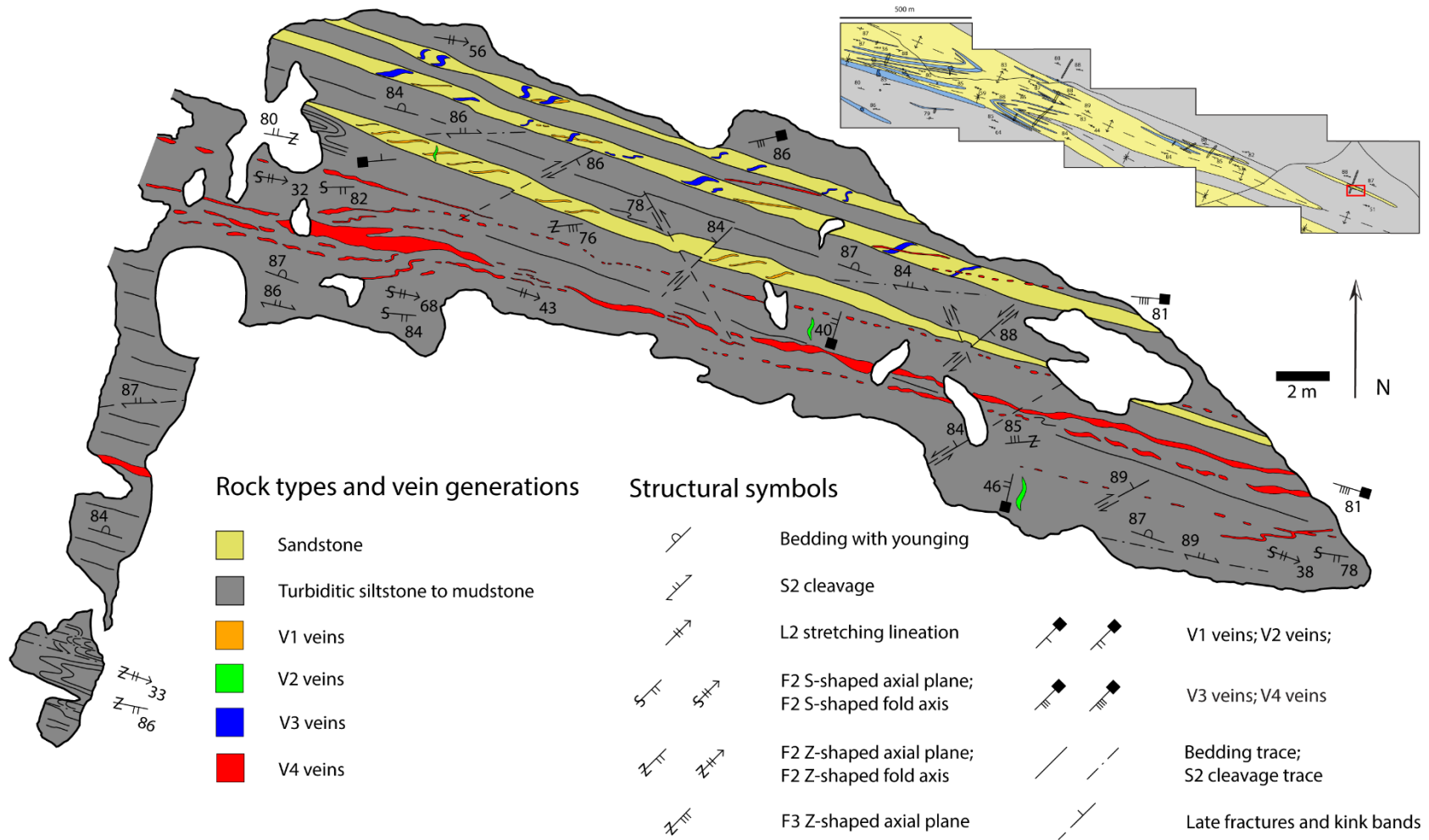


Figure 5. Géologie du décapage minéralisé TR16-10 situé sur le flanc nord d'un anticlinal régional de la ceinture de roches vertes d'Abitibi. La stratification rajeunit vers le nord sur cet affleurement et la schistosité est de sens anti-horaire à la stratification. Les filons aurifères V4 sont indiqués en rouge. Le médaillon montre l'emplacement de l'affleurement de la figure 4.

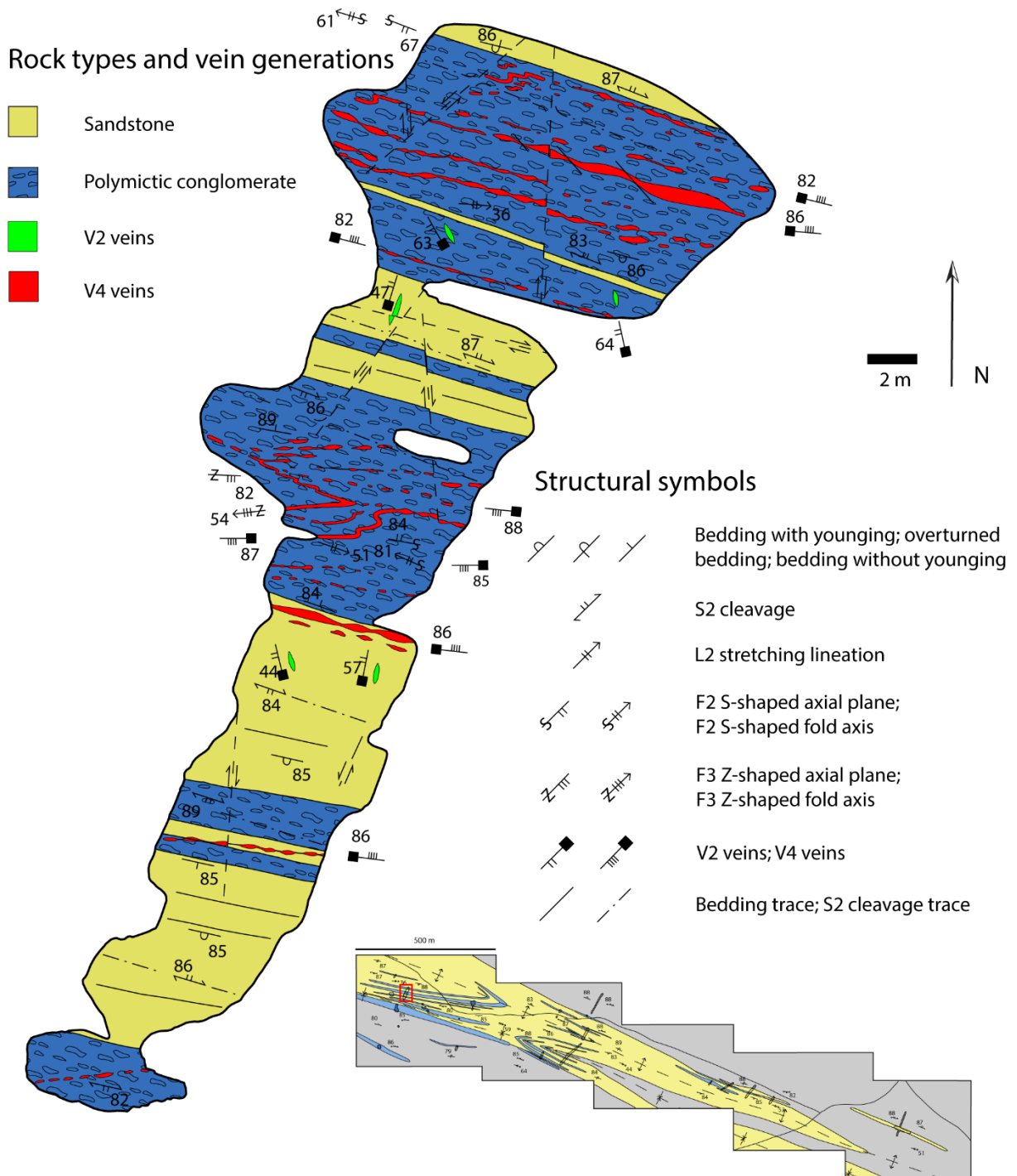


Figure 6. Géologie du décapage minéralisé TR16-02 situé sur le flanc sud d'un anticlinal régional de la ceinture de roches vertes d'Abitibi. La stratification rajeunit vers le sud et la schistosité est de sens horaire à la stratification. Les filons aurifères V4 sont indiqués en rouge. Le médaillon montre l'emplacement de l'affleurement de la figure 4.

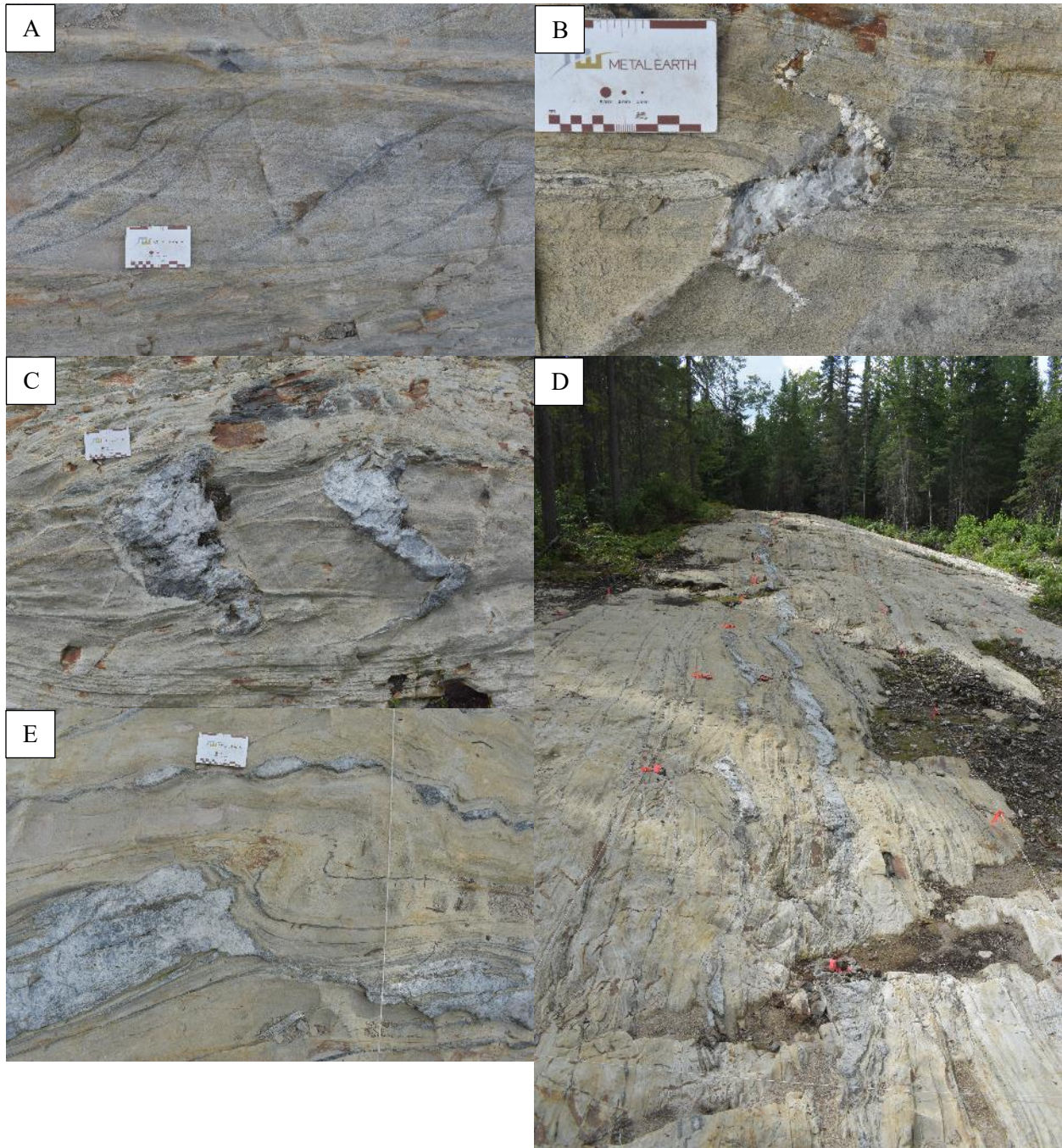


Figure 7. Photographies de filons V1 à V4 prises sur le décapage minéralisé TR16-10 situé sur le flanc nord d'un anticlinal régional de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi : **a)** quartz foncé, filons V1 en échelon (carte mesure 8 cm); **b)** fissures de tension V2 en forme de Z (la carte mesure 8 cm); **c)** filons V3 de quartz fumé à blanc en forme de S (la carte mesure 8 cm); **d)** filons d'extension V4 de quartz fumé à blanc orientés à un angle peu prononcé en sens antihoraire à la stratification (l'espacement entre les rubans oranges est de 2 m); **e)** filons V4 boudinés surimprimés par des bandes de cisaillement dextre et flanqués par des plis tardifs en forme de Z (la carte mesure 8 cm).

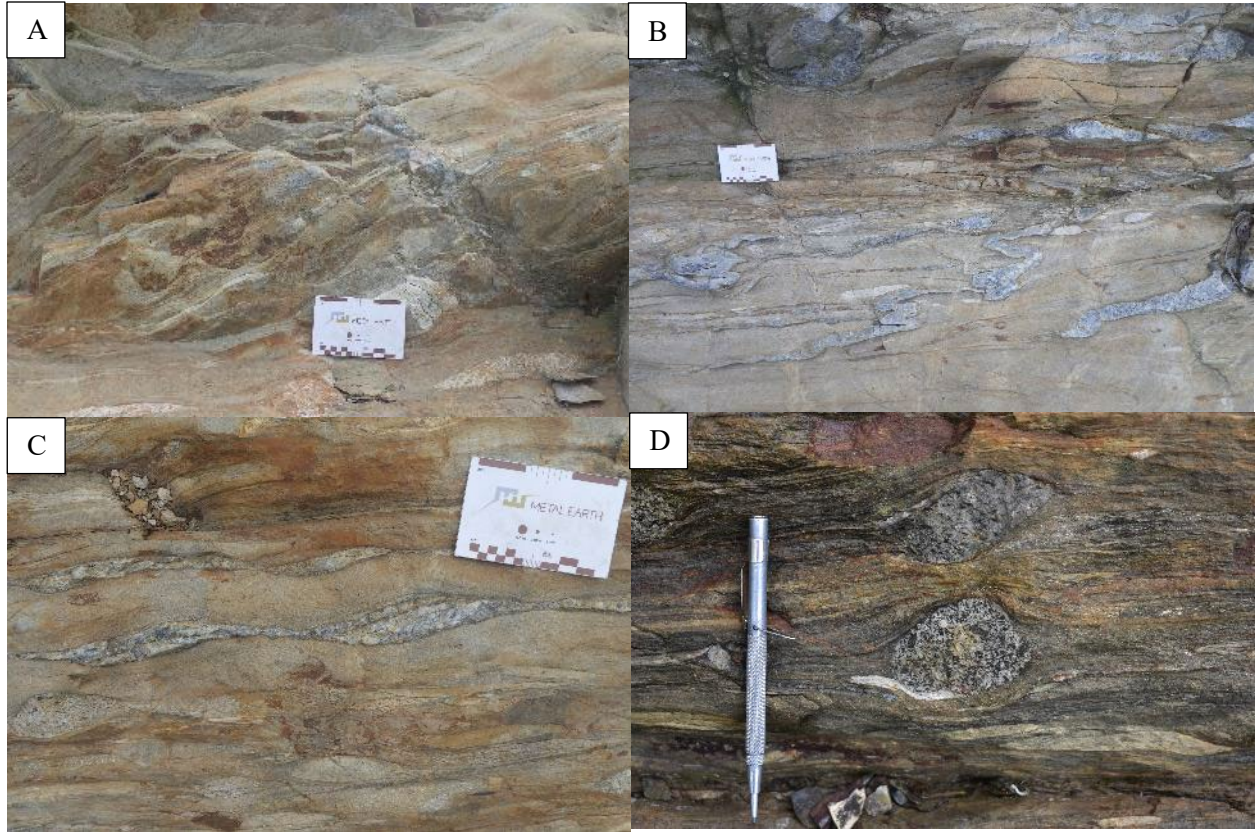


Figure 8. Photographies prises sur le terrain du décapage minéralisé TR16-02 situé sur le flanc sud d'un anticlinal régional de la ceinture de roches vertes d'Abitibi : a) filon V2 à orientation subperpendiculaire à la linéation d'étirement (la carte mesure 8 cm); b) filon V4 en forme de S orienté en sens anti-horaire à la stratification (la carte mesure 8 cm); c) filons V4 boudinés et recoupés par des bandes de cisaillement dextre (la carte mesure 8 cm); d) extinctions roulantes asymétriques entourant des clastes de granitoïde dans du conglomérat (la plume aimantée mesure 13 cm de longueur).

Contexte lithologique et structural de l'indice de Ni-Cu-(ÉGP) Cubric, sud de la Sous-province de l'Abitibi, Québec

D. Shirriff, C.M. Lesher, B. Lafrance et X. Zhou

Centre de recherches en exploration minérale, École des sciences de la Terre Harquail, Université Laurentienne, Sudbury, Ontario P3E 2C6

INTRODUCTION

Le transect d'Amos–Malartic fait partie d'un groupe de cheminements ouverts géologiques et géophysiques réalisés dans les régions métallifères de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi faisant l'objet d'études dans le cadre du projet *Metal Earth*. Ce transect recoupe le groupe de Malartic dans la partie sud de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi. La formation de La Motte–Vassan, datée à 2714 ± 2 Ma (Pilote et al., 1998), renferme les roches les plus anciennes du groupe de Malartic composées de komatiite, de basalte et de roches volcaniques de composition felsique à intermédiaire. Quelques indices de Ni-Cu-(ÉGP) sont encaissés dans la formation de La Motte–Vassan, notamment la mine historique de Marbridge dont la production a atteint 702 224 tonnes de minerai titrant 2,28 % de Ni et 0,1 % de Cu (Sphinx Resources Ltd., 2015), ainsi que l'indice Cubric situé 3 km à l'est de la mine. La genèse de la minéralisation à l'indice Cubric est méconnue en raison de la complexité du contexte structural de l'indice. Le présent rapport a pour objet de mieux cerner les processus géologiques ayant régi la minéralisation en Ni-Cu-(ÉGP) au sein de la formation de La Motte–Vassan afin de mieux comprendre le phénomène d'enrichissement en métaux remarqué le long du transect d'Amos–Malartic. La région environnant l'indice a été cartographiée à l'aide d'une combinaison de données provenant de la cartographie du socle rocheux, de diagraphies et des résultats d'un levé aéromagnétique.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

La région de Cubric–Marbridge est située dans le canton de La Motte, environ 3 km à l'ouest du village de La Motte, au Québec (figure 1). Les roches supracrustales de la formation de La Motte–Vassan se composent de komatiite, de basalte et de roches sédimentaires, ainsi que d'une petite quantité de roches volcanoclastiques felsiques que recourent des dykes de composition gabbroïque et granitique (Imreh, 1984). Les roches volcanoclastiques au sein de la formation de La Motte–Vassan ont donné un âge U-Pb sur zircon de 2714 ± 2 Ma (Pilote et al., 1998). Trois intrusions importantes entourent ces roches supracrustales : le pluton de La Motte, daté à environ 2647 Ma; le pluton de Preissac, daté entre environ 2681 et environ 2660 Ma; et le pluton de La Corne, daté entre environ 2680 et environ 2632 Ma (Carignan et al., 1991; Ducharme et al., 1997). L'âge des plutons de La Motte et de Preissac a été établi au moyen de la géochronologie U-Pb sur monzonite tandis que la géochronologie U-Pb sur zircon a servi à établir celui du pluton de La Corne (Carignan et al., 1991; Machado et al., 1991; Ducharme et al., 1997). La région de Cubric–Malartic s'étend le long du flanc sud de l'anticlinal de La Motte (Imreh, 1984), au sein de la zone de déformation Manneville Sud, qui est un point de divergence de la faille Porcupine–Destor–Manneville d'envergure régionale.

MÉTHODES

Au cours de l'été de 2018, le contexte géologique de l'indice de Cubric a été étudié; 15 stations réparties sur une surface de 4 km² encerclant l'indice ont été cartographiées. La carte à l'échelle de l'affleurement

dressée à la suite de la campagne de terrain de l'année précédente a fait l'objet de modifications (figure 2) à mesure que de nouvelles données devenaient disponibles. C'est ainsi qu'une nouvelle carte et un dessin de la région de l'indice Cubric ont été réalisés à la même échelle (figures 3, 4) afin d'aider à établir un rapport entre les affleurements et les éléments régionaux cartographiés. Un levé magnétique à haute résolution effectué au moyen d'un véhicule aérien sans pilote a été achevé en avril 2018 et a grandement contribué à la réalisation finale de la carte géologique. La première dérivée horizontale a servi à cartographier les contacts entre de nombreuses unités dans des zones dénuées d'affleurements; la méthode a également servi à identifier la géométrie des plis à l'échelle régionale. En février 2018, la société Sphinx Resources Ltd. a permis l'accès à 105 m de carottes de sondage provenant de la mine Marbridge afin de procéder à de nouvelles diagraphies, de recueillir des échantillons et de les comparer aux échantillons prélevés à l'indice Cubric. En août 2018, c'était au tour de la Globex Mining Enterprises Inc. de permettre l'accès à plus de 300 m de carottes de sondage, qui elles aussi ont subies le même traitement au cours de l'été.

