



Révision de la géologie de la région de Matagami, Sous-province de l'Abitibi

ET 2021-01

Pierre Pilote, Julie-Anaïs Debreil, Pierre Lacoste et Kenneth Williamson

Québec 

DOCUMENT PUBLIÉ PAR LA DIRECTION GÉNÉRALE DE GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction générale

Marc Leblanc

Direction de l'acquisition des connaissances géoscientifiques

Andrea Amortegui

Direction de l'information géologique et de la promotion

Jean-Yves Labbé

Direction du soutien administratif, logistique et matériel

Robert Thériault, géo.

Auteurs

Pierre Pilote, ing., Julie-Anaïs Debreil, géo., Pierre Lacoste, géo. et Kenneth Williamson, géo.

Lecture critique

Claude Dion, ing.

Édition

Claude Dion, ing.

Assistance technique

Karine Allard

Graphisme

André Tremblay

Intitulé de la photo de couverture

Tuffi te clé (nAw75) recouvrant une coulée rhyolitique fragmentaire (nAw71) du Groupe de Lac Watson sur le Flanc Sud. La tuffite est recoupée du côté gauche par un filon-couche de gabbro. Affleurement 2011-JA-510, feuillet 32F13.

Révision de la géologie de la région de Matagami, Sous-province de l'Abitibi

Pierre Pilote (MRNF), Julie-Anaïs Debreil (INRS-ETE),
Pierre Lacoste et Kenneth Williamson (MRNF)

ET 2021-01

Résumé

Cette révision de la géologie de la région de Matagami est le résultat de quatre campagnes de cartographie et des travaux de révision réalisés de 2008 à 2011 par le Ministère. Ces travaux s'intègrent dans un projet multidisciplinaire touchant la compréhension géologique et métallogénique du camp minier de Matagami. Depuis octobre 1963 et en date du 31 décembre 2010, ce camp a produit 46,5 Mt de minerai à des teneurs moyennes de 9,1 % Zn, 0,9 % Cu, 28 g/t Ag et 0,5 g/t Au, ce qui constitue une contribution majeure à la production minérale de l'Abitibi. Le gisement le plus important a été la mine Mattagami Lake (production totale entre 1963 et 1988 de 25,64 Mt de minerai à des teneurs moyennes de 8,2 % Zn, 0,56 % Cu, 20,9 g/t Ag et 0,4 g/t Au). Seule la mine Bracemac-McLeod est actuellement en exploitation à Matagami.

Les travaux de révision géologique à l'échelle 1/20 000 ont couvert la moitié sud du feuillet SNRC 32F13, la moitié nord de 32F12 et quelques secteurs de 32E09 et 32E16, soit l'ensemble du camp minier historique. Un modèle géométrique 3D de la région a également été réalisé pour mieux visualiser l'architecture stratigraphique, les éléments structuraux et la distribution des minéralisations de type sulfures massifs volcanogènes (« SMV »). Ce projet fait partie intégrante d'un partenariat plus vaste impliquant le Ministère, des chercheurs et des étudiants de l'INRS-ETE, de l'UQAC, de Polytechnique Montréal ainsi que de compagnies minières, dont Xstrata Zinc (maintenant Glencore), Donner Metals, Breakwater Resources (maintenant Nyrstar) et SOQUEM.

La région de Matagami appartient principalement à la Sous-province de l'Abitibi. Nos travaux nous ont amenés à proposer une subdivision du secteur cartographié en un Domaine Nord, un Domaine Sud-Ouest et un Domaine Sud, la démarcation entre ces trois entités étant marquée par des zones de cisaillement orientées 070° (Rivière Allard, Rivière Waswanipi, Lac Matagami et La Gauchetière). Il s'agit de structures inverses senestres de 50 à plus de 100 m d'épaisseur, à pendage abrupt vers le nord et qui sont associées à des linéations d'étirement à fort plongement vers l'est. Le Domaine Sud est lui-même divisé en cinq sous-domaines : le Flanc Sud, le Flanc Nord, le Camp Ouest, la Plaine Centrale et le Complexe de la Rivière Bell. Les flancs Sud et Nord se situent de part et d'autre d'une structure anticlinale traditionnellement désignée comme l'Anticlinale de Galinée. La majorité des gisements de SMV découverts à Matagami se situent dans ces deux sous-domaines, alors que le Camp Ouest et la plaine Centrale représentent des zones de potentiel minéral variable. La datation d'une rhyolite sous le gîte de Caber dans le Camp Ouest permet de corréler cette unité avec la rhyolite de Lac Watson du Flanc Sud, ce qui suggère que le même niveau stratigraphique favorable aux minéralisations de SMV du secteur, celui de la tuffite clé, serait présent également dans le Camp Ouest. Comme plusieurs chercheurs l'avaient proposé antérieurement, ces travaux démontrent que le Flanc Sud, la Plaine Centrale et le Camp Ouest partagent une même stratigraphie composée d'unités volcaniques orientées NW-SE avec un pendage faible à quasi horizontal dans le cas de la Plaine Centrale. Ces différents secteurs se sont développés de façon relativement cohérente et partagent plusieurs caractéristiques.

La séquence stratigraphique régionale est composée de roches volcano-sédimentaires et plutoniques variées comprenant deux importantes unités volcaniques, le Groupe de Lac Watson (*nAwt*, 2727 à 2723 Ma) surmonté par le Groupe de Wabasee (*nAws*, 2726 à 2723 Ma). Le Lac Watson est recoupé par le Complexe de la Rivière Bell (*nAcrb*), une vaste intrusion stratiforme ultramafique à mafique subconcordante datée à 2724,6 ± 2,5 Ma. La séquence se termine par une unité de roches sédimentaires (Groupe de Matagami [*nAma*], < 2701 Ma) qui forme une bande étroite en contact de faille avec les roches gneisso-plutoniques de la Sous-province d'Opatca au nord et les roches volcaniques de l'Abitibi au sud. Toutes ces lithologies sont recoupées par des dykes de gabbro-diabase d'âge protérozoïque.

Des études géochimiques détaillées ont permis de reconstruire l'architecture volcanique du secteur. La géochimie des éléments majeurs et en traces a été employée pour caractériser les diverses unités stratigraphiques. Le Groupe de Lac Watson est composé essentiellement de rhyolite, de rhyodacite et de dacite tholéiitiques. La tuffite clé, qui surmonte ces volcanites felsiques, représente un important niveau repère auquel est associée la très grande majorité des minéralisations de sulfures massifs volcanogènes du camp minier. Le Groupe de Wabasee, sus-jacent, est dominé par des andésites et des basaltes coussinés, massifs ou bréchiques associés localement à des unités felsiques, définissant des suites tholéiitiques à transitionnelles. Ce groupe renferme les unités volcaniques des formations de la Rivière Bell (*nAvrb*, affinité tholéiitique), de la Rivière Allard (*nAvr*, affinité calco-alcaline à transitionnelle) et de Daniel (*nAdnl*, 2723 Ma). Cette dernière formation, proposée ici, est uniquement observée dans la Plaine Centrale et se caractérise par

des roches volcaniques mafiques à felsiques d'affinité transitionnelle à calco-alkaline. Les données géochronologiques indiquent que la durée du volcanisme du Flanc Sud n'excède pas 5 Ma et que les gisements de SMV se seraient mis en place durant un intervalle de temps relativement court de l'ordre de 2,5 Ma.

Les domaines Sud et Nord ont été affectés solidairement par une compression régionale N-S d'intensité très variable. Ainsi, les roches du Domaine Sud (le Flanc Sud et les camps Central et Ouest) montrent un léger clivage S_1 et trois axes de plis P_1 importants (deux synclinaux et un large anticlinal), tous orientés NNW-SSE. Une schistosité régionale S_2 orientée E-W à ESE recoupe ponctuellement ce clivage S_1 . La superposition des déformations D_1 et D_2 a créé une géométrie en dômes et bassins dans la Plaine Centrale, ce qui a des implications importantes pour l'exploration. En ce qui concerne le Flanc Nord, la stratification S_0 est orientée E-W à ESE avec un pendage et une polarité générale vers le nord. Une schistosité S_2 de même orientation affecte la stratification S_0 et est associée à des plis P_2 . Cette fabrique S_2 contient une linéation d'étirement plongeant de manière modérée à abrupte vers l'est. Cette linéation est mise en évidence par la plongée comparable et l'orientation géométrique préférentielle des lentilles minéralisées des divers gisements de SMV du Flanc Nord. Des zones de cisaillement également orientées E-W à ESE semblent répéter et/ou tronquer certaines portions de l'empilement volcanique ainsi que la partie nord du Complexe de la Rivière Bell. La présence de ces zones de cisaillement remet possiblement en question l'existence même de l'Anticlinal de Galinée. Néanmoins, les inversions de polarités entre les flancs Sud et Nord confirment à tout le moins la présence d'une crête anticlinale précoce d'envergure régionale noyautée par l'intrusion stratiforme du Complexe de la Rivière Bell. Une telle crête permet d'expliquer la similitude géologique des flancs Nord et Sud. Dans le Domaine Nord, les évidences d'une compression N-S peuvent être associées à une schistosité S_2 bien développée d'orientation E-W. La reconnaissance de ces géométries et de leurs distributions hétérogènes a de profondes conséquences sur le potentiel en SMV de ces différents domaines et secteurs.

TABLE DES MATIÈRES

| | |
|--|----|
| INTRODUCTION | 8 |
| Localisation et accès | 8 |
| Objectifs, méthode de travail et sélection des données | 8 |
| Travaux antérieurs et considérations historiques | 8 |
| Remerciements | 12 |
| GÉOLOGIE GÉNÉRALE | 12 |
| Introduction | 12 |
| Géologie de région de Matagami | 13 |
| Généralités | 13 |
| Région de Matagami | 13 |
| Sous-province d'Opatica | 16 |
| GÉOLOGIE GÉNÉRALE DU CAMP MINIER DE MATAGAMI | 16 |
| Introduction | 16 |
| Domaine Nord | 16 |
| Contexte régional | 16 |
| Groupe de Manthet (nAmh) | 18 |
| Groupe de Brouillan-Nord (nAbd) | 19 |
| Groupe de Brouillan-Fénelon (nAbf) | 19 |
| Groupe d'Enjalran-Bapst (nAeb) | 21 |
| Groupe de Matagami (nAma) | 21 |
| Pluton de Nedawaka (nouvelle unité; nAdwk) | 21 |
| Pluton de Grasset (nAgra) | 22 |
| Domaine Sud | 22 |
| Flanc Sud | 22 |
| Flanc Nord | 23 |
| Introduction et généralités | 23 |
| Pluton de la Baie Dunlop (nAbdu) | 23 |
| Pluton d'Olga (nAolg) | 26 |
| Plaine Centrale | 26 |
| Introduction et généralités | 26 |
| Pluton de MacIvor (nAmcv) | 26 |
| Pluton de Cavalier (nAcav) | 28 |
| Camp Ouest | 28 |
| Complexe de la Rivière Bell (nAcrb) | 28 |
| Domaine Sud-Ouest | 29 |
| Groupe d'Orvilliers-Desmazures (nAoz) | 29 |
| Groupe de Taibi (nAta) | 29 |
| GÉOLOGIE STRUCTURALE | 29 |
| Éléments structuraux par domaine | 29 |
| Domaine Nord | 29 |
| Domaine Sud | 32 |
| Flanc Sud | 32 |
| Flanc Nord | 32 |
| Plaine Centrale | 32 |
| Plissements | 32 |
| Anticlinal de Galinée | 33 |
| Failles et zones de cisaillement | 33 |
| Couloir de déformation du Lac Garon | 36 |
| Modèle 3D régional | 37 |

| | |
|--|----|
| STRATIGRAPHIE DES UNITÉS VOLCANO-SÉDIMENTAIRES ET INTRUSIVES DU DOMAINE SUD | 37 |
| Groupe de Lac Watson (nAwt) | 37 |
| Dacite de Lac Watson (nAwt2) | 37 |
| Rhyolite de Lac Watson (nAwt1) | 38 |
| Exhalite laminée (« tuffite clé ») (nAwt5) | 38 |
| Groupe de Wabasee (nAws) | 39 |
| Formation de la Rivière Allard (nAvv) | 39 |
| Basalte central (nAvv1) | 41 |
| Andésite-andésite basaltique « inférieure » (nAvv2) | 41 |
| Rhyolite porphyrique (incluant la rhyolite de Bracemac) (nAvv3) | 41 |
| Dacite et rhyolite de Dumagami (nAvv4) | 41 |
| Basalte-basalte andésitique « supérieur » (nAvv5) | 42 |
| Tuf de New Hosco (nAvv6) | 42 |
| Sulfures semi-massifs à massifs (nAvv7) | 42 |
| Formation de la Rivière Bell (nAvrb) | 42 |
| Basalte, andésite, basalte amphibolitisé et basalte schisteux (nAvrb1) | 42 |
| Tufs à cristaux, à lapillis et/ou à blocs de composition felsique à intermédiaire (nAvrb3) | 42 |
| Rhyolite et dacite massives à bréchiques (nAvrb4) | 42 |
| Volcanoclastites felsiques à intermédiaires (nAvrb5) | 44 |
| Formation de Daniel (nouvelle unité; nAdnl) | 44 |
| Roches intrusives | 45 |
| Complexe de la Rivière Bell (nAcrb) | 45 |
| Filons-couches et apophyses du Complexe de la Rivière Bell, intrusions subsidiaires et brèches | 46 |
| Filons-couches (I3Aa, I3Ad, I4Ba) | 46 |
| Suite gabbroïque de Radiore (nAdqr) | 47 |
| Suite gabbroïque de Galinée (nAgal) | 48 |
| Intrusions granitoïdes | 48 |
| Pluton de MacIvor (nAmcv) | 48 |
| Pluton de Cavelier (nAcav) | 48 |
| Pluton de la Baie Dunlop (nAbdu) | 49 |
| Pluton d'Olga (nAolg) | 49 |
| Intrusions mineures de composition intermédiaire (I2J-I2Ja) à felsique (IID) et dykes de porphyre (I1Da) | 50 |
| Dykes de gabbro-diabase protérozoïques | 50 |
| Métamorphisme régional | 51 |
| LITHOGÉOCHIMIE DES UNITÉS DU DOMAINE SUD | 51 |
| Introduction | 51 |
| Lithogéochimie des unités volcaniques | 51 |
| Groupe de Lac Watson (nAwt) | 54 |
| Groupe de Wabasee (nAws) | 56 |
| Formation de la Rivière Allard (nAvv) | 56 |
| Formation de la Rivière Bell (nAvrb) | 62 |
| Formation de Daniel (nAdnl) | 62 |
| Roches volcaniques du Camp Ouest (secteurs des gîtes de Caber et de Caber Nord) | 65 |
| Groupe de Lac Watson (nAwt) | 65 |
| Dacite de Lac Watson (nAwt1) | 65 |
| Rhyolite de Lac Watson (nAwt2) | 65 |
| Groupe de Wabasee, Formation de la Rivière Allard (nAvv) | 65 |
| Andésite-andésite basaltique inférieure (nAvv2) | 65 |
| Andésite de la Rivière Allard (nAvv2) | 67 |
| Basalte-basalte andésitique supérieur (nAvv5) | 67 |
| Géochimie des principales intrusions felsiques | 67 |
| Pluton de Nedawaka (nAdwk) | 67 |
| Pluton de Grasset (nAgra) | 69 |
| Pluton d'Olga (nAolg) | 70 |

| | |
|--|----|
| Pluton de MacIvor (nAmcv)..... | 70 |
| Pluton de Cavalier (nAcav)..... | 70 |
| Observations et considérations régionales..... | 70 |
| DATATIONS U-PB RÉALISÉES PAR LE MRNF..... | 73 |
| Flanc Nord..... | 73 |
| Camp Ouest..... | 73 |
| Plaine Centrale..... | 73 |
| Pluton de MacIvor..... | 73 |
| DISCUSSION ET CONCLUSIONS..... | 76 |
| Géologie et chronologie des événements..... | 76 |
| Remarques, rappels historiques et conclusions..... | 76 |
| RÉFÉRENCES..... | 78 |
| ANNEXE - PHOTOGRAPHIES..... | 85 |
| HORS TEXTE : RÉVISION DE LA RÉGION DE MATAGAMI, SOUS-PROVINCE DE L'ABITIBI | |

INTRODUCTION

Localisation et accès

La région de Matagami se situe dans la partie NW de la Sous-province de l'Abitibi, à environ 250 km au nord de Val-d'Or (figure 1 et carte interactive du SIGÉOM). La route 109 relie les villes d'Amos et de Matagami. Il est aussi possible de rejoindre cette dernière municipalité à partir de Lebel-sur-Quévillon en empruntant le chemin forestier N-805. Matagami constitue le point de départ de la route Billy-Diamond (anciennement route de la Baie-James) et représente un centre de services important pour l'activité économique jamésienne.

Objectifs, méthode de travail et sélection des données

Ce rapport représente la synthèse des campagnes de cartographie et de révision géologiques entreprises par le Ministère à l'échelle 1/20 000 de 2008 à 2011. Ces travaux visaient à améliorer la compréhension géologique du camp minier de Matagami, un district minier majeur à l'échelle du Québec. Ainsi, entre octobre 1963 et le 31 décembre 2010, ce camp a produit 46,5 Mt de minerai à des teneurs moyennes de 9,1 % Zn, 0,9 % Cu, 28 g/t Ag et 0,5 g/t Au (comm. pers. Michel Allard, 2011).

Le projet de cartographie faisait partie intégrante d'un vaste partenariat impliquant le Ministère, des chercheurs et des étudiants de l'INRS-ETE, de l'UQAC et de Polytechnique Montréal, ainsi que plusieurs sociétés minières, notamment Xstrata Zinc (maintenant Glencore), Donner Metals, Breakwater Resources (maintenant Nyrstar) et SOQUEM. Les travaux de terrain menés par le Ministère ont été réalisés en 2008 par Hammouche *et al.* (2010), en 2009 par Rhéaume (2010) et en 2010 et 2011 par Pilote (2010) et Pilote *et al.* (2011). Les équipes de cartographie étaient basées à Matagami. Les sociétés participantes ont accepté de partager l'ensemble de leurs données géologiques, géophysiques et lithogéochimiques, plusieurs étant inédites. À cet égard, les cartes aéromagnétiques à haute résolution du levé MEGATEM réalisé par la compagnie Xstrata Zinc au début des années 2000 ont été gracieusement mises à notre disposition. Ces données se sont avérées un élément essentiel à la réalisation des diverses cartes géologiques régionales (Pilote, 2012a, 2012b, 2012c, 2012d, 2012e et 2012f).

Ce rapport synthèse présente une révision de la géologie de l'ensemble du camp minier, soit les six feuillets SQRC à l'échelle 1/20 000 suivants : 32F13-200-0101, 32F13-200-0102, 32F12-200-0201, 32F12-200-0202, 32E09-200-0202 et 32E16-200-0201 (figure 2 et carte hors texte). Pour simplifier, ces cartes sont désignées respectivement 32F13-SW et 32F13-SE, 32F12-NW et 32F12-NE, 32E09-NE et 32E16-NW dans la suite du texte. Les objectifs du projet consistaient principalement en : 1) une révision de la distri-

bution et de l'architecture des différentes unités volcaniques (signatures géochimique et géophysique, volcanologie physique, éléments structuraux, datations U-Pb sur zircons); et 2) l'identification et le rôle des grandes failles régionales. Ces nouvelles données devraient contribuer à une meilleure appréciation du potentiel régional pour les minéralisations de type sulfures massifs volcanogènes (SMV) du secteur. La description des différents gisements de SMV a déjà été abordée par de nombreux auteurs (voir la section « Travaux antérieurs et considérations historiques ») et ne constitue donc pas la principale contribution de ce travail.

En raison de l'ampleur du territoire à couvrir, la région a été cartographiée en mettant l'accent sur les affleurements situés en bordure ou à proximité des routes et des chemins forestiers praticables en camion ou en quad. Dans les régions avec peu ou pas d'affleurements (notamment dans les feuillets 32E09-NE et 32E16-SE, soit le Camp Ouest) nous avons largement utilisé les cartes géologiques produites par les sociétés d'exploration. Les rivages des grands lacs et des rivières ont également été visités et cartographiés en embarcation à moteur. Plus de 900 échantillons ont été recueillis durant la durée du projet (étés 2008 à 2011) à des fins d'analyses lithogéochimiques; ces analyses sont disponibles dans la base de données du SIGÉOM. Dans cette synthèse, le traitement des données géochimiques et les interprétations qui en sont tirées proviennent en grande partie de la thèse de doctorat de l'un des coauteurs, Julie-Anaïs Debreil (voir Debreil, 2014 et les travaux associés). Une sélection de ces quelque 900 analyses ainsi que des données inédites tirées des travaux de Debreil (2014) ont été utilisées dans cette étude.

À l'issue de la campagne de terrain 2011, un modèle géométrique 3D régional a également été élaboré par Kenneth Williamson (voir Pilote *et al.*, 2011 et Williamson *et al.*, 2013) afin d'aider à évaluer l'étendue projetée des structures les plus importantes et ainsi mieux visualiser l'architecture des diverses unités volcaniques. Toutes les cartes et les données géologiques associées à ces campagnes de cartographie sont disponibles sur la plateforme SIGÉOM du Ministère.

Travaux antérieurs et considérations historiques

La géologie de la région de Matagami fait l'objet de travaux depuis plus d'un siècle. Robert Bell en 1895 est le premier à étudier la géologie de la région pour le compte de la Commission géologique du Canada (CGC; Bell, 1895 et 1896 cités par Dawson, 1897a et 1897b; Bell, 1903). Par la suite, Bancroft (1913) du Bureau des Mines du Québec (BMQ) identifie et reconnaît l'importance de l'intrusion de « gabbro anorthositique » de la rivière Bell (maintenant nommée Complexe de la Rivière Bell). Au cours des années 1920 et 1930, Cooke (1927), Lang (1932), Norman (1936 et 1937) et Freeman (1940) de la CGC effectuent des travaux de reconnaissance et esquissent les grands traits de la géologie de la région. En 1938, la cartographie systéma-

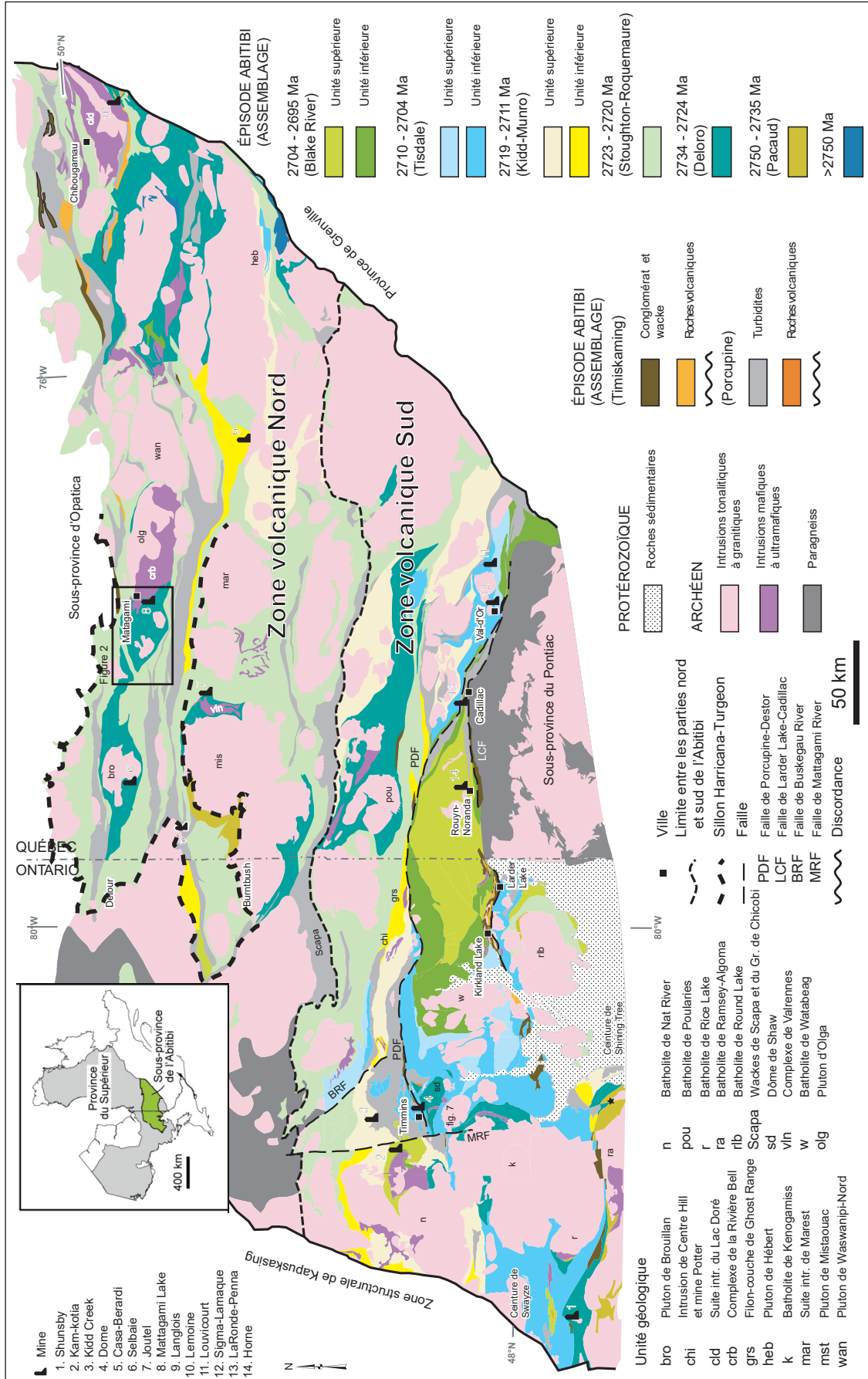


FIGURE 1 – Carte géologique simplifiée des sous-provinces de l’Abitibi et de Pontiac montrant la distribution des différents assemblages chronologiques interprétés (Ayer *et al.*, 2005; Goutier et Melançon, 2010; Thurston *et al.*, 2008). La position de la région de Matagami (figure 2) est indiquée par l’encadré.

tique de la région à l'échelle un mille au pouce (1/63 360) est entreprise par le BMQ, ce qui mène à la publication des cartes géologiques de Longley (1943), Freeman et Black (1944), Blake (1953) et Béland (1953). Au cours de cette période, Freeman (1939) et Black (1942) réalisent des études plus locales consacrées au Complexe de la Rivière Bell.

La région de Matagami connaît une activité de prospection soutenue depuis la première moitié du XXe siècle. Déjà en 1939, Longley (1943) rapportait la présence d'or dans une veine de quartz sur une île du lac Matagami (indice Glacier-Isle-Dieu; carte interactive du SIGÉOM). Une petite minéralisation de cuivre est découverte en 1946 dans la partie centrale du feuillet 32F12 (indice Allard River Mines). Celle-ci, trop pauvre, n'a pas dépassé le stade d'indice travaillé. Au début des années cinquante, Dresser et Denis (1951) signalent la présence de niveaux enrichis en sulfures au sud du lac Matagami, à l'ouest et au SE de la baie Dunlop (Cogîte 32F/13-12 et indice Baie Dunlop-Ouest).

À la suite du développement accéléré des méthodes géophysiques aéroportées au Canada, un groupe d'investisseurs de Toronto forme en 1955 le « Matagami Syndicate » pour financer une campagne d'exploration employant ces nouvelles techniques. La région de Matagami a été choisie pour ses caractéristiques géologiques similaires à celles de Chibougamau, ainsi qu'en raison de l'abondance de dépôts glaciaires et de la faible densité d'affleurements qui rendent peu efficace la prospection conventionnelle. En 1956, la région est ainsi couverte par des levés magnétiques et électromagnétiques aériens. Les principales anomalies identifiées sont jalonnées et quadrillées et les instruments de géophysique au sol sont déployés pour localiser les anomalies avec précision. La cible la plus intéressante associée à des anomalies magnétiques et EM superposées est identifiée dans la partie centrale-nord du feuillet 32F12. Cette cible est testée en forage en 1957. Après avoir traversé une trentaine de mètres d'argile et de dépôts glaciaires, le forage intersecte un amas de sulfures massifs. La découverte de cette minéralisation est à l'origine de la mine Matagami Lake et constitue le point de départ du camp minier (Sharpe, 1964, 1965 et 1968; Roberts, 1966 et 1975; Roberts et Reardon, 1978; Beaudry, 1984; Beaudry et Gaucher, 1986). La décision de mettre le gisement en production est prise en 1961 par les compagnies Matagami Lake Mines, Canadian Exploration, McIntyre Porcupine et Noranda Mines. La mine Matagami Lake sera en exploitation d'octobre 1963 à décembre 1988.

Cette découverte entraîne une course au jalonnement immédiate. Dès 1960, une bonne partie des sites minéralisés qui feront l'objet d'une exploitation future avaient déjà été mis au jour. La chronologie de la découverte des gisements de sulfures massifs de la grande région de Matagami et les statistiques de production associées sont présentées au tableau 1. On remarque que, à l'instar de la mine Matagami Lake, presque toutes ces minéralisations ont été découvertes par des méthodes géophysiques. Joklik (1960) et Jenney (1961) ont publié des descriptions de plusieurs de ces gisements. Les données de production et de réserves des mines

de la région témoignent des grandes quantités de Zn, Cu, Au et Ag ainsi mises au jour.

Subséquentement à la découverte du gisement de Matagami Lake et des nombreuses minéralisations avoisinantes, plusieurs travaux sont consacrés à décrire la nature des différents corps sulfurés du nouveau camp minier (Latulippe, 1959 et 1966; Miller, 1960; Jenney, 1961; Avramtchev et Lebel-Drolet, 1981). Parallèlement, la cartographie et les études de Sharpe (1964, 1965 et 1968) permettent d'établir les premières bases de la stratigraphie régionale et des caractéristiques des minéralisations de sulfures massifs. Sharpe (1964 et 1968) définit ainsi un premier schéma stratigraphique et introduit les groupes de Lac Watson et de Wabasse à la suite des travaux de terrain de 1961 et 1962. Sharpe (1968) est également à l'origine des appellations Flanc Sud et Flanc Nord pour tenir compte de la position des gisements de SMV de part et d'autre du Complexe de la Rivière Bell. Il propose l'existence d'un anticlinal (l'Anticlinal de Galinée) pour expliquer cet arrangement.

Les minéralisations de sulfures massifs volcanogènes constituent le plus important type de gisements de la région de Matagami. Elles forment des masses lenticulaires encaissées principalement dans le Groupe de Lac Watson et dans la partie inférieure du Groupe de Wabasse. Sur le Flanc Sud de l'Anticlinal de Galinée, les gisements de Matagami Lake, Orchan et Bell Allard sont répartis le long d'un niveau généralement unique, appelé la « tuffite clé » (*Key Tuffite*). Cette unité, nommée ainsi par Jenney (1961), constitue un niveau marqueur stratifié de chert-pyrite suivi par sondages sur plus de 30 km qui est généralement étroitement associé aux différents gisements de sulfures massifs de la région. Ce terme est par la suite repris et popularisé par Sharpe (1968). La tuffite clé surmonte généralement les roches volcaniques felsiques altérées du Groupe de Lac Watson. Elle est recouverte par les roches volcaniques mafiques à intermédiaires du Groupe de Wabasse. La séquence est communément coupée par des filons-couches de gabbro.

Les minéralisations de SMV de Matagami partagent plusieurs caractéristiques et présentent probablement le même mode de mise en place (Joklik, 1960; Miller, 1960; Hallam, 1964; Roberts, 1966 et 1975; Sharpe, 1968; Wang, 1973; Davidson, 1977; Large, 1977; Roberts et Reardon, 1978; MacGeehan, 1979; Aftabi, 1980; Costa, 1980; Bonavia, 1981; MacGeehan *et al.*, 1981; Clark, 1983; Costa *et al.*, 1983; MacLean, 1984 et 1990; Kranidiotis, 1985; Bonavia et MacLean, 1986; Gartner, 1987; MacLean et Kranidiotis, 1987; Tanguay, 1990; Piché, 1991). Les premiers géologues qui se sont intéressés à ces minéralisations, notamment Joklik (1960), Miller (1960), Jenney (1961), Hallam (1964), Sharpe (1964 et 1965) et Clark (1983) dans le cas du gisement d'Orchan, tentent d'expliquer la formation de ces minéralisations par des processus syngénétiques. Poussant plus loin ces idées et en se basant sur l'observation des caractéristiques sédimentaires des sulfures, Latulippe (1959 et 1966), Roberts (1966), Roscoe (1965), Sangster (1972), Hutchinson (1973) et MacGeehan (1978 et 1979)

TABLEAU 1 - Statistiques de production de camp minier de Matagami (Lacroix, 1998; Michel Allard, comm. pers.). La fin des opérations du gisement Bracemac-McLeod est prévue pour juin 2022.

| Gîtes | Années de production | Production ou ressources (Mt) | Zn (%) | Cu (%) | Au (g/t) | Ag (g/t) | Profondeur |
|---------------------|----------------------|-------------------------------|--------|--------|----------|----------|-------------|
| DOMAINE SUD | | | | | | | |
| FLANC SUD | | | | | | | |
| Mattagami Lake | 1963-1988 | 25,64 | 8,20 | 0,56 | 0,41 | 20,91 | 30-228 m |
| Orchan | 1963-1982 | 4,51 | 9,84 | 1,02 | 0,51 | 37,03 | 31-336 m |
| Isle Dieu | 1989-1997 | 3,05 | 17,85 | 1,01 | 0,46 | 76,63 | 320-610 m |
| Bell-Allard Sud | 1968-1970 | 0,23 | 9,24 | 1,14 | 0,51 | 37,03 | 18-70 m |
| Bell Allard | 1999-2004 | 3,59 | 13,67 | 1,25 | 0,69 | 40,55 | 950-1025 m |
| Persévérance | 2008-2013 | 5,12 | 12,80 | 1,00 | 0,38 | 20,00 | 30-300 m |
| Orchan Ouest | | | 0,34 | 15,89 | 1,72 | - | 1050-1150 m |
| Bracemac-McLeod | 2013-2022 | 8,05 | 6,10 | 0,92 | 0,49 | 23,40 | - |
| FLANC NORD | | | | | | | |
| Norita | 1976-1997 | 3,89 | 3,94 | 1,83 | 0,59 | 25,84 | 10-698 m |
| Norita Est | 1992-1996 | 1,08 | 10,21 | 0,80 | 0,74 | 41,42 | 600-900 m |
| New Hosco | 1963-1970 | 1,83 | 1,54 | 1,65 | 0,30 | 9,15 | 9-305 m |
| Garon Lake | 1973-1975 | 0,47 | 2,17 | 1,46 | 0,34 | 10,29 | 15-250 m |
| Radiore no 2 | 1979-1980 | 0,14 | 1,34 | 1,57 | 0,31 | 8,57 | surface |
| CAMP OUEST | | | | | | | |
| Phelps Dodge 1 | - | 1,54 | 4,50 | 0,84 | - | 16,49 | 10-450 m |
| PD2 | - | 0,29 | 1,40 | 1,48 | - | 11,94 | 50 m |
| Caber | - | 0,48 | 11,70 | 0,97 | - | 14,40 | - |
| Caber Nord | - | 2,61 | 4,26 | 1,59 | - | 21,06 | - |
| Lynx | - | 0,20 | 0,35 | 1,60 | - | - | - |
| Cavelier | - | 0,29 | 1,40 | 1,48 | - | 11,94 | - |
| DOMAINE NORD | | | | | | | |
| Daniel | - | 1,76 | 3,59 | 1,67 | 0,30 | 18,70 | - |

démontrent clairement par la suite l'origine volcanogène des gisements de sulfures massifs du camp minier de Matagami, lesquels montrent une zonalité de l'altération comparable à celle des gisements de la région de Noranda (Riverin et Hodgson, 1980). D'autres études portant sur ces gisements sont réalisées par Costa (1980), Costa *et al.* (1983), Clark (1983), MacLean (1984 et 1990), Bonavia et MacLean (1986), Gartner (1987), Kranidiotis, (1985), MacLean et Kranidiotis (1987), Tanguay (1990), Tanguay *et al.* (1990), Piché (1991), Lavallière *et al.* (1994); Lavallière (1995), Pierre (2014; mine Persévérance) et Genna (2015; secteur Bracemac-McLeod).

Le Flanc Nord et les roches des groupes de Lac Watson et de Wabasse font l'objet d'une étude détaillée par MacGeehan et MacLean (MacGeehan, 1978 et 1979; MacGeehan et MacLean, 1980a et 1980b; MacGeehan *et al.*, 1981). Ces auteurs concluent que les roches volcaniques de cette unité consistent en une suite tholéiitique bimodale (basalte et rhyolite). Les roches les plus altérées présentent des pseudoprofils calco-alcalins qui résultent de la mobilisation préférentielle de certains éléments majeurs et des terres rares légères associée à la circulation des fluides hydrothermaux. Ces signatures géochimiques sont causées par la chloritisation des rhyolites et la silicification des basaltes à proximité des minéralisations de sulfures massifs volcanogènes. MacGeehan et MacLean proposent aussi, à l'instar de Sharpe (1964 et 1968), que ces lithologies volcaniques et les unités intrusives du Complexe de la Rivière Bell sont contemporaines et probablement comagmatiques.

Sur le Flanc Nord, Orchan Mines exploite les gisements de New Hosco d'octobre 1963 à mai 1970 et de Garon Lake de janvier 1973 à décembre 1975. En 1957, les compagnies Radiore Uranium Mines et Dumagami Mines découvrent le gisement de Norita. Celui-ci fera l'objet d'une option par Exploration Noranda en 1971 et sera acheté par Noranda Mines en 1980. Il sera exploité de mai 1976 à décembre 1997. En 1985, Noranda met au jour le gisement de Norita Est dont l'exploitation commence en août 1992 à partir des infrastructures souterraines de la mine Norita. Le Flanc Nord comprend également le gisement de Radiore no 2 exploité de septembre 1979 à septembre 1980, ainsi que les gisements de Radiore Ouest et de Bell Channel.

En 1984 et 1985, Beaudry et Gaucher (1986) réalisent une révision de la géologie du camp minier de Matagami. Dans les années 1990, cette région fait l'objet d'un levé de sismique réflexion dans le cadre du projet Lithoprobe (Ligne 48; Ludden et Hynes, 2000). Plusieurs études sont entreprises sous les auspices de ce projet, notamment pour mieux comprendre la nature du contact entre les sous-provinces de l'Abitibi et d'Opatoca (Benn *et al.*, 1992; Sawyer et Benn, 1993; Calvert *et al.*, 1995; Davis *et al.*, 1995; Calvert et Ludden, 1999; Telmat *et al.*, 2000). Plus récemment, Goutier *et al.* (2004) et Goutier (2005) révisent la géologie des régions du lac Olga (32F14) et de la rivière Opaoca (32F11) localisées immédiatement à l'est de Matagami. Dans le cadre du présent projet d'étude en partenariat du camp de Matagami, Boszczuk (2009) et Boszczuk *et al.* (2011) produisent des modélisations géophysiques 3D de la partie ouest de la région à partir des données gravimétriques.

Astic (2011) effectue un travail similaire pour le Flanc Nord. Toujours dans le contexte de ce partenariat, des études portant sur la lithogéochimie des unités volcaniques du Flanc Sud du camp minier et de la tuffite clé sont publiées par Debreil (2014), Debreil *et al.* (2018), Genna *et al.*, (2014a et 2014b), Genna (2015), Genna et Gaboury (2015) et Pierre *et al.* (2016).

Confirmant les observations des chercheurs antérieurs, Piché *et al.* (1993) regroupent les minéralisations de SMV du camp minier de Matagami en deux familles en fonction de leur morphologie et de leur localisation par rapport à la trace de l'Anticlinal de Galinée, soit les gisements du Flanc Sud et du Flanc Nord. Les minéralisations du Flanc Nord sont fortement déformées et transposées dans la foliation, tandis que celles du Flanc Sud ont enregistré une déformation relativement faible et conservent leurs caractéristiques primaires. Piché *et al.* (1993) suggèrent que les gisements des flancs Nord et Sud partageaient à l'origine des traits communs, mais que les premiers ont subi une déformation plus importante. L'ensemble de ces gisements sont constitués de pyrite, de pyrrhotine, de sphalérite, de chalcopyrite et de magnétite, avec des quantités moindres de galène, de tétraédrite, etc. La tuffite clé, qui marque l'interface entre les groupes de Lac Watson et de Wabasse, n'est toutefois pas observée de manière aussi continue sur le Flanc Nord. Il est généralement admis que la majorité des minéralisations de SMV du Flanc Sud sont situées le long de ce niveau marqueur qui représentait au départ soit un niveau de chert, soit un tuf felsique, intermédiaire ou mafique plus ou moins silicifié contenant des quantités variables de sulfures (Genna *et al.*, 2014a et 2014b). Les travaux miniers réalisés au cours des dernières années ont montré que des niveaux de tuffites comparables sont présents à plusieurs niveaux stratigraphiques, notamment dans le Groupe de Wabasse dans le secteur de la mine Bracemac-McLeod (Genna et Gaboury, 2015).

Le modèle métallogénique classique concernant la mise en place des sulfures massifs volcanogènes implique une mise en place sous la forme d'un monticule au-dessus des unités volcaniques préexistantes, au niveau du fond océanique ou par remplacement d'unités poreuses et perméables sous le plancher océanique (voir, entre autres, Lydon, 1988; Doyle et Allen, 2003). Pour certains gisements du Flanc Sud, Roy *et al.* (2010) proposent que la mise en place des sulfures est survenue après un certain basculement de l'empilement stratigraphique. On considère généralement que la source d'énergie nécessaire à la circulation des fluides hydrothermaux est représentée par les intrusions synvolcaniques contemporaines de l'activité hydrothermale (Campbell *et al.*, 1981 et 1984; Galley, 1993; Barrie et Hannington, 1999; Barrie *et al.*, 1999; Ioannou *et al.*, 2007; Ioannou et Spooner, 2007; Mercier-Langevin *et al.*, 2007; Carr *et al.*, 2008; Faure, 2009)

Remerciements

Nous sommes reconnaissants envers les sociétés d'exploration suivantes et leur personnel pour leur collaboration et leur soutien exceptionnel ainsi que pour les rencontres, les excursions et les discussions tenues tout au long de ce projet : Xstrata Zinc/Glencore (G. Bouchard, G. Roy, M. Allard et M. Dessureault), SOQUEM (Y. Trudeau et S. Perrault) et Donner Metals (R. Adair et N. Champagne). Nous adressons aussi nos remerciements à nos collaborateurs de l'INRS-ETE (P.-S. Ross), de l'UQAC (D. Genna, D. Gaboury et R. Daigneault) et de Polytechnique Montréal (M. Chouteau).

Finalement, nous tenons particulièrement à remercier les étudiants qui nous ont accompagnés au cours des étés 2010 (Virginie Lessard, Louis-Pierre Barrette et Thibault Astic) et 2011 (Stéphanie Bertrand-Blanchette et Vincent Jolin-Thériault). Nous soulignons également l'excellent travail de compilation accompli par Benoit Charette et Maguelone Camus au bureau de Montréal.

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

Introduction

La région de Matagami fait partie du sillon d'Harricana-Turgeon (figure 1; Remick, 1969; Lacroix *et al.*, 1990a et 1990b), compris dans la partie nord de la Zone volcanique Nord (ZVN; Chown *et al.*, 1992; Pilote *et al.*, 2011) de la Sous-province de l'Abitibi (SPA), laquelle fait partie de la Province archéenne du Supérieur (figure 1). La région est bordée au nord par les ensembles gneisso-plutoniques de la Sous-province d'Opatca.

La SPA (figure 1) est composée d'une séquence de roches volcaniques, sédimentaires et plutoniques¹ d'âge archéen située dans la partie SE de la Province du Supérieur. Elle couvre une région de 700 km sur 300 km, ce qui fait d'elle la plus grande ceinture de roches vertes au monde (Goodwin, 1982; Thurston *et al.*, 2008). Elle s'est formée par l'assemblage de fragments continentaux et de croûte océanique entre 2,72 et 2,68 Ga (Ayer *et al.*, 2002; Daigneault *et al.*, 2002; Percival, 2007). Cette entité est stable depuis environ 2,6 Ga (Percival, 2007). Plusieurs modèles tectoniques ont été proposés pour expliquer la formation la Sous-province de l'Abitibi, notamment la collision et l'amalgamation de terranes (Mueller *et al.*, 1996) ou l'empilement de séquences volcaniques autochtones suivi par la sédimentation et la déformation régionale (Chown *et al.*, 1992; Ayer *et al.*, 2002; Thurston *et al.*, 2008).

Le camp minier de Matagami (figure 2) est localisé dans la partie ouest de la ZVN (Chown *et al.*, 1992). Celle-ci se caractérise par un volcanisme bimodal développé sur un empilement volcanique de plaines abyssales constitué de

¹ Toutes les roches du secteur de Matagami, à l'exception des dykes de gabbro-diabase protérozoïques, sont métamorphosées à divers degrés. Le préfixe « méta » a donc été omis des noms de lithologies pour des questions de clarté.

laves basaltiques de type MORB. Des centres volcaniques felsiques (2730 à 2720 Ma; Mortensen, 1993) de composition principalement tholéiitique (MacGeehan et MacLean, 1980b) se sont développés sur ces grandes plaines. Le tout est recoupé par des intrusions mafiques stratiformes tels le Complexe de la Rivière Bell et la Suite intrusive du Lac Doré (Daigneault et Allard, 1990; auparavant nommé Complexe du Lac Doré). Le contexte géologique de la ZVN s'apparente à celui des arcs insulaires récents du SW du Pacifique (Hannington, 1999; Hannington *et al.*, 2005). Ces épaisses séquences de roches volcaniques de composition tholéiitique associées à de volumineuses intrusions litées sont principalement caractéristiques des milieux tectoniques de type collision (MacGeehan et MacLean, 1980b). Cet environnement est depuis longtemps reconnu comme favorable à la formation de minéralisations de SMV (Stanton, 1955; Sangster, 1972; Hutchinson, 1973; Galley *et al.*, 2007).

Géologie de région de Matagami

Généralités

Lacroix *et al.* (1990a et 1990b) ont redéfini le sillon volcano-sédimentaire d'Harricana-Turgeon (SHT) qui forme la portion NW de la Sous-province de l'Abitibi au Québec. Cette ceinture englobe les vastes secteurs de Matagami, Joutel, Brouillan (hôte de la mine Selbaie) et Casa-Berardi. Ces auteurs ont subdivisé ce sillon en douze domaines lithotectoniques allongés, la majorité traversant le SHT d'ouest en est sur plus de 150 km. Chacun des domaines est défini par des associations lithologiques et faciologiques caractéristiques, ainsi que par des signatures gradiométriques et électromagnétiques typiques. Ils correspondent généralement à des entités structurales montrant des styles simples et homogènes. Ce sillon est marqué par de nombreuses zones de déformation subparallèles ou « longitudinales » à la stratification dominante, des structures communément soulignées par des niveaux graphiteux. Ces zones sont situées aux contacts des domaines lithotectoniques. Les différents domaines sont également traversés par des zones de cisaillement obliques à leur orientation générale.

Dix de ces douze domaines sont dominés par des unités volcaniques. Huit domaines sont formés d'ensembles de roches basaltiques ou basaltiques à komatiitiques associées à de minces interstratifications de roches sédimentaires pélagiques (tufs variés, roches sédimentaires détritiques à grain fin et mudstones riches en graphite). Ces domaines représentent des plaines de laves sous-marines :

- Domaine de Manthet
- Domaine de Brouillan-Nord
- Domaine de la Rivière Bell
- Domaine d'Enjalran
- Domaine d'Orvilliers-Desmazures
- Domaine de Poirier
- Domaine de Dieppe
- Domaine de Cartwright (basaltique/komatiitique)

Deux domaines regroupent des ensembles basaltiques à rhyolitiques et sont interprétés comme des arcs volcaniques formés d'un ou de plusieurs complexes centraux :

- Domaine de Joutel-Raymond,
- Domaine de Brouillan-Matagami qui comprend les complexes volcaniques suivants :
 - Brouillan
 - Fénelon
 - Wabassee
 - Lac Watson

Les deux derniers domaines lithotectoniques du sillon d'Harricana-Turgeon sont constitués de roches sédimentaires. Il s'agit des ensembles suivants :

- Domaine de Taibi
- Domaine de Matagami

Les roches sédimentaires du Domaine de Taibi se composent de séquences de turbidite (grès-siltstone-mudstone), de formations de fer à oxydes avec jaspe de type Algoma et de conglomérats à cailloux plutoniques et volcaniques représentant probablement, en partie, des écoulements de masse en milieu marin relativement profond. Le Domaine de Matagami se caractérise par une alternance rythmique de grès, de siltstone et de mudstone.

Les domaines lithotectoniques proposés par Lacroix *et al.* (1990a et 1990b) ont été remplacés dans les cartes de compilation du SIGÉOM par des entités stratigraphiques (groupes) du même nom. Cette nomenclature est employée dans ce rapport.

Région de Matagami

Notre étude porte plus particulièrement sur la partie est du Domaine de Brouillan-Matagami et les unités adjacentes. Les noms d'unités proposés par Lacroix *et al.* (1990a et 1990b) ont été adaptés ou légèrement modifiés pour refléter les travaux réalisés subséquentement dans le secteur. Ainsi, l'appellation « Domaine de Brouillan-Matagami » a été remplacée par les unités des groupes de Lac Watson et de Wabassee. Les appellations « complexes centraux de Lac Watson et de Wabassee » sont abandonnées.

Les unités volcano-sédimentaires de la région de Matagami (figures 2 et 3) se répartissent en trois domaines distincts (Pilote *et al.*, 2011) :

- Domaine Nord qui regroupe les groupes d'Enjalran-Bapst (bordé par deux zones de cisaillement inverses senestres nommées Zone de cisaillement de Lac Matagami et Zone de cisaillement de la Rivière Allard), de Brouillan-Fénelon, de Manthet, de Matagami et de Brouillan-Nord;
- Domaine Sud qui englobe le Flanc Sud, bordé par le Complexe de la Rivière Bell, le Flanc Nord, la Plaine Centrale et le Camp Ouest;
- Domaine Sud-Ouest, qui contient les groupes d'Orvilliers-Desmazures (roches volcaniques) et de Taibi (roches sédimentaires).

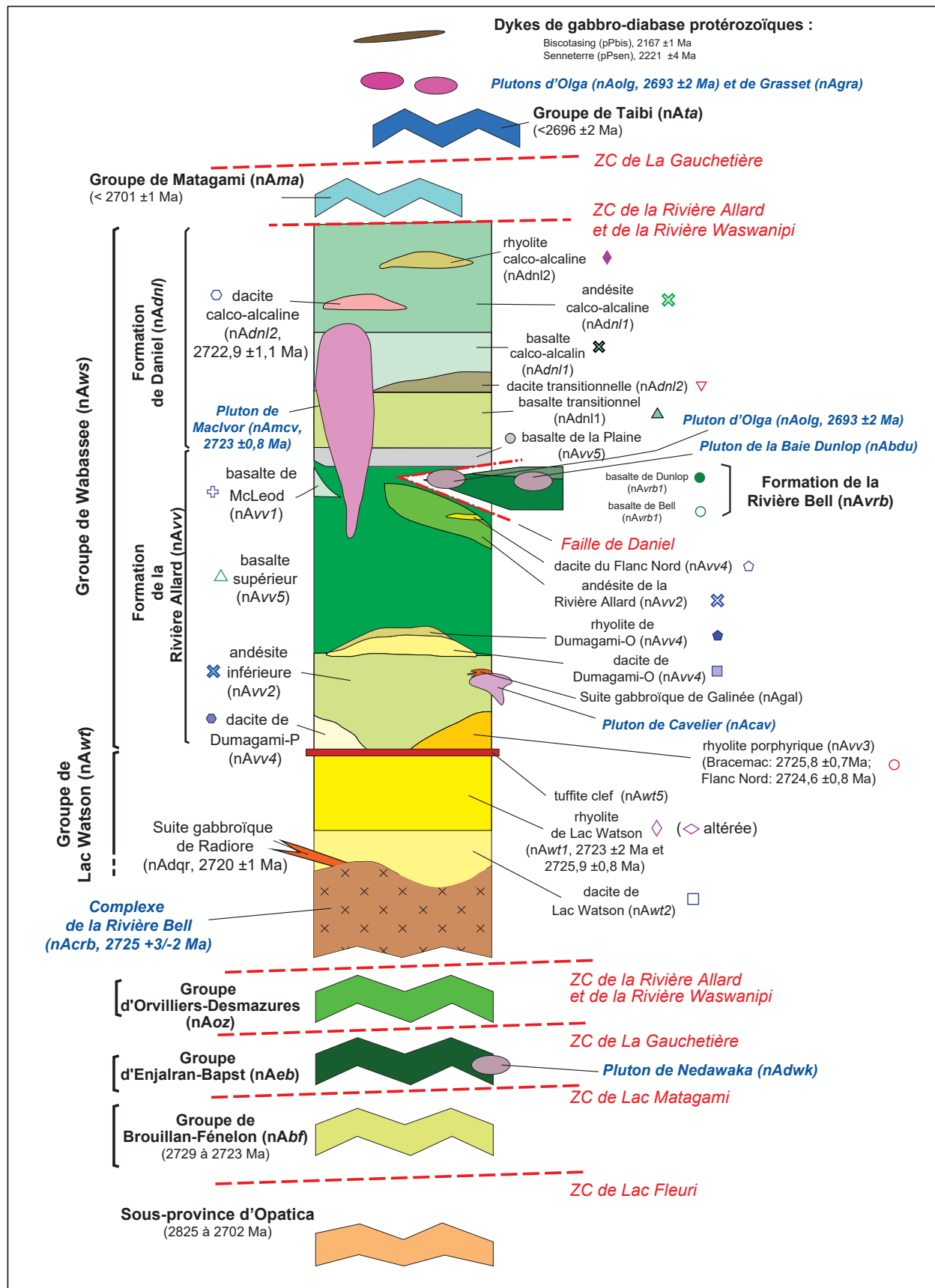


FIGURE 3— Colonne stratigraphique générale de la région de Matagami (modifiée de Beaudry *et al.*, 1986; Pilote *et al.*, 2011; Debreil, 2014) avec la position des principaux accidents structuraux. Les symboles à proximité des noms des unités correspondent à ceux utilisés dans les divers diagrammes géochimiques. L'axe vertical n'est pas à l'échelle.

L'empilement volcanique du camp minier de Matagami (figures 2 et 3) est constitué d'une suite bimodale felsique-mafique de composition principalement tholéiitique (MacGeehan et MacLean, 1980b) comprenant des roches volcaniques felsiques (Groupe de Lac Watson, nAwt) surmontées par des roches mafiques (Groupe de Wabassee, nAws). Ces unités se trouvent dans le Domaine Sud.

Le secteur comprend six intrusions felsiques importantes (les plutons de MacIvor, de Cavelier, d'Olga, de la Baie Dunlop, de Grasset et de Nedawaka [anciennement nommé pluton de Daniel]) et un complexe igné stratiforme de composition anorthositique, le Complexe de la Rivière Bell. Ce dernier tronque les unités volcaniques des groupes de Lac Watson et de Wabassee (Sharpe, 1968; Beaudry et Gaucher, 1986; Piché *et al.*, 1991; Piché *et al.*, 1993; Genna, 2015). Des intrusions de gabbro-diabase protérozoïques d'orientation essentiellement NE-SW, de puissance métrique et de plusieurs centaines de kilomètres de longueur recoupent toutes les lithologies.

À une échelle plus vaste, l'intensité de la déformation régionale est très variable et hétérogène, passant de faible à localement intense. Elle est responsable de la formation de larges plis ouverts d'orientation NNW-SSE dans la Plaine Centrale et des plis plus serrés de direction E-W et NW-SE dans le Domaine Nord. En termes généraux, la déformation dans le camp de Matagami se manifeste principalement par des failles ductiles-cassantes et par une schistosité pénétrative plus ou moins bien développée variant en intensité selon les secteurs.

Le métamorphisme régional se situe généralement au faciès des schistes verts, entraînant un remplacement et une recristallisation partielle des paragenèses originales (Sharpe, 1968; Beaudry et Gaucher, 1986; Piché *et al.*, 1991; Genna, 2015). Certaines zones à proximité des grands plutons ont localement subi un métamorphisme de contact pouvant atteindre le faciès des amphibolites.

Sous-province d'Opatoca

Les roches de la Sous-province d'Opatoca sont présentes dans la partie nord des feuilletés 32F13-SE et 32F13-SW. La partie sud de cette sous-province a enregistré la collision entre cet ensemble et la Sous-province de l'Abitibi (Sawyer et Benn, 1993; Davis *et al.*, 1995). Les affleurements dans ce secteur sont rares et se trouvent principalement sur les rives et les îles du lac Matagami. Le recouvrement glaciaire est important avec des épaisseurs communément supérieures à 15 m. Nous avons représenté sur la carte hors texte l'unité la plus abondante, soit les intrusions felsiques à intermédiaires, gneiss et migmatites attribuées au complexe d'Opatoca (unité informelle Aopc3; Sawyer et Benn, 1993). Cette nomenclature a été conservée dans le cadre de ce travail. Plus à l'est, certaines de ces lithologies sont regroupées à l'intérieur de la Suite de Chensagi (Leclerc et Caron-Côté, 2017).

