

RG 2017-01

Géologie de la région du lac Rodayer (SNRC 32K13-32K14-32N03 et 32N04-SE)

Daniel Bandyayera et Yannick Daoudene



Camp du lac du Poisson Blanc et paysage typique de la région du lac Rodayer.

DOCUMENT PUBLIÉ PAR LA DIRECTION GÉNÉRALE DE GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction générale

Robert Giguère

Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec

Patrice Roy, géo.

Direction de l'information géologique du Québec

Jean-Yves Labbé

Direction de la promotion et du soutien aux opérations

Andrea Amortegui, géo.

Auteurs

Daniel Bandyayera et Yannick Daoudene

Lecture critique

Carl Guilmette, géo.

Édition

Joanne Nadeau, ing.

Assistance technique

Julie Sauvageau

Graphisme

André Tremblay

Géologie de la région du lac Rodayer (SNRC 32K13-32K14-32N03 et 32N04-SE)

Daniel Bandyayera et Yannick Daoudene (MERN)

RG 2017-01

Résumé

Un levé géologique au 1/50 000 a été réalisé durant l'été 2015 dans la région du lac Rodayer, localisée à 110 km au nord de Matagami. Il couvre les feuillets 32K13, 32K14, 32N03 et 32N04-SE. Le terrain cartographié se situe à cheval entre la Sous-province sédimentaire de Nemiscau, au nord, et la Sous-province d'Opatoca, au sud, séparées par la Zone de cisaillement du Lac Colomb (ZCLC). La ceinture volcano-sédimentaire de Colomb-Chaboulié, localisée dans la zone de transition entre ces deux sous-provinces, constitue la bordure sud du Nemiscau. Elle s'étend sur une longueur de plus de 70 km et sur une largeur maximale de 5 km. Dans la partie nord, le Nemiscau est formé par des paragneiss migmatitisés assignés au Groupe de Rupert. Celui-ci repose en discordance ou en contact faillé sur les unités de la Ceinture de Colomb-Chaboulié. La Sous-province d'Opatoca contient un socle tonalitique, le Pluton du Lac Rodayer, qui s'est mis en place entre 2830 Ma et 2820 Ma. Cette vieille croûte est injectée par plusieurs générations de roches intrusives mafiques, intermédiaires et felsiques, assignées au Complexe de Théodat et recoupées par des intrusions tardi-tectoniques de granodiorite ou de granite. Une nouvelle intrusion de syénite (18 km sur 3 km), la Syénite de Biteau, associée à une forte anomalie magnétique positive, a été découverte dans le coin sud-ouest de la région. Elle s'est mise en place entre les unités du socle rocheux du Pluton du Lac Rodayer au nord, et le Complexe gneissique de Dusaux, au sud.

L'analyse des fabriques structurales et des linéaments du grain magnétique a permis de définir quatre domaines structuraux, correspondant grossièrement au Groupe de Rupert, à la Ceinture de Colomb-Chaboulié, à la Sous-province d'Opatoca et à la zone d'influence de la Zone de cisaillement de la Rivière Nottaway (ZCRN). Dans le Groupe de Rupert et dans la Ceinture de Colomb-Chaboulié, la schistosité régionale est généralement à fort pendage et orientée E-W à NE-SW, alors que dans la Sous-province d'Opatoca, la foliation montre une attitude plus variable, laissant supposer une structure en dômes et bassins. La Zone de cisaillement du Lac Colomb (ZCLC), qui borde au sud la Ceinture de Colomb-Chaboulié, marque la limite entre les sous-provinces de Nemiscau et d'Opatoca. Nos observations de terrain semblent indiquer que la ZCRN aurait permis l'enfouissement des roches de la Ceinture de Colomb-Chaboulié, qui forme un vaste synclinal, par rapport aux roches plutoniques de l'Opatoca. Au sud-ouest de la région cartographiée, les roches plutoniques de l'Opatoca et les roches volcaniques et sédimentaires adjacentes sont affectées par la déformation tardive associée à la ZCRN, orientée NW-SE et caractérisée par la présence d'une bande hectométrique de mylonites marquées par une forte linéation d'étirement subhorizontale. Les indicateurs cinématiques observés le long de la ZCRN impliquent une cinématique décrochante dextre.

Nos travaux ont mené à la découverte de sept nouveaux indices minéralisés et de plusieurs sites d'intérêt économique en or, en argent, en nickel, en cuivre, en éléments du groupe du platine et en éléments des terres rares. Nos données jumelées à celles des travaux statutaires, ont permis d'identifier six principaux contextes de minéralisation : 1) des minéralisations en Ni-Cu-EGP associées aux intrusions mafiques et ultramafiques; 2) des minéralisations polymétalliques volcanogènes en Au-Cu-Ag; 3) des minéralisations aurifères associées à des zones de déformation; 4) des minéralisations en terres rares associées à des intrusions alcalines; 5) des formations de fer; et 6) des pegmatites à béryl.

Table des matières

INTRODUCTION	4
Localisation et accès.....	4
Travaux antérieurs.....	4
Méthode de travail.....	4
Remerciements.....	4
CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL.....	7
LITHOSTRATIGRAPHIE.....	7
Sous-province d'Opatica	9
Pluton du Lac Rodayer (Arod)	9
Complexe gneissique de Dusaux (Adux).....	10
Formation de Rabbit (Arb).....	10
Complexe de Théodat (Athe).....	11
Intrusion du lac au Bout (Abut, nouvelle unité)	12
Intrusion de Desorsons (Ados, nouvelle unité)	12
Syénite de Biteau (Abit, nouvelle unité)	13
Sous-province de Nemiscau	13
Groupe de Colomb-Chaboullié	13
Basalte amphibolitisé (Acch1)	15
Volcanites intermédiaires porphyriques (Acch2).....	15
Volcanoclastites felsiques et intermédiaires (Acch3).....	16
Gabbro (Acch4), péridotite et pyroxénite (Acch5).....	16
Formation de fer et quartzite rubanés (Acch6).....	17
Paragneiss à biotite et hornblende (Acch7)	17
Conglomérat polygénique (Acch8)	18
Groupe de Rupert (Aru)	18
Paragneiss à biotite et hornblende (Aru1)	18
Paragneiss à biotite et hornblende migmatitisé (Aru2)	18
Diatexite dérivée de paragneiss (Aru4)	19
Pegmatite granitique à biotite ± grenat ± muscovite (Aru5)	19
DYKES DE DIABASE (nAmib, pPsen et pPmaw)	19
LITHOGÉOCHIMIE.....	19
Roches volcaniques	20
Roches intrusives mafiques à ultramafiques	20
Roches intrusives felsiques.....	26
Roches intrusives intermédiaires	26
MÉTAMORPHISME.....	29
GÉOLOGIE STRUCTURALE.....	29
État des connaissances.....	29
Analyse structurale.....	30
Les principales zones de déformation.....	33

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	34
Minéralisations en Ni-Cu-EGP associées à des intrusions mafiques et ultramafiques.....	35
Minéralisations polymétalliques volcanogènes en Au-Cu-Ag	35
Minéralisations aurifères associées à des zones de déformation	37
Minéralisations en terres rares associées à des intrusions alcalines	37
Formations de fer	37
Pegmatites à béryl	38
 CONCLUSION.....	 38
 RÉFÉRENCES	 39
 ANNEXE 1 : Tableaux	 42
 ANNEXE 2 : Photographies.....	 47
 HORS TEXTE - Carte au 1/50 000 – Géologie de la région du lac Rodayer.....	 RG 2017-01-C001

INTRODUCTION

Le levé géologique du secteur du lac Rodayer (figure 1) s'inscrit dans le cadre d'un programme régional qui vise à compléter la cartographie géologique de la partie sud-ouest de la Baie-James, à l'échelle de 1/50 000. Le secteur cartographié comprend la Sous-province de Nemiscau au nord, constituée de roches métasédimentaires migmatitisées et la Sous-province d'Opatica au sud, contenant un socle tonalitique ancien et plusieurs générations de roches intrusives (figure 1). Les travaux de l'été 2015 ont couvert la partie sud-ouest de la région de Nemiscau. Un projet de cartographie des dépôts quaternaires a également été réalisé simultanément à notre levé (Lamarche *et al.*, en préparation).

Localisation et accès

La région cartographiée à l'été 2015 est située à 238 km au nord de la ville de Matagami (figure 1), et couvre les feuillettes SNRC 32K13, 32K14, 32N03 et 32N04-SE. Elle est comprise entre les longitudes 77°00' et 78°00'W et les latitudes 50°45' et 51°15'N. On y accède par la route de la Baie-James qui relie Matagami à Radisson, qui passe en plein milieu de la région. Le camp de base était localisé au bord du lac du Poisson Blanc (figures 2 et 3), sur la route reliant la route de la Baie-James au village de Waskaganish. Le transport du matériel et l'approvisionnement du camp ont été effectués par camion.

Travaux antérieurs

Le secteur du lac Rodayer a fait l'objet de travaux géologiques de reconnaissance au début des années 60 (figure 2; Gillain et Remick, 1963; Remick, 1963; Gillain, 1964 et 1965; Remick et Ahmedali, 1974). Des travaux plus détaillés, à l'échelle de 1/50 000, ont été réalisés au niveau de la Ceinture de Frotet-Evans et au sud du secteur du lac Rodayer (Brisson *et al.* 1997a, 1997b, 1998a et 1998b; Morin, 1998a et 1998b). Dans le cadre du projet Lithoprobe, les efforts concertés de plusieurs chercheurs ont permis la datation des principales unités de l'Opatica et l'élaboration de modèles sur son évolution tectonique et structurale (Benn *et al.*, 1992; Sawyer et Benn, 1993; Davis *et al.*, 1992, 1994 et 1995).

La région a été couverte par un levé géophysique de haute précision, réalisé par Géo Data Solutions pour le Ministère (D'Amours et Intissar, 2011 et 2012). L'espacement nominal entre les lignes de vol était de 250 m, à une hauteur nominale de 100 m au-dessus du sol. Les résultats d'un levé de sédiments de ruisseau et d'un inventaire géochimique de sédiments de fond de lac provenant de différents levés contiennent des données multiéléments qui couvrent également la région étudiée (Beaumier et Kirouac, 1996a et 1996b).

Méthode de travail

La région cartographiée à l'été 2015 a été couverte de façon systématique par des cheminements espacés de 1 km dans les roches volcano-sédimentaires et de 2,5 à 5 km dans les roches intrusives, ainsi que par des séries de sauts en hélicoptère entre les cheminements plus espacés et dans les secteurs pauvres en affleurements. Les travaux de terrain ont été réalisés par une équipe de six géologues et six aides-géologues entre le 10 juin et le 20 août 2015. Les équipes de cartographie, composées d'un géologue et d'un aide-géologue, étaient positionnées par hélicoptère à partir du camp de base et effectuaient des cheminements de 4 à 6 km de longueur.

Afin de mieux caractériser les principales unités lithologiques, un total de 198 échantillons représentatifs ont été prélevés et analysés pour les éléments majeurs, les éléments en traces et les terres rares. Cent douze échantillons de zones minéralisées ont également été analysés. Les lames minces de roches (248) ont été étudiées pour caractériser les diverses unités stratigraphiques. La surface de 129 échantillons a été attaquée à l'acide fluorhydrique et colorée à l'aide d'une solution de cobaltinitrite de sodium afin d'évaluer la proportion de feldspath potassique, de plagioclase et de quartz. Enfin, six échantillons ont été prélevés pour fin d'analyse isotopique U-Pb au GEOTOP par la méthode LA-MC-ICP-MS. Les âges U-Pb et les données analytiques seront présentés dans la publication de David *et al.* (en préparation). Les cartes ainsi que l'ensemble des données associées à nos travaux sont disponibles en version numérique ou peuvent être consultés à l'aide du produit « E-Sigeom à la carte », à l'adresse suivante : <http://www.mern.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp>.

Remerciements

Ce rapport est le fruit de la collaboration de nombreuses personnes qui ont activement pris part aux différentes étapes de la réalisation du projet. Nous tenons à remercier les géologues Simon Bourassa, Rocío Pedreira-Pérez, Alexandre Néron, Sacha Boston, ainsi que les aides-géologues Sandrine Dufour, Julie Perreault, Donovan Desjardins, Francis Tremblay Bergeron, Jonathan Marleau et David Brunette. Nous voulons également remercier les géologues responsables du levé des dépôts quaternaires, Olivier Lamarche et Éric Leduc, pour leur aide concernant la logistique du projet et pour leur enthousiasme tout au long de l'été ainsi que la cuisinière Pamela Fournier et l'homme de camp David Lalancette pour leur excellent travail. Le transport sur le terrain a été assuré par la compagnie d'hélicoptère Héli-Inter. Les pilotes Daniel Breton et Eric Della Valle ont accompli leur travail avec efficacité et professionnalisme. Nos remerciements vont aussi à Rachid Intissar qui nous a fourni différentes cartes d'interprétation géophysique, à Julie Sauvageau qui a réalisé le dessin technique des cartes géologiques dans ArcGIS. Finalement, nous remercions Carl Guilmette qui a effectué la lecture critique ainsi que Joanne Nadeau qui a réalisé l'édition de ce manuscrit.

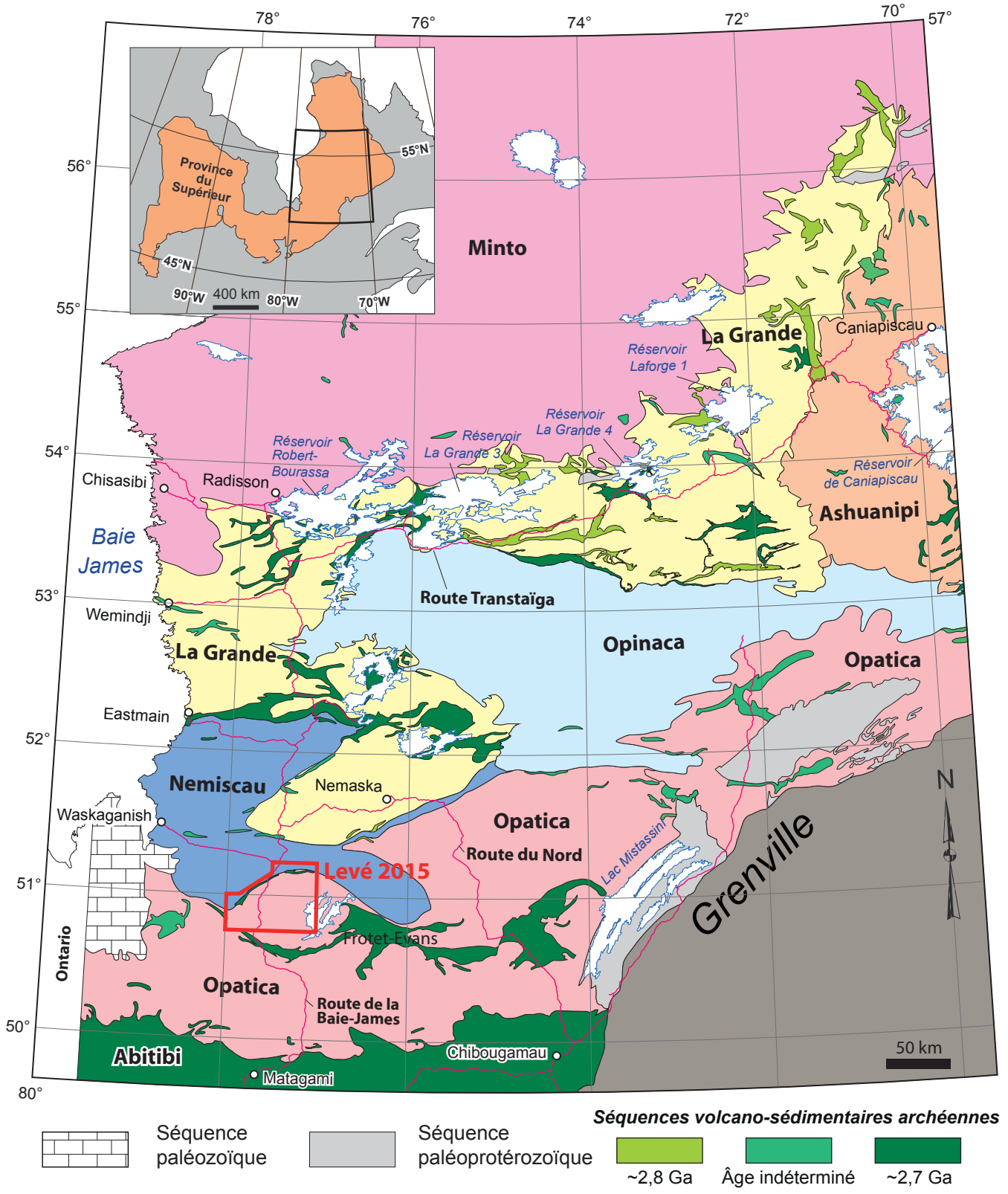
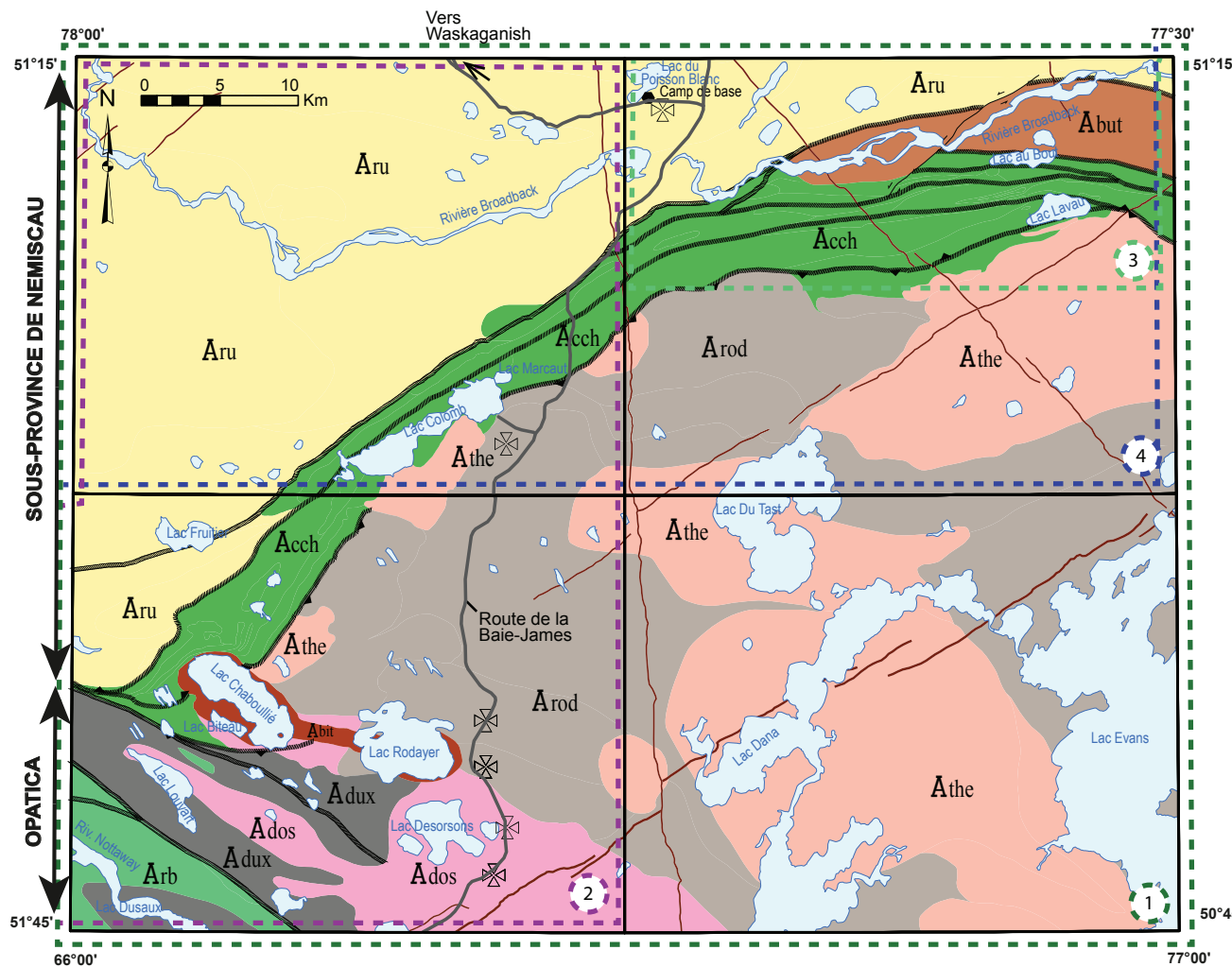


FIGURE 1 - Localisation du secteur du lac Rodayer et des principales divisions géologiques de la partie est de la Province du Supérieur.



SOUS-PROVINCE DE NEMISCAU

Groupe de Rupert

Aru Paragneiss à biotite et hornblende; métatexite, diatexite; injections de granite

Groupe de Colomb-Chaboullié

Acch Basalte amphibolitisé, andésite porphyrique, volcanoclastites felsiques; filons-couches mafiques et ultramafiques; sédiments

SOUS-PROVINCE D'OPATICA

Syénite de Biteau

Abit Syénite

Intrusion de Desorsons

Ados Granite à biotite et magnétite

Intrusion du Lac au Bout

Abut Diorite et monzodiorite fortement foliées

Complexe de Théodat

Athe Granodiorite foliée avec enclaves de tonalite, granodiorite porphyrique; granite et pegmatite granitique

Formation de Rabbit

Arb1a Basalte amphibolitisé et amphibolite rubanée; tufs felsiques

Complexe gneissique de Dusaux

Adux Gneiss tonalitique, gneiss granitique; tonalite foliée

Pluton du Lac Rodayer

Arod Tonalite, diorite et diorite quartzifère

Dykes de diabase

Dykes de Senneterre (NE-SW);
Essaim de dykes de Matachewan (N-S);
Essaim de dykes de Mistassini (NW-SE)

⊗ Site d'échantillon de géochronologie

Projets de cartographie réalisés par le Ministère

1 } Gillain, P.R. et Remick, J.H., 1963 (carte 1510 - 1/506 880)
Dubé, C. *et al.*, 1976 (DP 358 - 1/250 000)

2 } Remick, J.H., 1963 (RP 514 - 1/63 360)

3 } Gillain, P.R., 1964 (DP 178 - 1/31 680)
Gillain, P.R., 1965 (RP 525 - 1/63 360)

4 } Remick, J.H. et Ahmedali, S.T., 1974 (DP 274 - 1/50 000)

FIGURE 2 - Localisation des principaux projets de cartographie dans le secteur étudié.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Les roches de la région cartographiée sont principalement d'âge archéen et appartiennent à la Province du Supérieur, qui constitue le cœur du Bouclier canadien, l'un des plus grands cratons précambriens exposés du globe terrestre. Ces roches sont recoupées par un certain nombre de dykes de diabase d'âge néo-archéen à paléoprotérozoïque.

La Province du Supérieur a été subdivisée en une vingtaine de sous-provinces sur la base de données lithologiques, structurales, métamorphiques, géochronologiques, métallogéniques et géophysiques (Card et Ciesielski, 1986; Card, 1990; Hocq, 1994). Les limites entre les différentes sous-provinces reposent sur des contrastes lithologiques, métamorphiques, structuraux, géophysiques et métallogéniques. Les compilations géologiques ont révélé des similitudes entre certaines sous-provinces et ont permis de définir quatre types de sous-provinces étroitement associés à des domaines-lithotectoniques (Card et Ciesielski, 1986; Card, 1990; Hocq, 1994) : 1) des sous-provinces dominées par des assemblages de roches plutoniques de type tonalite-trondhjémite-granodiorite (TTG) plus ou moins déformées et gneissiques; 2) des sous-provinces qui présentent des assemblages volcaniques et sédimentaires métamorphisés dans les faciès des schistes verts et des amphibolites, et distribués sous la forme de ceintures autour de domaines composés de roches intrusives felsiques; 3) des sous-provinces de roches métasédimentaires au métamorphisme de haut grade, recoupées par des intrusions granitiques; et 4) des sous-provinces dominées par des orthogneiss et des paragneiss au métamorphisme atteignant le faciès des granulites.

La région cartographiée se situe à cheval entre deux sous-provinces, la Sous-province de Nemiscau, au nord, et la Sous-province d'Opatoca, au sud (figure 1). Les roches du Nemiscau sont de type métasédimentaire, alors que celles de l'Opatoca sont de type gneisso-plutonique (Hocq, 1994). Le contact entre les deux sous-provinces est défini par la Zone de cisaillement du Lac Colomb (ZCLC), décrite comme une zone de déformation ductile d'orientation NE-SW à E-W, fortement inclinée vers le sud et marquée par une cinématique dextre et/ou inverse (Benn *et al.*, 1992; Sawyer et Benn, 1992; Hocq, 1994).

Des roches appartenant à la Sous-province de Nemiscau sont observées dans le coin nord-ouest du feuillet 32K13, dans la quasi-totalité du feuillet 32N04 et dans le tiers nord du feuillet 32N03. Le Nemiscau est dominé par des roches métasédimentaires, principalement des métagrauwackes plus ou moins migmatitisés, une faible proportion de metabasites, et des roches intrusives de type granodiorite et granite (Card et Ciesielski, 1986; Hocq, 1994; Ciesielski, 1998). La Sous-province de Nemiscau juxtapose au nord et au sud les sous-provinces plutoniques de La Grande et d'Opatoca, respectivement. Elle est reliée à la sous-province

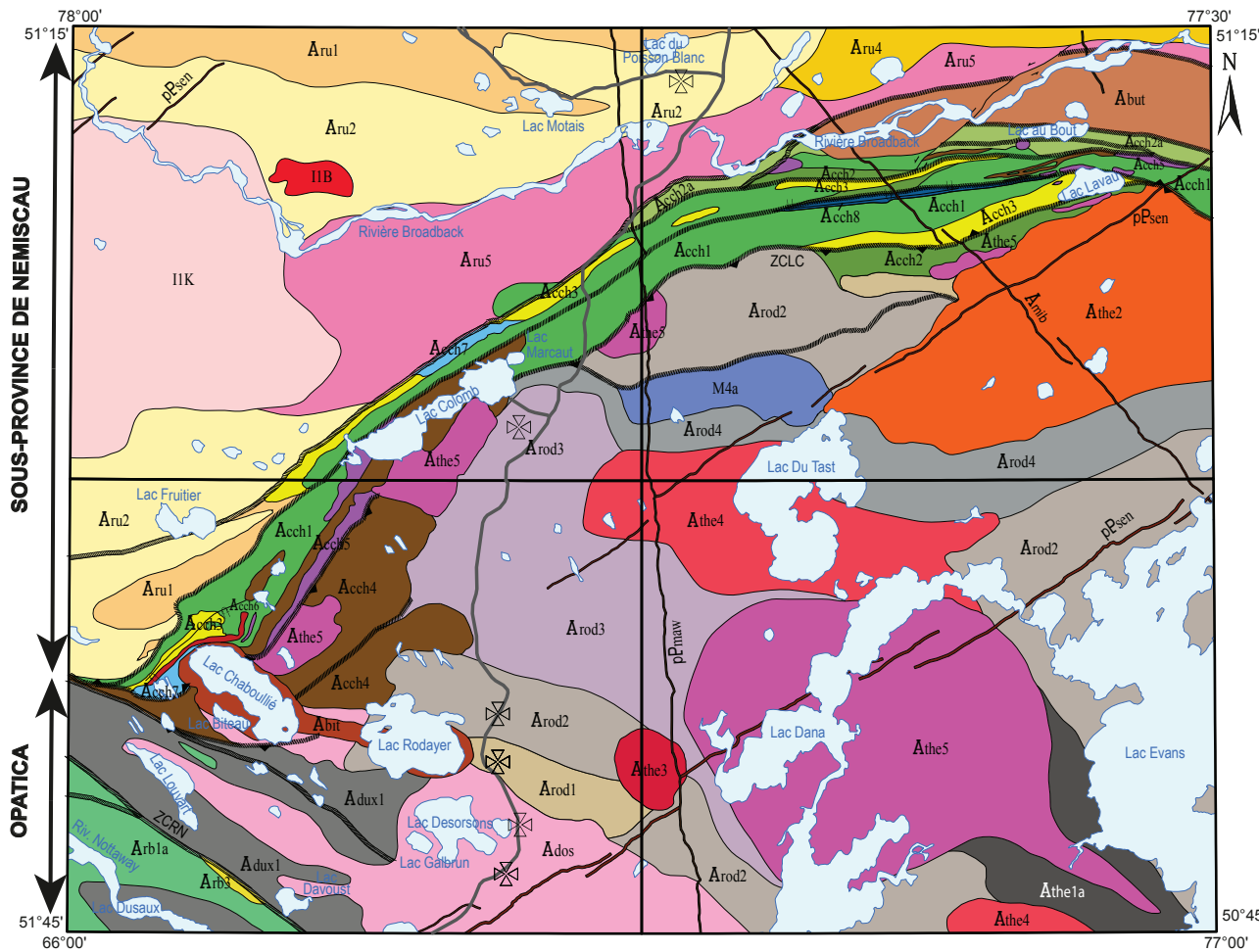
métasédimentaire d'Opinaca à l'est par une étroite bande de roches volcaniques et sédimentaires, la bande du lac des Montagnes assignée à l'Opatoca par Hocq (1994).

La zone de contact entre les sous-provinces de Nemiscau et d'Opatoca est marquée par la présence d'une étroite ceinture de roches volcano-sédimentaires (4-7 km x 80 km), orientée NE-SW à l'ouest, et E-W à l'est, appelée la Ceinture de Colomb-Chaboulié. La Ceinture de Colomb-Chaboulié est régionalement interprétée comme la bordure sud du Nemiscau. L'ensemble de roches volcano-sédimentaires de cette ceinture a été assigné au Groupe de Colomb-Chaboulié, constitué principalement de roches volcaniques mafiques, intermédiaires et felsiques, injectées par des intrusions mafiques et ultramafiques, et dans de moindres proportions, par des volcanoclastites felsiques, des formations de fer, des wackes et des conglomérats.

Au sud, la Sous-province d'Opatoca englobe l'ensemble des terrains qui s'étendent au nord des roches vertes de l'Abitibi, jusqu'à la limite sud des paragneiss plus ou moins migmatitisés, qui constituent la majeure partie des sous-provinces de Nemiscau et d'Opinaca (Hocq, 1994). L'Opatoca a d'abord été classé dans le groupe des sous-provinces métasédimentaires (Card et Ciesielski, 1986; Card, 1990), mais les études ultérieures ont mis en évidence la prédominance des roches plutoniques felsiques (Benn *et al.*, 1992; Sawyer et Benn, 1992). Les résultats des études géochronologiques indiquent que l'ensemble des roches intrusives de la Sous-province d'Opatoca s'est mis en place entre 2,82 Ga et 2,68 Ga (Davis *et al.*, 1994; Davis *et al.*, 1995). Certains domaines de la Sous-province d'Opatoca montrent localement des évidences de fusion partielle des roches (Sawyer et Benn, 1992; Hocq, 1994), datées aux alentours de 2,68 - 2,67 Ga (Sawyer, 1998). La Sous-province d'Opatoca comprend une vaste ceinture de roches vertes, la Ceinture de Frotet-Evans qui s'étend sur plus de 250 km d'est en ouest (figure 1). Cette ceinture est découpée en quatre segments par des accidents décrochants. D'est en ouest, il s'agit des segments de Frotet-Troilus, d'Assinica, de Storm-Evans et d'Evans-Ouagama. De plus, des lambeaux plus ou moins étendus d'amphibolite et de roches métasédimentaires ont été localement documentés dans la Sous-province d'Opatoca (Chown, 1971; Hocq, 1994; Daoudene *et al.*, 2016).

LITHOSTRATIGRAPHIE

La stratigraphie de la région cartographiée est basée sur les données de levés géologiques effectués plus à l'est dans la Ceinture de Frotet-Evans (Brisson *et al.*, 1997a, 1997b, 1998a et 1998b), ainsi que dans les feuillets adjacents au sud qui touchent les régions du lac Ouagama (SNRC 32K11) et de Chute aux Iroquois (SNRC 32K12; Morin, 1998a et 1998b).



