RG 2011-01

GEOLOGIE DE LA REGION DU RESERVOIR LAFORGE 1 (33I)

Documents complémentaires

Additional Files



Licence

License

Cette première page a été ajoutée au document et ne fait pas partie du rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources naturelles
Québec

RG 2011-01

Géologie de la région du réservoir Laforge 1 (SNRC 33I)

Martin Simard et Isabelle Lafrance



Géologue au travail sur un affleurement de la région du réservoir Laforge 1.

2011

Québec

Géologie de la région du réservoir Laforge 1 (SNRC 33I)

Martin Simard et Isabelle Lafrance[1]

RG 2011-01

Mots-clés : Archéen, Supérieur, Minto, La Grande, minéralisation aurifère, volcano-sédimentaires, tonalite, granite

1. 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

Lecture critique
Charles Gosselin

Édition
Charles Gosselin

Dessin technique
Karine Allard et Kathleen O'Brien

Graphisme
André Tremblay

Document accepté pour publication le 27 octobre 2010

Dépôt légal – Bibliothèque et Archives nationales du Québec
ISBN : 978-2-550-61106-6
© Gouvernement du Québec, 2010

Résumé

Le levé géologique de la région du réservoir Laforge 1 a été réalisé au cours de l'été 2009 à une échelle de 1/250 000. Cette région, localisée juste au nord de la centrale hydroélectrique de LG-4, couvre le feuillet SNRC 33I.

La région étudiée se situe à la rencontre de deux sous-provinces géologiques appartenant à la Province du Supérieur : les sous-provinces de La Grande et de Minto. La Sous-province de La Grande est constituée de grandes unités de tonalite et de dioritique quartzifère, de gneiss tonalitique et dioritique, de lambeaux de roches intrusives mafiques et ultramafiques et de roches supracrustales concentrées majoritairement dans les ceintures de la rivière Laforge et d'Aquilon. La Sous-province de Minto est constituée principalement d'intrusions potassiques de composition intermédiaire à felsique, à biotite ou à biotite + hornblende, et d'intrusions à pyroxènes appartenant à une suite charnockitique. Les roches des deux sous-provinces sont recoupées par des intrusions archéennes tardives granodioritiques et granitiques ainsi que par des dykes de diabase protérozoïques. Quelques lambeaux de roches sédimentaires protérozoïques sont en discordance ou en contact de faille sur le socle archéen.

Les roches des sous-provinces de La Grande et de Minto possèdent des assemblages minéralogiques conforment au faciès des amphibolites. Les gneiss, les roches supracrustales et les roches intrusives mafiques et ultramafiques 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.

Le grain structural régional de la Sous-province de Minto a une orientation constante NW-SE. Celui de la Sous-province de La Grande est plus complexe. Il se caractérise par une direction générale E-W à NE-SW à laquelle se superpose un grain NW-SE. Cinq phases de déformation ont affecté la région. La première a été observée uniquement dans les enclaves et dans les unités plus anciennes de la Sous-province de La Grande. La seconde est à l'origine du développement de la foliation principale F2 observée dans les deux sous-provinces. La foliation F2 a été affectée par des plis P3 NE-SW dans la Sous-province de La Grande et par des plis P4 NW-SE dans les deux sous-provinces. La déformation D4 est également à l'origine d'un réseau de failles NW-SE particulièrement bien développé dans la Sous-province de Minto. La phase D5, probablement d'âge protérozoïque, est responsable de grandes failles E-W et d'un réseau de failles cassantes NNE à NNW.

La Ceinture d'Aquilon est connue pour son potentiel aurifère relié à la présence de nombreux indices d'or associés à des veines ou à des niveaux sulfurés. Ce levé a permis de mettre au jour plusieurs nouveaux sites d'intérêt économique qui correspondent à des zones rouillées ou à des formations de fer associées aux roches volcano-sédimentaires ou encore, à des zones de sulfures disséminés dans les intrusions mafiques et ultramafiques. Plusieurs formations de fer oxydées ont donné des teneurs élevées en fer suggérant un contexte de type Algoma. Une importante zone de brèche située dans le coin nord-ouest de la région coïncide avec une anomalie de géochimie de sédiments de lac en Mo. Ce contexte s'apparente à celui du gîte de Tilly, un gîte de type porphyre à Mo-Cu localisé tout près de la limite sud-ouest de notre région.

Table des matières

INTRODUCTION 7
Localisation et accès 7
Méthodologie 7
Travaux antérieurs 8
Remerciements 9

GÉOLOGIE RÉGIONALE 9

LITHOSTRATIGRAPHIE 10
Archéen 10
Sous-province de La Grande 10
Les unités volcano-sédimentaires 10
Complexe de Laforge (nouvelle unité, Alfg) 10
Ceinture d'Aquilon (nouvelle unité, Aaqi) 13
Les unités intrusives mafiques et ultramafiques 14
Complexe de Bellamant (nouvelle unité, Abll) 14
Les unités intrusives intermédiaires à felsiques 14
Suite de Brésolles (Abre) 15
Suite de Fillye (nouvelle unité, Afil) 15
Suite de Coates (nouvelle unité, Acoa) 15
Sous-province de Minto 16
Suite de Coursolles (Acou) 16
Suite de Favard (Afav) 17
Suite de Châteauguay (Achg) 17
Suite de Loups Marins (Alma) 17
Unité de roches intrusives à orthopyroxène (Alma2) 18
Unité de roches intrusives à clinopyroxène (Alma1) 18
-Sous-unité de tonalite et de diorite quartzifère (Alma1a) 18
-Sous-unité de granodiorite et de granite (Alma1b) 18
-Sous-unité de monzodiorite et de granodiorite à texture porphyroïde (Alma1c) 19
-Sous-unité de granodiorite et de diorite quartzifère à hornblende + biotite (Alma1d) 19
Suite de Salleneuve (nouvelle unité, Asln) 19
Unité de monzodiorite quartzifère à hornblende et à texture porphyroïde (Asln1) 19
Unité de monzodiorite quartzifère et de granodiorite homogènes à hornblende (Asln2) 19
-Sous-unité de monzodiorite quartzifère et de granodiorite hétérogènes (Asln2a) 20
Suite de Desbergères (Adeb) 20
Suites intrusives tardives 20
Suite de Maurel (Amau) 20
Suite de Tramont (Atra) 21
Protérozoïque 21
Formation de Sakami (pPsa) 21
Essaim de Mistassini (Pmib) 22
Dykes de Senneterre (Psen) 22

LITHOGÉOCHIMIE 22
Roches volcaniques et amphibolites de la Sous-province de La Grande 22
Intrusions mafiques et ultramafiques 22
Intrusions felsiques et intermédiaires 24

MÉTAMORPHISME 26
Roches volcano-sédimentaires et intrusions mafiques et ultramafiques 26
Roches intrusives felsiques à intermédiaires 28
Suite de Loups Marins 28
Altération hydrothermale en bordure des failles 28

GÉOLOGIE STRUCTURALE 29
Contexte régional 29
Phases de déformation et éléments structuraux associés 29
Structures primaires S0 29
Phase de déformation D1 29
Phase de déformation D2 30
Phase de déformation D3 32
Phase de déformation D4 32
Phase de déformation D5 33
Les failles régionales 33
Failles anciennes 33
Failles NW-SE 33
Failles E-W à NE-SW 33
Les failles cassantes tardives 34

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE 34
Historique 34
Indices connus 36
Indices aurifères de la Ceinture d'Aquilon 36
Minéralisations en Th ± U associées aux bassins sédimentaires de la Formation de Sakami, à des pegmatites et à des failles tardives 37
Résultats de la campagne de terrain 37
Sites d'intérêt associés aux unités volcano-sédimentaires 40
Roches mafiques et ultramafiques 40
Formations de fer 40
Sites d'intérêt associés aux intrusions mafiques et ultramafiques 41
Site d'intérêt associé à une zone de brèche 41
Site d'intérêt associé à un granite pegmatitique 41
Zones d'anomalies et cibles géochimiques de sédiments de lac 41

CONCLUSIONS 42

RÉFÉRENCES 43

ANNEXE - PHOTOGRAPHIES 44

HORS-TEXTE ..... Carte géologique au 1/250 000 (SNRC 33I)

INTRODUCTION

Ce levé géologique a été réalisé au cours de l'été 2009 dans la région du réservoir Laforge 1 localisée dans le nord-est de la Province du Supérieur (figure 1). Il correspond à la première phase d'un projet de trois ans visant à compléter la cartographie géologique au 1/250 000 de la partie sud du Domaine de Bienville de la Sous-province de Minto, à partir du réservoir Laforge 1, à l'est, jusqu'à la Baie James et la Baie d'Hudson, à l'ouest (feuillets SNRC 33I, 33J, 33K, 33L et 33N; figure 2). La région cartographiée en 2009 correspond au feuillet 33I et couvre une superficie d'environ 14 000 km^2 comprise entre les longitudes 72° 00′ et 74° 00′ et les latitudes 54° 00′ et 55° 00′. Elle se trouve à la rencontre des sous-provinces de La Grande et de Minto. Nos travaux ont permis de préciser la nature et les limites de ces grands ensembles, de décrire les unités stratigraphiques et le contexte structural de cette région et d'en évaluer le potentiel minéral. En 2010, il est prévu de cartographier la région à l'ouest correspondant au feuillet SNRC 33J (figure 2).

Localisation et accès

Le centre de la région du réservoir Laforge 1 est situé à environ 75 km au nord-nord-est de la centrale hydroélectrique LG-4 (figure 2), près de laquelle se trouve un aéroport et une base d'hydravion. La partie sud-est de la région est accessible par une route gravelée carrossable à l'année. Elle relie la Transtaïga à la pourvoirie Kiskimaastakin (figure 2) où était localisé le camp de base. Les nombreux lacs permettent d'accéder à l'ensemble du territoire à partir de la base d'hydravion localisée dans le secteur de LG-4.

