

RG 2016-04

Géologie de la région du lac Richardie, municipalité d'Eeyou Istchee Baie-James

Joséphine Gigon et Jean Goutier



Paysage typique de la région du lac Richardie (photo de Charles Verreault-Lemieux).

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.

Auteurs

Joséphine Gigon, ing. jr. et Jean Goutier, géo.

Lecture critique

James Moorhead, géo. et Pierre Lacoste, géo.

Édition

Claude Dion, ing.

Assistance technique

Claude Guérin, Julie Sauvageau et Kathleen O'Brien

Graphisme

André Tremblay

Géologie de la région du lac Richardie, municipalité d'Eeyou Istchee Baie-James

Joséphine Gigon¹ et Jean Goutier²

RG 2016-04

Résumé

La région du lac Richardie (33H02, 33H03 et 33H07) a été cartographiée à l'échelle 1/50 000 durant les étés 2012 et 2013. Elle est composée de roches archéennes des sous-provinces de La Grande et d'Opinaca et de dykes mafiques néoarchéens et paléoprotérozoïques. Les roches de la Sous-province de La Grande comprennent des intrusions et des séquences volcano-sédimentaires mésoarchéennes et néoarchéennes, tandis que la Sous-province d'Opinaca est composée de migmatites, d'intrusions et de paragneiss, tous néoarchéens.

La région comprend 25 unités stratigraphiques et lithodémiques, dont six nouvelles unités (Formation de Trieste, Pluton de la Rivière Galinée, Métagabbro de Sarane, Formation de la Rivière Salomon, Suite de Richardie et Pluton de Pichi) et deux unités lithologiques. Des datations isotopiques U-Pb ont permis de mieux définir le cadre stratigraphique de ces unités.

Les roches du sud de la région ont été métamorphisées aux faciès des amphibolites et des granulites au Néoarchéen lors de deux épisodes principaux de métamorphisme à 2663 Ma et 2613 Ma. L'orientation dominante de la foliation dans la Sous-province d'Opinaca est E-W avec un pendage modéré à fort vers le nord. Dans la Sous-province de La Grande, certains plutons ont une forme d'ellipsoïde à plongement vers l'est; d'autres unités possèdent une forme sigmoïdale. La Zone de cisaillement de Quentin représente la zone de contact entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca dans le feuillet adjacent à l'est (feuillet 33H04). Cette zone a été prolongée dans la région d'étude où elle sépare les roches de l'Intrusion de Kamusaawach et des paragneiss de Laguiche d'une part, et les amphibolites de Trieste et les roches de la Suite de Richardie d'autre part.

Bien qu'aucune analyse n'ait révélé des teneurs en métaux dépassant les seuils requis pour identifier un indice minéralisé, une nouvelle zone cartographiée représente une cible d'intérêt pour les minéralisations en métaux usuels. Il s'agit de bandes métriques à cordiérite-anthophyllite-biotite coupant des métavolcanites qui sont interprétées comme des zones d'altération volcanogène proximales métamorphisées.

1 - Unité de recherche et de service en technologie minérale (URSTM)

2 - Géologie Québec (MERN)

Table des matières

INTRODUCTION.....	4
Localisation et accès.....	4
Objectifs du projet.....	4
Méthode de travail.....	4
Travaux antérieurs.....	4
Remerciements.....	6
CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL.....	6
Contact nord entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca.....	7
STRATIGRAPHIE	7
Mésoarchéen.....	10
Sous-province de La Grande	10
Formation de Rouget (mArgt).....	10
Formation de Trieste (mAttr, nouvelle unité).....	10
Ensemble de mylonites et d'amphibolites rubanées dérivées de basalte (mAttr1)	10
Amphibolite dérivée de roches volcaniques intermédiaires (mAttr2)	12
Formation de fer au faciès des oxydes et des silicates (mAttr3).....	12
Intrusion de Kamusaawach (mAtkw).....	12
Tonalite (mAtkw1).....	12
Diorite et diorite quartzifère (mAtkw2)	12
Granodiorite (mAtkw3).....	12
Pluton de la Rivière Galinée (mAprg, nouvelle unité).....	13
Intrusion d'Orsigny (mAors).....	13
Métagabbro de Sarane (mAsar, nouvelle unité).....	13
Néoarchéen.....	13
Sous-province de La Grande	13
Formation de Corvette (nAcv).....	13
Pluton de la Savonnière (nAsav)	14
Groupe de Duhesme (nAdh).....	14
Formation de l'Escale (nAec).....	14
Formation de Dalmas (nAdl).....	14
Formation de la Rivière Salomon (nAslm, nouvelle unité)	14
Formation de Marbot (nAmab)	15
Pluton de Sauvolles (nAsvl).....	15
Suite de Lariboisière (nAlrb).....	16
Pluton de Miramar (nAmir).....	16
Sous-province d'Opinaca	16
Complexe de Laguiche (nAlgi)	16
Suite de Féron (nAfer)	18
Monzonite foliée et monzodiorite migmatitisée (nAfer1)	18
Diorite (nAfer2).....	18
Suite intrusive de Boyd (nAbyd).....	18
Suite de Richardie (nAsri, nouvelle unité).....	18
Pluton de Pichi (nAppi, nouvelle unité)	19
Suite de Joubert (nAjbt)	19
Tonalite et granodiorite à biotite et magnétite, foliées, rubanées et gneissiques (nAjbt1)	19
Gneiss tonalitique et dioritique à biotite et hornblende (nAjbt2).....	19
Suite de Lablois (nAslb).....	19
Granite du Vieux Comptoir (nAvcr)	20
Essaim de dykes de Mistassini (nAmib).....	20

Archéen	20
Unités lithologiques	20
Intrusions intermédiaires (I2F et I2J)	20
Paléoprotérozoïque	21
Dykes de Senneterre (pPsen)	21
Dykes du Lac Esprit (pPesp)	21
Quaternaire	21
LITHOGÉOCHIMIE	22
Méthodologie	22
Résultats	22
Formation de Rouget	22
Formation de Trieste	22
Comparaison entre la Formation de l'Escale et le Pluton de Sauvolles	25
Dykes de diabase	25
Intrusions ultramafiques	26
Discussion	26
MÉTAMORPHISME	26
Métamorphisme prograde	26
Métamorphisme rétrograde	28
GÉOLOGIE STRUCTURALE	28
Éléments structuraux	28
Agencement structural et domaines structuraux	28
Domaine I	29
Domaine II	29
Domaine III	29
Domaine IV	29
Domaine V	29
Domaine VI	29
Domaine VII	29
Structures néoarchéennes tardives et paléoprotérozoïques	29
Interprétation et modèle structural	32
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	32
CONCLUSION	33
RÉFÉRENCES	35
ANNEXE 1 : Photographies	39
ANNEXE 2 : Descriptions des cibles minéralisées de la région du lac Richardie	42

INTRODUCTION

Localisation et accès

Le territoire cartographié à l'été 2013 correspond aux feuillets SNRC 33H02 (Lac Richardie), 33H03 (Lac Jacquelein) et 33H07 (Lac Sauvolles) et couvre une superficie de 2788 km² (figure 1) dans la municipalité d'Eeyou Istchee Baie-James. Elle est limitée par les longitudes 72° 30' et 73° 30' ouest et les latitudes 53° 00' et 53° 30' nord (NAD 1983). On y accède en empruntant la route de la Baie-James (route 109), puis la route Transtaïga en direction du réservoir de Caniapiscou situé à 350 km à l'est de la région cartographiée. Le camp de base était localisé sur les berges du lac Pelletan (feuillelet 33H04). Le camp, accessible par hydravion, se trouvait à 78 km au sud de la pourvoirie Cargair (km 286 de la route Transtaïga).

Objectifs du projet

Ce levé à l'échelle du 1/50 000 s'inscrit dans un projet visant à compléter la cartographie géologique du contact nord entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca (feuillet SNRC 33F, 33G et 33H). Le territoire touché couvre le contact entre ces deux sous-provinces qui représente un métallotecte majeur pour les minéralisations aurifères reconnu à l'échelle régionale.

Méthode de travail

Les travaux de cartographie géologique ont été réalisés durant une période de onze semaines à l'été 2013 par une équipe constituée de cinq géologues et de cinq assistants - géologues. Les cheminements sur le terrain ont été planifiés à l'aide de photos aériennes, des images satellitaires et des cartes géophysiques. L'apport d'un nouveau levé aéromagnétique à haute résolution (Goldak Airborne Surveys, 2008; D'Amours, 2011) a été significatif et a permis de mieux reconnaître les différentes unités et certaines structures. Étant donné l'éloignement du camp par rapport au secteur cartographié et l'absence de routes et de grands lacs permettant un accès facile au territoire, l'hélicoptère a été privilégié pour transporter les équipes sur le terrain. La distance entre les stations d'observation était d'environ 250 m, parfois moins dans les secteurs montrant une géologie plus complexe. La longueur des cheminements était de 6 km en moyenne, avec un espacement d'environ 5 km. La méthode du « saut de mouton » a parfois été employée dans les régions où les affleurements étaient plus espacés. Au total, 1597 affleurements ont été visités, la majorité durant l'été 2013. Quelques affleurements ont été décrits lors de la campagne de terrain 2012. Plus de 509 affleurements de compilation identifiés dans les travaux statutaires ont été intégrés au SIGÉOM.

Un total de 225 lames minces, dont 27 lames polies, ont été examinées, tandis que 92 échantillons de roches intrusives grenues de composition felsique à intermédiaire ont été préparés pour des colorations des feldspaths potassiques. L'évaluation des proportions modales des constituants a été réalisée selon la méthode décrite dans Goutier *et al.* (2001) légèrement modifiée par l'utilisation du logiciel ImageJ pour le traitement des images. La base de données géochimique comprend 195 analyses pour les éléments majeurs et en traces et 11 analyses partielles (voir la section traitant de la lithogéochimie). Trois échantillons de roches intrusives ont été prélevés pour des datations isotopiques U-Pb afin d'obtenir des âges de mise en place. Le détail de ces datations sera publié dans un rapport de la série RP.

Travaux antérieurs

Les premiers travaux de cartographie géologique systématique de la région ont été réalisés dans les années 1950 par la Commission géologique du Canada à l'échelle 1/506 880 (8 milles au pouce; Eade *et al.*, 1958; Eade, 1966). En 1975 et 1976, le Ministère a entrepris des travaux de cartographie régionale qui ont permis de couvrir une bande de 10 km x 30 km au nord du feuillet 33H07 (Sharma, 1977) et un grand secteur dans la partie est des feuillets 33H et 33A (Hocq, 1985). Les feuillets SNRC 33H02 et 33H07 ont été en partie touchés par cette cartographie, mais la connaissance géologique du feuillet SNRC 33H03 était très fragmentaire avant nos travaux. 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 géologique et métallogénique du secteur a été réalisée par Gauthier (1996) et Gauthier *et al.* (1997).

Des levés régionaux de géochimie de l'environnement secondaire et de reconnaissance géologique ont été menés par la Société de Développement de la Baie-James (SDBJ) durant les années 1970 (Martin, 1976; Tremblay et Marleau, 1973; Gleeson, 1976; Cannuli, 1975; Marleau, 1975 et 1979). La SDBJ a également effectué quelques travaux visant à vérifier les anomalies en uranium ainsi mises en évidence (Larose *et al.*, 1978). Plus récemment, le Ministère a procédé à la réanalyse de ces échantillons de sédiments de fond de lac. Il a également réalisé des études d'évaluation du potentiel pour les minéralisations aurifères de type orogénique (Lamothe, 2008; Allard *et al.*, 2015).

Il faut attendre 1995 pour voir le véritable début des travaux d'exploration dans la région, essentiellement pour l'or. À cette époque, une campagne de prospection entreprise par Ressources Sirios sur sa propriété de la région du lac Trieste (33H07) se conclut par un programme de six sondages (Desbiens, 1995; Desbiens, 1996). En parallèle, Mines d'Or Virginia entreprend une reconnaissance géologique et des levés magnétiques sur sa propriété du lac Sauvolles dans le feuillet 33H07 (Barrette, 1996). En 2002, Ressources Dianor réalise une campagne de cartographie et d'échantillonnage

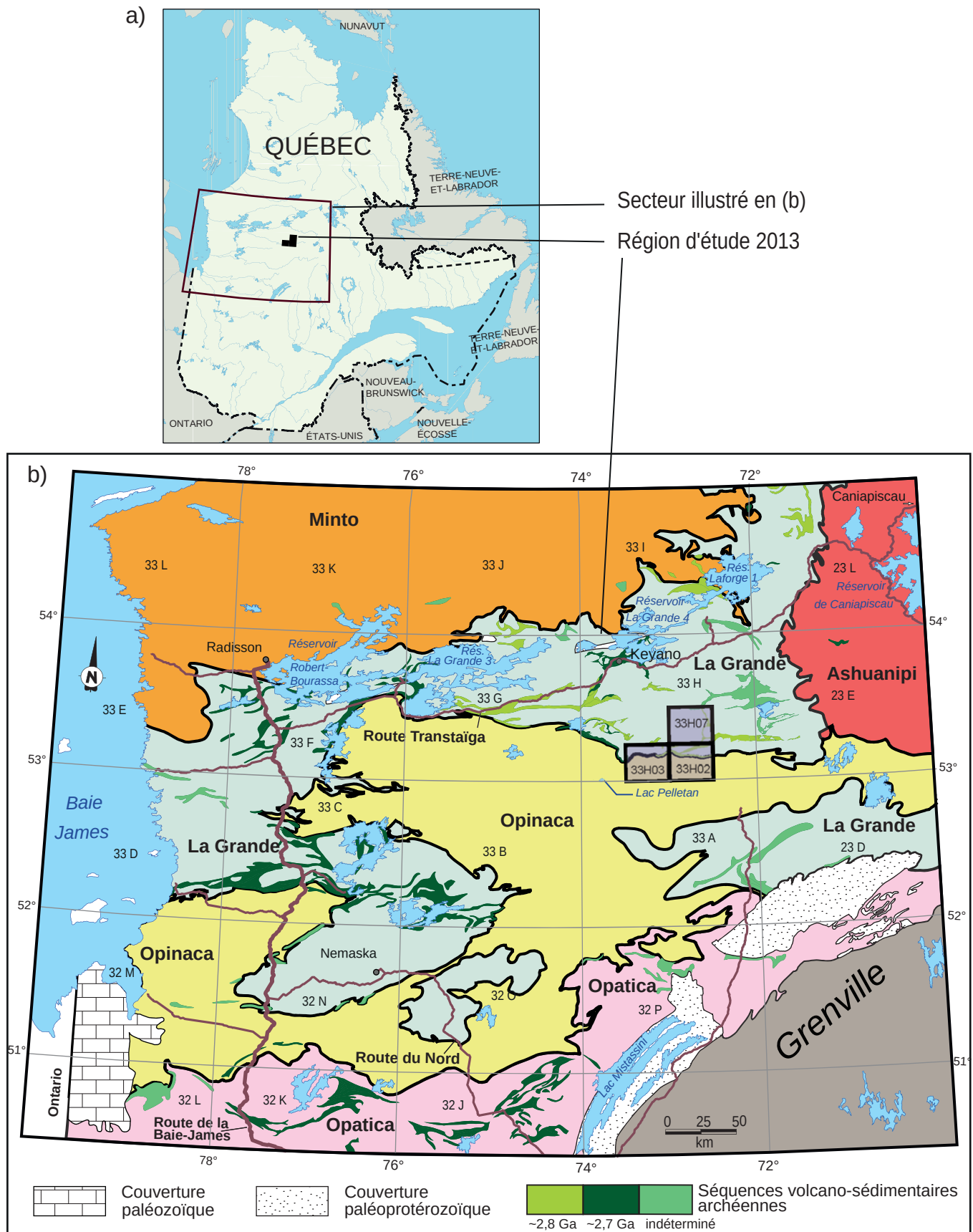


FIGURE 1 - Localisation de la région du lac Richardie et carte géologique de la région de la Baie-James. Modifiée de Thériault et Beauséjour (2012) à partir des travaux récents dans les feuillets 33G, 33H et de 23E.

de roc et de till pour le diamant, l'or et les minéralisations de Cu-Ni-EGP (Canova, 2002). Peu après, SOQUEM procède à une courte campagne de terrain dans le feuillet 33H07 afin de vérifier une série d'anomalies en or dans les sédiments de fond de lac (Lavoie, 2003). Des travaux de cartographie géologique à différentes échelles sont effectués par Mines Virginia sur ses propriétés de Trieste en 2005 (Grenier *et al.*, 2006) et de Wahemen en 2009 (Savard, 2010), ainsi que dans le secteur au sud de la route Transtaïga (projet Laguiche; Turgeon et Oswald, 2007). À peu près à la même époque, Exploration Midland acquiert plusieurs propriétés dans les feuillets 33H07 et 33H08 pour leur potentiel aurifère. En 2008, une campagne d'échantillonnage de till, de prospection et de cartographie est entreprise sur les propriétés Salomon (33H07; Larivière et Banville, 2009), Lasalle et Galinée (33H01, 33H02, 33H07, 33H08, 33H09 et 33H10; Larivière *et al.*, 2009). Ces travaux ont été suivis par le creusement de tranchées et l'implantation de forages sur les minéralisations mises au jour dans les propriétés Lasalle et Galinée (Larivière et Banville, 2013).

Les feuillets adjacents au secteur d'intérêt ont été cartographiés à l'échelle 1/50 000 par le Ministère dans le cadre du projet Baie-James en 2012 (33H04, Goutier *et al.*, en préparation; 33H06, Hammouche *et al.*, 2015), en 2013 (33H10, Hammouche *et al.*, en préparation) et en 2014 (33H08 et 33H09, Burniaux *et al.*, en préparation). Les levés géophysiques du Ministère couvrent une grande superficie dans la municipalité d'Eeyou Istchee Baie-James (D'Amours, 2011), alors que des levés géophysiques plus ponctuels de l'industrie sont centrés sur les propriétés minières.

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier les géologues William Chartier-Montreuil, Claude Dion, Sarane Sterckx et Charles Verreault-Lemieux, ainsi que les assistants Simon Bachand, Catherine Frigon, Catherine Houle, Eddy Jolly et Cyrielle Renfer pour leur motivation et leur efficacité tout au long de la campagne de terrain. Nos remerciements vont aussi à la cuisinière Danielle Poulin, à l'homme de camp Robert Gallant, au personnel de la pourvoirie Cargair et de la compagnie Air Mont-Laurier, ainsi qu'aux pilotes d'hélicoptère et mécaniciens de la compagnie Hélicoptères Whapchiwem grâce à qui le travail de cartographie a pu s'effectuer dans les meilleures conditions.

Nous tenons aussi à souligner la qualité du travail de Claude Guérin et Kathleen O'Brien lors de la réalisation des cartes. Virginie Daubois a participé à la partie concernant la géologie du Quaternaire. Le cadrage des photos a été réalisé par Johanne Jobidon. Enfin, merci à James Moorhead et Pierre Lacoste pour les commentaires et les améliorations suggérées à la suite de la lecture critique de ce document, ainsi qu'à Claude Dion (éditeur) pour ses efforts soutenus qui ont permis d'améliorer la qualité de ce rapport.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

La région cartographiée est située dans la portion centrale de la Province géologique du Supérieur qui constitue le plus vaste craton archéen du monde. Cette province comprend des roches très variées, datées entre ~ 4 et 2,57 Ga, qui ont été déformées à plusieurs reprises à l'Archéen. La région du lac Richardie se trouve au contact entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca (figure 1). Cette région présente aussi des dykes de diabase néoarchéens et paléoprotérozoïques, ainsi qu'une couverture quaternaire.

La Sous-province de La Grande forme un ensemble volcano-plutonique (Card et Ciesielski, 1986) composé d'un socle tonalitique ancien, aussi vieux que 3452 Ma (33F03, Davis *et al.*, 2014), de plusieurs séquences volcano-sédimentaires sous-marines d'âge mésoarchéen à néoarchéen et de multiples intrusions felsiques à ultramafiques. Par endroits, cet ensemble est recouvert en discordance par des unités conglomératiques archéennes (notamment la Formation d'Ekomiak dans le feuillet 33F06) et les unités sédimentaires de la Formation paléoprotérozoïque de Sakami. Les roches de la Sous-province de La Grande sont comparables à celles du *Northern Superior Superterrane* et du domaine d'Oxford-Stull du NW ontarien (Stott *et al.*, 2010).

La Sous-province d'Opinaca représente un ensemble métasédimentaire et plutonique (Card et Ciesielski, 1986) comparable aux sous-provinces d'English River et de Quetico en Ontario. Dans la région à l'étude, l'Opinaca est constituée principalement de paragneiss à biotite injectés de multiples intrusions dont la composition varie de felsique (communément pegmatitique) à ultramafique. Le degré de migmatitisation dans les paragneiss varie en fonction de la localisation géographique et de la présence de grands plis qui affectent le secteur. Ces paragneiss proviennent du métamorphisme d'une importante séquence de wacke arkosique. Le Pluton de la Frégate, daté à 2710,4 ± 2,4 Ma (Augland *et al.*, 2016), coupe les paragneiss de l'Opinaca dans le feuillet 33G02. La formation de ces métasédiments est donc en partie contemporaine à certaines unités de la Sous-province de La Grande, contrairement à ce que semblaient indiquer les observations effectuées plus à l'ouest dans le feuillet 33F (Goutier *et al.*, 2001).

Dans la région à l'étude, le métamorphisme néoarchéen croît du nord vers le sud, du faciès des amphibolites au faciès des granulites. Une compilation des âges des zircons, des monazites et des sphènes métamorphiques de l'ensemble des feuillets 33F, 33G et 33H indique des modes à 2663 Ma et à 2613 Ma. Les roches sont déformées de façon ductile. La présence de noyaux plutoniques anciens d'âge mésoarchéen et de plutons néoarchéens produit un schéma structural en dômes et en quilles dans les roches de la Sous-province de La Grande, sauf dans les zones cisailées qui sont fréquemment associées aux amphibolites. Le style structural de la Sous-province d'Opinaca est différent. Il est constitué d'une série

de grandes synformes et antiformes à traces axiales orientées ENE à ESE et à plongement vers l'ENE qui affectent à la fois les intrusions et les paragneiss. Ces plis sont observés notamment dans les feuillets situés immédiatement à l'ouest du secteur d'étude (Goutier *et al.*, en préparation).

La région de la Baie-James est principalement reconnue pour l'abondance de minéralisations aurifères archéennes. On trouve aussi des minéralisations de cuivre, de zinc, de fer, de molybdène, de nickel, de chrome, d'éléments du groupe du platine et de lithium (voir la carte interactive du SIGÉOM). Les minéralisations paléoprotérozoïques sont constituées d'uranium, de cuivre et d'argent.

Contact nord entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca

Le contact septentrional entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca correspond à une limite lithologique et non à un changement abrupt du grade métamorphique. La partie nord du secteur se caractérise principalement par des ensembles volcano-sédimentaires et tonalitiques (Sous-province de La Grande), tandis que la partie sud se distingue plutôt par la présence de roches métasédimentaires et d'intrusions de composition intermédiaire ou granitique (Sous-province d'Opinaca). Ces différences se reflètent sur les cartes du gradient vertical du champ magnétique qui montrent une signature plus contrastée du côté nord.

À plusieurs endroits, le contact entre les deux sous-provinces est constitué par une zone de cisaillement inclinée vers le NW ou vers le nord. Cette zone de contact est facile à reconnaître lorsque les amphibolites du La Grande chevauchent les paragneiss de l'Opinaca. Ce contact peut être net, comme à l'indice Quentin (photo de la page couverture du rapport de Goutier *et al.*, en préparation). Dans cette région (33H04), le contact est désigné comme la Zone de cisaillement de Quentin et elle a été prolongée vers l'est dans la région à l'étude (figure 2, CQ). À l'ouest, dans le feuillet 33F, la nature du contact est plus complexe (photo de la page couverture de rapport de Goutier *et al.*, 2000) en raison de la présence de plusieurs imbrications et d'injections felsiques ou ultramafiques. À plusieurs endroits, ces intrusions sont injectées dans la zone de contact. Elles sont de dimensions métriques à kilométriques et présentent des degrés variables de déformation : Suite de Joubert de composition tonalitique, Suite de Lablois de composition ultramafique, Suite de Richardie de composition granodioritique et Granite du Vieux Comptoir de composition granitique.

Dans certains cas, la limite entre les deux sous-provinces est plus difficile à tracer, en particulier lorsque des unités sédimentaires se trouvent de part et d'autre du contact. Dans ce secteur, les unités sédimentaires de la Sous-province de La Grande, comme les formations de Marbot (33G07, 33G08, 33H05) et de la Rivière Salomon (33H, 23E), se distinguent des paragneiss de l'Opinaca par la présence de formation de fer et de conglomérat polygénique.