Les rares affleurements du secteur exposent des intrusions et des gneiss tonalitiques à dioritiques. Les roches sont for-

mées d'une alternance de bandes felsiques centimétriques à grain moyen et de lamines grises de composition plus mafique. Ces gneiss correspondent à des zones de mylonite selon Benn *et al.* (1992). Des unités de tonalite à biotite foliée à gneissique sont observées sur les rives de la baie du Nord du lac Matagami (carte hors texte). À cet endroit, la structure gneissique est définie par des bandes dioritiques qui alternent avec des bandes tonalitiques centimétriques à granulométrie variable et plus riches en feldspath, quartz et biotite. La tonalite est constituée principalement de plagioclase, de quartz et de biotite. Des affleurements de tonalite et de diorite quartzifère peu déformées contenant des enclaves de gneiss dioritiques et/ou tonalitiques sont communément observés dans cette unité. Cette relation indique qu'une zone de déformation précoce a pu être tronquée et cicatrisée à la suite de la mise en place d'intrusions tonalitiques et dioritiques nettement plus jeunes.

GÉOLOGIE GÉNÉRALE DU CAMP MINIER DE MATAGAMI

Introduction

À la suite de la cartographie du MERN des années 2010 et 2011, la portion de la région de Matagami située dans la Sous-province de l'Abitibi a été subdivisée en trois parties, les domaines Nord, Sud (Pilote *et al.*, 2011) et Sud-Ouest, qui se distinguent par leur style structural et leur géologie (figures 2, 4 et 5). Ces domaines sont séparés par un important réseau de zones de cisaillement observé initialement par Lacroix *et al.* (1990a et 1990b). Plusieurs de ces structures tronquent de façon marquée l'extension vers le nord des unités du Domaine Sud (figures 2, 4 et 5). Ce réseau, omniprésent dans le Domaine Nord, matérialise la déformation régionale majeure D₂ associée à la collision des sous-provinces de l'Abitibi et d'Opatoca (Sawyer et Benn, 1993). Le Domaine Sud correspond au camp minier historique de Matagami; il se compose principalement du Flanc Sud, du Flanc Nord, de la Plaine Centrale, du Camp Ouest et du Complexe de la Rivière Bell (figure 2).

Domaine Nord

Contexte régional

Bordé au nord par la Sous-province d'Opatoca (Sawyer et Benn, 1993) et délimité au sud par une série de zones de cisaillement importantes, dont la Zone de cisaillement de la Rivière Allard, le Domaine Nord (figure 2 et carte hors texte) est caractérisé par une stratification et un grain structural d'orientation E-W à ENE. Il se compose principalement des unités volcaniques des groupes de Brouillan-Fénelon (nAbf), de Brouillan-Nord (nAbd) et d'Enjalran-Bapst (nAeb) ainsi que des roches sédimentaires du Groupe de Matagami

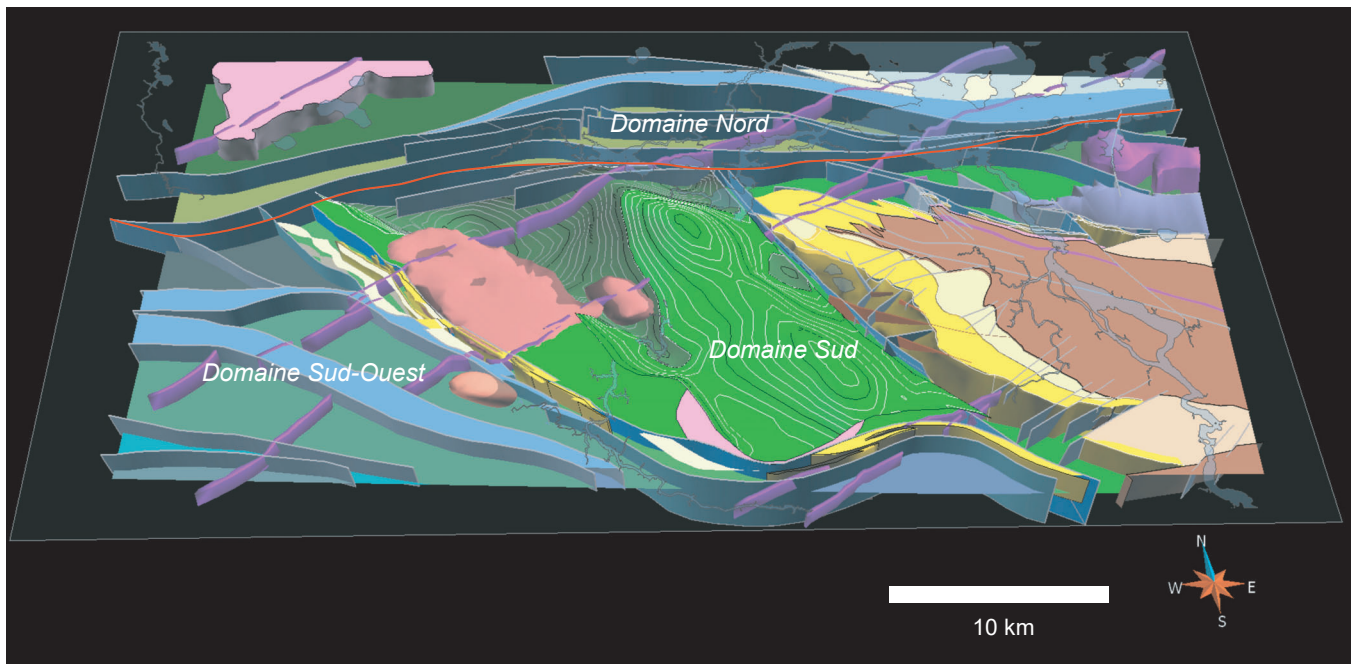


FIGURE 5– Modèle géologique 3D du camp minier de Matagami (Rabeau *et al.*, 2013) illustrant la position et les différences de style structural entre les domaines Nord et Sud. Le contact entre ces deux domaines est indiqué par la ligne rouge qui représente la Zone de cisaillement de la Rivière Allard. Le Domaine Nord se caractérise par de nombreuses zones de déformation d'orientation 070° à E-W à fort pendage vers le nord. La partie centrale du Domaine Sud (Plaine Centrale) présente un degré de déformation plutôt modéré et résulte de la superposition de 2 phases de plissement (une phase P1 orientée NNW sans fabrique prononcée associée et une phase P2 orientée E-W), produisant une géométrie en dômes et bassins.

(nAma). Les roches volcaniques du Groupe de Manthet (nAmh) représentent une part très mineure de l'empilement. Les bordures de ces unités sont toutes affectées par des zones de cisaillement importantes (figure 2). Les roches volcano-sédimentaires de ce domaine sont recoupées par les intrusions felsiques des plutons de Grasset (nAgra) et de Nedawaka (nAdwk).

La bordure sud du Domaine Nord est, par endroits, cisailée et mylonitisée sur des épaisseurs pouvant atteindre une centaine de mètres. Plusieurs zones de cisaillement importantes affectent ce contact, notamment la Zone de cisaillement de la Rivière Allard, la Zone de cisaillement de la Rivière Allard Nord et la Zone de cisaillement de la Rivière Waswanipi (carte hors texte; planche 9, photo 9.5). Ces structures d'orientation E-W à ENE montrent un pendage abrupt vers le nord et une cinématique inverse senestre.

Groupe de Manthet (nAmh)

Une étroite section des roches volcaniques du Groupe de Manthet se situe dans la partie centre nord de la carte, au nord des unités sédimentaires du Groupe de Matagami (figure 2 et carte hors texte). Ces volcanites n'affleurent pas dans le secteur d'étude. Elles sont coincées entre les unités intrusives et gneissiques de la Sous-province d'Opatoca, au nord, et les roches volcaniques du Groupe de Brouillan-Nord et les roches sédimentaires du Groupe de Matagami, au sud.

Le Groupe de Manthet forme une bande d'épaisseur apparente très variable, allant de 5 km à près de 10 km. Il faut sans doute y voir l'effet d'un pendage modérément incliné

vers le sud. Le contact sud avec le Groupe de Brouillan-Nord et le Groupe de Matagami est de nature tectonique et est souligné par les zones de cisaillement du Lac Fleuri et de Grasset-Subercase. Cette dernière peut vraisemblablement être corrélée avec la Zone de cisaillement de Sunday Lake-Detour Lake plus à l'ouest.

Selon Lacroix *et al.* (1990a et 1990b) et Lacroix (1994b), cette unité se compose de basalte massif, coussiné et bréchique ainsi que de filons-couches gabbroïques. Le faciès massif est à grain fin à moyen et contient en quelques endroits des phénocristaux de plagioclase (2 à 5 %, 2 à 10 mm) ou de pyroxène amphibolitisé (5 à 20 %, 3 à 5 mm). Les laves coussinées sont faiblement amygdalaires. L'épaisseur des coulées est difficilement quantifiable en raison du nombre restreint d'affleurements, de leur faible dimension et de l'aplatissement important. On juge toutefois qu'elle devrait être d'une dizaine de mètres. Le Manthet est également caractérisé sur les cartes aéromagnétiques par une alternance de hauts et de bas magnétiques de forme linéaire montrant une grande continuité latérale. Quelques niveaux métriques de grès, de siltstone et de mudstone caractérisés par un bon clivage ardoisier sont associés à des conducteurs électromagnétiques (Lacroix, 1994b). Ces niveaux pourraient correspondre à de minces unités sédimentaires (mudstones) et/ou volcanoclastiques riches en graphite intercalées entre les coulées basaltiques. Ces observations suggèrent que cette unité de basalte représente une plaine de laves sous-marines (Lacroix *et al.*, 1990a et 1990b; Lacroix, 1994b).

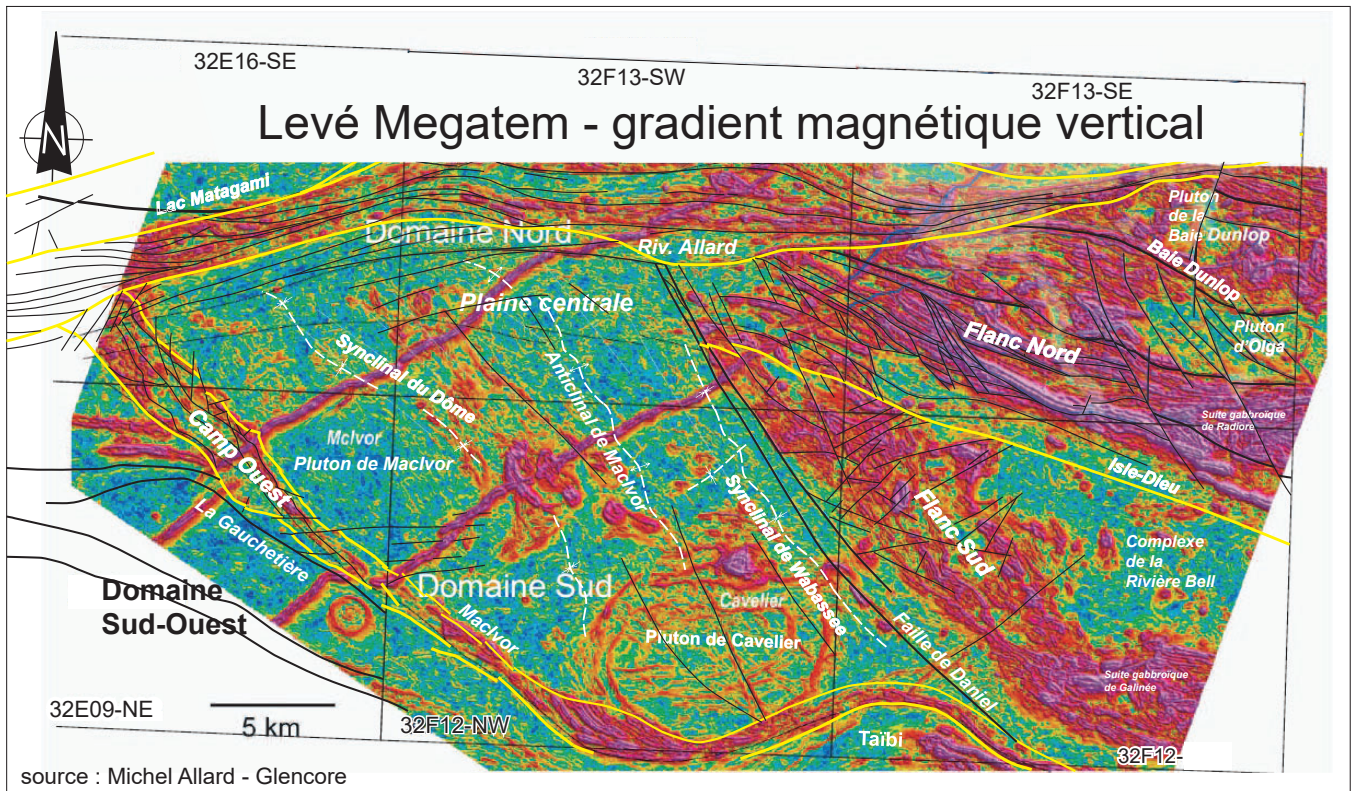


FIGURE 6 – Carte du gradient magnétique vertical à haute résolution de la région de Matagami tiré du levé MEGATEM (levé inédit de Xstrata Zinc/ Glencore). Les noms des domaines et des sous-domaines ainsi que ceux des principaux plutons sont indiqués. Les principales zones de cisaillement sont illustrées en traits jaunes épais, les principales failles sont en noir.

Les déterminations fiables des polarités stratigraphiques (établies à partir de chambres de quartz ou de la forme originale des coussins) indiquent communément un sommet vers le sud.

Groupe de Brouillan-Nord (nAbd)

Les roches volcaniques du Groupe de Brouillan-Nord affleurent peu dans le secteur d'étude. Elles se trouvent à l'extrémité NW du secteur, coincées entre les roches volcaniques du Groupe de Manthet, au nord, et du Groupe de Brouillan-Fénelon, au sud (figure 2 et carte hors texte). Cette unité est principalement formée de volcanites et de volcanoclastites mafiques (Lacroix *et al.*, 1990b). Des niveaux rhyolitiques ont été observés en forage à l'ouest du Pluton de Grasset (Beaudry, 2015; feuillet 32E16-NE), au nord-est (Buffadison Gold Mines, 1959), de même que quelques minces dykes ou filons-couches ultramafiques. Les niveaux sédimentaires graphiteux sont nombreux, particulièrement dans la moitié nord de l'unité. Le contact nord du Groupe de Brouillan-Nord avec le Groupe de Manthet est matérialisé par des zones de cisaillement importantes, dont la Zone de cisaillement de Grasset-Subercase.

Des plissements peuvent être interprétés à partir des cartes aéromagnétiques dans le feuillet 32E16-NW (non illustrées). Les traces des plans axiaux de ces plis peuvent être suivies sur une dizaine de kilomètres. La qualité et le nombre des affleurements sont insuffisants pour obtenir des

critères de polarité fiables et établir l'architecture interne de l'unité. Les cartes aéromagnétiques constituent l'outil privilégié de cartographie dans ce secteur (par ex. Noranda Exploration et Mines d'Or Virginia, 2008; Dubé, 2016 et 2019; Boivin, 2019).

Groupe de Brouillan-Fénelon (nAbf)

Le Groupe de Brouillan-Fénelon est exposé dans la partie centre ouest du Domaine Nord (figure 2 et carte hors texte). Il comprend des roches volcaniques mafiques (unité nAbf1) et felsiques (nAbf3) ainsi que de nombreux filons-couches gabbroïques (unité lithologique I3Aa). Plus à l'ouest, dans le feuillet 32E16-SE, Lacroix (1994a et 1994b) et Faure (2015) reconnaissent des basaltes et des basaltes andésitiques, des volcanites intermédiaires et des tufs felsiques, des rhyolites d'affinité tholéiitique et une alternance de grès et de mudstones graphiteux. Une rhyolite de cette unité a été datée à 2729 ± 3 Ma à la mine Selbaie, à l'ouest de la région, et un dyke felsique recoupant cette même minéralisation a été daté à 2726 ± 3 Ma (Barrie et Krogh, 1996). Cette unité est bordée par des zones de cisaillement au nord (Zone de cisaillement de Sainte-Hélène) et au sud (zone de cisaillement composite de Lac Fleuri-Lac Matagami).

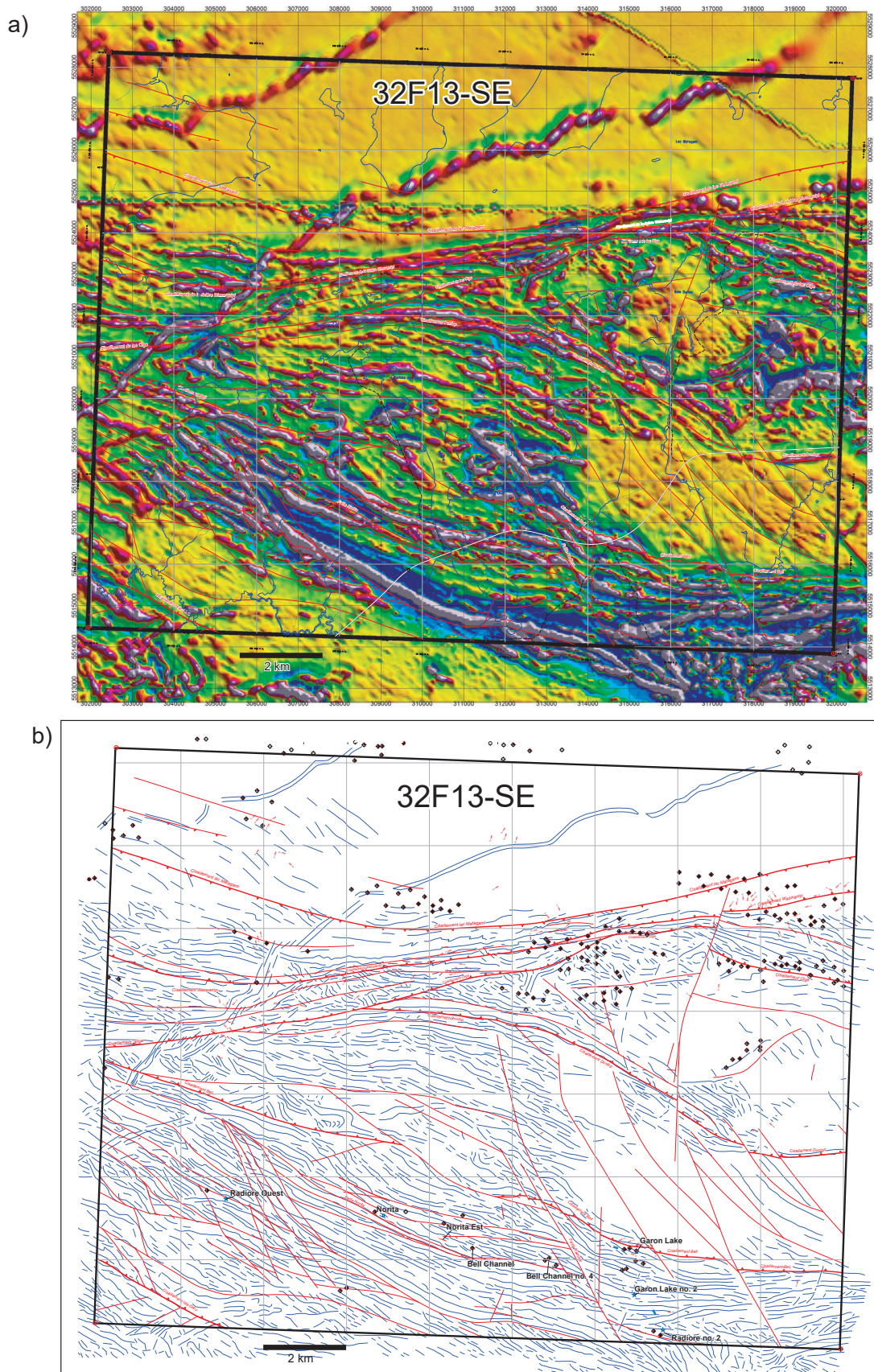


FIGURE 7 – a) Carte du gradient magnétique (Xstrata Zinc/Glencore) du feuillet 32F13-SE avec les zones de cisaillement et les failles superposées (tracés en rouge); b) Même secteur avec crêtes magnétiques (en bleu) tracées à partir du gradient aéromagnétique. Les zones de cisaillement et les failles sont indiquées (en rouge), ainsi que les gîtes de type SMV, les linéations d'étirement (en rouge) et les anomalies électromagnétiques (en noir, SIGÉOM).

Groupe d'Enjalran-Bapst (nAeb)

Le Groupe d'Enjalran-Bapst forme une bande E-W d'une largeur apparente variant de moins de 800 m à plus de 6 km située dans la partie nord des feuillet 32E16-SE, 32F13-SW et 32F13-SE (figure 2 et carte hors texte). Du côté nord, il est séparé des groupes de Matagami et de Brouillan-Fénelon par les zones de cisaillement de Nantel et de Lac Matagami (Pilote *et al.*, 2011; Roy et Allard, 2006). Le Groupe d'Enjalran-Bapst se compose de roches volcaniques et intrusives mafiques (nAeb1), variolaires par endroits et d'affinité tholéiitique, associées à quelques niveaux de rhyolite (nAeb5; Pilote *et al.*, 2011). Des niveaux décamétriques d'exhalite laminée et de tuf cherteux à pyrite-graphite (nAeb2) ont été intersectés par des forages d'exploration (Paulin-Bissonnette et Dessureault, 2012; Paulin-Bissonnette *et al.*, 2012). Ces lithologies sont coupées par de nombreuses intrusions mafiques et ultramafiques (nAeb3 et unité lithologique I3Aa) qui sont responsables du fort relief magnétique caractéristique de cette unité (figure 7). Les polarités stratigraphiques sont vers le nord. L'intensité de déformation est très hétérogène, variant de faible à nulle au cœur de l'unité à très prononcée en bordure et le long des nombreuses zones de cisaillement qui la traversent. Historiquement, l'exploration minière dans les groupes de Brouillan-Fénelon et d'Enjalran-Bapst a été entravée par la très faible densité d'affleurements et l'épaisse couverture de dépôts glaciaires qui peut atteindre localement plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur.

Des inversions de polarité dans certaines séquences volcaniques sont observées par endroits dans le Domaine Nord, indiquant la présence de plis serrés à isoclinaux localisés entre les zones de cisaillement majeures (figure 4). Certaines traces de plans axiaux sont interprétées là où les zones de cisaillement se rapprochent les unes des autres. La moitié sud du Groupe d'Enjalran-Bapst est sévèrement affectée par plusieurs zones de cisaillement importantes, lesquelles constituent collectivement la limite sud du Domaine Nord.

Groupe de Matagami (nAma)

Le Groupe de Matagami affleure peu. Il forme une mince bande continue d'environ 2000 m d'épaisseur dans la partie centre nord du feuillet 32F13, sur les rives nord et sud et les îles du lac Matagami, là où ces roches sont les mieux exposées (planche 1, photos 1.1 à 1.6). D'importants lambeaux ou écaillés appartenant à ce groupe sont délimités par de nombreuses failles dans le feuillet 32E16 (figure 2 et carte hors texte). Cette unité est coincée entre les groupes de Brouillan-Fénelon et d'Enjalran-Bapst, mais constitue l'unité la plus jeune de l'empilement stratigraphique (Goutier *et al.*, 2004). À sa bordure NE, le Groupe de Matagami est en contact faillé avec les gneiss de la Sous-province d'Opatoca. Au NW, le contact avec les roches volcaniques du Groupe de Brouillan-Fénelon est marqué par la Zone de cisaillement de Lac Fleuri, alors que du côté sud, la Zone de cisaille-

ment de Lac Matagami constitue la limite entre les unités sédimentaires et les volcanites du Groupe d'Enjalran-Bapst. La Zone de cisaillement de Lac Matagami représente une zone de déformation montrant un aspect communément mylonitique sur plusieurs mètres d'épaisseur, avec un pendage abrupt vers le sud (figure 4).

Bancroft (1913) est le premier à identifier un conglomérat polygénique et des grès au lac Matagami et à les assigner à une unité stratigraphique, la « série de Matagami », qu'il compare aux grès du Groupe de Kewagama dans le secteur de Rouyn-Noranda (feuillet 32D07). Le Groupe de Matagami regroupe des roches sédimentaires clastiques fines à grossières, dont des siltstones et des grès, des mudstones, des conglomérats polygéniques ainsi que des siltstones à cailloux de granitoïde (carte hors texte). Des bancs métriques de conglomérat polygénique à cailloux jointifs sont interstratifiés avec les siltstones et les mudstones. Ils sont généralement constitués d'environ 5 à 20 % de blocs arrondis de tonalite gneissique, localement accompagnés de fragments de siltstone et de roches volcaniques. Les cailloux de tonalite sont arrondis, tandis que les clastes des autres lithologies sont arrondis, schisteux et aplatis. Des bancs lenticulaires de wacke lithique ou feldspathique sont interstratifiés avec le conglomérat. À certains endroits, des lits de siltstone contiennent jusqu'à 2 % de blocs arrondis de granitoïde (Beaudry et Gaucher, 1986). Les formations de fer au faciès des oxydes sont absentes.

Le siltstone gris ou brun pâle, interstratifié avec de minces couches de mudstone de moins de 10 cm d'épaisseur, constitue la lithologie la plus commune. En affleurement, les mudstones, moins résistants à l'érosion, forment des dépressions arrondies ou plus ou moins allongées. Ces lithologies sont bien litées et montrent localement des lits entrecroisés de type planaire ou en chenaux. Ces lits sont couramment granoclassés. Les roches sédimentaires du Matagami ont été métamorphosées au faciès des schistes verts et sont peu déformées.

Des dykes et des filons-couches mafiques à ultramafiques (mélagabbros et pyroxénites; unité lithologique I4Ba) se sont mis en place dans les roches sédimentaires (Pilote *et al.*, 2011) et sont disposés de manière subparallèle à la fabrique régionale orientée WSW.

Plus à l'est, dans le feuillet 32F14, Goutier *et al.* (2004) ont cartographié des conglomérats polygéniques à cailloux d'origine volcano-sédimentaire et intrusive interstratifiés avec des wackes lithiques ou feldspathiques. Ils ont obtenu un âge maximal de 2701 ± 1 Ma pour un échantillon de conglomérat polygénique.

Pluton de Nedawaka (nouvelle unité; nAdwk)

Le Pluton de Nedawaka (désigné auparavant sous le nom de pluton de Daniel) est situé dans la portion NW du feuillet 32F13-SW (figure 2 et carte hors texte). Son nom provient de la rivière Nedawaka (ou Gouault) qui traverse ce secteur. Cette nouvelle intrusion de composition tonalitique

et de dimension kilométrique montre une forme allongée et une orientation E-W. Son existence a été confirmée à la suite d'une campagne de forages par circulation inverse réalisée en 2012 par Xstrata Zinc (Paulin-Bissonnette et Dessureault, 2012; Paulin-Bissonnette *et al.*, 2012). Les cartes aéromagnétiques et gravimétriques (Allard *et al.*, 2018) permettent de bien délimiter les contours de cette intrusion de forme elliptique caractérisée en bordure par une zone de forte susceptibilité magnétique interprétée comme une auréole métamorphique.

Pluton de Grasset (nAgra)

Nous n'avons pas eu la possibilité d'examiner cette intrusion lors des travaux de cartographie. Les descriptions qui suivent proviennent de Lacroix (1986), Van Ingen (1987) et Beaudry (2015). Selon les travaux de reconnaissance de Lacroix (1986), le pluton présente un diamètre de près de 10 km (voir Beaumier *et al.*, 1985). Il affleure en plusieurs endroits dans sa partie sud ainsi que sur la rive sud du lac Grasset (feuille 32E16-NE; figure 2 et carte hors texte). Les descriptions et les analyses disponibles indiquent la présence de deux lithologies : une phase principale constituée de monzogranite (nAgra1), et une seconde phase (nAgra2) de composition variable, allant de monzonite, à granodiorite et à diorite. La phase nAgra2 est observée plus particulièrement en bordure de l'intrusion.

Le monzogranite (nAgra1) à grain moyen est de couleur rose à gris pâle. Selon Lacroix (1986), Van Ingen (1987), Trudel *et al.* (1988) et Beaudry (2015), cette phase contient jusqu'à 50 % de plagioclase, de 20 à 40 % de feldspath potassique localement sous la forme de phénocristaux (1 à 8 cm), jusqu'à 25 % de quartz, de 5 à 15 % de minéraux ferromagnésiens (biotite et amphibole altérée en chlorite) et de la magnétite (de traces à 1 %). Il comprend de 1 à 2 % d'enclaves mafiques de taille localement métrique de roches volcaniques et de diorite à grain moyen. La roche est également traversée de nombreuses fractures remplies de veinules de quartz (de traces à 1 %) associées à une faible altération en chlorite, calcite, épidote et hématite. Sur la rive SE du lac Grasset, de nombreux dykes monzogranitiques et de pegmatites à faible pendage coupent à fort angle la foliation dans les roches encaissantes (Lacroix, 1986).

La phase nAgra2 (monzonite, granodiorite et diorite) a été reconnue dans la bordure nord du Pluton de Grasset, tandis que la diorite a également été identifiée à sa bordure sud. Ces lithologies coïncident systématiquement avec de fortes anomalies magnétiques positives (Noranda Exploration et Mines d'Or Virginia, 2008). La monzonite équigranulaire est vert rougeâtre, massive et montre une granulométrie fine à moyenne. La roche est essentiellement composée de feldspath potassique (jusqu'à 65 %) avec un peu de plagioclase hématitisé, de hornblende, de quartz et jusqu'à 30 % de chlorite interstitielle. Elle comprend des quantités mineures de magnétite et des traces de pyrite.

La relation chronologique entre les deux phases n'est pas connue, mais la phase nAgra2 pourrait possiblement représenter une phase intrusive précoce du Pluton de Grasset. Ce pluton présente à sa bordure une vaste auréole métamorphique qui affecte les roches volcaniques encaissantes (Lacroix, 1986; Van Ingen, 1987; Beaudry, 2015). Ces lithologies volcaniques sont transformées en grande partie en amphibolites et sont injectées de nombreux dykes, de compositions comparables à celles du Pluton de Grasset (Van Ingen, 1987; Beaudry, 2015). Lacroix (1986) interprète ce pluton comme d'âge tarditectonique à post-tectonique, car celui-ci recoupe nettement la foliation observée dans les roches volcaniques encaissantes.

Domaine Sud

Le Domaine Sud (figure 2) englobe les différents secteurs historiquement connus sous les noms de Flanc Sud, de Flanc Nord et de Camp Ouest. L'appellation « Plaine Centrale » est introduite ici pour désigner la région située entre le Flanc Sud et le Camp Ouest. Le Complexe de la Rivière Bell (unité nAcrb), localisé entre les flancs Nord et Sud, fait également partie du Domaine Sud. Tous les gisements exploités dans le camp de Matagami se trouvent dans ce domaine, particulièrement le long du Flanc Sud. Le Domaine Sud est caractérisé par une stratigraphie orientée NW-SE à WNW (sur le Flanc Nord) et une déformation d'intensité nettement inférieure à celle du Domaine Nord.

Flanc Sud

Les roches volcaniques du Flanc Sud sont divisées en deux principales unités lithostratigraphiques (Sharpe, 1968) : le Groupe de Lac Watson (nAw1) et le Groupe de Wabasse (nAws; figures 3 et 4). La limite entre les deux groupes est constituée par la tuffite clé, laquelle constitue le principal niveau repère de la région (Sharpe, 1968; Davidson, 1977; Liaghat et MacLean, 1992). Il est possible d'étendre ce schéma au Flanc Nord et au Camp Ouest. Ces volcanites montrent une polarité stratigraphique vers le SW et un pendage qui varie, selon les secteurs, de subhorizontal dans la région de la mine Persévérance, à 40° dans la partie centrale (mines Orchan et Mattagami Lake) et finalement 70° dans la région de la mine Bracemac-McLeod.

Le Flanc Sud est cerné par plusieurs unités intrusives ou des failles. Du côté ouest, il est délimité par la Faille de Daniel, à l'est et au nord par le Complexe de la Rivière Bell (unité nAcrb, figure 4) et au SE par la Suite gabbroïque de Galinée (nAgal; carte hors texte). Cette dernière unité représente un ensemble d'injections de gabbros et de mélagabbros (nAgal1) coupé de dykes de gabbro pegmatitoïde (nAgal2). Cette suite est nettement reconnaissable sur les cartes aéromagnétiques en raison de sa susceptibilité magnétique élevée (figure 6) et montre plusieurs similitudes avec la Suite intrusive de Radiore (nAdqr) du Flanc Nord.

Les résultats de nos travaux ont amené quelques modifications à la carte du Flanc Sud : 1) l'identification d'une unité de gabbro granophyrique dans la partie sommitale du nAcrb (nAcrb5); 2) le repositionnement de la limite de la dacite de Lac Watson (nAwt2) à la suite de travaux de lithogéochimie détaillés; et 3) la réinterprétation de la forme des intrusions mafiques à partir de la carte magnétique à haute résolution de Xstrata Zinc/Glencore (figure 5).

Flanc Nord

Introduction et généralités

Le Flanc Nord tire son nom du fait qu'il regroupe historiquement les unités volcaniques situées sur le flanc nord de l'Anticlinal de Galinée, immédiatement au nord du Complexe de la Rivière Bell (Beaudry et Gaucher, 1986). Les unités sont tronquées par cette intrusion stratiforme au sud et à l'est et sont affectées par de nombreuses zones de cisaillement que Piché a regroupé sous l'appellation « couloir de déformation du Lac Garon » (Piché, 1991). Le Flanc Nord est recoupé par la Faille de Daniel à l'ouest. Les roches volcaniques montrent une stratification orientée WNW avec un pendage abrupt vers le nord ou le sud. Les polarités stratigraphiques sont variables, mais sont vers le sud du côté nord du Pluton de la Baie Dunlop (figure 4 et carte hors texte), et vers le nord au sud de cette même intrusion.

D'un point de vue historique, la séquence stratigraphique du Flanc Nord a longtemps été considérée comme distincte de celle du Flanc Sud (MacGeehan, 1978; MacLean, 1984). Ainsi, les travaux de MacGeehan (1978) suggéraient que la stratigraphie du Flanc Nord consistait en une superposition de plusieurs cycles volcaniques bimodaux distincts composés de laves felsiques à mafiques. Piché (1991) et Piché *et al.* (1993) ont plutôt démontré la répétition d'un même cycle volcanique (laves felsiques du Groupe de Lac Watson surmontées des laves mafiques du Groupe de Wabasee) scindé en plusieurs blocs structuraux. La raison de cette répétition est attribuée à la présence d'une zone de déformation qu'ils désignent comme le couloir de déformation du Lac Garon, constituée elle-même de multiples zones de cisaillement (cette nomenclature n'a pas été retenue dans ce rapport). La séquence du Flanc Nord serait donc équivalente à celle du Flanc Sud. La continuité latérale des unités est toutefois difficile à établir. De plus, selon Piché *et al.* (1993), la complexité géologique du Flanc Nord serait en partie reliée à la présence de plusieurs centres volcaniques felsiques distincts plutôt qu'à une succession stratigraphique simple et continue, comme présumée sur le Flanc Sud.

Nos travaux (voir le chapitre 4) tendent à appuyer l'hypothèse de Piché (1991) voulant que ce secteur soit affecté par plusieurs zones de cisaillement impliquant la répétition ou la troncature de certaines portions de la séquence stratigraphique (figures 6 et 7). Dans le détail, la stratigraphie du Flanc Nord reste cependant fort complexe en raison de ces nombreuses répétitions structurales.

Sur le Flanc Nord, Beaudry et Gaucher (1986) ont divisé les roches volcaniques du Groupe de Wabasee de manière informelle en deux unités présentant des caractéristiques pétrologiques et géochimiques légèrement différentes. Ce sont les « volcanites de la rivière Bell » composées de basalte vert foncé et les « volcanites de la rivière Allard » constituées de basalte vert pâle. Nous proposons également de diviser le Groupe de Wabasee du Flanc Nord en deux formations distinctes : la Formation de la Rivière Allard (unité nAvv) au sud et la Formation de la Rivière Bell (nAvrb) au nord, séparées l'une de l'autre par la Zone de cisaillement de la Baie Dunlop (figures 3 et 4 et carte hors texte). Ces noms proviennent des deux principaux cours d'eau qui traversent le feuillet 32F13. Ces deux unités sont majoritairement composées de roches mafiques, mais quelques niveaux felsiques sont présents localement. Elles surmontent le Groupe de Lac Watson (nAwt), qui se compose à cet endroit d'unités de composition rhyolitique à dacitique (nAwt1 et nAwt3).

La Formation de la Rivière Allard forme les 300 premiers mètres à la base du Groupe de Wabasee sur presque tout le Flanc Nord (carte hors texte). Son épaisseur est plus importante dans sa partie ouest où elle constitue l'essentiel du Groupe de Wabasee. Cette unité est principalement constituée de coulées massives et coussinées de basalte vert pâle à grain fin, porphyrique à plagioclase et à structure amygdalaire et variolaire par endroits. La Formation de la Rivière Bell, sus-jacente, est présente sur toute la longueur du Flanc Nord (carte hors texte). Elle est plus épaisse à son extrémité orientale où elle surmonte la Formation de la Rivière Allard et la rhyolite de Dumagami (nAvv4). Cette unité regroupe principalement des coulées de basalte aphyrique vert foncé.

La Suite gabbroïque de Radiore (nAdqr; figure 2 et carte hors texte), datée à 2720 ± 1 Ma (Mortensen, 1993), est composée de volumineux filons-couches et de dykes de diorite et de gabbro pegmatitoïde (unité nAdqr1) recoupés par des diorites quartzifères et des leucogabbros à magnétite (nAdqr2) et des brèches intrusives (nAdqr3) présentant des évidences d'injections répétées (figures 6, 7, 8 et 9). Au sein de cette unité, une importante enclave de roches volcaniques du Groupe de Lac Watson, d'une envergure minimale de plusieurs centaines de mètres, constitue l'unité encaissante du gisement de Radiore no 2 (figure 8). Cette suite intrusive s'injecte dans les roches de la Formation de la Rivière Allard.

Pluton de la Baie Dunlop (nAbdu)

Le Pluton de la Baie Dunlop, située dans le feuillet 32F13 (carte hors texte), est allongé selon une orientation E-W et occupe une surface d'environ 24 km². Cette intrusion présente de nombreux affleurements. Elle est de nature multiphasée, d'aspect équigranulaire et n'est pas déformée. Les lithologies constituantes sont communément peu altérées. Le pluton se compose de trois unités principales : la première, au cœur du complexe, constituée de tonalite à

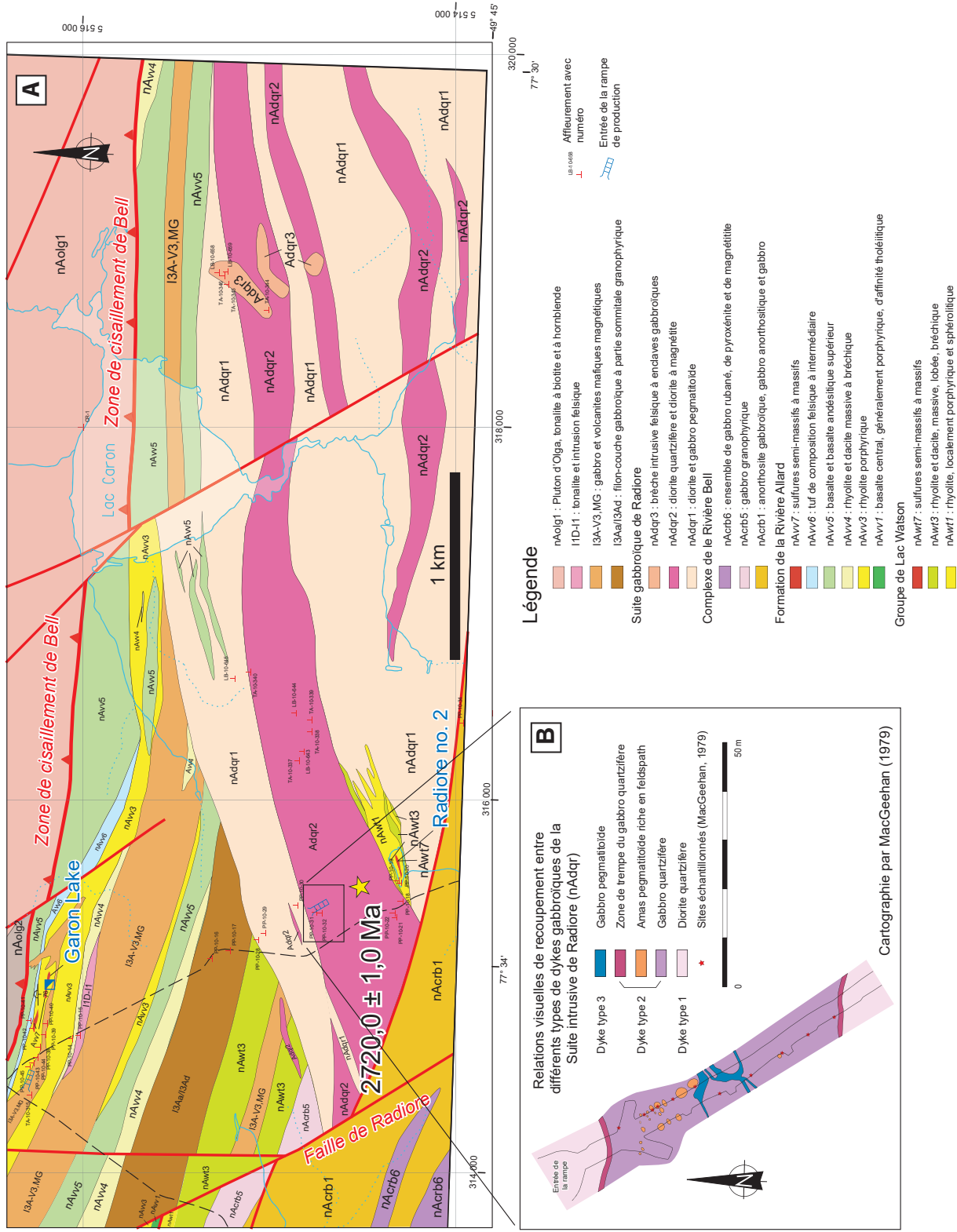


FIGURE 8— a) Géologie détaillée d'une partie de la Suite gabbroïque de Radiore, dans le secteur des gisements de Radiore et de Garon Lake compilée à partir des travaux de MacGeehan (1979) et Pilote (2010). À noter que le gisement de Radiore est associé à une volumineuse enclave de roches volcaniques de plusieurs centaines de mètres incorporée dans cette suite. Il est plausible que d'autres enclaves comparables se trouvent à l'intérieur de ce complexe plus à l'est. Le site de la datation U-Pb de Mortensen (1993) est indiqué par l'étoile jaune. b) Vue détaillée de la cartographie de la moitié nord de la rampe dominant accès au gisement de Radiore. Un dyke ou un filon-couche de gabbro quartzifère contenant des amas pegmatitoïdes riches en plagioclase à son sommet recoupe une épaisse intrusion de gabbro-diorite quartzifère. Des dykes gabbroïques tardifs d'aspect pegmatitoïde recoupent le tout. Cartographie de la rampe par MacGeehan (1979).

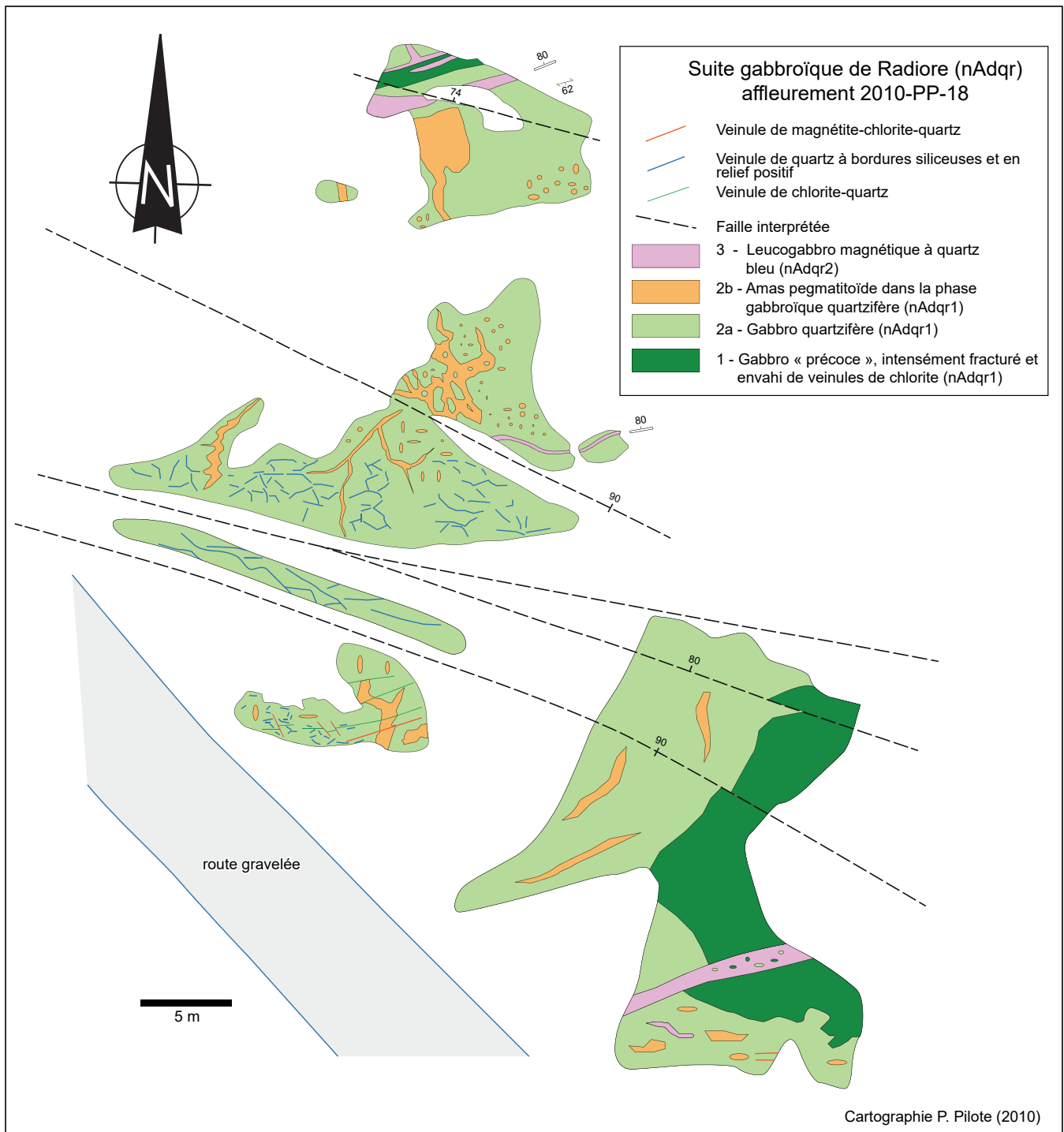


FIGURE 9 – Géologie détaillée montrant la diversité de composition et les relations de recoupement entre les différents types de gabbros composant la Suite gabbroïque de Radiore (affleurement 2010-PP-18, feuillet 32F13-SE).

hornblende (unité nAbdu1), la deuxième formée de tonalite à hornblende-biotite (nAbdu2) et la dernière, en bordure du pluton, qui comprend de la diorite et de la diorite quartzifère (nAbdu3). Selon Beaudry et Gaucher (1986), les lithologies varient en composition de diorite à granodiorite. Ces auteurs auraient observé en lame mince de 10 à 20 % de cristaux d'orthose. Les contacts précis entre ces différentes phases ne sont pas apparents sur le terrain.

De nombreux xénolites de roches mafiques recristallisées sont observés en bordure du pluton. Cette intrusion est injectée dans les roches volcaniques de la Formation de la Rivière Bell (Groupe de Wabasse). Le contact entre le pluton et les volcanites adjacentes coupe et déforme la schistosité régionale (S_2). Aucune phase de ce pluton n'a pu être datée, mais le métamorphisme de contact observé sur le terrain suggère une mise en place syntectonique à post-tectonique (Beaudry et Gaucher, 1986).

Pluton d'Olga (nAolg)

Le Pluton d'Olga (figure 2 et carte hors texte) se compose principalement de tonalite et granodiorite à biotite et à hornblende (unité nAolg1), ainsi que de granodiorite-tonalite en quelques endroits (nAolg3). Il affleure très peu dans la région cartographiée. La phase nAolg1 est de couleur rosée, équigranulaire et de granulométrie moyenne. Elle se compose principalement de plagioclase, de hornblende, de quartz et, très localement, de feldspath potassique (Beaudry et Gaucher, 1986). Ce pluton recoupe manifestement les roches volcaniques du Groupe de Wabasse (Formation de la Rivière Allard [nAvv5]), ainsi que les unités nAcrb1 et nAcrb6 du Complexe de la Rivière Bell. Il est bordé au sud par la Zone de cisaillement de Bell et au NE par la Zone de cisaillement de Dunlop. Les volcanites adjacentes sont amphibolitisées et revêtent l'aspect de cornéenne dans le secteur du Mont Laurier (coin SE du feuillet 32F13). Le Pluton d'Olga a été daté à 2693 ± 2 Ma par Mortensen (1993), ce qui lui confère un âge syntectonique.

Plaine Centrale

Introduction et généralités

Deux unités volcaniques ont été reconnues dans la Plaine Centrale : la Formation de la Rivière Allard (nAvv) surmontée par la Formation de Daniel (nAdnl) définie ici pour la première fois. Nous avons choisi d'intégrer la Formation de Daniel au Groupe de Wabasse plutôt que d'en faire une unité lithostratigraphique à part. Le nom provient du canton Daniel dans le feuillet 32F13. La Plaine centrale se compose de roches volcaniques mafiques à intermédiaires coussinées à massives associées à quelques coulées bréchiqes. Certaines unités ont été reconnues à partir des données lithogéochimiques. Des volcanites felsiques sont rencontrées localement. De nombreuses petites intrusions de gabbro (unité lithologique I3Aa), de diorite et de diorite quartzifère (unité lithologique I2J-I2I) et de tonalite (unité lithologique I1-I1D)

se sont également mises en place dans cette partie du camp. Jusqu'à maintenant, aucune minéralisation notable de type SMV n'a été mise au jour dans la Plaine Centrale.

La Plaine Centrale se caractérise principalement par une stratification d'orientation générale NW avec des pendages faibles (inférieurs à 30°) vers le NE ou le SW (figures 4 et 12). À plusieurs endroits, le pendage est subhorizontal avec une polarité stratigraphique normale. Les mesures structurales sur les coussins ont permis de déterminer avec précision l'attitude de la stratification dans cette région et de définir les traces des plans axiaux de grands plis ouverts P_1 orientés NW-SE. Ce secteur présente notamment deux synclinaux et un grand anticlinal P_1 nommés, d'ouest en est, Synclinal du Dôme, Anticlinal de MacIvor et Synclinal de Wabasse (figures 4 et 12).

La Plaine Centrale est délimitée au nord par le Domaine Nord et les zones de cisaillement de la Rivière Allard et de la Rivière Allard-Nord. Elle est tronquée à l'ouest par la Zone de cisaillement de MacIvor (figures 4 et 10), et à l'est par la Faille de Daniel.

Pluton de MacIvor (nAmcv)

Le Pluton de MacIvor se situe à la jonction des feuillets 32F12, 32F13, 32E09 et 32E16 (figure 2 et carte hors texte). Cette intrusion multiphasée se compose de tonalite massive blanche, rose ou grise à grain moyen, de diorite quartzifère et de gabbro. Les affleurements observés se situent principalement dans sa moitié orientale et montrent un aspect relativement homogène eu une composition tonalitique, ce qui contraste avec la grande variété montrée par les analyses géochimiques (voir chapitre 6). La roche est généralement équigranulaire et présente localement une microstructure myrmékitique. Elle se compose principalement de quartz et de plagioclase, accompagnés de 2 % à 20 % de hornblende et de quantités mineures de magnétite. Les phases dioritiques sont abondantes, plus particulièrement près des bordures (Rhéaume, 2010). La roche est faiblement à modérément altérée; on y trouve localement de la chlorite, de l'épidote et des veines de quartz avec cavités (« drusiques »). Le contact de ce pluton avec les lithologies encaissantes est caractérisé par la présence de brèches d'intrusion à fragments non jointifs de basalte, de diorite et localement de rhyolite. Les roches encaissantes sont généralement au faciès des schistes verts. Ce pluton est tronqué sur son flanc ouest par la Zone de cisaillement de MacIvor. La signature magnétique du Pluton de MacIvor est très peu prononcée (figure 10). Cependant, les travaux de modélisation gravimétrique ont permis de tracer son contour (Boszczuk *et al.*, 2011).

Un échantillon de tonalite prélevé dans la portion orientale du Pluton de MacIvor a livré un âge synvolcanique de $2723,6 \pm 0,8$ Ma (David *et al.*, 2011) interprété comme l'âge de cristallisation de l'intrusion. D'autre part, cette datation permet de fixer une limite supérieure à l'âge des roches volcaniques adjacentes, lesquelles appartiennent aux formations de la Rivière Allard (nAvv5) et de Daniel (nAdnl).

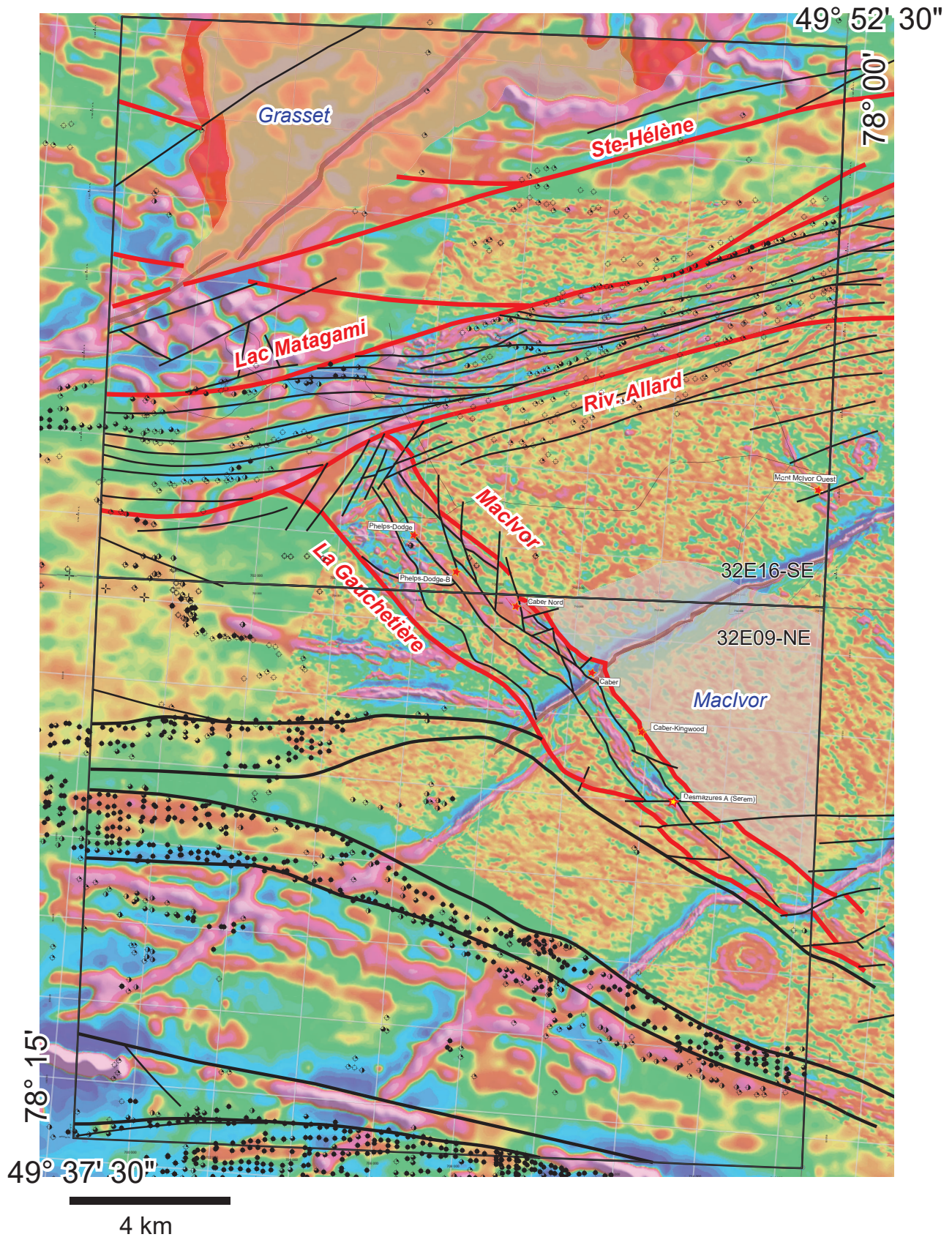


FIGURE 10 – Carte composite schématique présentant le gradient magnétique (combinaison des données de Noranda Exploration-Mines d’Or Virginia [2008] et des données inédites gracieusement fournies par la société Xstrata Zinc/Glencore), les conducteurs électromagnétiques de type INPUT (SIGÉOM), les principales zones de cisaillement (en rouge), les failles (en noir) et les minéralisations de type SMV du Camp Ouest (feuilles 32E09-NE et 32E16-SE). Les positions interprétées des plutons de Maclvor et de Grasset sont indiquées en transparence.