UNITÉS LITHOLOGIQUES À L'INDICE NICKELIFÈRE CUBRIC

Huit unités lithologiques différentes sont reconnues à l'indice Cubric : le granite, les roches intrusives de composition intermédiaire, les sulfures semi-massifs, la formation ferrifère, le gabbro à hornblende, les roches ultramafiques, le schiste amphibolique et le schiste à biotite (figure 2). Le granite, qui se trouve à l'extrémité nord-ouest de l'affleurement, s'apparente en termes minéralogiques au pluton de Preissac et est situé à proximité de ce dernier. Les roches intrusives intermédiaires, dont la granulométrie varie de fine à moyenne, paraissent grises ou brunes en cassure fraîche et sont extrêmement dures; elles sont interprétées comme formant un pendentif entre le pluton de La Corne et celui de Preissac. La formation ferrifère se compose de bandes sulfurées à magnétite massives qui alternent avec des intercalations cherteuses (0,5 à 1 cm d'épaisseur) à texture saccharoïde. À l'endroit de l'indice Cubric, la stratification de la formation ferrifère est parallèle à la foliation précoce. Bien que de volume restreint, cette formation ferrifère est extrêmement magnétique. Le type d'unité lithologique le plus abondant à l'indice Cubric est un gabbro à hornblende, qui se compose de 30 à 50 % de plagioclase et de 50 à 70 % de hornblende. La matrice granulométrique au sein du gabbro à hornblende varie selon l'endroit dans l'unité, passant de lentilles allongées leucocrates à texture pegmatitique à proximité des contacts avec les roches supracrustales, à mésocrate à grain grossier à moyen au centre et, enfin, à mélanocrate à grain fin près du corps minéralisé. L'âge d'une de ces lentilles allongées leucocrates a été établi au moyen de la géochronologie $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ sur zircon à $2680,5 \pm 1,5$ Ma. Cet âge correspond à la phase felsique précoce du pluton de La Corne (Carignan et al., 1991; Duchame et al., 1997). Les roches ultramafiques se composent de roches à talc et carbonate altérées par de petites bandes de magnétite (<1 mm). Le schiste amphibolique, reconnaissable à sa couleur vert foncé, est constitué d'amphibole aciculaire dont la granulométrie varie de moyenne à grossière. L'unité atteint généralement 15 à 20 cm d'épaisseur et sa minéralogie manque d'uniformité; elle présente de minces bandes sulfurées continues d'une épaisseur de 2 mm qui sont parallèles à la foliation. Cette unité schisteuse présente des extrémités distinctes, ce qui indique qu'il puisse s'agir de radeaux au sein du gabbro à hornblende plutôt que d'un corps intrusif tardif. Le schiste à biotite, qui se manifeste au contact avec le schiste amphibolique, est très tendre et se compose presque exclusivement de biotite à grain moyen.

MINÉRALISATION

Deux textures sulfurées très distinctes sont présentes à l'indice Cubric : les sulfures au sein du gabbro à hornblende sont massifs et bréchiques, tandis qu'au sein de la formation ferrifère à faciès silicaté, les sulfures et le schiste amphibolique se présentent sous forme de bandes plissées parallèles à la foliation primaire. La minéralisation consiste en une association minérale de pyrite-pyrrhotite-magnétite-chalcopyrite±pentlandite±violariite, dont la teneur en Ni et Cu peut atteindre en surface 2,5 % et 0,2 %, respectivement. La présence d'un corps minéralisé à forte teneur n'a pas été remarquée à l'examen des carottes de sondage, ce qui porte à croire qu'il ne se prolonge pas en profondeur.

GÉOLOGIE STRUCTURALE ET HISTOIRE DE LA DÉFORMATION

En plus des données fournies par la cartographie de détail et les diagraphies, celles provenant d'un levé magnétique ont servi à interpréter la géologie d'une surface de 4 km² encerclant l'indice Cubric (figure 5). Un xénolite de 20 cm au sein du gabbro à hornblende semble présenter des signes de foliation primaire S₁ (figure 6). Des xénolites caractérisés par ce type de texture et de minéralogie se retrouvent jusqu'à 6 km plus loin, au sein de la phase à gabbro à hornblende du pluton de La Corne, mais ce n'est qu'à l'endroit de l'indice Cubric que se manifeste un xénolite à foliation interne. L'examen d'une lame mince permettra d'établir s'il s'agit d'une fabrique planaire innée ou tectonique. Pour des raisons de cohérence aux fins du présent rapport, la foliation sera considérée comme étant d'origine tectonique et les autres épisodes de déformation la suivront dans l'ordre. La foliation à fort pendage et à orientation nord-ouest est la principale foliation S₂ observée dans l'ensemble de la formation de La Motte–Vassan. La linéation minérale associée à cette foliation plonge de façon modérée vers l'est. Il s'agit d'une foliation S₂ dans le plan axial des plis droits isoclinaux à serrés, dirigés vers le nord-ouest, de la région. La déformation D₂ liée à ces structures correspond à un épisode de raccourcissement de direction nord-est–sud-ouest. Ces plis sont surimprimés par un épisode de raccourcissement D₃ tardif à orientation nord-ouest–sud-est, lequel est responsable de la formation de plis ouverts à direction nord-est. Cette interprétation se fonde sur des données aéromagnétiques que viennent confirmer les observations faites sur l'affleurement même. Un affleurement présente un filon de quartz à pli isoclinal et orienté vers l'est surimprimé par des plis tardifs d'aspect serré à ouvert, qui sont orientés vers le nord-est (figure 5). La schistosité de crénulation subverticale à orientation nord-nord-est est parallèle aux plans axiaux des plis tardifs dirigés vers le nord-est.

DISCUSSION ET CONCLUSION

La formation ferrifère et le gabbro à hornblende renferment la minéralisation à l'indice Cubric. L'âge de 2680,5 ± 1,5 Ma obtenu pour le gabbro au moyen de l'analyse géochronologique ²⁰⁷Pb/²³⁵U sur zircon fixe une limite d'âge maximale pour la mobilisation et permet également d'établir à quel moment se sont produits les épisodes de déformation D₂ et D₃. Cependant, il y a une anomalie associée à la minéralogie et à la géochimie de l'indice Cubric puisque les quantités en traces de pentlandite relevées sont insuffisantes pour rendre compte d'une teneur en Ni de 2,5 %. Deux hypothèses tentent d'expliquer cet enrichissement en Ni : 1) soit une mobilisation à partir d'un gîte encaissé dans de la komatiite au cours d'un épisode de déformation, suivie d'une modification causée par des fluides hydrothermaux métamorphiques, ou 2) soit une précipitation à partir d'un fluide hydrothermal. Des données de détermination de la teneur et d'analyses géochimiques sur roches totales démontrent que la minéralisation à l'indice Cubric présente un rapport Ni/Cu élevé qui cadrerait avec une origine komatiitique et se manifeste à proximité d'un corps ultramafique. Cependant, le minéral sulfuré le plus abondant est de la pyrite, lequel minéral est le plus souvent associé à l'activité hydrothermale. En outre, les cristaux de pyrite sont associés à des minéraux d'altération hydrothermale, tels que la biotite et la chlorite. Malheureusement, les éléments de preuve sont de nature circonstancielle dans le cas de ces deux hypothèses pour lesquelles une vérification plus rigoureuse s'impose avant d'être en mesure d'établir avec précision l'origine de la minéralisation. Une méthode pour ce faire implique le recours à la géochimie des éléments en traces, notamment l'iridium et le chrome, lesquels ne peuvent pratiquement pas être dissous par les fluides hydrothermaux, mais qui se manifestent couramment dans les systèmes magmatiques (Lesher et Keays, 2002). L'étude de ces éléments pourrait aider à solutionner ces hypothèses. Des minéraux nickélifères seront analysés au moyen de la microscopie électronique à balayage afin d'étudier à l'échelle microscopique les textures de surimpression et les phases minérales. S'il est établi que le système est d'origine magmatique, les mobilités relatives associées à la série complète des métaux communs et précieux au cours des épisodes de déformation seront résolues.

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier la Globex Mining Enterprises Inc. et la Quebec Precious Metals Corporation de leur avoir permis l'accès tant à l'indice nickélique Cubric qu'à la mine Marbridge, ainsi que de leur avoir fourni les échantillons de carottes de sondage et d'autres données faisant l'objet d'une propriété exclusive. Ils remercient également P. Pilote, du Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, et R. Daigneault, de l'Université du Québec à Chicoutimi, d'avoir mis sur pied ce projet de recherche. Ils ont surtout apprécié l'aide prodiguée par le personnel relevant du projet *Metal Earth* et les étudiants de premier cycle associés aux travaux réalisés dans la région du transect de Malartic, soit L. Roy, N. Welt, S. Battey, K. Kotylak, M. Jacques et J. Rivest, qui ont agi à titre d'assistants sur le terrain.

Contribution MERC-ME2018-062 du Centre de recherches en exploration minérale de l'École des sciences de la Terre Harquail.

RÉFÉRENCES

- Carignan, J., Gariépy, C., Machado, N. et Rive, M. 1993. Pb isotopic geochemistry of granitoids and gneisses from the late Archean Pontiac and Abitibi subprovinces of Canada; *Chemical Geology*, v. 106, p. 299–315.
- Daigneault, R., Mueller, W. et Chown, E. 2002. Oblique Archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince Canada; *Precambrian Research*, v. 115, p. 261–290.
- Ducharme, Y., Stevenson, R. et Machado, N. 1997. Sm–Nd geochemistry and U–Pb geochronology of the Preissac and Lamotte leucogranites, Abitibi Subprovince; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 34, no. 8, p. 1059–1071.
- Imreh, L. 1984. Sillon de La Motte–Vassan et son avant-pays méridional: synthèse volcanologique lithostratigraphique et géologique; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Direction générale de l'exploration géologique et minérale, MM82-4, 72 p., 2 maps.
- Lesher, C. et Keays, R. 2002. Komatiite-associated Ni-Cu-PGE deposits: geology, mineralogy, geochemistry and genesis; *in* The Geology, Geochemistry Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum Group Elements; L. Cabri (ed.); Canadian Institute of Mining and Metallurgy, v. 54, p. 579–617.
- Machado, N., Gariépy, C., Philippe et S., David, J., 1991 Géochronologie U-Pb du territoire québécois : Fosses du Labrador et de l'Ungava et sous-Province de Pontiac; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 91-07, 50 p.
- Mueller, W., Daigneault, R., Gaboury, D. et Pearson, V. 2008. Effusive and explosive subaqueous volcanism in the Abitibi greenstone belt: ocean floor and subaqueous caldera volcanism: Geological Association of Canada–Mineralogical Association of Canada, Joint Annual Meeting, Quebec, 20–25 May 2008, Guidebook to Field Trip A1, 85 p.
- Pilote, P., Moorhead, J. et Mueller, W. 1998a. Développement d'un arc volcanique, la région de Val-d'Or, ceinture de l'Abitibi–volcanologie physique et évolution métallogénique; Geological Association of Canada–Mineralogical Association of Canada, Joint Annual Meeting, Québec 1998, Fieldtrip guidebook A2, 104 p.
- Shirriff, D., Zhou, X. et Lafrance, B. 2017. Lithological and structural setting of the Cubric nickel showing, Southern Manneville fault, southern Abitibi Subprovince, Quebec; Mineral Exploration Research Centre, Laurentian University, Sudbury, Ontario, 6 p.
- Sphinx Resources Ltd. 2015. Sphinx acquires Marbridge high-grade nickel-copper mine project from Royal Nickel Corporation; news release, June 2, 2015, <https://sphinresources.ca/sphinx-acquires-marbridge-high-grade-nickel-copper-mine-project-from-royal-nickel-corporation/> [accessed September 10, 2018]

FIGURES

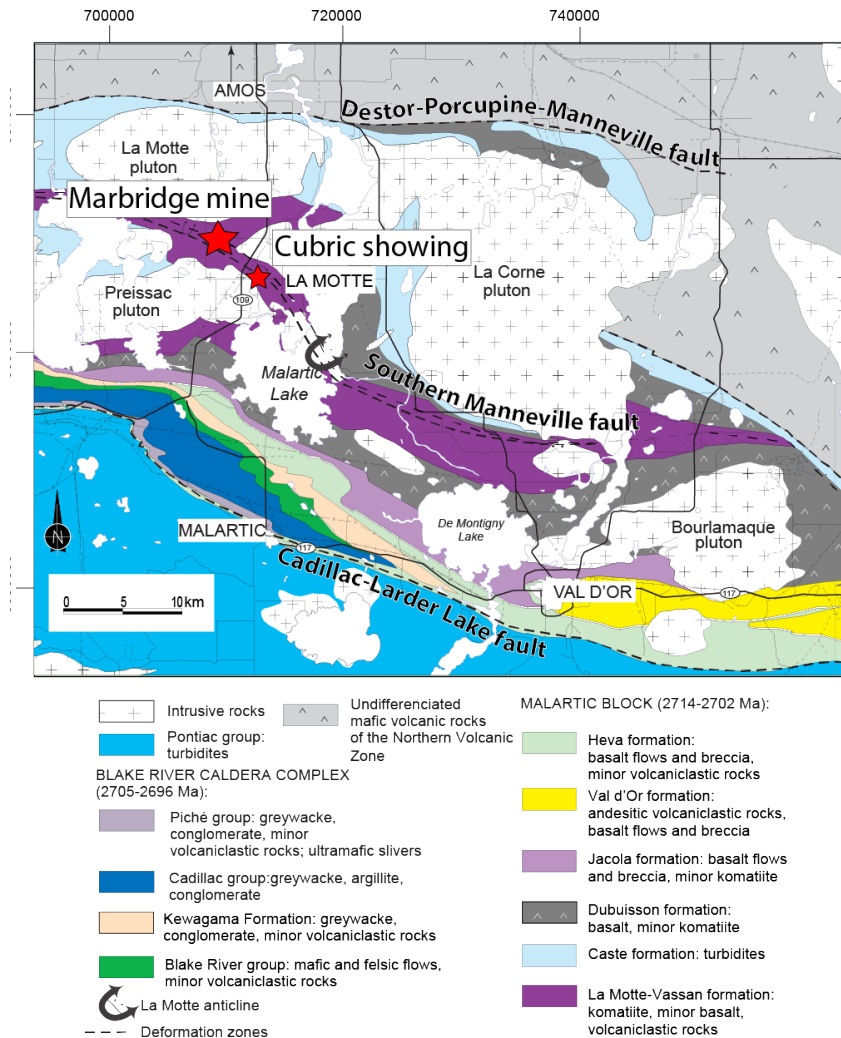


Figure 1. Géologie simplifiée de la région du transect de Malartic au sud de la Sous-province de l'Abitibi; l'emplacement de l'affleurement de Cubric est indiqué (modifiée à partir de Mueller et al., 2008).

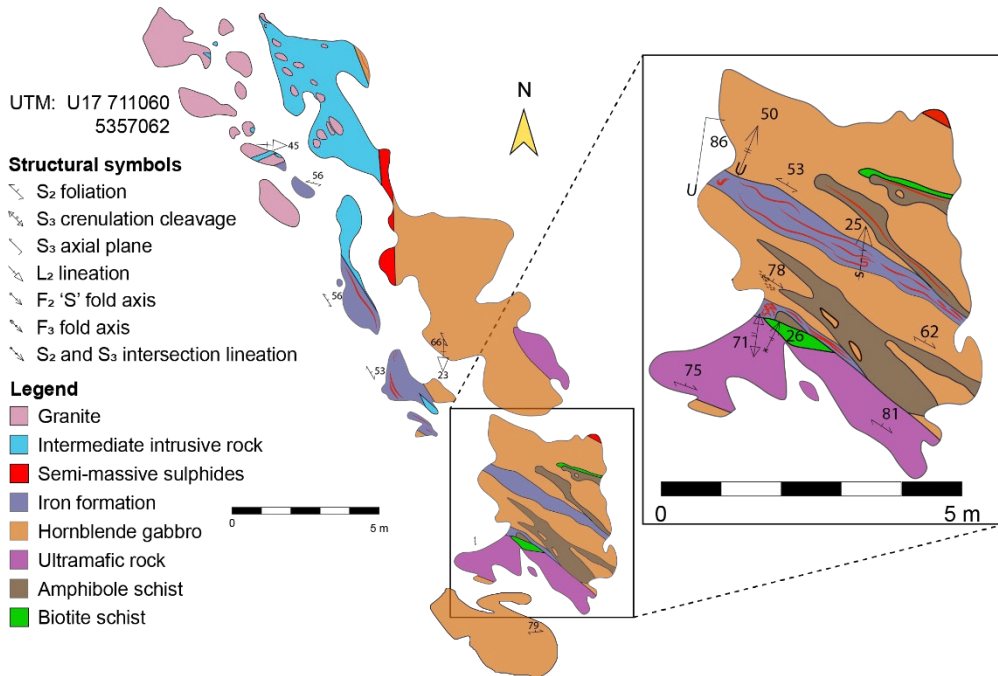


Figure 2. Carte d’affleurement de l’indice nickélfère Cubric, au sud de la Sous-province de l’Abitibi (région montrant plus de détails cartographiques en médaillon). Figure *modifiée à partir de* Shirriff, et al. (2017).

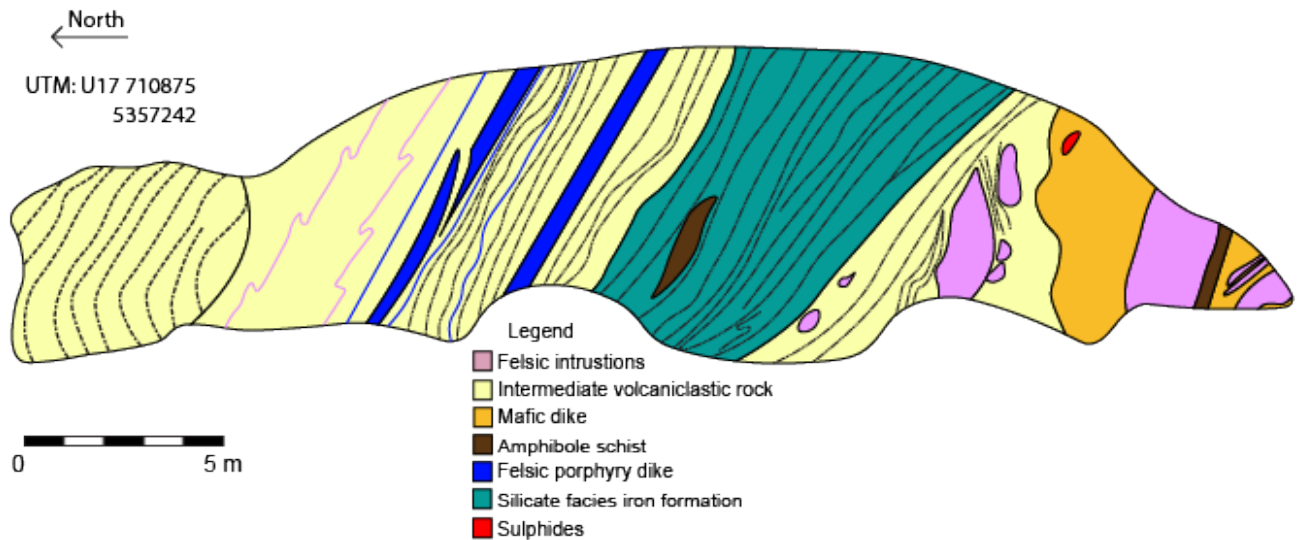


Figure 3. Carte d’affleurement d’une tranchée de route parallèle à la direction de l’indice Cubric; la coupe verticale fait face à l’ouest.