STRATIGRAPHIE

Le schéma stratigraphique de la région est basé sur les travaux de cartographie du Ministère dans les terrains adjacents (Goutier *et al.*, en préparation; Hammouche *et al.*, 2015; Hammouche *et al.*, en préparation; Burniaux *et al.*, en préparation), complétés par nos observations de terrain de l'été 2013 (figures 2 et 3; carte hors texte). Plusieurs unités des sous-provinces de La Grande et d'Opinaca ont fait récemment l'objet de datations isotopiques U-Pb, ce qui permet désormais de connaître leur âge de mise en place avec une bonne précision. Les étiquettes stratigraphiques de ces unités ont donc été modifiées dans le SIGÉOM en fonction de ces nouvelles données. Ainsi, les codes débutant par « A » (Archéen) commencent maintenant par « mA » (Mésioarchéen, 3200 à 2800 Ma; Cohen *et al.*, 2015) ou « nA » (Néoarchéen, 2800 à 2500 Ma). Le code des unités d'âge protérozoïque datées entre 2500 à 1600 Ma débute par « pP » (Paléoprotérozoïque).

Les grands éléments stratigraphiques de la région se résument comme suit :

1. trois épisodes volcaniques : formations de Rouget (2845 ± 6 Ma) et de Trieste ($2839,2 \pm 5,6$ Ma); Formation de Corvette (2742 ± 28 Ma); et Formation de l'Escal ($2707,5 \pm 1,0$ Ma);
2. plusieurs épisodes de mise en place d'intrusions tonalitiques ou granodioritiques : Intrusion de Kamusaawach ($2831 \pm 0,6$ Ma); Pluton de la Rivière Galinée ($2824,2 \pm 6,2$ Ma); Intrusion d'Orsigny ($2823,1 \pm 7,4$ Ma); Pluton de la Savonnière ($2741,7 \pm 0,8$ Ma); et Suite de Joubert (~ 2680 Ma);
3. deux épisodes sédimentaires archéens : le premier associé aux protolites du Complexe de Laguiche dont le dépôt débute avant 2710 Ma et l'autre associé à l'ensemble constitué des formations de Dalmas, de la Rivière Salomon et de Marbot, mises en place après 2710 Ma ou 2702 Ma suivant les unités;
4. intrusions intermédiaires dans la Sous-province d'Opinaca appartenant à la Suite de Féron (Pluton de Frégate, $2710,4 \pm 2,4$ Ma);
5. intrusions plus potassiques et plus tardives : Pluton de Sauvolles (2708 ± 7 et 2698 ± 14 Ma), Suite de Richardie (2693 Ma), Suite de Boyd, Pluton de Miramar et Granite du Vieux Comptoir (2618 Ma);
6. trois familles de dykes de diabase (Mistassini, 2515 ± 3 à 2503 ± 2 Ma; Senneterre, 2221 ± 4 Ma; et Lac Esprit, 2069 ± 1 Ma);
7. couverture quaternaire qui recouvre le socle rocheux de la région.

Ce schéma comporte 25 unités stratigraphiques et lithodémiques, dont six qui sont décrites et définies pour la première fois dans ce rapport. Deux intrusions archéennes n'ont pas été assignées à une unité stratigraphique particulière, soit en raison de leur petite taille, soit par manque d'informations permettant de les corrélérer à d'autres suites intrusives. Elles



FIGURE 2 - Géologie simplifiée de la région du lac Richardie (33H02, 33H03 et 33H07).

LÉGENDE STRATIGRAPHIQUE

PALEOPROTÉROZOÏQUE

Dykes du Lac Esprit (2069 ±1 Ma, Hamilton *et al.*, 2001)

pResp

Diabase (gabbronorite), localement porphyrique à plagioclase

Dykes de Senneterre (2221 ±4 Ma et 2216 ±8/-4 Ma, Don Davis, communication personnelle 2015; Buchan *et al.*, 1996)

pPsen

Diabase (gabbronorite)

NÉOARCHÉEN

Essaim de dykes de Mistassini (2515 ±3 Ma, Hamilton, 2009; 2503 ± 2 Ma, Don Davis, communication personnelle 2015)

nAmib

Diabase (gabbronorite), localement porphyrique à plagioclase

Granite du Vieux Comptoir (2618 ±18/-13 Ma et 2618 ±2 Ma; Goutier *et al.*, 1999b et 2000)

nAvcr1

Granite pegmatitique à biotite et muscovite, localement à tourmaline

Suite de Lablois (>2619,6 ±1.9/-1.4 Ma; David *et al.*, 2011a)

nAslb

Métawebstérite à olivine avec ou sans phlogopite, communément porphyroblastique à orthopyroxène, métawebstérite à anthophyllite

Suite de Joubert

nAjbtr2

Alternance décimétrique de gneiss tonalitique et dioritique, à biotite et hornblende

nAjbtr1

Tonalite et granodiorite à biotite et magnétite, foliées, rubanées ou gneissiques

Suite de Richardie

nAsri

Granodiorite à biotite, magnétite et hornblende, porphyrique à feldspath potassique; niveaux de tonalite et de diorite foliées à hornblende et biotite

Pluton de Pichi (2693,2 ±5,4 Ma; Don Davis, communication personnelle 2015)

nAppi

Granodiorite à hornblende, biotite et magnétite, porphyrique à feldspath potassique; localement avec diorite

Sous-Province d'Opinaca

Suite intrusive de Boyd

nAbyd1

Granite

Suite de Féron (2710,4 ±2,4 Ma; Augland *et al.*, 2016)

nAfer2

Diorite

nAfer1

Ensemble de monzonite foliée et de monzodiorite migmatitisée

Complexe de Laguiche (>2710 Ma; Augland *et al.*, 2016; et pics **métamorphiques à 2663 Ma et 2613 Ma**)
Diatexite de paragneiss à biotite, avec ou sans grenat, contenant plus de 50 % de mobilisat

nAlgl4a

Métatexite de paragneiss à biotite, avec ou sans grenat, contenant 10 % à 50 % de mobilisat

nAlgl3a

Paragneiss de wacke à biotite, avec ou sans grenat, contenant moins de 10 % de mobilisat

nAlgl2a

Paragneiss de wacke à biotite, avec ou sans grenat, contenant moins de 10 % de mobilisat

Sous-province de La Grande

Suite de Lariboisière

Pluton de Miramar

nAmir

Granodiorite à biotite et magnétite, porphyrique à phénocristaux de quartz

Pluton de Sauvollès (2708 ±7 Ma et 2698 ±14 Ma; Davis *et al.*, 2015, Don Davis, communication personnelle 2015)

nAsvl1

Granite à biotite, massif à peu folié avec enclaves de nature variée.

nAsv11b

Ensemble de granodiorite à biotite et de granite à biotite, avec enclaves de tonalite foliée

nAsv11a

Granite à biotite, hornblende et magnétite, massif à peu folié, avec enclaves de nature variée.

Formation de Marbot (< 2702 ±2 Ma; David *et al.*, 2011)

nAnab1a

Paragneiss dérivé wacke, à biotite, sillimanite et muscovite et métatexite de paragneiss à biotite

Formation de la Rivière Salomon (< 2708 Ma; Jean David, communication personnelle 2015)

nAsm1a

Métatexite de paragneiss à biotite mylonitisée; diatexite de paragneiss à biotite et paragneiss de wacke à biotite

Groupe de Duhesme

Formation de Dalmas (<2698 Ma, Jean David, communication personnelle 2016)

nAdl4

Paragneiss dérivé de wacke, rares niveaux conglomératiques

nAsjl

Formation de fer

Formation de l'Escale (2707,5 ±1 Ma et 2706,4 ±0,8 Ma; Jean David, comm. personnelle 2015)

Ensemble composé principalement d'amphibolites dérivées de basaltes et d'andésite; contient des niveaux métriques de métavolcanites felsiques et de formation de fer

nAec3

Pluton de La Savonnière (2741,7 ±0,8 Ma; Jean David, communication personnelle 2015)

nAsav2

Diorite et diorite quartzifère, foliées

nAsav1

Ensemble de tonalite à biotite, de granodiorite à biotite et magnétite et de granite à biotite ± magnétite, foliés

Formation de Corvette (2742 ±28 Ma; Davis *et al.*, 2014)

nAcv1

Amphibolite dérivée de volcanites intermédiaires à mafiques, foliée à mylonitisée

MÉSOARCHÉEN

Métagabbro de Sarane (2820 ±9 Ma; Davis *et al.*, en préparation)

mAsar

Amphibolite dérivée de gabbro

Intrusion d'Orsigny (2823,1 ±7,4 Ma; Jean David, communication personnelle 2015)

mAors1

Tonalite foliée à biotite, ± hornblende ± magnétite

Pluton de la Rivière Galinée (2824,2 ±6,2 Ma; Jean David, communication personnelle 2016)

mAprg1

Granodiorite et tonalite foliées à biotite et magnétite

Intrusion de Kamusaawach (2831 ±0,6 Ma; Augland *et al.*, 2016)

mAkww3

Granodiorite à biotite et hornblende ± magnétite, généralement foliée

mAkww2

Diorite et diorite quartzifère, granoblastiques et foliées

mAkww1

Tonalite à biotite, souvent à hornblende, ± magnétite, foliée; injections de granite

Formation de Trieste (2839,2 ±5,6 Ma; Jean David, communication personnelle 2015)

mAttr3

Formation de fer au faciès des oxydes et des silicates

mAttr2

Amphibolite dérivée de roche volcanique intermédiaire

mAttr1

Ensemble d'amphibolite rubanée dérivée de basalte et de mylonite

Formation de Rouget (2845 ±6 Ma; Davis *et al.*, 2015)

mArg1

Amphibolite dérivée de roches volcaniques mafiques et intermédiaires

LÉGENDE LITHOLOGIQUE

NÉOARCHÉEN

I2F

Monzonite

I2J

Diorite

sont donc décrites simplement en tant qu'unités lithologiques à la suite des unités stratigraphiques (I2F, I2J). La figure 3 synthétise les relations stratigraphiques et chronologiques des unités formelles du secteur.

Mésosarchéen

Sous-province de La Grande

Formation de Rouget (*mArgt*)

La Formation de Rouget a été définie dans le feuillet 33H06 par Hammouche *et al.* (2015). Cette unité se poursuit vers le sud et l'est dans les feuillets 33H02, 33H03 et 33H07 (figure 2 et carte hors texte). Une datation U-Pb provenant du feuillet 33H06 a donné un âge de mise en place de 2845 ± 6 Ma (Davis *et al.*, 2015). Seule l'unité *mArgt1* affleure dans le secteur à l'étude. Bien que le contact avec les autres unités n'ait pas été observé, sa géométrie et l'âge des unités adjacentes semblent indiquer que les roches de la Formation de Rouget sont systématiquement coupées par les intrusions adjacentes.

L'unité *mArgt1* est composée d'amphibolites dérivées de roches volcaniques mafiques ou intermédiaires (voir la section traitant de la lithogéochimie). L'amphibolite présente une patine grise ou verte et une cassure fraîche verte. La roche est toujours foliée avec une granulométrie fine à moyenne. La structure rubanée est associée à l'alternance de niveaux plus ou moins riches en plagioclase ou en hornblende (annexe 1, photo 1). Ces amphibolites sont composées de hornblende (30 à 70 %) accompagnée d'un peu de biotite (< 2 %). La magnétite, le quartz, la pyrite, l'épidote et le sphène sont observés en faibles proportions.

Plusieurs affleurements d'amphibolite sont à grain plus grossier, ce qui pourrait indiquer un protolite gabbroïque ou dioritique. Il s'agit probablement d'intrusions synvolcaniques métamorphisées. On note aussi la présence de niveaux métriques de roches métasédimentaires (métatexite issue de paragneiss et de formation de fer à silicates et oxydes) intercalés avec les volcanites.

Formation de Trieste (*mAttr*, nouvelle unité)

À la suite des travaux de cartographie dans la région du lac Campan, Hocq (1985) avait reconnu une séquence volcano-sédimentaire (« bande volcano-sédimentaire du Lac Trieste ») regroupant des volcanites, des amphibolites, des gneiss mésocrates, des tufs et des roches ultramafiques et mafiques (péridotite, hornblendite et gabbro). Nous définissons ici la Formation de Trieste comme une unité composée d'amphibolites issues de volcanites mafiques ou intermédiaires, de formations de fer et, localement, de métavolcanites felsiques. Elle constitue l'unité volcanique la plus méridionale de la région. Elle se poursuit vers le nord le long de la bordure du Pluton de Sauvolles (figure 2 et carte hors texte) et vers l'est dans le feuillet 33H08 (voir la carte

interactive du SIGÉOM). Cette formation est constituée de bandes étroites dont la largeur n'excède guère 900 m. Dans le sud de la carte (feuillet 33H02), les contacts entre la Formation de Trieste et les unités environnantes représentent essentiellement des zones de cisaillement. Plus au nord (feuillet 33H07), elle est coupée par les roches intrusives.

La Formation de Trieste comprend trois unités :

- un ensemble de mylonites et d'amphibolites rubanées dérivées de basalte (*mAttr1*);
- des amphibolites dérivées de roches volcaniques intermédiaires (*mAttr2*);
- une formation de fer au faciès des oxydes et des silicates (*mAttr3*).

Une datation isotopique U-Pb d'une volcanite felsique mylonitisée de l'unité *mAttr1* (feuillet 33H08; Burniaux *et al.*, en préparation, figure 12) a donné un âge de cristallisation de $2839,2 \pm 5,6$ Ma (Jean David, communication personnelle 2015).

Ensemble de mylonites et d'amphibolites rubanées dérivées de basalte (*mAttr1*)

Cet ensemble constitue l'unité dominante de la Formation de Trieste. Sa couleur en surface fraîche est vert foncé, alors que sa patine est verte. L'amphibolite est toujours foliée et montre une structure mylonitique dans les zones de cisaillement. La roche à grain fin ou moyen est granoblastique. Le rubanement observé à l'échelle de l'affleurement aussi bien qu'en lames minces est dû à une alternance de rubans plus ou moins riches en hornblende ou en plagioclase. L'amphibolite représente principalement un metabasalte, mais peut aussi provenir du métamorphisme de gabbros, de volcanites ou d'intrusions intermédiaires ou encore de roches ultramafiques. Ces lithologies forment toutefois des niveaux trop minces pour figurer sur les cartes à l'échelle 1/50 000. De plus, le passage entre ces différents faciès se fait par endroits de façon graduelle. Le minéral ferromagnésien le plus abondant est la hornblende pœciloblastique ou, plus rarement, porphyroblastique. Les observations en lames minces indiquent que le plagioclase est séricitisé. La biotite et la chlorite sont rares (<10 %), alors que les pœciloblastes de diopside sont couramment observés (5 à 20 %). Les minéraux accessoires sont le quartz (<10 %), l'épidote et la trémolite.

Les effets de l'altération sont très visibles dans cette unité (annexe 1, photo 2). Elle se manifeste en particulier par l'abondance des carbonates (quelques pour cent en moyenne). Ceux-ci sont tardifs et se trouvent généralement associés au quartz dans les veines, dans les zones enrichies en diopside et autour de la hornblende. La présence de carbonates sous la forme de porphyroblastes indique un métamorphisme rétrograde.

On trouve des sulfures disséminés à grain fin (<2 %) dans des niveaux rouillés de puissance variable. Le grenat est présent dans certains niveaux décimétriques. Des zones métasomatisées métriques à cordiérite-anthophyllite-biotite ont également été observées au sein de cette unité (voir la

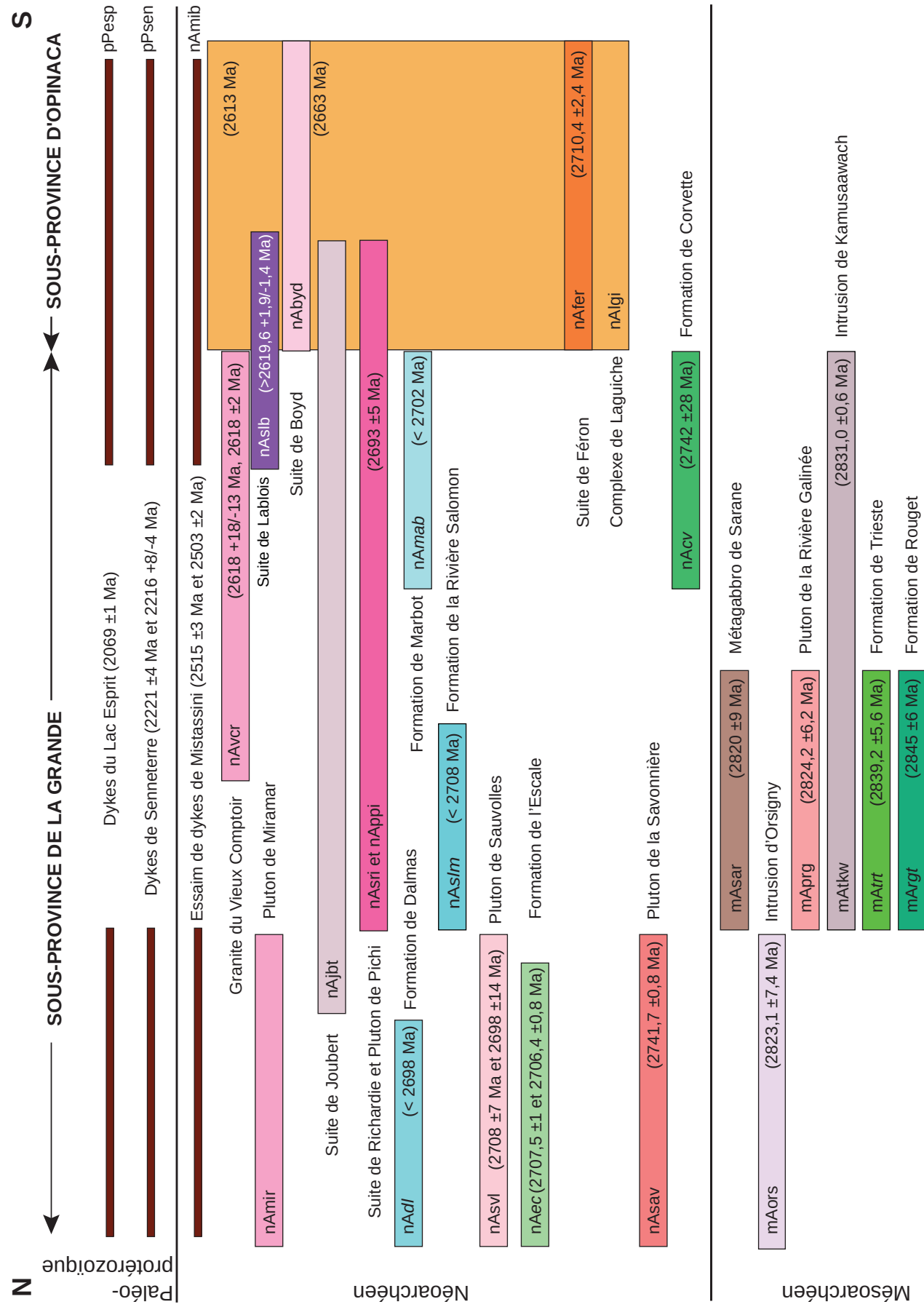


FIGURE 3 - Schéma stratigraphique des unités archéennes et protérozoïques de la région du lac Richardie. La disposition de gauche à droite des unités reflète leur distribution du nord au sud.

section traitant de la géologie économique). Par endroits, les amphibolites basaltiques sont aussi altérées en carbonate et en biotite, donnant aux rubans millimétriques une couleur beige à bourgogne. D'autres niveaux sont silicifiés et associés à des veines quartzofeldspathiques syntectoniques.

Les amphibolites sont coupées par des dykes felsiques décimétriques à métriques. Ces dykes foliés et à grain fin contiennent de la biotite (10 %), de la muscovite et de la tourmaline. On note également la présence de filonnets felsiques à hornblende (5 à 15 %) d'épaisseur millimétrique.

Amphibolite dérivée de roches volcaniques intermédiaires (mAttr2)

Cette unité forme une bande de 13 km sur 2 km dans la partie centre nord du feuillet 33H02. Elle se distingue de l'unité mAttr1 par sa composition intermédiaire (voir la section traitant de la lithogéochimie). L'amphibolite est grise et contient de la hornblende, de la biotite (3 %) et des traces de pyrite (<1 %). La roche est foliée et présente une granulométrie fine à moyenne. Des veines de quartz et de pyrite millimétriques coupent la foliation.

Formation de fer au faciès des oxydes et des silicates (mAttr3)

L'unité mAttr3, bien visible sur la carte du gradient vertical du champ magnétique, forme une bande d'environ 100 m d'épaisseur intercalée avec les amphibolites. Elle est constituée d'une alternance de rubans clairs riches en quartz et de rubans plus sombres composés de silicates et de magnétite qui sont orientés parallèlement à la foliation dans les amphibolites adjacentes. La formation de fer contient de la hornblende, du quartz, de la grunérite, de l'hédenbergite et, plus rarement, de la pyrrhotite et de la biotite. Sa granulométrie est fine à grossière. Contrairement à ce qui est rapporté dans le feuillet 33H08 (Burniaux *et al.*, en préparation), nous n'avons pas observé de niveau de paragneiss interstratifié avec la formation de fer.

Intrusion de Kamusaawach (mAtkw)

L'Intrusion de Kamusaawach, définie par Goutier *et al.* (en préparation) et Hammouche *et al.*, (2015), a initialement été reconnue dans les feuillets 33H04 et 33H06 adjacents. Dans la région d'étude, cette intrusion s'étend au nord des feuillets 33H03 et 33H02, ainsi qu'au SW du feuillet 33H07 (figure 2 et carte hors texte). Une datation isotopique U-Pb provenant d'un échantillon de tonalite du feuillet 33H04 a donné un âge de cristallisation de $2831,0 \pm 0,6$ Ma (Augland *et al.*, 2016). L'Intrusion de Kamusaawach fait intrusion dans les roches de la Formation de Rouget et est coupée par les plutons de Sauvolles et de Pichi. Elle est en contact tectonique avec les formations de Trieste et de la Rivière Salomon et localement avec la Suite de Richardie.

L'Intrusion de Kamusaawach comprend trois unités :

- une unité de tonalite (mAtkw1);
- une unité de diorite et de diorite quartzifère (mAtkw2);
- une unité de granodiorite (mAtkw3).

Tonalite (mAtkw1)

L'unité mAtkw1 est composée de tonalite foliée à biotite, laquelle est associée communément à la hornblende et localement à la magnétite (figure 4). La roche à grain fin ou moyen est principalement constituée de plagioclase en partie séricitisé, de biotite, de quartz et de hornblende. La biotite compte pour moins de 20 % de la roche. La hornblende est observée dans environ la moitié des affleurements et peut constituer jusqu'à 45 % de la roche. La magnétite est plus rare et ne dépasse pas 2 % du mode. L'épidote est relativement commune, de même que l'allanite. Les minéraux accessoires sont la chlorite formée aux dépens de la biotite, l'épidote (1 à 2 %) et les sulfures (principalement de la pyrite accompagnée de pyrrhotite et de chalcopyrite). Le sphène, le zircon, l'apatite, l'hématite et la muscovite sont reconnus par endroits. La tonalite montre une patine d'altération et une cassure fraîche grises. Elle est toujours foliée, parfois rubanée et gneissique (annexe 1, photo 3). Cette structure est accentuée par la présence de niveaux centimétriques à décimétriques de diorite parfois amphibolitisée ou de granite disposés parallèlement au rubanement. La microstructure granoblastique indique une recristallisation associée au métamorphisme régional.

Diorite et diorite quartzifère (mAtkw2)

L'unité mAtkw2 est composée de diorite et de diorite quartzifère, granoblastiques et foliées. La roche est à grain fin ou moyen avec une cassure fraîche et une patine gris-vert. Cette unité mesure entre 500 m et 1 km de largeur et se trouve au cœur des amphibolites de la Formation de Rouget ou sous la forme de lentilles allongées dans la tonalite de l'unité mAtkw1. Il est facile de la distinguer des amphibolites de la Formation de Rouget sur les cartes de gradient magnétique vertical en raison de sa forte susceptibilité magnétique. Cette caractéristique ne permet pas toutefois de la différencier de la tonalite. La diorite et la diorite quartzifère contiennent de la hornblende (40 %), de la biotite ou de la chlorite (5 %) et de la magnétite (<1 %) avec, par endroits, du sphène, de l'épidote et de la pyrite ou de la pyrrhotite (1 %).

Granodiorite (mAtkw3)

L'unité mAtkw3 est formée de granodiorite (figure 4) généralement foliée qui affleure sous la forme de lentilles au sein de l'unité principale de tonalite. La roche est à grain moyen ou fin avec une patine et une cassure fraîche grises. Son degré de déformation varie en fonction de la proximité des grandes zones de cisaillement : au centre du pluton, la déformation est à peine perceptible, alors qu'en bordure de la zone de cisaillement représentant le contact avec la Formation de Trieste, la déformation est intense et la roche montre une structure gneissique. La granodiorite contient moins de 12 % de minéraux ferromagnésiens, essentiellement de la biotite et de la magnétite, avec par endroits un peu de hornblende. La chlorite, l'épidote, la pyrite et le sphène constituent des minéraux accessoires.