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 10 semaines entre les mois de juin et août 2009. La majorité de la superficie de la région, excluant le secteur du réservoir Laforge 1, a été couverte par des cheminements effectués par des équipes de cartographie composées d'un géologue et d'un assistant. Ces équipes étaient

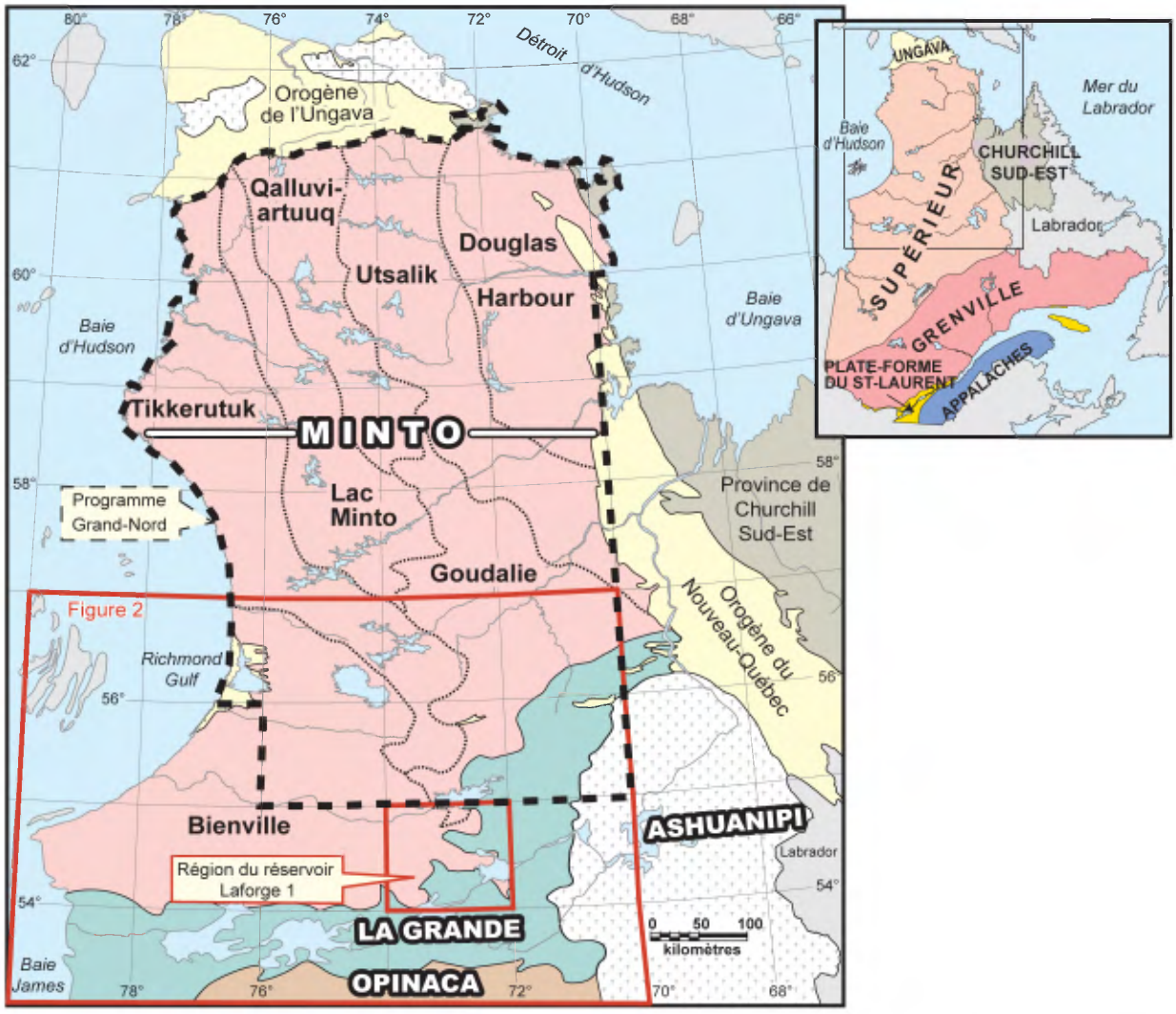


FIGURE 1 - Localisation de la région du réservoir Laforge 1 et des principales divisions géologiques du nord-est de la Province du Supérieur.

positionnées sur le terrain par hélicoptère à partir du camp de base (pourvoirie Kiskimaastakin) situé dans le sud-est de la région (figure 2). Les cheminements avaient une longueur variant entre 8 et 12 km et étaient espacés de 4 à 10 km. Le réservoir Laforge 1, ainsi que certains secteurs de la région où les affleurements étaient plus espacés, ont été couverts par des séries de sauts à l'aide de l'hélicoptère.

Plusieurs échantillons représentatifs des unités lithologiques (133) et des zones minéralisées (74) ont été analysés pour les éléments majeurs et les éléments traces. Les lames minces de roches (291) ainsi que les lames polies (30) ont été étudiées pour caractériser les diverses unités stratigraphiques et décrire les zones minéralisées. La surface d'environ 250 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 et 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 seront présentées ultérieurement. Les cartes géologiques, les données de terrain qui s'y rattachent ainsi que les résultats des analyses géochimiques sont intégrés au système d'information géominière (SIGÉOM) du Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec (MRNF).

Travaux antérieurs

La région du réservoir Laforge 1 a été entièrement couverte par un levé géologique de reconnaissance à l'échelle du 1/1 000 000 (Eade, 1966). Par la suite, Sharma (1979 et 1997) a cartographié au 1/125 000 le sud-est de la région (33I01, 02, 03, 04 et 05) englobant le secteur du réservoir Laforge 1 avant que celui-ci ne soit submergé (figure 2). 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 la région du réservoir Laforge 1. Les travaux de reconnaissance de Sharma à l'échelle de 1/125 000 le long du bassin de la Grande Rivière touchent les limites de la région au sud-ouest (Sharma, 1976), au sud (Sharma, 1977) et au sud-est (Sharma, 1978). Plusieurs levés géologiques réalisés à une échelle de 1/250 000 sont adjacents à la région (figure 2), à l'est (Thériault et Chevé, 2001), au nord-est (Gosselin et Simard, 2000), au nord (Gosselin *et al.*, 2002) et au nord-ouest (Roy *et al.*, 2004).

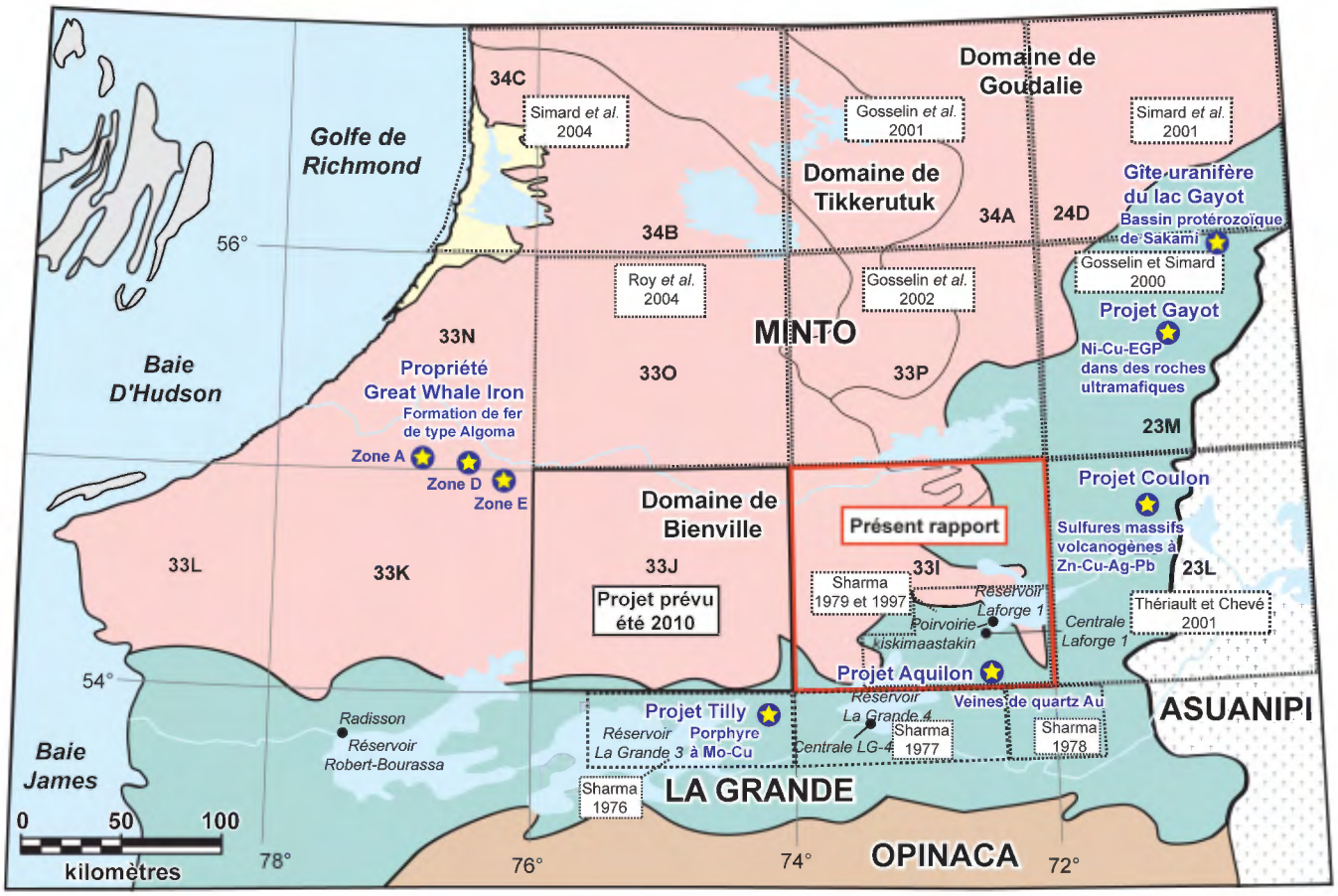


FIGURE 2 - Géologie régionale montrant les limites des grands ensembles géologiques, les principaux gîtes connus et la localisation des principaux projets de cartographie géologique limitrophes à la région du réservoir Laforge 1.

Des levés aéromagnétiques (Dion et Lefebvre, 2006) et gravimétriques (Commission géologique du Canada, 1994) couvrent la région ainsi qu'un nouveau levé spectrométrique et magnétique aéroporté, réalisé en 2008 dans le secteur de LG-4 (Goldak airborne surveys, 2008). Les traverses de ce levé ont été effectuées sur des lignes espacées au 250 m à une hauteur nominale de vol de 100 m (hauteur moyenne au-dessus du sol). 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 géominière (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 les géologues Martin Simard, Isabelle Lafrance, Martin Parent, Lynda Paquette, Alexandra Fliszàr et Ahmed Boulahcen, le géologue stagiaire Guillaume Mathieu, et les étudiants stagiaires Pascale Martel, Stéphanie Ducharme-Rivest, Anne-Marie Beauchamp, Christophe Potvin-Doucet et Philippe Davignon. Nous remercions le cuisinier Yves Brisson pour sont excellent travail. Le transport sur le terrain a été assuré par la compagnie Expédition Hélicoptères. Nous remercions les pilotes Steve Leclerc, Yvon Benjamin et Johann Gravel ainsi que les mécaniciens Alonso Godin et Daniel Robin. Nous voulons remercier le personnel de la pourvoirie Kiskimaastakin pour leur accueil chaleureux. Nous tenons particulièrement à remercier Edward W. Sawyer pour sa visite sur le terrain et ses nombreuses discussions concernant les phénomènes magmatiques et de fusion partielle. Karine Allard et Frédérick Saint-Pierre ont réalisé le dessin technique des cartes géologiques à l'aide des logiciels MicroStation et 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 que Camille St-Hilaire et Isabelle D'Amours qui ont préparé les cartes géophysiques à différentes échelles. Enfin, nous tenons à remercier Charles Gosselin du MRNF pour la lecture critique de ce manuscrit et pour son travail d'édition.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

La région du réservoir Laforge 1 est constituée de roches archéennes appartenant à la partie nord-est de la Province du Supérieur (figure 1). Card et Ciesielski (1986) ont été les premiers à proposer la subdivision du nord-est de la Province du Supérieur en quatre sous-provinces : 1) la Sous-province volcano-plutonique de La Grande, au sud; 2) la Sous-province de haut grade métamorphique d'Ashuanipi, à l'est; 3) la Sous-province plutonique de Bienville, au centre; et 4) la Sous-province plutonique-gneissique de Minto, au nord. Percival *et al.* (1992 et 1997) ont modifié les limites de ces grands ensembles et ont divisé la Sous-province de Minto en plusieurs domaines lithotectoniques. La cartographie géologique au 1/250 000 du nord-est de la Province du Supérieur, réalisée par le MRNF entre 1998 et 2003 (Programme Grand Nord, figure 1), a permis de redéfinir une fois de plus ces grands ensembles lithotectoniques 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 réservoir Laforge 1 se situe à la jonction des sous-provinces de La Grande et de Minto (figure 1) ainsi redéfinies.