SOUS-PROVINCE DE NEMISCAU

Groupe de Rupert

- Aru5** Pegmatite granitique à biotite ± grenat ± muscovite
- Aru4** Diatexite dérivée de paragneiss
- Aru2** Paragneiss à biotite et hornblende migmatitisé
- Aru1** Paragneiss à biotite et hornblende

Groupe de Colomb-Chaboullié

- Acch8** Conglomérat polygénique
- Acch7** Paragneiss à biotite et hornblende
- Acch6** Formation de fer et quartzite rubanés
- Acch5** Péridotite et pyroxénite
- Acch4** Gabbro
- Acch3** Volcanoclastites felsiques et intermédiaires
- Acch2** Volcanites intermédiaires porphyriques
- Acch2a** Andésite coussinée, localement porphyrique; niveaux de tufs intermédiaires à felsiques
- Acch1** Basalte amphibolitisé

SOUS-PROVINCE D'OPATICA

Syénite de Bîteau

- Abit** Syénite

Intrusion de Desorsans

- Ados** Granite à biotite et magnétite

Intrusion du Lac au Bout

- Abut** Diorite et monzodiorite fortement foliées

Complexe de Théodat

- Athe5** Pegmatite granitique
- Athe4** Granite à biotite
- Athe3** Granodiorite porphyrique
- Athe2** Granodiorite foliée avec enclaves de tonalite
- Athe1a** Gneiss tonalitique

Formation de Rabbit

- Arb3** Tufs felsiques fins, à cristaux et à lapillis
- Arb1a** Basalte amphibolitisé et amphibolite rubanée

Complexe gneissique de Dusaux

- Adux1** Gneiss tonalitique et gneiss granitique; tonalite foliée

Unités lithologiques

- IIB** Granite à biotite
- I1K** Alaskite
- M4a** Paragneiss migmatitisé

ZCLC = Zone de cisaillement du Lac Colomb
ZCRN = Zone de cisaillement de la Rivière Nottaway

Dykes de Senneterre

- pP_{senn}** Dykes de diabase (NE-SW) : diabase de gabbronorite

Essaim de dykes de Matachewan

- pP_{maw}** Dykes de diabase (N-S) : diabase de gabbro

Essaim de dykes de Mistassini

- nAmib** Dykes de diabase (NW-SE) : diabase de gabbronorite à olivine

Pluton du Lac Rodayer

- Arod4** Tonalite foliée fortement magnétique et hématitisée
- Arod3** Assemblage de tonalite et diorite quartzifère foliées
- Arod2** Tonalite foliée hématitisée
- Arod1** Diorite et diorite quartzifère

FIGURE 3 - Géologie simplifiée de la région du secteur du lac Rodayer.

Les roches de la région ont été regroupées en différentes unités lithostratigraphiques et lithodémiques, selon les normes du code stratigraphique nord-américain (*American Commission on Stratigraphic Nomenclature*, 2005; Easton, 2009; MER, 1986) et en tenant compte de la nomenclature déjà établie. Les unités sont décrites par âge et par sous-province à laquelle elles sont assignées. Des datations préexistantes nous ont permis de raffiner l'interprétation stratigraphique des unités archéennes de la région. Ces unités sont injectées par des intrusions tardives de granite à biotite ou de pegmatite granitique, qui n'ont pas été assignées à une unité lithodémique en particulier. Le Nemiscau est également injecté par des intrusions kilométriques d'alaskite (plagiogranite).

Sous-province d'Opatica

La Sous-province d'Opatica correspond à une ceinture de roches tonalitiques gneissiques ou foliées, injectées de plusieurs générations de granitoïdes, déformées à haut grade métamorphique. Cette ceinture gneisso-plutonique est bordée au sud par des roches principalement volcaniques métamorphisées aux faciès des schistes verts et des amphibolites de la Sous-province de l'Abitibi, et au nord par les roches métasédimentaires des sous-provinces de Nemiscau et d'Opinaca (figure 1). La Sous-province d'Opatica s'étend sur plus de 800 km de longueur en direction NE, et sur 120 km de largeur. Les datations sur zircons laissent supposer que l'Opatica est en partie composée d'une vieille croûte mise en place entre 2830 Ma et 2820 Ma dans la partie nord, et d'un ensemble de roches plutoniques, plus ou moins déformées et migmatitisées, mises en place entre 2720 Ma et 2680 Ma, dans la partie sud (Sawyer et Benn, 1992 et 1993; Davis *et al.*, 1995). La majeure partie de cette sous-province est constituée de tonalites gneissiques (2701 à 2717 Ma), injectées par au moins deux phases intrusives datées à 2693 Ma et à 2678 Ma (Davis *et al.*, 1995).

La Sous-province d'Opatica a été divisée en cinq principales unités lithodémiques (Sawyer et Benn, 1992 et 1993; Davis *et al.*, 1995), à partir de données lithologiques, géochronologiques et structurales recueillies sur des coupes nord-sud, dans le cadre du projet Lithoprobe. Ces unités lithodémiques sont : 1) le Pluton du Lac Rodayer, une intrusion composite formée de tonalite, de diorite quartzifère et de diorite; 2) la suite de gneiss gris, formée de leucotonalite et leucogranodiorite fortement foliées, contenant moins de 5 % de minéraux mafiques (biotite ± hornblende), ainsi que des quantités mineures de diorite et de gabbro; 3) la suite de tonalite-mélatonalite-gabbro recoupant le gneiss gris; 4) la suite de monzodiorite-granodiorite-tonalite-diorite, localisée dans la zone de contact entre l'Opatica et l'Abitibi (par exemple les plutons de Canet et de Barlow); et 5) l'unité de granite rose à gris blanchâtre, massif à faiblement déformé. Ces suites ont été plus tard assignées aux complexes de Théodat ou de Dusaux (Brisson *et al.*, 1998a et 1998b; Morin, 1998a et 1998b).

Dans notre région, les unités de roches intrusives observées dans la Sous-province d'Opatica appartiennent au Pluton du Lac Rodayer, au Complexe gneissique de Dusaux, au Complexe de Théodat, à l'Intrusion du Lac au Bout, à l'Intrusion de Desorsons et à la Syénite de Biteau. Les roches volcano-sédimentaires observées au sein du Complexe gneissique de Dusaux ont été assignées à la Formation de Rabbit (figure 3; carte hors texte).

Pluton du Lac Rodayer (Arod)

Le Pluton du Lac Rodayer a été nommé par Sawyer et Benn (1992) pour décrire une large masse intrusive composite qui forme la partie nord-ouest de la Sous-province d'Opatica, et qui s'étend sur 40 km x 65 km. Il a été daté à partir des zircons des échantillons de tonalite et de diorite provenant de trois sites différents localisés le long de la route de la Baie-James (figures 2 et 3; Davis *et al.*, 1994; Davis *et al.*, 1995). Les cœurs des zircons ont fourni des âges concordants de 2830 ± 3 Ma et 2829 ± 4 Ma dans la tonalite et la diorite respectivement. L'âge minimal de cristallisation de l'ensemble des roches du Pluton du Lac Rodayer est estimé à 2823 Ma, à partir de la datation des zircons dépourvus de noyaux. Ces données géochronologiques indiquent que le Pluton du Lac Rodayer pourrait être l'équivalent du Complexe de Langelier, un socle tonalitique exposé au milieu de la Sous-province de La Grande, dont l'âge de mise en place se situe entre 2790 Ma et 3390 Ma (Goutier *et al.*, 2002).

Le Pluton du Lac Rodayer est formé de quatre unités : 1) une unité de diorite et diorite quartzifère (Arod1); 2) une unité de tonalite foliée et hématitisée (Arod2); 3) un assemblage de tonalite et diorite quartzifère foliées (Arod3); et 4) une unité de tonalite foliée, hématitisée et fortement magnétique (Arod4).

L'unité Arod1 est exposée le long de la route de la Baie-James, sur la bordure sud du Pluton du Lac Rodayer. Elle est constituée de diorite et de diorite quartzifère gris blanchâtre en surface altérée et finement à moyennement grenues. La diorite est par endroits fortement déformée, gneissique à rubanée (photo 1, annexe 2). La roche peut contenir jusqu'à 30 % de hornblende et 15 % de biotite. Cet ensemble est recoupé par une diorite gris blanchâtre d'aspect marbré et moyennement grenue. L'unité Arod1 contient des enclaves décamétriques d'amphibolite migmatitisée (photo 2, annexe 2) contenant jusqu'à 20 % de mobilisat *in situ* (leucosome) et 10 % de grenat. Le leucosome partiellement ségrégué forme des amas blanchâtres isolés, contenant des grenats roses millimétriques à centimétriques, disséminés ou en amas.

L'unité Arod2 est constituée de tonalite hématitisée, à biotite + magnétite ± hornblende, gris clair à gris moyen en surface altérée et grisâtre en cassure fraîche. La roche est faiblement à fortement foliée, moyennement à finement grenue, homogène, granoblastique et équigranulaire (photo 3, annexe 2). En bordure du pluton, la roche est fortement déformée et rubanée. Le rubanement est accentué par la présence d'injections granitiques roses subconcordantes à

la foliation. L'unité Arod2 contient des enclaves de diorite, localement épidotisée et hématitisée, foliée, moyennement grenue et granoblastique, à patine d'altération noir grisâtre. Ces enclaves sont aplaties et allongées parallèlement aux plans de la foliation.

L'unité Arod3 est l'unité la mieux exposée du Pluton de Rodayer, le long de la Route de la Baie-James. La composition de la roche varie de diorite quartzifère à tonalite sur un même affleurement (photo 4, annexe 2). La roche est gris blanchâtre en surface polie et grisâtre en cassure fraîche, finement à moyennement grenue, homogène, granoblastique et faiblement foliée. Elle contient généralement 10 à 18 % de minéraux mafiques (hornblende et biotite) et 2 % de magnétite. La tonalite est localement hématitisée de façon homogène et peut être confondue sur le terrain avec une granodiorite. La coloration et les analyses lithogéochimiques ont toutefois permis de lever cette ambiguïté. Dans la partie sud du pluton, l'unité Arod3 contient des enclaves de diorite gneissique migmatitisée, injectée par plusieurs générations de granite blanc, hétérogène, hétérogranulaire, localement pegmatitique, avec des schlierens de biotite et hornblende. La diorite migmatitisée montre par endroits une texture magmatitique avec des fragments anguleux de diorite enveloppés dans du mobilisat granitique.

L'unité Arod4 a été reconnue dans la partie nord du Pluton du Lac Rodayer. Elle forme une bande plissée de 2 à 4 km de largeur et plus de 65 km de longueur, généralement orientée E-W, bien visible sur les cartes aéromagnétiques en raison de sa susceptibilité magnétique élevée. Elle se compose de tonalite à biotite + hornblende + magnétite beige à gris sombre en surface altérée et gris moyen en cassure fraîche. La roche est fortement magnétique, hématitisée, moyennement grenue, faiblement à fortement foliée et localement gneissique (photo 5, annexe 2). L'unité Arod4 contient d'importantes injections concordantes de granite blanc rosâtre qui constituent jusqu'à 30 % du volume total de l'unité. Le granite est moyennement à grossièrement grenu. Il contient des schlierens de biotite et des niveaux pegmatitiques. Il renferme 1 à 5 % de magnétite disséminée. Ces injections de granite sont localement marquées par la présence d'un litage magmatique caractérisé par une alternance de lits centimétriques de granite fin, moyen, grossier et pegmatitique. On observe jusqu'à 10 % d'enclaves métriques de diorite quartzifère dans la tonalite ou le granite.

Complexe gneissique de Dusaux (Adux)

Le Complexe de Dusaux a été introduit par Morin (1998b) pour décrire l'ensemble de roches intrusives gneissiques pré- à syntectoniques localisées au sud de la Ceinture de Frotet-Evans dans la région de Chute aux Iroquois (SNRC 32K12), et qui se prolonge jusqu'au sud-ouest de notre région. Le contact entre le Pluton du Lac Rodayer et le Complexe de Dusaux est masqué par la mise en place des intrusions tardives de Desorsons et de la Syénite de Biteau. Morin (1998b) a subdivisé le Complexe de Dusaux en cinq unités : 1) une unité de gneiss et de gneiss granitique

(Adux1); 2) une unité de gneiss à biotite (Adux2); 3) une unité de gneiss granitique (Adux3); 4) une unité d'amphibolite et/ou de paragneiss (Adux4); et 5) une unité de granite et de pegmatite tardive (Adux5).

Dans notre région, seules les roches assignées à l'unité Adux1 ont été observées. Elles constituent l'extension vers le NW de l'unité Adux1 décrite au sud par Morin (1998b). Cependant, contrairement aux descriptions antérieures de cette unité (Remick, 1963; Morin, 1998b), les roches gneissiques sont peu répandues dans notre région. On observe essentiellement des tonalites à biotite + hornblende ± magnétite, et dans de moindres proportions, des gneiss tonalitiques et granitiques. La tonalite à biotite + hornblende ± magnétite est moyennement grenue, homogène, granoblastique, moyennement à fortement foliée, caractérisée par une patine d'altération grisâtre et une cassure fraîche gris sombre (photo 6, annexe 2). Les minéraux mafiques (biotite et hornblende) représentent 10 à 15 % de la roche.

Les roches gneissiques (photo 7, annexe 2) forment des niveaux décimétriques ou des enclaves plissées dans la tonalite foliée. Le gneiss tonalitique est caractérisé par une alternance de lamines ou rubans clairs millimétriques à centimétriques, avec des lamines ou des rubans foncés, riches en minéraux mafiques (biotite). Le gneiss tonalitique contient localement des niveaux de gneiss dioritique, noir grisâtre en surface altérée et noir verdâtre en cassure fraîche. Par endroits, le gneiss tonalitique contient des rubans de granite rose folié. Le gneiss granitique est généralement rose clair à rose foncé. Il contient des rubans granitiques, millimétriques à décimétriques, moyennement grenus et à porphyroclastes de feldspath potassique.

L'unité Adux1 contient jusqu'à 5 % d'enclaves décimétriques à kilométriques de basalte amphibolitisé et d'amphibolite rubanée, probablement dérivés des roches mafiques de la Formation de Rabbit (Groupe d'Evans).

Formation de Rabbit (Arb)

La Formation de Rabbit a été introduite par Brisson *et al.* (1998b) dans la région du lac Théodat (SNRC 32K16), à l'est de la rivière Salamandre. À sa localité type, elle comprend trois unités : 1) basalte tholéiitique (Arb1); 2) formation de fer oxydée (Arb2); et 3) tufs à cristaux, à lapillis et/ou à blocs, et laves intermédiaires (Arb3).

Dans le sud-ouest de la région d'étude, la Formation de Rabbit est constituée de l'extension vers le NW des unités de basalte amphibolitisé (Arb1a) et de tufs intermédiaires à felsiques (Arb3), décrites par Morin (1998a, 1998b) dans les régions du lac Ouagama (32K11) et de Chute aux Iroquois (SNRC 32K12). Ces unités forment des bandes kilométriques encaissées dans le Complexe gneissique de Dusaux, découpées et réorientées en direction NW-SE par la Zone de cisaillement de la Rivière Nottaway (ZCRN). Le contact entre la Formation de Rabbit et les roches encaissantes du Complexe gneissique de Dusaux est concordant ou cisailé.

L'unité Arb1a est formée de basalte amphibolitisé gris-noir à gris-vert sombre en cassure fraîche et vert clair en

surface altérée. La roche est fortement foliée et elle montre par endroits une texture d'amphibolite rubanée. Cette dernière est caractérisée par une alternance de rubans riches en hornblende avec des rubans plus ou moins épidotisés, riches en plagioclase. Certains rubans finement grenus et discontinus pourraient représenter des anciennes bordures de laves. Dans le basalte amphibolitisé, on reconnaît localement des anciens coussins fortement aplatis et étirés (photo 8, annexe 2), montrant des bordures épidotisées noires à verdâtres.

L'unité Arb3 est formée de minces lentilles décimétriques à métriques, rarement kilométriques, de tufs (volcanoclastites) fins laminés ou lités, à cristaux et à lapillis, de composition felsique à intermédiaire. La roche est blanc grisâtre en surface altérée et grisâtre en cassure fraîche. Le tuf lité est caractérisé par une alternance de lits blanchâtres de composition rhyolitique, avec des lits gris verdâtre, à grenat + biotite + hornblende, de composition intermédiaire (photos 9 et 10, annexe 2).

Complexe de Théodat (Athe)

Le Complexe de Théodat a été introduit par Brisson *et al.* (1998a, 1998b) à l'est de notre région pour décrire l'ensemble des roches plutoniques syntectoniques observées au nord de la région des lacs Théodat et Evans (SNRC 32K15 et 32K16), ainsi que les roches gneissiques qui en sont dérivées. Ces auteurs ont subdivisé le Complexe de Théodat en six principales unités : 1) une unité de gneiss à biotite (Athe1); 2) une unité de granodiorite massive à gneissique (Athe2); 3) une unité de granodiorite porphyrique et magnétique (Athe3); 4) une unité de gneiss granodioritique (Athe4); 5) une unité de tonalite (Athe5); et 6) une unité de granite et de pegmatite (Athe6).

Dans la région du lac Ouagama (32K11), au sud de notre région, Morin (1998a) a interprété le Complexe de Théodat comme un ensemble d'intrusions tardi-tectoniques. Il a assigné la granodiorite, la tonalite et la pegmatite à l'unité Athe1, le granite et la pegmatite, à l'unité Athe2.

Nos travaux montrent que le Complexe de Théodat est formé principalement de roches tardi-tectoniques qui s'injectent dans le Pluton du Lac Rodayer. Localement, le complexe contient des roches gneissiques dont l'origine n'a pu être établie. Nous proposons la subdivision suivante: 1) une unité de roches gneissiques (Athe1); 2) une unité de granodiorite foliée (Athe2); 3) une unité de granodiorite porphyrique et magnétique (Athe3); 4) une unité de granite à biotite (Athe4); et 5) une unité de pegmatite granitique (Athe5).

L'unité Athe1 a été reconnue dans la partie sud-est de la région, dans le coin SW du lac Evans (figure 3). Elle est généralement constituée de roches gneissiques dérivées de roches de composition tonalitique (photo 11, annexe 2). Par endroits, le gneiss est de composition dioritique à monzodioritique (photo 12, annexe 2). La gneissosité est caractérisée par la présence d'une forte foliation et d'une alternance de lamines ou de minces lits riches en minéraux

mafiques, irréguliers et discontinus, avec des rubans clairs riches en feldspaths. Cette gneissosité est accentuée par la présence de rubans de granite parallèles ou subparallèles aux plans de la foliation.

L'unité Athe1 renferme également des enclaves de roches migmatitiques dérivées de gneiss à hornblende et biotite, contenant jusqu'à 3 % de magnétite. La migmatite présente une texture nébulitique, où un rubanement migmatitique se superpose au rubanement gneissique. Le mobilisat constitue entre 20 % et 30 % de la roche. Il se présente sous la forme de rubans concordants ou discordants au rubanement migmatitique, et son contact avec le néosome est diffus ou irrégulier et riche en minéraux mafiques (biotite et hornblende). On observe par endroits des lambeaux de gabbro fortement altérés, amphibolitisés, grossièrement grenus, contenant jusqu'à 15 % de mobilisat granitique sous la forme de veines ou d'amas.

L'unité Athe2 a été observée au nord du lac Evans et au sud du lac Lavau, sur plus de 12 km x 40 km, et elle recoupe toutes les unités du Pluton du Lac Rodayer et du Groupe de Colomb-Chaboullié. Des intrusions kilométriques de pegmatite granitique rose sont régulièrement intercalées entre le Groupe de Colomb-Chaboullié et l'unité Athe2. L'unité Athe2 se compose de granodiorite grise à blanc rosé en surface altérée et beige à gris rosâtre en cassure fraîche (photo 13, annexe 2). La roche est homogène, massive à faiblement foliée, moyennement à finement grenue, localement à grain grossier et hématitisée. Elle est généralement pauvre en minéraux mafiques (< 5 %) et contient 1 % de magnétite.

L'unité Athe3 est observée à l'ouest du lac Dana, où elle recoupe les unités tonalitiques et dioritiques du Pluton du Lac Rodayer. Elle forme une masse subarrondie de 5 km x 4 km, bien visible sur les cartes aéromagnétiques régionales. L'unité Athe3 est constituée de granodiorite porphyrique (photo 14, annexe 2), fortement magnétique, massive, homogène; elle est caractérisée par une texture porphyroïde. Elle contient 10 à 20 % de phénocristaux de feldspath mesurant de 0,5 cm à 3 cm, et 5 % de porphyres de plus 3 cm, disséminés dans une matrice moyennement à grossièrement grenue. Tous les porphyres de feldspath sont automorphes, localement subarrondis, et leur alignement préférentiel souligne localement une foliation magmatique. Par endroits, les phénocristaux de feldspath potassique (orthose) présentent des couronnes de réaction blanchâtres, typiques d'une texture rapakivi. Sur la bordure est de l'intrusion, la granodiorite contient des fragments (enclaves) anguleux à matrice finement grenue et à porphyres de plagioclase et de feldspath potassique, suggérant la position probable du sommet de la chambre magmatique ou du diapir de granodiorite. Le quartz est gris, millimétrique et représente 25 % de la roche. Les minéraux mafiques (5 à 10 %) sont la biotite et la hornblende.

L'unité Athe4 a été reconnue au centre de la région, autour du lac Du Tast et au sud-ouest de la région, à l'est du lac Dana. Elle se compose de granite rose à beige rosâtre en cassure fraîche et rose pâle à gris rosâtre en surface

altérée (photo 15, annexe 2). La roche est moyennement à grossièrement grenue, localement pegmatitique, massive à faiblement foliée et légèrement magnétique. Le granite contient du grenat rose millimétrique et moins de 5 % de minéraux mafiques (biotite ou muscovite). L'unité Athe4 renferme des enclaves décimétriques de roches tonalitiques foliées à gneissiques.

L'unité Athe5 englobe les intrusions de pegmatite granitique répandues à travers toute la région, et qui recoupent toutes les unités archéennes. Dans notre région, l'unité Athe5 forme de grandes masses allongées localisées en bordure de la Sous-province d'Opatica, au contact avec les roches volcano-sédimentaires du Groupe de Colomb-Chaboulié. Une intrusion kilométrique et subarrondie de pegmatite granitique est également observée au sud-ouest de la région. Le contour de cette intrusion a été interprété à partir de la signature magnétique régionale.

Remick (1963) distingue deux classes de pegmatite granitique, en se basant sur les caractéristiques lithologiques et leur mode de mise en place : 1) les pegmatites à muscovite; et 2) les pegmatites normales. Les pegmatites à muscovite possèdent les caractéristiques suivantes : a) présence de muscovite ± biotite; b) couleur blanche; c) absence de magnétite; d) plusieurs contiennent de la tourmaline, du grenat rose et/ou du béryl; et e) plusieurs forment de gros massifs ou se présentent sous la forme de dykes. Les pegmatites normales se distinguent par : a) la présence de magnétite; b) l'absence de muscovite, de tourmaline et de béryl; c) la présence de grenat rose par endroits; et d) la formation de masses tabulaires ou irrégulières. Plusieurs de ces pegmatites sont concordantes avec la roche encaissante.

L'unité Athe5 se classe parmi les pegmatites à muscovite, en ne tenant pas compte de la présence de la magnétite. En effet, les pegmatites cartographiées lors de nos travaux contiennent 1 à 3 % de magnétite et sont classées par Remick (1963) dans les pegmatites à muscovite.

La pegmatite granitique (unité Athe5) blanc clair à blanc rosé en surface altérée, beige ou rose clair en cassure fraîche, est massive et hétérogranulaire. Elle présente généralement une texture graphique, caractérisée par des intercroissances irrégulières du quartz avec les cristaux de feldspath potassique (orthose) dont la taille peut atteindre 10 cm. La roche montre régulièrement un litage magmatique (photo 16, annexe 2), marqué par l'alternance de lits centimétriques à grain grossier, avec des lits à grain moyen et plus riches en muscovite (10 %) et en grenat (5 %). Le faciès pegmatitique non lité peut contenir de gros grains centimétriques de grenat et des amas de muscovite. On observe par endroits la présence de tourmaline (1 %) en cristaux prismatiques noirs de 0,5 à 1 cm de longueur, et du béryl millimétrique à centimétrique en quantités mineures. Des cristaux de tourmaline de 2 cm de diamètre et 7,5 cm de longueur ont été observés dans la pegmatite située au nord-est du lac Chaboulié (Remick, 1963).

Intrusion du lac au Bout (Abut, nouvelle unité)

L'intrusion du Lac au Bout est une nouvelle unité lithodémique introduite pour décrire un ensemble intrusif localisé au nord du lac au Bout (SNRC 32N03), mis en place entre les paragneiss migmatitiques de la Sous-province de Nemiscau au nord et l'assemblage volcano-sédimentaire du Groupe de Colomb-Chaboulié au sud. Cette intrusion est formée de diorite et de monzodiorite fortement foliées, granoblastiques, moyennement grenues, généralement magnétiques et hématitisées. En surface altérée, la roche est gris blanchâtre et montre souvent des taches rougeâtres au milieu des cristaux de plagioclase (photo 17, annexe 2). En cassure fraîche, la roche est plutôt rougeâtre à verdâtre (photo 18, annexe 2). La couleur rougeâtre est due à l'hématitisation prononcée du plagioclase, tandis que la couleur verdâtre reflète la couleur de l'amphibole qui constitue 30 à 50 % de la roche. En plus de la hornblende et des feldspaths, la roche contient de la biotite, de la chlorite et de l'épidote. L'épidote se présente par endroits en veinules.

La diorite est homogène et équigranulaire, tandis que la monzodiorite est caractérisée par la présence de phénocristaux centimétriques, localement zonés, de feldspath potassique (10 %). En bordure de l'intrusion, la roche est fortement déformée, porphyroclastique, et on observe des fragments de plagioclase réorientés dans la foliation mylonitique. Dans la monzodiorite à texture porphyroïde, les phénocristaux de feldspath potassique sont déformés, étirés et aplatis.

Intrusion de Desorsons (Ados, nouvelle unité)

L'Intrusion de Desorsons est une nouvelle unité lithodémique que nous introduisons pour décrire les roches granitiques mises en place entre le socle tonalitique du Pluton du Lac Rodayer, au nord, et le Complexe gneissique de Dusaux, au sud. L'Intrusion de Desorsons est formée de granite à biotite et magnétite (photo 19, annexe 2), et localement de granodiorite. Chimiquement, ces roches se classent dans la série de trondhémite-granodiorite-granite. La roche est massive à faiblement foliée, moyennement à grossièrement grenue et localement hématitisée. La roche présente une patine d'altération rose blanchâtre ou beige. En cassure fraîche, la roche est de composition granitique à granodioritique, et sa teinte varie de rosâtre, rose grisâtre à grisâtre. L'unité Ados contient par endroits des amas irréguliers pegmatitiques, métriques, en contact diffus ou graduel avec l'encaissant granitique moyennement grenu. L'unité Ados contient également jusqu'à 10 % d'enclaves de tonalite gneissique, partiellement assimilées, et 5 % d'enclaves de diorite quartzifère.

Syénite de Biteau (Abit, nouvelle unité)

La Syénite de Biteau est une nouvelle unité lithodémique kilométrique (18 km x 3 km) localisée dans le coin SW de la région, associée à une forte anomalie magnétique positive orientée WNW-ESE (figures 3 et 4). Elle s'est mise en place entre le socle tonalitique de Rodayer au nord, et le Complexe gneissique de Dusaux, au sud, et recoupe les roches de l'assemblage volcano-sédimentaire du Groupe de Colomb-Chaboulié. La majeure partie de l'intrusion se trouve sous les lacs Rodayer et Chaboulié, tandis que les affleurements les plus représentatifs de cette unité ont été observés sur les îles au sud-est du lac Rodayer et sur l'extrémité sud du lac Chaboulié (Remick, 1963). La roche est rose pâle en surface altérée et en cassure fraîche, massive, moyennement à grossièrement grenue, homogène et généralement équigranulaire. Les analyses chimiques et pétrographiques indiquent que la Syénite de Biteau est formée de syénite à feldspath alcalin, de syénite, de syénite quartzifère et de monzonite. La syénite à feldspath alcalin (> 95 % de feldspath potassique), localement à clinopyroxène, représente plus de 70 % de l'intrusion. La roche est homogène, grossièrement à très grossièrement grenue. Elle contient des faciès de cumulats et d'adcumulats montrant un litage magmatique, caractérisé par une alternance de lits riches en cristaux centimétriques de feldspath potassique avec des lits riches à pauvres en minéraux mafiques (photo 20, annexe 2). La syénite et la syénite quartzifère sont des roches massives, à hornblende + biotite + magnétite ± clinopyroxène, moyennement à grossièrement grenues. En lames minces, ces roches contiennent du microcline, du plagioclase, de l'augite, de la hornblende, de la biotite, de la magnétite, et accessoirement, du quartz, du sphène, de l'apatite et du zircon.

L'unité Abit contient également des niveaux de roches hétérogènes, à texture porphyroïde, dont la composition varie de monzonite à monzogabbro. Le contenu en quartz est généralement inférieur à 5 %, mais il peut atteindre 10 % localement. Le feldspath potassique est presque toujours présent (jusqu'à 15 %), alors que le pourcentage de minéraux mafiques varie entre 15 et 35 %.

En bordure de l'unité Abit, on retrouve par endroits un ensemble de diorite et de diorite quartzifère faiblement foliées, moyennement grenues, contenant de 20 à 35 % de minéraux mafiques (hornblende et biotite) et 1 % de magnétite.

Finalement, l'unité Abit renferme des enclaves métriques de tonalite foliée, moyennement grenue, provenant probablement du Pluton du Lac Rodayer, ainsi que des enclaves de roches mafiques et ultramafiques (pyroxénite et gabbro), moyennement à grossièrement grenues, interprétées comme des fragments détachés des unités du Groupe de Colomb-Chaboulié.

Sous-province de Nemiscau

La Sous-province de Nemiscau est située à l'ouest de la Baie-James, entre la Sous-province d'Opatoca au sud, et celles de La Grande et d'Opinaca au nord (Card et Cisielski, 1986; Hocq, 2004). La limite nord du Nemiscau suit les contacts de la bande volcanique de la rivière Eastmain inférieure (Franconi, 1978), tandis que la limite sud correspond au contact avec le Pluton du Lac Rodayer et le Complexe de Théodat (présent rapport). Contrairement à l'Opinaca, le Nemiscau contient une importante composante volcanique (amphibolites), ainsi que des bandes de granulites dérivées de la fusion des tonalites, des diorites, des amphibolites et des paragneiss. La Sous-province de Nemiscau est formée de paragneiss, de métatexites et de diatexites à trames de paragneiss (à biotite, à biotite-hornblende et à orthopyroxène-biotite ± grenat), et d'amphibolite. L'ensemble est injecté d'intrusions de composition tonalitique, granitique à granodioritique, ainsi que de grandes masses de pegmatite blanche à biotite. L'âge de déposition de l'ensemble métasédimentaire du Nemiscau est estimé entre 2698 Ma et 2688 Ma (Percival *et al.*, 1992). Dans le secteur cartographié, une intrusion granitique recoupant les métasédiments migmatitisés du Nemiscau a été datée à 2672 ± 2 Ma (Davis, *et al.*, 1995), indiquant que cette partie du Nemiscau est plus vieille que 2672 Ma. Dans la région cartographiée, le Nemiscau est formé par les roches volcano-sédimentaires du Groupe de Colomb-Chaboulié et les roches métasédimentaires du Groupe de Rupert.