Pluton de la Rivière Galinée (mAprg, nouvelle unité)

Nous introduisons dans ce rapport le Pluton de la Rivière Galinée pour décrire une unité de granodiorite et de tonalite à biotite et magnétite foliées qui affleure en bordure de la rivière Galinée, dans le feuillet 33H02 (figure 2 et carte hors texte). Ce pluton affleure peu et s'étend sur plus de 25 km d'est en ouest. Une datation isotopique U-Pb provenant de cette intrusion a donné un âge de cristallisation de $2824,2 \pm 6,2$ Ma (Jean David, communication personnelle 2016). Le Pluton de la Rivière Galinée constitue donc une intrusion ancienne coupée par le Métagabbro de Sarane (mAsar).

La tonalite et la granodiorite (figure 4) sont gris pâle et possèdent une granulométrie fine à moyenne (annexe 1, photo 10). Ces deux phases contiennent de la biotite (5 à 10 %), de la magnétite (2 %) et, accessoirement, de la hornblende, de l'épidote, de la chlorite, du sphène et de la pyrite. La roche est couramment coupée par des dykes décimétriques à métriques de granite rosé à biotite (<15 %) et magnétite (1 %) accompagnées par endroits de chlorite, d'hématite, d'épidote, de hornblende et de pyrite.

Intrusion d'Orsigny (mAors)

L'Intrusion d'Orsigny a été définie par Hammouche *et al.* (en préparation) dans le feuillet 33H10. Dans le secteur d'étude, elle affleure également dans la partie nord de 33H07 (figure 2 et carte hors texte). Une datation isotopique U-Pb réalisée dans le feuillet 33H10 a donné un âge de cristallisation de $2823,1 \pm 7,4$ Ma (Jean David, communication personnelle 2015). Au sud, le pluton est en contact structural avec les amphibolites de la Formation de l'Escale le long d'une zone de cisaillement régionale. Plus à l'ouest, l'intrusion est injectée par le Pluton de Sauvolles.

L'Intrusion d'Orsigny est constituée de tonalite (figure 4) foliée à biotite et contient par endroits un peu de hornblende et de magnétite. La roche présente une granulométrie moyenne et une patine beige, alors que la surface fraîche est gris-vert. La tonalite est riche en minéraux mafiques (7 à 25 %). La biotite est le minéral ferromagnésien le plus abondant; elle est par endroits accompagnée de hornblende, de magnétite, de chlorite et d'épidote. En lames minces, la séricite, l'allanite et le sphène ont été observés.

Métagabbro de Sarane (mAsar, nouvelle unité)

Le Métagabbro de Sarane est une nouvelle unité définie dans ce rapport. Étant donné la rareté d'éléments toponymiques du secteur, le nom de Sarane a été donné à cette unité pour souligner la participation de la géologue qui a découvert cet ensemble géologique. Nous avons assigné ce nom à un petit lac du secteur (figure 2) et une demande a été formulée auprès de la Commission de toponymie du Québec pour officialiser cette appellation.

L'unité mAsar représente une intrusion mafique de près d'un kilomètre de largeur par 20 km de longueur (feuillets

33H01, 33H02 et 33H08) qui coupe la Formation de Trieste (figure 2 et carte hors texte) et Pluton de la Rivière Galinée. Elle est aussi localement en contact structural avec les roches de la Formation de Trieste. Une datation isotopique U-Pb du Métagabbro de Sarane provenant du feuillet 33H02 a donné un âge de cristallisation de 2820 ± 9 Ma (figure 2; Davis *et al.*, en préparation). Cette unité est principalement composée d'amphibolite dérivée de gabbro. La roche est à granulométrie fine à moyenne et présente une patine d'altération et une cassure fraîche blanc et vert (annexe 1, photo 4). La roche est peu foliée. En lames minces, la structure magmatique est généralement reconnaissable, mais le métamorphisme et la déformation ont entraîné une recrystallisation partielle de la roche avec la formation d'une microstructure polygonale hétérogranulaire. Les pyroxènes primaires sont ainsi transformés en agrégats d'amphibole. Certains niveaux sont beaucoup plus déformés (mylonitiques ou rubanés).

L'amphibolite contient de la hornblende (30 à 40 %) et du plagioclase (60 à 70 %), avec par endroits de la pyrite (<3 %), de la magnétite, de la biotite, de l'épidote et de la trémolite. L'unité renferme aussi localement des niveaux de compositions variées :

- des niveaux de composition anorthositique à amphibole (<10 %), altérés en calcite et en muscovite et minéralisés en chalcopryrite, pyrite et malachite;
- des niveaux centimétriques de gabbro à muscovite, biotite et pyrite;
- un niveau métrique vert sombre composé d'amphibolite à magnétite, pyrite, chalcopryrite et malachite;
- un niveau décimétrique d'amphibolite dérivée de gabbro contenant du leucoxène, de la pyrrhotite et de la pyrite;
- des amphibolites dérivées de diorite et de diorite quartzifère.

Par ailleurs, plusieurs enclaves centimétriques de hornblendite ou de métapyroxénite ont été observées sur un affleurement d'amphibolite dérivée de diorite (affleurement 2013-JJ-6523).

Néoarchéen

Sous-province de La Grande

Formation de Corvette (nAcv)

La Formation de Corvette a été définie dans le secteur du lac de la Corvette situé dans le feuillet 33G08 plus à l'ouest (Goutier *et al.*, en préparation). Une datation isotopique U-Pb a donné un âge de 2742 ± 28 Ma (Davis *et al.*, 2014). Cette unité s'étend vers l'ouest sur plus de 60 km et se termine dans le feuillet 33H03 (figure 2 et carte hors texte). L'unité nAcv1 est composée d'amphibolites foliées à mylonitisées qui sont issues du métamorphisme de volcanites intermédiaires à mafiques. La Formation de Corvette n'affleure pas dans le secteur à l'étude et ses limites ont été tracées à partir de la carte du feuillet adjacent et des données

du gradient magnétique vertical. Nous vous référons au rapport de Goutier *et al.*, (en préparation) pour une description plus détaillée de cette unité.

Pluton de la Savonnière (nAsav)

Le Pluton de la Savonnière a été défini dans le feuillet 33H09 par Labbé et Bélanger (1998) et se poursuit dans les feuillets 33H10 (Hammouche *et al.*, en préparation) et 33H07 (figure 2 et carte hors texte). Cette unité est composée :

- d'un ensemble de tonalite à biotite, de granodiorite à biotite et magnétite et de granite à biotite $\pm$ magnétite foliés (nAsav1);
- d'une unité de diorite et de diorite quartzifère foliées (nAsav2).

Le pluton n'affleure pas le secteur à l'étude. Ses limites ont été tracées à partir de la carte géologique du feuillet 33H10 et des données du gradient magnétique vertical. Une description détaillée du Pluton de la Savonnière est disponible dans les travaux cités précédemment. Une datation isotopique U-Pb d'une tonalite du feuillet 33H09 a donné un âge de cristallisation de $2741,7 \pm 0,8$ Ma (Jean David, communication personnelle 2015).

Groupe de Duhesme (nAdh)

Le Groupe de Duhesme a été introduit par Labbé et Bélanger (1998) afin de regrouper les unités volcano-sédimentaires du feuillet 33H09. Dans le secteur d'intérêt, il correspond aux formations de l'Escale et de Dalmas.

Formation de l'Escale (nAec)

La Formation de l'Escale, définie dans le feuillet 33H09 par Labbé et Bélanger (1998), est exposée dans la partie nord du feuillet 33H07 et se prolonge dans le feuillet 33H10 (Hammouche *et al.*, en préparation). Deux datations isotopiques U-Pb de volcanites felsiques ont donné des âges de cristallisation de $2707,5 \pm 1$ Ma et $2706,4 \pm 0,8$ Ma (Jean David, communication personnelle 2015).

L'unité nAec3, constituée d'un ensemble d'amphibolites dérivées de basalte et d'andésite, est la seule unité présente dans notre région. Les niveaux métriques de métavolcanites felsiques et de formation de fer, présents dans le feuillet adjacent 33H10, n'ont pas été observés en affleurement. Dans le secteur à l'étude, l'amphibolite représente principalement un metabasalte. Elle est mylonitisée par endroits, surtout le long du contact cisailé avec l'Intrusion d'Orsigny au nord (annexe 1, photo 5). Le contact entre les formations de l'Escale et de Dalmas, observé dans les feuillets 33H09 et 33H10, est principalement de nature tectonique. L'amphibolite est à grain fin, foliée et localement plissée. Sa couleur en surface fraîche et altérée est gris-vert foncé. La présence de rubans plus pâles espacés de 1 à 3 cm avec des concentrations plus élevées de plagioclase et de diopside donne à l'amphibolite une structure rubanée. Des lentilles composées de diopside, de quartz et de grenat

apparaissent ponctuellement, de même que des bandes millimétriques à centimétriques de mobilisat (plagioclase, quartz, hornblende, diopside). La hornblende est le minéral ferromagnésien dominant, suivie du diopside (10 à 20 %). On note également la présence de sulfures en traces (1 % de pyrite et de pyrrhotite). En lames minces, il est possible de reconnaître l'épidote finement grenue (pistachite et clinozoïsite), l'actinote, la séricite et le sphène.

Formation de Dalmas (nAdl)

La Formation de Dalmas a été décrite pour la première fois par Labbé et Bélanger (1998) dans la région du lac Thier (33H09). Dans le feuillet 33H09 au NE, les conglomérats polygéniques de la Formation de Thor, sous-jacente au Dalmas (Burniaux *et al.*, en préparation), ont donné un âge maximal de 2698 Ma (Jean David, communication personnelle 2016). La mise en place de la Formation de Dalmas est donc postérieure à 2698 Ma. Dans la région du lac Richardie, seules les unités nAdl1 et nAdl4 sont présentes dans la partie nord du feuillet 33H07 (figure 2 et carte hors-texte).

L'unité nAdl1 représente une formation de fer d'une épaisseur d'environ 50 m qui s'étend sur une distance de 2 km au contact entre la Formation de l'Escale et l'unité nAdl4 de la Formation de Dalmas (figure 2 et carte hors texte). La zone de cisaillement qui marque le contact entre les deux formations n'a pas été observée dans notre région et a été extrapolée à partir des observations réalisées dans les feuillets 33H09 et 33H10. La formation de fer est constituée d'une alternance centimétrique de niveaux clairs riches en quartz et de niveaux sombres riches en magnétite. La magnétite est parfois transformée en hématite. La granulométrie varie de fine à grossière.

À la suite des travaux de 2014, l'unité nAdl4 a été introduite afin de regrouper les paragneiss et les niveaux conglomératiques désignés auparavant sous le code générique « Adl » (Burniaux *et al.*, en préparation). Cette unité est composée de paragneiss dérivé de wacke auquel sont associés de rares niveaux conglomératiques. Elle n'affleure pas dans notre secteur, mais sa position a été extrapolée à partir des cartes géologiques des feuillets voisins et de la carte du gradient magnétique. La description de cette unité est disponible dans les rapports touchant les feuillets 33H09 et 33H10 (Labbé et Bélanger, 1998; Hammouche *et al.*, en préparation; Burniaux *et al.*, en préparation).

Formation de la Rivière Salomon (nAslm, nouvelle unité)

La Formation de la Rivière Salomon (nAslm) est une nouvelle unité que nous introduisons dans ce rapport pour décrire un ensemble de roches métasédimentaires plus ou moins migmatitisées. Dans le secteur d'étude, on reconnaît la sous-unité nAslm1a composée de métatexite mylonitisée issue de paragneiss à biotite, de diatexite de paragneiss à biotite et de paragneiss de wacke à biotite. Bien que d'épaisseur modeste, elle s'étend sur plusieurs dizaines de kilomètres d'ouest en est dans les feuillets 33H03 et 33H02 (figure 2 et carte hors texte). Cette unité prend beaucoup d'ampleur vers

l'est dans les feuillets 33H01, 33H08 et 23E (voir la carte interactive du SIGÉOM) où ces roches sont moins déformées et migmatitisées. Une datation isotopique U-Pb effectuée à partir d'un échantillon de métawacke à cailloux prélevé dans le feuillet 33H08 a donné un âge maximal de dépôt de 2708 Ma (Jean David, communication personnelle 2015).

La région du lac Richardie n'avait fait l'objet jusqu'à récemment que d'une reconnaissance géologique à l'échelle 1/506 880 (Eade *et al.*, 1958; Eade, 1966). Les levés géologiques à l'échelle 1/50 000 effectués entre 2013 à 2015 dans les feuillets 33H01 (Burniaux *et al.*, en préparation), 33H02 et 33H03 (ce levé) permettent de faire le lien entre les roches de la Formation de la Rivière Salomon et les unités de migmatites et de paragneiss du feuillet 23E (Lamothe *et al.*, 1999). À la suite de ces travaux de cartographie régionale, il apparaît que les roches métasédimentaires du Salomon correspondent à celles de la Formation de Mercator définie par Lamothe *et al.* (1999) et assignée par eux à la Sous-province d'Opinaca. Nous pouvons toutefois démontrer que cette unité appartient en fait à la Sous-province de La Grande en raison de sa relation avec les roches volcano-sédimentaires de la Formation de Trieste (mAtrt1).

Comme les paragneiss du Complexe de Laguiche, les roches métasédimentaires de la Formation de la Rivière Salomon possèdent une patine brune qui s'explique par l'abondance de biotite. Ces roches sont granoblastiques et à grain fin ou moyen, sauf dans les zones migmatitisées où les injections felsiques centimétriques et le mobilisat sont à grain grossier par endroits (annexe 1, photos 6 et 7). La roche est très déformée, toujours foliée, parfois cisailée, rubanée ou mylonitisée. Des schlierens de biotite soulignent la foliation qui est plissée par endroits. Le paragneiss est principalement composé de quartz (20 %), de plagioclase (20 %), d'orthose (jusqu'à 20 %) et de biotite (30 %). Les porphyroblastes de grenat constituent quelques pour cent de la roche. On observe par endroits de l'apatite, de la hornblende, du diopside, de la pyrite ou de la magnétite.

Ces roches métasédimentaires contiennent également des niveaux métasomatisés lenticulaires d'épaisseur centimétrique, maintenant métamorphisés. Ces niveaux hétérogranulaires sont composés de hornblende, de plagioclase, de biotite, de grenat, de diopside, de quartz et de pyrite-pyrrhotite.

Les travaux de Trinh (2014) démontrent par ailleurs que les paragneiss de la Formation de la Rivière Salomon ont subi un métamorphisme au faciès des granulites (voir la section traitant du métamorphisme).

Formation de Marbot (nAmab)

La terminaison orientale de cette unité, initialement observée dans le feuillet 33G07 (Bandyayera *et al.*, 2011), se situe dans la partie ouest du feuillet 33H03. Une datation isotopique U-Pb indique un âge maximal de sédimentation de 2702 $\pm$ 2 Ma (David *et al.*, 2011a). L'unité nAmab1a est formée de paragneiss dérivé de wacke contenant de la

biotite, de la sillimanite et de la muscovite. Une description détaillée de cette unité est présentée dans le rapport traitant des feuillets plus à l'ouest (Goutier *et al.*, en préparation).

Pluton de Sauvolles (nAsvl)

Le Pluton de Sauvolles a été défini par Hammouche *et al.* (2015) dans le feuillet 33H06. D'une superficie d'environ 700 km², il couvre la majeure partie du feuillet 33H07 (figure 2 et carte hors texte). Une datation isotopique U-Pb dans le feuillet 33H06 a donné un âge de mise en place de 2708 $\pm$ 7 Ma (Davis *et al.*, 2015). Une autre datation U-Pb à 2698 $\pm$ 14 Ma (Don Davis, communication personnelle 2015) obtenue dans le feuillet 33H07 confirme cet âge.

Bien que les données géochronologiques semblent indiquer que cette intrusion est contemporaine ou plus vieille que les formations de l'Escale et de Dalmas, les observations de terrain, la nature des enclaves et la forme du pluton démontrent qu'il est intrusif dans ces unités. Le Pluton de Sauvolles et les volcanites felsiques de la Formation de l'Escale présentent des compositions chimiques différentes, ce qui indique que cette intrusion n'est pas comagmatique avec les laves (voir la section traitant de la lithogéochimie).

Dans le secteur à l'étude, l'unité nAsvl1 est la seule observée. Elle se décline en trois sous-unités en fonction des minéraux mafiques présents dans la roche.

- L'unité nAsvl1 est un granite à biotite qui occupe la moitié nord du pluton;
- L'unité nAsvl1a est un granite à biotite, hornblende et magnétite;
- L'unité nAsvl1b forme un ensemble de granodiorite à biotite et de granite à biotite avec des enclaves de tonalite foliée. Elle est caractérisée par une proportion plus importante de granodiorite qui constitue la lithologie principale en affleurements. Cette sous-unité se concentre le long de la bordure SE du pluton.

Le tiers des affleurements du Pluton de Sauvolles contiennent des niveaux et des enclaves de nature variée, foliés à rubanés, présentant un degré de déformation plus important que le granite. Les niveaux et les enclaves centimétriques à métriques sont constitués de paragneiss, de granite, de granodiorite, de tonalite, de monzonite, de monzodiorite, de diorite, de formation de fer, d'amphibolite ou de hornblendite.

Granite à biotite, massif à peu folié, avec enclaves de nature variée (nAsvl1)

Le granite (figure 4) de l'unité nAsvl1 possède une patine grise ou rosée et une cassure fraîche légèrement plus pâle (annexe 1, photo 9). Il présente généralement une granulométrie moyenne ou grossière, pegmatitique par endroits, et peut montrer une structure graphique. Bien que le granite ne soit généralement pas déformé, une légère foliation est localement observée associée à l'alignement de la biotite sous la forme de schlierens. La roche contient 1 à 15 % de biotite et, plus rarement, de la magnétite (1 %), de la

chlorite et de l'hématite (1 %). La hornblende, l'épidote, le grenat, le sphène et la pyrite sont parfois présents en quantités accessoires.

Granite à biotite, hornblende et magnétite, massif à peu folié, avec enclaves de nature variée (nAsvl1a)

La sous-unité nAsvl1a est formée de granite (figure 4) peu ou faiblement déformé, essentiellement à grain moyen. Les minéraux mafiques (biotite, hornblende et magnétite) comptent pour 2 à 10 % de la roche. La chlorite, l'hématite, l'épidote, la pyrite et le sphène sont observés par endroits.

Ensemble de granodiorite à biotite et de granite à biotite avec enclaves de tonalite foliée (nAsvl1b)

La sous-unité nAsvl1b se distingue par l'abondance relative de granodiorite (figure 4) comme lithologie principale. La couleur de la surface fraîche et de la patine d'altération est rosée. Le granite est à grain moyen à pegmatitique avec une structure généralement massive, légèrement foliée par endroits. La granodiorite est plus déformée, localement rubanée ou mylonitisée, à grain fin à moyen. L'étude pétrographique, combinée aux observations des campagnes précédentes (Hocq, 1985), indique que les roches de cette unité sont plus riches en plagioclase que celles des deux unités décrites précédemment. Le minéral ferromagnésien dominant est la biotite (<10 %), localement chloritisée. Les minéraux accessoires sont la pyrite, la magnétite et la hornblende. Des enclaves décimétriques de tonalite foliée à gneissique à biotite, chlorite et localement hornblende ou magnétite sont communes.

Suite de Lariboisière (nAlrb)

La Suite de Lariboisière a été introduite par Lamothe *et al.* (2000) afin de regrouper les divers plutons et dykes de granitoïdes massifs ou foliés injectés dans les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca. Burniaux *et al.* (en préparation) proposent d'inclure le Pluton de Miramar dans la Suite de Lariboisière.

Pluton de Miramar (nAmir)

Le Pluton de Miramar a été défini par Burniaux *et al.* (en préparation) dans le feuillet 33H08. Situé dans la partie est du feuillet 33H07 (figure 2 et carte hors texte), ce pluton non déformé affleure bien et est très homogène. Il est intrusif dans l'unité de diorite (I2J) et les roches de la Suite de Joubert.

Cette intrusion est composée de granodiorite (figure 4) à granulométrie moyenne et de teinte blanc rosé en cassure fraîche et gris rosé en surface altérée. La roche se caractérise par la forme et la taille de certains cristaux de quartz (entre 1 et 5 % de la roche) qui sont arrondis et atteignent 2 cm de diamètre par endroits (annexe 1, photo 11). Quelques cristaux de feldspath potassique sont aussi de taille centimétrique. Les minéraux secondaires sont la biotite (1 à 5 %) et, localement, la magnétite (1 %), l'épidote (1 %), la chlorite,

la hornblende et la pyrite. Sur quelques affleurements, des dykes felsiques décimétriques plus finement grenus ou pegmatitiques coupent la granodiorite.

Sous-province d'Opinaca

Complexe de Laguiche (nAlgi)

Le Complexe de Laguiche est un ensemble métasédimentaire (paragneiss issu de wacke à biotite, métatexite et diatexite dérivées de paragneiss à biotite) exposé dans la partie sud des feuillets 33H02 et 33H03. Il représente la continuité vers l'est des unités cartographiées dans les feuillets adjacents (Goutier *et al.*, en préparation). Le Pluton de la Frégate étant intrusif dans le Complexe de Laguiche (feuillet 33G02), le dépôt des sédiments qui ont formé les paragneiss précède donc la mise en place de cette intrusion qui a été datée à $2710,4 \pm 2,4$ Ma (Augland *et al.*, 2016). Les roches métasédimentaires ont été affectées par un épisode métamorphique qui s'étend de 2702 Ma à 2602 Ma avec deux modes à 2663 Ma et à 2613 Ma (voir la section sur le métamorphisme). La présence de méga-enclaves de paragneiss migmatitisé du Laguiche dans la Suite de Richardie datée à $2693 \pm 2,4$ Ma (Pluton de Pichi) indique que la mise en place des sédiments et le début de l'épisode de migmatitisation ont commencé avant 2693 Ma. Des travaux de géochronologie sur les grenats devraient permettre de préciser l'âge de ces différents épisodes.

Dans le secteur à l'étude, le Complexe de Laguiche est divisé en trois unités en fonction du pourcentage de mobilisat visible en affleurements :

- unité nAlgi2a : paragneiss contenant entre 0 % et 10 % de mobilisat;
- unité nAlgi3a : métatexite de paragneiss avec entre 10 % et 50 % de mobilisat;
- unité nAlgi4a : diatexite de paragneiss comprenant plus de 50 % de mobilisat.