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 roche volcanique (2880 à 2820 Ma) et de gneiss tonalitique et dioritique (2840 à 2810 Ma) recoupées par plusieurs phases de tonalite dont les âges sont mal définis (plus jeunes que 2750 Ma). Le métamorphisme régional varie du faciès des schistes verts à celui des amphibolites supérieurs. La Sous-province de La Grande est également caractérisée par l'absence d'intrusions felsiques à orthopyroxène (suites charnockitiques).

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 tholéiitique. Après cette date, 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 variant du faciès des amphibolites à celui des granulites.

La région de Laforge 1 comprend l'extrémité sud du Domaine de Goudalie et l'extrémité sud-est du Domaine de Bienville (figures 1 et 2). Le Domaine de Goudalie est caractérisé par la présence d'unités tonalitiques appartenant à un

événement magmatique qui s'est échelonné entre 2760 et 2740 Ma. Ces tonalites sont recoupées par des intrusions de granite, de granodiorite et de charnockite (2735 à 2680 Ma). Le Domaine de Bienville est caractérisé par l'abondance des intrusions de granite, de granodiorite et de monzodiorite. Il comprend aussi des unités de roches felsiques à pyroxènes (2735 à 2705 Ma) typiques du Domaine de Tikkerutuk et des unités tonalitiques semblables à celles du Domaine de Goudalie (figures 1 et 2).

La zone de contact entre les sous-provinces de La Grande et de Minto est bien exposée sur les îles et la côte du réservoir Laforge 1. On y retrouve plusieurs affleurements montrant un mélange très complexe de phases tonalitiques du La Grande et de phases potassiques du Minto, dans lesquelles flottent de nombreuses enclaves de gneiss tonalitique, d'amphibolite et de roches ultramafiques. Les textures de fluages et de mélanges de magmas suggèrent que certaines phases tonalitiques et potassiques puissent être contemporaines. D'ailleurs, un âge de 2716 Ma obtenu dans une tonalite de ce secteur (ce rapport) correspond à un âge très répandu obtenu dans les intrusions potassiques de la partie sud de la Sous-province de Minto (2720 à 2710 Ma; Simard, 2008).

LITHOSTRATIGRAPHIE

La région du réservoir Laforge 1 se compose principalement de roches intrusives et métamorphiques d'âge archéen appartenant à la Province du Supérieur. Ces roches sont recouvertes à quelques endroits par des lambeaux de roches sédimentaires protérozoïques. Elles sont également recoupées localement par des dykes de diabase également d'âge protérozoïque. Toutes les roches ont été groupées en unités lithodémiques ou lithostratigraphiques en considérant les limites des sous-provinces et en respectant 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) 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.

Archéen

Sous-province de La Grande

La Sous-province de La Grande occupe la partie est et sud de la région (figure 3). Elle est caractérisée par une signature magnétite faible ce qui contraste avec celle plus élevée de la Sous-province de Minto (figure 4). La Sous-province de La Grande est constituée d'importantes unités tonalitiques et dioritiques, de ceintures volcano-sédimentaires démembrées ainsi que de lambeaux de roches intrusives de composition mafique à ultramafique. Les unités tonalitiques et dioritiques comprennent les gneiss tonalitiques et dioritiques de la Suite de Brésolles (2842 à 2808 Ma), les intrusions tonalitiques multiphasées de la Suite de Coates (nouvelle unité; 2743 et 2716 Ma) et les diorites quartzifères de la Suite de Fillye (nouvelle unité non datée). Les séquences volcano-sédimentaires ont été assignées au Complexe de Laforge (2841 Ma; nouvelle unité) et à la Ceinture d'Aquilon (nouvelle unité non datée) et les roches intrusives mafiques à ultramafiques, au Complexe de Bellamant (nouvelle unité non datée).

Les unités volcano-sédimentaires

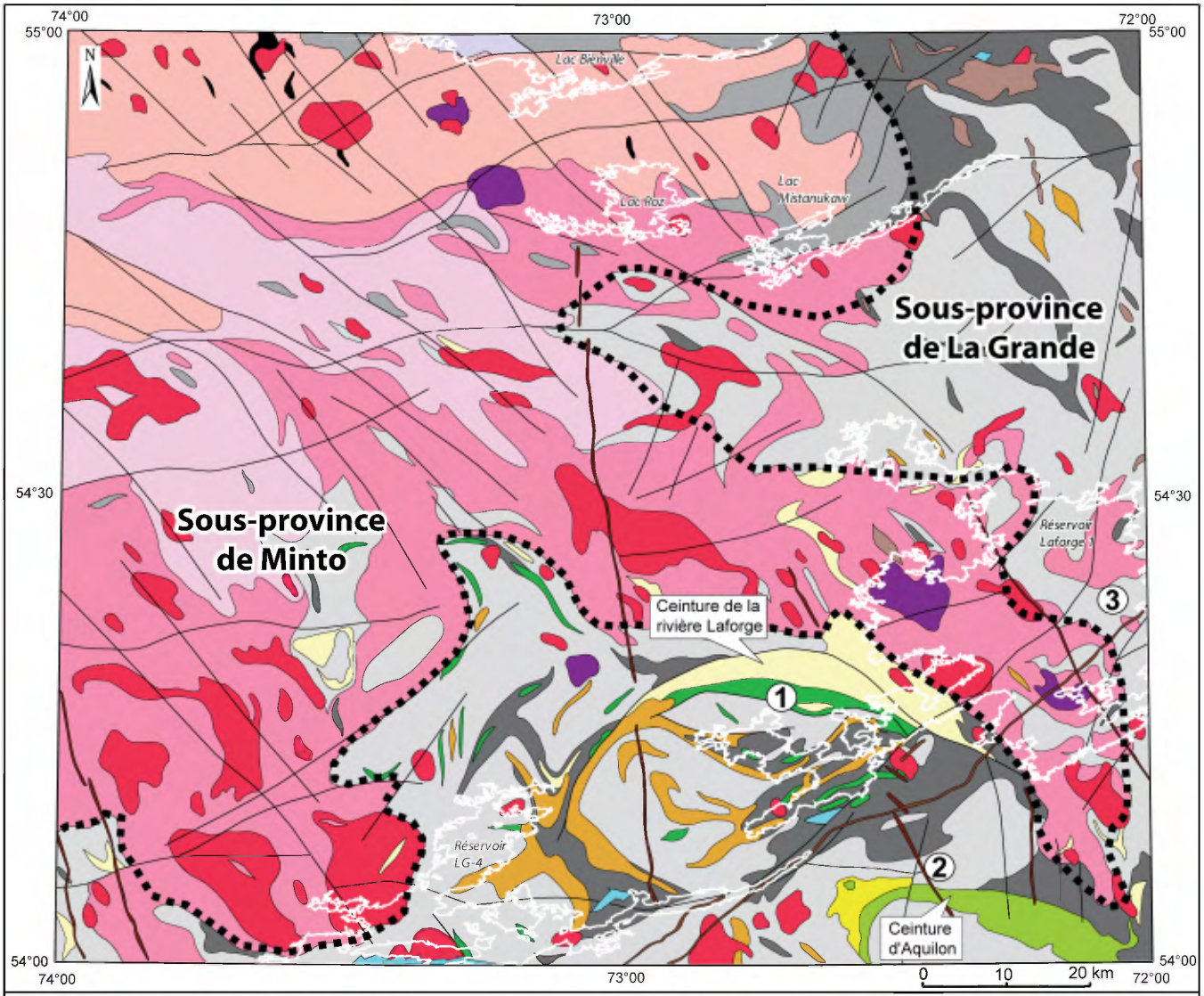
Les roches volcano-sédimentaires sont localisées dans la partie sud de la région (figure 3, carte hors-texte). La Ceinture de la rivière Laforge (Sharma, 1979) ainsi que tous les petits lambeaux de roches volcano-sédimentaires archéennes de la Sous-province de La Grande ont été assignés au Complexe de Laforge (nouvelle unité datée à 2841 Ma). Pour l'instant, la Ceinture d'Aquilon (nouvelle unité non datée) n'a pas été incluse dans ce complexe. Toutefois, le style de déformation et le degré de recristallisation qui affectent les roches de la Ceinture d'Aquilon s'apparentent à ceux observés dans les roches du Complexe de Laforge suggérant que ces deux séquences volcano-sédimentaires pourraient être contemporaines.

Complexe de Laforge (nouvelle unité, Alfg)

Le Complexe de Laforge est introduit afin de regrouper sous le même terme la Ceinture de la rivière Laforge (45 km

TABLEAU 1 - Résultats des datations U-Pb effectuées sur des échantillons de la région du réservoir Laforge 1 (David *et al.*, en préparation). Les sites d'échantillonnage sont localisés sur la figure 3.

Numéro de Site	Localisation UTM (Nad83) Zone 18	Numéro d'échantillon (terrain)	Unité stratigraphique	Âge de cristallisation	Lithologie
1	652435E 6016564N	LP-2260-E-09	Alfg1	2840,7 ±0,9 Ma	Roche felsique (tuf à lapillis déformé)
2	669498E 5999721N	MS-144-A-09	Acoa1	2742,9 +5,6\ -3,8 Ma	Tonalite foliée à biotite ± hornblende
3	691628E 6030606N	MP-1195-A-09	Acoa1a	2716,0 +2,8/ -1,9 Ma	Tonalite hétérogène, foliée à biotite ± hornblende



PROTÉROZOÏQUE

Dykes de Senneterre (NE) et Essaim de Mistassini (NNWà N-S) : Diabase

Formation de Sakami : Grès, argilite, siltstone et conglomérat

ARCHÉEN

Intrusions tardives

Suite de Tramont

Leucogranite à biotite + chlorite, homogène et massif

Suite de Maurel

Granodiorite et granite à BO ± HB à texture porphyroïde

Sous-province de Minto

Suite de Desbergères

Granodiorite et granite à BO ± HB, hétérogènes, et nombreuses enclaves de tonalite. Quelques intrusions à texture porphyroïde

Suite de Salleneuve

Granodiorite et monzodiorite quartzifère à HB + BO, homogènes. Quelques intrusions à texture porphyroïde. Textures de fluage et nombreuses enclaves dans le secteur du réservoir Laforge 1.

Suite de Loups Marins

Monzodiorite quartzifère, granodiorite et granite à BO + CX ± HB, à texture porphyroïde fréquente, tonalite et diorite quartzifère à BO + CX et un peu de diorite quartzifère, de diorite et de gabbro à hypersthène

Suite de Châteauguay

Intrusions mafiques et ultramafiques à CX

Suite de Favard

Tonalite leucocrate à BO ± HB, granitisée

Suite de Coursolles

Tonalite à HB + BO, granitisée

Sous-province de La Grande

Suite de Coates

Tonalite leucocrate à BO ± HB. Textures de fluage et nombreuses enclaves dans le secteur du réservoir Laforge 1.

Suite de Fillye

Diorite quartzifère à HB-BO

Suite de Brésolles

Gneiss tonalitiques et dioritiques rubanés

Ceinture d'Aquilon

Roches volcaniques felsiques

Amphibolite; niveaux felsiques, ultramafiques et de formations de fer

Complexe de Laforge

Paragneiss migmatitiques; un peu de diatexite et de conglomérat

Amphibolite, roches ultramafiques et formations de fer

Complexe de Bellamant

Intrusions mafiques et ultramafiques

① Site d'échantillonnage pour datation U-Pb. Résultats présentés au tableau 1

FIGURE 3 - Géologie simplifiée de la région du réservoir Laforge 1.

