

RG 2015-02

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DU LAC CARMOY, BAIE-JAMES (SNRC 33H06, 33H11, 33H14)

Hanafi Hammouche, Pénélope Burniaux et Abdel-Ali Kharis



Sur les rives du réservoir LG 4

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

Charles Roy, géo.

Direction de la promotion et du soutien aux opérations

Jean-Yves Labbé, géo.

Lecture critique

Daniel Bandyayera, géo.

Auteurs

Hanafi Hammouche, géo., Pénélope Burniaux, géo., Abdel-Ali Kharis

Édition

Claude Dion, ing.

Assistance technique

Julie Sauvageau, Claude Guérin

Graphisme

André Tremblay

Géologie de la région du lac Carmoy, Baie-James (SNRC 33H06, 33H11, 33H14)

Hanafi Hammouche¹, Pénélope Burniaux¹, Abdel-Ali Kharis²

RG 2015-02

Mots clés : Archéen, Protérozoïque, La Grande, volcano-sédimentaire, ceinture de roches vertes

Résumé

Un levé géologique à l'échelle 1/50 000 a été réalisé durant l'été 2012 dans la région du lac Carmoy, couvrant une grande partie du réservoir La Grande 4 et le secteur au sud de celui-ci. Les feuilletés SNRC touchés sont 33H06, 33H11 et 33H14. La région est composée en très grande partie de roches archéennes appartenant à la Sous-province de La Grande de la Province du Supérieur. Les unités les plus anciennes sont associées au Complexe de Langelier et à la Suite de Brésolles. Elles se composent de roches gneissiques à très foliées, considérées comme le soubassement (socle) de la région, sur lequel se sont déposés les assemblages volcaniques et sédimentaires. Les intrusions felsiques et intermédiaires coupent cet empilement. Deux ceintures démembrées de métavolcanites, reconnues dans les secteurs adjacents à l'ouest, se poursuivent dans le secteur d'étude. Il s'agit des roches métavolcaniques mafiques du Groupe de Guyer et d'une bande de métavolcanites mafiques et intermédiaires interstratifiées à l'intérieur des roches métasédimentaires de la Formation de Keyano. La Formation de Rouget (2845 Ma) représente une nouvelle ceinture de roches métavolcaniques mafiques et intermédiaires localisée dans le coin sud-ouest du terrain.

La Formation de Keyano (<2710 Ma) représente l'unité métasédimentaire la plus importante de la région d'étude. Elle est composée de paragneiss, localement fortement migmatitisés, et comprend des niveaux de conglomérat et de formation de fer, ainsi que des basaltes amphibolitisés.

Le plutonisme mésoarchéen se manifeste par la mise en place des dernières phases intrusives du Complexe de Langelier, de l'Intrusion de Wachiskw et de l'Intrusion de Kamusaawach (2827 Ma). Le plutonisme se poursuit au Néoarchéen à partir de 2743 Ma avec la mise en place des différentes unités intrusives syntectoniques à tarditectoniques représentées par : 1) les tonalites de la Suite de Coates; 2) les granodiorites et les tonalites du Pluton de Nochet (2726 Ma); 3) le Pluton granitique de Sauvolles (2708 Ma); 4) le Batholite de Polaris et; 5) le Pluton granodioritique de La Grande 4 (2681 Ma). Finalement, le plutonisme se termine vers 2618 Ma avec la mise en place du Granite du Vieux Comptoir, nettement posttectonique.

La Formation de Sakami, d'âge paléoprotérozoïque, forme une bande relativement importante à la limite nord de la région. Elle se compose de grès et de conglomérat peu déformés d'origine fluviale, reposant en discordance sur les roches archéennes.

Des dykes de gabbro et de gabbro-norite d'âge néoarchéen tardif à paléoprotérozoïque coupent toutes les roches archéennes. Ils appartiennent aux familles de dykes de l'Essaim de Mistassini, de Senneterre et du lac Esprit.

Le grain structural de la région d'étude est contrôlé par les nombreuses intrusions de forme ovoïde définissant ainsi un arrangement en dômes et bassins. Au moins trois phases de déformation ductile ont été reconnues. La première (D1) est oblitérée par les phases subséquentes et pourrait regrouper plus d'un événement. La seconde phase (D2) est à l'origine des foliations régionales et des plis intra-foliaux, tandis que la dernière (D3) serait responsable des grandes structures plicatives et des zones de cisaillement. Des phases distensives plus jeunes sont soulignées par les injections de gabbro et de gabbro-norite néoarchéennes à protérozoïques et par des linéaments d'orientation NW. Trois domaines structuraux ont été définis. Le premier comprend le Complexe de Langelier (le socle) et les intrusions mésoarchéennes. Le second regroupe les intrusions néoarchéennes peu foliées et la Formation de Keyano. Le troisième domaine correspond à la Formation paléoprotérozoïque de Sakami.

¹ Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec

² Unité de recherche et de service en technologie minérale-UQAT

Le métamorphisme prograde dans la majeure partie des roches archéennes de la région est au faciès des amphibolites. Il se manifeste principalement dans les roches les plus anciennes et est bien visible dans les roches volcaniques. La forte migmatitisation d'une partie des paragneiss de la Formation de Keyano suggère un métamorphisme au faciès supérieur des amphibolites. Les intrusions tarditectoniques et posttectoniques sont peu ou pas affectées par le métamorphisme. Les roches sédimentaires paléoprotozoïques de la Formation de Sakami, quant à elles, sont faiblement ou pas métamorphisées. Un métamorphisme rétrograde au faciès des schistes verts s'est superposé aux assemblages progrades dans les roches archéennes.

La région d'étude recèle un potentiel intéressant pour les minéralisations en uranium, les minéralisations aurifères disséminées et les minéralisations de Ni-Cr \pm EGP dans les roches ultramafiques. Les indices d'uranium de Sannon et de Kuljit ont fait l'objet de travaux d'exploration par le passé. Ces indices sont de type filonien et sont associés à des fractures NW localisées près du contact de la Formation de Sakami avec le socle archéen. L'indice Kuljit est maintenant submergé sous le réservoir La Grande 4.

Une minéralisation aurifère associée à des sulfures disséminés a été mise au jour dans une amphibolite basaltique de la Formation de Keyano. Nous y avons obtenu une teneur subéconomique de 0,86 g/t Au. Quelques valeurs anormales de Ni-Cr associées à des péridotites altérées ont été observées dans la partie sud du terrain. Deux sites échantillonnés ont donné des teneurs anormales de 0,24 à 0,26 % Cr et 0,18 à 0,20 % Ni.

Table des matières

Résumé	1
INTRODUCTION	5
Localisation et accès.....	5
Objectifs du projet.....	5
Travaux antérieurs.....	5
Méthode de travail.....	8
Remerciements.....	8
CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL.....	8
STRATIGRAPHIE.....	9
ARCHÉEN.....	9
SOUS-PROVINCE DE LA GRANDE.....	9
UNITÉS MÉSOARCHÉENNES.....	9
Complexe de Langelier (Algl).....	9
Formation de Rouget (nouvelle unité, mArgt)	10
Suite de Brésolles (Abre).....	10
Intrusion de Kamusaawach (mAtkw).....	11
Groupe de Guyer (Agy)	11
Intrusion de Wachiskw (nouvelle unité, mAwch).....	12
UNITÉS NÉOARCHÉENNES.....	12
Suite de Coates (Acoa)	12
Pluton de Nochet (Anct).....	12
Formation de Keyano (Aky)	13
Pluton de Sauvolles (nouvelle unité, nAsvl)	14
Intrusion de Carmoy (nouvelle unité, nAcar).....	15
Batholite de Polaris (Apol).....	15
Pluton de La Grande 4 (nouvelle unité, nAlgr)	16
Suite de Salleneuve (Asln)	16
Suite de Tramont (nAtra).....	17
Granite du Vieux Comptoir (Avcr1)	17
Essaim de dykes de Mistassini (nAmib)	17
PALÉOPROTEROZOÏQUE.....	17
Formation de Sakami (pPsa)	17
Dykes de Senneterre (pPsen).....	18
Dykes du lac Esprit (pPesp)	18
UNITÉS LITHOLOGIQUES	18
Unité I1Da	19
Unité I2Ja.....	19
Unités I4I et I4a.....	19
Unité M4	19
Unité M16a	19
LITHOGÉOCHIMIE	20
Roches intrusives felsiques	
et intermédiaires.....	20
Roches métavolcaniques et roches intrusives mafiques	20
Roches métasédimentaires.....	24
GÉOLOGIE STRUCTURALE	25
Phases de déformation et éléments structuraux associés.....	25

Structures primaires	25
Phase de déformation D1.....	25
Phase de déformation D2.....	25
Phase de déformation D3.....	25
Phases de déformation tardives	25
Domaines structuraux.....	26
Domaine mésoarchéen (domaine I)	26
Domaine néoarchéen (domaine II)	26
Domaine paléoprotérozoïque (domaine III).....	28
Failles et zones de cisaillement régionales	28
Zone de cisaillement de Corvette	28
Faille de Pontois-sud	28
Faille de La Grande Rivière	28
Failles cassantes et linéaments magnétiques	28
MÉTAMORPHISME RÉGIONAL	28
Détermination des faciès métamorphiques	29
Métamorphisme prograde.....	29
Roches intrusives felsiques à intermédiaires archéennes.....	29
Roches métavolcaniques et métasédimentaires archéennes.....	29
Roches protérozoïques	30
Métamorphisme rétrograde.....	30
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	30
Minéralisations uranifères	30
Minéralisations aurifères disséminées	31
Minéralisations de Ni-Cr dans les roches ultramafiques.....	31
CONCLUSION.....	31
RÉFÉRENCES	33
ANNEXE - PHOTOGRAPHIES.....	39
CARTES HORS TEXTE	
Géologie 1/50 000 - Géologie – Lac Rouget	carte RG 2015-02-C001
Géologie 1/50 000 - Géologie – Lac Carmoy	carte RG 2015-02-C002
Géologie 1/50 000 - Géologie – Réservoir La Grande 4.....	carte RG 2015-02-C003

INTRODUCTION

Localisation et accès

La région d'étude est située à environ 250 km à l'est du village de Radisson, dans la municipalité d'Eeyou Istchee Baie-James (figure 1). Elle couvre les feuillets SNRC 33H06, 33H11 et 33H14 et est délimitée par les longitudes 73°00' et 73°30' W et les latitudes 53°15' et 54°00' N (figure 2). Sa superficie est de près de 2800 km². La région est accessible par la route de la Baie-James qui relie Matagami à Radisson, puis par la route Transtaïga à partir de la route de la Baie-James (figure 1).

La densité du couvert forestier est variable, mais généralement modérée. Le relief est passablement accidenté dans la partie nord du territoire, dans le secteur du réservoir La Grande 4 (feuillelet SNRC 33H14). Ailleurs, le relief est en général peu prononcé, avec quelques rares collines. Le réservoir La Grande 4 couvre la majeure partie du nord de la région. Les affleurements visités dans ce secteur se retrouvent pour la plupart sur les rives du réservoir. La partie centrale de la région d'étude est relativement bien pourvue en affleurements rocheux. En revanche, la partie sud de la région présente de vastes étendues couvertes de dépôts quaternaires, de tourbières et de champs de blocs.

Outre le réservoir La Grande 4, la région comporte de nombreux plans d'eau qui représentent près de 35 % du territoire. Les plus importants sont les lacs Carmoy, Wachiskw, Rouget et Sauvolles.

Durant les travaux de terrain, l'équipe était basée à la Pourvoirie Mirage, située au kilomètre 358 de la route Transtaïga.

Objectifs du projet

Le levé géologique à l'échelle 1/50 000 réalisé durant l'été 2012 représente la poursuite des travaux de cartographie amorcés en 2009 (Bandyayera *et al.*, 2011 et 2013; Goutier *et al.*, en préparation). Ces levés visent à approfondir la connaissance géologique et à évaluer le potentiel minéral de la partie nord-est de la Sous-province de La Grande. Simultanément, des travaux à la même échelle se sont poursuivis au sud et au sud-ouest de notre région, dans les feuillets 33G01, 33G02 et 33H05, touchant principalement le contact entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca (Goutier *et al.*, en préparation).

Travaux antérieurs

Les premiers travaux de cartographie systématique de la région remontent à 1957-1958 (Heywood *et al.*, 1959). Il s'agit d'un levé géologique à l'échelle 1/506 880 (8 milles au pouce) couvrant une grande partie du territoire de la Baie-James.

Des travaux régionaux d'évaluation du potentiel minéral et de géochimie de l'environnement secondaire ont été

menés par la SDBJ (Société de développement de la Baie-James) durant les années 1970 (Bonneau, 1973; Martin, 1973; Martin *et al.*, 1973; Gleeson, 1974 et 1975; Pride, 1974; Gleeson et Oakes, 1975). Plus récemment, des travaux du même type ont été effectués par le Ministère pour évaluer le potentiel pour les minéralisations aurifères de type orogénique (Lamothe, 2008).

Plus localement, les feuillets SNRC 33H11, 33H14 et le tiers nord de 33H06 ont été cartographiés à l'échelle 1/125 000 par Sharma (1977). Hocq (1985) a également réalisé des travaux de cartographie du secteur à l'est du terrain d'étude. Ce levé au 1/50 000 a, entre autres, touché aux feuillets 33H07 (limitrophe du terrain d'étude) et 33H08.

La région a été couverte par les grandes compilations géologiques et des gîtes minéraux du territoire de la Baie-James menées par le Ministère (Dubé *et al.*, 1976; Avramtchev, 1983). Une synthèse métallogénique du secteur a été réalisée par Gauthier (1996).

Les principaux travaux d'exploration dans les limites du secteur d'étude sont concentrés dans le coin nord-ouest du feuillelet 33H14 et portent sur la recherche de l'uranium (grilles Kuljit et Sannon). Ces travaux ont été réalisés pour la plupart entre 1975 et 1980 par le Groupe minier SES qui regroupait SERU Nucléaire (Canada), Eldorado Nucléaire et la SDBJ. Ces travaux ont consisté en une cartographie détaillée, de l'échantillonnage, des relevés géophysiques (radiométrie principalement) et des vérifications par forages (Payette et Larose, 1977; Séguin et Brown, 1979; Caron, 1979; Caron et Nikhanj 1979; Nikhanj, 1979; Séguin, 1978a, 1978b, 1979a, 1979b et 1979c; Fouques, 1979; Fouques et Schumacher, 1979). Quest Uranium a mené des travaux d'exploration sur la propriété Sannon en 2008 et y préleva près de 30 échantillons provenant pour la plupart d'une tranchée exposant l'indice principal afin de confirmer les teneurs économiques en U obtenues lors des travaux antérieurs (Taquet, 2009). Quest Uranium a également procédé aussi à des levés aériens de magnétométrie et de spectrométrie (Buckle, 2009).

Les travaux d'exploration pour les métaux usuels et précieux sont rares dans la région. Les plus importants ont été réalisés par Explorateurs-Innovateurs du Québec le long de la route Transtaïga (Poirier, 1996 et 1997) et Phelps Dodge sur la rive sud du réservoir La Grande 4 (Osborne, 1995). Ces travaux de prospection avaient pour but la découverte de zones de sulfures et n'ont pas révélé de teneurs intéressantes. Plus tard, Exploration Maude Lake a entrepris un levé de till dans le nord-ouest du feuillelet 33H06 visant la recherche de minéraux indicateurs pour le diamant, sans grands résultats (Trudeau, 2002). Dans la même optique (exploration pour le diamant), Ressources Sirios a mené une campagne d'échantillonnage régionale de minéraux lourds au sud du réservoir La Grande 4 (Girard, 2001).

La région d'étude a fait l'objet de levés géophysiques aéroportés réalisés pour le Ministère en 2008. Le feuillelet 33H06 a été couvert par un levé aéromagnétique (Goldak Airborne Surveys, 2008) et les feuillets 33H11 et 33H14 par

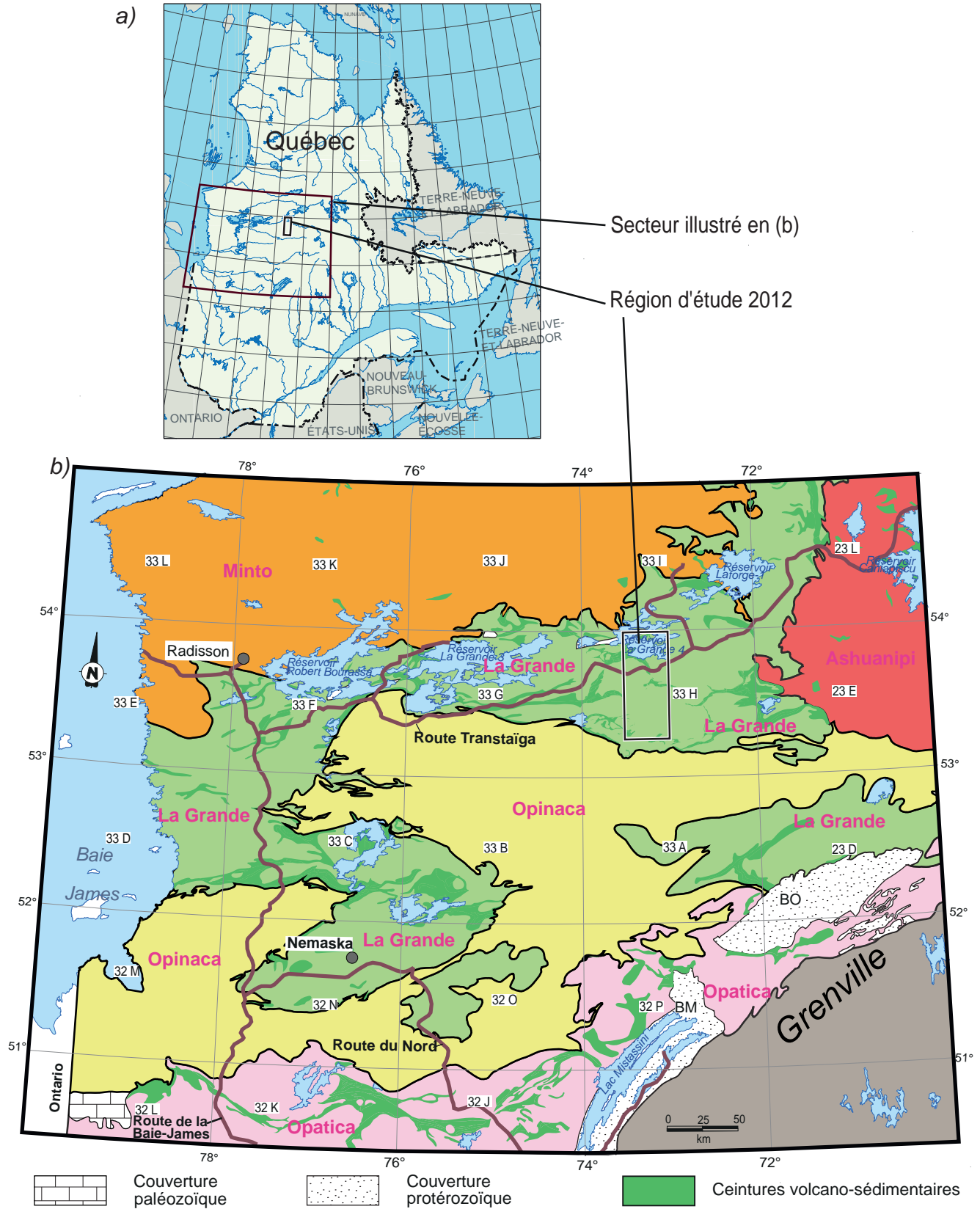


FIGURE 1 - a) Localisation de la région du lac Carmoy; **b)** carte régionale du secteur de la Baie-James (modifiée de Thériault et Beauséjour, 2012). Abréviations : BO = Bassin d'Otish; BM = Bassin de Mistassini; BVRLG = Bande volcanique de la rivière La Grande; BVRE = Bande volcanique de la rivière Eastmain.

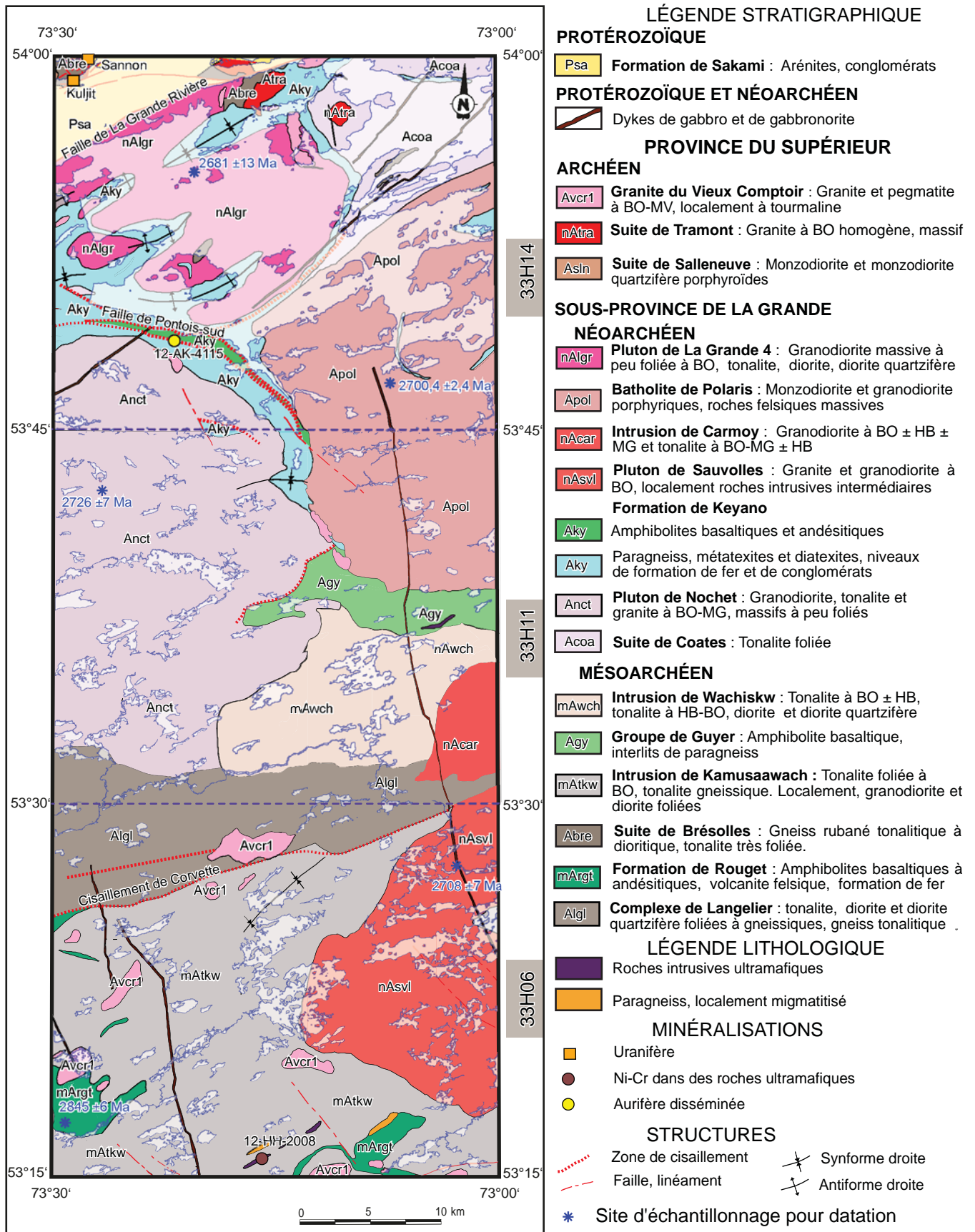


FIGURE 2 - Carte géologique simplifiée indiquant la localisation des échantillons de géochronologie et des principales minéralisations de la région du lac Carmoy.

un levé spectrométrique et magnétique aéroporté (Pelletier, 2009). Un levé électromagnétique et magnétique hélicopté a été réalisé par Mines d'Or Virginia dans le coin nord-ouest du feuillet 33H14 (St-Hilaire, 1998).

Méthode de travail

Les travaux de terrain ont été réalisés durant une période de neuf semaines par une équipe constituée de cinq géologues et de cinq aide-géologues. Les cheminements sur le terrain ont été planifiés à l'aide des photos aériennes, des images satellitaires (RapidEye) et des cartes géophysiques. Les traverses sont espacées de 0,5 à 2 km et sont orientées, dans la mesure du possible, perpendiculairement aux structures géologiques. Les parties sud et centrale du terrain (33H06 et 33H11) sont très pauvres en affleurements et ont été couvertes par des séries de sauts en hélicoptère. Dans le feuillet 33H14, le rivage et les petites îles du réservoir La Grande 4 ont été cartographiés en bateau. À l'occasion, une petite embarcation à deux places a été utilisée le long des rivières et des petits lacs. Tous les affleurements présents le long de la route Transtaïga ont été décrits.