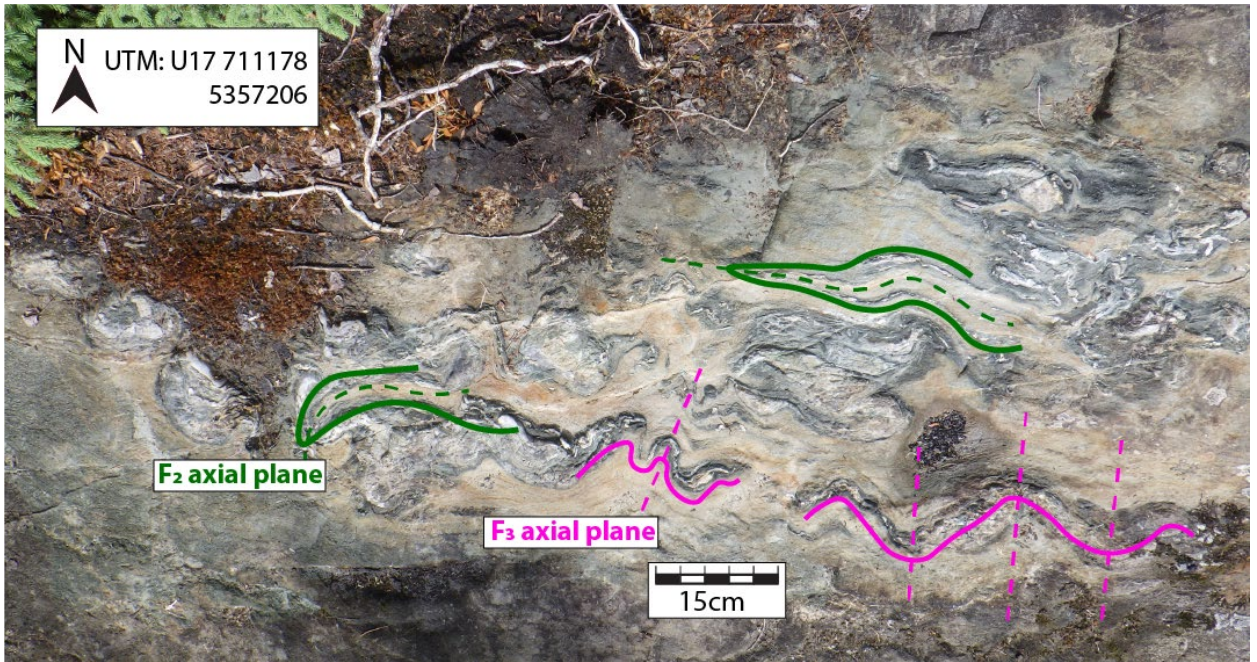


Figure 4 Photographies prises sur le terrain d'une configuration d'interférence de plis F_2 et F_3 . Des filons de quartz à pli F_2 isoclinal surimprimé par des pli F_3 . La trace axiale du pli F_2 est indiquée en vert et le plan axial du pli est indiquée par la ligne verte tiretée; la trace axiale du pli F_3 est indiquée en rose et le plan axial du pli par une ligne rose tiretée.

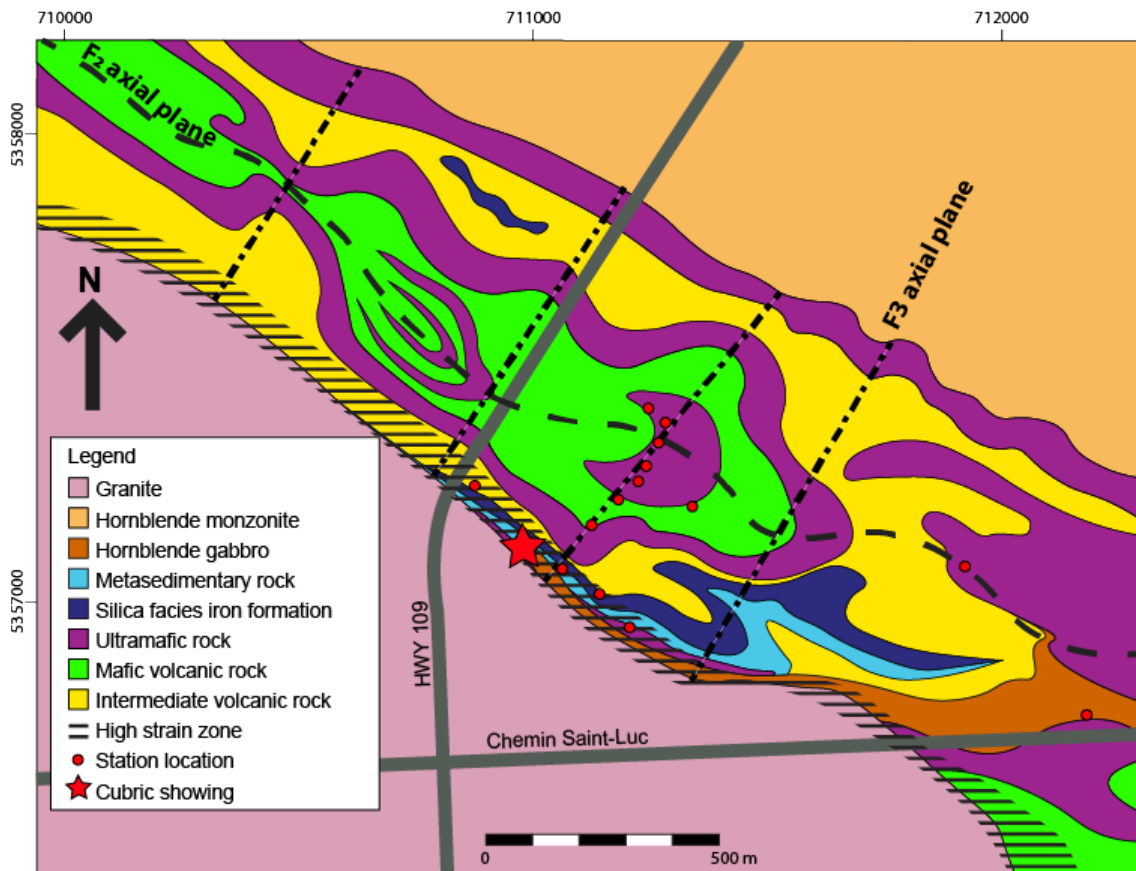


Figure 5. Interprétation de la région entourant l'indice Cubric faite à partir d'une carte aéromagnétique et montrant l'emplacement des traces axiales des plis F_2 et F_3 .



Figure 6. Photographie prise sur le terrain montrant un xénolite dont la foliation S_1 pourrait correspondre à un événement de déformation précoce

Description préliminaire du contexte volcanique et intrusif de la formation de Duprat–Montbray, partie inférieure du groupe de Blake River, Rouyn-Noranda, Québec

J. C. Sutton, H.L. Gibson, T.R.C. Jørgensen et B.T. Smith

Centre de recherches en exploration minérale, École des sciences de la Terre Harquail, Université Laurentienne, Sudbury, Ontario P3E 2C6

INTRODUCTION

L'initiative *Metal Earth* est un projet de classe mondiale subventionné par le Fond d'excellence en recherche Apogée Canada, l'Université Laurentienne et un partenariat regroupant les secteurs académique, gouvernemental et industriel, et géré par le Centre de recherches en exploration minérale de l'École des sciences de la Terre Harquail. Les résultats préliminaires qui suivent font partie d'un projet de recherche de thèse de maîtrise de deux ans qui s'inscrit dans le cadre de l'initiative *Metal Earth* et découlent de nouvelles observations faites au cours de la campagne de terrain de 2018.

Des travaux sur le terrain ont porté sur la partie supérieure de la formation de Duprat–Montbray (DMF), datée à environ 2701 Ma (McNicoll et al., 2014) et située 35 km au nord-ouest du camp minier central de Noranda (figure 1). À cet endroit, la DMF appartient à la partie inférieure du groupe de Blake River (BRG) et renferme des gîtes de sulfures massifs volcanogènes (SMV) du même âge que les gîtes plus prolifiques associés au camp minier central (par ex., gîtes aurifères de SMV de Horne et de Quemont; McNicoll et al., 2014). La DMF se compose de coulées de lave bimodales de composition intermédiaire à felsique que recoupent des plutons et des stocks synvolcaniques de composition semblable. Une faille marque le contact entre la DMF et la formation de Renault-Dufresnoy (RDF), âgée d'environ 2702 à 2696 Ma (McNicoll et al., 2014). La faille se trouve dans une zone de cisaillement dirigée vers l'est et connu sous le nom de zone de cisaillement de la baie Fabie (BFSZ); elle est orientée parallèle aux axes des plis synclinaux et anticlinaux situés au nord et au sud (Powell et al., 1995). La RDF, du côté nord de la faille, se compose de coulées volcaniques intermédiaires alternant avec des unités volcanoclastiques (figure 2; Ross et al., 2008).

La DMF renferme les gîtes de SMV de Fabie et de Magusi, lesquels ont produit respectivement 0,89 Mt à 2,59 % de Cu, 0,90 g/t d'Ag et 20,57 g/t d'Ag, et 3,73 Mt à 1,2 % de Cu, 3,55 % de Zn, 1,10 g/t d'Ag et 31,20 g/t d'Ag (Gibson et Galley, 2007). Les gîtes de SMV se situent stratigraphiquement en position sus-jacente et proximale au pluton de Fabie, une intrusion synvolcanique composite datée à environ 2700 Ma (McNicoll et al., 2014). Les travaux de cartographie régionale du socle rocheux à l'échelle de 1/5000 réalisés en périphérie du pluton de Fabie, ainsi que ceux d'une région située à proximité des gîtes de SMV réalisés à l'échelle de 1/2500, ont été réalisés en vue de reconstituer la stratigraphie volcanique et le contexte structural des gîtes de SMV; d'acquérir une compréhension plus précise des relations entre les roches volcaniques et les roches intrusives dans la zone où elles sont en

contact; et d'identifier les principaux affleurements susceptibles de faciliter l'interprétation du paléoenvironnement au sein duquel la DMF a été mise en place (c.-à-d., soit un milieu marin profond ou peu profond, soit un milieu subaérien).

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Stratigraphie volcanique

La DMF se compose de coulées massives et coussinées de composition mafique à intermédiaire qui prédominent sur les affleurements de Fabie, ainsi que de deux unités felsiques situées au sud-est et au nord-est du pluton et qui portent le nom de rhyolite « inférieure » et rhyolite « supérieure » (figure 2; Sutton et al., 2017). La minéralogie, la composition, les textures et les relations entre les contacts géologiques de toutes ces unités volcaniques ont fait l'objet d'études.

Basaltic Andesite Volcanic Units

Unités volcaniques basalto-andésitiques

Pillowed basaltic andesite flows with well-preserved spherulites and hyaloclastite constitute the lowermost sequence of the DMF and are located east-southeast of the Fabie pluton (Figure 2). Common characteristics include hyaloclastite within pillow selvages and spherulites along pillow margins (Figure 3a). Amygdules, ranging in size from 0.1 to 5 cm, are filled with quartz and epidote. From oldest to youngest, the following are observed:

Des coulées coussinées basalto-andésitiques, qui renferment des sphérulites et de l'hyaloclastite bien conservées, forment la suite inférieure de la DMF et sont situées à l'est-sud-est du pluton de Fabie (figure 2). Elles se caractérisent par la présence d'hyaloclastite dans les salbandes des coussins et de sphérulites en bordure des coussins (figure 3a). Des amygdales, dont la taille varie de 0,1 à 5 cm, sont remplies de quartz et d'épidote. Les unités suivantes se succèdent, allant de la plus ancienne à la plus récente :

- une coulée basalto-andésitique contenant 5 à 15 % d'amygdales et 10 à 20 % de phénocristaux de plagioclase;
- une coulée basalto-andésitique à texture vésiculaire, massive et coussinée, renfermant 20 à 40 % d'amygdales et jusqu'à 10 % de phénocristaux de plagioclase à grain fin; à l'endroit du contact géologique inférieur, des clastes de forme subangulaire à subsphérique de l'unité basalto-andésitique sous-jacente sont incorporés dans la coulée basalto-andésitique à texture vésiculaire (figure 3b); et
- une coulée basalto-andésitique à texture porphyrique reposant sur l'unité basalto-andésitique à texture vésiculaire; le contact entre les deux a été déduit en fonction de l'emplacement des affleurements dans lesquels sont encaissés des coulées porphyriques contenant peu de vésicules.

L'unité basalto-andésitique à texture porphyrique se compose de laves en coussins contenant 20 à 40 % de phénocristaux de plagioclase à grain fin ou moyen et peu de vésicules (10 à 15 %; figure 3c). La succession basalto-andésitique est recouverte par une série d'unités andésitiques, suivie d'une coulée basalto-andésitique coussinée à texture vésiculaire (>20 %), qui se situe au nord-ouest du pluton de Fabie (figure 2).

Unités volcaniques andésitiques

La succession andésitique se compose de coulées massives et coussinées renfermant des quantités variables d'amygdales et de phénocristaux de plagioclase. Ces coulées sont indiscernables en termes structuraux des basaltes andésitiques mais la signature géochimique de leurs éléments en traces immobiles indique une composition andésitique. Les unités suivantes se succèdent, allant de la plus ancienne à la plus récente :

- une coulée andésitique en coussins à texture porphyrique contenant 20 à 40 % de phénocristaux de plagioclase, dont la granulométrie varie de fine à grossière, et 10 à 15 % d'amygdales;
- une coulée andésitique en coussins distincte à texture vésiculaire et porphyrique contenant de 20 à 50 % de phénocristaux de plagioclase à texture souvent gloméroporphyrique (figure 3d) et 20 à 45% d'amygdales comblées de quartz, d'épidote et de carbonate, d'un diamètre d'environ 2 mm et amalgamés par endroits de façon à former de larges cavités pouvant atteindre 10 cm de diamètre desquelles les minéraux ont été entièrement ou partiellement lessivés (figure 3e);
- une coulée andésitique à texture vésiculaire dénuée de phénocristaux et renfermant de 20 à 50 % d'amygdales à quartz-épidote±chlorite-calcite (figure 3f); et
- une unité d'andésite volcanoclastique stratifiée qui se compose d'une alternance de brèches tufacées, de lapillistone et de tuf à lapilli, sur lesquels repose une unité de tuf stratifié de 2 m d'épaisseur, qui marque au haut de la succession andésitique un hiatus s'étant produit dans l'activité volcanique (figure 4). Les clastes à scories et ponces monomictiques ont une teneur élevée en vésicules (3 à 70 %), dont les amygdales peuvent atteindre la taille de 3 cm et qui sont comblées de quartz et d'un peu d'épidote. De l'hyaloclastite se manifeste aux endroits où la matrice présente des signes de silicification et d'altération des minéraux silicatés.

Unités volcaniques felsiques

L'unité de rhyolite inférieure, massive et à litage de flux, renferme des fragments de composition semblable (figure 3g). Elle est aphanitique et aphyrique mais contient par endroits des phénocristaux de quartz de 3 mm, ainsi qu'une quantité faible à modérée de pyrite associée à une altération pénétrante en chlorite. Des datations radiométriques par U-Pb sur zircon de cette rhyolite ont donné un âge de 2700,4 ±1,3 Ma (M. Hamilton, comm. pers., 2018).

L'unité de rhyolite supérieure est constituée d'une coulée rhyolitique massive, de structure aphanitique et aphyrique, et à texture sphérolitique variable (Meyers et MacLean, 1983). Cependant, la présence de quelques amas de quartz porphyrique a été notée dans la partie inférieure de la coulée, qui renferme une minéralisation en pyrite et chalcopryrite disséminée de type filonien associée à une altération pénétrante en chlorite et séricite (figure 3b; Liaghat et MacLean, 1995). L'âge donné à la rhyolite est de 2701,9 ±0,9 Ma (McNicoll et al., 2014), soit un âge pour ainsi dire statistiquement indiscernable de celui de l'unité sous-jacente de rhyolite inférieure. De petites unités de rhyolite porphyrique à grain fin et des dykes renfermant des phénocristaux de quartz et de plagioclase se manifestent dans la partie nord-ouest de la région.

Intrusions

Les plus anciennes intrusions sont le pluton composite de Fabie et de nombreuses intrusions de diorite, qui présentent toutes des caractéristiques semblant indiquer une origine synvolcanique commune. La diabase de Matachewan et des dykes de gabbro font partie des unités intrusives plus récentes qui recourent les intrusions volcaniques et synvolcaniques (figure 2).

Pluton de Fabie

L'intrusion la plus ancienne est le pluton synvolcanique de Fabie âgé de $2700,6 \pm 1,0$ Ma (McNicoll et al., 2014). De forme elliptique (environ 2,2 sur 4,5 km d'extension latérale; figure 2), il se compose de tonalite porphyrique à quartz et feldspath et présente une matrice de granulométrie très fine à fine (figure 5a). De l'épidote et de la magnétite se retrouvent fréquemment dans la partie nord-est de l'intrusion, où ces minéraux sont associés à des brèches hydrothermales au sein de la tonalite.

Les intrusions renferment des xénolites équi-granulaires de diorite et de diorite quartzique porphyrique (figure 5b, c). Des xénolites subsphériques à grain fin de diorite équi-granulaire de 1 à 6 cm de diamètre se retrouvent sur les bordures sud-ouest et nord-est du pluton. Les xénolites de diorite quartzique porphyrique ne se retrouvent que dans la partie nord-est de l'intrusion, où ils se manifestent au sein d'une petite apophyse de l'intrusion principale (figure 2). La forme de ces xénolites varie de subangulaire à angulaire et leur taille atteint 5 à 30 cm. Du point de vue minéralogique, ils se composent de phénocristaux d'amphibole à grain moyen et de feldspath rose dans une matrice quartzifère bleutée à grain fin. Les xénolites de diorite quartzique renferment un pourcentage plus élevé de feldspath rose que la phase de tonalite principale. Le pluton de Fabie renferme également de plus petits (2 à 3 cm) xénolites arrondis d'andésite contenant des amygdales de 3 mm comblées d'amphibole (figure 5d).

Intrusions de diorite

Les intrusions de diorite se manifestent sous forme de stocks et de dykes. De granulométrie fine à moyenne, elles se composent principalement de plagioclase (50 à 70 %), de quartz (20 à 30 %) et d'une faible quantité d'amphibole (5 à 10 %). Le stock de diorite situé au nord-est du pluton de Fabie (figure 2) renferme une phase leucocrate de pegmatite à plagioclase et quartz (figure 5^e). Les intrusions de diorite présentent des bordures figées nettes avec les unités volcaniques et font preuve d'un degré variable d'altération à quartz-épidote. Par endroits, les contacts sont irréguliers et certaines unités volcaniques renferment des xénolites de diorite, ce qui semble indiquer que certaines des intrusions sont d'origine synvolcanique (figure 5f).

Géologie structurale

De nombreuses directions de rajeunissement dans la DMF sont caractérisées par une morphologie en coussins et un classement vertical progressif (figure 2). Des couches de l'est du pluton de Fabie, dont la direction de rajeunissement est orientée vers le nord-nord-est (330 à 360°), se trouvent renversées à l'endroit où elles plongent fortement vers le sud (Meyers et MacLean, 1983). À l'ouest du pluton de Fabie, des tufs stratifiés font face à l'ouest et s'inclinent faiblement dans cette direction. La foliation régionale de direction 240° et à plongement de 60° s'incline faiblement vers le nord-ouest et le sud-est, respectivement. Les linéations d'étirement, caractérisées par la présence d'amygdales et de phénocristaux, sont d'orientation 240 à 270° avec plongement d'environ 40° vers l'ouest.

La stratification, les orientations du clivage et les directions des regards de couches caractérisent un anticlinal ouvert à plongement modéré et à forte inclinaison, dont l'axe de pli plonge vers le sud-ouest, en direction subparallèle à la linéation d'étirement. Le plan axial du pli est presque vertical et subparallèle à la foliation régionale. Le clivage régional est en sens horaire à la stratification à direction de rajeunissement orientée vers l'ouest (figure 6a), ce qui porte à croire que la plus grande partie de la région cartographiée longe le flanc nord d'un anticlinal dont la zone de charnière se situe au sud. La foliation

régionale est parallèle au plan axial d'un anticlinal ayant déjà été cartographié au sud-est, lequel pourrait représenter la charnière du même pli (figure 2).

La BFSZ, qui constitue le contact entre la RDF et la DMF, n'a pas été observée sur le terrain. Les foliations notées à proximité de la faille sont de direction 080° et à plongement modéré vers le sud, ce qui les distingue légèrement de la foliation régionale. Les linéations d'étirement minérales plongent modérément vers le sud-est.

DISCUSSION

Les couches volcanoclastiques andésitiques stratifiées à l'ouest du pluton de Fabie constituent la première manifestation de roches volcanoclastiques andésitiques reconnues dans la DMF. La fragmentation est attribuable à des processus pyroclastiques et il semblerait que l'unité ait été mise en place dans un milieu marin peu profond, tout comme des unités semblables au nord (Ross et al., 2011). Le fort pourcentage de vésicules primaires dans les clastes et l'aspect en forme de bombe ou de chou-fleur de certains clastes aux queues aérodynamiques semblent indiquer un mode de mise en place de type balistique et une résédimentation subséquente par des coulées massives (figure 6b, c). La présence d'épaufrures à grain fin semblables à de l'hyaloclastite dans la matrice cadre avec soit un épisode de trempe passive, soit un épisode de fragmentation hydrovolcanique de style explosif, ou les deux.

Des coulées andésitiques massives, situées dans la région sud-ouest et voisines du pluton de Fabie, renferment des clastes andésitiques en forme d'amibes dans la partie supérieure de la coulée qui sont agglutinés l'un à l'autre; de ce fait, ils sont interprétés comme des dépôts de fragments de lave primaires (figure 6d). Les clastes subsphériques à arrondis présentent une morphologie équante de forme allongée ou amiboïde (figure 6e). Plusieurs des clastes ont une forme aérodynamique et tous ont des bordures figées. La matrice andésitique est constituée d'hyaloclastite et renferme des phénocristaux de plagioclase, dont la présence a également été remarquée dans les clastes en forme d'amibe.

Les xénolites à diorite quartzique à texture porphyrique et les roches hôtes tonalitiques semblent être d'âge contemporain en fonction de leurs textures, leur minéralogie et les relations entre les contacts géologiques. Les limites irrégulières entre les xénolites et les roches encaissantes portent à croire que les xénolites n'étaient pas entièrement solidifiés au moment où ils ont été incorporés dans la tonalite (figure 6f).

