

RG 2011-05

Géologie de la région du lac Kinglet (SNRC 33J-33K01 et 33K02)

Martin Simard et Isabelle Lafrance



Aurore boréale dans le secteur du lac de la Montagne du Pin.

Géologie de la région du lac Kinglet (SNRC 33J-33K01 et 33K02)

Martin Simard et Isabelle Lafrance¹

RG 2011-05

Mots-clés : Archéen, Supérieur, Minto, La Grande, minéralisation uranifère, volcano-sédimentaire, brèche hydrothermale

1. MRNF (Ministère des Ressources naturelles et de la Faune)

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC**Direction générale**

Robert Marquis

Bureau de l'exploration géologique du Québec

Sylvain Lacroix

Direction de l'information géologique du Québec

Luc Charbonneau

Lecture critique

Charles Gosselin

Édition

Joanne Nadeau, ing.

Dessin technique

Kathleen O'Brien et Frédérick St-Pierre

Photo de la page couverture

Anne-Marie Beauchamp

Document accepté pour publication le 3 mai 2011

Résumé

Ce levé géologique, réalisé au cours de l'été 2010 à une échelle de 1/250 000 dans le secteur du lac Kinglet, couvre le feuillet 33J et les feuillets 33K01 et 33K02. Le centre de la région est localisé à environ 60 km au nord-nord-est de la centrale hydroélectrique de LG-3.

La majeure partie de la région étudiée se trouve à l'intérieur du Domaine de Bienville de la Sous-province de Minto. Ce domaine est en contact intrusif avec les roches plus anciennes de la Sous-province de La Grande dans le coin sud-est de la région. La Sous-province de La Grande est constituée de grandes unités de tonalite, de gneiss tonalitique et dioritique et de roches supracrustales concentrées majoritairement dans les ceintures de Pie et de Griault. La Sous-province de Minto est constituée principalement d'intrusions potassiques de composition intermédiaire à felsique, à biotite ou à biotite et hornblende, d'intrusions à pyroxènes appartenant à une suite charnockitique et de diatexites à biotite vraisemblablement issues de la fusion de roches volcano-sédimentaires. Des roches supracrustales et des gabbros forment des lambeaux plurikilométriques dans les grandes unités intrusives du Domaine de Bienville. Les roches de la région sont recoupées par des intrusions granitiques archéennes tardives ainsi que par des dykes de diabase protérozoïques.

Les roches de la Sous-province de La Grande et du Domaine de Bienville possèdent des assemblages minéralogiques conformes au faciès des amphibolites. Les gneiss, les roches supracrustales et les gabbros ont été fortement recristallisés alors que les roches intrusives de composition intermédiaire à felsique possèdent une texture ignée et une paragenèse minérale qui reflètent les conditions initiales de leur mise en place.

Les roches de la région ont subi les effets de six phases de déformation D1 à D6. La première a été observée uniquement dans les enclaves, dans les roches volcano-sédimentaires et dans les gneiss. La seconde est à l'origine du développement de la foliation principale F2 observée dans toute la région. La phase D3 a produit des plis P3 E-W et est responsable du grain dominant de la Sous-province de La Grande. La phase D4 est à l'origine du grain structural NW-SE du Domaine de Bienville marqué par la réorientation de F2, la production de plis P4 et le développement d'un réseau de failles ductiles. La phase D5 est responsable de grandes failles E-W à ENE-WSW et la phase D6 correspond à un réseau de failles cassantes NNW-SSE à NW-SE d'âge protérozoïque.

Nos travaux ont permis de mettre au jour plusieurs nouveaux sites d'intérêt économique associés à différents contextes géologiques. Des minéralisations en métaux rares identifiées dans des granites sont associées à des phases pegmatitiques, à de l'hydrothermalisme tardif le long de failles et à de la fusion partielle dans des séquences de paragneiss. Des zones de brèches et de stockwerks coïncident avec des anomalies géochimiques de sédiments de lac en $\text{Mo} \pm \text{Cu} \pm \text{Zn}$, un contexte similaire à celui du gîte de Tilly (porphyre de Mo-Cu) localisé à moins de 20 km du coin sud-est de la région. De nombreuses zones rouillées et sulfurées ont été trouvées dans les roches volcaniques, dans des paragneiss et dans des formations de fer, à l'intérieur de ceintures volcano-sédimentaires et dans les diatexites.

Table des matières

INTRODUCTION	6
Localisation et accès.....	6
Méthodologie	6
Travaux antérieurs	7
Remerciements	8
GÉOLOGIE RÉGIONALE	8
LITHOSTRATIGRAPHIE.....	9
Archéen	9
Sous-province de La Grande	9
Complexe de Langelier (Algl).....	9
Ceinture de Pie (nouvelle unité, Apie)	12
Ceinture de Griault (nouvelle unité, Agri).....	13
Suite de Coates (Acoa).....	14
Intrusion de Moly (Amol)	14
Sous-province de Minto (Domaine de Bienville)	15
Ceinture de Nougères (nouvelle unité, Angr)	15
Ceinture de Bailloud (nouvelle unité, Abal)	16
Suite de Châteauguay (Achg).....	16
Suite de Loups Marins (Alma)	16
Unité de roches intrusives à orthopyroxène (Alma2)	17
Unité de roches intrusives à clinopyroxène (Alma1)	17
Suite de Salleneuve (Asln)	17
Pluton de Radisson (Arad).....	18
Suite de Desbergères (Adeb).....	19
Unité de granite et de granodiorite homogènes (Adeb1)	19
Unité de granite et de granodiorite hétérogènes (Adeb2)	19
Unité de granite et de granodiorite à texture porphyroïde (Adeb3)	19
Suite de Kinglet (nouvelle unité, Akin)	20
Intrusions tardives	20
Suite de Tramont (Atra)	20
Protérozoïque	20
Essaim de Mistassini (Pmib)	21
Dykes de Senneterre (Psen).....	21
LITHOGÉOCHIMIE	21
Roches volcano-sédimentaires.....	22
Intrusions felsiques et intermédiaires	22
MÉTAMORPHISME.....	26
Roches volcano-sédimentaires et gabbro.....	26
Roches intrusives felsiques à intermédiaires	27
Suite de Loups Marins.....	27
Suite de Kinglet.....	27
Altération hydrothermale.....	27

GÉOLOGIE STRUCTURALE.....	28
Contexte régional	28
Phases de déformation et éléments structuraux associés.....	28
Analyse structurale	29
Failles régionales.....	31
Failles NW-SE.....	32
Failles E-W à ENE-WSW	32
Les failles cassantes tardives NNW-SSE à NW-SE	32
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	33
Historique.....	33
Résultats de la campagne de terrain.....	33
Sites d'intérêt associés à des granites enrichis en métaux rares.....	33
Sites d'intérêt associés à des zones de brèches et de stockwerks.....	35
Sites d'intérêt associés aux ceintures et lambeaux volcano-sédimentaires	35
Ceinture de Pie	38
Ceinture de Griault.....	38
Ceinture de Nougères.....	38
Ceinture de Bailloud	38
Sites d'intérêt associés à des enclaves de formations de fer et de paragneiss	39
Sites d'intérêt associés à des intrusions intermédiaires et ultramafiques	39
CONCLUSIONS.....	39
RÉFÉRENCES	41
ANNEXE – Photographies	44
HORS-TEXTE	
Géologie 1/250 000, 33J-33K01-33K02 – Région du lac Kinglet	Carte RG 2011-05-C001

INTRODUCTION

Ce levé géologique a été réalisé au cours de l'été 2010 dans la région du lac Kinglet. Il s'insère dans un projet de trois ans visant à compléter la cartographie géologique au 1/250 000 et à évaluer le potentiel minéral de la partie sud du Domaine de Bienville (Sous-province de Minto; figure 1). La région cartographiée en 2010 correspond au feuillet 33J et au coin sud-est du feuillet 33K (feuilles 33K01 et 33K02). Elle couvre une superficie d'environ 16 000 km² comprise entre les longitudes 74° 00' et 77° 00' et les latitudes 54° 00' et 55° 00'. Cette région est constituée de roches archéennes appartenant à la partie sud de la Sous-province de Minto et à l'extrémité nord de la Sous-province de La Grande, deux subdivisions de l'est de la Province du Supérieur. Nos travaux ont permis de préciser la nature et les limites de ces deux sous-provinces, de décrire les unités stratigraphiques et le contexte structural de cette région et d'en évaluer le potentiel minéral.

Localisation et accès

Le centre de la région du lac Kinglet est situé à environ 60 km au nord-nord-est de la centrale hydroélectrique de LG-3 (figure 2). Une route gravellée, accessible à partir de la Transtaïga, donne accès aux digues situées au nord du réservoir et de la centrale LG-3 jusque dans le secteur du lac de la Montagne du Pin où était localisé le camp de base. Les nombreux lacs permettent d'accéder à l'ensemble du territoire à partir d'une base d'hydravion localisée dans le secteur de LG-4 (environ 150 km au sud-est du centre de la région) ou à l'aide d'un avion amphibie à partir de l'aéroport de Radisson (environ 200 km au sud-ouest).

Méthodologie

Les travaux de terrain ont été réalisés par une équipe de six géologues et de six assistants. Ils se sont échelonnés sur une période de 11 semaines entre les mois de juin et août 2010.

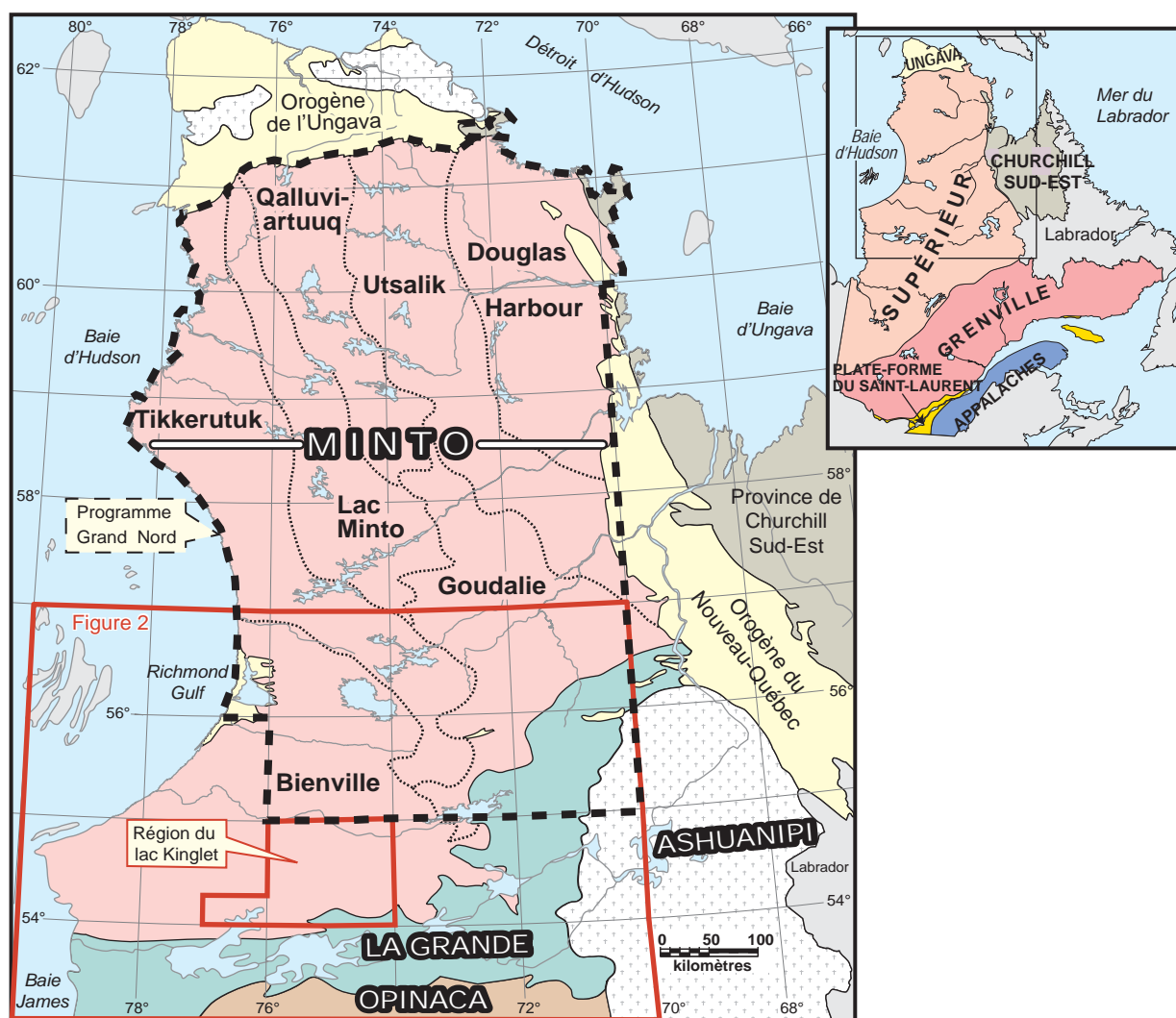


FIGURE 1 - Localisation de la région du lac Kinglet et des principales divisions géologiques du nord-est de la Province du Supérieur.

La majorité de la superficie de la région, excluant le secteur nord du réservoir Robert-Bourassa (SNRC 33K01), a été couverte par des cheminements sur le terrain. Les équipes de cartographie, composées d'un géologue et d'un assistant, étaient positionnées par hélicoptère à partir du camp de base (figure 2). Les cheminements avaient une longueur variant entre 7 et 10 km et étaient espacés de 4 à 10 km. Le nord du réservoir Robert-Bourassa a été couvert par des séries de sauts à l'aide de l'hélicoptère.

Plusieurs échantillons représentatifs des unités lithologiques (147) et des zones minéralisées (56) ont été analysés pour les éléments majeurs et les éléments traces. Les lames minces de roches (275) ainsi que les lames polies (44) ont été étudiées pour caractériser les diverses unités stratigraphiques et décrire les zones minéralisées. La surface d'environ 230 échantillons provenant d'intrusions felsiques et intermédiaires a été attaquée à l'acide fluorhydrique et colorée à l'aide d'une solution de cobaltinitrite afin d'évaluer la proportion de feldspath potassique contenue dans ces échantillons. Trois échantillons ont été prélevés aux fins d'analyse isotopique U-Pb. Ces échantillons ont été traités au centre de recherche du GEOTOP à l'Université du Québec à Montréal. Les âges U-Pb sont fournis dans ce rapport (tableau 1) et les données analytiques sont présentées dans un autre document (David

et al., 2011). Les cartes géologiques, les données de terrain qui s'y rattachent ainsi que les résultats des analyses géochimiques sont intégrés au système d'information géomineière (SIGÉOM) du Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec (MRNF).

Travaux antérieurs

La région du lac Kinglet a été entièrement couverte par un levé géologique de reconnaissance à l'échelle de 1/1 000 000 réalisé par la Commission géologique du Canada durant les années 1957, 1958 et 1959 (Eade, 1966). Ciesielski (1998) a réalisé une carte de compilation géologique de la partie orientale de la Province du Supérieur (1/1 000 000), qui englobe la région du lac Kinglet, ainsi qu'une étude géologique et géochimique de la partie occidentale de la Sous-province de Bienville et des zones adjacentes (Ciesielski, 2000). En 1995, Chartrand et Gauthier (1995) ont présenté le cadre géologique et le potentiel minéral des roches archéennes du bassin de la Grande Rivière incluant une partie de la région. Outre ces travaux, plusieurs levés géologiques sont limitrophes à la région étudiée (figure 2). Il s'agit des travaux de cartographie au 1/50 000 de Goutier *et al.* (2001a; 2001b) au sud-ouest, des travaux de reconnais-

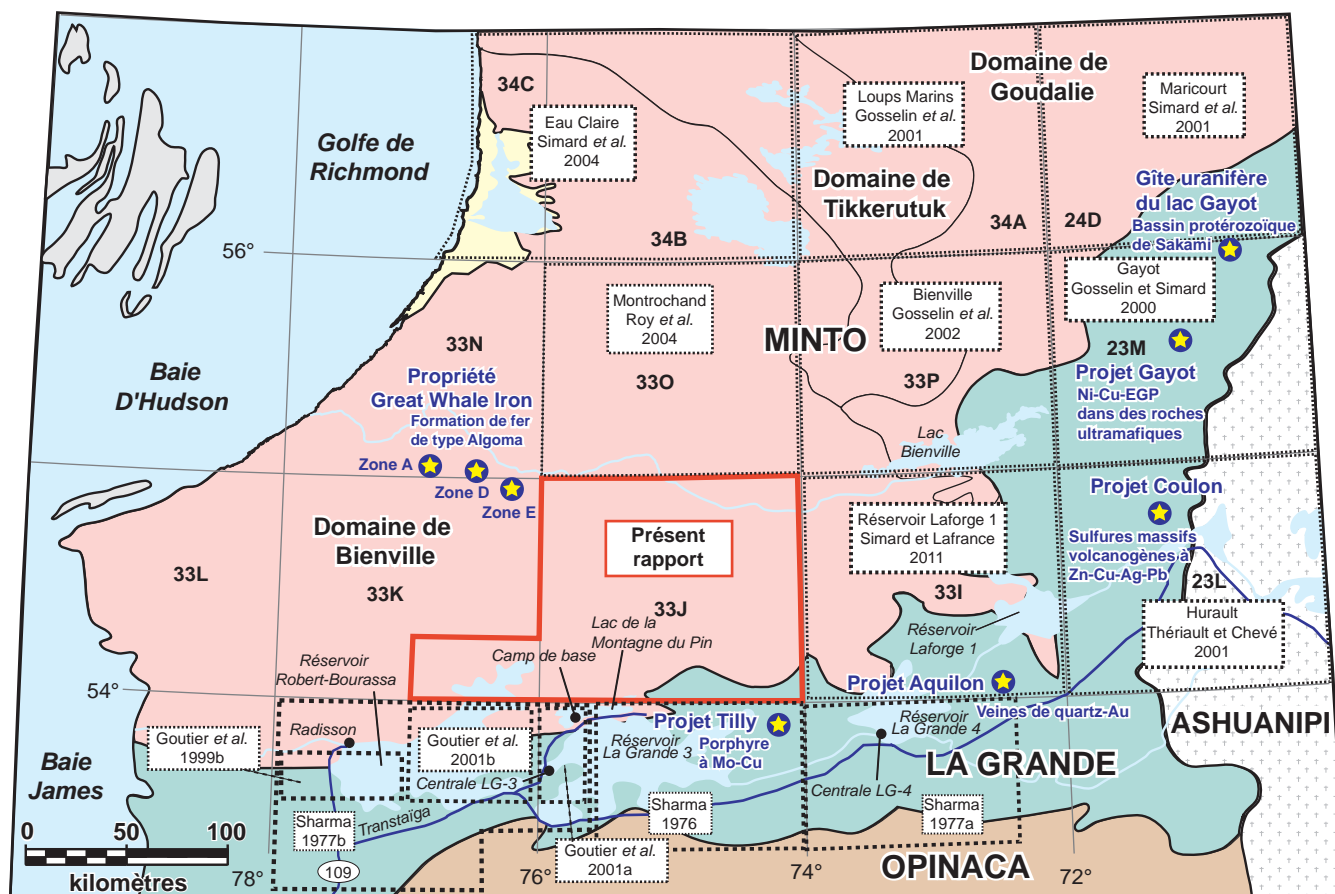


FIGURE 2 - Géologie régionale montrant les limites des grands ensembles géologiques régionaux, les principaux gîtes connus et la localisation des principaux projets de cartographie géologique limitrophes à la région du lac Kinglet.

sance de Sharma à l'échelle de 1/125 000 le long du bassin de la Grande Rivière au sud-est (Sharma, 1977a), au sud (Sharma, 1976) et au sud-ouest (Sharma, 1977b) ainsi que des levés géologiques au 1/250 000 de Simard et Lafrance (2011) à l'est, de Gosselin *et al.* (2002) au nord-est et de Roy *et al.* (2004) au nord.

Des levés aéromagnétiques (Dion et Lefebvre, 2006 et Commission géologique du Canada, 2011) et gravimétriques (Commission géologique du Canada, 1994) couvrent la région. Un nouveau levé magnétique aéroporté, réalisé en 2010, couvre le quart sud du feuillet 33J et les feuillets 33K01 et 33K02 (D'Amours, 2011). Les traverses de ce levé ont été effectuées sur des lignes de vol espacées au 250 m à une hauteur nominale de 100 m. De nombreux levés de géochimie de sédiments de lac, réalisés à la fin des années cinquante par la SDBJ, touchent la région et offrent une bonne distribution d'échantillons sur l'ensemble du territoire. Plusieurs réanalyses ont été effectuées depuis cette époque. Les résultats de tous ces levés ont été compilés et sont disponibles à partir du système d'information géographique (SIGÉOM) du MRNF.

Remerciements

Nous tenons à remercier tous les membres de l'équipe de cartographie pour leur travail efficace et leur enthousiasme tout au long de l'été. L'équipe comprenait, en plus des auteurs, les géologues Martin Parent, Lynda Paquette, Alexandra Fliszár et Samuel Morfin et les étudiants stagiaires Anne-Marie Beauchamp, Gabrielle Rochefort, Véronique Lafrance, Alexandre Talbot, Benoît Charrette, Janin Couture-Côté et Wafaa Dadda. Nous remercions le cuisinier Yves Brisson et l'homme de camp Aurèle Noël pour leur excellent travail. Le transport sur le terrain a été assuré par la compagnie d'hélicoptère Panorama. Nous remercions les pilotes Jonathan Beaumont et Christian Gysi. Kathleen O'Brien a réalisé le dessin technique des cartes géologiques à l'aide du logiciel ArcGIS. Nous remercions Daniel Lamothe qui nous a fourni des cartes d'anomalies géochimiques de sédiments de lac identifiées à partir de ses travaux ainsi qu'Isabelle D'Amours qui a préparé les cartes géophysiques à différentes échelles. Enfin, nous tenons à remercier Charles Gosselin du MRNF pour la lecture critique de ce manuscrit et Joanne Nadeau du MRNF pour son travail d'édition.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

La région du lac Kinglet est constituée d'unités archéennes appartenant à la partie nord-est de la Province du Supérieur (figure 1). Cette partie du Supérieur a été divisée en quatre sous-provinces par Card et Ciesielski (1986) : 1) la Sous-province volcano-plutonique de La Grande, au sud; 2) la Sous-province plutonique de Bienville, au centre; 3) la sous-province gneissique de haut grade métamorphique

d'Ashuanipi, à l'est; et 4) la Sous-Province de Minto, au nord. Les travaux de la Commission géologique du Canada, réalisés dans certains secteurs ciblés de la Sous-province de Minto entre 1990 et 1997, ont permis de redéfinir les limites de ces sous-provinces et de subdiviser la Sous-province de Minto en plusieurs domaines lithotectoniques d'après des critères aéromagnétiques, lithologiques et structuraux (Percival *et al.*, 1992 et 1997). Percival *et al.* (1992) mentionnent également que la Sous-province de Minto semble constituée en majeure partie de roches plutoniques plus ou moins déformées plutôt que de roches gneissiques comme l'avaient proposé Card et Ciesielski (1986). Par la suite, Ciesielski (1998) modifie les contacts des sous-provinces de Bienville, de Minto et d'Ashuanipi en se basant principalement sur les contrastes abrupts de la signature magnétique. Finalement, la cartographie systématique du nord-est de la Province du Supérieur au 1/250 000, réalisée par le MRNF entre 1998 et 2003 (Programme Grand Nord, figure 1), a permis de redéfinir ces grands ensembles lithotectoniques, de confirmer le caractère plutonique de la Sous-province de Minto et de considérer la Sous-province de Bienville comme un domaine à l'intérieur de la Sous-province de Minto (Leclair, 2008; Simard, 2008).

La région du lac Kinglet se trouve à l'intérieur du Domaine de Bienville de la Sous-province de Minto, à l'exception d'une bande étroite au sud-est qui appartient à la Sous-province de La Grande. La Sous-province de Minto couvre une vaste superficie dans le nord-est de la Province du Supérieur (figure 1). Cette sous-province témoigne d'une évolution complexe échelonnée sur 1,2 Ga et faisant intervenir plusieurs événements successifs de croissance et de remaniement de la croûte archéenne (Leclair, 2008). Cette évolution est marquée par un changement magmatique brusque autour de 2740 Ma. La période avant 2740 Ma est caractérisée par un magmatisme tonalitique et par du volcanisme principalement mafique et d'affinité tholéitique. Après cette période, le magmatisme est surtout potassique et le volcanisme est felsique et d'affinité calco-alcaline. Cette époque est également marquée par un magmatisme charnockitique très répandu dans l'ensemble de cette sous-province. La distribution spatiale des unités stratigraphiques représentant les vestiges de ces différents événements a été en bonne partie à l'origine de la redéfinition des différents domaines de la Sous-province de Minto par le MRNF (figure 1). Le grain structural régional du Minto varie de NNW-SSE, dans la moitié sud, à N-S dans la moitié nord. Les roches de la Sous-province de Minto possèdent des paragenèses minérales qui témoignent d'un métamorphisme régional généralement au faciès des amphibolites, mais qui atteint, dans certains secteurs, celui des granulites. Le Domaine de Bienville correspond à la partie sud-ouest de la Sous-province de Minto (figure 1). Il est constitué majoritairement de roches plutoniques dont les âges se situent entre 2735 et 2695 Ma. Le Bienville est caractérisé par l'abondance d'intrusions de granite, de granodiorite et de monzodiorite. Il comprend aussi des unités de roches

intrusives à pyroxènes de composition intermédiaire à felsique typiques du Domaine de Tikkerutuk et des lambeaux de roches tonalitiques semblables à celles du Domaine de Goudalie (figure 1).

La Sous-province de La Grande est orientée E-W jusqu'à la limite ouest de la Sous-province d'Ashuanipi où elle bifurque vers le nord et prend une orientation NE (figure 1). Elle est constituée de roches plutoniques felsiques, principalement de composition tonalitique, dans lesquelles se trouvent de nombreuses ceintures de roches supracrustales déformées et métamorphisées. Cette sous-province est caractérisée par la présence d'unités anciennes de roches volcaniques (2880 à 2820 Ma) et de gneiss tonalitique et dioritique (3360 à 2788 Ma) recoupés par plusieurs phases de tonalites plus jeunes (2740 à 2710 Ma). Elle comprend également une séquence volcano-sédimentaire plus jeune (2732 Ma) localisée dans la partie occidentale de la Sous-province. Le métamorphisme régional varie du faciès des schistes verts au faciès supérieur des amphibolites. Contrairement à la Sous-province de Minto, la Sous-province de La Grande est dépourvue d'intrusions felsiques à orthopyroxène (suites charnockitiques).

Le contact entre les sous-provinces de La Grande et de Minto est de nature intrusive et aucune structure majeure ne semble marquer la limite entre ces deux grands ensembles. Goutier *et al.* (2001a) ont également mentionné la nature intrusive de ce contact au sud-ouest de notre région.

LITHOSTRATIGRAPHIE

La région du lac Kinglet est constituée de roches intrusives et métamorphiques d'âge archéen appartenant à la Province du Supérieur, recoupées localement par des dykes de diabase d'âge protérozoïque. Toutes les roches ont été groupées en unités lithodémiques selon les normes du code stratigraphique nord-américain (MER, 1986). L'ordre stratigraphique présenté à la figure 3 et sur la légende de la carte géologique (hors-texte) a été établi en considérant les limites des sous-provinces et est basé sur nos données géologiques et géochronologiques (tableau 1 et figure 3) ainsi que sur celles des autres régions où les mêmes unités ont été identifiées.

TABLEAU 1 - Résultats des datations U-Pb effectuées sur des échantillons de la région du lac Kinglet. Les sites d'échantillonnage sont localisés sur la figure 3. Les données analytiques sont présentées dans David *et al.* (2011).