La légende géologique utilisée est conforme est celle de Sharma (1996).

Un total de 263 lames minces et 63 lames polies ont été étudiées, tandis que 284 échantillons ont été analysés pour les éléments majeurs et en traces afin de caractériser les différentes lithologies rencontrées et de déterminer les teneurs en métaux. Cent trente-trois échantillons de roches intrusives grenues de composition felsique à intermédiaire ont été colorés au cobaltinitrite de sodium afin d'évaluer les proportions de feldspath potassique, de plagioclase et de quartz. L'évaluation des proportions modales de ces constituants a été réalisée selon la méthode décrite dans Goutier *et al.* (2001a).

Les cartes géophysiques issues des levés magnétiques et spectrométriques aéroportés récents (Goldak Airborne Surveys, 2008 et Pelletier, 2009) ont été utilisées pour l'interprétation des cartes géologiques, notamment dans les secteurs pauvres en affleurements rocheux.

Les cartes, ainsi que l'ensemble des données associées à nos travaux, sont disponibles en version numérique et peuvent être consultées sur le site du SIGÉOM à l'adresse suivante : <http://www.mern.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp>.

Les intitulés des photos en annexe de ce rapport font référence aux sites d'observation illustrés (par ex., Affleurement 12-CM-7029). Les deux premiers chiffres désignent, en abrégé, l'année des travaux. Les deux lettres qui suivent correspondent aux initiales du géologue qui a décrit l'affleurement. Les derniers chiffres indiquent le numéro de l'affleurement tel que désigné dans le SIGÉOM.

Remerciements

Les auteurs remercient les personnes qui ont participé à ce projet pour leur contribution et leur enthousiasme lors des travaux de terrain. Mentionnons la participation des géologues Pierre-Luc Deschênes et Nadia St-Jean, et des étudiants Matthieu Harlaux, Sébastien Monarque, Milène Leduc, Florianne Moreira et Justin Hamel. L'étudiante Ornella Meneoume s'est jointe à l'équipe durant la seconde moitié de la campagne de terrain. Charles Maurice, géologue au Ministère, a participé aux travaux pendant deux semaines. Julie Sauvageau et Claude Guérin ont réalisé les cartes géologiques. Nous leur exprimons ici notre profonde reconnaissance et notre gratitude pour leur travail de grande qualité. Nos remerciements vont aussi à Daniel Bandyayera, à titre de lecteur critique, et à Jean Goutier assisté de William Chartier-Montreuil et Joséphine Gigon pour les commentaires et les améliorations suggérées. Finalement, nous remercions Charles Gosselin et Claude Dion pour l'édition de ce rapport.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

La région cartographiée est située dans la Sous-province volcanoplutonique de La Grande qui fait partie de la Province du Supérieur. Cette sous-province est localisée entre les roches plutoniques de la Sous-province de Minto, au nord, et les roches métasédimentaires migmatitisées de la Sous-province d'Opinaca, au sud (figure 1). Elle comprend dans sa partie nord un socle tonalitique méso- à néoarchéen (Complexe de Langelier : 3,45 à 2,79 Ga, Goutier *et al.*, 1999b; Davis *et al.*, 2014a), sur lequel reposent des séquences volcano-sédimentaires mésoarchéennes à néoarchéennes. Le socle et la couverture sont injectés par de grands plutons de composition felsique à intermédiaire. Les séquences volcaniques forment deux bandes subparallèles désignées comme la Bande volcanique de la rivière La Grande (BVRLG), au nord, et la Bande volcanique de la rivière Eastmain (BVRE), au sud (Hocq, 1994; Gauthier, 1996; Gauthier *et al.*, 1997; Goutier *et al.*, 2001b).

Les roches d'âge paléoprotérozoïque sont représentées par les unités d'arénite quartzitique et de conglomérat de la Formation de Sakami et les dykes de gabbro appartenant aux essaims de lac Esprit (NW-SE) et de Senneterre (NE-SW). Des datations récentes montrent que l'Essaim de Mistassini, longtemps considéré comme d'âge protérozoïque, était plutôt du néoarchéen tardif (2515 ± 3 Ma; Hamilton, 2009). Le style structural régional résulte de la superposition de plusieurs épisodes de déformation impliquant à la fois les lambeaux de socle tonalitique, la couverture volcano-sédimentaire et les roches intrusives archéennes.

Cette tectonique polyphasée est responsable de l'arrangement structural en dômes et bassins, de la présence de failles et de plis kilométriques affectant les séquences volcano-sédimentaires et de l'exhumation de zones très métamorphisées (Goutier *et al.*, 2001b; Percival, 1989).

Le métamorphisme régional varie du faciès des schistes verts à celui des granulites, mais la majeure partie du La Grande est affectée par un métamorphisme au faciès des amphibolites.

Du point de vue métallogénique, la Sous-province de La Grande présente plusieurs types de minéralisations. Les minéralisations aurifères disséminées associées aux zones de déformation représentent la variété la plus commune dans la région. Les minéralisations aurifères stratiformes associées à des formations de fer au faciès des sulfures et des oxydes-silicates de type Algoma sont également bien représentées. L'intérêt pour la région de la Baie-James s'est nettement accru durant la dernière décennie à la suite de la découverte des minéralisations aurifères de type « Éléonore » dans les métasédiments au contact des sous-provinces d'Opinaca et de La Grande. La Sous-province de La Grande renferme également des minéralisations volcanogènes à Cu-Zn-Ag \pm Au, porphyriques à Mo-Cu-Ag, de métaux rares (Li-Cs-Nb-Ta) associées aux granitoïdes, uranifères principalement liées à des roches sédimentaires archéennes et protérozoïques et quelques indices de Cr-Ni-EGP \pm Au-Ag associés aux roches ultramafiques.

STRATIGRAPHIE

Le schéma stratigraphique de la région d'étude est basé en partie sur les travaux couvrant les terrains adjacents (Bandyayera *et al.*, 2011 et 2013; Simard et Lafrance, 2011a; Goutier *et al.*, en préparation). La majorité des unités stratigraphiques du secteur présentent des âges mésoarchéens à néoarchéens. Les roches gneissiques à très foliées du Complexe de Langelier (3,45 à 2,79 Ga, Goutier *et al.*, 1999b; Davis *et al.*, 2014a) sont situées à la limite des feuillets 33H06 et 33H11. Les parties les plus anciennes de cette unité forment le soubassement de la région. Au nord, des lambeaux de gneiss mésoarchéens de la Suite de Brésolles ont été reconnus.

Trois unités de roches métavolcaniques occupent de petites surfaces réparties dans tout le secteur. Deux d'entre elles constituent les extensions d'unités déjà reconnues plus à l'ouest. La première, située dans le feuillet 33H11, est assignée au Groupe de Guyer (2820-2815 Ma, Goutier *et al.*, 2002; David *et al.*, 2011 et 2012). L'autre unité, présente dans la partie nord de la région, est constituée de métavolcanites mafiques à intermédiaires intercalées dans les métasédiments de la Formation de Keyano. Une nouvelle unité de métavolcanites mafiques à intermédiaires, la Formation de Rouget, a été définie dans la partie sud de la région d'étude. Son âge a été établi à 2845 Ma (Davis *et al.*,

2014b), ce qui correspond à l'épisode volcanique le plus ancien reconnu dans la région.

Des intrusions mésoarchéennes (intrusions de Kamusaawach et de Wachsikw), de composition tonalitique à dioritique, se sont mises en place dans les unités constituant le socle et probablement dans les unités volcaniques de Rouget et de Guyer. Au Néoarchéen, entre 2,74 et 2,68 Ga, l'activité plutonique s'est accentuée avec la mise en place d'une multitude d'intrusions, les principales étant la Suite de Coates, ainsi que les plutons de Nochet, de Sauvolles, de La Grande 4, le Batholite de Polaris et l'Intrusion de Carmoy. Les roches métasédimentaires sont principalement concentrées au nord de la région, dans le secteur du réservoir La Grande 4, et sont assignées à la Formation de Keyano (<2710 Ma, Davis *et al.*, 2014a). Dans la partie est de cette unité, les roches métasédimentaires ont subi une migmatitisation intense.

Quelques unités plutoniques néoarchéennes tardives (suites de Salleneuve et de Tramont, Granite du Vieux Comptoir) ne sont pas assignées à la Sous-province de La Grande, ces unités ayant été également reconnues dans les sous-provinces de Minto et d'Opinaca. Dans le nord-ouest de la région, des roches sédimentaires paléoprotérozoïques de la Formation de Sakami reposent en discordance sur les roches archéennes ou sont en contact faillé avec celles-ci.

Des dykes mafiques de gabbro-diabase d'âge tardi-néoarchéen à paléoprotérozoïque coupent toutes les roches archéennes. Les dépôts quaternaires sont assez répandus et sont constitués en grande partie de dépôts d'origine glaciaire.

ARCHÉEN

SOUS-PROVINCE DE LA GRANDE

UNITÉS MÉSOARCHÉENNES

Complexe de Langelier (Algl)

Le Complexe de Langelier a été défini par Goutier *et al.* (1999b) dans la région des lacs Langelier et Threefold (feuillets SNRC 33F03 et 33F04). L'unité regroupe un ensemble de gneiss granitiques, tonalitiques et dioritiques, de migmatites, de diorites et de tonalites. Ce complexe occupe une très grande étendue dans la partie ouest de la Sous-province de La Grande et a été suivi vers l'est jusque dans la région d'étude. Les datations effectuées sur des tonalites et des gneiss tonalitiques provenant de cinq sites différents ont donné des âges compris entre 3452 Ma et 2788 Ma (Goutier *et al.*, 1999b; Davis *et al.*, 2014a).

Le Complexe de Langelier forme dans la région une bande E-W localisée à la limite des feuillets 33H06 et 33H11 (figure 2). Il comprend trois unités : 1) Algl1, une unité de gneiss tonalitique à biotite et hornblende; 2) Algl3, une unité de tonalite foliée à biotite et hornblende; et 3) Algl, une unité mixte de tonalite à biotite et hornblende, de gneiss tonalitique et de diorite granoblastique. L'unité de diorite

granoblastique Algl2, définie par Goutier *et al.* (1999a), est observée localement dans les feuillets adjacents, mais se présente ici sous forme de dykes centimétriques à métriques non cartographiables à l'intérieur des autres unités.

L'unité Algl1 est bien exposée dans la partie nord du feuillet 33H06 (carte hors texte). Elle se compose de gneiss rubané constitué de bandes blanchâtres centimétriques à décimétriques de tonalite à biotite (1 à 10 %), généralement pauvre en hornblende (<3 %), alternant avec des bandes millimétriques à centimétriques de diorite ou de diorite quartzifère gris foncé riches en biotite et hornblende (jusqu'à 40 %). Localement, les rubans tonalitiques contiennent de la magnétite disséminée (jusqu'à 2 %). Les gneiss de l'unité Algl1 ont une granulométrie fine à moyenne et montrent une microstructure granoblastique bien développée. En lames minces, les grains de quartz et de feldspath sont légèrement étirés et les minéraux mafiques sont orientés parallèlement à la gneissosité. L'unité Algl1 contient aussi des niveaux métriques de tonalite foliée intercalés dans la séquence rubanée. Le rubanement est également mis en évidence par des injections tardives de granodiorite et de granite aplitique disposées parallèlement à la gneissosité.

L'unité Algl3 se compose de tonalite foliée à biotite et hornblende blanche à grise et moyennement grenue. Elle contient une faible quantité de feldspath potassique (moins de 5 %), et les minéraux mafiques (biotite, hornblende, magnétite, épidote et chlorite) constituent de 5 à 25 % de la roche. La hornblende (5 à 10 %) est généralement moins abondante que la biotite (10 à 20 %). La magnétite (1 à 2 %), disséminée et millimétrique, est observée par endroits. Localement, on observe aussi la présence d'enclaves (2 à 5 %) métriques de diorite granoblastique qui serait équivalente à la diorite de l'unité Algl2 définie par Goutier *et al.* (1999a).

L'unité Algl est constituée de tonalite à biotite et hornblende, de gneiss tonalitique et de diorite granoblastique qui n'ont pu être différenciés à l'échelle 1/50 000 (cartes hors texte).

Formation de Rouget (nouvelle unité, *mArgt*)

La Formation de Rouget est introduite dans ce rapport pour décrire une unité principalement volcanique cartographiée à une dizaine de kilomètres au sud et à l'ouest du lac Rouget (feuillet 33H06, carte hors texte). La séquence comprend trois unités : 1) une unité d'amphibolites dérivées de laves mafiques à intermédiaires (*mArgt1*), 2) une unité de volcanite felsique métamorphisée (*mArgt2*); et 3) une unité de formation de fer (*mArgt3*). La datation d'un échantillon de volcanite felsique a donné un âge de mise en place de 2845 ± 6 Ma et un âge métamorphique de 2604 ± 23 Ma (Davis *et al.*, 2014b). Ces roches représentent donc un épisode volcanique nettement plus ancien que ceux représentés par la Formation de Corvette (2742 ± 28 Ma, Davis *et al.*, 2014a), localisée plus à l'ouest, et le Groupe de Guyer (2820-2806 Ma, Goutier *et al.*, 2002; David *et al.*, 2011 et 2012). Les travaux de Goutier *et al.* (en préparation)

indiquent que la Formation de Rouget se prolonge vers l'ouest sur plus de 40 km.

L'unité *mArgt1*, composée d'amphibolites dérivées de laves mafiques à intermédiaires, représente l'unité dominante de la formation. Ces roches finement grenues sont vert foncé en cassure fraîche et présentent une patine brunâtre. Elles possèdent une foliation bien marquée et sont localement rubanées. Les structures primaires sont oblitérées par la déformation et le métamorphisme. Les amphibolites à microstructure nématogranoblastique sont composées de hornblende formant localement des porphyroblastes et des pœcloblastes, ainsi que de plagioclase, de biotite et d'un peu de quartz. Le grenat, des carbonates, la magnétite, la titanite, la pyrite et la pyrrhotine sont aussi observés localement.

L'unité *mArgt2* est composée de roches volcaniques felsiques métamorphisées. La roche est à grain fin à moyen, grise en surface altérée et gris moyen en cassure fraîche. Elle contient jusqu'à 20 % de biotite, du feldspath potassique, et, localement, des porphyroblastes de grenat (2 %). La roche est fortement recristallisée et très déformée. En lames minces, on observe une forte altération du plagioclase en séricite et de la biotite en chlorite.

L'unité *mArgt3* correspond à des niveaux discontinus de formation de fer interstratifiés avec les amphibolites. Ces niveaux ont été observés en affleurement sur des épaisseurs pouvant atteindre 10 m. L'unité principale, située dans la partie sud-ouest du feuillet 33H06 (carte hors texte), se manifeste par une forte anomalie magnétique positive s'étendant sur environ 2 km. L'unité est essentiellement constituée de formations de fer rubanées au faciès des silicates. Les rubans et les lamines de chert recristallisé alternent avec des rubans et des lamines riches en hornblende et en grunérite, avec un peu de grenat, de pyrrhotine et de pyrite. Localement, on retrouve un faciès à oxydes caractérisé par des rubans et des lamines de magnétite massive en alternance avec le chert recristallisé. La magnétite est finement grenue et recristallisée.

Suite de Brésolles (Abre)

La Suite de Brésolles a été introduite par Gosselin et Simard (2000) dans la région du lac Gayot pour désigner une unité de gneiss rubané de composition tonalitique. Par la suite, elle a été reconnue dans plusieurs régions (Thériault et Chev  , 2001; Gosselin *et al.*, 2001 et 2002; Simard *et al.*, 2000 et 2009; Simard et Lafrance, 2011a). Au nord du secteur d'étude, Simard et Lafrance (2011a) la décrivent comme une unité de gneiss rubané constitué de lits leucocrates de tonalite à biotite et de lits mésocrates de diorite quartzifère et de tonalite à biotite et hornblende. Les datations indiquent que cette unité s'est mise en place entre 2842 et 2808 Ma (Percival *et al.*, 2001; David *et al.*, 2009). Elle est considérée comme un équivalent d'une partie du Complexe de Langelier.

La Suite de Brésolles couvre une superficie restreinte dans le nord de la région d  tude (feuillet 33H14, carte

hors texte). On la retrouve également en enclaves hectométriques à kilométriques dans la Suite de Coates, le Batholite de Polaris et le Pluton de La Grande 4. Elle est composée principalement d'un assemblage de gneiss rubané tonalitique à dioritique et de tonalite très foliée à biotite (5 %) et magnétite. Les gneiss sont constitués de rubans millimétriques à centimétriques de tonalite blanchâtre à grain fin à moyen et de rubans millimétriques sombres de diorite à grain fin. Les rubans tonalitiques contiennent de la biotite (3 à 5 %) et de la magnétite (1 %), tandis que les rubans dioritiques contiennent de la hornblende et de la biotite (total de 10 à 15 %) avec des traces d'épidote et de titanite. Des injections centimétriques de granite à grain moyen à patine blanc rosâtre coupent les gneiss plus ou moins parallèlement à la foliation, leur donnant un aspect migmatitique. Les gneiss contiennent aussi des amas d'amphibolite à grain fin et à microstructure granoblastique.

Intrusion de Kamusaawach (mAtkw)

Ce lithodème a été introduit par Goutier *et al.* (en préparation) à l'ouest de notre région. Il regroupe un ensemble de tonalite foliée à gneissique, de diorite et de gneiss tonalitique. La datation U-Pb d'une tonalite a donné un âge de cristallisation de $2831 \pm 0,6$ Ma (Augland *et al.*, en préparation). Dans notre région, l'Intrusion de Kamusaawach a été subdivisée en trois unités distinctes : 1) l'unité mAtkw1 composée de tonalite foliée à biotite \pm hornblende; 2) l'unité mAtkw2 formée de diorite et de diorite quartzifère granoblastiques et foliées; et 3) l'unité mAtkw3 constituée de granodiorite foliée à biotite et hornblende \pm magnétite.

L'unité mAtkw1 représente l'unité dominante et occupe plus de la moitié du feuillet 33H06 (carte hors texte). Elle est constituée principalement de tonalite foliée (photo 1, en annexe) à grain moyen et contient de la biotite (5 à 15 %), parfois de la hornblende (traces à 10 %) et du microcline (2 à 5 %). Une variété à granulométrie plus grossière est observée par endroits et contient de la hornblende en quantité plus importante (jusqu'à 20 %). L'épidote, la titanite, l'apatite et parfois la magnétite sont présents en traces. Les minéraux sont généralement fortement recristallisés, particulièrement le quartz. À l'exception de quelques rares affleurements, la roche présente une faible altération rétrograde en séricite et en chlorite.

Localement, des rubans centimétriques de granite à grain moyen à grossier et de quartz fin, subparallèles à la foliation, confèrent à l'ensemble un aspect rubané à gneissique. La tonalite est couramment injectée par plusieurs phases granitiques moyennement grenues à pegmatitiques. Ces injections se présentent généralement sous la forme de dykes et d'amas irréguliers décimétriques à métriques, ou des rubans centimétriques à décimétriques. Elle est parfois injectée par une tonalite massive à grain fin plus tardive. L'unité mAtkw1 contient également des enclaves de diorite et de paragneiss, ainsi que des amas centimétriques à décimétriques d'amphibolite et d'hornblendite.

L'unité mAtkw2 couvre une superficie restreinte dans la partie nord-ouest du feuillet 33H06. Elle est composée de diorite foliée et granoblastique à granulométrie moyenne à fine et présente un aspect moucheté. La diorite contient de 10 à 15 % de hornblende, 3 à 5 % de quartz et un peu de biotite et d'épidote. Localement, la quantité de quartz peut atteindre 15 %, la roche passant ainsi à une diorite quartzifère. Deux petites intrusions de diorite quartzifère situées dans le centre-nord du feuillet 33H06 ont ainsi été assignées à l'unité mAtkw2. Cette unité contient aussi localement des dykes de granite leucocrate à biotite et des enclaves d'amphibolite à grain fin, granoblastique et foliée.

L'unité mAtkw3 est composée de granodiorite généralement foliée et granoblastique formant des intrusions distinctes dans les tonalites de l'unité mAtkw1. La granodiorite est blanc rosâtre en surface fraîche, bien foliée et à grain moyen. Le microcline constitue le principal feldspath potassique. La biotite et la hornblende en proportions semblables constituent entre 7 et 25 % de la roche. On observe un peu d'épidote (1 à 2 %), de la magnétite, de la pyrite (traces à 1 %), jusqu'à 2 % de titanite et de l'apatite. Une légère altération tardive en séricite et en chlorite est toujours perceptible dans la roche. L'unité mAtkw3 contient des amas métriques de pegmatite, de tonalite et de granite, ainsi que des enclaves métriques d'amphibolite.

Groupe de Guyer (Agy)

Le Groupe de Guyer a été introduit par St. Seymour *et al.* (1979) pour décrire une séquence volcanique dans le secteur du lac Guyer (feuillet SNRC 33G11). Par la suite, Goutier *et al.* (2002) subdivisèrent la séquence en cinq unités : 1) une unité d'amphibolite basaltique (Agy1); 2) une unité de tuf felsique (Agy2); 3) des formations de fer associées à des wackes (Agy3); 4) une unité de metabasalte magnésien et de komatiite (Agy4); et 5) une unité de wacke ultramafique (Agy5). Le Groupe de Guyer forme une bande E-W continue sur plus de 150 km. Des datations réalisées sur les tufs felsiques de l'unité Agy2 ont donné des âges de $2820 \pm 0,8$ Ma (Goutier *et al.*, 2002), $2806,1 \pm 2,3$ Ma (David *et al.*, 2011) et $2815,9 \pm 3,1$ Ma (David *et al.*, 2012).

Dans le secteur cartographié, le Groupe de Guyer affleure dans la partie centre-est du feuillet 33H11 (figure 2 et carte hors texte). Seule l'unité d'amphibolite basaltique Agy1 est présente dans ce secteur. L'amphibolite est très finement à finement grenue, nématogranoblastique et localement porphyroblastique. Elle est vert moyen en cassure fraîche et vert très foncé à grisâtre en surface altérée. L'amphibolite a une foliation bien marquée et montre souvent un rubanement caractérisé par des rubans riches en hornblende alternant avec des rubans riches en plagioclase. En général, les structures primaires sont oblitérées par la déformation et le métamorphisme, mais des laves coussinées sont localement préservées, indiquant un sommet stratigraphique vers le nord (photo 2, en annexe). L'amphibolite est composée de hornblende verte formant localement des porphyroblastes,

de plagioclase et de quartz. On observe également des traces d'épidote, de magnétite, de carbonate, de pyrite, de pyrrhotine et d'arsénopyrite.

Nous avons également inclus dans l'unité *Agy1* des niveaux métriques de paragneiss dérivé de wacke. Le paragneiss est généralement brun clair ou gris foncé et rouillé en surface altérée, et gris clair à gris brunâtre en cassure fraîche. Il est à grain fin et montre une microstructure lépidogranoblastique. Le paragneiss est constitué de plagioclase, de quartz, de biotite, de hornblende, de grenat, avec localement de la magnétite ou de la pyrite.

Intrusion de Wachiskw (nouvelle unité, mAwch)

L'Intrusion de Wachiskw est introduite dans ce rapport pour décrire un assemblage hétérogène de roches pluto-niques foliées à gneissiques situé dans la partie centrale de la région (figure 2 et carte hors texte). Cette intrusion est plus vieille que le Pluton de Nochet (voir plus loin) qui la coupe. Toutefois, en l'absence de datation, il n'est pas possible de définir la chronologie de mise en place de l'Intrusion de Wachiskw par rapport à l'Intrusion de Kamusaawach.

L'Intrusion de Wachiskw est principalement constituée de tonalite, de diorite et, localement, de diorite quartzifère. Les relations de recoupement montrent la présence de plusieurs phases de tonalite et de roches intermédiaires. On y rencontre aussi des injections pegmatitiques et granitiques, ainsi que des enclaves d'amphibolite et de gneiss tonalitique (photo 3, en annexe).

L'unité comprend deux variétés de tonalite : une tonalite leucocrate à mésocrate à biotite \pm hornblende et une tonalite mésocrate à hornblende-biotite. Ces deux variétés sont étroitement associées et ne peuvent être dissociées à l'échelle de travail. La première variété est à grain fin et coupe la seconde à grain moyen. Ces tonalites contiennent de l'épidote et de la magnétite, ainsi qu'un peu de muscovite. En lames minces, on observe également de la titanite et de l'apatite en traces. La recristallisation des minéraux varie de faible à moyenne. Une altération tardive, souvent très forte, se manifeste par l'assemblage séricite-chlorite-épidote secondaire.