Comparision avec la formation de Renault–Dufresnoy

La RDF se compose principalement de coulées volcaniques intermédiaires alternant avec des unités volcanoclastiques à direction de rajeunissement orientée vers le sud et dont la stratification s'incline fortement à modérément vers le sud (Ross et al., 2008). La partie inférieure de la succession stratigraphique de la RDF est située plus au nord, où elle est en contact concordant avec la formation de Hébecourt (figure 1). Ce contact est défini par la rhyolite de Hébecourt, âgée de $2702 \pm 1,0$ Ma (McNicoll et al., 2014), sur laquelle reposent les coulées volcaniques de la RDF (Rogers et al., 2014). La composition des unités volcaniques de la RDF varie du basalte à l'andésite et est caractérisée par une forte teneur en vésicules (Ross et al., 2008). Les textures et la composition des coulées volcaniques andésitiques de la RDF, décrites par Ross et al. (2008), sont identiques à celles qui ont été remarquées dans la DMF, ce qui semblerait indiquer que ces formations sont identiques et que la RDF se prolonge à travers la BFSZ.

L'âge des coulées andésitiques et des dépôts volcanoclastiques de la RDF pénétrés par le pluton de Fabie n'est pas connu mais le contexte chronologique propre à un épisode de volcanisme andésitique identique survenu dans la DMF est contraint par l'âge de $2700,6 \pm 1,0$ Ma donné à ce pluton intrusif. Compte tenu de l'âge de la succession volcanique andésitique et du fait qu'elle se prolonge à travers la BFSZ, le déplacement ayant eu lieu le long de cette structure est négligeable. Le changement observé dans les directions de rajeunissement exige la présence d'un anticlinal orienté est-ouest en bordure ou à proximité de la BFSZ (Larsson, 1983). Selon ce modèle, la succession volcanique tout entière dans la région ouest de la RDF appartiendrait à la partie inférieure du BRG en raison des contacts géologiques nord et sud concordants de la RDF.

CONCLUSION

La géochronologie des unités de rhyolite inférieure et supérieure et du pluton de Fabie semble indiquer que l'activité volcanique et synvolcanique de nature intrusive s'est déroulée sur une période de 0,7 million d'années, il y a environ 2701 Ma. Les relations de contact géologiques entre les xénolites de diorite quartzique et la tonalite du pluton de Fabie semblent indiquer qu'ils ont été incorporés avant d'être entièrement cristallisés. Les xénolites de diorite pourraient correspondre à une phase légèrement plus ancienne dont la présence n'a pas été remarquée en surface.

Les orientations et les regards de couches de la DMF semblent indiquer la présence d'un anticlinal ouvert et fortement incliné, ainsi que le fait que la région cartographiée se situe sur le flanc nord de ce dernier. En outre, les coulées andésitiques et les unités volcanoclastiques de la DMF s'apparentent à celles de la RDF et prolongent ces dernières. Il semble ainsi que la BFSZ n'a subi aucun décalage important à la suite des épisodes de volcanisme ayant affecté aussi bien la DMF que la RDF.

Enfin, des unités volcaniques andésitiques qui forment le toit des gîtes de SMV de Fabie et de Magusi longent le pli et sont situés à l'ouest du pluton de Fabie. À proximité de ces gîtes de SMV, les strates andésitiques sont renversées et s'inclinent fortement vers le sud tandis qu'à l'ouest du pluton de Fabie, les strates andésitiques s'inclinent faiblement vers l'ouest. Si la lèvre inférieure de l'unité de rhyolite supérieure qui renferme des SMV se prolonge latéralement de façon continue, l'intervalle minéralisé de Fabie et Magusi se situe sous l'ensemble volcanique andésitique à l'ouest du pluton de Fabie et dans le flanc sud de l'anticlinal. Une meilleure compréhension de la structure des plis et du prolongement des unités lithologiques ouvre des perspectives nouvelles d'exploration dans la région de la DMF.

REMERCIEMENTS

Cette étude s'inscrit dans le cadre de l'initiative *Metal Earth*, un projet de recherche dirigé par le Centre de recherches en exploration minérale de l'École des sciences de la Terre Harquail de l'Université Laurentienne. Les auteurs remercient J. Goutier, du Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, pour les discussions utiles tenues avec eux. Ils remercient également J. Stoch, P. Riopel et B. Guimont de la Globex Mining Enterprises Inc. de leur aide et de leur avoir fourni l'accès aux carottes de sondage provenant des gîtes de Fabie et de Magusi. Ils sont aussi reconnaissants de l'aide donnée par B. Smith, ainsi que de son dévouement aux nombreuses autres tâches qu'il a accompli au cours de la campagne sur le terrain.

Contribution MERC-ME2018-099 du Centre de recherches en exploration minérale de l'École des sciences de la Terre Harquail.

RÉFÉRENCES

- Fisher, R.V. et Schmincke, H.-U. 1984. *Pyroclastic Rocks*; Springer-Verlag, Berlin, New York, p. 1–472.
- Gibson, H. et Galley, A. 2007. Volcanogenic massive sulphide deposits of the Archean, Noranda District, Quebec; *in* *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*, W.D. Goodfellow (ed.), Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 533–552.
- Larson, J.E. 1983. Geology, geochemistry and wall-rock alteration at the Magusi and New Inco massive sulfide deposits, Hebecourt Township, northwestern Quebec; M.Sc. thesis, Western University, London, Ontario, p. 1–195.
- Liaghat, S. et MacLean, W.H. 1995. Litho-geochemistry of altered rocks at the New Inco VMS deposit, Noranda, Quebec; *Journal of Geochemical Exploration*, v. 52, no. 3, p. 333–350.
- McNicoll, V., Goutier, J., Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Ross, P.-S., Dion, C., Monecke, T., Legault, M., Percival, J. et Gibson, H. 2014. U-Pb geochronology of the Blake River Group, Abitibi greenstone belt, Quebec, and implication for base metal exploration; *Economic Geology*, v. 109, p. 27–59.
- Meyers, R.E. et MacLean, W.H. 1983. The geology of the New Inco copper deposit, Noranda district, Quebec; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1291–1304.
- Powell, W.G., Carmichael, D.M. et Hodgson, C.J. 1995. Conditions and timing of metamorphism in the southern Abitibi greenstone belt, Quebec; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 32, p. 787–805.
- Rogers, R., Ross, P.-S., Goutier, J. et Mercier-Langevin, P. 2014. Using physical volcanology, chemical stratigraphy, and pyrite geochemistry for volcanogenic massive sulphide exploration: an example from the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt; *Economic Geology*, v. 109, p. 61–88.
- Ross, P.-S., Goutier, J., McNicoll, V.J. et Dubé, B. 2008. Volcanology and geochemistry of the Monsabrais area, Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: implications for volcanogenic massive sulphide exploration; *in* *Current Research. Geological Survey of Canada, Paper 2008-1*, p. 1–18.
- Ross, P.-S., Goutier, J., Mercier-Langevin, P. et Dubé, B. 2011. Basaltic to andesitic volcanoclastic rocks in the Blake River Group, Abitibi greenstone belts: 1. Mode of emplacement in three areas; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 48, p. 728–756.
- SIGÉOM 2018. SIGÉOM (ressource en ligne) : Système d'Information Géomonière à référence spatiale. Regroupement des données géoscientifiques aux échelles 1/20 000 et 1/50 000; Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, http://sigecom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1102_indexAccueil?l=a# [last accessed October 2018].
- Sutton, J.C., Gibson, H.L. et Jørgensen, T.R.C. 2017. Volcanic stratigraphy and intrusions in the Renault-Dufresnoy and Duprat-Montbray formations: implications for metal endowment in the lower Blake River Group, Rouyn-Noranda, Quebec; Mineral Exploration Research Centre, MERC-ME2017-011, p. 1–8.

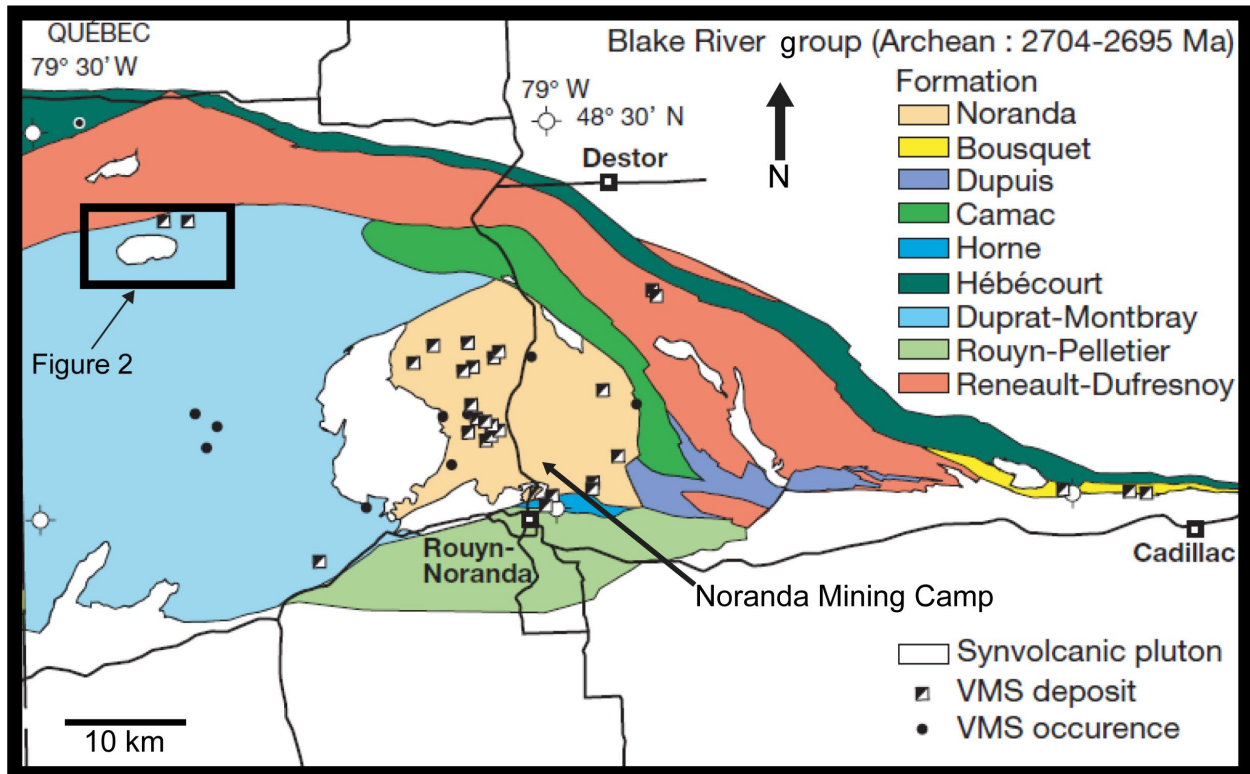


Figure 1. Subdivision stratigraphique du groupe de Blake River au Québec. La région définie par un trait noir indique l'emplacement de la figure 2. Figure *modifiée à partir de* McNicoll et al. (2014). Abréviation: VMS, sulfures massifs volcanogènes.

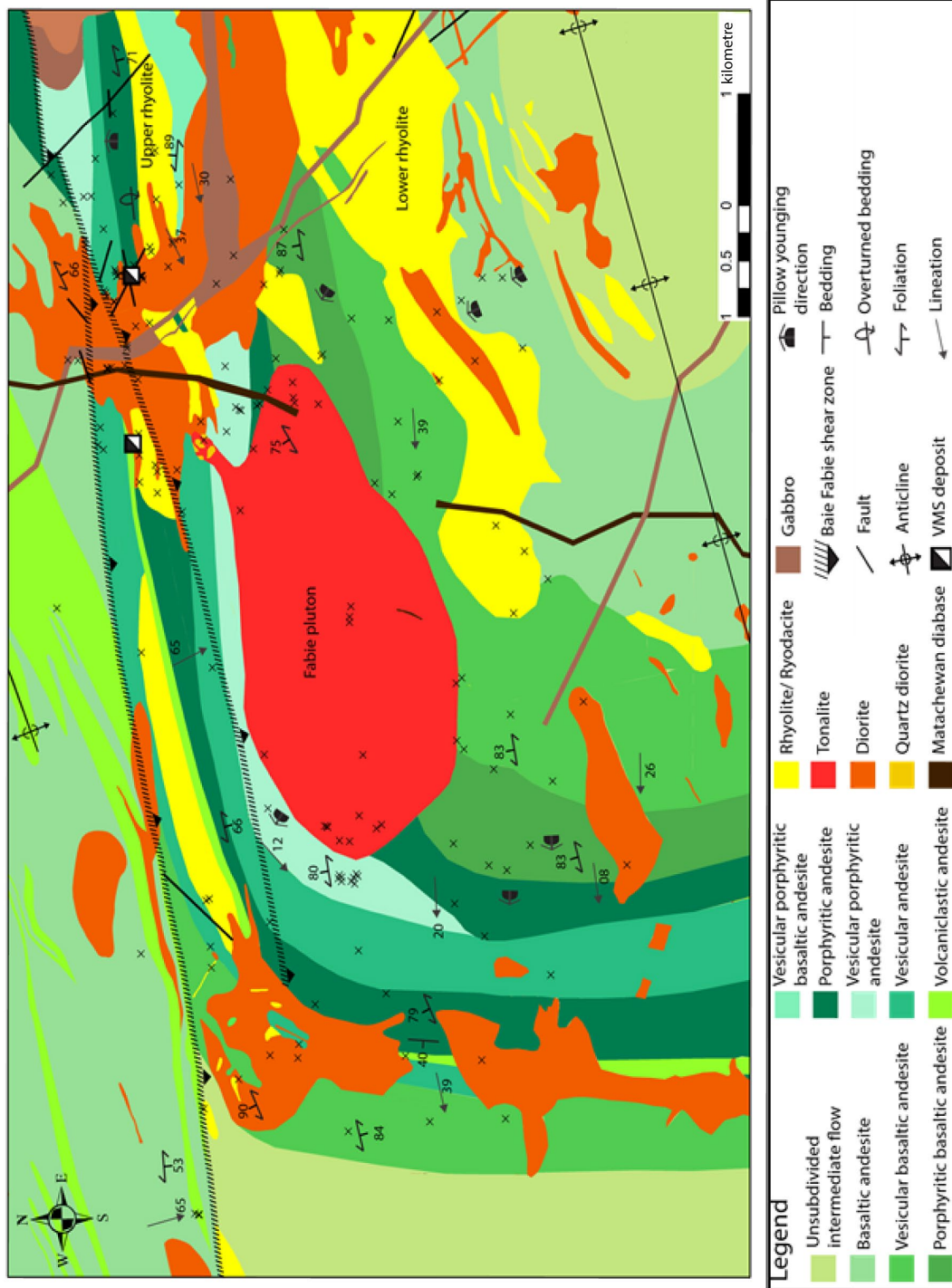


Figure 2. Géologie des formations de Duprat–Montbray (sud) et Renault–Dufresnoy (nord), et mesures structurales faites au cours des campagnes sur le terrain de 2017 et 2018. Carte modifiée à partir du SIGÉOM (2018). Abréviation: VMS, sulfures massifs volcanogènes.

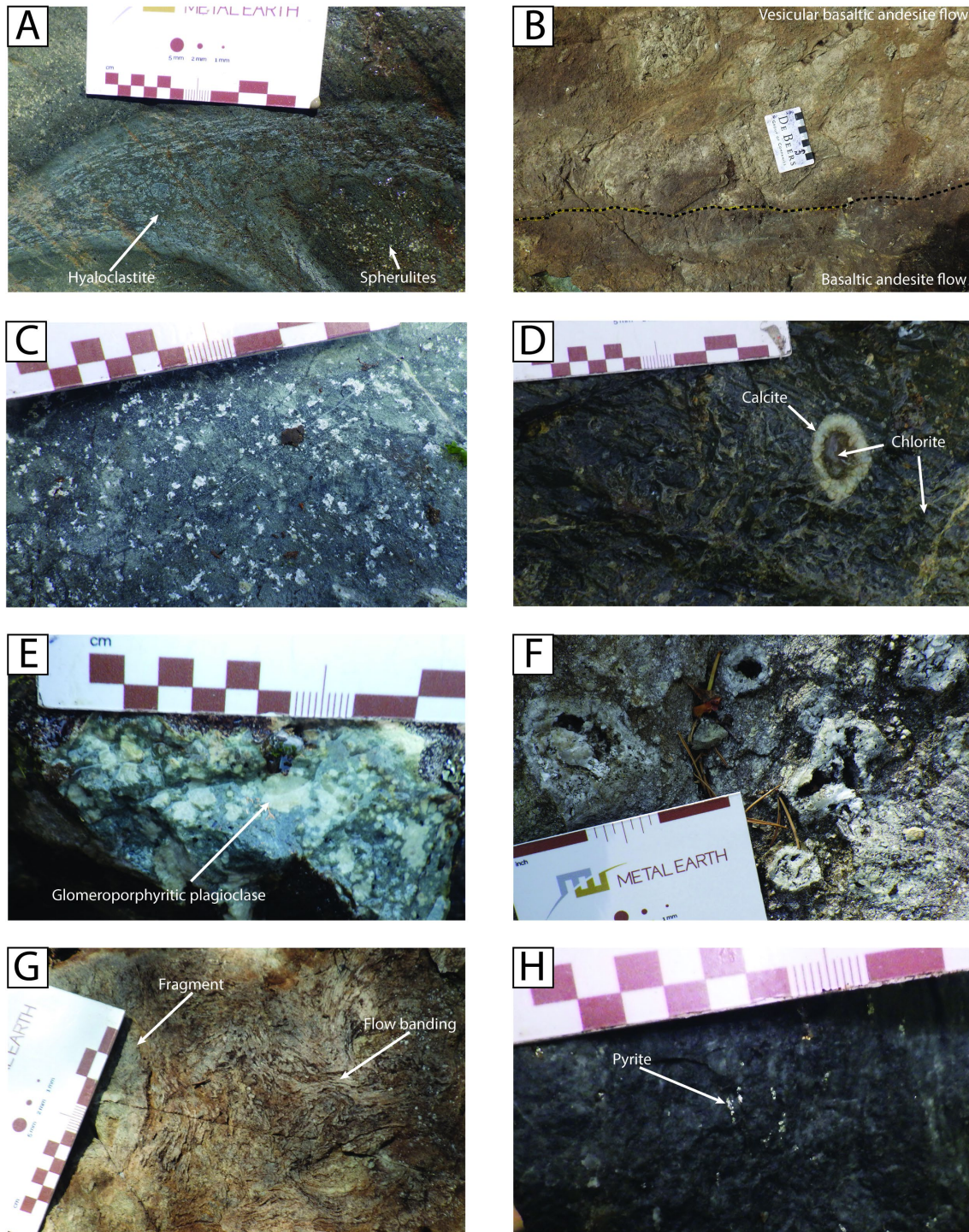


Figure 3. Caractéristiques remarquées sur les affleurements du socle rocheux volcanique : **a)** hyaloclastite et sphérulites dans des salbandes de coussins, ou longeant celles-ci, dans une coulée basalto-andésitique; **b)** contact géologique entre une coulée basalto-andésitique et une coulée basalto-andésitique à texture vésiculaire; des clastes retrouvés à la base de la coulée vésiculaire sont de composition similaire à la coulée basalto-andésitique sous-jacente; **c)** phénocristaux de plagioclase dans une coulée basalto-andésitique à texture porphyrique; **d)** phénocristaux de plagioclase à texture glomérophyrique dans une coulée andésitique à texture porphyrique et vésiculaire; **e)** amygdales, produit de la ségrégation, amalgamées au sein d'une coulée andésitique à texture porphyrique et vésiculaire; **f)** amygdales (0,2 à 3 cm) à noyau de chlorite protégées par de la calcite dans une coulée andésitique à texture vésiculaire; **g)** litage de flux et fragments de composition semblable dans l'unité de rhyolite inférieure; **h)** quantité en traces de pyrite dans l'unité de rhyolite supérieure chloritisée.