Pluton de Cavelier (nAcav)

Le Pluton de Cavelier occupe le SE du feuillet 32F12-NW (figure 2 et carte hors texte). Il consiste principalement en une unité centrale de granodiorite rose massive à grain moyen ou grossier et de tonalite porphyrique à quartz (nAcav1). Ces roches présentent une structure équi-granulaire ou porphyrique marquée par la présence de phénocristaux de feldspath potassique (< 10 %) atteignant 2 cm. Les principaux minéraux sont le quartz, le plagioclase, l'orthose, le microcline et la biotite brune, accompagnés de 1 % à 2 % de magnétite (Rhéaume, 2010). Une phase bordière de diorite quartzifère (nAcav2) forme la bordure nord du pluton. L'empreinte magnétique de l'intrusion est très prononcée (figure 6). Ces roches intrusives sont généralement peu altérées et contiennent localement de petits dykes aplitiques rosés de quelques centimètres d'épaisseur. Les roches volcaniques encaissantes du Pluton de Cavelier sont communément métamorphosées au faciès des amphibolites.

De nombreuses petites intrusions de gabbro (unité lithologique I3Aa), de diorite et de diorite quartzifère (unité lithologique I2J-I2I) et de tonalite (unité lithologique I1-I1D) se sont également mises en place dans cette partie de la Plaine Centrale (carte hors texte).

Camp Ouest

La stratigraphie du Camp Ouest est comparable à celle du Flanc Sud, mais l'orientation locale des strates varie de NNW à NW avec un sommet stratigraphique communément vers le NE et un pendage quasi vertical ou localement renversé vers le NE (Masson, 2000; Allard *et al.*, 2018; figure 4 et carte hors texte). L'interprétation présentée sur la carte est basée principalement sur la compilation des données de forages historiques (Clarke, 1974; Poitras, 2001; Jourdain, 2004; Salmon *et al.*, 2007), des travaux inédits des sociétés (Xstrata Zinc/Glencore et SOQUEM) ainsi que sur la carte du gradient magnétique. Les compositions des unités volcaniques reconnues dans ce secteur correspondent relativement bien à celles des laves mafiques du Groupe de Wabasse et des laves felsiques du Groupe de Lac Watson.

Le Camp Ouest est bordé de toutes parts par des failles : la Zone de cisaillement de MacIvor au nord-est, la Zone de cisaillement de La Gauchetière au sud-ouest et la Zone de cisaillement de la Rivière Allard Nord au nord (figures 4 et 10). La Zone de cisaillement de La Gauchetière constitue la limite entre les unités du Camp Ouest et les roches sédimentaires et volcaniques des groupes de Taibi (nAta) et d'Orvilliers-Desmazures (nAoz) du Domaine Sud-Ouest. L'arrangement structural du Camp Ouest est similaire à celui proposé pour le Flanc Nord, soit une répétition de certains tronçons stratigraphiques à la faveur de failles et de zones de cisaillement longitudinales. La séquence stratigraphique est de plus recoupée par de multiples intrusions, ce qui complique l'analyse.

Ce secteur reste encore mal compris en raison du faible nombre d'affleurements et de l'épaisse couverture de sédiments quaternaires. Il est encore difficile d'établir des corrélations avec les unités du Flanc Sud ou du Flanc Nord. Des travaux supplémentaires seront nécessaires pour obtenir une image plus précise de la géologie de cette région. Néanmoins, son potentiel économique est élevé, car on y trouve les minéralisations de Phelps Dodge 2 (PD2) Zone 3, Zone 2 et Zone 1 (en ordre d'importance; figure 10).

Complexe de la Rivière Bell (nAcrb)

La base de l'empilement volcanique du camp de Matagami est tronquée par le Complexe de la Rivière Bell (nAcrb), une vaste intrusion stratiforme de « gabbro anorthositique » (leucogabbro) qui occupe une superficie approximative de 750 km² (Freeman, 1939; Black, 1942; Sharpe, 1968; Beaudry et Gaucher, 1986; Goutier, 2005) dans les feuillets 32F13 et 32F12 (figure 2 et carte hors texte). Dans le secteur à l'étude, elle correspond à la partie ouest du complexe telle que définie par Goutier (2005). Datée à 2725 ± 3/-2 Ma (Mortensen, 1993), elle est constituée, de la base vers le sommet et du cœur vers la périphérie, d'une unité « d'anorthosite gabbroïque » basale d'une épaisseur minimum de 3000 à 4000 m, surmontée d'une unité litée d'environ 1200 à 1600 m et d'une unité granophyrique de 300 à 800 m (carte hors texte). Ces trois unités sont respectivement composées 1) de « gabbro anorthositique » (leucogabbro) à grain grossier (unité nAcrb1), 2) d'une séquence litée « d'anorthosite gabbroïque », de pyroxénite à amphibole et de gabbro pegmatitique riche en magnétite vanadifère (nAcrb6) et 3) de gabbro granophyrique et localement de tonalite pegmatitoïde (nAcrb5). Les apophyses de cette intrusion sont interprétées comme les dykes nourriciers des laves basaltiques du Groupe de Wabasse (Sharpe, 1968; MacGeehan, 1979; Beaudry et Gaucher, 1986).

Dans la région étudiée, le Complexe de la Rivière Bell présente une géométrie asymétrique particulière, les flancs Nord et Sud présentant des portions distinctes de l'intrusion (carte hors texte). Ainsi, le Flanc Nord montre, du sud vers le nord, des unités d'anorthosite gabbroïque (nAcrb1), de gabbro lité (nAcrb6) et de gabbro granophyrique (nAcrb5). La partie sud du complexe est formée essentiellement d'anorthosite gabbroïque (nAcrb1) coupée par de nombreux dykes gabbroïques (nAcrb3) et surmontée de segments discontinus de gabbro granophyrique (nAcrb5). L'unité litée (nAcrb6) semble absente de ce secteur, tant en affleurement que sur les cartes aéromagnétiques. Cette distribution asymétrique des unités du nAcrb pourrait être due à la rotation/basculement différentiel des parties du complexe formant les flancs Nord et Sud, avec comme résultat des pendages différents, le tout accentué par un niveau d'érosion propre à chaque flanc. Le contact entre les deux flancs est représenté par la Zone de cisaillement d'Isle-Dieu, laquelle pourrait être interprétée comme un pli faillé qui occuperait le site historiquement décrit comme l'Anticlinal de Galinée (Sharpe, 1968; Beaudry et Gaucher, 1986).

Domaine Sud-Ouest

Le Domaine Sud-Ouest constitue une nouvelle entité lithotectonique qui englobe les groupes d'Orvilliers-Desmazures et de Taibi (figure 2) au SW du Camp Ouest. Les unités stratigraphiques trouvées dans ce domaine montrent une orientation générale E-W, fort différente de l'orientation générale NW-SW observée dans le Camp Ouest. La Zone de cisaillement de La Gauchetière sépare ces deux domaines.

Groupe d'Orvilliers-Desmazures (nAoz)

Les descriptions qui suivent proviennent essentiellement des travaux de Lacroix *et al.* (1990a et 1990b). Cette unité à caractère principalement basaltique se compose de coulées massives, coussinées et bréchiques intercalées avec des filons-couches gabbroïques. Sur les cartes aéromagnétiques, elle est généralement caractérisée par une alternance de hauts et bas magnétiques linéaires montrant une grande continuité latérale (figure 10). Quelques conducteurs électromagnétiques linéaires (figure 10) suggèrent également la présence de minces niveaux de tufs ou de roches sédimentaires détritiques à grain fin (mudstones) riches en graphite interstratifiés avec les basaltes.

La bordure nord de cette unité est affectée par la Zone de cisaillement de la Rivière Allard, tandis que sa bordure orientale avec le Camp Ouest est matérialisée par la Zone de cisaillement de La Gauchetière (figure 4 et carte hors texte).

Groupe de Taibi (nAta)

Le Groupe de Taibi est constitué de bandes de roches sédimentaires (grès quartzitique à arkosique, minces niveaux de wacke quartzitique à arkosique, conglomérat polygénique, siltstone et mudstone graphiteux, formations de fer rubanées et mudstone). Il s'étend au sud et au sud-ouest de la région d'étude (figure 2 et carte hors texte). Ces roches affleurent très mal; l'étendue de cette bande a donc été établie grâce aux cartes aéromagnétiques et électromagnétiques et aux forages. Les roches du Taibi sont en contact de faille avec les volcanites du Groupe de Wabasse au SE du Pluton de Cavalier, à l'ouest, et avec le Complexe de la Rivière Bell dans la partie SE du feuillet 32F12 (figure 2 et carte hors texte). Il est séparé du Camp Ouest et de la Plaine Centrale par la Zone de cisaillement de La Gauchetière (figure 4 et carte hors texte). Des bandes de roches sédimentaires de type Taibi se trouvent aussi à l'intérieur du Groupe d'Orvilliers-Desmazures; les contacts entre ces roches sont communément cisailés. On observe également des lentilles basaltiques à l'intérieur du Taibi, typiquement le long de zones de cisaillement d'envergure kilométrique.

Le Groupe de Taibi se compose, en ordre décroissant d'importance, de grès, de siltstones ± mudstones, de formations de fer au faciès des oxydes accompagnées de jaspe, de séquences de conglomérats-grès-siltstones à fragments de sources locales (volcano-sédimentaires) et de conglomérats

et de grès à cailloux d'origine plutonique ou volcanique. Les formations de fer sont bien visibles sur les cartes aéromagnétiques (figure 10) où on peut les suivre sur plus de 150 km d'ouest en est.

Beaudry et Gaucher (1986) ont observé des affleurements du Taibi près de la rivière Bell, dans l'angle nord-est du feuillet 32F12-SE et au nord de la route dans le feuillet 32F12-SW. Près de la rivière Bell, les affleurements sont composés de siltstone lité à granulométrie très fine montrant une schistosité bien développée parallèle au litage (Beaudry et Gaucher, 1986).

En ce qui concerne l'âge de ces roches, des grès à cailloux et des grès du Taibi situés dans le secteur de la mine Casa-Berardi (feuillet 32E11) ont livré respectivement des âges de 2696 ± 1 Ma et de $2697,2 \pm 0,8$ Ma (Pilote *et al.*, 1999; David *et al.*, 2009). Plus à l'est, dans le secteur du lac Olga (32F10), un conglomérat du Taibi a fourni un âge maximal de sédimentation estimé à $2684,9 \pm 2,6$ Ma (Davis *et al.*, 2005).

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Ce chapitre est consacré à l'examen des différents éléments structuraux observés au cours des travaux de cartographie. Il présente quelques observations, remarques et interprétations sur la structure et la stratigraphie de la région et traite de l'influence de ces éléments sur son potentiel minéral.

Éléments structuraux par domaine

Les principaux éléments structuraux relevés dans la région ont été subdivisés en différents domaines et sous-domaines qui reprennent les divisions géologiques mentionnées plus tôt, soit le Domaine Nord et le Domaine Sud, lequel comprend notamment le Flanc Nord, le Flanc Sud et la Plaine Centrale. Nous ne discuterons pas ici du Camp Ouest en raison de la quantité insuffisante de données.

Domaine Nord

L'intensité de déformation dans ce secteur varie de modérée à très intense. Cette région correspond en fait à un vaste couloir de déformation bordé et traversé par de nombreuses zones de cisaillement longitudinales. La stratification S_0 est orientée E-W avec un pendage subvertical à abrupt vers le nord ou le sud. La schistosité régionale S_2 présente globalement une orientation E-W avec un pendage subvertical et une linéation d'étirement à plongement très abrupt (figure 11). Des clivages N-S et E-W sont relativement communs. Les failles et les zones de cisaillement sont orientées ENE et WNW. Dans le Groupe de Matagami, des dykes et des filons-couches ultramafiques montrent une orientation WSW avec un pendage abrupt vers le nord ou le sud.

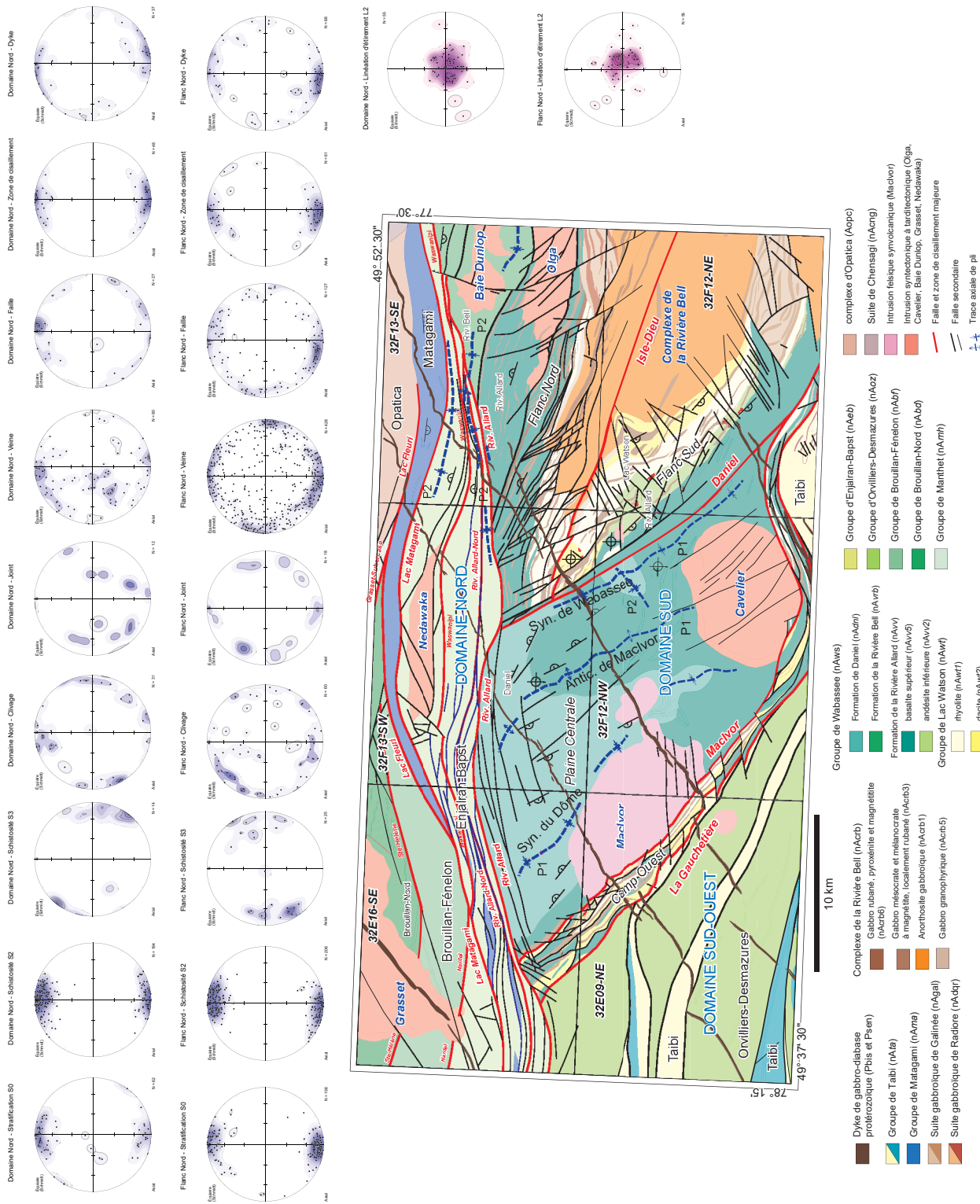


FIGURE II – Géologie simplifiée de la région de Matagami (Pilote *et al.*, 2011) avec les domaines et les axes de plis. Les stéréogrammes des principaux éléments structuraux du Flanc Nord et du Domaine Nord sont indiqués.

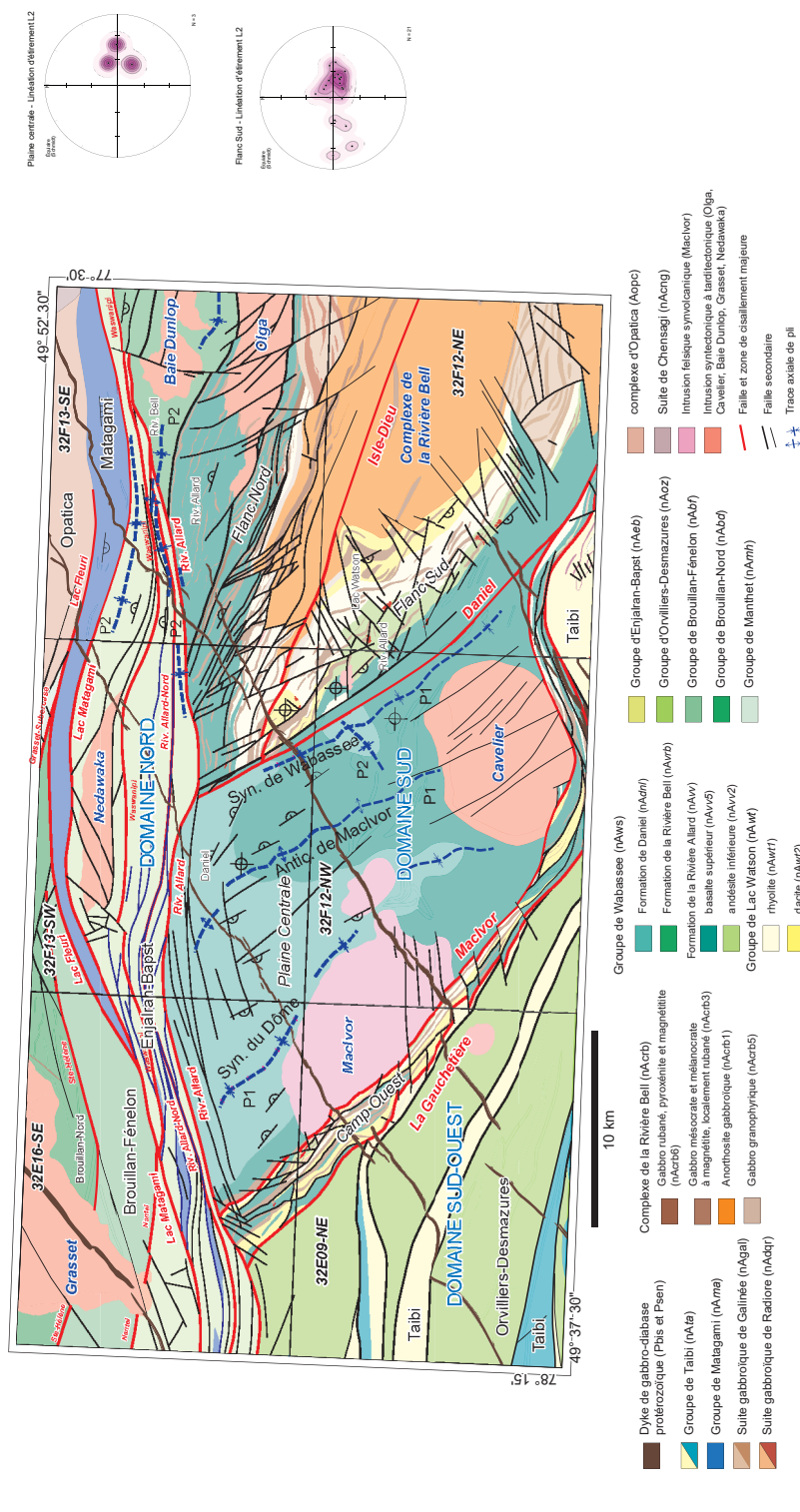
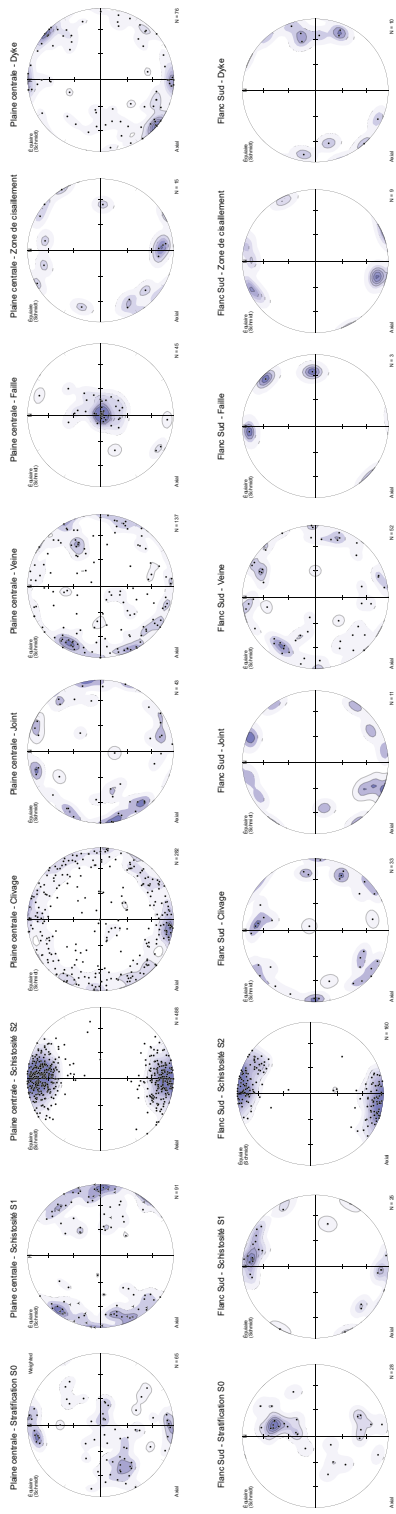


FIGURE 12 – Géologie simplifiée de la région de Matagami (Pilote *et al.*, 2011) avec les domaines et les axes de plis. Les stéréogrammes des principaux éléments structuraux du Flanc Sud et de la Plaine Centrale sont indiqués.

Domaine Sud

Flanc Sud

Ce sous-domaine présente une intensité de déformation qui varie de faible à localement modérée, ce dernier contexte étant surtout observé près des zones d'altération précoces associées aux minéralisations de SMV. La stratification S_0 montre une orientation générale SE avec un pendage modéré vers le SW et une polarité stratigraphique normale, une géométrie bien connue en raison des multiples opérations minières du secteur. Ces valeurs sont conformes au grain magnétique régional. La schistosité régionale S_2 est reconnue sur tous les affleurements, mais son intensité varie de faible à modérée, avec une orientation générale de 095° à 120° et un pendage subvertical ou abrupt vers le nord (figure 12). Le clivage S_1 , lorsque discernable, occupe une orientation comparable et forme une fabrique composite qui est confondue avec S_2 . La schistosité S_2 recoupe nettement la stratification. Des clivages tardifs orientés ESE, NE et NW d'intensité plus faible sont également observés. Les failles sont principalement orientées NE et plus localement NW. Les failles NE sont de faible extension et recouper la stratigraphie, tandis que les failles NW, plus importantes, sont plutôt de type longitudinal et peuvent être la cause de tronçatures importantes de la séquence stratigraphique, comme dans le cas de la Faille de Daniel (figure 4 et carte hors texte). Les linéations d'étirement L_2 , mesurées dans le plan de la schistosité régionale S_2 , montrent un plongement modéré vers l'est, comparable à l'orientation de celles observées sur le Flanc Nord. De rares mesures de L_2 montrent une direction ouest et un plongement faible à modéré.

Flanc Nord

L'intensité de déformation du Flanc Nord varie de modérée à intense. Les mesures de stratification S_0 sont communément orientées E-W à ESE, conforme au grain magnétique, avec un pendage général subvertical à abrupt vers le nord. Les polarités stratigraphiques sont généralement face au nord, sauf au nord du Pluton de la Baie Dunlop où elles sont orientées vers le sud. La schistosité régionale S_2 présente la même orientation. Des clivages orientés NE et NW recouper cette schistosité. Les failles et les zones de cisaillement principales montrent plusieurs directions : E-W à ESE, NW et localement NNE (figure 11). Les veines occupent pratiquement toutes les orientations possibles. Les dykes et les filons-couches gabbroïques sont orientés ESE, parallèlement aux failles et aux zones de cisaillement auxquelles ils sont associés. Les linéations d'étirement L_2 montrent un plongement abrupt principalement vers l'est. Ces linéations ont un effet profond sur la géométrie des corps de sulfures massifs du secteur qui présentent en effet un allongement parallèle à la linéation (figure 13). Un petit groupe de linéations apparemment associées à des zones de cisaillement tardives montrent un plongement faible (20° à 50°) vers le SE ou le NW.

Plaine Centrale

L'intensité de déformation de ce sous-domaine varie de très faible à faible. Les structures volcaniques y sont préservées d'une manière exceptionnelle. La stratification S_0 présente une direction générale NW-SE, avec des pendages faibles à modérés vers le NE ou le SW (figure 12). Les pendages sont plus abrupts près de la bordure nord, à proximité du contact avec le Domaine Nord et, particulièrement, de la Faille de la Rivière Allard. Le sous-domaine est affecté par trois plis ouverts NNW d'importance régionale : le Synclinal du Dôme, l'Anticlinal de MacIvor et le Synclinal de Wabasse. Un clivage S_1 , localement très serré à l'approche des charnières de plis P_1 , correspond aux plans axiaux de ces plis. L'orientation de ce clivage S_1 varie de NE à N-S. À noter que cette fabrique S_1 n'est pas associée à une linéation d'étirement. La schistosité régionale S_2 est observée principalement le long des bordures nord, ouest et est de la Plaine Centrale où elle plisse le clivage S_1 . Elle est en général peu exprimée au cœur de la Plaine Centrale.

Les failles, quoique d'orientations variées, montrent de façon caractéristique des pendages faibles, inférieurs à 45° . Les zones de cisaillement sont plutôt orientées ENE à localement NW. Les dykes semblent montrer les mêmes orientations générales que le clivage S_1 . Les linéations d'étirement L_2 , contenues dans la schistosité régionale S_2 , montrent un plongement modéré vers l'est. Les mesures de linéation sont rares, mais leurs orientations sont comparables à celles communément observées sur les flancs Nord et Sud.

Plissements

La Plaine Centrale montre une stratification à pendage faible, subhorizontale par endroits, qui est affectée par trois grands plis ouverts P_1 NNW-SSE qui répètent la séquence stratigraphique et qui sont associés à un clivage espacé S_1 . Ces plis, le Synclinal du Dôme, l'Anticlinal de MacIvor et le Synclinal de Wabasse, figurent parmi les structures les plus spectaculaires observées lors des travaux dans la région de Matagami (figures 4 et 12). Ils se traduisent par une stratification plissée en « accordéon » avec une surface enveloppante subhorizontale à légèrement inclinée vers le NW. La stratification S_0 montre des pendages faibles à modérés vers le NE ou le SW, avec une inclinaison générale de 20° à 30° vers le nord. Dans la partie centre est de la Plaine Centrale, le Synclinal de Wabasse est affecté par un pli P_2 d'orientation NE de faible amplitude, lequel s'atténue graduellement vers l'ouest (figures 2, 4 et 12).

La présence d'une éventuelle unité de roche volcanique felsique continue située sous la couverture du Wabasse dans la Plaine Centrale, entre le Flanc Sud et le Camp Ouest, semble peu probable. Si une telle unité felsique existait, elle devrait vraisemblablement se matérialiser sous la forme d'îlots ou de petits centres éruptifs entourés des laves mafiques du Wabasse.

D'autre part, on observe la présence de plis P_2 sur le Flanc Nord, dans le secteur du Pluton de la Baie Dunlop, où ils affectent les roches de la Formation de la Rivière Bell. Dans ce secteur, le plan axial d'un pli synclinal est interprété à l'ouest et au sud de l'intrusion. On en reconnaît aussi dans le Domaine Nord, dans le Groupe d'Enjalran-Bapst, où de courtes traces de plans axiaux sont bordées par des zones de cisaillement longitudinales importantes. Dans ce cas précis, ces plans axiaux pourraient être le résultat d'un vaste couloir de déformation représenté par le Domaine Nord lui-même. Ces plis sont d'ailleurs restreints aux bordures de ce couloir et ne représentent donc pas de grandes structures plissées d'envergure régionale. L'origine de l'aspect segmenté et déchiqueté du Domaine Nord pourrait être associée à une éventuelle collision entre les unités volcaniques et la Sous-province d'Opatca.

Anticlinal de Galinée

La nature de cette structure, reconnue par Sharpe (1968), soulève plusieurs questions. Elle représente en fait une crête anticlinale marquée par une cassure nette et un basculement différentiel du flanc nord du Complexe de la Rivière Bell (nAcrb), alors que son flanc sud présente un faible pendage (30° à 45°) incliné vers le SW. La déformation régionale serait peut-être à l'origine de la formation de cette crête anticlinale historiquement désignée comme l'Anticlinal de Galinée. Il n'est pas clair si une véritable structure anticlinale a existé à un moment donné, car aucune relation de charnière ou de fermeture régulière de pli n'a été observée à l'extrémité NW de l'axe de pli interprété. Piché (1991) propose que l'aspect déchiqueté du site qu'aurait dû occuper cette charnière est le résultat d'une rupture du plan axial du pli, cette rupture ayant été engendrée par le couloir de déformation du Lac Garon, avec comme conséquence plus large le démembrement général, la forte déformation et la segmentation de la plupart des unités volcaniques du Flanc Nord situées à proximité du nAcrb. La position la plus probable de l'axe de pli, ou de la faille qui jouerait un rôle comparable, correspond à la zone de cisaillement qui découpe le complexe en deux moitiés, soit la Zone de cisaillement d'Isle-Dieu.

Comme le proposent Piché *et al.* (1990), le Flanc Nord est affecté par plusieurs zones de cisaillement longitudinales importantes qui l'ont scindé en blocs structuraux distincts à l'intérieur d'un important couloir de déformation, le couloir de déformation du Lac Garon. L'un des effets les plus spectaculaires de ce système est de répéter la zone litée du Complexe de la Rivière Bell. Cette répétition est importante, car elle duplique l'unité litée minéralisée en magnétite-titane-vanadium (nAcrb6), lequel revêt un potentiel économique qui reste toutefois à préciser (Taner *et al.*, 1998a et 1998b; Chemam, 2010; Moar, 2012; Roudaut, 2013 et références citées; Polivchuk, 2017).

Sur le Flanc Nord, la déformation régionale a affecté les corps minéralisés en sulfures massifs qui sont maintenant

étirés parallèlement à la linéation d'étirement. C'est particulièrement le cas pour les gîtes de Norita, Norita Est, Garon Lake et Radiore (figure 13). L'attitude régulière de cette linéation à plongement modérée à abrupte vers l'est peut être employée de manière prédictive pour maximiser l'efficacité des campagnes de forage dans le secteur. Ainsi, le gisement de Norita (figure 13), décrit par Piché *et al.* (1990) comme l'exemple typique des minéralisations de SMV du Flanc Nord, a subi des modifications structurales qui ont affecté sa géométrie, notamment par une transposition et un aplatissement prononcés des zonations métalliques et de la cheminée d'altération dans la direction de la schistosité régionale et un allongement dans le sens de la linéation L_2 . Les modèles antérieurs suggérant que les gisements du Flanc Nord seraient de nature distale (MacGeehan, 1979; MacGeehan *et al.*, 1981) ne seraient donc pas valides. Ces gisements seraient plutôt de nature proximale, tout comme leurs équivalents du Flanc Sud, mais leurs géométries auraient été profondément modifiées en raison des nombreuses zones de cisaillement longitudinales associées au couloir de déformation du Lac Garon (Piché *et al.*, 1990).

Failles et zones de cisaillement

Les zones de cisaillement et les failles jouent des rôles très importants dans la région de Matagami, car elles marquent communément les contacts entre les grands ensembles lithologiques. Ainsi, le contact entre les domaines Sud et Nord est matérialisé par des zones de cisaillement majeures orientées E-W à WNW-ESE ainsi que par plusieurs autres accidents de même orientation, mais de moindre envergure. Ces zones de cisaillement présentent un mouvement général inverse senestre, le compartiment nord chevauchant le compartiment sud. Les linéations d'étirement développées dans les plans de schistosité plongent systématiquement de façon abrupte vers le NE. Les zones de cisaillement les plus importantes sont celles de la Rivière Allard et de la Rivière Allard-Nord (bordure sud du Domaine Nord), de la Rivière Waswanipi (au centre du Domaine Nord) et de Lac Matagami (bordure nord du Domaine Nord, en contact avec les roches sédimentaires du Groupe de Matagami). Ce réseau de zones de cisaillement, dont chacune peut montrer une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres, constitue la charpente du Domaine Nord. Il est probable que l'origine de ces structures résulte de la combinaison de plusieurs processus comprenant notamment la collision des sous-provinces de l'Abitibi et d'Opatca (Sawyer et Benn, 1993), cette dernière étant située à moins de 2 km au nord de la Zone de cisaillement de Lac Matagami, ainsi que de la collision/interaction entre plusieurs plutons, dont ceux de la Baie Dunlop, de Nedawaka et d'Olga.

La Faille de Daniel pourrait représenter la structure qui constitue la limite ultime du Flanc Sud vers l'ouest (Beaudry et Gaucher, 1986). La confirmation de cette hypothèse nécessiterait toutefois l'examen détaillé de plusieurs sections de forages.

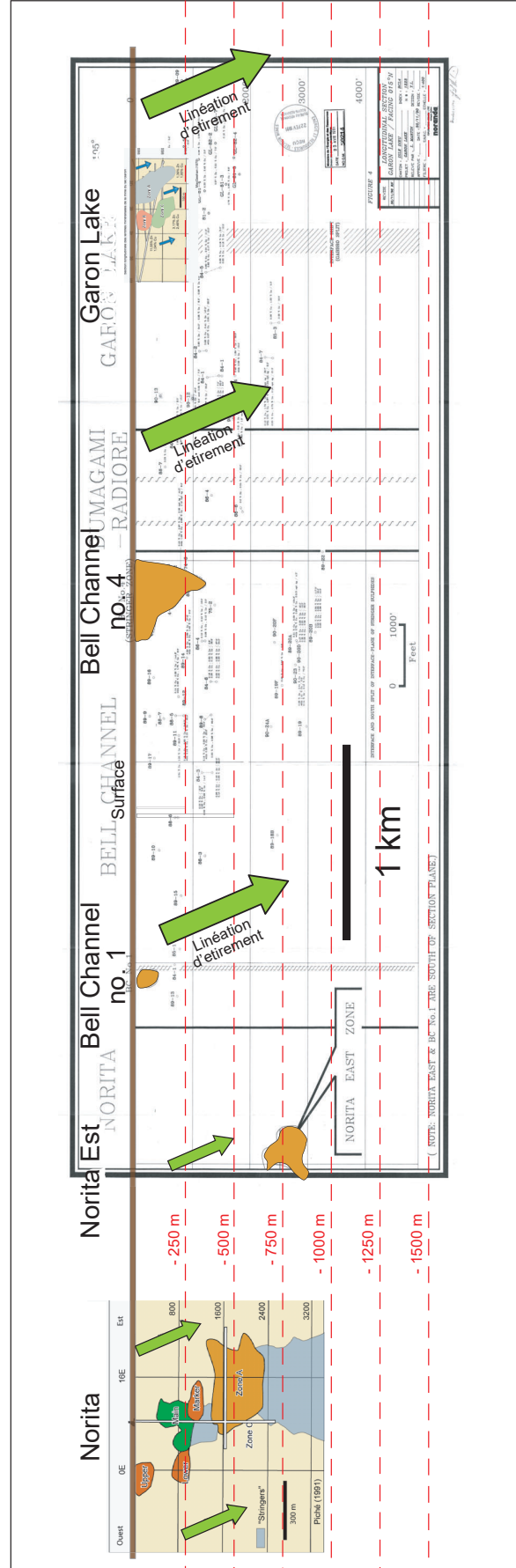


FIGURE 13 – Section longitudinale composite (regard vers le nord) des gîtes de SMV du Flanc Nord du camp minier de Matagami qui montre le plongement abrupt vers l’est des minéralisations parallèles à la liniéation d’étiement (flèches vertes). Les mines et les zones minéralisées présentées sont : Norita, Norita Est, Bell Channel no. 1; Bell Channel no 4 et Garon Lake. Cette section a été compilée à partir des travaux de MacGeehan (1979), Martin (1989), Piché (1991) et Pilote (2010). Le parallélisme observé entre le plongement de la liniéation d’étiement et l’axe long des zones minéralisées constitue un outil important pour prévoir l’orientation de ces zones en profondeur. Figure compilée et adaptée de Martin (1990).

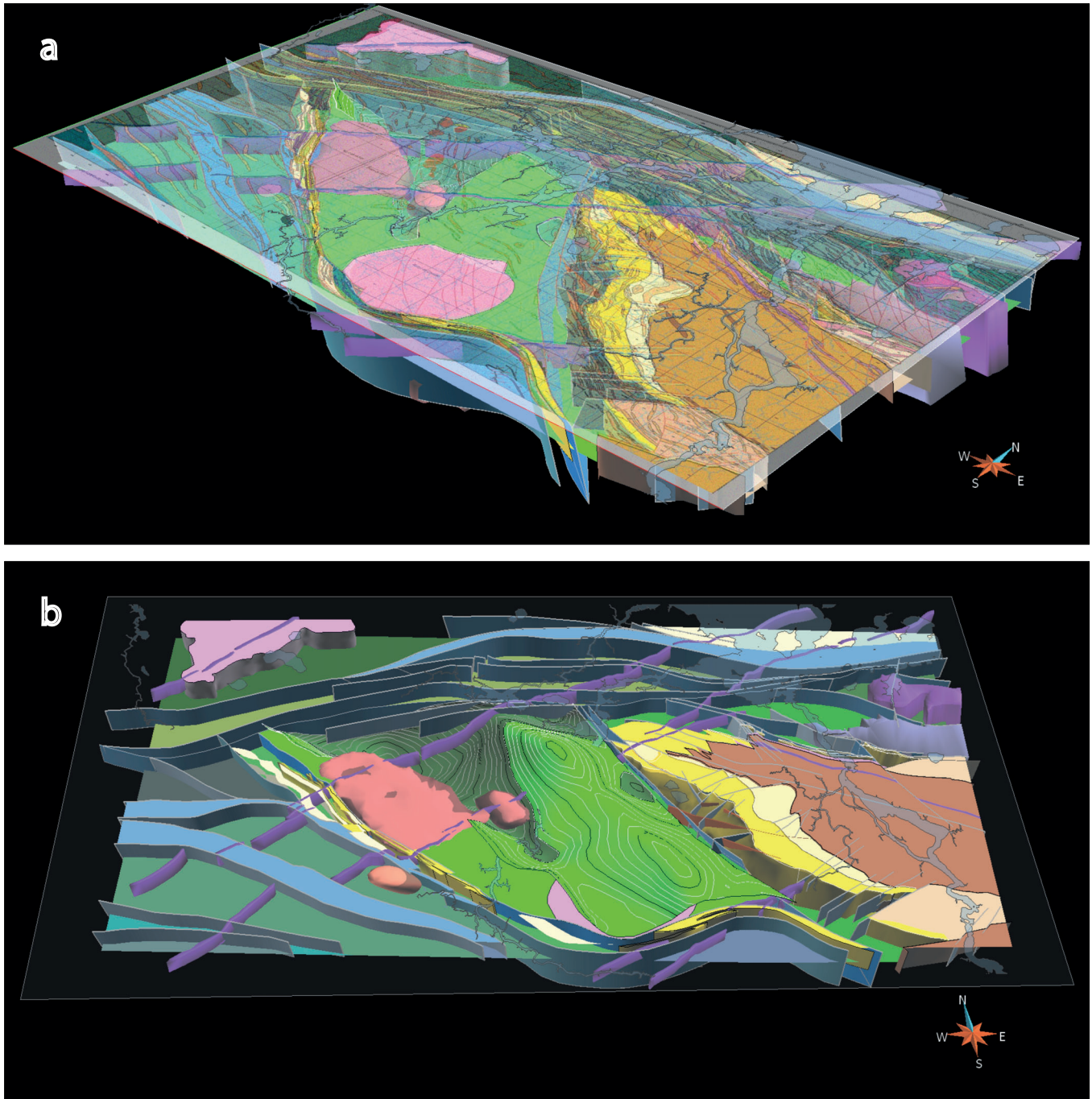


FIGURE 14 – Modélisation 3D du camp minier de Matagami réalisée par K. Williamson (Rabeau *et al.*, 2013). La géologie reprend les couleurs de la figure 3 avec les mêmes subdivisions en domaines et sous-domaines (Flanc Sud, Flanc Nord, Camp Ouest et Plaine Centrale). a) Vue en plongée vers le NW avec en surface la carte géologique de Pilote *et al.* (2011); b) Vue en plongée vers le nord avec les surfaces représentant les contacts géologiques et les failles.

À l'ouest et au sud du secteur cartographié, les zones de cisaillement de La Gauchetière et de MacIvor représentent des structures d'une grande importance régionale (figure 4 et carte hors texte). La Zone de cisaillement de MacIvor marque le contact entre le Camp Ouest et la Plaine Centrale, alors que la Zone de cisaillement de La Gauchetière constitue la frontière entre le Camp Ouest et les roches du Domaine Sud-Ouest, notamment le Groupe d'Orvilliers-Desmazures qui montre une stratification générale E-W. Ces deux structures, MacIvor et La Gauchetière, sont à pendage

vers le NE et montrent un mouvement inverse dextre, le compartiment NE chevauchant le compartiment SW.

Les orientations initiales des failles synvolcaniques (110° à 120° et 060° à 070°) du Flanc Sud peuvent être déduites de l'orientation systématique et répétitive des structures qui bordent les différents gisements de types SMV dans ce secteur (Piché, 1991; Lavallière, 1995). Le faible degré de déformation caractéristique de nombreux secteurs du Flanc Sud et de la Plaine Centrale, de même que le faible pendage de la stratification favorisent l'exploration dans ces secteurs,

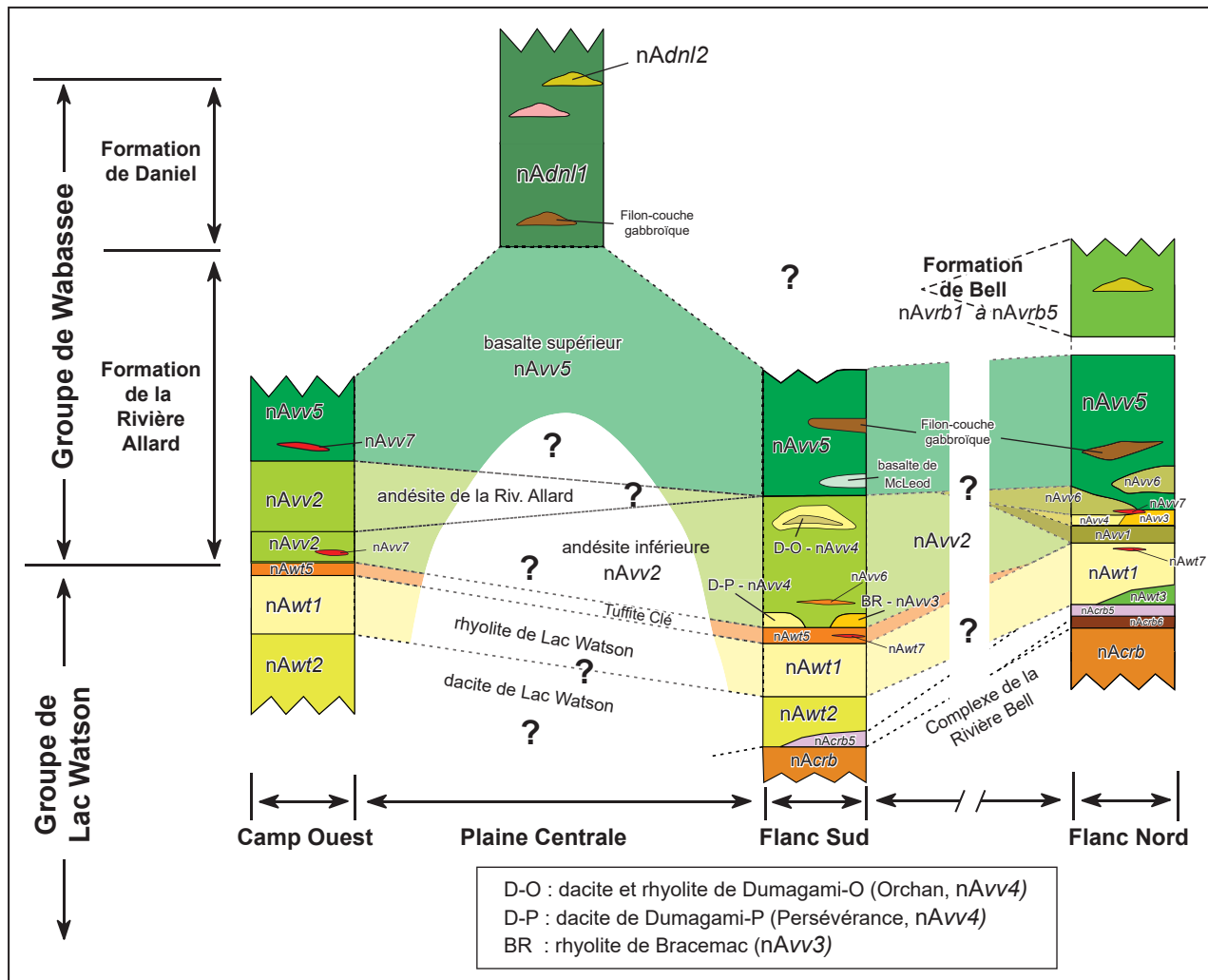


FIGURE 15 – Corrélations stratigraphiques proposées entre les quatre principaux secteurs constituant le Domaine Sud de la région de Matagami (modifiée de Debreil, 2014), avant déformation et plissement. La continuité du Groupe de Lac Watson entre le Flanc Sud et le Camp Ouest, au travers de la Plaine Centrale, demeure spéculative. Représentation non à l'échelle.

plus particulièrement dans le prolongement en profondeur des structures favorables connues et dans les secteurs où l'altération hydrothermale a été identifiée.

Couloir de déformation du Lac Garon

Selon Piché (1991), la région du Flanc Nord est affectée par le « couloir de déformation du Lac Garon », une structure WNW-ESE d'environ 4 km de large associée à des lithologies intensément foliées. Cette structure serait responsable du démembrement de l'empilement stratigraphique du Flanc Nord en de nombreux blocs structuraux qui se chevauchent. Les décalages des niveaux marqueurs combinés aux indicateurs cinématiques observés au sein de ces zones de cisaillement suggèrent un mouvement inverse senestre du nord vers le sud. La limite sud du couloir de déformation du Lac Garon est mal définie. Elle se situerait dans le tiers nord du Complexe de la Rivière Bell où peu d'informations sont disponibles (Piché, 1991) en l'absence d'affleurement et de forage. Ce couloir de déformation hétérogène a été

tracé sur plus de 40 km (Hocq, 1989; Lacroix *et al.*, 1990a et 1990b). Il est délimité au nord et au sud par des zones de cisaillement de direction WNW à NW. Malgré la présence de cette importante zone de déformation, la stratigraphie régionale peut être reconstruite et interprétée comme étant similaire à celle généralement reconnue sur le Flanc Sud.

Les travaux de cartographie ont permis de reconnaître plusieurs des zones de cisaillement identifiées par Piché (1991) sur le Flanc Nord. Cependant, ces structures ne semblent pas avoir des extensions importantes et paraissent plutôt occuper les mêmes orientations ou se joindre aux autres zones de cisaillement identifiées dans ce secteur. Bien que nous n'ayons pas conservé l'appellation « couloir de déformation du Lac Garon » dans ce rapport, la présence d'un couloir de déformation regroupant plusieurs zones de cisaillement d'extension limitée qui affectent les lithologies volcaniques sur quelques centaines de mètres au nord du Complexe de la Rivière Bell est manifeste.

Modèle 3D régional

Une première ébauche d'un modèle géologique 3D de la région de Matagami a été réalisée par Kenneth Williamson à l'automne 2011 (Williamson *et al.*, 2013; Rabeau, 2013). Les principales données utilisées dans ce modèle proviennent des campagnes de cartographie du Ministère, d'une sélection de forages réalisés par les compagnies minières dans la zone d'étude et de nombreuses données géoréférencées fournies par Xstrata Zinc/Glencore.

Au départ, la géométrie du Complexe de la Rivière Bell (nAcrb) a été modélisée en supposant qu'il s'agissait d'un volumineux filon-couche. Ses contacts nord et sud ont donc été considérés comme subparallèles à la stratification de l'empilement volcanique. Ainsi, la partie SW de l'intrusion modélisée pente modérément vers le SW, comme la stratification du Flanc Sud, avec un pendage qui s'accroît graduellement vers le SE. Le contact NE présente un fort pendage, tout comme les unités volcaniques du Flanc Nord. L'extrémité sud du nAcrb et son contact avec la séquence volcanique encaissante n'ont pas été modélisés en raison du manque de données.

D'autre part, la modélisation de la Plaine Centrale impliquait la création d'une surface présentant un schéma d'interférence en dômes et bassins tenant compte des mesures de stratification recueillies et validées lors des travaux de cartographie (pour la Formation de Daniel et la Formation de la Rivière Allard) et de l'interaction de deux générations de plis. Ce secteur est affecté par trois grands plis P₁ NNW repris par un pli P₂ de faible envergure (figures 14a et 14b). De l'ouest vers l'est, ces plis P₁ consistent en un synclinal centré sur le bassin de roches calco-alcalines de la Formation de Daniel (Synclinal du Dôme, sur le flanc est du Pluton de MacIvor), un anticlinal centré sur le Pluton de Cavalier (Anticlinal de MacIvor) et finalement un synclinal situé à l'ouest de la Faille de Daniel (Synclinal de Wabasse). Le résultat final (figure 14b) est une surface qui, bien que conceptuelle, représente une bonne approximation de la géométrie de la Plaine Centrale du camp minier de Matagami. L'orientation et la distribution des plans axiaux des plis P₂ ont été interprétées en utilisant les mesures de schistosité S₂ notées principalement sur le Flanc Nord et dans le Domaine Nord.

Cet exercice de modélisation 3D a permis de confirmer ou de préciser, entre autres, les points suivants :

- la présence de deux domaines structuraux distincts (Nord et Sud);
- les relations de recoupement entre les zones de cisaillement majeures et les failles, avec l'effet de la profondeur;
- la géométrie du contact supérieur du Complexe de la Rivière Bell;
- la géométrie de l'empilement volcanique dans la partie centrale du Domaine Sud, soit la Plaine Centrale.

STRATIGRAPHIE DES UNITÉS VOLCANO-SÉDIMENTAIRES ET INTRUSIVES DU DOMAINE SUD

Ce chapitre vise à décrire plus spécifiquement les diverses unités stratigraphiques du Domaine Sud. Les unités volcano-sédimentaires seront décrites des plus vieilles aux plus jeunes.

Groupe de Lac Watson (nAwt)

Le Groupe de Lac Watson (planches 2, 3, 4, 5, 6 et 7) constitue l'unité encaissante de la majeure partie des lentilles de sulfures massifs du camp minier de Matagami. Il comprend deux unités felsiques principales de nature informelle (Sharpe, 1968; Clark, 1983) : la dacite de Lac Watson (nAwt2) à la base et la rhyolite de Lac Watson au sommet (nAwt1; figures 3 et 15). La base du Lac Watson est recoupée par les phases sommitales tardives de composition granophyrique du Complexe de la Rivière Bell (nAcrb5). Il est probable que les unités volcaniques sous-jacentes aient été tronquées lors de la mise en place de cette intrusion.

Le Groupe de Lac Watson comprend les unités informelles suivantes dans la région d'étude :

- nAwt1 : rhyolite de Lac Watson, rhyolite localement porphyrique et sphérolitique, avec niveaux bréchiques et autoclastiques, d'affinité tholéiitique;
- nAwt2 : dacite de Lac Watson, dacite massive, lobée et bréchique d'affinité tholéiitique;
- nAwt3 : rhyolite et dacite massives, lobées et bréchiques d'affinité tholéiitique;
- nAwt5 : « tuffite clé », exhalite laminée et tuf chertoux d'origine volcanique;
- nAwt7 : sulfures semi-massifs à massifs associés à des volcanites felsiques. Cette unité comprend notamment les nombreuses lentilles minéralisées en sulfures massifs observées aux mines Persévérance (planche 7, photo 7.3), Mattagami Lake, Bracemac et autres. Ces gisements ne seront pas décrits davantage ici, puisqu'ils ont fait l'objet de nombreuses études de maîtrises et de doctorats (voir références mentionnées à la fin du rapport).

Dacite de Lac Watson (nAwt2)

La dacite de Lac Watson constitue la base de ce groupe; elle affleure sur les flancs Sud et Nord, ainsi que dans le Camp Ouest. Peu de forages coupent cette unité, mais elle est bien exposée en surface. Son épaisseur est d'environ 500 m dans le secteur de la mine Mattagami Lake et dépasse les 1000 m dans le secteur de la mine Bracemac. Cette dacite est constituée de coulées de lave massives ou lobées de plusieurs mètres d'épaisseur, amygdalaires et à grain fin qui montrent communément des joints colonnaires. Ces coulées sont séparées les unes des autres par des brèches hyaloclastiques.

Ces caractéristiques suggèrent une mise en place sous-marine. L'ensemble de la dacite de Lac Watson est affecté par une altération subconcordante d'envergure régionale caractérisée par un lessivage presque complet du Na et du Ca et par un enrichissement en Si, Fe et Mg (Piché, 1991; Lavallière, 1995; Debreil, 2014) à proximité des gisements de type SMV.

Rhyolite de Lac Watson (nAwt1)

La rhyolite de Lac Watson ($2724,5 \pm 1,8$ Ma, Mortensen, 1993; $2725,9 \pm 0,8$ Ma, Ross *et al.*, 2014) est exposée partout sur le Flanc Sud (planches 2, 3, 4, 5 et 6) et ponctuellement sur le Flanc Nord, par exemple à la mine Norita (Piché, 1991). Sur le Flanc Sud, cette rhyolite repose sur la dacite de Watson (nAwt2). Cette unité est communément sphérolitique et porphyrique à phénocristaux de quartz et de plagioclase (Sharpe, 1968). L'épaisseur moyenne de la rhyolite de Lac Watson varie de 900 à 1400 m sur le Flanc Sud. Les faciès volcaniques démontrent que cette unité s'est mise en place dans un environnement sous-marin (Sharpe, 1968; Piché, 1991). Selon Piché (1991), le tiers inférieur de cette rhyolite est principalement constitué de brèches monomictes à fragments lithiques anguleux de 1 à 20 cm de diamètre associées à de rares lobes de lave massive fortement fracturée. Dans le tiers médian, la proportion de lobes augmente graduellement par rapport à celle des brèches. Dans cette partie, ces dernières sont plutôt de nature hyaloclastique et s'interdigitent latéralement avec les lobes de lave massive dont le diamètre varie de 1 à 10 m. Le tiers supérieur de l'unité est constitué de coulées massives de 30 à 100 m d'épaisseur, séparées par des niveaux de matériel hyaloclastique d'une épaisseur inférieure au mètre. Les faciès bréchiques de la partie inférieure de la rhyolite de Lac Watson sont généralement affectés par une altération semblable à celle de l'unité de dacite sous-jacente.

Dans le secteur de la mine Bracemac-McLeod, la roche est à grain fin, amygdalaire et porphyrique à quartz. Avec une épaisseur d'au moins 250 m, les faciès volcaniques dans ce secteur comprennent des coulées massives et des brèches caractérisées par des structures d'écoulement laminaire (Adair *et al.*, 2009; Genna, 2015; Genna et Gaboury, 2015).

Deux unités rhyolitiques ont été reconnues dans le Camp Ouest près des indices PD2-91-21 et Caber. Ces roches présentent une signature géochimique semblable à celle de la rhyolite de Lac Watson (Masson, 2000) et des âges U-Pb comparables de $2723,4 \pm 0,7$ Ma et de $2725,9 \pm 1,2$ Ma respectivement (Ross *et al.*, 2014). Ces unités ont donc été assignées à l'unité nAwt1 du Groupe de Lac Watson.

Dans le secteur de la mine Norita, sur le Flanc Nord, Piché (1991) identifie sous le nom de « Rhyolite de Norita » une unité rhyolitique d'une épaisseur d'environ 50 à 150 m. Nous associons cette rhyolite à l'unité nAwt1. Les principaux faciès volcaniques de cette unité sont similaires à ceux observés sur le Flanc Sud (Piché, 1991). Selon Piché (1991), cette unité est apparemment localisée au-dessus de

laves mafiques à intermédiaires, qui s'avèrent en fait être des volcanoclastites felsiques fortement altérées et chloritisées (unité nAwt3). L'intensité de la déformation régionale est élevée, ce qui a eu pour effet de subparalléliser la racine du gisement de Norita (zone à filonnets) à la trajectoire de la schistosité principale (Piché *et al.*, 1993).

Dans une perspective historique, les travaux antérieurs portant sur les minéralisations du Flanc Nord avaient permis de définir trois ou quatre unités rhyolitiques distinctes associées à des lentilles de SMV : la « rhyolite de Norita » mentionnée précédemment, la « rhyolite de Bell Channel », la « rhyolite de Lac Garon » (MacGeehan, 1978; Bonnavia et MacLean, 1986) et la « rhyolite de Radiore » (Bonnavia et MacLean, 1986). Les auteurs de ces travaux considéraient originalement que le Flanc Nord comprenait plusieurs séquences rhyolitiques distinctes. Cependant, Piché (1991) a démontré que ce secteur était plutôt constitué d'une série de blocs structuraux caractérisés par la répétition et/ou la troncature des mêmes unités volcaniques créée à la faveur d'une importante zone de déformation. Nous reprenons ce concept et nous assignons les lithologies rhyolitiques des mines Norita et Radiore à l'unité nAwt1, tandis que les rhyolites des mines Bell Channel et Garon Lake seraient associées à la Formation de la Rivière Allard du Groupe de Wabasse (unité nAvv3, volcanites felsiques de type « Dumagami »). L'unité nAvv3 (une rhyolite porphyrique) accompagne communément l'unité nAvv4 et est, dans certains cas, combinée à celle-ci. L'unité nAvv3 montre une puissance variant de 200 à 300 m, tandis que l'épaisseur de l'unité nAvv4 se situe entre 50 et 100 m. Les unités nAwt1 et nAvv3 constituent les épontes inférieures de la plupart des minéralisations de type SMV du Flanc Nord. L'absence de niveau marqueur comme la tuffite clé sur le Flanc Nord contribue malheureusement à compliquer la compréhension du schéma stratigraphique régional.