Numéro de site	Localisation UTM (Nad83) Zone 18	Numéro d'échantillon (terrain)	Unité stratigraphique	Âge de cristallisation	Lithologie
1	489913E 5995309N	MS-182-A-10	Acoa1	2709,5 ± 5,6 Ma	Tonalite foliée et homogène à biotite
2	515026E 6067817N	MS-215-A-10	Akin	2705,2 ± 2,1 Ma	Diatexite hétérogène et rubanée à biotite de composition granodioritique (altérée en chlorite-séricite)
3	564388E 6021150N	MP-1228-A-10	Asln1	2696,8 ± 3,5/-2,8 Ma	Monzodiorite quartzifère, foliée à hornblende et à texture porphyroïde

Archéen

Sous-province de La Grande

La Sous-province de La Grande occupe une superficie restreinte dans le sud-est de la région (figure 3). Elle est caractérisée par une faible signature magnétique régionale qui contraste avec la forte anomalie positive localisée juste au nord du contact avec le Domaine de Bienville (figure 4). La Sous-province de La Grande est constituée d'unités tonalitiques et de ceintures volcano-sédimentaires. Les unités tonalitiques comprennent les gneiss tonalitiques et dioritiques et les tonalites gneissiques du Complexe de Langelier (3360 à 2788 Ma) ainsi que les leucotonalites foliées et homogènes de la Suite de Coates (2740 à 2710 Ma). Les roches volcano-sédimentaires sont concentrées dans les ceintures de Pie et de Griault. Ces roches supracrustales n'ont pas été datées, toutefois, plusieurs âges entre 2847 et 2810 Ma ont été obtenus dans les roches volcano-sédimentaires des régions avoisinantes (Goutier *et al.*, 2002; Simard et Lafrance, 2011; Bandyayera *et al.*, 2011 et en préparation). Mentionnons également qu'une séquence volcano-sédimentaire plus jeune, le Groupe de Yasinski (2732 Ma), a été identifiée au sud-ouest de notre région (Goutier *et al.*, 2001a et 2001b). L'intrusion tonalitique et granodioritique de Moly, reconnue au sud par Bandyayera *et al.* (en préparation), a été poursuivie dans le sud-est de notre carte. Les unités tonalitiques de la Sous-province de La Grande sont introduites au nord par les intrusions potassiques du Domaine de Bienville.

Complexe de Langelier (Algl)

Le Complexe de Langelier a été défini par Goutier *et al.* (1999a) dans la région des lacs Langelier et Threefold. Il représente une unité importante et étendue dans la partie ouest de la Sous-province de La Grande (Goutier *et al.*, 1998a, 1998b, 1999a, 1999b, 2000, 2001a, 2001b, 2002; Bandyayera *et al.*, 2011 et en préparation). Goutier *et al.* (1999a) ont divisé le complexe en trois unités : 1) une unité de gneiss tonalitique (Algl1); 2) une unité de diorite granoblastique à hornblende (Algl2); et 3) une unité de tonalite foliée à gneissique (Algl3). Les datations effectuées à cinq

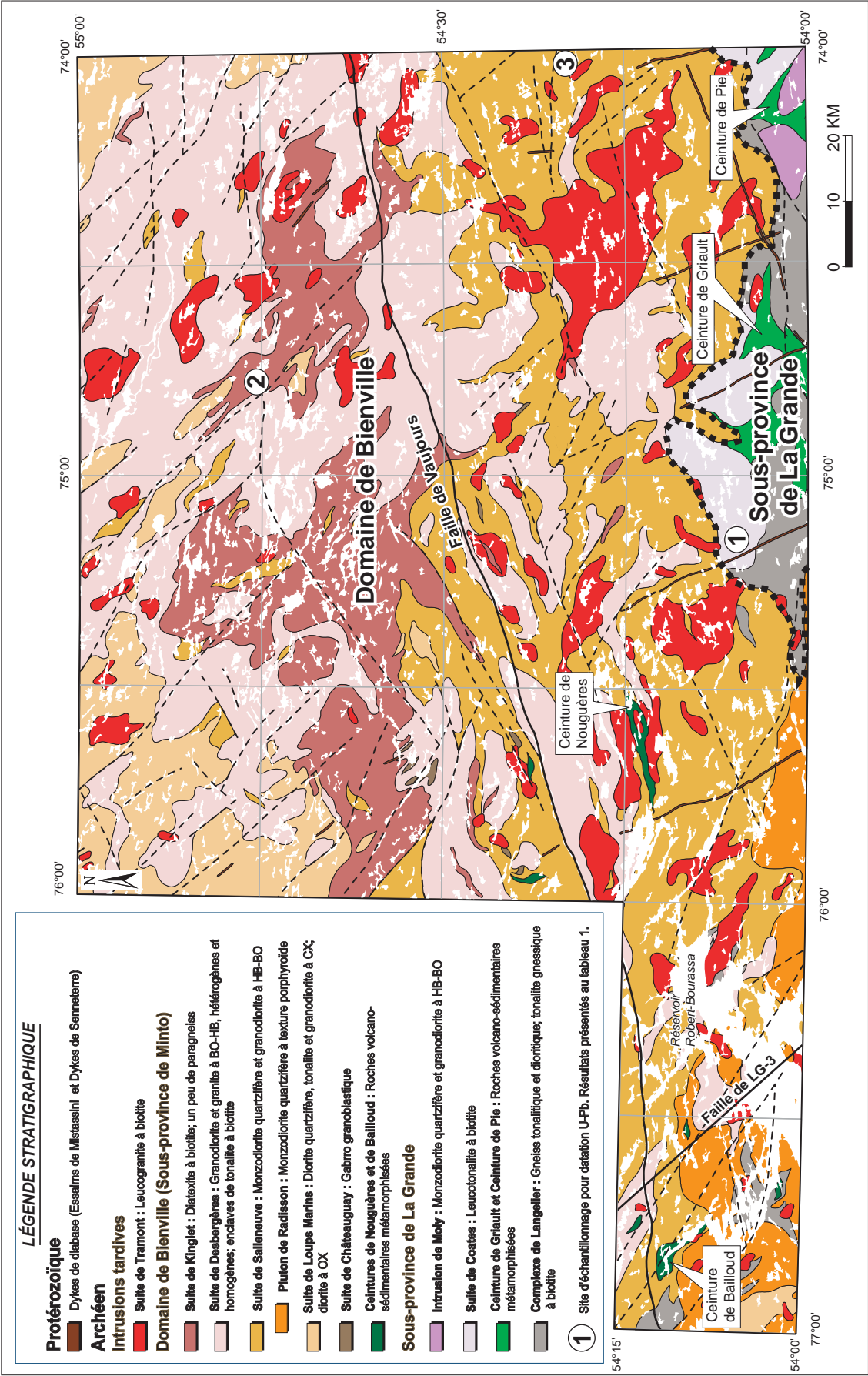


FIGURE 3 - Géologie simplifiée de la région du lac Kinglet.

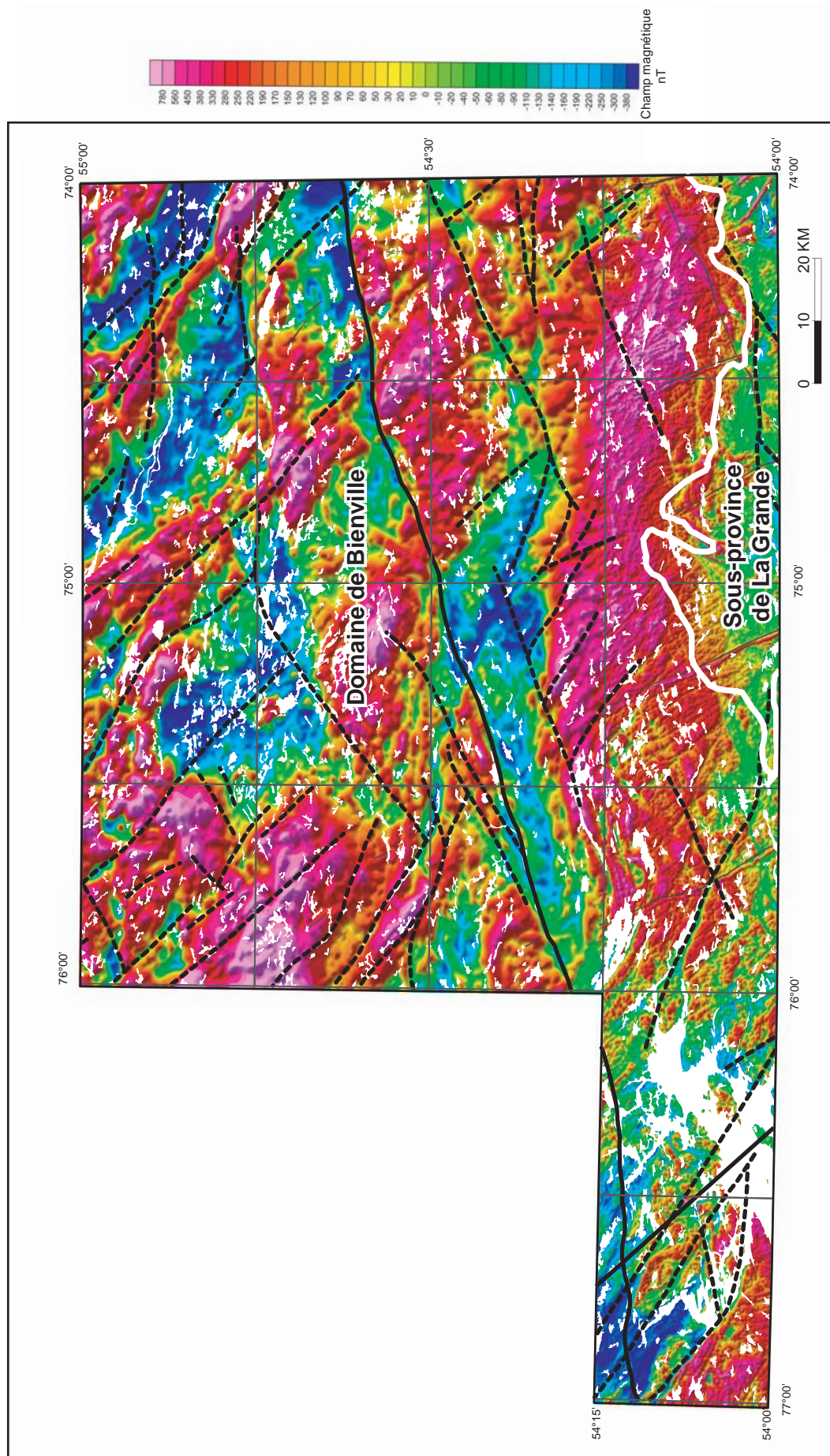


FIGURE 4 - Composante résiduelle du champ magnétique total avec relief topographique ombragé de la région du lac Kinglet (modifié de D'Amours, 2011 et des données aéromagnétiques de la CGC).

endroits dans le complexe ont donné des âges compris entre 3360 et 2788 Ma (Parent, 2011). Dans l'est et le nord-est de la Sous-province de La Grande, des gneiss rubanés de composition dioritique à tonalitique qui s'apparentent à ceux de l'unité Algl1 du Complexe de Langelier ont été assignés à la Suite de Brésolles (Gosselin et Simard, 2000; Simard *et al.*, 2001 et 2009; Thériault et Chevé, 2001; Gosselin *et al.* 2001 et 2002; Simard et Lafrance, 2011) dont l'âge varie entre 2842 et 2807 Ma (Simard, 2008; Simard *et al.*, 2009).

Les unités Algl1 et Algl3 ont été reconnues à l'intérieur de la Sous-province de la Grande, dans la partie sud de la région du lac Kinglet (carte hors-texte).    l'intérieur de ces unités, des diorites granoblastiques équivalentes à celles de l'unité Algl2 de Goutier *et al.* (1999a) forment des niveaux métriques à décamétriques non cartographiables dans l'unité Algl1 et se trouvent en enclaves dans les tonalites foliées de l'unité Algl3. Ces diorites sont gris foncé, altérées gris brunâtre, bien foliées, finement grenues et complètement recristallisées. Dans l'extrémité occidentale de la région, des lambeaux constitués d'un mélange de gneiss tonalitique, de tonalite foliée et de diorite granoblastique, similaires aux roches du Langelier, sont encaissés dans les intrusions potassiques de la Sous-province de Minto. Ces lambeaux ont été assignés à une unité non divisée du Complexe de Langelier (Algl; carte hors-texte) et sont interprétés comme de grosses enclaves provenant de la Sous-province de La Grande.

L'unité gneissique (Algl1) forme un ensemble rubané constitué d'une alternance de bandes centimétriques à décimétriques de tonalite gris clair à biotite, de diorite quartzifère gris moyen à biotite + hornblende et de diorite gris foncé à hornblende + biotite. Chacune de ces lithologies a elle-même un aspect laminaire à finement rubané (photo 1, en annexe) en raison de la concentration préférentielle des minéraux mafiques en petites bandes millimétriques à centimétriques probablement produites par une ségrégation minérale. La tonalite constitue la lithologie dominante de l'unité et se présente également en niveaux métriques intercalés dans la séquence rubanée. Les roches de l'unité Algl1 ont une granulométrie fine à moyenne et possèdent une texture granoblastique bien développée. Les grains de quartz et de feldspath sont légèrement étirés dans le sens du rubanement, ce qui suggère qu'ils ont été déformés et alignés après la recristallisation de la roche. Les minéraux mafiques sont bien orientés dans le sens de la gneissosit   et leur proportion varie entre 5 et 10 % dans la tonalite, entre 10 et 20 % dans la diorite quartzifère et entre 25 et 40 % dans la diorite.

L'unité de tonalite foliée (Algl3) est constituée d'une tonalite à biotite, homogène, bien foliée, localement gneissique, de cassure grisâtre et possédant une patine gris clair à gris blanchâtre. La roche a une granulométrie fine à moyenne et est partiellement recristallisée. La biotite, qui représente moins de 10 % de la roche, se présente en petits feuillets disséminés bien alignés dans la foliation. La tonalite foliée de l'unité Algl3 se compare à certaines tonalites foliées

assignées à la Suite de Coates dans la région du réservoir Laforge 1 (figure 2), juste à l'est de notre région; une de ces tonalites a donné un âge de 2743 +6/-4 Ma (David *et al.*, 2011). Les tonalites de l'unité Algl3 localisées juste au sud de la Ceinture de Griault contiennent des enclaves de roches volcano-sédimentaires, indiquant que les tonalites sont plus jeunes que les roches de cette ceinture. La Ceinture de Griault n'a pas été dat  e. Plusieurs roches supracrustales ont donné des âges entre 2847 et 2810 Ma dans les régions voisines. Rappelons toutefois que juste au sud-ouest de notre région, des roches volcano-sédimentaires ont été assignées au Groupe de Yasinski, une unité beaucoup plus jeune (2732 +8/-6 Ma). Ainsi, si les roches de la Ceinture de Griault étaient contemporaines au Groupe de Yasinski, les tonalites de l'unité Algl3 qui contiennent les enclaves de roches volcano-sédimentaires au sud de la Ceinture de Griault, seraient reliées à un   v  nement magmatique tonalitique beaucoup plus jeune que celui du Langelier.

Ceinture de Pie (nouvelle unité, Apie)

La Ceinture de Pie est une nouvelle unité introduite simultanément dans notre région et dans celle du secteur ouest du réservoir La Grande-3 (Bandyayera *et al.*, en préparation) pour décrire une ceinture volcano-sédimentaire d'approximativement 15 km de longueur sur 2 à 6 km de largeur localisée dans le sud-est du feuillet 33J (figure 3; carte hors-texte) et le nord-est du feuillet 33G. Elle a été divisée en 4 unités informelles : 1) une unité de laves mafiques (Apie1); 2) une unité de pyroclastites intermédiaires (Apie2); 3) une unité de grauwa  e feldspathique (Apie3); et 4) une unité de formation de fer (Apie4). Bandyayera *et al.* (en préparation) mentionnent que la Ceinture de Pie s'est mise en place avant 2746 Ma, puisqu'elle est recoupée par l'Intrusion de Moly dont la phase tonalitique a été dat  e à 2746 Ma (Chapon *et al.*, 2010). Rappelons également que plusieurs roches supracrustales ont donné des âges entre 2847 et 2810 Ma dans régions avoisinantes (Goutier *et al.*, 2002; Simard et Lafrance, 2011; Bandyayera *et al.*, 2011; Bandyayera *et al.*, en préparation).

L'unité de laves mafiques (Apie1) représente l'assemblage lithologique le plus répandu de la Ceinture de Pie. Toutefois, elle n'est représentée, dans notre région, que par deux affleurements localisés à la limite sud-est de la carte. On y observe un basalte vert foncé, finement    très finement grenu, folié et recristallisé. Les textures volcaniques primaires ont été oblitérées par le métamorphisme et la déformation. Le basalte se compose de cristaux de hornblende verte (~60 %) et de grains de plagioclase moyennement à fortement séricitisés. Il contient également un peu de quartz (< 4 %), de chlorite (3 à 5 %), d'ilménite (2 à 5 %), de biotite (< 2 %) et des sulfures (1 à 3 %). L'unité Apie1 renferme également des niveaux décimétriques de roches pyroclastiques similaires aux roches de l'unité Apie2 ainsi que quelques niveaux métriques blanchâtres de composition dacitique    cummingtonite (25 %) et biotite (4 %).

L'unité de pyroclastites intermédiaires (Apie2), localisée dans les parties centrale et nord de la ceinture, est l'unité la mieux représentée dans notre région (carte hors-texte). Elle est constituée de tufs andésitiques à dacitiques gris foncé à patine pâle de couleur gris verdâtre. Il s'agit principalement de tufs recristallisés constitués de cristaux (0,5 à 2 mm) ou de fragments (1 à 5 mm) qui baignent dans une matrice très fine composée de plagioclase séricitisé, de baguettes de hornblende verte alignées dans la foliation, et d'un peu de quartz. Les cristaux consistent en quartz et en hornblende et les fragments sont de composition mafique (hornblende + biotite) ou felsique (plagioclase altéré (séricite + épidote) + quartz \pm hornblende). Ces phénocristaux et ces fragments sont bordés de minéraux mafiques et ont la forme de lentilles aplaties et alignées dans la foliation. Les roches de composition dacitique sont principalement à biotite et renferment du feldspath potassique sous forme de phénocristaux et de petits grains dans la matrice. Les minéraux accessoires observés dans les tufs de l'unité Apie2 sont l'épidote, le zircon, l'apatite et la pyrite. De fortes altérations en carbonates + épidote ont été observées localement.

L'unité de grauwacke feldspathique (Apie3) a été tracée dans l'extrémité sud de la région en continuité avec celle observée plus au sud (Bandyayera *et al.*, en préparation). Aucun affleurement de l'unité Apie3 n'a été observé dans notre région. Toutefois, certains horizons grisâtres et riches en biotite de l'unité Apie2, interprétés comme des tufs, pourraient être d'origine sédimentaire et correspondre à des roches équivalentes à celles de l'unité Apie3.

L'unité de formation de fer (Apie4) borde l'extrémité est de la Ceinture de Pie. Elle correspond à une forte anomalie positive régionale facilement identifiable sur la carte aéromagnétique. Elle a été observée à la limite sud-est de notre région où elle affleure sur au moins 200 m de largeur. L'unité consiste principalement en niveaux de formation de fer au faciès des oxydes constitués d'une alternance de rubans millimétriques à centimétriques de magnétite et de chert. On y trouve aussi, plus rarement, des horizons de formation de fer au faciès des silicates (hornblende + grunérite + quartz \pm sulfures) et des niveaux métriques à décimétriques de roches felsiques rubanées et fortement recristallisées. En lame mince, un de ces niveaux est constitué de quartz + oligoclase + biotite et renferme des lamines de tourmaline ferrière. Ces zones felsiques pourraient correspondre à des zones d'altération hydrothermale métamorphisées et recristallisées. Un lambeau de formation de fer oxydée de 300 m de largeur, localisé à environ 12 km au nord de la Ceinture de Pie, a aussi été assigné à l'unité Apie4. Des niveaux métriques au faciès des silicates et constitués de quartz + clinopyroxène \pm orthopyroxène ont été observés à cet endroit. Finalement, un lambeau de formation de fer reconnu à la limite ouest de la région du réservoir Laforge 1 (figure 2) a été prolongé dans notre région en se basant sur la présence d'une forte anomalie magnétique dans ce secteur. Simard et Lafrance (2011) avaient assigné ce lambeau au Complexe de Laforge. Nous préférons le réassigner à l'unité Apie4 en raison sa proximité avec la Ceinture de Pie.

Ceinture de Griault (nouvelle unité, Agri)

La Ceinture de Griault est une nouvelle unité de roches volcano-sédimentaires située à l'ouest de la Ceinture de Pie (figure 3). Cette nouvelle ceinture, qui mesure près de 20 km de longueur sur 1 à 4 km de largeur, se prolonge vers le sud où elle a été décrite simultanément par Bandyayera *et al.* (en préparation). La Ceinture de Griault a été divisée en deux unités (carte hors-texte) : 1) une unité de roches volcaniques (Agri1) et 2) une unité de paragneiss (Agri2).

L'unité de roches volcaniques (Agri1) est l'unité principale de la ceinture. Elle est constituée d'une alternance d'horizons de basalte, d'amphibolite et de roches pyroclastiques de composition intermédiaire à felsique, avec localement un peu de roches ultramafiques. Il n'a pas été possible de tracer individuellement ces différents assemblages lithologiques sur la carte géologique à l'échelle de nos travaux. Des textures volcaniques primaires ont été préservées à l'intérieur des différents faciès malgré qu'elles soient généralement oblitérées par le métamorphisme, la déformation et l'altération.

Le basalte, d'aspect homogène en affleurement, montre un rubanement granulométrique et compositionnel millimétrique en lames minces. On y observe des rubans à hornblende poeciloblastique, des rubans à hornblende finement recristallisée, des rubans à clinopyroxène + plagioclase et des rubans fortement altérés à séricite + épidote. Par endroits, le clinopyroxène se trouve au cœur de la hornblende. Le basalte est généralement finement à très finement grenu, mais des niveaux décimétriques à métriques plus grenus et à l'aspect de gabbro ont été observés à quelques endroits. L'amphibolite est une roche granoblastique généralement très déformée, plus ou moins mylonitique, montrant un rubanement millimétrique à centimétrique (photo 2, en annexe) constitué d'une alternance de rubans noirs et de rubans vert pomme riches en épidote. Elle contient localement des lentilles décimétriques d'épidote entourées d'une mince bordure noire qui pourraient correspondre à d'anciens cœurs de coussins.

Les roches pyroclastiques de composition intermédiaire à felsique forment des niveaux décimétriques à métriques intercalés avec le basalte et l'amphibolite. Ce sont principalement des tufs à cristaux, des tufs à blocs et des tufs à lapillis. Les roches ultramafiques, à texture de mésocumulus à orthocumulus, ont été observées sur deux affleurements. L'un d'eux est constitué d'une périclase aphanitique transformée en serpentine + magnétite + chlorite, l'autre d'une roche très fine formée de prismes et de fibres de trémolite avec un peu de chlorite et de serpentine.

Un lambeau de roches d'origine volcanique situé au sud-ouest de la Ceinture de Griault a été assigné à l'unité Agri1 (carte hors-texte). On y trouve principalement du basalte avec quelques niveaux d'amphibolite mafique et un faciès particulier de brèche polygénique. Le faciès bréchique, d'une dizaine de mètres d'épaisseur, est constitué de fragments anguleux à subarrondis de 1 à 50 cm de largeur

contenus dans une matrice fine de composition intermédiaire. Les fragments sont majoritairement composés de basalte et d'amphibolite.

À plusieurs endroits, les roches volcaniques de la Ceinture de Griault sont déformées et affectées par une forte linéation d'étirement. Elles sont aussi injectées par un granite blanchâtre souvent pegmatitique de façon concordante ou discordante par rapport au rubanement. Localement, des dykes à phénocristaux de plagioclase et de quartz injectent aussi la séquence. On observe, à plusieurs endroits dans la ceinture, des horizons métriques à décamétriques ayant subi une forte altération hydrothermale dans lesquels le protolithe est difficilement identifiable. Il s'agit surtout d'altération potassique, d'épidote, de silice et de séricite à laquelle peut être associée une minéralisation en sulfures (voir section « Géologie économique »).

L'unité de paragneiss (Agri2) se trouve dans la portion nord-ouest de la Ceinture de Griault ainsi que plus au sud à l'extérieur de la carte (Bandyayera *et al.*, en préparation). Dans notre région, l'unité Agri2 correspond à une forte anomalie magnétique reliée à la présence de niveaux de formations de fer intercalés dans la séquence de paragneiss. Le paragneiss est une roche homogène, de granulométrie fine et qui possède une texture granoblastique. Il a une cassure fraîche gris moyen et une patine gris brunâtre. Il contient environ 25 % de quartz, 15 % de biotite et jusqu'à 2 % de grenat. Les principaux minéraux accessoires observés dans le paragneiss sont l'épidote, la chlorite, l'actinote, l'apatite et le zircon. Par endroits, le paragneiss a un aspect migmatitique relié à la présence de 15 à 30 % de rubans de mobilisat granitique blanchâtre de 5 mm à 3 cm d'épaisseur. L'unité Agri2 renferme aussi 5 à 10 % de lamines et de niveaux plissés (1 à 60 cm) de formations de fer à magnétite noir bleuté, très finement grenues et bien recristallisées ainsi que quelques niveaux de volcanites intermédiaires à mafiques.

Suite de Coates (Acoa)

La Suite de Coates a été introduite par Simard et Lafrance (2011) pour regrouper les tonalites de la Sous-province de La Grande de la région de Laforge 1, localisée juste à l'est de notre région (figure 2). Ces auteurs proposent également de regrouper dans cette suite toutes les tonalites de la partie nord-est de la Sous-province de La Grande, assignées à la Suite de Favard, pour les distinguer des tonalites de la Suite de Favard de la partie sud de la Sous-province de Minto. En effet, la Suite de Favard est maintenant considérée comme une unité très étendue reliée à un événement magmatique important entre 2750 et 2740 Ma qui a affecté les parties sud et ouest de la Sous-province de Minto (Simard, 2008). Dans cette sous-province, les tonalites du Favard contiennent une phase granitique diffuse et parfois importante (20 à 50 %), ce qui n'est généralement pas le cas dans les tonalites de la Sous-province de La Grande.

Des échantillons de tonalite de la Suite de Coates ont donné des âges de $2709,5 \pm 5,6$ Ma dans notre région (site 1, figure 3 et tableau 1) et de $2716,0 \pm 2,8$ à $1,9$ Ma dans la

région de Laforge 1 (David *et al.*, 2011; Simard et Lafrance, 2011), juste à l'est. Ces âges se comparent à plusieurs âges de tonalite obtenues dans les secteurs nord-est (Simard, 2008) et ouest (Goutier *et al.*, 1998a et 1999b) de la Sous-province de La Grande, suggérant qu'un événement tonalitique important et répandu s'est produit entre 2709 et 2716 Ma dans cette sous-province. Pour l'instant, cet intervalle est considéré comme l'âge principal de la Suite de Coates. Toutefois, un âge de $2742,9 \pm 5,6$ à $3,8$ Ma a aussi été obtenu dans un échantillon de tonalite assigné à la Suite de Coates dans la région de Laforge 1 (David *et al.*, 2011; Simard et Lafrance, 2011). Ce résultat indique la présence, dans la Suite de Coates, d'une phase tonalitique plus ancienne, autour de 2740 Ma, qui pourrait être équivalente à celle rencontrée dans les parties sud et ouest de la Sous-province de Minto. L'importance régionale et l'étendue de cet événement à l'intérieur des limites du La Grande demeurent toutefois indéterminées pour l'instant.

La Suite de Coates forme deux grosses intrusions dans le centre sud de la région, à la limite entre les sous-provinces de Minto et de La Grande (figure 3; carte hors texte). Sa présence dans le coin sud-est de la carte, dans un secteur dépourvu d'affleurement, est interprétée à partir des données recueillies dans la région voisine (Simard et Lafrance, 2011). La Suite de Coates se compose de tonalite homogène, légèrement foliée, de granulométrie fine à moyenne et qui possède une texture équi-granulaire. Elle a une teinte gris clair en cassure fraîche et une patine blanchâtre caractéristique (photo 3, en annexe). Elle est dépourvue de feldspath potassique sauf localement où il se retrouve en faible proportion (< 5 %) dans les interstices entre le plagioclase et le quartz. La tonalite contient moins de 10 % de petits feuilletés disséminés de biotite verte ou brune qui s'alignent plus ou moins dans la foliation. Des cristaux de titanite fréquemment idiomorphes et des grains d'épidote sont presque toujours présents.