La diorite et la diorite quartzifère sont grisâtres avec une patine blanchâtre. Elles sont moyennement à finement grenues, parfois granoblastiques et équi-granulaires. Ces roches renferment des amas centimétriques à décimétriques de tonalite foliée, le tout coupé par des dykes et des amas de pegmatite. Ces diorites contiennent de la hornblende (15 à 40 %), de la biotite (3 à 5 %), du quartz (3 à 4 % et jusqu'à 7 % dans la diorite quartzifère) et des traces d'épidote, de titanite, d'apatite et, par endroits, de magnétite. Elles sont généralement fortement altérées en séricite-chlorite et épidote.

Les enclaves d'amphibolite observées dans l'Intrusion de Wachiskw se présentent sous la forme d'amas irréguliers ou de bandes d'épaisseur centimétrique à métrique. L'amphibolite granoblastique et foliée est vert foncé et présente une granulométrie fine à moyenne. Elle contient moins de 5 % de quartz et de biotite.

Des intrusions de pegmatite granitique appartenant au Granite du Vieux Comptoir sont visibles partout dans l'Intrusion de Wachiskw. Elles se présentent le plus souvent sous la forme de dykes ou d'amas décimétriques à métriques coupant les tonalites et les diorites. Par endroits, ces intrusions s'injectent parallèlement à la foliation. On observe également quelques intrusions de granite leucocrate à biotite et hornblende, à grain moyen, massif à légèrement folié, qui s'injectent sous la forme de dykes centimétriques à métriques.

UNITÉS NÉOARCHÉENNES

Suite de Coates (Acoa)

La Suite de Coates a été introduite par Simard et Lafrance (2011a) au nord du secteur d'étude. Ces auteurs distinguent une unité principale (Acoa1), composée de tonalite leucocrate à biotite \pm hornblende, et une sous-unité (Acoa1a) de tonalite plus hétérogène présentant des structures complexes découlant d'un mélange de phases et de l'assimilation partielle d'enclaves diverses. Deux âges assez différents ont été obtenus pour ces tonalites (2742,9 \pm 5,6/-3,8 Ma et 2716 \pm 2,8/-1,9 Ma; David *et al.*, 2011).

Dans la région d'étude, l'unité Acoa1 de la Suite de Coates a été reconnue dans la partie nord-est du feuillet 33H14 (figure 2 et carte hors texte). Elle se compose de tonalite à biotite \pm hornblende, généralement foliée et à grain moyen, bien que la granulométrie puisse varier de fine à grossière. La tonalite est grisâtre à blanchâtre en cassure fraîche et présente une teinte plus sombre en surface altérée. Elle renferme entre 7 et 15 % de biotite, mais cette proportion peut atteindre 20 à 25 % par endroits. La quantité de hornblende est très variable, de traces à 20 % de la roche, alors que le contenu en magnétite varie de traces à 2 %. En lames minces, la roche est légèrement recristallisée et altérée en épidote, chlorite et séricite. Elle contient de la titanite et de l'apatite en traces et de l'allanite par endroits. Des injections appartenant à une autre phase tonalitique à grain plus grossier coupent la phase principale. La Suite de Coates contient aussi des enclaves métriques à décimétriques d'amphibolite, de gneiss tonalitique et de tonalite à grain fin.

Pluton de Nochet (Anct)

Le Pluton de Nochet a été introduit par Goutier *et al.* (en préparation) à l'ouest de la région d'étude. Cette intrusion couvre un vaste secteur dans la partie SW du feuillet 33H14 et dans la moitié ouest du feuillet 33H11 (figure 2 et cartes hors texte). Nous le subdivisons en deux unités informelles : une unité de granodiorite et de tonalite à biotite et magné-tite massives à légèrement foliées (Anct1) et une unité de granite à biotite massif à légèrement folié (Anct2). Une datation U-Pb d'une tonalite de l'unité Anct1 a fourni un âge de cristallisation de 2726 \pm 7 Ma (Davis *et al.*, 2014b).

La composition de l'unité Anct1 se situe à la limite des tonalites et des granodiorites. Ces roches sont généralement homogènes et montrent une couleur gris clair légèrement rosâtre en cassure fraîche. En surface altérée, elles sont plus claires à blanchâtres. Elles sont équigranulaires, généralement à grain moyen, bien que la granulométrie puisse varier de moyenne à fine. La déformation est faible à nulle, sauf en bordure du pluton.

Les granodiorites et les tonalites de l'unité Anct1 contiennent de 3 à 15 % de biotite, en fines paillettes isolées ou en agrégats, et de 1 à 3 % de hornblende. Ces roches renferment aussi un peu de muscovite très fine (de traces à 2 %, localement jusqu'à 5 %), de l'épidote (1 à 2 %), de la magnétite (moins de 3 %) et de la titanite (1 %). L'apatite et, plus rarement, l'allanite sont observées sous la forme de petits cristaux isolés. Les roches de l'unité Anct1 sont peu ou pas altérées. Une faible altération tardive en séricite \pm chlorite \pm épidote secondaire est observée par endroits. Au microscope, la recristallisation est faible à moyenne, particulièrement dans le cas du quartz qui montre parfois une microstructure en mosaïque bien développée. On trouve aussi des perthites et des myrmékites. L'unité Anct1 renferme de nombreuses injections de granite à grain moyen à grossier ou pegmatitique sous la forme de dykes et d'amas irréguliers décimétriques à métriques. On y observe aussi des enclaves métriques de diorite et d'amphibolite.

L'unité Anct2 est plus différenciée et occupe la partie centrale du pluton. Elle est composée de granite à biotite \pm magnétite massif ou légèrement folié. Le granite est blanc rosâtre, homogène, équigranulaire et à grain moyen, mais la granulométrie peut varier localement de fine à grossière. La teinte rosâtre varie en fonction du degré d'hématitisation de la roche. Les cristaux de quartz présentent souvent un reflet bleuté. Le granite contient de la biotite (3 à 7 %), de la muscovite (jusqu'à 3 %), et localement de la magnétite (1 % ou moins), laquelle est parfois associée à un peu de pyrite ou de pyrrhotine. En lames minces, on observe de la titanite et de l'allanite en traces et, localement, de l'apatite. Le quartz montre une recristallisation légère à moyenne. On reconnaît également des microstructures perthitique et myrmékitique. Le granite est généralement très peu altéré, sauf à quelques rares endroits où une forte altération tardive en séricite-chlorite-épidote est visible. L'unité Anct2 renferme des enclaves décimétriques à métriques de tonalite semblables à celles de l'unité Anct1, ainsi que des enclaves de diorite quartzifère et de diorite. Des dykes ou des amas décimétriques à métriques de pegmatite granitique apparentée au Granite du Vieux Comptoir sont également présents.

Formation de Keyano (Aky)

La Formation de Keyano a été introduite par Goutier *et al.* (en préparation) pour décrire une unité de composition principalement métasédimentaire située dans le secteur du camp Keyano d'Hydro-Québec, au sud-ouest du réservoir La Grande 4 (SNRC 33H13). La séquence a été subdivisée

en cinq unités informelles : 1) *Aky1* composée de paragneiss dérivé de wacke feldspathique; 2) *Aky2* qui regroupe des formations de fer; 3) *Aky3* formée d'amphibolites basaltiques et d'amphibolites andésitiques; 4) *Aky4* qui représente un ensemble de niveaux interstratifiés de paragneiss à sillimanite dérivés de mudstone et de paragneiss dérivés de wacke feldspathique; et 5) *Aky5* constituée de conglomérat polygénique.

Dans la partie nord de la région, la Formation de Keyano forme une unité métasédimentaire couvrant plus de 400 km² (figure 2). Toutes les unités reconnues plus à l'ouest sont présentes dans le secteur d'étude, à l'exception de l'unité *Aky4*. D'autre part, une nouvelle sous-unité (*Aky1a*), constituée de métatexite et de diatexite, est introduite ici. Les âges U-Pb des zircons détritiques recueillis dans un conglomérat de l'unité *Aky1* montrent une distribution bimodale autour de 2710 Ma et 2735 Ma (Davis *et al.*, 2014a). L'âge maximal de mise en place des sédiments de la Formation de Keyano est estimé à 2710 Ma. Par ailleurs, mentionnons que des roches intrusives felsiques datées à 2649 \pm 6 Ma coupent les volcanites de l'unité *Aky3* (Augland *et al.*, en préparation).

Le contact avec les roches du Groupe de Guyer n'a pas été observé sur le terrain. L'unité *Aky1* est composée de paragneiss à biotite dérivé de wacke feldspathique interstratifié avec quelques niveaux de formation de fer, de minces lits de magnétite massive et des niveaux conglomératiques. Le paragneiss est folié, gris à gris brunâtre foncé en surface altérée et gris moyen en cassure fraîche. Sa granulométrie varie de fine à moyenne et il possède une structure lépidogranoblastique. La roche renferme jusqu'à 8 % de mobilisat felsique, indiquant une légère migmatitisation. Le paragneiss est riche en biotite (20 à 35 %) et contient de la hornblende (<2 %), moins de 1 % de muscovite, de la magnétite (jusqu'à 2 %) et de la pyrite (jusqu'à 2 %). On note localement la présence de porphyroblastes de grenat (2 à 5 %). Le plagioclase est souvent partiellement séricitisé et la biotite est chloritisée par endroits.

De nombreux lits de magnétite massive de 1 cm et 5 cm d'épaisseur, gris très foncé à noirs, sont interstratifiés avec les paragneiss. Ceux-ci contiennent également quelques niveaux de formation de fer rubanée au faciès des oxydes de 5 cm à 3 m d'épaisseur. Ces formations de fer sont constituées d'une alternance de bandes millimétriques à centimétriques de magnétite massive et de chert recristallisé. Les conglomérats de l'unité *Aky1* sont polygéniques et forment des bancs de 1 à 15 m d'épaisseur. Les clastes sont de taille centimétrique à décimétrique, mal triés, arrondis ou subarrondis. Le fort étirement montré par plusieurs de ces fragments définit une linéation orientée dans le pendage de la foliation. Ils sont composés principalement de fragments de granitoïdes (tonalite, granodiorite, granite et aplite) et, dans une moindre proportion (moins de 5 %), de cailloux de formation de fer, de volcanite mafique et de quartz. La matrice gréseuse constitue en moyenne 50 % de la roche et se compose de biotite, de plagioclase et de quartz recristallisés.

L'unité *Aky1a* est formée de métatexite et de diatexite résultant de la migmatitisation plus intense des paragneiss de l'unité *Aky1*. Ces migmatites sont gris clair en surface fraîche et gris brunâtre en surface altérée. Elles sont foliées et présentent souvent un rubanement. Les grains sont fins à moyens et montrent une microstructure granoblastique bien développée. L'unité est caractérisée par l'omniprésence d'injections de granite pegmatitique blanc concordantes ou discordantes par rapport au rubanement migmatitique. Le paléosoma est composé de quartz (40 %), de plagioclase (40 %), de biotite (10 à 15 %) et de hornblende (2 à 5 %). Les métatexites contiennent par endroits des porphyroblastes de grenat (1 à 3 %) et de la magnétite, alors que le clinopyroxène (1 %) est présent dans les métatexites et les diatexites. Le mobilisat est de granulométrie moyenne à grossière et forme des rubans blancs de 1 mm à 4 cm d'épaisseur parallèles à la foliation régionale. Les rubans de mobilisat ont une composition variable, tonalitique à granitique, et montrent souvent des bordures plus riches en minéraux mafiques. Lorsque la foliation est plissée, les bandes de mobilisat sont boudinées ou affectées par des plis ptygmatiques (photo 6, en annexe).

Au même titre que l'unité *Aky1*, la sous-unité *Aky1a* comprend quelques niveaux de formation de fer rubanée et de conglomérats. Les formations de fer au faciès des oxydes mesurent de 20 cm et 7 m d'épaisseur. Les niveaux de conglomérat polygénique forment des bancs massifs de 1 à 3 m de puissance.

L'unité *Aky2* regroupe des niveaux de formation de fer rubanée au faciès des silicates d'épaisseur centimétrique à métrique (carte hors texte). Les formations de fer sont composées de rubans riches en hornblende verte, grunérite et magnétite, alternant avec des rubans de chert et de magnétite massive. La roche est rouillée en surface altérée et contient de la pyrrhotine et de la pyrite disséminées.

L'unité *Aky3* est composée d'amphibolites dérivées de basalte ou d'andésite qui montrent localement des structures en coussins encore reconnaissables (photo 4, en annexe). Ces roches bien foliées et finement à très finement grenues possèdent une microstructure nématogranoblastique bien développée. Elles sont vert grisâtre foncé en cassure fraîche et vert très foncé à grisâtres en surface altérée. Elles se composent de hornblende, localement porphyroblastique, de plagioclase partiellement à fortement séricitisé, localement de poeciloblastes de grenat et de reliques de porphyroblastes de clinopyroxène. Elles contiennent aussi un peu de quartz, de biotite, de chlorite, de carbonate, d'épidote, de rutilé et de sulfures.

L'unité *Aky3* est coupée par des intrusions métriques de roche felsique injectées parallèlement à la foliation. Cette roche à grain très fin, foliée, présente une patine blanche ou beige et une cassure fraîche blanc grisâtre. Elle se compose de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique et d'un peu de biotite (2 %). Le quartz est déformé et recristallisé et la biotite est concentrée en très fines lamines associées à la

schistosité ou la foliation mylonitique. Localement, la biotite est chloritisée et le plagioclase partiellement séricitisé. L'une de ces intrusions initialement interprétée comme un tuf felsique à yeux de quartz a été échantillonnée pour une datation U-Pb. Cet échantillon a donné un âge de 2649 ± 6 Ma (Augland *et al.*, en préparation). L'analyse chimique et les observations en lames minces ont plus tard démontré qu'il s'agissait plutôt d'une roche intrusive felsique recristallisée de composition tonalitique.

L'unité *Aky5* correspond à des niveaux de conglomérat polygénique, de 50 à 200 m d'épaisseur, interstratifiés avec les paragneiss de l'unité *Aky1*. Ces conglomérats sont massifs et ne présentent pas de structure interne particulière. Ils sont gris moyen en cassure fraîche et gris foncé, avec localement une patine brunâtre, en surface altérée. Ils se composent de clastes mal triés, arrondis ou subarrondis, dont la taille varie du granule au galet. Ces fragments sont composés principalement de granitoïdes (tonalite, granodiorite et granite) et, en moindres proportions (5 à 15 %), de formation de fer, de volcanite mafique et de quartz. Ils sont aplatis (photo 5, en annexe) et en général fortement étirés, définissant une linéation orientée dans le pendage de la foliation. La matrice est un paragneiss dérivé de wacke feldspathique principalement constitué de quartz (45 %), de plagioclase (40 %) et de biotite (15 %). Elle montre une microstructure lépidogranoblastique.

Pluton de Sauvolles (nouvelle unité, nAsvl)

Le Pluton de Sauvolles est un nouveau lithodème introduit ici pour désigner une grande intrusion située dans la partie sud-est de la région (figure 2). Ce pluton correspond à une partie du massif granitoïde du lac La Salle décrit par Hocq (1985). Il se distingue sur les cartes géophysiques par une anomalie magnétique positive relativement forte par rapport aux roches environnantes. Le Pluton de Sauvolles se compose de quatre unités (cartes hors texte) : 1) une unité de granite à biotite (nAsvl1); 2) une unité de granodiorite (nAsvl2); 3) une unité de diorite et de diorite quartzifère (nAsvl3); et 4) une unité de monzonite et de monzonite quartzifère (nAsvl4).

Une datation U-Pb effectuée sur un échantillon de granite de l'unité nAsvl1 a donné un âge de cristallisation de 2708 ± 7 Ma (Davis *et al.*, 2014b).

L'unité nAsvl1 forme la majeure partie du pluton, mais celle-ci affleure peu. Elle est constituée principalement de granite leucocrate à biotite d'aspect massif à légèrement folié. On y trouve aussi des enclaves de diorite et de tonalite légèrement foliées. Le tout est fréquemment coupé par des dykes métriques de granite pegmatitique.

Le granite est blanc rosâtre en cassure fraîche et est souvent affecté par une hématitisation qui lui confère une teinte rosâtre à rougeâtre en surface altérée (photo 7, en annexe). La roche est à grain moyen ou fin, rarement à grain grossier. Elle contient de 2 à 5 % de fines paillettes de

biotite partiellement altérée en chlorite. On observe aussi de la muscovite, de l'épidote, ainsi que des petits cristaux verdâtres de chlorite témoignant probablement du remplacement des cristaux d'amphibole magmatique. La magnétite et l'ilménite (moins de 2 %) se présentent en petits grains submillimétriques idiomorphes à hypidiomorphes, parfois entourés de fins lisérés de pyrite ou de pyrrhotine. La titanite et, plus rarement, l'apatite et l'allanite sont observées en traces. La titanite forme souvent de minces couronnes autour de l'ilménite. Le quartz est plus ou moins recristallisé et montre par endroits des microstructures en mosaïque et granoblastique, des bordures de grain subarrondies et une extinction ondulante. Les autres minéraux sont faiblement recristallisés et on observe couramment des perthites et des myrmékites.

L'unité nAsvl2 est présente dans la partie ouest du Pluton de Sauvolles. Cette unité d'aspect similaire à celui des granites de l'unité Asvl1 est constituée de granodiorite leucocrate à biotite, massive à légèrement foliée, à grain moyen ou fin. Ces roches contiennent des niveaux de tonalite et sont injectées de granite pegmatitique. Elles renferment également de rares enclaves d'amphibolite.

La granodiorite contient de 2 à 5 % de biotite et un peu de muscovite et de magnétite en petits cristaux submillimétriques idiomorphes à hypidiomorphes (jusqu'à 2 %). On distingue aussi quelques reliques d'amphibole (1 à 2 %) presque complètement chloritisée, ainsi que des petits grains d'apatite (en traces). On observe également des microstructures témoignant d'une recristallisation, comme le quartz en mosaïque.

L'unité nAsvl3 est composée de diorite et de diorite quartzifère foliées à grain moyen. Ces roches présentent un aspect moucheté défini par des cristaux de hornblende vert foncé disséminés dans une matrice feldspathique. Elles contiennent un peu de biotite, d'épidote et d'hématite. Cette unité se distingue par une susceptibilité magnétique que les roches des unités adjacentes (nAsvl1 et nAsvl2). L'unité nAsvl3 contient des enclaves métriques de tonalite à biotite et hornblende à grain fin, très foliée à gneissique. Des amas et des dykes pegmatitiques d'épaisseurs métriques coupent ces roches.

L'unité nAsvl4 forme des intrusions hectométriques constituées principalement de monzonite et de monzonite quartzifère dispersées au sein de l'unité principale du Pluton de Sauvolles (Asvl1). Ces roches sont à grain fin ou moyen, gris clair en cassure fraîche et rose foncé en surface altérée. Elles contiennent de la hornblende (20 %), de la biotite (3 %) et de la magnétite (3 %). En lames minces, on observe de la titanite en agrégats millimétriques (1 à 2 %), de l'apatite (3 %) et du leucoxène. La titanite forme parfois une fine couronne autour du leucoxène. Les minéraux sont recristallisés, granoblastiques, et l'on note la présence de perthites dans l'orthose. Ces roches sont souvent coupées par des dykes et des amas métriques de pegmatite granitique.

Intrusion de Carmoy (nouvelle unité, nAcar)

L'Intrusion de Carmoy est une nouvelle unité qui désigne un ensemble de granodiorite à biotite \pm hornblende et de tonalite à biotite qui affleure dans le centre-ouest de la région (figure 2 et carte hors texte).

La granodiorite est légèrement foliée à massive, à grain moyen, rarement grossier. Elle contient entre 7 et 15 % de biotite, de la hornblende (jusqu'à 10 %) et, localement, de la magnétite. La tonalite est légèrement foliée à massive, équi-grulaire et à grain moyen, rarement fin. Elle contient de la biotite (3 à 10 %). La hornblende, lorsque présente, peut constituer jusqu'à 10 % de la roche. Les deux lithologies contiennent de traces d'épidote, de titanite, de muscovite et d'apatite. Elles sont recristallisées et faiblement altérées en séricite et chlorite.

Des amas métriques à décimétriques de monzodiorite quartzifère sont observés au sein des granodiorites. Ces roches sont massives ou très légèrement foliées, à grain moyen, rarement grossier. Elles contiennent de la hornblende (10 à 15 %), de la biotite (7 à 15 %) et, localement, de la magnétite. L'Intrusion de Carmoy contient aussi des enclaves de diorite provenant de l'Intrusion de Wachiskw, ainsi que des dykes et des amas irréguliers de granite tardif finement grenu à pegmatitique d'épaisseur décimétrique à métrique.

Batholite de Polaris (Apol)

Le lithodème « Batholite de Polaris » a été introduit par Labbé et Bélanger (1998) dans la région du lac Thier (feuille 33H09). Il désigne une grande masse intrusive de plus de 75 km de diamètre qui se signale sur les cartes géophysiques par une signature magnétique positive distincte. Un nouveau levé aéromagnétique à haute résolution (Goldak Airborne Surveys, 2008) a permis de mieux définir les limites de cette intrusion. Labbé et Bélanger (1998) ont divisé le Batholite de Polaris en trois unités informelles : l'unité Apol1 constituée d'un ensemble de granodiorite, de tonalite et de granite; l'unité Apol2 composée de monzodiorite quartzifère, de monzodiorite et de granodiorite porphyroïdes à phénocristaux de feldspath potassique; et l'unité Apol3 qui regroupe quelques niveaux de diorite et de monzodiorite en bordure du batholite.

L'unité Apol2 est la plus étendue et a été observée avec l'unité Apol1 dans le secteur d'étude (figure 2 et cartes hors texte). Quelques niveaux de diorite et de monzodiorite s'apparentant à l'unité Apol3 ont été reconnus en association avec les roches de l'unité Apol1. Une datation U-Pb effectuée sur une monzodiorite quartzifère de l'unité Apol2 a donné un âge de cristallisation de $2700,4 \pm 2,4$ Ma (Augland *et al.*, en préparation).

Dans la région d'étude, l'unité Apol1 est constituée de granodiorite et de tonalite légèrement foliées ou massives, à grain fin à moyen. Elles contiennent de la biotite fine (5 à 15 %), ainsi qu'un peu de hornblende chloritisée (moins de

3 %) et de muscovite (1 à 3 %). La magnétite, la titanite et l'apatite sont présentes en traces. On observe localement des microstructures associées à la recristallisation des minéraux felsiques, ainsi que des perthites et des myrmékites. Les roches sont très légèrement altérées en séricite-chlorite-carbonates. L'unité Apol1 renferme aussi des injections de diorite à l'aspect moucheté, des enclaves décimétriques de paragneiss à biotite et est coupée par des dykes de granite pegmatitique.

L'unité Apol2 forme un ensemble de monzodiorite quartzifère, de monzodiorite et de granodiorite porphyrique. Ces roches se caractérisent par la présence de 20 à 25 % de phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 2 cm d'arête. La matrice contient de 12 à 25 % de hornblende et de biotite, avec une dominance de hornblende. On observe de la titanite (1 à 2 %), ainsi que des traces d'épidote, de magnétite, d'ilménite, de pyrite, d'apatite et parfois d'allanite. Le quartz et les feldspaths sont très faiblement recristallisés. Les myrmékites et les perthites sont communes. La hornblende et la biotite sont chloritisées par endroits et la séricite se développe localement aux dépens du plagioclase. La titanite se présente en cristaux idiomorphes millimétriques et forme également des couronnes autour de l'ilménite.

Des injections et des dykes décimétriques à métriques de granite massif à grain moyen à grossier et de pegmatite granitique coupent les roches de l'unité Apol2. Celle-ci contient également des enclaves de diorite granoblastique à grain fin, de paragneiss à biotite et, plus rarement, de métavolcanite mafique fortement carbonatée et épidotisée, provenant probablement de la Formation de Keyano.

Pluton de La Grande 4 (nouvelle unité, nAlgr)

Le Pluton de La Grande 4 couvre une vaste superficie dans la partie nord de la région et est en grande partie submergé par le réservoir La Grande 4 (figure 2 et carte hors texte). L'intrusion comprend une unité de granodiorite à biotite (nAlgr1), une unité de tonalite à biotite (nAlgr2) et une unité de diorite et diorite quartzifère à hornblende ± biotite (nAlgr3). Une datation U-Pb effectuée sur un échantillon de granodiorite de l'unité nAlgr1 a donné un âge de cristallisation de 2681 ± 13 Ma (Davis *et al.*, 2014b).