Exhalite laminée (« tuffite clé ») (nAwt5)

La tuffite clé constitue l'unité sommitale du Groupe de Lac Watson (planche 7, photos 7.1 et 7.2). Cette unité d'exhalite litée représente un niveau marqueur et minéralisé de quelques centimètres à plusieurs mètres d'épaisseur. Elle est formée de trois composantes principales présentes en proportion variable : volcanoclastique, exhalative et d'altération hydrothermale (Davidson, 1977; Liaghat et MacLean, 1992; Genna *et al.* 2014b).

La tuffite clé est reconnue partout sur le Flanc Sud et est associée spatialement à la plupart des gisements de SMV du camp minier (Sharpe, 1968; Davidson, 1977). Cependant, des études montrent que certains gîtes coupent la tuffite clé (p. ex. le gisement d'Isle-Dieu; Tanguay *et al.*, 1990; Lavallière, 1995). Sur le Flanc Nord, la tuffite clé n'a pu être identifiée de façon certaine (Bonnavia et MacLean, 1986), bien que le gisement de Norita, par exemple, occupe une position stratigraphique comparable à celle des gisements du Flanc Sud, soit au sommet du Groupe de Lac Watson

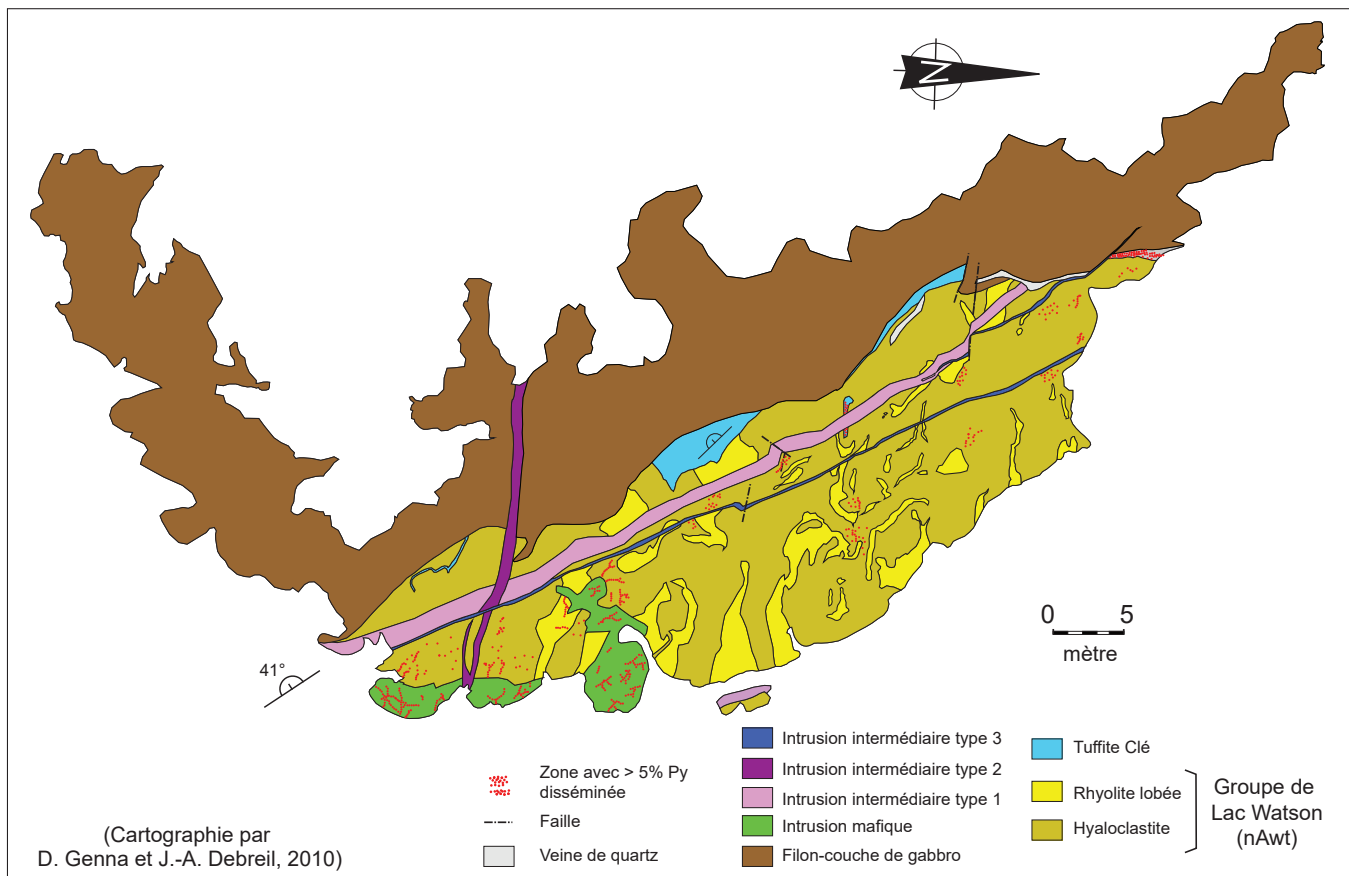


FIGURE 16 – Cartographie détaillée de l’affleurement 2011-JA-510 (feuille 32F13-SE) exposant la tuffite clé (Debreil et Genna, 2010; présentée dans Debreil, 2014). Cet affleurement est localisé en bordure sud de la route menant à l’aéroport de Matagami. La stratification est inclinée à 41° vers le SW avec une polarité normale vers le SW. La tuffite clé est tronquée par un filon-couche gabbroïque qui s’est mis en place préférentiellement le long de ce contact, avec pour effet de gonfler la séquence stratigraphique. Les intrusions intermédiaires observées sont numérotées de la plus vieille (1) à la plus jeune (3).

(Piché, 1991). Dans le Camp Ouest, une unité rhyolitique qui partage la même signature géochimique que la rhyolite de Lac Watson est surmontée par un niveau exhalatif (observé en forage) qui pourrait être assimilé à la tuffite clé (Masson 2000; Buissière et Théberge, 2006).

Un bel exemple d’affleurement exposant la tuffite clé a été cartographié par Genna et Debreil en 2010 (illustré dans Debreil, 2014) en bordure sud de la route menant à l’aéroport de Matagami (figures 16 et 17; planche 7, photos 7.1 et 7.2). Un filon-couche de gabbro s’est préférentiellement mis en place le long du contact supérieur de la tuffite et la coupe en plusieurs endroits.

Groupe de Wabassée (nAws)

Le Groupe de Wabassée surmonte le Groupe de Lac Watson. À l’échelle régionale, il a été historiquement subdivisé en trois unités informelles : les volcanites de la rivière Allard sur le Flanc Nord (Beaudry et Gaucher, 1986; Piché, 1991), l’unité de la rivière Véreact sur le Flanc Sud et les volcanites de la rivière Bell sur les flancs Nord et Sud (Sharpe, 1968; Beaudry et Gaucher, 1986; Piché, 1991; Goutier, 2005). À la suite de nos travaux, nous proposons de diviser le Groupe de Wabassée en trois unités formelles : la Formation de la Rivière Allard (sur les flancs Nord et Sud et la Plaine Cen-

trale, nAvv), la Formation de la Rivière Bell (sur les flancs Nord et Sud, nAvrb) et la Formation de Daniel (dans la Plaine Centrale, nAdnl).

Le Groupe de Wabassée renferme principalement des laves mafiques à intermédiaires, mais quelques niveaux de roches volcaniques felsiques sont observées localement au sein de la Formation de la Rivière Allard et dans la Formation de Daniel. Le Wabassée possède une épaisseur apparente de 1,8 à près de 5 km (Costa *et al.*, 1983; nos travaux).

Formation de la Rivière Allard (nAvv)

La Formation de la Rivière Allard constitue la base du Groupe de Wabassée sur les flancs Nord et Sud et dans la Plaine Centrale. Elle surmonte les unités felsiques et exhalatives du Groupe de Lac Watson. Ces roches mafiques à intermédiaires incluent des brèches hyaloclastiques interstratifiées avec des laves massives et coussinées pouvant contenir de 0 à 20 % d’amygdales sphériques (Beaudry et Gaucher, 1986). Il s’agit de basaltes et d’andésites caractérisés par des affinités magmatiques variant de tholéitique à transitionnelle (Beaudry et Gaucher, 1986). L’épaisseur totale apparente de cette formation varie de 1500 m à plus de 3000 m.

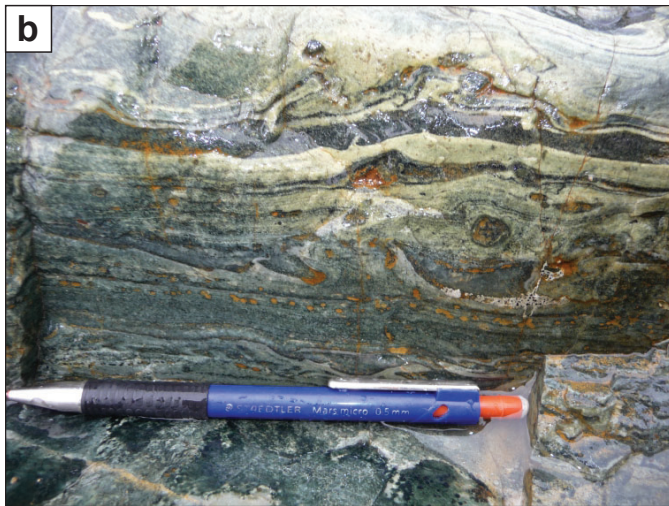


FIGURE 17 – Photos de l’affleurement de la tuffite clé illustré à la figure 12 (affleurement 2011-JA-510, feuillet 32F13-SE) : a) Vue avec regard vers le NNW du contact entre la rhyolite de Lac Watson et la tuffite clé. Cet affleurement est situé au SE de l’ancienne mine Persévérance. Un filon-couche de gabbro s’est injecté directement le long du contact de la tuffite (surface avec plaquage orangé). Ce contact est localement cisaillé. Des sulfures sont présents par endroits dans les zones cisaillées. Notez le faible pendage de la stratification (10° à 40° vers le SW), la polarité est normale vers le haut. b) La tuffite clé se compose des lits chertueux millimétriques contenant des sulfures disséminés. c) Vue en coupe de la tuffite clé qui forme localement une enclave dans la rhyolite de Lac Watson.

La Formation de la Rivière Allard comprend les unités informelles suivantes :

- nAvv1 : basalte central, généralement porphyrique, d'affinité tholéiitique;
- nAvv2 : andésite-andésite basaltique « inférieure », localement amygdalaire, d'affinité transitionnelle;
- nAvv3 : rhyolite porphyrique (incluant la rhyolite de Bracemac);
- nAvv4 : rhyolite et dacite massives à bréchiques (incluant la dacite et la rhyolite de Dumagami);
- nAvv5 : basalte-basalte andésitique « supérieur », localement amygdalaire, d'affinité tholéiitique;
- nAvv6 : tuf de composition felsique à intermédiaire, à cristaux, à lapillis et/ou à blocs, localement pyriteux ou avec chert (incluant le tuf de New Hosco);
- nAvv7 : sulfures semi-massifs à massifs associés à des volcanites felsiques.

Basalte central (nAvv1)

Cette unité se trouve uniquement sur le Flanc Nord (figure 15). Le « basalte central » est généralement porphyrique et d'affinité tholéiitique. Les coulées, d'une épaisseur de 7 à 10 m, montrent les faciès massifs, coussinés et bréchiques. Le degré de déformation est élevé.

Andésite-andésite basaltique « inférieure » (nAvv2)

Cette unité forme communément la base de la Formation de la Rivière Allard et du Groupe de Wabasse sur le Flanc Sud et dans le Camp Ouest (figure 15). Elle est localement amygdalaire et d'affinité transitionnelle. Les coulées, d'une épaisseur de 6 à 12 m, montrent les faciès massifs, coussinés et bréchiques. Les bordures des coussins sont typiquement plus épaisses (de 4 à 10 cm) que dans le cas des coulées basaltiques. Genna *et al.* (2014a) proposent que cette unité, en raison de certaines similitudes géochimiques, pourrait possiblement constituer un équivalent effusif de la tuffite clé. Le niveau de déformation observé varie de généralement faible à modéré.

Ces lithologies affleurent mal et ont principalement été reconnues en forage sur le Flanc Sud, notamment dans les secteurs des mines Bracemac-McLeod et Orchan. Nos travaux n'ont pas permis de reconnaître leur présence sur le Flanc Nord. L'andésite inférieure est généralement surmontée d'une tuffite (unité nAvv6) sur le Flanc Sud, cette dernière représentant une pause durant le volcanisme effusif. Cette pause est significative, car elle correspond à la position stratigraphique de certains gisements comme celui de Bracemac-McLeod. Le manque d'affleurements dans la partie sud de la Plaine Centrale ne permet pas de confirmer la présence de l'andésite inférieure dans ce secteur.

Rhyolite porphyrique (incluant la rhyolite de Bracemac) (nAvv3)

L'unité désignée comme la rhyolite de Bracemac a été intersectée en forage dans le secteur de la mine Bracemac-McLeod, dans la partie SE du Flanc Sud. Cette lithologie constitue la base du Groupe de Wabasse dans ce secteur et recouvre la tuffite clé ainsi que les minéralisations de SMV associées. Cette rhyolite n'affleure pas et n'est donc pas représentée sur les cartes géologiques antérieures. Son épaisseur varie de 25 m à 60 m (Adair *et al.*, 2009). Il s'agit d'une rhyolite communément porphyrique et amygdalaire à grain fin, généralement massive, montrant des structures d'écoulement laminaire et quelques niveaux bréchiques (Adair *et al.*, 2009). Cette rhyolite est surmontée d'un petit niveau de tuffite non cartographiable d'une épaisseur inférieure à 1 m, la tuffite de Bracemac. Des unités rhyolitiques massives et bréchiques comparables (tufs à blocs et à lapillis) sont également observées sur le Flanc Nord, au sud de la mine Garon Lake (planche 7, photos 7.4, 7.5 et 7.6).

Dacite et rhyolite de Dumagami (nAvv4)

Dans la portion centrale du Flanc Sud (carte hors texte), dans le secteur de la mine Orchan, le Groupe de Wabasse contient une unité felsique désignée sous le nom de « dacite et rhyolite de Dumagami » (nAvv4). Cette unité n'affleurant pas, les descriptions qui suivent proviennent d'observations en forage ou sous terre. Elle est constituée de laves massives à lobées avec quelques niveaux de hyaloclastites (Sharpe, 1968; Costa, 1980; Piché, 1991).

L'appellation « dacite et rhyolite de Dumagami » tire son origine de la compagnie Dumagami Mines qui a réalisé plusieurs travaux d'exploration dans le secteur de la mine Orchan dans les années 1960. Ce terme, employé pour la première fois à la mine Orchan, d'où le nom historique de « dacite et rhyolite de Dumagami-O », a été utilisé pour désigner cette unité particulière. Cette nomenclature a été appliquée ensuite par les géologues de la compagnie Noranda/Xstrata Zinc/Glencore pour désigner les rhyolites qui surmontent la tuffite clé reconnues dans les secteurs des mines Norita (Flanc Nord) et Persévérance.

Dans le secteur de la mine Persévérance plus particulièrement, une unité dacitique (nAvv4; carte hors texte; MacGeehan, 1978) surmonte directement la tuffite clé et les trois principales lentilles de sulfures massifs (figures 3 et 15). Cette unité, désignée historiquement comme la « dacite et la rhyolite de Dumagami-P », forme la base de la Formation de la Rivière Allard dans la portion septentrionale du Flanc Sud (Pierre, 2014; Pierre *et al.*, 2016). Son épaisseur est difficile à estimer, le sommet de l'unité étant érodé (Arnold, 2006). La dacite de Dumagami à Persévérance est décrite comme une lave massive caractérisée par d'abondants sphérolites (1 à 5 mm) pouvant localement constituer jusqu'à 90 % de la roche. La matrice des faciès bréchiques est modérément à fortement chloritisée et montre une silicification importante (Arnold, 2006).

Basalte-basalte andésitique « supérieur » (nAvv5)

Cette unité consiste en des coulées de basalte à basalte andésitique aphanitique de couleur vert foncé, généralement porphyrique à plagioclase, variolaire et amygdalaire par endroits et d'affinité tholéitique. Ces coulées d'une épaisseur moyenne de 7 à 12 m présentent les faciès massifs, coussinés et bréchiques (planche 8, photos 8.1 à 8.6; planche 9, photos 9.1 à 9.3). La vésicularité est localement importante, entre 4 % et 7 %; la taille moyenne des amygdales se situe entre 2 et 5 mm. Le « basalte de McLeod » (secteur de la mine Bracemac-McLeod, voir le chapitre 6 sur la géochimie) fait partie de cette unité.

Tuf de New Hosco (nAvv6)

Cette unité est constituée de tuf de composition felsique à intermédiaire, à cristaux, à lapillis et/ou à blocs, localement pyriteux ou cherteux (planche 9, photo 9.4). Elle n'est présente que dans la partie ouest du Flanc Nord (carte hors texte) où elle constitue l'unité encaissante du gisement de New Hosco. L'épaisseur maximale de cette unité de tuf felsique à andésitique est de 100 m (Martin et Lavoie, 1990; Piché, 1991). Dans certains forages, des niveaux rhyolitiques sont interstratifiés avec les roches fragmentaires (Sharpe, 1968). D'après Piché (1991), le tuf de New Hosco est constitué de « coulées pyroclastiques amalgamées composées surtout de ponces grossières dont la texture et la granulométrie sont homogènes de la base au sommet ». Toujours selon cet auteur, « le tuf est composé de ponces de forme trapue et anguleuse, de 0,5 à 3 centimètres de diamètre, avec environ 10 % de fragments lithiques anguleux de basalte microlitique. Les ponces sont composées de matériel juvénile (soit du verre aphyrique, fortement amygdalaire) maintenant remplacé par de la chlorite ». Entre les lits de tuf à lapillis, on note de minces niveaux de tuf lité siliceux (Martin et Lavoie, 1990). Une compilation des données géochimiques de Xstrata Zinc/Glencore et du Ministère provenant de cette unité montre des rapports Zr/Y élevés, entre 5 et 13 (Ross *et al.*, 2012 et 2013), alors que les volcanites effusives encaissantes présentent des caractéristiques géochimiques différentes. La source du tuf de New Hosco ne serait donc pas locale. À noter que cette unité est la seule connue à ce jour dans la région contenant des roches d'origine pyroclastique au sens strict (Piché, 1991).

Sulfures semi-massifs à massifs (nAvv7)

Cette unité regroupe les lentilles sulfurées minéralisées en sphalérite, chalcopryrite et pyrite trouvées aux mines New Hosco et Garon Lake (Sharpe, 1968; MacGeehan *et al.*, 1981; Piché, 1991), toutes deux situées sur le Flanc Nord (carte hors texte).

Formation de la Rivière Bell (nAvrb)

Cette unité recouvre les roches de la Formation de la Rivière Allard dans la partie NE du Flanc Nord (carte hors texte). Elle renferme des roches volcaniques basaltiques à andésitiques massives, coussinées et bréchiques (Beaudry et Gaucher, 1986) d'affinité tholéitique (Piché, 1991). La présence de cette formation a aussi été interprétée du côté sud du Complexe de la Rivière Bell, à l'extérieur de la région d'étude, dans la moitié sud du feuillet 32F12 (Beaudry et Gaucher, 1986; Goutier, 2005).

La Formation de la Rivière Bell comprend les unités informelles suivantes :

- nAvrb1 : basalte, andésite, basalte amphibolitisé et basalte schisteux;
- nAvrb3 : tufs à cristaux, à lapillis et/ou à blocs de composition felsique à intermédiaire;
- nAvrb4 : rhyolite et dacite massives à bréchiques;
- nAvrb5 : volcanoclastites felsiques à intermédiaires.

Cette formation est délimitée au sud par la Zone de cisaillement de la Baie Dunlop et au nord par la Zone de cisaillement de la Rivière Waswanipi. L'épaisseur des roches volcaniques peut être estimée en soustrayant l'effet d'épaississement du Pluton de la Baie Dunlop. En assumant un pendage des couches d'environ 80°, cette épaisseur serait d'environ 2 km.

Basalte, andésite, basalte amphibolitisé et basalte schisteux (nAvrb1)

Cette unité, constituée de basalte et d'andésite, représente l'ensemble lithologique le plus abondant (carte hors texte). Les basaltes sont typiquement de couleur vert foncé. Les andésites vert pâle sont plus particulièrement rencontrées au nord et au sud du Pluton de la Baie Dunlop. Ces coulées montrent des épaisseurs variant de 7 à 10 m et présentent communément les faciès massifs, coussinés et bréchiques.

Tufs à cristaux, à lapillis et/ou à blocs de composition felsique à intermédiaire (nAvrb3)

Cette unité de tufs rubanés à lapillis et/ou à blocs se situe à l'ouest et au sud du Pluton de la Baie Dunlop (carte hors texte). Ces niveaux sont d'épaisseur métrique (2 à 10 m) et de faible extension latérale (de 10 à 50 m).

Rhyolite et dacite massives à bréchiques (nAvrb4)

Cette unité, constituée de volcanites felsiques massives à bréchiques, se trouve uniquement au NW du Pluton de la Baie Dunlop (carte hors texte). Ces unités sont reprises des travaux de Sharpe (1968) et de Beaudry et Gaucher (1986).

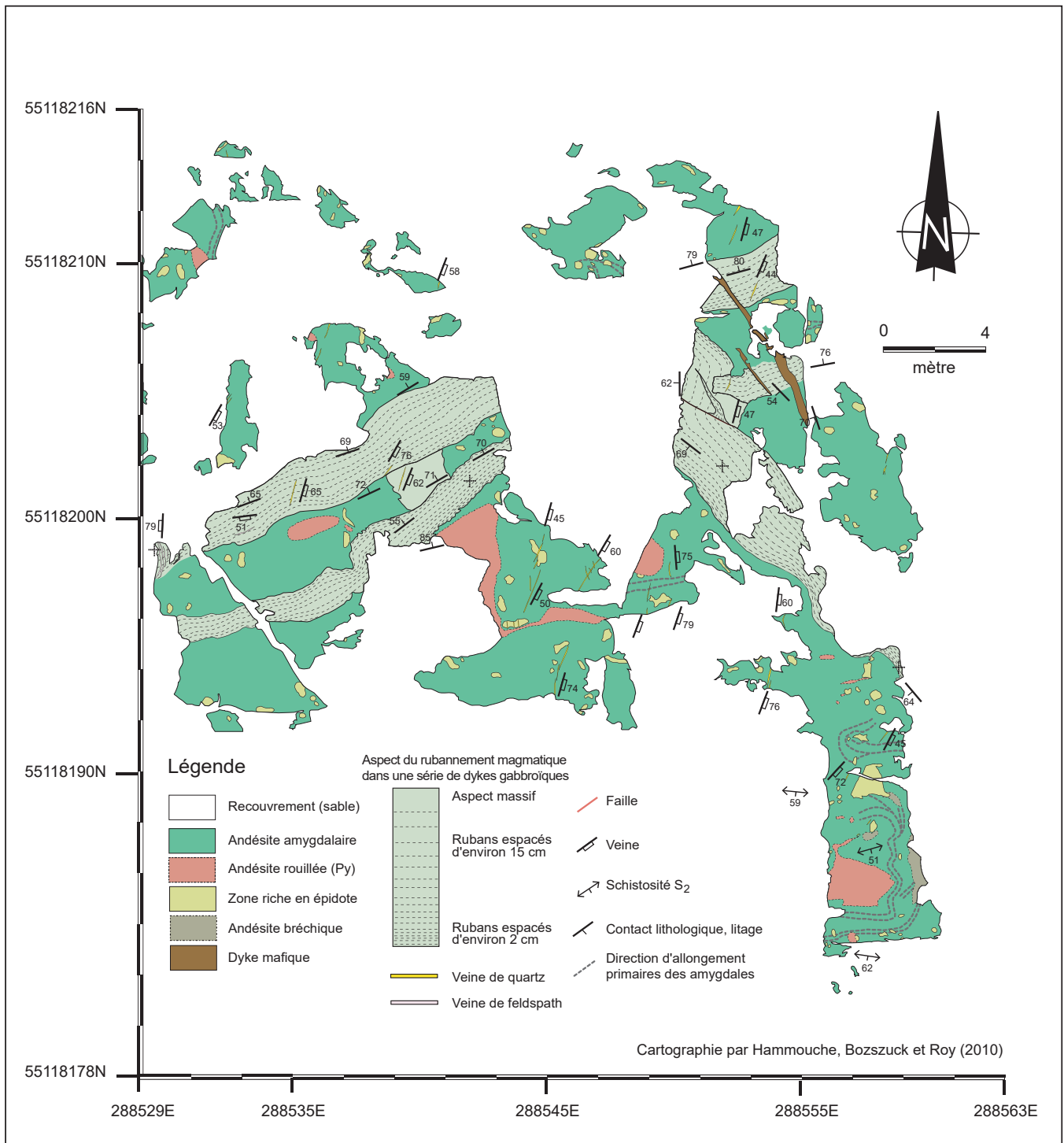


FIGURE 18 – Cartographie détaillée d’une séquence de coulées andésitiques coussinées (affleurement 2008-PR-95 et 2011-PP-27, feuillet 32F13-SE) représentative de la Formation de Daniel (nAdnl1). La stratification est subhorizontale à légèrement inclinée vers l’ouest. Noter le rubanement magmatique (« flow banding ») développé à l’intérieur des dykes mafiques. La schistosité S₂ est quasi imperceptible. Coordonnées en UTM NAD 83. Cartographie modifiée de Hammouche *et al.* (2010).

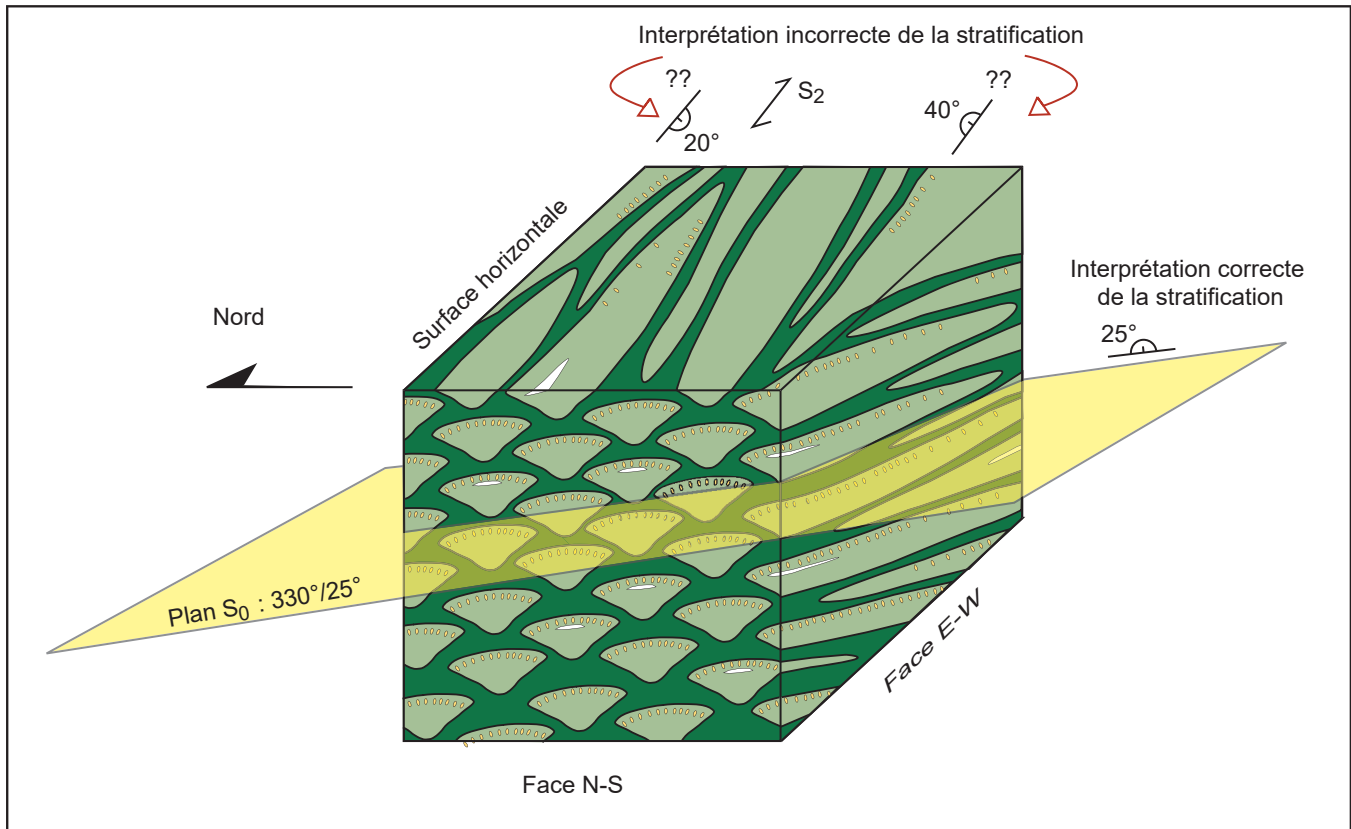


FIGURE 19 – Bloc-diagramme illustrant une coulée basaltique coussinée subhorizontale. Dans les secteurs où la stratification présente une attitude subhorizontale, par exemple dans la Plaine Centrale, il est essentiel de choisir les faces rocheuses verticales pour déterminer avec confiance sa direction et son pendage. La forme générale des coussins est employée comme principal critère de polarité, mais les chambres de quartz et la vésicularité plus importante dans la partie supérieure de ceux-ci contribuent à valider cette interprétation. Noter comment une observation sur une face horizontale peut entraîner une interprétation erronée.

Volcanoclastites felsiques à intermédiaires (nAvrb5)

Ces minces lentilles de matériel volcanoclastique non trié, d'aspect massif, sont observées uniquement à l'extrémité ouest et au sud-est du Pluton de la Baie Dunlop. Elles sont compilées à partir des travaux de Sharpe (1968) et de Beaudry et Gaucher (1986).

Formation de Daniel (nouvelle unité; nAdnl)

La Formation de Daniel, située dans la Plaine Centrale, est une nouvelle unité lithostratigraphique définie à la suite de nos travaux. Elle se distingue des roches des unités sous-jacentes du Groupe de Wabasse (unité nAvv5 de la Formation de la Rivière Allard) par sa géochimie (chapitre 6), son âge (chapitre 7) et sa position stratigraphique. Elle est composée principalement de basaltes transitionnels surmontés d'andésites et de basaltes d'affinité calco-alcaline (nAdnl1; planches 10, photos 10.1 à 10.4; planche 12, photos 12.5 et 12.6; planche 13, photos 13.1 à 13.6). Des unités mineures de rhyolite et de dacite porphyriques (nAdnl2) transitionnelles et calco-alcalines sont également présentes. Le nombre restreint d'analyses disponibles pour cette formation et leur répartition géographique inégale ne nous ont pas permis de subdiviser les roches volcaniques mafiques de la Formation de Daniel en unités distinctes et cartographiables ou de déterminer avec précision leur position

stratigraphique. C'est pourquoi toutes les roches mafiques et intermédiaires, sans égard à leur signature géochimique, ont été regroupées à l'intérieur de l'unité informelle nAdnl1. De même, les unités lenticulaires de composition felsique sont réunies dans l'unité nAdnl2. Il est tout de même possible de distinguer dans cette formation une certaine succession débutant par des basaltes transitionnels (nAdnl1), associés plus localement à des dacites transitionnelles (nAdnl2), surmontés par des basaltes calco-alcalins (nAdnl1) puis des andésites calco-alcalines (nAdnl1), au sein desquelles se trouve plusieurs petites unités de composition dacitique à rhyolitique d'affinité calco-alcaline (nAdnl2).

Un bel exemple des coulées basaltiques d'affinité transitionnelle de l'unité nAdnl1 est illustré par un affleurement cartographié en détail par Hammouche *et al.* (2010; figure 18; voir planche 11, photos 11.3 à 11.6; planche 12, photos 12.1 à 12.4). Ces coulées sont coupées par des dykes mafiques de composition comparable à celle des basaltes. Il est essentiel de mentionner que l'attitude subhorizontale des coulées volcaniques dans ce secteur nécessite que l'on examine les faces verticales des affleurements, afin de déterminer avec une certaine confiance la direction et le pendage de la stratification à partir de la forme générale des coussins (figure 19). Les filons-couches de gabbro observés dans les environs immédiats montrent d'ailleurs une attitude subhorizontale (planche 10, photo 10.5).

Le tracé du contact entre les formations de la Rivière Allard et de Daniel combiné aux mesures de la stratification ont été particulièrement utiles pour déterminer le schéma structural de la Plaine Centrale. Ainsi, la Formation de Daniel (planche 11, photo 11.1 et 11.2) est affectée par trois plis P_1 NNW d'importance régionale (chapitre 4) et un pli P_2 de moindre envergure (figures 4 et 12; chapitre 4). Les pendages observés sont faiblement inclinés vers le NE ou le NW. L'épaisseur de cette formation est difficile à établir en raison de son faible pendage. On peut toutefois estimer que son épaisseur totale ne dépasse pas 2000 m.

Roches intrusives

Les roches intrusives de la région sont subdivisées selon leur âge en trois catégories : 1) les intrusions synvolcaniques, reconnaissables par le fait qu'elles ont subi les mêmes déformations que les roches volcaniques encaissantes; 2) les roches intrusives syntectoniques qui regroupent principalement les massifs tonalitiques à dioritiques et les dykes associés; et 3) les roches intrusives post-tectoniques, notamment les dykes de gabbro-diabase qui recourent toutes les unités archéennes.

En raison de l'absence d'altération et parce qu'ils recourent la minéralisation, la majorité des dykes et des filons-couches gabbroïques synvolcaniques qui gonflent l'empilement stratigraphique à Matagami se seraient mis en place après l'épisode d'activité hydrothermale responsable de la déposition de sulfures sur le Flanc Sud (Adair *et al.*, 2009).

Complexe de la Rivière Bell (nAcrb)

Cette intrusion anorthositique a été au départ reconnue par Bancroft (1913) qui est aussi à l'origine de l'appellation « Complexe de la Rivière Bell ». Pour des raisons historiques, l'appellation Complexe de la Rivière Bell est maintenue dans ce rapport en dépit des recommandations du Code Stratigraphique Nord-Américain (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1986). Nous attribuons toutefois à cette unité lithodémique le rang de suite.

Cette suite intrusive stratiforme synvolcanique de composition principalement mafique couvre une région de plus de 1600 km² dans les feuillettes 32F13, 32F12, 32F11 et 32F10 (figure 2, carte hors texte et carte interactive du SIGÉOM). Elle affleure au NE du lac Watson, à l'est et au sud de Matagami, de part et d'autre des rapides du Chenal et dans le secteur SE de la région, près des rapides Mignons (feuillet 32F12-SE). Elle occupe la moitié est du feuillet 32F12-NE et s'étend pratiquement jusqu'au coin SE du feuillet 32F13-SW. Le Complexe de la Rivière Bell est en contact intrusif avec les volcanites des groupes de Lac Watson et de Wabasse (Sharpe, 1968; Beaudry et Gaucher, 1986). Le sommet du complexe recoupe la base du Groupe de Lac Watson et des enclaves de roches volca-

niques felsiques de cette unité sont reconnues dans l'unité anorthositique (nAcrb1), notamment à l'est des rapides du Chenal (Beaudry et Gaucher, 1986). Un âge synvolcanique est indiqué par la datation de l'unité granophyrique échantillonnée au nord de Matagami, sur la rive sud de la rivière Bell (2725 ± 3/-2 Ma; Mortensen, 1993). Cette datation et les dimensions de cette intrusion sont compatibles avec l'hypothèse que le nAcrb ait agi comme une source de chaleur ayant favorisé la circulation des fluides hydrothermaux et la formation des gîtes de SMV à Matagami (MacGeehan *et al.*, 1981; MacLean, 1984; Piché *et al.*, 1993; Maier *et al.*, 1996; Ioannou et Spooner, 2007; Carr *et al.*, 2008). Certaines roches du Complexe de la Rivière Bell, particulièrement le gabbro granophyrique (nAcrb5), possèdent des caractéristiques géochimiques similaires aux laves felsiques du Groupe de Lac Watson, ce qui pourrait suggérer un lien génétique entre ces deux unités (Maier *et al.*, 1996).

Selon Sharpe (1968), le nAcrb aurait été plissé pour former un anticlinal régional (l'Anticlinal de Galinée). D'un autre point de vue, le système de failles formant le couloir de déformation du Lac Garon (Piché, 1991) pourrait être à l'origine de la partition de ce complexe en deux blocs à la hauteur de la zone litée riche en magnétite. Ce réseau de failles, combiné à la déformation régionale et le basculement associé, pourrait expliquer les pendages opposés observés dans les panneaux nord et sud du complexe (voir la discussion touchant l'Anticlinal de Galinée au chapitre 4).

Les interprétations des données sismiques et gravimétriques suggèrent que l'extension en profondeur des unités anorthositiques pourrait atteindre près de 4 km (Calvert *et al.*, 1995; Telmat *et al.*, 2000). Il est à noter que le Complexe de la Rivière Bell est en tout point comparable en composition et en âge à la Suite intrusive du Lac Doré (anciennement Complexe du Lac Doré), dans la région de Chibougamau (Allard, 1976; Daigneault et Allard, 1990).

Dans la région cartographiée, le Complexe de la Rivière Bell est principalement constitué de trois unités : 1) une unité basale de composition anorthositique (nAcrb1) d'épaisseur minimale d'environ 3 à 4 km; 2) une unité marginale litée et rubanée de 1200 à 1600 m d'épaisseur (nAcrb6); et 3) une unité de gabbro granophyrique (nAcrb5) d'environ 300 à 800 m d'épaisseur qui correspond à la partie sommitale de l'intrusion (Beaudry et Gaucher, 1986) (planche 14, photos 14.1 à 14.6; planche 15, photos 15.1 à 15.4). Des niveaux et des dykes de gabbro à magnétite, localement rubanés (nAcrb3), sont situés dans la masse principale et en bordure du nAcrb.

L'unité anorthositique basale (nAcrb1), la plus volumineuse, forme la partie centrale de l'intrusion, au cœur de l'Anticlinal de Galinée. Elle se caractérise par l'absence de litage magmatique et par une faible teneur en magnétite et en minéraux ferromagnésiens. Sharpe (1968, p. 36) en fait la description suivante : « Le type de roche prédominant est une anorthosite gabbroïque [leucogabbro] à grain grossier avec des masses pegmatitiques de feldspath hypidiomorphes. Souvent ces cristaux pegmatitiques atteignent 15 cm de

longueur et se fusionnent avec des enchevêtrements pœcilitiques de plagioclases allotriomorphes dans une base de matériel ferromagnésien ». Lorsqu'elle affleure, la roche est vert pâle et la patine est presque blanche. On reconnaît les vestiges des pyroxènes, maintenant amphibolitisés en raison du métamorphisme régional, à leur couleur vert moyen. En lame mince, le plagioclase est saussuritisé (Beaudry et Gaucher, 1986).

Dans la région cartographiée, l'unité litée et rubanée (nAcrb6) est principalement exposée sur le Flanc Nord. Elle affleure très bien dans le secteur des rapides du Chenal, dans la ville même de Matagami, et tout le long du Flanc Nord (feuillelet 32F14) où elle est en contact graduel avec l'unité « d'anorthosite gabbroïque » sous-jacente (nAcrb1). Dans ce secteur, on observe une alternance cyclique de lits de gabbro et de gabbro riche en magnétite (nAcrb6) avec des lits moins abondants d'anorthosite formant un litage magmatique. Le pendage de cette unité rubanée varie d'abrupt à 45° vers le nord (Roudaut, 2013). Les injections de gabbro plus différencié et d'intrusions de gabbro pegmatitoïde subparallèles ou à angle faible par rapport au litage sont très communes. L'épaisseur des lits varie de quelques centimètres à plusieurs mètres, le tout pouvant être observé sur des épaisseurs de plusieurs centaines de mètres. Cette unité litée présente des minéralisations en magnétite-titane-vanadium, lesquelles revêtent un potentiel économique qui demeure à préciser (Taner *et al.*, 1998a et 1998b; Chemam, 2010; Moar, 2012; Roudaut, 2013; Polivchuk, 2017).

Le gabbro ophitique de la portion nord de l'unité litée est composé essentiellement de 20 à 75 % de plagioclase (An₄₀₋₆₀) et de 20 à 60 % de pyroxène (généralement de l'augite localement accompagnée d'hypersthène) avec 5 à 25 % de magnétite. Les roches de cette unité sont généralement métamorphosées et les minéraux métamorphiques (actinote, épidote et chlorite) sont accompagnés de calcite ou de séricite secondaires.

La susceptibilité magnétique élevée de ces roches est responsable d'une anomalie magnétique qui dessine une enveloppe suivie sur les cartes aéromagnétiques sur plusieurs dizaines de kilomètres dans les feuillelets 32F13 et 32F14 (figure 6 et carte interactive du SIGÉOM), de part et d'autre de la rivière Bell. La bordure sud du complexe dans la région des rapides Cold Spring ne présente pas une telle anomalie continue, mais montre plutôt une série d'anomalies magnétiques ponctuelles comparables en intensité à celles de la bordure nord de l'intrusion (Urquhart, 1985; SIAL Geosciences, 1991; Dion et Lefebvre, 1997). Cet arrangement particulier pourrait indiquer une asymétrie importante de l'intrusion, des niveaux d'érosion différents ou des accidents structuraux mal compris qui affectent la géométrie du nAcrb dans son ensemble.

Une roche d'aspect felsique, appelée « gabbro granophyrique » (nAcrb5), affleure au sommet du Complexe de la Rivière Bell, sur la rive de la rivière Bell, au nord de l'intrusion, ainsi qu'au à 2,2 km au NNE du lac Watson au sud. De plus, on trouve une roche similaire dans les

sondages profonds de la mine Norita sur le Flanc Nord. En affleurement, cette unité contient des grains de quartz bleu et se démarque par sa microstructure granophyrique. En lame mince, elle est très altérée et se compose essentiellement de quartz, de chlorite, de séricite et de pyrite.

Filons-couches et apophyses du Complexe de la Rivière Bell, intrusions subsidiaires et brèches

Filons-couches (I3Aa, I3Ad, I4Ba)

En périphérie du Complexe de la Rivière Bell, des filons-couches de mélagabbro riche en magnétite (I3Aa) recoupent les roches volcaniques du Groupe de Lac Watson et de la Formation de la Rivière Bell (carte hors texte). Ces intrusions synvolcaniques équigranulaires ou porphyriques varient en épaisseur de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres et sont concordantes ou recoupent à faible angle la stratification des roches volcaniques. Les zones de bordure montrent des structures de refroidissement au contact des roches encaissantes. La majorité se serait mise en place après l'épisode d'activité hydrothermale responsable de la déposition de sulfures sur le Flanc Sud (Adair *et al.*, 2009). Les filons-couches possèdent généralement une composition uniforme de la base au sommet, mais certains peuvent être différenciés; un filon-couche de gabbro granophyrique (I3Ad), situé près de Matagami au nord de la mine Norita (figure 8 et carte hors texte), en constitue un bon exemple (MacGeehan, 1979).

L'étude détaillée de ces filons-couches gabbroïques a permis à Sharpe (1968) et à MacGeehan (1979) de conclure qu'ils étaient probablement comagmatiques avec le Complexe de la Rivière Bell. En particulier, MacGeehan (1979) a démontré les similarités entre la géochimie des roches du Complexe de la Rivière Bell et celle du filon-couche gabbro granophyrique mentionné précédemment.

Pour simplifier les descriptions, nous avons subdivisé les gabbros en trois catégories : 1) les filons-couches de gabbro équigranulaire ou porphyrique magnétique de composition uniforme (I3Aa); 2) le filon-couche de gabbro granophyrique (I3Ad); et 3) le filon-couche ultramafique de la mine Mattagami Lake (I4Ba).

Gabbros équigranulaires ou porphyriques magnétiques de composition uniforme (I3Aa)

Les gabbros de composition uniforme (unité lithologique I3Aa) possèdent une microstructure ophitique à subophitique (planche 16, photos 16.1 à 16.5). Ils sont constitués d'un pourcentage variable de phénocristaux de plagioclase et de clinopyroxène sertis dans une matrice composée de pyroxène, de plagioclase et de quartz. La magnétite est présente sous forme de phénocristaux ou de petits cristaux squelettiques dispersés dans la matrice et couramment entourés de sphène ou de leucoxène. Le plagioclase est invariablement saussuritisé. Le clinopyroxène s'altère en

amphibole, tandis que l'orthopyroxène est transformé en serpentine et en chlorite.

Il est à noter que des filons-couches de I3Aa du Flanc Nord semblent se poursuivre dans le Complexe de la Rivière Bell pratiquement sans interruption. La relative rareté de ce type de filons-couches gabbroïques dans le Camp Central pourrait possiblement être reliée au faible pendage de la stratification.

Gabbro granophyrique (I3Ad)

Ce filon-couche gabbroïque à partie sommitale granophyrique (unité lithologique I3Ad) forme une intrusion différenciée d'environ 200 m d'épaisseur qui recoupe les volcanites du Groupe de Lac Watson juste au nord de Matagami, au nord de la mine Norita (carte hors texte). Il est caractérisé par une forte anomalie magnétique et peut être suivi sur plus de 13 km de la mine Radiore, à l'est, jusqu'à pratiquement la Zone de cisaillement de la Rivière Allard à l'ouest (carte interactive du SIGÉOM). Il semble recouper la stratigraphie selon un angle faible d'environ 5°. Il a été décrit en détail par MacGeehan (1979); nous n'en faisons ici qu'une description sommaire.

Ce filon-couche est subdivisé en trois parties, soit du sud au nord : la bordure inférieure, la zone centrale à cumulats et la bordure supérieure.

La bordure inférieure, composée de gabbro équigranulaire à grain fin ou moyen, mesure moins de 20 m d'épaisseur et montre une zone de trempe d'un mètre environ. La roche contient typiquement de 50 à 70 % d'augite, de 10 à 30 % de plagioclase, de 0 à 15 % d'hypersthène et de 5 à 10 % de magnétite. Le quartz primaire peut former jusqu'à 10 % de la roche.

La zone centrale, épaisse de plus de 100 m, est caractérisée par des structures de cumulat. La gabbroïte est composée d'hypersthène tabulaire (0 à 45 %), d'augite tabulaire ou en rameau (10 à 70 %), de plagioclase (10 à 25 %) et de magnétite (5 à 10 %). La microstructure granophyrique est reconnue partout en lame mince. MacGeehan (1979) a observé que les cristaux d'orthopyroxène tabulaires étaient orientés parallèlement aux épontes du filon-couche, alors que l'augite en rameau était orientée à angle droit par rapport à ceux-ci. Dans la partie supérieure de la zone centrale, la gabbroïte est litée (MacGeehan, 1979) et montre un pourcentage de quartz et d'intercroissances granophyriques plus élevé.

La bordure supérieure, épaisse de 10 à 20 m, est composée de gabbro quartzifère et de « tonalite ». La roche est équigranulaire, à grain moyen, et est constituée de pyroxène altéré (10 à 50 %), de plagioclase (15 à 50 %), de magnétite (2 à 5 %) et de quartz (5 à 30 %). La microstructure granophyrique, plus répandue que dans la zone centrale du filon-couche, est similaire à celle observée dans le « gabbro granophyrique » situé au sommet du Complexe de la Rivière Bell.

Les roches de ce filon-couche sont altérées et métamorphosées. Le plagioclase est communément saussuritisé. L'hypersthène est serpentinisé et chloritisé, tandis que l'augite est ouralitisée. La magnétite est présente en cristaux squelettiques couramment entourés de sphène ou de leucoxène. Les minéraux secondaires sont la chlorite, l'épidote, la séricite et la calcite.

Filon-couche ultramafique (I4Ba)

Un filon-couche ultramafique (unité lithologique I4Ba), d'environ 150 à 200 m d'épaisseur, recoupe les volcanites de Lac Watson à la mine Mattagami Lake. Selon Sharpe (1968), il pourrait s'agir originalement d'une intrusion ultramafique serpentinisée à magnétite. Vers le sommet du côté ouest, la roche devient plus feldspathique et évolue graduellement vers un gabbro. Beaudry et Gaucher (1986) ont observé cette lithologie au fond de la fosse à ciel ouvert de la mine Mattagami Lake. La roche est noire, équigranulaire et traversée de veines de chlorite dans plusieurs directions. En lame mince, elle est constituée d'olivine (45 %) partiellement serpentinisée, d'hypersthène (30 %), d'augite (10 %), de plagioclase An₇₅ (10 %) et de magnétite (5 %).

Suite gabbroïque de Radiore (nAdqr)

Cette unité du Flanc Nord (figure 2 et carte hors texte) a été définie par Bonavia et MacLean (1986) qui la considèrent comme faisant partie du Complexe de la Rivière Bell. D'une épaisseur d'un peu plus de 2000 m, elle s'étend depuis la bordure du Complexe de la Rivière Bell, à l'ouest, jusqu'au Pluton d'Olga vers l'est, soit une distance d'environ 5,7 km (figures 6 et 7). La Suite gabbroïque de Radiore (nAdqr; figure 2 et carte hors texte), datée à 2720 ± 1 Ma (Mortensen, 1993), est composée principalement de volumineux filons-couches et de dykes de diorite et de gabbro pegmatitoïde (unité nAdqr1) recoupés par des diorites quartzifères et des leucogabbros à magnétite (nAdqr2) et des brèches intrusives (nAdqr3) présentant des évidences d'injections répétées (figures 8 et 9; planche 17, photos 17.1 à 17.6). Elle est en contact de faille le long de sa bordure nord avec les roches volcaniques de la Formation de la Rivière Allard. Fait intéressant du point de vue économique, cette suite contient une volumineuse enclave de roches volcaniques felsiques du Groupe de lac Watson d'une envergure minimale de plusieurs centaines de mètres qui constitue l'unité encaissante du gisement de Radiore no 2 (figure 8). La patine des leucogabbros est blanc rosé à gris foncé avec des taches rougeâtres associées à la présence de grenat. Les dykes et leurs encaissants sont communément foliés, à grain fin à moyen. Ils se composent de plagioclase, de chlorite, de quartz bleuté, de grenat, de magnétite et d'épidote. Une microstructure granophyrique est observée en lame mince.

Bien que cette unité soit nettement distincte du Complexe de la Rivière Bell, les faciès de la Suite gabbroïque de Radiore partagent plusieurs caractéristiques avec cette intrusion stra-

tiforme. À titre indicatif, la phase de gabbro granophyrique du nAcrb (nAcrb5), localisée plus au sud, a livré un âge légèrement plus ancien de 2725 +3/-2 Ma (Mortensen, 1993).

Des brèches intrusives (nAdqr3) ont été identifiées par Beaudry et Gaucher (1986). Les deux unités de brèche les plus volumineuses, situées au SE du lac Caron (feuillet 32F132-SE, figure 8), recoupent la plupart des dykes constituant la Suite gabbroïque de Radiore. Au lac Caron, la brèche intrusive, appelée diatrème par MacGeehan (1979), montre une superficie de 300 m sur 50 m avec un allongement sub-parallèle à la foliation régionale. Elle est constituée de 60 % de blocs anguleux et subanguleux de gabbro, de tonalite foliée magnétique (unité nAdqr2) et d'amphibolite dans une matrice felsique à grain fin riche en quartz d'origine ignée.

Suite gabbroïque de Galinée (nAgal)

La Suite gabbroïque de Galinée, localisée sur le Flanc Sud (figure 2 et carte hors texte), se compose de nombreux dykes de gabbro d'épaisseur métrique qui se distinguent par une susceptibilité magnétique importante. Elle est bordée au nord et au sud par des failles d'orientations ENE et ESE. Ces dykes se propagent sur environ 6 à 7 km vers le centre du Complexe de la Rivière Bell. Il est possible que les différents dykes et niveaux gabbroïques rubanés observés par Beaudry et Gaucher (1986) puissent représenter l'équivalent de l'unité litée et rubanée (nAcrb6) notée dans la partie supérieure du Complexe de la Rivière Bell sur le Flanc Nord. Ainsi, aux rapides Cold Spring et Mignons, dans la partie SE du feuillet 32F12-NE, les roches gabbroïques du Galinée montrent un bon litage caractéristique du nAcrb6. Ces gabbros à grain moyen ou grossier varient en composition du gabbro à l'anorthosite. Le litage est défini par des variations brusques du pourcentage de minéraux foncés (pyroxène et amphibole) et clairs (plagioclase). Les lits sont généralement parallèles, mais peuvent localement être entrecroisés.

Nous proposons toutefois que cette unité constitue l'équivalent de la Suite gabbroïque de Radiore (nAqrd) reconnue sur le Flanc Nord. Les signatures aéromagnétiques de ces deux suites sont fort similaires et leurs distributions sont nettement restreintes à des couloirs orientés à angle fort par rapport à l'orientation générale du Complexe de la Rivière Bell dans ces secteurs.

Intrusions granitoïdes

La région se caractérise par la présence de plusieurs intrusions granitoïdes de grande dimension. Mentionnons en particulier les plutons de MacIvor (nAmcv), de Cavalier (nAcav), de la Baie Dunlop (nAbdu) et d'Olga (nAolg). Nous avons également répertorié quelques intrusions felsiques et intermédiaires de moindre importance, mais de composition similaire.

Pluton de MacIvor (nAmcv)

Le Pluton de MacIvor est situé à la jonction des feuillets 32F12, 32E09 et 32E16 (figure 2 et carte hors texte). Ce secteur comprend le mont MacIvor et est drainé par plusieurs cours d'eau qui se jettent dans le lac MacIvor, d'où le nom de ce pluton. De forme oblongue (11,5 × 5,5 km²), il consiste principalement en une tonalite massive blanche, rose ou grise à grain moyen (Rhéaume, 2010). La roche montre communément une structure équigranulaire associée localement à une microstructure myrmékitique. Elle se compose de quartz et de plagioclase accompagnés de 2 à 20 % de hornblende et de quantités mineures de magnétite et de chlorite. Ce pluton contient également de la diorite, particulièrement en bordure. Le contact avec l'encaissant est caractérisé par la présence d'une brèche d'intrusion à fragments non jointifs de basalte, de diorite et localement de rhyolite. Les roches encaissantes montrent généralement un métamorphisme au faciès des schistes verts. La roche est faiblement à modérément altérée; on y trouve localement de la chlorite, de l'épidote et des veines de quartz à structure drusique.

Un échantillon de tonalite dans la partie orientale du Pluton de MacIvor a donné un âge de 2723,6 ± 0,8 Ma (David *et al.*, 2011). Cet âge est interprété comme l'âge de cristallisation de l'intrusion et lui conférerait un statut synvolcanique; il donne également l'âge minimal des roches volcaniques mafiques encaissantes appartenant à l'unité nAvv2 de la Formation de la Rivière Allard.

Pluton de Cavalier (nAcav)

Le Pluton de Cavalier occupe la partie SE du feuillet 32F12-NW (figure 2 et carte hors texte), dans le canton de Cavalier, d'où son nom. Il est de forme subcirculaire et montre une superficie d'environ 60 km². La lithologie principale consiste en une granodiorite rose massive à grain moyen à grossier associée à une tonalite porphyrique à quartz (nAcav1). La granodiorite est d'aspect équigranulaire ou localement porphyrique en raison de la présence de phénocristaux de feldspath potassique (< 10 %) atteignant 2 cm et de phénocristaux de quartz (Rhéaume, 2010). Les principaux minéraux sont le quartz, le plagioclase, le microcline et la biotite brune, accompagnés de 1 à 2 % de magnétite. Les roches volcaniques de la Formation de la Rivière Allard situées en bordure de l'intrusion sont généralement métamorphosées au faciès des amphibolites. Ces unités volcaniques sont généralement peu altérées et sont coupées par de petits dykes d'aplite rose de quelques centimètres d'épaisseur. La couronne NE du Pluton de Cavalier est caractérisée par une forte susceptibilité magnétique (figure 6 et carte interactive du SIGÉOM) associée à une phase de bordure (unité nAcav2) composée de diorite, de diorite quartzifère et de tonalite.

Pluton de la Baie Dunlop (nAbdu)

Le Pluton de la Baie Dunlop (nAbdu), du nom d'une baie du lac Matagami, est un petit massif situé du côté nord du mont Laurier, dans la partie est du feuillet 32F13-SE (figure 2 et carte hors texte). Il s'étend sur une superficie d'une dizaine de kilomètres carrés dans la région cartographiée et se poursuit dans le feuillet adjacent à l'est (feuillet 32F14-SW). L'intrusion a été identifiée par Auger (1942) et par Longley (1943); ce dernier lui avait originalement donné le nom de « Massif d'intrusion Dunlop ». Elle est associée à des veines de quartz minéralisées en Au-Ag-Cu-Mo-Bi dans le feuillet 32F13 (Hawley, 1993).