UTM: 614975, 5363986

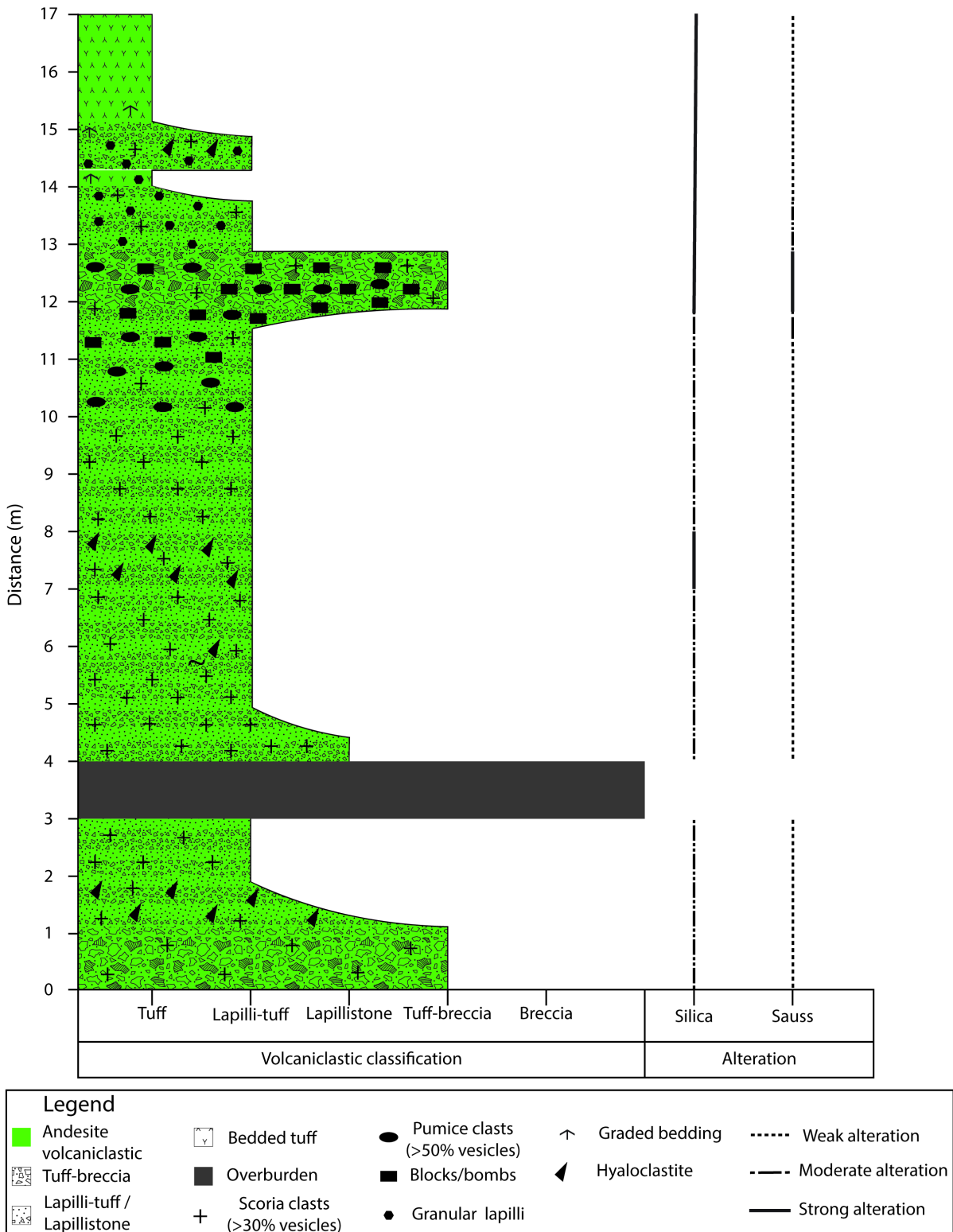


Figure 4. Colonne stratigraphique de la succession andésitique volcanoclastique de la formation de the Duprat–Montbray. Les roches volcaniques sont classées selon les subdivisions proposées par Fisher and Schminke (1984). Le profil d’altération à la droite indique le degré d’altération pénétrante et la composition des amygdales.

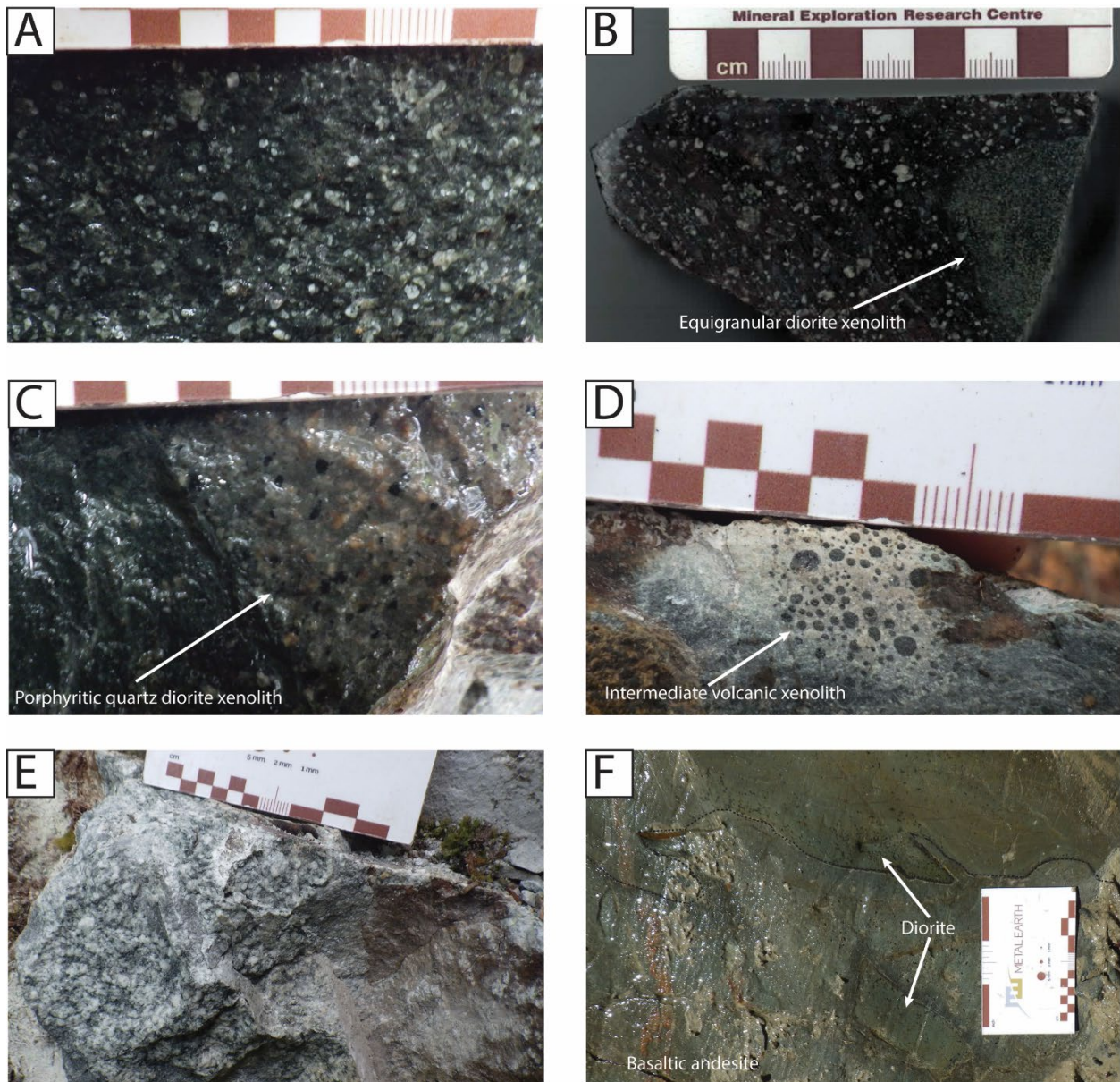


Figure 5. Caractéristiques des unités intrusives de la formation de Duprat–Montbray : **a)** phénocristaux de plagioclase quartzique dans une matrice à grain fin de composition semblable typique de la tonalite porphyritique; **b)** xénolite à diorite equigranulaire et à grain fin dans la tonalite de Fabie; **c)** phénocristaux de plagioclase et d’amphibole dans une matrice à grain fin; en fonction des observations faites sur le terrain, cet échantillon est reconnu comme étant une diorite quartzique sous forme de xénolite au sein de la tonalite de Fabie; **d)** xénolite volcanique à texture vésiculaire et de composition intermédiaire dans la tonalite de Fabie; les amygdales sont comblées d’amphibole; **e)** phase leucocrate pegmatitique au sein d’une diorite à grain fin; **f)** contact géologique intrusif entre une andésite basaltique et un dyke de diorite aux bordures figées; un xénolite de diorite est encaissé dans une coulée basalto-andésitique.

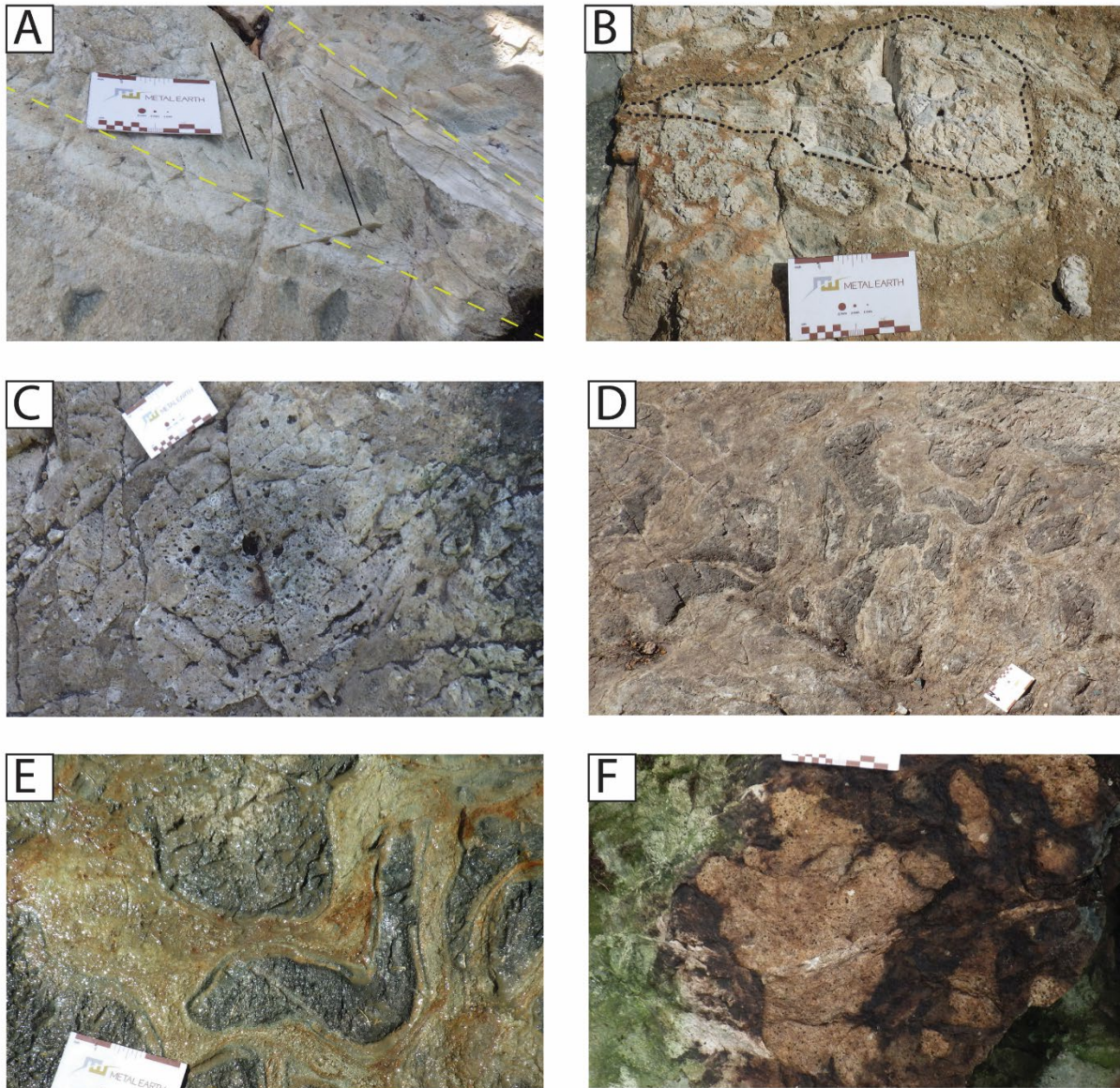


Figure 6. Structures et textures de la formation de Duprat–Montbray: **a)** alternance de tuf à lapilli et de tuf andésitiques stratifiés; la stratification est de direction 180° (lignes jaunes) alors que le clivage est de direction 240° (lignes noires), ce qui indique une rotation dans le sens horaire; **b)** bombe volcanique fusiforme dans une succession de brèche tufacée; **c)** bombe de la taille d'un bloc de forme subsphérique et à bordures figées; les vésicules sont concentrées au cœur de la bombe; **d)** clastes en forme d'amibe formés par des laves fluides au sein d'une brèche d'écoulement; les clastes allongés sont souvent fusiformes; **e)** clastes allongés en forme d'amibe encaissés dans une brèche d'écoulement riche en hyaloclastite d'andésite basaltique à texture porphyritique; **f)** xénolites de diorite quartzique porphyritique subangulaire dans de la tonalite de Fabie.

Minéralisation en quartz-sulfures et altération à aspect tacheté connexe au sein du bloc de Powell, Rouyn-Noranda, Québec

M. Schofield¹, H. Gibson¹, B. Lafrance¹ et K.H. Poulsen²

¹Centre de recherches en exploration minérale, École des sciences de la Terre Harquail, Université Laurentienne, Sudbury, Ontario P3E 2C6

²Consultant, Ottawa, Canada

INTRODUCTION

Le présent rapport résume les données recueillies au cours de la seconde campagne sur le terrain entreprise dans le cadre d'un projet de recherche de doctorat dirigé par le premier auteur, portant sur la métallogénie du bloc de Powell (PB) situé dans la région de Rouyn-Noranda, au Québec. Ces recherches relèvent de l'initiative *Metal Earth*, un projet de sept ans mené par le Centre de recherches en exploration minérale de l'École des sciences de la Terre Harquail. Le PB a été choisi en raison du fait qu'il représente une zone bien dotée en ressources de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, qu'il partage des liens stratigraphiques incertains avec des blocs faillés adjacents et qu'il est considéré un élément clé contribuant à la meilleure compréhension des processus d'enrichissement des gîtes voisins de sulfures massifs volcanogènes (SMV). Le PB est l'encaissant du gîte de SMV de Quemont (14 Mt à 5,5 g/t d' Au, 331 g/t d' Ag, 1,32% de Cu et 2,44% de Zn) et sépare le gîte de Horne, soit un gîte de calibre mondial de SMV riche en or (54 Mt à 6,1 g/t d' Au, 13 g/t d' Ag et 2,2% de Cu) des gîtes de SMV classiques (≤ 1 g/t d' Au) trouvés au nord de la faille de Beauchastel. En outre, une minéralisation de type filonien en quartz-carbonates-or de style orogénique se retrouve le long de la faille de Horne Creek (HCF) et recoupe l'intrusion de Powell (par ex., les mines de Silidor, de New Marlon et de Powell-Rouyn).

De nouveaux travaux de cartographie de détail au sein du PB révèlent la présence généralisée d'altération à aspect tacheté. Ce type d'altération est bien connu dans la région d'Amulet-Millenbach au sein du district de sulfures massifs de Noranda, où il est connu sous le nom de « dalmatianite ». Cette roche tachetée, composée par endroits de cordiérite+anthophyllite±biotite, a été interprétée comme étant le produit du métamorphisme statique de roches volcaniques auparavant altérées dans la zone de l'auréole de contact de la granodiorite de Lac Dufault âgée de 2690 Ma (De-Rosen-Spence, 1969; Fitchett, 2012). Cependant, la présente étude démontre que l'altération à aspect tacheté dans le PB se manifeste à une certaine distance de la granodiorite et n'est donc pas nécessairement associée à un gîte de sulfures massifs connu mais plutôt à de la minéralisation en quartz-sulfures de type filonien. Elle délimite peut-être une zone de remontée de fluides hydrothermaux. Des travaux de cartographie de détail ont été réalisés afin d'établir la répartition spatiale de l'altération à aspect tacheté, qui recoupe toutes les unités lithologiques répertoriées à date. En outre, des coupes stratigraphiques ont été achevées le long de cinq blocs faillés, soit trois du côté sud de la faille de Powell et deux sur son côté nord, et les résultats combinés à ceux de travaux de cartographie de la structure en vue de reconstituer la stratigraphie volcanique et d'établir le contexte stratigraphique et temporel associé à l'altération et à la minéralisation.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

Le groupe de Blake River (BRG), âgé de 2704 à 2695 Ma, se situe dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi; il consiste en un assemblage volcanique bimodal sous-marin de 12 000 à 15 000 m

d'épaisseur limité au nord par la zone de faille de Porcupine–Destor et au sud par la zone de faille de Larder Lake–Cadillac (Figure 1a; Baragar, 1968; Goodwin et Ridler, 1970; McNicoll et al., 2014). Le BRG comporte plusieurs centres volcaniques distincts, notamment le camp Noranda, qui sont caractérisés par l'épaississement des successions volcaniques, l'augmentation de la proportion de roches volcaniques felsiques et la présence d'intrusions synvolcaniques et de failles synvolcaniques connexes (Spence et de Rosen-Spence, 1975; Gibson et Watkinson, 1990; McNicoll et al., 2014).

Le camp Noranda repose dans une séquence concordante d'environ 6000 m d'épaisseur composée à prédominance d'andésites et de rhyolites de la partie supérieure du groupe de Blake River, âgé d'environ 2701 à 2696 Ma (Spence et de Rosen-Spence, 1975; de Rosen-Spence, 1976; Gélinas et al., 1984; Ayer et al., 2005). En règle générale, les unités volcaniques sont faiblement métamorphisées au faciès inférieur des schistes verts et atteignent par endroits le faciès des amphibolites au sein de l'auréole de contact du pluton de Lac Dufault âgé de 2690 Ma. Elles sont relativement peu déformées et dénuées de la schistosité fort répandue qui caractérise les roches au nord du PB. Les textures volcaniques primaires sont généralement bien conservées. Les produits volcaniques consistent à prédominance de coulées volcaniques extrusives et des épisodes pyroclastiques moins importants ont laissé par endroits des tufs lités et des lentilles de brèche grossière, qui se manifestent à proximité de centres éruptif interprétés (Spence et de Rosen-Spence, 1975).

Un épisode précoce de tectonique d'extension synvolcanique est associé à une subsidence en chaudron s'étant produite le long de failles synvolcaniques orientées est-nord-est (de Rosen Spence, 1976; Dimroth et al., 1983; Kerr et Gibson, 1993; Gibson et Galley, 2007). Les roches du camp Noranda sont plissées de façon à former un vaste anticlinorium de plongement est et un important synclinorium, limité au nord par la faille de Hunter Creek et au sud par la faille d'Andesite. Les intrusions subvolcaniques de Flavrian et de Powell sont situées le long de l'axe de l'anticlinorium (Wilson, 1941; Spence and De Rosen-Spence, 1975).

GÉOLOGIE LOCALE

Le PB (figure 1b) est un bloc faillé en forme de biseau qui fait partie du groupe nombreux de blocs structuraux dont se compose le district de Rouyn–Noranda (De Rosen-Spence, 1976). Le PB est limité par la faille de Beauchastel au nord et par la HCF au sud, et comporte aussi plusieurs failles internes et zones de cisaillement (Wilson, 1941). Certaines des failles internes orientées est-nord-est sont occupées localement par des dykes et sont présumées être d'origine synvolcanique (par ex., la zone Powell F; figure 1c). La faille interne la plus importante et continue est la faille de Powell (figure 1b) qui est orientée est–ouest; elle est subparallèle aux failles limitrophes de Bauchastel et de Horne Creek, et signale la présence d'un décalage important de la stratigraphie ainsi que d'un changement dans l'orientation des strates. En plus d'être décalée le long de plusieurs blocs faillés, la stratigraphie est plissée de façon à former le synclinal de Powell, au plongement orienté vers l'est-sud-est. Afin de reconstituer la stratigraphie volcanique, des coupes stratigraphiques ont été réalisées dans de nombreux blocs faillés et un stratotype tracé suivant la charnière du synclinal de Powell (figure 1b), La stratigraphie volcanique sera décrite en fonction du stratotype.

Le côté ouest du PB renferme le pluton de Powell âgé de $2700,1 \pm 1,0$ Ma (McNicoll et al., 2014), qui est présumé être d'origine synvolcanique et subvolcanique par rapport aux roches volcaniques sus-jacentes et la source de chaleur responsable de la minéralisation en SMV (Goldie, 1976; Kennedy, 1985; Cathles, 1993; Hannington et al., 2003). Le pluton de Powell, qui se compose d'une phase précoce de diorite quartzique et d'une phase tardive de tonalite, est plus récent que l'unité stratigraphique la plus basse au sein du PB qu'il pénètre, soit la rhyolite de Brownlee, qui consiste en une coulée de rhyolite lobée de texture aphyrique, sphérolitique et amygdaloïde. Une succession d'environ 358 m d'épaisseur formée de coulées massives de composition andésitique à basalto-andésitique, de coulées coussinées et de

brèche recouvre la rhyolite de Brownlee. La présence croissante d'amygdales vers le sommet des coulées, la forme des amygdales (fond plat et haut arrondi) et la composition des coussins indiquent un décalage du compartiment est-nord-est de la faille vers le haut au sein de la charnière du synclinal de Powell et au sud, sur le flanc nord du synclinal de Powell. Au sein de la succession mafique, se trouve une unité repère (appelé V9b par Morris, 1957) de 8 m d'épaisseur composé de matériaux volcaniques de rhyolite aphyrique, dont l'étalement granulométrique varie des lapillistone au tuf à lapilli et, enfin, au tuf (figure 2). Cette unité repère se remarque à ses contacts supérieur et inférieur nets, le contact inférieur suivant la topographie locale des coussins sous-jacents. La présence de gros blocs de coussins brisés a été notée au sein des lapillistone de la partie inférieure de la succession rhyolitique. Cette unité a été observée des deux côtés de la faille de Powell et sert à mesurer l'importance du décalage le long de cette structure.