Groupe de Colomb-Chaboulié

Le Groupe de Colomb-Chaboulié forme une bande de roches volcano-sédimentaires localisée le long du contact entre les roches métasédimentaires migmatitisées de la Sous-province de Nemiscau au nord, et l'ensemble intrusif de la Sous-province d'Opatoca au sud. Le Groupe de Colomb-Chaboulié a été cartographié pour la première fois au début des années 60, à l'ouest des lacs Colomb et Chaboulié (Remick, 1963). À la suite de travaux réalisés au sud de la région de Naquiperdu, Gillain (1963) conclut que les roches volcano-sédimentaires du Groupe de Colomb-Chaboulié forment une ceinture continue orientée N-E, débutant à l'est de la rivière Nottaway au sud et traversant la région du lac Naquiperdu, au nord. Notons que le secteur aux environs de la rivière Ouasouagami n'affleure pas sur une étendue de 2 km x 12 km. L'extension du Groupe de Colomb-Chaboulié dans ce secteur a donc été interprétée à partir de la signature magnétique. Remick (1963) et Gillain (1963) ont également défini au sein du Groupe de Colomb-Chaboulié, une unité de microgneiss constituée de roches dont la composition est semblable à celle des laves, mais où l'actinote est mieux cristallisée, l'épidote plus rare, macroscopiquement plus grenue, et dont la fabrique structurale principale est matérialisée par un alignement préférentiel des grains d'amphibole (Gillain, 1963). Ces roches ont été interprétées

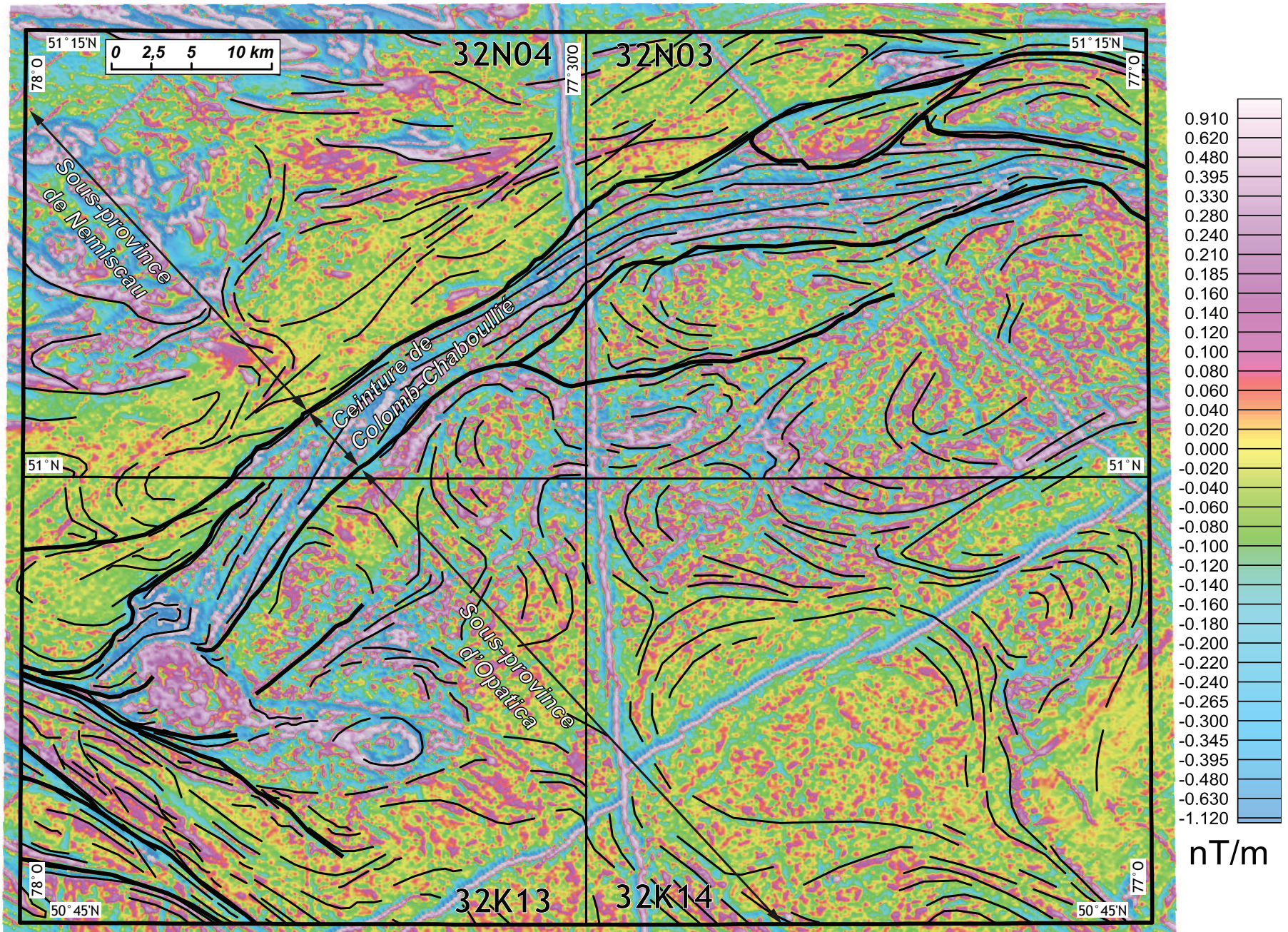


FIGURE 4 - Composante résiduelle du champ magnétique total du secteur du lac Rodayer.

par la suite comme étant des métasédiments. Nos visites sur le terrain montrent que ces roches sont généralement des laves basaltiques fortement déformées. Le Groupe de Colomb-Chaboullié est emprunté par plusieurs corridors de déformation orientés NE-SW à E-W. Dans ces zones, le basalte est transformé en amphibolite localement rubanée, caractérisée par des alternances de bandes de couleur vert foncé ou noire, riches en hornblende, et de bandes grisâtres plus riches en plagioclases. Dans certains cas, nos travaux indiquent que certaines bandes précédemment interprétées comme de microgneiss ou des métasédiments représentent plutôt des volcanoclastites litées, de composition intermédiaire à felsique.

Le secteur cartographié expose les roches volcanosédimentaires du Groupe de Colomb-Chaboullié sur une longueur de 77 km et sur une largeur maximale de 7 km. Nous avons divisé le Groupe de Colomb-Chaboullié en huit unités informelles : 1) une unité de basalte amphibolitisé (Acch1); 2) une unité d'andésite porphyrique (Acch2); 3) une unité de volcanoclastites felsiques et intermédiaires (Acch3); 4) une unité de gabbro (Acch4); 5) une unité de péridotite et de pyroxénite (Acch5); 6) une unité de formation de fer et de quartzite rubanés (Acch6); 7) une unité de paragneiss à hornblende (Acch7); et 8) une unité de conglomérat polygénique (Acch8).

Basalte amphibolitisé (Acch1)

Les basaltes amphibolitisés (unité Acch1) représentent 80 % des roches du Groupe de Colomb-Chaboullié. Les affleurements représentatifs de cette unité sont localisés au nord du lac Chaboullié, au nord et au nord-ouest du lac Colomb et au sud de la rivière Broadback (figure 3). L'unité Acch1 est constituée de basalte amphibolitisé, finement grenu, gris verdâtre en cassure fraîche et à patine d'altération vert foncé à noire, localement gris blanchâtre. Cette unité contient des basaltes coussinés et des basaltes massifs, et on observe par endroits des brèches de coulées (photo 21, annexe 2). Dans certains secteurs, on retrouve une alternance de coulées métriques de basalte coussiné avec des laves massives. Les coussins sont souvent allongés et aplatis, et ils montrent des bordures hyaloclastiques bien préservées, de couleur noir foncé (photos 22 et 23, annexe 2). Par endroits, les bordures de laves ou de coussins sont altérées, lessivées, donnant à la roche une patine gris blanchâtre. Les laves massives peu déformées contiennent localement des fentes de refroidissement discontinues, souvent en relief positif et plus ou moins épidotisées. Les bordures de coussins ou de laves peuvent contenir de 5 à 10 % de grenat, 5 % de biotite et jusqu'à 15 % de sulfures disséminés à fortement disséminés.

Les affleurements de basalte coussiné bien préservés observés dans la partie NE de la région sont souvent caractérisés par la présence de textures vésiculaires et amygdalaires, concentrées localement au sommet des coussins. Par endroits, les vésicules et les amygdules sont bien préservées;

elles sont peu aplaties ou étirées. Ces vésicules, ainsi que la position de pédoncules des coussins basaltiques, ont permis de déterminer que dans cette région, le sommet stratigraphique de la séquence volcanique est orienté vers le sud. Cette polarité avait été également observée par Gillain (1963) lors des travaux de cartographie de la région du lac Naquiperdu qui englobe notre secteur. À la suite de nos travaux, nous présumons la présence d'un pli régional synclinal, déversé vers le sud, dont le cœur se compose de l'unité de conglomérat polygénique (unité Acch8).

Dans la partie SW, au nord du lac Chaboullié, la présence de basaltes coussinés bien préservés, montrant des pédoncules à la base et des vésicules au sommet, a également permis de déterminer une polarité vers le sud dans la partie nord, et vers le nord dans la partie sud (photo 24, annexe 2). Nous avons également déduit la présence d'un pli synclinal, dont le cœur est formé d'une unité de volcanoclastites litées (unité Acch3).

En lames minces, les roches de l'unité Acch1 montrent une granulométrie fine à très fine et une texture généralement nématoblastique à grano-nématoblastique. Elles sont essentiellement composées d'amphiboles (hornblende, actinote et/ou trémolite), qui représentent plus 50 % du total des minéraux de la roche, et de plagioclases (40 %). Dans les faciès de bas à moyen grade métamorphique, la chlorite et l'épidote sont souvent observés. Le quartz et la biotite constituent des minéraux secondaires dans ces roches, qui ont atteint les faciès métamorphiques des schistes verts supérieurs et des amphibolites. Ces roches mafiques contiennent également comme minéraux accessoires ou d'altération, du sphène, des sulfures, de la calcite et de la séricite.

Volcanites intermédiaires porphyriques (Acch2)

L'unité de volcanites intermédiaires porphyriques (Acch2), de composition andésitique, a été reconnue dans la partie nord-est de la région, sur une longueur de 8 à 15 km et une largeur de 500 m à 1,5 km. Elle forme des bandes interstratifiées avec le basalte amphibolitisé (Acch1). La roche est caractérisée par la présence de 10 à 30 % de phénocristaux automorphes à subautomorphes de plagioclase, disséminés dans une matrice massive, finement à moyennement grenue, de couleur grisâtre, à patine d'altération beige (photo 25, annexe 2). La taille des phénocristaux varie de 1 mm à 5 mm et peut atteindre localement 1 cm. Ces porphyres sont localement zonés (photo 26, annexe 2). On observe également des amas arrondis de type gloméroporphyriformes de plagioclases et d'épidote. Par endroits, l'alignement de porphyres de plagioclase dans une lave andésitique peu déformée donne à la roche une texture trachytique.

L'étude en lames minces montre la présence d'amphibole, de plagioclase, de chlorite, de biotite, d'épidote, de quartz, de zircon et d'oxyde de fer. L'amphibole, qui semble être principalement de l'actinote, forme de 20 à 40 % de la roche, la biotite, 25 % au maximum, et le reste de la roche est formé

d'un mélange, très finement cristallisé, de plagioclase et de quartz. Les phénocristaux de plagioclase sont souvent recristallisés et altérés en séricite et variablement corrodés.

La sous-unité Acch2a est observée au NE de la région, au contact entre l'intrusion du Lac au Bout et le Groupe de Colomb-Chaboullié. Elle a été introduite pour décrire un ensemble de volcanites coussinées de composition andésitique, contenant jusqu'à 10 % de phénocristaux de plagioclase dans une matrice finement recristallisée. Les coussins, dont la taille peut atteindre un mètre, sont jointifs et allongés. L'unité Acch2a contient également des horizons métriques à décamétriques de tufs à cendres et à cristaux lités de composition intermédiaire à felsique. Un de ces horizons de tufs, bien exposé en bordure du lac au Bout, a été décrit par Gillain (1964) comme un microgneiss d'origine sédimentaire. La nouvelle description de cet horizon montre qu'il est formé de tufs lités, caractérisés par des alternances de lits millimétriques à centimétriques de volcanoclastites intermédiaires.

Volcanoclastites felsiques et intermédiaires (Acch3)

Les volcanoclastites de composition felsique à intermédiaire (Acch3) forment des lentilles ou horizons concordants kilométriques et interstratifiés avec la séquence basaltique (Acch1). Certains horizons de cette unité sont décrits par Gillain (1964) comme des tufs felsiques, caractérisés par la présence de porphyres corrodés de quartz et de feldspath dans une matrice principalement feldspathique, altérée en séricite. Nos travaux indiquent qu'il s'agit d'un ensemble de tufs à lapillis et à blocs, de tufs à cristaux et de tufs fins, de composition felsique à intermédiaire. On retrouve dans cette unité des enclaves métriques de basalte amphibolitisé, localement coussinées.

Les tufs felsiques sont blanchâtres ou gris blanchâtre en surface altérée et gris verdâtre à vert foncé en cassure fraîche. La matrice est séricitisée, chloritisée, riche en plagioclase et localement grenatifère. Ces volcanoclastites sont généralement finement laminées à rubanées (photos 27 et 28, annexe 2). Le rubanement est mis en évidence par une altération différentielle qui montre en relief positif des bandes centimétriques leucocrates riches en plagioclase, en alternance avec des bandes sombres en relief négatif et riches en minéraux ferromagnésiens. Le faciès de tuf fin est typiquement finement laminé et montre une cassure conchoïdale. Les tufs à cristaux contiennent jusqu'à 15 % de porphyres arrondis de quartz gris foncé. Le faciès de tuf à lapillis et à blocs est plus hétérogène; la composition des fragments varie de felsique à intermédiaire. Ces fragments forment 20 à 40 % de la roche et sont généralement étirés et alignés parallèlement à la foliation régionale.

Les tufs intermédiaires sont caractérisés par une matrice de composition intermédiaire, chloritisée et amphibolitisée. Les blocs et les lapillis sont de composition intermédiaire à felsique. Les fragments de composition felsique constituent 20 à 40 % de la roche. Par endroits, la matrice et les frag-

ments sont fortement altérés en grenat qui peut représenter jusqu'à 20 % de la roche (photo 29, annexe 2), suggérant une forte altération hydrothermale et alumineuse. Ces grenats sont localement déformés et étirés.

En lames minces, les tufs intermédiaires à felsiques sont granoblastiques, principalement composés de quartz, de plagioclase et de biotite, et dans de moindres proportions, d'amphibole (hornblende et/ou actinote), de chlorite et de mica blanc. Cette unité contient localement d'importantes quantités de grenat, qui se présente sous la forme de larges grains poeciloblastiques. L'épidote, l'apatite, le sphène et les sulfures sont des minéraux accessoires souvent observés.

Gabbro (Acch4), péridotite et pyroxénite (Acch5)

Le Groupe de Colomb-Chaboullié contient des intrusions mafiques et ultramafiques regroupées sous les unités Acch4 et Acch5 respectivement. Sur les cartes géophysiques, ces intrusions sont généralement associées à des anomalies magnétiques positives (figure 4). Les intrusions mafiques (Acch4) et ultramafiques (Acch5) forment des corps allongés, lenticulaires et concordants au milieu ou à la base des basaltes, ce qui semble indiquer que plusieurs de ces intrusions représentent des filons-couches synvolcaniques. Elles s'étendent sur 200 m à 3 km de largeur et 2 km à 8 km de longueur et constituent jusqu'à 10 % du Groupe de Colomb-Chaboullié. L'intrusion mafique-ultramafique la plus étendue est observée au nord-est du lac Chaboullié (3 km X 8 km), à la base de la séquence volcanique du Groupe de Colomb-Chaboullié. Il s'agit de l'intrusion qui abrite la plupart des gîtes nickélicifères de la région, dont le plus important est le gîte Ni-Cu de Horden (voir le chapitre « Géologie économique »).

À première vue, les roches mafiques et ultramafiques sont souvent massives et homogènes. Mais un examen plus poussé montre que ces roches sont plus ou moins déformées. Au contact avec les roches plutoniques de l'Opatoca, le long de la Zone de cisaillement du Lac Colomb (ZCLC), ces roches sont fortement déformées et cisailées. Au milieu de ces intrusions, on observe un alignement primaire de minéraux et, par endroits, un litage magmatique caractérisé par une alternance de niveaux centimétriques de péridotite, de pyroxénite et de gabbro.

L'unité de gabbro (Acch4) comprend un assemblage de roches mafiques amphibolitisées, de composition gabbro-noritique. Les roches mafiques situées au sud de la ZCLC, assignées à l'unité Acch4, montrent une composition modale de gabbro-norite à olivine (voir le chapitre « Lithogéochimie »). Les roches de l'unité Acch4 sont moyennement à grossièrement grenues, localement pegmatitiques et foliées, vert grisâtre à vert foncé en surface altérée et noir verdâtre ou gris sombre en cassure fraîche (photo 30, annexe 2). La teneur en minéraux mafiques (pyroxène amphibolitisé) varie de 40 à 60 %. Les minéraux mafiques sont en relief positif, ce qui donne à la roche une surface altérée très rugueuse et une couleur vert foncé. Sur deux affleurements, l'un situé

en bordure du lac Colomb, et l'autre au nord-ouest du lac Laveau, on observe un gabbro pegmatitique contenant des cristaux squelettiques de hornblende pouvant atteindre 5 cm de longueur, et dont l'agencement perpendiculaire au litage donne à la roche une texture de type *crescumulat* (photo 31, annexe 2).

En lames minces, on observe du plagioclase, de l'amphibole et de la chlorite. L'amphibole est de la hornblende ou de l'actinote-trémolite, ou encore un mélange des deux; elle est issue de la pseudomorphose du pyroxène (orthopyroxène et/ou clinopyroxène), qui est rarement préservé. La biotite est fréquemment observée et l'épidote, le sphène et les sulfures représentent les minéraux accessoires les plus courants. Les gabbros de l'unité Acch4 montrent souvent une texture grano-nématoblastique à grain grossier et à tendance porphyroblastique. Cependant, certains faciès et en particulier ceux qui sont les moins déformés montrent des reliques d'une texture ophitique ou subophtique.

Les roches ultramafiques de l'unité Acch5 sont généralement magnétiques, caractérisées par une patine d'altération brun orangé et une cassure fraîche vert foncé à noire. La surface brunâtre des affleurements est caractérisée par des fractures de refroidissement organisées selon des motifs losangiques ou formant des joints polygonaux. Ces fractures en relief négatif renferment de la serpentine, du talc, de la trémolite et de la magnétite. Des veinules de magnétite et de serpentine sont régulièrement observées dans les faciès péridotitiques. Par endroits, on observe également des stockwerks de veines et de veinules à magnétite et serpentine, dont les relations de recoupement montrent qu'ils appartiennent à au moins trois générations. Les veines précoces sont zonées, avec de la magnétite au centre et des épontes centimétriques de serpentine et d'hématite (photos 32 et 33, annexe 2).

En lames minces, on observe des agrégats d'amphibole, de serpentine, de chlorite, de biotite et d'épidote. Le quartz et la séricite représentent les minéraux accessoires. La forme de ces agrégats laisse deviner des pseudomorphoses de pyroxène, dont il ne reste pratiquement plus aucune trace. Le plagioclase ne dépasse pas 20 % du total des minéraux de la roche.

Formation de fer et quartzite rubanés (Acch6)

L'unité Acch6 comprend des horizons interstratifiés de formations de fer et de quartzite, typiquement rouillés en surface altérée, localisés au sud-ouest de la région cartographiée, au nord des lacs des Pointes et Chaboullié. Elle forme une bande NE-SW, de 8 km de longueur et de 150 à 300 m de largeur, très visible sur les cartes aéromagnétiques régionales. Elle a été décrite la première fois par Remick (1963) en deux unités distinctes de quartzite et de roches à quartz et magnétite. Nous proposons de les regrouper dans une même unité, car elles sont interstratifiées et non cartographiables séparément à l'échelle de nos travaux.

La formation de fer, massive à rubanée, se présente sous la forme oxydée à localement sulfurée. Le faciès rubané consiste en une alternance de fines lamines ou de rubans de magnétite, avec des rubans de quartzite. Par endroits, la magnétite est massive et forme des horizons d'épaisseur métrique (photo 34, annexe 2). Les rubans de magnétite contiennent, par endroits, des niveaux mafiques riches en amphibole verte. La formation de fer sulfurée contient jusqu'à 35 % de sulfures composés essentiellement de pyrrhotite massive dans une matrice de grunérite. Elle forme des niveaux métriques au sein de la formation de fer rubanée.

Des lits de roches mafiques et de métasédiments très riches en chlorite sont également observés au sein de la formation fer. Ces lits contiennent fréquemment des détritiques finement grenus de roches volcanoclastiques.

Le quartzite blanchâtre tacheté de rouille se présente sous la forme de lentilles décimétriques interlitées avec la formation de fer. La roche, moyennement grenue, généralement rubanée et à cassure conchoïdale, se compose de 90 % de cristaux de quartz recristallisés, avec de la chlorite, de la séricite, de la biotite et de l'actinote. Le rubanement est représenté par une alternance de rubans gris sombre riches en quartz, avec des rubans de roches métasédimentaires riches en chlorite et amphibole (photo 35, annexe 2). On observe par endroits de la magnétite dans les rubans. Le quartzite renferme également de la pyrite et pyrrhotite (2 à 10 %) disséminées ou en veinules.

Paragneiss à biotite et hornblende (Acch7)

Le paragneiss à biotite et hornblende forme deux petites bandes, au nord du lac Colomb et à l'ouest du lac Chaboullié. La bande localisée au nord du lac Colomb se trouve dans une zone de contact entre les roches métasédimentaires migmatitisées de la Sous-province de Nemiscau au nord, et les roches volcaniques et volcanoclastiques du Groupe de Colomb-Chaboullié, au sud. Dans cette bande, l'unité Acch7 est formée de paragneiss à biotite dérivé de wacke feldspathique, finement à moyennement grenu, lépidoblastique, peu déformé, gris à gris brunâtre en surface altérée et gris moyen en cassure fraîche. Le paragneiss montre par endroits des structures primaires de laminations parallèles, caractérisées par une alternance de rubans centimétriques à décimétriques, à biotite et à biotite et hornblende. Contrairement à la majorité des paragneiss du Nemiscau, les paragneiss du Groupe de Colomb-Chaboullié ne présentent aucune évidence de fusion partielle. La roche est injectée localement par du granite à biotite, muscovite et tourmaline, qui contient des enclaves de paragneiss.

L'examen microscopique montre que les paragneiss sont riches en biotite (15 à 20 %) et ils peuvent renfermer un peu de muscovite. Ils contiennent généralement plus de plagioclase que de quartz. La cordiérite représente un minéral assez fréquent dans les paragneiss de l'unité Acch7. Elle se présente sous la forme de larges poeciloblastes, aplatis parallèlement à la foliation de la roche. Un échantillon de

paragneiss a également révélé la présence d'andalousite, disposée en fragments le long des plans de la foliation. La tourmaline, l'apatite et le zircon sont des minéraux accessoires fréquents observés dans ces paragneiss.

La bande de l'unité Acch7 localisée au SW de la région, au contact avec la Syénite de Biteau et l'unité de formation de fer, contient des paragneiss à biotite et grenat fortement déformés, localement migmatitisés. Le grenat (5 %), de couleur rose ou rouge, se présente sous la forme de poeciloblastes millimétriques à centimétriques craquelés et à inclusions de biotite et de quartz. Le paragneiss migmatitisé renferme entre 20 et 40 % de rubans discontinus de mobilisat granitique, de largeur millimétrique à centimétrique. Il est recoupé par des injections concordantes de granite pegmatitique à schlierens de biotite et à texture graphique. Le contact entre le paragneiss et les injections de granite est très irrégulier, hétérogranulaire et enrichi en minéraux mafiques. Les injections granitiques contiennent des enclaves de paragneiss.

Conglomérat polygénique (Acch8)

Le conglomérat polygénique forme une mince bande allongée de 400 m x 5 km au milieu de la séquence volcanique du Groupe de Colomb-Chaboulié, dans la partie nord-est de la région cartographiée. Les polarités observées dans les basaltes coussinés de ce secteur indiquent que le conglomérat occupe le cœur d'une structure synclinale, au milieu de la séquence volcano-sédimentaire. L'unité de conglomérat polygénique (Acch8) est caractérisée par la prédominance de fragments flottants, par endroits jointifs, mal triés, arrondis ou subarrondis, dans une matrice de paragneiss à biotite fortement déformée et schisteuse (photo 36, annexe 2). Les fragments se composent de 50 à 80 % de granitoïdes finement à moyennement grenus, de 1 à 10 % de roches mafiques finement grenues et de 1 % de chert. Parmi ces fragments, on retrouve des clastes centimétriques de granitoïdes déformés contenant des veines de quartz, et qui proviennent probablement de l'érosion des unités intrusives déformées de l'Opatica. Certains fragments felsiques sont finement grenus et pourraient représenter des fragments de volcanites felsiques. La taille des fragments varie de quelques dizaines de centimètres jusqu'à 30 cm de diamètre. Le conglomérat est généralement déformé; la foliation se moule autour des clastes felsiques, tandis que les clastes mafiques sont fortement aplatis suivant une foliation E-W.

Groupe de Rupert (Aru)

Le Groupe de Rupert a été introduit lors des travaux de compilation pour décrire l'ensemble des roches métasédimentaires de la Sous-province de Nemiscau. Il comprend cinq unités: 1) paragneiss à biotite et hornblende, avec moins de 10 % de mobilisat (Aru1); 2) paragneiss à biotite et hornblende migmatitisé avec 10 % à 20 % de mobilisat (Aru2); 3) métatexite dérivée de paragneiss avec

20 % à 50 % de mobilisat (Aru3); 4) diatexite dérivée de paragneiss, avec 50 % à 90 % de mobilisat (Aru4); et 5) pegmatite granitique à biotite ± grenat ± muscovite (Aru5). Nos travaux de cartographie n'ont couvert que partiellement la partie sud-ouest du Nemiscau. La plupart des descriptions de ces unités proviennent de la compilation des travaux de Remick (1963) et Gillain (1964), et de quelques affleurements visités à l'été 2015.

Paragneiss à biotite et hornblende (Aru1)

L'unité Aru1 se compose de paragneiss à biotite + muscovite ± grenat gris moyen en cassure fraîche et gris brunâtre légèrement rouillé en surface altérée. La roche présente une structure granoblastique. Ces paragneiss sont dérivés de wackes lités dont la fabrique primaire est partiellement oblitérée par le métamorphisme et un début de fusion partielle. Dans le secteur ouest de la région d'étude, au sud-est du lac Fruitier, on observe des bandes décimétriques de paragneiss montrant un litage primaire bien préservé (photo 37, annexe 2), représenté par l'alternance de bancs à grain grossier centimétriques, riches en grains de cordiérite poeciloblastique, grossièrement grenue et au relief positif, avec des lits de wacke finement à moyennement grenu.

L'unité Aru1 contient généralement moins de 10 % de mobilisat granitique, mais par endroits, il peut représenter jusqu'à 20 % de la roche. Ce mobilisat se présente sous la forme de veines ou veinules leucocrates discontinues dans les plans de foliation du paragneiss. Ces injections forment des plis ptygmatisés à trace axiale parallèle à la foliation. Les bordures du mobilisat forment généralement des lisérés riches en biotite. Le mobilisat est généralement de composition granitique, à biotite (< 5 %) et localement à grenat (< 5 %).

Paragneiss à biotite et hornblende migmatitisé (Aru2)

L'unité Aru2 est formé de paragneiss à biotite, de paragneiss à grenat et biotite, avec des couches concordantes de granite, décrites par Remick (1963) dans la région, au nord de la bande volcano-sédimentaire de Colomb-Chaboulié. Gillain (1964) décrit ces roches comme des gneiss à biotite, des gneiss d'injection ou des gneiss rubanés boudinés. Nos travaux de cartographie montrent que l'unité Aru2 est formée de paragneiss à biotite-hornblende ± grenat avec 10 à 20 % de mobilisat. Par endroits, l'unité Aru2 englobe des bandes métriques de métatexite dérivée de paragneiss, contenant de 20 à 50 % de mobilisat, et correspondant à l'unité Aru3. Cependant, l'unité Aru3 n'a pu être individualisée sur la carte géologique, par manque de données. Par endroits, l'unité Aru2 se compose d'une alternance de bancs métriques à décimétriques de paragneiss à biotite ± grenat, à stratification rectiligne caractérisée par des laminations parallèles, avec des niveaux de métatexite, à structures primaires généralement détruites (photo 38, annexe 2).

Le paragneiss présente une structure granoblastique, saccharoïdale et une surface altérée poivre et sel. Il contient 10 à 25 % de biotite et 1 à 5 % de grenat. Le grenat est particulièrement bien développé dans le mobilisat ou le long du contact entre le mobilisat et le mélanosome, et est associé à des lisérés de biotite. Par endroits, on trouve des traînées de grenat au milieu des mobilisats granitiques métriques.

La fusion partielle du paragneiss est caractérisée par la présence d'amas de leucosome hétérogranulaire, de poches de leucosome à grenat, de rubans ou lamines leucocrates de mobilisat à lisérés de biotite grossière. Le leucosome se caractérise également par la présence de schlierens de biotite. Le produit de cette fusion partielle du paragneiss est une métatexite à texture nébulitique, qui montre également un rubanement stromatique caractérisé par des alternances de lits centimétriques de paragneiss partiellement fondu, avec un peu de leucosome et des lits contenant jusqu'à 50 % de rubans de leucosome boudinés et bordés par des lisérés de biotite (photo 39, annexe 2).

Le mobilisat se présente généralement sous la forme de lentilles ou de rubans concordants de granite blanc hétérogranulaire, moyennement à grossièrement grenu, localement pegmatitique, à schlierens de biotite, disposé lit par lit parallèlement au litage ou aux plans de la foliation de l'encaissant. Des injections tardives de granite blanc pegmatitique, à schlierens de biotite, sont également observées. Ces injections contiennent 5 à 10 % d'enclaves de paragneiss.

Diatexite dérivée de paragneiss (Aru4)

L'unité Aru4 est observée dans le coin nord-est de la région. La roche est blanc rosâtre à gris pâle en surface altérée et beige à blanc rosâtre en cassure fraîche. Elle est constituée de granite hétérogène, hétérogranulaire, à biotite ± grenat et à schlierens de biotite. Les schlierens forment des traînées ou des minces couches de biotite, interprétées comme des résidus du paragneiss à biotite migmatitisé. La roche contient 10 à 30 % de paragneiss sous la forme d'enclaves ou de rubans décimétriques. Le granite est ainsi interprété comme une diatexite dérivée de paragneiss, composée de plus de 50 à 70 % de mobilisat d'épaisseur centimétrique à décimétrique et généralement boudiné (photo 40, annexe 2). Par endroits, on observe du mobilisat qui s'injecte massivement dans le paragneiss, lit par lit, pour former un rubanement migmatitique.

Pegmatite granitique à biotite ± grenat ± muscovite (Aru5)

L'unité Aru5 est observée dans les secteurs nord et nord-ouest de la région, le long du contact entre les unités métasédimentaires migmatitisées au nord, et les roches volcano-sédimentaires du Groupe de Chaboulié au sud. Elle est formée de pegmatite granitique rose aux caractéristiques semblables à celles des pegmatites normales décrites par Remick (1963). La roche est massive à faiblement foliée et localement hématitisée. Certains affleurements présentent

une texture graphique typique, caractérisée par la présence de bâtonnets de quartz orientés parallèlement au clivage dans un gros cristal de feldspath potassique. La pegmatite granitique rose de l'unité Aru5 se distingue des pegmatites blanches par l'absence de tourmaline et par l'absence ou une faible teneur en muscovite. Elle contient de la biotite (jusqu'à 10 %), des grains de magnétite disséminés ou en amas centimétriques et du grenat en quantités mineures.

Par endroits, l'unité Aru5 est représentée par un granite à biotite ± magnétite, rose en cassure fraîche et en surface altérée. La roche est massive à faiblement foliée, hétérogranulaire, moyennement à grossièrement grenue et contient des amas de pegmatite à biotite ± grenat.

L'unité Aru5 peut contenir jusqu'à 10 % d'enclaves d'amphibolite foliée, moyennement à finement grenues et 2 % d'enclaves de tonalite fortement magnétique.

DYKES DE DIABASE (nAmib, pPsen et pPmaw)

Dans la région cartographiée, les dykes de diabase forment trois essaïms qui coupent les unités archéennes des sous-provinces de Nemiscau et d'Opatica. Les dykes orientés NW-SE sont assignés à l'Essaim de Mistassini (nAmib) daté à 2515 ± 2 Ma (Hamilton, 2009). Les dykes orientés NE-SW appartiennent aux Dykes de Senneterre (pPsen) dont l'âge est estimé à 2216 +8/-4 Ma (Buchan *et al.*, 2007). Les dykes orientés N-S sont assignés à l'Essaim de Matachewan (pPmaw) daté à 2473 +16/-9 Ma (Heaman, 1997). Tous ces dykes sont bien visibles sur les cartes aéromagnétiques en raison de leur forte susceptibilité magnétique; ils traversent toute la région et se recoupent par endroits. Les dykes de diabase ne sont pas déformés et coupent le grain structural à angle fort. L'épaisseur de ces dykes varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Le corps principal atteint 60 mètres de largeur. Les roches sont brunâtres ou beige orangé en surface altérée et vert foncé à gris bleuâtre en cassure fraîche, massives et fortement magnétiques. Les dykes étroits et les bordures de contact des dykes les plus épais ont l'aspect des zones de refroidissement rapide et montrent de fines aiguilles de plagioclase dans une pâte aphanitique. On observe une augmentation de la taille des grains, du contact jusqu'au centre des dykes. La partie centrale des dykes, de composition gabbroïque à gabbro-noritique, est moyennement à grossièrement grenue à porphyrique. La texture ophitique ou subophitique est souvent observée dans ces roches. La roche est constituée de lattes de plagioclase idiomorphe avec des espaces interstitiels comblés par le pyroxène légèrement altéré en chlorite, la magnétite, la pyrite, la chlorite, l'apatite et de rares feuillets de biotite.