Le Pluton de la Baie Dunlop est multiphasé et se compose de trois unités principales. L'unité nAbdu2, située au cœur du pluton, est constituée de tonalite à hornblende et biotite. L'unité nAbdu1, formée de tonalite à hornblende, entoure cette phase centrale. La phase nAbdu3 se situe en périphérie du pluton et comprend de la diorite et de la diorite quartzifère. Aucun contact franc entre ces différentes unités n'a été observé sur le terrain. L'intrusion est injectée dans les roches volcaniques de la Formation de la Rivière Bell qui présentent une auréole de métamorphisme de contact (cornéenne) pouvant atteindre une centaine de mètres.

Les lithologies composant ce pluton sont à grain moyen, équigranulaires à légèrement porphyriques. Le niveau de déformation observé est faible. On note toutefois une légère orientation préférentielle des cristaux de feldspath qui peut être interprétée comme une foliation magmatique primaire. Les unités nAbdu1 et nAbdu2 présentent typiquement une teinte rosée en surface altérée en raison d'une hématitisation répandue. Les roches sont composées de feldspath (albite et orthose), de quartz, de hornblende et de biotite. L'unité de bordure (nAbdu3) se caractérise par l'absence de quartz, par l'abondance de hornblende et la présence de pyroxène. Ces roches sont fraîches; l'altération se limite à la saussuritisation du plagioclase et à la chloritisation de la biotite.

La bordure du pluton contient en certains endroits des xénolites de roches volcaniques mafiques recristallisées. Le contact avec les volcanites encaissantes de la Formation de la Rivière Bell recoupe la foliation régionale (S_2) et la déforme (Beaudry et Gaucher, 1986). On note cependant l'absence d'une phase de bordure caractéristique et la granulométrie est quasi uniforme sur toute la superficie du pluton. L'absence de foliation tectonique dans les diverses phases intrusives et le métamorphisme de contact observé dans les volcanites suggèrent que cette intrusion pourrait être d'âge syntectonique à tarditectonique comme son voisin au sud, le Pluton d'Olga.

Pluton d'Olga (nAolg)

Le Pluton d'Olga représente une vaste intrusion tonalitique qui s'étend sur plusieurs feuillets. Il affleure notamment sur la rive SW du lac Olga, dans le feuillet 33F14, d'où son nom (figure 2 et carte hors texte). Freeman (1938)

le reconnaît pour la première fois et le désigne comme la « Olga quartz-diorite ». La phase principale du pluton est constituée de granodiorite et de tonalite à biotite et hornblende (unité nAolg1). Une phase tonalitique à granodioritique contenant de la hornblende et de la biotite (nAolg3) représente une portion mineure de l'intrusion dans sa partie ouest. Les roches de l'unité Aolg1 sont homogènes, massives et à grain moyen. La patine est beige à blanc crayeux et la cassure fraîche est gris pâle. La roche prend couramment une teinte rosée lorsqu'elle est injectée de veinules d'hématite, de quartz et d'épidote. Ces lithologies sont caractérisées par la présence de grains grossiers (3 à 6 mm) et arrondis de quartz gris à bleuté en relief positif. Le plagioclase, hypidiomorphe à xénomorphe, est zoné et partiellement séricitisé. Le microcline compose de 3 à 6 % de la roche. La biotite est plus abondante que la hornblende. Ces deux minéraux sont à grain plus fin que les minéraux clairs et représentent généralement moins de 5 % de la roche. L'épidote et la chlorite sont généralement présents comme minéraux secondaires, tandis que la titanite et l'apatite sont reconnues par endroits. Vers la bordure sud de l'intrusion, la roche devient rubanée et le contact avec les volcanites de la Rivière Allard, observé à un endroit, est parallèle à la foliation régionale.

La phase de diorite quartzifère à hornblende et de diorite à hornblende et biotite (nAolg2) forme une unité kilométrique sur la rive SE du lac Olga (feuillet 32F14; Goutier *et al.*, 2004). Cette phase se distingue de l'unité nAolg1 par une proportion plus élevée de minéraux ferromagnésiens (10 à 40 %) et la présence d'enclaves décimétriques à métriques de composition variée (tonalite mylonitisée, diorite, gabbro, pyroxénite, amphibolite). La roche est moyennement grenue et équigranulaire. Les cristaux de plagioclase altéré et de hornblende idiomorphe sont entourés de quartz interstitiel. Les lithologies plus potassiques contiennent du plagioclase en inclusion dans le feldspath potassique pœcilitique. Alors que ce dernier est frais, le plagioclase est plus ou moins altéré en un assemblage d'épidote et de séricite.

Le Pluton d'Olga coupe clairement les roches volcaniques déformées et métamorphisées des formations de la Rivière Bell et de la Rivière Allard. Les roches de cette intrusion ne sont pas foliées, mais sont communément fracturées et veinées. Une datation U-Pb effectuée par Mortensen (1993) sur un échantillon de tonalite dans le feuillet 32F13 a permis de déterminer un âge de cristallisation de 2693 ± 2 Ma, ce qui indique une mise en place syntectonique à tarditectonique.

MacGeehan (1979) rapporte que le Pluton d'Olga est entouré d'une auréole de métamorphisme de contact au faciès des cornéennes à pyroxène. Cette auréole se serait superposée à un assemblage métamorphique régional au faciès des amphibolites. Dans ce cas, la mise en place du pluton serait tardive par rapport au métamorphisme régional. Il est également possible que ce pluton se soit mis en place sur une longue période, en plusieurs phases (Beaudry et Gaucher, 1986).

Dans la partie ouest de l'intrusion (feuille 33F13), une apophyse du Pluton d'Olga (unité nAolg1) s'étend jusqu'à la rivière Bell depuis le lac Caron et le mont Laurier (figure 2 et carte hors texte). Cette région très marécageuse affleure peu et Beaudry et Gaucher (1986) n'y ont cartographié qu'une demi-douzaine de petits affleurements. Cette portion de l'intrusion varie en composition d'une diorite à une monzonite. Des sondages effectués au NE de la mine Garon Lake (MacGeehan, 1979) indiquent la présence locale de granite. Cette apophyse est bordée au nord et au sud par les roches volcaniques mafiques de la Formation de la Rivière Allard. Les polarités stratigraphiques de ces volcanites sont vers le nord (figures 4 et 11), ce qui suggère une mise en place sous la forme d'un filon-couche.

Intrusions mineures de composition intermédiaire (I2J-I2Ja) à felsique (I1D) et dykes de porphyre (I1Da)

Il s'agit d'intrusions de petites dimensions regroupées ici à des fins descriptives. Plusieurs sont trop petites pour être représentées sur la carte. Elles sont de composition très similaire à celle des deux plutons décrits précédemment (Olga et Baie Dunlop). Elles forment des massifs de formes et de tailles diverses à l'embouchure des rivières Bell et Allard sur le lac Matagami dans le feuillet 32F13-SE (Flanc Nord et Domaine Nord), dans la partie SW du feuillet 32F13-SE à l'ouest du mont MacIvor et dans la région située entre les plutons de Cavalier et de MacIvor (Plaine Centrale; carte hors texte). Nous incluons aussi dans ce groupe les dykes felsiques porphyriques observés un peu partout, mais particulièrement sur le mont Laurier et à l'ouest du lac Watson.

Entre les plutons de Cavalier et de MacIvor, on trouve un massif peu exposé de tonalite (I1D-I1) d'une superficie de 3 à 4 km² (carte hors texte). La roche équigranulaire et moyennement grenue ne contient pas de feldspath potassique. En bordure, la roche est plus mafique et peut être riche en xénolites de lithologies mafiques recristallisées, vraisemblablement dérivées des volcanites encaissantes. L'altération est faible; le plagioclase s'altère en chlorite, épidote et séricite, tandis que l'amphibole primaire est remplacée en partie par l'actinote.

Au nord et au nord-est du Pluton de MacIvor, dans la Plaine Centrale (carte hors texte), on observe également une série de petites intrusions de forme ovoïde dont la composition varie de diorite à diorite quartzifère (I2J-I2I). Un premier type est porphyrique et riche en xénolites amphibolitisés. La roche est constituée de 15 % de phénocristaux d'amphibole de moins de 5 mm, partiellement chloritisés et sertis dans une matrice moyennement grenue composée de plagioclase (70 %) et de quartz (10 %). Le second type est moyennement grenu, équigranulaire et composé de quelque 80 % de plagioclase zoné, 15 % de quartz, 3 % de biotite et 2 % de hornblende. Ces deux phases sont peu altérées. On note toutefois une légère saussuritisation du cœur des cristaux de plagioclase et une chloritisation partielle de la biotite.

Un petit pluton dioritique (I2J-I2I) a été observé sur la rive sud du lac Matagami, près de l'embouchure SE de la rivière Allard (Domaine Nord, partie centrale ouest du feuillet 32F13-SE; carte hors texte). La roche équigranulaire et massive varie en composition d'une diorite à une diorite quartzifère. Cette lithologie est constituée de 60 % de plagioclase/albite, de 15 % de hornblende idiomorphe, de 15 % de chlorite/actinote et de 10 % de quartz interstitiel.

Des dykes tonalitiques porphyriques à cristaux de quartz et de feldspath (I1D), des dykes de diorite à pyroxène (I2J) ainsi que des filons-couches de gabbro (I3A) recoupent les roches des groupes de Lac Watson et de Wabasse. Ces intrusions sont bien réparties sur le territoire, mais elles sont particulièrement abondantes dans les environs du mont Laurier (entre les plutons d'Olga et de la Baie Dunlop) et au NW du lac Watson (dans le coin NE du feuillet 32F12-NW). Ces roches sont formées essentiellement de phénocristaux (15 à 40 %; 0,5 à 5,0 mm) de plagioclase (An₁₀₋₄₀) et de hornblende (10 à 20 %; 0,5 à 4,0 mm) baignant dans une matrice microgrenue ou microlitique composée de plagioclase, de hornblende et de quartz accompagnés par endroits de biotite et de séricite.

Dykes de gabbro-diabase protérozoïques

Les dykes de gabbro-diabase protérozoïques recoupent toutes les lithologies de la région (figure 2 et carte hors texte). Ils forment deux essaims avec des orientations préférentielles NE-SW et N-S. Nous avons reconnu dans la région d'étude trois filons majeurs et quelques autres de moindre importance. Deux de ces dykes orientés ENE-WSW à NE-SW appartiennent à l'Essaim de dykes de Biscotasing (pPbis) : l'un traverse la région entre le secteur du gisement PD2-91-21 et le nord du lac Matagami, l'autre passe par le mont MacIvor et le lac MacIvor dans la partie centrale du feuillet 32F13-SW. Un dyke N-S de l'Essaim de dykes de Matachewan (pPmaw) longe la limite est de la région (feuille 33F11), du côté est du mont Laurier. Là où les affleurements sont absents, le tracé des dykes peut être suivi sur les cartes aéromagnétiques (levé MEGATEM inédit de XStrata Zinc/Glencore, figure 6).

Les dykes de l'Essaim de dykes de Biscotasing présentent une grande continuité et ont été datés à 2167 ± 1 Ma en Ontario (Buchan *et al.*, 1993). Leur pendage est subvertical et leur épaisseur est comprise entre 20 à 200 m. Les diabases présentent une surface fraîche noire, tandis que la patine est brune ou grise. Elles sont le plus souvent massives avec une microstructure ophitique ou subophitique généralement bien développée. La granulométrie varie de 2 à 4 mm, mais elle diminue rapidement sur une épaisseur de 1 à 2 m en bordure des intrusions. En lame mince, la roche est remarquablement fraîche et est constituée de cristaux hypidiomorphes de plagioclase zoné (An₅₀₋₆₅) accompagnés, comme phases accessoires, d'augite, de magnétite, de quartz et, par endroits, d'intercroissances granophyriques (Buchan *et al.*, 1993).

Métamorphisme régional

Le niveau de métamorphisme du secteur de Matagami est variable, mais généralement faible. Le faciès le plus faible (prehnite-pumpellyite) est observé dans le secteur de la Plaine Centrale, dans les roches situées au sud du lac MacIvor (Beaudry et Gaucher, 1986). Le faciès des schistes verts, le plus répandu dans la région, prédomine dans les roches volcaniques ainsi que dans les roches intrusives du Complexe de la Rivière Bell. Le faciès des amphibolites s'observe au NE de la région, près des plutons d'Olga et de la Baie Dunlop, mais on le trouve également dans le secteur du lac Matagami, près de l'embouchure de la rivière Allard, sur le mont MacIvor et près des gneiss de l'Opatica (Sawyer et Benn, 1993).

Le faciès prehnite-pumpellyite se reconnaît par la couleur pâle des roches volcaniques. Il se caractérise par la présence de prehnite et de pumpellyite dans la matrice et les amygdales. Dans les brèches, on trouve également des minéraux des zéolites. Les roches au faciès des schistes verts sont plus foncées. Dans ce cas, la prehnite et la pumpellyite sont absentes, alors que l'actinote et la séricite apparaissent dans la matrice et les amygdales. Un minéral de serpentine, l'antigorite, altère les phénocristaux d'orthopyroxène (Beaudry et Gaucher, 1986). La clinozoïsite est également beaucoup plus abondante.

L'apparition de la hornblende marque l'apparition du faciès des amphibolites. La biotite est présente par endroits dans la matrice et la roche, de couleur noire, est fortement recristallisée. Les microstructures primaires ne sont généralement pas bien préservées et il est difficile de reconnaître les différents faciès de coulées volcaniques.

À l'approche des massifs granitoïdes syntectoniques à tardi-tectoniques les plus volumineux, tels les plutons d'Olga et de Cavalier, les roches volcaniques encaissantes deviennent très foncées, presque noires, et perdent graduellement leur schistosité sur quelques dizaines de mètres sous l'effet du métamorphisme de contact. Elles prennent ultimement l'aspect d'une cornéenne massive de couleur foncée, sans fabrique dominante. Cette auréole amphibolitisée occupe complètement les secteurs compris entre les plutons de la Baie Dunlop et d'Olga.

LITHOGÉOCHIMIE DES UNITÉS DU DOMAINE SUD

Introduction

Ce chapitre décrit les caractéristiques lithogéochimiques des unités volcaniques et des principales intrusions granitoïdes du Domaine Sud à l'aide de différents diagrammes de caractérisation. Les implications de ces observations sur la stratigraphie de la région de Matagami seront abordées plus loin. Nous ne discuterons pas ici des données provenant des intrusions mafiques et des unités sédimentaires du secteur.

Dans cette synthèse, le traitement des données géochimiques et les interprétations qui en sont tirées proviennent en grande partie des travaux associés à la thèse de doctorat de l'un des co-auteurs, Julie-Anaïs Debreil (Debreil, 2014). Les données utilisées proviennent de sources multiples. Une bonne partie des analyses sont issues des travaux réalisés par le MERN au cours des campagnes de cartographie échelonnées de 2008 à 2011 (Hammouche *et al.*, 2008; Rhéaume *et al.*, 2009; Pilote, 2010; Pilote *et al.*, 2011). Ces résultats sont disponibles dans le SIGÉOM. Une autre partie est constituée par les analyses historiques du SIGÉOM, entre autres celles des travaux de Beaudry et Gaucher (1986) ainsi que celles des nombreux rapports soumis par les sociétés minières. D'autres analyses ont été réalisées par Genna (2015) et Genna *et al.* (2014b) sur la tuffite clé et les lithologies encaissantes. Finalement, la société Xstrata Zinc/Glencore a mis à notre disposition certaines analyses inédites pour combler les lacunes dans la distribution géographique des échantillons dans certains secteurs. Nous avons tâché d'utiliser, dans la mesure du possible, les échantillons montrant un minimum d'altération, tout en maximisant le nombre d'échantillons représentatifs de chaque unité ou lithologie.

Lithogéochimie des unités volcaniques

La distribution des analyses du MERN utilisées pour ce travail est illustrée sur la carte géologique simplifiée de la région de Matagami (figure 20). Les symboles employés dans les diagrammes de ce chapitre sont donnés sur les colonnes stratigraphiques régionales des figures 3 et 21. Les diagrammes utilisés ici sont ceux de Winchester et Floyd (1977) pour identifier les types de roches. En ce qui a trait à l'affinité magmatique, nous avons utilisé les diagrammes de Barrett et MacLean (1994 et 1999). Les diagrammes multiéléments normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) sont également présentés pour chaque unité. D'autres diagrammes sont illustrés au besoin pour brosser un portrait plus complet de la géochimie des unités volcaniques de la région. Les diagrammes les plus utiles pour caractériser les unités volcaniques, particulièrement les roches altérées, sont ceux impliquant les éléments réputés

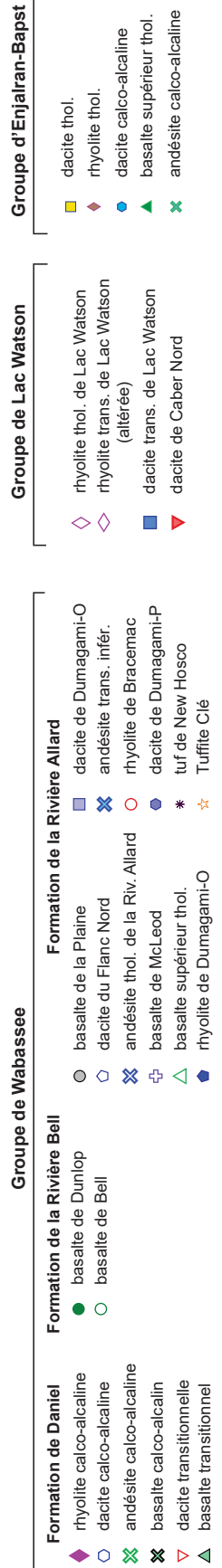
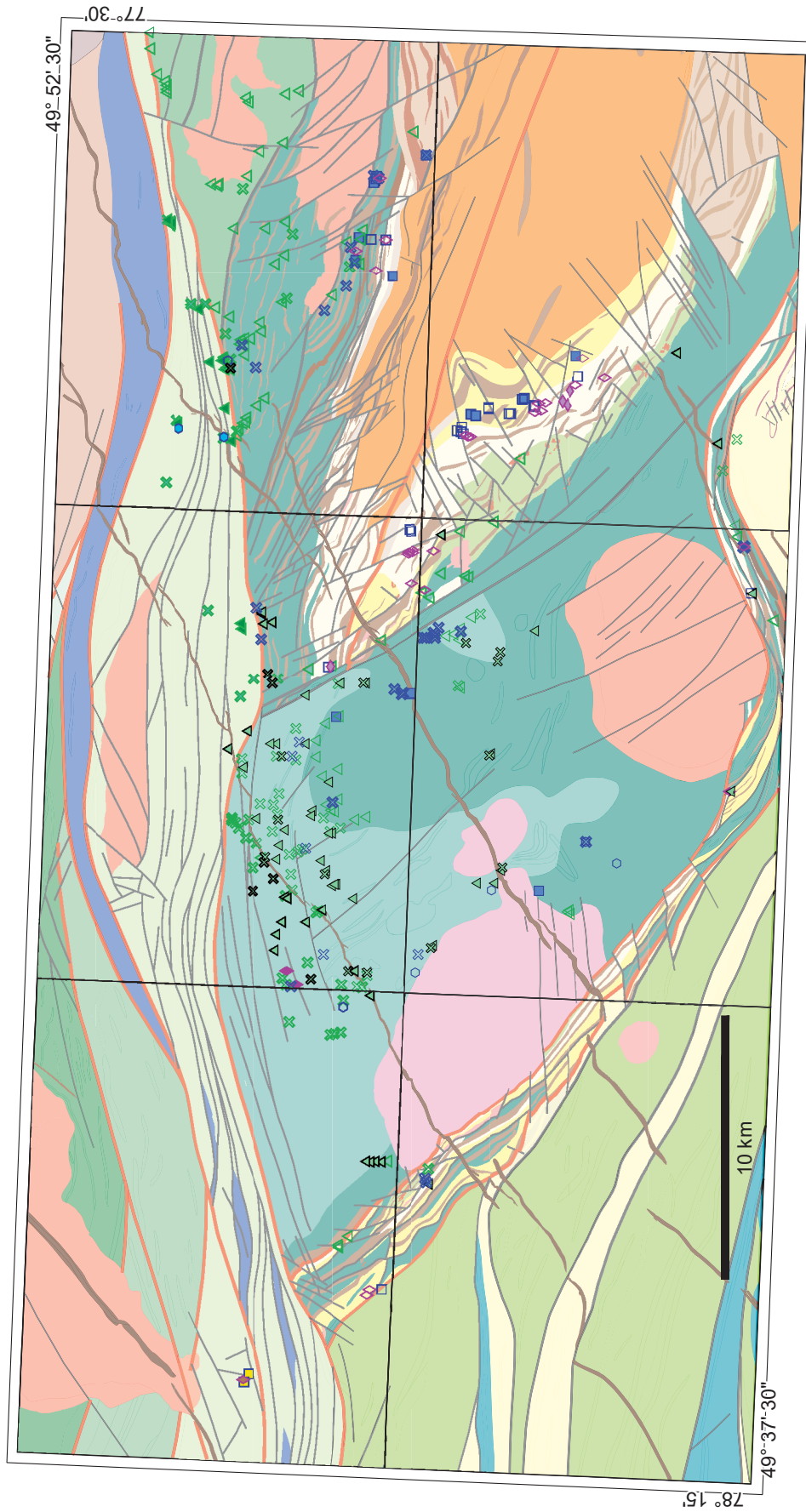


FIGURE 20 – Position des mines et des principaux indices minéralisés de la région de Matagami et localisation des échantillons des unités volcaniques recueillis lors des campagnes de cartographie du MERN ayant servi à la construction des différents diagrammes géochimiques. La symbolisation utilisée pour les sites représente le type de suite géochimique. Les symboles utilisés correspondent à ceux employés dans les graphiques des figures 22 à 30.

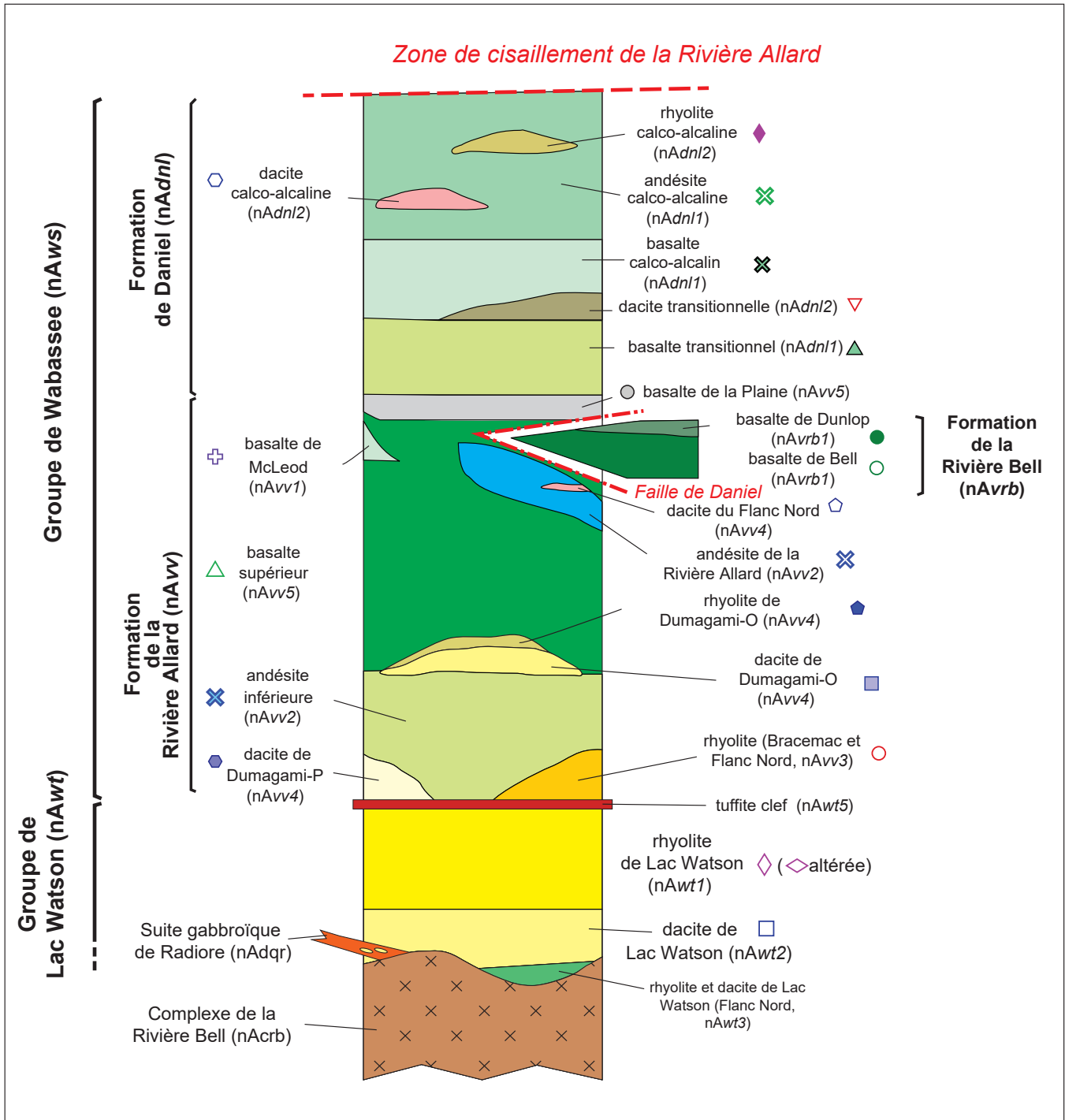


FIGURE 21 – Colonne stratigraphique du Domaine Sud du camp minier de Matagami (modifiée de Beaudry *et al.*, 1986; Pilote *et al.*, 2011; Debreil, 2014). Les symboles à proximité des noms des unités correspondent à ceux utilisés dans les divers diagrammes géochimiques. L'axe vertical n'est pas à l'échelle. Les plutons ont été omis pour simplification.

immobiles (TiO_2 , Al_2O_3 , Zr, Nb, Y, terres rares). En raison d'un nombre d'échantillons trop restreint ou d'une distribution géographique trop limitée, certaines unités définies géochimiquement ici ont été regroupées au sein d'une même unité cartographique.

La composition des roches volcaniques de la région de Matagami couvre le spectre complet des roches subcalcalines (basalte à rhyolite) sur les diagrammes de classification de

Winchester et Floyd (1977; figure 22). La dispersion verticale des analyses visible sur le diagramme SiO_2 vs Zr/TiO_2 est vraisemblablement due à la mobilité de la silice entraînée par l'altération hydrothermale (figure 22a). Le diagramme Zr/TiO_2 vs Nb/Y est moins sensible aux effets de l'altération et montre des groupements mieux définis (figure 22b). En faisant abstraction des échantillons du tuf de New Hosco et de la tuffite clé, la composition des roches volcaniques de

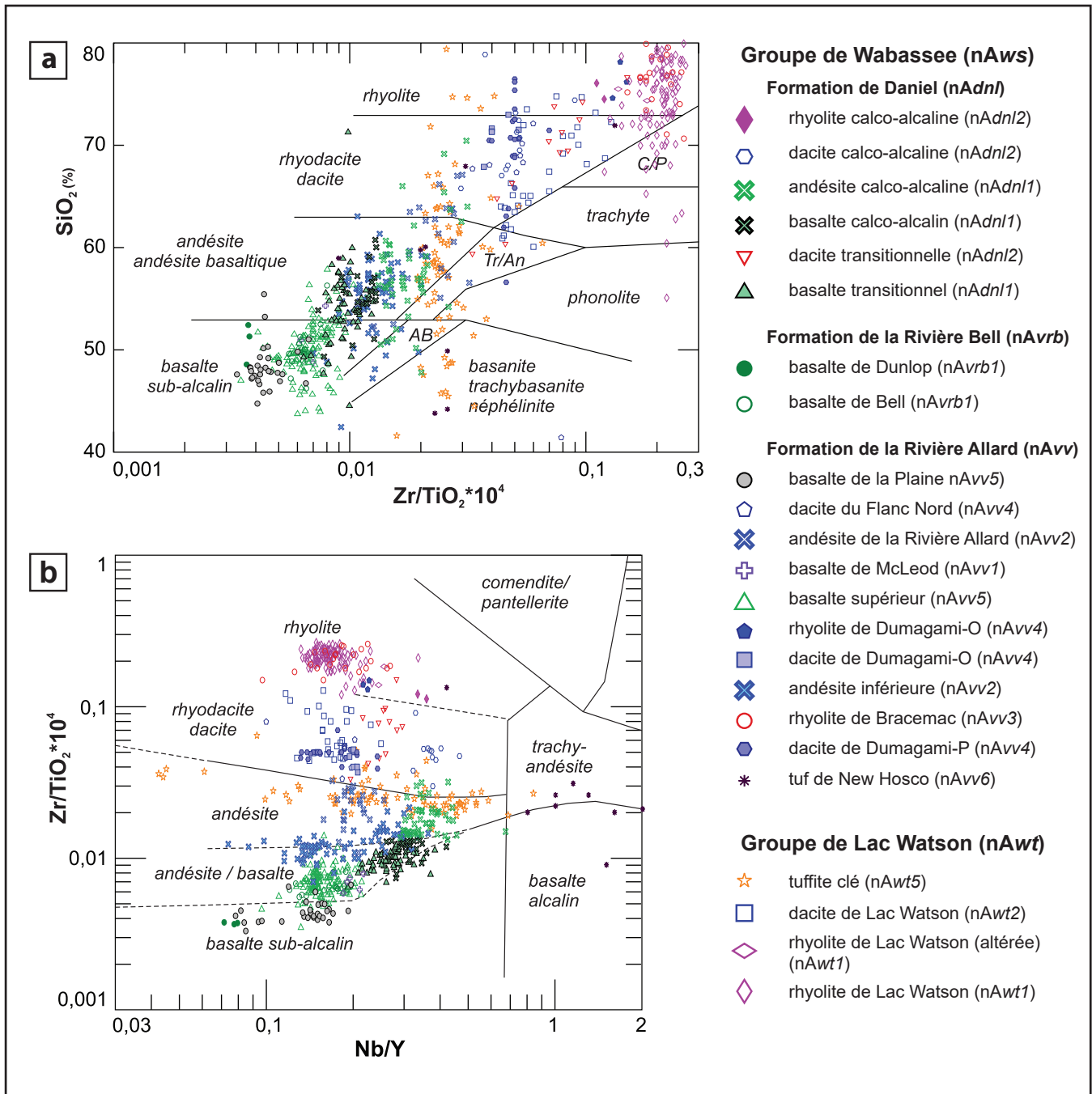


FIGURE 22 – Géochimie des roches volcaniques de l’ensemble de la région de Matagami. a) et b) Diagrammes de classification de Winchester et Floyd (1977). Les données proviennent du MERN et de Debreil (2014). Les données du tuf de New Hosco proviennent des analyses de Xstrata Zinc/Glencore et ceux de la tuffite clé de Genna (2014).

Matagami présente une distribution bimodale (figure 22b) avec un premier groupe formé des échantillons des champs andésite/basalte et andésite et un second qui englobe les dacites et les rhyolites. Cette caractéristique avait déjà été notée dans plusieurs études antérieures (par ex. Barrett et MacLean, 1999) et est typique de plusieurs séquences de laves sous-marines porteuses de SMV (par ex. Galley *et al.*, 2007). Sur les diagrammes de Barrett et MacLean (1999), les roches volcaniques de la région de Matagami définissent des suites tholéiitique, transitionnelle et calco-alkaline (figures 23a à 23d).

Groupe de Lac Watson (nAwf)

Le Groupe de Lac Watson est pour l’essentiel composé de deux unités informelles de roches volcaniques felsiques désignées comme la dacite (nAwf2) et la rhyolite (nAwf1) de Lac Watson (figure 15). Le Groupe de Lac Watson est présent sur les flancs Sud et Nord (figure 2 et carte hors texte), les unités du Flanc Nord étant caractérisées par de nombreuses répétitions structurales associées à des zones de faille. Le Groupe de Lac Watson est également trouvé

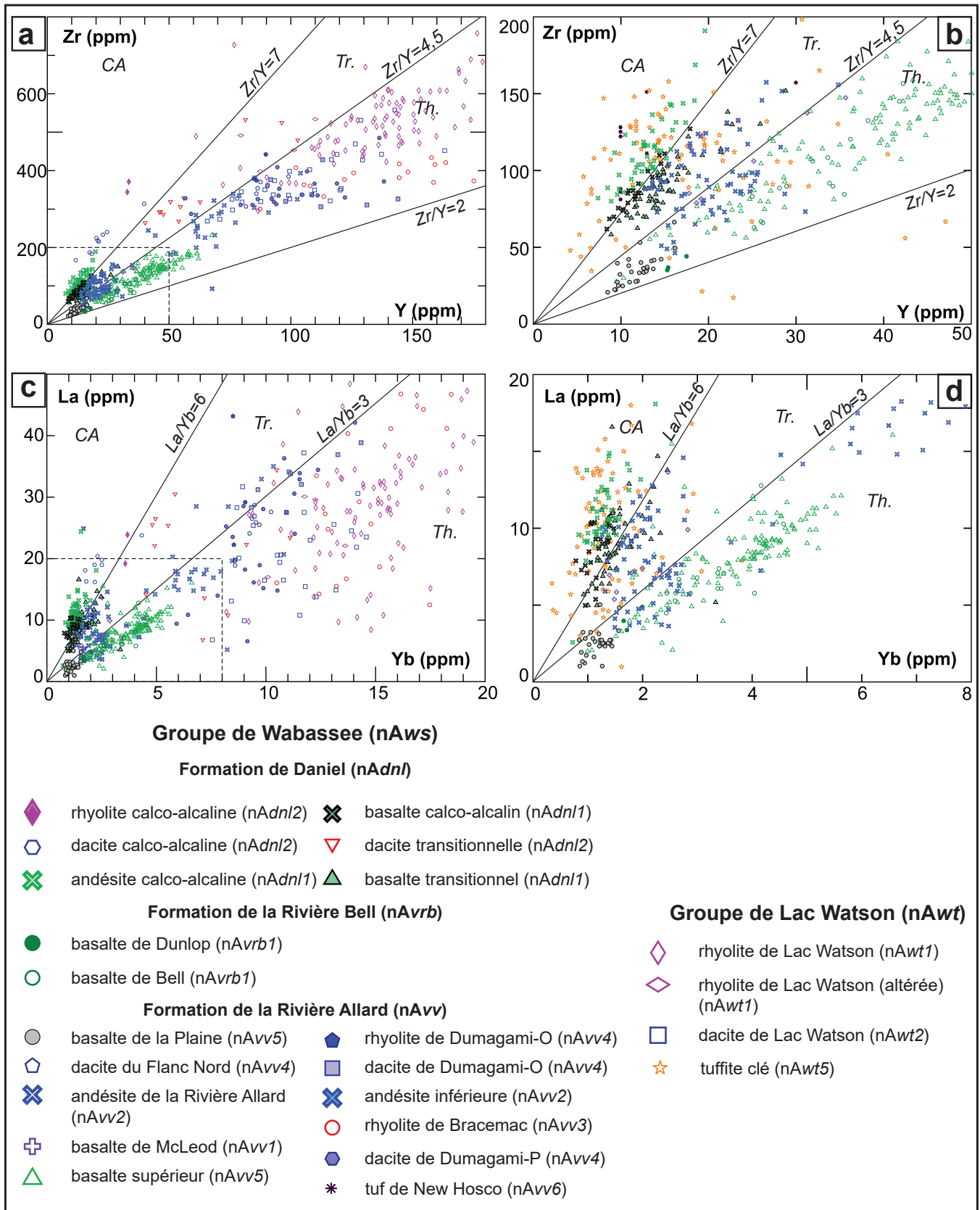


FIGURE 23 – Diagrammes d’affinité magmatique des roches volcaniques pour l’ensemble de la région de Matagami. a) et b) Diagrammes Zr vs Y (Barrett et MacLean, 1999). Le graphique (b) présente une vue plus détaillée de ce graphique qui permet de mieux caractériser les roches mafiques; c) et d) Diagrammes La vs Yb (Barrett et MacLean, 1999). Le graphique (d) présente une vue plus détaillée de ce graphique qui permet de mieux caractériser les roches mafiques (Debreil, 2014). Abréviations : Th. = tholéitique; Tr. = transitionnel; CA = calco-alcalin.

au sein de la séquence volcanique du Camp Ouest, dans le secteur du gisement de Caber.

Sur le Flanc Sud, la base présumée du Groupe de Watson est tronquée par le Complexe de la Rivière Bell. La séquence volcanique débute avec la dacite de Lac Watson (nAw_t2) surmontée par la rhyolite de Lac Watson (nAw_t1). Il est important de noter que ces roches ont subi une altération importante attribuable à la circulation des fluides hydrothermaux responsables de la formation des minéralisations de SMV du secteur. Ce phénomène se manifeste notamment par la dispersion appréciable des valeurs en SiO₂ (figure 22a) et le lessivage des éléments alcalins dont les teneurs sont proches de zéro (non illustré). En plus du Na₂O et du K₂O, le MgO et le CaO sont particulièrement mobiles au sein de ces roches. Rappelons que le Groupe de Watson représente l'éponte inférieure de la plupart des minéralisations de SMV du camp minier de Matagami.

La dacite et la rhyolite de Lac Watson définissent des suites tholéiitiques qui s'expriment par des rapports Zr/Y (4,4) et La/Yb (entre 1,5 et 2,5) relativement faibles (figures 23a et 23c, 24b et 24c), ainsi que par des spectres multiéléments plus ou moins plats (figures 24d et 24e). Certains échantillons se détachent des principaux groupements sur les figures 24a, 24b et 24c. Ce comportement est probablement attribuable à l'altération hydrothermale régionale ou à la proximité de failles importantes localisées à proximité immédiate des minéralisations du Flanc Sud (Orchan, Orchan Ouest et Bell Allard; figure 2 et carte hors texte; Debreil, 2014). Trois échantillons de dacite de l'unité nAw_t2 situés dans la partie médiane du Flanc Sud possèdent une affinité magmatique transitionnelle démontrée par des rapports Zr/Y plus élevés (environ 5,0; figure 24b). Il pourrait vraisemblablement s'agir d'une évolution graduelle de la chimie de la dacite vers le sommet de l'unité. Les spectres multiéléments de ces échantillons (figure 24f) montrent que les teneurs des éléments Th à Ti sont comparables à celles des échantillons non altérés (enveloppe en bleu ciel). En revanche, les teneurs en terres rares lourdes sont plus faibles, ce qui témoigne d'une mobilisation plus prononcée que dans le cas des terres rares légères (Kranidiotis et MacLean, 1987; Genna *et al.*, 2014a). Sur le Flanc Nord, plusieurs forages ont intersecté des dacites de composition comparable à celles trouvées à la base du Groupe de Lac Watson sur le Flanc Sud (Piché, 1991; Pilote, 2010).

Groupe de Wabasse (nA_w)

Formation de la Rivière Allard (nA_v)

Flanc Sud et Plaine Centrale

Dans cette section, les diagrammes présentés aux figures 25a et 25b incluent les échantillons recueillis sur le Flanc Sud, le Flanc Nord, le Camp Ouest et la Plaine Centrale. Ces analyses proviennent des échantillons de surface

des campagnes de cartographie du MERN (figure 20) ainsi que des échantillons de forage de la société Xstrata Zinc/Glencore réalisés dans les secteurs des gisements Bracemac-McLeod, Orchan et Persévérance.

La Formation de la Rivière Allard est composée d'unités de composition basaltique à rhyolitique (figures 22 et 25a). La base de la formation est formée d'une unité andésitique désignée « andésite inférieure » (unité nA_v2; figures 3 et 11). Ces roches volcaniques d'affinité tholéiitique à transitionnelle (figures 23, 25b et 25c) sont surmontées par l'unité de « basalte supérieur » (unité nA_v5). Ces basaltes tholéiitiques se trouvent partout dans le Flanc Sud ainsi que dans la Plaine Centrale. Ils comprennent le basalte de McLeod et le basalte de la Plaine Centrale également inclus dans l'unité nA_v5. Des unités felsiques sont intercalées dans la séquence : la rhyolite de Bracemac (nA_v3), la dacite de Dumagami-P (« Persévérance »; nA_v4), la dacite et la rhyolite de Dumagami-O (« Orchan »; nA_v4) et l'unité nA_v6 (incluant le tuf de New Hosco).

Andésite-andésite basaltique inférieure (nA_v2)

L'andésite inférieure forme la base de la Formation de la Rivière Allard et du Groupe de Wabasse dans la partie centrale du Flanc Sud et dans le Camp Ouest (figure 15). Dans les diagrammes de Winchester et Floyd (1977), l'unité d'andésite inférieure chevauche les champs « andésite » et « andésite/basalte » (figures 22 et 25a). Les analyses de cette unité se projettent dans les champs des roches tholéiitiques et transitionnelles comme le montrent les rapports Zr/Y (5,5 à 6) et La/Yb (5,0 à 6,0) (figures 23, 25b et 25c). De plus, les spectres multiéléments montrent une certaine cohérence, indiquant qu'il s'agit bien de la même unité (figure 25e). Les anomalies négatives en Nb et Ta permettent de différencier cette unité des autres roches mafiques à intermédiaires du Groupe de Wabasse. Genna *et al.* (2014a) proposent que cette unité, en raison de certaines similitudes géochimiques, pourrait constituer un équivalent effusif de la tuffite clé.

Rhyolite de Bracemac (nA_v3)

La rhyolite de Bracemac est observée uniquement dans le secteur de Bracemac-McLeod, soit dans la partie méridionale du Flanc Sud (figure 15). Cette unité n'affleure pas et c'est donc grâce à des échantillons provenant de forages que cette unité a pu être caractérisée géochimiquement. La rhyolite de Bracemac constitue la base de la Formation de la Rivière Allard dans ce secteur et est surmontée par l'andésite inférieure.

Les caractéristiques géochimiques de la rhyolite de Bracemac confirment qu'il s'agit bien d'une rhyolite (figure 25a). Les rapports Zr/Y (2,5 à 4) et La/Yb (1,2 à 2,8) ainsi que les spectres plats du diagramme multiélément (figures 25b, 25c et 25d) indiquent une affinité tholéiitique. La dispersion des terres rares lourdes sur ce diagramme s'explique par une mobilisation attribuable à l'altération hydrothermale (figure 25d). L'échantillon le plus altéré se situe au-dessus de la lentille de sulfures massifs de Bracemac.

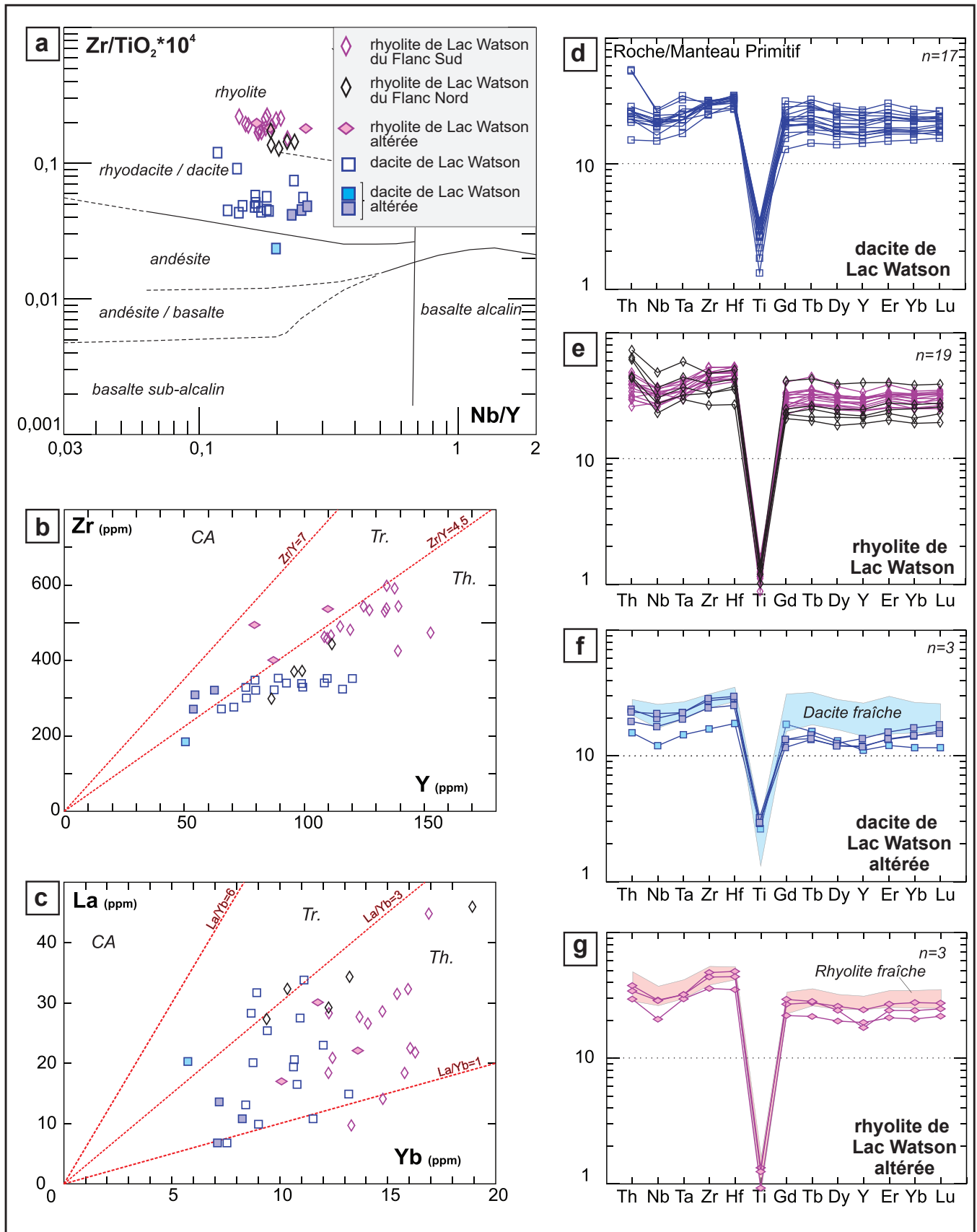


FIGURE 24 – Diagrammes de discrimination géochimiques des roches volcaniques felsiques du Groupe de Lac Watson. a) Diagramme Nb/Y vs Zr/TiO₂ de Winchester et Floyd (1977); b) Diagramme Y vs Zr (Barrett et MacLean, 1999); c) Diagramme Yb vs La (Barrett et MacLean, 1999); Diagrammes d), e), f) et g) : profils de terres rares normalisés au manteau primitif (Debreil, 2014). Abréviations : Th. = tholéiitique; Tr. = transitionnel; CA = calco-alcalin.

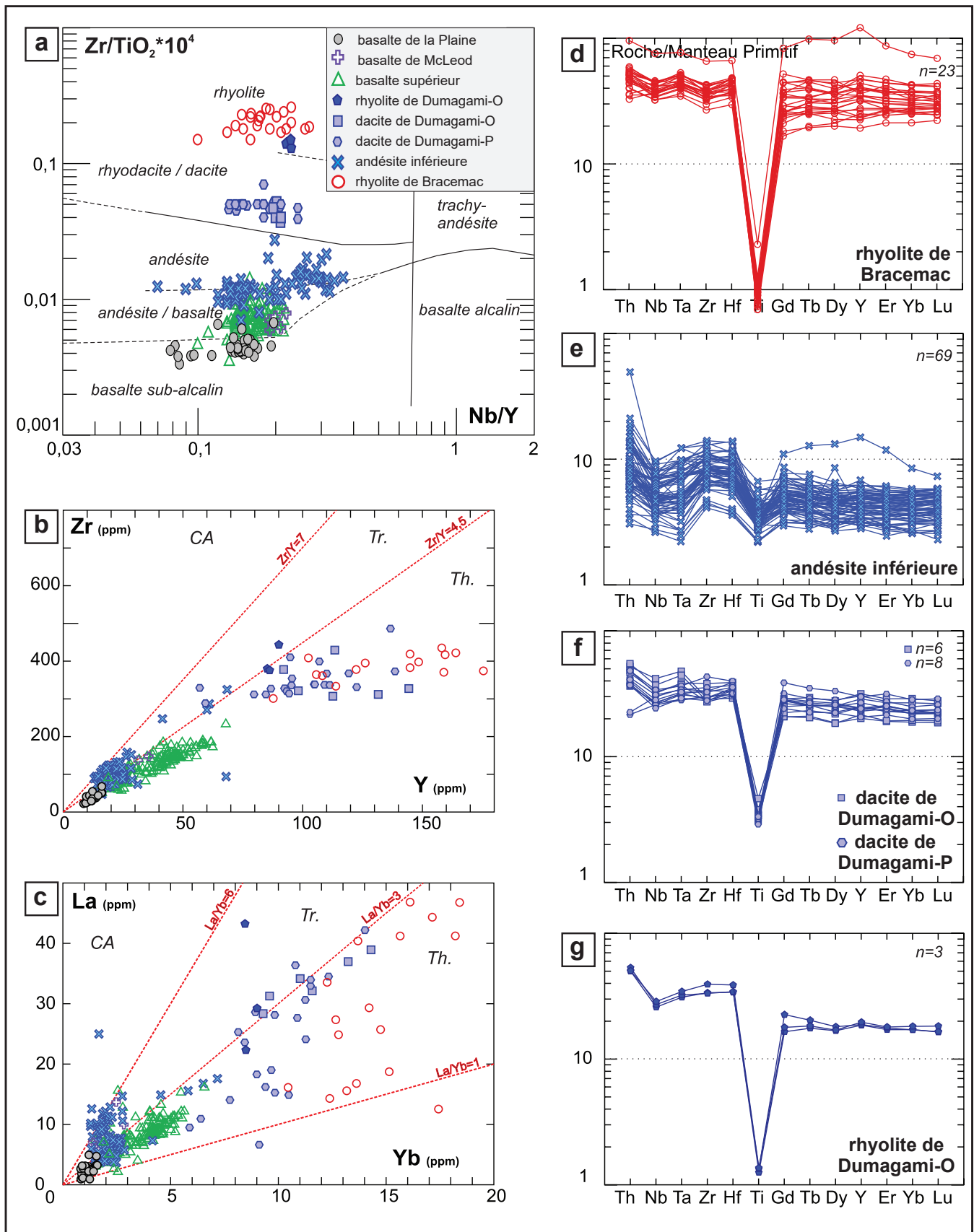


FIGURE 25 – Diagrammes de discrimination géochimiques des roches volcaniques mafiques, intermédiaires et felsiques du Groupe de Wabasee: a) Diagramme Nb/Y vs Zr/TiO₂ de Winchester et Floyd (1977); b) Diagramme Y vs Zr (Barrett et MacLean, 1999); c) Diagramme Yb vs La (Barrett et MacLean, 1999); Diagrammes d), e), f), g) : profils de terres rares normalisés au manteau primitif (Debreil, 2014). Abréviations : Th. = tholéiitique; Tr. = transitionnel; CA = calco-alcalin.

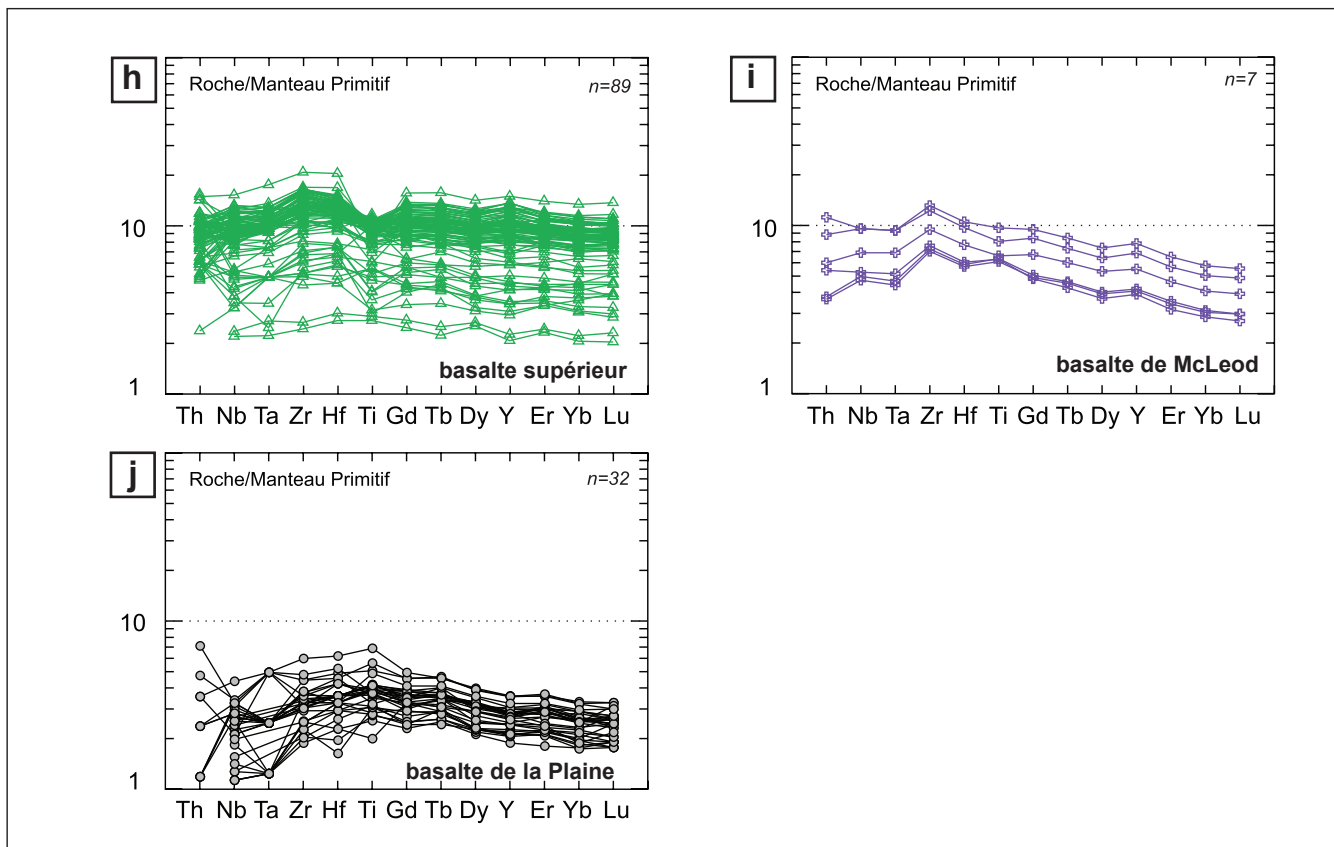


FIGURE 25 (suite) – Diagrammes de discrimination géochimiques des roches volcaniques mafiques, intermédiaires et felsiques du Groupe de Wabasse : h, i) et j) : profils de terres rares normalisées au manteau primitif (Debrel, 2014). Abréviations : Th. = tholéiitique; Tr. = transitionnel; CA = calco-alcalin.

Dacite de Dumagami-P (secteur de Persévérance; nAvv4)

Dans le secteur de la mine Persévérance (figures 2 et 15 et carte hors texte), la Formation de la Rivière Allard est composée d'une seule unité désignée historiquement comme la « rhyolite de Dumagami » par les géologues de la société Xstrata Zinc/Glencore (Pierre, 2014; Pierre *et al.*, 2016).

D'après la classification de Winchester et Floyd (1977), cette unité felsique est formée en réalité de dacite (figures 22 et 25a). Nous proposons donc de désigner cette unité comme la « dacite de Dumagami-P ». Cette unité appartient à une suite tholéiitique comme l'indiquent les rapports Zr/Y (3,8 à 5) et La/Yb (1,8 à 2,8) ainsi que les spectres plats du diagramme multiélément (figures 25b, 25c et 25f).

Dacite et rhyolite de Dumagami-O (secteur Orchan; nAvv4)

Dans le secteur des mines Orchan et Orchan Ouest, la « rhyolite de Dumagami » surmonte l'andésite inférieure et forme une unité lenticulaire dans la partie centrale du Flanc Sud (figures 2 et 15 et carte hors texte). Cette unité n'affleure pas, elle a donc été étudiée à partir des échantillons provenant de plusieurs forages situés dans cette région particulière, dont deux forages (OR-90-13 et OR-90-32) espacés d'environ 400 m. Ces données indiquent que la « rhyolite de Dumagami » originale peut être scindée en deux unités d'après leur composition géochimique, soit la rhyolite de Dumagami-O et la dacite de Dumagami-O (figure 25a; unité

nAvv4). Ces unités ne sont pas illustrées sur la carte hors texte en raison de leurs dimensions trop restreintes.

La dacite de Dumagami-O (nAvv4) définit une suite tholéiitique, comme l'indiquent les rapports Zr/Y (2,1 à 4) et La/Yb (2,8 à 3,1), ainsi que les spectres des échantillons dans le diagramme multiélément (figures 25b, 25c et 25f). Elle présente les mêmes caractéristiques géochimiques que la dacite de Dumagami-P observée dans le secteur de Persévérance (figure 25f). Ces deux unités reposent sur le tuffite clé. Dans l'hypothèse d'une corrélation entre les deux unités de dacite, l'andésite inférieure serait absente du secteur de Persévérance possiblement en raison d'une faille ou d'un niveau d'érosion différent de celui observé plus au SE.

Les rapports Zr/Y (4,4 à 4,7) et La/Yb (2,8 à 5) de la rhyolite de Dumagami-O indiquent une affinité principalement transitionnelle (figures 25b et 25c). Les spectres multiéléments montrent une anomalie négative en Nb et des concentrations relatives en terres rares lourdes plus faibles que celles de la dacite (figures 25f et 25g).