Une séquence composée de coulée de rhyolite aphyrique d'environ 50 m d'épaisseur se manifeste un peu plus haut, juste en-dessous de la zone Powell F (figure 1b) mais cette unité se distingue de la rhyolite de Brownlee du fait que sa texture n'est pas amygdaloïde. Une coupe est-ouest à travers la zone Powell F révèle la présence d'une succession de rhyolite à phénocristaux de quartz d'environ 115 m d'épaisseur dont l'étalement granulométrique passe de la coulée rhyolitique cohérente à la brèche à texture de cassette dont les couches sont mal définies et qui présente de petites variations au niveau de la taille et de l'abondance des fragments. Une succession d'environ 195 m de tuf mafique à lits minces alternant avec des coulées massives de composition andésitique, des coulées coussinées et des brèches recouvrent la succession de rhyolite à phénocristaux de quartz. Des couches de brèche tufacée de rhyolite à phénocristaux de quartz sont intercalées avec le tuf mafique. Cette unité est recouverte par environ 30 m de coulées de rhyolite lobée de texture aphyrique, suivis d'environ 100 m de brèche mafique, de tuf lité et d'andésite massive. Enfin, la plus haute unité observée dans cette ensemble stratigraphique continu au sein de la charnière du synclinal de Powell est une rhyolite aphyrique, que traverse la faille de Powell et qui est recoupée par un dyke de diabase tardif. Cette séquence semble se répéter, du moins en partie, au sein des quatre autres coupes stratigraphiques qui ont été mesurées cet été dans des blocs faillés adjacents.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

La schistosité principale (S_2) de la région, orientée est-ouest, est parallèle au plan axial des plis de direction est (F_2 ; par ex., le synclinal de Powell). Elle s'est formée au cours du raccourcissement nord-sud D_2 (Carrier et al., 2000; Poulsen, 2017) survenu après la mise en place du Groupe de Timiskaming (environ 2672 Ma). La présence de plis parasites en forme de S à plongement est-sud-est a été remarquée sur le flanc nord du synclinal de Powell, près de la faille de Powell. En outre, l'intensification de la schistosité de plan axial, qui est en sens horaire par rapport à la stratification, se manifeste vers la partie nord de la région cartographique, à proximité de la faille de Powell. À moins de 4 m de la faille de Powell, une linéation structurale verticale caractérisée par des taches allongées se remarque, ainsi qu'une linéation minérale presque verticale qui est caractérisée localement par des traînées de quartz et de séricite (à direction approximative vers le sud-sud-ouest). Sur les surfaces verticales, des bandes de cisaillement et des extinctions roulantes asymétriques entourant des clastes à filons de carbonates semblent indiquer que, le long de la faille de Powell, il y a eu décalage du compartiment nord de la faille vers le haut selon une direction parallèle à la linéation. La faille de Powell a subi une légère réactivation dextre, ainsi qu'en témoigne la présence d'un clivage faible, orienté est-nord-est, en sens antihoraire à la stratification et parallèle au plan axial des filons de quartz aux plis en forme de Z qui se dirigent vers l'est-nord-est. L'absence d'une composante de mouvement dextre importante le long de la faille de Powell, telle que notée par les quelques indicateurs cinématiques indiquant un sens de mouvement dextre, contredit le décalage dextre visible d'environ 700 m indiqué par le l'unité repère de tuf V9b. Un autre clivage faiblement espacé et orienté soit est-nord-est, ou soit est-sud-est se retrouve par endroits aux limites entre les zones de faible et de forte déformation, ce qui se traduit par l'entraînement senestre de la schistosité principale le long du plan de fracture. Ce même type d'entraînement senestre de la schistosité principale se remarque aussi aux contacts lithologiques. Ce clivage espacé recouvre les plis parasites en forme de S

près de la faille de Powell, et est accompagné de l'entraînement senestre de la schistosité de plan axial. En outre, la présence de bandes froissées senestres à orientation nord-ouest et de bandes froissées dextres à orientation nord-est a été notée au sein de la rhyolite séricitisée.

MINÉRALISATION

Le camp Noranda renferme 22 gîtes de SMV à Cu-Zn-Au-Ag et 17 gîtes d'or de type orogénique (Gibson et Watkinson, 1990). Des gîtes tardifs d'or-quartz-carbonates se manifestent surtout dans les plutons de tonalite archéens du groupe de Blake River (par ex., les mines de Silidor, de New Marlon et de Powell-Rouyn, associées au pluton de Powell; les mines d'Elder et de Pierre-Beauchemin, associées au pluton de Flavrian; Carrier et al., 2000). Les gîtes de SMV, qui se trouvent à l'endroit du camp de Noranda, se manifestent dans la formation de Noranda (Goutier et al., 2006; Gibson et Galley, 2007) et leur âge varie des gîtes aurifères de Horne et Quemont d'environ 2707 Ma, lesquels font partie des plus anciens gîtes du BRG (Mercier-Langevin et al., 2011), aux gîtes cuprifères et zincifères du camp central de Noranda d'environ 2698 Ma (David et al., 2006; McNicoll et al., 2014). Alors que les gîtes de Quemont (14 Mt à 5,5 g/t d'Au, 331 g/t d'Ag, 1,32 % de Cu et 2,44 % de Zn) et de Horne (54 Mt à 6.1 g/t d'Au, 13 g/t d'Ag et 2,2% de Cu) sont de taille et de teneur en Au anormales, les gîtes au nord de la faille de Beauchastel sont généralement riches en Cu-Zn mais contiennent moins d'Au (≤ 1 g/t d'Au; Gibson et Galley, 2007).

Les gîtes de SMV à Cu-Zn du camp central de Noranda renferment de la pyrrhotite en abondance et se trouvent encaissés dans la rhyolite de cycle III, aussi connue sous le nom de « zone de mine », âgée de $2698,5 \pm 2$ Ma (David et al., 2006). Des gîtes de SMV riches en zinc renferment de la pyrite en abondance et se trouvent encaissés dans la rhyolite de cycle IV (Spence et de Rosen-Spence, 1975; Gibson et Galley, 2007). L'andésite d'Amulet, qui a été interprétée au sud de la faille de Beauchastel comme étant l'équivalent de l'andésite de Powell (Wilson, 1941), sépare les rhyolites de cycles III et IV (Spence et de Rosen-Spence, 1975). Outre le gîte de Quemont, aucun autre gîte important de SMV n'a été trouvé dans le PB; cependant, la présence de nombreux filons de quartz-pyrite-chalcopryrite (par ex., les zones Powell B-, D- et F-, et les zones Anglo A- et C-; figure 3a, b) recoupant toutes les unités de roches cartographiées jusqu'à date a été remarquée. Cette minéralisation est généralement trouvée en milieu proximal aux dykes felsiques, qui indiquent les décalages dans la stratigraphie volcanique, et coïncide avec des zones d'altération à aspect tacheté intense.

Les filons de quartz-pyrite-chalcopryrite sont surimprimés par la schistosité et la linéation, et se trouvent entourés par des taches d'altération aplaties en sens parallèle avec la schistosité régionale (figure 3c, d). Les filons sont donc antérieurs aux épisodes de déformation régionale du PB et, puisqu'ils sont situés en bordure de dykes nourriciers, sont vraisemblablement associés à la formation de failles précoces d'origine syntectonique.

ALTÉRATION

Deux types d'altération à aspect tacheté ont été remarqués, le premier de type ovoïde et le second, de type idiomorphe (figure 3e, f). Les taches ovoïdes, très répandues dans la zone d'étude, consistent en des grappes de séricite et de quartz à grain fin de 1 mm à 3 cm de diamètre au sein d'une matrice chloritisée. Signalées pour la première fois par Wilson (1941), qui les a décrites comme de « curieuses protubérances », elles ont été par la suite décrites par Lichtblau and Dimroth (1980), qui les ont identifiées comme étant des sphérulites de feldspath alcalin et de quartz. Cependant, la répartition des taches en milieu proximal aux filons de quartz-sulfures (figure 3a) que contrôle la structure et l'absence de sphérulites distinctive en dehors de l'auréole d'altération portent à croire qu'une origine hydrothermale est plus indiquée. Étonnamment, la présence d'une zone semblable « d'altération à aspect tacheté » a également été remarquée à la mine Corbet, à l'extérieur de l'auréole d'altération de Lac Dufault et en lien

dans l'espace à la phase de diorite quartzique du pluton de Flavrian (Knuckey and Watkins, 1982). Les taches idiomorphes mesurent 1 à 2 cm de diamètre et se manifestent par endroits sous forme de dômes, qui peuvent parfois fusionner, au sein de plaques d'altération massive en chlorite ayant subi les effets d'un lessivage (figure 3e). Il se peut que les taches idiomorphes représentent des porphyroblastes métamorphiques rétrogrades qui se seraient formés dans des régions soumises à l'action d'une altération hydrothermale pré-métamorphique selon un processus semblable au processus responsable de la formation de la dalmatianite trouvée dans le cap central de Noranda, alors que les taches ovoïdes représentent une manifestation différente mais connexe d'altération métamorphisée. En outre, il est à remarquer que l'altération la plus intense contigüe aux filons au sein du PB sont généralement sans taches et consiste en chlorite massive à grain fin (figure 3a) L'altération en séricite est également importante dans les coulées rhyolitiques et les dykes felsiques, et se manifeste aussi par endroits sous forme de bordures entourant les clastes dans les brèches rhyolitiques.

CONCLUSIONS

L'altération à aspect tacheté est contrôlée par la structure, se produit en milieu proximal de la minéralisation en quartz-sulfures et a été remarquée dans toutes les unités cartographiées à date, y compris l'intrusion de Powell. Les taches peuvent représenter la manifestation rétrograde d'une altération métamorphisée. Les porphyroblastes originaux, ainsi que la composition des taches et la (les) source(s) possible(s) de chaleur propre(s) au métamorphisme, nécessitent un examen plus approfondi. L'épisode de minéralisation en quartz-sulfures est interprété comme étant synvolcanique et surimprimé par des épisodes de déformation subséquents. En particulier, la minéralisation et l'altération à aspect tacheté connexe correspondent à des zones de remontée hydrothermale, à proximité de structures synvolcaniques, et peuvent être utilisées comme des outils utiles à la découverte de minéralisation en SVM.

Le produit de la déformation régionale a été un clivage principal à orientation est-ouest parallèle au plan axial du synclinal de Powell et ayant surimprimé les filons de quartz-sulfures. En outre, les taches d'altération connexes sont aplaties en sens parallèle avec le clivage principal à l'extérieur de la zone de faille de Powell, mais aplaties et allongées au sein de la zone de faille de Powell. Des indicateurs de sens de cisaillement dextre et senestre plus récents ont également été observés à proximité de la faille de Powell, ce qui semble indiquer qu'une réactivation dextre et senestre sans importance a suivi le mouvement principal de chevauchement nord sur sud le long de la faille. Les unités stratigraphiques sont décalées et forment de nombreux blocs faillés, mais des mesures des coupes stratigraphiques établies sur chaque côté de la faille de Powell semblent indiquer que des corrélations sont possibles en ayant recours à l'unité repère de tuf V9b pour évaluer l'importance du décalage le long de la faille de Powell, dont le décalage dextre visible est d'environ 700 m.

TRAVAUX FUTURS

Les travaux se poursuivront dans les mois qui suivent afin de tenter d'établir des corrélations stratigraphiques entre tous les blocs faillés en ayant recours aux coupes stratigraphiques, qui aideront à cerner le contexte stratigraphique propre à la minéralisation. Des analyses pétrographiques approfondies d'échantillons de la minéralisation en quartz-sulfures sont requises, ainsi que des taches de forme ovoïde et idiomorphe. Des analyses lithogéochimiques d'échantillons sans taches et tachés sont en cours en vue de déterminer l'intensité du métasomatisme et d'identifier le(s) porphyroblaste(s) précurseur(s) possible(s) à l'origine des taches. En outre, des travaux de cartographie de détail portant sur les filons d'Au-quartz-carbonates devront être entrepris l'été prochain aux mines de Silidor d'Anglo-Rouyn, de New Marlon et de Powell-Rouyn afin d'établir le contexte chronologique relatif de ces derniers par rapport à la déformation et axés tout particulièrement sur l'importance de l'altération en carbonates connexe. La brèche de Joliet se trouve dans la partie est du PB et se situe le long de la bordure d'un grand dyke de rhyolite à phénocristaux de quartz; il fera aussi l'objet de travaux de cartographie de détail au

cours de la prochaine campagne sur le terrain puisqu'il semble être le lieu d'une altération à aspect tacheté et d'une minéralisation en cuivre disséminé.

REMERCIEMENTS

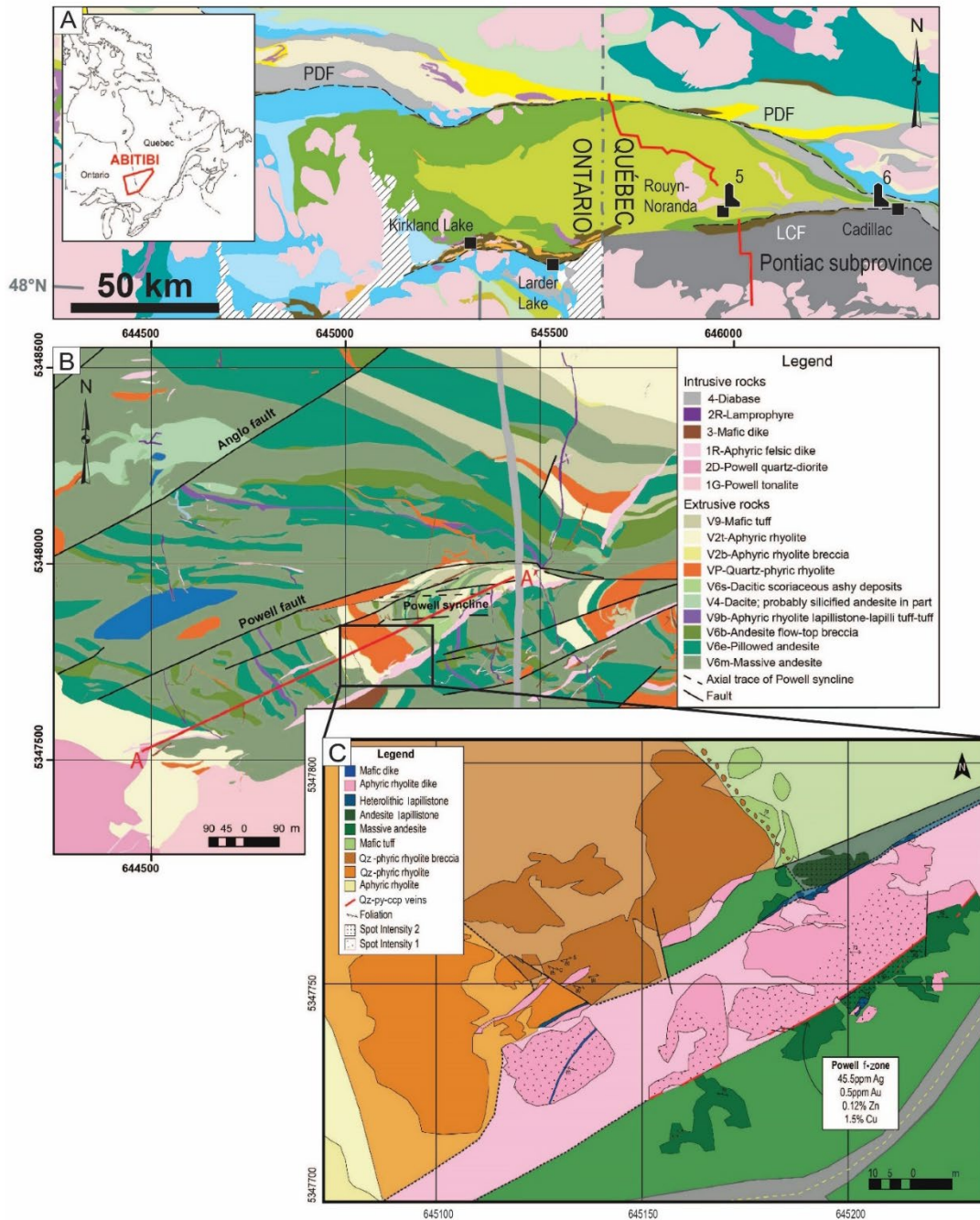
Un soutien financier a été fourni par le Fonds d'excellence en recherche Apogée Canada, la Northern Ontario Heritage Fund Corporation et le Centre de recherches en exploration minérale de l'Université Laurentienne. Les auteurs remercient T. Jørgensen de ses conseils et d'avoir assuré de façon efficace le déroulement des activités sur le terrain. En outre, l'assistant de terrain D. Dickson a grandement contribué à la collecte de données au cours de l'été.

Contribution MERC-ME2018-109 du Centre de recherches en exploration minérale de l'École des sciences de la Terre Harquail.

RÉFÉRENCES

- Ayer, J.A., Thurston, P.C., Bateman, R., Dubé, B., Gibson, H.L., Hamilton, M.A., Hathway, B., Hocker, S.M., Houlié, M.G., Hudak, G., Ispolatov, V.O., Lafrance, B., Leshner, C.M., MacDonald, P. J., Péloquin, A.S., Piercey, S.J., Reed, L.E. et Thompson, P.H. 2005. Overview of results from the Greenstone Architecture Project: Discover Abitibi Initiative; Ontario Geological Survey, Open File Report 6154, 146 p.
- Baragar, W.R.A., 1968, Major-element geochemistry of the Noranda volcanic belt, Quebec-Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 773–90.
- Carrier, A., Jébrak, M., Angelier, J. et Holyland, P. 2000. The Silidor deposit, Rouyn-Noranda District, Abitibi belt: geology, structural evolution, and paleostress modelling of an Au quartz vein-type deposit in an Archean trondjhemite; Economic Geology, v. 95, p. 1049–1065.
- Cathles, L.M. 1993. Oxygen isotope alteration in the Noranda mining district, Abitibi greenstone belt, Quebec; Economic Geology, v. 88, p. 1483–1511.
- David, J., Dion, C., Goutier, J., Roy, P., Bandyayera, D., Legault, M. et Rhéaume, P. 2006. Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi à la suite des travaux de 2004–2005; Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, RP 2006-04, 22 p.
- De Rosen-Spence, A.F. 1969. Genèse des roches à cordiérite-anthophyllite des gisements cupro-zincifères de la région de Rouyn-Noranda, Québec, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 1339–1345.
- De Rosen-Spence, A. F., 1976, Stratigraphy, development and petrogenesis of the central Noranda volcanic pile, Noranda, Quebec; unpublished Ph.D. thesis, University of Toronto, Toronto, Ontario, 298 p.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N. et Rocheleau, M. 1983. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical model; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1355–1373.
- Fitchett, C. 2012. Metamorphic phase equilibria of hydrothermally altered rocks, Noranda District, Abitibi subprovince, Quebec; unpublished M.Sc. thesis, Laurentian University, Sudbury, Ontario, 148 p.
- Gélinas, L., Trudel, P. et Hubert, C. 1984. Chemostratigraphic division of the Blake River Group, Rouyn-Noranda area, Abitibi, Quebec; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 220–231.
- Gibson, H.L. et Galley, A.G. 2007. Volcanogenic massive sulphide deposits of the Archean Noranda District, Quebec; Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division Special Publication 5, p. 533–552.

- Gibson, H.L. et Watkinson, D.H. 1990. Volcanogenic massive sulphide deposits of the Noranda Cauldron and Shield Volcano, Quebec; *in* The Northwest Quebec Polymetallic Belt: A Summary of 60 Years of Mining Exploration, M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, L.M. Lulin, G. Riverin and A. Simard (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 43, p. 119–132.
- Goldie, R.J. 1976. The Flavrian and Powell plutons, Noranda area, Québec; unpublished Ph.D. thesis, Queens University, Kingston, Ontario, 356 p.
- Goodwin, A.M. et Ridler, R.H. 1970. The Abitibi orogenic belt, *in* Symposium on Basins and Geosynclines of the Canadian Shield; Canadian Geological Survey, Paper 70-40, p. 1–24.
- Goutier, J., Ayer, J. et Thurston, P. 2006. Synthèse lithologique et stratigraphique de la Sous-province de l’Abitibi; Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec–Association de l’exploration minière du Québec, Québec, DV 2006-03, p. 24.
- Hannington, M.D., Santaguida, F., Kjarsgaard, I.M. et Cathles, L.M. 2003. Regional scale hydrothermal alteration in the Central Blake River Group, western Abitibi subprovince, Canada: implications for VMS prospectivity; *Mineralium Deposita*, v. 38, p. 393–422.
- Kennedy, L.P. 1985. The geology and geochemistry of the Archean Flavrian Pluton, Noranda, Quebec; unpublished Ph.D. thesis, The University of Western Ontario, London, Ontario, 491 p.
- Kerr, D.J. et Gibson, H.L. 1993. A comparison of the Horne volcanogenic massive sulfide deposit and intracauldron deposits of the Mine sequence, Noranda, Quebec; *Economic Geology*, v. 88, p. 1419–1422.
- Knuckey, M.J. et Watkins, J.J. 1982. The geology of the Corbet massive sulphide deposit Noranda District, Quebec, Canada; *in* Precambrian Sulphide Deposits, R.W. Hutchinson, C.D. Spence and J.M. Franklin (ed.), H.S. Robinson Memorial Volume, Geological Association of Canada Special Paper 25, p. 297–317.
- Lichtblau, A.P. et Dimroth, E. 1980. Stratigraphy and facies at the south margin of the Archean Noranda Caldera, Noranda, Quebec; *in* Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 80-1A, p. 68–76.
- McNicoll, V., Goutier, J., Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Ross, P. S., Dion, C., Monecke, T., Legault, M., Percival, J. et Gibson, H. 2014. U-Pb geochronology of the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt, Quebec, and implications for base metal exploration; *Economic Geology*, v. 109, p. 27–59.
- Mercier-Langevin, P., Hannington, M., Dubé, B. et Bécu, V. 2011. The gold content of volcanogenic massive sulfide deposits; *Mineralium Deposita*, v. 46, p. 509–539.
- Morris, H.R. 1957. Surface geology Anglo-Rouyn and north part of Powell-Rouyn properties, Rouyn Twp., N.W. Quebec; unpublished geological map prepared for Héré Fault Copper Ltd., 3 sheets, one inch to 200 feet.
- Morris, H.R. 1959. Surface geology, Joliet Quebec Mines; unpublished geological map, 3 sheets, one inch to 200 feet.
- Poulsen, K.H. 2017. The Larder Lake Cadillac Break and its gold districts; *Reviews in Economic Geology*, v. 19, p. 133–167.
- Spence, C.D. et de Rosen-Spence, A.F. 1975. The place of sulfide mineralization in the volcanic sequence at Noranda, Quebec; *Economic Geology*, v. 70, p. 90–101.
- Thurston, P., Ayer, J.A., Goutier, J. et Hamilton, M.A. 2008. Depositional gaps in Abitibi greenstone belt stratigraphy: a key to exploration for syngenetic mineralization; *Economic Geology*, v. 103, p. 1097–1134.
- Wilson, M.E. 1941. Noranda district, Quebec; Geological Survey of Canada, Memoir 229, 162 p.