Le paragneiss ne présente plus aucune structure sédimentaire préservée. Il est fortement recristallisé et les cristaux de quartz et de plagioclase montrent une structure granoblastique caractéristique. Outre le quartz (15 à 40 %) et le plagioclase (10 à 60 %), la roche contient de 5 à 40 % de biotite, ce qui explique la surface d'altération brunâtre typique et la cassure fraîche grise (poivre et sel). Le pourcentage de feldspath potassique (orthose et microcline) dans les roches métasédimentaires du Complexe de Laguiche est très variable d'un secteur à l'autre. Il peut varier entre 0 et 20 %. Les pourcentages de minéraux observés en affleurements sont confirmés par l'étude pétrographique de Trinh (2014). Le grenat est généralement porphyroblastique et peut constituer jusqu'à 5 % de la roche. Il se trouve en bordure des niveaux de mobilisat, dans la zone réactionnelle. L'orthopyroxène peut représenter jusqu'à 15 % des migmatites et constitue un précieux indicateur du métamorphisme au faciès des granulites. La pyrite finement grenue est plus rare. L'examen

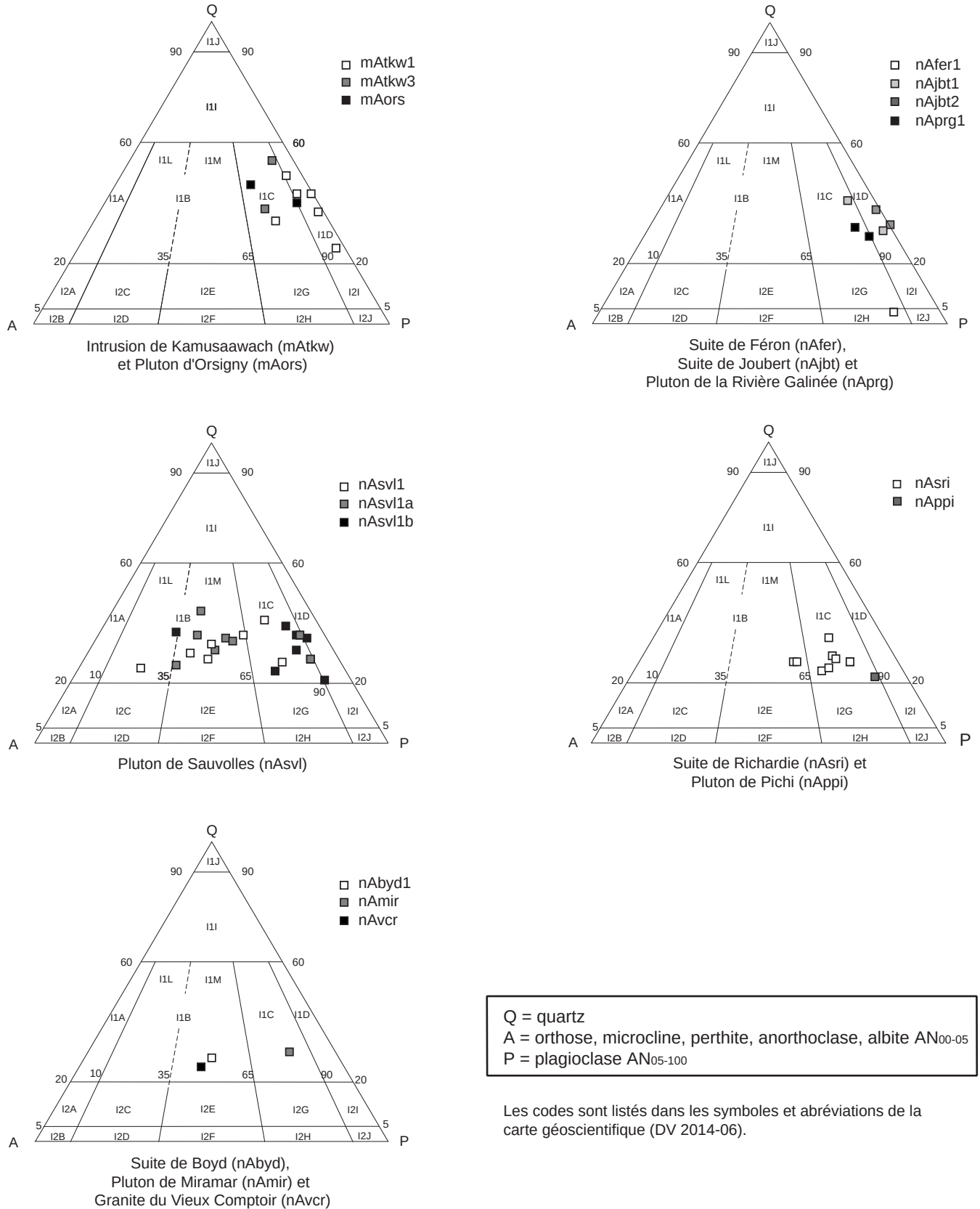


FIGURE 4 - Diagrammes de classification modale des intrusions felsiques et intermédiaires (Le Maitre *et al.*, 1989; voir Sharma, 1996 pour les codes lithologiques) de la région du lac Richardie préparés à partir des colorations du feldspath potassique.

péetrographique démontre la présence de faibles quantités de diopside, de hornblende, de chlorite, de cordiérite, de muscovite, de sillimanite, de sphène et de carbonates. Le mobilisat se présente sous la forme de niveaux blancs millimétriques à centimétriques qui sont parallèles à la gneissosité. Ces niveaux sont couramment plissés, ce qui donne naissance à des plis ptygmatisés (annexe 1, photo 12). La composition du mobilisat et des injections varie de tonalitique à granitique (Bandyayera et Lacoste, 2008; Morfin *et al.*, 2013; nos travaux). Par ailleurs, la granulométrie des migmatites augmente avec le degré de fusion partielle. Les travaux de Morfin *et al.* (2013) et Morfin *et al.* (2014) détaillent les processus de migmatitisation dans le Complexe de Laguiche.

Suite de Féron (nAfer)

La Suite de Féron regroupe des intrusions de composition intermédiaire qui s'injectent dans le Complexe de Laguiche. Elle a été définie par Goutier *et al.* (en préparation) dans les feuillets plus à l'ouest. La suite est divisée en deux unités : un ensemble de monzonite foliée et de monzodiorite migmatitisée (nAfer1) et une diorite (nAfer2). Une datation par la méthode U-Pb du Pluton de la Frégate (feuille 33G02), qui appartient à cette suite, a donné un âge de cristallisation de $2710,4 \pm 2,4$ Ma (Augland *et al.*, 2016).

Monzonite foliée et monzodiorite migmatitisée (nAfer1)

Cette unité forme une petite intrusion allongée de 4 km de long localisée à la limite entre les feuillets 33H02 et 33H03 (figure 2 et carte hors texte). La roche moyennement grenue contient entre 7 et 40 % de minéraux mafiques (hornblende, magnétite, biotite, sphène et diopside). Localement, on observe en cassure fraîche de l'adulaire (variété d'orthose parfois désignée comme la « pierre de lune ») en cristaux millimétriques qui présentent des reflets argentés ou bleuâtres. Lorsque la monzodiorite (figure 4) est migmatitisée, le mobilisat est aussi de composition intermédiaire. Cette intrusion est fortement déformée au même titre que les migmatites encaissantes et présente une foliation bien développée. Ponctuellement, une déformation tectonique en L est reconnue.

Diorite (nAfer2)

L'unité nAfer2 forme une intrusion de 2 km sur 12 km dans la partie SE du feuillet 33H02 (figure 2 et carte hors texte). L'orientation de ce pluton suit l'orientation de la gneissosité dans les migmatites encaissantes. La roche est grise en surfaces fraîche et altérée, avec une granulométrie fine à moyenne et une structure légèrement foliée et porphyroïde. Elle contient de la biotite, de la hornblende, de la chlorite et du diopside. Ces minéraux ferromagnésiens représentent jusqu'à 25 % de la roche. La diorite renferme aussi des cristaux de magnétite pouvant atteindre une taille centimétrique. Cette unité est bien visible sur la carte du gradient magnétique en raison de sa forte susceptibilité.

Suite intrusive de Boyd (nAbyd)

Les intrusions de granite sont nombreuses dans la Sous-province d'Opinaca où elles s'injectent le plus souvent parallèlement à la gneissosité des paragneiss (figure 2 et carte hors texte). Ces injections sont cependant rarement cartographiables à l'échelle 1/50 000. Les seules intrusions de ce type dans le secteur à l'étude ont été assignées à la Suite intrusive de Boyd définie par Bandyayera et Lacoste (2009). Elles forment souvent des collines blanches bien visibles dans le paysage. Le granite (figure 4) est peu déformé et souvent pegmatitique. La biotite est commune et la chlorite, la magnétite et l'orthopyroxène sont présents à titre de minéraux secondaires.

Les granites de la Suite intrusive de Boyd se distinguent de ceux du Granite du Vieux Comptoir par les caractéristiques suivantes :

- Emplacement géographique : le Vieux Comptoir est généralement plus abondant à l'ouest (feuillets 33F et 33G) et il est présent dans les deux sous-provinces;
- Assemblage minéralogique : le Vieux Comptoir contient couramment de la muscovite, du grenat et de la tourmaline, ce qui n'est pas le cas de la Suite intrusive de Boyd;
- Relation de recoupement avec la foliation principale : le Granite du Vieux Comptoir coupe généralement la foliation, alors que les roches de la Suite intrusive de Boyd sont injectées parallèlement à la gneissosité;
- Âge : le Vieux Comptoir est daté 2618 Ma, tandis l'âge du Boyd serait d'environ 2665 Ma si l'on associe les injections de leucogranite de Morfin *et al.* (2013) à cette suite.

Une étude géochimique plus poussée serait nécessaire afin de mieux distinguer ces deux unités.

Suite de Richardie (nAsri, nouvelle unité)

La Suite de Richardie est une nouvelle unité définie dans ce rapport. Ces intrusions se sont mises en place dans la zone de contact entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca, dans la partie centrale des feuillets 33H02 et 33H03 (figure 2 et carte hors texte). La superficie totale occupée par cette unité dans le secteur à l'étude est de près de 500 km². Elle se compose de granodiorite à biotite, magnétite et hornblende (figure 4). La roche est porphyrique avec des phénocristaux de feldspath potassique blanc mesurant entre 1 et 3 cm qui comptent pour 1 à 5 % de la roche (annexe 1, photo 13). Leur présence a été confirmée par les colorations et l'examen des lames minces. La granodiorite est grise à rose pâle en cassure fraîche et en surface altérée, massive ou légèrement foliée et à grain moyen. Le minéral ferromagnésien dominant est la biotite (1 à 20 %) parfois altérée en chlorite, accompagnée de magnétite (1 %) et de hornblende (<10 %). Les minéraux accessoires sont l'épidote (<3 %) et le sphène. La Suite de Richardie contient des niveaux ou de grandes enclaves d'épaisseur décimétrique de paragneiss du Complexe de Laguiche qui s'étirent d'est en ouest sur plusieurs kilomètres.

Pluton de Pichi (nAppi, nouvelle unité)

Le Pluton de Pichi est une nouvelle unité appartenant à la Suite de Richardie. Il affleure dans le feuillet 33H03, à l'ouest de la rivière Pichi (figure 2 et carte hors texte). Il se distingue par sa signature magnétique concentrique. Une datation isotopique U-Pb a donné un âge de cristallisation de $2693,2 \pm 5,4$ Ma (Don Davis, communication personnelle 2015), contemporain de la mise en place du Pluton de Sauvolles (2698 ± 14 Ma; Don Davis, communication personnelle 2015), de l'unité Apol4 du Batholite de Polaris ($2695,1 \pm 0,9$ Ma; Jean David, communication personnelle 2015) et du Pluton de Carmoy ($2694,8 \pm 2,4$ Ma; Jean David, communication personnelle 2015).

Le Pluton de Pichi est composé de granodiorite porphyrique à phénocristaux de feldspath potassique (figure 4). Il s'injecte au niveau du contact entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca. L'absence d'affleurement en bordure de l'intrusion ne permet pas de préciser la nature du contact avec les unités adjacentes. La granodiorite est massive à faiblement foliée et présente une granulométrie moyenne à grossière, plus rarement pegmatitique. Une légère foliation traduit le faible degré de déformation subi par cette unité. Cette roche gris rosé contient de la biotite, de la hornblende et de la magnétite (2 %) qui représentent jusqu'à 20 % du mode (annexe 1, photo 13). Tout comme les autres unités de la Suite de Richardie, la granodiorite du Pluton de Pichi est caractérisée par la présence de 1 à 5 % de phénocristaux hypidiomorphes de feldspath potassique blanc de 1 à 3 cm d'arête. Les minéraux accessoires sont le sphène, l'hématite et l'épidote, tandis que la chlorite, la séricite et l'apatite ont été observées en lames minces. Des enclaves centimétriques de hornblendite et de diorite sont communes.

Suite de Joubert (nAjbt)

La Suite de Joubert a été introduite par Lamothe *et al.* (2000) à la suite de la cartographie du feuillet 23E afin de regrouper diverses intrusions gneissiques de tonalite et de granodiorite contenant des enclaves dioritiques. Cette unité s'est injectée à la fois dans les roches des sous-provinces de La Grande et d'Opinaca. Elle a également été reconnue dans la partie est du feuillet 33H07. Les roches de la Suite de Joubert sont foliées ou présentent un rubanement gneissique caractéristique. Lamothe *et al.* (2000) avaient interprété la gneissosité et le rubanement comme le résultat d'un fort cisaillement crustal à haute température en se basant sur les travaux de Sawyer (1998).

La Suite de Joubert est composée de deux unités :

- une tonalite et granodiorite à biotite et magnétite, foliées, rubanées ou gneissiques (nAjbt1);
- un gneiss tonalitique et dioritique, à biotite et hornblende (nAjbt2).

Tonalite et granodiorite à biotite et magnétite, foliées, rubanées et gneissiques (nAjbt1)

L'unité nAjbt1 est localisée à la bordure centre-est du feuillet 33H07 (figure 2 et carte hors texte). Elle forme un petit pluton arrondi de 50 km² constitué de tonalite (figure 4) à biotite (5 à 40 %) et magnétite (<2 %), avec localement de l'épidote (<1 %), du sphène (<1 %), de la hornblende (<2 %), de la pyrite et de la pyrrhotite (<1 %). L'abondance relative du plagioclase est confirmée par les colorations qui indiquent une composition tonalitique proche de la granodiorite. Sa couleur en surface fraîche et altérée est grise. La roche est foliée, granoblastique par endroits, et sa granulométrie varie de fine à moyenne. Les roches de l'extrémité NW du pluton montrent une tectonique en L, alors que la bordure nord et le centre présentent des structures gneissiques ou rubanées. Deux générations d'intrusions granitiques coupent la tonalite. Les intrusions plus anciennes coupent la foliation et sont très déformées, parfois boudinées, foliées, mylonitisées ou cisailées. La deuxième génération est constituée de granite plus grossier qui s'injecte sous la forme de dykes coupant la foliation de la tonalite et la première génération d'intrusions granitiques.

Gneiss tonalitique et dioritique à biotite et hornblende (nAjbt2)

À l'extrême nord-est du feuillet 33H07 (figure 2 et carte hors texte), l'unité nAjbt2 est composée de gneiss tonalitique et dioritique (figure 4) à biotite et hornblende très déformés. La foliation ou le rubanement intense est plissé à l'échelle de l'affleurement. Elle est constituée d'une alternance décimétrique de rubans de gneiss tonalitique et de gneiss dioritique (annexe 1, photo 8). Les deux lithologies contiennent de la biotite, de la hornblende et, plus rarement, du sphène (1 à 2 %), du diopside, de la pyrite (1 %), de la magnétite (1 %), de l'épidote (1 %) et de la chlorite. Elles se distinguent principalement par l'abondance des minéraux ferromagnésiens : dans le gneiss tonalitique, la biotite constitue entre 1 et 20 % du mode et la hornblende est peu présente, alors que dans le gneiss dioritique, la hornblende domine (10 à 50 %) et la biotite ne compte que pour 10 % du total. Cette différence de composition influence la couleur de la roche qui est gris-beige dans le cas de la tonalite et gris verdâtre pour la diorite. Les gneiss sont à granulométrie fine à moyenne et peuvent présenter des schlierens de biotite ou des boudins de granite et de diorite, témoins de la déformation. Le gneiss dioritique présente une structure granoblastique. L'unité nAjbt2 est coupée par de nombreuses veines de quartz centimétriques boudinées et par des injections décimétriques de granite. De plus, on reconnaît des enclaves ou des lentilles centimétriques de hornblendite ou d'amphibolite.

Suite de Lablois (nAslb)

Les intrusions ultramafiques observées dans le secteur d'étude se présentent sous la forme de petites intrusions

arrondies de moins de 500 m de diamètre localisées au contact entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca ou en intrusions très allongées injectées parallèlement à la gneissosité dans les paragneiss du Complexe de Laguiche (figure 2 et carte hors texte). Les affleurements forment des buttes arrondies de quelques mètres de hauteur. Ces roches se caractérisent par une patine brune à verdâtre et une cassure fraîche vert sombre à noire. Ces intrusions ultramafiques montrent une forte susceptibilité magnétique qui permet de les identifier facilement sur la carte du gradient magnétique. Elles ont été assignées à la Suite de Lablois (nAslb) définie par Goutier *et al.* (en préparation) en raison de leurs structures mégascopiques, de leur pétrographie et de leur signature géochimique (voir la section sur la géochimie).

Les intrusions de la Suite de Lablois dans la région étudiée sont principalement composées de métawebstérite à olivine, qui contient couramment de la phlogopite, et localement de métaharzburgite. Elles présentent communément une structure porphyroblastique associée à la présence d'orthopyroxène (annexe 1, photo 14). Leur granulométrie varie de fine à grossière, et certaines sont légèrement foliées. Les minéraux observés en lames minces diffèrent selon les intrusions : orthopyroxène pœciloblastique, olivine en partie serpentinisée, trémolite, phlogopite, magnétite et spinelle. Les intrusions de petites dimensions localisées le long de la zone de cisaillement marquant le contact entre les formations de la Rivière Salomon et de Trieste (feuille 33H02) se caractérisent par une faible préservation de l'orthopyroxène et de l'olivine, ainsi que par l'abondance d'anthophyllite et de trémolite. Certaines intrusions présentent des altérations en carbonate, en talc ou en chlorite.

Une datation isotopique U-Pb d'une injection de pegmatite mafique coupant une intrusion assignée maintenant à la Suite de Lablois (Intrusion ultramafique de Giard, 33B13) indique un âge minimal de 2619,6 $\pm$ 1,9/-1,4 Ma (David *et al.*, 2011a).

Granite du Vieux Comptoir (nAvcr)

Le Granite du Vieux Comptoir est peu représenté dans le secteur à l'étude. Il forme un petit massif encaissé dans la Suite de Richardie dans la partie ouest du feuille 33H02, ainsi que quelques intrusions au nord de 33H03. Ces dernières n'affleurent pas dans notre secteur, mais leur présence et leur étendue ont été interprétées à partir des observations réalisées dans le feuille 33H06 plus au nord et de la carte du gradient magnétique.

Le Granite du Vieux Comptoir est composé de granite grossier à biotite et de granite pegmatitique à biotite et muscovite, localement à tourmaline (figure 4), à grenat, à magnétite et à béryl. Ces granites ont été datés plus à l'ouest dans les feuilles 33F et 33G et ont donné des âges de 2618 $\pm$ 18/-13 Ma et de 2618 $\pm$ 2 Ma (Goutier *et al.*, 1999 et 2000).

Essaim de dykes de Mistassini (nAmib)

Les dykes mafiques les plus anciens reconnus dans le secteur à l'étude appartiennent à l'Essaim de dykes de Mistassini (nAmib) étudié en détail par Fahrig *et al.* (1986). Les dykes constituant cet essaim sont orientés NW à NNW et forment un éventail qui converge vers un point situé à 150 km au SE du lac Mistassini. Deux datations isotopiques U-Pb ont donné des âges de mise en place de 2515 $\pm$ 3 Ma (Hamilton, 2009) et de 2503 $\pm$ 2 Ma (Don Davis, communication personnelle 2015). Ces datations précises confirment l'âge de 2,51 Ga qu'avait obtenu Heaman (1994) pour un dyke de la région du lac Mistassini (échantillon no 6555 de Fahrig *et al.*, 1986; Sally Perhsson, communication personnelle 2016).

Dans le secteur d'intérêt, deux dykes orientés NNW présentent les caractéristiques géochimiques de l'Essaim de dykes de Mistassini (voir la section sur la géochimie). La roche est homogène, massive, équi-granulaire à hétéro-granulaire, localement subophitique et porphyrique à phénocristaux de plagioclase centimétriques. Ces dykes mafiques sont formés de gabbronorite à granulométrie moyenne de teinte gris-vert foncé avec une patine d'altération brunâtre. Ils sont composés principalement de lattes de plagioclase partiellement à fortement altéré en damourite, d'augite faiblement ou partiellement ouralitisée, de reliques d'orthopyroxène remplacé par la chlorite, d'amphibole aciculaire, de talc, de biotite et de magnétite-ilménite. La présence de magnétite donne à ces dykes une signature magnétique très prononcée qui permet de les tracer avec précision. En lames minces, on observe la cristallisation tardive de l'orthose, du quartz et de fines baguettes d'apatite entre les grands cristaux de plagioclase et de pyroxène. L'orthose est aussi reconnu sous la forme de couronnes autour des lattes de plagioclase. On note également la présence qu'un peu d'épidote et de carbonates. La géochimie, la présence de biotite, d'orthose, de quartz et l'abondance d'apatite sont des éléments caractéristiques de l'Essaim de dykes de Mistassini.

Archéen

Unités lithologiques

Une série d'intrusions intermédiaires ont été cartographiées dans la région, mais n'ont pas été assignées à des unités lithodémiques particulières. Sur les cartes du SIGÉOM, ces unités sont inscrites dans la légende lithologique (figure 2 et carte hors texte).

Intrusions intermédiaires (I2F et I2J)

Une unité (110 m par 240 m) de monzonite (I2F) est observée au sein du Pluton de Sauvolles dans le feuille 33H07 (figure 2 et carte hors texte). Elle contient de la hornblende (12 %), de la chlorite (3 %), de la magnétite (1 %), du sphène (1 %) et de la pyrite. Certaines bandes plus magnétiques

sont aussi plus riches en hornblende. La cassure fraîche est rosée, alors que la patine est plus blanche. La roche est à grain moyen, sauf quelques cristaux grossiers de feldspath potassique. La foliation qui affecte ces roches est très faible.

La diorite (I2J) forme deux intrusions dans le feuillet 33H07 (figure 2 et carte hors texte). La première est coincée entre les amphibolites de la Formation de Trieste (mAtrt1), le Pluton de Miramar (nAmir) et la Suite de Joubert (nAjbt). Cette diorite est composée de hornblende (30 %), de biotite (10 %) souvent chloritisée et, ponctuellement, de magnétite ou d'épidote. Sa couleur en surface fraîche et sa patine sont gris-vert. La granulométrie varie de fine à grossière. La déformation est faible et se traduit par une légère foliation. Ces diorites se distinguent des amphibolites de la Formation de Trieste par leur contenu en minéraux ferromagnésiens moins important et leur degré de déformation plus faible.

La seconde unité dioritique fait environ un kilomètre de diamètre et est encaissée dans le Pluton de Sauvolles. Il s'agit probablement d'une grande enclave puisque la roche est plus déformée que le granite adjacent. La diorite à grains fin à moyen est grise en cassure fraîche et sa patine est verdâtre. Elle est composée de hornblende (40 %), de plagioclase, de biotite, de sphène et de magnétite avec, plus rarement, de la pyrite. La roche foliée à localement rubanée montre une déformation est faible à moyenne. Un affleurement présente une enclave métrique de paragneiss à biotite et pyrite dérivé de wacke, foliée à cisailée.

Paléoprotérozoïque

On reconnaît deux familles de dykes mafiques d'âge paléoprotérozoïque. Il est possible de les distinguer par leur orientation, mais aussi par leur composition chimique et par leur signature paléomagnétique. Ces dykes caractérisés par une forte susceptibilité magnétique sont donc facilement identifiables sur les cartes du gradient magnétique. Leur tracé a été déduit des relevés aéromagnétiques, puis précisé à l'aide des observations de terrain.

Dykes de Senneterre (pPsen)

La région à l'étude comporte trois dykes mafiques orientés NE-SW assignés aux Dykes de Senneterre (figure 2 et carte hors texte). Une datation isotopique U-Pb effectuée sur l'un de ces dykes dans le feuillet 33H12 a donné un âge de cristallisation de 2221 ± 4 Ma (Don Davis, communication personnelle 2015), cohérente avec l'âge de $2216 \pm 8/-4$ Ma obtenu par Buchan *et al.* (1996) dans la région de Senneterre. Plusieurs dykes associés à cet essaim sont répartis sur une distance de près de 560 km dans le secteur de la Baie-James, du village de Waskaganish à l'ouest jusqu'à la localité de Fontages à l'est.

La granulométrie de ces dykes mafiques passe de très fine en bordure (bordure de trempe) à moyenne vers le centre de l'intrusion. L'épaisseur maximale des filons est de 60 m. La patine d'altération est gris brunâtre et la cassure fraîche

est vert foncé. La roche équigranulaire est principalement composée d'augite et de plagioclase automorphe à hypidiomorphe. Dans les Dykes de Senneterre de la région du lac Richardie, les microstructures ophitique et subophitique n'ont pas été observées. Le plagioclase est fortement altéré en damourite, tandis que l'augite est partiellement ouralitisée. Les autres minéraux observés en lames minces comprennent des reliques d'orthopyroxène remplacé par la chlorite, de la magnétite, du quartz interstitiel, de rares cristaux d'apatite et un peu de pyrite, d'épidote et, localement, de carbonates. Deux lames minces provenant de bordures de ces dykes présentent de nombreux phénocristaux automorphes d'olivine (0,5 à 1 mm) complètement remplacés par la chlorite. Les Dykes de Senneterre se distinguent des autres dykes mafiques de la région par la présence de quartz interstitiel, l'abondance de petits phénocristaux d'olivine altérée dans les bordures et l'absence de biotite et d'orthose.

Dykes du Lac Esprit (pPesp)

Les roches les plus jeunes de la région sont les Dykes du Lac Esprit qui présentent un âge de mise en place de 2069 ± 1 Ma (Hamilton *et al.*, 2001; Buchan *et al.*, 2007). La composition chimique de ces dykes (Bandyayera *et al.*, 2014 et section géochimie) et leur orientation NNW-SSE (figure 2) permet de les différencier des autres essaims de dykes. Leur épaisseur peut atteindre 80 m. Les dykes de diabase sont gris-vert foncé en cassure fraîche et bruns en surface altérée. Ils sont magnétiques, massifs et homogènes, avec une granulométrie moyenne au centre des dykes et très fine en bordure. Ils sont composés de plagioclase généralement altéré en damourite qui forme localement des phénocristaux centimétriques, d'augite partiellement ouralitisée et de magnétite-ilménite (entre 1 et 5 %) dont la présence se reflète par une forte susceptibilité magnétique. On observe en lames minces un minéral complètement remplacé par un assemblage de chlorite et d'amphibole aciculaire qui pourrait être de l'orthopyroxène. Cela indiquerait une composition gabbronoritique. La pyrite et la pyrrhotite fines sont communes. Les minéraux accessoires observés en lames minces sont la biotite (<2 %) généralement altérée en chlorite, l'épidote, l'apatite, le quartz et le zircon.