Intrusion de Moly (Amol)

L'Intrusion de Moly a été nommée par Bandyayera *et al.* (en préparation) juste au sud de notre région, pour décrire une intrusion de composition tonalitique et granodioritique hôte du gîte porphyrique à Mo-Cu de Tilly (figure 2). Ces auteurs ont assigné les tonalites de l'intrusion à l'unité Amol1 et les granodiorites à l'unité Amol2. Trois datations ont été réalisées dans le cadre d'une étude du système porphyrique à molybdène du gîte de Tilly (Chapon *et al.*, 2010). La tonalite encaissant la minéralisation a donné un âge de 2746 ± 1 Ma, un dyke porphyrique interprété comme synchrone à la minéralisation a donné un âge de 2740 ± 1 Ma et une granodiorite qui recoupe les autres phases a livré un âge de 2710 ± 4 à 3 Ma. L'âge de la tonalite et du dyke porphyrique se compare à l'âge le plus ancien obtenu dans une tonalite assignée à la Suite de Coates dans la région de Laforge 1 (2742 Ma, voir la section précédente). Il serait donc possible que la phase tonalitique de l'Intrusion de Moly

soit reliée à ce même événement magmatique tonalitique. Pour ce qui est de la phase granodioritique de l'Intrusion de Moly, elle serait contemporaine à plusieurs tonalites de la Sous-province de La Grande dont celles correspondant à l'âge principal de la Suite de Coates (2709 et 2716 Ma, voir plus haut).

Dans notre région, l'Intrusion de Moly est représentée par l'unité Amol2 et affleure dans le coin sud-est de la région (figure 3; carte hors-texte). La présence d'une seconde intrusion a également été interprétée dans ce secteur à partir de la carte aéromagnétique régionale. L'unité Amol2 est constituée de roches intrusives homogènes à hornblende + biotite, de granulométrie fine à moyenne et dont la composition varie de monzodiorite quartzifère à granodiorite. La foliation est soulignée par des amas centimétriques étirés de minéraux mafiques foncés qui produisent un aspect moucheté sur la surface altérée, similaire à celui observé dans les roches de la Suite de Salleneuve (décrite plus loin). Il est possible que les roches potassiques de l'Intrusion de Moly soient équivalentes à celles de la Suite de Salleneuve localisées à quelques kilomètres au nord (carte hors-texte). Un échantillon de l'Intrusion de Moly, observé en lames minces, a une texture granoblastique bien développée et renferme seulement 5 % de minéraux mafiques constitués de petits feuillets de biotite verdâtre. Les feldspaths potassiques, qui représentent jusqu'à 20 % de cette roche, sont intergranulaires ou forment des amas. Cet échantillon pourrait correspondre à une tonalite ayant subi une altération potassique reliée au système porphyrique du gîte de Tilly. Une altération potassique intergranulaire ou en veines et veinules associée à ce gîte a d'ailleurs été décrite par Chapon *et al.* (2010).

Sous-province de Minto (Domaine de Bienville)

Le Domaine de Bienville de la Sous-province de Minto couvre la majeure partie de la région (figure 2). Ce domaine est constitué principalement de grandes unités intrusives associées à du magmatisme potassique qui a débuté après 2735 Ma (Simard, 2008). La Suite de Loups Marins (2735 à 2705 Ma) est une unité de diorite quartzifère, de tonalite et de granodiorite à pyroxènes caractéristique du Domaine de Tikkerutuk (figure 1) et qui se poursuit dans le Domaine de Bienville jusque dans le coin nord-ouest de la région. La Suite de Salleneuve (2712 à 2696 Ma), à laquelle a été assigné le Pluton de Radisson, est constituée de monzodiorite quartzifère et de granodiorite à hornblende avec ou sans texture porphyroïde. Cette suite occupe une superficie importante dans la moitié sud de la région, jusqu'à la limite de la Sous-province de La Grande. Sur la carte aéromagnétique régionale, la Suite de Salleneuve, qui a une susceptibilité magnétique élevée, semble s'étendre vers l'ouest jusqu'à la Baie James. La Suite de Desbergères (2720 à 2710 Ma) est une unité hétérogène de granite et de granodiorite à biotite très répandue à l'intérieur du Domaine de Bienville. Elle couvre une vaste superficie dans la moitié est de la région.

La Suite de Kinglet (2705 Ma) est une nouvelle unité de diatexite à biotite concentrée principalement dans la moitié nord de la région. Les enclaves présentes dans la diatexite suggèrent qu'elle peut être le produit de la fusion de roches volcano-sédimentaires.

Des roches intrusives mafiques et des roches volcano-sédimentaires se trouvent en lambeaux kilométriques à l'intérieur des unités intrusives du Domaine de Bienville. Les lambeaux de roches mafiques, principalement constitués de gabbro à texture granoblastique, ont été assignés à la Suite de Châteauguay (2740 à 2710 Ma; Simard, 2008). Cette unité regroupe une multitude de lambeaux de roches de composition ultramafique à intermédiaire dans la partie sud de la Sous-province de Minto. Les roches volcano-sédimentaires ont été assignées aux ceintures de Nougères et de Bailloud, deux nouvelles unités localisées à quelques dizaines de kilomètres au nord du contact de la Sous-province de La Grande. Ces unités n'ont pas été datées. Il est possible qu'elles constituent des enclaves de roches volcano-sédimentaires rattachées à la Sous-province de La Grande.

Ceinture de Nougères (nouvelle unité, Angr)

La Ceinture de Nougères est une nouvelle unité de roches supracrustales située dans le sud-ouest de la carte 33J (figure 3; carte hors-texte). L'unité comprend un lambeau principal (10 km de longueur sur 0,8 à 2 km de largeur) et trois petits lambeaux kilométriques localisés à quelques kilomètres plus au nord. La Ceinture de Nougères est constituée de roches bien foliées dont l'origine sédimentaire ou pyroclastique n'a pu être déterminée puisque leurs textures ou structures primaires ont été complètement oblitérées par le métamorphisme et la déformation. De façon générale, ces roches possèdent un rubanement compositionnel bien marqué, produit par l'alternance de rubans et niveaux centimétriques à métriques de composition felsique et intermédiaire. Les rubans intermédiaires ont une teinte gris moyen et renferment entre 20 et 25 % de minéraux mafiques, essentiellement constitués de hornblende verte et de biotite brun foncé en proportion variable. Les rubans felsiques sont de teinte gris beige et renferment entre 5 et 15 % de feldspath potassique et de 10 à 15 % de minéraux mafiques (biotite ± hornblende). Dans certains niveaux, la biotite est nettement dominante et ces roches ont alors été identifiées comme des paragneiss. Toutes ces roches contiennent toujours un peu d'épidote (1 à 2 %), d'apatite, de zircon, d'allanite, de magnétite, de sphène et d'hématite. Par endroits, on note la présence de poches de mobilisat grenu de monzonite quartzifère contenant environ 20 % de porphyroblastes de hornblende.

Dans le secteur du lac Goffreteau, environ 20 km au nord-ouest du lambeau principal (carte hors-texte), des niveaux décimétriques de roches fragmentaires à l'aspect de métatufs à lapillis ont été observés. La roche est gris foncé, fortement magnétique et renferme entre 5 et 10 % de

fragments lenticulaires millimétriques à centimétriques qui sont principalement constitués de plagioclase et de quartz. Ces fragments baignent dans une matrice fine constituée de plagioclase, de quartz (15 à 20 %), de biotite (~15 %) et d'agrégats de petits cristaux de sillimanite (près de 10 %). Un affleurement de laves mafiques amphibolitisées, finement grenues et bien foliées a aussi été observé dans un des lambeaux situés au nord du lambeau principal. Ces laves montrent un rubanement compositionnel constitué d'une alternance de rubans à hornblende verte + chlorite \pm clinopyroxène, de rubans à prédominance de clinopyroxène et de rubans plus riches en plagioclases.

Ceinture de Bailloud (nouvelle unité, Abal)

La Ceinture de Bailloud est une nouvelle unité introduite pour décrire 4 lambeaux de roches supracrustales d'origine incertaine, localisés dans la partie sud-ouest de la région (figure 3; carte hors texte). Le lambeau principal, de 1,6 km de longueur sur 400 m de largeur, se trouve dans une zone de déformation associée à la présence d'une faille régionale NW-SE. Les roches y sont broyées, fortement foliées à mylonitiques et affectées par une déformation linéaire. Les textures primaires de ces roches ont été complètement détruites par la déformation (photo 4, en annexe) et par les altérations. Localement, on observe des amas de minéraux mafiques qui pourraient correspondre à une ancienne texture fragmentaire. La roche montre un rubanement compositionnel centimétrique à métrique, accentué par des variations granulométriques. Elle se compose d'une alternance de niveaux métriques à décimétriques de couleur gris moyen à gris foncé et ayant l'aspect de paragneiss et d'horizons de teinte vert pâle, qui pourraient correspondre à des métatufs. Les niveaux gris sont riches en biotite brune (15 à 20 %) et renferment entre 10 et 15 % de quartz, 2 et 15 % de feldspath potassique et moins de 5 % d'amphiboles (hornblende verte et trémolite). Localement, la présence de 10 à 40 % de rubans millimétriques à centimétriques de mobilisat blanchâtre plus grenu leurs donnent un aspect migmatitique. Les horizons de teinte vert pâle sont de composition intermédiaire à felsique et contiennent jusqu'à 15 % de trémolite et moins de 8 % de biotite. Des niveaux de schistes à muscovite + sillimanite \pm andalousite \pm cordiérite ont aussi été observés dans la séquence. Les roches de la Ceinture de Bailloud renferment toujours un peu d'épidote (1 à 4 %), de pyrite (2 à 10 %), de chlorite ainsi que du sphène, du zircon, de l'allanite et de l'apatite. À plusieurs endroits, elles ont été affectées par une altération potassique, une épidotisation ou une silicification intense reliées à des processus hydrothermaux. Plusieurs de ces zones d'altération sont minéralisées et sont décrites plus en détail à la section « Géologie économique ».

Suite de Châteauguay (Achg)

La Suite de Châteauguay a été introduite dans la région de Maricourt (Simard *et al.*, 2001) pour décrire des dykes

de gabbro et de roches ultramafiques de quelques centaines de mètres de largeur. Plusieurs auteurs ont décrit cette suite vers l'ouest (Gosselin *et al.*, 2001 et 2002; Roy *et al.*, 2004; Simard et Lafrance, 2011) et vers l'est (Simard *et al.*, 2009) de sorte qu'aujourd'hui la Suite de Châteauguay regroupe de nombreux dykes et des lambeaux de diorite, de gabbro et de roches ultramafiques, partiellement à fortement recristallisés, localisés dans la partie sud de la Sous-province de Minto. Simard (2008) attribue un âge entre 2740 et 2710 Ma pour la mise en place de ces roches intrusives, en se basant sur les relations de recoupement décrites dans ces différentes régions.

Dans la région du lac Kinglet, quelques lambeaux kilométriques isolés de gabbro ont été assignés à la Suite de Châteauguay (carte hors-texte). Ce sont des roches foliées et homogènes, de granulométrie fine à moyenne, de couleur gris foncé ou gris verdâtre avec une patine brunâtre. Elles possèdent une texture granoblastique généralement bien développée produite par la recristallisation du plagioclase. Les minéraux mafiques, qui représentent entre 35 et 60 % de la roche, sont principalement constitués de cristaux de hornblende partiellement recristallisés au cœur desquels se trouve du clinopyroxène. La biotite est en faible proportion et l'orthopyroxène a été observé localement. Le gabbro renferme entre 1 et 5 % de grains disséminés de magnétite, ce qui explique la forte susceptibilité magnétique de ces roches.

Suite de Loups Marins (Alma)

La Suite de Loups Marins est une unité très étendue dans le sud-ouest et l'ouest de la Sous-province de Minto (Simard, 2008). Cette unité a été introduite dans la région des lacs des Loups Marins (Gosselin *et al.*, 2001) sous le terme « Complexe de Loups Marins » pour décrire des roches métamorphiques et intrusives à pyroxènes de composition tonalitique à dioritique. Les travaux subséquents ont permis d'étendre cette unité sur une superficie importante dans les domaines de Bienville et de Tikkerutuk (Gosselin *et al.*, 2002; Roy *et al.*, 2004; Simard *et al.*, 2004; Simard *et al.*, 2005; Simard, 2008; Simard et Lafrance, 2011) et de reconnaître que le Loups Marins est constitué principalement de roches intrusives. Pour cette raison, Simard (2008) a remplacé le terme « Complexe de Loups Marins » par celui de « Suite de Loups Marins ». La Suite de Loups Marins comprend deux grandes unités : une unité de roches intrusives à orthopyroxène (Alma2; 2735 à 2720 Ma) et une unité plus jeune de roches intrusives à clinopyroxène (Alma1; 2715 à 2705 Ma).

La Suite de Loups Marins est concentrée principalement dans le nord de la région du lac Kinglet (figure 3 et carte hors-texte). Cette suite correspond à des anomalies positives bien définies sur la carte aéromagnétique régionale (figure 4). Les deux unités de la Suite de Loups Marins (Alma1 et Alma2) ont été reconnues dans la région quoique les roches à clinopyroxène (Alma1) soient beaucoup plus répandues.

Unité de roches intrusives à orthopyroxène (Alma2)

Les roches à orthopyroxène (Alma2) forment des lambeaux kilométriques lenticulaires à l'intérieur de l'unité Alma1 dans le coin nord-ouest de la région (carte hors-texte). Ces lambeaux sont constitués de diorite et diorite quartzifère à hypersthène, homogènes, de granulométrie fine à moyenne, d'aspect massif à faiblement folié et qui possèdent une susceptibilité magnétique élevée. Elles ont une teinte gris verdâtre et une patine d'altération gris blanchâtre ou gris brunâtre. Localement, les diorites ont une texture porphyrique reliée à la présence de 10 à 15 % de phénocristaux de plagioclase complètement séricitisés de 0,5 cm de longueur. Les roches de l'unité Alma2 renferment entre 20 et 35 % de minéraux mafiques constitués de biotite rougeâtre, de clinopyroxène et d'une proportion moindre d'orthopyroxène. En lames minces, on observe une texture granoblastique partiellement à bien développée qui témoigne d'une recrystallisation plus ou moins intense de la roche.

Unité de roches intrusives à clinopyroxène (Alma1)

L'unité à clinopyroxène de la Suite de Loups Marins (Alma1) occupe une superficie importante dans le nord-ouest de la région (carte hors-texte). On trouve aussi quelques intrusions dans le centre-nord, dans le nord-est et dans l'extrême sud-ouest de la carte. L'unité Alma1 comprend trois sous-unités (Alma1a, Alma1b et Alma1c) qui ont été définies dans les régions voisines, au nord (Roy *et al.*, 2004), au nord-est (Gosselin *et al.*, 2002) et à l'est (Simard et Lafrance, 2011; figure 2). La sous-unité Alma1a est constituée de diorite quartzifère et de tonalite, la sous-unité Alma1b est composée de granodiorite et de granite et la sous-unité Alma1c est formée de granodiorite et de monzodiorite quartzifère à texture porphyroïde. Toutes ces unités sont caractérisées par la présence d'un plagioclase de couleur rose saumon. Ce plagioclase contient de fines aiguilles rougeâtres, visibles en lames minces, qui semblent être à l'origine de sa teinte particulière. On observe également une recrystallisation partielle de la bordure des grains de feldspaths et de quartz produisant une texture hétérogranulaire constituée de grains moyens à grossiers entourés d'une matrice fine. Les minéraux mafiques, non recrystallisés, sont généralement concentrés dans cette matrice plus fine et entourent les grains plus grossiers. Les roches de l'unité Alma1 ont une forte susceptibilité magnétique reliée à la présence de grains de magnétite xénomorphes (1 à 4 %) collés aux minéraux mafiques.

La sous-unité Alma1a représente la sous-unité à clinopyroxène la plus étendue. Elle est constituée de roches dont la composition varie de diorite quartzifère à tonalite (10 à 22 % de quartz). Il s'agit d'une roche homogène, bien foliée, de teinte gris foncé légèrement rosâtre et de granulométrie moyenne. C'est dans les roches de cette sous-unité que le plagioclase saumoné est le plus répandu (2 à 10 %). Ce plagioclase se présente sous forme de grains millimétri-

ques distribués de façon homogène et contribue à donner la couleur rosée à la roche. Les roches de la sous-unité Alma1a contiennent entre 10 et 30 % de minéraux mafiques constitués d'une proportion variable de biotite rougeâtre, de hornblende verte et de clinopyroxène. À plusieurs endroits, le clinopyroxène se trouve au cœur des cristaux de hornblende, suggérant que la hornblende verte a remplacé une bonne partie des cristaux originaux de clinopyroxène. Des amas lenticulaires centimétriques à décimétriques de granite blanchâtre sont fréquemment en contact diffus avec la diorite quartzifère et la tonalite. Cette phase granitique, homogène et de granulométrie grossière, contient des cristaux centimétriques de hornblende verte, isolés ou en amas, dont les cœurs de clinopyroxène sont facilement identifiables sur le terrain en raison de leur teinte d'altération verdâtre caractéristique. Des enclaves centimétriques à métriques de diorite granoblastique finement grenue sont répandues à l'intérieur de la sous-unité Alma1a et représentent généralement entre 2 et 5 % de la surface des affleurements.

La sous-unité Alma1b a été tracée à la limite nord-est de la région (carte hors-texte) en continuité avec une zone de cette sous-unité reconnue juste à l'est, dans la région du réservoir Laforge 1 (Simard et Lafrance, 2011). Toutefois, aucun affleurement de cette sous-unité n'a été observé dans notre région. À l'est, elle est constituée d'un mélange de granodiorite et de granite dont l'hétérogénéité est accentuée par la présence d'enclaves et de niveaux centimétriques à métriques de tonalite à clinopyroxène semblable à celle de la sous-unité Alma1a. La granodiorite et le granite sont foliés, de teinte gris rosâtre et de granulométrie moyenne. Ces roches renferment entre 3 et 10 % de minéraux mafiques constitués de biotite brun rougeâtre, de hornblende verte et de clinopyroxène.

La sous-unité Alma1c est concentrée principalement dans le coin nord-est de la région où elle se trouve en continuité avec des intrusions volumineuses localisées à l'est (Simard et Lafrance, 2011). Elle forme également deux petites intrusions isolées dans le nord-ouest de la région (carte hors-texte). Cette sous-unité est constituée d'une granodiorite homogène, faiblement foliée, de couleur gris rosâtre ou gris blanchâtre et caractérisée par une texture porphyroïde reliée à la présence de 10 à 25 % de phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 3 cm de longueur. Elle renferme entre 8 et 25 % de minéraux mafiques constitués de biotite rougeâtre et de cristaux de clinopyroxène très altérés en chlorite + carbonates + épidote. Les intrusions localisées dans le nord-est de la région contiennent également des gros cristaux de hornblende verte.

Suite de Salleneuve (Asln)

La Suite de Salleneuve a été introduite dans la région du réservoir Laforge 1 (Simard et Lafrance, 2011), juste à l'est de notre région, pour décrire une vaste unité de monzodiorite quartzifère et de granodiorite à hornblende localisée à la limite sud du Domaine de Bienville. Simard

et Lafrance (2011) ont divisé cette suite en deux unités : l'une à texture porphyroïde (Asln1) et l'autre, à texture homogène (Asln2).

La Suite de Salleneuve occupe une superficie importante dans la moitié sud de notre région (figure 3 et carte hors-texte). Elle se compose principalement de monzodiorite quartzifère, homogène (unité Asln2) et localement, à texture porphyroïde (unité Asln1). Ces roches montrent une signature magnétique régionale élevée (figure 4). Une datation U-Pb sur zircon, réalisée sur un échantillon à texture porphyroïde de l'unité Asln1, a donné un âge de $2696,8 \pm 3,5/-2,8$ Ma (site 3; figure 3 et tableau 1). Ce résultat contredit les observations de terrain qui suggèrent que les roches de la Suite de Salleneuve sont majoritairement plus anciennes que 2710 Ma. En effet, à plusieurs endroits dans notre région, des enclaves de monzodiorite quartzifère comparables aux unités Asln1 et Asln2 de la Suite de Salleneuve ont été observées à l'intérieur des suites de Desbergères (2720 à 2710 Ma) et de Kinglet (2705 Ma). L'âge de 2696 Ma se compare plutôt aux âges obtenus pour la Suite de Maurel (Simard *et al.*, 2001), une unité de monzodiorite et de granodiorite à texture porphyroïde localisée principalement dans le sud-est de la Sous-province de Minto et le nord-est de la Sous-province de La Grande (Simard, 2008; Simard *et al.*, 2009). Des intrusions de la Suite de Maurel ont d'ailleurs été identifiées dans la région du réservoir Laforge 1, juste à l'est de notre région (figure 2). Il est donc possible que certaines intrusions à texture porphyroïde de l'unité Asln1 de notre région soient équivalentes à celles de la Suite de Maurel. Des datations supplémentaires, à l'intérieur de l'unité Asln2, seraient nécessaires pour mieux cerner l'âge de la Suite de Salleneuve.

Vers l'ouest, la limite entre le Domaine de Bienville et la Sous-province de La Grande est marquée par la présence du Pluton de Radisson (Goutier *et al.*, 1999b) constitué principalement de monzodiorite quartzifère à hornblende et à texture porphyroïde. Un âge U-Pb de 2712 ± 3 Ma a été obtenu dans un échantillon de granodiorite de cette intrusion (Mortensen et Ciesielski, 1987). Considérant les ressemblances pétrographiques et géochimiques (voir la section « Lithogéochimie ») entre les roches du Pluton de Radisson et celles de la Suite de Salleneuve, ainsi que la distribution spatiale de ces deux unités, nous considérons maintenant le Pluton de Radisson comme un lithodème formel appartenant à la Suite de Salleneuve.

Dans l'extrémité sud-est de la région, les roches potassiques de l'Intrusion de Moly ont des caractéristiques assez similaires à celles des roches du Salleneuve. Il est possible que ces roches potassiques soient reliées à un événement contemporain à celui du Salleneuve. D'ailleurs, Chapon *et al.* (2010) attribuent un âge plus ancien que 2710 Ma à cette phase potassique tardive de l'Intrusion de Moly.

Dans notre région, la Suite de Salleneuve est majoritairement constituée de monzodiorite quartzifère homogène de l'unité Asln2, quoique localement la roche puisse avoir une composition de granodiorite ou de monzonite. La monzodio-

rite quartzifère est généralement foliée et de granulométrie moyenne à grossière. Elle a une couleur gris blanchâtre ou gris rosâtre pâle et renferme entre 10 et 25 % d'amas millimétriques à centimétriques de minéraux mafiques noirâtres, ce qui lui donne un aspect moucheté caractéristique (photo 5, en annexe). Ces amas de minéraux mafiques, généralement allongés dans la foliation, sont constitués de gros cristaux de hornblende verte et d'une proportion moindre ou égale de feuillets de biotite verdâtre plus ou moins chloritisés. Des petits grains xénomorphes de minéraux opaques, de sphène et d'épidote sont régulièrement collés aux minéraux mafiques. La roche renferme généralement entre 1 et 8 % de phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 4 cm de longueur distribués de façon hétérogène. L'unité Asln1, comparable à l'unité précédente, possède toutefois une texture porphyroïde mieux définie avec 10 à 20 % de phénocristaux bien répartis. Cette texture porphyroïde est semblable à celle observée dans la monzodiorite quartzifère du Pluton de Radisson.

Pluton de Radisson (Arad)

Ciesielski (1983) avait rapporté la présence de granodiorite à phénocristaux à la bordure sud du Domaine du lac Bienville le long de la Grande Rivière. Cet auteur a par la suite tracé cette unité intrusive à texture porphyroïde à l'ouest de notre région jusqu'à la Baie James (Ciesielski, 1998). Ces roches ont été datées dans le secteur du feuillet SNRC 33F/11 (2712 ± 3 Ma; Mortensen et Ciesielski, 1987) où Goutier *et al.* (1999b; figure 2) les ont assignées à une nouvelle unité lithodémique, le Pluton de Radisson. L'intrusion a été reconnue à l'est de ce secteur (Goutier *et al.*, 2001a et 2001b) jusque dans la partie sud-ouest de notre région (figure 3 et carte hors-texte) où l'on trouve plusieurs affleurements de bonne qualité sur les rives du réservoir Robert-Bourassa.

Le Pluton de Radisson est constitué principalement d'une monzodiorite quartzifère à hornblende très homogène caractérisée par une texture porphyroïde reliée à la présence de 10 à 20 % de phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 4 cm de longueur (photo 6, en annexe). La roche est gris blanchâtre à gris rosâtre, de granulométrie moyenne à grossière, d'aspect massif à faiblement folié et montre fréquemment, en surface altérée, une texture mouchetée semblable à celle observée dans les roches de la Suite de Salleneuve. Du rubanement magmatique a été observé sur un affleurement. La monzodiorite quartzifère du Pluton de Radisson renferme entre 10 et 20 % d'amas millimétriques à centimétriques de minéraux mafiques constitués de hornblende verte et d'une quantité moindre de biotite verdâtre plus ou moins chloritisée. Des cristaux xénomorphes de titanite et d'épidote sont fréquemment collés aux minéraux mafiques. La proportion de quartz, généralement comprise entre 10 et 15 %, peut localement dépasser 20 % (granodiorite) ou être inférieure à 5 % (monzonite).

On note une diminution graduelle de la proportion des phénocristaux dans la partie nord du Pluton de Radisson. Ainsi, le contact nord du pluton avec les roches de la Suite de Salleneuve est graduel et a été tracé de façon approximative. Juste au nord du Pluton de Radisson, on trouve quelques intrusions à texture porphyroïde assignées à l'unité Asln1 de la Suite de Salleneuve (carte hors-texte). Ces intrusions à texture porphyroïde pourraient correspondre à des intrusions satellites associées au Pluton de Radisson.

Suite de Desbergères (Adeb)

La Suite de Desbergères est une unité de granodiorite et de granite qui occupe une superficie importante dans le sud et l'ouest de la Sous-province de Minto, plus particulièrement dans le Domaine de Bienville. Plusieurs datations ont permis d'associer cette suite à un événement magmatique majeur qui a affecté ce territoire entre 2720 et 2710 Ma (Simard, 2008). Cette suite a été introduite dans la région de Maricourt (Simard *et al.*, 2001) pour décrire des intrusions homogènes de granodiorite à biotite \pm hornblende. Elle a été prolongée vers l'ouest où elle a été subdivisée en diverses unités et sous-unités informelles pour mettre en évidence certaines particularités compositionnelles et texturales (Gosselin *et al.*, 2001; Gosselin *et al.*, 2002; Roy *et al.*, 2004; Simard *et al.*, 2004; Simard *et al.*, 2005). Les subdivisions du Desbergères ont été redéfinies et uniformisées lors de la synthèse du nord-est de la Province du Supérieur (Simard, 2008). La Suite de Desbergères comprend maintenant trois grandes unités de granodiorite et de granite à biotite \pm hornblende : 1) une unité homogène (Adeb1); 2) une unité hétérogène (Adeb2); et 3) une unité à texture porphyroïde (Adeb3). Ces trois unités ont été reconnues dans notre région. La Suite de Desbergères couvre une superficie importante dans la moitié est de la région du lac Kinglet (figure 3; carte hors-texte). Elle correspond généralement à une anomalie magnétique négative sur la carte aéromagnétique régionale (figure 4).

Unité de granite et de granodiorite homogènes (Adeb1)

L'unité Adeb1 forme de grands plutons localisés principalement dans la moitié nord de la région (carte hors-texte). Ces intrusions sont constituées de granite et de granodiorite à biotite, homogènes, de granulométrie moyenne à grossière et à texture équi-granulaire. Ces roches ont un aspect massif à folié et possèdent une surface d'altération gris blanchâtre, gris rosâtre ou rose pâle. Elles renferment entre 3 et 12 % de feuillets disséminés de biotite brune ou verte plus ou moins chloritisée. Des phénocristaux de feldspath potassique sont souvent présents en faible proportion (1 à 3 %) dans la roche sauf dans certains horizons métriques où leur proportion peut atteindre 20 à 30 %, produisant alors une texture porphyroïde similaire à celle observée dans les roches de l'unité Adeb3.