LITHOGÉOCHIMIE

Les résultats analytiques présentés aux figures 5 à 11 proviennent de 198 échantillons de roches prélevés dans différentes unités de la région d'étude. Les analyses ont été effectuées au laboratoire Actlabs d'Ancaster par les méthodes ICP-MS ou AES pour les éléments majeurs et les éléments en traces, à la suite d'une fusion au métaborate ou tétraborate de lithium. L'ensemble Ni, Cu, Zn, Cd, Mo et S est analysé par ICP-AES à la suite d'une digestion totale par quatre acides à chaud. Les éléments As, Au, Ir, Sb, Sc et Se sont analysés par activation neutronique (INAA). Toutes les analyses sont disponibles sur le site du Ministère à l'aide du produit « *E-Sigeom à la carte* ». Les roches de la région ont subi plusieurs événements pré-, syn- et post-tectoniques (hydrothermalisme, métasomatisme et métamorphisme) qui ont pu affecter la mobilité des éléments. À l'exception des roches ultramafiques, les échantillons ayant des pertes au feu de plus de 3 % ont été omis de l'interprétation des données lithogéochimiques.

Roches volcaniques

Le traitement géochimique des roches volcaniques est basé sur les éléments fortement à modérément incompatibles (Hf, Zr, Y, Ta, Th, Nb) et les éléments des terres rares (ETR), dans le but de caractériser l'affinité magmatique et les environnements géotectoniques. Ces éléments sont considérés relativement immobiles pendant l'altération et le métamorphisme jusqu'au faciès des amphibolites (Ludden *et al.*, 1982; MacLean et Barrett, 1993). Les résultats des analyses pour les roches volcano-sédimentaires sont présentés sur les diagrammes lithogéochimiques des figures 5 et 6.

Le Groupe de Colomb-Chaboullié (84 échantillons) contient trois principales unités volcano-sédimentaires : 1) une unité de basalte massif à coussiné, d'affinité tholéiitique à transitionnelle (unité Acch1); 2) une unité d'andésite porphyrique massive, d'affinité calco-alcaline à localement transitionnelle (unité Acch2), et d'andésite porphyrique coussinée, d'affinité typiquement calco-alcaline (unité Acch2a); et 3) une unité de volcanoclastites de composition intermédiaire à felsique (andésite, rhyodacite et localement rhyolite), d'affinité calco-alcaline (unité Acch3) (figures 5a et 5b). L'évolution magmatique de ces unités est observée sur les diagrammes de concentration en oxydes majeurs et les rapports d'éléments traces immobiles (figures 5c et 5d). Les basaltes sont constitués de tholéiites magnésiennes à ferrifères, montrant de très faibles variations de rapports Ti/Zr (68 à 160), Zr/Y (2 à 4) et Th/Hf (0,16 à 0,84), typiques des tholéiites océaniques (McDonough et Sun, 1995). Les figures 5e et 5f montrent que les basaltes sont enrichis en ETR légères par rapport aux ETR lourdes et affichent des anomalies négatives faibles à prononcées en Nb-Ta et en Ti. Ils sont aussi caractérisés par des rapports La/Yb_{nc} (0,57 à 2,69) intermédiaires entre les N-MORB (tholéiites appauvries

issues des dorsales océaniques) et les E-MORB (tholéiites enrichies dont la source a subi l'influence d'une plume mantellique ou d'un point chaud). Cette distinction, ainsi que l'apport d'une composante crustale dans la contamination du magma parent, sont particulièrement bien illustrés sur les diagrammes d'environnements tectoniques présentés sur la figure 6. Les rapports Nb/Th, Th/Yb et Hf/Th (figures 6a et 6b), situés au-dessus du champ mantellique, indiquent clairement une contamination crustale du magma parent. Sur le diagramme de Wood (1980) (figure 6c), les échantillons de basalte qui se situent dans le champ des basaltes calco-alcalins, correspondent aux échantillons de basalte d'affinité transitionnelle. Toutes les caractéristiques géochimiques observées sur les figures 5 et 6 suggèrent que les basaltes du Groupe de Colomb-Chaboullié sont issus de magmas ayant subi une importante contamination de la croûte continentale, dans un environnement d'arcs insulaires.

Les laves andésitiques des unités Acch2, Acch2a et les volcanoclastites de l'unité Acch3 indiquent des rapports Ti/Zr (6 à 54) nettement inférieurs à ceux des basaltes. Ces roches sont plus enrichies en ETR légères, avec des rapports La/Yb_{nc} de 2 à 14 pour les roches intermédiaires et de 10 à 25 pour les roches felsiques, ainsi que des anomalies négatives plus prononcées en Nb-Ta et en Ti, soulignant la différenciation magmatique ainsi que la contamination crustale du magma parent.

À partir des diagrammes d'environnement discriminant présentés à la figure 6, il est possible de conclure que le Groupe de Colomb-Chaboullié comprend des volcanites et des volcanoclastites dont la source magmatique : 1) indique une composition intermédiaire entre les pôles N-MORB (*normal mid-ocean ridge basalt*) et E-MORB (*enriched mid-ocean ridge basalt*); 2) est générée dans un environnement d'îles en arcs ou dans des bassins marginaux en bordure du socle tonalitique de la Sous-province d'Opatca; et 3) a subi de la contamination crustale lors de sa mise en place.

Roches intrusives mafiques à ultramafiques

Les résultats d'analyses présentés aux figures 7 et 8 proviennent de l'ensemble des roches intrusives mafiques (Acch4; 11 échantillons) et ultramafiques (Acch5; 11 échantillons) de la région, ainsi que des dykes paléoprotozoïques ou néoarchéens de Senneterre (Psen; deux échantillons), de Matachewan (Pmaw; un échantillon), et de Mistassini (nAmib; deux échantillons).

Les figures 7a, 7c et 7d montrent que l'unité Acch4 est formée de gabbronorite d'affinité tholéiitique, dont la concentration en MgO est généralement autour de 6 %. L'unité Acch5 est composée de péridotite (harzburgite et lherzolite), de pyroxénite (webstérite et webstérite à olivine) d'affinité komatiitique, et de basalte komatiitique à tholéiitique, dont les teneurs en MgO varient de 12 % à 34 % (figures 7b, 7c, et 7d). Ces diagrammes indiquent que la plupart de ces

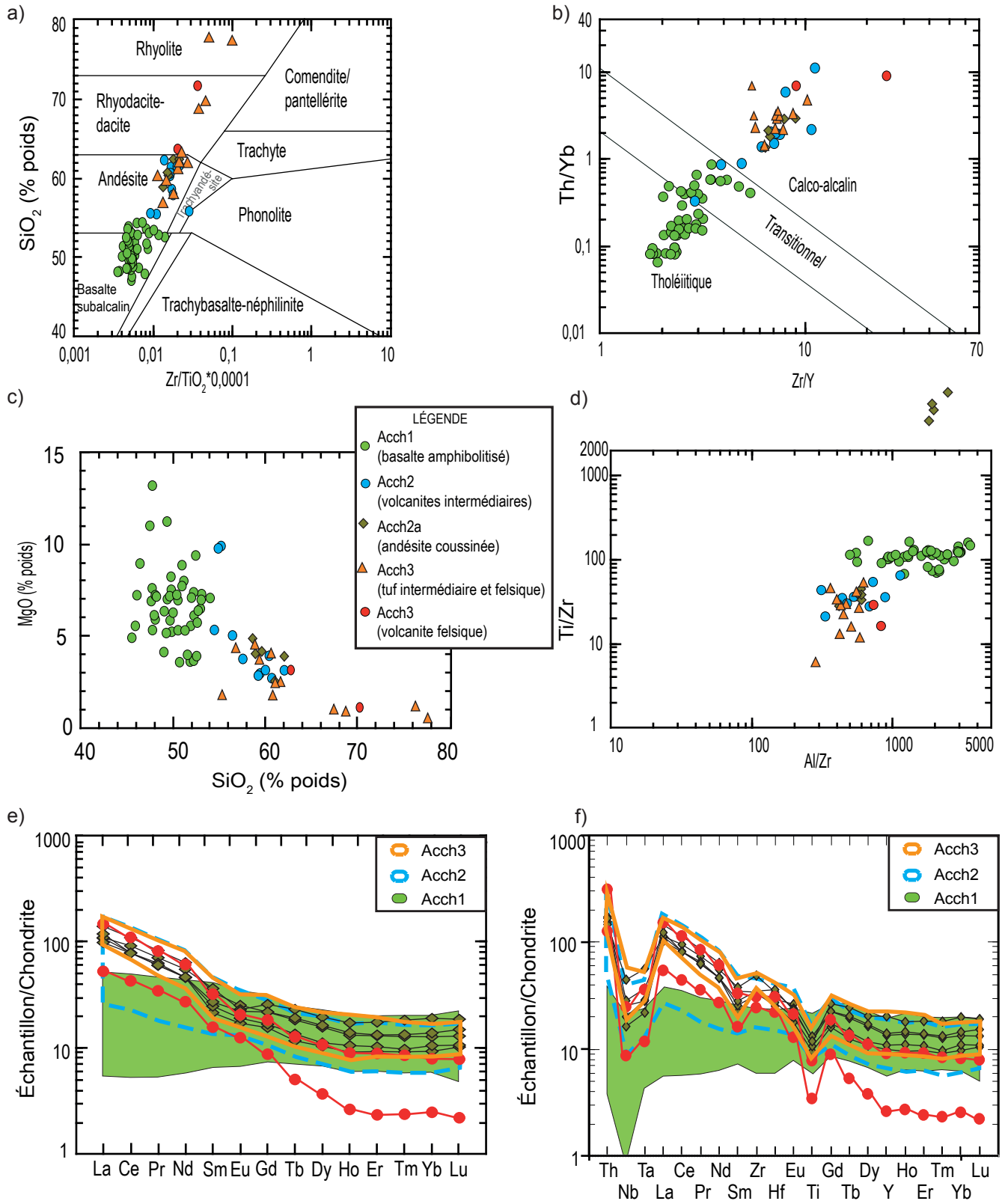


FIGURE 5 - Diagrammes géochimiques des roches volcano-sédimentaires de la région : a) diagramme de classification binaire de Winchester et Floyd (1977); b) diagramme d'affinité magmatique des roches volcaniques de Ross et Bédard (2009); c) diagramme binaire MgO versus SiO_2 ; d) diagramme binaire Ti/Zr versus Al/Zr ; e) diagramme des éléments des terres rares normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995); f) diagramme multiéléments normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995).

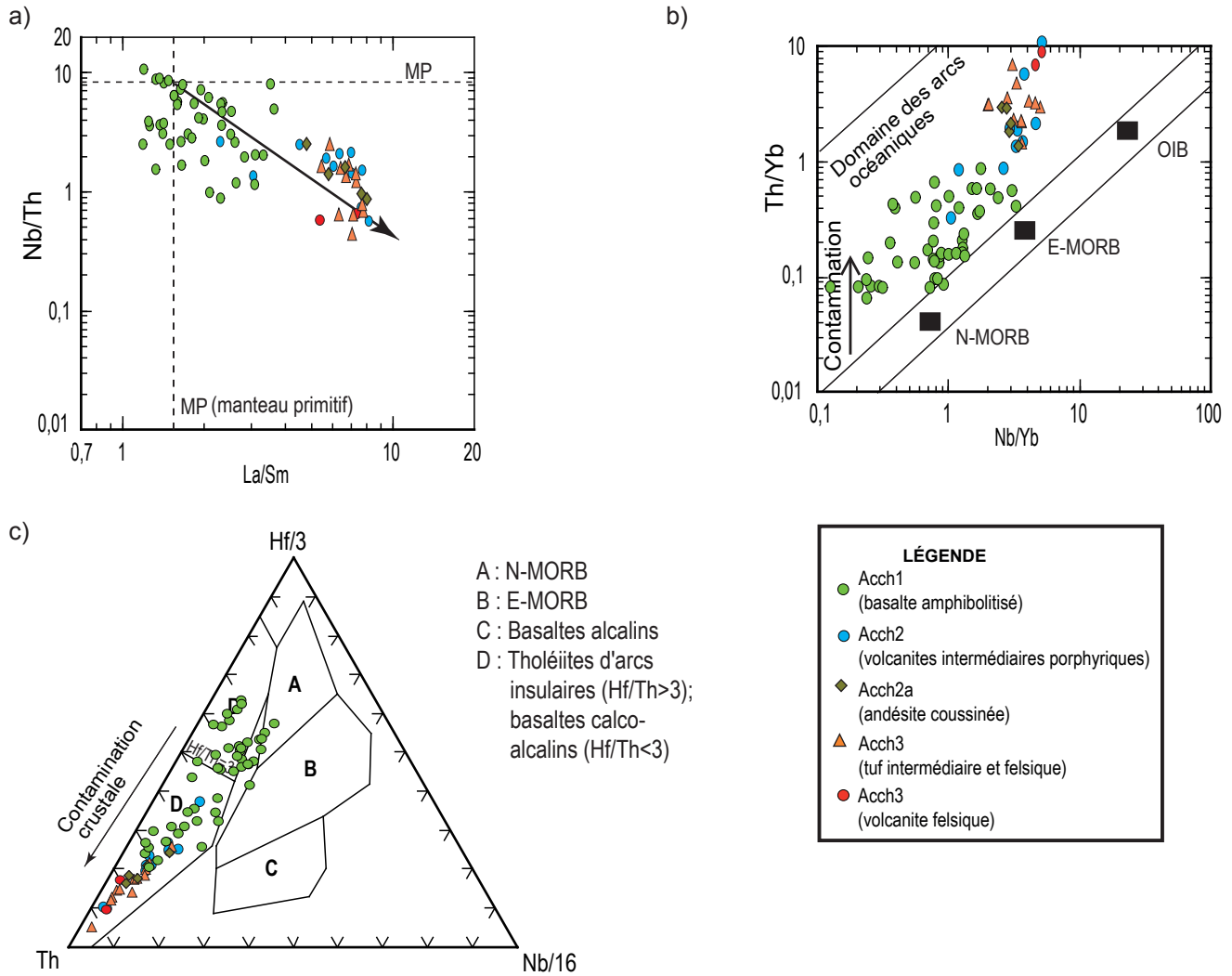


FIGURE 6 - Diagrammes géochimiques des roches volcano-sédimentaires de la région : a) Diagramme Nb/Th versus La/Sm de Pearce (2007); b) diagramme de discrimination des environnements géotectoniques Th/Yb versus Nb/Yb de Pearce (2007); c) diagramme ternaire de discrimination des environnements géotectoniques Th-Hf/3-Nb/16 de Wood (1980).

intrusions proviennent d'un même magma parent et sont caractérisées par une différenciation magmatique typique.

Les diagrammes d'environnements géotectoniques des figures 7e et 7f indiquent que le magma parent des intrusions mafiques et ultramafiques du Groupe de Colomb-Chaboulié provient d'une source mantellique dont la composition est similaire à celle d'un manteau appauvri (MORB). Ce magma se serait mis en place dans un environnement comparable à celui des arcs océaniques modernes.

L'unité Acch4 montre des profils en ETR légèrement enrichis en terres rares légères et de faibles anomalies négatives en Nb et en Ti (figures 8a et 8b). Certains échantillons de gabbro-norite se distinguent par des anomalies positives en Eu, avec des teneurs élevées en Al_2O_3 (20 à 24 % poids); ils traduisent donc un caractère cumulatif en plagioclase. Les anomalies positives en Ti semblent également indiquer une accumulation d'ilménite qui atteint 2 à 4 % dans le mode, à partir d'un magma relativement appauvri en Nb et enrichi en terres rares légères (figure 8b).

L'unité Acch5 présente des profils en ETR moins enrichis que ceux de l'unité Acch4, généralement plats et localement appauvris en terres rares légères (figures 8c et 8d). Les pyroxénites montrent de faibles anomalies en Nb et en Ti, tandis que les péridotites sont caractérisées par des valeurs en Th, Nb, et Ta en dessous de la limite de détection. Ces données indiquent une faible interaction entre la croûte et le magma parent des roches mafiques et ultramafiques du Groupe de Colomb-Chaboulié.

Dans notre région, les dykes NW-SE assignés à l'unité nAmib (gabbro-norites) affichent des teneurs en TiO_2 ($TiO_2 = 0,6$ à $1,4$ % poids), en P_2O_5 ($P_2O_5 = 0,01$ à $0,25$ % poids), et des rapports Ti/V (< 50) (figures 7a, 7c, 7f) nettement inférieurs aux données compilées dans la Sous-province de La Grande, où l'Essaim de dykes de Mistassini (nAmib) est normalement caractérisé par des teneurs élevées en TiO_2 ($TiO_2 > 2$ % poids) et en P_2O_5 ($P_2O_5 > 0,34$ % poids), et une affinité magmatique calco-alkaline avec des rapports $Ti/V > 50$ (Bandyayera *et al.*, 2014). Au niveau des ETR, les profils de l'unité nAmib sont également moins fractionnés (figures

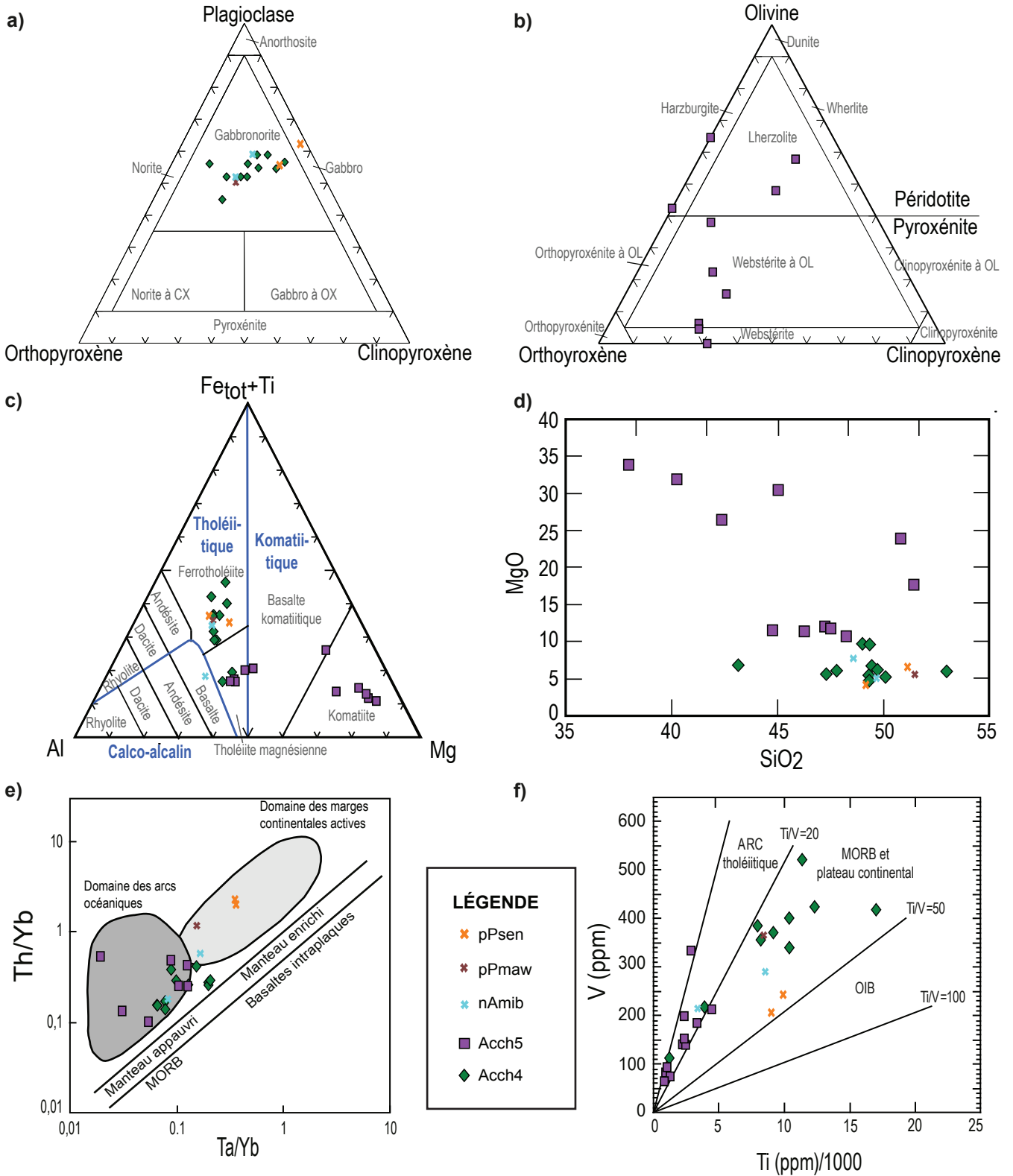


FIGURE 7 - Diagrammes géochimiques des unités de roches intrusives mafiques et ultramafiques de la région : a) diagramme de classification ternaire plagioclase-orthopyroxène-clinopyroxène de Le Maitre *et al.* (1989); b) diagramme de classification ternaire olivine-orthopyroxène-clinopyroxène de Le Maitre *et al.* (1989); c) diagramme ternaire cationique (Fetot + Ti – Al – Mg de Jensen (1976); d) diagramme binaire MgO versus SiO₂; e) diagramme de discrimination des environnements géotectoniques Th/Yb versus Ta/Yb de Pearce (1983); f) diagramme binaire Ti versus V de Shervais (1982).

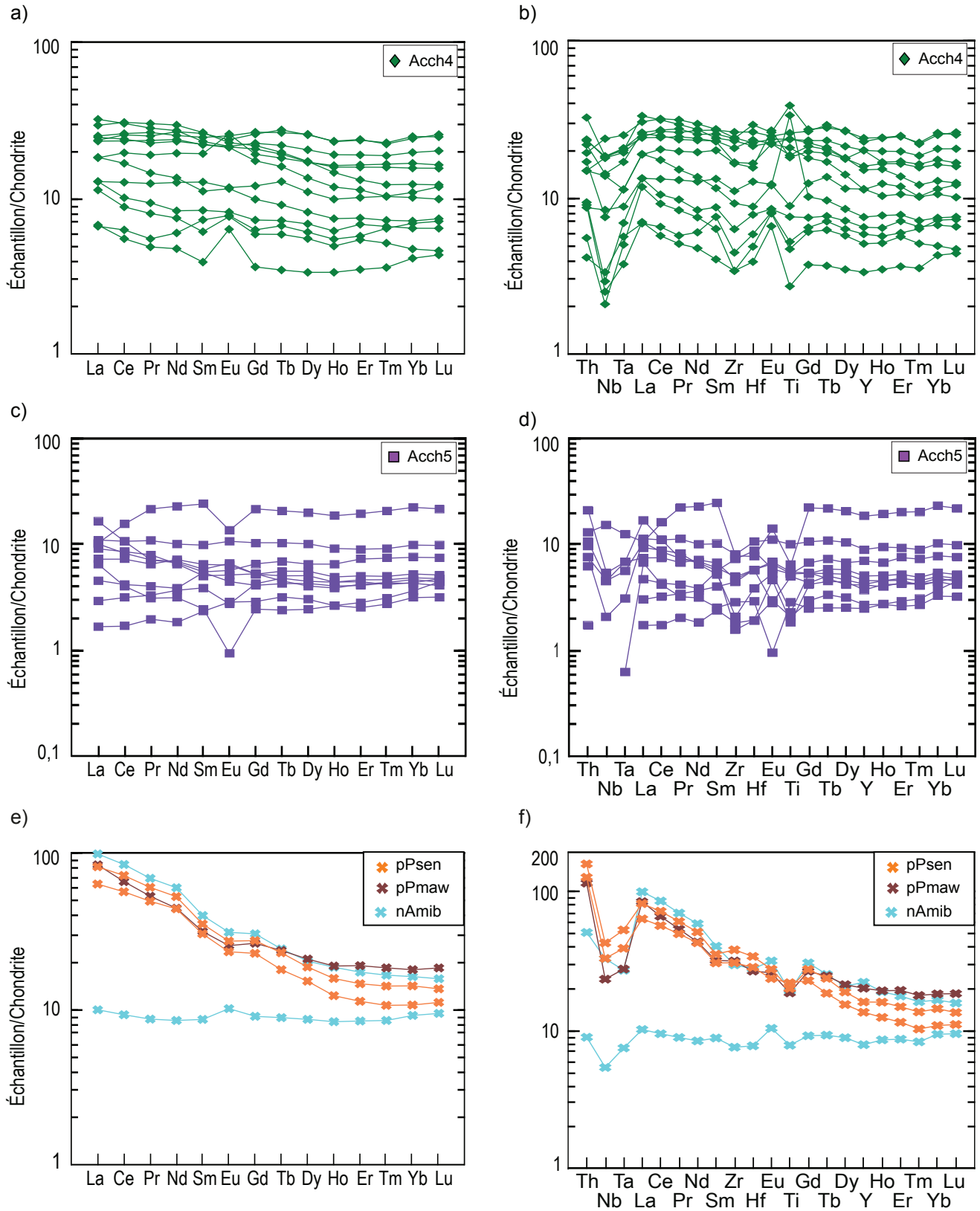


FIGURE 8 - Diagrammes géochimiques des unités de roches intrusives mafiques et ultramafiques de la région : diagramme des éléments des terres rares et diagramme multiéléments normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour les intrusions mafiques (a et b), les intrusions ultramafiques (c et d) et les dykes de gabbro (e et f).

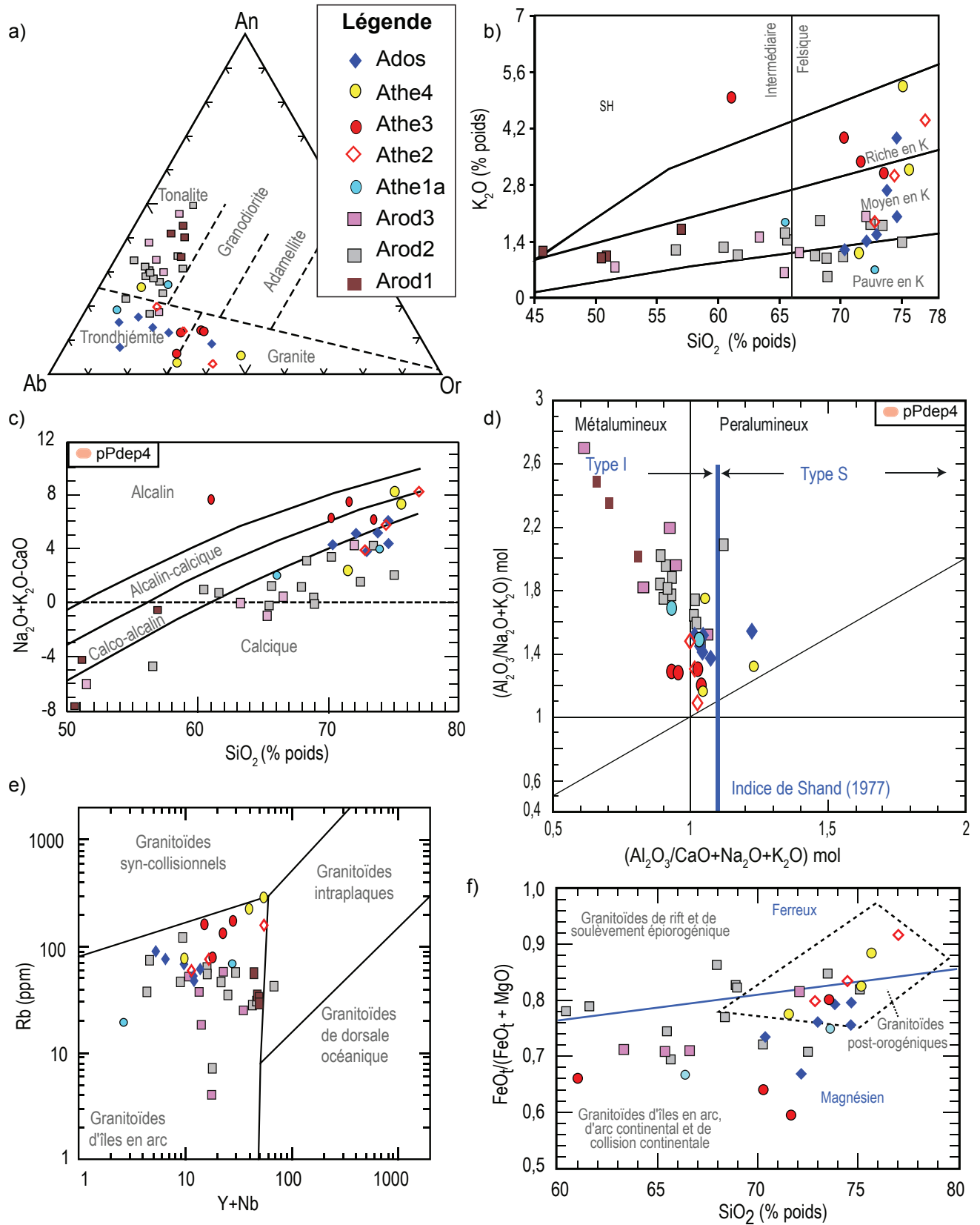


FIGURE 9 - Diagrammes géochimiques des unités de roches intrusives felsiques de la région : a) diagramme de classification normative albite-anorthite-orthose de O'Connor (1965); b) diagramme binaire K_2O versus SiO_2 de Peccerillo et Taylor (1976), modifié par CONSOREM (2011); c) diagramme binaire $Na_2O + K_2O - CaO$ versus SiO_2 de Frost et al. (2001); d) diagramme de l'indice de saturation en alumine (A/NK) versus A/CNK (Shand, 1974; Chappel et White, 1974; Maniar et Piccolli, 1989); e) diagramme discriminant de Pearce et al. (1989); f) diagramme de Maniar et Piccolli (1989).

8e et 8f), avec des rapports La/Ybcn qui varient de 1 à 6, tandis qu'ailleurs ces rapports sont de 4 à 12. Il est probable que ces dykes sont une variation temporelle de l'Essaim de dykes de Mistassini, ou qu'ils forment un autre essaim de dykes qui a la même orientation NW-SE.

Les Dykes de Senneterre (unité pPsen) sont formés de gabbro et de gabbronorite (figure 7a) caractérisés par de faibles teneurs en TiO_2 ($\text{TiO}_2 = 1,62 - 1,67$ % poids) et en P_2O_5 ($\text{P}_2\text{O}_5 = 0,09 - 0,16$ % poids), une affinité magmatique tholéitique, un enrichissement en ETR légères, ainsi que de fortes anomalies négatives en Nb-Ta et Ti (figures 7c, 7f, 8e et 8f). Ces données sont semblables à celles des autres dykes de Senneterre du La Grande.

L'échantillon provenant de l'Essaim de dykes de Matachewan indique les mêmes caractéristiques géochimiques que les échantillons des Dykes de Senneterre, mais se distingue par un plus fort enrichissement en ETR lourdes (figures 7c, 7f, 8e et 8f).

Roches intrusives felsiques

Les unités archéennes analysées proviennent des complexes de Rodayer et de Théodat, ainsi que de l'Intrusion de Desorsons (six échantillons). Les échantillons du Complexe de Rodayer appartiennent aux unités Arod1 (quatre échantillons), Arod2 (13 échantillons) et Arod3 (cinq échantillons). Aucun échantillon de l'unité Arod4 n'a été analysé. Les échantillons des unités du Complexe de Théodat proviennent des unités Athe1 (deux échantillons), Athe2 (trois échantillons), Athe3 (quatre échantillons) et Athe4 (trois échantillons). Tous les échantillons des unités du Complexe de Rodayer et de l'unité Athe1 du Complexe de Théodat sont concentrés dans le champ des tonalites, d'affinité calcique à localement calco-alcaline, et montrent des concentrations pauvres à moyennes en potassium (figures 9a, 9b et 9c). Sur les mêmes diagrammes, les unités Athe2, Athe3, Athe4 et Ados indiquent des compositions granitiques à trondhjémiques, avec d'importantes variations d'affinité magmatique et de teneurs en potassium. L'unité Athe3 se distingue des autres roches granitiques par son affinité alcalin-calcique à alcaline et sa teneur élevée en potassium atteignant 4,9 % poids K_2O . Toutes ces roches se situent dans le champ des granitoïdes de type I, métalumineux à peralumineux, à l'exception de deux échantillons provenant des unités Athe4 et Ados qui sont de type S (figure 9d). La majorité des échantillons ont une signature similaire à celle des granitoïdes d'îles en arcs et certains montrent des similitudes avec des granitoïdes post-orogéniques (figures 9e et 9f). Les granitoïdes post-orogéniques proviennent essentiellement de l'Intrusion de Desorsons et des unités Athe2 et Athe4 du Complexe de Théodat.