L'unité nAlgr1 est dominante et représente près de 80 % du pluton. Elle est composée principalement de granodiorite massive à légèrement foliée, équigranulaire et à granulométrie moyenne, bien que des phases à grain plus fin soient parfois observées. La roche est beige grisâtre et rosée avec un aspect marbré en surface altérée (photo 9, en annexe). Elle contient communément entre 2 et 5 % de biotite (pouvant atteindre localement 15 %) et de la hornblende par endroits. On reconnaît également de l'épidote en quantité mineure (moins de 1 %), ainsi que des traces de titanite, d'apatite, de magnétite et, plus rarement, de zircon, d'allanite, de carbonate et de rutile. Les microstructures ignées sont préservées, avec une faible recristallisation du quartz qui présente parfois une extinction ondulante ou de fines

craquelures. On observe également une faible altération tardive en chlorite et en séricite.

L'unité nAlgr1 contient des amas centimétriques à métriques de tonalite et de diorite qui se comparent respectivement aux tonalites de l'unité nAlgr2 et aux diorites de l'unité nAlgr3. Elle renferme également des injections granitiques mélanocrates sous la forme de niveaux à grain fin à moyen et des dykes pegmatitiques contenant un peu de biotite, de magnétite et, par endroits, de tourmaline. Quelques enclaves d'amphibolite sont également présentes.

L'unité nAlgr2 est composée de tonalite à biotite massive à légèrement foliée, équigranulaire et à grain moyen ou fin par endroits. La tonalite est gris clair à blanchâtre en cassure fraîche et gris beige en surface altérée. L'oxydation superficielle donne localement à la roche une teinte rosée qui peut amener à la confondre avec la granodiorite de l'unité nAlgr1. La tonalite contient de la biotite fine (3 à 10 %), de l'épidote (1 à 2 %) et de la magnétite (1 à 2 %). L'ilménite, la titanite et le zircon sont observés en traces. La titanite forme également des couronnes autour de grains hypidiomorphes d'ilménite. Les minéraux sont faiblement recristallisés. À part une légère séricitisation affectant quelques grains de plagioclase, la roche n'est pratiquement pas altérée. L'unité Algr2 contient aussi quelques enclaves de diorite et est injectée de pegmatite granitique.

L'unité nAlgr3 englobe un ensemble de petites masses de 2 à 3 km de diamètre formées de roches intermédiaires. Elles sont constituées principalement de diorite, ou de diorite quartzifère par endroits, à grain moyen à fin et foliée. Tout comme l'unité nAlgr1, elle contient des injections granitiques à grain fin à moyen, des dykes pegmatitiques et des enclaves d'amphibolite. La diorite est gris sombre en cassure fraîche, vert (hornblende) et rose (plagioclase légèrement hématitisé) en surface altérée. La proportion et la répartition de ces minéraux confèrent à la roche un aspect moucheté. La diorite contient près de 40 % de hornblende, entre 5 et 15 % de biotite lamellaire, ainsi que de l'épidote. En lames minces, on observe de la titanite et de l'allanite en traces. La roche est coupée par des veinules de quartz-plagioclase et d'épidote.

Suite de Salleneuve (Asln)

Cette suite a été définie par Simard et Lafrance (2011a) dans la région du réservoir Laforge 1. Elle est divisée en deux unités informelles : une unité de monzodiorite quartzifère à hornblende à microstructure porphyroïde (Asln1) et une unité de monzodiorite quartzifère et de granodiorite homogènes à hornblende (Asln2). Cette dernière unité comprend une sous-unité de monzodiorite quartzifère et de granodiorite hétérogènes (Asln2a). Cette suite a également été reconnue plus à l'ouest, dans la région du lac Kinglet (Simard et Lafrance, 2011b) et du lac Tilly (Goutier *et al.*, en préparation).

Dans le secteur d'étude, la Suite de Salleneuve couvre une petite superficie dans le coin nord-ouest du feuillet

33H14 (carte hors texte) et n'a pas été visitée. Ces roches ont été identifiées par Fouques et Schumacher (1979) et correspondent à l'extension de l'unité porphyroïde Asln1 de la Suite de Salleneuve décrite par Goutier *et al.* (en préparation) dans le coin nord-est du feuillet 33H13. Cette unité y est décrite comme un ensemble de monzodiorite, de monzodiorite quartzifère porphyroïde à phénocristaux de feldspath potassique et de diorite à hornblende et biotite.

Suite de Tramont (nAtra)

La Suite de Tramont est une unité de granite introduite par Gosselin et Simard (2000) dans la région du lac Gayot (feuillet 23M). Elle a été aussi reconnue dans les régions avoisinantes, au nord du secteur cartographié, dans les régions du réservoir Laforge 1 (Simard et Lafrance, 2011a) et du lac Kinglet (Simard et Lafrance, 2011b). Elle était considérée comme l'unité intrusive archéenne la plus tardive dans ces secteurs, avec des âges de 2707 à 2686 Ma (Simard, 2008). Toutefois, dans la région d'étude, le Granite du Vieux Comptoir (2618 \pm 2 Ma, Goutier *et al.*, 2000) est nettement plus jeune.

La Suite de Tramont se limite à la partie septentrionale de la région d'étude où elle forme quelques intrusions plurikilométriques. Elle se compose de granite leucocrate blanc rosâtre, homogène et massif, à granulométrie variant de fine à grossière. On y observe de la biotite (moins de 1 à 2 %) partiellement altérée en chlorite, de la muscovite (1 %), des traces d'épidote, plus rarement de la magnétite en grain très fin (moins de 1 %) et de l'hématite. Le microcline et l'orthose présentent parfois des microstructures perthitiques et myrmékitiques. Le plagioclase est parfois fortement séricitisé.

Nous avons observé à quelques endroits une monzonite quartzifère granoblastique, équi-granulaire et à grain fin. Cette roche fortement recristallisée forme probablement des enclaves dans la masse granitique. Elle renferme près de 10 % de biotite chloritisée et environ 7 à 8 % de magnétite fine à laquelle est parfois associée de la pyrite. Les granites de la Suite de Tramont contiennent aussi quelques enclaves de tonalite gneissique, de tonalite, d'amphibolite et de métatexite issues des unités adjacentes (Suite de Brésolles, Suite de Coates, Formation de Keyano).

Granite du Vieux Comptoir (Avcr1)

Le Granite du Vieux Comptoir, introduit initialement par Goutier *et al.* (1999b) dans les feuillets 33F03 et 33F04, à environ 200 km plus à l'ouest, forme une série d'intrusions réparties dans toute la Bande volcanique de la rivière La Grande et la Sous-province d'Opinaca. Il s'agit de l'unité archéenne la plus jeune de la région (2618 \pm 18/-13 Ma, 2618 \pm 2 Ma, Goutier *et al.*, 1999b et 2000). Dans le secteur cartographié, elle se présente sous forme de petites intrusions kilométriques non déformées constituées de granite grossier à pegmatitique à biotite, muscovite et, localement,

tourmaline (figure 2 et cartes hors-texte). Ces intrusions forment souvent de petites collines blanches qui se distinguent nettement dans le paysage. Le granite est généralement blanc rosé clair avec une patine rose plus foncée. La roche présente couramment une microstructure graphique. La biotite (1 à 10 %) est le minéral ferromagnésien le plus commun. On trouve aussi de la magnétite (1 à 5 %) en cristaux millimétriques à centimétriques, de la muscovite (1 %), de la tourmaline par endroits et, plus rarement, du grenat rose et du béryl.

Essaim de dykes de Mistassini (nAmib)

L'Essaim de dykes de Mistassini regroupe plusieurs dykes de gabbro-diabase de direction NW qui s'étendent sur une longueur de plus de 285 km à partir du lac Mistassini, où ils ont été décrits pour la première fois (Fahrig *et al.*, 1986; Buchan *et al.*, 2007). On estimait jusqu'à récemment que ces dykes étaient protérozoïques. Toutefois, la datation d'un de ces dykes par Hamilton (2009) a permis d'obtenir un âge néoarchéen tardif à 2515 \pm 3 Ma. L'étiquette stratigraphique de cette unité (Pmib) a donc été modifiée en nAmib pour refléter cet âge néoarchéen.

Deux dykes de diabase orientés NNW, l'un s'étendant de manière discontinue sur plus de 45 km dans la région du lac Carmoy, l'autre d'une longueur de 3 km dans le sud-ouest du feuillet 33H06 (figure 2 et cartes hors-texte), se trouvent directement dans le prolongement de cet essaim. Ils présentent une signature magnétique très prononcée sur les cartes aéromagnétiques. Ces dykes n'ont pas été observés sur le terrain et leurs contacts ont été tracés à partir des cartes aéromagnétiques. D'après les travaux antérieurs (Simard et Lafrance, 2011a; Fahrig *et al.*, 1986), les dykes de l'Essaim de Mistassini sont composés de gabbro et présentent une épaisseur généralement inférieure à 100 m. Ils ne sont pas déformés et coupent le grain structural à angle fort. Certains dykes présentent une structure porphyrique associée à la présence de phénocristaux centimétriques de plagioclase (1 à 8 cm) dans une matrice très fine. En lames minces, la roche présente des microstructures subophitique et micrographique, cette dernière structure étant constituée d'un assemblage de quartz, de feldspath potassique, d'apatite et de rutile interstitiel aux lattes de plagioclase (Fahrig *et al.*, 1986).

PALÉOPROTÉROZOÏQUE

Formation de Sakami (pPsa)

La Formation de Sakami a été définie par Eade (1966) pour désigner plusieurs buttes-témoins ou des bassins isolés de roches sédimentaires qui reposent en discordance sur les roches archéennes du nord de la Sous-province de La Grande et du sud de la Sous-province de Minto. Ces bassins sont généralement associés à des demi-grabens et des grabens bordés par des failles fragiles (Fouques et Schumacher, 1979). Dans la Sous-province de La Grande, ces bassins

sont distribués sur près de 350 km en association avec un corridor structural ENE-WSW appelé « Zone structurale de Wemindji-Caniapiscou » (Moorhead *et al.*, 1995). Des relations de recoupement avec des dykes néoarchéens (Essaim de dykes de Mistassini) et paléoproterozoïques (Dykes de Senneterre) suggèrent que l'âge du Sakami serait compris entre 2505 et 2216 Ma (Goutier *et al.*, 2001a).

Dans la région d'étude, la Formation de Sakami occupe le coin nord-ouest du feuillet 33H14 (figure 2 et carte hors texte). Cartographiée par Fouques et Schumacher (1979), la majeure partie de l'unité est maintenant submergée par les eaux du réservoir La Grande 4. Ce secteur, d'une superficie de 125 km², représente le principal bassin de Sakami. Portella (1980) le nomme de façon informelle « bassin de la rivière Laforge ».

La Formation de Sakami comprend trois unités principales :

- L'unité inférieure *pPsa1* n'a été observée que sur un seul affleurement dans le secteur nord du feuillet 33H14. Elle a été décrite par Fouques et Schumacher (1979) et Portella (1980). L'unité est composée de minces lits de mudstone et de siltstone verts et de quelques bancs de conglomérat polygénique à cailloux de quartz et de tonalite. Le tout est surmonté par des mudstones et siltstones rouges et par des grès blancs à matrice argileuse.
- L'unité médiane *pPsa2*, constituée d'arénite quartzifère, représente l'unité principale de la Formation de Sakami. Elle est visible sur quelques îles et sur la rive nord du réservoir La Grande 4. L'arénite se présente en lits de 5 à 20 cm, communément grano-classés, et montre de grandes laminations parallèles et entrecroisées (photo 10, en annexe). La couleur des lits varie de blanc, à la base de l'unité, à rose orangé au sommet. L'arénite se compose de grains de quartz arrondis, bien triés, variant du sable fin à grossier dans une matrice (<15 %) de séricite localement recristallisée. Portella (1980) rapporte que la base de l'unité médiane est formée de grès blancs grossiers à conglomératiques. Cette partie de la séquence n'est cependant pas exposée dans la région d'étude.
- L'unité supérieure *pPsa3* est localisée à la bordure sud de la Formation de Sakami et est limitée par la Faille de La Grande Rivière. Elle est constituée de conglomérat polygénique rougeâtre à matrice argileuse et carbonatée alternant avec des niveaux de grès grossier, de siltstone calcaireux et de quelques lentilles de grès rouge à grain moyen. Le conglomérat est constitué de fragments de quartz, de feldspath, de tonalite, de granite pegmatitique blanc et rose, de diorite et de métasédiments. Les clastes sont anguleux, mal triés et varient généralement de 1 à 25 cm, mais peuvent atteindre 2 m de diamètre. La dimension de ces fragments témoignerait d'un environnement de sédimentation torrentiel et fluvial (Portella, 1980).

Dykes de Senneterre (pPsen)

Des dykes de gabbro-diabase appartenant aux Dykes de Senneterre ont été cartographiés dans le feuillet 33H14. Ces filons sont exposés sur des épaisseurs variant de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. La datation d'un de ces dykes a donné un âge de 2216 ± 8/-4 Ma (Buchan *et al.*, 1993). Ils sont orientés NE-SW, ce qui les distingue des intrusions NNW à NW appartenant à l'essaim de Dykes du lac Esprit et de l'Essaim de Mistassini. Ces dykes se distinguent par une forte signature magnétique positive sur les cartes aéromagnétiques.

L'unité est composée de gabbro-norite et de gabbro massifs, brunâtres ou beige orangé en surface altérée et vert foncé en cassure fraîche. La roche est à grain moyen ou fin, avec des bordures figées aphanitiques. Elle présente des microstructures équigranulaire, ophitique à subophitique. Les gabbros sont constitués de plagioclase saussuritisé ou séricitisé, d'augite parfois altérée en chlorite, d'hypersthène et de magnétite. Localement, un assemblage d'actinote, de chlorite et d'hématite remplace les cristaux de pyroxène. Des traces de titanite et d'apatite sont également présentes.

Dykes du lac Esprit (pPesp)

L'âge de mise en place de ces dykes de gabbro-diabase d'orientation NW-SE à NNW-SSE est de 2069 ± 1 Ma (Hamilton *et al.*, 2001).

Trois dykes appartenant à cet essaim ont été localisés dans la partie ouest du feuillet 33H06 où ils coupent les lithologies archéennes. Leur longueur varie de 4 à 20 km dans les limites du secteur d'étude et leur épaisseur moyenne est estimée à 50 m. Ces dykes sont bien visibles sur les cartes aéromagnétiques en raison de leur forte susceptibilité magnétique. Ils ont été tracés à l'aide de quelques affleurements et en s'appuyant sur les cartes magnétiques. Les dykes sont composés de gabbro et de gabbro-norite massifs, équigranulaires et à grain moyen. Ils sont vert foncé en cassure fraîche et gris brunâtre en surface altérée. Ces roches présentent une microstructure ophitique à subophitique et sont principalement constitués de pyroxènes partiellement ouralitisés, de plagioclase souvent saussuritisé ou séricitisé, de magnétite (jusqu'à 7 %), d'un peu de pyrite associée à la magnétite (1 à 2 %) et de traces d'apatite. De la biotite a été aussi observée à certains endroits. En lames minces, on observe des reliques d'olivine altérée en talc et en serpentine et des amphiboles de type actinote-trémolite partiellement altérées en chlorite.

UNITÉS LITHOLOGIQUES

Plusieurs ensembles rocheux archéens n'ont pu être assignés à une unité stratigraphique particulière et sont regroupés en unités lithologiques informelles.

Unité I1Da

L'unité I1Da occupe une petite surface près de la bordure ouest du feuillet 33H14 (carte hors texte). Il s'agit du prolongement d'une unité de tonalite cartographiée dans le feuillet adjacent à l'ouest (33H13). La tonalite à biotite est foliée, à grain fin à moyen et à microstructure granoblastique. Elle possède une patine gris pâle et est gris rosâtre en cassure fraîche. Elle contient jusqu'à 30 % de biotite. La roche est coupée par des dykes de pegmatite à biotite.

Unité I2Ja

L'unité I2Ja fait intrusion dans l'unité Alg13 du Complexe de Langelier, dans la partie ouest des feuillets 33H06 et 33H11 (cartes hors texte). Elle n'a pas été observée lors nos travaux dans le secteur d'étude, mais a été extrapolée à partir des travaux de Goutier *et al.* (en préparation) plus à l'ouest. Ils y décrivent une intrusion très déformée plurikilométrique de diorite et de diorite quartzifère vertes ou grises à grain fin ou moyen, foliées et rubanées par endroits. Ces roches contiennent jusqu'à 40 % de hornblende. Elles sont couramment coupées par des veines décimétriques de granite et renferment localement des enclaves métriques d'amphibolite.

Unités I4I et I4a

L'unité I4I correspond à une série de petites intrusions ultramafiques alignées selon une direction NE-SW près de la limite sud de la région (carte hors texte). Elles sont encaissées dans les tonalites foliées de l'unité Aktw1 et correspondent à une forte anomalie aéromagnétique positive discontinue de 7 km par 0,4 km.

Ces intrusions sont composées de périclase à pyroxène et hornblende et ont été observées en affleurement sur une épaisseur maximale d'environ 15 m. La roche à granulométrie moyenne à grossière est homogène et massive. Elle présente une patine brunâtre caractéristique et est noir verdâtre en cassure fraîche. La périclase se compose de phénocristaux d'olivine (45 %) baignant dans une matrice composée d'augite (15 %), d'hypersthène (10 %), de hornblende (5 %) et de phlogopite (3 %). La roche contient aussi de la magnétite (2 %) et des traces d'ilménite, de pyrite et de chromite. L'olivine est partiellement altérée en serpentine et en talc, alors que les pyroxènes sont en partie remplacés par la trémolite et l'actinote. Ces roches présentent des teneurs anormales en Ni et Cr (site I2-HH-2008; voir section « Géologie économique »).

L'unité I4a englobe quatre petits corps ultramafiques. Trois sont situés dans le nord du feuillet 33H14 (carte hors texte) où ils forment des dykes décimétriques coupant les roches intrusives felsiques de la Suite de Coates et du Pluton de La Grande 4. La roche est une lherzolite à granulométrie

moyenne, massive, vert foncé en cassure fraîche. L'olivine (40 à 50 %), l'augite (20 %) et l'hypersthène (15 %) sont les constituants principaux. Elle contient aussi de la hornblende (<4 %), de la magnétite (3 %), du plagioclase (3 à 5 %) et une faible quantité de biotite (2 %). En lames minces, on observe un peu de talc. La roche est faiblement altérée et les microstructures magmatiques sont bien préservées.

Un quatrième corps est situé dans la partie centre-est du feuillet 33H11 (carte hors texte). Il s'agit d'un filon-couche encaissé dans la séquence volcano-sédimentaire du Groupe de Guyer et qui est exposé sur une épaisseur d'environ 30 m. Sa forte signature aéromagnétique suggère toutefois que sa largeur pourrait dépasser la centaine de mètres. L'intrusion est composée de webstérite à olivine massive à grain moyen à grossier. La roche est constituée principalement de pyroxènes (80 %; clinopyroxène et orthopyroxène), fortement altérés en actinote-trémolite-talc, et d'olivine (6 %) altérée en serpentine. La roche contient aussi de la magnétite (10 %), du plagioclase (3 %) et de la hornblende (1 %).

Contrairement aux roches volcaniques encaissantes, ces roches ultramafiques ne sont pas déformées. Elles sont toutes coupées par des dykes de pegmatite à biotite ± muscovite ± magnétite.

Unité M4

L'unité M4 affleure dans le sud de la région principalement sous la forme d'enclaves dans l'Intrusion de Kamusaawach. Elle est constituée de paragneiss localement migmatitisé injecté par du granite tardif. À certains endroits, elle est contiguë aux métavolcanites de la Formation de Rouget et pourrait donc être associée à celle-ci. Le paragneiss est lépidogranoblastique, folié et à granulométrie fine à moyenne. Sa couleur varie de gris pâle à gris rouillé en surface altérée et gris pâle en cassure fraîche. Il est composé principalement de quartz et de biotite et contient un peu de grenat, de hornblende et de sulfures disséminés. Localement, le paragneiss renferme des rubans boudinés de mobilisat (10 %) blanchâtre de composition granitique et à granulométrie moyenne à grossière.

Unité M16a

L'unité M16a affleure dans le nord de la région sous la forme d'enclaves allongées dans le Batholite de Polaris et le Pluton de La Grande 4 (carte hors texte). Elle est composée d'amphibolite mafique à intermédiaire, dans laquelle s'intercalent de minces niveaux décimétriques de paragneiss à biotite. L'amphibolite est foliée, granoblastique et à grain fin à moyen. Elle est constituée principalement de hornblende (65 % en moyenne) et de plagioclase, et contient des carbonates. On observe localement des reliques d'hypersthène (1 %) et de la séricite en altération du plagioclase.

LITHOGÉOCHIMIE

Les échantillons ont été analysés pour les éléments majeurs, les terres rares et, dans certains cas, les éléments en traces ou économiques. Les analyses ont été effectuées au laboratoire ACTLABS d'Ancaster (Ontario) par les méthodes ICP-MS, ICP-AES ou par activation neutronique. Nous présentons dans ce chapitre les résultats qui concernent les unités intrusives felsiques et intermédiaires les plus importantes (figures 3 et 4), les roches métavolcaniques (figure 5) et les roches métasédimentaires (figure 6). Le but de cet exercice est de comparer ces différentes unités en mettant en évidence les caractéristiques géochimiques liées à la composition, l'affinité géochimique et le contexte géodynamique de mise en place. Pour certaines unités, le lecteur pourra se référer aux travaux de Bandyayera *et al.* (2014) réalisés à partir d'un nombre d'échantillons plus importants provenant notamment des unités métavolcaniques de Guyer et de Keyano, du Complexe de Langelier et des dykes protérozoïques. Toutes les analyses sont disponibles sur le site du MERN par l'intermédiaire du site du SIGÉOM.

Roches intrusives felsiques et intermédiaires

Les diagrammes sont repartis dans deux figures afin de ne pas surcharger celles-ci. La figure 3 présente les données touchant les intrusions néoarchéennes (Suite de Coates, plutons de La Grande 4, de Nochet et de Sauvolles, Batholite de Polaris), tandis que la figure 4 regroupe des unités plus anciennes (Complexe de Langelier, Intrusion de Kamusaawach et Intrusion Wachiskw).

Nous considérons que le diagramme K_2O en fonction de SiO_2 de Peccerillo et Taylor (1976; figures 3a et 4a) reflète de manière relativement fidèle la composition primaire des intrusions felsiques et intermédiaires du secteur, étant donné la faible altération potassique reconnue dans ces roches. La limite à 63 % SiO_2 sépare les roches intermédiaires et felsiques. Dans les unités felsiques, les champs des roches à concentration faible, modérée et élevée en potassium correspondent grossièrement aux compositions des unités tonalitiques, granodioritiques et granitiques, respectivement. L'utilisation de ces diagrammes vient confirmer observations lithologiques provenant à l'aide des colorations et des lames minces.