Les caractéristiques géochimiques de la dacite et de la rhyolite de Dumagami-O sont comparées à la figure 26. Le diagramme multiélément démontre que la dacite présente des teneurs plus faibles en Ti et plus élevées en terres rares lourdes en comparaison de celles de la rhyolite (figure 26a). Le diagramme Zr/Al₂O₃ vs TiO₂/Al₂O₃ de la figure 26b intègre les données de la base de données de la société Xstrata Zinc/Glencore et permet de discriminer les

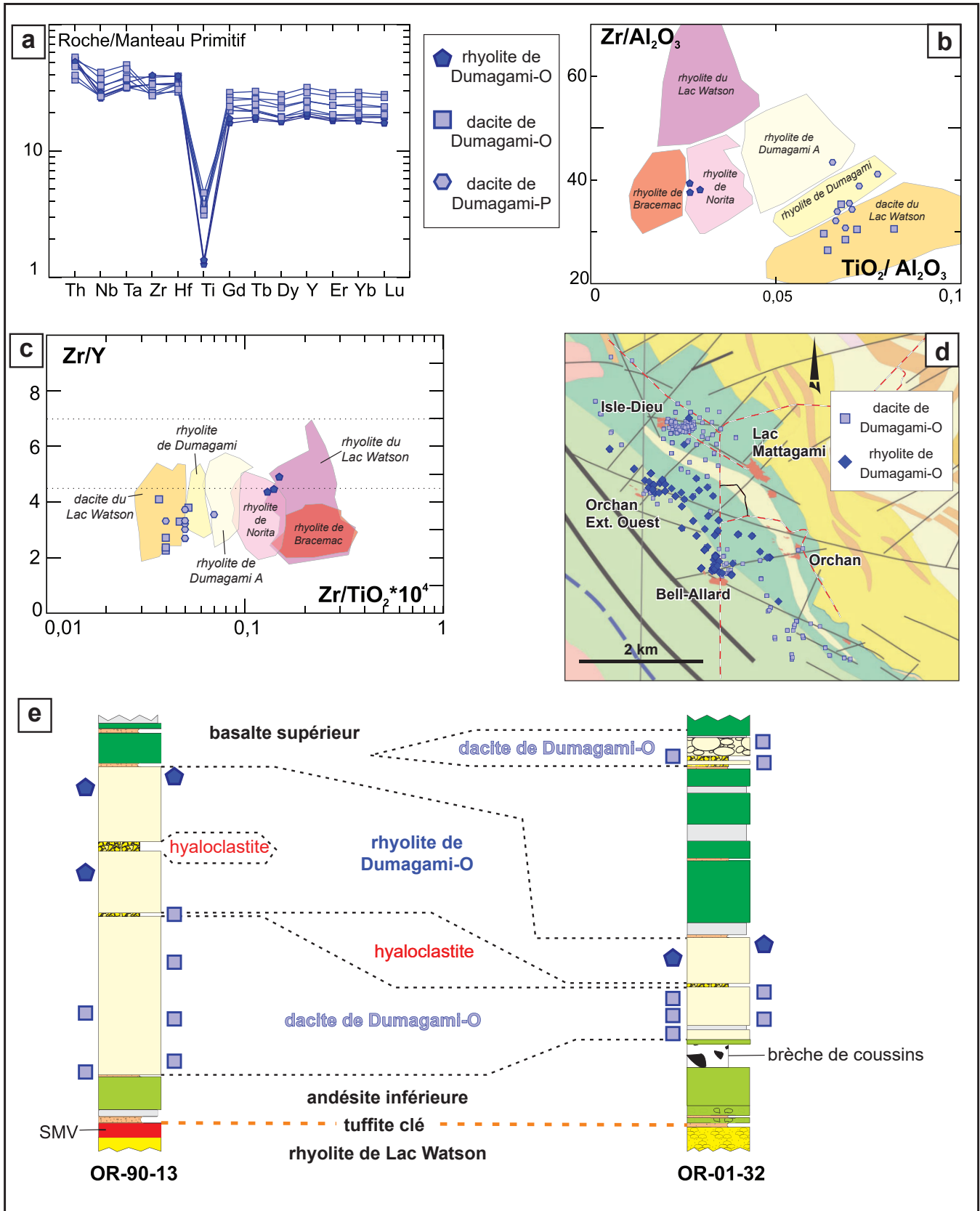


FIGURE 26 – Discrimination entre la rhyolite et la dacite de Dumagami-O (nAvv4) et la dacite de Dumagami-P (nAvv4) : a) Diagramme multiélément; b) et c) Diagrammes Zr/Al_2O_3 vs TiO_2/Al_2O_3 et Zr/Y vs Zr/TiO_2 historiquement utilisés par Noranda/Xstrata Zinc/Glencore pour discriminer les différents types de rhyolites du Flanc Sud; d) Carte montrant la distribution des échantillons de roches felsiques utilisés projetés en surface; e) Coupe schématique le long des deux forages étudiés (OR-90-13 et OR-01-32) montrant les corrélations établies (Debreil, 2014).

différentes unités de roches volcaniques historiquement reconnues dans le camp minier de Matagami (MacGeehan, 1979; Gartner, 1987; MacLean et Kranodiotis, 1987; Tanguay, 1990; Noranda/Xstrata Zinc/Glencore, travaux inédits et compilations). Ce graphique comprend les deux types de « rhyolite de Dumagami », soit la « rhyolite de Dumagami » et la « rhyolite de Dumagami-A » (légèrement enrichie en Zr). Les analyses de la dacite de Dumagami-O réalisées dans le cadre de cette étude se projettent dans les champs de la « dacite de Lac Watson » et de la « rhyolite de Dumagami » pour un échantillon, alors que les analyses de la rhyolite de Dumagami-O se trouvent dans le champ de la « rhyolite de Norita », confirmant l'affiliation géochimique entre ces différents épisodes éruptifs et la contemporanéité de leur mise en place.

Sur le même diagramme Zr/Y vs Zr/TiO_2 (figure 26c), les échantillons de la dacite de Dumagami-O se situent également dans le champ de la « dacite du lac Watson » (ou de la « rhyolite de Dumagami »), alors que la rhyolite de Dumagami-O tombe dans le champ de « rhyolite de Norita ».

La localisation des échantillons de dacite et de rhyolite de Dumagami-O (incluant les données historiques) projetée verticalement en surface est illustrée à figure 26d. Cette carte de distribution ne tient pas compte du pendage modéré des couches sur le Flanc Sud et de possibles répétitions par des failles, mais elle donne une idée de la répartition respective des deux unités. La rhyolite de Dumagami-O semble être confinée à la partie centrale (SW) du secteur illustré, alors que la dacite de Dumagami-O montre une plus grande étendue. Afin de visualiser la position relative de ces unités dans la séquence stratigraphique, les deux forages étudiés sont représentés à la figure 26e. La dacite de Dumagami-O se trouve à la base dans les deux forages, en contact avec l'andésite inférieure, et est surmontée par la rhyolite de Dumagami-O. Les deux unités sont séparées l'une de l'autre par une mince bande de hyaloclastites. Cette bande, visible dans les deux forages, pourrait représenter la portion sommitale fragmentée de l'unité de dacite. La rhyolite se serait mise en place subséquent, lors d'un événement distinct. Dans le forage OR-01-32, un second niveau de dacite de Dumagami-O est observé plus haut dans la séquence, apparemment à l'intérieur du basalte supérieur (Debreil, 2014).

Basalte-basalte andésitique supérieur (nAvv5)

Le basalte supérieur, présent à l'échelle régionale, recouvre l'andésite inférieure ainsi que la rhyolite de Dumagami-O dans la partie centrale du Flanc Sud (figure 15). Cette unité renferme plusieurs niveaux de tuffite, dont l'un est associé étroitement aux minéralisations des secteurs de Bracemac et d'Orchan. Il est difficile de corréliser ces niveaux de tuffite étant donné la distance entre ces deux secteurs.

Les rapports Zr/Y (2,2 à 2,4) et La/Yb (2,5) du basalte supérieur permettent de reconnaître une affinité principalement tholéiitique (figures 23, 25b et 25c). Les spectres multiéléments plats confirment cette observation (figure 25h). Un fait notable est la similitude des spectres des quelque 89 échantillons analysés dans tout le camp minier. Ceci

démontre l'homogénéité de cette unité à l'échelle régionale. La grande étendue et l'épaisseur appréciable de cette unité (< 1 km) impliquent un épisode effusif important.

Basalte de McLeod (nAvv5)

Cette lithologie est comprise dans l'unité de basalte supérieur (nAvv5) en raison de ses dimensions trop restreintes pour apparaître sur la carte. Le basalte de McLeod (figures 22 et 25a) est reconnu uniquement en forage dans le secteur de la mine McLeod (figure 20), d'où son nom. L'affinité magmatique de ces laves est tholéiitique à transitionnelle (rapports Zr/Y de 4,5 et La/Yb de 5,9) (figures 23, 25b et 25c) et les spectres multiéléments montrent un faible appauvrissement en terres rares lourdes (figure 25i). Cet appauvrissement constitue la principale caractéristique qui distingue cette unité du basalte supérieur.

Basalte de la Plaine Centrale (partie de l'unité nAvv5)

Ce basalte représente la portion de l'unité nAvv5 (basalte et basalte andésitique « supérieur ») située dans la Plaine Centrale. Cette lithologie constitue la partie sommitale de la Formation de la Rivière Allard dans ce secteur (figure 20) et marque la transition entre cette formation et la Formation de Daniel. Les échantillons (figure 25a) se distribuent dans le champ des basaltes subalcalins du diagramme de Winchester et Floyd (1977). Ils présentent une affinité tholéiitique (rapports Zr/Y de 3,5 à 4 et La/Yb de 2,5 à 3; figures 23, 25b et 25c) et des concentrations en éléments en traces faibles (figure 25j).

Formation de la Rivière Allard sur le Flanc Nord

Nous présentons ici les caractéristiques géochimiques des principales unités volcaniques du Flanc Nord appartenant à la Formation de la Rivière Allard. Cet ensemble comprend principalement des basaltes et des andésites tholéiitiques (nAvv1 et nAvv5). Quelques niveaux felsiques ont également été reconnus localement, entre autres près des gisements de Garon Lake, Norita et New Hosco (unités nAvv3, nAvv4 et nAvv6). L'abondance de failles longitudinales qui répètent la stratigraphie complique la compréhension de la géométrie globale du Flanc Nord (figure 4). Les données étiquetées « dacite du Flanc Nord » représentées à la figure 27 proviennent de la partie de l'unité nAvv4 située immédiatement au nord de la mine Norita. La base de données ne contient qu'un seul échantillon du tuf de New Hosco (figure 22).

Basalte supérieur (nAvv5)

Le basalte supérieur (nAvv5), d'affinité tholéiitique (rapports Zr/Y de 4,0 et La/Yb de 2,8), montre des spectres multiéléments plats avec une faible anomalie négative en Ti (figures 27a, 27b, 27c et 27d). La comparaison avec le basalte supérieur des secteurs du Flanc Sud et de la Plaine Centrale permet de corréliser ces deux unités sur une base lithogéochimique (champ en vert sur la figure 27d).

L'unité de basalte supérieur du Flanc Nord (nAvv5) n'est cependant pas homogène. Elle comporte par endroits des niveaux de composition andésitique trop minces et discontinus pour figurer sur la carte géologique (figures 27a, 27b, 27c et 27e). Par endroits, ces niveaux semblent être interstratifiées avec les basaltes. Il est difficile de préciser la position stratigraphique exacte de ces andésites étant donné les multiples répétitions stratigraphiques qui caractérisent le Flanc Nord. Elles sont d'affinité tholéitique à légèrement transitionnelle (rapports Zr/Y de 4,5, La/Yb de 4,5 et La/Yb de 2,8; figures 27b et 27c). Le diagramme multiélément confirme cette affinité magmatique avec des spectres de terres rares lourdes plats. Cette unité d'andésite n'a pas été observée sur le Flanc Sud et dans la Plaine Centrale. Cette portion de l'unité de basalte supérieur est nommée « andésite de la Rivière Allard », mais n'apparaît pas sur la carte hors texte.

La partie sommitale (portion nord) de l'unité nAvv5 du Flanc Nord contient également quelques niveaux discontinus de volcanites andésitiques d'affinité calco-alcaline (figures 20, 27a, 27b, 27c et 27g). Ces échantillons d'andésite présentent les mêmes caractéristiques géochimiques que les roches de la Formation de Daniel. Ce secteur est traversé par de nombreuses failles qui délimitent des blocs structuraux; la séquence stratigraphique interprétée pourrait donc vraisemblablement présenter une répétition de certaines portions de la Formation de la Rivière Allard, ou encore la transition avec la Formation de Daniel. Ces unités volcaniques pourraient également avoir été confondues avec des intrusions de composition mafique à intermédiaire. La faible envergure de ces niveaux d'affinité calco-alcaline et leur distribution limitée ne permettent pas de favoriser un scénario particulier.

Dacite du Flanc Nord (nAvv4)

Une unité de dacite est reconnue dans le secteur du Flanc Nord (figures 27a, 27b, 27c et 27f). Nous avons assigné cette lithologie à l'unité nAvv4. Il est difficile de savoir précisément à quel niveau stratigraphique cette unité se situe ou si elle forme un niveau continu à l'échelle du Flanc Nord, considérant sa disposition en segments plus ou moins volumineux et discontinus dans ce secteur caractérisé par multiples failles et répétitions stratigraphiques. Cependant, la dacite est présente à plusieurs endroits, notamment au nord de la mine Norita (figure 20). On la trouve également dans le secteur des gisements de Garon Lake et de Bell Channel (figure 20). La dacite du Flanc Nord définie ici regroupe les appellations historiques « rhyolite du Lac Garon » et « rhyolite de Dumagami » (MacGeehan, 1979; MacGeehan *et al.*, 1981; Piché, 1991). Son affinité magmatique tholéitique est indiquée par des rapports Zr/Y de 4,2 et La/Yb de 2,7, (figures 27b et 27c) ainsi que par le profil plat des éléments des terres rares (figure 27f). Cette unité de dacite partage certaines caractéristiques géochimiques avec la dacite de Dumagami-O du Flanc Sud (enveloppe beige de la figure 27f).

Formation de la Rivière Bell (nAvrb)

La Formation de la Rivière Bell se trouve dans la partie NE du Flanc Nord (figure 16a) où elle est en contact structural au sud avec la Formation de la Rivière Allard. Cette formation comprend principalement des basaltes tholéitiques (figures 22 et 23). Les cartographies de Sharpe (1968) et de Beaudry et Gaucher (1986) ont mis en évidence quelques unités volcaniques felsiques (nAvrb3, nAvrb4 et nAvrb5) entourant le Pluton de la Baie Dunlop. Nous n'avons pas observé toutes ces unités felsiques, mais leurs positions ont été reportées sur la carte géologique (carte hors texte).

L'unité nAvrb1 représente la partie principale de la Formation de la Rivière Bell. Cette unité a été librement subdivisée géochimiquement en deux unités non cartographiables, soit le basalte de Bell et le basalte de Dunlop (figures 27a, 27b et 27c). Ces deux unités ne sont pas représentées sur la carte en raison d'un nombre trop restreint d'échantillons. Le basalte de Dunlop se situe principalement le long de la bordure sud du Pluton de la Baie Dunlop et semble avoir davantage été touché par le métamorphisme de contact de type cornéenne généré par ce pluton.

Le basalte de Bell constitue la plus grande part de la Formation de la Rivière Bell. Il se caractérise par de faibles rapports Zr/Y (2,7 à 2,8) et La/Yb (2,3 à 2,5; figures 22a, 23b, 23d, 28b et 28c) et par des spectres multiéléments plats (figure 25d). En comparant cette unité au basalte supérieur (unité nAvv5 de la Formation de la Rivière Allard) du Flanc Sud (enveloppe verte sur la figure 24d), on constate que le contenu en terres rares lourdes de ces deux unités diffère légèrement, le basalte de Bell présentant des concentrations légèrement plus faibles.

Le basalte de Dunlop est représenté par un petit nombre d'échantillons (trois). Ils se trouvent dans le champ des basaltes subalcalins dans le diagramme de Winchester et Floyd (1977; figure 28a) et montrent une affinité tholéitique (rapports Zr/Y de 3,0 et La/Yb de 2,8; figures 28b et 28c). Les spectres multiéléments (figure 29e) présentent des valeurs normalisées faibles pour tous les éléments (< 10). On remarque aussi une anomalie négative prononcée en Nb et Ta qui constitue la différence la plus notable avec le basalte de Bell.

Formation de Daniel (nAdnl)

Les roches volcaniques de la partie nord de la Plaine Centrale appartiennent à la Formation de Daniel. Cette nouvelle unité constitue la partie supérieure du Groupe de Wabasse. Elle repose de manière concordante sur l'unité de basalte de la Plaine Centrale (unité nAvv5 de la Formation de la Rivière Allard) et est composée principalement de basaltes d'affinité transitionnelle surmontés d'andésites et de basaltes d'affinité calco-alcaline (figures 22 et 23). Ces lithologies ne sont pas cartographiables à l'échelle de la carte et ont toutes été regroupées dans l'unité informelle nAdnl1. Des unités mineures de rhyolite et de dacite porphyriques (nAdnl2) transitionnelles et calco-alcalines ont également été reconnues.

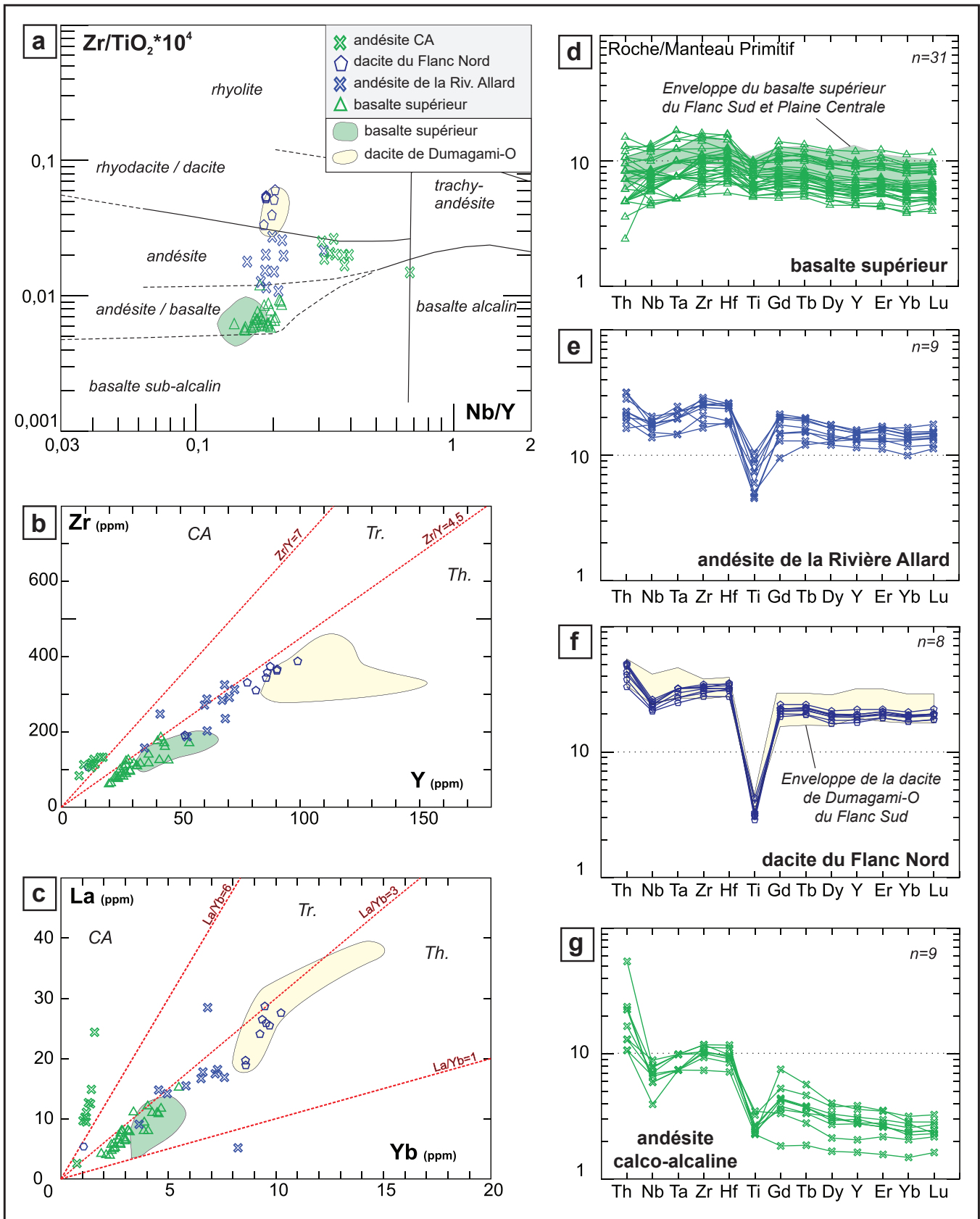


FIGURE 27 – Diagrammes de discrimination des roches volcaniques mafiques, intermédiaires et felsiques de la Formation de la Rivière Allard sur le Flanc Nord : a) Diagramme Nb/Y vs Zr/TiO₂ de Winchester et Floyd (1977); b) Diagramme Y vs Zr (Barrett et MacLean, 1999); c) diagramme Yb vs La (Barrett et MacLean, 1999); Diagrammes d), e), f) et g) : profils de terres rares normalisées au manteau primitif (voir Debreil, 2014). Les champs en vert et en jaune correspondent respectivement aux échantillons les plus représentatifs de l'unité de basalte supérieur et de la dacite de Dumagami-O (Debreil, 2014). Abréviations : Th. = tholéitique; Tr. = transitionnel; CA = calco-alcalin.

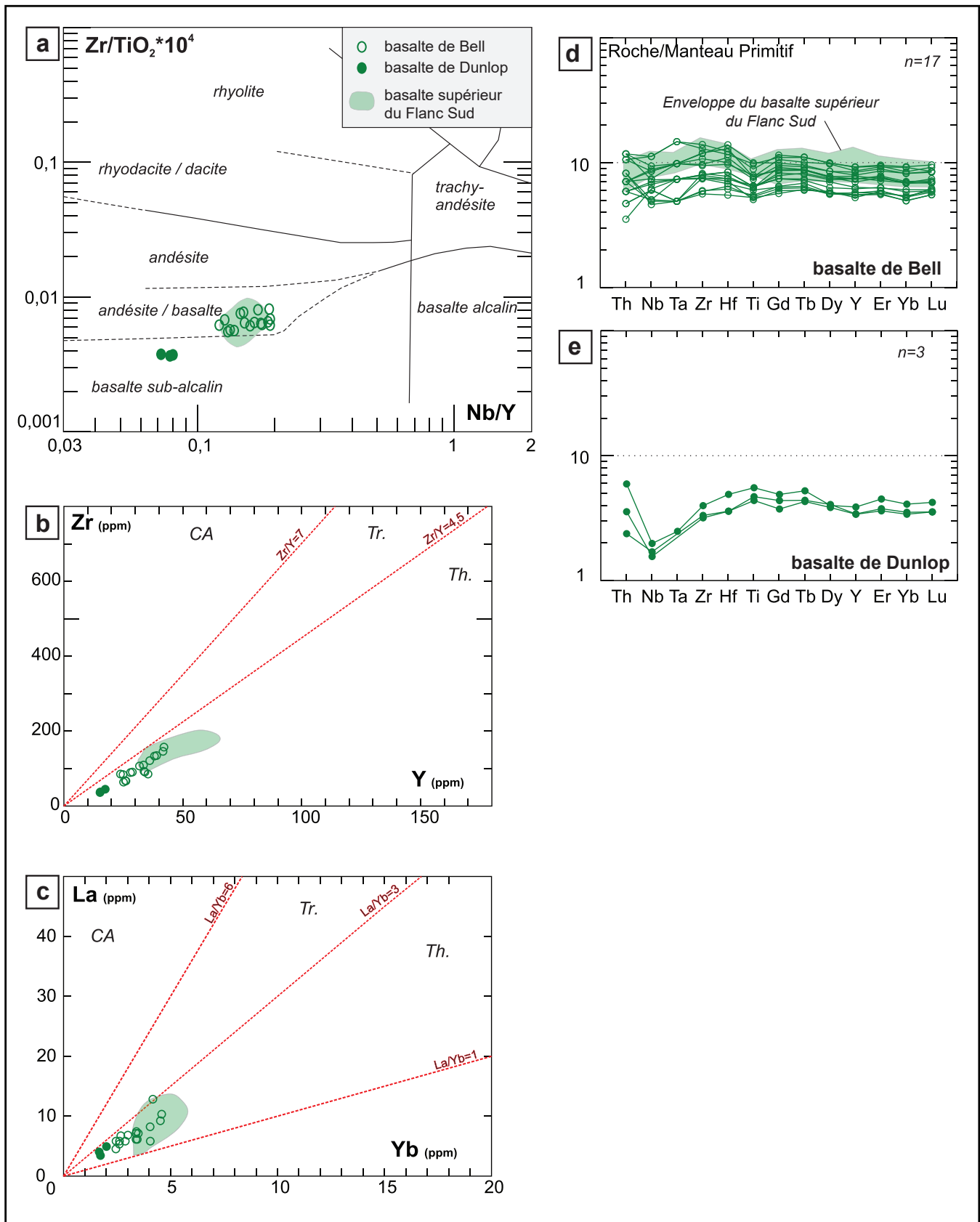


FIGURE 28 – Diagrammes de discrimination des roches volcaniques basaltiques de la Formation de la Rivière Bell (Groupe de Wabassee) : a) Diagramme Nb/Y vs Zr/TiO_2 de Winchester et Floyd (1977); b) diagramme Y vs Zr (Barrett et MacLean, 1999); c) Diagramme Yb vs La (Barrett et MacLean, 1999); Diagrammes d) et e) : profils de terres rares normalisées au manteau primitif. Le champ en vert correspond aux échantillons les plus représentatifs de l'unité de basalte supérieur du Flanc Sud (Debreil, 2014). Abréviations : Th. = tholéiitique; Tr. = transitionnel; CA = calco-alcalin.

Andésite et basalte andésitique (nAdn1)

Des andésites et basaltes andésitiques d'affinité transitionnelle appartenant à l'unité nAdn1 (rapports Zr/Y de 4,7 et La/Yb de 5,8; figures 29a, 29b et 29c) surmontent l'unité de basalte de la Plaine Centrale (unité nAvv5; figure 20). On les trouve notamment sur le flanc ouest de l'Anticlinal de MacIvor (figure 20). Ces roches présentent des spectres multiéléments caractérisés par une pente négative des terres rares lourdes (figure 29d), des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti ainsi que des teneurs en Th élevées.

Vers le nord et le sommet de l'unité, des coulées basaltiques et andésitiques calco-alcalines semblent former des interdigitations ou surmontent les unités mafiques d'affinité transitionnelle. Les travaux de cartographie n'ont pas permis de préciser ces relations ou de tracer les contacts entre ces unités. Les roches calco-alcalines se trouvent au cœur des deux synclinaux et au nord de la trace de l'Anticlinal de MacIvor (figure 20). Les basaltes montrent des rapports Zr/Y (7,0) et La/Yb (6,1) typiques des suites calco-alcalines (figures 29a, 29b et 29c). Le diagramme multiélément montre une pente des terres rares lourdes relativement importante et des anomalies significatives en Nb, Ta et Ti (figure 29f).

Les andésites calco-alcalines se caractérisent par des rapports Zr/Y (9,5 à 10) et La/Yb (10 à 11) typiques des roches calco-alcalines (figures 29a, 29b et 29c). Les profils multiéléments présentent une pente négative des terres rares lourdes et des anomalies notables en Nb et Ta (figure 29g). Les anomalies négatives en Ti sont plus prononcées que pour les basaltes, mais les teneurs en Th sont plus importantes.

Dacite et rhyolite porphyrique (nAdn2)

Des dacites et rhyolites transitionnelles (rapports Zr/Y de 6,0 et La/Yb de 1 à 5) sont localisées près de la base de la Formation de Daniel (figure 20). Leur affinité est bien définie sur le diagramme Zr vs Y (figure 29b). Cependant, les teneurs très variables des éléments La et Yb pourrait indiquer la présence de plus d'une lithologie. Les teneurs en terres rares montrent également une certaine dispersion (figure 29c). Sur le diagramme multiélément, les valeurs en Th sont généralement élevées et l'on note une pente faible à nulle des terres rares lourdes (figure 29e).

Des dacites calco-alcalines (rapports Zr/Y de 10 à 11 et La/Yb de 10) affleurent de part et d'autre du Synclinal du Dôme (figures 20 et 29a, 29b et 29c). Les spectres multiéléments montrent des anomalies négatives en Nb et Ta et une pente négative relativement légère des terres rares lourdes (figure 29h).

La Formation de Daniel contient également des rhyolites calco-alcalines (rapports Zr/Y de 12 à 13 et La/Yb de 6; figures 29a, 29b et 29c). Cette lithologie se caractérise par des spectres multiéléments présentant de fortes anomalies en Nb, Ta et Ti (figure 29i). Ces roches se situent au cœur de l'Anticlinal de MacIvor où elles sont associées à roches mafiques à intermédiaires calco-alcalines (figure 20).

Roches volcaniques du Camp Ouest (secteurs des gîtes de Caber et de Caber Nord)

Les unités volcaniques du Camp Ouest ont été étudiées par Debreil (2014) dans les secteurs des gîtes de Caber et de Caber Nord (carte hors texte). Le contexte stratigraphique du secteur de Caber Nord est nettement moins bien compris et s'avère structurellement plus complexe que celui du secteur du gîte de Caber. À Caber Nord, la séquence stratigraphique montre un pendage abrupt vers l'est et son épaisseur semble être gonflée par de nombreuses intrusions mafiques et felsiques. En raison des complexités structurales et lithologiques, une colonne stratigraphique simple n'a pu être établie, mais plusieurs unités sont comparables à celles du Flanc Sud ou du Flanc Nord. Rabeau (2013) s'est attaqué à la géochimie des roches volcaniques du Camp Ouest et propose une subdivision préliminaire des unités volcaniques en au moins six classes sur la base de leur signature géochimique et des observations de terrain.

Groupe de Lac Watson (nAw1)

Dacite de Lac Watson (nAw1)

Une unité de dacite trouvée dans le secteur du gisement de Caber Nord a été corrélée à la dacite de Lac Watson du Flanc Sud par les géologues de la société Xstrata Zinc/Glencore (figure 30a). Les échantillons de cette unité montrent une affinité tholéïitique (rapports Zr/Y de 3,5 à 4 et La/Yb moyen de 1,8 à 3; figures 30b et 30c) et des spectres multiéléments avec un léger plateau positif en Zr et Hf (figure 30d). Ces observations corroborent la corrélation entre l'unité de dacite à Caber Nord et la dacite de Lac Watson et rehaussent considérablement le potentiel pour les minéralisations de type SMV dans le Camp Ouest.

Rhyolite de Lac Watson (nAw2)

Une unité de rhyolite du Camp Ouest possède une signature géochimique similaire à celle de la rhyolite de Lac Watson du Flanc Sud (figure 30). Cette rhyolite tholéïitique (rapports Zr/Y de 4 à 4,5 et La/Yb de 1,3 à 3,2; figures 30a, 30b et 30c) montre des profils multiéléments plats (figure 30e) avec une anomalie prononcée en Ti. Cependant, les teneurs en Th de cette roche semblent légèrement plus élevées que celles de la rhyolite de Lac Watson du Flanc Sud.

Groupe de Wabasse, Formation de la Rivière Allard (nAvv)

Andésite inférieure (nAvv2)

Dans le secteur du gîte de Caber, la base du Groupe de Wabasse est formée d'une unité d'andésite corrélée à l'andésite inférieure du Flanc Sud (figures 30a, 30b et 30f).

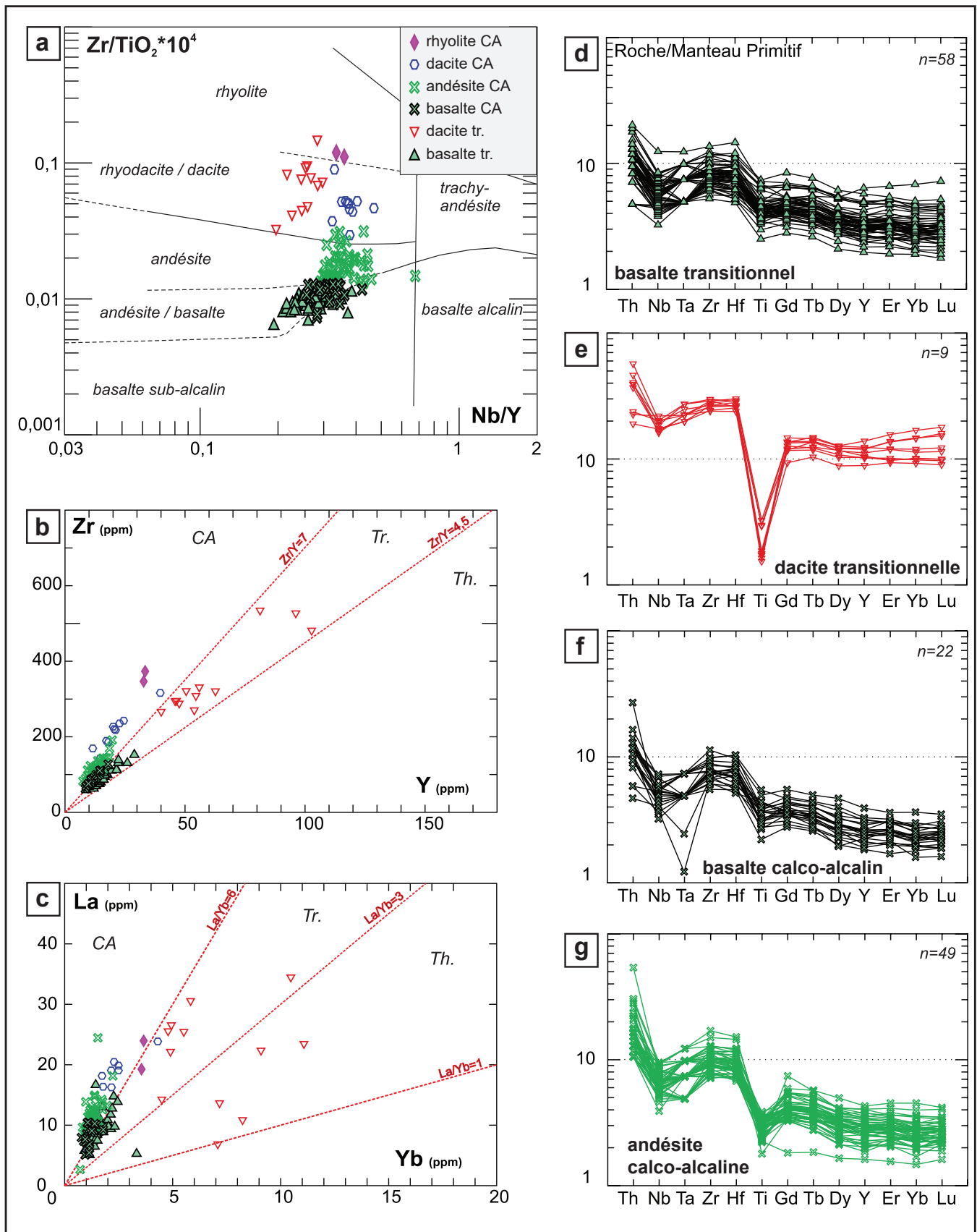


FIGURE 29 – Diagrammes de discrimination des roches volcaniques mafiques, intermédiaires et felsiques de la Formation de Daniel du Groupe de Wabasse : a) Diagramme Nb/Y vs Zr/TiO₂ de Winchester et Floyd (1977); b) Diagramme Y vs Zr (Barrett et MacLean, 1999); c) Diagramme Yb vs La (Barrett et MacLean, 1999); Diagrammes d), e), f), g). Abréviations : Th. = tholéiitique; Tr. = transitionnel; CA = calco-alcalin.

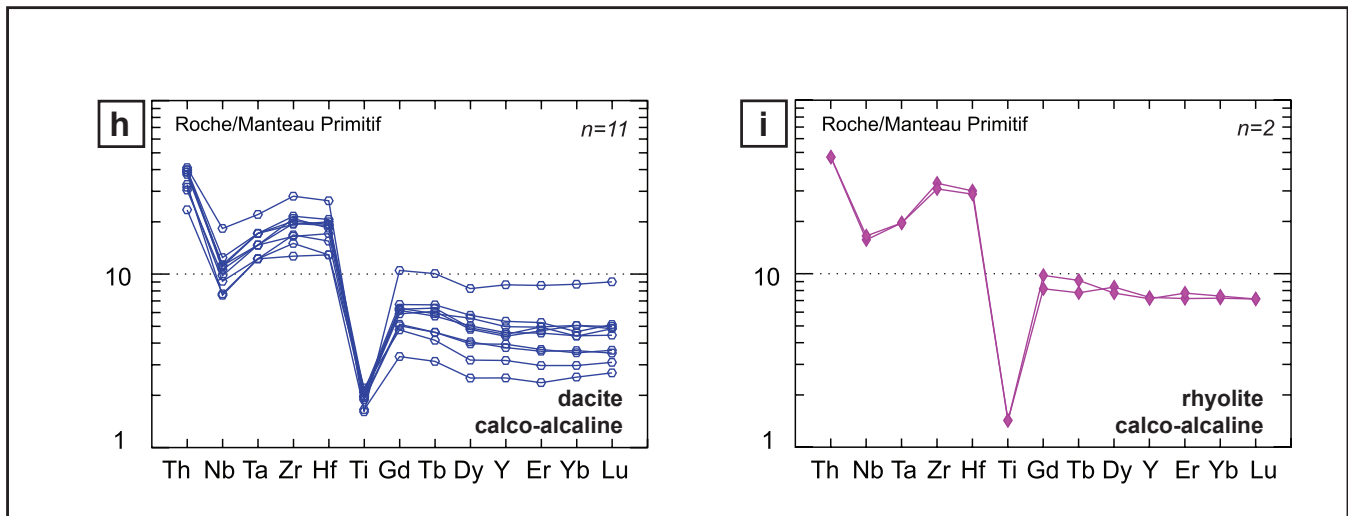


FIGURE 29 (suite) – Diagrammes de discrimination des roches volcaniques mafiques, intermédiaires et felsiques de la Formation de Daniel du Groupe de Wabassee : h) et i) : profils de terres rares normalisés au manteau primitif (Debreil, 2014). Abréviations : Th. = tholéiitique; Tr. = transitionnel; CA = calco-alcalin.

Cette unité est tronquée à l'est par la Zone de cisaillement de MacIvor. Le sommet de cette unité et les unités sus-jacentes ne sont visibles que dans le secteur de Caber. Elle n'a pas été reconnue dans le secteur de Caber Nord. Les échantillons provenant de l'andésite inférieure sont d'affinité transitionnelle (rapports Zr/Y de 6,2 à 6,5 et La/Yb de 5 à 5,5) et montrent les spectres multiéléments caractérisés par une anomalie négative en Nb et Ta ainsi qu'une légère pente négative des terres rares lourdes. Ces caractéristiques sont similaires à celles de l'andésite inférieure du Flanc Sud (enveloppe verte sur la figure 30f), ce qui semble confirmer l'interprétation que ces unités sont des équivalents stratigraphiques.

Les roches de l'éponte inférieure (rhyolite de type Lac Watson) et de l'éponte supérieure (unité d'andésite inférieure de la Formation de la Rivière Allard) du gisement de Caber montrent les mêmes signatures géochimiques et sont contemporaines (Ross *et al.*, 2014 et 2019) des unités encaissantes de plusieurs minéralisations de SMV du Flanc Sud, appuyant les corrélations stratigraphiques entre les unités du Camp Ouest et du Flanc Sud.

Andésite de la Rivière Allard (nAvv2)

Les analyses d'une unité d'andésite du secteur de Caber Nord se projettent dans le champ des andésites sur le diagramme de Winchester et Floyd (1977; figure 30a) et montrent une affinité magmatique tholéiitique (rapports Zr/Y de 3 à 3,3 et La/Yb de 2,4 à 3,3; figures 30b et 30c). Dans le diagramme multiélément, les terres rares lourdes présentent une pente nulle (figure 30g). La signature géochimique de cette unité est similaire à celle de l'andésite de la Rivière Allard du Flanc Nord (enveloppe bleue sur la figure 30g). Une corrélation entre ces deux unités est donc proposée.

Basalte supérieur (nAvv5)

Quelques échantillons du secteur de Caber Nord possèdent une signature géochimique similaire à celle du basalte supérieur du Flanc Sud, c.-à-d. une composition variant du basalte à l'andésite (figure 30a), une affinité tholéiitique (rapports Zr/Y de 2,5 et La/Yb de 2,1; figures 30b et 30c) et des spectres multiéléments plats (figure 30h). Nous proposons donc que ces deux unités soient équivalentes.

Géochimie des principales intrusions felsiques

Pluton de Nedawaka (nAdwk)

Sept analyses du Pluton de Nedawaka provenant de forages effectués par Xstrata Zinc/Glencore (Paulin-Bissonnette et Dessureault, 2012; Paulin-Bissonnette *et al.*, 2012; Namour *et al.*, 2017) ont été compilées dans la base de données du SIGÉOM (figure 31). Le contenu en SiO₂ de ces échantillons est variable, allant de 63 % à près de 70 % (champ s'étendant du gabbro à la diorite), mais tous ces échantillons ont été regroupés à l'intérieur de l'unité nAcav1. La vaste majorité des échantillons se situent dans le champ subalcalin. La composition en MgO varie graduellement de 3 % à moins de 1 % (figures 31a, 31b et 31c). Ces échantillons appartiennent à une série calco-alcaline (figure 32d, e et f). Les valeurs en Y sont faibles, se situant entre 4 et 14 ppm. Sur les diagrammes de classification tectonique, ces analyses se situent dans les champs des intrusions d'arcs volcaniques (« VAG »; figures 31g et 31h) et métalumineuses (figure 31i). Du point de vue des éléments en traces, le profil des terres rares normalisées aux chondrites montre une pente prononcée, avec un fort rapport La/Lu (figure 31j), tandis que le diagramme multiélément montre des anomalies positives en Cs, Rb, Ba, K, Pb et Sr, et de fortes anomalies négatives en Nb et Ta (figure 31k).

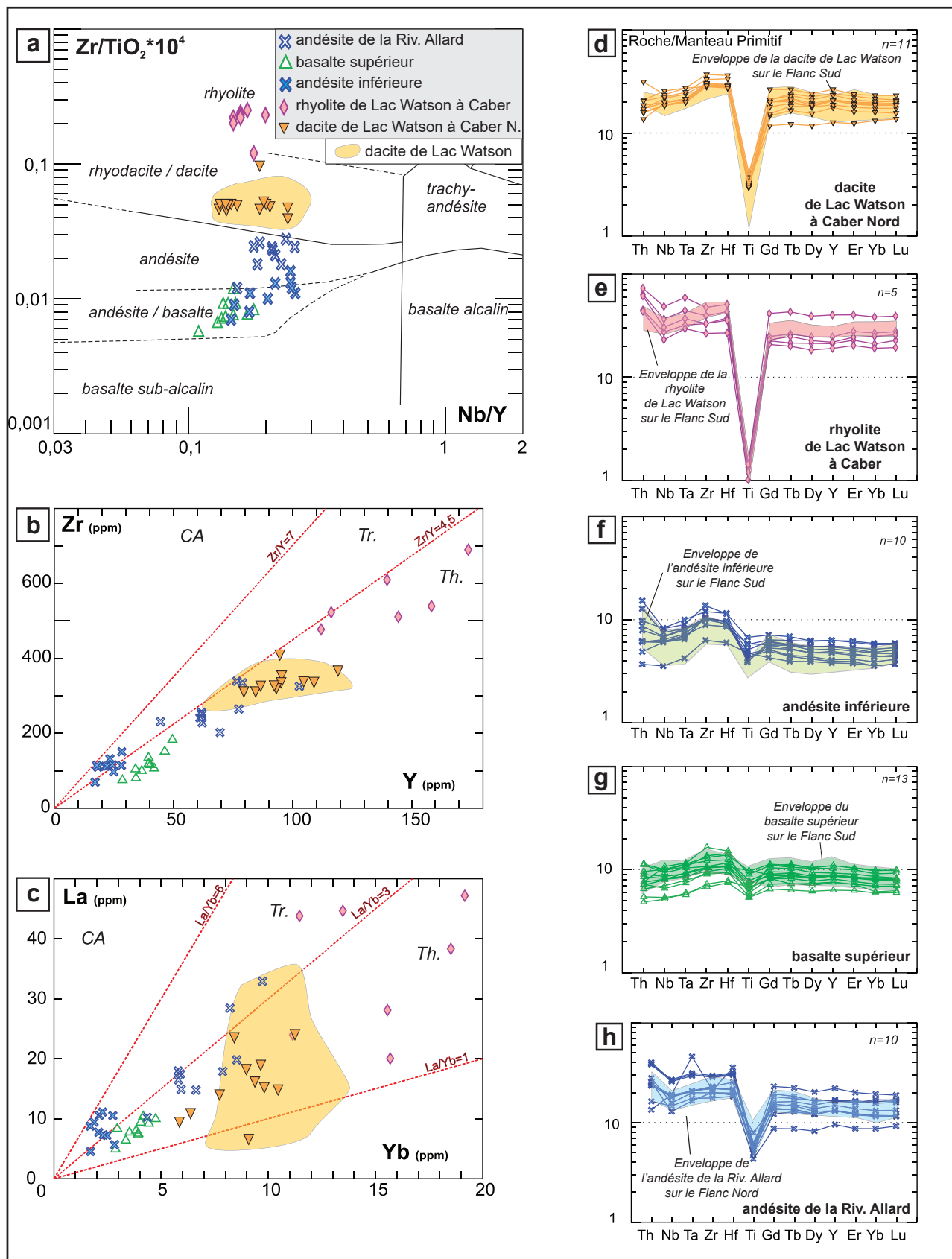


FIGURE 30 – Diagrammes de discrimination des roches volcaniques mafiques, intermédiaires et felsiques situées dans les environs des gîtes de Caber et de Caber Nord (Camp Ouest) et comparaisons avec les autres unités rhyolitiques de la région de Matagami. a) Diagramme Nb/Y vs Zr/TiO₂; b) Diagramme Y vs Zr (Barrett et MacLean, 1999); c) Diagramme Yb vs La (Barrett et MacLean, 1999); Diagrammes d), e), f), g) et h) : profils de terres rares normalisées au manteau primitif (Debreil, 2014). Abréviations : Th. = tholéiitique; Tr. = transitionnel; CA = calco-alcalin.

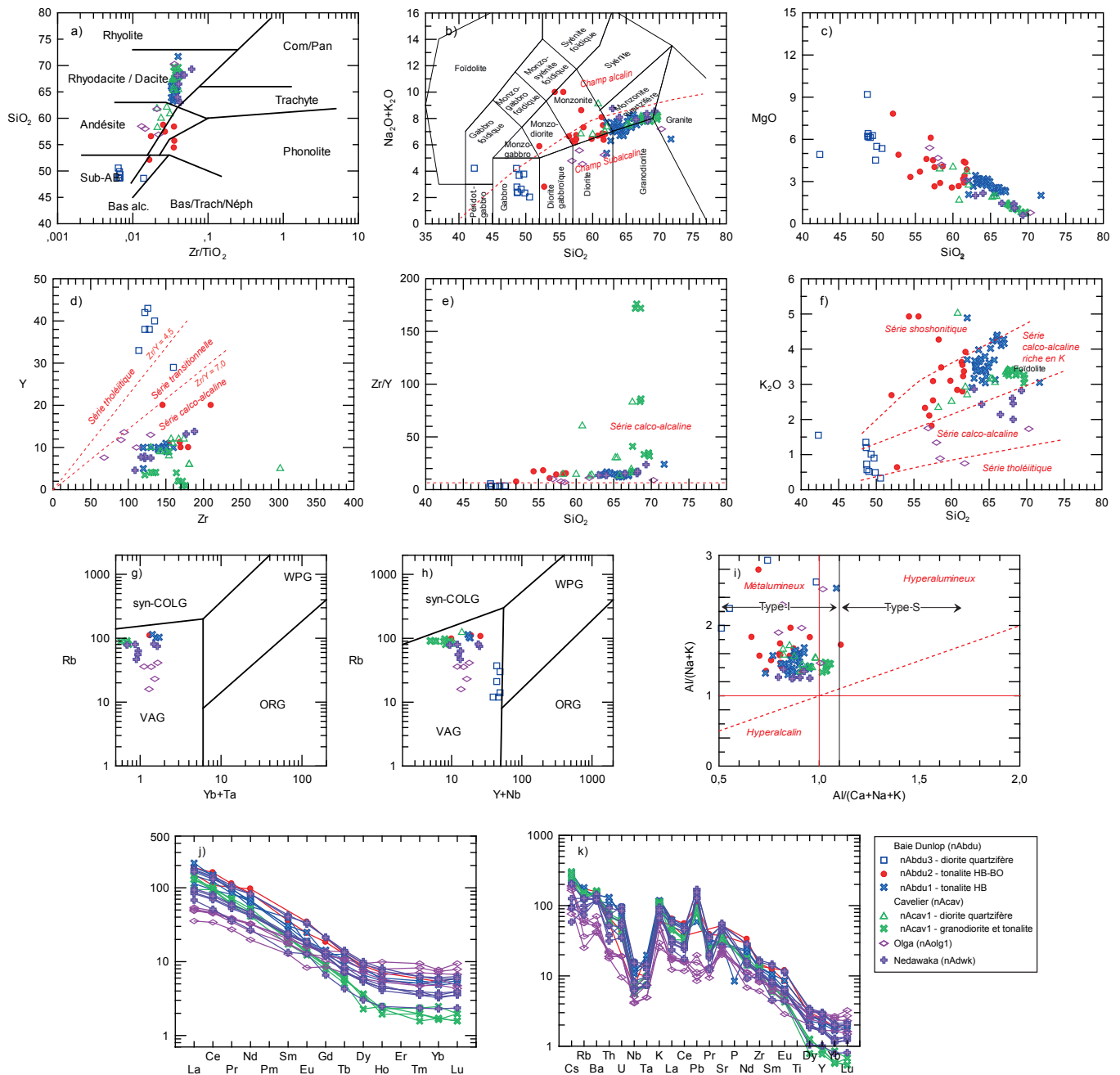


FIGURE 31 – Plutons de la Baie Dunlop, de Cavelier, d’Olga et de Nedawaka. a) Diagramme SiO_2 vs Zr/TiO_2 de Winchester et Floyd (1977); b) Diagramme $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ vs SiO_2 de Middlemost (1994) avec courbe de LeBas *et al.* (1986); c) Diagramme MgO vs SiO_2 de Harker (1909); d) Diagramme Y vs Zr et e) Diagramme Zr/Y vs SiO_2 de MacLean et Barrett (1993); f) Diagramme K_2O vs SiO_2 de Peccerillo et Taylor (1976); g) Diagramme Rb vs $(\text{Yb}+\text{Ta})$ et h) Diagramme Rb vs $(\text{Y}+\text{Nb})$ de Pearce *et al.* (1984); i) Diagramme $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K})$ vs $\text{Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$ de Maniar et Piccoli (1989); j) Diagramme des éléments des terres rares normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989); k) Diagramme des éléments des terres rares normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989). Données géochimiques tirées de SIGÉOM et des travaux statutaires soumis au MERN.

Pluton de Grasset (nAgra)

Cinq analyses du Pluton de Grasset provenant de forages figurent dans la base de données du SIGÉOM (figure 32). Nous assumons a priori que ces analyses proviennent toutes de la phase nAgra1. Le contenu en SiO_2 est variable, allant de 52 % à plus de 70 % (champ s’étendant de la monzonite à la monzonite quartzifère et au granite), tout comme la composition en MgO (figures 32a, 32b et 32c). Ces roches appartiennent à une série calco-alcaline à tendance riche

en potassium (figures 32d, 32e et 32f). Sur les diagrammes de classification tectonique, ces analyses se situent dans les champs des intrusions d’arcs volcaniques (« VAG »; figures 33g et 32h) et métalumineuses (figure 32i). Du côté des éléments en traces, le profil des terres rares normalisées aux chondrites montre une pente prononcée avec un fort rapport La/Lu (figure 32j), tandis que le diagramme multiélément montre des anomalies positives en Ba, K et Sr, et de fortes anomalies négatives en Nb et Ta (figure 32k).

Pluton d'Olga (nAolg)

La base de données du SIGÉOM contient cinq analyses du Pluton d'Olga provenant d'affleurements dans le feuillet 32F13 (figure 31). Le contenu en SiO₂ de ces échantillons est variable, allant de 56 % à plus de 70 % (champ s'étendant du gabbro à la diorite). L'ensemble des échantillons se situent dans le champ subalcalin. La composition en MgO varie graduellement de 5 % à moins de 1 % à partir des phases mafiques vers les phases les plus différenciées (figures 31a, 31b et 31c). Ces échantillons appartiennent à une série calco-alcaline (figures 31d, 31e et 31f). Les valeurs en Y sont faibles, entre 8 et 14 ppm. Sur les diagrammes de classification tectonique, ces analyses se situent dans les champs des intrusions d'arcs volcaniques (« VAG »; figures 31g et 31h) et métalumineuses (figure 31i). Le profil des terres rares normalisées aux chondrites montre une pente prononcée, avec un rapport La/Lu modéré (figure 31j), tandis que le diagramme multiélément montre des anomalies positives en Cs, Ba, K, et Sr, et de fortes anomalies négatives en Nb et Ta (figure 31k).

Pluton de MacIvor (nAmcv)

La base de données du SIGÉOM contient plus de 140 analyses du Pluton de MacIvor (figure 33). Ces analyses proviennent surtout de forages et de quelques affleurements. En raison de nombre d'affleurements très restreint, la diversité des analyses ne se reflète pas dans la géologie relativement simple illustrée sur la carte géologique. Le contenu en SiO₂ est variable, allant de 45 % à près de 80 % (champ s'étendant du gabbro au granite). La quasi-totalité des échantillons se situe dans le champ subalcalin. La composition en MgO varie de façon presque continue de 12 % à moins de 1 % à partir des phases mafiques vers les phases les plus différenciées (figures 33a, 33b et 33c). Ces échantillons appartiennent à des séries tholéitique, transitionnelle et calco-alcaline, en passant des compositions mafiques, à intermédiaire, et à finalement aux plus felsiques (figures 33d, 33e et 33f). Sur les diagrammes de classification tectonique, la plupart de ces analyses se situent dans les champs des intrusions d'arcs volcaniques (« VAG »; figures 33g et 33h) et métalumineuses (figure 33i). Du point de vue des éléments en traces, le profil des terres rares normalisées aux chondrites montre une pente modérée, avec un rapport La/Lu peu prononcé (figure 33j) pour les phases mafiques et felsiques, tandis que le diagramme multiélément montre des patrons plus chaotiques avec tout de même de fortes anomalies négatives en Nb et Ta (figure 33k).

Pluton de Cavalier (nAcav)

Une vingtaine d'analyses du Pluton de Cavalier sont répertoriées dans la base de données du SIGÉOM (figure 31). Ces analyses proviennent d'affleurements et de forages. Le contenu en SiO₂ de ces échantillons est variable, allant

de 58 % à près de 70 % (champ s'étendant du gabbro à la diorite), mais tous ont été regroupés à l'intérieur de l'unité nAcav1. La vaste majorité des échantillons se situent dans le champ subalcalin. La composition en MgO varie graduellement de 4 % à moins de 1 % (figures 31a, 31b et 31c). Ces échantillons appartiennent à une série calco-alcaline riche en potassium (figures 31d, 31e et 31f). Les valeurs en Y sont faibles et systématiquement inférieures à 10 ppm. Sur les diagrammes de classification tectonique, ces analyses se situent dans les champs des intrusions d'arcs volcaniques (« VAG »; figures 31g et 31h) et métalumineuses (figure 31i). Du côté des éléments en traces, le profil des terres rares normalisées aux chondrites montre une pente prononcée, avec un fort rapport La/Lu (figure 31j), tandis que le diagramme multiélément montre des anomalies positives en Cs, Rb, Ba, K, Pb et Sr, et de fortes anomalies négatives en Nb et Ta (figure 31k).

Observations et considérations régionales

- La rhyolite de Dumagami introduite au départ par MacGeehan (1979), MacGeehan *et al.* (1981) et Piché (1991) pour décrire les lithologies felsiques se situant au-dessus de la tuffite clé, comprend la dacite de Dumagami-P (nAvv4) dans le secteur de la mine Persévérance et la dacite et la rhyolite de Dumagami-O (nAvv4) dans la partie centrale du Flanc Sud. La rhyolite de Bracemac (nAvv3) occupe une position stratigraphique comparable. Toutes ces diverses unités felsiques appartiennent à la Formation de la Rivière Allard du Groupe de Wabassee.
- Les corrélations géochimiques des unités encaissantes des lentilles de SMV encaissées dans le Groupe de Wabassee sur le Flanc Sud permettent de mieux apprécier le potentiel minéral de ces mêmes unités dans la portion centrale du Flanc Sud (voir Genna *et al.*, 2014a et 2014b; Genna et Gaboury, 2015; Debrel *et al.*, 2018).
- La rhyolite de Bracemac n'est altérée de façon importante que là où des minéralisations de SMV ont été reconnues dans le Groupe de Wabassee (voir Genna *et al.*, 2014a et 2014b; Genna et Gaboury, 2015).
- La reconnaissance et la caractérisation géochimique des unités de la Formation de Daniel ainsi que leur répartition géographique ont permis de déterminer la limite approximative entre les formations de la Rivière Allard et de Daniel dans la Plaine Centrale.
- À la lumière de l'information disponible, la Formation de Daniel ne semble pas présenter d'altération hydrothermale importante. Cependant, certains travaux démontrent un certain potentiel pour les minéralisations de type SMV plus au nord, dans le Groupe d'Enjalran-Bapst (Paulin-Bissonnette et Dessureault, 2012; Paulin-Bissonnette *et al.*, 2012; Namour *et al.*, 2017).