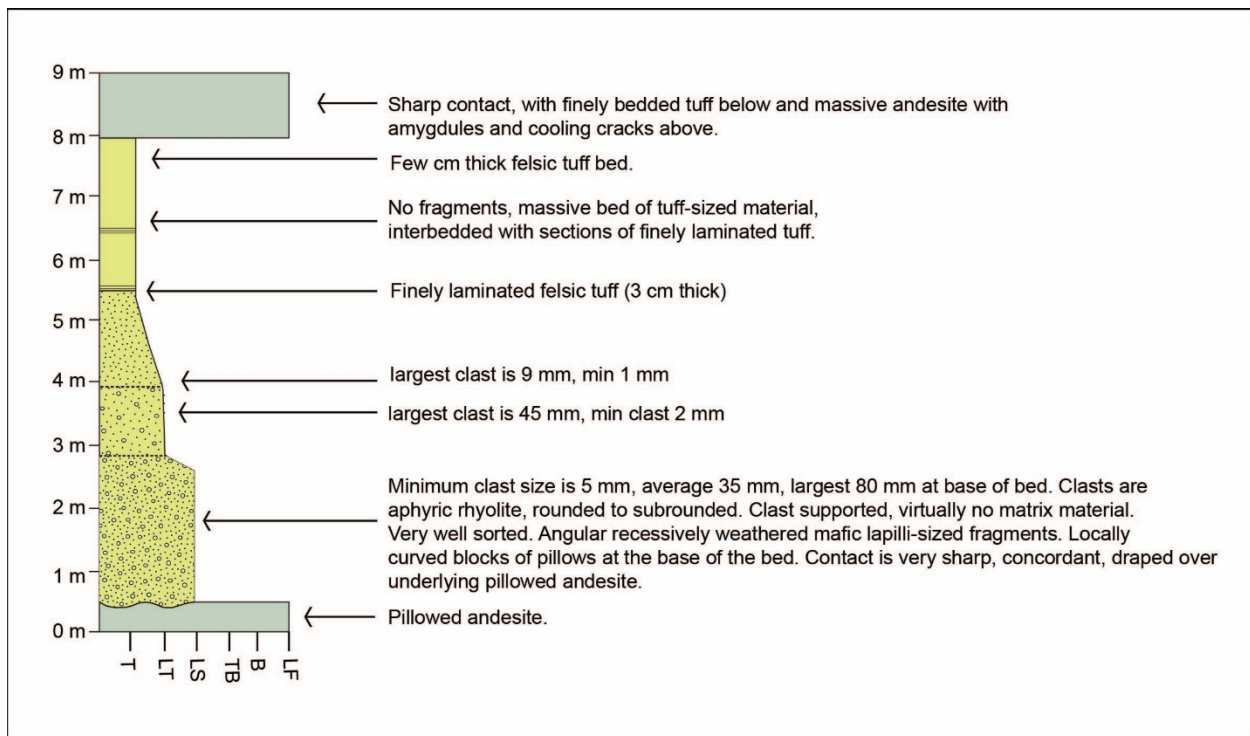


Figure 2. Coupe stratigraphique de l'unité repère de tuf V9b (Morris, 1957) dans le stratotype (A-A' à la figure 1a).
 Abréviations : T, tuf; LT, tuf à lapilli; LS, lapillistone; TB, brèche tufacée; B, brèche; LF, coulée de lave.

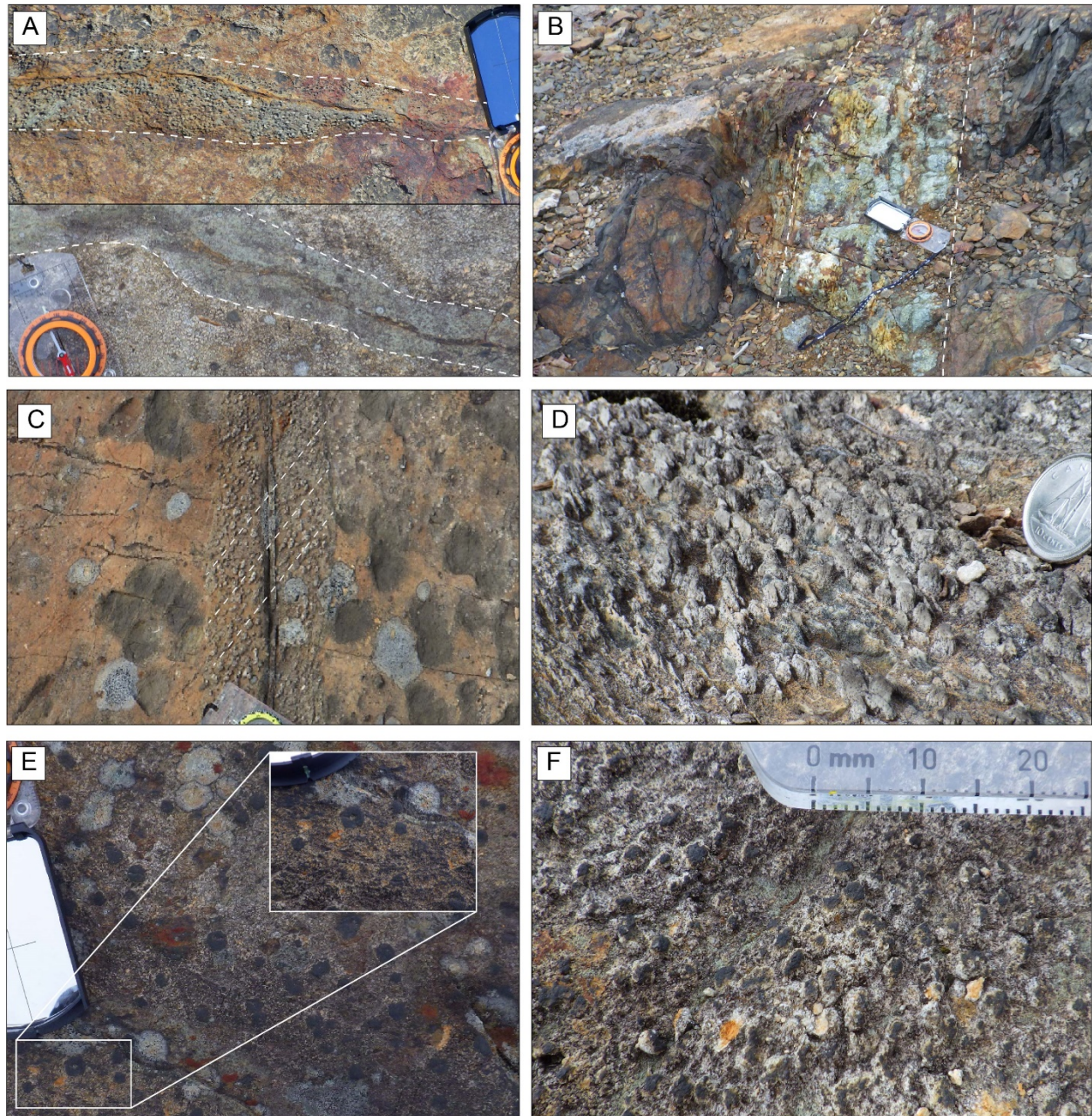


Figure 3. Photographies prises sur le terrain montrant: **a)** des filons de quartz-sulfures de la zone Anglo-A avec une auréole d'altération à aspect tacheté (haut) et une auréole d'altération en chlorite (bas); **b)** un filon de quartz-pyrite-chalcopyrite de la zone Powell-F; **c)** une auréole de taches d'altération entourant un filon de quartz-sulfures près de la zone Powell-F, aux taches aplaties qui contribuent à une schistosité métamorphique; **d)** des taches d'altération aplaties et allongées le long de la faille de Powell, qui définissent la linéation verticale; **e)** taches idiomorphes recouvrant des taches ovoïdes (en médaillon) à la zone Anglo-A; **f)** taches ovoïdes à la zone Anglo-A.

Géologie, géochimie et pétrogenèse du système de dykes, filons-couches et chenaux de lave Expo-Ungava et Raglan dans la ceinture paléoprotérozoïque de Cape Smith, nord du Nunavik, Québec

D.J. McKeivitt¹, C.M. Lesher¹ et M.G. Houlé²

¹Centre de recherches en exploration minérale, École des sciences de la Terre Harquail, Université Laurentienne, Sudbury, Ontario P3E 2C6

²Commission géologique du Canada, Québec, Québec G1K 9A9

INTRODUCTION

Le présent rapport résume les travaux achevés dans le cadre d'un projet de recherche entrepris dans la région du centre-est de la ceinture de Cape Smith (Orogène de l'Ungava), d'âge paléoprotérozoïque, au nord du Nunavik, au Québec. Les travaux, qui faisaient l'objet d'un projet de maîtrise, ont débuté en septembre 2016, mais ont pris de l'ampleur pour devenir un projet de doctorat en 2018, dont l'achèvement est prévu d'ici l'été 2021.

Cadre géologique

Trois styles distincts de minéralisation sulfurée de type magmatique se manifestent dans la suite volcano-sédimentaire que renferme le domaine sud de la zone de plissement et de chevauchement de Cape Smith : 1) des dykes différenciés en forme de lame constitués de pyroxénite à olivine±gabbro mélanocrate au sein des parties moyenne et supérieure du groupe de Povungnituk renferment de la minéralisation en Cu-Ni-(élément du groupe du platine [ÉGP]) le long de leurs flancs et de leurs carènes (par ex., les gîtes d'Expo-Ungava et de Méquillon; Mungall, 2007); 2) des filons-couches différenciés de gabbro±pyroxénite à olivine recourent le groupe de Povungnituk en toutes parts, certains recelant une minéralisation en ÉGP-(Cu)-(Ni) stratiforme (par ex., le gîte de Delta; Giovenazzo, 1991); 3) les chenaux de lave mal différenciés, dont la composition varie de la péridotite à la pyroxénite, et les parties en forme de chenaux péridotitiques de coulées en nappes différenciés, dont la composition varie de la pyroxénite à olivine au gabbro, à la base du groupe de Chukotat renferment une minéralisation en Ni-Cu-(ÉGP) à l'endroit de leurs contacts inférieurs (par ex., les gîtes de Raglan; Lesher, 2007). Des travaux antérieurs réalisés par d'autres chercheurs ont porté surtout sur les parties individuelles de ce système. Le but du présent projet est de mieux comprendre les rapports géologiques, temporels et pétrogénétiques entre les diverses parties de ce système d'alimentation en magma à l'aide de la cartographie sur le terrain, de la géochronologie et de la géochimie. En raison de la présence d'excellents affleurements et de son faible degré de métamorphisme, cette région de la ceinture de Cape Smith se prête idéalement à l'étude de l'évolution d'un système d'alimentation de type subvolcanique à volcanique minéralisé d'âge paléoprotérozoïque.

Buts de la recherche

Le projet de maîtrise initial avait pour but d'établir une connexion entre les unités de composition mafique et ultramafique déjà bien étudiées longeant l'axe Raglan, soit une suite volcano-sédimentaire gisant à la base du groupe de Chukotat qui renferme de nombreux gîtes et mines de Ni-Cu-EGP sulfurés (notamment ceux de Cross Lake, de Katinniq et de Donaldson), et une suite plus au nord d'unités à type lithologique semblable, qui se répète dans des chevauchements au sein de la région des permis au nord du district minier de Raglan appartenant à la Glencore, et ce afin d'établir le niveau de prospectivité de ces mêmes permis au nord en minéralisation en Ni-Cu-(ÉGP) de type Raglan. Dans le cadre du présent projet de doctorat, ces objectifs ont pris une certaine ampleur de façon à inclure l'établissement de la géologie, de la minéralogie, de la géochimie et de la pétrogenèse d'unités de composition mafique et ultramafique peu étudiées ou méconnues dans l'ensemble des groupes de Povungnituk et de Chukotat de la partie centre-est de la ceinture de Cape Smith. Leurs caractéristiques géochimiques et pétrologiques seront comparées à celles d'unités (présentées ci-haut) ayant auparavant fait l'objet d'études et, dans la mesure du possible, les rapports temporels entre les différentes parties du système seront établis au moyen de la géochronologie. Il sera alors possible d'identifier les principaux facteurs contrôlant la minéralisation et d'établir le niveau de prospectivité des différentes parties dudit système, aussi bien en profondeur que latéralement.

Méthodes de recherche

Des données géologiques actuelles et anciennes provenant de sources publiées et inédites et portant sur la suite volcano-sédimentaire des groupes de Povungnituk et de Chukotat ont été examinées afin d'élaborer une base de données complète de données géochimiques et de cartes géologiques, ainsi que d'aider à identifier les zones d'intérêt et cibler les endroits se prêtant aux travaux sur le terrain. Ces travaux ont permis de caractériser et d'échantillonner les unités de composition mafique et ultramafique qui se répartissent de la base du groupe de Povungnituk jusqu'au sommet du groupe de Chukotat dans le but de vérifier la précision des cartes géologiques disponibles et de combler les lacunes aux endroits dépourvus de données. En outre, des travaux sur le terrain et un programme d'échantillonnage plus exhaustif ont ciblés des unités caractéristiques des divers niveaux stratigraphiques et les styles de minéralisation longeant des transects géologiques à orientation nord-sud (en sens perpendiculaire à la direction régionale).

TRAVAUX ACCOMPLIS

La compilation d'une base de données géochimique régionale a débuté en octobre 2016 et une première version a été complétée en juillet 2018 (figure 1). Des données accessibles au public ont été recueillies de thèses de maîtrise et de doctorat, de revues spécialisées, de rapports d'évaluations provinciales et d'explorations réalisées pour le compte d'entreprises minières déposés auprès du Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, ainsi que provenant d'autres sources ouvertes. La Glencore a également contribué un important jeu de données privé au projet. Le fait que certains dossiers se répétaient dans plusieurs sources a facilité le processus de vérification de l'exactitude des données; la mise en carte préliminaire à l'aide du logiciel iOGAS a également contribué à l'identification de données mal enregistrées ou d'analyses peu fiables, dont la plupart ont pu être corrigées en se référant aux sources originelles ou en identifiant des erreurs courantes (par ex., Pd interverti avec Pb). En règle générale, les dossiers ne contenant que des résultats d'essais (Ni, Cu, ÉGP et S) ont été retirés, ne laissant que les dossiers d'échantillons qui font état de résultats d'analyses lithogéochimiques des éléments majeurs ou à l'état de traces.

Quelque 200 sites ont été visités lors de la campagne de terrain de 36 jours menée en juillet et août 2017 et 167 échantillons recueillis (figure 2). En tout, 162 lames minces ont été préparées à partir de ces échantillons, puis numérisées et examinées; 165 échantillons représentatifs (y compris des doubles et lds standards) ont été soumis à l'analyse géochimique sur roche totale, au processus d'assurance de la qualité et de contrôle de la qualité, et les résultats obtenus ont fait l'objet d'une étude préliminaire.

Les 35 jours de travaux sur le terrain accomplis au cours de la campagne de terrain menée en juillet et août 2018 auront permis de recueillir 181 échantillons (dont deux désignés aux fins d'analyse géochronologique) à 337 des sites visités (figure 2).

RÉSULTATS

La base de données lithogéochimique existante de la partie nord du Nunavik comporte le résultat de quelque 9650 analyses d'échantillons, dont 85 % proviennent du domaine sud de la ceinture de Cape Smith, 10 % du domaine nord et 5 % d'endroits non déterminés ou de sites gisant en dehors de la ceinture de Cape Smith (voir figure 1). Une base de données supplémentaire comportant les résultats de quelque 15 000 analyses d'échantillons, provenant de régions de l'ensemble du Nunavik au-delà du 60° parallèle, a été obtenue du Système d'information géominière (SIGÉOM, 2018), géré par le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec. Une étude préliminaire a permis d'établir que des données suspectes provenant de plusieurs jeux de données se sont avérées fausses lorsque comparées aux rapports originaux (tout vraisemblablement des erreurs de transcription); les données originales sont donc en voie d'être extraites de sources de premier ordre afin d'apporter les corrections nécessaires et de vérifier l'exactitude des données du SIGÉOM avant d'y avoir recours.

D'autres chercheurs ont évoqué la possibilité que les unités de composition mafique et ultramafique de la région de l'axe sud Expo-Ungava au sein du groupe de Povungnituk soient apparentées aux unités minéralisées de l'axe Raglan à la base du groupe de Chukotat et que ces dernières, ainsi que les filons-couches non minéralisés recoupant le groupe de Povungnituk, constituent le système d'alimentation en magma des roches volcaniques susjacentes du groupe de Chukotat. De nombreuses possibilités se présentent cherchant à expliquer les rapports qui existent entre ces unités; deux modèles simplifiés (et les preuves à leur appui) sont présentés à la figure 3. En règle générale, soit le magmatisme associé à l'axe Expo-Ungava fait partie du même système que l'axe Raglan (Expo-Ungava alimente Raglan), ou soit il s'agit de systèmes qui, bien que distincts, peuvent possiblement être chronologiquement ou pétrogénétiquement reliés. D'autres complexités viennent s'ajouter au problème si les unités au sein de chaque niveau stratigraphique ne font pas partie du même système; par exemple, une partie de l'axe Expo-Ungava de la partie inférieure du groupe de Povungnituk peut avoir contribué à l'alimentation en magma de l'axe Raglan, alors qu'une autre partie de l'axe Expo-Ungava ne serait reliée en aucune façon à la minéralisation de l'axe Raglan et pourrait par contre n'avoir alimenté que l'activité volcanique ayant touchée la partie supérieure du groupe de Chukotat. C'est ainsi que le présent projet devra nécessairement commencer par établir les rapports entre les différents niveaux stratigraphiques en tant que groupes stratigraphiques, pour ensuite être en mesure d'établir la distinction aussi bien entre les unités que les gîtes au sein de niveaux spécifiques.

De récents travaux portent à croire que les diverses composantes du système d'alimentation en magma sont chronologiquement et pétrogénétiquement reliées. Mungall (2007) a indiqué que les unités de l'axe Raglan, du groupe de Chukotat et de l'axe Expo-Ungava sont toutes d'âge semblable et pourraient être considérées comme faisant partie d'une seule série magmatique. En effet, l'analyse radiométrique d'unités gabbroïques des gîtes d'Expo-Ungava ($1882,7 \pm 1,3$ Ma; Randall, 2005), de Katinniq ($1883,0 \pm 1,7$ Ma pour le gabbro « du toit » et $1882,1 \pm 2,0$ Ma pour le gabbro « du mur »; Bleeker et Kamo, 2018) et de Cross Lake ($1881,5 \pm 0,9$ Ma; Bleeker et Kamo, 2018) établissent un lien chronologique entre ces unités (voir la figure 3). Cependant, en fonction de données géochimiques accessibles au public et de

nouvelles observations faites sur le terrain, des dykes en forme de lame et des filons-couches différenciés de la partie Expo-Ungava du système en question proviendraient de magmas à moins forte teneur en magnésium (maximum MgO <35 w. %; bordures figées de gabbro mélanocrate) que ceux de la formation de Raglan (maximum MgO >40 w. %; bordures figées de pyroxénite) et ainsi ne constitueraient pas les chemins d'accès des chenaux de lave et des coulées en nappes caractérisées par la présence de chenaux d'écoulement retrouvés dans les parties du système liées à la formation de Raglan.