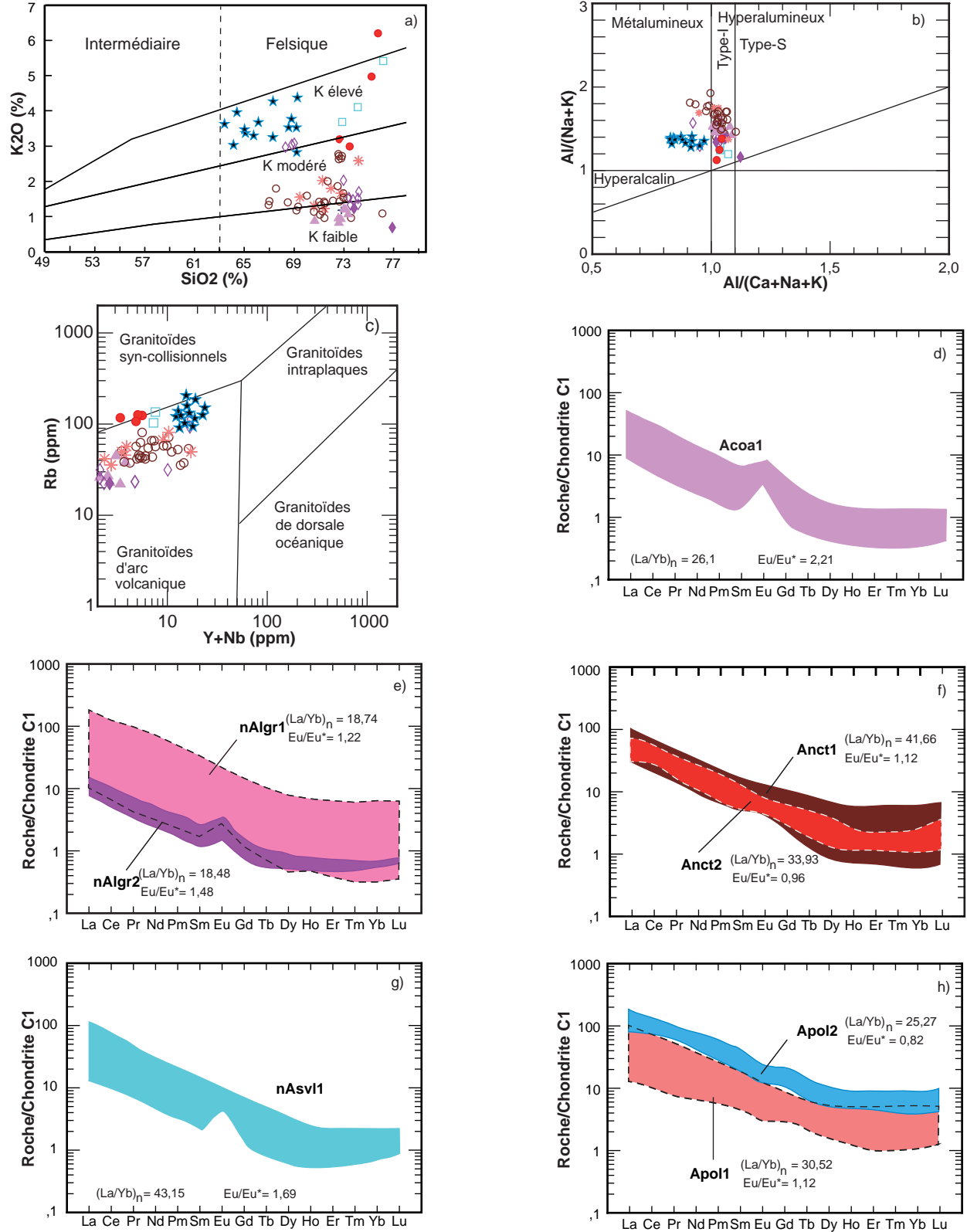
Les diagrammes de l'indice de saturation en alumine de Maniar et Piccoli (1989; figures 3b et 4b) montrent que ces intrusions sont métalumineuses et dérivent d'un magma de type I. Dans les diagrammes de Pearce *et al.* (1984) des figures 3c et 4c, toutes ces roches se retrouvent dans le champ de granitoïdes d'arc volcanique, donc en contexte orogénique. Ceci confirme les conclusions de Bandyayera *et al.* (2014) en ce qui concerne les roches du Complexe de Langelier.

Plusieurs intrusions présentent des diagrammes de terres rares avec des profils assez semblables. Le fractionnement des terres rares est modéré, avec une pente plus prononcée dans les intrusions plus jeunes (Suite de Coates, plutons de La Grande 4, de Nochet et de Sauvolles, Batholite de Polaris; figures 3d à h) comparativement aux unités plus anciennes (Complexe de Langelier, intrusions de Kamusaawach et de Wachiskw; figures 4d à f). Les rapports $(La/Yb)_N$ moyens sont indiqués sur les différents diagrammes. Tous ces profils sont caractéristiques de séries calco-alcalines. Les spectres de la Suite de Coates se distinguent par une forte anomalie positive en europium, avec un rapport Eu/Eu^* de 2,21. Une anomalie positive en Eu plus faible est visible dans les granites du Pluton de Sauvolles ($Eu/Eu^* = 1,69$), les tonalites du Complexe de Langelier (unité Alg13, $Eu/Eu^* = 1,47$), les roches de l'Intrusion de Wachiskw ($Eu/Eu^* = 1,43$) et du Pluton de La Grande 4 ($Eu/Eu^* = 1,22$ et $1,48$). Par contre, les roches porphyroïdes du Batholite de Polaris (unité Apol2) sont caractérisées par une légère anomalie négative en Eu ($Eu/Eu^* = 0,82$). Quelques échantillons du Complexe de Langelier et de l'Intrusion de Kamusaawach montrent la même anomalie négative en Eu, laquelle est probablement associée à des processus de fractionnement du plagioclase. Bandyayera *et al.* (2014) ont observé le même phénomène dans les roches du Complexe de Langelier.

Roches métavolcaniques et roches intrusives mafiques

Le diagramme de Winchester et Floyd (1977) illustre la composition des différentes unités métavolcaniques cartographiées (figure 5a). Les roches du Groupe de Guyer se distinguent par des compositions basaltiques, tandis les volcanites des formations de Rouget et de Keyano sont de composition variant de basaltique à andésitique (figure 5a). Sur le diagramme de Jensen et Pyke (1982), les metabasalts sont d'affinité tholéiitique avec une tendance komatiitique pour certains échantillons du Groupe de Guyer, tandis que les méta-andésites sont calco-alcalines (figure 5b). Le diagramme de discrimination des contextes géodynamiques de Wood (1980; figure 5c) montre que toutes les métavolcanites intermédiaires et mafiques se situent dans le champ des arcs volcaniques. Ce diagramme ayant été élaboré en se basant sur la composition de volcanites modernes, ces conclusions ne peuvent peut-être pas être extrapolées à l'Archéen.

Les diagrammes de terres rares indiquent que les roches de même composition dans les différentes unités possèdent des spectres très semblables (figures 5d, 5e et 5f). Le rapport $(La/Yb)_N$ moyen est sensiblement similaire pour les metabasalts de la Formation de Rouget (1,04), du Groupe de Guyer (1,17) et de la Formation de Keyano (1,08). Des profils plats avec des rapports Roche/Chondrite C1 compris entre 10 et 20 caractérisent les metabasalts tholéiitiques. Les metabasalts plus primitifs à tendance komatiitique du Groupe de Guyer possèdent des concentrations en terres rares plus faibles, avec des rapports Roche/Chondrite C1



Suite de Coates	Pluton de La Grande-4	Pluton de Nochet	Batholite de Polaris	Pluton de Sauvolles
▲ Acoa1: tonalite	◇ nAlgr1: Granodiorite	○ Anct1: Granodiorite	★ Apol2: Roches porphyriques	★ Apol1: Granodiorite, tonalite
	◇ nAlgr2: Tonalite	● Anct2: Granite	★ Apol1: Roches porphyriques	□ nAsvl1: Granite

FIGURE 3 - Diagrammes géochimiques des roches intrusives felsiques et intermédiaires de la Suite de Coates, du Pluton de La Grande-4, du Pluton de Nochet, du Pluton de Sauvolles et du Batholite de Polaris : **a)** diagramme binaire K_2O en fonction de SiO_2 de Peccerillo et Taylor (1976); **b)** diagramme de l'indice de saturation en alumine de Maniar et Piccoli (1989); **c)** diagramme de discrimination du contexte géodynamique de Pearce *et al.* (1984); **d, e, f, g et h)** diagramme des éléments des terres rares normalisés à la chondrite C1 de McDonough et Sun (1995).

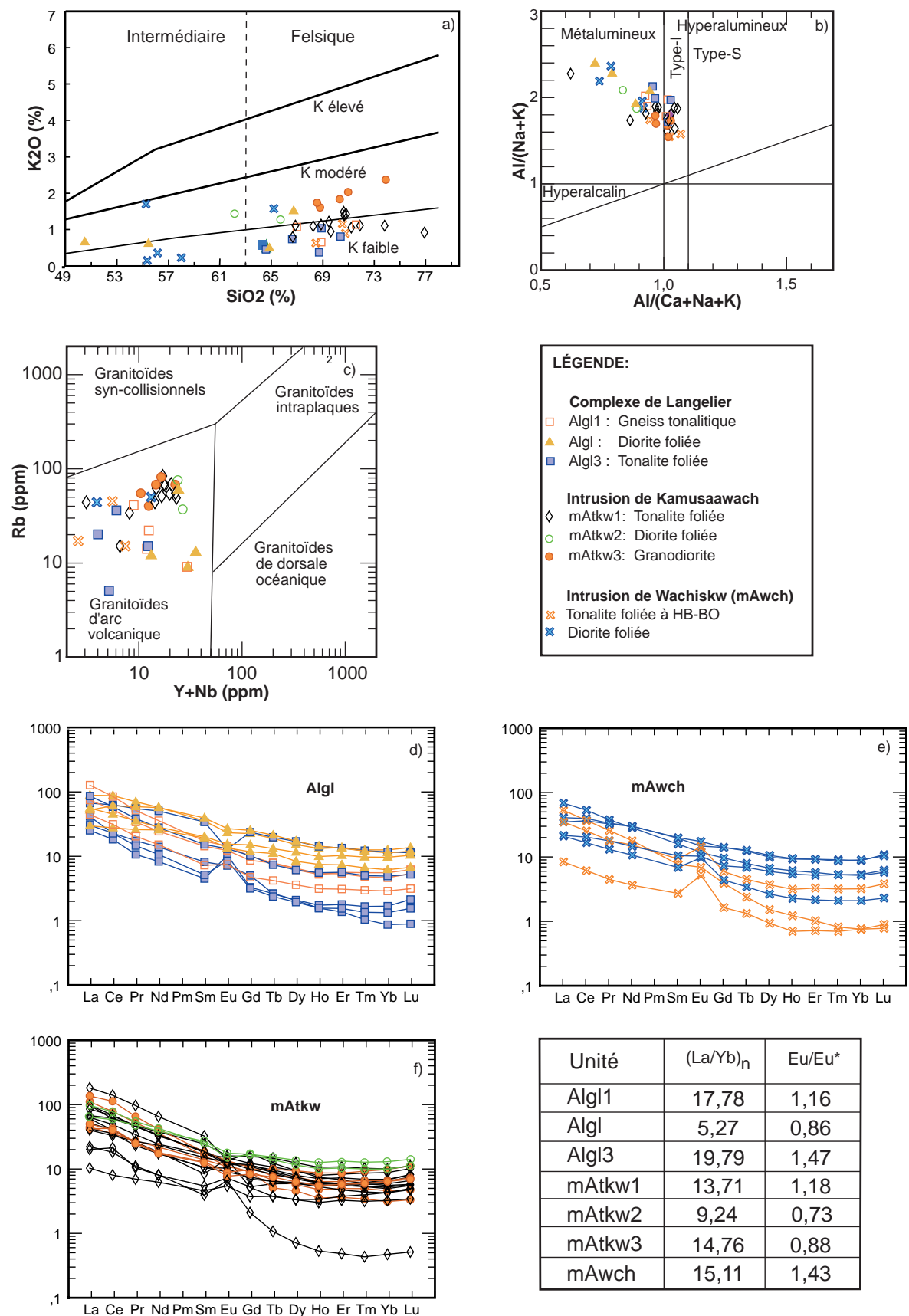


FIGURE 4 - Diagrammes géochimiques des roches intrusives felsiques et intermédiaires du Complexe de Langelier, de l’Intrusion de Kamusaawach et de l’Intrusion de Wachiskw : **a**) diagramme binaire K₂O en fonction de SiO₂ de Peccerillo et Taylor (1976); **b**) diagramme de l’indice de saturation en alumine de Maniar et Piccoli (1989); **c**) diagramme de discrimination du contexte géodynamique de Pearce *et al.* (1984); **d**, **e** et **f**) diagramme des éléments des terres rares normalisés à la chondrite C1 de McDonough et Sun (1995).

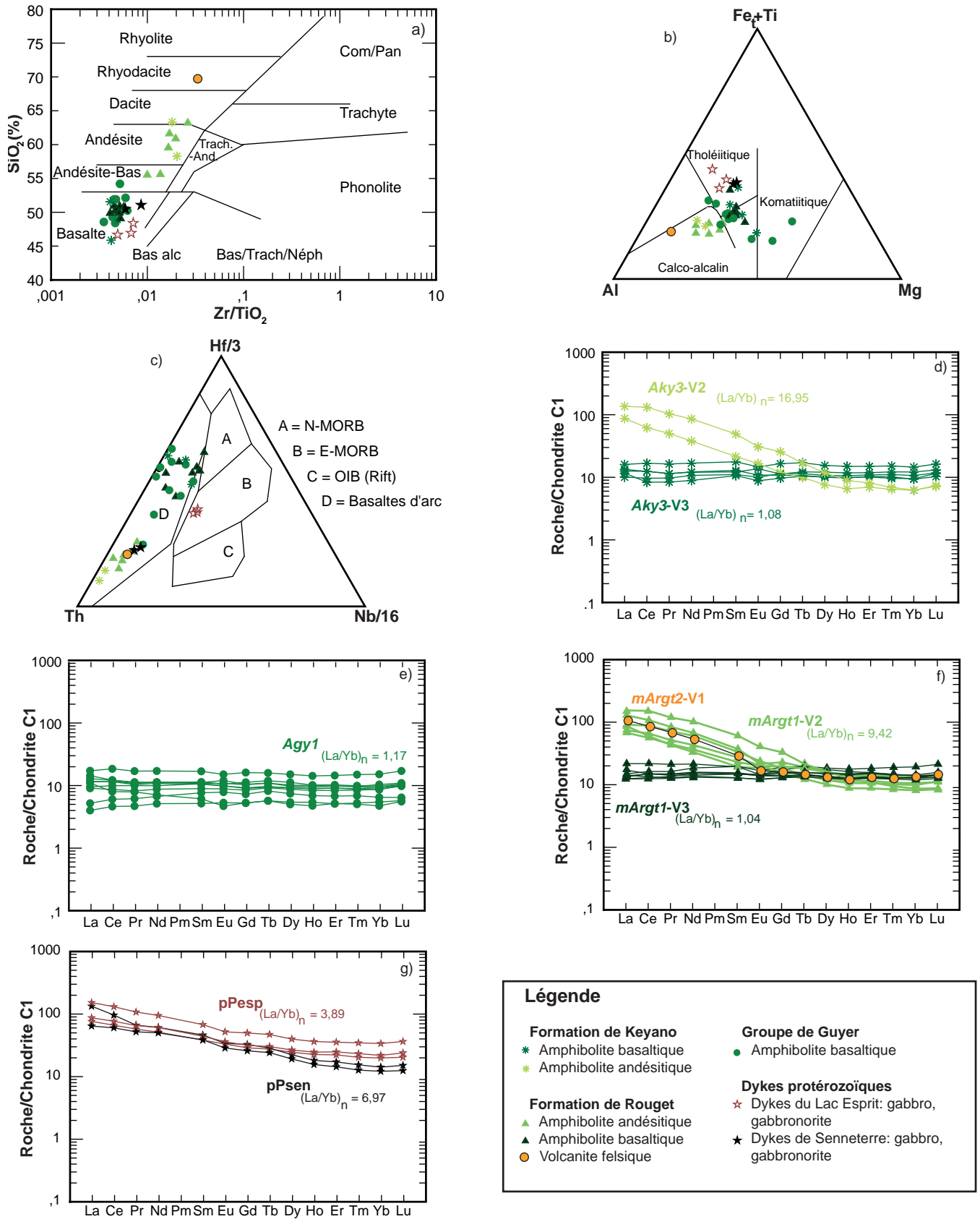


FIGURE 5 - Diagrammes géochimiques des métavolcanites et des roches intrusives mafiques: **a)** diagramme de classification SiO_2 en fonction de Zr/TiO_2 de Winchester et Floyd (1977); **b)** diagramme d'affinité géochimique de Jensen et Pyke (1982); **c)** diagramme de discrimination du contexte géodynamique de Wood (1980); **d, e, f et g)** diagramme des éléments des terres rares normalisés à la chondrite C1 de McDonough et Sun (1995).

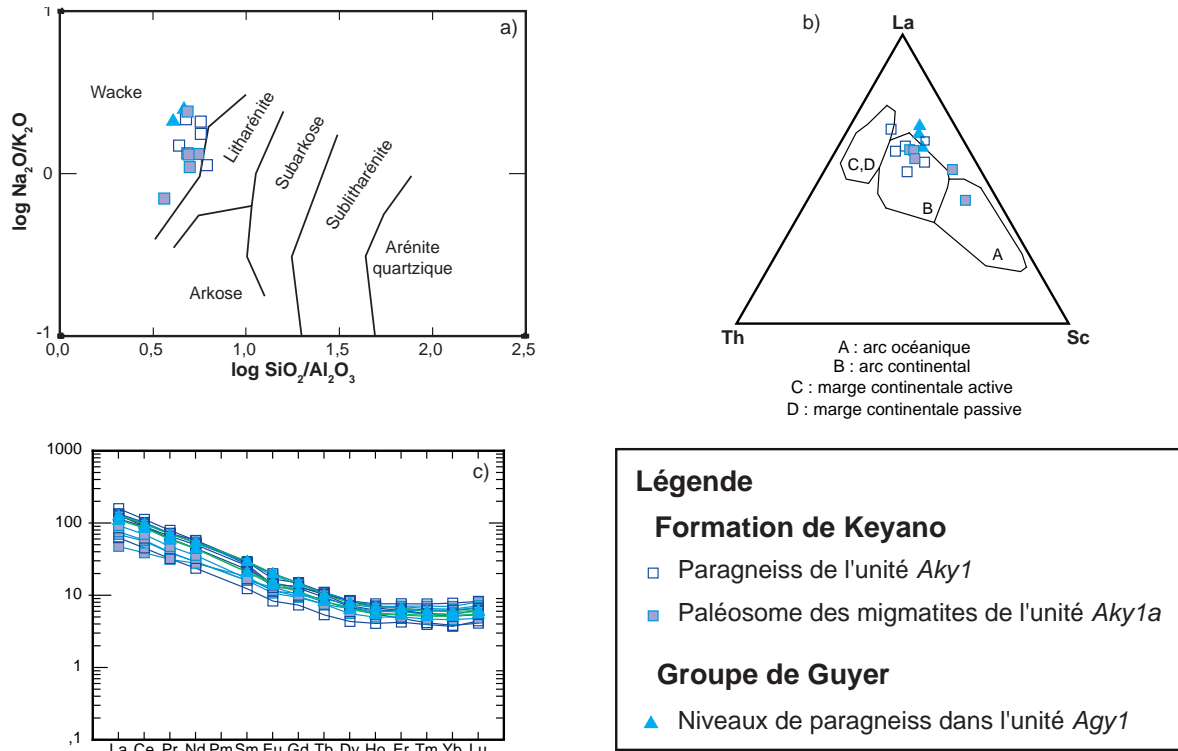


FIGURE 6 - Diagrammes géochimiques des roches dans les principales unités métasédimentaires : a) diagramme de Herron (1988); b) diagramme de discrimination du contexte géodynamique de Bhatia et Crook (1986); c) diagramme des éléments des terres rares normalisés à la chondrite C1 de McDonough et Sun (1995).

variant entre 4 et 5. Les caractéristiques des métavolcanites du Groupe de Guyer dans le secteur d'étude sont comparables à celles observées par Bandyayera *et al.* (2014) pour le reste de la BVRLG, soit des profils de terres rares presque plats et des rapports Roche/Chondrite C1 variant de 4 à 20. Par contre, les échantillons de metabasalte de la Formation de Keyano prélevés dans le secteur d'étude montrent des profils presque plats, alors que ceux provenant des secteurs plus à l'ouest se caractérisent par un léger fractionnement et un appauvrissement en terres rares lourdes (Bandyayera *et al.*, 2014).

Les méta-andésites montrent plutôt des profils légèrement fractionnés et un appauvrissement en terres rares lourdes. Ceci reflète leur affinité calco-alkaline. Les rapports $(La/Yb)_N$ moyens des méta-andésites des formations de Keyano (16,95) et de Rouget (9,42) diffèrent peu. Les profils des méta-andésites du Keyano sont comparables à ceux rapportés par Bandyayera *et al.* (2014) à l'ouest du secteur d'étude.

Les métavolcanites mafiques et intermédiaires des trois unités volcaniques du secteur (Keyano, Guyer et Rouget) ne présentent pas de différences notables de point de vue des caractéristiques géochimiques et l'environnement de mise en place.

Les intrusions de gabbro-diabase protérozoïques des Dykes de Senneterre et des Dykes du Lac Esprit possèdent les mêmes caractéristiques, soit une composition mafique (figure 5a) et une affinité tholéiitique (figure 5b). Elles présentent des profils similaires avec un léger fractionnement des terres rares et des rapports moyens $(La/Yb)_N$ de 6,96 et 3,89 respectivement. Les Dykes du Lac Esprit semblent un peu

plus enrichis en terres rares. Ces derniers sont aussi un peu plus riches en P_2O_5 (0,27 à 0,46 %) comparativement aux gabbros des Dykes de Senneterre (0,16 à 0,21 %), confirmant en partie les résultats obtenus par Bandyayera *et al.* (2013). Par contre, les teneurs en MgO dans nos échantillons de dykes ne dépassent pas 5,74 %, alors que Bandyayera *et al.* (2013) mentionnent des valeurs atteignant 9 %. Les teneurs en TiO_2 et Cr sont comparables pour les deux familles de dykes. Toutefois, ces intrusions se distinguent par des contenus différents en certains éléments (notamment SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , Ta , Nb). Le nombre réduit des échantillons ne permet cependant pas de tirer des conclusions définitives à ce sujet. L'étude réalisée par Bandyayera *et al.* (2014), à cet effet, englobe beaucoup plus de données, notamment celles provenant des campagnes de cartographie de 2009 à 2011 auxquelles ont été intégrées les analyses de Buchan *et al.* (2007).

Roches métasédimentaires

Dans le cas des roches migmatitisées (métatexite, diatexite), seule la composition géochimique du paléosome a été examinée. La figure 6a (Herron, 1988) montre que les protolites des métasédiments dans les différentes unités de la région seraient des wackes. La similarité des profils de terres rares (figure 6c) suggère que les sources des sédiments sont de composition uniforme. La sédimentation serait associée à un contexte géodynamique d'arc continental (Bhatia et Crook, 1986; figure 6b).

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Le schéma structural de la Sous-province de La Grande résulte de la superposition de plusieurs phases de déformation qui ont affecté le socle gneissique et tonalitique et la couverture volcano-sédimentaire archéenne (Gauthier *et al.*, 1997; Goutier *et al.*, 2002; Bandyayera *et al.*, 2011, 2013; Simard et Lafrance, 2011a). Dans la région cartographiée, le grain structural est contrôlé par d'importantes intrusions de forme ovoïde, formant des structures en dômes et en bassins. Dans la région d'étude, ces grandes structures plongent vers l'est et le nord-est. La région est aussi affectée par une déformation cassante néoarchéenne à paléoprotérozoïque.

Phases de déformation et éléments structuraux associés

Plusieurs épisodes de déformation ont affecté la région à l'Archéen et au Paléoprotérozoïque. L'analyse structurale présentée ici suit la démarche de Simard et Lafrance (2011a). Les épisodes de déformation archéens sont caractérisés essentiellement par trois phases de déformation ductile (D1 à D3), alors que les épisodes néoarchéens tardifs et paléoprotérozoïques sont associés à plusieurs phases de déformation cassante.

Structures primaires

Le litage primaire n'est bien préservé que dans les roches sédimentaires paléoprotérozoïques de la Formation de Sakami. On y observe des laminations et des lits bien définis à faible pendage et, par endroits, subhorizontaux.

Quelques coulées de lave coussinée subsistent localement dans les métavolcanites du Groupe de Guyer et de la Formation de Keyano (unité Aky3). Une polarité stratigraphique vers le nord a pu être déterminée dans le Guyer, mais les coussins observés dans le Keyano sont trop déformés et aplatis pour permettre ce genre d'interprétation.

Dans le Batholite de Polaris, on observe par endroits une foliation magmatique primaire, particulièrement dans le faciès porphyroïde. Labbé et Bélanger (1998) soulignaient également la présence de foliations magmatiques dans cette intrusion.

Phase de déformation D1

Reprenant l'approche préconisée par Simard et Lafrance (2011a) dans la région plus au nord, nous associons à la phase de déformation D1 toutes les fabriques antérieures à la foliation principale S2 d'origine tectonométamorphique, laquelle correspond au grain structural régional. Les foliations antérieures à S2 sont probablement associées à plus d'une phase de déformation, mais il ne nous est pas possible de le démontrer dans l'état actuel des connaissances. Les foliations attribuables à la phase D1 se limitent au rubane-

ment gneissique rencontré dans les gneiss et les tonalites anciennes du Complexe de Langelier et les enclaves d'amphibolite rencontrées dans plusieurs unités (Batholite de Polaris, Pluton de La Grande 4, Suite de Tramont et Pluton de Nochet). Ces foliations anciennes ont été transposées lors de la déformation D2, de telle sorte qu'il est difficile de les distinguer de la foliation S2. Elles représentent donc des foliations composites.