Quaternaire

Le socle rocheux de la région est en partie couvert par du till de fond partiellement remodelé sous la forme de drumlins. Ces sédiments ne sont pas représentés sur la carte géologique. Une observation de stries glaciaires orientées à 350° pourrait correspondre à la direction du transport glaciaire le plus ancien qui serait vers le NW (Veillette, 1995). Veillette (1995) propose l'existence d'un deuxième épisode plus récent de direction ouest, mais celui-ci n'a pas été observé dans la région à l'étude. Les lacs et les drumlins visibles sur les photos aériennes et les images satellitaires s'alignent principalement selon une direction

SW parallèlement à la majorité des stries glaciaires observées sur le terrain qui présentent une orientation moyenne de 234° (valeurs comprises entre 218° et 250°). Ces stries sont clairement liées au dernier épisode glaciaire. Sur un affleurement, deux directions de stries glaciaires ont été observées (240° et 350°), sans qu'une chronologie relative n'ait pu être établie. Le till est sableux et caillouteux et s'est mis en place durant la dernière déglaciation (Hardy, 1982). Vincent (1989) rapporte des épaisseurs de till de 3 à 25 m dans le secteur de la Baie-James. Quelques eskers, bien visibles sur les photos aériennes, forment de longs cordons sableux d'orientation WSW qui peuvent être suivis sur plusieurs kilomètres. Des fractures de broutage d'orientations variées sont observées par endroits. Au NW du feuillet 33H07, des moraines de Rogen fuselées dans le sens de l'écoulement sont reconnaissables sur les images satellitaires et les photos aériennes (annexe 1, photo 15).

LITHOGÉOCHIMIE

Méthodologie

Les échantillons de roches prélevés en 2013 et 2014 par les équipes du Ministère (feuillet étudié et les feuillets adjacents) ont été analysés par *Activation Laboratories* (Actlabs) d'Ancaster en Ontario. Les échantillons ont été analysés par les méthodes suivantes : les éléments majeurs et mineurs ainsi que les éléments Ag, Ba, Be, Bi, Co, Cs, Ga, Ge, Hf, In, Pb, Sn, Ta, Th, Tl, V, U, W et les terres rares par spectrométrie de masse (ICP-MS) ou spectrométrie d'émission optique (ICP-OES) par torche au plasma à la suite d'une fusion au métaborate et au tétraborate de lithium; les éléments As, Au, Br, Cr, Fe, Ir, Na, Sb, Sc et Se par activation neutronique (INAA); les éléments Cd, Cu, Mo, Ni, S, Zn par ICP-OES à la suite d'une digestion totale par quatre acides à chaud. Le soufre a été analysé par la méthode infrarouge. Les roches ultramafiques et certains échantillons ont été analysés pour le FeO par titrage, alors que les métaux précieux (Au, Pt et Pd) ont été titrés par pyroanalyse-ICP-MS (ensemble 1C-EXP2 d'Actlabs). Tous les résultats d'analyses sont disponibles dans le SIGÉOM.

Seule la géochimie des roches volcaniques des formations de Rouget et de Trieste est traitée dans ce rapport. Les échantillons frais provenant des formations de Corvette et de l'Escale dans notre secteur ne sont pas assez nombreux pour constituer une base de données représentative. La géochimie de ces unités est toutefois décrite dans Goutier *et al.* (en préparation) et Hammouche *et al.* (en préparation) respectivement. Les échantillons sont regroupés par unité géologique, sans tenir compte des divisions stratigraphiques (mArgt1, mArgt2, etc.), ni de leur emplacement géographique. Les diagrammes de la figure 5 incluent également des analyses de roches provenant des feuillets adjacents. Cela permet d'obtenir une base de données plus importante et d'arriver à des interprétations plus justes. Tous les

résultats ont été traités avec le logiciel *LithoModeleur* du Consorem. Les échantillons montrant des signes d'altération aux échelles mésoscopique ou microscopique ont été exclus de la base de données, ainsi que ceux qui se trouvaient dans le champ « altéré » des diagrammes *Alteration Box Plot* modifié (Large *et al.*, 2001; Trépanier, 2011) ou de l'indice d'Hashimoto (Ishikawa *et al.*, 1976; Trépanier 2011). Les diagrammes présentés aux figures 5 à 8 permettent de déterminer la composition des roches, de définir leur affinité géochimique et de présenter les spectres des terres rares.

Dans ce rapport, les éléments chimiques suivis de l'indice « n » indiquent que ces éléments ont été normalisés aux chondrites CI (Palme et O'Neil, 2004).

Résultats

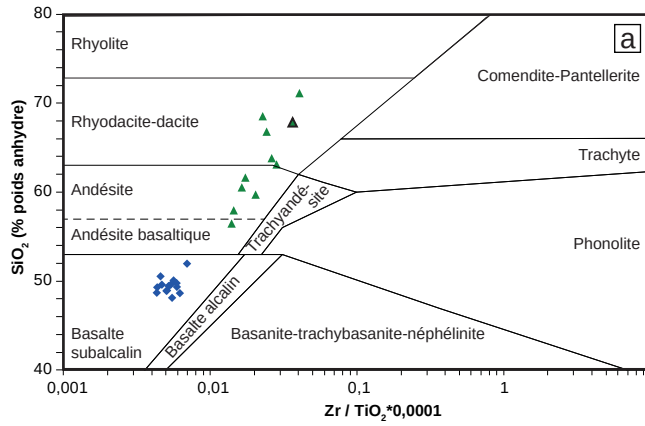
Formation de Rouget

Les échantillons de la Formation de Rouget se distribuent le long d'une droite de différenciation magmatique dans le diagramme de Winchester et Floyd (1977; figure 5a). Cette unité peut être divisée en deux groupes distincts en fonction du rapport La_n/Tb_n . Le premier groupe (La_n/Tb_n compris entre 0,3 et 1,5) correspond à des basaltes subalcalins tholéitiques caractérisés par des spectres de terres rares plats (figures 5a, 5c et 5e). Le deuxième groupe (La_n/Tb_n entre 1,5 et 6) présente des spectres de terres rares enrichis en terres rares légères et réunit des andésites et des rhyodacites calco-alcalines (figures 5a, 5c et 5e). Les andésites sont interstratifiées avec les basaltes et ne forment pas d'unités cartographiables à l'échelle 1/50 000.

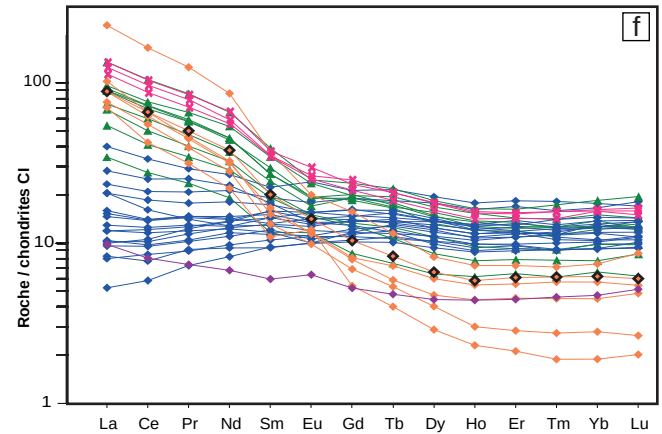
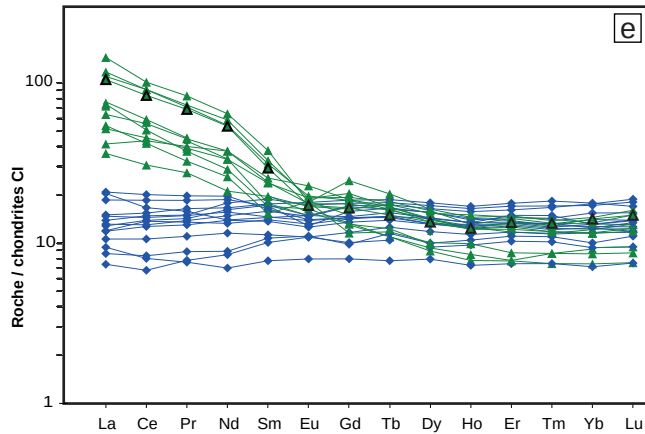
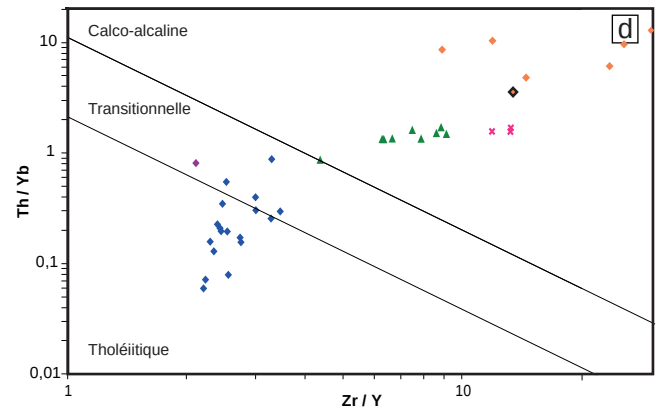
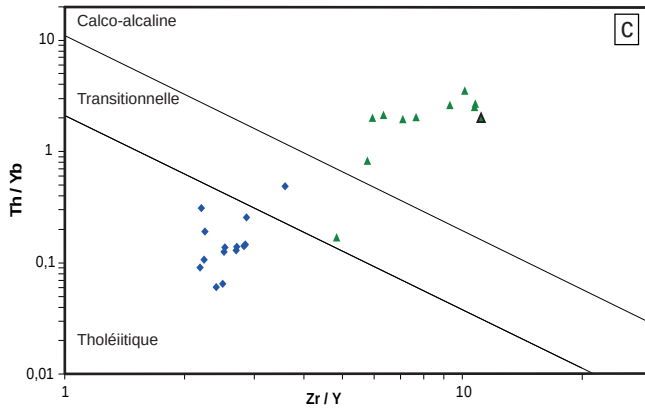
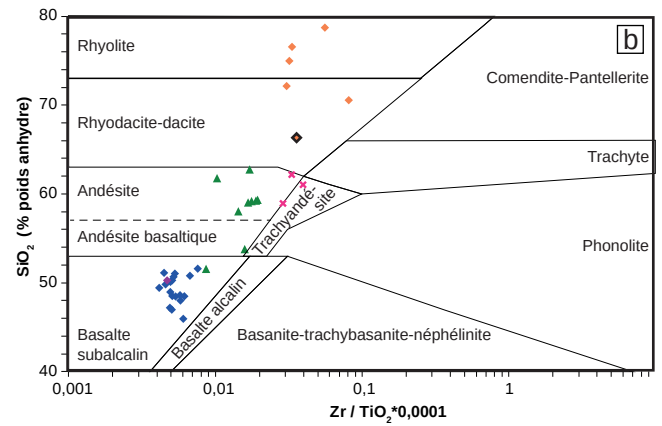
Formation de Trieste

La Formation de Trieste est géochimiquement plus différenciée que la Formation de Rouget. Les données confirment la présence de rhyolites et de rhyodacites-dacites au sein de cette unité dans les feuillets adjacents (figure 5b). Trois groupes peuvent être identifiés en fonction de leur chimie. Le premier groupe, caractérisé par des rapports La_n/Tb_n compris entre 0,6 et 2,3, correspond à des basaltes subalcalins (figure 5b) d'affinité tholéitique à transitionnelle (figure 5d). Le second groupe, avec des rapports La_n/Tb_n compris entre 2,3 et 8, montre un fractionnement faible à modéré des terres rares légères (figure 5f). Il s'agit essentiellement d'andésites (figure 5a) d'affinité calco-alcaline (figure 5d). Ces roches couvrent une superficie assez importante dans le feuillet 33H02, ce qui permet d'en faire une unité distincte. Ailleurs, les andésites sont interstratifiées avec les basaltes. Le troisième groupe est composé de volcanites felsiques (figure 5b). Elles montrent une affinité calco-alcaline (figure 5d) et des spectres de terres rares clairement différenciés avec un enrichissement relativement important en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes (La_n/Tb_n compris entre 8 et 20; figure 5f). La base de données comprend aussi un échantillon de basalte magnésien ($MgO > 9\%$; figure 5f).

Formation de Rouget



Formation de Trieste



Formation de Rouget

- ◆ $\text{La}_n / \text{Tb}_n$ de 0,3 à 1,5
- ▲ $\text{La}_n / \text{Tb}_n$ de 1,5 à 6
- ▲ Échantillon daté (feuillelet 33H06)

Formation de Trieste

- ◆ $\text{MgO} > 9 \%$
- ◆ $\text{La}_n / \text{Tb}_n$ de 0,6 à 2,3
- ▲ $\text{La}_n / \text{Tb}_n$ de 2,3 à 8
- ◆ $\text{La}_n / \text{Tb}_n$ de 8 à 20
- ◆ Échantillon daté (feuillelet 33H08)
- × Échantillon altéré à CD-AT-BO

FIGURE 5 - Diagrammes de caractérisation géochimique des roches volcaniques des formations de Rouget et de Trieste : **a**) et **b**) diagrammes de classification SiO_2 vs Zr/TiO_2 (Winchester et Floyd, 1977); **c**) et **d**) diagrammes d'affinité magmatique Th/Yb vs Zr/Y (Ross et Bédard, 2009); **e**) et **f**) diagrammes des terres rares normalisées aux chondrites CI (Palme et O'Neill, 2004).

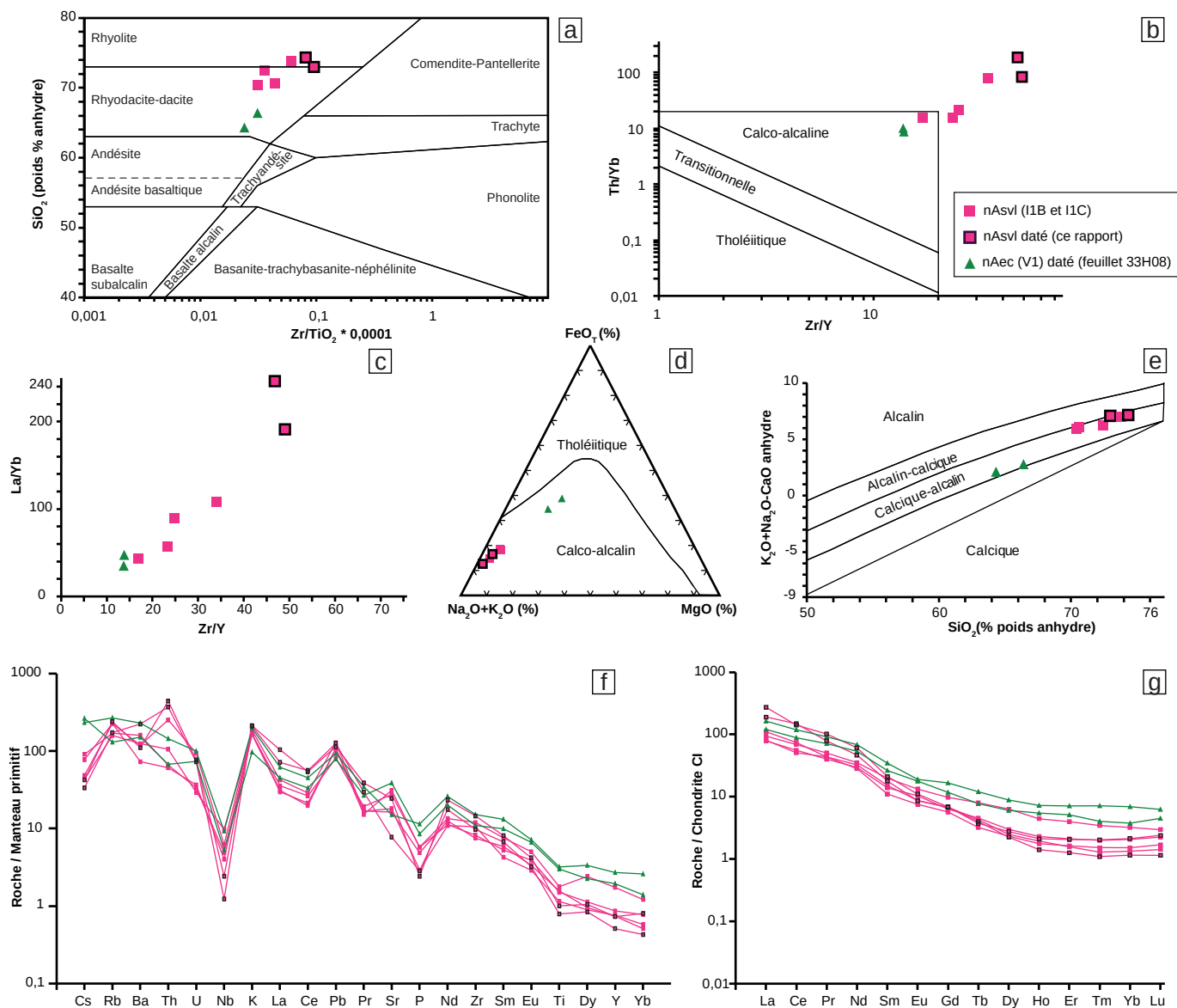


FIGURE 6 - Diagrammes de caractérisation géochimique des roches de la Formation de l'Escale et du Pluton de Sauvolles : **a)** diagramme de classification SiO_2 vs Zr/TiO_2 (Winchester et Floyd, 1977); **b)** diagramme d'affinité magmatique Th/Yb vs Zr/Y (Ross et Bédard, 2009); **c)** diagramme La/Yb vs Zr/Y ; **d)** diagramme AFM (Irvine et Baragar, 1971); **e)** diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ vs SiO_2 (Frost *et al.*, 2001); **f)** diagramme multiélément normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995); **g)** diagramme des terres rares normalisées aux chondrites CI (Palme et O'Neill, 2004).

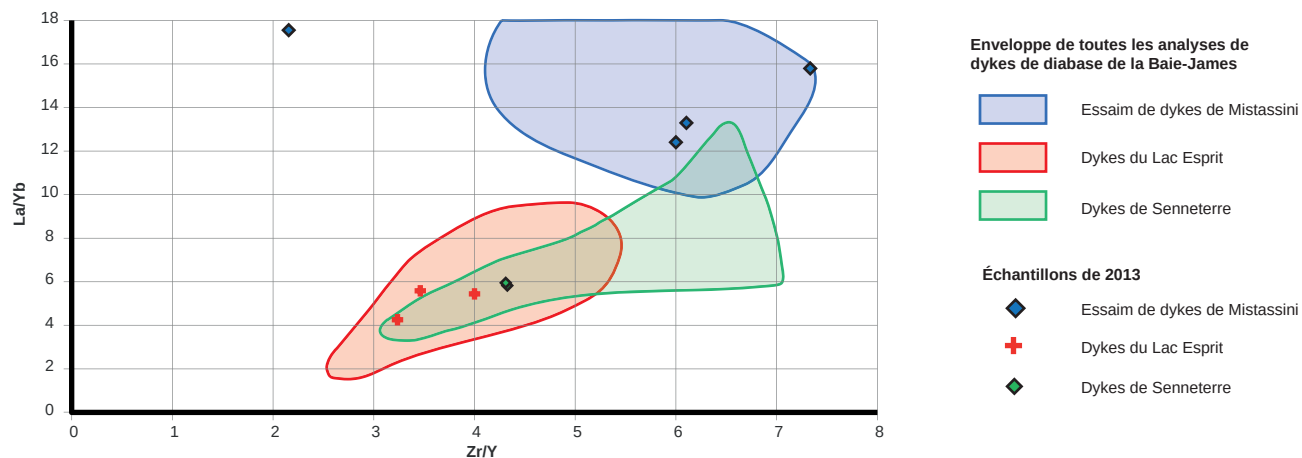


FIGURE 7 - Diagramme La/Yb vs Zr/Y de caractérisation géochimique des dykes de diabase de la région du lac Richardie.

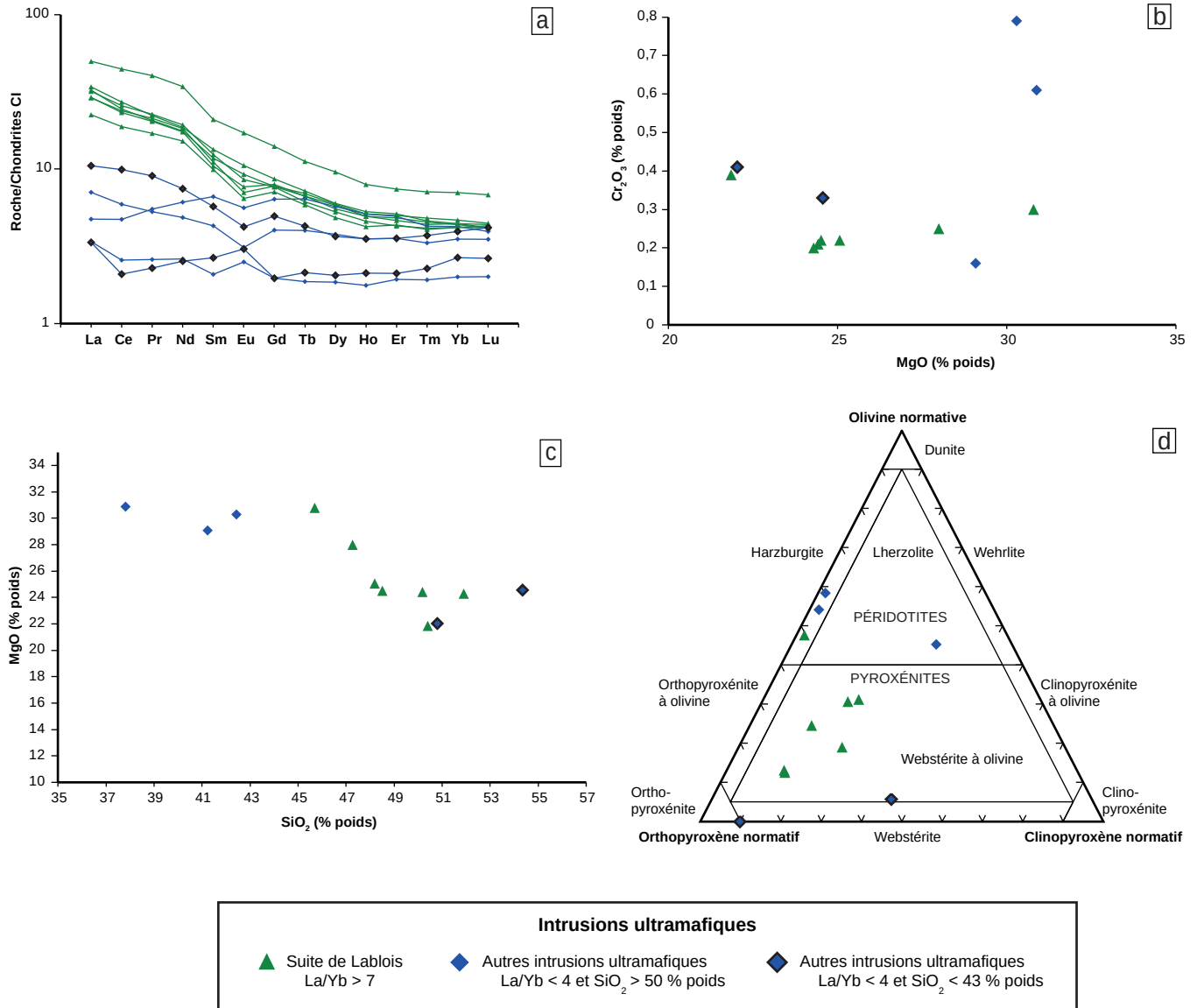


FIGURE 8 - Diagrammes de caractérisation géochimique des roches ultramafiques de la région du lac Richardie; a) diagramme des terres rares normalisées aux chondrites CI (Palme et O'Neill, 2004); b) diagramme Cr₂O₃ vs MgO; c) diagramme MgO vs SiO₂; d) diagramme de Streckeisen Olivine-Orthopyroxène-Clinopyroxène normatifs pour les roches ultramafiques (Le Maitre *et al.*, 2002).

Comparaison entre la Formation de l'Escale et le Pluton de Sauvolles

Nous avons procédé à une comparaison de la géochimie des roches granitoides du Pluton de Sauvolles et des volcanites felsiques de la Formation de l'Escale (33H09) afin de déterminer si ces deux unités étaient comagmatiques puisqu'elles ont le même âge (2708-2706 Ma).

Ces deux unités se distinguent principalement par le plus faible pourcentage de SiO₂ dans les volcanites felsiques (figures 6a et 6e). Les rapports d'éléments en traces (Zr/Y, Th/Yb, La/Yb) des volcanites sont également clairement plus faibles (figures 6b et c). De plus, les roches du Sauvolles sont plus riches en éléments alcalins et plus pauvres en fer que les volcanites (figures 6d et e). Les deux unités présentent des spectres de terres rares et multiéléments semblables (figures 6f et g), mais ces observations ne per-

mettent pas de conclure à une origine commune. Le Pluton de Sauvolles ne serait donc pas comagmatique avec les laves de la Formation de l'Escale.