Unité de granite et de granodiorite hétérogènes (Adeb2)

L'unité de granite et de granodiorite hétérogènes (Adeb2) est la plus répandue et occupe une superficie importante dans l'est et le sud de la région (carte hors-texte). Elle est constituée de granite et de granodiorite semblables à ceux de l'unité homogène (Adeb1). La roche a une teinte gris blanchâtre, gris rosâtre ou rose pâle, un aspect massif à folié et une granulométrie moyenne à grossière. Toutefois, les roches de l'unité Adeb2 renferment une phase tonalitique importante sous forme d'enclaves étirées, de niveaux ou d'amas diffus donnant aux affleurements un aspect rubané et hétérogène. Cette phase est constituée d'une tonalite à biotite, localement à biotite + hornblende, foliée, de couleur gris pâle à moyen et de granulométrie fine à moyenne. Lorsqu'elle a une granulométrie moyenne et une couleur pâle, la tonalite est difficile à différencier de la granodiorite. Roy *et al.* (2004) associent la phase tonalitique de l'unité hétérogène du Desbergères aux suites de Favard et de Coursolles, deux unités reliées à un événement magmatique tonalitique majeur qui a affecté le sud et l'ouest de la Sous-province de Minto entre 2760 et 2740 Ma (Simard, 2008). Dans la partie sud-ouest de la région (secteur du réservoir Robert-Bourassa), les granites et granodiorites à biotite assignés au Desbergères renferment des enclaves de diorite et de tonalite finement grenues, foliées à gneissiques, qui s'apparentent davantage au Complexe de Langelier, localisé juste au sud dans la Sous-province de La Grande.

Unité de granite et de granodiorite à texture porphyroïde (Adeb3)

Le granite et la granodiorite de l'unité Adeb3 se distinguent de ceux des autres unités de la Suite de Desbergères par leur texture porphyroïde. Les roches de l'unité Adeb3 forment des intrusions de quelques kilomètres d'étendue, spatialement associées aux roches des unités Adeb1 et Adeb2. Dans la région de Montrochand, juste au nord de notre région, Roy *et al.* (2004) mentionnent que les intrusions porphyriques du Desbergères correspondent à celles de la Suite de Maurel définie plus à l'est dans la région du lac Gayot (Gosselin et Simard, 2000). Toutefois, la Suite de Maurel est associée à un événement magmatique plus jeune (2707 à 2686 Ma; Simard, 2008). Le granite et la granodiorite de l'unité Adeb3 sont des roches homogènes, gris rosâtre plus ou moins foncé dont la teinte rosée est accentuée par la présence de 10 à 25 % de phénocristaux de feldspath potassique de 0,5 à 3 cm de longueur. La roche possède une foliation faiblement à fortement développée soulignée par l'alignement des phénocristaux. Elle contient entre 5 et 12 % de minéraux mafiques constitués majoritairement de feuillets de biotite brune ou verte partiellement chloritisée et d'une proportion moindre de gros cristaux de hornblende verte. Les roches de l'unité Adeb3 ont généralement une susceptibilité magnétique plus élevée que les roches des unités Adeb1 et Adeb2 en raison de la présence de grains de magnétite collés aux minéraux mafiques.

Suite de Kinglet (nouvelle unité, Akin)

La Suite de Kinglet est une nouvelle unité de diatexite homogène qui occupe une superficie importante dans la moitié nord de la région du lac Kinglet (figure 3; carte hors-texte). La diatexite est une roche intrusive formée par anatexite et dans laquelle la fusion peut être totale. La présence d'enclaves de paragneiss, d'amphibolite et de diorite fine suggère que la diatexite de la Suite de Kinglet peut être le produit de la fusion d'anciennes roches volcano-sédimentaires. D'ailleurs, une séquence de paragneiss migmatitiques, qui se trouve dans l'extrémité est de la Suite de Kinglet (Akin1), est interprétée comme le protolithe de la diatexite dans ce secteur. Un échantillon de diatexite (site 2, figure 3 et tableau 1) a donné un âge U-Pb sur zircon de $2705,2 \pm 2,1$ Ma. Ciesielski (1998) a rapporté la présence d'une importante unité constituée de diatexite et de paragneiss dans la partie sud-ouest du Domaine de Bienville, à l'ouest de notre région. Cette unité et la Suite de Kinglet pourraient être équivalentes et correspondre à d'anciennes unités volcano-sédimentaires fusionnées.

Les diatexites de la Suite de Kinglet ont une composition irrégulière variant de tonalitique à granitique sur de courtes distances en raison de la distribution hétérogène du feldspath potassique. Ces variations compositionnelles sont bien visibles sur les affleurements et sur les échantillons dont les feldspaths ont été colorés. Les diatexites ont une couleur gris clair ou gris blanchâtre avec une patine d'altération gris jaunâtre ou brun jaunâtre. Ce sont des roches hétérogranulaires dont la granulométrie varie rapidement de fine à grossière avec des amas pegmatitiques et moins de 5 % de phénocristaux centimétriques de feldspath potassique ou de plagioclase (photo 7, en annexe). Elles renferment entre 10 et 30 % de schlierens de biotite millimétriques à centimétriques qui, avec l'orientation préférentielle des autres constituants de la roche, forment un rubanement migmatitique irrégulier, ondulant et discontinu (photo 7, en annexe). La présence de lentilles et de rubans de granite blanchâtre à grains grossiers, parallèles à la foliation, accentue ce rubanement.

En lames minces, la texture hétérogranulaire est constituée de gros grains de feldspaths et de quartz entourés d'une matrice plus fine formée des mêmes minéraux. Les gros grains de quartz ont régulièrement une extinction ondulante, des bordures dendritiques et forment des amas. La biotite, brunâtre ou rougeâtre, se présente sous forme de feuillets bien alignés qui épousent les contacts des grains plus grossiers. Les feuillets de biotite contiennent fréquemment de nombreuses inclusions de zircons bordés d'une auréole brun foncé très nette.

Les enclaves décimétriques à métriques de diorite, d'amphibolite et de paragneiss sont répandues, mais ne représentent généralement qu'une faible proportion des affleurements (< 5 %) de la Suite de Kinglet. Il s'agit de roches bien foliées, de granulométrie fine et possédant une texture granoblastique bien développée. Ces enclaves sont étirées dans le sens de la foliation migmatitique de

la diatexite. Une séquence mieux préservée de paragneiss fortement migmatitiques (sous-unité Akin1) et affectés par de nombreux plissements est localisée dans le nord-est de la région (carte hors-texte). Elle est constituée d'un paragneiss à biotite, granoblastique et bien folié, qui possède une surface d'altération brun jaunâtre caractéristique. Le mobilisat, qui représente le produit de la fusion *in situ* du paragneiss, constitue entre 30 et 50 % du volume des affleurements. Il se présente sous forme de rubans ou de lentilles blanchâtres, millimétriques à décimétriques, produisant un rubanement irrégulier et discontinu. Sa composition varie de tonalitique à granitique. La séquence de paragneiss contient également quelques niveaux de formations de fer oxydées.

Intrusions tardives

Suite de Tramont (Atra)

La Suite de Tramont est une unité de granite tardif nommée dans la région du lac Gayot (Gosselin et Simard, 2000) puis reconnue dans plusieurs régions avoisinantes (Thériault et Chevé, 2001; Simard *et al.*, 2001 et 2009; Gosselin *et al.*, 2001 et 2002; Roy *et al.*, 2004; Simard et Lafrance, 2011) où elle a été interprétée comme étant la plus jeune unité archéenne. Parmi les données disponibles, deux datations suggèrent que cette unité est plus jeune que 2701 Ma (Simard, 2008).

La Suite de Tramont forme des plutons granitiques plurikilométriques distribués un peu partout (figure 3; carte hors-texte) et s'injecte également sous forme de dykes dans les autres unités archéennes de la région. Il s'agit d'un leucogranite rosâtre ou blanchâtre, homogène et d'aspect généralement massif. Sa granulométrie est moyenne à grossière dans les masses intrusives, et fine à moyenne dans les dykes, quoique plusieurs dykes ont une texture pegmatitique. Le granite de Tramont est caractérisé par une faible proportion de minéraux mafiques qui dépasse rarement 1 %. Il s'agit de petits feuillets disséminés de biotite ou de chlorite auxquels sont associés quelques petits grains de magnétite et plus rarement de titanite, d'allanite ou de muscovite. Le feldspath potassique est principalement un microcline présentant une texture micropertitique plus ou moins bien développée. Le quartz est généralement interstitiel et possède une extinction roulante prononcée. Le granite du Tramont contient de nombreux amas pegmatitiques, centimétriques à métriques, dans lesquels de belles textures graphiques sont fréquemment présentes. Les intrusions granitiques de la Suite de Tramont renferment une faible proportion d'enclaves dont la composition reflète celles des unités dans lesquelles elles se sont introduites. La proportion de ces enclaves augmente généralement dans la zone de contact avec l'encaissant.

Protérozoïque

Les dykes de diabase d'âge protérozoïque sont les roches les plus jeunes de la région. Ce sont des corps intrusifs plus

ou moins rectilignes, non déformés et peu métamorphisés dont l'épaisseur varie de quelques décimètres à quelques décamètres. Ces dykes ont été observés sur 21 affleurements. Ils ont été assignés aux essaims de Mistassini (NNW-NS) et de Senneterre (NE) en fonction de leur orientation. Malgré une susceptibilité magnétique élevée, leur faible puissance ne permet généralement pas de les distinguer clairement sur la carte aéromagnétique régionale. Par contre, dans le secteur du nouveau levé, plus précis, qui couvre le quart sud de la région (D'Amours, 2011), les deux orientations associées à ces dykes ainsi que leur grande extension régionale est bien visible. Leur trace magnétique est fréquemment brisée et légèrement décalée suggérant des injections en échelon. Sur le terrain, la diabase est une roche massive, homogène, de couleur gris foncé ou gris verdâtre et qui possède une patine brunâtre caractéristique.

Essaim de Mistassini (Pmib)

L'Essaim de Mistassini (environ 2470 Ma; Buchan et Ernst, 2004) regroupe de nombreux dykes de direction NW qui s'étendent sur une distance de 285 km à partir du lac Mistassini (Buchan *et al.*, 2007) où ils ont été décrits pour la première fois (Fahrig *et al.*, 1986). Les dykes de diabase, orientés NNW à NW de la région du lac Kinglet (carte hors-texte), se trouvent directement dans leur prolongement et sont donc assignés à cet essaim. Les dykes NNW à NW de notre région semblent toutefois former deux groupes distincts en fonction de leur pétrographie et de leur géochimie. Par contre, ces critères n'ont pas permis de les distinguer sur la carte à l'échelle de nos travaux. Le premier groupe de dykes montre des caractéristiques pétrographiques et géochimiques typiques des dykes de l'Essaim de Mistassini (Fahrig *et al.*, 1986) alors que le second, se compare davantage à ceux des Dykes du Lac Esprit décrits dans la région du lac Guyer (Goutier *et al.*, 2002). Ces derniers, datés à 2069 ± 1 Ma (Hamilton *et al.*, 2001), donc plus jeunes que ceux de Mistassini (2470 Ma), forment un essaim de dykes orientés NNW localisé juste à l'est de la Baie James (Buchan *et al.*, 2004). La présence de ces dykes a aussi été interprétée à plusieurs endroits dans la Sous-province de La Grande, au sud-ouest de notre région (Goutier *et al.*, 1998a, 1998b, 1999a, 1999b, 2001a, 2001b et 2002). Il est donc possible que certains dykes NNW assignés à l'Essaim de Mistassini dans notre région appartiennent plutôt à l'essaim de Dykes du Lac Esprit. Des travaux plus détaillés sur les dykes de diabase de notre région seraient nécessaires pour vérifier si les caractéristiques géochimiques et pétrographiques constituent réellement des critères distinctifs de ces deux essaims. Nous avons en effet trouvé à l'intérieur d'un même dyke les caractéristiques des deux essaims.

La diabase du premier groupe (type Mistassini) est une roche de granulométrie fine, à texture intergranulaire, constituée de cristaux de plagioclase fortement séricitisé et de 25 à 30 % de minéraux mafiques, principalement du clinopyroxène partiellement à fortement ouralitisé et de la

magnétite. Entre les lattes de plagioclase, on observe des textures micrographiques caractéristiques des dykes de l'Essaim de Mistassini (Fahrig *et al.*, 1986), constituées de quartz, de feldspath potassique et d'apatite. Les analyses géochimiques de 3 échantillons provenant de ces dykes montrent une signature alcaline (3 % MgO, 2,5 % TiO₂, 2,5 % K₂O, 0,7 % P₂O₅) similaire à celle des dykes de l'Essaim de Mistassini de la région du lac Guyer (Goutier *et al.*, 2002).

La diabase du second groupe (type lac Esprit) est une roche de granulométrie fine à moyenne possédant une texture subophitique à ophitique très bien développée. Elle est constituée de lattes de plagioclase moyennement à fortement saussuritisé et de 40 à 50 % de minéraux mafiques, essentiellement du clinopyroxène, des amphiboles et de la chlorite. Des grains d'orthopyroxène et d'olivine frais ou complètement altérés ont été observés localement. La roche contient généralement au moins 5 % de petits cristaux de magnétite, quoique certains dykes ne sont pas magnétiques. Les minéraux accessoires les plus répandus sont la biotite, l'ilménite, la pyrite, le zircon, l'apatite, la séricite et la calcite. Les analyses d'une dizaine d'échantillons de dykes de la région ont donné des teneurs moyennes autour de 6 % MgO, 2 % TiO₂, 1,5 % K₂O, 0,2 % P₂O₅, ce qui se rapproche de celles des dykes assignés à l'essaim des Dykes du Lac Esprit de la région du lac Guyer (Goutier *et al.*, 2002).

Dykes de Senneterre (Psen)

Buchan *et al.* (2007) ont assigné à l'essaim de Dykes de Senneterre ($2216 \pm 8/-4$ Ma; Buchan et Ernst, 2004) une série de dykes NE qui s'étendent de la Baie James jusqu'à la limite ouest de notre région, en se basant sur plusieurs analyses géochimiques et paléomagnétiques. Dans notre région, un seul dyke orienté ENE a été assigné à cet essaim. Il s'agit d'un dyke d'au moins 50 m de largeur localisé dans le sud-est de la carte. En lames minces, la roche montre une texture subophitique assez bien développée constituée de grandes lattes de plagioclase fortement saussuritisé (épidote + albite + actinote + calcite) contenues dans des cristaux plus grossiers de clinopyroxène. Des grains très altérés d'olivine ont aussi été observés localement. Un seul échantillon a été analysé et sa signature géochimique (10 % MgO, 0,4 % TiO₂, 1,3 %, K₂O, 0,05 %, P₂O₅) est similaire à celle des dykes de Senneterre des feuillets avoisinants (Goutier *et al.*, 2001a et 2001b).

LITHOGÉOCHIMIE

Au total, 147 échantillons de roches provenant des différentes unités de la région du lac Kinglet ont été analysés pour les éléments majeurs et traces au laboratoire ACME Analytical Laboratories Ltd. de Vancouver. Parmi ceux-ci, 24 échantillons ont été analysés pour les éléments traces

seulement. Le traitement des données et la préparation des diagrammes lithogéochimiques des figures 5, 6 et 7 ont été réalisés à l'aide de l'outil d'Assistance Traitement de la Lithogéochimie (version 1.01) de CONSOREM. Les résultats complets des analyses sont disponibles dans la banque de données du SIGÉOM.

Roches volcano-sédimentaires

Au total, 49 échantillons de roches supracrustales provenant des ceintures de Pie, de Griault, de Nougères et de Bailloud ont été analysés. Parmi ceux-ci, 21 ont été analysés pour les éléments traces uniquement. Les diagrammes de la figure 5 sont basés sur les données géochimiques de 17 échantillons provenant des ceintures de Pie (9 échantillons) et de Griault (8 échantillons). Les données géochimiques des échantillons provenant des ceintures de Bailloud et de Nougères ne sont pas traitées dans cette section en raison de leur origine incertaine et de la forte altération qui affecte les roches de ces ceintures. Les roches volcano-sédimentaires provenant des ceintures de Griault et de Pie ont une affinité sub-alkaline/tholéitique (figure 5a) et montrent une composition étalée, variant de basaltique à dacitique (figures 5a et 5b), conformément aux observations sur le terrain et aux différentes unités interprétées à l'intérieure des ceintures (carte hors-texte). La proportion importante de roches de composition intermédiaire observées dans ces deux ceintures les distinguent des ceintures de Laforge et d'Aquilon décrites dans la région du réservoir Laforge 1, située juste à l'est (figure 2, Simard et Lafrance, 2011). En effet, les ceintures de Laforge et d'Aquilon sont constituées de roches mafiques et de roches felsiques qui suggèrent un volcanisme de type bimodal (Simard et Lafrance, 2011).

Malgré le fait que les échantillons de la Ceinture de Griault (Agri) proviennent de niveaux de compositions variées, le diagramme des éléments des terres rares (ÉTR; figure 5d) montre un profil peu étalé caractérisé par un enrichissement un peu plus élevé en ÉTR légères (entre 20 et 90x chondrite) par rapport aux ÉTR lourdes (10 à 20x chondrite). Le profil de l'unité pyroclastique de la Ceinture de Pie (Apie2) est plus fractionné avec un enrichissement plus important en ÉTR légères (entre 40 et 100x chondrite) qu'en ÉTR lourdes (5 à 10x chondrite).

Intrusions felsiques et intermédiaires

Au total, 95 échantillons provenant des différentes unités intrusives felsiques à intermédiaires ont été analysés pour les éléments majeurs et les traces, et 3 échantillons ont été analysés uniquement pour les éléments traces. Parmi ces 98 échantillons, seulement 4 proviennent de la Sous-province de La Grande, plus précisément de la Suite de Coates (Acoa; 3 échantillons) et du Complexe de Langelier (Algl; 1 échantillon). Dans le Domaine de Bienville (Sous-province de Minto), 24 échantillons proviennent de la Suite de

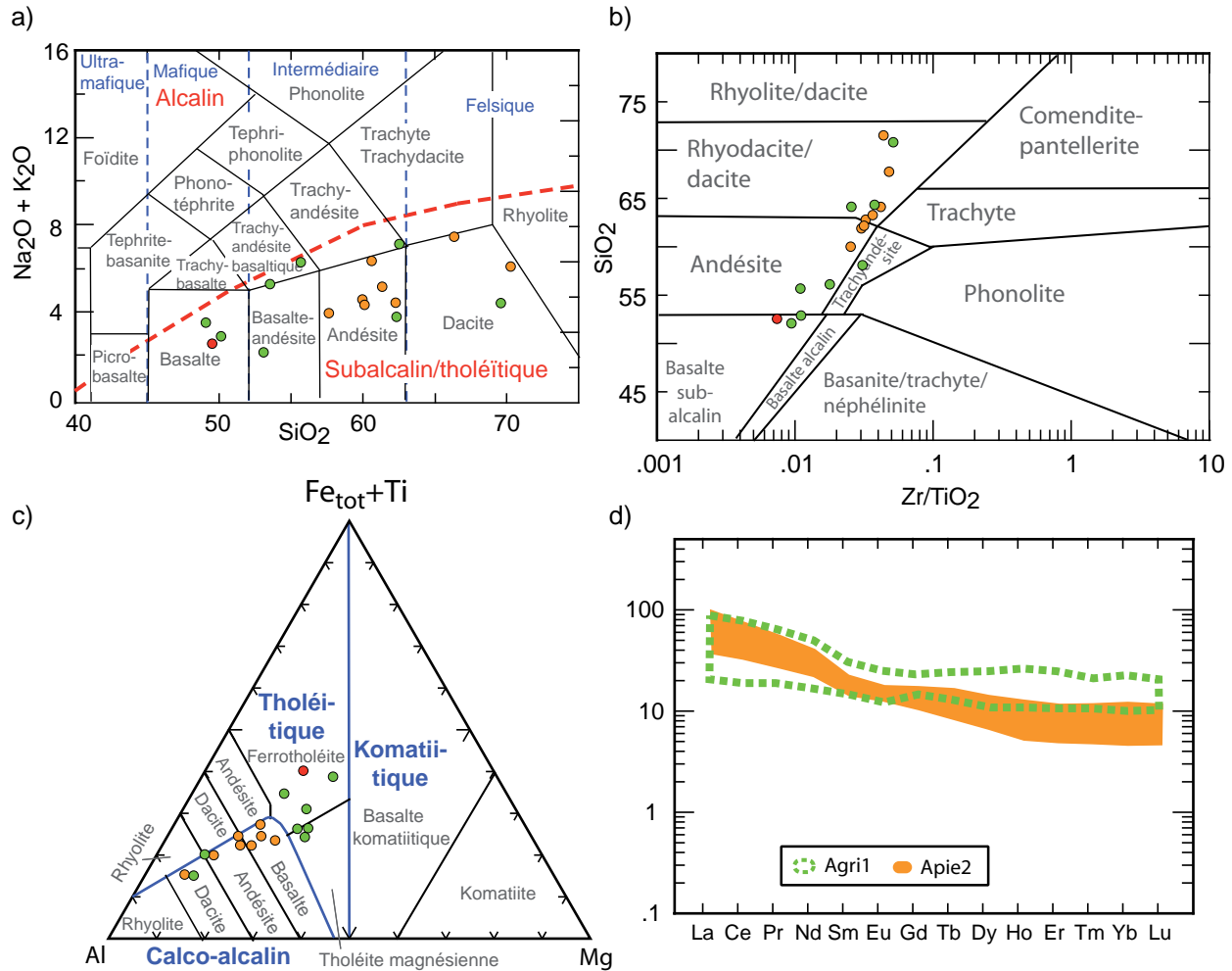
Salleneuve (Asln), 19 de la Suite de Desbergères (Adeb), 6 du Pluton de Radisson (Arad), 6 de la Suite de Loups-Marine (Alma) et 5 de la Suite de Kinglet. Finalement, 34 échantillons proviennent des intrusions tardives de la Suite de Tramont (Atra) rencontrées dans les deux sous-provinces.

Les résultats des analyses de roches sont présentés sur les diagrammes des figures 6 et 7. Ces diagrammes permettent de comparer les unités entre elles et de les comparer avec celles des régions voisines (figure 2). Globalement, les grandes unités intrusives de composition intermédiaire à felsique ont régionalement une composition chimique constante.

Les diagrammes géochimiques (figures 6 et 7) mettent en évidence le caractère distinctif du granite tardif de la Suite de Tramont. Il s'agit d'un granite alcalin (figure 6d), plus riche en quartz et en feldspath potassique que les autres unités intrusives de la région (figure 6a et 6b). Il est également plus fractionné (figure 6e) et sa signature géochimique est celle d'un granite syn-collisionnel (figure 7a) et post-orogénique (figure 7b). Le granite de Tramont est peralumineux (figure 6c), conformément aux autres régions où il a été observé, à l'exception des régions de Laforge 1 et de Montrochand (figure 2). Toutefois, cette différence géochimique semble reliée au logiciel utilisé. Les données de la région du réservoir Laforge 1 ont été traitées à nouveau par le logiciel de CONSOREM et, avec ce nouveau traitement, la signature géochimique des unités de cette région sur le diagramme de la figure 6c (non présenté dans le présent rapport) est identique à celles des unités de notre région. Conséquemment, les conclusions concernant les données géochimiques de la figure 6c, présentée dans le rapport de la région du réservoir Laforge 1 (Simard et Lafrance, 2011), sont erronées. Il est probable que le logiciel utilisé dans la région de Laforge 1 ait également été utilisé dans la région du lac Montrochand.

La Suite de Desbergères possède une composition plus felsique et plus potassique que les autres unités du Bienville. Le Desbergères se compose surtout de monzogranite (figure 6a et 6b) peralumineux (figure 6c), dont la composition chimique se rapproche de celle de la Suite de Tramont sur tous les diagrammes. Toutefois, le Desbergères est moins alcalin (figure 6d), moins fractionné (figure 6e) et se trouve en dehors du champ des granites post-orogéniques (figure 7b). Cette signature géochimique du Desbergères est similaire à celle obtenue pour cette unité dans les secteurs plus au nord (Roy *et al.*, 2004; Gosselin *et al.*, 2001 et 2002). Les échantillons du Desbergères sont assez bien regroupés sur la majorité des diagrammes démontrant que la texture porphyroïde (Adeb3) n'a pas eu d'influence sur la composition chimique de la roche. De plus, le caractère hétérogène de l'unité Adeb2 (décrite au chapitre 3) n'est pas mis en évidence par la chimie des roches étant donné que les échantillons choisis pour l'analyse étaient relativement homogènes.

Les Suites de Salleneuve et de Loups Marins ainsi que le Pluton de Radisson sont constituées de roches de composition principalement intermédiaire (figure 6b) et



Légende des symboles

Ceinture de Griault

● Agri1 Roches d'origine volcanique de composition mafique à felsique

Ceinture de Pie

● Apie2 Tufs recristallisés de composition intermédiaire à felsique

● Apie1 Roches d'origine volcanique de composition mafique

FIGURE 5 - Diagrammes géochimiques des roches volcano-sédimentaires de la région du lac Kinglet : **a)** diagramme discriminant binaire de Le Bas *et al.* (1986); **b)** diagramme de classification binaire de Winchester et Floyd (1977); **c)** diagramme discriminant ternaire de Jensen (1976); **d)** diagrammes des terres rares normalisées aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour les roches volcaniques.