Les profils en ETR des unités tonalitiques (figure 10a) montrent un enrichissement modéré en ETR légères (40 à 180x chondrite) et un profil plat au niveau des ETR inter-

médiaires et lourdes (1 à 30x chondrite). Sur la figure 10b, les tonalites du Complexe de Rodayer se distinguent des unités dioritiques par leurs anomalies négatives prononcées en Nb-Ta, en Sm et en Ti. À l'inverse des unités tonalitiques qui affichent des profils multiéléments avec un plateau au niveau Zr-Hf, les profils des roches intermédiaires sont caractérisés par des anomalies négatives en Zr-Hf, tandis que leurs anomalies en Nb-Ta ou en Ti sont très faibles ou absentes. Ceci semble indiquer que les roches intermédiaires ne sont que faiblement contaminées et qu'elles ont subi une différenciation magmatique impliquant la cristallisation importante de zircon.

Les profils des unités Athe2 et Athe4 sont plus étalés et indiquent localement des anomalies négatives en Eu. Leurs anomalies en Nb-Ta sont plus prononcées que celles des unités Athe3 et Ados (figures 10c et 10d). On observe également un découplage du Nb et du Ta de certains échantillons, qui pourrait être causé par les faibles valeurs de ces éléments, se situant proche du seuil de détection.

Les profils en ETR des unités granitiques Athe3 et Ados sont homogènes et subparallèles, quoique ceux de l'unité Athe3 soient généralement plus enrichis en ETR et en éléments traces (figures 10e et 10f). Ces profils sont marqués par des anomalies négatives prononcées en Nb-Ta, en Sm et en Ti.

Roches intrusives intermédiaires

Les analyses reportées sur les diagrammes des figures 11a et 11b reflètent la composition des différentes unités intrusives intermédiaires de la région, provenant de la Syénite de Biteau (six échantillons) et de l'Intrusion du Lac au Bout (deux échantillons). Ces diagrammes indiquent la nature alcaline de la Syénite de Biteau, formée de syénite à feldspath alcalin, de syénite, de syénite quartzifère et de monzonite. L'Intrusion du Lac au Bout montre des compositions qui varient de diorite à monzonite quartzifère. Ces compositions chimiques confirment également les résultats des colorations pétrographiques. La Syénite de Biteau se distingue par de fortes teneurs en K_2O (5,1 à 7,3 % poids) et en P_2O_5 (0,22 à 1,13 % poids), et des rapports Ta/Yb parmi les plus élevés des roches intrusives de la région.

Les diagrammes d'environnements géotectoniques des figures 11c et 11d semblent indiquer que l'environnement de mise en place de ces roches intermédiaires alcalines et subalcalines peut être un domaine de marge continentale active ou de plateau continental. Cette hypothèse est appuyée par l'allure des profils des ETR et des diagrammes multiéléments (figures 11e et 11f). La Syénite de Biteau affiche les plus fortes anomalies négatives en Nb-Ta et Ti et le plus fort enrichissement en ETR légères de l'ensemble des roches intrusives de la région, des caractéristiques qui

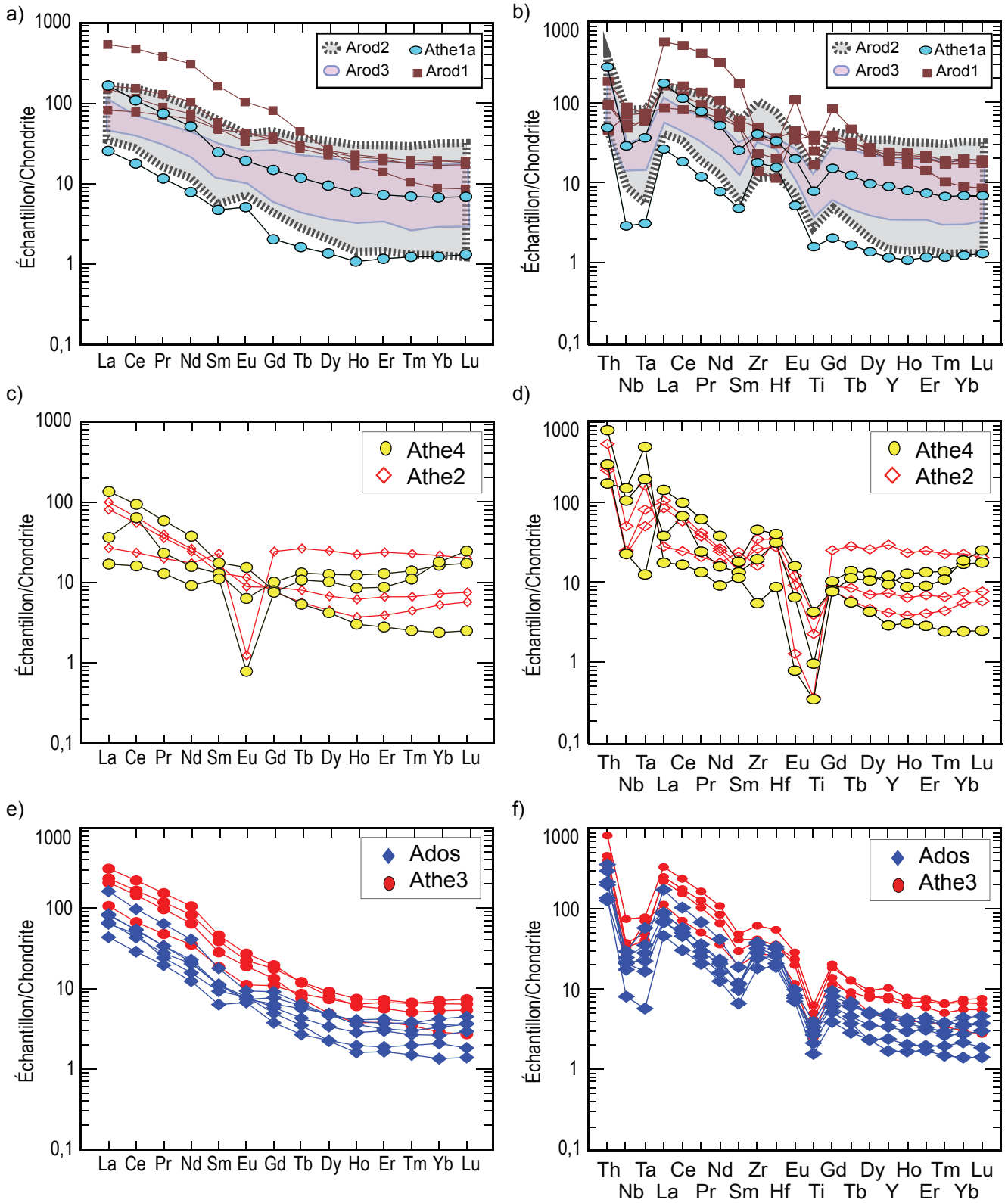


FIGURE 10 - Diagrammes géochimiques des unités de intrusives felsiques de la région : a) et b) diagramme des éléments des terres rares et diagramme multiélément normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour le Complexe de Rodayer et les gneiss tonaliques du Complexe de Théodat; c) et d) diagramme des éléments des terres rares et diagramme multiélément normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour les unités granitiques du Complexe de Théodat; e) et f) diagramme des éléments des terres rares et diagramme multiélément normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour l'Intrusion de Desorsons et la granodiorite porphyrique du Complexe de Théodat.

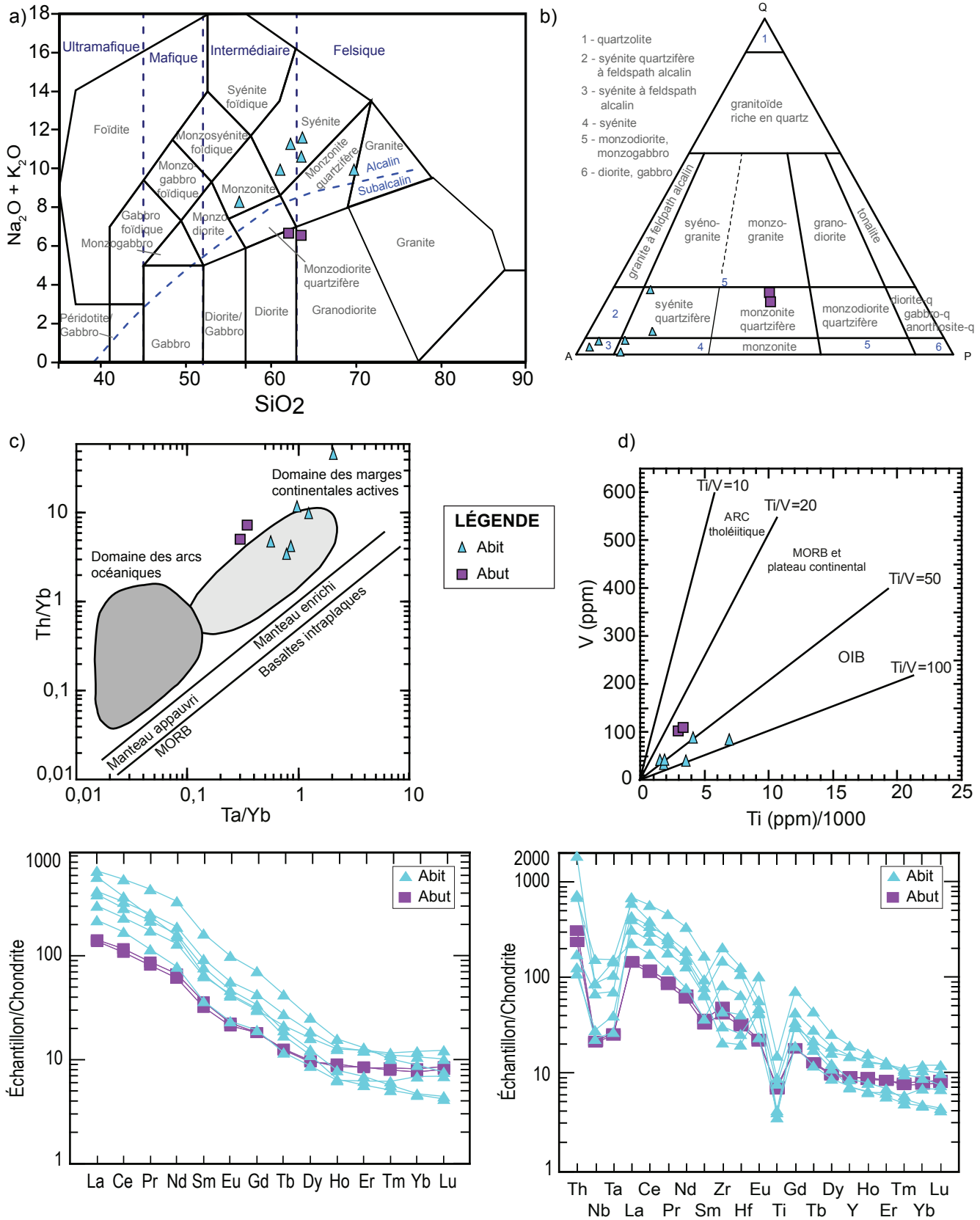


FIGURE 11 - Diagrammes géochimiques des roches intermédiaires de la région (Syénite de Biteau et Intrusion du Lac au Bout) : a) diagramme de classification binaire de Middlemost (1985), modifié par CONSOREM (2010); b) diagramme de classification de Le Maître *et al.* (1989); c) diagramme de discrimination des environnements géotectoniques Th/Yb versus Ta/Yb de Pearce (1983); d) diagramme binaire Ti versus V de Shervais (1982); e) et f) diagramme des éléments des terres rares et diagramme multiéléments normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995).

laissent supposer un faible degré de fusion partielle ainsi qu'une contamination crustale importante. Il est à noter que certains échantillons de la Syénite de Biteau comprennent des anomalies négatives en Zr-Hf, pouvant indiquer un processus magmatique impliquant la cristallisation importante de zircon au cours de l'évolution de la chambre magmatique.

Les échantillons de l'Intrusion du Lac au Bout sont caractérisés par un enrichissement modéré en ETR légères, un profil plat des ETR intermédiaires à lourdes, un enrichissement en Th ainsi que par des anomalies négatives significatives en Nb-Ta et Ti, ce qui implique la contamination crustale du magma parent.

MÉTAMORPHISME

La plupart des roches de la région cartographiée montrent des assemblages minéralogiques et des déformations typiques de conditions métamorphiques de haute température et de basse pression.

Dans la Sous-province d'Opatica, en incluant la Zone de cisaillement de la Rivière Nottaway, les roches quartzofeldspathiques indiquent des caractéristiques texturales associées à la phase de déformation régionale (c.-à.d. la phase D2, voir le chapitre « Géologie structurale »), typiques du faciès métamorphique des amphibolites. Ces caractéristiques sont notamment : 1) une foliation pénétrative et peu développée, associée à une faible réduction de la taille des grains; 2) des grains de quartz et de feldspath dont les bordures communes sont souvent arrondies, voire localement amiboïdes; et 3) des grains de quartz qui montrent une texture en échiquier, impliquant du glissement intracristallin combiné le long des directions $\langle a \rangle$ et $\langle c \rangle$ durant la déformation; une particularité fréquente dans les roches de composition granitique, déformées dans des conditions proches de la fusion partielle (Gapais and Barbarin, 1986; Mainprice *et al.*, 1986; Schmid and Casey, 1986). Certains faciès présentent également quelques grains de feldspath caractérisés par de nombreuses inclusions ou gouttelettes de quartz ou d'albite; une particularité souvent observée dans les roches granitiques portées dans des conditions métamorphiques proches de la fusion partielle (Ashworth, 1986). Les caractéristiques texturales des roches de l'Opatica dans la région cartographiée sont globalement compatibles avec la présence de migmatites documentée ailleurs dans cette sous-province (Sawyer et Benn, 1992; Hocq, 1994; Sawyer, 1998).

La migmatitisation à divers degrés des roches métasédimentaires de la Sous-province de Nemiscau implique forcément des conditions métamorphiques de haute température. En lames minces, ces roches métasédimentaires montrent également des assemblages minéralogiques de haute température. Dans ces roches, le quartz et le plagioclase sont fréquemment associés à de la biotite, de la muscovite, de la cordiérite et à du grenat. Alors que les feuillettes de micas soulignent nettement la foliation, la cordiérite et le grenat

montrent des caractéristiques texturales qui suggèrent une croissance en partie synchrone de la déformation régionale. La sillimanite et plus rarement l'andalousite ont aussi été identifiées dans quelques échantillons de roches métasédimentaires. Par contre, aucune trace de staurotide, de disthène ou d'orthopyroxène n'a été observée. L'absence de staurotide et de disthène laisse supposer des conditions de pression relativement basse dans le Nemiscau. Parallèlement, l'absence de l'orthopyroxène indique que les paragneiss du secteur cartographié n'ont pas atteint le faciès des granulites.

Compris entre les roches métasédimentaires migmatitisées du Nemiscau au nord et les roches déformées au faciès des amphibolites de l'Opatica au sud, l'assemblage volcano-sédimentaire du Groupe de Colomb-Chaboulié montrent des conditions métamorphiques plus contrastées. Le long des bordures de la Ceinture de Colomb-Chaboulié, le métamorphisme peut atteindre le faciès des amphibolites. La hornblende est clairement le minéral ferromagnésien dominant et elle est principalement associée au plagioclase et dans de très faibles proportions, au quartz. Certains faciès de volcanites mafiques et intermédiaires observés le long de la bordure nord-ouest de la Ceinture de Colomb-Chaboulié, contiennent du grenat, qui peut se présenter en poeciloblastes de taille variable, pouvant atteindre plusieurs centimètres. Parallèlement, quelques échantillons d'amphibolite prélevés au voisinage du contact avec les roches métasédimentaires du Nemiscau, ont révélé la présence de clinopyroxène indiquant que localement le faciès des amphibolites supérieur a été atteint. Toutefois, les conditions métamorphiques diminuent de façon progressive vers les domaines centraux de la Ceinture de Colomb-Chaboulié. La hornblende disparaît alors progressivement au détriment d'un mélange actinote-trémolite et d'une plus grande quantité d'épidote et de chlorite. Dans ces roches de plus bas grade métamorphique, l'assemblage actinote-trémolite et la chlorite marquent la schistosité. Certains faciès contiennent également un peu de séricite et de la calcite. Ces assemblages métamorphiques indiquent qu'à l'exception des bordures de la ceinture, l'assemblage volcano-sédimentaire du Groupe de Colomb-Chaboulié a subi un métamorphisme au faciès des schistes verts.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

État des connaissances

La majorité des roches de la région ont été déformées durant l'Orogénèse kénoréenne, datée entre 2,72 Ga et 2,68 Ga (Percival, 2007; Percival *et al.*, 2012). L'Orogénèse kénoréenne se traduit par un raccourcissement crustal, approximativement de direction nord-sud dans la moitié sud de la Province du Supérieur au Québec. Durant cette phase orogénique, les sous-provinces du Supérieur se seraient successivement amalgamées les unes aux autres le long de

la bordure sud d'un noyau cratonique (Percival *et al.*, 2012). Cette tectonique d'accrétion nord-sud serait responsable du grain structural moyen est-ouest, observé dans toutes les sous-provinces archéennes de la moitié sud du Québec.

À notre connaissance, il n'existe aucune étude sur le style de la déformation de la Sous-province de Nemiscau, bien que cette déformation y soit décrite comme polyphasée (Hocq, 1994). Cependant, au début des années 1990, la réalisation de traverses nord-sud à l'échelle de la Sous-province d'Opatoca a permis à Benn *et al.* (1992) et Sawyer et Benn (1993) de mettre en évidence que ce domaine, dominé par des roches plutoniques, a enregistré plusieurs phases de déformation. Selon Sawyer et Benn (1993), les fabriques structurales qui ont été observées et mesurées durant ces traverses peuvent être associées à trois phases de déformation successives. La première phase D1 est marquée par une foliation S1 pénétrative à l'échelle régionale et aux pendages généralement modérés. La foliation S1 porte une linéation d'étirement globalement ENE-WSW. Les fabriques associées à la phase de déformation D1, principalement observées dans les gneiss tonalitiques et dans la suite des roches intrusives de composition felsique, intermédiaire à mafique, marqueraient un épisode de déformation cisailante à haute température de la croûte moyenne, contemporain du chevauchement vers le sud-ouest des assemblages volcaniques et sédimentaires de la Ceinture de Frotet-Evans sur l'Opatoca (Sawyer et Benn, 1993). La foliation S1 a été replissée à différentes échelles durant la phase de déformation D2. Contrairement à D1, la phase D2 est localisée en particulier le long de corridors de forte déformation, orientés globalement E-W (par exemple le chevauchement du lac Rodayer, figure 2; Sawyer et Benn, 1993), au sein desquels une foliation S2 à pendages modérés peut être observée. Selon ces auteurs, les zones de déformation D2 plongent soit vers le nord soit vers le sud. La S2 porte une linéation d'étirement NNW-SSE à laquelle sont associés des indicateurs cinématiques suggérant des mouvements chevauchants. Enfin, la dernière phase de déformation D3 s'exprime le long de zones de cisaillement à cinématique décrochante senestre et dextre, orientées respectivement NE-SW et NW-SE. Ces zones de déformation D3 recourent la plupart des unités de la Sous-province d'Opatoca ainsi que celles des sous-provinces adjacentes (Sawyer et Benn, 1993). La Zone de cisaillement de la Rivière Nottaway, typique des zones de cisaillement D3, s'étend de la bordure sud-est de la Sous-province de Nemiscau jusqu'au nord de la Sous-province de l'Abitibi (Daigneault, 1996) et elle affecte les unités archéennes du sud-ouest de la région cartographiée. Cependant, ce modèle en trois phases de déformation produit à partir des fabriques structurales observées dans la Sous-province d'Opatoca reste discutable puisque, à la même époque, Benn *et al.* (1992) avaient suggéré que les phases de déformation D1 et D2 ne formaient en réalité qu'une seule phase.

Analyse structurale

Nos observations de terrain ne nous permettent pas de faire la distinction entre les fabriques associées aux deux premières phases de déformation (D1 et D2) documentées par Sawyer et Benn (1993), et donc d'appuyer ou de réfuter un modèle en trois phases de déformation. Par contre, l'analyse de nos données indique que les roches archéennes de la région ont enregistré au moins deux principales phases de déformation régionale. Nous avons nommé ces deux phases de déformation D2 et D3; D2 incluant les phases D1 et D2 de Sawyer et Benn (1993).

L'attitude et la répartition des fabriques structurales associées aux phases de déformation D2 et D3 nous ont permis d'identifier quatre domaines structuraux (figure 12). Les contrastes lithologiques, métamorphiques et magnétiques, ainsi que la présence de zones de déformation significatives ont également permis de définir ces quatre domaines. Trois des quatre domaines structuraux identifiés correspondent grossièrement aux trois grandes unités lithologiques de la région, du nord vers le sud, la Sous-province de Nemiscau, la Ceinture de Colomb-Chaboullié et la Sous-province d'Opatoca. Le quatrième domaine structural, situé dans le coin sud-ouest du feuillet SNRC 32K13, correspond à la zone dominée par les fabriques associées à la déformation décrochante de la Zone de cisaillement de la Rivière Nottaway (figure 12). Les caractéristiques structurales de chacun de ces domaines sont décrites dans les sections suivantes.

Le domaine 1 englobe principalement les roches métasédimentaires et granitiques de la Sous-province de Nemiscau. Une faible quantité de données structurales de cette zone ont été mesurées durant l'été 2015. Les données recueillies montrent toutefois que les roches de ce domaine sont affectées par une foliation S2 pénétrative, généralement migmatitique et bien développée. Dans les faciès des migmatites, la foliation S2 est soulignée par l'alternance millimétrique à centimétrique de leucosomes, de mélanosomes et de mésosomes (photos 38 et 39, annexe 2). La foliation S2 est généralement matérialisée par l'orientation préférentielle des feuillets des micas, ainsi que par l'aplatissement plus ou moins prononcé des grains de quartz et de plagioclase. Dans les faciès sédimentaires plus alumineux, la foliation S2 est fréquemment marquée par l'aplatissement des cristaux poeciloblastiques de cordiérite. Des injections granitiques de taille variable recourent fréquemment les roches métasédimentaires de la Sous-province de Nemiscau. La majorité de ces injections indiquent une foliation S2 plus ou moins bien développée et cohérente avec celle des roches métasédimentaires encaissantes. Parallèlement, des filons de granite folié apparaissent à la fois sécants et transposés à la fabrique régionale. Ces caractéristiques structurales semblent indiquer que la mise en place des intrusions granitiques est contemporaine de la déformation régionale D2 et du métamorphisme associé aux roches métasédimentaires de la Sous-province de Nemiscau.

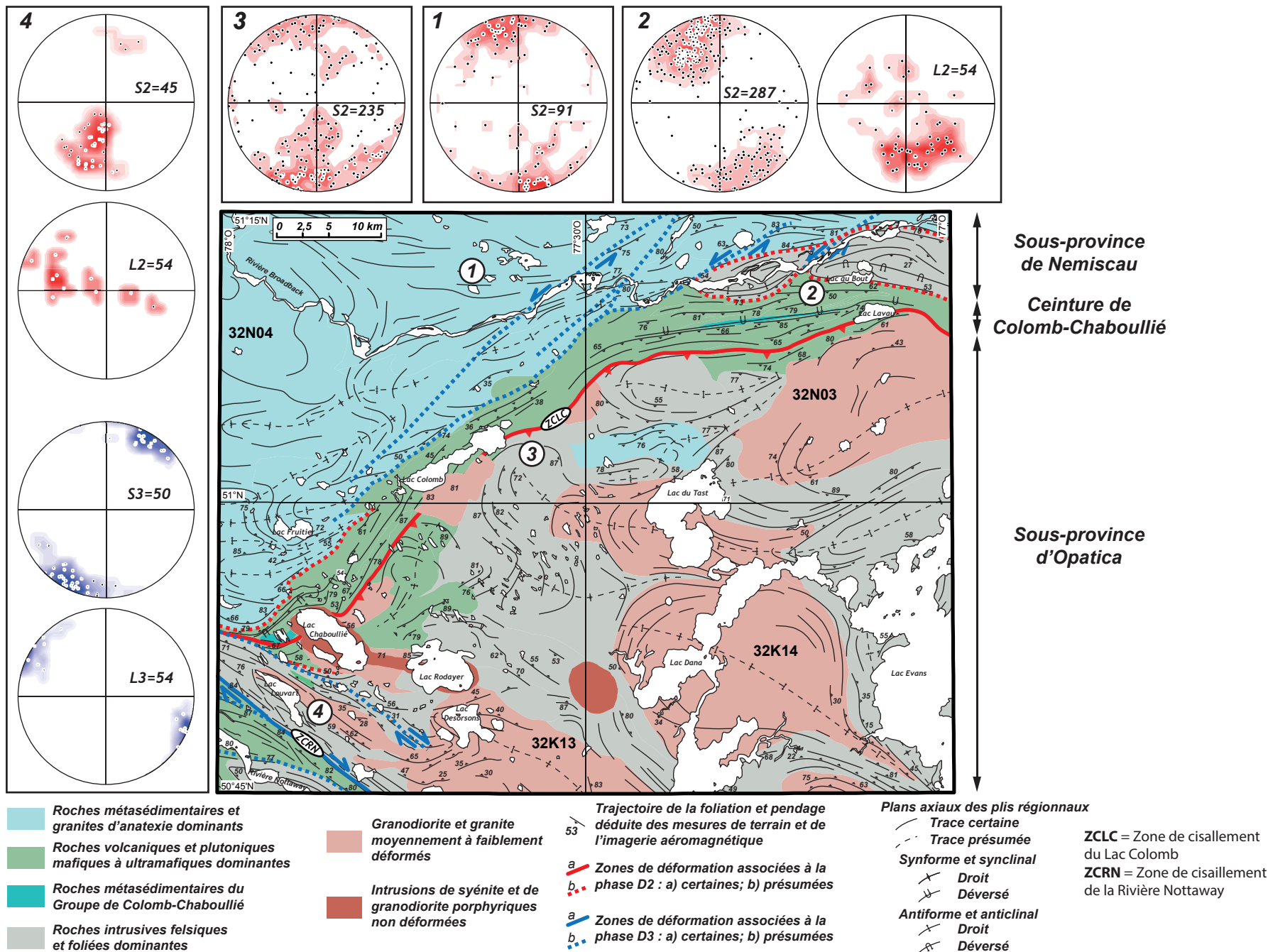


FIGURE 12 - Limite des domaines structuraux et projections stéréographiques de la foliation régionale (canevas de Schmidt).

À proximité du contact avec la Ceinture de Colomb-Chaboullié, la foliation S2 dans les roches métasédimentaires apparaît par endroits crénelée. Cependant, les rares mesures de cette schistosité de crénelation S3 ne permettent pas de préciser son attitude.

À l'échelle régionale, la trajectoire de la foliation S2, tracée à l'aide de la concordance de données de terrains et des linéaments magnétiques (figures 4 et 12), semble indiquer la présence de plis serrés, dont la trace des plans axiaux est globalement orientée ENE-WSW (figure 12). L'orientation de ces plis est compatible avec une cinématique senestre tardive le long du contact entre la Sous-province de Nemiscau et la Ceinture de Colomb-Chaboullié. Cette interprétation est également cohérente avec la présence dans la Sous-province de Nemiscau de bandes de cisaillement kilométriques orientées NE-SW et à composante décrochante senestre. Certaines de ces bandes de cisaillement, tracées principalement à partir de l'allure des linéaments magnétiques (figure 4), découpent la diorite de l'Intrusion du Lac au bout et affectent une partie des assemblages volcaniques de la Ceinture de Colomb-Chaboullié (SNRC 32N03).

Les affleurements localisés le long du contact entre la Sous-province de Nemiscau (le domaine structural 1) et la Ceinture de Colomb-Chaboullié (le domaine structural 2) ne sont pas caractérisés par une déformation particulièrement intense. Au contraire, certains secteurs de ce contact indiquent que le passage des roches de la Ceinture de Colomb-Chaboullié à celles de la Sous-province de Nemiscau peut être initialement transitionnel et non structural. Le contact est par endroits caractérisé par la présence d'intrusions granitiques, qui masquent en grande partie sa nature. Certaines de ces intrusions et les roches encaissantes (métasédimentaires du Nemiscau ou volcaniques de Colomb-Chaboullié) sont localement fortement déformées. Ainsi, même si le contact entre les unités sédimentaires de la Sous-province de Nemiscau et l'assemblage volcano-sédimentaire de la Ceinture de Colomb-Chaboullié semble être à l'origine stratigraphique, celui-ci a été en grande partie réemprunté par des zones de déformation régionale.

Le domaine 2 comprend les roches de la Ceinture de Colomb-Chaboullié qui constitue la bordure sud de la Sous-province de Nemiscau. Les assemblages volcaniques, sédimentaires et magmatiques de la Ceinture de Colomb-Chaboullié sont affectés par une schistosité S2 pénétrative, plus ou moins bien développée, généralement à fort pendage vers le nord ou vers le sud, d'orientation moyenne NE-SW. L'attitude de la schistosité S2 dans la Ceinture de Colomb-Chaboullié est globalement comparable avec l'orientation moyenne de celle du domaine structural 1 dans la Sous-province de Nemiscau (figure 12). La schistosité S2 est généralement bien développée dans les roches volcaniques, dans lesquelles elle est matérialisée par l'orientation préférentielle des minéraux ferromagnésiens (biotite et amphibole). Dans les faciès volcaniques mafiques, les coussins de basalte montrent un aplatissement plus ou moins

prononcé et parallèle à la schistosité régionale S2 (photo 41, annexe 2). La stratification S0 des séries volcaniques est généralement transposée dans la schistosité S2. Au sein de la bande de conglomérats polygéniques Acch8 de la partie orientale de la Ceinture de Colomb-Chaboullié, la schistosité S2 est marquée par l'aplatissement plus ou moins fort des galets. Cependant, la schistosité S2 est peu marquée dans les roches intrusives mafiques à ultramafiques des unités Acch4 et Acch5; elle semble cependant bien développée au sein de corridors de forte déformation.

La Ceinture de Colomb-Chaboullié peut être divisée en deux secteurs approximativement séparés par la limite entre les feuillettes SNRC 32N03 et 32N04. À l'ouest, les assemblages de la ceinture, ainsi que la schistosité S2 sont orientés NE-SW, alors qu'à l'est, ils présentent une orientation E-W. Dans la partie orientale de la ceinture, la schistosité S2 montre globalement des pendages vers le sud, alors qu'au nord du lac Chaboullié, elle présente des pendages vers le nord (figure 12). Ces pendages sont généralement forts, variant entre 60° et 90°. La schistosité S2 porte régulièrement une linéation d'étirement et minérale NNW-SSE qui est souvent à fort plongement. Cette caractéristique indique que la déformation D2 au sein de la ceinture est principalement associée à des mouvements verticaux, qui ont été principalement accommodés par des corridors d'intense déformation recoupant l'ensemble des assemblages de la Ceinture de Colomb-Chaboullié (photo 42, annexe 2). Au niveau de l'affleurement, ces corridors ont des épaisseurs métriques à décamétriques et ils forment ensemble des réseaux anastomosés bien plus larges.

Parallèlement, les directions de polarité indiquent des sommets stratigraphiques dirigés vers le sud ou le sud-est dans la moitié nord de la Ceinture de Colomb-Chaboullié et vers le nord dans la moitié sud (figure 12). Ces directions semblent indiquer que la Ceinture de Colomb-Chaboullié forme un étroit synclinal P2 de trace axiale parallèle à S2. À ses extrémités, le cœur du synclinal est caractérisé par la présence de roches sédimentaires, de métaconglomérats polygéniques de l'unité Acch8 à l'est et de paragneiss, de quartzites et de formations de fer des unités Acch6 et Acch7, à l'ouest.