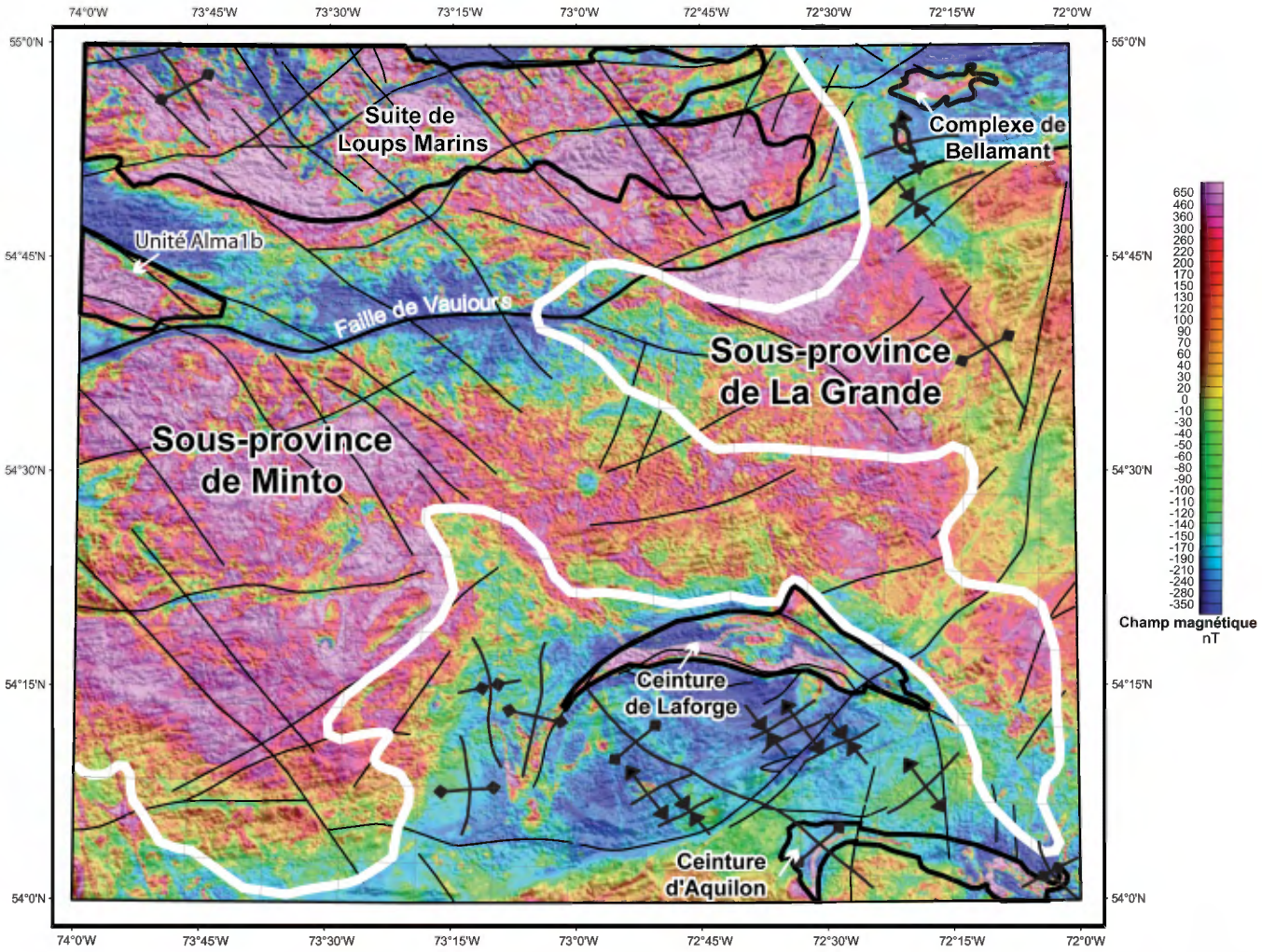


FIGURE 4 - Composante résiduelle du champ magnétique total avec relief topographique ombragé de la région de Laforge 1 (modifiée de Goldak Airborne Surveys, 2008).

de longueur sur 4 à 12 km de largeur) identifiée par Sharma (1979) et plusieurs lambeaux d'amphibolite et de paragneiss localisés dans le sud de la région. La partie sud de la Ceinture de la rivière Laforge correspond à une forte anomalie magnétique positive (figure 4) reliée à la présence de niveaux de formations de fer. Un horizon de volcanite felsique fragmentaire de composition dacitique a été échantillonné et a livré un âge de 2840,7 ±0,9 Ma (David, en préparation); site 1, figure 3 et tableau 1). Le Complexe de Laforge correspond donc à une unité volcano-sédimentaire ancienne, au même titre que le Complexe de Gayot (2880 à 2873 Ma; Simard, 2008) et le Groupe de Guyer (2820 Ma; Goutier *et al.*, 2002), respectivement dans le nord-est et l'ouest de la Sous-province de La Grande. Le Complexe de Laforge a été divisé en trois unités en fonction de la lithologie dominante, l'unité de roches mafiques (Alfg1), l'unité de paragneiss (Alfg2) et l'unité de conglomérat (Alfg3).

L'unité de roches mafiques (Alfg1) occupe une superficie importante dans le sud de la Ceinture de la rivière Laforge et forme plusieurs lambeaux de dimension kilométrique localisés à l'ouest et au sud (carte hors-texte). Elle se compose d'amphibolite non magnétique, foliée, plus ou moins rubanée, finement à très finement grenue et possédant une texture granoblastique bien développée. La roche est constituée d'une proportion égale de hornblende verte et de plagioclase partiellement à fortement séricitisé. Ces roches correspondent probablement à des laves mafiques recristallisées. Toutefois, dans certains lambeaux, des niveaux d'amphibolite plus grenue et contenant entre 5 et 15 % de clinopyroxène pourraient avoir une origine intrusive. Dans la Ceinture de la rivière Laforge, l'unité renferme également des horizons métriques à décamétriques de roches ultramafiques, de formations de fer aux faciès des oxydes ou des silicates et de roches dacitiques riches en muscovite (5 à 15 %), finement grenues, foliées et d'aspect laminaire. Certains niveaux dacitiques d'apparence fragmentaire, possiblement d'anciens tufs à lapillis, renferment entre 15 et 20 % d'amas centimétriques étirés constitués de hornblende + épidote + calcite + chlorite ± biotite.

L'unité de paragneiss (Alfg2) occupe les trois quarts nord de la superficie de la Ceinture de la rivière Laforge et se trouve également en lambeaux en périphérie de celle-ci.

L'unité est constituée de paragneiss migmatitisé renfermant entre 5 et 30 % de rubans de mobilisat tonalitique de 0,1 à 10 cm d'épaisseur. Le paragneiss est folié, de teinte gris brunâtre, de granulométrie fine à moyenne et possède une texture granoblastique bien développée. Il renferme entre 15 et 25 % de biotite brune localement chloritisée et, plus rarement, jusqu'à 5 % de hornblende verte en amas ou concentrée en rubans millimétriques à centimétriques. Le pourcentage de quartz est faible (5 à 15 %) mais peut atteindre près de 50 % dans certains échantillons. Un lambeau de paragneiss, situé à environ 20 km à l'ouest de la Ceinture de la rivière Laforge, a fait l'objet de travaux d'exploration durant l'été 1999 (Girard et Desbiens, 2000; voir section « Géologie économique »). À cet endroit, on trouve quelques horizons métriques à décamétriques de roches ultramafiques et de formations de fer oxydées. Ces dernières, dont la puissance peut atteindre 30 mètres, sont constituées d'une alternance de bandes centimétriques de magnétite et de chert avec un peu de sulfures (<1 %) et d'amphiboles vertes (<10 %). Bien que ces roches possèdent une forte susceptibilité magnétique, elles sont peu apparentes sur la carte aéromagnétique en raison de la signature magnétique régionale très élevée dans ce secteur. Une sous-unité Alfg2a a été définie pour désigner quelques lambeaux kilométriques de diatexite, localisés au nord de la Ceinture de la rivière Laforge. Ces diatexites représentent le produit de fusion le plus avancé des roches métasédimentaires. Ce sont des roches hétérogènes, hétérogranulaires, de composition tonalitique à granitique qui contiennent entre 15 et 30 % de biotite dont l'altération donne une teinte brun jaunâtre caractéristique. Elles renferment des enclaves de paragneiss et des schlierens de biotite qui produisent un rubanement ondulant, irrégulier et discontinu.

Une unité de conglomérat polygénique (Alfg3) de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur et de plus de 4 km de longueur a été identifiée dans la partie sud de la Ceinture de la rivière Laforge. Les fragments de ce conglomérat sont étirés, presque jointifs et de dimensions variées (0,2 à 10 cm de longueur). Il s'agit principalement de fragments de roches felsiques aphanitiques (85 %) accompagnés de fragments de roches felsiques plus grenues, de roches intermédiaires à mafiques, de gneiss et de formations de fer.

Ceinture d'Aquilon (nouvelle unité, Aaqi)

La Ceinture d'Aquilon est une nouvelle unité introduite pour décrire une ceinture volcano-sédimentaire localisée dans le sud de la région (figure 3). La présence de roches volcano-sédimentaires à cet endroit avait d'abord été rapportée par Sharma (1979). Par la suite, la découverte d'indices aurifères dans des volcanites felsiques a mené la compagnie Sirios à y réaliser des travaux d'exploration (Desbiens, 1998). Le terme informel de « sillon d'Aquilon » est alors utilisé pour désigner cette ceinture. Nous proposons d'en faire une unité lithodémique formelle désignée sous le terme de Ceinture d'Aquilon (Aaqi; carte hors-texte). Pour l'instant, en absence de datation, ces roches ne sont pas assignées à un complexe volcano-sédimentaire en particulier.

La Ceinture d'Aquilon a une longueur approximative de 50 km et une largeur variant entre 2 et 7 km. Elle a été divisée en 4 unités : 1) une unité de roches mafiques (Aaqi1); 2) une unité de roches ultramafiques (Aaqi2); 3) une unité de roches volcaniques felsiques (Aqil3); et 4) une unité de formations de fer (Aaqi4). Les unités de roches ultramafiques et de formations de fer se démarquent nettement par une susceptibilité magnétique élevée (figure 4).

L'unité de roches mafiques (Aaqi1) constitue l'assemblage lithologique le plus répandu. Il s'agit d'amphibolite finement à très finement grenue, de teinte gris verdâtre foncée, foliée et fortement recristallisée. La présence de coussins, de textures glomératoporphyriques et d'un litage primaire, observés sur quelques affleurements, indiquent une origine effusive (Lapointe, 2006). Ces amphibolites se composent d'une proportion égale de hornblende et de plagioclase variablement séricitisé. Elles contiennent également un peu de quartz (<3 %), de biotite (<5 %), de chlorite (1 à 2 %), de sphène (1 à 2 %), d'épidote (<2 %), de carbonates (<1 %) et de sulfures (traces). Localement, des rubans riches en clinopyroxène ont été observés. Dans la partie est de la ceinture, des niveaux métriques à décamétriques de paragneiss granoblastiques à biotite + grenat et de roches volcaniques felsiques sont intercalés dans la séquence. On y observe aussi quelques dykes mafiques.

L'unité de roches ultramafiques (Aaqi2) forment des buttes de largeur décamétrique de plus de 100 m de longueur. Ce sont des roches foliées, fortement magnétiques, gris foncé en surface fraîche et à patine brunâtre typique des roches ultramafiques. Elles possèdent couramment une texture mésocumulus formée de cristaux étirés d'olivine (40 à 60 %) baignant dans une matrice très fine. Tous les échantillons observés en lames minces indiquent une composition wehrlitique constituée de 65 à 75 % d'olivine et de 25 et 35 % de clinopyroxène, avec de rares cristaux d'orthopyroxène. L'olivine est peu à fortement altérée en un mélange de serpentine + magnétite + chlorite bronzée et le clinopyroxène est altéré en actinote et trémolite. Des niveaux métriques constitués de talc + carbonates se trouvent généralement en bordure de ces intrusions.