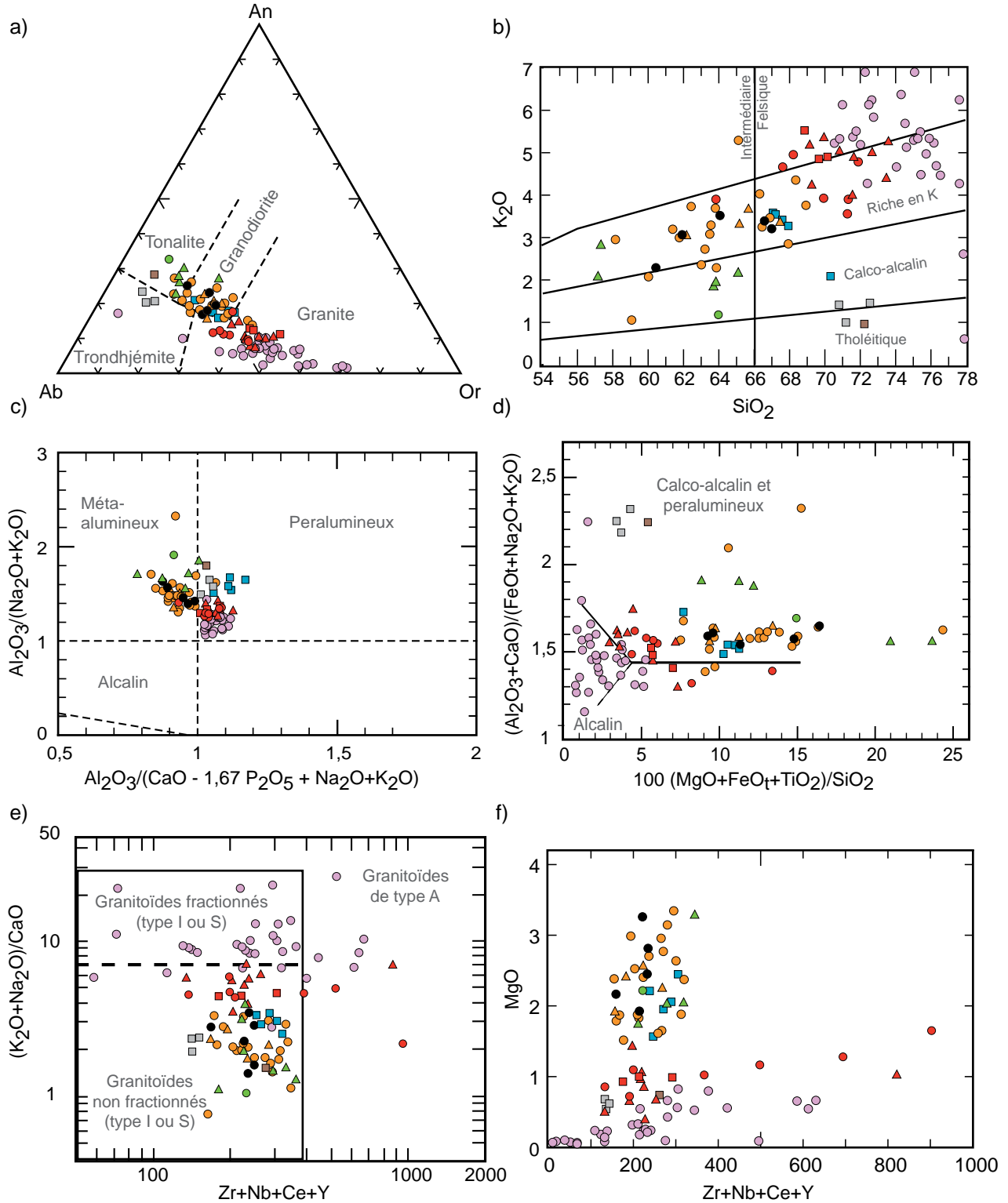
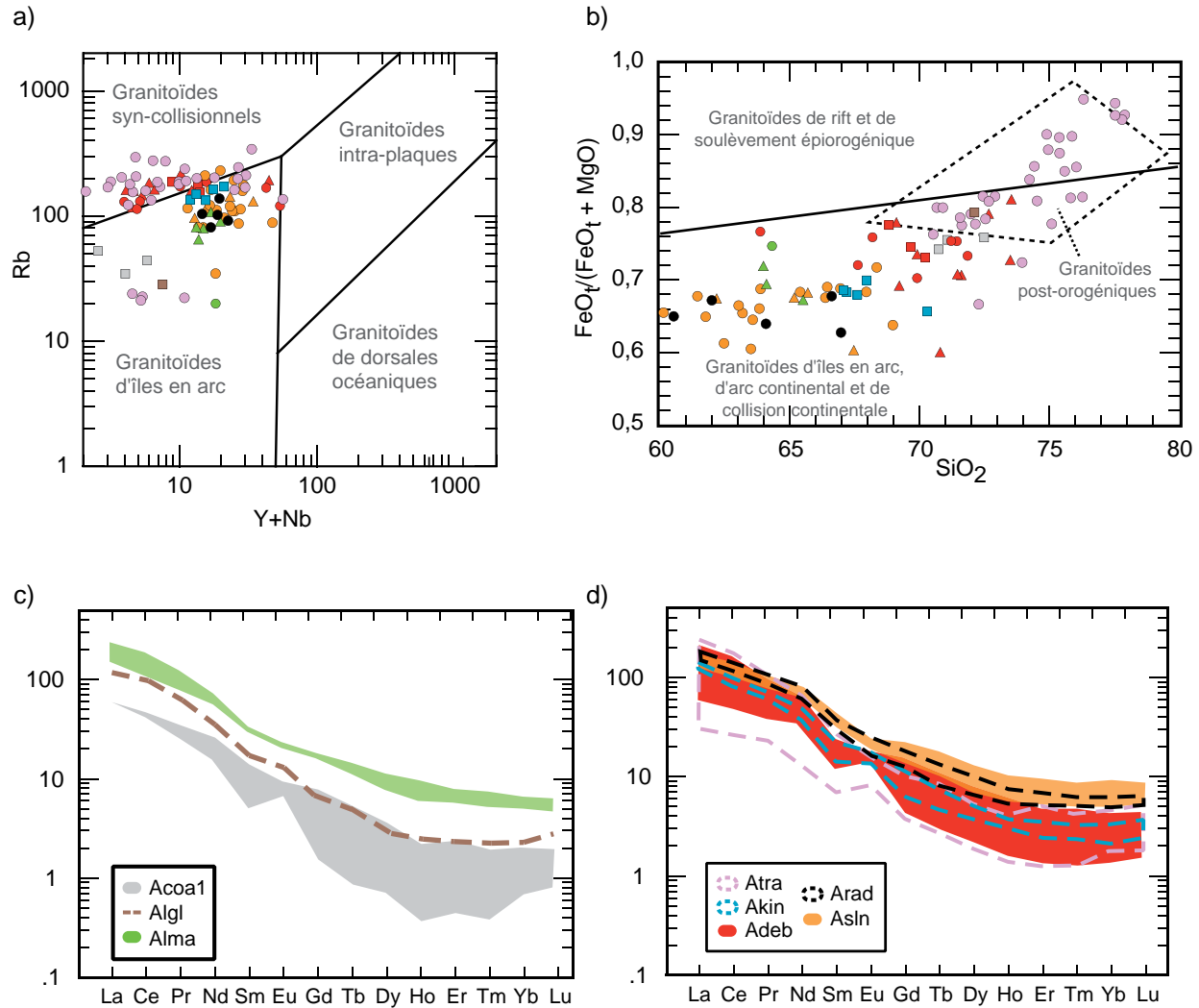


FIGURE 6 - Diagrammes géochimiques des roches intrusives felsiques et intermédiaires de la région du lac Kinglet : **a**) diagramme de classification normative albite-anorthite-orthose de O'Connor (1965); **b**) diagramme binaire K₂O versus SiO₂ de Peccerillo et Taylor (1976); **c**) diagramme de l'indice de saturation en alumine de Frost *et al.* (2001); **d**) diagramme discriminant de Sylvester (1989); **e**) diagramme discriminant de Whalen *et al.* (1987); **f**) diagramme binaire MgO versus Zr+Nb+Ce+Y. (La légende des symboles est présentée à la figure 7).



Légende des symboles des figures 6 et 7

INTRUSIONS TARDIVES

Suite de Tramont

● Atra Granite

DOMAINE DE BIENVILLE (MINTO)

Suite de Kinglet

■ Akin Diatexite à biotite

Suite de Desbergères

■ Adeb3 Granite et granodiorite à texture porphyroïde

▲ Adeb2 Granite et granodiorite hétérogènes

● Adeb1 Granite et granodiorite homogènes

Suite de Salleneuve

● Asln2 Monzodiorite quartzifère homogène

▲ Asln1 Monzodiorite quartzifère à texture porphyroïde

Pluton de Radisson

● Arad Monzodiorite quartzifère à texture porphyroïde

Suite de Loups Marins

▲ Alma1a Diorite quartzifère et tonalite à clinopyroxène

● Alma2 Diorite et diorite quartzifère à orthopyroxène

SOUS-PROVINCE DE LA GRANDE

Suite de Coates

■ Acoa1 Tonalite à biotite

Complexe de Langelier

■ Algl Gneiss tonalitique et dioritique

FIGURE 7 - Diagrammes géochimiques des roches intrusives felsiques et intermédiaires de la région du lac Kinglet : **a**) diagramme discriminant de Pearce *et al.* (1984); **b**) diagramme discriminant de Maniar et Piccoli (1989); **c**) et **d**) diagrammes des terres rares normalisées aux chondrites de McDonough et Sun (1995).

méta-alumineuse (figure 6c) alors que les diatexites de la Suite de Kinglet sont plus felsiques et peralumineuses. Toutefois, le peu d'échantillons provenant de la Suite de Kinglet (5 échantillons) ne permet pas de mettre en évidence les variations compositionnelles de ces roches observées sur le terrain (unité Akin). Dans le diagramme 6f, le MgO (élément compatible) a une corrélation inverse avec les éléments incompatibles (Zr+Nb+Ce+Y) pour le Salleneuve, le Loups Marins, le Radisson et le Kinglet. Ceci suggère, selon Thériault et Chevé (2001), un processus de cristallisation fractionnée avec formation précoce des minéraux ferromagnésiens. Inversement, le Tramont (Atra) et le Desbergères (Adeb) montrent une corrélation positive suggérant plutôt que les minéraux ferromagnésiens se sont formés à un stade avancé de la cristallisation. Les diagrammes des figures 6 et 7 mettent en évidence la ressemblance chimique entre les roches du Salleneuve et le Pluton de Radisson. Rappelons que le Pluton de Radisson (Arad) a été assigné à la Suite de Salleneuve en se basant sur ces ressemblances géochimiques ainsi que sur les ressemblances pétrographiques, le contact graduel observé entre les deux unités et leur coexistence spatiale.

Dans la Sous-province de La Grande, un nombre restreint d'échantillons de la Suite de Coates et du Complexe de Langelier a été analysé. Ces unités sont assez bien regroupées dans chacun des diagrammes des figures 6 et 7. La composition tonalitique de ces roches est démontrée clairement sur les diagrammes de la figure 6a et 6b. Dans tous les diagrammes, les tonalites de ces deux unités se trouvent dans le même champ que les tonalites de la Sous-province de La Grande de la région du réservoir Laforge 1 (Simard et Lafrance, 2011) où 34 échantillons de tonalite et de gneiss tonalitique ont été analysés.

Les figures 7c et 7d présentent respectivement les profils en ÉTR des unités tonalitiques et des unités potassiques de la région. Les diagrammes de ces figures montrent que, généralement, les unités du Domaine de Bienville sont plus enrichies en terres rares que les tonalites de la Sous-province de La Grande. Ainsi, malgré que la Suite de Loups Marins ait une composition tonalitique et dioritique, son profil des ÉTR (figure 7c) s'apparente davantage à celui des unités potassiques (figure 7d) du Bienville qu'à celui des tonalites du La Grande (figure 7c). Les profils des ÉTR de ces unités sont comparables à ceux des mêmes unités reconnues dans la région du réservoir Laforge 1 (Simard et Lafrance, 2011).

Le Pluton de Radisson et les suites de Salleneuve et de Loups Marins montrent des profils fractionnés avec un enrichissement plus important en ÉTR légères par rapport aux ÉTR lourdes. Les profils des suites de Tramont (Atra) et de Desbergères (Adeb) sont similaires quoique celui du Tramont soit un peu plus étalé au niveau des ÉTR légères. Finalement, le profil des diatexites de la Suite de Kinglet (Akin) est peu étalé et similaire à celui du Desbergères (Adeb).

MÉTAMORPHISME

Dans notre région, la majorité des roches possèdent des assemblages minéralogiques qui reflètent les conditions du faciès des amphibolites à l'exception des dykes de diabase protérozoïques qui n'ont pas été affectés par la déformation et le métamorphisme régional. Les roches de la Suite de Loups Marins, localisées dans le coin nord-ouest de la carte, ont une paragenèse minérale qui témoigne de conditions plus élevées, équivalentes à celles du faciès supérieur des amphibolites et à celui des granulites. Les roches volcano-sédimentaires et les gabbros contiennent des textures et des paragenèses minérales qui permettent de mieux caractériser le faciès métamorphique. Les assemblages minéralogiques observés dans les grandes unités de roches intrusives de composition felsique à intermédiaire reflètent fréquemment les conditions initiales de leur mise en place. L'identification de textures de recristallisation à l'intérieur de ces roches constitue un élément important pour évaluer les conditions du métamorphisme régional. La présence des diatexites de la Suite de Kinglet dans le nord de la carte témoigne d'un événement de fusion important dans ce secteur.

Roches volcano-sédimentaires et gabbro

Les roches des ceintures volcano-sédimentaires de la Sous-province de La Grande (ceintures de Pie et de Griault) et de la Sous-province de Minto (ceintures de Nougères et de Bailloud) ainsi que les gabbros de la Suite de Châteauguay possèdent une texture granoblastique bien développée qui témoigne d'une forte recristallisation associée à un ou plusieurs épisodes de métamorphisme. Les paragenèses minérales actuelles montrent que le dernier événement métamorphique enregistré par ces roches correspond au faciès des amphibolites. Les roches mafiques de ces ceintures contiennent l'assemblage hornblende + plagioclase \pm biotite \pm quartz \pm chlorite, les roches intermédiaires, l'assemblage hornblende + biotite + plagioclase + quartz et les roches felsiques, la paragenèse quartz + plagioclase + feldspath potassique + biotite. Les paragneiss observés dans les ceintures ont subi une fusion partielle faible à forte soulignée par la présence de 10 à 40 % de mobilisat blanchâtre. Ces paragneiss, à biotite brune \pm grenat, sont caractérisés par l'absence d'orthopyroxène, indiquant que le faciès des granulites ne semble pas avoir été atteint, du moins lors du dernier épisode métamorphique. Des niveaux à sillimanite + muscovite + staurotide ont été observés dans la Ceinture de Nougères et des schistes à muscovite + sillimanite + andalousite + cordiérite sont localement associés aux paragneiss de la Ceinture de Bailloud.

Le gabbro de la Suite de Châteauguay possède l'assemblage hornblende + plagioclase \pm clinopyroxène \pm biotite \pm orthopyroxène. Le plagioclase forme une belle texture granoblastique alors que la hornblende verte se présente sous forme de gros cristaux partiellement recristallisés.

Le clinopyroxène se trouve au cœur des gros cristaux de hornblende, suggérant qu'il a été en bonne partie remplacé par cette amphibole.

Roches intrusives felsiques à intermédiaires

Parmi les roches intrusives felsiques à intermédiaires, les gneiss, les diorites et les tonalites gneissiques du Complexe de Langelier sont les seules qui exhibent une texture granoblastique témoignant d'une recrystallisation importante reliée au métamorphisme régional. Ces roches possèdent l'assemblage minéralogique quartz + plagioclase + biotite + hornblende \pm épidote correspondant au faciès des amphibolites.

Les autres unités intrusives felsiques à intermédiaires possèdent une texture ignée primaire. La texture granoblastique est rare ou absente et on observe quelques textures protomylonitiques associées aux grandes zones de failles régionales. Étant donné l'absence de texture granoblastique dans les roches intrusives, il est probable que les textures granoblastiques observées dans les roches supracrustales, dans les gabbros de la Suite de Châteauguay et dans les roches recrystallisées du Complexe de Langelier correspondent à un événement tectono-métamorphique antérieur à la mise en place des intrusions felsiques à intermédiaires. Ces textures pourraient aussi être le résultat d'un métamorphisme synmagmatique lié à l'augmentation de la température associée à la mise en place des grandes intrusions felsiques qui les entourent.

Les roches tonalitiques de la Suite de Coates contiennent l'assemblage plagioclase + quartz + biotite \pm épidote. Les suites de Salleneuve et de Desbergères possèdent respectivement les paragenèses minérales feldspath potassique + quartz + plagioclase + hornblende + biotite \pm épidote et feldspath potassique + quartz + plagioclase + biotite \pm épidote. Tous ces assemblages correspondent aux conditions du faciès amphibolite. L'absence d'une texture granoblastique indique que ces assemblages reflètent probablement les conditions de mise en place initiales des intrusions. Toutefois, la majorité de ces roches sont foliées et ont donc été affectées par une déformation ou un métamorphisme ultérieur à leur mise en place.

Les intrusions de granite tardif assignées à la Suite de Tramont ont une texture primaire bien préservée et un aspect massif à faiblement folié démontrant qu'elles n'ont pas été affectées de façon significative par la déformation et le métamorphisme.

Suite de Loups Marins

La Suite de Loups Marins est une unité intrusive à pyroxènes, de composition intermédiaire à felsique, associée à du magmatisme charnockitique. La présence du clinopyroxène ou de l'orthopyroxène permet d'identifier des conditions de température élevée, équivalentes à celles du

faciès supérieur des amphibolites et à celui des granulites. Toutefois, comme pour les autres unités intrusives intermédiaires à felsiques du Domaine de Bienville de la région, les textures ignées primaires ont en bonne partie été préservées, suggérant que ces paragenèses minérales reflètent les conditions initiales de mise en place des intrusions. Ainsi, il est probable la Suite de Loups Marins provienne d'un magma charnockitique qui aurait migré dans la croûte et se serait mis en place dans un environnement où les paragenèses correspondant au faciès des amphibolites étaient stables, tel qu'observé dans l'ensemble des unités qui entourent la Suite de Loups Marins. Ce magma aurait alors conservé une température interne relativement élevée permettant la recrystallisation des bordures des cristaux de feldspaths et de quartz (unité Alma1) lors de la mise en place des intrusions. Par la suite, le rééquilibrage aux conditions environnantes du faciès des amphibolites aurait entraîné une transformation importante du clinopyroxène en hornblende et une altération de l'orthopyroxène en serpentine, iddingsite, talc, amphibole, chlorite, carbonate et magnétite.

Suite de Kinglet

La grande superficie couverte par les diatexites de la Suite de Kinglet indique qu'un événement de fusion important a affecté la partie nord de la région. Les nombreuses enclaves d'amphibolite, de diorite et de paragneiss suggèrent que ces diatexites proviennent de la fusion avancée d'une ou plusieurs séquences volcano-sédimentaires. La diatexite possède l'assemblage quartz + plagioclase + feldspath potassique + biotite. Les enclaves de roches volcano-sédimentaires ont une texture granoblastique bien développée et un aspect migmatitique relié à la présence de rubans de matériel de fusion blanchâtre parallèle à la foliation. La diatexite et les enclaves ne contiennent pas d'orthopyroxène, suggérant que le faciès des granulites n'a pas été atteint. Toutefois, la vaste superficie couverte par la Suite de Kinglet dans la moitié nord de la région implique une quantité importante de matériel fusionné. Considérant la température élevée nécessaire à cette fusion, il est possible que le métamorphisme ait atteint le faciès des granulites à certains endroits dans ce secteur sans que les conditions ne permettent la cristallisation de l'orthopyroxène. Rappelons que Ciesielski (1998) a rapporté la présence d'une importante unité constituée de diatexite et de paragneiss localisée juste à l'ouest de notre région. La présence de cette unité, de plus de cent kilomètres de longueur, suggère que le phénomène de fusion a affecté une superficie importante dans le sud du Domaine de Bienville.

Altération hydrothermale

Les roches localisées en bordure ou dans les zones de failles tardives ont subi une rétrogression importante reliée à la circulation de fluides hydrothermaux. Dans ces zones, la biotite a été rétrogradée en chlorite, la hornblende en

chlorite + épidote + calcite et les pyroxènes ont été complètement transformés en minéraux secondaires, rendant leur identification difficile. L'altération des minéraux mafiques s'accompagne d'une intense saussuritisation et séricitisation du plagioclase. On observe aussi dans ces zones une forte altération hématitique rougeâtre ainsi que la présence d'épidote sous forme de veines, de veinules ou d'altération.

Plusieurs zones d'altération hydrothermale post-métamorphique ont aussi été observées dans les ceintures volcano-sédimentaires, principalement celles de Griault et de Bailloud. Les principales altérations consistent en épidotisation, en séricitisation, en chloritisation et en altération potassique. Ces niveaux métasomatiques contiennent des cortèges de minéraux d'altération variés auxquels sont fréquemment associés des sulfures. Ces différentes altérations sont décrites plus en détail dans la section « Géologie économique ».

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Contexte régional

La limite entre les sous-provinces de La Grande et de Minto traverse le sud-est de la région (figure 2). Régionalement, ces grands ensembles lithotectoniques présentent des orientations structurales dominantes distinctes, généralement bien soulignées par les patrons aéromagnétiques régionaux. Le grain structural de la Sous-province de La Grande est orienté E-W le long du bassin de la rivière La Grande et bifurque vers le NNE-SSW dans la partie orientale près du contact avec la Sous-province d'Ashuanipi (figure 1). Celui de la Sous-province de Minto varie de NW-SE à N-S, du sud vers le nord. L'histoire tectonique de ces sous-provinces est complexe et fait intervenir plusieurs phases de déformation. L'alignement des unités stratigraphiques, l'orientation de la foliation principale, les grands axes de plis et les failles régionales sont les principaux éléments qui expriment le grain structural dominant de ces deux sous-provinces.

La majeure partie de la région du lac Kinglet se trouve à l'intérieur du Domaine de Bienville (figure 2). Ce domaine, localisé dans la partie sud-ouest de la Sous-province de Minto (figure 1), montre globalement un grain structural dominant orienté NW-SE caractéristique de la partie sud de cette sous-province. Toutefois, Eade (1966) a interprété la présence d'une succession de grands plis régionaux E-W dans le secteur sud-ouest du Domaine de Bienville, juste à l'ouest de notre région. Ce grain structural E-W dans cette partie du Bienville est d'ailleurs suggéré par un patron aéromagnétique régional E-W bien marqué. Dans notre région, le grain structural du Domaine de Bienville forme des patrons complexes produits par l'interférence entre les structures E-W de la partie sud-ouest du Bienville et celles orientées NW-SE caractéristiques du nord et de l'est de ce domaine.

La Sous-province de La Grande occupe une faible superficie dans le sud-est de la région (figure 2). Les données recueillies sont limitées et ne permettent pas de bien y documenter la déformation. On y observe tout de même une déformation complexe qui suggère la superposition de plusieurs phases. Plus au sud, les orientations structurales dominantes du La Grande sont principalement E-W (Bandyayera *et al.*, en préparation; Goutier *et al.*, 2001a et 2002). Vers l'est, les structures E-W de la Sous-province de La Grande sont réorientées vers le NE et reprises par la déformation NW-SE de la Sous-province de Minto (Simard et Lafrance, 2011).

Phases de déformation et éléments structuraux associés

Les éléments structuraux et les principales phases de déformation qui ont affecté le nord-est de la Sous-province de La Grande et le sud du Domaine de Bienville ont été décrits par plusieurs auteurs (Simard et Lafrance, 2011; Thériault et Chevé, 2001; Gosselin et Simard, 2000; Gosselin *et al.*, 2002; Roy *et al.*, 2004). Ces travaux mettent en évidence la présence de cinq phases de déformation (D1 à D5) qui ont également été reconnues dans notre région. Nous introduisons une nouvelle phase tardive D6 pour regrouper un réseau de failles cassantes protérozoïques orientées NNW-SSE et NW-SE. Dans les autres régions, ces failles avaient été incluses dans la phase D5 qui est principalement caractérisée par de grandes failles régionales E-W dont l'âge est encore mal connu. Le tableau 2 présente un résumé des différentes phases de déformation qui ont affecté le nord-est de la Sous-province de La Grande et le sud du Domaine de Bienville à partir de nos travaux et de ceux cités plus haut.

La phase de déformation D1 regroupe tous les éléments structuraux antérieurs à la foliation principale F2 qui correspond au grain structural régional. Il est possible que ces fabriques antérieures soient reliées à plus d'une phase de déformation. Ces reliques sont représentées par une foliation F1 préservée dans des enclaves contenues dans les intrusions de la Sous-province de La Grande et du Domaine de Bienville. Il s'agit d'une structure planaire bien développée ou d'un rubanement, généralement plissé et à angle par rapport à la foliation principale F2 de la roche hôte. Dans la Sous-province de La Grande, les textures gneissiques et granoblastiques du Complexe de Langelier sont le résultat d'une ou plusieurs phases de déformation antérieures à la phase régionale D2. Ces roches sont affectées par de nombreux plissements qui produisent des patrons de déformation complexes. On observe le même degré de déformation et de recristallisation dans les roches des ceintures volcano-sédimentaires de la région (photo 8, en annexe), suggérant que celles-ci ont également subi les effets de phases de déformation anciennes.

La phase de déformation D2 est à l'origine du développement de la foliation F2 qui affecte l'ensemble des roches

TABLEAU 2 - Présentation des différentes phases de déformation établies à l'intérieur du Domaine de Bienville et de la Sous-province de La Grande dans la région du lac Kinglet.

Phase	Sud du Domaine de Bienville	Nord-est de la Sous-province de La Grande
D1	Relique d'une foliation F1 dans les enclaves	- Relique d'une foliation F1 dans les enclaves - Gneissosité, recristallisation et plis dans les unités anciennes
D2	Foliation régionale F2	Foliation régionale F2
D3	- Plis P3 E-W dans la partie sud-ouest du Domaine de Bienville - Plis P3 réorientés NE-SW et NW-SE par des failles plus jeunes dans la région du lac Kinglet	- Plis P3 NE-SW dans le nord-est de la sous-province - Plis P3 E-W dans la partie ouest de la sous-province - Grain structural dominant
D4	- Plis P4 NW-SE - Failles F4 NW-SE (réorientent les structures antérieures) - Grain structural dominant	- Plis P4 NW-SE - Failles F4 NW-SE - Effet plus ou moins intense sur les structures antérieures (surtout près du contact entre les sous-provinces de La Grande et de Minto)
D5	- Failles E-W à ENE-WSW qui ont pu avoir un contrôle sur les grabens protérozoïques - Faille de Vaujours	Failles E-W à NNE-SSW qui ont pu avoir un contrôle sur les grabens protérozoïques
D6	- Failles tardives cassantes NNW-SSE à NW-SE dans lesquelles se sont injectés les dykes de diabase - Faille de LG-3	Failles tardives cassantes N-S à NNW-SSE dans lesquelles se sont injectés les dykes de diabase

archéennes de notre région. L'intensité de cette structure planaire peut être variable passant d'une foliation minérale peu marquée à une schistosité pénétrative. Bien que nous considérons la foliation F2 comme la fabrique principale pour l'ensemble de la région, nous ne pouvons confirmer que l'évènement tectonique à l'origine de cette foliation dans le La Grande soit le même que celui responsable de la foliation F2 dans le Bienville. Mentionnons que la foliation principale F2 mesurée dans les roches de la Sous-province de La Grande de notre région correspond à la structure planaire S1 définie plus au sud par Goutier *et al.* (2001a, 2001a et 2002).

La phase de déformation D3 a été documentée exclusivement dans la partie nord-est de la Sous-province de La Grande (Simard et Lafrance, 2011; Gosselin et Simard, 2000; Gosselin *et al.*, 2002; Thériault et Chevé, 2001). Cette phase D3 a affecté la foliation F2 et produit des plis P3 NE-SW sans schistosité, parallèles à l'allongement général de la Sous-province de La Grande dans ce secteur. Il est donc probable que les plis E-W, parallèles à l'enveloppe générale du La Grande dans la partie ouest de cette sous-province, soient également reliés à la phase D3. Ainsi, la phase de déformation D3 serait à l'origine du grain structural dominant de la Sous-province de La Grande. Les structures E-W n'ont pas été reconnues dans le sud du Domaine de Bienville (Simard et Lafrance, 2011; Gosselin *et al.*, 2002; Roy *et al.*, 2004). Toutefois les grandes structures E-W interprétées par Eade (1966) dans le sud-ouest de ce domaine pourraient être reliées à la phase de déformation D3. Ces structures E-W se poursuivent dans notre région (domaines 2, 3 et 4, section suivante) où elles ont été réorientées selon une direction NE-SW (domaine 3) et NW-SE (domaine 4) par des réseaux de failles plus jeunes.

La phase de déformation D4 est responsable du grain structural dominant NW-SE à N-S de la Sous-province de Minto. Dans le Domaine de Bienville, cette phase est à l'origine de la réorientation de la foliation F2, de la production de plis P4 ouverts à serrés orientés NW-SE et du

développement d'un réseau de failles de même orientation (décrites plus loin). La phase de déformation D4 affecte également les structures plus anciennes de la Sous-province de La Grande, principalement près du contact La Grande – Minto. Le grand pli régional NW-SE formé par la Ceinture d'Aquilon dans la région du réservoir Laforge 1 (Simard et Lafrance, 2011), bien visible sur la carte aéromagnétique régionale, illustre bien les effets de la déformation D4 à l'intérieur de la Sous-province de La Grande. Au nord de notre région, Roy *et al.* (2004) ont assigné les grandes failles orientées NW-SE à une déformation D3 équivalente à la déformation D4 dans les régions voisines (Simard et Lafrance, 2011; Gosselin *et al.*, 2002; Gosselin et Simard, 2000; Thériault et Chevé, 2001).

On associe à la déformation D5 les grandes failles régionales orientées E-W à ENE-WSW, dont certaines, comme la Faille de Vaujours, ont une extension régionale de plusieurs centaines de kilomètres. Ces grandes failles, encore mal connues, pourraient avoir joué à plusieurs reprises durant l'Archéen et le Protérozoïque (voir section « Failles régionales »).

La déformation D6 regroupe un réseau de failles cassantes NNW-SSE dans lesquelles des dykes de diabase se sont injectés. Ces failles sont caractérisées par des zones de cataclases et des altérations en hématite, épidote, chlorite et séricite (voir section « Failles régionales »).

Analyse structurale

Pour mettre en évidence les tendances structurales et caractériser la déformation, la région a été divisée en cinq domaines structuraux. La compilation statistique des pôles des plans de la foliation régionale de chacun de ces domaines est présentée sur les stéréogrammes de la figure 8. Cette figure comprend également une carte montrant la limite des domaines structuraux et une représentation schématique de la trace de la foliation régionale.