Un affleurement localisé dans la partie centrale de la ceinture indique que la S2 est localement plissée. Les plis P3 possèdent des plans axiaux subverticaux et ils pourraient être associés à la tectonique transpressive senestre peu développée le long du contact entre la Sous-province de Nemiscau et la Ceinture de Colomb-Chaboullié (voir la description du domaine 1).

Le domaine 3 est principalement constitué par les roches intrusives felsiques de la Sous-province d'Opatca. Ce domaine est délimité au nord par la Zone de cisaillement du Lac Colomb (ZCLC), qui marque la limite approximative avec les assemblages volcaniques, magmatiques et sédimentaires de la Ceinture de Colomb-Chaboullié. Au sud-ouest du feuillet SNRC 32K13, le domaine 3 exclut les unités dont la

structure est dominée par des fabriques ou des orientations structurales pouvant être rattachées à la région d'influence de la Zone de cisaillement de la rivière Nottaway (ZCRN).

Les roches plutoniques du domaine 3 sont affectées par une foliation S2 (figure 12). Cette foliation peut être localement gneissique et/ou migmatitique comme dans le cas des roches tonalitiques et dioritiques de l'unité Athe1 (photo 12, annexe 2). Cependant, la foliation S2 est dans l'ensemble modérément à faiblement développée (photo 43, annexe 2). Elle semble de moins en moins bien exprimée avec l'accroissement du degré de différenciation des roches magmatiques. Dans les roches de composition granitique des unités Athe4 et Athe5, la foliation S2 est presque inexistante.

D'un point de vue minéralogique, la foliation S2 est principalement marquée par l'orientation préférentielle des minéraux ferromagnésiens (biotite et/ou hornblende) (photos 12 et 43, annexe 2). Elle est également matérialisée par un léger aplatissement des grains de quartz et de feldspath. En outre, la faible réduction de la taille de grain, les joints arrondis à amiboïdes entre les grains de quartz et de feldspath, ainsi que la présence régulière de grains de quartz à la texture en échiquier indiquent que la foliation S2 s'est développée à haut grade métamorphique, au moins au faciès des amphibolites.

À l'inverse des domaines structuraux 1 et 2, la foliation S2 du domaine 3 montre une attitude très variable. Elle présente des azimuts qui s'échelonnent de 0° à 359°, avec des directions généralement est-ouest (figure 12). La S2 montre également des pendages très variables. Certains secteurs du domaine indiquent une foliation S2 à pendage inférieur à 30°, alors que d'autres sont caractérisés par des pendages subverticaux. Néanmoins, la trajectoire de la foliation S2, interprétée à partir de la superposition des mesures de terrain et de l'imagerie aéromagnétique (figure 4), semble indiquer que la géométrie de la Sous-province d'Opatica dans la région cartographiée est dominée par une structure en antifformes, y incluant des dômes, et en synformes (figure 12). Les traces présumées des plans axiaux de ces structures (non reportées sur la carte géologique hors texte) sont courbées, mais elles apparaissent souvent orientées E-W. Certains dômes et antifformes sont caractérisés par la présence de larges intrusions de granodiorite, de granite et de pegmatite granitique. En bordure de ces intrusions, on retrouve fréquemment des faciès gneissiques de roches de composition tonalitique des unités Athe1.

Le domaine 4 est localisé dans le coin sud-ouest du feuillet SNRC 32K13 où culmine la déformation D3 dans la région; une déformation principalement associée à la Zone de cisaillement de la Rivière Nottaway (ZCRN).

Le domaine 4, d'une largeur d'environ 8 à 10 km (figure 12), comprend dans sa partie centrale la ZCRN, qui forme un corridor de déformation intense, rectiligne, subvertical et approximativement orienté N300. Les roches du domaine 4 sont affectées par une foliation régulièrement orientée NW-SE.

Les fabriques structurales mesurées dans ce domaine sont associées aux deux phases de déformation D2 et D3. Contrairement aux précédents domaines structuraux, la foliation S2 est régulièrement orientée NW-SE dans le domaine 4 (figure 12). Cette caractéristique laisse supposer que la foliation S2 a été réorientée et partiellement transposée dans la S3, durant l'activité de la ZCRN. La foliation S2 indique des pendages modérés à forts, principalement vers le NE. Comme dans la Sous-province d'Opatica (le domaine structural 3), la foliation S2 semble s'être développée à haute température.

La foliation S3 s'est développée à plus bas grade métamorphique. Elle est marquée par des plans nets, rectilignes et plus espacés que ceux de la S2. C'est une schistosité d'orientation NW-SE avec des pendages subverticaux, compris entre 70 et 90°. Certains affleurements montrent clairement que la S3 est également une schistosité de crénelation (photo 44, annexe 2), plissant la S2. La foliation S3 porte une linéation minérale et d'étirement subhorizontale, impliquant que la cinématique de la déformation D3 dans le domaine 4 est exclusivement décrochante (figure 12).

Les principales zones de déformation

La région cartographiée est caractérisée par la présence de plusieurs zones de déformation, qui sont majoritairement localisées au sein ou le long des limites de la Ceinture de Colomb-Chaboullié. Ces zones de déformation dont l'épaisseur est de l'ordre du mètre à plusieurs dizaines de mètres, forment à l'échelle régionale un vaste réseau anastomosé découpant les assemblages volcaniques, magmatiques et sédimentaires de la ceinture. Elles sont dominées par une cinématique subverticale, associée à la phase de déformation D2.

Dans la région d'étude, deux zones de déformation affectent grandement la géométrie des unités archéennes. Il s'agit des zones de cisaillement du Lac Colomb (ZCLC) et de la Rivière Nottaway (ZCRN). Ces zones de déformation montrent des orientations et des cinématiques différentes et leur fonctionnement est probablement en partie diachrone. La Zone de cisaillement du Lac Colomb (ZCLC) est la plus précoce des deux et elle est associée à la phase de déformation D2. Elle marque la limite entre les domaines structuraux 2 et 3, approximativement entre les roches de la Ceinture de Colomb-Chaboullié et celles de la Sous-province d'Opatica. La zone de déformation la plus récente est la Zone de cisaillement de la Rivière Nottaway (ZCRN) qui passe approximativement au cœur du domaine 4. La ZCRN déforme et recoupe les roches des unités du Complexe de Dusaux et de la Formation de Rabbit. De plus, la ZCRN découpe ou réemprunte la ZCLC et elle limite l'extension à l'ouest de la Ceinture de Colomb-Chaboullié.

La Zone de cisaillement du Lac Colomb (ZCLC) marque le contact entre les domaines structuraux 2 et 3 (figure 12), correspondant à la limite entre les sous-provinces de Nemiscau et d'Opatica. Dans la région carto-

graphiée, la ZCLC s'étend entre le lac Lavau à l'est et la ZCRN à l'ouest, en passant par la bordure nord-ouest du lac Chaboullié et la bordure sud-est du lac Colomb. Peu d'affleurements ont pu être observés et étudiés le long de la ZCLC, car, d'une part, elle est localement masquée par la présence de larges intrusions de granite pegmatitique peu ou pas déformées (par exemple l'intrusion localisée au sud du lac Colomb) et, d'autre part, la trace de la zone de déformation n'est pas caractérisée par une topographie particulière. Au contraire, la ZCLC apparaît en grande partie dissimulée sous des zones marécageuses.

De rares affleurements de gabbro et de pyroxénite des unités Acch4 et Acch5, localisées dans le feuillet 32K13, montrent néanmoins que la déformation associée à ZCLC est localement très intense (photo 45, annexe 2). Au niveau de l'affleurement, cette déformation s'exprime par la présence de nombreuses zones de cisaillement dont l'épaisseur varie du mètre à la dizaine de mètres. La présence de zones peu ou pas déformées entre ces bandes de déformation indique que la ZCLC forme un réseau anastomosé. Au sein des bandes de déformation, les roches montrent une forte réduction de la taille de grain, à laquelle est associée une foliation bien développée, souvent mylonitique. La foliation porte une linéation d'étirement et minérale bien exprimée (photo 46, annexe 2) et par endroits à fort plongement (figure 12), laissant supposer que la cinématique principale le long de la ZCLC possède une importante composante verticale. Peu d'indicateurs cinématiques ont été observés dans les roches les plus déformées de la ZCLC. Toutefois, des bandes de cisaillement retrouvées au sein d'une pyroxénite affleurant au nord-est du lac Chaboullié indiquent que les roches du domaine 2 (c.à.d. celles de la Ceinture de Colomb-Chaboullié) auraient été enfouies par rapport à celles du domaine 3 (c.-à-d. celles de la Sous-province d'Opatoca). Une telle cinématique est cohérente avec les caractéristiques métamorphiques des roches situées de part et d'autre de la ZCLC (voir le chapitre « Métamorphisme »). En effet, les roches intrusives de l'Opatoca montrent globalement une déformation régionale développée à haut grade métamorphique, au moins au faciès des amphibolites, alors que les roches du cœur de la Ceinture de Colomb-Chaboullié indiquent des conditions métamorphiques de plus basse température. Parallèlement, la géométrie en synclinal de la Ceinture de Colomb-Chaboullié et la présence dans l'Opatoca, en bordure de la ZCLC, de nombreux dômes et antifformes (figure 12), appuient les mouvements relatifs vers le bas et vers le haut, respectivement au nord et au sud de la zone de la ZCLC. Cependant, en raison des variations du pendage vers le nord ou le sud de la schistosité régionale S2 le long du contact Chaboullié-Colomb – Opatoca, il est difficile de confirmer la nature inverse ou normale de la zone ZCLC.

Dans sa partie centrale, la ZCLC sépare nettement les roches des unités de la Ceinture de Colomb-Chaboullié au nord, des roches intrusives de la Sous-province d'Opatoca au sud. Cependant, au nord-est et au sud-ouest, la ZCLC

recoupe des unités de la Ceinture de Colomb-Chaboullié (figure 12). Dans ces zones, rien n'indique que le contact entre les unités de la Ceinture de Colomb-Chaboullié et les roches plutoniques sous-jacentes de l'Opatoca est d'origine tectonique. Au nord-est, l'unité Acch2 pourrait être en contact stratigraphique sur l'unité Arod2, alors qu'au sud-ouest, l'unité des gabbros Acch4 pourrait être intrusive à la fois dans les unités volcaniques du Groupe de Colomb-Chaboullié et dans les roches plutoniques de l'Opatoca.

La Zone de cisaillement de la Rivière Nottaway (ZCRN), d'orientation NW-SE, est située dans le coin sud-ouest du feuillet SNRC 32K13, au milieu du domaine 4. Elle se détache de la ZCLC par sa trajectoire rectiligne et son épaisseur qui atteint plusieurs centaines de mètres. La ZCRN délimite un ensemble lithologique dominé par des tonalites, des granodiorites et des granites au nord (les unités Adux1 et Ados) et d'un autre ensemble principalement constitué de roches volcaniques amphibolitiques de l'unité Arb1a, assignées à l'extension vers l'ouest de la Ceinture de Frotet-Evans.

La ZCRN affiche toutes les caractéristiques d'une zone de déformation associée à la phase D3. Le long de la ZCRN, les roches sont intensément déformées. La foliation S3 est généralement mylonitique. Localement la déformation est tellement intense que la linéation L3 apparaît alors comme la fabrique structurale dominante. La foliation S3 est très régulière, orientée NW-SE, environ N300, avec par endroits de très forts pendages vers le NE. La foliation S3 porte donc une linéation minérale et d'étirement très bien exprimée et subhorizontale (photo 47, annexe 2), qui témoigne d'une cinématique principalement décrochante. La linéation est marquée par l'orientation préférentielle des minéraux ferromagnésiens et des agrégats quartzofeldspathiques. Les critères cinématiques sont relativement nombreux le long de la ZCRN. Il s'agit principalement de bandes de cisaillement (photo 48, annexe 2), de roches à structure C/S et de boudinage asymétrique de filons. Tous les critères cinématiques observés indiquent clairement que la ZCRN est décrochante dextre.

On observe, au sein du domaine structural 4, d'autres zones de cisaillement à la cinématique comparable à la ZCRN, mais de moindre extension (figure 12). Parmi ces zones de déformation, on peut citer celle qui limite au sud-ouest les unités de la Ceinture de Colomb-Chaboullié. Cette zone de cisaillement pourrait correspondre au prolongement vers le sud-est d'une partie de la ZCLC, qui semble avoir rejoué en décrochement dextre dans ce secteur durant la phase de déformation D3.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Le secteur du lac Rodayer est connu pour son potentiel minéral en nickel-cuivre magmatique. Les premières découvertes ont été faites au nord du lac Chaboullié par

Noranda Exploration Compagny, à la fin des années 1950 (Remick, 1963). Il est l'hôte du gîte Horden dont les réserves probables sont estimées à 1 238 333 tonnes, à 1,91 % Cu et 0,4 % Ni (Pearson *et al.*, 1993). En plus du gîte Horden, trois indices minéralisés ont été inventoriés dans le secteur du lac Rodayer avant le début de nos travaux (figure 13 et tableau 1) : 1) indice Lac Davreau (Ni-Cu); 2) indice d'or du Lac Marcaut (Au-Ag); et 3) indice Lac Colomb-SO (Cu-Ag). Nos travaux ont mené à la découverte de sept nouveaux indices dont deux d'or, deux d'argent et trois en EGP-Ni-Cu. Nous avons également ciblé de nouveaux secteurs d'intérêt contenant des teneurs anormales en métaux. Le tableau 3 contient l'ensemble des résultats de toutes les analyses économiques effectuées dans le cadre de ce projet.

L'examen des travaux statutaires déposés au Ministère (série GM), ainsi que la visite des principaux indices minéralisés, ont permis de caractériser les différents gîtes métallifères présents dans la région étudiée. Ces travaux indiquent la présence de six principaux types de minéralisations : 1) minéralisations en Ni-Cu-EGP associées aux intrusions mafiques et ultramafiques; 2) minéralisations polymétalliques volcanogènes en Au-Cu-Ag; 3) minéralisations aurifères associées à des zones de déformation; 4) minéralisations en terres rares associées à des intrusions alcalines; 5) formations de fer; et 6) pegmatites à béryl.

Minéralisations en Ni-Cu-EGP associée à des intrusions mafiques et ultramafiques

Les roches volcaniques de la Ceinture de Colomb-Chaboullié sont injectées par des intrusions mafiques et ultramafiques assignées aux unités Acch4 et Acch5. Ces intrusions se composent de gabbro, de pyroxénite et de périclase et se présentent principalement sous la forme de sills orientés NE-SW à E-W. La mise en place de ces intrusions est probablement contemporaine du volcanisme associé à la construction de la pile stratigraphique de la Ceinture de Colomb-Chaboullié. Bien qu'antérieures à la déformation régionale S2, les roches intrusives mafiques et ultramafiques montrent relativement peu d'évidences d'une déformation acquise à l'état solide, à l'exception de celles qui se manifestent le long des zones de cisaillement apparentées à la Zone de cisaillement du Lac Colomb (ZCLC).

Ces intrusions constituent l'encaissant du gîte Horden, découvert par forages d'une anomalie géophysique par la Compagnie Inco (Pearson *et al.*, 1993) (site 1, figure 13 et tableau 1). Les données des forages indiquent que le gîte Horden est encaissé par une intrusion mafique litée, constituée d'est en ouest par du gabbro, de la pyroxénite, du gabbro anorthositique et du gabbro à quartz. La zone minéralisée, d'une largeur de 1 à 30 m et d'une extension horizontale de 2 km, est orientée NE-SW, avec un pendage entre 50° et 60° vers le nord-ouest. Elle est localisée à l'interface entre le complexe mafique, à l'ouest, et des roches métamorphiques à l'est, interprétées comme ayant une origine sédimentaire.

Cette zone est constituée de plusieurs lentilles métriques à hectométriques de sulfures massifs ou disséminés, constitués de chalcopryrite, de pyrrhotite, de pyrite et de sphalérite.

Le gisement contient du cuivre comme principal métal de base, et localement jusqu'à 1 % de nickel et de zinc. Des traces de platine, de palladium, d'argent et d'or ont aussi été documentées dans la zone minéralisée. Les réserves probables du gisement s'élèvent à 1 238 333 tonnes à 1,91 % Cu et 0,4 % Ni (Pearson *et al.*, 1993).

L'autre gîte Ni-Cu connu de la région est l'indice Lac Davreau, associé à un gabbro massif, avec 1 à 10 % de chalcopryrite disséminée, un peu de pyrite et de pyrrhotite (site 2, figure 13 et tableau 1). Des échantillons choisis ont révélé jusqu'à 1,4 % Cu, 0,33 % Ni et 0,23 g/t Au (Smith, 1991).

Nos travaux montrent que les unités Acch4 et Acch5 contiennent fréquemment 1 à 10 % de sulfures finement disséminés, affichant des teneurs anormalement élevées en éléments du groupe du platine. Trois de nos échantillons choisis ont donné des teneurs indicelles en Pd, et anormales en Pt, Ni et Cu (figure 13, sites 8, 9 et 10 et tableau 2). La teneur la plus élevée est de 797 ppb Pd et provient du site 8. La minéralisation en EGP est associée à l'unité de gabbro massif, moyennement à grossièrement grenu, contenant 1 à 5 % de sulfures disséminés (chalcopryrite, pyrrhotite et pyrite) (photo 49, annexe 2). Elle se présente en petites zones ou lentilles rouillées, d'épaisseur métrique à décimétrique. Un des indices (site 10, figure 13,) est associé à un gabbro fortement déformé au sein d'une zone de déformation métrique associée à la ZCLC et contenant 1 % de sulfures disséminés (chalcopryrite et pyrrhotite) (photo 50, annexe 2). L'analyse d'un échantillon de ce gabbro déformé a donné des teneurs de 529 ppb Pd et 193 ppb Pt, 0,18 % Cu, et 141 ppb Au. En plus de ces trois nouveaux indices, trois autres échantillons de gabbro et de pyroxénite ont également révélé des teneurs anormales en Au, en Cu et en Pd (sites 11, 12 et 13, figure 13, annexe 2 et tableau 2).

Minéralisations polymétalliques volcanogènes en Au-Cu-Ag

Le secteur situé au nord-est du lac Colomb renferme un grand nombre de minéralisations en Au-Cu-Ag interprétées comme de type volcanogène. Ces minéralisations, connues depuis les années 1960 (Remick, 1963), sont associées à l'unité Acch1 du Groupe de Colomb-Chaboullié, dominée par les coulées mafiques coussinées à massives, localement bréchiques (unité Acch1), et à l'unité Acch3 constituée de volcanoclastites felsiques à intermédiaires. La présence de sulfures entre les coussins ou entre les coulées de laves laisse supposer qu'une partie de fluides hydrothermaux est restée piégée dans l'empilement volcanique. La minéralisation se présente généralement sous la forme de lentilles ou d'amas centimétriques à métriques de sulfures massifs à semi-massifs, riches en pyrrhotite et en pyrite. Les basaltes coussinés situés proche des zones minéralisées présentent des bordures rouillées à sulfures disséminés (photo 51, annexe 2). Les

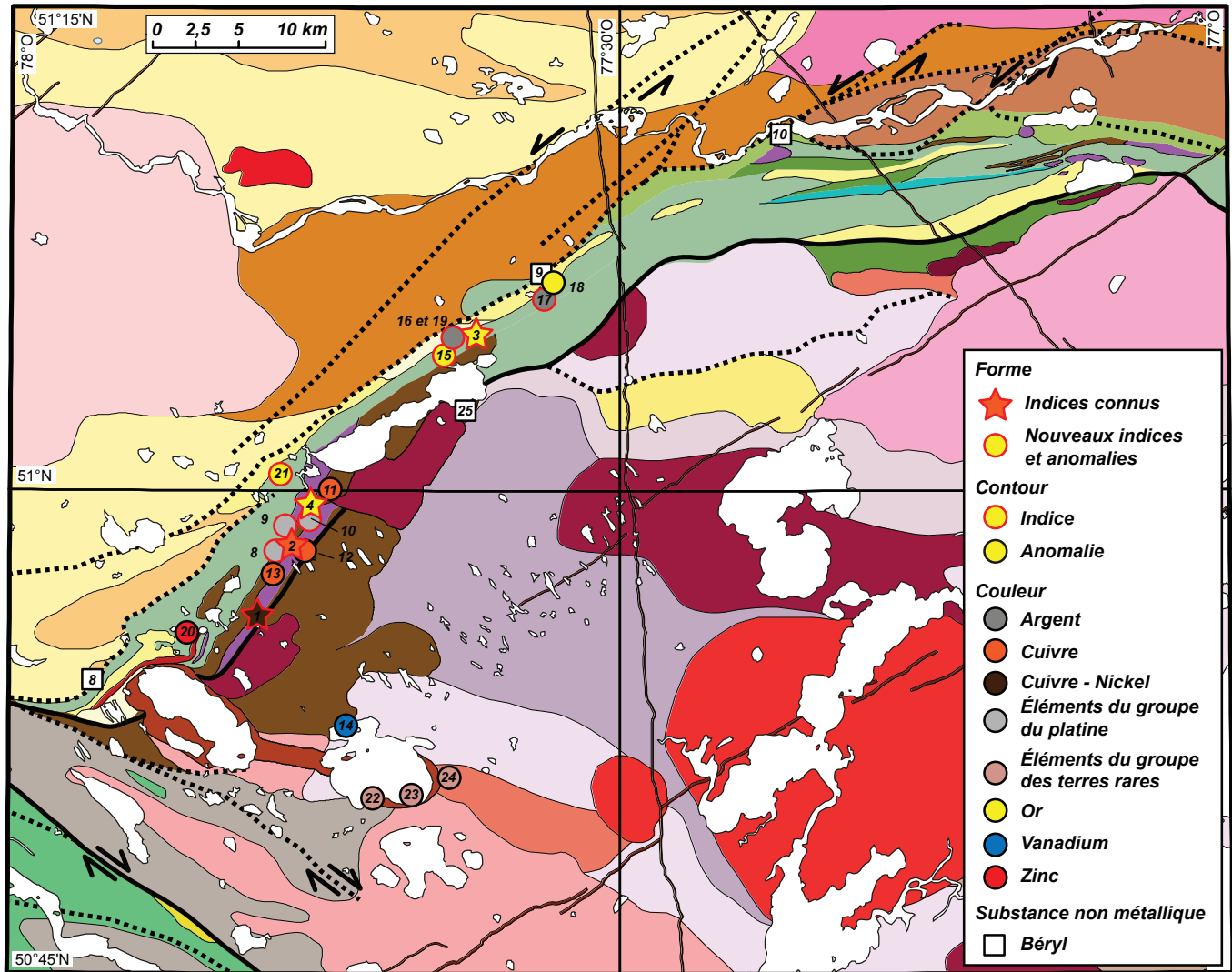


FIGURE 13 - Localisation des principaux sites d'intérêt économique du secteur du lac Rodayer. Les numéros font référence aux sites décrits dans les tableaux 1 et 2.

observations de terrain semblent indiquer que ces lentilles de sulfures massifs à semi-massifs sont globalement stratiformes. À l'échelle de la ceinture, les niveaux minéralisés sont orientés NE-SW, parallèlement au litage et à la fabrique régionale S2. Certains de ces amas sulfurés montrent des faciès bréchiques, avec des fragments lithiques plus ou moins arrondis parfois pluricentimétriques (photo 52, annexe 2). Certains sulfures massifs n'indiquent aucune évidence de déformation interne. De plus, certains d'entre eux contiennent des fragments lithiques très arrondis, malgré la déformation souvent intense des roches adjacentes. Ces caractéristiques laissent supposer qu'une partie des sulfures massifs s'est formée de façon synchrone à la mise en place des coulées magmatiques voisines. La présence de fragments lithiques, aux imprégnations de sulfures non continues dans la matrice, indique le caractère synvolcanique d'une partie de ces amas sulfurés. Entre les fragments lithiques, la matrice est en majorité composée de pyrrhotite et de pyrite. La pyrite forme dans certains cas des cristaux fracturés et des fragments de cristaux, qui sont cimentés par

une gangue à pyrrhotite. La pyrrhotite caractérise également le remplissage de fractures radiales en bordure de niveaux quartziques et quartzofeldspathiques.

L'indice d'or du Lac Marcaut (Riopel, 1994; site 3, figure 13 et tableau 1) représente le type le plus connu de minéralisation volcanogène. En affleurement, il se présente sous la forme d'une bande rouillée stratiforme, orientée ENE-WSW, d'environ 80 m de longueur et 30 cm à 1,5 m de largeur (photo 53, annexe 2). L'indice est encaissé par des sulfures massifs à semi-massifs intercalés dans des basaltes coussinés et des roches pyroclastiques fortement chloritisées. Les sulfures observés sont la pyrrhotite (40 à 90 %), la pyrite (40 à 50 %), la chalcopryrite (1 %), la galène (1 %) et des traces d'arsénopyrite. Dans les sulfures massifs, on observe fréquemment des nodules et des fragments arrondis de quartz et de pyrite (1 à 5 cm). L'encaissant de la zone minéralisée contient également des veinules de sulfures, interprétées comme le produit de la remobilisation des sulfures massifs, lors de la déformation. La meilleure intersection minéralisée a été observée en forage et a donné 8,37 g/t Au sur

3, 9 m (Riopel, 1994). Tous les sondages contenaient plus de 5 g/t Ag (4,8 à 83 g/t Ag).

Les échantillons d'amas de sulfures massifs ou semi-massifs qui ont révélé des teneurs indicelles ou anormales en métaux de base et précieux sont exclusivement localisés dans la partie centrale de la Ceinture de Colomb-Chaboullié, entre le lac Colomb à l'ouest et la route de la Baie-James à l'est (sites 3, 15, 16, 17, 18 et 19, figure 13). À l'exception de quelques affleurements localisés à l'est de la route de la Baie James, c'est dans cette portion centrale de la ceinture que la majeure partie des amas de sulfures massifs à semi-massifs a d'ailleurs été observée. La plupart des affleurements caractérisés par la présence d'amas de sulfures massifs et semi-massifs se répartissent le long d'une bande de haut magnétique, assez étroite (jusqu'à environ 500 m d'épaisseur), orientée NE-SW et localisée au sein de l'unité des roches volcaniques mafiques Acch1. Parmi ces échantillons, deux ont fourni des teneurs indicelles en Au. L'échantillon présentant la plus forte teneur en or à 1030 ppb (site 15, figure 13 et tableau 2) provient d'un amas métrique de sulfures massifs et semi-massifs laminés, à pyrrhotite et chalcopryrite, contenant jusqu'à 15 % de fragments lithiques (photo 54, annexe 2). Le deuxième échantillon provient du site de l'indice d'or du Lac Marcaut et il a révélé 502 ppb d'or (site 3, figure 13 et tableau 1). La plupart des analyses d'échantillons de sulfures massifs (photo 55, annexe 2) ont donné des teneurs élevées en argent, de 3 à 73 g/t (tableau 1).

En plus des indices et des anomalies en métaux précieux, quelques analyses d'échantillons de sulfures massifs à semi-massifs ont révélé des teneurs anormales en Cu. Un échantillon provenant d'un niveau de sulfures massifs à semi-massifs prélevé à environ 1,5 km au nord du lac Colomb a fourni 0,15 % Cu (site 19 et annexe 2, figure 13 et tableau 2, annexe 1). Parallèlement, un échantillon prélevé au sein d'une zone rouillée contenant environ 10 % de sulfures disséminés, au sein d'une coulée mafique a révélé 0,12 % Cu et 0,5 % Zn (site 20, figure 13 et tableau 2).

Minéralisations aurifères associées à des zones de déformation

Les zones de cisaillement associées à la phase de déformation D2 forment, à l'échelle de la Ceinture de Colomb-Chaboullié, un réseau anastomosé, rouillé par endroits (photo 56, annexe 2). Des veines de quartz centimétriques déformées, plissées et boudinées, se sont mises en place dans ces zones de cisaillement caractérisées par une forte altération en chlorite et une silicification importante. Les observations de terrain montrent qu'il existe une forte corrélation entre les corridors de déformation et la présence de pyrite et d'arsénopyrite disséminés dans les veines ou dans l'enveloppe des zones de cisaillement. Cet environnement présente ainsi plusieurs caractéristiques des minéralisations de type orogénique (Groves *et al.*, 1998).

L'indice Lac Colomb-SO est le plus connu de ce type de minéralisation (site 4, figure 4 et tableau 1). L'affleurement

minéralisé mesure 25 m de longueur et 1 m de largeur. La minéralisation est associée à un réseau de veines de quartz centimétriques, encaissé dans une zone de déformation qui recoupe des roches intrusives mafiques silicifiées, séricitiques et riches en anthophyllite. Un échantillon choisi a donné jusqu'à 0,95 % Cu et 2,5 g/t Au (Smith, 1991).

L'indice 15-DB-1056 (site 21, figure 13 et tableau 2), découvert lors de nos travaux, se trouve dans un corridor de déformation métrique qui traverse une roche volcanique mafique, amphibolitisée, chloritisée et silicifiée (photo 57, annexe 2). Un échantillon rouillé contenant 2 % de sulfures, a révélé une teneur en or de 6,89 g/t.

Un autre échantillon provenant d'un niveau de sulfures semi-massifs centimétriques et laminés (photo 58, annexe 2), localisé dans une zone de cisaillement décimétrique, a révélé des teneurs de 35 g/t Ag et des teneurs anormales en Cu (site 17, figure 13 et tableau 2).

Minéralisations en terres rares associées à des intrusions alcalines

La Syénite de Biteau (Abit) forme deux masses ovoïdes bien visibles sur les cartes aéromagnétiques et sur lesquelles se superposent les lacs Rodayer et Chaboullié. La Syénite de Biteau recoupe la totalité des unités archéennes de la Ceinture de Colomb-Chaboullié et de la Sous-province d'Opatca. Les analyses géochimiques des différents faciès de cette unité ont fourni des teneurs anormales en terres rares (tableau 2).

L'échantillon qui a révélé la teneur la plus élevée en terres rares, 793 ppm ETR totales, est une syénite à phénocristaux de microcline rose perthitique (site 22, figure 13 et tableau 2).

Un deuxième échantillon de syénite (site 23, figure 13), montrant une foliation magmatique soulignée par l'alignement de la hornblende et de la biotite, a donné 523 ppm en terres rares (tableau 2). La roche contient jusqu'à 15 % de minéraux ferromagnésiens essentiellement représentés par du clinopyroxène.

Un troisième échantillon (site 24, figure 13) a montré des teneurs anormalement élevées en terres rares (721 ppm ETR totales, tableau 2). Cet échantillon ne provient pas directement de la Syénite de Biteau, mais d'un affleurement de diorite localisé à environ 500 m à l'est de la syénite. Nous l'avons donc associé à l'enveloppe de la Syénite de Biteau en raison de sa proximité.

Formations de fer

Nos travaux et ceux de Remick (1963) montrent que la Ceinture de Colomb-Chaboullié contient des formations de fer rubanées et des horizons de quartzite riches en magnétite (photo 34, annexe 2), assignés à l'unité Acch6, bien visibles sur les cartes aéromagnétiques. Ces minéralisations sont observées à l'extrémité sud-ouest de la Ceinture de Colomb-Chaboullié. La banque de données COGÎTE contenait

quatre indices de formations de fer : Rivière Lepalier, Lac Gruet, Lac Audru et Lac Trémolite (figure 13, sites 5, 6 et 7, et tableau 1), compilés à partir de données de cartographie de reconnaissance de Remick (1963). Nos travaux de terrain montrent que l'indice Trémolite n'appartient pas à la catégorie des formations de fer. Il est plutôt associé aux niveaux riches en magnétite des filons-couches de gabbro du Groupe de Colomb-Chaboullié (unité Acch4). Les autres indices de formation de fer ne présentent pas d'épaisseurs suffisantes pour constituer une ressource économique en fer, et aucune analyse chimique de ces indices n'est disponible. Les analyses des échantillons de formation de fer au faciès des sulfures prélevés au cours de nos travaux n'ont pas rapporté de valeurs anormales ou indicelles en métaux. Il est donc proposé de supprimer ces indices de formation de fer de la Banque de données des gisements métallifères du SIGÉOM.

Pegmatites à béryl

Trois indices de béryllium sont répertoriés dans le SIGÉOM : 1) Lac des Pointes; 2) Lac Marcaut; et 3) Lac Masayaqui (figure 13, sites 8, 9 et 10 et tableau 1). Ces indices sont associés à des intrusions de pegmatite à deux micas (biotite et muscovite) contenant 1 % de cristaux de béryl disséminés (Remick, 1963). Les plus gros cristaux de béryl mesurent 1 à 2 cm de longueur. Ce type de pegmatite est observé le long de la Ceinture de Colomb-Chaboullié, mais les corps les plus minéralisés sont distribués le long du contact entre les paragneiss de la Sous-province de Nemiscau, au nord, et les assemblages volcaniques de la Ceinture Colomb-Chaboullié, au sud.