Dykes de diabase

Toutes les analyses des dykes de diabase de la région de la Baie-James ont été représentées dans un diagramme La/Yb en fonction de Zr/Y (figure 7). Les analyses qui ont pu être rattachées à l'une ou l'autre des unités de dykes mafiques à partir des informations géochronologiques, paléomagnétiques ou structurales ont été projetées dans ce diagramme, ce qui a permis de tracer l'enveloppe des compositions caractéristiques de chacune de ces familles. Les dykes d'assignation inconnue peuvent ainsi être identifiés à l'aide de ce diagramme. Les rapports La/Yb supérieurs à 10 sont typiques de l'Essaim de dykes de Mistassini, alors que

les valeurs inférieures à 10 caractérisent les Dykes du Lac Esprit. De plus, les Dykes du Lac Esprit possèdent systématiquement des rapports Zr/Y inférieurs à 5,5. Les analyses de Dykes de Senneterre chevauchent ces deux domaines, mais l'orientation particulière de ces dykes permet de les reconnaître facilement.

Intrusions ultramafiques

Les travaux de Grzela (2014) avaient pour but de caractériser la pétrographie et la géochimie des intrusions ultramafiques dans la région des lacs de la Corvette et Richardie. Cette étude indique que les intrusions ultramafiques de cette région peuvent être classées en quatre types. Dans ce rapport, nous avons regroupé ces intrusions en deux groupes en fonction de l'aspect des spectres de terres rares quantifié par le rapport La_n/Yb_n (figure 8a). Le premier groupe correspond aux Intrusions de Lablois caractérisées par un enrichissement en terres rares légères ($La_n/Yb_n > 7$) et un contenu en terres rares globalement plus important que les autres intrusions ultramafiques. L'autre groupe possède des spectres des terres rares plus plats avec des rapports La_n/Yb_n inférieurs à 4. Ce dernier groupe contient également les échantillons avec les teneurs en chrome les plus élevées (figure 8b). Cependant, le diagramme du MgO en fonction du SiO_2 (figure 8c) ne permet pas de distinguer ces deux groupes. Dans ce graphique, les analyses de la Suite de Lablois montrent un bon groupement, alors que les autres intrusions sont plus dispersées. Ce graphique reflète donc les variations de composition des intrusions ultramafiques dans le secteur à l'étude. La répartition des intrusions ultramafiques dans le diagramme de Streckeisen (Le Maitre et al., 2002; figure 8d) montre que les intrusions de la Suite de Lablois sont principalement des pyroxénites à olivine avec un contenu en clinopyroxène normatif variant de 0 à 30 %. Concernant les autres intrusions, deux échantillons se démarquent par une composition pyroxénitique associée à des valeurs en SiO_2 plus élevées et plus faibles en MgO.

Discussion

Les formations de Trieste et de Rouget constituent les unités volcaniques dominantes du secteur à l'étude et présentent une chimie comparable. Il est possible de reconnaître les mêmes regroupements géochimiques (basaltes tholéitiques ou transitionnels par endroits; andésites à rhyolites calco-alcalines) dans les deux unités. On note cependant la présence d'une quantité plus importante de volcanites intermédiaires dans la Formation de Trieste. Il est intéressant de souligner que les volcanites d'affinité tholéitique et calco-alcaline sont interstratifiées à l'intérieur de chacune de ces formations. Ces roches sont donc contemporaines et se sont probablement mises en place dans des environnements géologiques comparables.

MÉTAMORPHISME

Métamorphisme prograde

La mise en plan des occurrences de minéraux indicateurs du métamorphisme et du degré de fusion partielle dans les paragneiss permet de tracer les isogrades métamorphiques dans le secteur à l'étude (figure 9). La majeure partie de la région a été affectée par un métamorphisme au faciès des amphibolites, comme en témoigne l'omniprésence de la hornblende (figure 9a). L'apparition de mobilisat dans les paragneiss et la présence de gneiss ont permis de tracer la limite entre les faciès inférieur et supérieur des amphibolites (figure 9b). La présence de grenat dans les intrusions felsiques (granite à tonalite) n'est pas particulièrement diagnostique du faciès métamorphique et reflète simplement le contenu en aluminium du magma (figure 9b).

La partie sud du secteur d'intérêt a subi un métamorphisme au faciès des granulites. Ce phénomène est indiqué par la présence d'orthopyroxène dans les paragneiss et les migmatites de la région (figure 9c). L'étude menée par Trinh (2014) sur les paragneiss de la Formation de Salomon et du Complexe de Laguiche indique des conditions de pression-température comprises entre 800 et 950 °C et entre 0,7 et 0,9 GPa correspondant au faciès des granulites. Ces données indiquent une profondeur d'enfouissement maximale de 25 à 28 km. La localisation des échantillons étudiés est illustrée par une étoile sur la figure 9c. Ces roches ne contenaient pas toutes de l'orthopyroxène, ce qui semble démontrer que la limite des granulites se situe plus au nord que l'isograde de l'orthopyroxène.

Dans le cas des roches ultramafiques de la Suite de Lablois, l'examen des lames minces a permis d'observer la présence d'anthophyllite et d'orthopyroxène métamorphique sous la forme de porphyroblastes. Par ailleurs, la rareté de la serpentine en remplacement de l'olivine dans ces roches ultramafiques indique un rétro-morphisme faible associé peut-être à une exhumation rapide ou à un environnement anhydre.

Le diopside est un clinopyroxène calcique généralement associé au métamorphisme de certaines roches ultramafiques, des roches calcosilicatées ou encore des metabasites aux faciès des amphibolites à granulites. Dans certains cas, la présence de ce minéral peut refléter une altération en carbonates prémétamorphique. Dans les conditions de pression et de température du faciès des amphibolites ou des granulites (Bucher et Grapes, 2011), les phases carbonatées expulsent les volatils (CO_2); le calcium peut alors se recombinaison pour former du diopside sous la forme de veines ou de zones d'altération. Le diopside peut aussi apparaître dans les metabasites en compagnie de plagioclase calcique, de biotite et de hornblende dans les conditions de fort métamorphisme (faciès des granulites; Bucher et Grapes, 2011). Dans ce cas, le diopside se trouve disséminé dans la roche. Dans la région d'étude, ce minéral est réparti de façon assez uniforme (figure 9d), ce qui indique que le faciès des amphibolites a été atteint dans la majeure partie du secteur.

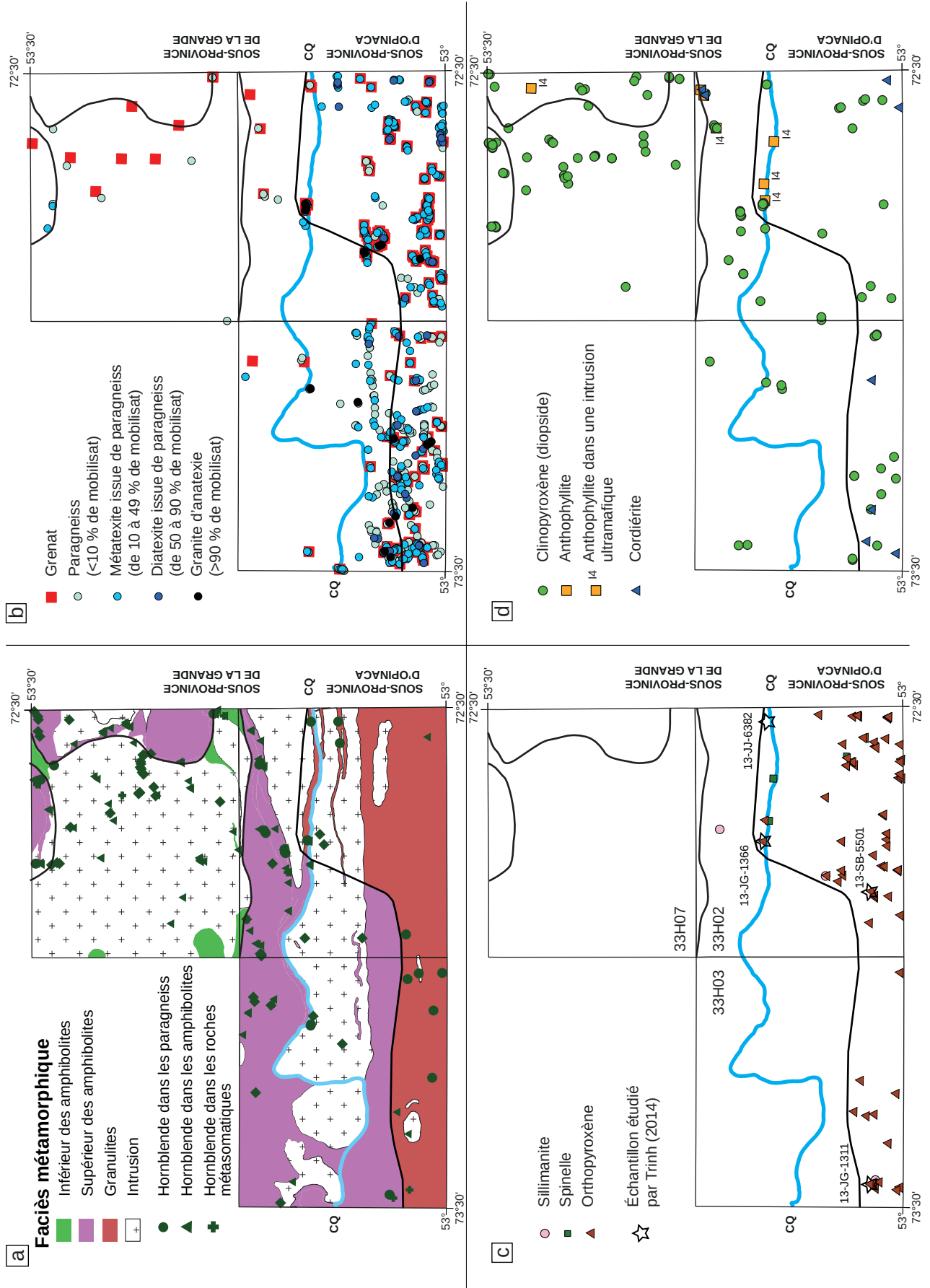


FIGURE 9 - Cartes du métamorphisme de la région du lac Richerdié : **a**) carte des faciès métamorphiques; **b**) carte de l'intensité du degré de fusion partielle dans les paragneiss et les migmatites et localisation des occurrences de grenat; **c**) carte de localisation des occurrences de sillimanite, de spinelle et d'orthopyroxène; et **d**) carte de localisation des occurrences de diopside (clinopyroxène), d'anthophyllite et de cordiérite.

La cordiérite est principalement observée dans les paragneiss au faciès des granulites de la partie sud de la région (figure 9d). Près de la limite entre les feuillets 33H02 et 33H07, un assemblage cordiérite-anthophyllite-biotite est associé à des volcanites altérées (altération volcanogène proximale) et métamorphisées par la suite (par ex. Vallance, 1967; de Rosen-Spence, 1969).

Les tonalites de l’Intrusion de Kamusaawach présentent une structure granoblastique qui indique une recristallisation métamorphique. De même, la migmatitisation visible dans la Suite de Féron traduit aussi l’influence du métamorphisme régional.

Comme dans la région plus à l’ouest (Goutier *et al.*, en préparation), la limite entre les roches métamorphisées aux faciès des amphibolites et des granulites semble graduelle et ne coïncide pas avec la frontière entre les sous-provinces de La Grande et d’Opinaca (figure 9). Ceci indique que le métamorphisme régional a affecté uniformément l’ensemble de la région. À la suite des soulèvements tardi-archéens, le sud du secteur aurait été exhumé sur une plus grande épaisseur, ce qui explique le plus fort degré de métamorphisme visible aujourd’hui. La compilation des âges métamorphiques des zircons, des monazites et des sphènes des feuillets 33F, 33G et 33H (Goutier *et al.*, 2000, 2002; David *et al.*, 2009, 2011a, 2011b, 2012; Wodicka *et al.*, 2009; Morfin *et al.*, 2013; Davis *et al.*, 2014; Don Davis, communication personnelle 2014; Jean David, communication personnelle 2016) semble indiquer que le métamorphisme néoarchéen qui a affecté l’ensemble de la région a débuté vers 2702 Ma et s’est estompé vers 2602 Ma. La distribution des âges exhibe deux modes, l’un à 2663 Ma et l’autre vers 2613 Ma. Le premier mode est associé à la mise en place de mobilisat dans les paragneiss du Laguiche (Morfin *et al.*, 2013) et le second est contemporain de la phase de mise en place des pegmatites granitiques blanches du Granite du Vieux Comptoir (par exemple, un dyke de granite à tourmaline de l’indice Orfée daté 2613,61 ± 0,44 Ma, Bogatu et Huot, 2016).

Métamorphisme rétrograde

Plusieurs unités archéennes ont subi les effets d’un métamorphisme rétrograde au faciès des schistes verts. Ce phénomène est très probablement d’âge paléoprotozoïque puisqu’il affecte également les dykes de diabase de la région. Il est peut-être associé à l’exhumation de l’empilement stratigraphique ou encore à la circulation des fluides hydrothermaux paléoprotozoïques suivant des réseaux de fractures. Le métamorphisme rétrograde se traduit dans les diabases par le remplacement de l’orthopyroxène et de l’olivine par des assemblages de chlorite, de serpentine, d’amphibole et de talc, par la damouritisation commune du plagioclase et la chloritisation de la biotite. Dans les roches archéennes, les minéraux rétrogrades sont la chlorite en remplacement de la biotite, la damourite à partir du plagioclase, la pinnite à partir de la cordiérite, de même que l’épidote, la serpentine et les carbonates.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Éléments structuraux

Aucune structure primaire dans les roches volcaniques et sédimentaires n’a été observée puisque les roches de la région ont toutes subi de fortes déformations et un métamorphisme régional moyen à élevé. La définition des différents éléments structuraux (S1, S2, etc.) a été établie en fonction des relations de recoupement observées en affleurements. La foliation principale a été désignée par S1 et la gneissosité par G1 dans les géofiches et sur les cartes du SIGÉOM. Ainsi, le symbole désignant S1 ou G1 sur les cartes est utilisé tant pour les tonalites anciennes, les amphibolites ou les roches métasédimentaires, sans égard aux phases de déformation interprétées par la suite.

Dans les tonalites, la foliation est représentée par l’alignement des cristaux de biotite et de hornblende, ainsi que l’aplatissement du quartz. La foliation dans les méta-volcanites est définie par l’orientation préférentielle des amphiboles et des micas qui est parallèle au rubanement. Ces minéraux et les agrégats quartzofeldspathiques définissent aussi la linéation minérale. Dans les paragneiss, la gneissosité est matérialisée par l’alignement de la biotite et l’orientation des rubans de mobilisat et des injections felsiques d’épaisseur centimétrique.

Les failles et les zones de cisaillement archéennes de la région constituent des zones foliées, rubanées ou mylonitiques de plusieurs mètres d’épaisseur. Le phénomène de mylonitisation est particulièrement évident dans les amphibolites de la Formation de Trieste et les paragneiss de la Formation de la Rivière Salomon qui forment un couloir de déformation au contact des sous-provinces de La Grande et d’Opinaca. Le contact entre les deux sous-provinces est localisé au contact nord de la Suite de Richardie et des amphibolites cisailées de la Formation de Trieste, pour ensuite passer vers l’ouest au sud du contact de la tonalite de l’Intrusion de Kamusaawach (unité mAtkw1) et de la Suite de Richardie avec les paragneiss du Laguiche.

Les plis majeurs ont été tracés à partir des variations d’attitude de la foliation et de la gneissosité, ce qui implique la présence d’au moins deux phases de déformation. Des travaux d’analyse structurale sont en cours pour établir la chronologie des phases de déformation et du métamorphisme.

Agencement structural et domaines structuraux

Il est possible d’identifier sept domaines structuraux en fonction de l’attitude des structures mesurées dans le secteur à l’étude et dans les feuillets adjacents (figure 10). Ces domaines présentent des caractéristiques structurales semblables et leurs limites ne coïncident pas nécessairement avec celles des unités stratigraphiques ou lithodémiques. Les stéréogrammes des différents domaines sont présentés à la figure 11.

Domaine I

Le domaine I, localisé dans la partie nord du feuillet 33H07, est constitué des plutons d'Orsigny et de la Savonnière et des formations de l'Escale et de Dalmas (figure 10). D'après les travaux de Hammouche *et al.* (en préparation) dans le feuillet 33H10, l'Intrusion d'Orsigny présente une forme d'ellipsoïde plongeant vers l'est. Dans le secteur à l'étude, seule la partie sud de l'intrusion est exposée avec des foliations globalement orientées E-W à pendage vers le nord dans la partie ouest du domaine, qui passent progressivement à une direction NE et un pendage vers le SE dans la partie est. On constate aussi que l'orientation du pôle du grand cercle des foliations (080°/46°; figure 11) correspond à peu près à la valeur moyenne des linéations tectonométamorphiques (077°/44°).

Domaine II

Le domaine II est uniquement constitué par l'unité de gneiss tonalitique et dioritique de la Suite de Joubert (nAjb2) qui affleure dans le coin NE du feuillet 33H07 (figure 10). Les structures planaires sont à pendage modéré à fort avec des directions très variables (figure 11).

Domaine III

Le domaine III comprend le Pluton de Sauvolles et quelques unités encaissantes au NE (figure 10). Le granite est peu déformé et présente par endroits une faible foliation. Les mesures structurales proviennent essentiellement des niveaux déformés et des enclaves présents dans le granite. Les travaux de Hammouche *et al.* (2015) dans le feuillet 33H06 et nos travaux indiquent que cette intrusion possède une forme d'ellipsoïde. Les foliations sont nombreuses et sont distribuées globalement selon un grand cercle dont le pôle est orienté à 064°/24°. Les mesures de linéation sont rares (figure 11).

Domaine IV

Le domaine IV couvre la portion occidentale de l'Intrusion de Kamusaawach, les formations de Rouget, de Corvette et de Marbot, le Pluton de Pichi, ainsi qu'une partie de la Suite de Richardie. Les foliations dans la partie nord du domaine sont orientées E-W avec des pendages vers le nord. À l'ouest, les foliations dans les formations de Corvette et de Marbot sont N-S avec des pendages vers l'est, alors qu'au sud de l'Intrusion de Kamusaawach, elles présentent des pendages vers le SE. Ces observations semblent indiquer la présence d'une antiforme avec un axe plongeant vers le ENE (figure 11, pôle du grand cercle orienté à 064°/38°).

Domaine V

Formant la partie SE de la Sous-province de La Grande dans le secteur à l'étude, ce domaine est constitué d'une série d'unités lenticulaires de forme plus ou moins sigmoïdale délimitées par des zones de cisaillement. L'agencement de ces lentilles semble indiquer un mouvement apparent dextre. Quelques linéations minérales à faible plongement sont aussi compatibles avec une composante en décrochement (figure 11). Dans l'ensemble, les foliations sont orientées WSW avec un pendage moyen vers le nord (253°/36°). Cette valeur moyenne est toutefois influencée par une concentration de mesures dans deux secteurs plus affleurants de la partie NE du feuillet 33H02 correspondant à la bande de volcanites de la Formation de Trieste et au Métagabbro de Sarane. Les linéations sont orientées vers le NE (057°/17°) avec un faible plongement. Les linéations plus abruptes pourraient refléter un mouvement antérieur de chevauchement.

Domaine VI

Le domaine VI correspond à la bande fortement cisailée formée des roches métasédimentaires de la Formation de la Rivière Salomon et des métavolcanites de la Formation de Trieste. Cette bande constitue un corridor de déformation caractérisé par une foliation et un rubanement très bien développés avec une orientation E-W (figure 11). Les pendages sont abrupts vers le sud ou vers le nord. Curieusement, les linéations sont généralement peu développées. Une analyse structurale plus poussée serait nécessaire pour déterminer la cinématique de ce couloir de déformation qui correspond à la limite entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca.

Domaine VII

Le domaine VII comprend la majeure partie de la Suite de Richardie et les roches métasédimentaires du Complexe de Laguiche. Dans ce domaine, la gneissosité est très évidente et les données très abondantes. Les foliations sont orientées globalement à 270°/64°, sauf localement où elles sont reprises par des plis régionaux. Les linéations présentent un faible plongement vers l'est ou l'ouest (figure 11). La trace des plis de la partie est de ce domaine a été tracée à partir des données du feuillet adjacent (33H01) et de la carte du gradient vertical.

Structures néoarchéennes tardives et paléoprotérozoïques

Les structures tardives se distinguent sur la carte du gradient magnétique par une diminution de la susceptibilité magnétique associée à l'altération de la magnétite entraînée par la circulation de fluides. Les failles orientées NNE présentent des mouvements apparents senestres, alors que les structures NW sont dextres, ce qui est compatible

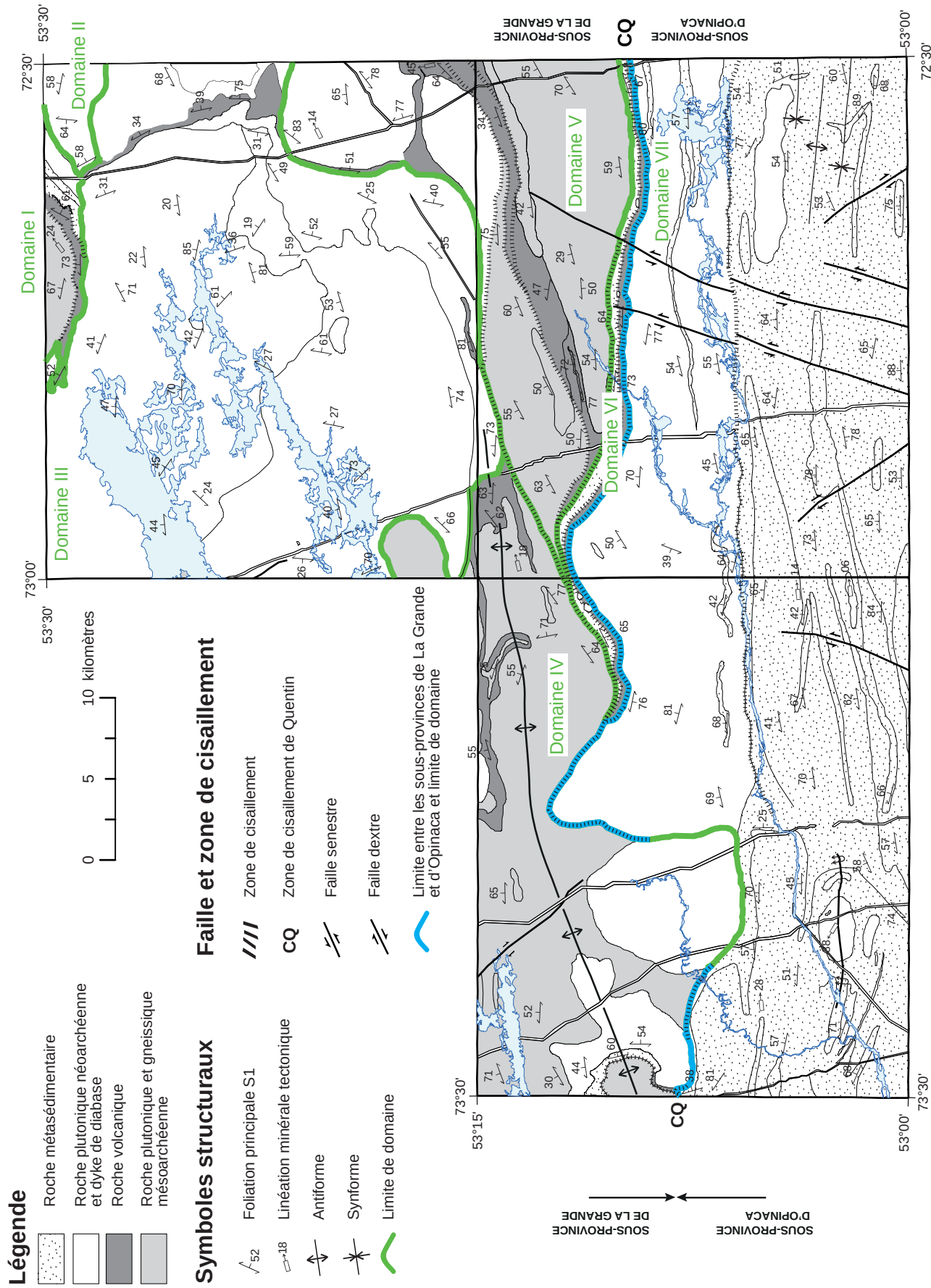


FIGURE 10 - Carte des domaines structuraux de la région du lac Richardie avec l'orientation générale des foliations et des linéations.