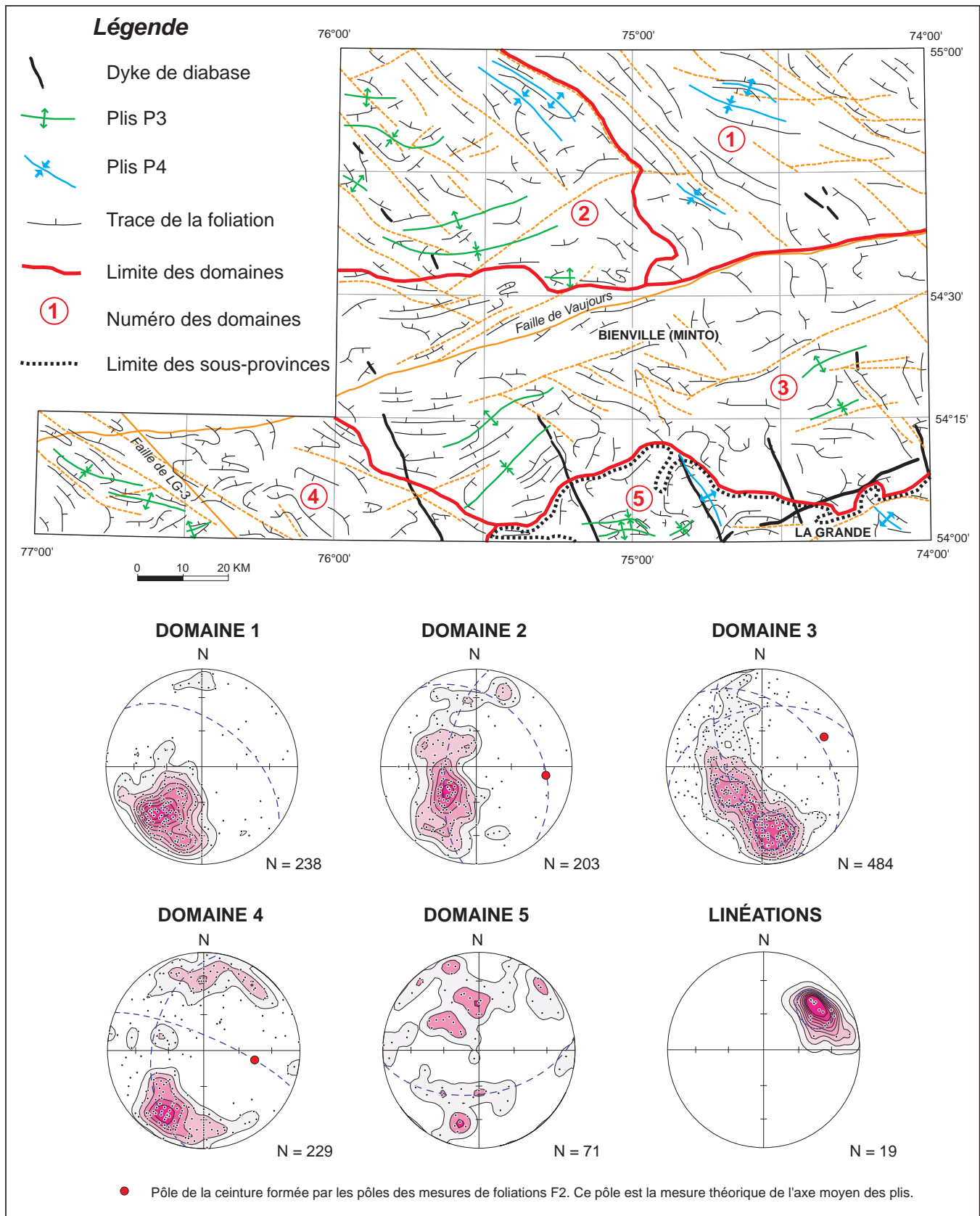


FIGURE 8 - Attitude de la foliation régionale, limites des domaines structuraux et projections stéréographiques de la foliation régionale et de la linéation par la méthode de Schmidt (N = nombre de mesures de foliation).

Le domaine 1 correspond au secteur nord-est de la carte. On y observe un grain structural NW-SE dominant et régulier, caractéristique du Domaine de Bienville, produit par l'attitude de la foliation F2 et par la présence d'un réseau de failles NW-SE. La foliation a une orientation constante NW-SE avec un pendage vers le NE, tel qu'illustré par le stéréogramme de ce domaine et par la trace de la foliation (figure 8). Toutefois, l'étalement des pôles sur le maximum indique un pendage variant de faible à fort. Des inversions de pendages de la foliation ont permis d'interpréter la présence de quelques plis P4 orientés NW-SE. Mentionnons que les plis P4 sont abondants dans les régions des lacs Montrochand (Roy *et al.*, 2004) et Bienville (Gosselin *et al.*, 2002), localisées respectivement au nord et au nord-est de notre région. Dans le domaine 1, il est possible que les plis P4 soient également plus nombreux que ceux interprétés. Toutefois, le pendage constant de la foliation F2 vers le NE impliquerait un déversement de ces plis vers le SW, ce qui est plus difficile à interpréter à l'échelle de nos travaux.

Le domaine 2 couvre le quart nord-ouest de la région. L'orientation de la foliation dans ce domaine est beaucoup moins constante que dans le domaine 1. Sur le stéréogramme, les pôles de la foliation forment un maximum très évasé indiquant un plan moyen de foliation F2 orienté NW-SE à pendage modéré à faible vers le NE. Cette orientation correspond au grain structural NW-SE du Bienville associé à la phase de déformation D4. Toutefois, les pôles se distribuent également le long d'une ceinture qui suggère la présence de plis grossièrement orientés E-W à faible plongée vers l'est. Ces plis E-W, probablement associés à la phase D3, représentent le prolongement, dans notre région, des grands axes E-W reconnus par Eade (1966) dans le sud-ouest du Domaine de Bienville. Ces plis P3 auraient été repris par la phase D4 dans le domaine 2. Les deux orientations structurales de ce domaine sont bien illustrées sur la carte de la figure 8 où des axes de plis E-W à NE-SW et de plis NW-SE y ont été tracés à partir de l'attitude de la foliation. Régionalement, la foliation demeure constante au-delà des limites de la région, conservant une orientation NW-SE, vers le nord-ouest et E-W, vers l'ouest. Des travaux de cartographie régionale seront nécessaires à l'ouest de notre région pour mieux comprendre le changement d'orientation du grain structural de E-W à NW-SE de la partie sud-ouest du Domaine de Bienville.

Le domaine 3 couvre une superficie importante dans la moitié sud de la région. La Faille de Vaujours (décrite plus loin), qui traverse le nord de ce domaine, est une structure régionale ENE-WSW de plusieurs centaines de kilomètres de longueur associée à la phase D5. Plusieurs failles ENE-WSW, localisées dans le domaine 3 au sud de la Faille de Vaujours, sont également associées à cette même phase de déformation. Toutes ces failles semblent avoir en partie réorienté la foliation régionale et les axes de plis de ce domaine. Le stéréogramme et la carte de la trace de la foliation montrent deux orientations préférentielles de la foliation régionale, l'une NW-SE typique de la déformation D4 du Bienville, et l'autre ENE-WSW, probablement associée à

la phase D3 (E-W) puis réorientée par les failles de la phase D5. Les pôles des plans de la foliation forment également une large ceinture assez bien définie, suggérant des plis P3 plongeant vers l'ENE tels qu'interprétés et tracés sur la carte de la figure 8. L'étalement des pôles indique que le pendage de la foliation est très variable passant de subhorizontal à subvertical. Les plis ENE-WSW de ce domaine correspondent probablement à des plis E-W associés à la phase D3, comparables à ceux reconnus à l'ouest de notre région (Eade, 1966) et dans le domaine 1. Dans le domaine 3, ces plis auraient été réorientés par le mouvement des failles ENE-WSW. Mentionnons également que la présence des grandes masses de granite tardif de la Suite de Tramont a eu un effet sur l'attitude de la foliation dans le domaine 3 puisque la foliation des roches encaissantes tend à se mouler autour de ces intrusions.

Le domaine 4 est traversé par de grands corridors de déformation associés à des failles NW-SE. L'attitude de la foliation y est assez variable, tel que démontré par la trace de la foliation et par l'étalement des pôles sur le stéréogramme de ce domaine (figure 8). Ces pôles forment tout de même un maximum qui indique un plan moyen de la foliation orienté NW-SE à pendage fort vers le NE. Ils se distribuent également le long d'une ceinture plus ou moins bien définie suggérant des plis plongeant vers l'ESE. Ainsi, les plis orientés ESE-WSW correspondraient à des structures E-W associées à la déformation D3 qui auraient été en partie réorientées le long des failles NW-SE reliées à la phase D4.

Le domaine 5 correspond à la partie de la Sous-province de la Grande présente dans le coin sud-est de la région (figure 8). Le stéréogramme de ce domaine montre une distribution erratique des pôles de plans de foliation avec une tendance générale E-W. La majorité des plans de foliation ont été mesurés à l'intérieur des ceintures volcano-sédimentaires ou dans les roches gneissiques du Complexe de Langelier. Il est probable que plusieurs de ces structures planaires correspondent à une foliation F1 associée à d'anciennes phases de déformation (D1), antérieures à la phase D2.

Quelques linéations d'étirement, mesurées sur les plans de foliation ou de cisaillement orientés NW-SE dans les domaines 1 et 3, sont présentées sur un stéréogramme de la figure 8. Bien que ces mesures soient peu nombreuses, elles illustrent une tendance nette suggérant une certaine déformation linéaire vers le NE associée à la phase de déformation D4. Cette déformation linéaire pourrait être reliée à un déversement des structures vers le SW.

Failles régionales

La région est recoupée par plusieurs réseaux de failles appartenant à des phases de déformation différentes. L'effet de ces failles sur les roches a été observé localement, mais la majorité d'entre elles ont été interprétées et tracées à partir des cartes aéromagnétiques régionales et leur mouvement n'a pas été déterminé.

Failles NW-SE

Le réseau de failles NW-SE, associé à la phase de déformation D4, est bien développé dans le Domaine de Bienville. Ces failles ont été bien documentées dans les régions des lacs Bienville (Gosselin *et al.*, 2002) et Montrochand (Roy *et al.*, 2004) où elles sont interprétées comme des failles ductiles le long desquelles ont été observées des zones de cisaillement et de mylonite ainsi que des altérations en hématite, en épidote, en chlorite et en silice. Rappelons que dans la région du lac Montrochand (Roy *et al.*, 2004), ces failles forment de grands corridors de déformation assignés à une phase D3 équivalente à la phase D4 décrite ailleurs dans le Bienville.

Des zones de déformation ductile associées à quelques failles NW-SE à WNW-ESE affectent le Pluton de Radisson dans l'extrémité ouest de la région (figure 3). Une de ces zones est bien exposée sur une île du réservoir Robert-Bourassa. On y observe des gneiss droits et des zones de mylonites auxquels est associée une linéation d'étirement à plongée modérée vers le SE. Ce style de déformation ductile et l'attitude de la linéation sont comparables à ce qui a été observé le long des corridors de déformation de la région du lac Montrochand (Roy *et al.*, 2004) et de Bienville (Gosselin *et al.*, 2002).

Dans l'est de notre région, les failles NW-SE associées à la phase déformation D4 sont mal exposées. Elles ont été principalement tracées dans le prolongement des grands corridors ductiles des régions de Montrochand (Roy *et al.*, 2004; figure 2), juste au nord, à l'aide des cartes aéromagnétiques régionales. Ainsi, la déformation ductile n'a pas été observée sur le terrain le long de ces failles. Toutefois, à certains endroits le long de ces structures, on trouve des zones de cataclases et de brèches où les roches sont complètement fracturées, broyées et fortement altérées en hématite et chlorite. Il est donc possible que certaines de ces failles aient eu un mouvement tardif cassant qui aurait oblitéré les fabriques mylonitiques reliées à la déformation ductile D4. Plus au nord dans la région du lac Nedluc, Parent *et al.* (2000) ont observé des fragments de mylonite à quelques endroits dans les zones de cataclases reliées aux failles tardives, suggérant que certaines de ces structures cassantes auraient eu un mouvement ductile à l'Archéen puis auraient été réactivées au Protérozoïque. Il est possible également que certaines failles NW-SE de notre région appartiennent au réseau de failles cassantes tardives associé à la phase de déformation D6 (décrite plus loin).

Failles E-W à ENE-WSW

Les failles E-W à ENE-WSW sont associées à la phase de déformation tardive D5. Ces failles forment de grands linéaments sur la carte aéromagnétique régionale qui transcendent la limite entre les sous-provinces de La Grande et de Minto. Le mouvement et l'âge de ces grandes structures sont encore mal connus. Il est possible que ces failles aient

été actives à plusieurs reprises au cours de leur histoire. Dans les régions du lac Bienville (Gosselin *et al.*, 2002) et du lac Montrochand (Roy *et al.*, 2004), par exemple, les failles E-W pourraient avoir exercé un contrôle sur le couloir Saindon-Cambrien dans lequel se trouvent plusieurs lambeaux de roches protérozoïques de la Formation de Sakami. Ce couloir se poursuit vers l'est jusque dans la région de la rivière Sérigny (Simard *et al.*, 2009). Simard *et al.* (2004) ont aussi reconnu, dans la région du lac à l'Eau Claire, un réseau de failles cassantes de direction E-W associées aux fossés d'effondrement d'âge protérozoïque reliés au Graben de Richmond Gulf. Au sud de notre région, dans la Sous-province de la Grande, des failles E-W à ENE-WSW forment un grand graben dont le cœur est occupé par la Formation de Sakami (Goutier *et al.*, 2001b). La majorité des failles ENE-WSW de notre région se trouvent dans le prolongement de ce graben, à l'intérieur du domaine 3 (figure 8). Un dyke de diabase protérozoïque ENE-WSW qui appartient aux Dykes de Senneterre s'est mis en place le long d'une de ces fractures dans le sud de notre région. Dans le domaine 3, la foliation régionale F2 et les plis P3 ont en partie été réorientés par le mouvement des failles ENE-WSW. Des zones de mylonites et de fortes linéations ont été observées localement le long de certaines failles ENE-WSW localisées dans le domaine 3, juste au nord de la Faille de Vaujours. Les zones de faiblesse reliées aux failles ENE-WSW de notre région auraient pu être réactivées en failles normales au Protérozoïque lors de la formation du graben situé juste au sud-ouest (Goutier *et al.*, 2001b).

La Faille de Vaujours est une structure régionale ENE-WSW de plusieurs centaines de kilomètres de longueur qui traverse la région d'est en ouest. Cette faille a été identifiée pour la première fois dans la région du lac Gayot (SNRC 23M, figure 2). À cet endroit, elle a une orientation NE-SW et marque, en partie, la limite entre les sous-provinces de La Grande et d'Ashuanipi. Gosselin et Simard (2000) l'associent à une phase de déformation archéenne tardive D4 ou D5 et lui attribuent un mouvement inverse vers le SE, impliquant un chevauchement de la Sous-province de La Grande sur celle de l'Ashuanipi. Ces auteurs mentionnent également que cette faille aurait joué au Protérozoïque, du moins dans certains secteurs. Certaines ramifications de la Faille de Vaujours semblent se poursuivre vers le nord-est, jusqu'à la Fosse du Labrador, et sa signature magnétique régionale permet d'interpréter son extension vers l'ouest jusqu'à la Baie James. Dans toutes les régions où elle a été tracée, la Faille de Vaujours est mal exposée et sa position est principalement basée sur sa signature magnétique. Conséquemment, il existe peu de données concernant cette grande structure et son implication dans le schéma structural régional est encore mal connue.

Les failles cassantes tardives NNW-SSE à NW-SE

Quelques failles cassantes, de direction NNW-SSE à NW-SE, ont été observées localement. Ces structures, assi-

gnées à la phase de déformation tardive D6, correspondent à des zones métriques de cataclase auxquelles sont associées des altérations de nature hydrothermale en hématite, épidote, séricite et chlorite. Très peu de ces failles ont été tracées sur la carte. Les dykes de diabase de l'Essaim de Mistassini se sont mis en place le long de ces fractures. Il peut être difficile de les distinguer des failles NW-SE assignées à la phase de déformation D4 puisque ces dernières pourraient avoir été réactivées en un mouvement cassant durant la déformation D6. Des failles cassantes N-S et NW-SE observées plus au sud dans la Sous-province de La Grande (Goutier *et al.*, 2002) sont interprétées comme des structures protérozoïques. La Faille de LG-3, localisée dans la partie ouest de la région (figure 3), a fait l'objet de travaux plus détaillés vers le sud, dans la Sous-province de La Grande. Grenon *et al.* (1977) lui attribuent un mouvement normal légèrement dextre avec un rejet d'environ 500 mètres. Ces auteurs mentionnent également que la Faille de LG-3 recoupe la Formation de Sakami et qu'elle est coupée par un dyke de gabbro précambrien. Ces observations confirment l'âge protérozoïque de cette structure.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Historique

L'exploration de l'uranium a connu un essor important dans le nord du Québec au cours des années 1970. Cette vague d'intérêt pour ce métal a mené la Société de développement de la Baie James (SDBJ) et le Groupe minier S.E.S à réaliser de nombreux travaux d'exploration dans notre région. Ces travaux, qui consistent principalement en levés géochimiques de sédiments de lac et de ruisseau, en levés aéroportés radiométriques, magnétiques et électromagnétiques et en prospection au sol, n'ont toutefois mené à aucune découverte d'intérêt. Plus récemment, la hausse du prix de l'uranium et la demande grandissante pour ce métal au niveau mondial ont de nouveau suscité l'intérêt des compagnies minières pour les territoires de la Baie James. De nouveaux travaux de prospection ont été effectués dans notre région, principalement sur des cibles générées à partir d'anomalies géochimiques de sédiments de lac. Ainsi, dans le secteur nord-est, les levés géophysiques et les travaux de prospection et de cartographie sur les propriétés de Bearclaw Capital (Magrina et Sharma, 2008; D'Amours et Paul, 2008) ont mené à la découverte de deux indices uranifères. Dans le coin sud-ouest du feuillet SNRC 33J, les travaux d'échantillonnage de sédiments de lac et de till de Ressources Everton (Girard, 2007, Girard et Fournier, 2008) et les travaux de géophysique et de prospection d'Exploration NQ (Largeaud *et al.*, 2008; Bernard, 2008) ont aussi permis la mise au jour de zones enrichies en U-Th. Finalement, des travaux de reconnaissance et un levé géophysique aéroporté (D'Amours et Paul, 2007) ont été effectués par Uranium

Bay Resources dans le coin sud-ouest de notre région. D'autres travaux d'exploration ont aussi été effectués dans notre région par Mines Virginia à l'intérieur des ceintures volcano-sédimentaires de la Sous-province de La Grande. Des levés géophysiques héliportés et au sol couvrent l'extrémité ouest de la Ceinture de Griault (St-Hilaire, 1998) ainsi que la Propriété Pénélope, localisée dans la Ceinture de Pie (Tshimbalanga, 2007; Hubert, 2008).

Résultats de la campagne de terrain

Certains sites d'intérêt présentés à la figure 9 et dans le tableau 3 étaient déjà connus et avaient fait l'objet de travaux d'exploration avant notre levé géologique (sites 1 à 5). Les travaux de l'été 2010 ont permis de mettre au jour plusieurs nouveaux sites (sites 6 à 38). Ces zones d'intérêt sont associées : 1) à des granites enrichis en métaux rares; 2) à des zones de brèches et de stockwerks; 3) aux ceintures et lambeaux volcano-sédimentaires; 4) à des enclaves de formation de fer et de paragneiss; et 5) à des intrusions intermédiaires et ultramafiques. Plusieurs de ces sites, en particulier ceux des deux premiers types, sont associés à des anomalies géochimiques de sédiments de lac mis en évidence suite à de nouveaux traitements des résultats d'analyse de sédiments de l'environnement secondaire du Québec (Lamothe, 2009 et 2010). Ces nouveaux traitements géochimiques ont permis de définir des zones d'anomalies de sédiments de lac en molybdène, uranium, cuivre, zinc, nickel et or dans notre région.

Sites d'intérêt associés à des granites enrichis en métaux rares

La majorité des sites d'intérêt associés à des granites enrichis en métaux rares (uranium, thorium, zirconium ou terres rares) correspondent à des zones d'anomalies de sédiments de lac en $U \pm Mo \pm Cu$. Tel que mentionné précédemment, les sites 1 à 5 (figure 9 et tableau 3) ont été découverts avant notre levé géologique. D'après Magrina et Sharma (2008), les processus permettant un enrichissement significatif en uranium sont associés aux stades finaux du magmatisme (pegmatite), à de l'hydrothermalisme tardif le long de failles et à la fusion partielle. Dans les sites 1 à 5, la minéralisation uranifère est associée principalement à des fractures et à des petites failles recoupant des masses de pegmatite (site 1; Bernard, 2008), à des séquences de paragneiss migmatitisés de la Suite de Kinglet (sites 2 et 3; Magrina et Sharma, 2008) ou à des affleurements constitués de gneiss tonalitique migmatitisé, de granite et de pegmatite (site 4; Magrina et Sharma, 2008). Pour le site 5, Magrina et Sharma (2008) mentionnent des teneurs pouvant atteindre jusqu'à 670 ppm U et 1800 ppm Th, sans toutefois fournir la localisation exacte des meilleures teneurs. Lors de nos travaux, des échantillons ont été prélevés sur certains décapages de ce secteur. Ces zones décapées se trouvent à l'intérieur d'un granite rose finement à moyennement grenu

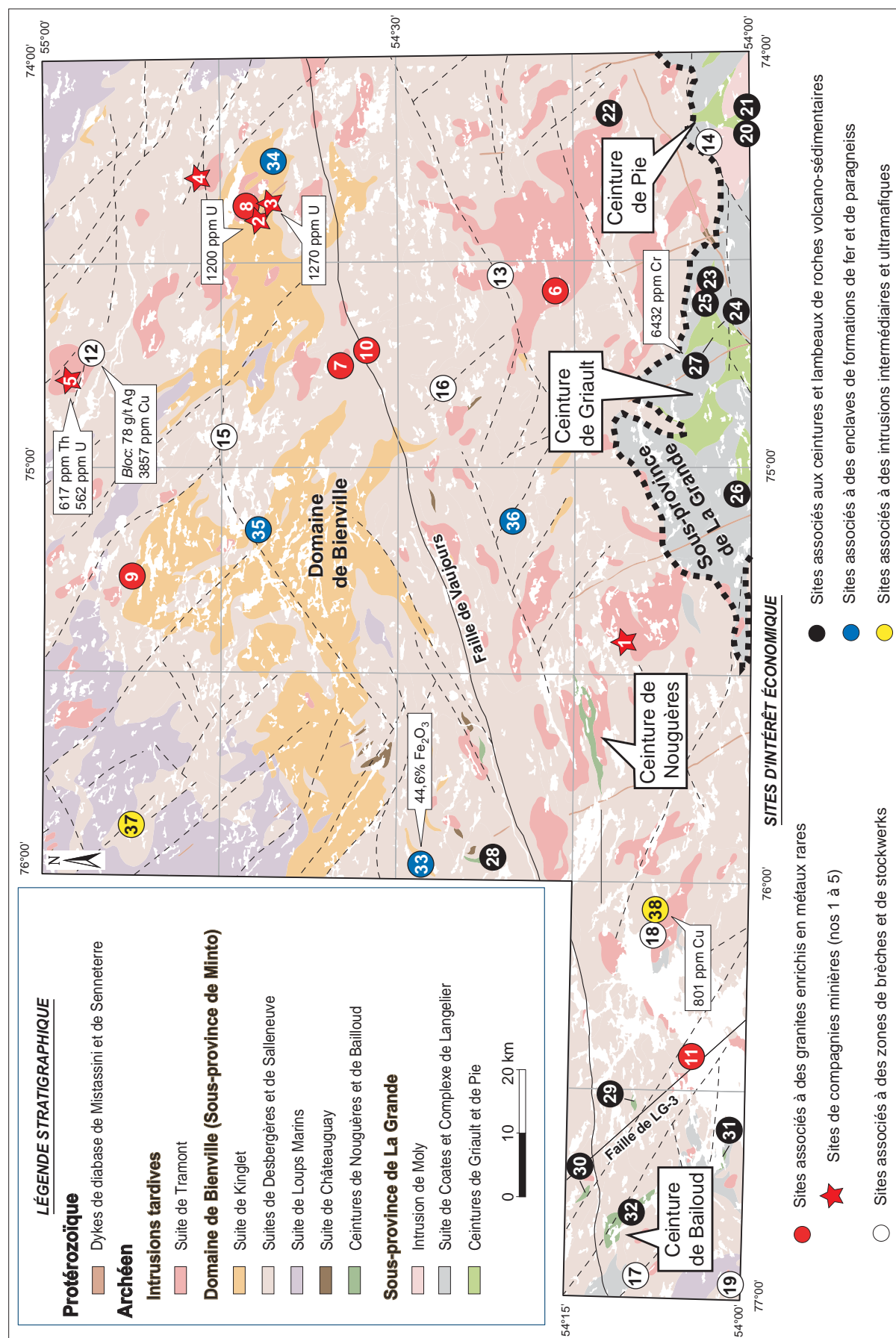


FIGURE 9 - Localisation des principaux sites d'intérêt économique de la région du lac Kinglet. Les numéros font référence aux sites décrits dans le tableau 3.

et pauvre en minéraux mafiques que l'on associe à la Suite de Tramont. Un de nos échantillons a donné des teneurs suffisamment élevées pour être considéré comme un nouvel indice minéralisé (indice Delaur, site 5). Les meilleures teneurs semblent associées à des phases d'altération hydrothermale impliquant un fort enrichissement en silice, titane et ÉTR lourdes accompagné d'un appauvrissement marqué en aluminium, sodium et potassium. En affleurement, ces altérations se présentent sous forme de phases grisâtres à jaunâtres grenues et en contact diffus avec le granite rose. En lames minces, les échantillons ayant retourné des valeurs anormales renferment du quartz fumé et une phase secondaire jaunâtre intergranulaire ou dans les fissures des minéraux. Ces échantillons contiennent aussi une bonne proportion de zircon et d'allanite ainsi que, plus rarement, des traces d'uraninite. Mentionnons également que plusieurs échantillons, prélevés jusqu'à 6 km de l'indice, ont donné des teneurs faiblement anormales en thorium.

Des anomalies en thorium se trouvent également dans des contextes similaires dans le sud-est (site 6) et le centre-est (site 7) de la région. Le granite de la Suite de Tramont y est injecté de fines veinules d'hématite. Au site 7, la minéralisation semble également associée à un lessivage des minéraux potassiques. Des teneurs anormales en Th et ÉTR légères ont aussi été obtenues dans une intrusion de granite de la Suite de Tramont (site 8) qui s'injecte dans des paragneiss, à moins de 2 km à l'est des indices de Bearclaw Capital (sites 2 et 3). À cet endroit, le paragneiss encaissant renferme plusieurs cristaux d'allanite et montre de fortes altérations en épidote, chlorite et séricite.

Les sites 9, 10 et 11 sont associés à des intrusions potassiques à biotite assignées à la Suite de Desbergères. Le site 9 correspond à un granite ayant retourné des teneurs anormales en thorium. Des teneurs élevées en ÉTR légères, zirconium et titane ont été obtenues dans des échantillons de granite (site 10) et de monzodiorite quartzifère (site 11), riches en cristaux de sphène, de zircon et d'allanite (2 à 4 %). Ces roches intrusives renferment jusqu'à 15 % de minéraux mafiques (biotite + magnétite + hématite \pm hornblende \pm pyrite) et montrent des altérations prononcées en chlorite et séricite.