Les résultats préliminaires de cette étude ont récemment été présentés à l'occasion de la réunion scientifique annuelle 2018 de la Geological Society of America, tenue à Indianapolis (McKeivitt, Lesher et Houlé, 2018a), à la conférence Québec Mines 2018, tenue à Québec et feront aussi l'objet d'une contribution au rapport d'activités 2018 de l'Initiative géoscientifique ciblée (McKeivitt, Lesher et Houlé, sous presse) publié par la Commission géologique du Canada (CGC).

Travaux futurs

La compilation et la vérification de données lithogéochimiques se poursuit en vue de créer une base de données complète couvrant l'ensemble de la partie nord du Nunavik mais axée sur la région de la ceinture de Cape Smith. La partie accessible au public de ce jeu de données doit être publiée par la CGC sous forme de dossier public.

Les cartes géologiques disponibles bénéficieront d'améliorations apportées grâce aux récentes analyses menées sur le terrain, à l'imagerie satellitaire et à la numérisation de cartes historiques.

Il est à espérer que les analyses pétrographiques, géochimiques et géochronologiques entreprises à la suite de la campagne de terrain 2018 contribueront à l'élaboration et au perfectionnement d'un modèle précis et cohérent du système d'alimentation en magma Expo-Ungava et Raglan. Une nouvelle saison de travaux sur le terrain est prévue en 2019.

REMERCIEMENTS

La présente étude s'inscrit dans le cadre d'un projet de thèse de doctorat entrepris à l'Université Laurentienne par le premier auteur sous la supervision de ces deux co-auteurs. Ce travail a reçu un appui financier et opérationnel du programme TG1-5 (Initiative géoscientifique ciblée) dirigé par la Commission géologique du Canada, le Programme de subventions à la découverte du Conseil de recherche en sciences naturelles et en génie du Canada, du Centre de recherches en exploration minière de l'Université Laurentienne (initiative *Metal Earth*), de la mine Raglan gérée par la Glencore Canada Corporation et du Nunavik Nickel Project de la Canadian Royalties Inc.

Contribution MERC-ME2018-154 du Centre de recherches en exploration minière de l'École des sciences de la Terre Harquail.

RÉFÉRENCES

- Bleeker, W. et Kamo, S.L. 2018. Extent, origin, and deposit-scale controls of the 1883 Ma Circum-Superior large igneous province, northern Manitoba, Ontario, Quebec, Nunavut and Labrador; *in* Targeted Geoscience Initiative: 2017 report of activities, v.2, N. Rogers(ed.), Geological Survey of Canada, Open File 8373, p.5–14.
- Giovenazzo, D. 1991. Géologie et caractéristiques géochimiques des minéralisations Ni-Cu-EGP de la région de Delta, Ceinture de Cape-Smith, Nouveau-Québec; Ph.D. thesis, Université de Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, 238 p.

- Kastek, N., Ernst, R.E., Baragar, W.R.A., Söderlund, U., Kamo, S.L., Bleeker, W. et Sylvester, P. 2016. U-Pb geochronology and geochemistry of the Povungnituk Group of the Cape Smith belt: A part of a craton-scale circa 2.0 Ga large igneous province (LIP), northern Superior craton; *in* Technical Program, Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada Annual Meeting, June 1–3, 2016, Whitehorse, Yukon, abstract, p. 42.
- Lamothe, D. 2007. Lexique stratigraphique de l'Orogène de l'Ungava; Ministère des Ressources naturelles, Québec, DV 2007-03, 62 p.
- Lesher, C.M. 2007. Ni-Cu-(PGE) Deposits in the Raglan area, Cape Smith Belt, New Québec; *in* Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods, W.D. Goodfellow (ed.), Geological Survey of Canada and Mineral Deposits Division of the Geological Association of Canada, Special Publication No. 5, p. 351–386.
- Machado, N., David, J., Scott, D.J., Lamothe, D., Philippe, S. et Gariépy, C. 1993. U-Pb geochronology of the western Cape Smith Belt, Canada: new insights on the age of initial rifting and arc magmatism; *Precambrian Research*, v. 63, p. 211–223.
- McKeivitt, D.J., Lesher, C.M. et Houlé, M.G. 2018a. Anatomy of the Ni-Cu-(PGE) mineralized Expo-Raglan dike-sill-lava channel system in the early Proterozoic Cape Smith Belt, Nunavik, Québec; abstract, Geological Society of America Annual Meeting, 4–7 November, 2018, Indianapolis, Indiana, Paper No. 151-7, Abstracts with Programs, v. 50, no. 6.
- McKeivitt, D.J., Lesher, C.M. et Houlé, M.G., in press. Volcanology, geochemistry and petrogenesis of the Expo-Raglan magmatic system in the eastern Cape Smith Belt, Nunavik, northern Quebec; *in* Targeted Geoscience Initiative: 2018 report of activities, N. Rogers (ed.), Geological Survey of Canada, Open File.
- Mungall, J. 2007. Crustal contamination of picritic magmas during transport through dikes: the Expo Intrusive Suite, Cape Smith Fold Belt, New Quebec; *Journal of Petrology*, v. 48, no. 5, p. 1021–1039.
- Parrish, R.R. 1989. U-Pb geochronology of the Cape Smith Belt and Sugluk block, northern Quebec; *Geoscience Canada*, v. 16, no. 3, p. 126–130.
- Porter, C., Morin, P., Howat, I., Noh, M.-J., Bates, B., Peterman, K., Keesey, S., Schlenk, M., Gardiner, J., Tomko, K., Willis, M., Kelleher, C., Cloutier, M., Husby, E., Foga, S., Nakamura, H., Platson, M., Wethington, M., Jr., Williamson, C., Bauer, Gregory, Enos, J., Arnold, G., Kramer, W., Becker, P., Doshi, A., D'Souza, C., Cummins, P., Laurier, F. et Bojesen, M. 2018. ArcticDEM, Harvard Dataverse, V1. Polar Geospatial Center, University of Minnesota, URL <<https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/>> [consulté en janvier 2019], <https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH>.
- Randall, W. 2005. U-Pb geochronology of the Expo Igneous Suite, Cape Smith Belt, and the Kyak Bay intrusion, New Quebec Orogen: implications for the tectonic evolution of the Trans-Hudson Orogen; M.Sc. thesis, University of Toronto, Toronto, Ontario, 51 p.
- SIGÉOM 2018. SIGÉOM (online resource). Système d'Information Géomonière à référence spatiale. Regroupement des données géoscientifiques aux échelles 1/20 000 et 1/50 000; Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, URL <http://sigecom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1102_indexAccueil?l=a#> [consulté en septembre 2018].
- St-Onge, M.R., Lamothe, D., Henderson, I. et Ford, A. 2007. Digital geoscience atlas of the Cape Smith Belt and adjacent domains, Ungava Peninsula, Quebec–Nunavut/Atlas géoscientifique numérique, ceinture de Cape Smith et environs, péninsule d'Ungava, Québec–Nunavut; Geological Survey of Canada, Open File 5117, 1 DVD.
- St-Onge, M.R., Lucas, S.B. et Parrish, R.R. 1992. Terrane accretion in the internal zone of the Ungava orogeny, northern Quebec. Part 1: Tectonostratigraphic assemblages and their tectonic implications; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, p. 746–764.

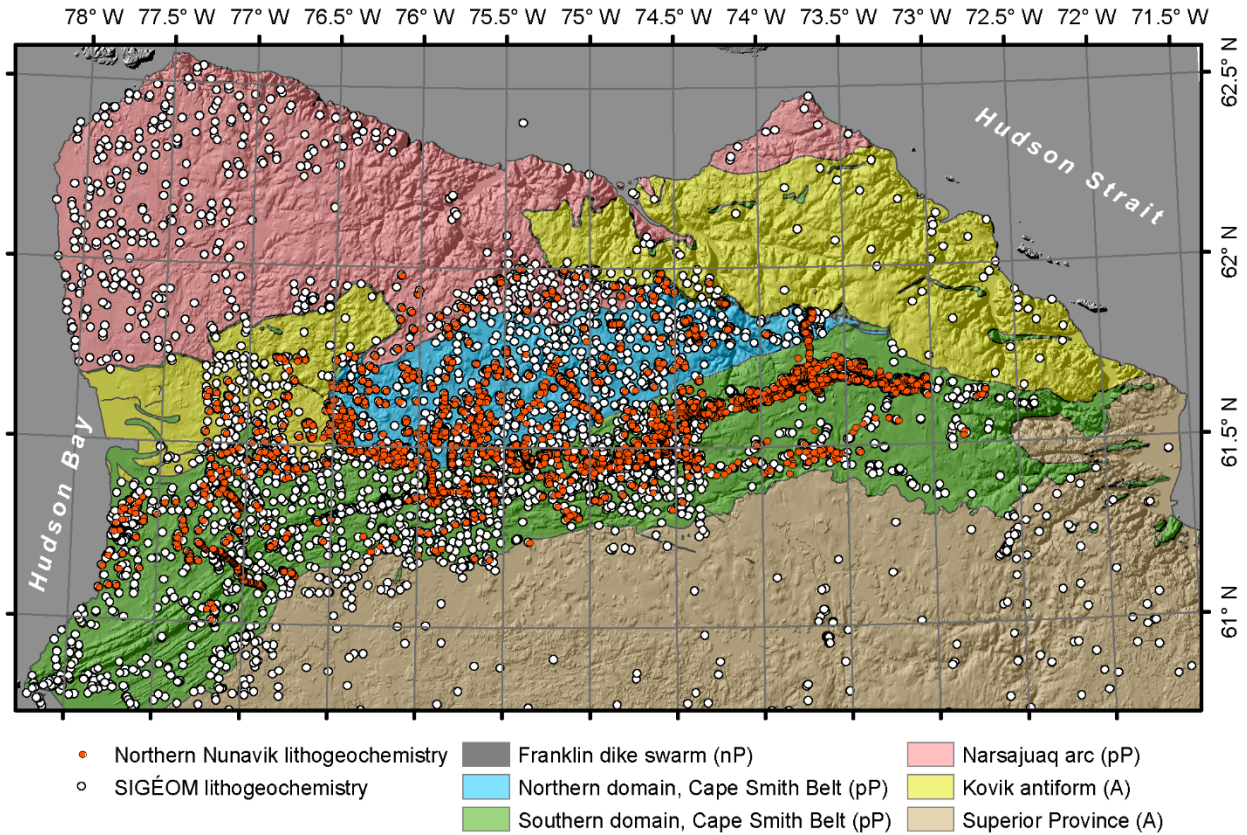


Figure 1. Carte montrant tous les endroits dans l'ensemble de la partie nord du Nunavik et de la ceinture de Cape Smith (Orogène de l'Ungava) où des échantillons ont été prélevés aux fins d'analyse géochimique sur roche totale. Deux jeux de données sont représentés : les points rouges montrent les endroits d'où proviennent environ 9650 échantillons formant une base de données « propre » et organisée, tirée de sources privées et publiques; les points blancs représentent un sous-ensemble du jeu de données SIGÉOM (SIGÉOM, 2018) régional, accessible au public et renfermant le résultat d'analyses lithogéochimiques de quelque 15 000 échantillons prélevés dans l'ensemble de la partie nord du Nunavik, au-delà du 60° parallèle. Certaines des données provenant du SIGÉOM se sont avérées erronées et il s'agit maintenant de procéder à une vérification et à un examen des rapports originaux avant d'avoir recours à ce jeu de données. La géologie et le relief par ombres portées sous-jacent sont tirés de St-Onge et al. (2007). Abréviations: A, Archéen; nP, Néoprotérozoïque; pP, Paléoprotérozoïque.

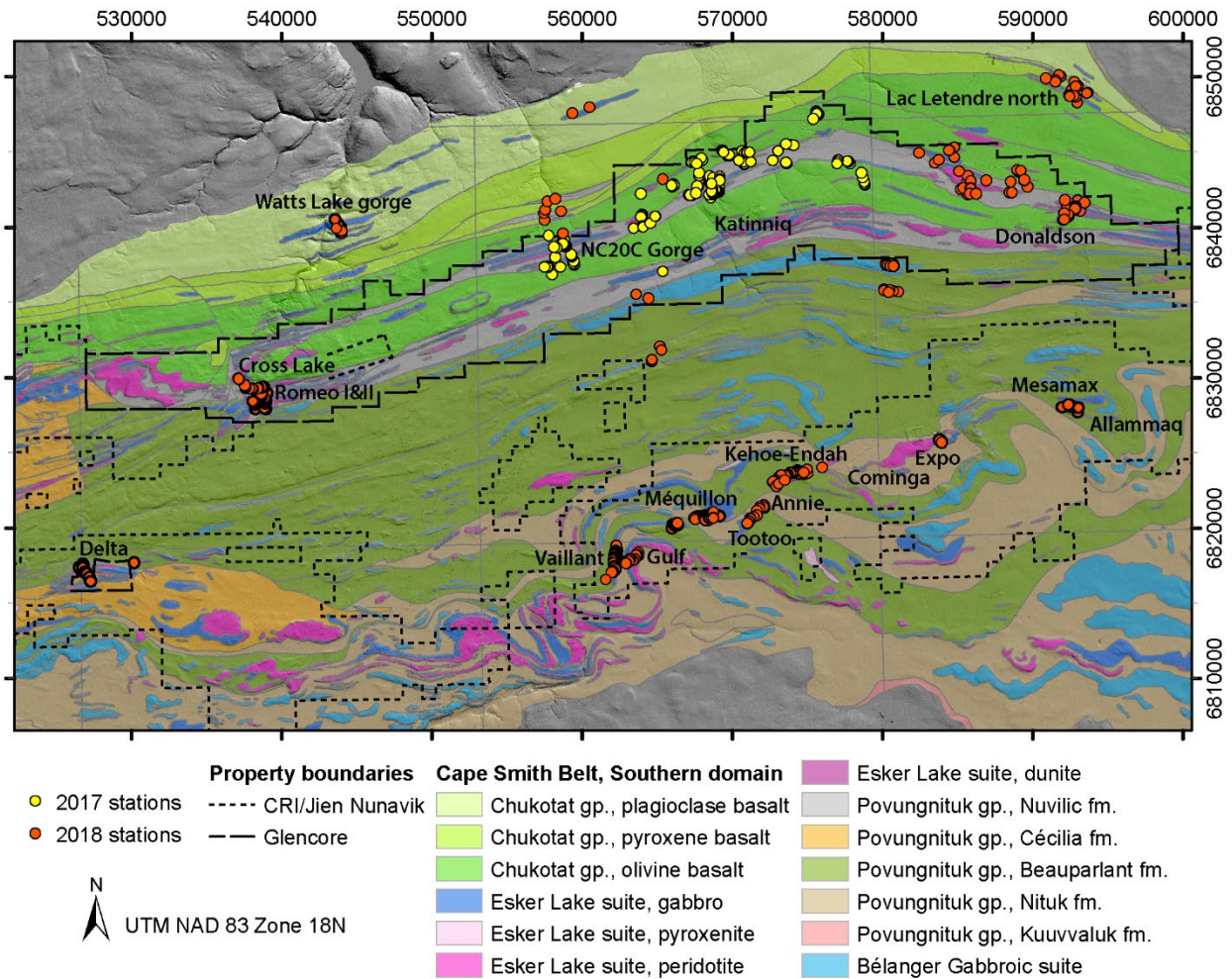


Figure 2. Carte des régions étudiées au cours des campagnes de terrain de 2017 et 2018 montrant l'emplacement des unités à composition mafique et ultramafique d'intérêt (voir la figure 3). Géologie tirée de Lamothe (2007) et St-Onge et al. (2007), et modèle altimétrique numérique sus-jacent tiré de Porter et al. (2018). Abréviations: CRI, Canadian Royalties Inc.; Fm., formation; Gp., groupe.

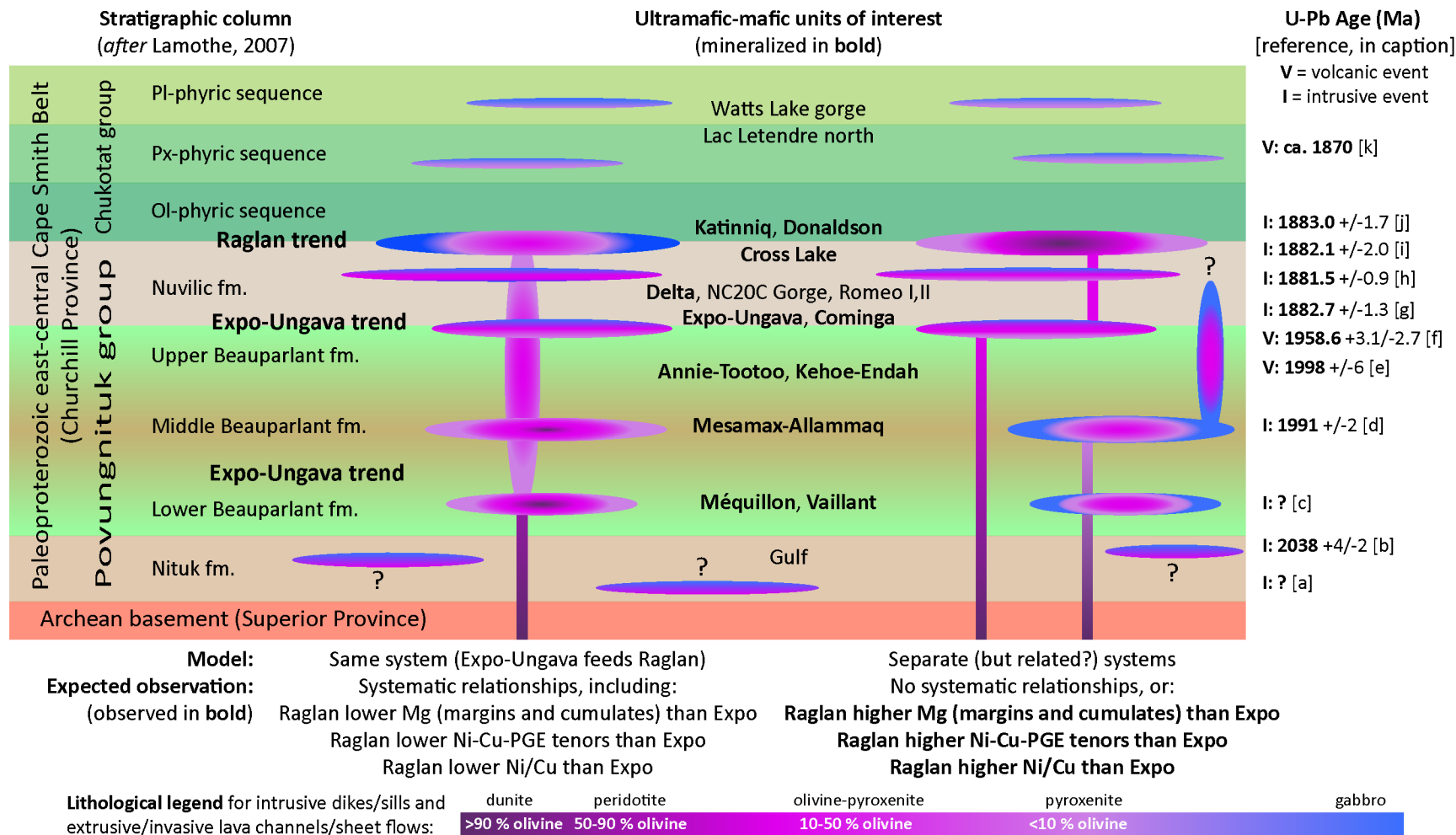


Figure 3. Diagramme montrant deux modèles généralisés possibles du système d'alimentation en magma Expo-Ungava et Raglan dans la région centre-est de la ceinture de Cape Smith. Une sélection d'unités représentatives est placée approximativement à l'endroit stratigraphique que ces unités occupent, déterminé en fonction d'observations faites sur le terrain et de renseignements tirés de cartes géologiques existantes (par ex., St-Onge et al, 2007). L'emplacement des unités est donné à la figure 2. Des datations radiométriques U-Pb sur zircon ou baddeleyite sont également présentées correspondant à l'endroit stratigraphique approximatif occupé par ces unités; ces datations sont les âges radiométriques les plus récents et les plus exempts d'erreur présentement disponibles correspondant à certains niveaux stratigraphiques donnés. Les descriptions comprennent : [a] des sillons-couches

D.J. McKevitt¹, C.M. Lesher¹, and M.G. Houlé^{2,1}

différenciés de Gulf (la présente étude, analyse en cours); [b] des filons-couches gabbroïques de Korak (Machado et al., 1993); [c] le dyke de Méquillon (la présente étude, analyse en cours); [d] une intrusion granodioritique dans du basalte en coussins (Machado et al., 1993); [e] une unité subvolcanique à gabbro (Kastek et al., 2016); [f] une rhyolite près du sommet d'une suite de basalte (Parrish, 1989); [g] du gabbro mélanocrate à textures variées de l'intrusion d'Expo-Ungava (Randall, 2005); [h] des filons-couches de gabbro près de Cross Lake (Bleeker and Kamo, 2018); [i] des filons-couches de gabbro « du toit » de Katinniq et [j] de gabbro « du mur » de Katinniq (Bleeker and Kamo, 2018); et [k] une unité subvolcanique à gabbro (St-Onge, Lucas et Parrish, 1992). Abréviations: Cu, cuivre; ÉGP, élément du groupe du platine; Fm., formation; Mg, magnésium; Ni, nickel; Ol, olivine; Pl, plagioclase; Px, pyroxène (groupe).