L'unité de roches volcaniques felsiques (Aaqi3), localisée dans la partie ouest de la Ceinture d'Aquilon, forme un complexe felsique de 12 à 15 km de longueur sur 1 à 3 km de largeur centré sur une charnière de pli (carte hors-texte). Elle est constituée en majeure partie de coulées massives de rhyodacite porphyrique, bien foliée, finement grenue et renfermant jusqu'à 15 % de phénocristaux de quartz ± plagioclase de 1 à 2 mm. Cette roche est riche en micas (5 à 15 % de biotite et 2 à 5 % de muscovite) et contient un peu d'épidote (1 à 2 %), de calcite (1 %), de magnétite (<2 %) et de chlorite (<2 %). On trouve aussi dans cette unité quelques horizons de tuf laminé à lapillis et de tuf à blocs, ainsi que des niveaux d'amphibolite, de formations de fer et de roches ultramafiques. Finalement, des dykes

de composition mafique à intermédiaire ainsi que quelques intrusions tonalitiques sont présents.

Les niveaux de formations de fer (unité Aaqi4) sont répandus dans la Ceinture d'Aquilon. Les plus importants, localisés dans le secteur sud-est de la ceinture, ont entre 10 et 30 m d'épaisseur et peuvent être suivis sur plusieurs centaines de mètres. Les formations de fer sont majoritairement au faciès des oxydes. Elles montrent un rubanement régulier et plissoté, millimétrique à centimétrique, produit par l'alternance de bandes de chert gris pâle et de bandes de magnétite gris foncé. Quelques formations de fer au faciès des silicates sont également observées. Elles sont riches en amphiboles (hornblende verte et grunérite), en quartz, localement en grenat (jusqu'à 40 % dans certains rubans) et contiennent un peu de magnétite et de sulfures (<2 %).

Les unités intrusives mafiques et ultramafiques

Les roches intrusives de composition mafique et ultramafique localisées à l'extérieur des unités volcano-sédimentaires ont été assignées au Complexe de Bellamant (nouvelle unité).

Complexe de Bellamant (nouvelle unité, Abll)

Le Complexe de Bellamant est une nouvelle unité introduite pour décrire un complexe intrusif de composition mafique à ultramafique bien préservé dans le coin nord-est de la région (figure 3). Il comprend une masse principale qui occupe une superficie d'environ 12 km sur 3 à 4 km et plusieurs lambeaux de moindre dimension (figure 3; carte hors texte). Ce complexe n'a pas été daté mais les relations de terrain suggèrent que ces roches sont plus vieilles que les gneiss de la Suite de Brésolles (2842 à 2808 Ma). De plus, elles montrent un degré de recristallisation avancé, un aspect souvent gneissique et renferment de nombreuses injections tonalitiques et granitiques. Il serait donc possible que le Complexe de Bellamant soit contemporain au Complexe volcano-sédimentaire de Gayot (2880 à 2873 Ma) défini dans la région de Gayot, plus à l'est (Gosselin et Simard, 2000). Rappelons que ce dernier est associé à un volume important d'intrusions et de volcanites de composition mafique et ultramafique. D'ailleurs, Thériault et Chevé (2001) ont assigné, à l'est de notre région, plusieurs lambeaux de roches mafiques et ultramafiques au Complexe de Gayot.

Le Complexe de Bellamant est constitué de leucogabbro, de gabbro, de diorite, de pyroxénite amphibolitisée et de dunite serpentinisée. On y observe aussi de nombreux niveaux métriques à décamétriques de gneiss tonalitique à dioritique probablement associés à la Suite de Brésolles qui encaisse le complexe.

Le Bellamant a été divisé en deux unités informelles en fonction de la lithologie dominante : une unité de roches mafiques Abll1 et une unité de roches ultramafiques Abll2 (carte hors-texte). Les roches ultramafiques sont très magnétiques alors que les roches intermédiaires à mafiques ont une susceptibilité magnétique faible à nulle. Mentionnons que la masse principale du complexe a été assignée à l'unité Abll1 en raison de la prédominance des roches mafiques. Toutefois, la forte signature magnétique de cette zone suggère que la proportion des roches ultramafiques pourrait être plus grande que celle estimée par nos observations sur le terrain.

L'unité Abll1 se compose de leucogabbro, de gabbro et d'un peu de diorite. Ce sont des roches gris moyen ou gris verdâtre, de granulométrie fine à grossière et possédant une texture granoblastique bien développée. Elles sont généralement massives ou faiblement foliées, sauf dans la masse principale du complexe où elles présentent souvent un aspect bréchique, rubané ou gneissique. En lames minces, le leucogabbro est constitué principalement de plagioclase peu altéré avec environ 15 % de clinopyroxène et moins de 1 % de minéraux opaques. Localement, il contient moins de 5 % de clinopyroxène et possède alors une composition anorthositique. Le gabbro et la diorite sont constitués de 25 à 60 % de plagioclase partiellement à complètement séricitisé, de 40 à 65 % de hornblende verte, de clinopyroxène (moins de 10 %), de biotite brune (moins de 5 %) et en quantité mineure, de quartz, de titanite, d'épidote, d'allanite, de magnétite et de sulfures (<2 %).

L'unité Abll2 se compose de pyroxénite partiellement à complètement amphibolitisée et de dunite serpentinisée. La pyroxénite a une teinte vert foncé ou gris noirâtre, une granulométrie fine à moyenne et un aspect massif. Elle est régulièrement injectée par du matériel felsique qui lui donne un aspect bréchique. Elle est constituée principalement d'amphibole (hornblende et actinote) avec 15 à 40 % de clinopyroxène et un peu d'olivine. Certaines pyroxénites de la masse principale, complètement amphibolisées, sont constituées à 90 % de trémolite et actinote et de 10 % de grains très fins de magnétite disséminée. La dunite est homogène, gris foncé à noirâtre, aphanitique et sans texture apparente. Elle est concentrée en bordure de la zone principale du complexe ainsi que dans quelques lambeaux localisés plus au sud (Abll2). Elle se compose de 85 à 95 % de serpentine maillée et de 5 à 10 % de magnétite. Les minéraux accessoires sont la chlorite, la phlogopite et le talc.

Les unités intrusives intermédiaires à felsiques

La Sous-province de La Grande est caractérisée par des unités intrusives de composition dioritique à tonalitique d'âges et de textures variés. La Suite de Brésolles, la plus ancienne (2842 à 2808 Ma), est une unité de gneiss dioritique et tonalitique qui caractérise le nord-est de la Sous-province de La Grande. Des diorites quartzifères à hornblende et biotite localisées principalement dans le sud de la région ont été assignées à la Suite de Fillye (nouvelle unité). La Suite de Coates (2743 et 2716 Ma) est également une nouvelle unité que nous introduisons pour regrouper les tonalites à biotite et à biotite + hornblende qui se trouvent dans la Sous-province de La Grande.

Suite de Brésolles (Abre)

La Suite de Brésolles est une unité de gneiss tonalitique et dioritique caractéristique du nord-est de la Sous-province de La Grande. Elle a été nommée dans la région du lac Gayot par Gosselin et Simard (2000) puis reconnue dans plusieurs régions avoisinantes (Thériault et Chevé, 2001; Gosselin *et al.*, 2002; Simard *et al.*, 2001; Gosselin *et al.*, 2001; figure 2) et finalement plus à l'est, dans la région de la rivière Sérigny (Simard *et al.*, 2009). Les datations réalisées dans ces régions (David *et al.*, 2009; David *et al*, 2010; Percival *et al.*, 2001) ont permis d'établir un intervalle d'âge entre 2842 et 2808 Ma pour cette unité de gneiss (Simard, 2008).

La Suite de Brésolles occupe une superficie importante dans le nord-est et le sud de la région du réservoir Laforge 1 (figure 3; carte géologique hors-texte). Elle se compose de gneiss rubanés constitués d'une alternance de rubans millimétriques à décimétriques, leucocrates, composés de tonalite à biotite, et mésocrates, formés de diorite quartzifère et de tonalite à biotite + hornblende. Ces lithologies peuvent aussi se présentées sous forme de niveaux plus épais, métriques à décamétriques, intercalés entre les niveaux rubanés. Les gneiss sont partiellement à fortement recristallisés et affectés par une forte foliation, couramment protomylonitique, caractérisée par la présence de rubans de quartz. Ils contiennent aussi de nombreux rubans, lentilles et enclaves centimétriques à métriques constitués de diorite à hornblende et d'amphibolite, gris noirâtre, de granulométrie fine et possédant une texture granoblastique bien développée. Les gneiss de la Suite de Brésolles sont affectés par de nombreux plissements et sont abondamment injectés par des diorites quartzifères à hornblende + biotite, par des tonalites à biotite et par des leucogranites appartenant à des suites plus jeunes. Dans le sud de la région, on observe à plusieurs endroits des niveaux et lentilles centimétriques à décimétriques de mobilisat tonalitique blanchâtre à grenat.

Suite de Fillye (nouvelle unité, Afil)

La Suite de Fillye est une nouvelle unité de diorite quartzifère à hornblende et biotite localisée dans le sud de la région (figure 3). Il s'agit d'une roche homogène, très bien foliée, de granulométrie moyenne à grossière et non magnétique. Elle renferme entre 20 et 30 % d'amas de minéraux mafiques centimétriques, lenticulaires et bien alignés dans la foliation. Ces amas sont surtout constitués de gros cristaux de hornblende, régulièrement poecilitiques, auxquels sont collés des feuillets de biotite et des petits cristaux hypidiomorphes d'épidote. Sur la surface altérée, ces amas de minéraux mafiques noirâtres contrastent avec la couleur blanchâtre de la roche, ce qui lui donne un aspect moucheté distinctif (photo 1, en annexe). La proportion de quartz varie entre 8 et 15 %, mais peut, localement, être supérieure à 20 % (tonalite) ou inférieure à 5 % (diorite ou leucogabbro). La diorite quartzifère contient à plusieurs endroits des petits niveaux lenticulaires, centimétriques à décimétriques, de mobilisat de tonalite blanchâtre à grenat qui témoignent d'un début de fusion partielle.

La diorite quartzifère de la Suite de Fillye n'a pas été datée. Elle s'injecte dans la séquence de gneiss de la Suite de Brésolles (2842 à 2808 Ma) et est recoupée par les tonalites de la Suite de Coates (2743 et 2716 Ma). Mentionnons qu'en affleurement, ces roches peuvent être confondues avec les monzodiorites quartzifères de la Suite de Salleneuve (décrites plus loin). Ces dernières renferment toutefois, malgré leur couleur blanchâtre, entre 10 et 25 % de feldspath potassique.