Sites d'intérêt associés à des zones de brèches et de stockwerks

Plusieurs zones de brèches et de stockwerks de bonne dimension ont été trouvées dans la région (sites 12 à 19; figure 9 et tableau 3). Presque toutes ces zones sont associées à des anomalies de sédiments de lac en Mo \pm Cu \pm Zn. Cette association entre les zones de brèches et les anomalies géochimiques est particulièrement intéressante puisque ce contexte s'apparente à celui du gîte de Tilly localisé à moins de 20 km du coin sud-est de la région (figure 2). Le gîte de Tilly est un système porphyrique archéen à Mo \pm Cu contenu dans une phase tonalitique (Desbiens, 2001; Chapon *et al.*,

2010) assignée à l'Intrusion de Moly (Bandyayera *et al.*, en préparation). La minéralisation est spatialement associée avec des zones de stockwerks et de brèches hydrothermales à quartz qui coïncident avec des anomalies géochimiques de sédiments de lac en Mo et Cu.

Les zones de brèches et de stockwerks observées dans notre région sont généralement caractérisées par de nombreuses veinules millimétriques à centimétriques de quartz \pm calcite accompagnées, dans certains cas, de veinules millimétriques d'hématite (sites 12 à 14). Les roches intrusives encaissantes sont toujours fortement hématisées et ont développé une porosité importante avec formation de géodes à cristaux de quartz. En lames minces, les roches provenant de ces zones ont une texture cataclasique constituée d'une matrice très fine dans laquelle on retrouve des cristaux plus grossiers de feldspaths et de quartz ainsi que des fragments millimétriques à centimétriques de composition granitique. Les cristaux de plagioclase sont altérés en séricite + hématite \pm chlorite \pm épidote. La matrice, de couleur noir violacé, est constituée d'un mélange de feldspaths, de quartz, d'hématite, de séricite et de chlorite. La brèche Nord-Est (site 12) correspond à plusieurs affleurements de brèche et de stockwerk observés sur plus de 1,5 km de longueur. Un bloc de brèche, similaire à celle observée en affleurement et renfermant une minéralisation cuprifère et argentifère (malachite + bornite + chalcopryrite + chalcocite), a été trouvé dans ce secteur (photo 9, en annexe). La minéralisation est disséminée dans la gangue et dans les fractures des grains, et forme des amas millimétriques à centimétriques à l'intérieur de veines de quartz.

La concentration élevée en oxydes de fer \pm ÉTR dans certaines zones de brèches pourrait aussi suggérer un environnement propice aux gîtes de type fer-oxydes à cuivre, or et uranium (IOGC). C'est le cas notamment de la Brèche du Réservoir (site 18) qui recoupe nettement un monzogranite tardif de la Suite de Tramont. Cette brèche est constituée de fragments de roches, millimétriques à décimétriques, non jointifs et subanguleux qui baignent dans une matrice très fine de couleur bourgogne constituée de quartz + séricite + hématite (photo 10, en annexe). La matrice de la brèche contient aussi des cristaux millimétriques de quartz et de feldspath ainsi que de beaux cristaux d'allanite et de zircon. De chaque côté de la brèche, l'encaissant est fortement altéré en séricite + chlorite + hématite + épidote.

Sites d'intérêt associés aux ceintures et lambeaux volcano-sédimentaires

Des sites d'intérêt associés à des roches volcano-sédimentaires ont été mis au jour à l'intérieur des ceintures de Pie (sites 20 à 22, figure 9 et tableau 3) et de Griault (sites 23 à 27), dans la Sous-province de La Grande, ainsi que dans celles de Nougères (site 28) et de Bailloud (sites 29 à 32), dans le Domaine de Bienville.

TABEAU 3 - Description sommaire des principaux sites d'intérêt économique observés dans la région du lac Kinglet. Les numéros font référence aux sites localisés à la figure 9 (CP= chalcopyrite; MO = molybdénite; PD = pentlandite; PO = pyrrhotite; PY= pyrite). Les coordonnées UTM sont en NAD83 (zone 18).

Sites d'intérêt associés à des granites enrichis en métaux rares			
1	Pine Hill Nord 5472782/6004429	Fractures subhorizontales minéralisées dans des pegmatites (Bernard, 2008). Présence d'anomalies de sédiments de lac en U-Mo.	106 ppm Th et 33 ppm U; 42 ppm U et 48 ppm Th
2	Indice 3E-1-2 538844/6060542	Fractures minéralisées dans des paragneiss migmatitiques. Présence d'anomalies de sédiments de lac en U-Mo (Magrina et Sharma, 2008).	1200 ppm U, 212 ppm Th, 931 ppm Pb et 367 ppm Mo
3	Indice 3E-1-7B 539145/6059836	Fractures minéralisées dans des paragneiss migmatitiques. Présence d'anomalies de sédiments de lac en U-Mo (Magrina et Sharma, 2008).	1270 ppm U, 218 ppm Th, 408 ppm Pb et 624 ppm Mo
4	3B-RP-08 545055/6071186	Minéralisation dans des gneiss tonalitiques migmatitiques, des granites et des pegmatites (Magrina et Sharma, 2008). Présence d'anomalies de sédiments de lac en U-Mo ± Cu.	238 ppm U, 172 ppm Th, 760 ppm Cu et 230 ppm Pb
5	Indice Delaur 514093/6090800	Phase jaunâtre grenue et traces d'uraninite dans un granite tardif. Présence d'anomalies de sédiments de lac en U-Mo ± Cu.	617 ppm Th, 562 ppm U, 3185 ppm Zr, 225 ppm Pb, 31 ppb Au et 35 ppm ÉTR lourdes
6	IL-3233 527853/6014236	Minéraux secondaires jaunâtres dans un granite rose et blanc avec passages pegmatitiques et textures graphiques. Présence d'anomalies de sédiments de lac en Mo-Zn-Cu.	64,5 ppm Th
7	MP-1104 515764/6047919	Phase jaunâtre grenue dans un granite avec passages pegmatitiques et textures graphiques. Présence d'anomalies de sédiments de lac en U-Mo-Zn et à proximité de la Faille de Vaujours.	149 ppm Th et 9,4 ppm U
8	Saunders 539725/6061835	Granite qui s'injecte dans une séquence de paragneiss magnétiques. Présence d'anomalies de sédiments de lac en U-Mo.	279 ppm Th, 28 ppm Mo, 41 ppm Pb et 598 ppm ÉTR légères
9	Lac Mureau 483245/6080361	Granite rose contenant 5 % de minéraux mafiques et injecté de veinules centimétriques de quartz.	109 ppm Th
10	SM-5146 518636/6044664	Granite gris rosé et riche en zircon, allanite et sphène. À proximité d'anomalies de sédiments de lac en U-Mo-Zn et de la Faille de Vaujours.	453 ppm ÉTR légères, 541 ppm Zr et 54,2 ppm Th
11	MS-127 407119/5992982	Monzodiorite quartzifère riche en sphène, zircon, allanite, apatite et injectée de dykes décimétriques à métriques de pegmatite.	454 ppm ÉTR légères, 614 ppm Zr et 1,4 % TiO ₂
Sites d'intérêt associés à des zones de brèches et de stockwerks			
12	Brèche Nord-Est 519609/6087477	Plusieurs affleurements de brèche et de stockwerk à carbonates + quartz ± hématite dans un granite fracturé et altéré. Présence d'anomalies de sédiments de lac en Mo-Cu-U.	Bloc : 78 g/t Ag, 7,8 ppm Mo, 3857 ppm Cu, 412 ppm ÉTR légères et 8,2 ppm U
13	Chauvreux 530143/6023101	Zone de stockwerk de 100 m de longueur à veinules de quartz + carbonates et d'hématite dans un granite altéré (hématite+chlorite + séricite + carbonates). Présence d'anomalies de sédiments de lac en Mo-Cu-Zn et associé à un linéament magnétique ENE.	
14	MS-109 551141/5990610	Niveau (1 m) à carbonates + hématite dans une granodiorite altérée (chlorite + épidote + hématite) et fortement injectée de veinules de quartz et d'hématite sur au moins 50 m. Présence d'anomalies de sédiments de lac en Mo.	101 ppm Zn et 3,1 ppm As; 12,3 ppm U
15	Dervilliers 506135/6067065	Zone à stockwerk de quartz + calcite de 1,5 m sur 30 m dans une granodiorite altérée (hématite + séricite) et fracturée. Présence d'anomalies de sédiments de lac en Mo-Cu-Ni.	
16	Menellier 512199/6032206	Zone de brèche d'environ 10 m dans une granodiorite altérée (séricite + hématite + chlorite), fracturée et injectée de veinules de quartz. Présence d'anomalies de sédiments de lac en Mo-Zn.	
17	Lac Lorin 373701/6001344	Zone hématisée et injectée de veinules de quartz sur au moins 200 m de largeur dans une monzodiorite porphyrique. Associé à une faille majeure orientée NW-SE.	
18	Brèche du Réservoir 426216/5999338	Brèche à ciment d'hématite de 30 cm à 1 m d'épaisseur continue sur plus de 25 m de longueur qui recoupe un monzogranite altéré. Présence d'anomalies de sédiments de lac en U-Au ± Mo.	425 ppm ÉTR légères
19	Lac Dachat 371511/5986495	Brèche magmatique à fragments variés (pyroxénite, gabbro, diorite et tonalite) dans un ciment granitique altéré (calcite + hématite). 1-2 % GL-CP. À proximité d'anomalies de sédiments de lac en Zn.	44 ppm Pb et 32,5 ppm Th

TABLEAU 3 (SUITE) - Description sommaire des principaux sites d'intérêt économique observés dans la région du lac Kinglet. Les numéros font référence aux sites localisés à la figure 9 (CP= chalcopyrite; MO = molybdénite; PD = pentlandite; PO = pyrrhotite; PY= pyrite). Les coordonnées UTM sont en NAD83 (zone 18).

Sites d'intérêt associés aux ceintures et lambeaux volcano-sédimentaires			
20	IL-3125 553068/5984137	Zones rouillées et sulfurées métriques dans un basalte injecté de veines de quartz. 5 % PY, tr CP, PO (Ceinture de Pie).	170 ppm Cu et 675 ppm V; 220 ppm Cu
21	IL-3129 556749/5984190	Formation de fer de 200 m de largeur aux faciès des oxydes et des silicates localement riche en sulfures. < 20 % PY, tr CP. À proximité d'anomalies de sédiments de lac en Mo (Ceinture de Pie).	30 % Fe ₂ O ₃ , 5,2 % S, 5,3 ppm As, 2,4 g/t Ag et 40 ppm Pb
22	Lac Foulhiac 555670/6006189	Formation de fer de 300 m de largeur aux faciès des oxydes et des silicates. 1-2 % PY, tr MO. Présence d'anomalies de sédiments de lac en Cu-Zn-Mo-U (Ceinture de Pie).	19,5 % Fe ₂ O ₃ , 0,6 % MnO et 2,8 % S
23	IL-3173 530014/5989871	Niveau rouillé (3 x 30 m) au contact entre des paragneiss et des laves mafiques. 5 % PY, tr CP, tr PO. À proximité d'anomalies de sédiments de lac en Mo (Ceinture de Griault).	363 ppm Cu, 272 ppm Ni, 1464 ppm Cr et 2,2 % S; 356 ppm Cu et 128 ppm Zn
24	Capitel 522088/5989054	Trois horizons métriques au contact entre des laves mafiques et des tufs intermédiaires à felsiques fortement altérés. 3-10 % PY, tr CP (Ceinture de Griault).	137 ppm Cu, 11,6 ppm Mo 51 ppm Y et 31 ppm ÉTR lourdes, 213 ppm Cu
25	MP-1252 526158/5990537	Tuf intermédiaire rubané, altéré (séricite + épidote + biotite) et injecté de granite rose tardif et de veinules de quartz + calcite. 2-5 % PY, < 1 % CP, tr SP (Ceinture de Griault).	364 ppm Cu, 158 ppm Zn, 90 ppm Ni et 41 ppm Y
26	Lac Apikach 496147/5986329	Niveau d'amphibolite intermédiaire fortement altérée (épidote + chlorite + hématite), fracturée et injectée de veinules de quartz + épidote + hématite. < 5 % PY. À proximité d'anomalies de sédiments de lac en Zn-Ni (Ceinture de Griault).	186 ppm Zn
27	Kuskipis 520431/5989676	Butte de péridotite serpentinisée et à texture mésocumulus. tr-1 % PO. Présence d'anomalies de sédiments de lac en Cu (Ceinture de Griault).	6432 ppm Cr, 33,6 % MgO, 1648 ppm Ni et 124 ppm Co
28	Goffreteau 438702/6024000	Zones rouillées et altérées métriques dans un niveau à l'aspect de paragneiss. Présence d'anomalies de sédiments de lac en Cu (Ceinture de Nougères).	4,1 ppm As
29	Lac Nudant 400399/6002121	(A) Veine de quartz (4 m) et zone d'altération à quartz + muscovite + cordiérite; 1 % PY. (B) Zones rouillées (1-4 m) dans les paragneiss. 3-7 % PY, < 2 % PO, tr CP, PD. Présence d'un linéament NW-SE (Ceinture de Bailloud).	A : 323 ppm Pb et 2 ppm As; 60,9 ppb Au, 1 g/t Ag, B : 26 ppm Ni et 14,5 ppm Mo; 116 ppm Ni et 87 ppm Cu
30	Lac Valdant 386167/6009343	Zones sulfurées dans des paragneiss altérés (quartz + muscovite + andalousite). 5-10% PY. Présence d'anomalies de sédiments de lac en Ni et d'un linéament NW-SE (Ceinture de Bailloud).	26 ppm Mo et 18,7 ppb Au; 23 ppb Au, 2,2 ppm As et 3% S
31	Kasakukamach 391585/5987809	Zones d'altération (A) à fuschite + muscovite + sillimanite et (B) à feldspath potassique + épidote + pyrite dans des paragneiss. Présence d'un linéament NW-SE (Ceinture de Bailloud).	A : 1710 ppm Ba et 1663 ppm Sr; B : 114 ppm Zn
32	Lac Bailloud 382950/6002192	Horizon sulfuré de 8 x 750 m dans une zone de mylonites. 3-10 % PY, tr CP, tr MO. Présence d'un cisaillement NW-SE et à proximité d'anomalies de sédiments de lac en Mo-Zn (Ceinture de Bailloud).	31,2 ppm Mo et 8,3 ppb Au; 2,1% S et 79 ppm Cu
Sites d'intérêt associés à des enclaves de formations de fer et de paragneiss			
33	MP-1075 437622/6035563	Enclaves de formation de fer (3 x 7 m) au faciès des silicates dans des diatexites. tr-2 % PO-PY. À proximité d'anomalies de sédiments de lac en Cu.	44,6 % Fe ₂ O ₃ et 16,5 ppb Au
34	Lac Simiot 548114/6058299	Enclave de formation de fer au faciès des silicates (10 x 10 m) dans des diatexites. tr PY. À proximité d'anomalies de sédiments de lac en Zn.	32,9 % Fe ₂ O ₃
35	Lac Kinglet 490340/6061381	Enclave de paragneiss dans des diatexites. 1-2 % MO. Présence d'anomalies de sédiments de lac en Mo-U et d'un linéament NE-SW.	70,8 ppm Mo
36	Daureillant 492313/6020801	Enclaves métriques à décimétriques de paragneiss rouillés dans un granite de la Suite de Desbergères. 1-3 % PY. Présence d'anomalies de sédiments de lac en Cu et d'un linéament NW-SE.	148 ppm Cu, 1 g/t Ag et 7,3 ppb Au
Sites d'intérêt associés à des intrusions intermédiaires et ultramafiques			
37	Lac Clérin 443739/6081207	Websterite ferrifère (12 x 10 m). 1-3 % PO. Associé à un linéament NW-SE et à proximité d'anomalies de sédiments de lac en Cu.	31,6 % Fe ₂ O ₃ et 0,6 % MnO; 105 ppm Cu et 3,9 ppm As
38	LP-2154 429602/5998931	Niveau rouillé (2-4 m) dans une diorite quartzifère altérée. 2-3 % PY. Présence d'anomalies de sédiments de lac en Mo-U-Au-Ag.	801 ppm Cu, 1,1 g/t Ag, 13,6 ppm Mo et 5,4 ppm U

Ceinture de Pie

Trois zones minéralisées ont été observées dans cette ceinture. Au site 20, on observe des zones métriques rouillées et sulfurées dans des basaltes de l'unité Apie1. Ces zones sont injectées par des veines et des veinules de quartz, d'épaisseur millimétrique à métrique, ainsi que par de minces dykes intermédiaires, finement grenus et à phénocristaux de plagioclase. Les sulfures (pyrite \pm chalcopryrite \pm pyrrhotite) sont disséminés dans le basalte et dans les veines de quartz, mais leur concentration est plus importante en bordure des veinules. Des petits amas de sulfures ont aussi été observés à l'intérieur des dykes intermédiaires. L'étude des lames minces met en évidence la présence d'une altération potassique dans le basalte, près des contacts avec les veines, caractérisée par la présence de biotite et de séricite. Les sites 21 et 22 correspondent à des zones rouillées et sulfurées dans des horizons de formation de fer de l'unité Apie4. À proximité des zones rouillées, les formations de fer sont injectées de veinules millimétriques à centimétriques de quartz. Au site 21, les sulfures (pyrite \pm chalcopryrite) se présentent sous forme disséminée et en lamines millimétriques à centimétriques dans des niveaux rouillés de formation de fer au faciès silicaté. Dans ce secteur, la formation de fer renferme également quelques niveaux métriques de roches felsiques à lamines de tourmaline. Le site 22 se trouve dans une formation de fer de 300 m de largeur localisée à environ 12 km au nord de la Ceinture de Pie (figure 9 et carte hors-texte). À cet endroit, les zones rouillées, de 1 à 2 mètres de largeur, renferment 1 à 2 % de pyrite très fine avec des traces de molybdénite.

Ceinture de Griault

Dans la Ceinture de Griault, des niveaux métriques rouillés renfermant entre 2 et 10 % de sulfures ont été observés au contact entre les laves mafiques et des horizons métriques à décimétriques de tufs ou de paragneiss (sites 23 et 24). Au site 23, les roches hôtes de la minéralisation sont fortement altérées (épidote + séricite) et injectées de veinules millimétriques à centimétriques de quartz + calcite. Le secteur de Captel (site 24) comprend trois horizons rouillés et l'un d'eux se poursuit sur plus de 165 m de longueur. Les sulfures sont disséminés dans des tufs intermédiaires à felsiques ainsi que dans les laves mafiques en contact avec ces tufs. Les horizons minéralisés et les roches encaissantes ont subi de fortes altérations, comprenant une silicification, une altération potassique (muscovite + séricite + feldspath potassique), une épidotisation et une chloritisation.

Des sulfures ont aussi été trouvés sous forme disséminée ou en veinules à l'intérieur des séquences de tufs (site 25) ou d'amphibolite (site 26), fortement altérés et injectés de fines veinules plus ou moins démembrées de quartz \pm calcite \pm épidote \pm hématite. Finalement, le site 27 correspond à un niveau de péridotite fortement magnésienne et anormale en chrome affleurant sur plus de 3 mètres de largeur à l'intérieur d'une séquence de laves mafiques.

Ceinture de Nougères

Trois zones rouillées (site 28; figure 9 et tableau 3) de largeur métrique, et distantes d'environ 150 mètres l'une de l'autre, ont été observées à l'intérieur d'un niveau de paragneiss à biotite + sillimanite fortement magnétique et pauvre en quartz (10 %) assigné à la Ceinture de Nougères. Le paragneiss montre une forte altération potassique (près de 60 % de feldspath potassique et 5 % de muscovite) accompagnée d'un peu de chlorite, de sillimanite et d'épidote.

Ceinture de Bailloud

Des zones rouillées métriques à plurimétriques associées à des altérations bien développées ont été observées à l'intérieur des roches de la Ceinture de Bailloud (sites 29 à 32; figure 9 et tableau 3). Ces sites d'intérêt se retrouvent le long de trois linéaments importants associés à des failles régionales orientées NW-SE assignées à la phase de déformation D4 (voir section « Géologie structurale »). Au site 29 (lac Nudant), une veine de quartz de 4 mètres de largeur (photo 11, en annexe) recoupe des roches riches en biotite à l'aspect de paragneiss. Des injections secondaires, millimétriques à centimétriques, ont été observées jusqu'à 5 mètres de part et d'autre de la veine principale. À première vue, ces veines ne semblent pas minéralisées, mais des teneurs anormales en plomb et en or ont été obtenues. Sur cet affleurement, plusieurs zones sulfurées (pyrite \pm chalcopryrite \pm pyrrhotite \pm pentlandite) de 1 à 4 mètres de largeur ont aussi été observées directement à l'intérieur des roches encaissant les veines. Les sulfures sont alors concentrés dans des rubans riches en amphiboles et dans des zones d'altération en épidote + séricite + chlorite. On note aussi la présence d'horizons métriques blanchâtres complètement altérés (photo 12, en annexe), constitués de quartz (55 %) + muscovite (30 %) + cordiérite (15 %) \pm sillimanite.

Dans le secteur du lac Valdant (site 30), les zones rouillées et sulfurées décimétriques à métriques se retrouvent également dans une séquence de roches à l'aspect de paragneiss. Ces zones sont localement injectées de veines et veinules millimétriques à centimétriques de quartz et d'épidote. La minéralisation pyriteuse se concentre à l'intérieur de rubans riches en actinote + épidote ainsi que dans des niveaux altérés constitués de quartz (40 %) + muscovite (<10 %) + andalousite (5 %) \pm staurotide. Plus au sud (site 31), des altérations particulières ont aussi été vues sur deux affleurements espacés de plus d'un kilomètre. Il s'agit de niveaux métriques riches en micas (fuchsite + muscovite) contenant également de la sillimanite et de la staurotide. Dans le même secteur, une minéralisation de pyrite disséminée (5 à 10 %) a été observée sur un affleurement localisé sur la rive du Réservoir LG-2. La minéralisation est contenue dans une roche rubanée d'origine inconnue, fortement altérée et constituée d'une alternance de lamines de feldspath potassique et de lamines d'épidote.

Le site du lac Bailloud (site 32) est particulièrement intéressant, car il correspond à une zone minéralisée exposée sur près de 750 mètres de longueur et sur environ 8 mètres de largeur située au contact entre les roches volcano-sédimentaires et une granodiorite porphyrique injectée de matériel granitique et de veines de quartz + calcite. Toutes ces roches sont fortement mylonitisées, affectées par une bonne linéation et renferment jusqu'à 10 % de sulfures disséminés (pyrite \pm chalcopryrite \pm molybdénite). Les roches volcano-sédimentaires sont fortement altérées et se composent d'une alternance de niveaux riches en actinote + épidote \pm biotite \pm chlorite et de niveaux riches en biotite. Elles montrent également une variation importante des proportions de quartz et de feldspaths (localement très riches en feldspath potassique).

Sites d'intérêt associés à des enclaves de formations de fer et de paragneiss

Les teneurs anormales obtenues sur des échantillons prélevés aux sites 33 à 35 (figure 9 et tableau 3) proviennent de zones rouillées à l'intérieur d'enclaves métriques à décimétriques de formations de fer et de paragneiss dans les diatexites de la Suite de Kinglet alors qu'au site 36, les enclaves de paragneiss se retrouvent dans un granite de la Suite de Desbergères. Les formations de fer (sites 33 et 34) sont généralement au faciès des silicates, de type pyrigarinite (quartz + pyroxène \pm hornblende \pm grenat), avec, plus rarement, des horizons décimétriques à métriques au faciès des oxydes (magnétite + chert). Au site 34, la formation de fer est fortement injectée par un granite tardif qui se met en place sous forme de rubans centimétriques, roses et grenus. Tous les sites d'intérêt associés à des enclaves de formations de fer ou paragneiss sont localisés sur ou près d'anomalies de fond de lac (tableau 3).

Sites d'intérêt associés à des intrusions intermédiaires et ultramafiques

Une roche ultramafique contenant de la pyrrhotite finement disséminée a été observée sur un affleurement de 12 sur 10 mètres situé dans le nord-ouest de la région (site 37; figure 9 et tableau 3). Il s'agit d'une roche intrusive à orthopyroxène + clinopyroxène fortement ferrique, non altérée et non magnétique, localisée à l'intérieur d'une séquence de paragneiss migmatitiques à biotite et grenat. Des zones rouillées décimétriques riches en quartz + orthopyroxène \pm hornblende sont aussi présentes dans la séquence de paragneiss à proximité de l'intrusion. Plus au sud (site 38), des teneurs anormales en cuivre ont été obtenues dans une intrusion de diorite quartzifère à hornblende et biotite, très bien foliée et rubanée. La zone minéralisée correspond à un horizon rouillé de 2 à 4 mètres d'épaisseur dans lequel la diorite quartzifère est altérée en séricite + chlorite + muscovite + pyrite.

CONCLUSIONS

Les travaux de l'été 2010 ont permis de produire la carte géologique du secteur du lac Kinglet à l'échelle de 1/250 000, d'établir le cadre stratigraphique et structural de cette région et d'évaluer le potentiel minéral. La majeure partie de la région se trouve dans le Domaine de Bienville de la Sous-province de Minto. Ce domaine est en contact avec les roches plus anciennes de la Sous-province de La Grande dans le coin sud-est de la région. Aucune structure majeure n'a été identifiée à la limite entre ces deux grandes entités géologiques, suggérant que le contact est probablement de nature intrusive.

La Sous-province de La Grande est constituée principalement de roches volcano-sédimentaires et de roches intrusives de composition tonalitique et dioritique. Nos travaux ont permis d'identifier deux nouvelles ceintures volcano-sédimentaires qui se poursuivent vers le sud au-delà de notre région (Bandyayera *et al.*, en préparation), les ceintures de Pie et de Griault. Ces ceintures n'ont pas été datées, mais le taux de déformation et de recristallisation suggèrent qu'elles pourraient être aussi anciennes que plusieurs ceintures datées dans les régions voisines (2847 à 2820 Ma). Le Complexe de Langelier, constitué de gneiss et de tonalite très foliée, est l'unité tonalitique la plus ancienne de la région. Plus au sud, ce complexe est considéré comme un socle très ancien sur lequel reposent les unités volcano-sédimentaires. Dans notre région, la présence d'enclaves de roches volcano-sédimentaires dans les tonalites du Langelier en bordure des ceintures indique plutôt que les roches intrusives du Langelier sont plus jeunes que les unités supracrustales. La Suite de Coates est l'unité tonalitique la plus jeune de la Sous-province de La Grande de notre région. Un âge de $2709,5 \pm 5,6$ Ma a été obtenu dans une tonalite de cette unité, confirmant son caractère tardif par rapport aux autres unités archéennes de cette sous-province. L'Intrusion de Moly affleure dans le coin sud-est de la région. Juste au sud, cette intrusion est l'hôte d'un gîte de porphyre Mo-Cu, le gîte de Tilly.

Le Domaine de Bienville est constitué de grandes unités intrusives de composition intermédiaire à felsique. Les suites de Loups Marins (2735 à 2705 Ma) et de Desbergères (2720 à 2710 Ma) occupent une superficie importante dans la moitié nord de la région. La Suite de Loups Marins est une unité de tonalite et de granodiorite à pyroxènes alors que la Suite de Desbergères est constituée de granite et de granodiorite à biotite renfermant de nombreuses enclaves de tonalite. Une nouvelle unité de diatexite (Suite de Kinglet), datée de $2705,2 \pm 2,1$ Ma, se trouve également dans la moitié nord. La présence de nombreuses enclaves de roches volcano-sédimentaires dans la diatexite suggère que cette dernière pourrait provenir de la fusion avancée d'une ancienne ceinture de roches supracrustales. La Suite de Salleneuve, constituée de monzodiorite quartzifère et de granodiorite à hornblende + biotite, est une unité importante dans la moitié

sud de la région. Des enclaves appartenant à cette suite ont été observées à plusieurs endroits dans les roches intrusives des suites de Desbergères et de Kinglet, suggérant un âge plus vieux que 2710 Ma pour le Salleneuve. Toutefois, une datation réalisée dans une monzodiorite quartzifère à texture porphyroïde assignée au Salleneuve à la limite est de la région, a donné un âge de 2696,8 \pm 3,5/-2,8 Ma. Cet âge indique la possibilité que certaines intrusions à texture porphyroïde assignées à la Suite de Salleneuve pourraient appartenir à la Suite de Maurel, une importante suite de nature comparable mais plus jeune, reconnue plus à l'est. Le Pluton de Radisson (2712 Ma), qui occupe une superficie importante dans le sud-ouest de la région, a été assigné à la Suite de Salleneuve en considérant la nature graduelle du contact entre ces deux unités, leurs ressemblances pétrographiques et lithogéochimiques et leur distribution spatiale. Deux petites ceintures volcano-sédimentaires, les ceintures de Nougères et de Bailloud, ont été identifiées dans le sud du Domaine de Bienville. Les roches y sont très déformées, recristallisées et altérées. Ces ceintures se trouvent près du contact avec la Sous-province de La Grande et pourraient correspondre à des lambeaux préservés de cette sous-province, à l'intérieur des roches intrusives plus jeunes du Bienville. Quelques lambeaux de gabbro granoblastique assignés à la Suite de Châteauguay ont également été reconnus dans le Bienville.