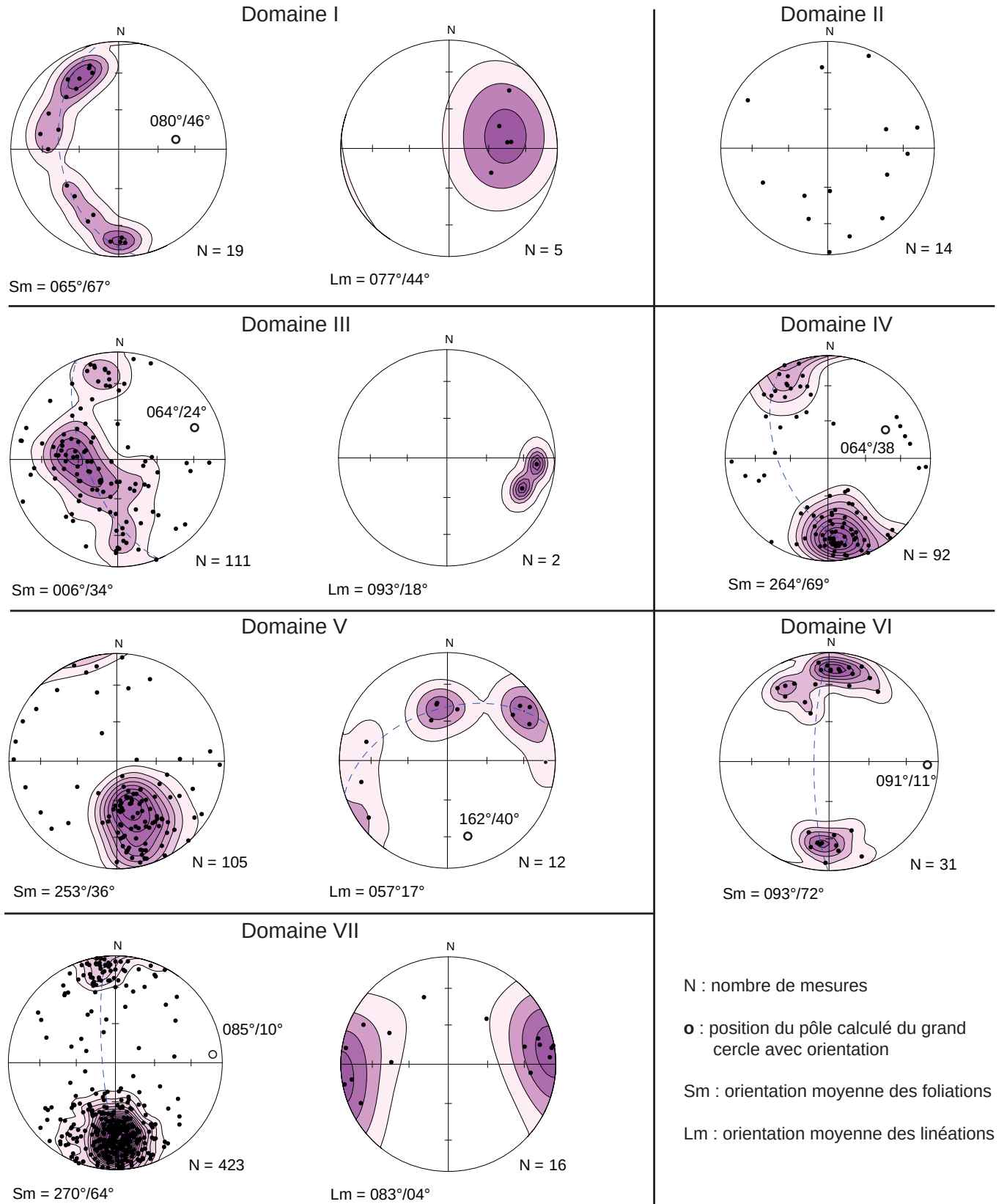


FIGURE 11 - Stéréogrammes (canevas de Schmidt, projection sur l'hémisphère inférieur) des mesures structurales des domaines I à VII de la région du lac Richardie.

avec une compression N-S. Ces discontinuités et les dykes paléoprotérozoïques sont décalés par un mouvement tardif E-W senestre le long de la Zone de cisaillement d'Orrilat définie dans le feuillet 33H01 adjacent (Hammouche *et al.*, en préparation).

Interprétation et modèle structural

Les domaines structuraux occupant la partie nord et ouest du secteur à l'étude (domaines I et III) sont constitués de plutons de forme ellipsoïdale plongeant vers l'est. Dans le domaine V plus à l'est, les unités forment des lentilles sigmoïdales qui pourrait indiquer une composante de mouvement dextre. La présence de corps intrusifs rigides comme le Pluton de Sauvolles perturbe la foliation régionale et entraîne la formation de plis. Au contact entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca, un grand corridor de cisaillement est associé à des foliations à pendages abrupts vers le nord ou le sud. La foliation dans la Sous-province d'Opinaca présente globalement une attitude plus régulière avec des pendages vers le nord. Tous ces indices sont le témoin d'une compression importante N-S qui a affecté les roches des deux sous-provinces.

Les observations de terrain semblent démontrer que les roches mésoarchéennes et néoarchéennes de la Sous-province de La Grande ont été chevauchées sur celles de la Sous-province d'Opinaca. Cette juxtaposition précède la mise en place des intrusions porphyriques des suites de Bezier (2712 Ma; Jean David, communication personnelle 2015) et de Richardie (2693 Ma; Pluton de Pichi, Don Davis, communication personnelle 2015) qui se mettent préférentiellement en place le long du contact entre les deux sous-provinces. La déformation s'est intensifiée durant l'épisode de migmatitisation entre 2663 Ma et 2633 Ma, car les injections et le mobilisat se sont injectés de manière quasi parallèle à la foliation principale. Des travaux d'analyse structurale sont encore nécessaires pour caractériser les différentes phases de déformation et préciser leur relation avec le métamorphisme.

Le dernier événement structural archéen correspond au soulèvement et à l'exhumation des roches métamorphisées au faciès des granulites du Complexe de Laguiche. Les structures paléoprotérozoïques sont associées à plusieurs épisodes de déformation cassante correspondant à la mise en place des grands essaims de dykes mafiques (Essaim de dykes de Mistassini, 2515 à 2503 Ma; Dykes de Senneterre, 2221 et 2216 Ma; Dykes du Lac Esprit, 2069 Ma; références citées précédemment) et aux failles NNE et NW.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Le contact entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca dans les feuillets 33F, 33G et 33H est caractérisé par la présence de nombreux indices aurifères. Cette zone de déformation constitue donc d'une cible privilégiée pour la recherche de minéralisations en or. Aucun nouvel indice n'a été découvert lors des travaux de cartographie de 2013. Les analyses qui ont révélé les teneurs les plus intéressantes pour divers métaux sont présentées à l'annexe 2. Malgré un contexte apparemment favorable, la région à l'étude ne se distingue pas par l'abondance de minéralisations aurifères.

Le secteur présentant le potentiel économique le plus intéressant est situé à l'extrême NE du feuillet 33H02. Une zone altérée exposée sur deux affleurements distants de 830 m (affleurement 2013-SS-2235; figure 12 et annexe 1, photo 16) est constituée de bandes métriques à cordiérite-anthophyllite-biotite dans les métavolcanites de la Formation de Trieste (mAttr1). Cet assemblage est interprété comme les vestiges d'une altération volcanogène proximale (zone de chlorite magnésienne; Franklin, 1993) métamorphisée (Vallance, 1967; de Rosen-Spence, 1969). Ce type d'altération pourrait constituer un excellent guide de prospection pour les métaux usuels (cuivre-zinc), tout comme en Abitibi (par ex. Couture et Goutier, 1996). La zone mise au jour contient des traces de chalcoppyrite, mais les meilleures valeurs en cuivre ne dépassent pas 62 ppm Cu. Toutefois, deux indices de zinc dans le feuillet 33H08 sont situés à proximité de zones d'altération de ce type (Burniaux *et al.*, en préparation; figure 12).

Le diagramme Zr/TiO₂ en fonction de Nb/Y de Winchester et Floyd (figure 13a) donne une indication de la composition du protolite de ces roches, ces éléments étant relativement immobiles. Il s'agirait d'une rhyodacite. La figure 5a indique que la composition de ces mêmes échantillons est andésitique, ce qui pourrait indiquer un lessivage de la silice. Plusieurs diagrammes permettent de juger des effets de l'altération. Les diagrammes de l'indice Chlorite (Saeki et Date, 1980; Trépanier, 2011; figure 13b), de l'indice Hashimoto (Ishikawa *et al.*, 1976; Trépanier, 2011; figure 13c) et l'Alteration Box Plot (Large *et al.*, 2001; Trépanier, 2011; figure 13d) indiquent clairement un enrichissement relatif en fer et en magnésium et un lessivage du calcium et du sodium (figure 5b) typiques de l'altération proximale d'un système volcanogène.

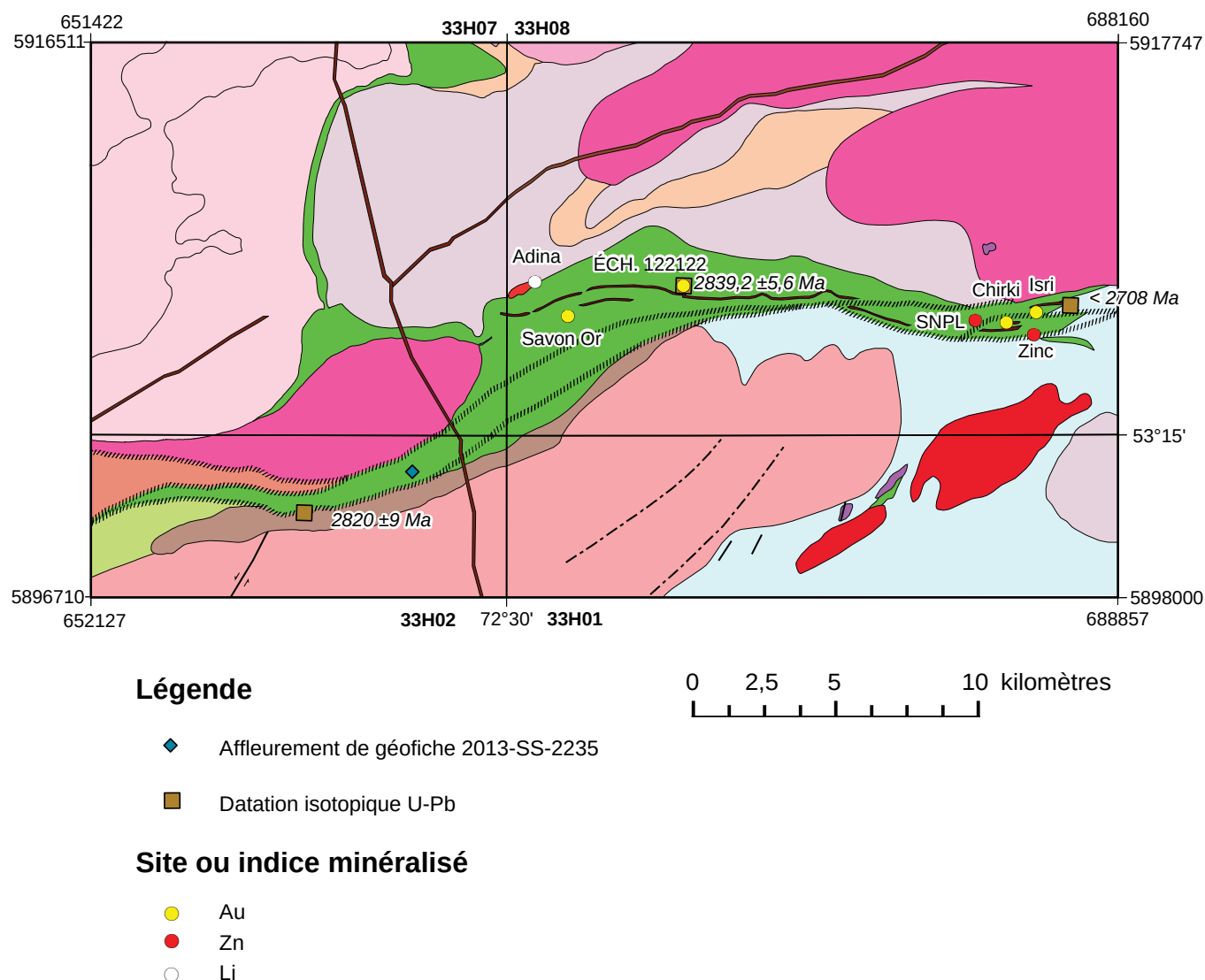


FIGURE 12 - Géologie simplifiée du secteur de l’affleurement 2013-SS-2235 avec localisation des datations isotopiques U-Pb et des indices minéralisés. Légende lithologique à la figure 2.

CONCLUSION

Les travaux réalisés en 2012 et en 2013 dans la région du lac Richardie ont permis d’améliorer les connaissances géologiques dans cette partie de la Baie-James et de produire une nouvelle carte de trois feuillets à l’échelle 1/50 000 (33H02, 33H03 et 33H07). L’apport d’un nouveau levé aéromagnétique de haute résolution a été significatif et a permis de mieux délimiter les différentes unités et certaines structures. Le contact entre les deux sous-provinces, matérialisé par une zone de déformation intense, se situerait au contact nord de la Suite de Richardie et des amphibolites cisailées de la Formation de Trieste, pour ensuite passer vers l’ouest au sud du contact de la tonalite de l’Intrusion de Kamusaawach (unité mAtkw1) et de la Suite de Richardie avec les paragneiss du Laguiche.

La région couvre le contact des sous-provinces de La Grande et d’Opinaca. Elle est dominée par des roches intrusives felsiques d’âge mésoarchéen et néoarchéen et des roches métasédimentaires d’âge néoarchéen. Des roches métavolcaniques sont également présentes en moindre proportion. Les unités plutoniques sont issues de plusieurs épisodes intrusifs tonalitiques ou granodioritiques : Intrusion de Kamusaawach (2831 Ma), Pluton de la Rivière Galinée (2824 Ma), Intrusion d’Orsigny (2823 Ma) et Pluton de la Savonnière (2741 Ma). Des roches volcaniques se mettent également en place durant cet intervalle, soit les formations de Rouget (2845 Ma) et de Trieste (2839 Ma), la Formation de Corvette (2742 Ma) et la Formation de l’Escale (2707 Ma). Le premier épisode sédimentaire archéen débute avant 2710 Ma et correspond au dépôt des sédiments associés à la mise en place du Complexe de Laguiche. Le second événement sédimentaire, représenté par les formations de Dalmas, de la Rivière Salomon et de Marbot, débute après 2710 Ma ou 2702 Ma.

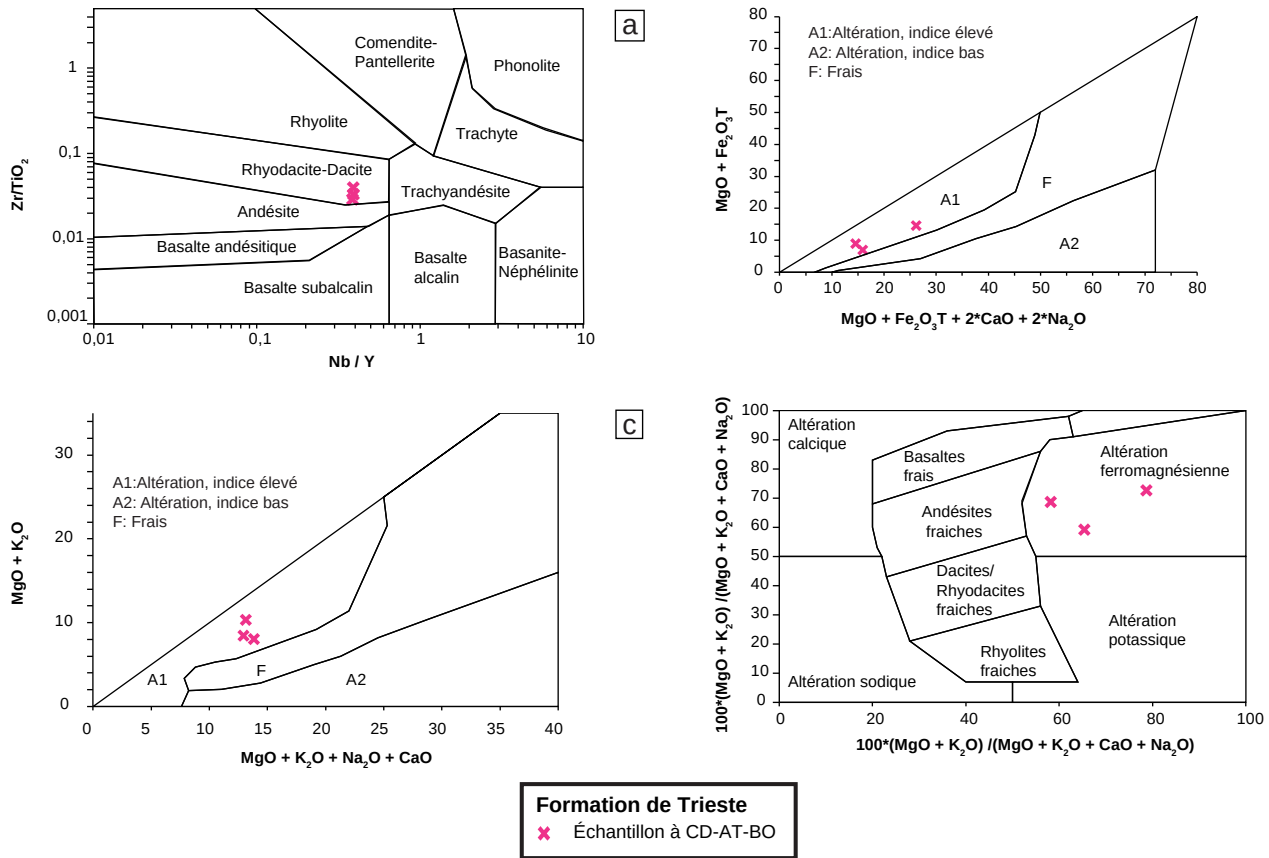


FIGURE 13 - Diagrammes de caractérisation géochimique des échantillons altérés à CD-AT-BO; **a**) diagramme de classification des roches volcaniques Zr/TiO_2 vs Nb/Y (Winchester et Floyd, 1977); **b**) diagramme de l'indice Chlorite (Saeki et Date, 1980; Trépanier, 2011); **c**) diagramme de l'indice Hashimoto (Ishikawa *et al.*, 1976; Trépanier, 2011); **d**) diagramme *Alteration Box Plot* modifié (Large *et al.*, 2001; Trépanier, 2011)

Les intrusions intermédiaires de la Suite de Féron se mettent en place dans la Sous-province d'Opinaca (Pluton de la Frégate : 2710 Ma). Plus tard, des intrusions felsiques et plus potassiques s'injectent dans les unités plus anciennes : Pluton de Sauvolles (2708 à 2698 Ma), Suite de Richardie (2693 Ma), Suite de Boyd, Pluton de Miramar, Suite de Joubert et Granite du Vieux Comptoir (2618 Ma). Enfin, trois familles de dykes de gabbro-norite (Mistassini, 2515 à 2503 Ma; Senneterre, 2221 et 2216 Ma; Lac Esprit, 2069 Ma) représentent les derniers épisodes intrusifs qui affectent le secteur d'étude. À la suite de ce levé, six nouvelles unités stratigraphiques (Formation de Trieste, Métagabbro de Sarane, Formation de Salomon, Pluton de la Rivière Galinée, Suite de Richardie et Pluton de Pichi) ont été définies.

La déformation est intense par endroits, plus particulièrement à la limite entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca. D'importantes masses intrusives (Intrusion de Kamusaawach et Pluton de Sauvolles) de forme ellipsoïdale

sont déformées et montrent un plongement vers l'est. La Sous-province d'Opinaca est structuralement plus homogène avec des foliations E-W à pendage moyen vers le nord. Le métamorphisme passe du faciès des amphibolites, au nord, au faciès des granulites dans la partie sud. Les structures paléoprotérozoïques sont associées à plusieurs épisodes de déformation cassante associés notamment à la mise en place de grands dykes mafiques (Mistassini, Senneterre et Lac Esprit).

Nos travaux n'ont pas permis d'identifier de nouveaux indices minéralisés. Le contact entre les sous-provinces La Grande et d'Opinaca et une zone d'altération métrique à cordiérite-anthophyllite-biotite constituent toutefois des contextes métallogéniques intéressants. Cette dernière zone, interprétée comme une zone d'altération volcanogène proximale métamorphisée, pourrait être un guide de prospection utile pour la recherche de minéralisations de métaux usuels (cuivre-zinc).

RÉFÉRENCES

- ALLARD, G. – GOUTIER, J. – LAMOTHE, D., 2015 – Évaluation du potentiel en minéralisations de type or de type orogénique, Municipalité d'Eeyou Istchee Baie-James (version 2014). Ministère de l'Énergie et des Ressources, naturelles, Québec; EP 2015-01, 41 pages, 1 plan.
- AUGLAND, L.E. – DAVID J. – PILOTE, P. – LECLERC, F. – GOUTIER, J. – HAMMOUCHE, H. – LAFRANCE, I. – TALLATAKAM F. – DESCHÊNES, P.-L. – GUEMACHE, M., 2016 – 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, 42 pages.
- AVRAMTCHEV, L., 1983 – Catalogue des gîtes minéraux : région de la Baie-James. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DPV 940, 30 pages, 16 plans.
- BANDYAYERA, D. – LACOSTE, P., 2009 – Géologie de la région du lac de Rotis (33C10), du lac Bernou (33C11) et du lac Boyd (33C15). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2009-06, 15 pages, 3 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, 30 pages, 2 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.
- BARRETTE, J.-P., 1996 – Rapport de cartographie géologique, Propriété lac Sauvolles. Mines d'or Virginia, rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 54237, 7 pages, 1 plan.
- BOGATU, A. – HUOT, F., 2016 – Minéralisation aurifère du gîte Orfée, Eeyou Istchee Baie-James, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; MB 2016-10, 47 pages.
- BUCHAN, K.L. – HALLS, H.C. – MORTENSEN, J.K., 1996 – Paleomagnetism, U-Pb geochronology, and geochemistry of Marathon dykes, Superior Province, and comparison with the Fort Frances swarm. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 33, pages 1583-1595.
- BUCHAN, K.L. – GOUTIER, J. – HAMILTON, M.A. – ERNST, R.E. – MATTHEWS, W.A., 2007 – Paleomagnetism, U-Pb geochronology, and geochemistry of Lac Esprit and other dyke swarms, James Bay area, Quebec, and implications for Paleoproterozoic deformation of the Superior Province. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 44, pages 643-664.
- BUCHER, K. – GRAPES, R., 2011 – Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer, 8th Edition, 428 pages.
- BURNIAUX, P. – GUEMACHE, M.A. – GIGON, J. – GOUTIER, J., en préparation – Géologie de la région du lac Dalmas (33H08, 33H09, 23E05, 23E12), Eeyou Istchee Baie-James, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec.
- CANNULI, M., 1975 – Géochimie de lacs, été 1975. Société de Développement de la Baie-James, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34036, 38 pages.
- CANOVA, E., 2002 – Cartographie, prospection et programme d'échantillonnage des blocs du SNRC 33A/8, 33H/2, 23D/13. Ressources Dianor, rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 60564, 39 pages, 5 plans.
- CARD, K.D. – CIESIELSKI, A., 1986 – Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. Geoscience Canada; volume 13, pages 5-13.
- COHEN, K.M. – FINNEY, S.C. – GIBBARD, P.L. – FAN, J.-X., 2015 – The ICS International Chronostratigraphic Chart : Episode, 36, pages 199-204.
- COUTURE, J.-F. – GOUTIER, J., 1996 – Métallologie et évolution tectonique de la région de Rouyn-Noranda. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-06, 110 pages.
- D'AMOURS, I., 2011 – Synthèse des levés magnétiques de la Baie-James. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2011-08, 3 pages, 2 plans.
- DAVID, J. – MAURICE, C. – SIMARD, M., 2009 – Datations isotopiques effectuées dans le Nord-Est de la Province du Supérieur – Travaux de 1998, 1999 et 2000. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2008-05, 92 pages.
- DAVID, J. – VAILLANCOURT, D. – BANDYAYERA, D. – SIMARD, M. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – DION, C. – BARBE, P., 2011a – Datations U-Pb effectuées dans les sous-provinces d'Ashuanipi, de La Grande, d'Opinaca et d'Abitibi en 2008-2009. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2010-11, 37 pages.
- DAVID, J. – McNICOLL, V. – SIMARD, M. – BANDYAYERA, D. – HAMMOUCHE, H. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – RHÉAUME, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2011b – 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., 2014 – Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2011-2012 – Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RP 2014-05, 61 pages.
- DAVIS, D. W. – MOUKHSIL, A. – LAFRANCE, I. – HAMMOUCHE, H. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – TALLATAKAM, F., 2015 – 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.
- De ROSEN-SPENCE, 1969 – Genèse des roches à cordiérite-anthophyllite des gisements cupro-zincifères de la région de Rouyn-Noranda, Québec, Canada. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 6, pages 1339-1345.
- DESBIENS, H., 1995 – Rapport de la prospection et de la cartographie géologique, Propriété Lac Trieste. Ressources Sirios, rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 53578, 25 pages, 1 plan.