Phase de déformation D2

Cette phase de déformation est responsable du développement de la foliation principale S2 qui affecte les roches métavolcaniques et métasédimentaires de la région et une partie des roches plutoniques comme celles de la Suite de Coates. À l'instar de Bandyayera *et al.* (2013), nous considérons que cette phase se superpose et accentue le rubanement gneissique et la foliation dans les roches du Complexe de Langelier, ainsi que la foliation précoce dans les roches métavolcaniques mésoarchéennes. Cette phase est également à l'origine du rubanement migmatitique dans les métasédiments. Les plis isoclinaux locaux à plans axiaux parallèles à la foliation S2 observés dans les roches mésoarchéennes seraient probablement liés à cette phase de déformation.

Phase de déformation D3

La phase de déformation D3 est à l'origine des plis régionaux P3 orientés NE-SW à ENE-WSW. Les intrusions de Nochet, Sauvolles et Polaris se sont probablement mises en place durant cette phase de déformation. Les données structurales montrent que le Pluton de Nochet forme un dôme, alors que les parties ouest du Batholite de Polaris et du Pluton de Sauvolles représentent des synformes. Ces structures sont principalement interprétées à partir du changement d'attitude de la foliation S2 réorientée par le plissement. Une foliation S3 s'exprimant sous la forme d'un clivage a été observée sur un nombre très restreint d'affleurements dans les roches intrusives du Pluton de La Grande 4, du Complexe de Langelier et de l'Intrusion de Kamusaawach. Elle n'a toutefois pas été observée en association avec les plis P3. Les zones de cisaillement régionales, orientées E-W à ENE-WSW, seraient aussi liées à cette phase. La Faille de La Grande Rivière, qui délimite la Formation de Sakami, aurait toutefois été réactivée au Protérozoïque.

La déformation D3 a produit aussi quelques plis locaux NNE-SSW. La plupart de ces plis sont peu étendus et ne peuvent être représentés à l'échelle de nos travaux.

Phases de déformation tardives

Les phases de déformation tardives sont de nature cassante. Une première phase se manifeste vers la toute fin de l'Archéen avec le développement de cassures NNW-SSE auxquelles sont associés les dykes de l'Essaim de Mistassini

(2515 Ma; Hamilton, 2009). Une seconde phase serait à l'origine du développement (ou de la réactivation) de la Faille de la Grande Rivière, et probablement des diverses failles subsidiaires qui coupent la Formation de Sakami et forment les limites du bassin. Les autres réseaux de fractures et de dykes sont d'âge paléoproterozoïque et sont orientés NE-SW (Dykes de Senneterre, vers 2216 Ma; Buchan *et al.*, 1993) et NNW-SSE à NW-SE (Dykes du lac Esprit, à 2069 Ma; Hamilton *et al.*, 2001).

Quelques linéaments NW-SE caractérisés par une signature aéromagnétique négative sont probablement contemporains des fractures associées à la mise en place des dykes de même orientation. Les anomalies négatives sont probablement dues à un phénomène de démagnétisation résultant de la circulation de fluides dans ces fractures.

Domaines structuraux

Les domaines structuraux correspondent aux grands ensembles lithostratigraphiques définis précédemment (figure 7). Chaque domaine est à son tour subdivisé en sous-domaines en fonction des variations de l'attitude moyenne de la foliation principale.

Le traitement statistique données structurales a été effectué à l'aide du logiciel Spheristat. L'attitude de la foliation est très variable puisqu'elle est perturbée par les grandes intrusions et les nombreux plissements locaux.

Domaine mésoarchéen (domaine I)

Ce domaine réunit les principales unités mésoarchéennes de la région (Complexe de Langelier, Suite de Brésolles, Intrusion de Kamusaawach, Intrusion de Wachiskw et les formations volcano-sédimentaires de Rouget et de Guyer). Il couvre une vaste superficie dans la partie sud de la région (sous-domaine Ia, Ib et Ic; figure 7) et un petit secteur dans le coin nord-ouest (sous-domaine Id). Ce domaine est caractérisé par un degré moyen à élevé de déformation. La mise en place de ces unités est antérieure aux phases de déformation D2 et D3 qui ont affecté l'ensemble de la région.

Le sous-domaine Ia correspond aux roches du Complexe de Langelier. Il est caractérisé par une forte déformation et la présence de nombreux plis intrafoliaux et isoclinaux locaux, liés à la phase D2. La foliation principale S2 est orientée globalement E-W, avec une valeur moyenne de $088^{\circ}/82^{\circ}$ (stéréogramme a, figure 7).

Le sous-domaine Ib est composé des roches de l'Intrusion de Kamusaawach. Le stéréogramme b (figure 7) montre que les pôles de la foliation S2 forment une guirlande qui reflète la présence d'une grande synforme plongeant vers le nord-est ($060^{\circ}/22^{\circ}$). Les sous-domaines Ia et Ib sont particulièrement caractérisés par la présence de fortes linéations minérales secondaires. Ces linéations sont en majorité orientées NE-SW avec un faible plongement vers le nord-est ($045^{\circ}/19^{\circ}$; stéréogramme d, figure 7).

Le sous-domaine Ic comprend les roches de l'Intrusion de Wachiskw et du Groupe de Guyer. Les pôles des plans de foliation S2 sont concentrés dans le quadrant nord-ouest du stéréogramme c (figure 7) et présentent une orientation moyenne de $045^{\circ}/40^{\circ}$. La dispersion de la foliation est associée à l'effet de dôme du Pluton de Nochet.

Le sous-domaine Id correspond à un secteur restreint dans le coin nord-ouest de la région. Il est constitué des gneiss de la Suite de Brésolles. La gneissosité possède une orientation moyenne N-S et un pendage quasi vertical (stéréogramme non présenté). L'attitude de la foliation dans ce secteur, proche de la limite avec la Sous-province de Minto (figure 1), serait peut-être influencée par le grain structural régional NNW-SSE qui caractérise cette sous-province (Simard et Lafrance, 2011a).

Domaine néoarchéen (domaine II)

Ce domaine englobe l'ensemble des unités néoarchéennes. Il couvre une grande partie de la région et a été divisé en cinq sous-domaines (figure 7). Il se compose de roches présentant des degrés de déformation très variables en raison de leurs différences rhéologiques et de leur âge de mise en place. Certaines intrusions sont contemporaines de l'épisode de déformation D2 (par ex. la Suite de Coates), alors que d'autres se sont mises en place lors de l'épisode D3 (par ex. le Batholite de Polaris). Toutefois, dans la partie centrale des intrusions, la foliation est toujours faible. Ce domaine a été divisé en sous-domaines en fonction de l'attitude de la foliation principale S2.

Le sous-domaine IIa est situé dans la partie nord du terrain et englobe la Suite de Coates, le Pluton de La Grande 4 et la majeure partie de la Formation de Keyano. Il se caractérise par la présence d'antiformes et de synformes ENE à NE. La distribution des pôles de la foliation suggère que les axes de plis ont une orientation moyenne de $065^{\circ}/18^{\circ}$ (stéréogramme e, figure 7).

Le sous-domaine IIb couvre le Pluton de Nochet et, plus au nord, une bande de 2 km appartenant à la Formation de Keyano. Dans ce sous-domaine, les pôles de la foliation caractérisent une guirlande mal définie soulignant une structure plongeant faiblement vers l'est à $098^{\circ}/21^{\circ}$ (stéréogramme f, figure 7).

Les sous-domaines IIc, IId et IIe correspondent respectivement aux intrusions de Polaris, de Carmoy et de Sauvolles. Dans ces sous-domaines, les pôles de la foliation montrent une grande dispersion et les plans moyens calculés dans les sous-domaines IIc et IIe ne sont présentés qu'à titre indicatif (stéréogrammes g et f, figure 7). Il n'est pas exclu qu'une partie des foliations relevées soient d'origine primaire (foliation magmatique).

L'attitude de la foliation mesurée dans le Batholite de Polaris et le Pluton de Sauvolles reflète la présence de synformes plongeant vers l'est dans la région couverte par ce rapport. Ces structures sont probablement associées à la forme des intrusions. Les données recueillies plus à l'est à

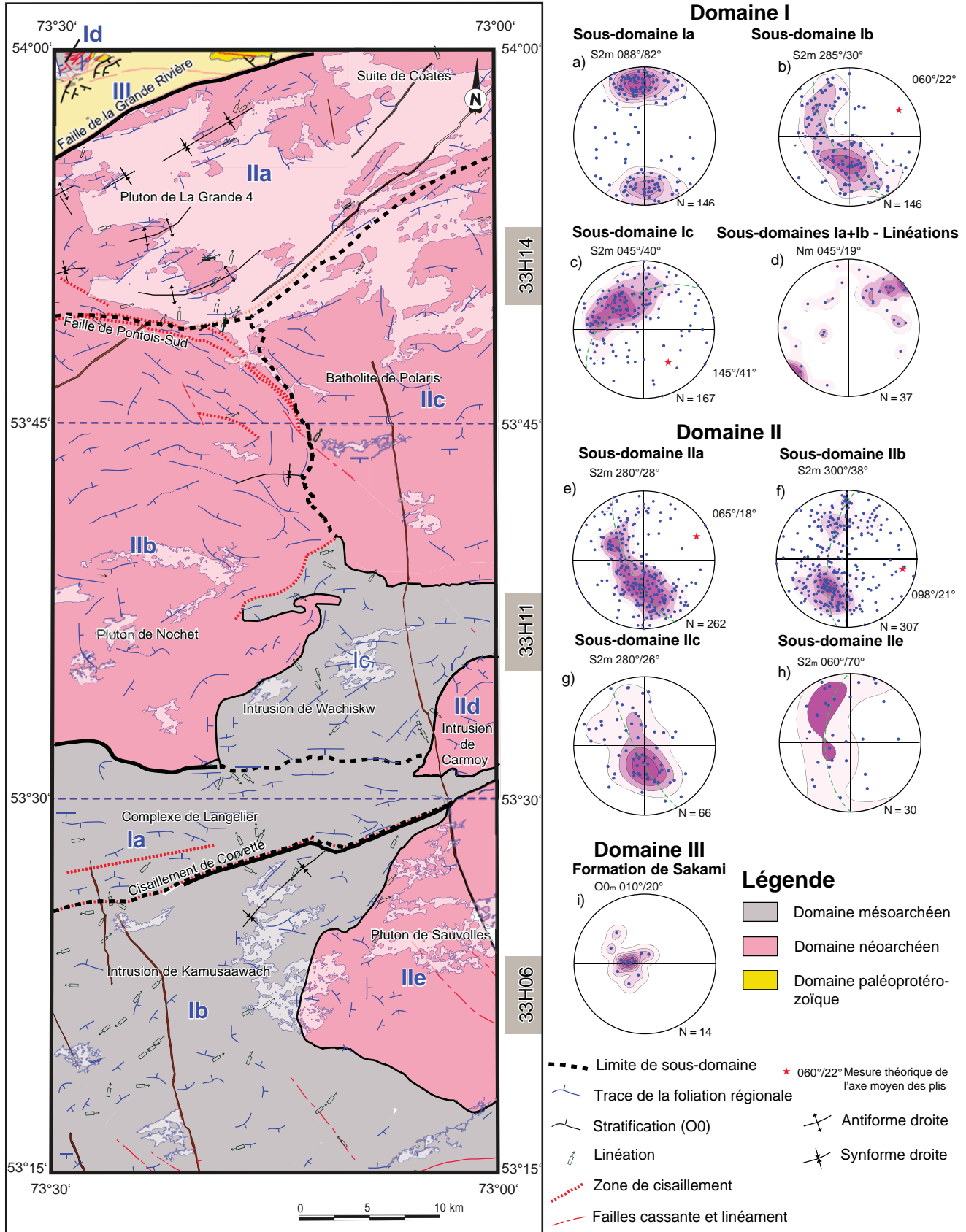


FIGURE 7 - Carte des domaines structuraux et stéréogrammes des mesures structurales.

l'été 2013 montrent que, globalement, ces grandes intrusions sont inclinées vers l'est, que une partie ouest formant une synforme, tandis que la partie est représenterait une antiforme.

À noter que le stéréogramme du sous-domaine IId n'est pas présenté à la figure 7, peu de mesures ayant été levées dans ce secteur.

Les intrusions du Granite du Vieux Comptoir sont post-tectoniques et coupent les unités des domaines I et II. Elles n'appartiennent donc pas à ces domaines.

Domaine paléoprotérozoïque (domaine III)

Le domaine III est localisé dans le coin nord-ouest de la région et correspond à un graben asymétrique ENE délimitant un bassin de roches sédimentaires appartenant à la Formation de Sakami. Dans ce domaine, les roches occupant le centre du graben sont peu ou non déformées, alors qu'en bordure, la déformation est plus importante en raison de la présence de failles. La bordure sud du bassin est marquée par la Faille de La Grande Rivière. La bordure nord est délimitée par une série de failles normales ENE et NNE. L'asymétrie du graben se traduit par un mouvement normal plus important du côté sud, l'exposition locale de la discordance d'érosion du côté nord, un pendage des strates vers le sud-est et l'est-sud-est et l'épaississement de l'unité sommitale (*pPsa3*) au sud. Le plan de stratification moyen (stéréogramme i, figure 7) est orienté 010°/20°.

Failles et cisaillements régionaux

Zone de cisaillement de Corvette

Une zone de cisaillement d'épaisseur décamétrique, la Zone de déformation de Corvette (Goutier *et al.*, en préparation), affecte le contact sud du Complexe de Langelier (feuille 33H06, carte hors texte). Sa signature magnétique est nette et indique que cette structure constitue l'extension d'une zone de cisaillement interprétée plus à l'ouest par Goutier *et al.* (en préparation). Cette zone s'exprime par la présence de foliations et de linéations minérales très marquées. Cette structure serait associée à la phase D3.

Faille de Pontois-sud

Cette zone de cisaillement a été identifiée plus à l'ouest par dans le feuillet 33G09, puis par Goutier *et al.* (en préparation) dans les feuillets 33H12 et 33H13. Bandyayera *et al.*, (2013) l'ont l'a décrite comme une zone de cisaillement à mouvement inverse vers le nord.

Dans la région, cette zone se ramifie pour circonscrire la bande métavolcanique de la Formation de Keyano (unité *Aky3*). Le long de son tracé, on observe le développement de microstructures protomylonitiques et la présence de porphyroclastes de type sigma. L'épaisseur de cette zone varie de quelques dizaines de mètres à un kilomètre. Cette zone de déformation est associée à la phase D3.

Faille de La Grande Rivière

La Faille de La Grande Rivière constitue la limite sud de la Formation de Sakami, au nord de la région. Cette faille régionale rectiligne s'étend vers l'ouest sur plus de 200 km, jusqu'à la Baie James, selon une orientation ENE.

Portella (1980) a nommé cette structure « linéament de Tilly-Laforge ». Il a tracé cette discontinuité majeure à l'aide des images satellitaires, de la signature aéromagnétique et des données géologiques. Cette faille d'âge protérozoïque serait peut-être le résultat de la réactivation d'une ancienne structure ductile ou cassante archéenne. Plus à l'ouest, dans les régions de la colline Captel (33G15) et du lac Fontay (33G16), Bandyayera *et al.* (2013) l'ont interprétée comme une structure néoarchéenne. Le long de cette faille, les roches du Pluton de La Grande 4 et de la Suite de Brésolles sont fortement fracturées et montrent les effets d'une hématisation intense.

Le mouvement de la Faille de La Grande Rivière est principalement normal. On estime un déplacement vertical de 2100 à 2600 m des strates de la Formation de Sakami en s'appuyant sur un pendage moyen de 20°. Une composante apparente dextre de 200 à 1500 m est suggérée par le déplacement horizontal des dykes de l'Essaim de dykes de Mistassini de chaque côté de la faille. Ce déplacement est bien visible sur les cartes aéromagnétiques des feuillets 33G15 et 33G16.

Failles cassantes et linéaments magnétiques

Quelques failles cassantes et des linéaments d'extension plurikilométriques ont été interprétés à partir des cartes aéromagnétiques. Ces structures tardives seraient d'âge néoarchéen tardif à paléoprotérozoïque. Elles forment deux familles caractérisées par leur orientation : NNW-SSE à NW-SE et NE-SW. Les dykes de Mistassini et du lac Esprit sont associés à la première famille, tandis que les dykes de Senneterre sont associés à la seconde. Certaines structures NW-SE sont représentées par des linéaments caractérisés par une signature magnétique négative. Dans le coin nord-ouest de la région, on trouve également un système de failles inverses orientées NE-SW à composante horizontale dextre ou senestre. Ces failles ont été identifiées lors de travaux d'exploration touchant les indices Sannon et Kuljit (Taquet, 2009).

MÉTAMORPHISME RÉGIONAL

Les roches archéennes de la région de la Baie-James ont subi plusieurs épisodes de métamorphisme atteignant le faciès supérieur des amphibolites (Goutier *et al.*, 2001a, 2001b et 2002; Gauthier *et al.*, 1997) et, localement, le faciès des granulites (Hocq, 1985). Au moins quatre épisodes métamorphiques archéens ont été identifiés : 1) l'épisode M1 a affecté les gneiss et les tonalites du Complexe de Langelier;

2) l'épisode M2 représente un métamorphisme régional synchrone à la phase de déformation D2, qui a débuté vers 2760 Ma (Goutier *et al.*, 2001a et 2001b); 3) l'épisode M3, observé dans la Sous-province d'Opinaca, est lié à la migmatitisation des roches du Complexe de Laguiche; et 4) l'épisode M4 représente un métamorphisme statique associé probablement à la mise en place des plutons tarditectoniques du Granite du Vieux-Comptoir (Goutier *et al.*, 2001b). L'âge de ce dernier épisode a été estimé à partir de deux analyses isotopiques U-Pb de titanites à 2605 ± 3 Ma et 2602 ± 3 Ma (Goutier, 2002). Finalement, un métamorphisme rétrograde au faciès des schistes verts s'est superposé aux assemblages progrades de hautes températures. Ce métamorphisme, d'âge inconnu affecte toutes les roches archéennes de la région et est probablement lié à un épisode d'exhumation. Il se manifeste par le remplacement partiel de la biotite par la chlorite et du plagioclase par l'assemblage séricite + chlorite \pm carbonate (Goutier *et al.*, 2002).

Détermination des faciès métamorphiques

Le degré de métamorphisme a été déterminé à l'aide des assemblages minéralogiques identifiés sur le terrain et en lames minces, ainsi que par la présence de microstructures métamorphiques.

Dans la région, la majeure partie des roches archéennes sont recrystallisées et montrent des assemblages minéraux qui reflètent un métamorphisme moyen à élevé (faciès des amphibolites à celui des granulites). Les diatexites présentes dans le nord de la région d'étude témoignent d'un événement de fusion important qui a sans doute atteint le faciès supérieur des amphibolites, voire le début du faciès des granulites. Plus à l'ouest, Bandyayera *et al.* (2013) ont également observé une augmentation du degré de métamorphisme vers la zone de contact entre les sous-provinces de La Grande et de Minto.

Le métamorphisme des roches paléoprotérozoïques de la Formation du Sakami se situe au faciès des schistes verts (Portella, 1980). Les dykes de gabbro-diabase tardi-archéens et protérozoïques, quant à eux, n'ont pas été affectés par la déformation et par le métamorphisme régional.

Métamorphisme prograde

Roches intrusives felsiques à intermédiaires archéennes

Les roches du Complexe de Langelier sont les plus anciennes de la région (3452 à 2788 Ma); (Goutier *et al.*, 1999b; Davis *et al.*, 2014a). Elles ont subi les effets de plusieurs épisodes de déformation et de métamorphisme au cours de leur histoire. Les paragenèses minérales montrent que le dernier événement métamorphique prograde enregistré correspond au faciès des amphibolites. Ces roches possèdent une microstructure granoblastique bien développée et contiennent l'assemblage quartz + plagioclase + biotite + hornblende \pm épidote correspondant au faciès des amphi-

bolites. Les roches des intrusions de Kamusaawach ($2831 \pm 0,6$ Ma; Augland *et al.*, en préparation) et de Wachiskw présentent les mêmes caractéristiques.

Les roches de la Suite de Coates (2743-2716 Ma; Davis *et al.*, 2011) sont généralement foliées et montrent des microstructures de recrystallisation faiblement développées. Elles contiennent l'assemblage quartz + plagioclase + biotite + hornblende \pm épidote correspondant au faciès des amphibolites et qui reflète probablement les conditions initiales de mise en place.

Les roches du Pluton de Nochet (2726 ± 7 Ma; Davis *et al.*, 2014b) possèdent la paragenèse quartz + plagioclase + feldspath potassique + biotite \pm muscovite \pm magnétite, qui n'est pas diagnostique du degré de métamorphisme atteint. La recrystallisation est généralement faible à moyenne, et un peu plus prononcée en bordure du pluton. Bien que ce pluton présente en général peu de traces de métamorphisme et un aspect peu déformé, la datation U-Pb des surcroissances des zircons indique un épisode métamorphique à 2678 ± 7 Ma (Davis *et al.*, 2014b).

Les roches du Batholite de Polaris ($2700,4 \pm 2,4$ Ma; Augland *et al.*, en préparation) sont légèrement foliées. Cette foliation serait en partie d'origine magmatique, notamment l'orientation préférentielle des phénocristaux de feldspath potassique. L'alignement des cristaux de hornblende et de biotite pourrait par contre être d'origine tectonométamorphique. Les microstructures de recrystallisation sont faiblement développées. Ces roches montrent l'assemblage quartz + plagioclase + feldspath potassique + hornblende + biotite \pm muscovite \pm épidote correspondant au faciès des amphibolites. Cela reflète probablement les conditions initiales de mise en place.

Le Pluton La Grande 4 (2681 ± 13 Ma; Davis *et al.*, 2014b) n'a pas été affecté de façon importante par le métamorphisme. Les roches présentent l'assemblage quartz + plagioclase + feldspath potassique + biotite \pm muscovite \pm épidote. Les microstructures de recrystallisation sont rarement observées ou très faiblement développées.

Les roches de la Suite de Tramont et du Granite du Vieux Comptoir ont conservé leurs microstructures magmatiques et présentent un aspect massif à faiblement folié. La recrystallisation est rare et très faiblement développée. Ces unités ne sont donc pas affectées de façon significative par la déformation et le métamorphisme. L'assemblage igné quartz + feldspath potassique + biotite + muscovite \pm épidote est observé dans ces deux unités.

Roches métavolcaniques et métasédimentaires archéennes

Les roches formant le Groupe de Guyer, la Formation de Rouget et la Formation de Keyano possèdent des microstructures nématogranoblastique ou lépidogranoblastique bien développées et des assemblages métamorphiques correspondant au faciès moyen à supérieur des amphibolites. Les amphibolites du Groupe de Guyer (AgyI) contiennent l'assemblage hornblende + plagioclase \pm magnétite \pm quartz. Les paragneiss observés dans cette même unité sont

affectés par un niveau de fusion partielle faible à moyen. Les roches mafiques à intermédiaires de la Formation de Rouget (*mArgt1*) présentent l'assemblage hornblende + plagioclase \pm magnétite \pm quartz \pm biotite \pm grenat \pm titanite. Les formations de fer intercalées dans cette séquence (*mArgt3*) sont composées de l'assemblage hornblende + grunérite + quartz + magnétite \pm grenat. Les amphibolites de la Formation de Keyano (*Aky3*) contiennent la paragenèse hornblende + plagioclase \pm quartz \pm grenat \pm clinopyroxène \pm biotite \pm épidote \pm rutile.

L'unité métasédimentaire de la Formation de Keyano (*Aky1*) est caractérisée par une augmentation du degré de métamorphisme de l'ouest vers l'est. Les paragneiss à biotite + magnétite \pm grenat \pm titanite du secteur ouest ont subi une fusion partielle faible soulignée par la présence de 2 à 8 % de mobilisat. Le degré de fusion partielle, ainsi que la proportion de mobilisat dans le paragneiss (jusqu'à 70 %) croissent progressivement vers l'est, produisant des métatexites et des diatexites. Ces roches (unité *Aky1a*) sont caractérisées par l'assemblage biotite \pm grenat \pm clinopyroxène \pm magnétite. Cela indique que le métamorphisme prograde dans la Formation de Keyano a atteint le faciès supérieur des amphibolites, voire le début du faciès des granulites si on considère le degré de fusion élevé à l'est.

Il est fort probable que les foliations et certaines microstructures métamorphiques observées dans les roches du Complexe de Langelier, de l'Intrusion de Kamusaawach, de l'Intrusion de Wachiskw et dans les unités volcaniques résultent d'un événement tectonométamorphique antérieur à la mise en place des intrusions felsiques à intermédiaires peu déformées. Certaines de ces microstructures pourraient aussi être associées à la mise en place des grandes intrusions felsiques environnantes.