Les unités archéennes sont recoupées par des intrusions archéennes tardives plurikilométriques de granite rosâtre massif, presque dépourvues de minéraux mafiques, assignées à la Suite de Tramont. Finalement, des dykes de diabase protérozoïques appartenant à l'Essaim de Mistassini (direction NNW; environ 2470 Ma) et aux Dykes de Senneterre (direction NE, environ 2216 Ma) recoupent la région.

La majorité des roches archéennes de la région possèdent des assemblages minéralogiques conformes à un métamorphisme régional au faciès des amphibolites. Les roches volcano-sédimentaires, les roches gneissiques et très foliées du Complexe de Langelier et le gabbro de la Suite de Châteauguay ont développé une texture granoblastique reliée à un ou plusieurs événements métamorphiques qui n'ont pas affecté les roches intrusives plus jeunes. Ces dernières ont des textures ignées bien préservées suggérant que leurs assemblages minéralogiques reflètent les conditions initiales de leur mise en place. Les roches à pyroxènes de la Suite de Loups Marins sont issues d'un magma charnockitique de haute température. La diatexite à biotite de la Suite de Kinglet est une roche issue d'un phénomène d'anatexie impliquant une quantité importante de matériel fusionné. Considérant la température élevée nécessaire à cette fusion, il est possible que le métamorphisme ait atteint le faciès des granulites dans ce secteur sans que les conditions ne permettent la cristallisation de l'orthopyroxène.

Les roches archéennes de la région ont été affectées par six phases de déformation (D1 à D6). Les vestiges d'une ou plusieurs déformations anciennes (D1), antérieures à la foliation régionale principale, ont été observées dans les ceintures volcano-sédimentaires, dans les roches du Complexe

de Langelier et dans les enclaves contenues dans les suites intrusives plus jeunes de la Sous-province de La Grande et du Domaine de Bienville. La déformation D2 est à l'origine de la foliation principale F2 qui affecte la majorité des roches archéennes de la région. Cette foliation F2 a été plissée lors de la déformation D3 pour produire des plis P3 orientés E-W. Cette phase serait également à l'origine du grain structural dominant de la Sous-province de La Grande et du secteur sud-ouest du Domaine de Bienville. La phase de déformation D4 est responsable du grain structural dominant NW-SE bien développé dans le Domaine de Bienville, produit par une réorientation de la foliation F2, la production de plis P4 et le développement d'un réseau de failles ductiles. La coexistence de deux directions structurales bien développées, l'une E-W et l'autre NW-SE, suggère que les vestiges de la déformation D3 ont été préservés dans certains secteurs de la région du lac Kinglet. La phase D5 est à l'origine de grandes failles régionales E-W à ENE-WSW dont l'âge et les mouvements sont mal connus. Ces failles auraient joué à plusieurs reprises et auraient réorienté les plis P3 selon une direction ENE-WSW dans certains secteurs. On associe à la phase D6 des failles cassantes protérozoïques NNW-SSE à NW-SE dans lesquelles se sont mis en place les dykes de diabase de l'Essaim de Mistassini.

Nos travaux ont permis de mettre au jour 38 nouveaux sites d'intérêt économique associés à : 1) des granites enrichis en métaux rares (uranium, thorium, zirconium ou terres rares; 2) des zones de brèches et de stockwerks; 3) des zones sulfurées à l'intérieur de ceintures volcano-sédimentaires; 4) des zones rouillées dans des enclaves de formations de fer et de paragneiss; et 5) des intrusions intermédiaires et ultramafiques. Plusieurs de ces sites sont associés à des anomalies de sédiments de lac. Dans les zones de granites enrichis en métaux rares, la minéralisation est généralement associée à des phases pegmatitiques, à de l'hydrothermalisme tardif le long de failles et à de la fusion partielle dans des séquences de paragneiss. Les zones de brèches et de stockwerks sont caractérisées par de nombreuses veinules millimétriques à centimétriques de quartz \pm calcite accompagnées, dans certains cas, de veinules millimétriques d'hématite. La roche hôte est toujours très hématitisée. Ces zones sont généralement associées à des anomalies de sédiments de lac en Mo \pm Cu \pm Zn. Cette association entre les zones de brèche et les anomalies géochimiques s'apparente au contexte rencontré dans le secteur du gîte de Tilly (porphyre de Mo-Cu) localisé à moins de 20 km du coin sud-est de la région. Des zones rouillées et sulfurées ont été vues dans toutes les ceintures volcano-sédimentaires de la région. Ces zones, d'épaisseur métrique à décamétrique, sont localisées dans les séquences de roches volcaniques, dans les paragneiss ou dans les formations de fer. La roche à l'intérieur de la zone rouillée et en périphérie de celle-ci est généralement altérée et recoupée par des veines et veinules de quartz \pm calcite \pm épidote. Quelques zones rouillées ont aussi été mises au jour à l'intérieur d'enclaves de formations de fer et de paragneiss dans les diatexites de la Suite de Kinglet ou dans la Suite de Desbergères.

RÉFÉRENCES

- BANDYAYERA, D. – BURNIAUX, P. – MORFIN, S., 2011 – Géologie de la région du lac Brune (33G07) et de la baie Gavaudan (33G10). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2011-01, 25 pages, 2 cartes.
- BANDYAYERA, D. – BURNIAUX, P. – CHAPON, B., en préparation - Géologie de la région des lacs Magin (33G09), Fontay (33G16) et de la colline Captel (33G15), secteur ouest du réservoir La Grande 3. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec.
- BERNARD, D., 2008 – Rapport de travaux d'exploration simplifié, propriétés Pine Hill, Candle Stick, North Pine Hill et Lemoine. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM-64359, 61 pages, 5 cartes.
- BUCHAN, K.L. – ERNST, R.E., 2004 – Essaims de dykes de diabase et unités apparentées au Canada et dans les régions avoisinantes. Commission géologique du Canada; carte 2022A, échelle 1/5 000 000.
- BUCHAN, K.L. – GOUTIER, J. – HAMILTON, A. – ERNST, R.E. – MATTHEWS, W.A., 2007 – Paleomagnetism, U-Pb geochronology, and geochemistry of Lac Espritarea, Quebec, and implication for Paleoproterozoic deformation of Superior Province, Québec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 44, pages 643-664.
- CARD, K.D. – CIESIELSKI, A., 1986 – Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*; volume 13, pages 5-13.
- CHAPON, B. – JÉBRAK, M. – ROSS, P.-S. – STEVENSON, R., 2010 – Le système porphyrique à molybdène de Tilly. Rapport final 2010 (sous projet SC36), soumis à l'administration de DIVEX, 15 pages.
- CHARTRAND, F. – GAUTHIER, M., 1995 – Cadre géologique et potentiel minéral des roches archéennes du bassin de La Grande Rivière, Baie James. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 95-06, 10 pages.
- CIESIELSKI, A., 1983 – Cartographie d'une partie de la sous-province archéenne d'Ungava à la hauteur de Poste-de-la-Baleine, Québec; *In: Current research, Part B*, Geological Survey of Canada; Paper 83-1B, pages 109-119.
- CIESIELSKI, A., 1998 – Compilation géologique de la partie orientale de la province du Supérieur, Québec. Geological Survey of Canada; open file 3580, échelle 1/1 000 000.
- CIESIELSKI, A., 2000 – Géologie et Lithogéochimie de la partie occidentale de la Sous-province de Bienville et des zones adjacentes dans l'est de la Province du Supérieur, Québec. Commission géologique du Canada, dossier public 3550, 90 pages.
- COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA, 1994 – Base des données gravimétriques. Ressources naturelles du Canada, Ottawa, Ontario.
- COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA, 2011 – Base canadienne de données aéromagnétiques. Ressources naturelles Canada, Ottawa, Ontario.
- D'AMOURS, I., 2011 – Levé magnétique aéroporté dans le secteur de LG3, Baie-James, Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2011-04, 8 pages, 26 plans, données numériques.
- D'AMOURS, I. – PAUL, R., 2007 – Helicopter-borne magnetic, gamma-ray spectrometry and VLF geophysical survey; Data acquisition report, 1B Project. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM-64079, 38 pages, 10 cartes, données numériques.
- D'AMOURS, I. – PAUL, R., 2008 – Helicopter-borne magnetic, gamma-ray spectrometry and VLF geophysical survey; Data acquisition report, Baie-James Project. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM-64225, 55 pages, 72 cartes, données numériques.
- DAVID, J. – MCNICOLL, V. – SIMARD, M. – BANDYAYERA, D. – HAMMOUCHE, H. – GOUTIER, J. PILOTE, P. – RHÉAUME, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2011 – Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2009-2010. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2011-02, 37 pages
- DESBIENS, H., 2001 – Programme géologique 2000 de la propriété Tilly, La Grande rivière, Baie-James. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM-58969, 117 pages, 11 cartes.
- DION, D.-J. – LEFEBVRE, D.L., 2006 – Données numériques (profils) des levés aéromagnétiques du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 2006-07, 1 plan, données numériques.
- EADE, K.E., 1966 – Fort George River and Kaniapiskau River (west half) map-areas, New-Quebec. Geological Survey of Canada; memoir 339, 84 pages.
- FAHRIG, W.F. – CHRISTIE, K.W. – CHOWN, E.H. – JANES, D. – MACHADO, N., 1986 – The tectonic significance of some basic dyke swarms in the Canadian Superior Province of some special reference to the geochemistry and paleomagnetism of the Mistassini swarn, Québec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 23, pages 238-253.
- 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*, 42, pages 2033-2048.
- GIRARD, R., 2007 – Concentration et analyses des minéraux lourds du till. Projet Pine Hill. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 63080, 80 pages.
- GIRARD, R. – FOURNIER, N., 2008 – Campagne d'échantillonnage de sédiments lacustres dans le secteur de la Rivière La Grande, Baie James. Propriété Pine Hill Nord. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 63603, 112 pages, 4 cartes.
- GOSSELIN, C. – SIMARD, M., 2000 – Géologie de la région du lac Gayot (SNRC 23M). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-06, 29 pages.
- GOSSELIN, C. – SIMARD, M. – DAVID, J., 2001 – Géologie de la région des lacs des Loups Marins (SNRC 34A). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-10, 42 pages.
- GOSSELIN, C. – ROY, P. – DAVID, J., 2002 – Géologie de la région du lac Bienville (33P). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-11, 38 pages.
- GOUTIER, J. – DOUCET, P. – DION, C. – BEAUSOLEIL, C. – DAVID, J. – PARENT, M. – DION, D.-J., 1998a – Géologie de la région du lac Kowskatehkakmow (SNRC 33F/06). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-16, 48 pages.

- GOUTIER, J. – DOUCET, P. – DION, C. – BEAUSOLEIL, C. – DION, D.-J., 1998b – Géologie de la région du lac Esprit (SNRC 33F/05). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-09, 39 pages.
- GOUTIER, J. – DION, C. – LAFRANCE, I. – DAVID, J. – PARENT, M. – DION, D.-J., 1999a – Géologie de la région des lacs Langelier et Threefold (SNRC 33F/03 et 33F/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-18, 52 pages.
- GOUTIER, J. – DION, C. – DAVID, J. – DION, D.-J., 1999b – Géologie de la région de la passe Shimusuminu et du lac Vion (SNRC 33F/11, 33F/12). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-17, 41 pages.
- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.C. – DAVID, J. – PARENT, M., 2000 – Géologie de la région des lacs Guillaume et Sakami (SNRC 33F/02 et 33F/07). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-15, 37 pages.
- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.C., 2001a – Géologie de la région de la colline Bezier (33G12) et du lac de la Montagne du Pin (33G13). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-13, 53 pages.
- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.C. – MERCIER-LANGEVIN, P. – DAVIS, D.W., 2001b – Géologie de la colline Masson (33F/09), de la passe Awapakamich (33F/10), de la baie Carbillet (33F/15) et de la passe Pikwahipanan (33F/16). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-10, 67 pages.
- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.C. – DAVIS, D.W. – DAVID, J. – PARENT, M., 2002 – Géologie de la région du lac Guyer (33G/05, 33G/06, et 33G/11). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-15, 53 pages.
- GRENON, A. – ROY, D.W. – SHARMA, K.N.M., 1977 – Rejet net probable de la faille de LG-3 et identification de structures de dômes et bassins, territoire du Nouveau-Québec, Québec. *Journal canadien des Sciences de la Terre*; volume 14, pages 500-504.
- HAMILTON, M.-A. – GOUTIER, J. – MATTHEWS, W., 2001 – U-Pb baddeleyite age for the Paleoproterozoic Lac Esprit dyke swarn, James Bay region, Quebec. *Geological Survey of Canada: Current Research 2001-F5, Radiogenic Age and Isotopic Studies, Report 14*, pages 1-6.
- HUBERT, J.M., 2008 – Rapport d'un levé géophysique hélicopté EMosquito II (MAG-EM) sur la propriété Pénélope. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 63679, 18 pages, 2 cartes.
- JENSEN, L.S., 1976 – A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Division of Mines; Miscellaneous*, paper 66, 22 pages.
- LAMOTHE, D., 2009 – Cartes géochimiques ModelBuilder et cibles anomales de l'environnement secondaire pour le Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 64290. 33 cartes, données numériques.
- LAMOTHE, D., 2010 – Modélisation de cibles de l'environnement secondaire par des techniques de seuils naturels et de régression spatiale multiple. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; EP 2010-01, 28 pages, données numériques.
- LARGAUD, J. – MOUGUE, P. – BOUDREAU, M., 2008 – Levé magnétique et radiométrique hélicopté sur les propriétés Pine Hill, Morand, Star Lake. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 64212, 30 pages.
- LE BAS, M.J. – LE MAITRE, R.W. – STRECKEISEN, A. – ZANETTIN, B., 1986 – A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, pages 745-750.
- LECLAIR, A., 2008 – Contexte géologique régional du nord-est de la Province du Supérieur. *Dans : Synthèse du nord-est de la Province du Supérieur* (Simard M., coordonnateur). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MM 2008-02, pages 13-22.
- MAGRINA, B. – SHARMA, K., 2008 – Summary of field exploration work – field season 2008, Grande Baleine Project. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM-64078, 85 pages.
- MANIAR, P.D. – PICCOLI, P.M., 1989 – Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America; Bulletin*; volume 101, pages 635-643.
- MCDONOUGH, W.F. – SUN, S.-S., 1995 – The composition of Earth. *Chemical Geology*; volume 120, pages 223-254.
- MER, 1986 – Code stratigraphique nord-américain. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-02, 58 pages.
- MORTENSEN, J.K. – CIESIELSKI, A., 1987 – U-Pb zircon and sphère geochronology of Archean plutonic and orthogneissic rocks of the James Bay region and Bienville Domain, Quebec. *In: Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 1. Geological Survey of Canada; Paper 87-2*, pages 126-134.
- O'CONNOR, J.T., 1965 – A classification for quartz rich igneous rocks based on feldspar ratio. *United States Geological Survey; Professional Paper 525-B*, pages 79-84.
- PARENT, M., 2011 – Compilation géochronologique U-Pb des sous-provinces d'Ashuanipi, d'Opinaca, d'Opatika et de La Grande. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 65524, 13 pages, 1 carte.
- PARENT, M. – LECLAIR, A. – DAVID, J. – SHARMA, K.N.M., 2000 – Géologie de la région du lac Nedlouc (SNRC 34H et 24E). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-13, 43 pages.
- PEARCE, T.H. – HARRIS, B.W. – TINDLE, A.G., 1984 – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Geology*, volume 25, pages 956-983.
- PECCERILLO, A. – TAYLOR, S.R., 1976 – Geochemistry of Eocene cal-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 58, pages 63-81.
- PERCIVAL, J.A. – MORTENSEN, J.K. – STERN, R.A. – CARD, K.D. – BEGIN, N.J., 1992 – Giant granulite terranes of northeastern Superior Province; the Ashuanipi Complex and Minto Block. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2287-2308.
- PERCIVAL, J.A. – SKULSKI, T. – NADEAU, L., 1997 – Granite-greenstone terranes of the northern Minto Block, northeastern Quebec: Pélican-Nantais, Faribault-Leridon and Duquet belts. *In: Current Research, 1997-C*, Geological Survey of Canada; pages 211-221.
- ROY, P. – TURCOTTE, S. – SHARMA, K.N.M. – DAVID, J., 2004 – Géologie de la région du lac Montrochand (SNRC 33O). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; RG 2003-10, 39 pages.

- SHARMA, K.N.M., 1976 – La Grande Riviere area (1975 project), New Quebec Territory. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-345, 26 pages.
- SHARMA, K.N.M., 1977a – La Grande Riviere area (Nouveau-Québec) – Preliminary geological report. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-493, 20 pages.
- SHARMA, K.N.M., 1977b – Région de La Grande Rivière. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-184, 75 pages, 3 cartes.
- SIMARD, M., 2008 – Stratigraphie et géochronologie du nord-est de la Province du Supérieur. *Dans* : Synthèse du nord-est de la Province du Supérieur (Simard M., coordonnateur). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MM 2008-02, pages 23-86.
- SIMARD, M. – LAFRANCE, I., 2011 – Géologie de la région du réservoir Laforge 1 (SNRC 33I). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG-2011-01, 50 pages.
- SIMARD, M. – GOSSELIN, C. – DAVID, J., 2001 – Géologie de la région de Maricourt (SNRC 24D). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-07, 50 pages.
- SIMARD, M. – PARENT, M. – THÉRIAULT, R. – DAVID, J. – LACOSTE, P. – SHARMA, K.N.M., 2004 – Géologie de la région du lac à l'Eau Claire (SNRC 34B et 34C). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2003-08, 47 pages.
- SIMARD, M. – CHEVÉ, S. – DAVID, J. – LABBÉ, J.Y. – SHARMA, K.N.M., 2005 – Géologie de la région du lac Minto (SNRC 34F et 34G). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2004-04, 26 pages.
- SIMARD, M. – GOSSELIN, C. – LAFRANCE, I., 2009 – Géologie de la région de la rivière Sérigny (SNRC 24C et 23N). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG-2009-02, 38 pages.
- ST-HILAIRE, C., 1998 – Levé électromagnétique et magnétique hélicopté, blocs A1 et A2, Région de la Rivière La Grande. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 57202, 33 pages, 6 cartes, données numériques.
- SYLVESTER, P.J., 1989 – Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*; volume 97, pages 261-280.
- THÉRIAULT, R. – CHEVÉ, S., 2001 – Géologie de la région du lac Hurault (SNRC 23L). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-11, 49 pages.
- TSHIMBALANGA, S., 2007 – Levés de polarisation provoquée et de magnéto-métrie, propriété Pénélope, municipalité de la Baie-James, SNRC 33J01. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 63067, 12 pages, 17 cartes.
- WHALEN, J.B. – CURRIE, K.L. – CHAPPELL, B.W., 1987 – A-Type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 95, pages 407-419.
- WINCHESTER, J. A. – FLOYD, P.A., 1977 – Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology*, volume 20 (4), pages 325-343.

ANNEXE 1 – Photographies

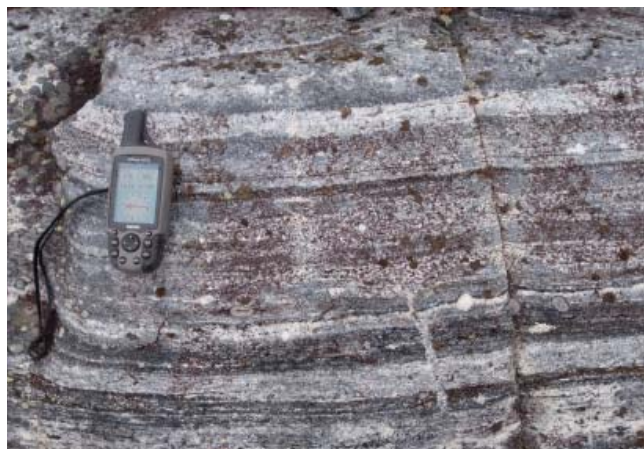


PHOTO 1 - Aspect laminaire à rubané des gneiss tonalitique à dioritique du Complexe de Langelier (Alg11).



PHOTO 2 - Amphibolite déformée, recrystallisée et montrant un aspect rubané (Agri1).



PHOTO 3 - Tonalite blanchâtre, homogène, faiblement foliée de la Suite de Coates (Aco1).

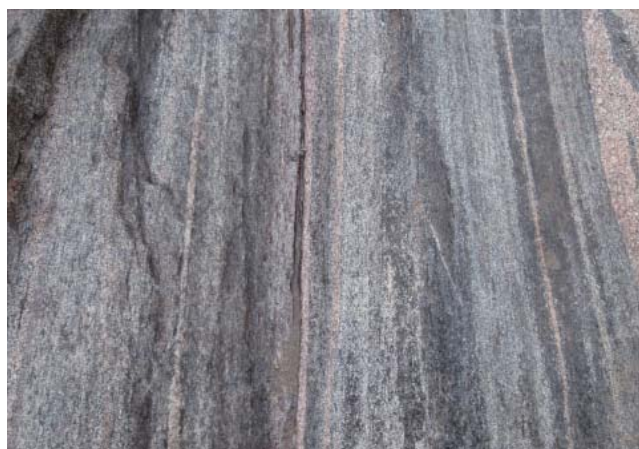


PHOTO 4 - Roche sédimentaire ou pyroclastique dont les textures primaires ont été complètement détruites par la déformation (Abal).



PHOTO 5 - Aspect moucheté caractéristique sur la surface d'altération d'une monzodiorite quartzifère de la Suite de Salleneuve (Asln2).



PHOTO 6 - Monzodiorite quartzifère homogène et à texture porphyroïde du Pluton de Radisson (Arad).

ANNEXE 1 – Photographies (suite et fin).



PHOTO 7 - Diatexite hétérogranulaire avec phénocristaux et amas pegmatitiques. Schlierens et rubanement migmatitique irrégulier et discontinu (Akin).



PHOTO 8 - Plissements qui affectent une formation de fer de la Ceinture de Pie (Apie4).

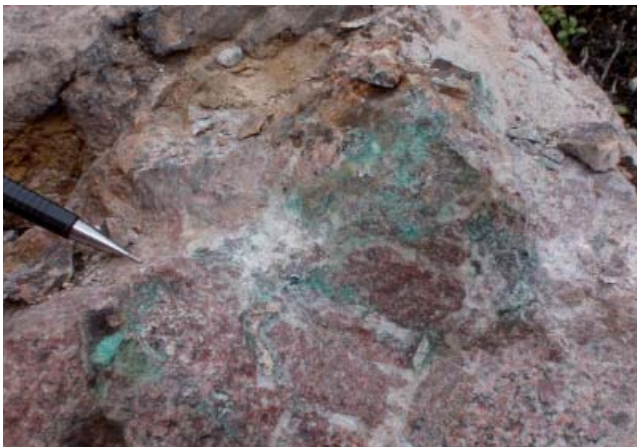


PHOTO 9 - Bloc de brèche renfermant une minéralisation cuprifère (site 12; figure 9 et tableau 3).

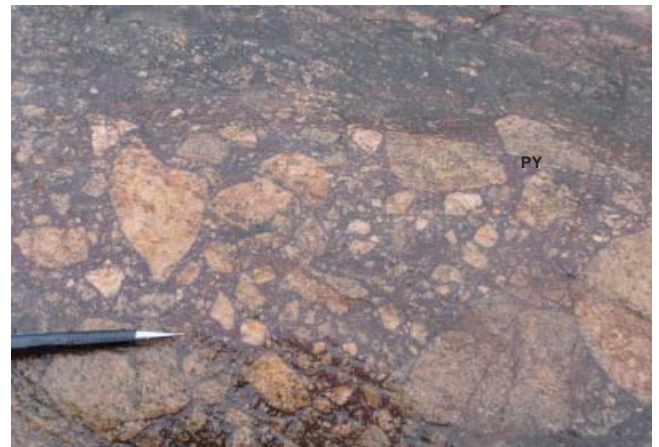


PHOTO 10 - Brèche constituée de fragments de roches qui baignent dans une matrice très fine de couleur bourgogne constituée de quartz + séricite + hématite (site 18; figure 9 et tableau 3).



PHOTO 11 - Veine de quartz de près de 4 mètres d'épaisseur qui recoupe une séquence de paragneiss (site 29; figure 9 et tableau 3).



PHOTO 12 - Horizon de paragneiss silicifié et altéré près de la veine de quartz de la photo 11 (site 29; figure 9 et tableau 3).

Résumé

Ce levé géologique, réalisé au cours de l'été 2010 à une échelle de 1/250 000 dans le secteur du lac Kinglet, couvre le feuillet 33J et les feuillets 33K01 et 33K02. Le centre de la région est localisé à environ 60 km au nord-nord-est de la centrale hydroélectrique de LG-3.

La majeure partie de la région étudiée se trouve à l'intérieur du Domaine de Bienville de la Sous-province de Minto. Ce domaine est en contact intrusif avec les roches plus anciennes de la Sous-province de La Grande dans le coin sud-est de la région. La Sous-province de La Grande est constituée de grandes unités de tonalite, de gneiss tonalitique et dioritique et de roches supracrustales concentrées majoritairement dans les ceintures de Pie et de Griault. La Sous-province de Minto est constituée principalement d'intrusions potassiques de composition intermédiaire à felsique, à biotite ou à biotite et hornblende, d'intrusions à pyroxènes appartenant à une suite charnockitique et de diatexites à biotite vraisemblablement issues de la fusion de roches volcano-sédimentaires. Des roches supracrustales et des gabbros forment des lambeaux plurikilométriques dans les grandes unités intrusives du Domaine de Bienville. Les roches de la région sont recoupées par des intrusions granitiques archéennes tardives ainsi que par des dykes de diabase protérozoïques.

Les roches de la Sous-province de La Grande et du Domaine de Bienville possèdent des assemblages minéralogiques conformes au faciès des amphibolites. Les gneiss, les roches supracrustales et les gabbros ont été fortement recrystallisés alors que les roches intrusives de composition intermédiaire à felsique possèdent une texture ignée et une paragenèse minérale qui reflètent les conditions initiales de leur mise en place.

Les roches de la région ont subi les effets de six phases de déformation D1 à D6. La première a été observée uniquement dans les enclaves, dans les roches volcano-sédimentaires et dans les gneiss. La seconde est à l'origine du développement de la foliation principale F2 observée dans toute la région. La phase D3 a produit des plis P3 E-W et est responsable du grain dominant de la Sous-province de La Grande. La phase D4 est à l'origine du grain structural NW-SE du Domaine de Bienville marqué par la réorientation de F2, la production de plis P4 et le développement d'un réseau de failles ductiles. La phase D5 est responsable de grandes failles E-W à ENE-WSW et la phase D6 correspond à un réseau de failles cassantes NNW-SSE à NW-SE d'âge protérozoïque.

Nos travaux ont permis de mettre au jour plusieurs nouveaux sites d'intérêt économique associés à différents contextes géologiques. Des minéralisations en métaux rares identifiées dans des granites sont associées à des phases pegmatitiques, à de l'hydrothermalisme tardif le long de failles et à de la fusion partielle dans des séquences de paragneiss. Des zones de brèches et de stockwerks coïncident avec des anomalies géochimiques de sédiments de lac en $\text{Mo} \pm \text{Cu} \pm \text{Zn}$, un contexte similaire à celui du gîte de Tilly (porphyre de Mo-Cu) localisé à moins de 20 km du coin sud-est de la région. De nombreuses zones rouillées et sulfurées ont été trouvées dans les roches volcaniques, dans des paragneiss et dans des formations de fer, à l'intérieur de ceintures volcano-sédimentaires et dans les diatexites.