- DESBIENS, H., 1996 – Rapport sur le programme de forage (janvier-février) 1996, Propriété Lac Trieste. Ressources Sirios, rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 54166, 116 pages, 2 plans.
- 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, 7 pages, 18 plans.
- EADE, K.E., 1966 – Fort George and Kaniapiskau river (west half) map-areas, New Quebec. Geological Survey of Canada; Memoir 339, 84 pages, 1 map.
- EADE, K.E. – HEYWOOD, W.W. – LEE, H.A., 1958 – Sakami Lake area, New Quebec. Geological Survey of Canada; preliminary map 23-1957.
- 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 with special reference to the geochemistry and paleomagnetism of the Mistassini swarm, Quebec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 23, pages 236-253.
- FRANKLIN, J.M., 1993 – Volcanic-associated massive sulphide deposits. In : Mineral deposit modeling (Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., and Duke, J.M., editors). Geological Association of Canada: Special Paper 40, pages 315-334.
- FROST, B.R. – BARNES, C.G. – COLLINS, W.J. – ARCULUS, R.J. – ELLIS, D.J. – FROST, C.D., 2001 – A geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology; volume 42, pages 2033-2048.
- GAUTHIER, M., 1996 – Géologie de la région du lac Sauvolles, SNRC 33 H et 1/8 ouest de 23E. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-27, 1 plan.
- GAUTHIER, M. – LAROCQUE, M. – CHARTAND, F., 1997 – Cadre géologique, style et répartition des minéralisations métalliques du bassin de La Grande Rivière, Territoire de la Baie James. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 97-30, 69 pages.
- GAUTHIER, M. – TRÉPANIÉ, S. – GARDOLL, S., 2007 – Metamorphic Gradient : A Regional-Scale Area Selection Criterion for Gold in the Northeastern Superior Province, Eastern Canadian Shield. SEG Newsletter; number 69, page 1 and pages 10-15.
- GLEESON, C.F., 1975 – Geochemical Report on a Lake Sediment Survey of La Grande Rivière – Sakami lake area. Société de Développement de la Baie-James, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34045, 91 pages.
- GOLDAK 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 et 58 plans.
- GOUTIER, J. – DION, C. – LAFRANCE, I. – DAVID, J. – PARENT, M. – DION, D.-J., 1999 – Géologie de la région des lacs Langelier et Threelfold (33F/03 et 33F/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-18, 54 pages, 2 plans.
- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.-C. – DAVID, J. – PARENT, M., 2000 – Géologie de la région des lacs Guillaumat et Sakami (SNRC 33F/02 et 33F/07). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-15, 40 pages, 2 plans.
- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.-C. – MERCIER-LANGEVIN, P. – DAVIS, D.W., 2001 – Géologie de la colline Masson, de la passe Awapakamich, de la baie Carbillet et de la passe Pikwahipanan (33F/09, 33F/10, 33F/15 et 33F/16). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-10, 69 pages, 4 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, 55 pages, 3 cartes.
- GOUTIER, J. – GIGON, J. – BURNIAUX, P. – DION, C. – 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.
- GRENIER, L. – SAVARD, M. – ARCHER, P., 2006 – Technical Report and Recommendations, Reconnaissance Program, Projects Wahemen. Mines Virginia, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 62531, 67 pages.
- GRZELA, D., 2014 – Étude pétrographique et géochimique des intrusions ultramafiques de la région du lac Richardie, Baie-James, Québec. Université d'Ottawa; projet de fin d'études, 48 pages.
- HAMILTON, M.A., 2009 – Datation isotopique (U-Pb) d'un diabase de l'Essaim de Dykes Mistassini, Québec. Rapport soumis par le Jack Satterly Geochronology Laboratory, University of Toronto. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MB 2009-17, 13 pages.
- HAMILTON, M.A. – GOUTIER, J. – MATTHEWS, W., 2001 – U-Pb baddeleyite age for the Paleoproterozoic Lac Esprit dyke swarm, James Bay region, Quebec. Geological Survey of Canada; Radiogenic Age and Isotopic Studies; Report 14, Current Research 2001-F5, pages 1-6.
- HAMMOUCHE, H. – BURNIAUX, P. – KHARIS, A.-A., 2015 – Géologie de la région du lac Carmoy (SNRC 33H06, 33H11, 33H14), Baie-James. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; 44 pages, 3 plans.
- HAMMOUCHE, H. – BURNIAUX, P. – KHARIS, A.-A., en préparation – Géologie de la région du lac des Vœux (33H10, 33H15, 33H16), Baie-James, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec.
- HARDY, L., 1982 – Le Wisconsin Supérieur à l'est de la Baie James, Québec. La naturaliste canadien; volume 109, pages 333-351.
- HEAMAN, L.M. 1994 – 2.45 Ga global mafic magmatism : Earth's oldest superplume? In : Abstracts of the Eighth International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology. U.S. Geological Survey; Circular 1107, page 132.
- HOCQ, M., 1985 – Géologie de la région des lacs Campan et Cadieux. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-05, 188 pages, 4 plans.
- IRVINE, T.N. – BARAGAR, W.R.A., 1971 – A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 8, pages 523-548.
- ISHIKAWA, Y. – SAWAGUCHI, T. – IWAYA, S. – HORIUCHI, M., 1976 – Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based in modes of volcanism of underlying dacite and alteration halos. Mining Geology; volume 26, pages 105-117.

- LABBÉ, J.Y. – BÉLANGER, M., 1998 – Géologie de la région du lac Thier (SNRC 33H/09). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-13, 22 pages, 1 plan.
- LE MAITRE, R.W. – STRECKEISEN, A. – ZANETTIN, B. – LE BAS, M.J. – BONIN, B. – BATEMAN, P. – BELLINI, G. – DUDEK, A. – EFREMOVA, S. – KELLER, J. – LAMEYRE, J. – SABINE, P.A. – SCHMID, R. – SØRENSEN, H. – WOOLLEY, A.R., 2002 – Igneous Rocks : A Classification and Glossary of Terms : Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous rocks. Cambridge University Press; 236 pages.
- LAMOTHE, D. – THÉRIAULT, R. – LECLAIR, A., 2000 – Géologie de la région du lac Nitchequon (SNRC 23E). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-14, 40 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.
- LARGE, R.R. – GEMMELL, J.B. – PAULICK, H. – HUSTON, D.L., 2001 – The alteration box plot : A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulphide deposits. *Economic Geology*; volume 96, pages 957-971.
- LARIVIÈRE, J.-F. – BANVILLE, R., 2009 – Salomon Project, report on exploration activities in 2008 on the Salomon property in the James Bay area. Exploration Midland, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 64528, 56 pages.
- LARIVIÈRE, J.-F. – BANVILLE, R., 2013 – Report on exploration activities in 2009-2012 on the Lasalle and Galinée group properties in the James Bay area. Exploration Midland, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 67512, 371 pages, 20 plans.
- LARIVIÈRE, J.-F. – BANVILLE, R. – GAGNON, R., 2009 – Report on explorations activities in 2008 on the Lasalle and Galinée group properties in the James Bay area. Exploration Midland, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 64679, 205 pages, 7 plans.
- LAROSE, P.-Y. – GOYER, M. – PICARD, M. – LAVOIE, L., 1978 – Projet vérifications d'anomalies géochimiques 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 et 127 cartes.
- LAVOIE, S., 2003 – Projet Aucumo (0257); Rapport sur la campagne d'exploration; année 2003. SOQUEM, rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 61567, 70 pages et 15 cartes.
- MARLEAU, R.A., 1975 – Geology and mineral potential of the Nitchequon area. Société de Développement de la Baie-James, rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 34057, 46 pages et 3 cartes.
- MARLEAU, R.A., 1979 – Étude préliminaire du potentiel en minéraux industriels & certains métalliques du territoire de la Baie James. Société de Développement de la Baie-James, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 38167, 128 pages.
- MARTIN, L., 1976 – James Bay geochemistry, 1975 data, numerical treatment and report. Société de Développement de la Baie-James, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34037, 1088 pages.
- McDONOUGH, W.F. – SUN, S.S., 1995 – Composition of the Earth. *Chemical Geology*, volume 120, pages 223-253.
- MORFIN, S., 2014 – Influence de la mise en place pervasive de magma d'anatexie sous forme de complexe d'injection dans la croûte continentale. Université du Québec à Chicoutimi, Saguenay, Canada; thèse de doctorat, 254 pages.
- MORFIN, S. – SAWYER, E.W. – BANDYAYERA, D., 2013 – Large volume of anatectic melt retained in granulite facies migmatites: An injection complex in northern Quebec. *Lithos*; volume 168-169, pages 200-218.
- PALME, H. – O'NEILL, H.S.T.C., 2004 – Cosmochemical estimates of Mantle Composition. *In* : Treatise on Geochemistry, volume 2 (Holland, H.D. and Turekian, K.K., editors). Elsevier, pages 1-38.
- ROSS, P.-S. – BÉDARD, J.H., 2009 – Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 46, pages 823-839.
- SAVARD, M., 2010 – Rapport Technique et Recommandations, Projet Wahemen. Mines Virginia, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 64999, 65 pages et 3 plans.
- SAWYER, E.W., 1998 – Formation and Evolution of Granite Magmas During Crustal Reworking: the Significance of Diatexites. *Journal of Petrology*; volume 39, pages 1147-1167.
- SHARMA, K.N.M., 1977 – La Grande Rivière area (1976 project), New-Quebec Territory. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV 493, 18 pages, 1 carte.
- 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.
- STOTT, G.M. – CORKERY, M.T. – PERCIVAL, J.A. – SIMARD, M. – GOUTIER, J., 2010 – A revised terrane subdivision of the Superior Province. *In* : Summary of field work and other activities 2010. Ontario Geological Survey; Open file report 6260, pages 20-1 à 20-7.
- THÉRIAULT, R., – BEAUSÉJOUR, S., 2012 – Carte géologique du Québec – Édition 2012. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2012-06, 8 pages et 1 plan.
- TREMBLAY, M. – MARLEAU, R.A., 1973 – Étude de la géologie et du potentiel minéral du territoire de la Baie-James. Société de Développement de la Baie-James, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34001, 1146 pages, 102 plans.
- TRÉPANIÉ, S., 2011 – Guide pratique d'utilisation de différentes méthodes de traitement de l'altération et du métasomatisme. Projet CONSOREM 2008-07. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 2011-13, 216 pages.
- TRINH, L., 2014 – Metamorphism in the La Grande Greenstone Belt – James Bay Region, Quebec, Canada. University of Waterloo; Honour Thesis, 68 pages.

- TURGEON, D. – OSWALD, R., 2007 – Reconnaissance géologique 2006-2007; Projet Laguiche, Québec. Mines Virginia, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 63308, 474 pages et 8 plans.
- VALLANCE, T.G., 1967 – Mafic Rock Alteration and Isochemical Development of Some Cordierite-Anthophyllite Rocks. *Journal of Petrology*; volume 8, pages 84-96.
- VEILLETTE, J.J., 1995 – New evidence for northwestward glacial ice flow, James Bay region, Quebec. *In* : Current Research, Part C. Geological Survey of Canada; paper 95-1C, pages 249-258.
- VINCENT, J.-S., 1989 – Le Quaternaire du sud-est du Bouclier Canadien. *In* : Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chapitre 3 (Fulton, R.J., éditeur). Commission géologique du Canada; Géologie du Canada, volume 1, pages 266-295.
- WINCHESTER, J.A. – FLOYD, P.A., 1977 – Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*; volume 20, pages 325-343.
- WODICKA, N. – LAMOTHE, D. – LECLAIR, A., 2009 – Géochronologie U-Pb du projet Ashuanipi. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; MB 2009-03, 21 pages.

ANNEXE 1 – Photographies



PHOTO 1 - Amphibolite dérivée de basalte, foliée et rubanée, Formation de Rouget (33H07, 2013-WC-7413).



PHOTO 2 - Amphibolite dérivée de basalte et zones d'altération centimétriques à diopside et quartz, Formation de Trieste (33H02, 2013-JG-1347).



PHOTO 3 - Granodiorite gneissique à biotite et à magnétite, Intrusion de Kamusaawach (33H02, 2013-CV-4217).

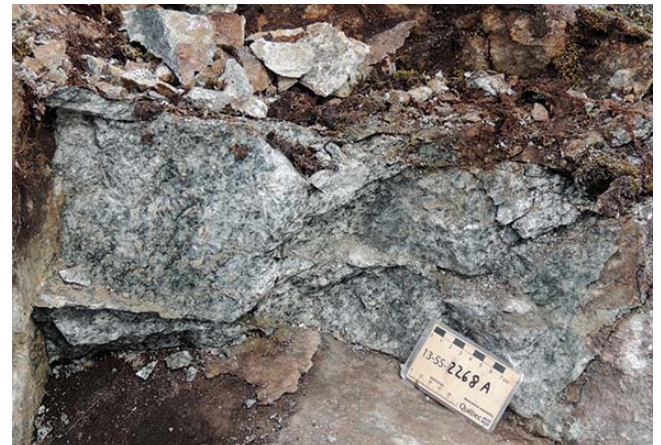


PHOTO 4 - Leucogabbro métamorphisé, Métagabbro de Sarane (33H02, 2013-SS-2268, site de l'échantillon de la datation U-Pb).



PHOTO 5 - Amphibolite mylonitisée et rubanée à diopside, Formation de l'Escale (33H07, 2013-JG-1423).



PHOTO 6 - Métatexite issue de paragneiss, à biotite, grenat, diopside et orthopyroxène, Formation de la Rivière Salomon (33H02, 2013-JG-1366).

ANNEXE 1 – Photographies (suite).

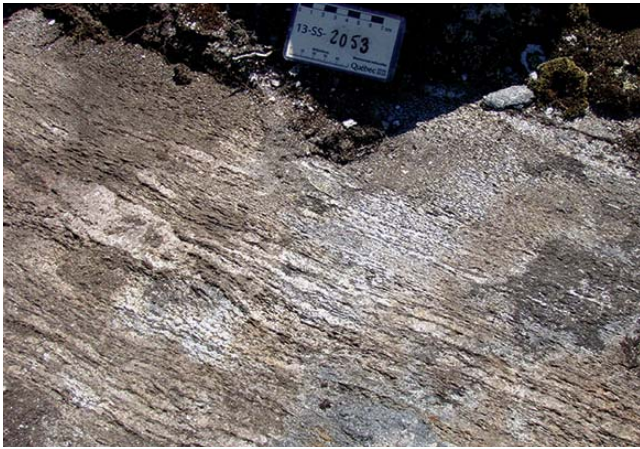


PHOTO 7 - Diatexite issue de paragneiss, rubanée à biotite et grenat, Formation de la Rivière Salomon (33H03, 2013-SS-2053).



PHOTO 8 - Gneiss dioritique rubané, avec injections de tonalite à biotite et amas de hornblende, Suite de Joubert (33H07, 2013-JJ-6544).



PHOTO 9 - Granite à biotite et magnétite, Pluton de Sauvolles (33H07, 2013-JG-1396, site de l'échantillon de la datation U-Pb).



PHOTO 10 - Granodiorite foliée à hornblende, chlorite et magnétite, Pluton de la Rivière Galinée (33H02, 2013-WC-7358).



PHOTO 11 - Granodiorite à phénocristaux de quartz, Pluton de Miramar (33H07, 2013-JJ-6395).



PHOTO 12 - Métatexite issue de paragneiss, foliée et plissée, Complexe de Laguiche (33H02, 2013-WC-7322).

ANNEXE 1 – Photographies (suite et fin).



PHOTO 13 - Granodiorite massive à biotite, hornblende et magnétite, porphyrique à phénocristaux de feldspath potassique blanchâtres avec enclaves de diorite, Pluton de Pichi, Suite de Richardie (33H03, 2013-JG-1351, site de l'échantillon de la datation U-Pb).



PHOTO 14 - Harzburgite porphyroblastique à hypersthène, phlogopite et amphibole, Suite de Lablois (33H03, 2013-JG-1312).

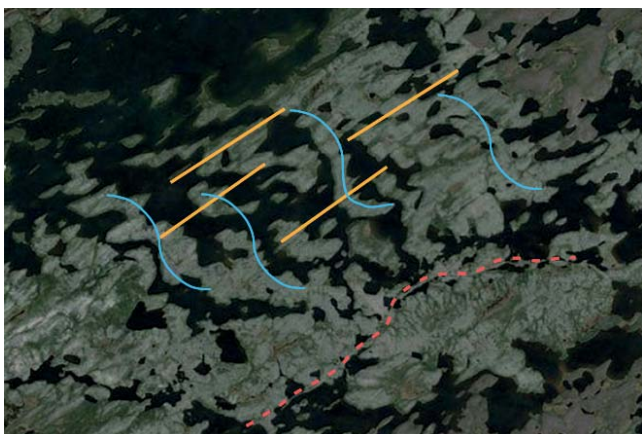


PHOTO 15 - Moraine de Rogen fuselée et esker visibles sur une image satellitaire (RapidEye, feuillet 33F07).



PHOTO 16 - Volcanite métasomatisée, niveau à cordiérite-anthophyllite-biotite, affleurement 2013-SS-2235 (33H02, 2013-SS-2235).

ANNEXE 2 – Description des échantillons et teneurs anormales de la région du lac Richardie.

SGDAC	Substance	SNRC	Estant	Nordant	Numéro d'échantillon	Description sommaire	Teneur ou valeur anormale en éléments
2012056739	Au	33H03	602909	5890114	2012-CD-3209A	Granite à HB-BO-MG-SN-EP	81 ppb Au
2013056877	Au	33H02	665345	5893252	2013-JJ-6383E1	Enclave (10 cm) de roche métasomatique à HB-GN-GR-CX-PO-PY-SR dans un paragneiss	22 ppb Au
2013058602	Au	33H02	649334	5893323	2013-SS-2041B	Niveau métasomatisé à HB-BO-GR-SF-DP dans un paragneiss	12 ppb Au
2013056558	Au Cu	33H02	660190	5881836	2013-SS-2173E1	Niveau métasomatisé (5 à 20 cm) à MO-PY-MG	19 ppb Au, 770 ppm Cu
2013056576	Au S	33H07	666002	5906226	2013-JG-1403A1	Mylonite de volcanite intermédiaire à HB-EP-MG-PY-SR-BO-SN	50 ppb Au, 13000 ppm S
2013056589	Au S	33H07	666049	5906345	2013-JG-1416B1	Niveau (40 cm) de chert à HB-GN-GR-MG-PY	29 ppb Au, 14600 ppm S
2013056578	Au S	33H07	666049	5906345	2013-JG-1416E1	Niveau (10 cm) de chert à HB-GN-GR-MG-PY	17 ppb Au, 10800 ppm S
2013056873	Cr	33H07	665934	5906328	2013-JG-1402A2	Péridotite à CM	0,61 % Cr ₂ O ₃ , 125 ppm Co
2013056534	ETR	33H02	634049	5899192	2013-JG-1341C1	Niveau d'amphibolite à PY	701 ppm ETR
2013056878	ETR	33H02	650708	5877012	2013-CV-4099A	Métatexite de paragneiss à BO-OX-GR	486 ppm ETR
2013058642	ETR	33H02	643063	5885317	2013-SS-2276B	Niveau (20 cm) de paragneiss à BO-GR-PY	425 ppm ETR
2013056532	ETR	33H03	632000	5877860	2013-JG-1301A1	Métatexite de monzodiorite à DP-BO-MG-SN	390 ppm ETR
2013056598	Fe	33H07	656579	5929256	2013-WC-7279A1	Formation de fer à GN-HB-HG-MG	24,8 % Fe
2013056538	Fe	33H02	638602	5901423	2013-JJ-6342A1	Formation de fer à GN-HB-MG-PO-PY	23,1 % Fe
2013056541	Fe	33H02	647793	5896265	2013-WC-7268A1	Formation de fer à GN-HG-MG	22,9 % Fe
2013056540	Fe	33H02	647637	5896166	2013-WC-7266A1	Formation de fer à HB-GN-MG-PO-BO	22,7 % Fe
2013056585	Fe	33H03	601816	5880473	2013-JJ-6412D1	Grenatite (1 m) à QZ-MG-GN dans un paragneiss	21,6 % Fe
2013056542	Fe	33H02	648169	5896314	2013-WC-7271A1	Formation de fer à GN-MG-HB	19,9 % Fe
2013056879	Hf Zr	33H02	650713	5899261	2013-CV-4153A	Schiste de granite à MV-SR-SM-QZ-AB	18,9 ppm Hf, 787 ppm Zr
2013056556	Ni	33H03	603755	5877632	2013-JG-1312A1	Métaharzburgerite à OX-PH-AM-MG	1290 ppm Ni, 26 ppm Cu
2013056557	Ni	33H03	610881	5876387	2013-WC-7221A1	Métawebstérite à olivine et à PH	1260 ppm Ni, 454 ppm Cu,
2013058633	Ni	33H03	609174	5875698	2013-JG-1429A	Métawebstérite à olivine et à PH	1260 ppm Ni, 17 ppm Cu
2013056871	Pt Pd Cr Ni	33H02	661015	5882563	2013-SS-2181A1	Lherzolite à TM-MG-CM-SL-ST	27,3 ppb Pt, 26,1 ppb Pd, 0,79 % Cr ₂ O ₃ , 133 ppm Co, 1560 ppm Ni
2013058618	S	33H07	654888	5913728	2013-CV-4097C	Niveau (30 cm) de chert à MG-GR-PY-AM-DP-PO-AG	35400 ppm S *
2013056573	S	33H02	645032	5895829	2013-CV-4204C1	Niveau (20 cm) d'amphibolite à HB, avec PY-MG	34500 ppm S *
2013058628	S	33H07	645264	5929069	2013-WC-7382D	Niveau (1 m) d'amphibolite à HB et DP, avec PO-PY	21500 ppm S *
2013058671	W	33H02	647266	5893758	2013-CV-4258A	Amphibolite avec une veinule de QZ-PG-SW-DP-SR	475 ppm W
2013056506	Y	33H02	639854	5895661	2013-JG-1346B1	Niveau (10 cm) de granite à BO, avec AP-SN-GR-EP	96,8 ppm Y

* : les analyses ont donné des teneurs en métaux inférieures ou égales aux valeurs suivantes: 353 ppm Cu, 276 ppm Ni, 359 ppm Zn, 2 ppb Au, 0,7 ppm Ag
 AB = albite; AG = augite; AM = amphibole; AP = apatite; BO = biotite; CM = chromite; CX = clinopyroxène; DP = diopside; EP = épidote; GN = grunérite, GR = grenat; HB = hornblende; MG = magnétite; MO = molybdénite; MV = muscovite; OX = orthopyroxène; PG = plagioclase; PH = phlogopite; PO = pyrrhotite; PY = pyrite; QZ = quartz; SF = sulfure; SL = spinelle; SM = sillimanite; SN = sphène; SR = séricite; ST = serpentine; SW = scheelite; TM = trémolite.

Résumé

La région du lac Richardie (33H02, 33H03 et 33H07) a été cartographiée à l'échelle 1/50 000 durant les étés 2012 et 2013. Elle est composée de roches archéennes des sous-provinces de La Grande et d'Opinaca et de dykes mafiques néoarchéens et paléoproterozoïques. Les roches de la Sous-province de La Grande comprennent des intrusions et des séquences volcano-sédimentaires mésoarchéennes et néoarchéennes, tandis que la Sous-province d'Opinaca est composée de migmatites, d'intrusions et de paragneiss, tous néoarchéens.

La région comprend 25 unités stratigraphiques et lithodémiques, dont six nouvelles unités (Formation de Trieste, Pluton de la Rivière Galinée, Métagabbro de Sarane, Formation de la Rivière Salomon, Suite de Richardie et Pluton de Pichi) et deux unités lithologiques. Des datations isotopiques U-Pb ont permis de mieux définir le cadre stratigraphique de ces unités.

Les roches du sud de la région ont été métamorphisées aux faciès des amphibolites et des granulites au Néoarchéen lors de deux épisodes principaux de métamorphisme à 2663 Ma et 2613 Ma.

L'orientation dominante de la foliation dans la Sous-province d'Opinaca est E-W avec un pendage modéré à fort vers le nord. Dans la Sous-province de La Grande, certains plutons ont une forme d'ellipsoïde à plongement vers l'est; d'autres unités possèdent une forme sigmoïdale. La Zone de cisaillement de Quentin représente la zone de contact entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca dans le feuillet adjacent à l'est (feuillet 33H04). Cette zone a été prolongée dans la région d'étude où elle sépare les roches de l'Intrusion de Kamusaawach et des paragneiss de Laguiche d'une part, et les amphibolites de Trieste et les roches de la Suite de Richardie d'autre part.

Bien qu'aucune analyse n'ait révélé des teneurs en métaux dépassant les seuils requis pour identifier un indice minéralisé, une nouvelle zone cartographiée représente une cible d'intérêt pour les minéralisations en métaux usuels. Il s'agit de bandes métriques à cordiérite-anthophyllite-biotite coupant des métavolcanites qui sont interprétées comme des zones d'altération volcanogène proximales métamorphisées.



Camp au lac Pelletan (photo de Jean Goutier)