Nos travaux de terrain ont permis d'identifier une autre intrusion de pegmatite contenant 1 à 2 % de cristaux de béryl. Cette pegmatite contient également de la muscovite et du grenat, et affleure le long de la bordure sud de la Ceinture de Colomb-Chaboullié (site 25, figure 13 et tableau 2). Sur l'affleurement, la pegmatite montre un litage magmatique caractérisée par une variation de la taille des grains (photo 59, annexe 2). Les béryls apparaissent en cristaux vert jaune pâle centimétriques par endroits idiomorphes (photo 60, annexe 2).

CONCLUSION

Les travaux réalisés en 2015 dans le secteur du lac Rodayer (région des lacs Chaboullié et Colomb) ont permis de préciser la nature, la structure et la signature métallogénique des unités stratigraphiques d'une région clé qui est située à cheval entre deux sous-provinces archéennes du Supérieur, les sous-provinces de Nemiscau et d'Opatoca.

Dans la partie nord de la région, la Sous-province de Nemiscau est composée d'unités métasédimentaires appartenant au Groupe de Rupert. La plupart de ces unités sont

variablement migmatitisées et injectées par différentes intrusions syntectoniques de granite d'anatexie à deux micas (biotite et muscovite), à grenat et à tourmaline. Au sud, la Sous-province d'Opatoca est constituée d'un ensemble de roches intrusives de composition tonalitique à dioritique, variablement déformées, appartenant au Pluton du Lac Rodayer et au Complexe de Théodat. Ces tonalites et diorites sont recoupées par des intrusions de granodiorite et de granite, localement pegmatitiques, syn- à tardi-tectoniques. L'ensemble est recoupé par la Syénite de Biteau, une nouvelle unité lithodémique qui se présente sous la forme de deux masses ovoïdes sur lesquelles se superposent les lacs Rodayer et Chaboullié. Entre les unités du Groupe de Rupert et les roches plutoniques d'Opatoca, le Groupe de Colomb-Chaboullié forme une ceinture volcano-sédimentaire, étroite et orientée NE-SW à E-W sur une longueur d'environ 70 km. De la base au sommet de l'empilement stratigraphique, le Groupe de Colomb-Chaboullié se compose de roches volcaniques mafiques, intermédiaires, et felsiques sur lesquelles reposent de roches sédimentaires, notamment des quartzites, des formations de fer et des conglomérats polygéniques. Les unités volcaniques sont recoupées par des intrusions mafiques et ultramafiques, qui se présentent sous la forme de sills d'extension kilométrique.

À l'échelle de la région cartographiée, les conditions métamorphiques sont assez homogènes. Les roches métasédimentaires de la Sous-province de Nemiscau montrent des conditions de haute température et basse pression. Les assemblages minéralogiques fréquemment rencontrés contiennent de la biotite, de la cordiérite et du grenat. Dans l'Opatoca, les modes de déformation du quartz et du feldspath impliquent également des conditions métamorphiques au moins associées au faciès des amphibolites. Cependant, les conditions métamorphiques au sein de la Ceinture de Colomb-Chaboullié sont généralement de plus bas grade et caractéristiques du faciès des schistes verts. L'actinotrémolite, la chlorite et l'épidote représentent les minéraux les plus communs des roches volcaniques mafiques et intermédiaires du Groupe de Colomb-Chaboullié.

Nos observations de terrain semblent indiquer que la région a été principalement affectée par deux phases de déformation, D2 et D3. La phase D2 est pénétrative à l'échelle régionale. Elle est caractérisée par une foliation migmatitique principalement orientée E-W dans les unités du Groupe de Rupert, et une schistosité généralement à fort pendage et d'orientation E-W à NE-SW dans la Ceinture de Colomb-Chaboullié. La phase D2 a produit les synformes synclinales dans les unités du Groupe de Colomb-Chaboullié. Dans la Sous-province d'Opatoca, la foliation S2 montre des trajectoires et des pendages plus variables, mais qui semblent indiquer une géométrie en « dômes et bassins », avec des traces de plans axiaux d'orientation moyenne E-W. La Zone de cisaillement du Lac Colomb (ZCLC), qui marque la bordure sud de la Ceinture de Colomb-Chaboullié et que nous interprétons comme marquant le contact entre les Sous-provinces de Nemiscau et d'Opatoca, représente

probablement une structure dont le développement est contemporain de la déformation régionale D2. Les linéations minérales et d'étirement L2 à fort plongement qui ont été mesurées le long de la ZCLC et plus généralement dans l'ensemble de la Ceinture de Colomb-Chaboulié, semblent indiquer que la phase de déformation D2 est principalement associée à des mouvements verticaux de la matière crustale. La phase de déformation tardive D3, qui est associée à des mouvements horizontaux, est localisée en particulier le long de corridors de déformation plus ou moins larges. La Zone de cisaillement de la Rivière Nottaway (ZCRN), qui affecte les unités du coin SW de la région cartographiée, correspond à un corridor de déformation typique de la phase D3. La ZCRN dont la cinématique est décrochante dextre, recoupe ou réemprunte en partie la ZCLC et elle limite les unités du Groupe de Colomb-Chaboulié à l'ouest.

Le levé de l'été 2015 et les travaux statutaires ont permis de documenter six principaux contextes de minéralisation dans la région cartographiée : 1) des minéralisations en Ni-Cu-EGP associées aux intrusions mafiques et ultramafiques entre les lacs Chaboulié et Colomb; trois nouveaux indices en Pd et en Ni viennent s'ajouter aux indices connus de Ni-Cu de Horden et du Lac Davreau; 2) des minéralisations polymétalliques volcanogènes Au-Cu-Ag associées à des lentilles ou des amas centimétriques à métriques des sulfures massifs et semi-massifs; un indice d'Ag et deux indices d'Ag s'ajoutent à l'indice d'or du Lac Marcaut; 3) des minéralisations aurifères associées à des zones de déformation; un nouvel indice à 6,9 g/t Au a été découvert au SW du lac Colomb; 4) des minéralisations en terres rares associées à la Syénite de Biteau; 5) des formations de fer; et 6) des pegmatites à beryl.

RÉFÉRENCES

- AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, 2005 – North American stratigraphic code. The American Association of Petroleum Geologist Bulletin; volume 89, No. 11, pages 1547-1591.
- ASHWORTH, J.R., 1986 – Myrmekite replacing albite in prograde metamorphism; *American Mineralogist*, volume 71, pages 895-899.
- BANDYAYERA, D. – GOUTIER, J. – BURNIAUX, P., 2014 – Géochimie des roches volcaniques et intrusives de la région des lacs Guyer et Nochet, Baie-James. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RP 2014-03, 29 pages.
- BEAUMIER, M. – KIROUAC, F., 1996a – Série de cartes géochimiques couleur. Échantillonnage des sédiments de lac. Région du lac Nemiscau (SNRC 32N). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-22, 33 pages.
- BEAUMIER, M. – KIROUAC, F., 1996b – Série de cartes géochimiques couleur. Échantillonnage des sédiments de lac. Région du lac Evans (SNRC 32K). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-23, 33 pages.
- BENN, K. – SAWYER, E.W. – BOUCHEZ, J.L., 1992 – Orogen parallel and traverse shearing in the Opatoca belt, Québec: implications for the structure of the Abitibi Subprovince. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2429-2444.
- BRISSON, H. – GOSSELIN, C. – BEAUMIER, M. – DION, D.-J. – GAULIN, R. – LEFEBVRE, D., 1997a – Géologie de la région du ruisseau Lucky Strike (SNRC 32J/12). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-10, 25 pages.
- BRISSON, H. – GOSSELIN, C. – BEAUMIER, M. – DION, D.-J. – GAULIN, R. – LEFEBVRE, D., 1997b – Géologie de la région du lac Assinica (SNRC 32J/11). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-11, 32 pages.
- BRISSON, H. – GOSSELIN, C. – FALLARA, F. – GAULIN, R. – DION, D.-J., 1998a – Géologie de la région du lac Evans (SNRC 32K/15). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-06, 23 pages.
- BRISSON, H. – GOSSELIN, C. – FALLARA, F. – GAULIN, R. – DION, D.-J., 1998b – Géologie de la région du lac Théodat (SNRC 32K/16). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-07, 24 pages.
- BUCHAN, K.L. – GOUTIER, J. – HAMILTON, M.A. – ERNEST, R.E. – MATTHEWS, W.A., 2007 – Paleomagnetism, U-Pb geochronology, and geochemistry of Lac Esprit and other dyke swarms, James Bay area, Québec, and implications for paleoproterozoic deformation of the Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 44, pages 643-664.
- CARD, K.D., 1990 – A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research*; volume 48 pages 99-156.
- CARD, K.D. – CIESIELSKI, A., 1986 – DNAG #1 Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geosciences Canada*; volume 13, pages 5-13.
- CHAPPEL, B.W. – WHITE, A.J.R., 1974 – Two contrasting granite types; *Pacific Geology*, volume 8, pages 173-174.
- CHOWN, E.H., 1971 – Région de Tichégami. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 146, 37 pages.
- CIESIELSKI, A., 1998 – Compilation géologique de la partie orientale de la Province du Supérieur (Québec). Commission géologique du Canada. Dossier Public 3580. Échelle 1/1 000 000.
- DAIGNEAULT, R., 1996 – Couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-33, 140 pages.
- DAVIS, W.J. – SAWYER, E. – MACHADO, N. – GARIÉPY, C. – BENN, K., 1992 – U-Pb geochronology of plutonism and metamorphism in the Opatoca belt: initial results. *Lithoprobe, Report 33*, pages 147-149.
- DAVIS, W.J. – GARIÉPY, C. – SAWYER, E.W., 1994 – Pre-2.8 Ga crust in the Opatoca gneiss belt: A potential source of detrital zircons in the Abitibi and Pontiac subprovinces, Superior Province, Canada. *Geology*; volume 22, pages 1111-1114.
- DAVIS, W.J. – MACHADO, N. – GARIÉPY, C. – SAWYER, E.W. – BENN, K., 1995 – U-Pb geochronology of the Opatoca tonalite-gneiss belt and its relationship to the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 32, pages 113-127.

- D'AMOURS, I. – INTISSAR, R., 2011 – Levé magnétique aéroporté dans le secteur du lac Evans, Baie-James. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2011-02, 8 pages, 92 plans.
- D'AMOURS, I. – INTISSAR, R., 2012 – Levé magnétique aéroporté dans le secteur du lac Evans, Baie-James. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2012-01, 8 pages, 66 plans.
- DAOUDENE, Y. – LECLERC, F. – TREMBLAY, A., 2016 – Une histoire tectono-métamorphique commune et de longue durée pour les sous-provinces d'Abitibi et d'Opatika, Province du Supérieur, Québec, Canada. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; MB 2016-01, 43 pages.
- EASTON, R.M., 2009 – A guide to the application of lithostratigraphic terminology in Precambrian terrains. *Stratigraphy*; volume 6, number 2, pages 117-134.
- FROST, B.R. – BARNES, C.G. – COLLINS, W.J. – ARCULUS, R.J. – ELLIS, D.J. – FROST, C.D., 2001 – A geochemical classification for granitic rocks; *Journal of Petrology*, volume 42, pages 2033-2048.
- GAPAIS, D. – BARBARIN, B., 1986 – Quartz fabric transition in cooling syntectonic granite (Hermitage massif, France); *Tectonophysics*, volume 124, pages 357-370.
- GILLAIN, P.R., 1964 – Rapport géologique sur la région du lac Naquiperdu, Territoires de Mistassini et d'Abitibi. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 178, 10 pages, 1 carte (échelle 1/31 680).
- GILLAIN, P.R., 1965 – Géologie de la région du lac Naquiperdu, Territoires de Mistassini et d'Abitibi. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 525, 40 pages, 1 carte (échelle 1/63 360).
- GILLAIN, P.R. – REMICK, J.H., 1963 – Région de Fort-Rupert. Ministère des Richesses naturelles, Québec; carte 1510 (échelle 1/556 880).
- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.-C. – DAVIS, D.W. – DAVID, J. – PARENT, M., 2002 – Géologie de la région du lac Guyer (33G/05, 33G/06 et 33G/11). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-15, 53 pages.
- GROVES, D.I. – GOLDFARB, R.J. – GEBRE-MARIAM, M. – HAGEMANN, S.G. – ROBERT, F., 1998 – Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types; *Ore Geology Reviews*, volume 13, pages 7-27.
- HAMILTON, M.A., 2009 – Datation isotopique (U-Pb) d'un diabase de l'Essaim de dykes de Mistassini. Rapport statutaire déposé au Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; MB 2009-17, 13 pages.
- HEAMAN, L., 1997 – Global mafic magmatism at 2.45 Ga: Remnants of ancient large igneous province. *Geology*; volume 25, pages 299-302.
- HOCQ, M., 1994 – La Province du Supérieur. *Dans* : Géologie du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM 94-01, pages 7-20.
- JENSEN, L.S., 1976 – A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines; Miscellaneous, paper 66, 22 pages.
- LE MAITRE, R.W. – BATEMAN, P. – DUDEK, A. – KELLER, J. – LAMEYRE, J. – LE BAS, M.J. – SABINE, P.A. – SCHMID, R. – SORENSEN, H. – STRECKEISEN, A. – WOOLEY, A.R. – ZANETTIN, B., 1989 – A classification of igneous rocks and glossary of terms; Blackwell, Oxford.
- LUDDEN, J. – GÉLINAS, L. – TRUDEL, P., 1982 – Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Québec. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 19, pages 2276-2287.
- MACLEAN, W.H. – BARRETT, T.J., 1993 – Litho-geochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*; volume 48, pages 109-133.
- MAINPRICE, D. – BOUCHEZ, J.L. – BLUMENFELD, P. – TUBIA, J.M., 1986 – Dominant c-slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature; *Geology*, volume 14, pages 819-822.
- MANIAR, P.D. – PICCOLI, P.M., 1989 – Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*; volume 101, pages 635-643.
- MCDONOUGH, W.F. – SUN, S.S., 1995 – The composition of Earth. *Chemical Geology*; volume 120, pages 223-254.
- MER, 1986 – Code stratigraphique nord-américain. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-02, 74 pages.
- MIDDLEMOST, E.A.K., 1985 – Magmas and magmatic rocks. An introduction to igneous petrology. Longman, London, New York, 266 pages.
- MORIN, R. 1998a – Géologie de la région du lac Ouagama (SNRC 32K/11). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-15, 18 pages.
- MORIN, R. 1998b – Géologie de la région de Chute aux Iroquois (SNRC 32K/12). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-16, 15 pages.
- O'CONNOR, J.T., 1965 – A classification for quartz rich igneous rocks based on feldspar ratio. U.S. Geological Survey; Professional Paper 525-b, pages 79-84.
- PEARCE, J.A., 1983 – The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate boundaries. *In*: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (editors), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Nantwich, Shiva, pages 230-249.
- PEARCE, J.A., 2007 – Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for archaic oceanic crust. *Lithos*; volume 100, pages 14-48.
- PEARCE, T.H. – HARRIS, B.W. – TINDLE, A.G., 1984 – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Geology*; volume 25, pages 956-983.
- PEARSON, W.N. – TRINDER, I.A. – HENDERSON, D.N. – WAHL, D.G., 1993 – Prefeasibility study, Horden lake deposit, Québec. Mines Nemiscau, rapport statutaire déposé au Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 53039, 118 pages.
- PECCERILLO, A. – TAYLOR, S.R., 1976 – Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey; *Contribution to Mineralogy Petrology*, volume 58, pages 63-81.
- PERCIVAL, J.A., 2007 – Geology and metallogeny of the Superior Province, Canada. *In*: Goodfellow, W.D. (editor), *Mineral resources of Canada: A synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of Provinces, and exploration methods*. Geological Association of Canada; Special Publication No. 5, pages 903-928.

- PERCIVAL, J.A. – MORTENSEN, J.K. – STERN, R.A. – CARD, K.D. – BEGIN, N.J., 1992 – Giant granulite terrane of northeastern Superior Province: The Ashuanipi Complex and Minto block; Canadian Journal of Earth Sciences, volume 29, pages 2287-2308.
- PERCIVAL, J.A. – SKULSKI, T. – SANBORN-BARRIE, M. – STOTT, G.M. – LECLAIR, A.D. – CORKERY, M.T. – BOILY, M., 2012 – Geology and tectonic evolution of the Superior Province, Canada. Chapter 6. *In*: PERCIVAL, J.A., Cook, F.A., Clowes, R.M. (editors), Tectonic Styles in Canada: The Lithoprobe perspective. Geological Association of Canada; Special Paper 49, pages 321-378.
- REMICK, J.H., 1963 – Géologie de la région de Colomb-Chaboullié-Fabulet, Territoire d'Abitibi. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 514, 29 pages, 3 plans.
- REMICK, J.H. – AHMEDALI, S.T., 1974 – Cartes annotées de la région de Fort Rupert (Nouveau Québec). Ministère des richesses naturelles, Québec; DP 274, 22 cartes.
- RIOPEL, J., 1994 – Rapport technique des travaux, campagne 1994, Propriété lac Marcaut. Cambiex Exploration, rapport statutaire déposé au Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 53629, 328 pages.
- ROSS, P.S. – BÉDARD, J.H., 2009 – Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. Canadian Journal of Earth Science; volume 46, pages 823-839.
- SAWYER, E.W., 1998 – Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking: The significance of diatexites. Journal of Petrology, volume 39, pages 1147-1167.
- SAWYER, E.W. – BENN, K., 1992 – Geochemistry, metamorphism and structure of the Opatoca Belt. Lithoprobe, Abitibi-Grenville Transect, report 25; pages 159-162.
- SAWYER, E.W. – BENN, K., 1993 – Structure of high grade Opatoca and adjacent low-grade Abitibi subprovince, Canada: an Archean mountain front. Journal of structural geology, volume 15, pages 1443-1458.
- SCHMID, S.M. – CASEY, M., 1986 – Complete fabric analysis of some commonly observed quartz C-axis pattern; Geophysical Monograph, volume 36, pages 263-286.
- SHAND, S.J., 1974 – Eruptive rocks: their genesis, composition, classification, and their relation to ore deposits. John Wiley and Sons, New York; 488 pages.
- SHERVAIS, J.W., 1982 – Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planetary Science Letters; volume 57, pages 101-118.
- SMITH, P.H., 1991 – Geological reconnaissance, lac Colomb property. Kingswood Explorations, rapport statutaire déposé au Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 51485, 20 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 (4), pages 325-343.
- WOOD, D.A., 1980 – The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth and Planetary Science Letters; volume 50, pages 11-30.

ANNEXE 1 – Tableaux

TABLEAU 1 - Description sommaire des principaux sites d'intérêt économique du secteur du lac Rodayer connus avant nos travaux. Les numéros font référence aux sites localisés à la figure 13.

Site	Nom du gîte, de l'indice ou de l'anomalie	Feuillet SNRC	Localisation (zone 18, NAD83)	Description	Teneurs	Références
Indices et anomalies associés à des intrusions mafiques et ultramafiques						
1. Minéralisations Ni-Cu-EGP magmatiques						
1	Horden	32K13	303440E 5646618N	Le gîte Horden a été découvert en 1962-1963 par sondage d'une anomalie géophysique. Il renferme des sulfures massifs et disséminés distribués sous la forme de lentilles, localisées à l'interface entre des métagabbros au nord et des roches quartzofeldspathiques, interprétées comme des roches métasédimentaires, au sud.	1 238 333 tonnes probables à 1,91 % Cu et 0,4 % Ni	Pearson <i>et al.</i> , 1993; GM 53039
2	Indice Lac Davreau	32K13	305827E 5650379N	Le gîte a été découvert en 1991. La minéralisation se présente à la fois dans une zone de cisaillement riche en chalcopryrite recoupant un gabbro, et dans un gabbro massif renfermant entre 1 et 10 % de chalcopryrite et de pyrite disséminées.	Valeurs maximales obtenues à partir de trois échantillons choisis : 1,41 % Cu, 0,33 % Ni et 0,23g/t Au	Smith, 1991; GM 51485
Indices et anomalies associés aux roches volcaniques de la ceinture de Colomb-Chaboulié						
2. Minéralisation polymétallique volcanogène - Amas sulfurés à Au - Cu - Ag						
3	Indice d'or du Lac Marcaut	32N04	316595E 5662113N	Cet indice renferme des sulfures massifs composés de pyrrhote et de pyrite, et d'un peu de chalcopryrite et de galène. Ces sulfures massifs forment une bande stratiforme rouillée et intercalée dans des laves mafiques coussinées et pyroclastiques. Cette bande s'étend sur environ 80 m en direction ENE-WSW sur une largeur variant entre 1,5 cm et 30 cm.	La meilleure valeur obtenue en forage a fourni 8,37 g/t Au sur 3,9 m. Présent rapport : 502 ppb Au; 13 à 14 ppm Ag	GM 53629
3. Minéralisations aurifères de type orogénique						
4	Indice Lac Colomb-SO	32K13	306852E 5652854N	Affleurement découvert en 1991, formé d'une roche intrusive mafique amphibolitisée, recoupée par un réseau de veines de quartz centimétriques minéralisées en sulfures, pyrite et chalcopryrite disséminées. L'altération de cette zone consiste en antophyllite et en une silification importante.	Deux échantillons choisis ont fourni jusqu'à 0,95 % Cu et 2,5 g/t Au	Smith, 1991; GM 51485
Minéralisation associée aux formations de fer						
5. Formations de fer rubanées						
26	Rivière Lepalier	32K13	295327E 5642529N	Formation de fer rubanée au faciès des oxydes, caractérisée par une alternance de rubans de quartzite et de magnétite massive.	-	RP 514
27	Lac Gruet	32K13	299607E 5644619N	Formation de fer rubanée au faciès des oxydes, caractérisée par une alternance de rubans de quartzite et de magnétite massive.	-	RP 514
28	Lac Audru	32K13	300177E 5645529N	Formation de fer rubanée au faciès des oxydes, caractérisée par une alternance de rubans de quartzite et de magnétite massive, contenant 1 % de sulfures disséminés.	-	RP 514
Gîte et indices de substances non métalliques						
6. Pegmatites à béryl						
8	Lac des Pointes	32K13	293907E 5642929N	Dyke de pegmatites à béryl, découvert par cartographie en 1962. Ce dyke recoupe une séquence de paragneiss.	Environ 0,1 % de béryl dans le dyke	RP 514
9	Indice Lac Marcaut	32N04	320752E 5665629N	Affleurement de pegmatite à biotite-muscovite, contenant du béryl. Les plus gros cristaux de béryl mesurent de 1 à 3 cm. Ces cristaux sont disséminés dans la pegmatite.	-	RP 514
10	Indice Lac Masayaqui	32N03	334877E 5673329N	Affleurement non décrit où a été documenté du béryl.	-	Gillain, 1965; RP 525

ANNEXE 1 – Tableaux (suite)

TABLEAU 2 - Description sommaire des principaux sites d'intérêt économique du secteur du lac Rodayer découverts au cours de nos travaux. Les numéros font référence aux sites localisés à la figure 13.

Site	Nom indice / n° affleurement	Feuillet SNRC	Localisation (zone 18, NAD83)	Description	Teneurs (analyses MERN)
Indices et anomalies associés à des intrusions mafiques et ultramafiques					
1. Minéralisations Ni-Cu-EGP magmatiques					
8	15-SM-5080	32K13	305361E 5650277N	L'échantillon analysé est un gabbro mélanocrate massif, à grain moyen et non déformé. Ce gabbro contient 1 à 5 % de sulfures disséminés. L'affleurement est localisé à proximité de la Zone de cisaillement du Lac Colomb.	2520 ppm Ni; 797 ppb Pd; 251 ppb Pt
9	15-SM-5164	32K13	305902E 5651028N	L'affleurement est situé près de la Zone de cisaillement du Lac Colomb et est composé d'un gabbro à grain moyen et grossier, non déformé. Ce gabbro contient environ 5 % de sulfures disséminés.	150 ppb Au; 568 ppb Pd; 167 ppb Pt; 0,43 % Cu
10	15-RP-6138	32K13	306739E 5651909N	Affleurement de gabbro très déformé contenant environ 1 % de sulfures disséminés (chalcopryrite et pyrrhotite).	141 ppb Au; 529 ppb Pd; 193 ppb Pt; 0,18 % Cu
11	15-AN-3115	32N04	307975E 5653448N	Gabbro fortement chloritisé et déformé, contenant environ 1 % de sulfures disséminés.	0,33 % Cu; 192 ppb Au; 90,5 ppb Pd
12	15-SM-5078	32K13	305964E 5650499N	Pyroxénite contenant environ 5 % de pyrrhotite et chalcopryrite disséminées et en veinules. Affleurement localisé au voisinage de l'indice du Lac Davreau.	0,16 % Cu
13	15-AN-3049	32K113	304535E 5648801N	Niveau rouillé avec environ 2 % de sulfures disséminés dans une pyroxénite.	0,13 % Cu
Anomalie en vanadium					
14	15-AN-3150	32K13	308268E 5639523N	Gabbro homogène et massif contenant environ 2 % de pyrrhotite.	0,1 % V
Indices et anomalies associés aux roches volcaniques de la Ceinture de Colomb-Chaboullié					
2. Minéralisations polymétalliques volcanogènes - Amas sulfurés à Au - Cu - Ag					
15	15-RP-6132	32N04	314711E 5660996N	Les 4 échantillons analysés sont issus d'un amas métrique de sulfures massifs et semi-massifs à grain fin, laminés et contenant jusqu'à 15 % de fragments lithiques. Les sulfures comprennent de la pyrrhotite et de la chalcopryrite.	1030 ppb Au; 4 ppm Ag; 0,03 % Cu
16	15-DB-1080	32N04	315337E 5661889N	L'échantillon analysé montre une alternance de niveaux centimétriques de sulfures massifs et semi-massifs. Il provient d'un amas sulfuré compris dans des basaltes très déformés.	73 ppm Ag
17	15-YD-2130	32N04	320849E 5664198N	L'échantillon a été prélevé dans un niveau centimétrique de sulfures semi-massifs à pyrite, à pyrrhotite et à chalcopryrite, au sein d'une zone de cisaillement décamétrique très rouillée.	35 ppm Ag; 0,03 % Cu
18	15-AN-3122	32N04	321044E 5664737N	Sulfures massifs et bréchiques à pyrite et pyrrhotite.	379 ppb Au; 3 ppm Ag
19	15-DB-1078	32N04	315296E 5661887N	Niveau de sulfures massifs à semi-massifs dans des roches volcaniques intermédiaires à felsiques.	0,15 % Cu
20	15-YD-2035	32K13	299417E 5645524N	Niveau rouillé à 10 % de sulfures disséminés dans une coulée mafique.	0,12 % Cu; 0,5 % Zn; 3 ppm Ag
3. Minéralisations aurifères de type orogénique					
21	15-DB-1056	32N04	305109E 5654476N	L'échantillon analysé provient d'un basalte amphibolitisé, rouillé et déformé au sein d'un corridor de déformation métrique. Quelques veines de quartz centimétriques, plissées et boudinées, recoupent le basalte.	6890 ppb Au; 20600 ppm As
Anomalies associées à la Syénite de Bifeau et roches associées (Abit)					
4. Potentiel en terres rares					
22	15-AN-3146	32K13	311846E 5635711N	Syénite contenant 5 à 10 % de porphyres de feldspath potassique. Des faciès de monzogabbro sont observés en périphérie de l'affleurement de syénite	793 ppm TR
23	15-AN-3061	32K13	309767E 5635549N	Syénite rose légèrement foliée contenant environ 15 % de minéraux mafiques.	523 ppm TR
24	15-SM-5046	32K13	314166E 5636693N	Diorite amphibolitisée, hématisée et déformée.	721 ppm TR
Gîtes de substances non métalliques					
6. Pegmatites à béryl					
25	15-AN-3154	32N04	316034E 5657578N	Roche pegmatitique litée en intrusion dans l'unité Acch4 du Groupe de Colomb-Chaboullié. Cette pegmatite contient de la muscovite, du grenat, entre 1 et 2 % de cristaux idiomorphes et centimétriques de béryl vert-jaune pâle.	-

Les teneurs en gras sont associées aux indices découverts au cours de nos travaux.

TABLEAU 3 - Résultats des analyses économiques et description sommaire des échantillons analysés.