Roches protérozoïques

Les roches de la Formation du Sakami sont peu ou non déformées et présentent la paragenèse illite + chlorite + pyrophyllite indiquant que la Formation de Sakami a subi un métamorphisme au faciès des schistes verts (Portella, 1980). On observe une faible recristallisation et la présence d'ombres de pression dans les zones abritées où ont cristallisé des plages de micas blancs.

Métamorphisme rétrograde

L'ensemble des roches archéennes présente des évidences d'un métamorphisme rétrograde soulignées par le remplacement partiel de la biotite par la chlorite, le remplacement pseudomorphique du plagioclase par la séricite, ainsi que la présence des carbonates. Ces minéraux sont probablement associés à un métamorphisme rétrograde au faciès des schistes verts lié à l'exhumation des roches. L'ouranisation des pyroxènes dans les dykes de gabbro-diabase néoarchéens et protérozoïques pourrait également résulter d'un processus rétrograde.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Le potentiel économique de la région est principalement associé aux minéralisations uranifères (tableau 1 et figure 2). De nombreuses unités de formation de fer ont également été observées dans le secteur d'étude. Quelques-unes sont d'ailleurs identifiées dans la compilation des gîtes minéraux d'Avramchev (1983). Toutefois, les épaisseurs ou les teneurs de ces unités ne sont généralement pas suffisantes pour constituer des ressources en fer. Ces minéralisations ne répondent pas aux exigences minimales pour la rédaction d'une fiche de gîte et ne seront pas traitées ici. Les minéralisations retirées du module des gîtes métallifères du SIGÉOM sont répertoriées dans le tableau 3.

Par ailleurs, nos travaux ont également permis d'identifier quelques zones anormales en métaux qui présentent un certain intérêt à l'échelle régionale (tableau 2, figure 2). Nous classons ces zones en deux types, soit les minéralisations aurifères disséminées et les minéralisations de Ni-Cr dans les roches ultramafiques. Elles ne présentent cependant pas des teneurs suffisantes pour être indexées dans le module des gîtes métallifères du SIGÉOM.

Minéralisations uranifères

Plusieurs anomalies uranifères avaient été identifiées lors des travaux de prospection pour l'uranium dans les années 1970 (Oakes, 1975). Deux de ces anomalies présentent des teneurs indicelles.

Dans le coin NW du feuillet 33H14, la minéralisation uranifère de l'indice Sannon est formée de deux lentilles discontinues qui remplissent des fractures liées à des failles dextres, subverticales et orientées 320°/60°-70°. Ces fractures coupent le gneiss tonalitique de la Suite de Brésolles et le granite de la Suite de Tramont, à proximité de la discordance avec la Formation du Sakami (figure 2). Les lentilles s'étendent sur une centaine de mètres de longueur et sur 15 à 37 cm de largeur (Fouques et Schumacher, 1979), mais ne présentent pas d'extension latérale ou en profondeur d'après les derniers travaux réalisés sur cet indice (Séguin, 1978a, 1979a). La minéralisation en uraninite, pechblende, ilménite, hématite (spécularite) et galène est massive à disséminée. Les teneurs en uranium (<25,41 % U_3O_8) sont accompagnées de teneurs économiques à très anormales en or (<4,32 g/t Au), en cuivre (<1,33 % Cu), en plomb (<5,69 % Pb), en argent (<109 g/t Ag), en bismuth (<3920 ppm Bi), en vanadium (>10 000 ppm V), en baryum (<3420 ppm Ba), en sélénium (<204 ppm Se) et en yttrium (<1640 ppm Y). L'altération associée à la minéralisation est faible (épisyénitisation; Séguin, 1978a). Les caractéristiques citées (association métallique, morphologie et caractéristiques structurales) permettent de rattacher l'indice Sannon aux gîtes filoniens uranifères tardifs d'âge protérozoïque associés à une paragenèse sulfurée polymétallique de type « filons à cinq éléments » (Kissin, 1992; Jébrak et Marcoux, 2008). De

nombreux indices de ce type sont observés plus à l'ouest à proximité de la discordance avec les roches sédimentaires de la Formation de Sakami (par ex., indice Sommet 4 dans le feuillet 33F09; Goutier *et al.*, 2001a)

L'indice Kuljit (tableau 1) montre une minéralisation uranifère disséminée composée de brannérite localement déstabilisée et reprécipitée sous la forme de coffinite. La minéralisation est localisée dans le toit d'une faille cassante orientée 320°/60°-65°. Cette faille présente un jeu dextre, s'étend sur un peu plus d'un kilomètre et est caractérisée par une bréchification observée sur 10 m de largeur (Fouques et Schumacher, 1979). La zone de brèche est silicifiée et hématitisée et est caractérisée par une altération en séricite et chlorite. Elle coupe des gneiss tonalitiques et est située à proximité de la discordance avec la Formation du Sakami. Un forage a donné une teneur de 542 ppm U sur 0,6 m à 16,57 m de profondeur (Caron et Nikhanj, 1979). Cet indice est maintenant submergé sous les eaux du réservoir La Grande 4.

Minéralisations aurifères disséminées

Une zone anormale en or a été mise au jour lors de nos travaux, à proximité de la route Transtaïga (site 12-AK-4115¹, tableau 2 et figure 2). La zone est associée à la Faille de Pontois-sud et est encaissée dans la séquence métavolcanique de la Formation de Keyano (unité Aky3). Elle consiste en une alternance d'amphibolite basaltique, de dykes felsiques contenant de 2 à 10 % de sulfures finement disséminés et de niveaux décimétriques d'amphibolite rouillée et déformée (photo 11, en annexe). Un échantillon choisi dans un niveau rouillé et silicifié a donné une teneur de 0,86 g/t Au et 2,54 % As (échantillon 2012056224²). L'or est probablement associé à la présence d'arsénopyrite et de pyrite disséminées observées en lames minces.

Minéralisations de Ni-Cr dans les roches ultramafiques

Les unités ultramafiques observées à la Baie-James sont reconnues comme présentant un potentiel pour les minéralisations en Cu-Ni-EGP et Cr-EGP (Gauthier *et al.*, 1997). Dans la région d'étude, le site 12-HH-2008 (tableau 2 et photo 12, en annexe), situé dans la partie sud du feuillet 33H06 (figure 2), a donné des valeurs anormales en Ni-Cr dans une péridotite fortement magnétique appartenant à l'unité I4I (voir la section « Unités lithologiques »). Le site est associé à une forte anomalie magnétique positive discontinue, faisant 7 km de long par 400 m de largeur. La roche contient de la magnétite, de l'ilménite, de la pyrite et de la chromite disséminées, ainsi que des traces de chalcopryrite en inclusions dans la pyrite subautomorphe. Deux échantillons distants de 4,5 km ont donné des teneurs anormales de 0,20 % Ni et 0,24 % Cr (échantillon 2012056216) et de 0,18 % Ni et 0,26 % Cr (échantillon 2012056294).

CONCLUSION

Les travaux réalisés en 2012 dans la région au sud du réservoir La Grande 4 ont permis d'améliorer les connaissances géologiques de cette partie de la Baie-James et de produire trois nouvelles cartes à l'échelle 1/50 000 couvrant les feuillets SNRC 33H06, 33H11 et 33H14. Le récent levé aéromagnétique à haute résolution couvrant ce secteur a été d'une aide considérable lors de la réalisation de ces travaux et a contribué à mieux identifier les différentes unités et structures.

La région d'étude appartient à la Sous-province de La Grande de la Province du Supérieur. Elle est dominée par des roches métamorphiques et intrusives d'âge archéen. On retrouve aussi, mais en moindre proportion, des roches métavolcaniques et métasédimentaires, ces dernières étant principalement concentrées dans le nord du terrain.

Dans le secteur, le Complexe de Langelier est principalement composé de tonalites et de diorites foliées, avec localement des gneiss. Ces roches sont les plus vieilles reconnues dans la région de la Baie-James (3452 Ma à 2788 Ma; Goutier *et al.*, 1999b; Davis *et al.*, 2014a). La Suite de Brésolles (2842 à 2808 Ma; Percival *et al.*, 2001; David *et al.*, 2009) est présente dans le nord de la région et est considérée comme l'équivalent d'une partie du Complexe de Langelier. Des roches métavolcaniques identifiées dans le sud-ouest de la région (Formation de Rouget) ont donné un âge de mise en place 2845 ± 6 Ma (Davis *et al.*, 2014b), ce qui correspond à l'un des épisodes de volcanisme les plus anciens de la Baie-James.

Après la mise en place d'une importante partie du Complexe de Langelier et des volcanites de la Formation de Rouget, la région a connu plusieurs manifestations plutoniques et deux autres épisodes volcaniques. Les roches métavolcaniques mafiques du Groupe de Guyer (2820-2806 Ma; Goutier *et al.*, 2002; David *et al.*, 2011 et 2012), déjà connues plus à l'ouest, ont été identifiées dans notre région.

Dans le sud de la région, la mise en place de l'Intrusion de Kamusaawach, à dominance tonalitique, se situe vers 2831 Ma (Augland *et al.*, en préparation). L'Intrusion de Wachiskw, située plus au nord, possède une composition variant de tonalitique à dioritique. Elle est plus vieille que le Pluton de Nochet qui la coupe. Toutefois, en l'absence de datation, il n'est pas possible d'établir sa chronologie par rapport à l'Intrusion de Kamusaawach.

Au Néoarchéen, l'activité plutonique se poursuit de manière soutenue avec la mise en place de la Suite de Coates (tonalite, 2743 - 2716 Ma; David *et al.*, 2011), des plutons de Nochet (granodiorite-tonalite-granite, 2726 Ma; Davis *et al.*, 2014b), de Sauvolles (granite-granodiorite, 2708 Ma; Davis *et al.*, 2014b) et de Carmoy (tonalite-granodiorite), du Batholite de Polaris (granodiorite-tonalite-monzodiorite porphyroïde, 2700 Ma; Augland *et al.*, en préparation), du Pluton de La Grande 4 (granodiorite-tonalite, 2681 Ma; Davis *et al.*, 2014b) et des suites de

¹ Numéro indexé dans la section « Affleurement de géofiche » du SIGÉOM

² Numéro échantillon unique indexé dans la section « Échantillon de roche » du SIGÉOM

Salleneuve (monzodiorite plus ou moins porphyroïde) et de Tramont (granite, 2707-2686 Ma; Simard, 2008). Elles sont coupées par les granites post-tectoniques non déformés, souvent pegmatitiques, assignés au Granite du Vieux Comptoir (2618 Ma; Goutier *et al.*, 1999b et 2000).

À partir de 2710 Ma, un bassin sédimentaire se forme dans la partie nord du secteur. Les roches qui le constituent, à l'origine des wackes, seront par la suite métamorphisées et plus ou moins fusionnées pour former les métasédiments de la Formation de Keyano. Il en résulte un ensemble de paragneiss pas ou peu migmatitisés à l'ouest du bassin, tandis que la fusion plus importante à l'est entraînera la formation de métatexites et de diatexites. La Formation de Keyano comprend également une unité de métavolcanites mafiques et intermédiaires.

Les roches volcaniques mafiques du Groupe de Guyer sont constituées de metabasaltes tholéitiques, tandis que les volcanites des formations de Rouget et de Keyano sont formées de metabasaltes tholéitiques et des méta-andésites calco-alcalines. Les metabasaltes de ces trois unités présentent de grandes ressemblances tant du point de vue mégascopique que microscopique et géochimique. Il en est de même pour les méta-andésites des formations de Keyano et de Rouget. La présence d'une bande métavolcanique à l'intérieur de la Formation de Keyano (<2710 Ma) suggère un épisode volcanique plus jeune que tout ce qui est connu jusqu'à présent dans la région.

Le socle archéen a été par la suite coupé par des fractures et des dykes néoarchéens de gabbro-diabase appartenant à l'Essaim de dykes de Mistassini. Les sédiments paléoprotérozoïques de la Formation de Sakami se sont ensuite déposées en discordance sur les unités archéennes. Cette unité a été préservée dans le coin nord-ouest de la région dans un graben asymétrique. Finalement, des essaims de dykes de gabbro et de gabbronorite d'âge paléoprotérozoïque ont injecté toutes ces roches (Dykes de Senneterre et Dykes du lac Esprit).

Dans la région cartographiée, l'orientation du grain structural est contrôlée par un grand nombre d'intrusions ovoïdes montrant une disposition en dômes et bassins. Le schéma structural est le résultat d'au moins trois phases de déformation ductile. La première phase a été reprise par les phases subséquentes et pourrait regrouper plus d'un événement. La seconde phase de déformation est à l'origine de la foliation régionale et des plis intrafoliaux, tandis que la dernière phase serait responsable des grandes structures plicatives et des zones de cisaillement. Les phases distensives sont nettement plus jeunes, mais leur nombre est difficile à établir. Elles correspondent à des cassures injectées de dykes de gabbros et de gabbronorites tardi-archéens à

paléoprotérozoïques et par des linéaments visibles sur les cartes géophysiques, généralement d'orientation NW et souvent sans rejet apparent. Trois domaines sont délimités en fonction de la géométrie des unités et de leur âge : 1) un domaine mésoarchéen comprenant le socle et les intrusions anciennes; 2) un domaine néoarchéen regroupant les intrusions néoarchéennes légèrement foliées et la Formation métasédimentaire de Keyano; et 3) un domaine paléoprotérozoïque constitué par les roches sédimentaires de la Formation de Sakami. Chaque domaine est à son tour subdivisé en sous-domaines en fonction des variations de l'attitude moyenne de la foliation.

Le métamorphisme prograde dans les roches archéennes de la région atteint le faciès des amphibolites. Il se manifeste notamment dans les roches les plus anciennes (Complexe de Langelier, Suite de Brésoles et l'Intrusion de Kamusaawach). La migmatitisation d'une partie des paragneiss de la Formation de Keyano suggère également un métamorphisme au faciès supérieur des amphibolites. Les intrusions tarditectoniques et posttectoniques semblent peu affectées par le métamorphisme. Ces roches sont le plus souvent faiblement recristallisées et présentent des microstructures ignées bien préservées. Les roches sédimentaires paléoprotérozoïques de la Formation de Sakami, quant à elles, sont faiblement métamorphisées. On y rapporte des assemblages minéraux typiques du faciès des schistes verts. Finalement, un métamorphisme rétrograde se superpose aux assemblages progrades dans les roches archéennes.

La région d'étude recèle un certain potentiel pour les minéralisations uranifères, les minéralisations aurifères disséminées et les minéralisations de Ni-Cr \pm EGP dans les roches ultramafiques. Les indices d'uranium de Sannon et de Kuljit ont longtemps suscité l'intérêt des compagnies d'exploration. Ce sont des minéralisations de type filonien associées à des fractures NW, localisées près de la discordance entre la Formation de Sakami et les roches archéennes.

Lors de nos travaux, une minéralisation aurifère non économique associée à des sulfures disséminés a été mise au jour. Elle est encaissée dans un niveau rouillé au sein d'une amphibolite basaltique cisailée de la bande volcanique rattachée à la Formation de Keyano. Un échantillon choisi a donné une teneur anormale de 0,86 g/t Au.

Une minéralisation non économique de Ni-Cr associée à une péridotite altérée a été découverte près de la limite sud de la région. La présence de cette intrusion se traduit par une forte anomalie magnétique qui s'étend de façon discontinue sur 7 km. Des teneurs anormales en Ni et Cr ont été obtenues sur deux sites distants de 4,5 km (0,24 à 0,26 % Cr et 0,18 à 0,20 % Ni).

RÉFÉRENCES

- AUGLAND, L.E. – DAVID, J. – PILOTE, P. – LECLERC, F. – GOUTIER, J. – HAMMOUCHE, H. – LAFRANCE, I. – TALLA TAKAM, F. – DESCHÊNES, P.-L. – GUEMACHE, M., (en préparation) – Datations U-Pb dans les provinces de Churchill et du Supérieur effectuées au GEOTOP en 2012-2013. Ministère de l'Énergie et des Ressources, naturelles, Québec; RP 2015-01.
- AVRAMTCHEV, L., 1983 – Catalogue des gîtes minéraux du Québec : Région de la Baie-James. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV 940, 30 pages, 16 plans.
- BANDYAYERA, D. – BURNIAUX, P. – MORFIN, S., 2011 – Géologie de la région du lac Brune (33G07) et de la baie Gavaudan (33G10). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2011-01, 25 pages, 2 plans.
- BANDYAYERA, D. – BURNIAUX, P. – CHAPON, B., 2013 – Géologie de la région du lac Magin (33G09), de la colline Captel (33G15) et du lac Fontay (33G16), Baie-James, Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RP 2013-01, 32 pages, 3 plans.
- 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.
- BHATIA, M.R. – CROOK, K.A.W., 1986 – Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 92, pages 181–193.
- BONNEAU, J., 1973 – Rapport du travail sur le terrain, fonds de lacs, La Grande Rivière. Société de Développement de la Baie-James, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34040, 71 pages.
- BUCHAN, K.L. – MORTENSEN, J.K. – CARD, K.D., 1993 – Northeast-trending Early Proterozoic dykes of southern Superior Province: multiple episodes of emplacement recognized from integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 1286–1296.
- BUCHAN, K.L. – GOUTIER, J. – HAMILTON, M.A. – ERNST, R.E. – MATTHEWS, W.A., 2007 – Paleomagnetism, U-Pb geochronology, and geochemistry of Lac Esprit area, Québec, and implication for Paleoproterozoic deformation of the Superior Province, Québec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 44, pages 643–664.
- BUCKLE, J., 2009 – Technical report on Airborne Geophysical Surveys, James Bay project. Exploration Midland et Quest Uranium, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 64814, 54 pages, 19 plans.
- CARON, L., 1979 – Rapport camp Laforge, LG-4, campagne d'été 1978. Groupe minier S.E.S., rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 38179, 25 pages, 7 plans.
- CARON, L. – NIKHANJ, K., 1979 – Report on geological and radiometric surveys, Sannon Project. Groupe minier S.E.S., rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34235, 124 pages, 5 plans.
- DAVID, J. – MAURICE, C. – SIMARD, M., 2009 – Datations isotopiques effectuées dans le nord-est de la Province du Supérieur, travaux de 1999, 2000 et 2001. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2008-05, 92 pages.
- DAVID, J. – McNICOLL, V. – SIMARD, M. – BANDYAYERA, D. – HAMMOUCHE, H. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – RHÉAUME, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2011 – Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2009-2010. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2011-02, 37 pages.
- DAVID, J. – SIMARD, M. – BANDYAYERA, D. – GOUTIER, J. – HAMMOUCHE, H. – PILOTE, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2012 – Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2010-2011. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2012-01, 33 pages.
- DAVIS, D.W. – SIMARD, M. – HAMMOUCHE, H. – BANDYAYERA, D. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2014a – Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2011-2012. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RP 2014-05, 62 pages.
- DAVIS, D.W. – MOUKHSIL, A. – LAFRANCE, I. – HAMMOUCHE, H. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – TALLA TAKAM, F., 2014b – Datations U-Pb dans les provinces du Supérieur, de Churchill et de Grenville, effectuées au JSGL en 2012-2013. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RP 2014-07, 56 pages.
- DUBÉ, C. – FRANCONI, A. – HOCQ, M. – REMICK, J.H. – SHARMA, K.N.M. – AVRAMTCHEV, L. – DUCROT, C., 1976 – Compilation géologique du territoire de la Baie de James. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 358, 9 pages, 18 plans.
- EADE, K.E., 1966 – Fort George River and Kaniapiskau river (west half) map-areas, Nouveau-Québec territory. Geological survey of Canada; Memoir 339, map 1155A, 84 pages.
- FAHRIG, W.F. – CHRISTIE, K.W. – CHOWN, E.H. – JANES, D. – MACHADO, N., 1986 – The tectonic significance of some basic dyke swarms in the Canadian Superior Province of some special reference to the geochemistry and paleomagnetism of the Mistassini swarm, Québec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 23, pages 238–253.
- FOUQUES, J.-P., 1979 – Campagne d'été 1978, prospection détaillée de l'extrémité est du bassin LG-4, camp Audet. Groupe minier S.E.S., rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 38178, 25 pages, 4 plans.
- FOUQUES, J.-P. – SCHUMACHER, F., 1979 – Rapport de synthèse du permis SES. Groupe minier S.E.S., rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 37017, 156 pages, 22 plans.
- GAUTHIER, M., 1996 – Géologie de la région du lac Sauvolles (SNRC 33H et 23E ouest). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-27, carte avec annotations marginales.
- GAUTHIER, M. – LAROCQUE, M. – CHARTRAND, F., 1997 – Cadre géologique, style et répartition des minéralisations métalliques de La Grande rivière, territoire de la Baie-James. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 97-30, 69 pages.

- GIRARD, R., 2001 – Campagne d'échantillonnage régionale pour les minéraux lourds dans le secteur de la rivière La Grande, projet Transtaïga. Ressources Sirios, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 59897, 220 pages, 4 plans.
- GLEESON, C.F., 1974 – Geochemical report on a lake sediment survey of La Grande Rivière area. Société de Développement de la Baie-James, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34042, 74 pages.
- GLEESON, C.F., 1975 – Geochemical report on a lake sediment survey of La Grande Rivière – Sakami lake area, avril 1975. Société de Développement de la Baie-James, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34045, 91 pages.
- GLEESON, C.F. – OAKES, B.W., 1975 – Summary report of geochemical surveys. Société de Développement de la Baie-James, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34085, 18 pages, 3 plans.
- GOLDK AIRBORNE SURVEYS, 2008 – Levé aéromagnétique sur le territoire de la Baie-James - Opinaca, sud de LG-3 et sud de LG-4. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2008-01, 48 pages, 58 plans.
- GOSSELIN, C. – SIMARD, M., 2000 – Géologie de la région du lac Gayot (SNRC 23M). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-06, 29 pages, 1 plan.
- GOSSELIN, C. – SIMARD, M. – DAVID, J., 2001 – Géologie de la région des lacs des Loups Marins (34A). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-10, 42 pages, 1 plan.
- GOSSELIN, C. – ROY, P. – DAVID, J., 2002 – Géologie de la région du lac Bienville (33P). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-11, 38 pages, 1 plan.
- GOUTIER, J. – DION, C. – LAFRANCE, I. – DAVID, J. – PARENT, M. – DION, D.-J., 1999b – Géologie de la région des lacs Langelier et Threefold (33F/03 et 33F/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-18, 52 pages, 2 plans.
- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.C. – DAVID, J. – PARENT, M., 2000 – Géologie de la région des lacs Guillaumat et Sakami (33F/02 et 33F/07). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-15, 41 pages, 2 plans.
- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.C. – MERCIER-LANGEVIN, P. – DAVIS, D.W., 2001a – Géologie de la région de la colline Masson (33F/09), de la passe Awapakamich (33F/10), de la baie Carbillet (33F/15) et de la passe Pikwahanan (33F/16). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-10, 68 pages, 4 plans.
- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.C., 2001b – Géologie de la région de la colline Bezier (32G/12) et du lac de la Montagne du Pin (32G/13). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-13, 55 pages, 2 plans.
- 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, 3 plans.
- GOUTIER, J. – BURNIAUX, P. – DION, C. – GIGON, J. – TALLA TAKAM, F. – CHARTIER-MONTREUIL, W. – BANDYAYERA, D., en préparation – Géologie de la région du lac de la Corvette, Eeyou Istchee Baie-James. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RG 2015-05.
- GOYER, M. – PICARD, M. – LAVOIE, L. – LAROSE, P.Y., 1978 – Projet de vérification d'anomalies géochimique, permis SDBJ-3. Société de Développement de la Baie-James, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34175, 281 pages, 127 plans.
- HAMILTON, M.A., 2009 – Datation isotopique (U-Pb) d'un diabase de l'Essaim de dykes Mistassini, Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2009-17, 13 pages.
- HAMILTON, M.A. – GOUTIER, J. – MATTHEWS, W.A., 2001 – U-Pb baddeleyite age for the paleoproterozoic Lac Esprit dyke swarm, James Bay region, Quebec. Geological Survey of Canada; Radiogenic and Isotopic Studies; Report 14; Current Research, volume 2001-F5, pages 1-6.
- HERRON, M.M., 1988 – Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. Journal of Sedimentary Research; volume 58, pages 820-829.
- HEYWOOD, W.W. – BRETT, S.E. – CURRIE, K.L. – EADE, K.E., 1959 – La Grande - Lac Bienville, New Quebec. Geological Survey of Canada; map 23-1958.
- HOCQ, M., 1985 – Géologie de la région des lacs Campan et Cadieux, Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-05, 188 pages, 4 plans.
- HOCQ, M., 1994 – La Province du Supérieur. Dans : Géologie du Québec. Ministères des Ressources naturelles, Québec; MM 94-01, pages 7-20.
- JÉBRAK, M. – MARCOUX, E., 2008 – Géologie des ressources minérales. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune; MM 2008-01, 667 pages.
- JENSEN, L.S. – PYKE, D.R., 1982 – Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt. In : Komatiites (Arndt, N.T. and Nisbet, E.G., editors). George Allen and Unwin, London, pages 147-157.
- KISSIN, S.A., 1992 – Five-element (Ni-Co-As-Ag-Bi) veins. Geoscience Canada; volume 19, pages 113-124.
- LABBÉ, J.-Y. – BÉLANGER, M., 1998 – Géologie de la région du lac Thier (SNRC 33H/09). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-13, 23 pages, 1 plan.
- LAMOTHE, D., 2008 – Évaluation du potentiel en minéralisations de type or orogénique de la Baie-James. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; EP 2008-01, 54 pages, 33 plans.
- MANIAR, P.D. – PICCOLI, P.M., 1989 – Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin; volume 101, pages 635-643.
- MARTIN, L., 1973 – Lake sediment geochemistry, La Grande Rivière project. Société de Développement de la Baie-James, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34041, 1482 pages.
- MARTIN, L. – BONNEAU, J. – GLEESON, C.F., 1973 – Relevés de fonds de lacs, projet la Grande Rivière 73. Société de Développement de la Baie-James, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34043, 44 plans.
- MCDONOUGH, W.F. – SUN, S.-S., 1995 – The composition of the Earth. Chemical Geology, volume 120, 223-253.