Suite de Coates (nouvelle unité, Acoa)

La Suite de Coates est une nouvelle unité que nous proposons afin de regrouper les tonalites du nord-est de la Sous-province de La Grande et de les distinguer sur le plan de la nomenclature régionale, de celles de la Suite de Favard, localisée dans la Sous-province Minto (figure 3; carte hors-texte). Rappelons que la Suite de Favard a été définie dans la région de Gayot par Gosselin et Simard (2000) à l'intérieur d'un ensemble tectonostratigraphique nommé « Goudalie/La Grande »; ensemble maintenant reconnu comme appartenant à la Sous-province de La Grande. Par la suite, les tonalites du Favard ont été étendues vers l'ouest et le nord-ouest et sont maintenant considérées comme une unité très importante de la partie sud et ouest de la Sous-province de Minto (Simard, 2008). À l'intérieur du Minto, les tonalites du Favard ont donné des âges entre 2750 et 2740 Ma et se distinguent par la présence d'une phase granitique diffuse, mais parfois importante (20 à 50 %). Dans le nord de la Sous-province de La Grande, les tonalites assignées au Favard ne contiennent généralement pas de phase granitique et plusieurs datations indiquent qu'elles sont associées à des phases tonalitiques plus tardives, autour de 2715 Ma (Simard, 2008). Plus à l'ouest, des âges de 2716 ±3 Ma (Goutier *et al.*, 1998) et de 2709 +6/-3 Ma (Goutier *et al.*, 1999) ont également été obtenus dans des tonalites du La Grande assignées aux Intrusions de Duncan (Goutier *et al.*, 2002). En considérant ces différences, nous proposons de restreindre la Suite de Favard aux tonalites présentes dans le Minto, et d'assigner à la Suite de Coates, celles rencontrées dans la Sous-province de La Grande. Cette redéfinition de la Suite tonalitique de Favard aura donc des conséquences sur la nomenclature utilisée dans les régions du lac Hurault (Thériault et Chevé, 2001), du lac Gayot (Gosselin et Simard, 2000) et de Maricourt (Simard *et al.*, 2001).

La Suite de Coates se compose de tonalites de granulométrie et de texture variées, faiblement à non magnétiques et appartenant à différentes phases magmatiques ne pouvant être individualisées à l'échelle de nos travaux. Elle comprend une unité principale (Acoa1) et une sous-unité hétérogène (Acoa1a) concentrée dans le secteur du réservoir Laforge 1, dans la zone de contact entre les sous-provinces de La Grande et de Minto (carte hors-texte). Un âge de 2742,9 +5,6/-3,8 Ma (David, en préparation; site 2, figure 3

et tableau 1) a été obtenu dans un échantillon de tonalite de l'unité Acoa1. Un deuxième échantillon de tonalite de la sous-unité Acoa1a, a donné un âge de 2716,0 +2,8/-1,9 Ma (David, en préparation; site 3, figure 3 et tableau 1). Ces résultats indiquent la présence d'au moins deux événements tonalitiques différents. Le plus ancien est contemporain à la Suite de Favard (2750 à 2740 Ma; décrite plus loin) qui caractérise la Sous-province de Minto, et le second se compare aux âges obtenus ailleurs dans les tonalites de la Sous-province de La Grande (Simard, 2008; Goutier *et al.*, 1998 et 1999).

L'unité principale (Acoa1) de la Suite de Coates est constituée de tonalites leucocrates à patine gris blanchâtre, de granulométrie fine à moyenne. Elles contiennent entre 8 et 12 % de minéraux mafiques, disséminés ou en amas centimétriques, bien alignés dans la foliation (photo 2, en annexe). La biotite, verte ou brune, est accompagnée, localement, d'un peu de hornblende verte, quoique certaines tonalites de granulométrie moyenne contiennent une proportion égale de ces deux minéraux. Des cristaux xénomorphes à hypidiomorphes d'épidote peuvent représenter jusqu'à 2 % de certains échantillons. L'allanite et la titanite sont les minéraux accessoires les plus répandus.

Localement, il arrive de rencontrer dans l'unité Acoa1 des trondhjémites blanchâtres renfermant moins de 5 % de petits feuillets millimétriques de biotite. Des tonalites à biotite très fines partiellement à fortement recristallisées sont également présentent et représentent probablement une phase parmi les plus anciennes de l'unité. Des dykes métriques et des petites intrusions décamétriques plus tardifs de tonalites fines non déformées et d'aspect massif recoupent l'ensemble. Finalement, l'unité Acoa1 contient localement des enclaves décimétriques à métriques représentatives de lithologies associées aux ceintures volcano-sédimentaires régionales ou aux gneiss de la Suite de Brésolles (amphibolite, gabbro, diorite, roches ultramafiques, gneiss tonalitique).

La sous-unité hétérogène (Acoa1a) se compose d'une variété de tonalites semblables à celles de l'unité Acoa1. Toutefois, cette sous-unité est extrêmement hétérogène et présente une texture complexe découlant d'un mélange de phases qui produit un rubanement magmatique ondulant, plissé, lenticulaire et discontinu ainsi que de nombreuses textures de fluage. La sous-unité Acoa1a est aussi caractérisée par l'abondance et l'assimilation partielle de nombreuses enclaves d'amphibolite, de gabbro, de diorite, de roches ultramafiques et de gneiss tonalitique ce qui accentuent la complexité de ces roches (photo 3, en annexe). On note une forte contamination des tonalites en hornblende dans les zones riches en enclaves de composition mafique et ultramafique. De plus, les tonalites de la sous-unité Acoa1a sont régulièrement mélangées avec des injectons de monzodiorites quartzifères et de granodiorites à hornblende associées à la Suite de Salleneuve (décrite plus loin) de la Sous-province de Minto et avec laquelle elles se trouvent en contact (carte hors-texte). Nos observations faites sur les affleurements bien exposés du réservoir Laforge 1 suggèrent que les phases potassiques de la Suite de Salleneuve et certaines phases tonalitiques de la Suites de Coates soient contemporaines et se seraient mélangées dans la zone de contact entre les deux sous-provinces. L'âge de 2716 Ma obtenu dans une tonalite de ce secteur appuie cette hypothèse puisque de nombreux âges entre 2720 et 2710 Ma ont été obtenus dans les roches potassiques localisées dans le sud de la Sous-province de Minto (Simard, 2008).

Sous-province de Minto

La Sous-province de Minto occupe une superficie importante dans la région et montre une susceptibilité magnétique beaucoup plus élevée que celle de la Sous-province de la Grande (figure 4). Elle est représentée principalement par le Domaine de Bienville, à l'exception des tonalites granitisées des suites de Favard et de Coursolles localisées dans le nord-est de la région (figure 3) et qui correspondent au prolongement et la fermeture du Domaine de Goudalie (figure 2).

Le Domaine de Bienville est constitué en majeure partie d'unités intrusives associées à du magmatisme potassique qui a débuté après 2735 Ma (Simard, 2008). La partie sud du domaine est caractérisée par la présence de la Suite de Salleneuve (nouvelle unité) constituée de granodiorite et de monzodiorite quartzifère à hornblende. Les granodiorites et granites à biotite de la Suite de Desbergères (2720 à 2710 Ma) occupent la partie centrale tandis que le nord comprend les intrusions tonalitiques et granodioritiques à pyroxènes de la Suite de Loups Marins (2735 à 2705 Ma). Cette suite occupe une superficie très importante dans le Domaine de Tikkerutuk (figure 1) et se poursuit jusque dans le nord de notre région. Le Domaine de Bienville comprend aussi quelques intrusions de gabbro et de roches ultramafiques à texture granoblastique qui ont été assignées à la Suite de Châteauguay (2740 à 2710 Ma).

Suite de Coursolles (Acou)

La Suite de Coursolles a été tracée à la limite nord de la région en continuité avec les zones de Coursolles reconnues juste au nord, dans la région du lac Bienville (Gosselin *et al.*, 2002). Toutefois, aucun affleurement de cette suite n'a été observé dans notre région. La Suite de Coursolles a été introduite dans la région de Maricourt (Simard *et al.*, 2001) puis identifiée dans plusieurs régions vers l'ouest (Gosselin *et al.*, 2001 et 2002; Roy *et al.*, 2004; Simard *et al.*, 2004 et 2005). Elle comprend deux unités de roches intrusives à hornblende + biotite : une unité précoce constituée de diorite, de diorite quartzifère, de monzodiorite et de gabbro, à (Acou1) et une unité de tonalite et granodiorite (Acou2; carte hors-texte). Ces roches contiennent couramment une phase granitique plus ou moins importante en contact diffus et graduel qui donne un aspect hétérogène aux affleurements. Simard (2008) associe les roches intrusives de la Suite de Coursolles 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.

Suite de Favard (Afav)

La Suite de Favard a été nommée par Gosselin et Simard (2000) dans la région du lac Gayot. Originellement décrite dans l'extrémité nord-est de la Sous-province de La Grande, il est maintenant proposé de restreindre cette unité tonalitique à la Sous-province de Minto (Simard, 2008; voir explications à la section « Suite de Coates » plus haut). Plusieurs datations U-Pb sur zircon, réalisées sur des échantillons de tonalite, ont permis d'associer la Suite de Favard à un événement magmatique tonalitique majeur qui a affecté le sud et l'ouest de la Sous-province de Minto entre 2750 et 2740 Ma (Simard, 2008).

Les tonalites de la Suite de Favard (Afav1) sont caractérisées par la présence d'une phase granitique (20 à 50 %) sous forme d'amas, de rubans ou de lentilles en contact diffus avec la phase tonalitique. Cette phase semble être reliée à la mise en place des intrusions potassiques de la Suite de Desbergères (2720-2710 Ma, Simard, 2008; Simard *et al.*, 2001; Gosselin *et al.*, 2001; Gosselin *et al.*, 2002), une unité spatialement associée à la Suite de Favard à l'intérieur de la Sous-province de Minto.

La Suite de Favard affleure dans le nord-est de notre région dans le prolongement interprété du Domaine de Goudalie et se trouve également en lambeaux kilométriques à l'intérieur de la Suite de Desbergères (figure 3; carte hors-texte). Elle est constituée de tonalite leucocrate à biotite ± hornblende, de granulométrie fine à moyenne et d'aspect massif à folié. Elle renferme généralement moins de 10 % de minéraux mafiques, principalement de la biotite. La tonalite contient fréquemment entre 2 et 5 % d'enclaves décimétriques à métriques d'amphibolite ou de diorite granoblastique finement grenue. La phase granitique, dont la proportion varie de 10 à 40 %, se présente en contact graduel et diffus avec la phase tonalitique et produit un rubanement ondulant et irrégulier (photo 4, en annexe) .

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 quelques centaines de mètres de largeur recoupant les tonalites des suites de Coursolles et de Favard. Elle a été subdivisée en deux unités : une unité constituée de gabbro et de roches ultramafiques (Achg1) et une unité de gabbro à pyroxènes (Achg2). Cette suite a par la suite été reconnue plus à l'ouest par différents auteurs (Gosselin *et al.*, 2001 et 2002; Roy *et al.*, 2004) ainsi que vers l'est dans la région de Sérigny (Simard et al., 2009). Simard (2008) attribue un âge entre 2740 et 2710 Ma pour la mise en place de ces intrusions, en se basant sur les relations de recoupement décrites dans ces différentes régions.

La Suite de Châteauguay comprend quelques petites intrusions de gabbro et de clinopyroxénite localisées dans la partie nord de la région (figure 3). Ce sont des roches homogènes et très magnétiques. Elles possèdent une texture granoblastique sur laquelle se superposent de gros cristaux poecilitiques de hornblende pouvant atteindre 3 cm de diamètre. Le gabbro est gris verdâtre foncé ou gris noirâtre et possède une granulométrie fine à moyenne. En lames minces, la matrice recristallisée est constituée de plagioclase très séricitisé et de clinopyroxène fortement altéré et transformé en hornblende vert foncé. Le plagioclase et le clinopyroxène se trouvent en inclusions dans les gros cristaux poecilitiques de hornblende. La roche contient aussi des grains xénomorphes de magnétite (jusqu'à 3 %) et une faible proportion de feuillets de biotite qui semblent provenir de l'altération des cristaux poecilitiques de hornblende. La clinopyroxénite possède une granulométrie moyenne à grossière, une teinte gris noirâtre et une patine gris verdâtre foncé. Elle se compose principalement de clinopyroxène amphibolitisé avec un peu de plagioclase séricitisé. Les cristaux de hornblende poécilitiques, toujours présents, constituent à certains endroits l'essentiel de la roche.