SDGAC	N° échantillon/ indice/cible	SNRC	UTM nad 83, zone 18; Estant/Nordant		Description sommaire	Au ppb	Pt ppb	Pd ppb	Ag ppm	As %	Co %	Cu %	Ni %	Pb %	Zn %
63853	15-AN-3122-B1	32N04	321044	5664737	SF massifs (> 65 % PY+PO); la roche est bréchique, localisé à 10 m de 3122B2	75	1,1	3,7	3	0,22	0,014	0,024	0,041	< 0,003	0,007
63854	15-AN-3122-B2	32N04	321044	5664737	SF semi-massifs dans un niveau rouillé de basalte	348	0,7	3,2	< 3	0,37	0,004	0,06	0,006	< 0,003	0,033
63855	15-AN-3122-B3	32N04	321044	5664737	Formation de fer; lamines de SF interlitées avec des rubans mafique	379	0,7	3,7	< 3	1,73	0,027	0,019	0,024	< 0,003	0,013
63856	15-SB-4100-A	32K13	295301	5642567	Formation de fer silicaté très magnétique, contient un silicate verdâtre (grunérite?)	3	< 0,5	< 0,5	< 3	0,01	< 0,003	< 0,001	0,004	< 0,003	0,002
63857	15-SB-4100-B1	32K13	295301	5642567	Formation de fer très magnétique au faciès des oxydes	4	0,5	0,6	< 3	< 0,01	0,003	< 0,001	0,005	< 0,003	0,008
63858	15-SB-4100-B2	32K13	295301	5642567	Formation de fer très magnétique au faciès des oxydes; contient des veinules de quartz	4	< 0,5	0,6	< 3	< 0,01	< 0,003	< 0,001	0,005	< 0,003	0,004
63859	15-SB-4100-C	32K13	295301	5642567	Niveau rouillé à SF disséminés dans un quartzite	2	< 0,5	< 0,5	< 3	< 0,01	< 0,003	< 0,001	< 0,003	< 0,003	0,002
63860	15-SB-4154-C	32N03	338871	5668993	Niveau de schiste dans un basalte; contient environ 1 % de PY disséminée	2	< 0,5	< 0,5	< 3	< 0,01	0,005	0,015	0,007	< 0,003	0,007
63861	15-SB-4162-B	32N03	344002	5672430	Basalte épidotitisé et silicifié; PO disséminé (1 %) et en veinules	< 1	< 0,5	< 0,5	< 3	< 0,01	0,006	0,011	0,004	< 0,003	0,014
63862	15-SB-4179-A2	32N03	335846	5659872	Diorite épidotitisée et hématitisée; 1 % de SF disséminés	1	< 0,5	< 0,5	< 3	< 0,01	0,004	0,002	0,005	< 0,003	0,007
63863	15-SB-4184-B1 Indice Rivière Ouasouagami	32N03	327679	5668774	Tuf felsique; zone de SF massifs contenant 30 % de fragments de quartz subarrondis, indice Rivière Ouasouagami	14	0,8	1,1	< 3	< 0,01	0,004	0,005	0,006	< 0,003	0,019
63864	15-SB-4184-B4	32N03	327679	5668774	Tuf felsique; zone de SF semi-massifs 5 % de fragments felsiques	7	< 0,5	0,5	< 3	< 0,01	0,005	0,006	0,007	< 0,003	0,026
63865	15-SB-4184-B5	32N03	327679	5668774	Tuf felsique; SF semi-massifs contenant jusqu'à 40 % de clastes essentiellement felsiques montrant des courones d'altération hydrothermale	14	2,4	2,8	< 3	0,21	0,007	0,005	0,007	< 0,003	0,061
63866	15-SB-4184-B3	32N03	327679	5668774	Tuf felsique; SF semi-massifs contenant jusqu'à 20 % de clastes. Les clastes contiennent 5 % de SF disséminés ou en veinules	28	< 0,5	0,7	< 3	< 0,01	0,004	0,005	0,007	< 0,003	0,053
63867	15-SM-5164-A	32K13	305902	5651028	Gabbro fracturé et folié; 5 % de SF disséminés ou en plaquage	150	167	568	< 3	< 0,01	0,005	0,431	0,043	< 0,003	0,01
63868	15-SM-5177-A1	32N03	340315	5672042	Basalte; 1 à 3 % de SF disséminés (PO)	1	0,8	1,3	< 3	< 0,01	0,005	0,009	0,005	< 0,003	0,013
63869	15-SM-5177-A2	32N03	340315	5672042	Basalte rouillé; 5 % de SF (PY+PO) disséminés	1	0,7	0,7	< 3	< 0,01	0,004	0,031	0,003	< 0,003	0,017
63870	15-SM-5197-A	32K13	314402	5635498	Veinules de Qz +PY+PO millimétriques recoupant une diorite quartzifère très déformée	2	12,8	17,1	< 3	< 0,01	0,006	0,019	0,011	< 0,003	0,01
63871	15-SM-5199-B	32N03	357401	5671359	Enclave de volcanite intermédiaire dans une pyroxénite; 1 % de SF disséminés	1	< 0,5	< 0,5	< 3	< 0,01	0,004	0,029	0,004	0,01	0,006
63872	15-SM-5112-A2	32N03	331789	5661485	Diorite quartzifère, massif; 5 % de SF disséminés dans des zones silicifiées	1	< 0,5	< 0,5	< 3	< 0,01	0,003	0,024	< 0,003	< 0,003	0,009
63873	15-SM-5212-A1	32K13	331789	5661485	Niveau mafique minéralisé et rouillé dans une quartzite; 5 % de SF disséminés	8	< 0,5	1,5	< 3	< 0,01	< 0,003	0,004	0,004	< 0,003	0,017
63874	15-SM-5212-A2	32K13	331789	5661485	Niveau rouillé dans un quartzite; 5 % SF disséminés	1	< 0,5	< 0,5	< 3	< 0,01	< 0,003	0,002	< 0,003	< 0,003	0,002
63876	15-SM-5212-A3	32K13	331789	5661485	Quartzite rubané, alternance de rubans mafiques et cherteux; 1 % de SF	2	< 0,5	0,6	< 3	< 0,01	< 0,003	0,004	0,004	< 0,003	0,003
63877	15-RP-6148-A2	32N04	324749	5669035	Basalte silicifié, rouillé et déformé; 10 à 15 % de SF (PY,PO) finement disséminés	2	0,5	0,9	< 3	< 0,01	0,004	0,026	0,004	< 0,003	0,011
63878	15-RP-6148-A3	32N04	324749	5669035	Basalte silicifié, rouillé et déformé; 20 % de SF (PY,PO) finement disséminés	3	< 0,5	1,2	< 3	< 0,01	0,006	0,028	0,007	< 0,003	0,01
63879	15-RP-6159-A	32N03	343014	5670221	Basalte silicifié, chloritisé et rouillé; 7 % de SF disséminés	5	< 0,5	< 0,5	< 3	< 0,01	< 0,003	0,003	< 0,003	< 0,003	0,003
63880	15-RP-6161-A1	32N03	342292	5672253	Basalte rouillé; 1 % de SF disséminés	< 1	0,7	< 0,5	< 3	< 0,01	0,006	0,002	0,005	< 0,003	0,012
63881	15-RP-6161-A2	32N03	342292	5672253	Basalte rouillé	1	0,7	< 0,5	< 3	< 0,01	0,006	0,023	0,004	< 0,003	0,015
63882	15-DD-7021-A1	32K13	295758	5643551	Tuf intermédiaire schisteux; 2 % de SF disséminés	2	< 0,5	< 0,5	< 3	< 0,01	< 0,003	0,004	0,003	< 0,003	0,003
63883	15-DD-7022-C1	32K13	298603	5644062	Formation de fer à oxydes, très rouillé, bréchique	14	2,2	1,2	< 3	0,03	0,004	0,013	0,015	< 0,003	0,003
63884	15-DD-7022-C2	32K13	298603	5644062	Formation de fer à oxydes, très rouillé, bréchique	24	2	1,6	< 3	0,05	0,003	0,009	0,011	< 0,003	0,003
63961	15-RP-6138-A	32K13	306739	5651909	Gabbro massif, fracturé; 1 % SF (PO+CP) disséminés	141	193	529	0,5	0,015	0,057	0,179	0,077	0,015	0,059

ANNEXE 2 – Photographies



PHOTO 1 - Diorite foliée avec des niveaux de diorite gneissique à rubanée, Pluton du Lac Rodayer (unité Arod1).



PHOTO 2 - Amphibolite migmatitisée avec leucosomes blanchâtres contenant jusqu'à 10 % de grenat, Pluton du Lac Rodayer (unité Arod1).



PHOTO 3 - Tonalite homogène équigranulaire et granoblastique, Pluton du Lac Rodayer (unité Arod 2).



PHOTO 4 - Diorite finement grenue recoupée par une diorite quartzifère moyennement grenue, Pluton du Lac Rodayer (unité Arod3).

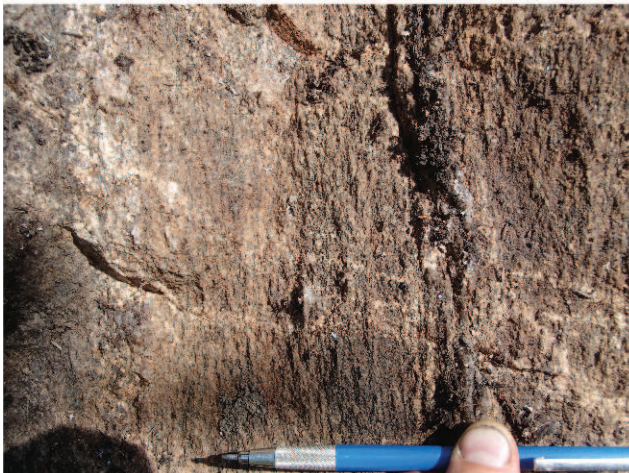


PHOTO 5 - Tonalite fortement foliée à localement gneissique, Pluton du Lac Rodayer (unité Arod4).



PHOTO 6 - Tonalite foliée avec injections de granite, Complexe gneissique de Dusaux (unité Adux 1).

ANNEXE 2 – Photographies (suite).



PHOTO 7 - Gneiss tonalitique, Complexe gneissique de Dusaux (unité Adux 1).



PHOTO 8 - Basalte coussiné montrant des coussins fortement aplatis et étirés, aux bordures figées, Formation de Rabbit (unité Arb1a).

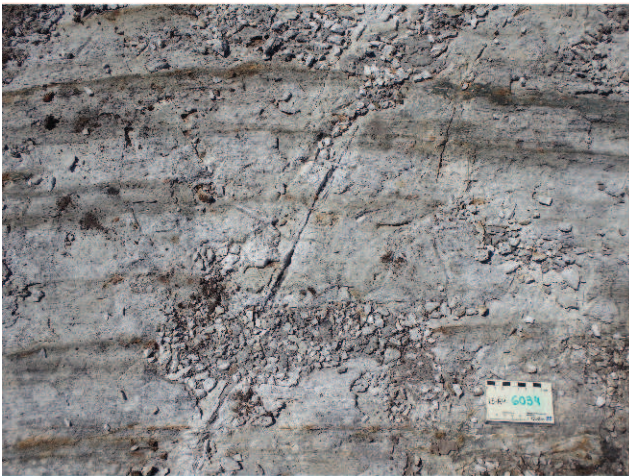


PHOTO 9 - Tuf lité de composition rhyolitique, Formation de Rabbit (unité Arb3).

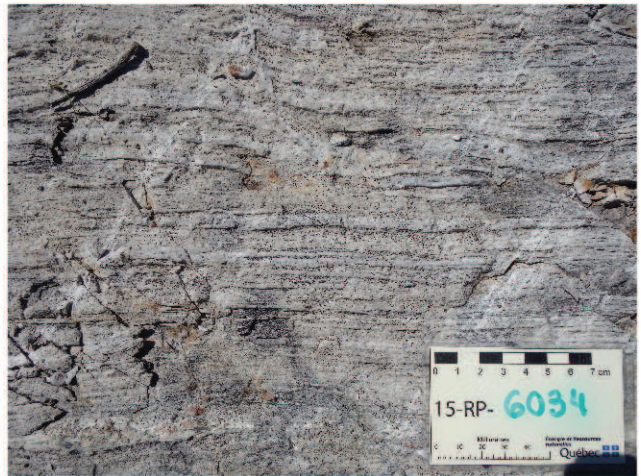


PHOTO 10 - Tuf lité de composition rhyolitique (vue rapprochée); Formation de Rabbit (unité Arb3).



PHOTO 11 - Gneiss tonalitique, Complexe de Théodat (unité Athe1).



PHOTO 12 - Gneiss monzodioritique, Complexe de Théodat (unité Athe1).

ANNEXE 2 – Photographies (suite).



PHOTO 13 - Granodiorite massive, homogène, Complexe de Théodat (unité Athe2)



PHOTO 14 - Granodiorite à porphyres d'orthose montrant des couronnes réactionnelles blanchâtres (texture rapakivi), Complexe de Théodat (unité Athe3).



PHOTO 15 - Granite rose massif, homogène, Complexe de Théodat (unité Athe4).



PHOTO 16 - Pegmatite granitique montrant un litage magmatique, Complexe de Théodat (unité Athe5).



PHOTO 17 - Diorite fortement déformée, montrant en surface altérée des taches rougeâtres au milieu des cristaux de plagioclase, Intrusion du Lac au Bout (unité Abut).



PHOTO 18 - Diorite fortement déformée. On observe en cassure fraîche une forte hématitisation des plagioclases, Intrusion du Lac au Bout (unité Abut).

ANNEXE 2 – Photographies (suite).



PHOTO 19 - Granite à biotite et magnétite, Intrusion de Desorsons (unité Ados).



PHOTO 20 - Niveau de cumulats de feldspath potassique centimétriques, Syénite de Biteau (unité Abit).

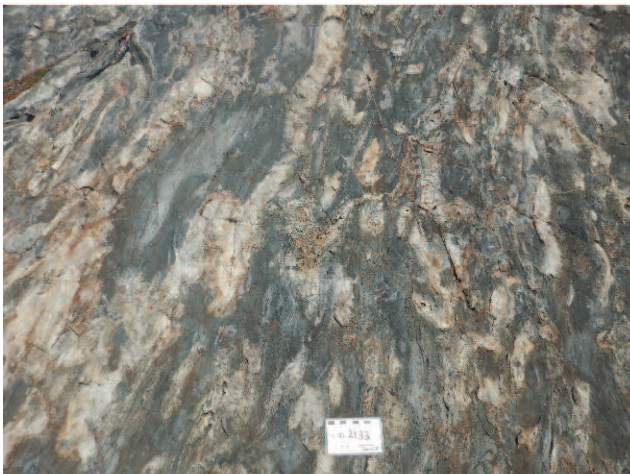


PHOTO 21 - Brèches de coulée basaltique, Groupe de Colomb-Chaboullié (unité Acch1).



PHOTO 22 - Basalte coussiné, Groupe de Colomb-Chaboullié (unité Acch1).



PHOTO 23 - Basalte coussiné, vue en 3D, Groupe de Colomb-Chaboullié (unité Acch1).



PHOTO 24 - Basalte coussiné bien préservé montrant des pédoncules à la base et des vésicules au sommet indiquant la polarité vers le nord, Groupe de Colomb-Chaboullié (unité Acch1).

ANNEXE 2 – Photographies (suite).



PHOTO 25 - Andésite à porphyres automorphes à subautomorphes de plagioclase, Groupe de Colomb-Chaboulié (unité Acch2).



PHOTO 26 - Andésite à porphyres de plagioclase zonés dans une matrice finement grenue, Groupe de Colomb-Chaboulié (unité Acch2).



PHOTO 27 - Volcanoclastites felsiques finement laminées à rubanées, Groupe de Colomb-Chaboulié (unité Acch3).



PHOTO 28 - Volcanoclastites felsiques finement laminées à rubanées, vue rapprochée montrant la texture laminée et le grenat, Groupe de Colomb-Chaboulié (unité Acch3).

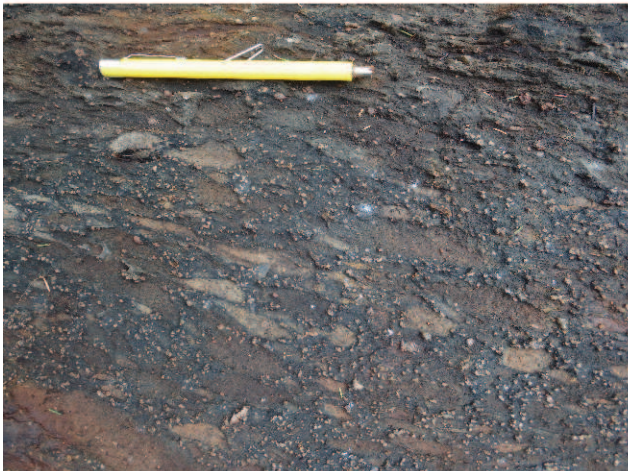


PHOTO 29 - Volcanoclastites intermédiaires fortement altérées, à fragments intermédiaires et felsiques, Groupe de Colomb-Chaboulié (unité Acch3).

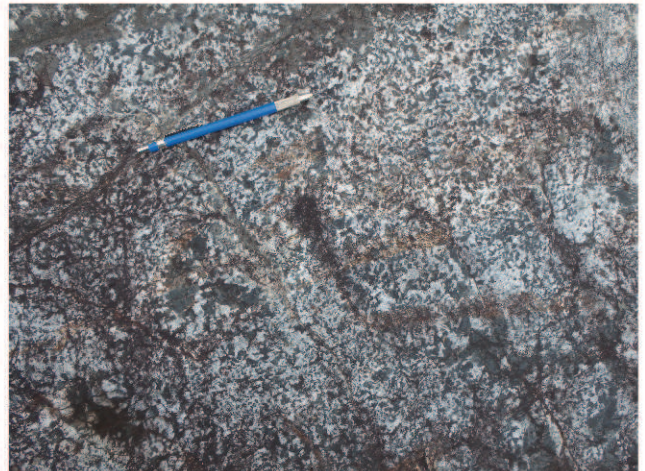


PHOTO 30 - Gabbro-norite moyennement grenue, Groupe de Colomb-Chaboulié (unité Acch4).

ANNEXE 2 – Photographies (suite).



PHOTO 31 - Gabbronorite à cristaux squelettiques centimétriques de hornblende, Groupe de Colomb-Chaboulié (unité Acch4).

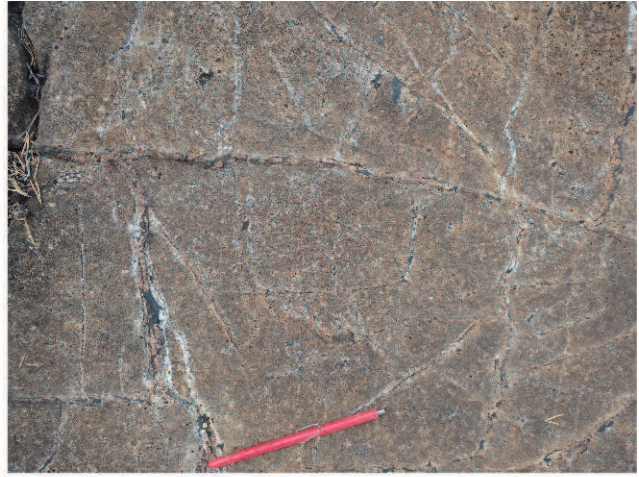


PHOTO 32 - Péridotite à veines polyphasées de magnétite et de serpentine, Groupe de Colomb-Chaboulié (unité Acch5).



PHOTO 33 - Vue rapprochée sur la zonation des veines dans la péridotite. On observe la magnétite au centre et la serpentine aux épontes, Groupe de Colomb-Chaboulié (unité Acch5).



PHOTO 34 - Formation de fer au faciès des oxydes, massive à rubanée, Groupe de Colomb-Chaboulié (unité Acch6).



PHOTO 35 - Quartzite rubané, alternance de rubans de quartz gris avec des rubans de roches métasédimentaires riches en amphibole et chlorite, Groupe de Colomb-Chaboulié (unité Acch6).



PHOTO 36 - Conglomérat polygénique déformé, Groupe de Colomb-Chaboulié (unité Acch8).

ANNEXE 2 – Photographies (suite).



PHOTO 37 - Paragneiss montrant un litage primaire bien préservé, marqué par l'alternance de lits riches aluminosilicates avec des lits de wacke, Groupe de Rupert (unité Aru1)..

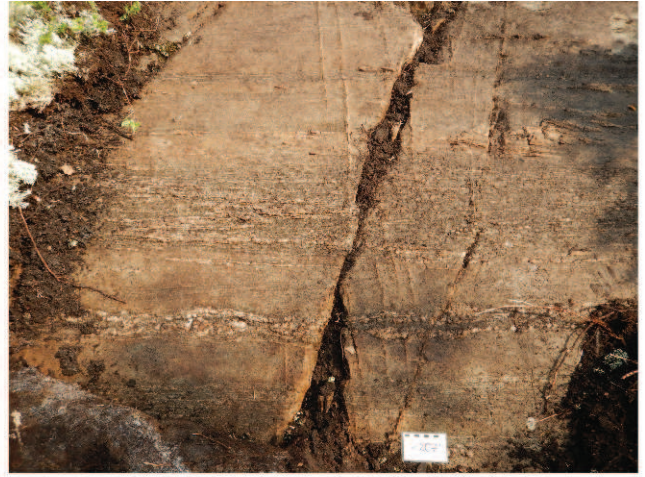


PHOTO 38 - Paragneiss à biotite + grenat à rubanement compositionnel, Groupe de Rupert (unité Aru2).



PHOTO 39 - Métatexite dérivée de la fusion d'un paragneiss à biotite, à rubanement stromatique qui se superpose sur le rubanement compositionnel, Groupe de Rupert (unité Aru2).

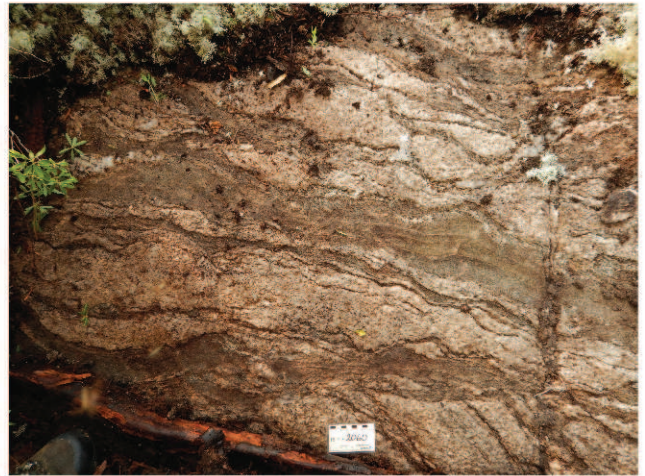


PHOTO 40 - Diatexite dérivée de paragneiss, avec du mobilisat granitique boudiné et des bandes de restite de paragneiss, Groupe de Rupert (unité Aru4).

ANNEXE 2 – Photographies (suite).



PHOTO 41 - Basalte à coussins aplatis (unité Acch1). Le plan d'aplatissement des coussins marque la schistosité régionale S2.



PHOTO 42 - Roche volcanique laminée (unité Acch3) intensément déformée au sein d'un corridor de déformation métrique.



PHOTO 43 - Tonalite légèrement foliée (unité Athe1d). La foliation est marquée par un faible alignement de minéraux ferromagnésiens.

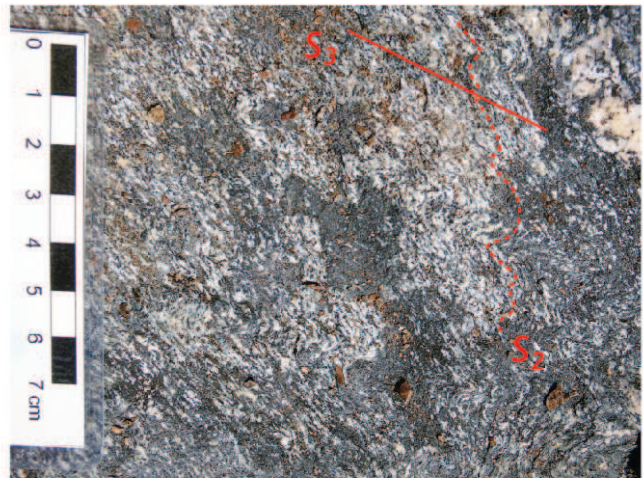


PHOTO 44 - Gneiss près de la Zone de cisaillement de la Rivière Nottaway, montrant une schistosité de crénulation S3.



PHOTO 45 - Gabbro (unité Acch4) montrant une foliation mylonitique dans la Zone de cisaillement du Lac Colomb.

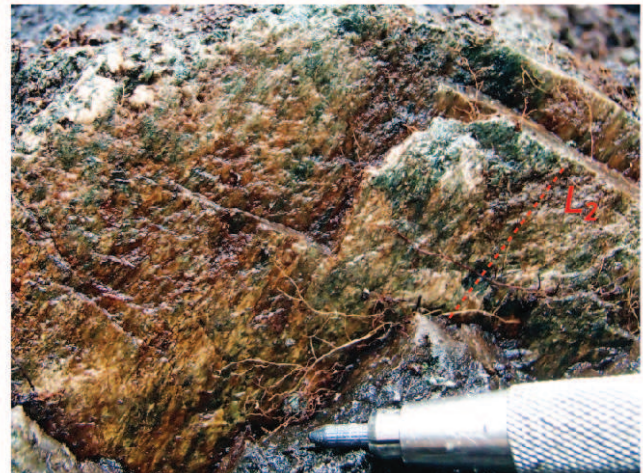


PHOTO 46 - Gabbro de la Zone de cisaillement du lac Colomb, montrant une forte linéation d'étirement L2 à fort plongement.

ANNEXE 2 – Photographies (suite).



PHOTO 47 - Tectonite-L de la Zone de cisaillement de la Rivière de Nottaway (unité Adux1). La linéation L3 est subhorizontale.



PHOTO 48 - Mylonite (unité Arb3) montrant de nombreuses bandes de cisaillement à la composante décrochante dextre.



PHOTO 49 - Gabbro non déformé, à grain moyen à grossier (unité Acch4), contenant environ 3 % de sulfures disséminés.

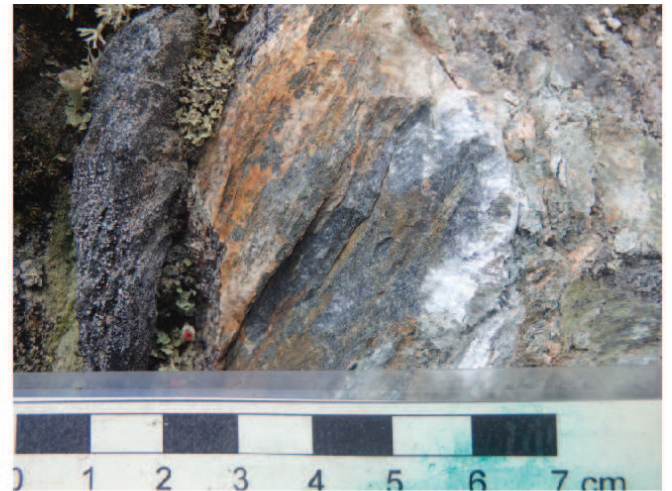


PHOTO 50 - Gabbro fortement déformé (unité Acch4) contenant environ 1 % de chalcopyrite et pyrrhotite.



PHOTO 51 - Basalte coussiné (unité Acch1) de l'Indice d'or du Lac Marcaut. Les bordures des coussins sont enrichies en sulfures.



PHOTO 52 - Sulfures massifs à fragments lithiques de l'Indice d'or du Lac Marcaut (unité Acch1).

ANNEXE 2 – Photographies (suite).



PHOTO 53 - Affleurement de l'Indice d'or du Lac Marcaut.

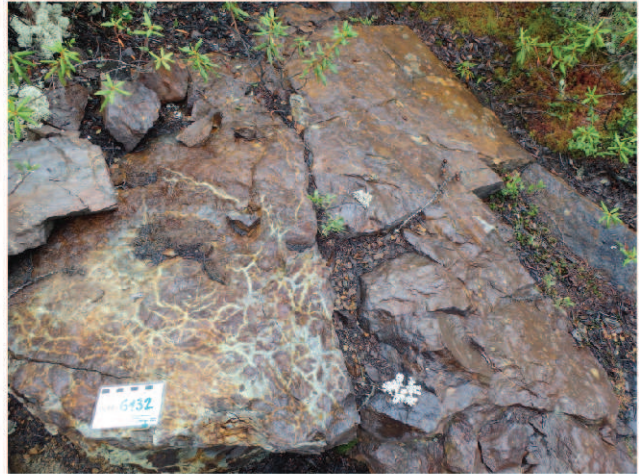


PHOTO 54 - Vue d'une partie de lentille de sulfures massifs (affleurement 15-RP-6132).



PHOTO 55 - Niveau de sulfures semi-massifs dans des roches volcaniques mafiques (unité Acch1) (affleurement 15-DB-1080).



PHOTO 56 - Corridor de déformation rouillé et décamétrique, recoupant une séquence de volcanites mafiques (unité Acch1).

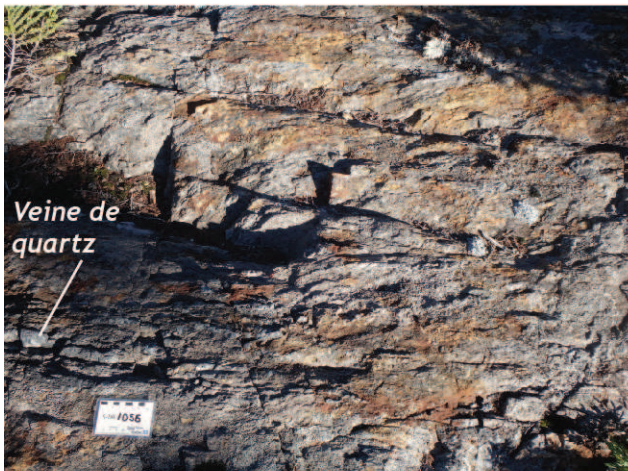


PHOTO 57 - Corridor de déformation recoupant des roches volcaniques mafiques (unité Acch1). Indice 15-DB-1056.



PHOTO 58 - Échantillon d'un niveau de sulfures semi-massifs (unité Acch1).

ANNEXE 2 – Photographies (suite et fin).



PHOTO 59 - Pegmatite à béryl, au litage magmatique marqué par une alternance d'horizons à granulométrie variable.



PHOTO 60 - Vue rapprochée d'un béryl idiomorphe de la pegmatite de la photo 59.

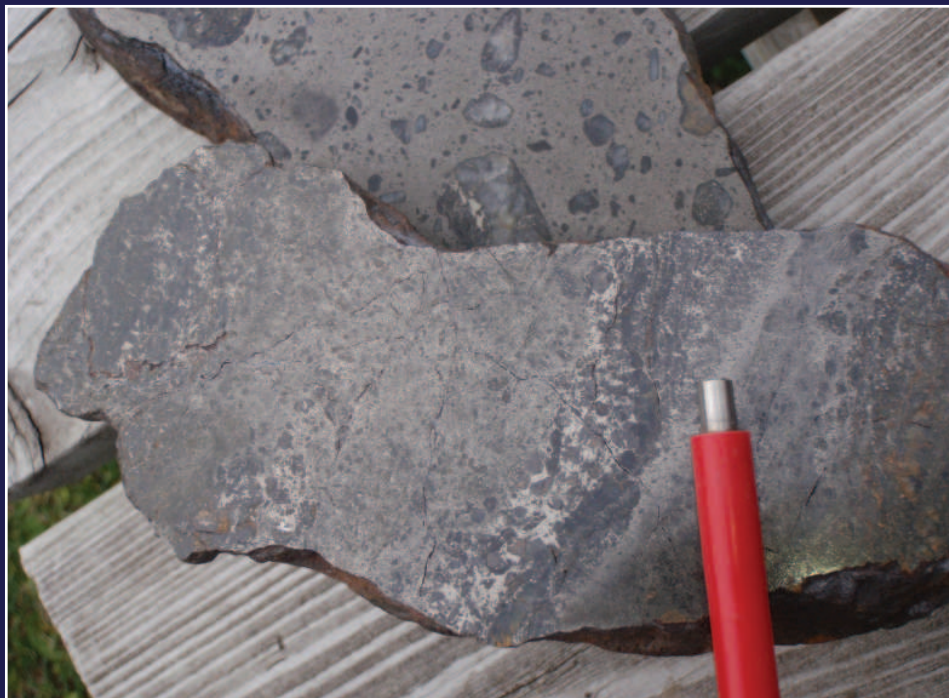
Résumé

Un levé géologique au 1/50 000 a été réalisé durant l'été 2015 dans la région du lac Rodayer, localisée à 110 km au nord de Matagami. Il couvre les feuilletés 32K13, 32K14, 32N03 et 32N04-SE. Le terrain cartographié se situe à cheval entre la Sous-province sédimentaire de Nemiscau, au nord, et la Sous-province d'Opatoca, au sud, séparées par la Zone de cisaillement du Lac Colomb (ZCLC). La ceinture volcano-sédimentaire de Colomb-Chaboullié, localisée dans la zone de transition entre ces deux sous-provinces, constitue la bordure sud du Nemiscau. Elle s'étend sur une longueur de plus de 70 km et sur une largeur maximale de 5 km. Dans la partie nord, le Nemiscau est formé par des paragneiss migmatitisés assignés au Groupe de Rupert. Celui-ci repose en discordance ou en contact faillé sur les unités de la Ceinture de Colomb-Chaboullié. La Sous-province d'Opatoca contient un socle tonalitique, le Pluton du Lac Rodayer, qui s'est mis en place entre 2830 Ma et 2820 Ma. Cette vieille croûte est injectée par plusieurs générations de roches intrusives mafiques, intermédiaires et felsiques, assignées au Complexe de Théodat et recoupées par des intrusions tardi-tectoniques de granodiorite ou de granite. Une nouvelle intrusion de syénite (18 km sur 3 km), la Syénite de Bîteau, associée à une forte anomalie magnétique positive, a été découverte dans le coin sud-ouest de la région. Elle s'est mise en place entre les unités du socle rocheux du Pluton du Lac Rodayer au nord, et le Complexe gneissique de Dusaux, au sud.

L'analyse des fabriques structurales et des linéaments du grain magnétique a permis de définir quatre domaines structuraux, correspondant grossièrement au Groupe de Rupert, à la Ceinture de Colomb-Chaboullié, à la Sous-province d'Opatoca et à la zone d'influence de la Zone de cisaillement de la Rivière

Nottaway (ZCRN). Dans le Groupe de Rupert et dans la Ceinture de Colomb-Chaboullié, la schistosité régionale est généralement à fort pendage et orientée E-W à NE-SW, alors que dans la Sous-province d'Opatoca, la foliation montre une attitude plus variable, laissant supposer une structure en dômes et bassins. La Zone de cisaillement du Lac Colomb (ZCLC), qui borde au sud la Ceinture de Colomb-Chaboullié, marque la limite entre les sous-provinces de Nemiscau et d'Opatoca. Nos observations de terrain semblent indiquer que la ZCRN aurait permis l'enfouissement des roches de la Ceinture de Colomb-Chaboullié, qui forme un vaste synclinal, par rapport aux roches plutoniques de l'Opatoca. Au sud-ouest de la région cartographiée, les roches plutoniques de l'Opatoca et les roches volcaniques et sédimentaires adjacentes sont affectées par la déformation tardive associée à la ZCRN, orientée NW-SE et caractérisée par la présence d'une bande hectométrique de mylonites marquées par une forte linéation d'étirement subhorizontale. Les indicateurs cinématiques observés le long de la ZCRN impliquent une cinématique décrochante dextre.

Nos travaux ont mené à la découverte de sept nouveaux indices minéralisés et de plusieurs sites d'intérêt économique en or, en argent, en nickel, en cuivre, en éléments du groupe du platine et en éléments des terres rares. Nos données jumelées à celles des travaux statutaires, ont permis d'identifier six principaux contextes de minéralisation : 1) des minéralisations en Ni-Cu-EGP associées aux intrusions mafiques et ultramafiques; 2) des minéralisations polymétalliques volcanogènes en Au-Cu-Ag; 3) des minéralisations aurifères associées à des zones de déformation; 4) des minéralisations en terres rares associées à des intrusions alcalines; 5) des formations de fer; et 6) des pegmatites à béryl.



Indice d'or du lac Marcaut – Sulfures massifs à fragments subarrondis de quartz minéralisés.