- MOORHEAD, J. – BEAUMIER, M. – LEFEBVRE, D. L. – BERNIER, L. – MARTEL, D., 1999 – Kimberlites, lineaments et rifts crustaux au Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 99-35, 130 pages, 1 plan
- NIKHANJ, K., 1979 – Kuljit fault zone. Groupe minier S.E.S., rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34714, 17 pages, 2 plans.
- OAKES, B.W., 1975 – Preliminary report, lac Tilly west & LG-4. Groupe minier S.E.S., rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34095, 13 pages.
- OSBORNE, B.S., 1995 – A report on a reconnaissance programme in the La Grande region, summer 1995. Phelps Dodge Corporation of Canada, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 55392, 76 pages, 2 plans.
- PAYETTE, L. – LAROSE, P.-Y., 1977 – Rapport, zone d'intérêt LG-4. Groupe minier S.E.S., rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34134, 62 pages, 13 plans.
- PEARCE, J.A. – HARRIS, N.B.W. – TINDEL, A.G., 1984 – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*; volume 25, pages 956-983.
- PECCERILLO, A. – TAYLOR, S.R., 1976 – Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 58, pages 63-81.
- PELLETIER, M., 2009 – Levé spectrométrique et magnétique aéroporté sur le territoire de la Baie-James – Blocs NW et SW du secteur LG-4. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2009-01, 83 pages, 144 plans.
- PERCIVAL, J.A., 1989 – A regional perspective of the Quetico meta-sedimentary belt, Superior Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 26, pages 677-693.
- PERCIVAL, J.A. – STERN, R.A. – SKULSKI, T., 2001 – Crustal growth through successive arc magmatism: reconnaissance U-Pb SHRIMP data from the northeastern Superior Province, Canada. *Precambrian Research*; volume 109, pages 203-238.
- POIRIER, M., 1996 – Levé au Beep Mat, secteur de la Baie-James. Explorateur-Innovateurs de Québec, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 56878, 11 pages, 6 plans.
- POIRIER, M., 1997 – Rapport final des travaux, été et automne 1996, projet 176.01. Explorateur-Innovateurs de Québec, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 55442, 60 pages.
- PORTELLA, P., 1980 – Les bassins sédimentaires protérozoïques du lac Tilly et de la rivière Laforge. Leur place dans l'agencement structural du territoire du Nouveau-Québec dégagé par photographies de satellites et cartes aéromagnétiques. Université scientifique et médicale de Grenoble, France; thèse de doctorat de spécialité (géologie appliquée), 197 pages.
- PRIDE, C., 1974 – Lake sediment geochemistry. Société de Développement de la Baie-James, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34044, 20 pages.
- SÉGUIN, É., 1978a – Rapport du gérant pour l'année 1977. Groupe minier S.E.S., rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34753, 92 pages, 4 plans.
- SÉGUIN, É., 1978b – Rapport du gérant pour l'année 1977. Groupe minier S.E.S., rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34753, 92 pages, 4 plans.
- SÉGUIN, É., 1979a – Rapport annuel du gérant, 1978. Groupe minier S.E.S., rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 37010, 86 pages, 13 plans.
- SÉGUIN, É., 1979b – Rapport mensuel, mars 1979. Groupe minier S.E.S., rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 37013, 22 pages, 4 plans.
- SÉGUIN, É., 1979c – Rapport sur les sondages au diamant de la zone Seggau. Groupe minier S.E.S., rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 38180, 29 pages, 14 plans.
- SÉGUIN, É. – BROWN, A., 1979 – Rapport sur les activités de janvier à avril 1979. Groupe minier S.E.S., rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 37015, 42 pages, 5 plans.
- SHARMA, K.N.M., 1977 – La Grande rivière area (Nouveau-Québec). Preliminary geological report. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-493, 20 pages, 1 plan.
- SHARMA, K.N.M., 1996 – Légende générale de la carte géologique – édition revue et augmentée. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-28, 95 pages.
- SIMARD, M., 2008 – Stratigraphie et géochronologie du nord-est de la Province du Supérieur. *Dans* : Synthèse du nord-est de la Province du Supérieur (Simard M., coordonnateur). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MM 2008-02, pages 23-86.
- SIMARD, M. – GOSSELIN, C. – DAVID, J., 2000 – Géologie de la région de Maricourt (SNRC 24D). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-07, 50 pages, 1 plan.
- SIMARD, M. – GOSSELIN, C. – LAFRANCE, I., 2009 – Géologie de la région de la rivière Sérigny. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2009-02, 40 pages, 1 plan.
- SIMARD, M. – LAFRANCE, I., 2011a – Géologie de la région du réservoir Laforge 1 (SNRC 33I). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2011-01, 49 pages, 1 plan.
- SIMARD, M. – LAFRANCE, I., 2011b – Géologie de la région du lac Kinglet (SNRC 33J-33K01 et 33K02). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2011-05, 47 pages, 1 plan.
- ST-HILAIRE, C., 1998 – Levé électromagnétique et magnétique héliporté bloc B, région de la rivière La Grande. Mines d'Or Virginia, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 57201, 37 pages, 6 plans.
- ST. SEYMOUR, K. – WOUSSEN, G. – SHARMA, K.N.M., 1979 – La séquence des komatiites du lac Guyer, région de la Baie-James, Québec. *Dans* Programme et résumés. Réunion conjointe de l'Association géologique du Canada et l'Association minéralogique du Canada; 80 pages.

- TAQUET, B., 2009 – Report on uranium exploration activities, summer 2008, Ganiq (LG3) and Seggau (LG4) properties. Quest Uranium Corporation, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 64402, 68 pages, 9 plans.
- THÉRIAULT, R. – CHEVÉ, S., 2001 – Géologie de la région du lac Hurault (SNRC 23L). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-11, 50 pages, 1 plan.
- THÉRIAULT, R. – BEAUSÉJOUR, S., 2012 – Carte géologique du Québec, édition 2012. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2012-06, 8 pages, 1 plan.
- TRUDEAU, Y., 2002 – Échantillonnage du till de fond, projet Frégate et Caniapiscou. Exploration Maude Lake, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 59820, 83 pages, 9 plans.
- WINCHESTER, J.A. – FLOYD, P.A., 1977 – Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile element. *Chemical Geology*; volume 20, 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.

TABLEAU 1 - Description sommaire des indices de la région du lac Carmoy.

Indices	Feuillet SNRC Estant/Nordant (zone 18, NAD 83)	Substances principales (secondaires)	Roche encaissante ou description	Minéralisation/ Altération	Teneurs ¹	Explication
Minéralisations uranifères						
Sannon	33H14 600949E 5984602N	U (Au-Cu-Pb-Ag-Bi)	Minéralisation massive filonienne coupant les gneiss tonalitiques rubanés de la Suite de Brésolles et le granite de la Suite de Tramont, près du contact avec les grès de la Formation de Sakami.	Uraninite, pechblende, ilménite, hématite (spécularite), galène et sélénures	(E): 6,39 % U ₃ O ₈ , 2,88 % Pb, 75,6 g/t Ag et 963 ppm Bi (éch. 201211); 25,41 % U ₃ O ₈ , 2,95 g/t Au, 1,33 % Cu, 5,69 % Pb, 109 g/t Ag (éch. 201205); 1,34 % U ₃ O ₈ (éch. 201115); 24,36 % U ₃ O ₈ , 4,32 g/t Au, 1,14 % Cu, 4,9 % Pb, >100 g/t Ag (éch. 201034) (Taquet, 2009).	
Kuljit	33H14 599926E 5982905N	U	Faïlle coupant des gneiss tonalitiques rubanés près du contact avec les grès de la Formation de Sakami.	Brannérite, coffinite Hématite, séricite, biotite chloritisée, quartz et damourite	(S) 542 ppm U sur 0,6 m à 16,57m (Forage K-2, Nikhanj, 1979)	Sous le réservoir La Grande 4 (non localisé à la figure 2)

1- (E) : échantillon choisi; (S) : sondage

TABLEAU 2 - Description sommaire des sites minéralisés identifiés lors de nos travaux.

Sites minéralisés	Feuillet SNRC Estant Nordant (zone 18, NAD 83)	Substances principales (secondaires)	Description	Analyses ¹
Minéralisations aurifères disséminées				
12-AK-4115	33H14 607717E 5963700N	(Au)	Niveaux rouillés décimétriques dans une séquence de volcanites, avec 10 % d'AS et PY finement disséminées	(E): 0,86 g/t Au et 2,54 % As (éch. 2012056224, ce levé)
Minéralisations de Ni-Cr dans les roches ultramafiques				
12-HH-2008	33H06 615716E 5902981N	(Ni-Cr)	Péridotite fortement magnétique à MG + IM + PY disséminées. Associée à une anomalie magnétique discontinue de 7 km x 0,4 km	(E): 0,20 % Ni et 0,24 % Cr (éch. 2012056216, ce levé); 0,18 % Ni et 0,26 % Cr (éch. 2012056294, ce levé)

1- (E) : échantillon choisi

TABLEAU 3 - Description sommaire des sites minéralisés identifiés lors de nos travaux.

Indices	Feuillelet SNRC Estant/Nordant (zone 18, NAD 83)	Substances principales (secondaires)	Roche encaissante ou description	Minéralisation/ Altération	Teneurs ¹	Explication
Formations de fer de type Algoma						
Réservoir LG Quatre No 3	33H14 625855E 5973712N	Fe	Formation de fer au faciès des oxydes de type Algoma.	Magnétite Hornblende, grunérite et quartz (chert)	Pas de teneur et l'épaisseur de la formation de fer est < 1 m	Fiche de gîte éliminée. Unité sous le réservoir La Grande 4. (Non localisée à la figure 2)
Réservoir LG Quatre No 4	33H14 604079E 5975677N	Fe	Formation de fer au faciès des oxydes de type Algoma.	Magnétite Hornblende, grunérite et quartz (chert)	Pas de teneur	Fiche de gîte éliminée. Unité sous le réservoir La Grande 4. (Non localisée à la figure 2)
Lac Carmoy- NE	33H11 616484E 5955676N	Fe	Formation de fer au faciès des oxydes de type Algoma.	Magnétite Hornblende, grunérite et quartz (chert)	Pas de teneur et l'épaisseur de la formation de fer est < 1 m	Fiche de gîte éliminée (Non localisée à la figure 2)
Minéralisations uranifères						
Lac Rouget- OSO	33H14 601329E 5908405N	U (Th)	Mobilisat radioactif en contact avec une pegmatite à biotite, magnétite et hématite.	Inconnue	(B) : 636 ppm U et 319 ppm Th (no LL-50A, Goyer et al., 1978)	Fiche de gîte éliminée. Anomalie radiométrique liée à un champs de blocs. (Non localisée à la figure 2)
Lac Rouget- SO	33H14 609404E 5905855N	U-Th	Granite rose contenant de 4 à 5% de magnétite.	Associée à la magnétite	(B): 478 ppm U, 616 ppm Th et 857 ppm Ti (no BB-146A, Goyer et al., 1978)	Fiche de gîte éliminée. Anomalie radiométrique liée à un champs de blocs. (Non localisée à la figure 2)

ANNEXE – Photographies



PHOTO 1 - Tonalite foliée à grain moyen de l'unité Atkw1 (Intrusion de Kamusaawach). (Affleurement 12-CM-7029; 33H06)



PHOTO 2 - Amphibolite de basalte de l'unité Agy1 (Groupe de Guyer) montrant une structure en coussin indiquant possiblement un sommet stratigraphique vers le nord. (Affleurement 12-PB-1096; 33H11).



PHOTO 3 - Affleurement montrant la nature hétérogène de l'Intrusion de Wachiskw (unité mAwch). La tonalite foliée (claire) contient des niveaux de diorite foliée (sombres), le tout est coupé par un granite pegmatitique (au centre). (Affleurement 12-PB-1090; 33H11)



PHOTO 4A - Amphibolite à grenat de composition basaltique de l'unité Aky3 (Formation de Keyano). La roche est très déformée, mais les coussins étirés sont nettement reconnaissables. (Affleurement 12-NS-5047; 33H11)

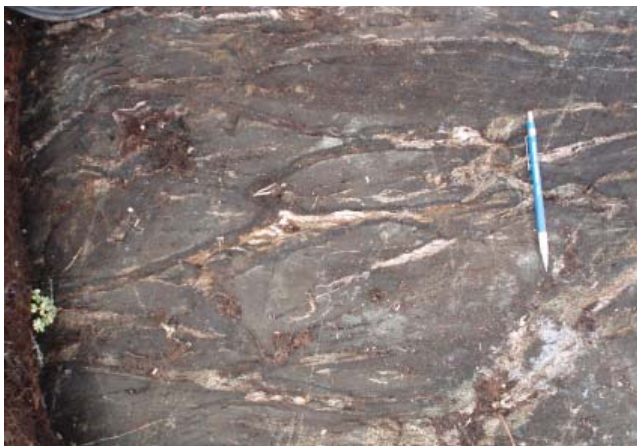


PHOTO 4B - Amphibolite à grenat de composition basaltique de l'unité Aky3 (Formation de Keyano). La roche est très déformée, mais les coussins étirés sont nettement reconnaissables. (Affleurement 12-NS-5047; 33H11)



PHOTO 5 - Conglomérat polygénique de l'unité Aky5 (Formation de Keyano) à fragments aplatis parallèlement à la foliation (en avant-plan) et coupé par un dyke de pegmatite rose (en arrière-plan). (rivage du réservoir La Grande 4, Affleurement 12-HH-2209; 33H14).

ANNEXE – Photographies (suite).



PHOTO 6 - Plis ptygmatisés dans une diatexite à biotite et grenat de l'unité *Aky1a* (Formation de Keyano). (Affleurement 12-AK-4125; 33H14).

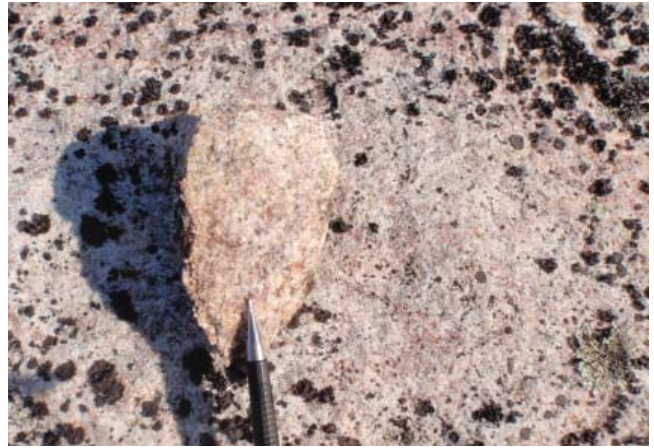


PHOTO 7 - Aspect typique du granite de l'unité *Asv11* (Pluton de Sauvolles). La roche est massive, à grain moyen et légèrement hématitisée en surface. (Affleurement 12-AK-4327; 33H06).



PHOTO 8 - Monzoniorite quartzifère de l'unité *Apol2* (Batholite de Polaris). La microstructure porphyrique associée à la présence de phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 2 cm est caractéristique de cette unité. (Affleurement 12-HH-2007; 33H11).



PHOTO 9 - Granodiorite de l'unité *Algr1* qui constitue la lithologie dominante du Pluton de La Grande 4. La roche est massive à peu foliée et d'aspect marbré. (Affleurement 12-MH-6102; 33H14).

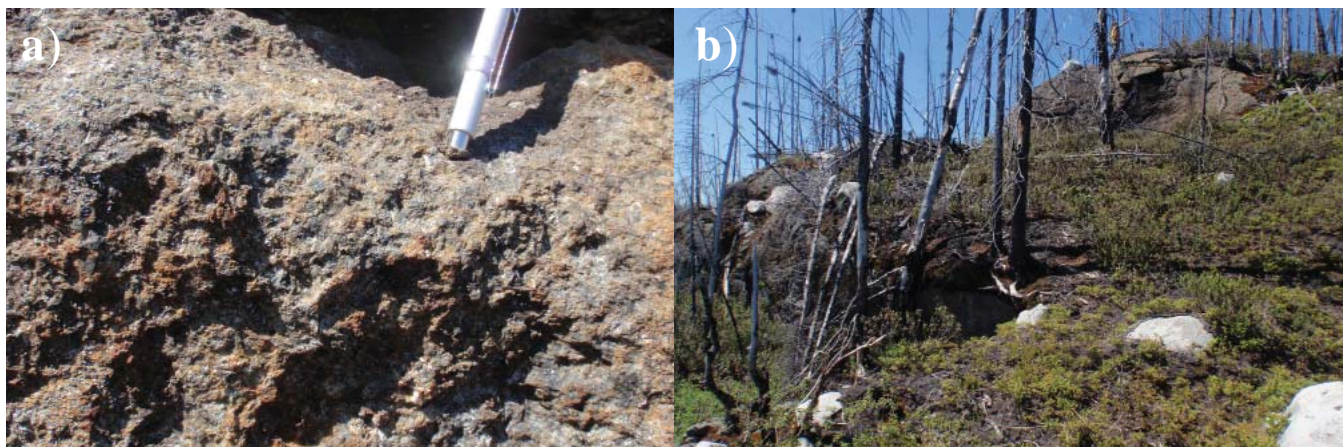


PHOTO 10 - Laminations entrecroisées dans un banc d'arénite quartzifère de l'unité *pPsa2* (Formation de Sakami). (Affleurement 12-PL-3187; 33H14).



PHOTO 11 - Dyke felsique et niveau rouillé et silicifié, intercalés dans une amphibolite basaltique cisailée de la Formation de Keyano (unité *Aky3*). L'analyse d'un échantillon d'amphibolite a donné 0,86 g/t Au. (Affleurement 12-AK-4115, tableau 3).

ANNEXE – Photographies (suite).



PHOTOS 12a et 12b - a) Péridotite massive fortement magnétique (unité I4I) du site minéralisé 12-HH-2008 (tableau 2). L'olivine altérée donne en surface une teinte brune à orangée. **b)** Vue générale de l'affleurement.

Résumé

Un levé géologique à l'échelle 1/50 000 a été réalisé durant l'été 2012 dans la région du lac Carmoy, couvrant une grande partie du réservoir La Grande 4 et le secteur au sud de celui-ci. Les feuillets SNRC touchés sont 33H06, 33H11 et 33H14. La région est composée en très grande partie de roches archéennes appartenant à la Sous-province de La Grande de la Province du Supérieur. Les unités les plus anciennes sont associées au Complexe de Langelier et à la Suite de Brésolles. Elles se composent de roches gneissiques à très foliées, considérées comme le soubassement (socle) de la région, sur lequel se sont déposés les assemblages volcaniques et sédimentaires. Les intrusions felsiques et intermédiaires coupent cet empilement. Deux ceintures démembrées de métavolcanites, reconnues dans les secteurs adjacents à l'ouest, se poursuivent dans le secteur d'étude. Il s'agit des roches métavolcaniques mafiques du Groupe de Guyer et d'une bande de métavolcanites mafiques et intermédiaires interstratifiées à l'intérieur des roches métasédimentaires de la Formation de Keyano. La Formation de Rouget (2845 Ma) représente une nouvelle ceinture de roches métavolcaniques mafiques et intermédiaires localisée dans le coin sud-ouest du terrain.

La Formation de Keyano (<2710 Ma) représente l'unité métasédimentaire la plus importante de la région d'étude. Elle est composée de paragneiss, localement fortement migmatitisés, et comprend des niveaux de conglomérat et de formation de fer, ainsi que des basaltes amphibolitisés.

Le plutonisme mésoarchéen se manifeste par la mise en place des dernières phases intrusives du Complexe de Langelier, de l'Intrusion de Wachiskw et de l'Intrusion de Kamusaawach (2827 Ma). Le plutonisme se poursuit au Néoarchéen à partir de 2743 Ma avec la mise en place des différentes unités intrusives syntectoniques à tarditectoniques représentées par : 1) les tonalites de la Suite de Coates; 2) les granodiorites et les tonalites du Pluton de Nochet (2726 Ma); 3) le Pluton granitique de Sauvolles (2708 Ma); 4) le Batholite de Polaris et; 5) le Pluton granodioritique de La Grande 4 (2681 Ma). Finalement, le plutonisme se termine vers 2618 Ma avec la mise en place du Granite du Vieux Comptoir, nettement posttectonique.

La Formation de Sakami, d'âge paléoprotérozoïque, forme une bande relativement importante à la limite nord de la région. Elle se compose de grès et de conglomérat peu déformés d'origine fluviale, reposant en discordance sur les roches archéennes.

Des dykes de gabbro et de gabbro-norite d'âge néoarchéen tardif à paléoprotérozoïque coupent toutes les roches archéennes. Ils appartiennent aux familles de dykes de l'Essaim de Mistassini, de Senneterre et du lac Esprit.

Le grain structural de la région d'étude est contrôlé par les nombreuses intrusions de forme ovoïde définissant ainsi un arrangement en dômes et bassins. Au moins trois phases de déformation ductile ont été reconnues. La première (D1) est oblitérée par les phases subséquentes et pourrait regrouper plus d'un événement. La seconde phase (D2) est à l'origine des foliations régionales et des plis intrafoliaux, tandis que la dernière (D3) serait responsable

des grandes structures plicatives et des zones de cisaillement. Des phases distensives plus jeunes sont soulignées par les injections de gabbro et de gabbro-norite néoarchéennes à protérozoïques et par des linéaments d'orientation NW. Trois domaines structuraux ont été définis. Le premier comprend le Complexe de Langelier (le socle) et les intrusions mésoarchéennes. Le second regroupe les intrusions néoarchéennes peu foliées et la Formation de Keyano. Le troisième domaine correspond à la Formation paléoprotérozoïque de Sakami.

Le métamorphisme prograde dans la majeure partie des roches archéennes de la région est au faciès des amphibolites. Il se manifeste principalement dans les roches les plus anciennes et est bien visible dans les roches volcaniques. La forte migmatitisation d'une partie des paragneiss de la Formation de Keyano suggère un métamorphisme au faciès supérieur des amphibolites. Les intrusions tarditectoniques et posttectoniques sont peu ou pas affectées par le métamorphisme. Les roches sédimentaires paléoprotérozoïques de la Formation de Sakami, quant à elles, sont faiblement ou pas métamorphosées. Un métamorphisme rétrograde au faciès des schistes verts s'est superposé aux assemblages progrades dans les roches archéennes.

La région d'étude recèle un potentiel intéressant pour les minéralisations en uranium, les minéralisations aurifères disséminées et les minéralisations de Ni-Cr \pm EGP dans les roches ultramafiques. Les indices d'uranium de Sannon et de Kuljit ont fait l'objet de travaux d'exploration par le passé. Ces indices sont de type filonien et sont associés à des fractures NW localisées près du contact de la Formation de Sakami avec le socle archéen. L'indice Kuljit est maintenant submergé sous le réservoir La Grande 4.

Une minéralisation aurifère associée à des sulfures disséminés a été mise au jour dans une amphibolite basaltique de la Formation de Keyano. Nous y avons obtenu une teneur subéconomique de 0,86 g/t Au. Quelques valeurs anormales de Ni-Cr associées à des péridotites altérées ont été observées dans la partie sud du terrain. Deux sites échantillonnés ont donné des teneurs anormales de 0,24 à 0,26 % Cr et 0,18 à 0,20 % Ni.