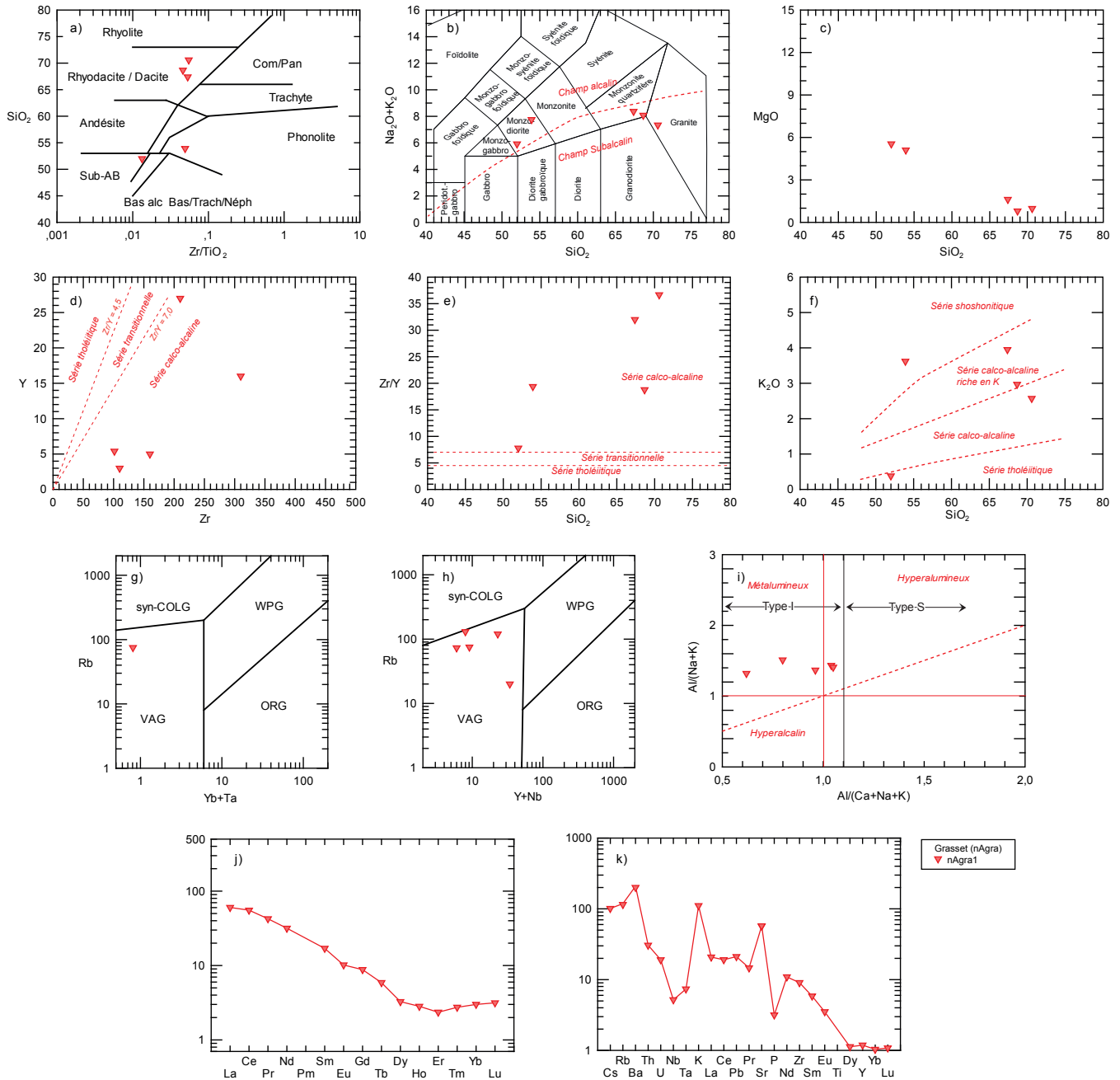


FIGURE 32 – Diagrammes de discrimination des roches intrusives du Pluton de Grasset. a) Diagramme SiO_2 vs Zr/TiO_2 de Winchester et Floyd (1977); b) Diagramme $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ vs SiO_2 de Middlemost (1994) avec courbe de LeBas *et al.* (1986); c) Diagramme MgO vs SiO_2 de Harker (1909); d) Diagramme Y vs Zr et e) Diagramme Zr/Y vs SiO_2 de MacLean et Barrett (1993); f) Diagramme K_2O vs SiO_2 de Peccerillo et Taylor (1976); g) Diagramme Rb vs $(\text{Yb}+\text{Ta})$ et h) Diagramme Rb vs $(\text{Y}+\text{Nb})$ de Pearce *et al.* (1984); i) Diagramme $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K})$ vs $\text{Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$ de Maniar et Piccoli (1989); j) Diagramme des éléments des terres rares normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989); k) Diagramme des éléments des terres rares normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989). Données géochimiques tirées de SIGÉOM.

- Sur une base géochimique, les intrusions présentent certaines ressemblances. Ainsi, il semble plausible de regrouper les plutons de Nedawaka, d’Olga, de Cavelier et de Dunlop dans un même ensemble. La composition globale de ces intrusions varie de granodiorite à tonalite. Tous ces plutons définissent des suites calco-alcalines, localement riches en K (potassium) et montrent des rapports La/Lu très prononcés. La meilleure estimation de l’âge de cette phase intrusive correspond à l’âge du Pluton d’Olga autour de 2693 ± 2 Ma (Mortensen,

1993), ce qui indiquerait un évènement intrusif d’âge syntectonique. Les caractéristiques géochimiques du Pluton de MacIvor sont fort différentes et correspondent à une intrusion appartenant à la suite diorite-tonalite d’âge synvolcanique mise en place autour de $2723,6 \pm 0,8$ Ma (David *et al.*, 2011). Cet âge est comparable, à 2 Ma près, aux âges observés pour les différentes unités rhyolitiques composant le Groupe de Lac Watson (Mortensen, 1993; Ross *et al.*, 2014; Debreil *et al.*, 2018).

DATATIONS U-PB RÉALISÉES PAR LE MERN

Dans le cadre de cette étude, nous avons prélevé six échantillons dans le secteur de Matagami pour datation au Jack Satterly Geochronology Laboratory (Davis *et al.*, 2014) et au GEOTOP (David *et al.*, 2011). Cinq d'entre eux proviennent d'unités de rhyolite et un autre d'une tonalite du Pluton de MacIvor. Trois des rhyolites se situent sur le Flanc Nord (Davis *et al.*, 2014) où l'information géochronologique était déficiente, une quatrième se situe dans la portion sud du Camp Ouest (Rhéaume, 2010) et une dernière est localisée dans la Plaine Centrale, au sein de la Formation de Daniel dont l'âge était inconnu (Davis *et al.*, 2014; figures 34 et 35). Parallèlement, six nouvelles analyses géochronologiques de rhyolites du Flanc Sud et du Camp Ouest ont été réalisées à la Commission géologique du Canada (Ross *et al.*, 2014).

Flanc Nord

Le premier échantillon (2010-PP-0014A; figures 34 et 35) provient d'un tuf rhyolitique à lapillis et à blocs de la Formation de la Rivière Allard, au SW du gisement de Garon Lake (MacGeehan, 1979; Pilote *et al.*, 2011). Les zircons ont donné un âge de $2724,6 \pm 0,8$ Ma (Davis *et al.*, 2014). L'âge de cette rhyolite correspond, en tenant compte des marges d'erreur, à ceux obtenus pour les rhyolites du Flanc Sud (Ross *et al.*, 2014). Le volcanisme felsique des flancs Nord et Sud serait donc contemporain.

Un autre échantillon de tuf à lapillis rhyolitique de la Formation de la Rivière Allard (2011-JA-0611A; figures 34 et 35) a été prélevé à proximité du contact sud du Pluton de la Baie Dunlop. Cet échantillon a donné deux âges U-Pb : un premier à 2727 ± 13 Ma et un second à $2693,5 \pm 1,0$ Ma (Davis *et al.*, 2014). Le résultat le plus ancien est considéré comme représentatif de l'âge de cristallisation de la roche. Il se situe dans la fourchette d'âges des rhyolites du camp de Matagami, mais la précision de l'analyse ne permet pas de corréliser cette unité aux autres rhyolites du secteur (figure 34). L'âge plus jeune est interprété comme représentant l'âge du métamorphisme de contact du Pluton de la Baie Dunlop. Il correspond également à l'âge obtenu par Mortensen (1993) pour la mise en place du Pluton d'Olga d'âge syntectonique, soit $2693,2 \pm 1,6$ Ma (figure 34).

Finalement, un échantillon de rhyolite massive et fragmentaire (BC-11-32; figures 34 et 35) provenant également de la Formation de la Rivière Allard dans le secteur du gisement de Bell Channel a donné un âge imprécis de 2724 ± 20 Ma (Davis *et al.*, 2014), cohérent avec les autres unités volcaniques felsiques du camp de Matagami (figure 34).

Camp Ouest

Rhéaume (2010) rapporte un âge de $2725,1 \pm 1,2$ Ma pour une rhyolite tholéiitique sphérolitique et porphy-

rique à quartz caractérisée par des structures d'écoulement laminaire (2009-PR-9222B4; David *et al.*, 2011). L'âge de cette rhyolite, prélevée en forage au SE du Pluton de Cavalier, est équivalent à ceux obtenus par Ross *et al.* (2014) pour la rhyolite de Lac Watson sur le Flanc Sud et à Caber (figure 34). Cette roche présente également la même signature géochimique que ces rhyolites. Ces données, en association avec les travaux de cartographie et de compilation menés dans le secteur du Camp Ouest (Pilote *et al.*, 2011; ce rapport), permettent de corréliser ces diverses unités felsiques et de proposer qu'elles fassent partie d'une même unité volcanique, la rhyolite de Lac Watson, bien que sa continuité spatiale ne soit pas évidente par endroits.

Plaine Centrale

Un échantillon de roche volcanique felsique (2011-KW-0221A; figures 34 et 35) de la Formation de Daniel a également été daté dans le cadre de nos travaux (Davis *et al.*, 2014). Cet échantillon de rhyolite massive calco-alcaline a donné deux âges : un premier à $2722,9 \pm 1,1$ Ma et un second, plus ancien, à 2731 ± 5 Ma. Le premier résultat représente l'âge de cristallisation de la roche, alors que le dernier est interprété comme provenant de zircons hérités. La mise en place de cette rhyolite suit d'environ 2 millions d'années celle des roches felsiques du Groupe de Lac Watson du Flanc Sud datées par Ross *et al.* (2014) et du Groupe de Wabasse (Formation de la Rivière Allard) du Flanc Nord par Davis *et al.* (2014). Ce résultat est compatible avec la stratigraphie générale de la région à savoir que la Formation de Daniel est la plus jeune de toutes les unités volcaniques (figure 34) du camp de Matagami. La durée maximale du volcanisme à Matagami serait donc d'environ 4,2 Ma, du Groupe du lac Watson ($2727,1$ Ma) à la Formation de Daniel ($2722,9$ Ma; figure 34).

L'âge de cristallisation obtenu pour la Formation de Daniel ressemble à celui obtenu par Ross *et al.* (2014) pour une rhyolite du secteur de MacIvor (figures 34 et 35). Il est toutefois important de rappeler que l'unité volcanique datée par Ross *et al.* (2014) est une rhyolite tholéiitique qui présente une signature géochimique très similaire à celle de la rhyolite de Lac Watson, tandis que la roche volcanique datée par Davis *et al.* (2014) est d'affinité calco-alcaline. Il est donc difficile pour le moment de corréliser ces deux unités.

Pluton de MacIvor

Rhéaume (2010) rapporte un âge de $2723,6 \pm 0,8$ Ma pour un échantillon provenant de la phase tonalitique de la partie SE du Pluton de MacIvor (2009-PR-9050; David *et al.*, 2011; figures 34 et 35). Il s'agit d'une tonalite blanche, massive, à grain moyen et non foliée. Cet âge permet d'affirmer que cette intrusion est synvolcanique comme le suggéraient l'absence de signature magnétique et son attitude subconcordante à la stratification (Boszczyk *et al.*, 2011).

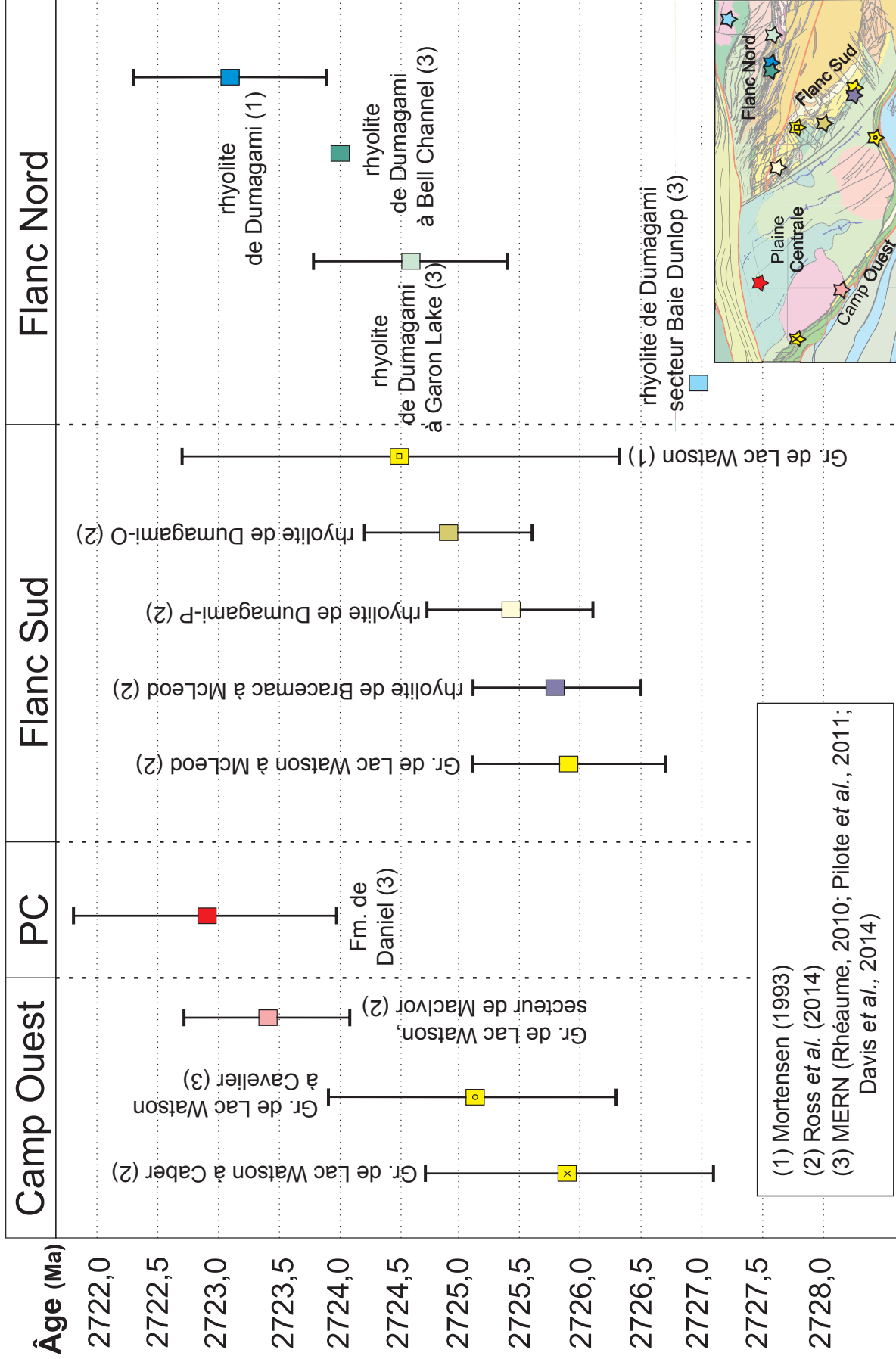
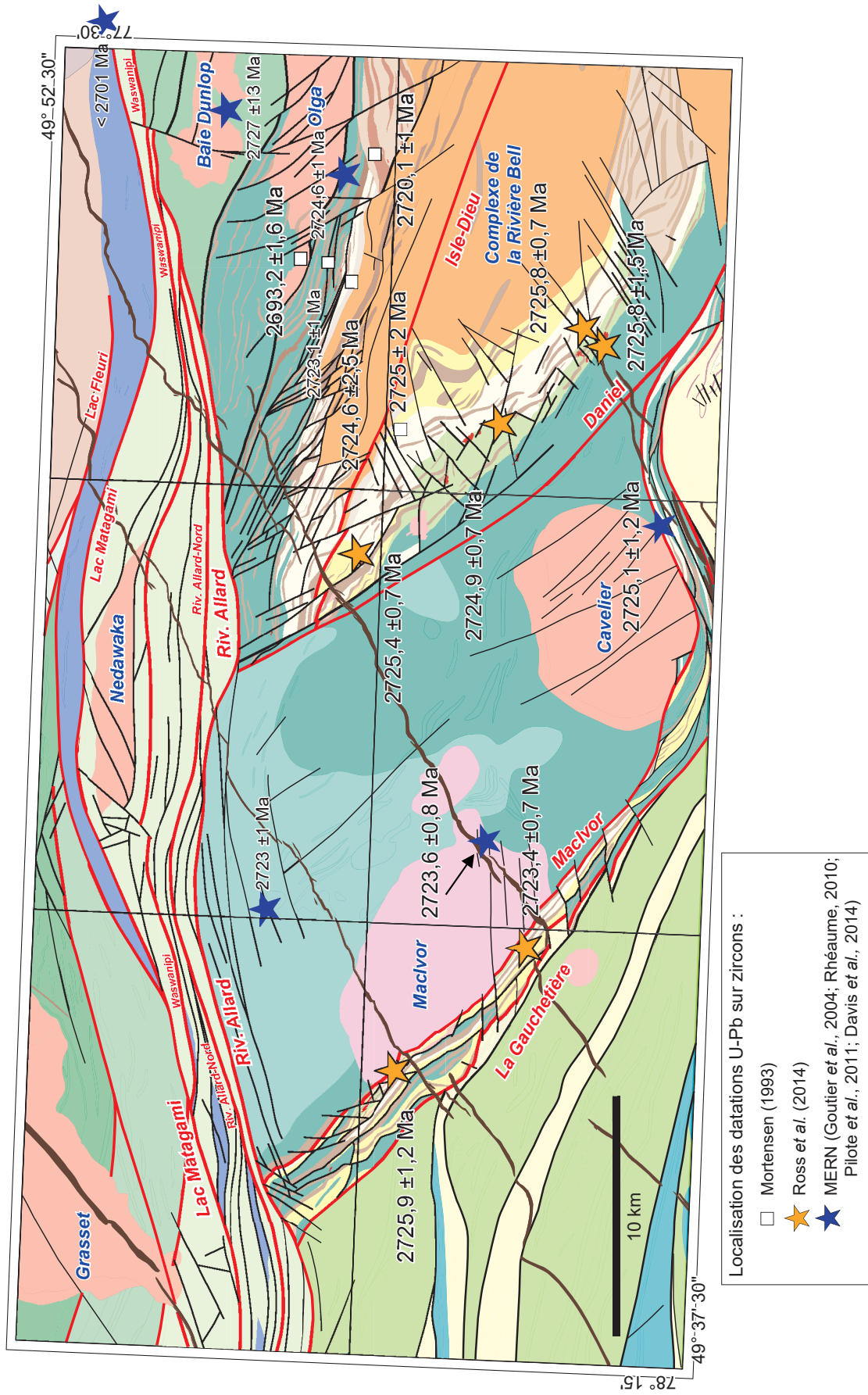


FIGURE 34 – Compilation des datations U-Pb des unités volcaniques de la région de Matagami. Sources des données : (1) Mortensen (1993); (2) Ross *et al.* (2014); (3) analyses du MERN (Rhéaume, 2010; Pilote *et al.*, 2011; Davis *et al.*, 2014). La carte géologique en cartouche indique la localisation des sites datés. Abréviations : PC = Plaine Centrale.



DISCUSSION ET CONCLUSIONS

Géologie et chronologie des événements

À partir de l'ensemble des observations de terrain ainsi que des données lithogéochimiques et géochronologiques, il est possible d'avancer certaines interprétations concernant la géologie de la région de Matagami et d'esquisser les grandes lignes de son évolution géologique.

La séquence des événements a commencé par l'éruption des roches volcaniques felsiques du Groupe de Lac Watson. Des volcanites encore plus vieilles devaient sûrement exister à l'époque et constituer le « plancher » sur lequel se sont déposées les roches du Lac Watson. Toutefois, de telles volcanites mafiques n'ont pas été observées de façon convaincante dans la région d'étude. L'épaisseur de rhyolite de Lac Watson (nAwt1) est beaucoup plus importante sur le Flanc Sud, ce qui suggère la présence d'un éventuel centre volcanique felsique dans ce secteur. Les rhyolites du Flanc Nord pourraient s'être mises en place en périphérie de leurs équivalents stratigraphiques du Flanc Sud (MacGeehan, 1979; MacGeehan *et al.*, 1981; MacLean, 1984; Piché, 1991).

Le volcanisme mafique à felsique de la Formation de la Rivière Allard (nAvv), à la base du Groupe de Wabassee, a succédé au volcanisme du Groupe de Lac Watson. Dans l'angle NE de la région, autour de la rivière Bell, cet épisode se manifeste par une épaisse séquence de laves basaltiques sous-marines de composition tholéiitique et enrichies en fer. Vers l'ouest et le SW, dans la région de la rivière Allard, c'est un volcanisme bimodal tholéiitique à calco-alcalin qui a succédé au volcanisme felsique du Groupe de Lac Watson. Cette séquence, différenciée vers son sommet, contient des niveaux de rhyolite ainsi que de nombreux niveaux de roches volcanoclastiques comparables à celui de la tuffite clé.

L'intrusion stratiforme du Complexe de la Rivière Bell (nAcrb) s'est ensuite mise en place à la base du Groupe de Lac Watson. Des sources thermales sous-marines riches en métaux ont probablement accompagné le volcanisme felsique et la mise en place de cette intrusion. Les minéralisations de SMV de la région de Matagami sont le résultat probable de ces exhalaisons. À ce jour, la majorité des gisements de SMV situés sur le Flanc Sud ont été découverts le long ou à proximité immédiate de la tuffite clé, laquelle se situe au sommet de l'important empilement de rhyolite du Groupe de Lac Watson, au contact du Groupe de Wabassee. Sur le Flanc Nord, les gisements semblent être associés à plusieurs niveaux favorables qui pourraient en fait représenter un ou plusieurs niveaux répétés structuralement par l'action des failles longitudinales.

La mise en place du Complexe de la Rivière Bell (nAcrb) est contemporaine d'une partie volcanisme mafique et felsique des groupes de Lac Watson et de Wabassee. Sur la base des similarités géochimiques entre les filons-couches gab-

broïques (unité lithologique I3Aa) injectés dans le Groupe de Watson (nAwt), les unités gabbroïques du Complexe de la Rivière Bell (nAcrb1) et les roches volcaniques mafiques du Groupe de Wabassee (Formation de la Rivière Allard, nAvv), MacGeehan (1979), MacGeehan *et al.*, 1981 et Beaudry et Gaucher (1986) ont proposé que ces intrusions soient comagmatiques avec ces volcanites. Comme proposé par Allard (1976) et Daigneault et Allard (1990) pour la Suite intrusive du Lac Doré à Chibougamau (anciennement Complexe du Lac Doré), les gabbros granophyriques (nAcrb5) qui constituent le sommet de ce massif intrusif pourraient en partie résulter de la fonte et de l'assimilation plus ou moins poussée des unités rhyolitiques du Groupe de Lac Watson.

Des filons-couches de compositions mafiques et intermédiaires (unité lithologique I3Aa) se sont également injectés dans les roches volcaniques de la Formation de la Rivière Allard (nAvv). De composition très similaire du point de vue géochimique, il est fort probable que ces nombreuses intrusions de gabbro et de diorite soient également comagmatiques avec ces volcanites.

Les roches sédimentaires du Groupe de Matagami sont situées dans la partie nord de la région, en contact avec les gneiss tonalitiques de la Sous-province d'Opatoca. Des niveaux conglomératiques à cailloux de roches volcaniques et intrusives indiquent qu'ils sont dérivés de sources sédimentaires, volcaniques et plutoniques variées. Ce bassin sédimentaire est bordé et affecté par de nombreuses failles longitudinales.

La déformation régionale a entraîné la formation d'une crête structurale antiforme représentée par l'Anticlinal de Galinée. Cette structure est responsable du pendage de la stratification du Flanc Sud qui est légèrement incliné le SW. Il n'est pas clair si une véritable structure anticlinale ait existé à un moment donné, car aucune relation de charnière de pli n'a été observée.

Des intrusions granitoïdes se sont mises en place pendant et après le métamorphisme régional. Des dykes de gabbro-diabase protérozoïques recoupent toutes les autres roches de la région et représentent un épisode magmatique distinct plus récent.

Remarques, rappels historiques et conclusions

- Trois « domaines » lithotectoniques ont été identifiés à l'échelle du camp minier : le Domaine Nord, le Domaine Sud-Ouest et le Domaine Sud. Ce dernier comprend quatre sous-domaines au potentiel distinct : le Flanc Nord, le Flanc Sud, la Plaine Centrale et le Camp Ouest.
- Considérant leurs similitudes lithologiques et les âges de mise en place contemporains, et malgré leurs caractéristiques structurales différentes, les roches du Flanc Nord, du Flanc Sud et du Camp Ouest présentent un potentiel économique comparable puisqu'ils partagent de façon claire une même stratigraphie.

- La Plaine Centrale montre une stratification à pendage faible, subhorizontale par endroits, qui est affectée par trois grands plis P₁ qui répètent la séquence stratigraphique et qui sont associés à un clivage espacé S₁. Il est toutefois peu probable qu'un plancher volcanique de composition felsique forme un niveau continu sous la couverture du Wabasse. Si de telles roches felsiques existent, elles devraient dans le meilleur des cas se matérialiser sous la forme d'îlots ou de petits centres éruptifs entourés de laves mafiques.
- L'état de préservation exceptionnel des failles synvolcaniques (110 à 120° et 060 à 070°) le long du Flanc Sud et la faible intensité de la déformation dans de nombreux secteurs du Flanc Sud et de la Plaine Centrale favorisent l'exploration dans ces secteurs, plus particulièrement dans le prolongement en profondeur des structures favorables connues, le long des répétitions attendues ou interprétées des structures du même type, ou encore dans les zones d'altération hydrothermale.
- Le Groupe de Lac Watson dans le Camp Ouest se poursuit vers le sud et le sud-est avant d'être ultimement recoupé par le Complexe de la Rivière Bell et tronqué par la Zone de cisaillement de MacIvor.
- Les travaux effectués dans le camp minier de Matagami confirment l'utilité des données géochimiques pour déterminer et préciser les limites des unités et l'étendue des zones d'altération à l'échelle régionale.
- Plusieurs auteurs (par ex. Sharpe, 1964 et 1968) ont assumé que la source de chaleur du paléosystème hydrothermal à l'origine des minéralisations de SMV du Flanc Sud du camp minier de Matagami, et éventuellement à ceux du Flanc Nord, serait le Complexe de la Rivière Bell. Cette source de chaleur aurait généré la convection hydrothermale des fluides dans la séquence volcanique et produit de vastes zones d'altération. Ce système hydrothermal est constitué de trois principales zones, identifiables grâce à la lithogéochimie : 1) les cheminées d'altération, 2) la zone d'altération stratiforme profonde; et 3) la zone de recharge (MacGeehan, 1979; Piché *et al.*, 1990; Lavallière, 1995; Ioannou et Spooner, 2007; Carr *et al.*, 2008; Debreil, 2014).
- Comme le proposent Piché *et al.* (1990), le Flanc Nord est affecté par plusieurs failles longitudinales importantes qui l'ont scindé en blocs structuraux distincts à l'intérieur d'un important couloir de déformation. L'un des effets les plus spectaculaires de ce système est la répétition de la zone litée du Complexe de la Rivière Bell. Cette répétition est importante, car elle duplique l'unité litée minéralisée en magnétite-titane-vanadium, laquelle revêt un potentiel économique qui demeure toutefois à préciser (Taner *et al.*, 1998a et 1998b; Chemam, 2010; Moar, 2012; Roudaut, 2013; Polivchuk, 2017).
- Sur le Flanc Nord, la déformation régionale a affecté les corps minéralisés en sulfures massifs qui sont maintenant étirés parallèlement à la linéation d'étirement. C'est particulièrement le cas pour les gisements de Norita, Norita Est, Garon Lake et Radiore. L'attitude régulière de cette linéation à plongement modérée à abrupte vers l'est peut être employée de manière prédictive pour maximiser l'efficacité des campagnes de forage dans le secteur.
- Le gisement de Norita, décrit par Piché *et al.* (1990) comme l'exemple typique des minéralisations de SMV du Flanc Nord, a subi d'importantes modifications structurales qui ont affecté sa géométrie, notamment par une rotation et un aplatissement prononcés des zonations métalliques et de la cheminée d'altération parallèlement à la direction de la schistosité régionale et de la linéation d'étirement. Les modèles antérieurs suggérant que les gisements de SMV du Flanc Nord seraient de nature distale ne seraient donc pas valides (MacGeehan, 1979; MacGeehan *et al.*, 1981). Ces gisements seraient plutôt de nature proximale, tout comme leurs équivalents du Flanc Sud, mais leurs géométries auraient été profondément modifiées en raison des nombreuses failles longitudinales (Piché *et al.*, 1990).
- La Faille de Daniel pourrait possiblement représenter une structure délimitant l'extension ultime du Flanc Sud vers l'ouest (Beaudry et Gaucher, 1986). La vérification de cette hypothèse nécessiterait l'examen détaillé de plusieurs sections de forages.
- La cartographie, l'intégration des données géochimiques et géophysiques de même que la modélisation 3D ont permis une meilleure compréhension du camp minier de Matagami. Ces nouvelles données soulèvent plusieurs nouvelles questions impliquant de possibles corrélations stratigraphiques, lesquelles pourront avoir des impacts sur l'exploration minérale dans la région.

RÉFÉRENCES

- ADAIR, R. – ROY, G. – DESSUREAULT, M., 2009 – Technical report on the resource calculation for the Bracemac-McLeod discoveries, Matagami Project, Québec. Donner Metals; National Instrument 43-101, 194 pages. <http://www.sedar.com>.
- AFTABI, A., 1980 – Polymetamorphism, textural relations and mineralogical changes in Archean massive sulfide deposits at the Garon Lake Mine. Matagami, Quebec. McGill University; M. Sc. thesis, 253 pages.
- ALLARD, G.O., 1976 – Doré Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV 368, 486 pages, 2 plans.
- ALLARD, M. – BISSONNETTE, A.P. – RATTHÉ, G., 2018 – Levé gravimétrique 2018, secteur central. Glencore Canada, rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 71043, 52 pages.
- ARNOLD, G., 2006 – Perseverance deposit geology. Falconbridge; rapport interne inédit, 101 pages.
- ASTIC, T., 2011 – Modélisation 3D et interprétation géologique du flanc nord du camp minier de Matagami par intégration de données et inversions géophysiques. École Polytechnique de Montréal; mémoire de maîtrise, 167 pages.
- AUGER, P.-E., 1942 – Région d'Olga-Mattagami, territoire d'Abitibi. Ministère des Mines, Québec; RG 010, 20 pages.
- AVRAMTCHEV, L. – LEBEL-DROLET, S., 1981 – Catalogue des gîtes minéraux du Québec, région de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV 744, 106 pages, 15 plans.
- AYER, J. – AMELIN, Y. – CORFU, F. – KAMO, S. – KETCHUM, J. – KWOK, K. – TROWELL, N., 2002 – Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U-Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation. Precambrian Research; volume 115, pages 63-95.
- AYER, J.A. – THURSTON, P.C. – BATEMAN, R. – DUBÉ, B. – GIBSON, H.L. – HAMILTON, M.A. – HATHWAY, B. – HOCKER, S.M. – HOULÉ, M. – HUDAK, G.J. – ISPOLATOV, V. – LAFRANCE, B. – LESHER, C.M. – MACDONALD, P.J. – PÉLOQUIN, A.S. – PIERCEY, S.J. – REED, L.E. – THOMPSON, P.H., 2005 – Overview of results from the Greenstone Architecture Project: Discover Abitibi Initiative. Ontario Geological Survey; Open File Report 6154, 125 pages.
- BANCROFT, J.A., 1913 – Rapport sur la géologie des bassins des rivières Harricana et Nottaway. Bureau des Mines, Ministère de la Colonisation, des Mines et des Pêcheries, Québec; OM 1912, pages 143-256.
- BARRETT, T.J. – MacLEAN, W.H., 1994 – Mass changes in hydrothermal alteration zones associated with VMS deposits of the Noranda area Exploration and Mining Geology; volume 3, pages 131-160.
- BARRETT, T.J. – MacLEAN, W.H., 1999 – Volcanic sequences, litho-geochemistry and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. *In: Volcanic Associated Massive Sulfide Systems: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings* (Barrie, C.T., Hannington, M.D., editors). Society of Economic Geologists; Reviews in Economic Geology; volume 8, pages 101-131.
- BARRIE, C.T. – KROGH, T.E., 1996 – U-Pb zircon geochronology of the Selbaie Cu-Zn-Ag-Au mine, Abitibi Subprovince, Canada. Economic Geology; volume 91, pages 563-575.
- BARRIE, C. – HANNINGTON, M., 1999 – Classification of volcanic-associated massive sulfide deposits based on host-rock composition. *In: Volcanic Associated Massive Sulfide Systems: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings* (Barrie, C.T. and Hannington, M.D., editors). Society of Economic Geologists; Reviews in Economic Geology; volume 8, pages 325-356.
- BARRIE, C.T. – CATHLES, L.M. – ERENSI, A., 1999 – Finite element heat and fluid-flow computer simulation of a deep ultramafic sill model for the giant Kidd Creek volcanic-associated massive sulfide deposit, Abitibi subprovince, Canada. *In: The Giant Kidd Creek Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Western Abitibi Subprovince, Canada* (Hannington, M.D., Barrie, C.T., editors). The Economic Geology Publishing Company; Economic Geology Monograph 10, pages 529-540.
- BEAUDRY, C., 1984 – The geology and geochemistry of Archean volcanic rocks in Daniel Township, Matagami, Québec. McGill University; M. Sc thesis.
- BEAUDRY, C., 2015 – Technical report on the diamond drilling program, Grasset property. Mines Duquesne-Ottoman, rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles; Québec; GM 69072, 174 pages, 14 plans.
- BEAUDRY, C. – GAUCHER, E., 1986 – Cartographie géologique de la région de Matagami. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 86-32, 147 pages, 6 cartes.
- BEAUMIER, M. – DION, D.-J. – HOCQ, M. – KIROUAC, F. – LEFEBVRE, D. – PELLETIER, M. – SIMARD, A., 1985 – Projet Harricana-Grasset - Feuille lac Matagami - Îles Bancroft (parties). Ministère des Ressources naturelles; ET 85-08, 6 plans.
- BÉLAND, R., 1953 – La région de la rivière Allard, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RG 57, 43 pages, 1 plan.
- BELL, R., 1903 – Report on the Geology of the Basin of Nottaway River with a map of the region. *In: Reports and Maps of Investigations and Surveys. Geological Survey of Canada; Annual report, volume XIII, Part K, 11 pages, 1 map (Map 702).*
- BENN, K. – SAWYER, E.W. – BOUCHEZ, J.-L., 1992 – Orogen parallel and transverse shearing in the Opatica belt, Quebec: implications for the structure of the Abitibi Subprovince. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 29, pages 2429-2444.
- BLACK, J.M., 1942 – The Bell River Igneous Complex. McGill University; Ph. D. thesis, 174 pages.
- BLAKE, D.W.A., 1953 – Région du lac Waswanipi (moitié est), comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RG 59, 36 pages, 1 plan
- BONAVIA, F.F., 1981 – The geology and geochemistry of Radiore 2 Mine, Matagami, Quebec. McGill University; M. Sc. thesis, 146 pages.
- BONAVIA, F.F. – MacLEAN, W.H., 1986 – Geology and ore enrichment factors at the Radiore mine, Quebec. Mineralium Deposita; volume 21, pages 137-146.
- BOIVIN, M., 2019 – Rapport d'interprétation géophysique couvrant un levé magnétique héliporté à haute résolution, propriété Samson. Exploration Midland, travaux statutaires soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 71478, 10 pages.

- BOSZCZUK, P., 2009 – Modélisation géophysique du secteur ouest de Matagami, Sous-province de l'Abitibi, Québec, Canada. Intégration des données géoscientifiques disponibles. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 64057, 30 pages.
- BOSZCZUK, P. – CHEN, L.Z. – HAMMOUCHE, H. – ROY, P. – LACROIX, S. – CHEILLETZ, A., 2011 – A 3D gravity interpretation of the Matagami mining camp, Abitibi Subprovince, Superior Province, Quebec, Canada. *Journal of Applied Geophysics*; volume 75, pages 77-86.
- BUCHAN, K.L. – MORTENSEN, J.K. – CARD, K.D., 1993 – Northeast-trending Early Proterozoic dykes of southern Superior Province: multiple episodes of emplacement recognized from integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 1286-1296.
- BUFFADISON GOLD MINES, 1959 – Claims Pezim, Claims Murray, 3 diamond drill hole logs with assay results. Buffadison Gold Mines, travaux statutaires soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 08461-B, 3 pages, 4 plans.
- BUSSIÈRES, Y. – THÉBERGE, D., 2006 – Rapport technique NI 43-101 concernant la propriété Caber-du Dôme, secteur de Matagami, nord-ouest du Québec, région de l'Abitibi. Ressources Metco; Rapport 43-101, 125 pages. <http://www.sedar.com>.
- CALVERT, A.J. – LUDDEN, J.N., 1999 – Archean continental assembly in the southeastern Superior Province of Canada. *Tectonics*; volume 18, pages 412-429.
- CALVERT, A.J. – SAWYER, E.W. – DAVIS, W.J. – LUDDEN, J., 1995 – Archean subduction inferred from seismic images of a mantle suture in the Superior Province. *Nature*; volume 375, pages 670-674.
- CAMPBELL, I.H. – FRANKLIN, J.M. – GORTON, M.P. – HART, T.R. – SCOTT, S.D., 1981 – The role of subvolcanic sills in the generation of massive sulfide deposits. *Economic Geology*; volume 76, pages 2248-2253.
- CAMPBELL, I. – LESHER, C. – COAD, P. – FRANKLIN, J. – GORTON, M. – THURSTON, P., 1984 – Rare-earth element mobility in alteration pipes below massive Cu-Zn sulfide deposits. *Chemical Geology*; volume 45, pages 181-202.
- CARR, P.M. – CATHLES, L.M. – BARRIE, C.T., 2008 – On the size and spacing of volcanogenic massive sulfide deposits within a district with application to the Matagami district, Quebec. *Economic Geology*; volume 103, pages 1395-1409.
- CHEMAM, M. – 2010 – Ground magnetic field survey, Iron-Tee project. Apella Resources, rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 65377, 18 pages, 6 plans.
- CHOWN, E. – DAIGNEAULT, R. – MUELLER, W. – MORTENSEN, J., 1992 – Tectonic evolution of the northern volcanic zone, Abitibi belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2211-2225.
- CLARK, J.R., 1983 – The geology and trace element distribution of the sulfide bodies at Orchan mine, Matagami, Quebec. Colorado School of Mines; Ph. D. thesis, 450 pages.
- CLARKE, P.J., 1974 – Geological reconnaissance of the Samson River area. Ministère des Richesses naturelles du Québec; GM 29673, 86 pages, 3 cartes.
- COOKE, H.C., 1927 - Feuille de Nottaway. Commission géologique du Canada; Carte No 190A.
- COSTA, U.R., 1980 – Hydrothermal footwall alteration and ore formation at Mattagami Lake Mine, Matagami, Quebec. University of Western Ontario; Ph. D. thesis, 289 pages.
- COSTA, U.R. – BARNETT, R.L. – KERRICH, R., 1983 – The Mattagami Lake Mine Archean Zn-Cu sulfide deposit, Quebec: hydrothermal coprecipitation of talc and sulfides in a sea-floor brine pool – evidence from geochemistry, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, and mineral chemistry. *Economic Geology*; volume 78, pages 1144-1203.
- DAIGNEAULT, R. – ALLARD, G.O., 1990 – Le Complexe du lac Doré et son environnement géologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MM 89-03, 275 pages.
- DAIGNEAULT, R. – MUELLER, W. – CHOWN, E., 2002 – Oblique Archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince Canada. *Precambrian Research*; volume 115, pages 261-290.
- DAVID, J. – DAVIS, D.W. – BANDYAYERA, D. – PILOTE, P. – DION, C., 2009 – Datations U-Pb effectuées dans les sous-provinces de l'Abitibi et de La Grande en 2006-2007. GEOTOP UQAM-McGILL, Université de Toronto, MRNF; RP 2009-02, 17 pages.
- DAVID, J. – McNICOLL, V. – SIMARD, M. – BANDYAYERA, D. – HAMMOUCHE, H. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – RHÉAUME, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2011 – Datations U-PB effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2009-2010. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RP 2011-02, 37 pages.
- DAVIDSON, A.J., 1977 – Petrography and chemistry of the Key Tuffite at Bell Allard, Matagami, Quebec: McGill University; M. Sc. thesis, 131 pages.
- DAVIS, D.W. – DAVID, J. – DION, C. – GOUTIER, J. – BANDYAYERA, D. – RHÉAUME, P. – ROY, P., 2005 – Datations U-Pb effectuées en support aux travaux de cartographie géologique et de compilation géoscientifique du SGNO (2003-2004). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2005-02, 20 pages.
- DAVIS, D.W. – SIMARD, M. – HAMMOUCHE, H. – BANDYAYERA, D. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – LECLERC, F. – 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, Québec; RP 2014-05, 62 pages.
- DAVIS, W.J. – MACHADO, N. – GARIÉPY, C. – SAWYER, E.W. – BENN, K., 1995 – U-Pb geochronology of the Opatica tonalite-gneiss belt and its relationship to the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 32, pages 113-127.
- DAWSON, G.M., 1897a – Summary Report of the Operations of the Geological Survey for the Year 1895. Geological Survey Canada; Annual Report, Volume VIII, Part A, 154 pages.
- DAWSON, G.M., 1897b – Summary Report of the Operations of the Geological Survey for the Year 1896. Geological Survey Canada; Annual Report, Volume IX, Part A, 145 pages.
- DEBREIL, J.-A., 2014 – Évolution volcanologique et chimico-stratigraphique du district minier de Matagami, sous-province de l'Abitibi, Québec. Institut national de la recherche scientifique; thèse de doctorat, 256 pages.

- DEBREIL, J.-A. – ROSS, P.-S. – MERCIER-LANGEVIN, P., 2018 – The Matagami District, Abitibi Greenstone Belt, Canada: Volcanic Controls on Archean Volcanogenic Massive Sulfide Deposits Associated with Voluminous Felsic Volcanism. *Economic Geology*; volume 113, pages 891-910.
- DION, D.-J. – LEFEBVRE, D., 1997 – Données numériques (profils) des levés géophysiques aéroportés du Québec – SNRC 32 F. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 96-04.
- DOYLE, M.G. – ALLEN, R.L., 2003 – Subsea-floor replacement in volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Ore Geology Reviews*; volume 23, pages 183-222.
- DUBÉ, J., 2016 – Technical Report, Heliborne Magnetic and TDEM Survey, Samson Project. Exploration Midland, travaux statutaires soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 69676, 39 pages, 6 plans.
- DUBÉ, J., 2019 – Technical Report, High-resolution Heliborne Magnetic Survey, Samson Project. Exploration Midland, travaux statutaires soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 71477, 29 pages.
- DRESSER, J.A. – DENIS, T.C., 1951 – Géologie de Québec – Géologie économique. Ministère des Mines, Québec; RG 20, volume III, 677 pages.
- FAURE, S., 2009 – Reconnaissance de structures synvolcaniques majeures dans les environnements de sulfures massifs volcanogènes, nord-ouest de la Sous-province d'Abitibi. CONSOREM; Projet CONSOREM 2009-04, 34 pages.
- FAURE, S., 2015 – Prolongement de la faille Sunday Lake (mine Detour Gold, Ont.) au Québec et son potentiel pour les minéralisations aurifères et en métaux de base. CONSOREM; Projet CONSOREM 2013-02, 41 pages.
- FREEMAN, B.C., 1938 – Replacement shells around batholiths in the Waswanipi District, Northwestern Quebec. *Journal of Geology*; volume 46, pages 681-699.
- FREEMAN, B.C., 1939 – The Bell River Complex, Northwestern Quebec. *Journal of Geology*; volume 47, pages 27-46.
- FREEMAN, B.C., 1940 – Mattagami Lake. Geological Survey of Canada; Map 571A.
- FREEMAN, B.C. – BLACK, J.M., 1944 – Région de la rivière Opaoka, territoire d'Abitibi. Ministère des Mines, Québec; RG 16, 23 pages, 1 plan.
- GALLEY, A.G., 1993 – Characteristics of semi-conformable alteration zones associated with volcanogenic massive sulfide districts. *Journal of Geochemical Exploration*; volume 48, pages 175-200.
- GALLEY, A.G. – Hannington, M. – Jonasson, I., 2007 – Volcanogenic massive sulphide deposits. *In: Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods* (Goodfellow, D.W., editor). Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division; Special Publication no. 5, pages 141-161.
- GARTNER, J.F., 1987 – Geology and geochemistry of the intrusive and volcanic rocks on the Norita and Radiore West properties, Matagami, Quebec. McGill University; M. Sc. thesis, 124 pages.
- GENNA, D., 2015 – Traceurs géochimiques pour guider l'exploration des SMV le long des tuffites de Matagami. Université du Québec à Chicoutimi; thèse de doctorat, 326 pages.
- GENNA, D. – GABOURY, D. – ROY, G., 2014a – Evolution of a volcanogenic hydrothermal system recorded by the behavior of LREE and Eu: case study of the Key Tuffite at Bracemac-McLeod deposits, Matagami, Canada. *Ore Geology Reviews*; volume 63, pages 160-177.
- GENNA, D. – GABOURY, D. – ROY, G., 2014b – The Key Tuffite, Matagami Camp, Abitibi greenstone belt, Canada: petrogenesis and implications for VMS formation and exploration. *Mineralium Deposita*; volume 49, pages 489-512.
- GENNA, D. – GABOURY, D., 2015 – Deciphering the hydrothermal evolution of a VMS system by LA-ICP-MS using trace elements in pyrite: an example from the Bracemac-McLeod deposits, Abitibi, Canada, and implications for exploration. *Economic Geology*; volume 110, pages 2087-2108.
- GOODWIN, A., 1982 – Archean volcanoes in southwestern Abitibi belt, Ontario and Quebec: form, composition, and development. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 19, pages 1140-1155.
- GOUTIER, J., 2005 – Géologie de la région de la baie Ramsay (32F10) et de la rivière Opaoca (32F11). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2005-01, 56 pages, 8 plans.
- GOUTIER, J. – MELANÇON, M., 2010 – Compilation géologique de la Sous-province de l'Abitibi (version préliminaire). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2010-04, 1 page, 2 plans.
- GOUTIER, J. – RHÉAUME, P. – DAVIS, D.W., 2004 – Géologie de la région du lac Olga (32F/14). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2003-09, 40 pages, 4 plans.
- HALLAM, R., 1964 – Matagami Lake Mines Ltd. Bulletin of the Canadian Institute of Mining and Metallurgy; volume 57, pages 389-396.
- HANNINGTON, M., 1999 – Volcanogenic gold in the massive sulfide environment. Volcanic associated massive sulfide deposits: Processes and examples in modern and ancient settings. *In: Volcanic Associated Massive Sulfide Systems: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings* (Barrie, C.T., Hannington, M.D., editors). Society of Economic Geologists; Reviews in Economic Geology; volume 8, pages 325-356.
- HANNINGTON, M.D. – DE RONDE, C.D.J. – PETERSEN, S., 2005 – Sea-floor tectonics and submarine hydrothermal systems. *In: Economic Geology; 100th Anniversary Volume* (Hedenquist, J.W, Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., Richards, J.P., editors). Society of Economic Geologists; pages 111-141.
- HAMMOUCHE, H. – BOZSZUCK, P. – ROY, P., 2010 – Géologie des feuilletés Île Bancroft (32F12-200-0202) et Lac MacIvor (32F13-200-0101), Matagami. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2010-01, 12 pages.
- HARKER, A., 1909 – The Natural History of Igneous Rocks. Methuen & Co.; 384 pages
- HAWLEY, P.J., 1993 – Compilation report on the Dunlop Bay property. Claims Ferderber et Claims St -Pierre, rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 51803, 36 pages.
- HOCQ M., 1989 – Carte lithotectonique des sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 89-04, 1 plan.

- HUTCHINSON, R.W., 1973 – Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance. *Economic Geology*; volume 68, pages 1223-1247.
- IOANNOU, S.E. – SPOONER, E.T.C., 2007 - Fracture Analysis of a Volcanogenic Massive Sulfide-Related Hydrothermal Cracking Zone, Upper Bell River Complex, Matagami, Quebec: Application of Permeability Tensor Theory. *Economic Geology*; volume 68, pages 1223-1247.
- IOANNOU, S.E. – SPOONER, E.T.C. – BARRIE, C.T., 2007 – Fluid temperature and salinity characteristics of the Matagami volcanogenic massive sulfide district, Quebec. *Economic Geology*; volume 102, pages 691-715.
- JENNEY, C.P., 1961 – Geology and ore deposits of the Matagami area, Quebec. *Economic Geology*; volume 56, pages 740-757.
- JOKLIK, G.F., 1960 – The discovery of a Copper-Zinc Deposit at Garon Lake, Quebec. *Economic Geology*; volume 55, pages 338-353.
- JOURDAIN, V., 2004 – Étude lithogéochimique des gîtes Caber et Caber Nord. SOQUEM; rapport inédit, 106 pages.
- KRANIDIOTIS, P., 1985 – Geology, Geochemistry and Hydrothermal Alteration at the Phelps Dodge Massive Sulfide Deposit, Matagami, Quebec. McGill University; M. Sc. thesis, 166 pages.
- KRANIDIOTIS, P. – MacLEAN, W., 1987 – Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*; volume 82, pages 1898-1911.
- LACROIX, S., 1986 – Géologie de la région Harricana-Grasset. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 86-11, 9 pages, 4 plans.
- LACROIX, S., 1994a – Géologie de la partie ouest du Sillon Harricana-Turgeon, Abitibi, résultats des analyses lithogéochimiques. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 94-61, 77 pages.
- LACROIX, S., 1994b – Géologie de la partie ouest du Sillon Harricana-Turgeon-Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, Québec MB 94-54, 29 pages, 6 plans.
- LACROIX, S., 1998 – Compilation et répartition des gisements polymétalliques à tonnage évalué dans la sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 98-06, 34 pages.
- LACROIX, S. – SIMARD, A. – PILOTE, P. – DUBÉ, L.-M., 1990a – Regional geologic elements and mineral resources of the Harricana-Turgeon belt, Abitibi of NW Quebec. Dans : *La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois : Synthèse de 60 ans d'exploration minière* (Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.-M., Riverin, G., Simard, A., éditeurs). Institut canadien des mines et de la métallurgie; Volume Spécial 43, pages 327-335.
- LACROIX, S. – SIMARD, A. – PILOTE, P. – DUBÉ, L.-M., 1990b – Éléments géologiques régionaux et ressources minérales du sillon Harricana-Turgeon, Abitibi du Nord-Ouest québécois. Dans : *La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois, géologie et production minérale*. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DV 90-02, pages 39-54.
- LANG, A.H. – 1932. Région du lac Waswanipi Québec; Commission géologique du Canada; Rapport préliminaire, Partie B, pages 16-23.
- LARGE, R.R., 1977 – Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrains. *Economic Geology*; volume 72, pages 549-572.
- LAVALLIÈRE G., 1995 – Processus de formation et implications pour l'exploration des cheminées atypiques des gisements volcanogènes de Matagami. Université du Québec à Chicoutimi; thèse de doctorat, 492 pages.
- LAVALLIÈRE, G. – GUHA, J. – DAIGNEAULT, R. – BONENFANT, A., 1994 – Cheminées de sulfures massifs atypiques du gisement de l'Isle-Dieu, Matagami, Québec : implications pour l'exploration. *Exploration and Mining Geology*; volume 3, pages 109-129.
- LATULIPPE, M., 1959 – The Matagami Area of Northwestern Quebec. Geological Association of Canada; Proceedings II, pages 46-54.
- LATULIPPE, M., 1966 – The Relationship of Mineralization to Precambrian Stratigraphy in the Matagami Lake and Val-d'Or Districts of Quebec. Geological Association of Canada; Special Paper 3, pages 21-42.
- LE BAS, M.J. – LE MAITRE, R.W. – STRECKEISEN, A. – ZANETTIN, B., 1986 – A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*; volume 27, pages 745-750.
- LECLERC, F. – CARON-CÔTÉ, E., 2017 – Géologie de la région du lac Amisquioumisca. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec. BG 2017-01.
- LIAGHAT, S. – MacLEAN, W.H., 1992 – The Key Tuffite, Matagami mining district: Origin of the tuff component and mass changes. *Exploration and Mining Geology*; volume 1, pages 197-207.
- LONGLEY, W.W., 1943 – Région du lac Kitchigama, territoire d'Abitibi. Ministère des Mines, Québec; RG 12, 36 pages, 1 carte.
- LUDDEN, J. – HYNES, A., 2000 – The Lithoprobe Abitibi-Grenville transect: two billion years of crust formation and recycling in the Precambrian Shield of Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 37, pages 459-476.
- LYDON, W.I., 1988 – Ore deposits models No 14. Volcanogenic massive sulphide deposits, Part 2; Genetic Models. *Geoscience Canada*; volume 15, pages 43-65.
- MACGEEHAN, P.J., 1978 – The geochemistry of altered volcanic rocks at Matagami, Quebec: a geothermal model for massive sulphide genesis. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 15, pages 551-570.
- MacGEEHAN, P.J., 1979 – The petrology and geochemistry of volcanic rocks at Matagami, Québec, and their relationship to massive sulphide mineralization. McGill University; Ph. D. thesis, 414 pages.
- MacGEEHAN, P.J. – MacLEAN, W.H., 1980a – An Archaean sub-seafloor geothermal system, "calc-alkalic" trends, and massive sulphide genesis. *Nature*; volume 286, pages 767-771.
- MacGEEHAN, P.J. – MacLEAN, W.H., 1980b – Tholeiitic basalt-rhyolite magmatism and massive sulphide deposits at Matagami, Quebec. *Nature*; volume 283, pages 153-157.
- MacGEEHAN, P.J. – MacLEAN, W.H. – BONENFANT, A.J., 1981 – Exploration significance of the emplacement and genesis of massive sulphides in the Main Zone at the Norita Mine, Matagami, Quebec. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy*; volume 74, No. 828, pages 59-75.