Suite de Loups Marins (Alma)

La Suite de Loups Marins a été introduite dans la région des lacs des Loups Marins par Gosselin *et al.* (2001; SNRC 34A, figure 2) sous le terme de Complexe de Loups Marins pour décrire un ensemble de roches intrusives et métamorphiques à pyroxènes. Ces auteurs ont divisé le complexe en deux unités : 1) une unité à clinopyroxène (Alma1) constituée de tonalite et de diorite quartzifère caractérisées par la présence d'un plagioclase de couleur rose saumon et 2) une unité à orthopyroxène (Alma2) composée de tonalite (enderbite) et de diorite quartzifère recoupées par des injections de granite (charnockite). Les travaux subséquents ont permit d'étendre le complexe 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). Par la suite, Simard (2008) a remplacé le terme « Complexe de Loups Marins » par celui de « Suite de Loups Marins » en considérant que cette unité lithodémique est constituée principalement de roches intrusives. En effet, cet auteur remet en question l'interprétation voulant que les roches de l'unité à clinopyroxène (Alma1) soient des équivalents métamorphisés d'unités lithodémiques régionales plus anciennes (Gosselin *et al,*. 2001 et 2002). Il considère que la compilation des âges U-Pb du nord-est de la Province du Supérieur démontre que l'unité Alma1 est trop jeune pour expliquer certaines équivalences proposées par Gosselin *et al.*, (2001, 2002). Il souligne que les roches à clinopyroxène sont plus jeunes (2715 à 2705 Ma) ou rarement contemporaines (2730 à 2720 Ma) à celles à orthopyroxène (2735 à 2720 Ma) et que ces deux types de roches semblent provenir d'un même magma qui a évolué dans le temps. Les unités Alma1 et Alma2 ont donc été inversées dans la légende de la carte géologique (hors-

texte) pour tenir compte de ce changement dans l'ordre stratigraphique de ces unités.

La Suite de Loups Marins occupe une superficie importante dans le nord de la région de Laforge 1 (figure 3) et correspond à une forte anomalie aéromagnétique positive (figure 4). Elle est représentée principalement par les roches à clinopyroxène (Alma1), les roches à orthopyroxène (Alma2) étant plutôt restreintes (carte hors-texte).

Unité de roches intrusives à orthopyroxène (Alma2)

Les roches à orthopyroxène sont concentrées dans l'extrémité nord-ouest de la carte (hors-texte). On y trouve des diorites quartzifères à hypersthène (unité Alma2) ainsi que des diorites à hypersthène et des gabbronorites (sous-unité Alma2a).

La diorite quartzifère de l'unité Alma 2 est une roche magnétique, gris verdâtre avec une patine d'altération gris brunâtre ou gris jaunâtre. Elle est bien foliée, de granulométrie moyenne et contient entre 12 et 15 % de minéraux mafiques constitués de biotite rougeâtre et d'orthopyroxène fortement altéré ainsi que d'une quantité mineure de clinopyroxène. La proportion de quartz varie entre 8 et 20 % suggérant que la roche puisse avoir localement une composition tonalitique (enderbite). En lames minces, la roche possède une texture hétérogranulaire constituée de grains millimétriques de plagioclase et de quartz entourés d'une matrice fine qui provient de la recristallisation partielle de la bordure de ces grains. Cette texture hétérogranulaire à matrice plus ou moins recristallisée est caractéristique de toutes les unités de la Suite de Loups Marins. On observe fréquemment dans les diorites quartzifères, des rubans ou des enclaves décimétriques à métriques de diorite à hypersthène et de gabbronorite identiques à ceux de la sous-unité Alma2a (voir plus bas) suggérant que les roches de cette sous-unité correspondent à des phases précoces de l'unité Alma2.

La sous-unité Alma2a est représentée par quelques affleurements de diorite à hypersthène et de gabbronorite. La diorite à hypersthène et le gabbronorite sont des roches homogènes, foliées, très magnétiques et qui possèdent une teinte verdâtre et une patine gris jaunâtre ou gris brunâtre. Elles ont une granulométrie fine à moyenne et renferment entre 20 et 30 % de minéraux mafiques. Des enclaves de 2 cm à 1 m de longueur, constituées de diorite fine, foliée et à texture granoblastique, représentent jusqu'à 10 % de la superficie de certains affleurements. En lames minces, la diorite à hypersthène et le gabbronorite contiennent moins de 5 % de quartz interstitiel. Les minéraux mafiques sont constitués d'une proportion à peu près égale de biotite rougeâtre et de pyroxènes, représentés par le clinopyroxène et par un faible pourcentage d'orthopyroxène (moins de 2 %) très altéré. Vers l'est, le clinopyroxène est altéré en hornblende verte. Des petits grains xénomorphes de magnétite (2 à 5 %), collés aux minéraux mafiques, sont responsables de la forte susceptibilité magnétique de la diorite à hypersthène et du gabbronorite.

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 de la région (carte hors-texte). On y reconnaît les trois sous-unités introduites juste au nord dans la région du lac Bienville par Gosselin *et al.* (2002), soit : 1) la sous-unité Alma1a constituée de tonalite et de diorite quartzifère, 2) la sous-unité Alma1b composée de granodiorite et de granite et 3) la sous-unité Alma1c constituée de monzodiorite quartzifère et granodiorite à texture porphyroïde. Une nouvelle sous-unité (Alma1d) a été introduite pour regrouper des granodiorites et des monzodiorites quartzifères à hornblende et biotite formant la zone de bordure est de la Suite de Loups Marins. Toutes ces unités sont caractérisées par la présence d'un plagioclase de couleur rose saumoné. Ces cristaux contiennent de fines aiguilles rougeâtres, visibles en lames minces, qui semblent être à l'origine de leur teinte particulière. On observe également une recristallisation partielle de la bordure des grains de plagioclase, de quartz et de feldspath potassique produisant une texture hétérogranulaire. Les roches de l'unité Alma1 renferment également des grains de magnétite xénomorphes (1 à 4 %) collés aux minéraux mafiques.

-Sous-unité de tonalite et de diorite quartzifère (Alma1a)

La sous-unité Alma1a est constituée de tonalite et de diorite quartzifère. Mentionnons qu'au nord immédiat de notre région, l'unité comprend aussi un peu de granodiorite à clinopyroxène (Gosselin *et al.*, 2002). La tonalite et la diorite quartzifère sont des roches foliées, de granulométrie moyenne et de couleur gris verdâtre. Elles possèdent fréquemment une patine d'altération rosée qui leur donne l'aspect d'intrusions potassiques. Toutefois, l'étude des lames minces et la coloration des feldspaths ont dévoilé une proportion de feldspath potassique inférieure à 5 %. La tonalite contient entre 5 et 15 % de minéraux mafiques et la diorite quartzifère, entre 10 et 30 %. Ils sont constitués de biotite rougeâtre et de clinopyroxène en proportion à peu près égale. Ces roches renferment moins de 10 % d'enclaves décimétriques à métriques constituées de roches ultramafiques, de gabbro, de diorite et d'amphibolite, bien foliés et recristallisés.

-Sous-unité de granodiorite et de granite (Alma1b)

La sous-unité Alma1b est localisée dans le nord-ouest de la région. Elle couvre une superficie restreinte correspondant à une très forte anomalie magnétique positive située un peu au sud du secteur principal occupé par la Suite de Loups Marins (figures 3 et 4; carte hors-texte). Les affleurements qu'on y trouve sont généralement de piètre qualité. La sous-unité Alma1b est constituée d'un mélange de granodiorite et de granite dont l'hétérogénéité est accentuée par la présence d'enclaves et de rubans centimétriques à métriques de tonalites à clinopyroxène semblables à celles 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. Elles contiennent également des enclaves centimétriques de roches ultramafiques constituées de clinopyroxène et de magnétite.

-Sous-unité de monzodiorite et de granodiorite à texture porphyroïde (Alma1c)

La sous-unité Alma1c représente la sous-unité à clinopyroxène la plus étendue. Elle est constituée de roches dont la composition varie de monzodiorite quartzifère à granodiorite selon la proportion du quartz (5 à 25 %). La monzodiorite quartzifère est plus abondante dans la moitié ouest de la superficie couverte par la sous-unité Alma1c alors que la granodiorite est prédominante dans la moitié est. Les roches de la sous-unité Alma1c ont une très forte susceptibilité magnétique qui se traduit par la présence de grandes anomalies positives sur les cartes aéromagnétiques régionales (figure 4). Elles sont également caractérisées par une texture porphyroïde reliée à la présence de 10 à 50 % de phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 4 cm de longueur. Ce sont des roches homogènes, gris rosâtre ou gris blanchâtre, de granulométrie moyenne à grossière et d'aspect massif à folié. La monzodiorite quartzifère et la granodiorite renferment 10 à 25 % de minéraux mafiques constitués de feuillets de biotite rougeâtre et de cristaux de clinopyroxène. Dans la partie est de la sous-unité, la roche renferme également de la hornblende verte en cristaux isolés ou en altération du clinopyroxène.

-Sous-unité de granodiorite et de diorite quartzifère à hornblende + biotite (Alma1d)

Cette nouvelle sous-unité est introduite pour décrire des granodiorites et des diorites quartzifères foliées à hornblende et biotite situées à l'extrémité est de la zone occupée par la Suite de Loups Marins. Ces roches se trouvent dans le prolongement des sous-unités Alma1c et Alma1a. Malgré la rareté du clinopyroxène, elles possèdent les caractéristiques typiques de l'unité Alma1, soit : la présence d'un plagioclase saumoné, une forte susceptibilité magnétique, une biotite rougeâtre et une matrice fine partiellement recristallisée qui produit une texture hétérogranulaire. La sous-unité Alma1d est composée principalement de granodiorites à texture porphyroïde, de granulométrie fine à moyenne, similaires à celles de sous-unité Alma1c qui se trouvent juste à l'ouest. La présence du clinopyroxène est toutefois limitée à quelques rares petits grains observés au coeur des cristaux de hornblende. Un peu plus au nord, aux endroits où la sous-unité Alma1d se trouve dans le prolongement de la sous-unité Alma1a, la roche possède une composition de diorite quartzifère avec 15 et 25 % de minéraux mafiques (biotite rougeâtre et de hornblende verte). Pour l'instant, la sous-unité Alma1d est interprétée comme étant associée à l'unité Alma1, mais où les clinopyroxènes ont été complètement transformés en hornblende verte.

Suite de Salleneuve (nouvelle unité; Asln)

La Suite de Salleneuve est une nouvelle unité qui regroupe des granodiorites et des monzodiorites quartzifères à hornblende situées dans la partie sud du Domaine de Bienville, directement en contact avec les tonalites de la Sous-province de La Grande (figure 3; carte hors-texte). Les roches du Salleneuve montrent globalement une signature magnétique régionale élevée (figure 4). Cette suite a été divisée en deux unités : une unité de monzodiorite quartzifère à texture porphyroïde (Asln1) et une unité de monzodiorite quartzifère et de granodiorite (Asln2).