- MacLEAN, W.H., 1984 – Geology and ore deposits of the Matagami district. *In*: Chibougamau – Stratigraphy and Mineralisation (Guha, J., Chown, E.H., editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 34, pages 483-495.
- MacLEAN, W.H., 1990 – Mass change calculations in altered rock series. *Mineralium Deposita*; volume 25, pages 44-49.
- MacLEAN, W.H. – KRANIDIOTIS, P., 1987 – Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulphide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*; volume 82, pages 951-962.
- MAIER, W.D. – BARNES, S.-J. – PELLET, T., 1996 – The economic significance of the Bell River Complex, Abitibi subprovince, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 33, pages 967-980.
- MANIAR, P.D. – PICCOLI, P.M., 1989 – Tectonic Discrimination of Granitoids. *Geological Society of America Bulletin*; volume 101, pages 635-643.
- MARTIN, L., 1989 – New Hosco, Daniel Township, Quebec, project 1255, Report of diamond drilling – 1989. Noranda Exploration, travaux statutaires soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 48779, 123 pages, 6 plans.
- MARTIN, L., 1990 – Report of diamond drilling 1990, project Garon Lake 1208. Noranda Exploration, travaux statutaires soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 50214, 87 pages, 5 plans.
- MARTIN, L. – LAVOIE, R., 1990 – New Hosco (special permit No. 152), Daniel Township, Quebec, project 1255, Report of diamond drilling – 1990. Noranda Exploration, travaux statutaires soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 49617, 68 pages, 5 plans.
- MASSON, M., 2000 – Option Caber, Rapport de sondages 1998-1999. Mines et explorations Noranda, travaux statutaires soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 58074, 3699 pages, 68 plans.
- MERCIER-LANGEVIN, P. – DUBÉ, B. – HANNINGTON, M. – RICHER-LAFLÈCHE, M. – 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*; volume 102, pages 611-631.
- MIDDLEMOST, E.A.K., 1994 – Naming Materials in the Magma/Igneous Rock System. *Earth-Science Reviews*; volume 37, pages 215-224.
- MILLER, R.J.M., 1960 – Geology of the Matagami Lake Mines. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*; volume 53, no. 575, page 194.
- MOAR, R., 2012 – Diamond drill logs, certificates of analysis, maps and drill cross sections for holes MA-09-11 and MA-10-14 to MA-11-58, Iron-T vanadium-titanium-iron property. Apella Resources, rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec; GM 66124, 536 pages, 38 plans.
- MORTENSEN, J.K., 1993 – U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 1: Chibougamau-Matagami-Joutel region: *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 11-28.
- MUELLER, W. – DAIGNEAULT, R. – MORTENSEN, J. – CHOWN, E., 1996 – Archean terrane docking: upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics*; volume 265, pages 127-150.
- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, 1986 – Code stratigraphique nord-américain. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-02, 76 pages.
- NAMOUR, R. – BOUCHER, R. – DOYON, V. – PEDREIRA PÉREZ, R. – RATHÉ, G., 2017 – Rapport des travaux, propriété Daniel. Glencore Canada Corporation et SOQUEM, rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 70611, 2493 pages.
- NORANDA EXPLORATION – MINES D'OR VIRGINIA, 2008 – Cartes géophysiques couleurs - 32E16. DP 2008-27, 5 pages, 4 plans.
- NORMAN, G.W.H., 1936 – Summary report on surveys in Waswanipi map area, northern Quebec. *Geological Survey of Canada*; Paper 36-3, 8 pages, 1 plan.
- NORMAN, G.W.H., 1937 – Moitié occidentale de la région de Waswanipi, Québec. *Commission géologique du Canada*; Publication 37-8, 5 pages, 1 plan.
- PAULIN-BISSONNETTE, A. – DESSUREAULT, M., 2012 – Rapport de forages de mort-terrain 2012. Xstrata Canada, rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 66752, 160 pages.
- PAULIN-BISSONNETTE, A. – SISSOKO, M. – DESSUREAULT, M., 2012 – Rapport de forage, Flanc Nord 201-2011-2012, Projet 451. Xstrata Canada, rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 66971, 870 pages, 70 plans.
- PEARCE, J.A. – HARRIS, N.B.W. – TINDEL, A.G., 1984 – Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*; volume 25, pages 956-983.
- PECCERILLO, A. – TAYLOR, S.R., 1976 – Geochemistry of Eocene Calc Alkaline Volcanic Rocks From Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology*; volume 58, pages 63-81
- PERCIVAL, J.A., 2007 – Geology and metallogeny of the Superior Province, Canada. *In*: Mineral Deposits of Canada: A synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division; Special Publication no. 5, pages 903-928.
- PICHÉ, M., 1991 – Synthèse géologique et métallogénique du camp minier de Matagami, Québec. Université du Québec à Chicoutimi; thèse de doctorat, 269 pages.
- PICHÉ, M. – GUHA, J. – DAIGNEAULT, R., 1993 – Stratigraphic and structural aspects of the volcanic rocks of the Matagami mining camp, Quebec; implications for the Norita ore deposit. *Economic Geology*; volume 88, pages 1542-1558.
- PICHÉ, M. – GUHA, J. – DAIGNEAULT, R. – SULLIVAN, J.R. – BOUCHARD, G., 1990 – Les gisements volcanogènes du camp minier de Matagami : Structure, stratigraphie et implications métallogéniques. Dans : La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois : Synthèse de 60 ans d'exploration minière (Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.-M., Riverin, G., Simard, A., éditeurs). Institut canadien des mines et de la métallurgie; Volume Spécial 43, pages 327-335.

- PIERRE, S., 2014 – Mise en place par remplacement et déformations post-volcaniques de l'amas sulfuré à Zn-Cu archéen de Persévérance, district minier de Matagami, Québec. Université du Québec à Montréal; mémoire de maîtrise en sciences de la Terre, 71 pages.
- PIERRE, S. – JÉBRAK, M. – FAURE, S. – ROY, G., 2016 – Depositional Setting and Structural Evolution of the Archean Perseverance Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Matagami Mining District, Quebec, Canada. *Economic Geology*; volume 111, pages 1575-1594.
- PILOTE, P., 2010 – Géologie du flanc Nord de la région de Matagami. Dans : Résumé des conférences et des photoprésentations, Québec Exploration 2010. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec; DV 2010-06, page 35.
- PILOTE, P. 2012a – Géologie – Rivière Subercase. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; CG-32E09D-2012-01, 1 plan.
- PILOTE, P. 2012b – Géologie – Lac La Gauchetière. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; CG-32E16B-2012-01, 1 plan.
- PILOTE, P. 2012c – Géologie – Lac Watson. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; CG-32F12C-2012-01, 1 plan.
- PILOTE, P. 2012d – Géologie – Île Bancroft. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; CG-32F12D-2012-01, 1 plan.
- PILOTE, P. 2012e – Géologie – Lac MacIvor. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; CG-32F13A-2012-01, 1 plan.
- PILOTE, P. 2012f – Géologie – Lac Matagami. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; CG-32F13B-2012-01, 1 plan.
- PILOTE, P. – BRISSON, H. – DEMERS, M. – GILBERT, M., 1999 – Géologie de la région entourant les gisements aurifères Casa-Berardi Est et Ouest. Dans : Programme et résumés, séminaire d'information sur la recherche géologique 1999. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 99-03, page 53.
- PILOTE, P. – DEBREIL, J.-A. – WILLIAMSON, K. – RABEAU, O. – LACOSTE, P., 2011 – Révision géologique de la région de Matagami. Dans : Résumé des conférences et des photoprésentations, Québec Exploration 2011. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2011-03, page 13.
- POITRAS, S., 2001 – Rapport de la campagne de forage, projet Cabex (# 1326), mars 2001. SOQUEM, rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 59045, 82 pages, 5 plans.
- POLIVCHUK, M., 2017 – The formation of vanadium deposits in the Archean Rivière Bell Complex, Quebec: Insights from Fe-Ti oxide chemistry. University of Ottawa; M.Sc. thesis, 211 pages.
- RABEAU, O., 2013 – Projet de modélisation du flanc ouest du camp minier de Matagami. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2013-04, 30 pages.
- REMICK, J., 1969 – Géologie de la région d'Harricana-Turgeon, comtés d'Abitibi-Est et Abitibi-Ouest. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; RP-564, 263 pages, 6 plans.
- RHÉAUME, P., 2010 – Géologie du feuillet du Lac Watson (32F12-200-201), et des portions attenantes des feuillets de la Rivière Subercase (32E09-200-202), Lac de la Gauchetière (32E16-200-102) et Lac MacIvor (32F13-200-101), région de Matagami. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MB 2010-05, 14 pages, 4 plans.
- RIVERIN, G. – HODGSON, C.J., 1980 – Wall-rock alteration at the Millenbach Cu-Zn mine, Noranda, Quebec. *Economic Geology*; volume 75, pages 424-444.
- ROBERTS, R.G., 1966 – The geology of the Mattagami Lake Mine, Galinée Township, Quebec. McGill University; Ph D. thesis, 224 pages.
- ROBERTS, R.G., 1975 – The geological setting of the Mattagami Lake mine, Québec – a volcanogenic massive sulphide deposit. *Economic Geology*; volume 70, pages 115-129.
- ROBERTS, R.G. – REARDON, E.J., 1978 – Alteration and ore-forming processes at Mattagami Lake mine, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 15, pages 1-21.
- ROSCOE, S.M., 1965 – Geochemical and isotopic studies, Noranda and Matagami areas. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy*; volume 58, no. 641, pages 965-971.
- ROSS, P.-S. – BOURKE, A. – FRESIA, B., 2013 – A multi-sensor logger for rock cores: Methodology and preliminary results from the Matagami mining camp, Canada. *Ore Geology Reviews*; volume 53, p. 93-111.
- ROSS, P.-S. – BOURKE, A. – FRESIA, B. – DEBREIL, J.-A., 2012 – Analyse multiparamétrique à haute résolution de carottes de forage dans la région de Matagami 2010-2012 – Rapport final. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 66441, 128 pages.
- ROSS, P.-S. – McNICOLL, V. J. – DEBREIL, J.-A. – CARR, P., 2014 – Precise U-Pb geochronology of the Matagami mining camp, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: stratigraphic constraints and implications for volcanogenic massive sulfide exploration. *Economic Geology*; volume 109, pages 89-101.
- ROSS, P.-S. – BOURKE, A. – SCHNITZLER, N. – CONLY, A., 2019 – Exploration Vectors from Near Infrared Spectrometry near the McLeod Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Matagami District, Québec. *Economic Geology*; volume 114, pages 613-638.
- ROUDAUT, S., 2013 – Les minéralisations en vanadium du Complexe de la rivière Bell, Matagami, Québec. Université du Québec à Montréal; mémoire de maîtrise, 92 pages.
- ROY, G. – ALLARD, M., 2006 – Matagami, une approche ciblée sur de nouveaux concepts. Dans : Résumé des conférences et des photoprésentations, Québec Exploration 2006. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2006-03, page 13.
- ROY, G. – GAGNON, M. – NIEMINEN, R. – THÉRIAULT, D., 2010 – Que faire d'une intersection de sulfure massif à 1,3 km de profondeur; le cas du gisement profond de McLeod à Matagami. CONSOREM; Résumé de conférence.
- SALMON, B. – LAVIGNE, M. – GAUTHIER, J., 2007 – Prefeasibility study on the Caber deposit: Technical report on the Caber and Caber North deposits, Matagami, Québec. Report by Genivar and Scott Wilson Roscoe Postle Associates Inc. to Metco Resources Inc.; 196 pages.

- SANGSTER, D.F., 1972 – Precambrian volcanogenic massive sulfide deposits in Canada: a review. Geological Survey of Canada; Paper 72-22, 44 pages.
- SAWYER, E.W. – BENN, K., 1993 – Structure of the high-grade Opatica Belt and adjacent low-grade Abitibi Subprovince, Canada: an Archean mountain front. *Journal of Structural Geology*; volume 15, pages 1443-1458.
- SHARPE, J.I., 1964 – Precambrian geology and sulphide deposits of the Matagami area. Ph. D. Thesis, McGill University, Montreal, Quebec, Canada, 202 pages.
- SHARPE, J.I., 1965 – Field Relations of Matagami Sulphide Masses Bearing on their Disposition in Time and Space, *Canadian Mining and Metallurgy Bulletin*; volume 58, pages 951-964.
- SHARPE, J.I., 1968 – Géologie et gisements de sulfures de la région de Matagami, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 137, 130 pages, 5 cartes.
- SIAL GEOSCIENCES INC., 1991 – Traitement des données géophysiques (aéromagnétiques) – Matagami. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 90-29, 1 page, 2 cartes.
- STANTON, R.L., 1955 – Lower Paleozoic mineralization near Bathurst, New South Wales. *Economic Geology*; volume 50, pages 681-714.
- SUN, S.-S. – McDONOUGH, W.F., 1989 – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins* (Saunders, A.D., Norry, M.J., editors). Geological Society, London; Special Publications volume 42, pages 313-345.
- TANER, M.F. – ALLARD, M. – ARNOLD, G., 1998a – Évaluation du potentiel en vanadium dans la partie sommitale du complexe de la Rivière Bell. *Exploration Noranda, rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec*; GM 58343, 88 pages, 4 plans.
- TANER, M.F. – ERCIT, T.S. – GAULT, R.A., 1998b – Vanadium-bearing magnetite from the Matagami and Chibougamau mining districts, Abitibi, Quebec, Canada. *Exploration and Mining Geology*; volume 7, pages 299-311.
- TANGUAY, R., 1990 – Caractéristiques pétrologiques et géochimiques de la cheminée d'altération du gisement Isle-Dieu, Matagami, Québec. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise, 120 pages.
- TANGUAY, R. – CARIGNAN, J. – PICHÉ, M. – BONENFANT, A.J. – BEAUDRY, C., 1990 – Caractéristiques géologiques et géochimiques du gisement Isle-Dieu, Matagami, Québec. Dans : *La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois* (Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.-M., Riverin, G., Simard, A., éditeurs). Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie; Volume Spécial No 43, pages 349-361.
- TELMAT, H. – MARECHAL, J.-C. – GARIÉPY, C. – DAVID, J. – ANTONUK, C.A., 2000 – Crustal models of the eastern Superior Province, Quebec, derived from new gravity data. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 37, pages 385-397.
- THURSTON, P.C. – AYER, J.A. – GOUTIER, J. – HAMILTON, M.A., 2008 – Depositional gaps in Abitibi greenstone belt stratigraphy: A key to exploration for syngenetic mineralization. *Economic Geology*; volume 103, pages 1097-1134.
- TRUDEL, D. – CHEVALIER, A. – BERGERON, M., 1988 – Diamond drill log, La Gauchetière (P-1434) property. *Exploration Minière Golden Triangle, travaux statutaires soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec*; GM 47617, 181 pages, 21 plans.
- URQUHART, W.E.S., 1985 – Interpretation of an aeromagnetic survey in the Matagami area of Quebec. University of Toronto; Ph. D. thesis.
- VAN INGEN, R., 1987 – Drill hole log, discovery West Corp property. *Ingamar Explorations, rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec*; GM 45064, 33 pages, 7 plans.
- WANG, S., 1973 – Sphalerite pole-figure analysis and metamorphic textures, Matagami Lake Mine, Quebec, Canada. Columbia University; M. Sc. thesis.
- WILLIAMSON, K. – RABEAU, O. – PILOTE, P., 2013 – Modélisation régionale du camp minier de Matagami (32E09, 32E16, 32F12, 32F13). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2013-05, 13 pages.
- WINCHESTER, J.A. – FLOYD, P.A., 1977 – Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*; volume 20, pages 325-343.

ANNEXE – Photographies (planche 1 - Groupe de Matagami)



PHOTO 1.1 - Groupe de Matagami (*nAma*). Alternance de lits de grès, de siltstone et de mudstone. La stratification est orientée E-W, le nord est vers la gauche. Affleurement 2010-PP-137, rive nord du lac Matagami, feuillet 32F13.

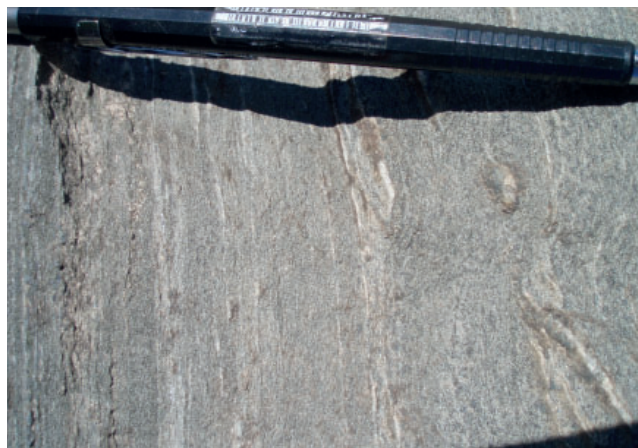


PHOTO 1.2 - Groupe de Matagami (*nAma*). Vue détaillée de la photo 1.1. Siltstone et grès lités. Affleurement 2010-PP-137, rive nord du lac Matagami, feuillet 32F13.



PHOTO 1.3 - Groupe de Matagami (*nAma*). Alternance de grès et de siltstone stratifiés et de bancs de conglomérat polygénique. Affleurement 2010-PP-137, rive nord du lac Matagami, feuillet 32F13. La tête du marteau indique le nord. Le contact sud du banc de conglomérat (sous le manche du marteau) érode la séquence de grès-siltstone, suggérant une polarité stratigraphique vers le sud.



PHOTO 1.4 - Groupe de Matagami (*nAma*). Vue détaillée de la photo 1.3, alternance de grès et de siltstone stratifiés et de bancs de conglomérat polygénique. Affleurement 2010-PP-137, rive nord du lac Matagami, feuillet 32F13. La tête du marteau indique le nord.



PHOTO 1.5 - Groupe de Matagami (*nAma*). Lits entrecroisés dans une séquence de grès et de siltstone stratifiés. La tête du marteau indique le nord, la polarité est vers le sud. Affleurement 2010-PP-140, rive nord du lac Matagami, feuillet 32F13.



PHOTO 1.6 - Groupe de Matagami (*nAma*). Alternance de grès et de siltstone stratifiés montrant des niveaux de conglomérat polygénique à cailloux d'intrusion porphyrique à feldspath et quartz. La pointe du crayon indique le nord. Affleurement 2010-PP-140, rive nord du lac Matagami, feuillet 32F13.

ANNEXE – Photographies (planche 2 - Groupe de Lac Watson, Flanc Sud)



PHOTO 2.1 - Rhyolite massive et lobée (nAw1). Groupe de Lac Watson, Flanc Sud. Affleurement 2011-PP-22, feuillet 32F12.



PHOTO 2.2 - Rhyolite massive porphyrique à phénocristaux de quartz (nAw1). Groupe de Lac Watson, Flanc Sud. Affleurement 2011-PP-22, feuillet 32F12.



PHOTO 2.3 - Contact entre un lobe rhyolitique porphyrique à phénocristaux de quartz (nAw1) et son enveloppe bréchique. Groupe de Lac Watson, Flanc Sud. Affleurement 2011-PP-23, feuillet 32F12.



PHOTO 2.4 - Lobe rhyolitique (nAw1) déformé et aplati le long d'une zone de cisaillement orientée E-W. Le marteau indique le nord. Groupe de Lac Watson, Flanc Sud. Affleurement 2011-PP-23, feuillet 32F12.



PHOTO 2.5 - Contact chloritisé et déformé entre deux lobes rhyolitiques (nAw1). Groupe de Lac Watson, Flanc Sud. Affleurement 2011-PP-23, feuillet 32F12.



PHOTO 2.6 - Tuf à lapillis rhyolitique d'aspect laminé (nAw1). Groupe de Lac Watson, Flanc Sud. Affleurement 2011-PP-45, feuillet 32F12.

ANNEXE – Photographies (planche 3 - Groupe de Lac Watson, Flanc Sud)



PHOTO 3.1 - Joint colonnaire avec fronts d'altération siliceux dans une coulée rhyolitique massive (nAw1). Noter le développement d'une forte schistosité S₂. Groupe de Lac Watson sur le Flanc Sud, à l'est de la mine Persévérance. Affleurement 2011-PP-24, feuillet 32F12.



PHOTO 3.2 - Détail de la photo 3.1. Coulée rhyolitique massive (nAw1). La schistosité S₂ (plus ou moins parallèle à la longueur de la photo) recoupe la zone silicifiée et la veine associée au joint colonnaire (zone en diagonale dans la partie centrale de la photo). Affleurement 2011-PP-24, feuillet 32F12.



PHOTO 3.3 - Rhyolite massive (nAw1) avec structure d'écoulement laminaire (subparallèle au crayon). La schistosité S₂ prend la forme d'un clivage espacé de type pression-dissolution. Groupe de Lac Watson sur le Flanc Sud, à l'est de la mine Persévérance. Affleurement 2011-PP-24, feuillet 32F12.



PHOTO 3.4 - Veine de sulfure (Py) plissotée recoupant une rhyolite massive (nAw1) montrant une forte schistosité S₂. Groupe de Lac Watson sur le Flanc Sud, à l'est de la mine Persévérance. Affleurement 2011-PP-24, feuillet 32F12.



PHOTO 3.5 - Rhyolite massive (nAw1) avec développement de joints colonnaires aplatis par la déformation. Groupe de Lac Watson, Flanc Sud. Affleurement 2011-PP-40, feuillet 32F12.



PHOTO 3.6 - Détail de la photo 3.5. Une forte silicification suit les fractures délimitant les joints colonnaires et se propage dans la rhyolite massive (nAw1). Affleurement 2011-PP-40, feuillet 32F12.

ANNEXE – Photographies (planche 4 - Groupe de Lac Watson, Flanc Sud)



PHOTO 4.1 - Minces veinules de quartz avec fronts d'altération intense en chlorite, recoupant une rhyolite massive porphyrique à phénocristaux de quartz (nAw11). Groupe de Lac Watson, Flanc Sud. Affleurement 2011-PP-40, feuillet 32F12.

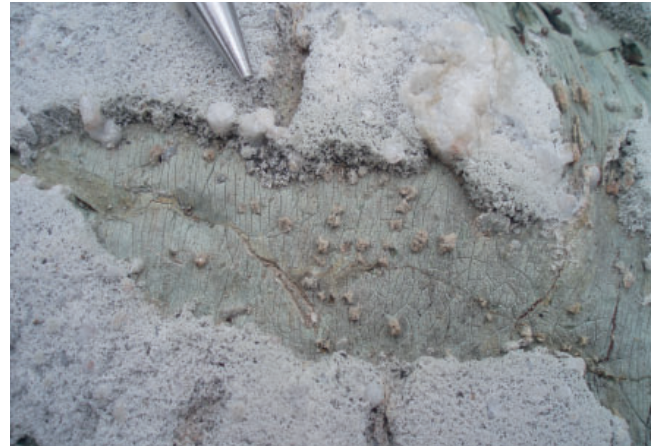


PHOTO 4.2 - Détail de la photo 4.1. Fronts d'altération intense en chlorite se propageant à partir d'une mince veinule de quartz dans une rhyolite schisteuse (nAw11). Noter la présence des phénocristaux de quartz brunâtres préexistants dans l'enveloppe chloritisée. Affleurement 2011-PP-40, feuillet 32F12.



PHOTO 4.3 - Coulée rhyolitique lobée avec structures d'écoulement laminaire en bordure (nAw11). Ces laminations sont préférentiellement chloritisées, produisant un aspect marbré. Groupe de Lac Watson, Flanc Sud. Affleurement 2011-PP-42, feuillet 32F12.



PHOTO 4.4 - Vue détaillée de la photo 4.3. Coulée rhyolitique lobée avec laminations d'écoulement préférentiellement chloritisées (nAw11). Affleurement 2011-PP-42, feuillet 32F12.



PHOTO 4.5 - Contact ondulant/plissé entre deux coulées rhyolitiques lobées avec des bordures montrant des structures d'écoulement laminaire (nAw11). Les espaces interlobes (porosité primaire) sont fortement chloritisés. Groupe de Lac Watson, Flanc Sud. Affleurement 2011-PP-42, feuillet 32F12.



PHOTO 4.6 - Vue détaillée de la photo 4.5. Contact entre deux coulées rhyolitiques lobées présentant des laminations d'écoulement en bordure (nAw11). Affleurement 2011-PP-29, feuillet 32F12.

ANNEXE – Photographies (planche 5 - Groupe de Lac Watson, Flanc Sud)



PHOTO 5.1 - Coulée rhyolitique lobée avec des bordures montrant des structures d'écoulement laminaire (nAw1). Les espaces interlobes (porosité primaire) sont fortement chloritisés. Groupe de Lac Watson, Flanc Sud. Affleurement 2011-PP-42, feuillet 32F12.



PHOTO 5.2 - Coulée rhyolitique lobée (à gauche) avec laminations d'écoulement planaires ordonnées et sa bordure (à droite) montrant des laminations désordonnées et chaotiques (nAw1). Groupe de Lac Watson, Flanc Sud. Affleurement 2011-PP-47, feuillet 32F12.



PHOTO 5.3 - Vue détaillée de la photo 5.2. Bordure d'un lobe rhyolitique avec laminations désordonnées et chaotiques (nAw1). Affleurement 2011-PP-47, feuillet 32F12.



PHOTO 5.4 - Lobe rhyolitique, au centre, entouré d'une couronne caractérisée par des laminations d'écoulement disposées de façon concentrique (nAw1). Groupe de Lac Watson, Flanc Sud. Affleurement 2011-PP-47, feuillet 32F13.



PHOTO 5.5 - Matériel rhyolitique fracturé constituant une brèche de carapace (sous le marteau) en bordure d'une zone laminée qui entoure un lobe rhyolitique (à droite) (nAw1). Groupe de Lac Watson, Flanc Sud. Affleurement 2011-PP-47, feuillet 32F13.



PHOTO 5.6 - Vue détaillée de la photo 5.5 illustrant la bordure d'un lobe rhyolitique caractérisée par la présence de laminations d'écoulement (nAw1). La schistosité S2 est orientée à angle prononcé par rapport aux laminations. Affleurement 2011-PP-47, feuillet 32F12.

ANNEXE – Photographies (planche 6 - Groupe de Lac Watson, flancs Sud et Nord)

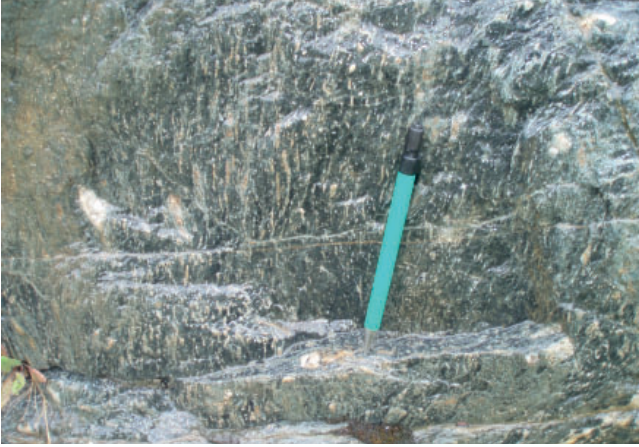


PHOTO 6.1 - Vue en section (plan de schistosité) d'une rhyolite sphérolitique, vésiculaire et déformée. À noter la linéation d'étirement prononcée, le regard est vers l'ouest. Groupe de Lac Watson (nAw1), Flanc Sud. Affleurement 2011-PP-81, feuillet 32F12.



PHOTO 6.2 - Coulée rhyolitique montrant le développement d'une forte schistosité S₂, orientée E-W à peu près perpendiculaire au rubanement primaire subparallèle au crayon (N-S). Groupe de Lac Watson (nAw1). Affleurement 2011-PP-85, feuillet 32F12.



PHOTO 6.3 - Vue détaillée de la photo 6.2. La schistosité S₂ orientée E-W (parallèle au crayon) définit des microlithons d'espacement millimétrique. Groupe de Lac Watson (nAw1). Affleurement 2011-PP-85, feuillet 32F12.



PHOTO 6.4 - Joints colonnaires dans une rhyolite massive affectée par la schistosité S₂ de type pression-dissolution. Affleurement situé au SE de la mine Persévérance. Groupe de Lac Watson (unité nAw1), Flanc Sud. Affleurement 2011-PP-109, feuillet 32F13.



PHOTO 6.5 - Vue détaillée de la photo 6.4. Schistosité S₂ de type pression-dissolution affectant une rhyolite massive. Le rubanement primaire est orienté parallèlement au crayon. Affleurement 2011-PP-109, feuillet 32F13.

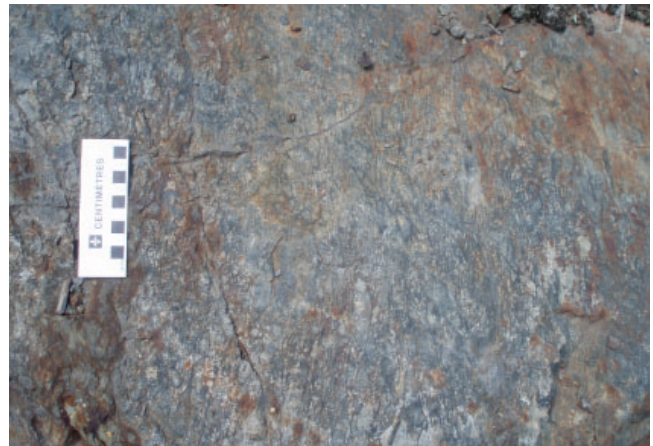


PHOTO 6.6 - Tuf à lapillis rhyolitique (nAw1, Groupe de Lac Watson), éponte sud de la minéralisation de la mine Radiore, Flanc Nord. Ces roches volcaniques constituent des enclaves d'extension latérale pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres logées à l'intérieur du Complexe de la Rivière Bell. Affleurement 2010-PP-20, feuillet 32F13.

ANNEXE – Photographies (planche 7 - Groupe de Lac Watson et Formation de la Rivière Allard)



PHOTO 7.1 - Tuffite clé (nAw5) recouvrant une coulée rhyolitique fragmentaire (nAw1) du Groupe de Lac Watson sur le Flanc Sud. La tuffite est recoupée du côté gauche par un filon-couche de gabbro. Affleurement 2011-JA-510, feuillet 32F13.



PHOTO 7.2 - Vue détaillée de la photo 7.1. Tuffite clé (nAw5) bien rubanée située au sommet du Groupe de Lac Watson sur le Flanc Sud. Affleurement 2011-JA-510, feuillet 32F13.



PHOTO 7.3 - Minéralisation rubanée de sulfures massifs volcanogènes (nAw7; chalcopyrite et sphalérite) exposée sous terre à la mine Persévérance, Zone Principale. Groupe de Lac Watson, Flanc Sud, Feuillet 32F13.



PHOTO 7.4 - Tuf à blocs rhyolitique de la Formation de la Rivière Allard (nAvv3), mine Garon Lake située sur le Flanc Nord. À noter la forte intensité de la déformation régionale. Affleurement 2010-PP-38, feuillet 32F13.

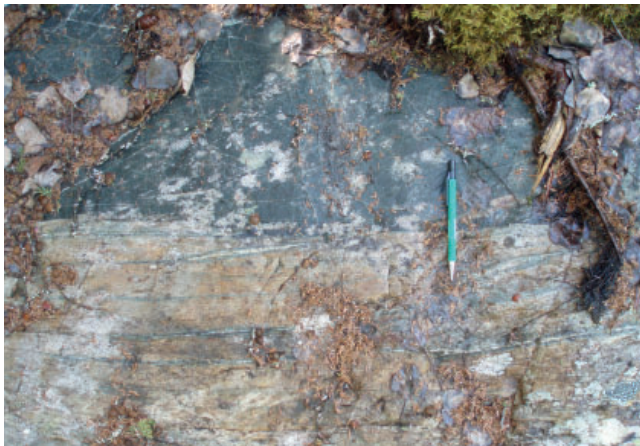


PHOTO 7.5 - Tuf à blocs rhyolitique (nAvv3), Formation de la Rivière Allard, mine Garon Lake, Flanc Nord. Noter les nombreuses veines de quartz-chlorite noire. Affleurement 2010-PP-42, feuillet 32F13.



PHOTO 7.6 - Tuf rubané à blocs et à lapillis rhyolitiques (unité nAvv3) de la Formation de la Rivière Allard, Flanc Nord, au sud de la mine Garon Lake. La chloritisation et l'épidotisation sont localement intenses. Affleurement 2010-PP-14, feuillet 32F13.

ANNEXE – Photographies (planche 8 - Formation de la Rivière Allard, flancs Sud et Nord)



PHOTO 8.1 - Basalte andésitique coussiné et fortement variolaire (unité nAvv5) de la Formation de la Rivière Allard, Flanc Nord. Affleurement 2011-PP-115, feuillet 32F13.



PHOTO 8.2 - Basalte andésitique coussiné et fortement variolaire (unité nAvv5) de la Formation de la Rivière Allard, Flanc Nord. Affleurement 2011-PP-115, feuillet 32F13.



PHOTO 8.3 - Vue détaillée de la photo 8.2. Basalte andésitique coussiné et fortement variolaire (unité nAvv5) de la Formation de la Rivière Allard, Flanc Nord. Affleurement 2011-PP-115, feuillet 32F13.



PHOTO 8.4 - Basalte andésitique (unité nAvv5) de la Formation de la Rivière Allard transformé en cornéenne par le métamorphisme de contact. Décharge du lac Watson, Flanc Sud. Affleurement 2011-PP-129, feuillet 32F13.



PHOTO 8.5 - Coulée coussinée de basalte andésitique de la Formation de la Rivière Allard (nAvv5) avec stratification subhorizontale. La polarité est normale vers le haut. Affleurement 2011-PL-411, feuillet 32F12.



PHOTO 8.6 - Coussins andésitiques autobréchifiés de la Formation de la Rivière Allard (nAvv5). Les bordures de coussin sont rubanées, les parties centrales sont localement autobréchifiées. Notez la silicification prononcée des fragments et des bordures rubanées. Affleurement 2011-PP-97, feuillet 32F13.

ANNEXE – Photographies (planche 9 - Formation de la Rivière Allard, Plaine Centrale)



PHOTO 9.1 - Brèche de coulée andésitique de la Formation de la Rivière Allard (nAvv5). Rive est de la rivière Allard, Plaine Centrale. Affleurement 2011-PP-103, feuillet 32F13.

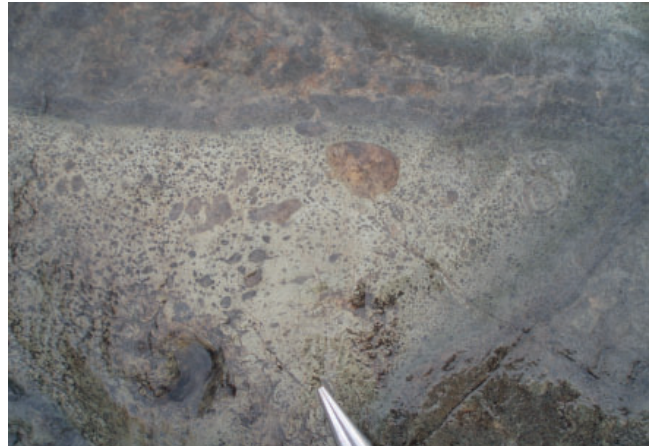


PHOTO 9.2 - Vue détaillée de la photo 9.1. L'andésite est localement très amygdalaire, ces amygdales peuvent représenter plus de 30 % du volume de la roche. Affleurement 2011-PP-103, feuillet 32F13.

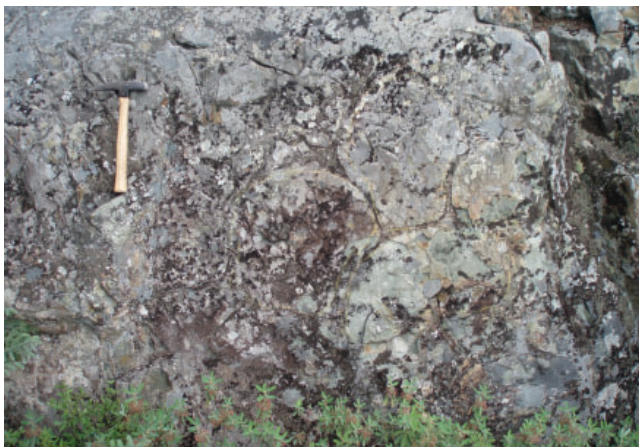


PHOTO 9.3 - Basalte andésitique coussinée vue en section avec jonctions triples remplies de matériel siliceux et de sulfures de la Formation de la Rivière Allard (nAvv5), Plaine Centrale. La stratification est subhorizontale avec un léger pendage vers l'ouest (192°/26°). Affleurement 2011-PP-145, à 1200 m au sud du lac MacIvor, feuillet 32F13.



PHOTO 9.4 - Tuf chertueux, pyriteux et carbonaté (dolomie) plissé de la Formation de la Rivière Allard (nAvv6). Éponte inférieure de la minéralisation à la mine New Hosco située sur le Flanc Nord. Affleurement 2011-PP-2, feuillet 32F13.



PHOTO 9.5 - Aspect typique de la Zone de cisaillement de la Rivière Waswanipi affectant des basaltes de la Formation de la Rivière Bell (nAvrb1). Il s'agit d'une zone de déformation de 30 à 100 m de large. Rive sud du lac Matagami, le regard vers l'est. Affleurement 2011-KW-200, feuillet 32F13.

ANNEXE – Photographies (planche 10 - Formation de Daniel, Plaine Centrale et zone de cisaillement)



PHOTO 10.1 - Brèche de coulée andésitique de la Formation de Daniel (nAdn11), Plaine Centrale. Noter la chloritisation intense en bordure des fragments. Affleurement 2011-PP-09, feuillet 32E16.



PHOTO 10.2 - Andésite massive de la Formation de Daniel (nAdn11), Plaine Centrale. La fracturation intense correspond à un clivage précoce S_1 orienté NNW, subparallèle à la trace des grands plis P_1 . Affleurement 2011-PP-12, feuillet 32E16.

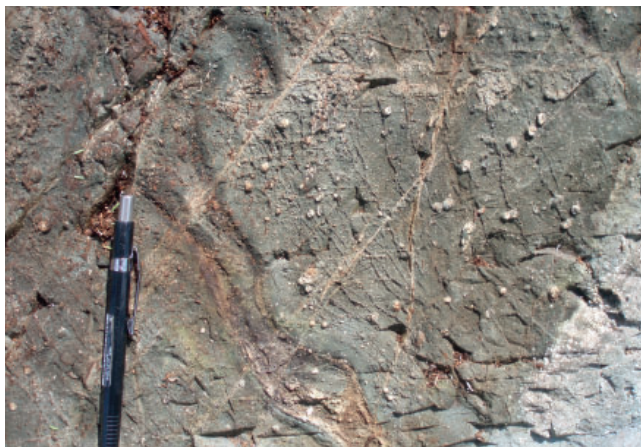


PHOTO 10.3 - Andésite coussinée de la Formation de Daniel (nAdn11), Plaine Centrale. La lave est porphyrique à phénocristaux de plagioclase. La porosité intercoussin est occupée par des sulfures disséminés. Affleurement 2011-PP-08, feuillet 32E16.



PHOTO 10.4 - Andésite coussinée de la Formation de Daniel (nAdn11), Plaine Centrale, montrant une stratification variant de subhorizontale à faiblement inclinée vers l'est. La face rocheuse verticale est orientée N-S, regard vers l'est. Affleurement 2011-PP-14, feuillet 32E16.



PHOTO 10.5 - Filon-couche de gabbro subhorizontal, Formation de Daniel, Plaine Centrale. La face rocheuse est orientée NW-SE, le regard est vers le NE. Affleurement 2011-PP-13, feuillet 32E16.

ANNEXE – Photographies (planche 11 - Formation de Daniel, Plaine Centrale)

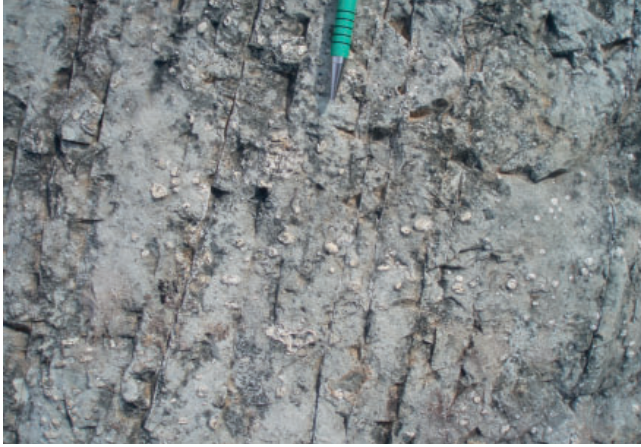


PHOTO 11.1 - Andésite massive amygdalaire de la Formation de Daniel (*nAdnl1*), Plaine Centrale. La fracturation intense correspond au clivage précoce S_1 orienté NNW qui est subparallèle à la trace des grands plis P_1 . Affleurement 2011-PP-15-A1, feuillet 32E16.



PHOTO 11.2 - Andésite coussinée et brèche de coulée appartenant à la Formation de Daniel (*nAdnl1*), Plaine Centrale. La porosité intercoussin est remplie par du matériel hyaloclastique carbonaté et chloritisé. Noter le clivage S_1 pénétratif orientée NNW. La tête du marteau indique le nord. Affleurement 2011-PP-14, feuillet 32E16.



PHOTO 11.3 - Mince dyke mafique rubané injecté dans une andésite amygdalaire de la Formation de Daniel (*nAdnl1*), Plaine Centrale. Noter les bordures de trempe chloritisées. Affleurements 2008-PR-95 et 2011-PP-27 (site de la figure 18), feuillet 32F13.



PHOTO 11.4 - Dyke mafique recoupant une andésite massive de la Formation de Daniel (*nAdnl1*), Plaine Centrale. Affleurements 2008-PR-95 et 2011-PP-27 (site de la figure 18), feuillet 32F13.



PHOTO 11.5 - Andésite coussinée amygdalaire de la Formation de Daniel (*nAdnl1*), Plaine Centrale. Les vésicules sont remplies par l'épidote, la chlorite et le quartz. Les porosités intercoussin contiennent de la pyrite disséminée. Affleurements 2008-PR-95 et 2011-PP-27 (site de la figure 18), feuillet 32F13.



PHOTO 11.6 - Dyke mafique finement rubané montrant des évidences d'injections multiples illustrées par le grand nombre de bordures de trempe rectilignes et continues. À noter la déformation plastique des bordures du dyke. Ce dyke recoupe une coulée andésitique (*nAdnl1*) de la Formation de Daniel, Plaine Centrale. Affleurements 2008-PR-95 et 2011-PP-27 (site de la figure 18), feuillet 32F13.

ANNEXE – Photographies (planche 12 - Formation de Daniel, Plaine Centrale)



PHOTO 12.1 - Dyke mafique finement rubané montrant des évidences d'injections multiples. Ce dyke recoupe une coulée andésitique (*nAdnll*) de la Formation de Daniel, Plaine Centrale. Affleurements 2008-PR-95 et 2011-PP-27 (site de la figure 18), feuillet 32F13.



PHOTO 12.2 - Détail de la photo 12.1. Contact entre un dyke mafique finement rubané et une andésite massive (*nAdnll*) à amygdales abondantes remplies par l'épidote, la chlorite et le quartz, Formation de Daniel, Plaine Centrale. Affleurements 2008-PR-95 et 2011-PP-27 (site de la figure 18), feuillet 32F13.



PHOTO 12.3 - Andésite coussinée amygdalaire de la Formation de Daniel (*nAdnll*), Plaine Centrale. La porosité intercoussin est remplie par de l'épidote massive et de la chlorite. Affleurements 2008-PR-95 et 2011-PP-27 (site de la figure 18), feuillet 32F13.



PHOTO 12.4 - Andésite coussinée amygdalaire de la Formation de Daniel (*nAdnll*), Plaine Centrale (site de la figure 18). Face rocheuse verticale orientée N-S, le regard est vers l'ouest. La stratification est légèrement inclinée vers le NE (30° à 40°). Affleurements 2008-PR-95 et 2011-PP-27 (site de la figure 18), feuillet 32F13.



PHOTO 12.5 - Coulée andésitique massive montrant de multiples cavités de retrait comblées par du matériel igné mafique chloritisé. La bande blanchâtre au centre est constituée de varioles partiellement à totalement amalgamées. Formation de Daniel (*nAdnll*), sur la rive sud du lac Maclvor, Plaine Centrale. Affleurement 2011-PP-63, feuillet 32F13.



PHOTO 12.6 - Andésite coussinée, Formation de Daniel (*nAdnll*), Plaine Centrale. Affleurement 2011-PP-74, feuillet 32F13.

ANNEXE – Photographies (planche 13 - Formation de Daniel, Plaine Centrale)



PHOTO 13.1 - Andésite coussinée fortement amygdalaire, Formation de Daniel (nAdnl), Plaine Centrale. Rive est du lac MacIvor. Affleurement 2011-PP-57, feuillet 32F13.

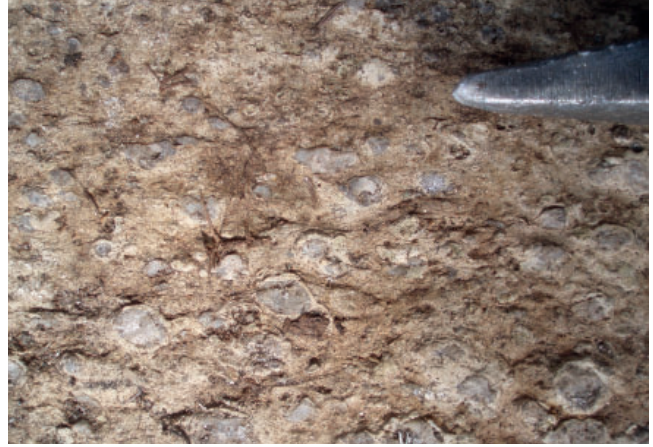


PHOTO 13.2 - Vue détaillée de la photo 13.1. Andésite coussinée de la Formation de Daniel (nAdnl) avec amygdales (lithophyses) remplies de quartz gris pâle. Affleurement 2011-PP-57, feuillet 32F13.



PHOTO 13.3 - Brèche de coulée andésitique de la Formation de Daniel (nAdnl), Plaine Centrale. La matrice des fragments montre une chloritisation prononcée. Affleurement 2011-PP-70, feuillet 32F13.



PHOTO 13.4 - Andésite basaltique coussinée de la Formation de Daniel (unité nAdnl) avec stratification subhorizontale, Plaine Centrale. Face verticale orientée N-S, la polarité est vers le haut. Affleurement 2011-PL-417, feuillet 32F13.



PHOTO 13.5 - Andésite coussinée porphyrique à phénocristaux de plagioclase de la Formation de Daniel (nAdnl), Plaine Centrale. Rive sud du lac MacIvor, affleurement 2011-PP-74, feuillet 32F12.



PHOTO 13.6 - Coulée andésitique coussinée de la Formation de Daniel (Adnl) avec stratification subhorizontale. Rive Sud du lac MacIvor, Plaine Centrale, affleurement 2011-PP-79, feuillet 32F12.

ANNEXE – Photographies (planche 14 - Complexe de la Rivière Bell, Flanc Nord)



PHOTO 14.1 - Zone litée à magnétite-titane-vanadium (nAcrb6) du Complexe de la Rivière Bell, Flanc Nord. Notez les injections de gabbro anorthositique qui recourent et bréchifient la zone litée. Localisation : 324950 E, 5511830 N; feuillet 32F11.



PHOTO 14.2 - Zone litée (nAcrb6) du Complexe de la Rivière Bell, Flanc Nord. Des amas pegmatitoïdes zonés à plagioclase et pyroxène altérés s'injectent dans la zone litée et la bréchifient. Localisation : 324950 E, 5511830 N; feuillet 32F11.

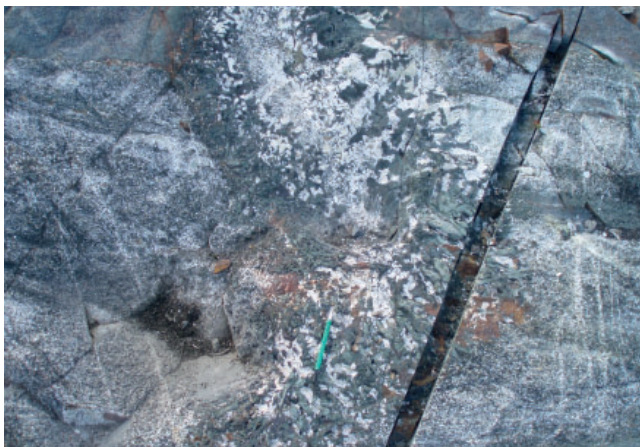


PHOTO 14.3 - Zone litée (nAcrb6) du Complexe de la Rivière Bell, Flanc Nord. Des amas pegmatitoïdes zonés à plagioclase et pyroxène altérés s'injectent dans la zone litée. Notez la taille des cristaux de pyroxène (de 5 à 15 cm) dans le matériel pegmatitoïde. Localisation : 324950 E, 5511830 N; feuillet 32F11.



PHOTO 14.4 - Zone litée (nAcrb6) du Complexe de la Rivière Bell, Flanc Nord. Amas pegmatitoïdes zonés à plagioclase et pyroxène altérés injectés dans la zone litée. Localisation : 324950 E, 5511830 N; feuillet 32F11.



PHOTO 14.5 - Vue générale de la zone litée (Acrb6) constituant la partie sommitale du Complexe de la Rivière Bell, Flanc Nord. Il s'agit de gabbro norite et de pyroxénite rubanées à magnétite. Vue vers l'ouest. Notez le pendage modéré vers le nord (entre 45° et 55°) du litage magmatique. Localisation : 324950E, 5511830N, feuillet 32F11.



PHOTO 14.6 - Gabbro norite et pyroxénite rubanées à magnétite (Acrb6), partie sommitale du Complexe de la Rivière Bell, Flanc Nord. Même affleurement que la photo 14.3, mais regard vers l'est. Notez le pendage modéré des strates vers le nord. Localisation : 324950E, 5511830N, feuillet 32F11.

ANNEXE – Photographies (planche 15 - Complexe de la Rivière Bell, Flanc Nord)

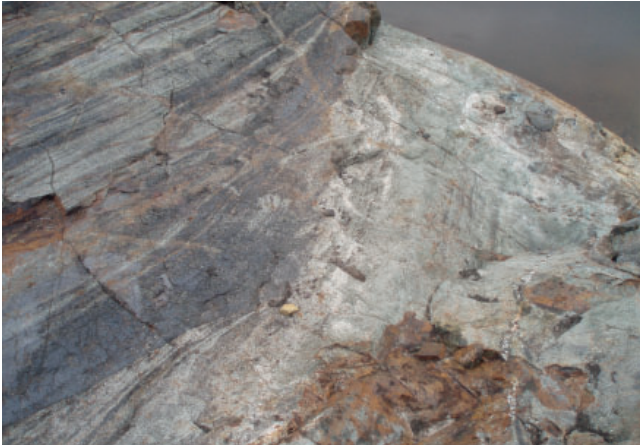


PHOTO 15.1 - Gabbronorite et pyroxénite rubanées à magnétite (*Acrb6*), partie sommitale du Complexe de la Rivière Bell, Flanc Nord. Injection d'un dyke de gabbro leucocrate dans la zone litée. Localisation : 324950E, 5511830N, feuillet 32F11.



PHOTO 15.2 - Gabbronorite et pyroxénite rubanées à magnétite (*Acrb6*), partie sommitale du Complexe de la Rivière Bell, Flanc Nord. Injection d'un dyke de gabbro à magnétite qui coupe le rubanement dans le gabbro mésocrate. Nombreuses évidences de failles et de glissements subparallèles au rubanement. Localisation : 324950E, 5511830N, feuillet 32F11.



PHOTO 15.3 - Gabbronorite et pyroxénite rubanées à magnétite (*Acrb6*), partie sommitale du Complexe de la Rivière Bell, Flanc Nord. Alternance rythmique de minces lits de gabbro leucocrate, de pyroxénite et de gabbro à magnétite. Les zones plus riches en plagioclase (partie blanchâtre) se situent du côté nord des lits et définissent une polarité magmatique vers le nord (haut de la photo). Localisation : 324950E, 5511830N, feuillet 32F11.

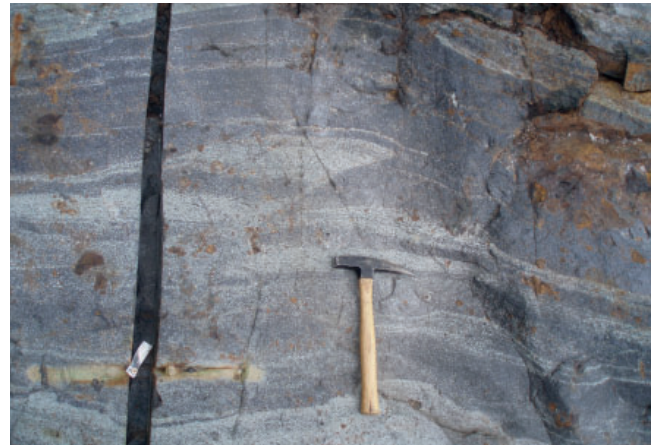


PHOTO 15.4 - Gabbronorite et pyroxénite rubanées à magnétite (*Acrb6*), partie sommitale du Complexe de la Rivière Bell, Flanc Nord. Une faille inverse syndépositionnelle affecte une partie du litage. La couche de gabbro supérieure (côté nord, haut de la photo) n'est pas affectée par la faille. Localisation : 324950E, 5511830N, feuillet 32F11.

ANNEXE – Photographies (planche 16 - Gabbro, Plaine Centrale et Flanc Sud)



PHOTO 16.1 - Gabbro pegmatitoïde (gabbronorite; unité I3Aa) grossièrement rubané situé au SW du Pluton de Cavalier. Des dykes de leucogabbro s'injectent dans le gabbro pegmatitoïde. Affleurement 2011-PP-76, feuillet 32F12.

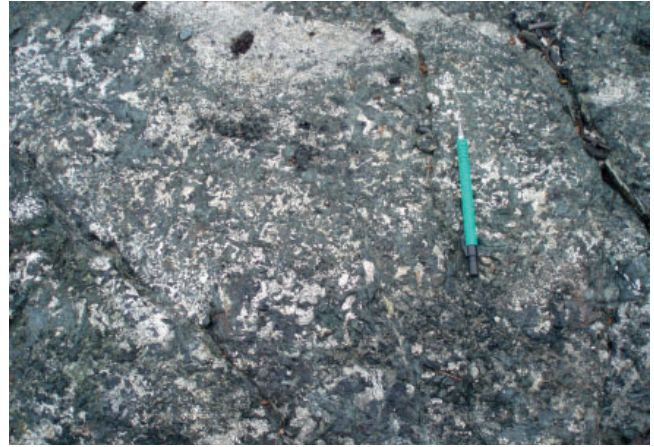


PHOTO 16.2 - Vue rapprochée de la photo 16.1. Gabbro (gabbronorite) pegmatitoïde grossièrement rubané. Affleurement 2011-PP-76, feuillet 32F12.



PHOTO 16.3 - Dyke ou brèche d'intrusion d'aspect granophyrique avec enclaves de gabbro mélanocrate (I3Aa). Ce dyke est injecté dans l'unité nAwt1 du Groupe de Lac Watson, rive est de la rivière Allard. Affleurement 2011-PP-102, feuillet 32F13.



PHOTO 16.4 - Vue détaillée de la photo 16.3. Les enclaves de gabbro mélanocrate montrent des bordures arrondies et corrodées. À gauche de la photo, on trouve une enclave de rhyolite bien rubanée. Affleurement 2011-PP-102, feuillet 32F13.



PHOTO 16.5 - Vue détaillée de la photo 16.4. Le gabbro granophyrique (en bas de la photo) ne montre pratiquement aucune déformation planaire. Affleurement 2011-PP-102, feuillet 32F13.

ANNEXE – Photographies (planche 17 - Suite gabbroïque de Radiore (nAdqr))



PHOTO 17.1 - Suite gabbroïque de Radiore (nAdqr). Une phase gabbroïque précoce et intensément fracturée (nAdqr1) est coupée par une seconde phase gabbroïque (nAdqr2) relativement moins fracturée. Noter les veinules d'épidote qui coupent ces deux phases. Affleurement 2010-PP-18, feuillet 32F13.



PHOTO 17.2 - Suite gabbroïque de Radiore. Une première phase gabbroïque tardive (1) est fracturée et coupée par des veinules de chlorite et de magnétite (nAdqr2). Affleurement 2010-PP-18, feuillet 32F13.

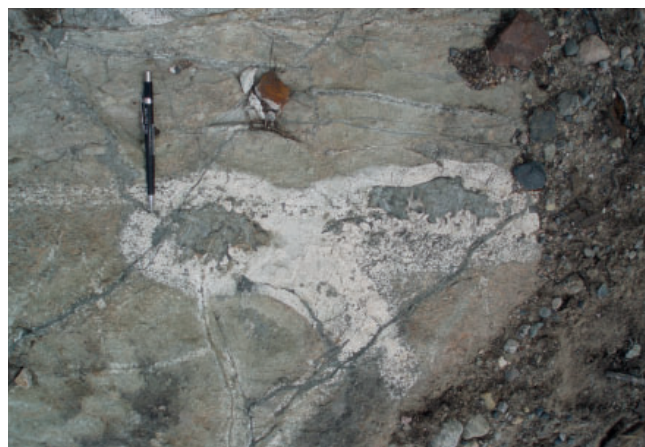


PHOTO 17.3 - Suite gabbroïque de Radiore. Des amas pegmatitoïdes zonés à plagioclase et pyroxènes (transformés en amphibole) s'injectent dans une phase gabbroïque précoce (nAdqr1). Affleurement 2010-PP-18, feuillet 32F13.



PHOTO 17.4 - Suite gabbroïque de Radiore. Une seconde (2) phase tardive (tonalitique) (nAdqr2) recoupe la phase gabbroïque observée à la photo 7.2. Affleurement 2010-PP-18, feuillet 32F13.

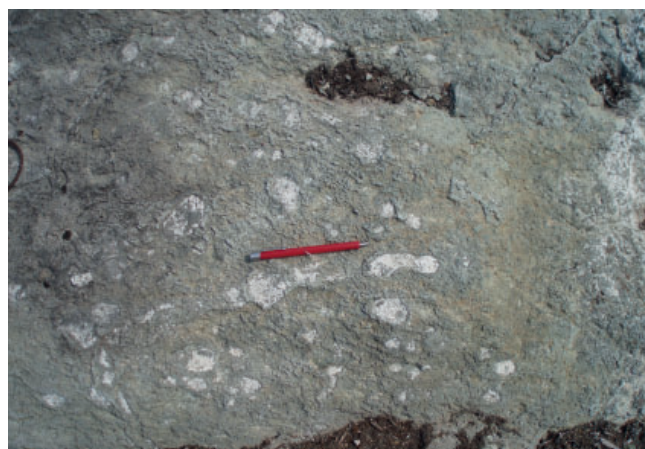


PHOTO 17.5 - Suite gabbroïque de Radiore. Amas pegmatitoïdes en forme de gouttelettes encaissées dans la phase gabbroïque tardive (nAdqr2). Cette observation suggère une possible immiscibilité de magmas. Affleurement 2010-PP-18, feuillet 32F13.



PHOTO 17.6 - Suite gabbroïque de Radiore. Des fractures montrant des fronts de silicification importants en relief positif affectent la phase gabbroïque tardive (nAdqr2). Affleurement 2010-PP-18, feuillet 32F13.