Unité de monzodiorite quartzifère à hornblende et à texture porphyroïde (Asln1)

L'unité Asln1 est localisée dans le coin sud-ouest de la région. Elle est constituée de monzodiorite quartzifère à hornblende et à texture porphyroïde, homogène, foliée, localement massive, et de granulométrie moyenne à grossière. La texture porphyroïde est reliée à la présence de 10 à 20 % de phénocristaux de feldspath potassique et de plagioclase de 0,5 à 3 cm de longueur. La roche renferme entre 15 et 25 % d'amas millimétriques à centimétriques de minéraux mafiques noirâtres constitués de gros cristaux de hornblende verte et d'une proportion moindre de feuillets de biotite verdâtre ou brunâtre. Des petits grains de minéraux opaques et des cristaux xénomorphes de sphène sont régulièrement collés aux minéraux mafiques. La roche contient entre 10 et 25 % de feldspath potassique et la proportion de quartz est généralement comprise entre 5 et 15 %, mais peut, localement, être inférieure à 5 % donnant ainsi une composition de monzodiorite.

Unité de monzodiorite quartzifère et de granodiorite homogènes à hornblende (Asln2)

L'unité Asln2 se compose de monzodiorite quartzifère et de granodiorite à hornblende, homogènes, foliées à localement massives, et de granulométrie moyenne à grossière. Ces roches ont une couleur gris blanchâtre ou gris rosâtre pâle et renferment entre 10 et 25 % d'amas millimétriques à centimétriques de minéraux mafiques noirâtres ce qui leurs donnent un aspect moucheté. 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 ou brunâtre. Des petits grains de minéraux opaques et de sphène xénomorphes sont régulièrement collés aux minéraux mafiques. La proportion de quartz est généralement comprise entre 15 % et 25 % donnant une composition variant de monzodiorite quartzifère à granodiorite. Les roches de composition intermédiaire sont plus abondantes dans le sud-ouest de la région où des diorites quartzifères sont localement associées aux monzodiorites quartzifères de l'unité Asln2.

-Sous-unité de monzodiorite quartzifère et de granodiorite hétérogènes (Asln2a)

Des monzodiorites quartzifères et granodiorites à hornblende hétérogènes ont été observées dans le secteur du réservoir Laforge 1. Ces roches ont été regroupées dans la sous-unité Asln2a (carte hors-texte). La nature hétérogène de cette sous-unité est reliée à un mélange de phases de monzodiorite, de granodiorite, de tonalite et parfois de granite, qui produisent un rubanement irrégulier, ondulant et discontinu donnant un aspect de diatexite hétérogène à l'ensemble (photo 5, en annexe). Les nombreuses textures de fluage suggèrent que plusieurs de ces phases se seraient mélangées dans un état semi-solide. La sous-unité est aussi caractérisée par la présence de nombreuses enclaves subarrondies, très étirées et fortement assimilées dont la majorité semble provenir d'unités plus anciennes de la Sous-province de La Grande. On y reconnaît des enclaves de gneiss de la Suite de Brésolles ainsi que des enclaves de paragneiss, de roches mafiques et de roches ultramafiques appartenant probablement aux ceintures volcano-sédimentaires démembrées de la région. De plus, la sous-unité Asln2a est en contact avec les tonalites hétérogènes de la Suite de Coates (Acoa1a). Rappelons que cette suite tonalitique et les roches potassiques de la Suite de Salleneuve pourraient être contemporaines et se seraient mélangées dans la zone de contact entre les sous-provinces de La Grande et de Minto dans le secteur du réservoir Laforge 1 (voir la section « Suite de Coates », plus haut).

Suite de Desbergères (Adeb)

La Suite de Desbergères est associée à un événement magmatique potassique majeur qui a affecté le sud et l'ouest de la Sous-province de Minto entre 2720 et 2710 Ma (Simard, 2008). Elle a été introduite dans la région de Maricourt (Simard *et al.*, 2001) pour décrire des intrusions homogènes de granodiorite à biotite ± hornblende. Par la suite, elle a été prolongée vers l'ouest dans plusieurs régions (Gosselin *et al.*, 2001; Gosselin *et al.*, 2002; Roy *et al.*, 2004; Simard *et al.*, 2004; Simard *et al.*, 2005, Simard, 2008). Ces auteurs l'ont subdivisé en diverses unités et sous-unités pour mettre en évidence certaines particularités compositionnelles et texturales. 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 constituées de granodiorite et de granite à biotite ± hornblende : une unité homogène (Adeb1), une unité hétérogène (Adeb2) et une à texture porphyroïde (Adeb3).

La Suite de Desbergères occupe une superficie importante dans le centre-ouest de la région du réservoir Laforge 1 (figure 3; carte hors-texte). Les affleurements qu'on y trouve sont toutefois très espacés, de petite taille et de mauvaise qualité rendant l'interprétation et la description de cette unité plus difficile. Ce secteur correspond majoritairement à une forte anomalie aéromagnétique négative (figure 4), une signature magnétique comparable à celle de la Suite de Desbergères identifiée au nord-ouest, dans la région du lac Montrochand (Roy *et al.*, 2004), et à l'ouest dans la région du lac Kinglet (Simard et Lafrance, en préparation).

Dans la région du réservoir Laforge 1, la Suite de Desbergères possède les particularités de l'unité hétérogène Adeb2. Elle est constituée de granodiorite et de granite à biotite ± hornblende, d'aspect folié ou massif, de granulométrie moyenne à grossière et possédant une surface d'altération gris blanchâtre, gris rosâtre ou rose pâle. La proportion de minéraux mafiques varie de 3 à 12 %. Sur certains affleurements, la roche a une texture porphyroïde. Les granodiorites et granites renferment fréquemment de nombreuses enclaves étirées et fortement assimilées de tonalite et de diorite qui donnent un aspect hétérogène et rubané aux affleurements. Plusieurs injections de granite à biotite ont été observées. Il s'agit toutefois possiblement d'injections tardives associées à la Suite de Tramont (décrite plus loin).

Suites intrusives tardives

Les roches intrusives des suites de Maurel et de Tramont forment des plutons bien circonscrits ou s'injectent sous forme de dykes dans les autres unités plus anciennes de la région. Les roches intrusives de ces deux suites transcendent la limite entre les sous-provinces de Minto et de La Grande. Régionalement, elles sont concentrées dans le sud-est de la Sous-province de Minto et dans le nord-est de la Sous-province de La Grande (Simard, 2008).

Suite de Maurel (Amau)

La Suite de Maurel, introduite dans la région du lac Gayot (Gosselin et Simard, 2000), est une unité composée de granodiorite, de monzodiorite quartzifère, de monzodiorite et de granite caractérisés par une texture porphyroïde (Simard *et al.*, 2001et 2009 ; Gosselin *et al.*, 2001 et 2002). Plusieurs datations U-Pb ont permis d'attribuer à cette suite un âge situé entre 2707 et 2686 Ma (David *et al.*, 2009; Simard, 2008; Simard *et al.*, 2009).

Dans la région du réservoir Laforge 1, la Suite de Maurel est représentée par quelques petites intrusions localisées dans le centre, centre-est et centre-nord (figure 3; carte hors-texte). Elles sont constituées de granodiorite et de granite à biotite, gris rosâtre ou gris blanchâtre, homogènes, de granulométrie moyenne à grossière, d'aspect massif à légèrement folié et caractérisés par une texture porphyroïde reliée à la présence de 5 à 30 % de phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 5 cm de longueur. Ces roches sont faiblement à moyennement magnétiques. En lames minces, les minéraux mafiques (5 à 15 %) sont représentés par des feuillets de biotite verte, partiellement chloritisée et contenant de nombreuses inclusions de zircons. La hornblende verte a été observée localement. La présence de gros cristaux de sphène (jusqu'à 1 %) dont plusieurs ont une forme automorphe caractérise également les roches de cette suite.

Suite de Tramont (Atra)

La Suite de Tramont se compose de granite tardif d'aspect massif. Elle a été introduite 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) où elle a été interprétée comme étant la plus jeune unité archéenne. Parmi les données disponibles, deux datations suggèrent que cette unité soit plus jeune que 2701 Ma (Simard, 2008).

La Suite de Tramont forme de petites intrusions distribuées un peu partout dans la région, mais avec une concentration plus importante dans le coin sud-ouest de la carte (figure 3; carte hors-texte). Elle est constituée d'un leucogranite rosâtre ou blanchâtre, homogène et d'aspect massif ou faiblement folié. La granulométrie est généralement moyenne à grossière dans les masses intrusives et plus fines dans les dykes qui recoupent les autres unités archéennes. 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 verte ou de chlorite auxquels sont associés quelques petits grains de magnétite. On observe presque toujours un peu de muscovite et d'épidote. Le feldspath potassique est principalement un microcline présentant une texture microperthitique plus ou moins bien développée. Le quartz est généralement interstitiel et possède une extinction roulante prononcée.

Dans la Suite de Tramont, les amas pegmatitiques centimétriques à métriques sont abondants, plus particulièrement dans les intrusions situées au sud-ouest de la région. De belles textures graphiques ont été observées à plusieurs endroits. Elles sont généralement associées à des phases granitiques blanchâtres grossières ou pegmatitiques (photo 6, en annexe) mélangées à la phase granitique rosâtre. Thériault et Chevé (2001) mentionnent également la présence de telles textures dans cette unité, juste à l'est de notre région. Finalement, les granites de Tramont renferment une faible proportion d'enclaves dont la composition reflète celles des unités dans lesquelles ils se sont introduits. D'ailleurs, la proportion des enclaves augmente généralement dans la zone de contact avec l'encaissant. Les dykes et les intrusions de pegmatites qui recoupent les roches archéennes de la région sont interprétés comme des phases tardives de la Suite de Tramont.

Protérozoïque

Les roches d'âge protérozoïque sont peu répandues dans la région du réservoir Laforge 1. Elles sont représentées par quatre lambeaux de roches sédimentaires de la Formation de Sakami et par quelques dykes de diabase. Ces dykes sont des corps intrusifs plus ou moins rectilignes de quelques décimètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur, observés localement, et dont le tracé a été extrapolé à l'aide de la carte aéromagnétique régionale. Les dykes de diabase ont été assignés aux essaims de Mistassini (NNW à N-S) et de Senneterre (NE) en fonction de leur orientation et de leur pétrographie.

Formation de Sakami (pPsa)

La Formation de Sakami (pP*sa*) a été définie par Eade (1966) pour regrouper plusieurs lambeaux de roches sédimentaires qui reposent en discordance sur les roches archéennes de la Sous-province de La Grande et du sud de la Sous-province de Minto. Séguin *et al.* (1981) ont estimé l'âge de ces roches à environ 2,0 Ma alors que Goutier *et al.* (2001) ont évalué un âge compris entre 2510 et 2216 Ma. Cet intervalle d'âge est basé sur les relations de recoupement avec les dykes de diabase protérozoïques assignés aux essaims de Mistassini, de Senneterre et du Lac Esprit, dans la région de la colline Bezier et du lac de la Montagne du Pin.

Quatre lambeaux de la Formation de Sakami se trouvent dans notre région (figure 3 et carte hors-texte). Les trois situés au sud, ont été reconnus par Sharma (1979) avant que ce secteur ne soit en partie submergé par les eaux des réservoirs Laforge 1 et La Grande 4 (LG-4). Sharma les a nommés de façon informelle, bassin de Béatrice, bassin de Catherine et bassin de Laforge (voir plus bas la figure 9, section « Géologie économique »). Mentionnons que la majeure partie du bassin de Laforge est presque entièrement submergée et s'étend plus au sud, en dehors de notre région. Le quatrième lambeau, de faible superficie, a été identifié lors de nos travaux dans le nord de la région, juste au nord du Complexe de Bellamant. Les trois lambeaux cartographiés par Sharma (1979) n'ont pas été examinés lors de ce levé géologique. Les brèves descriptions qui suivent sont tirées des travaux de cet auteur.

Sharma (1979) mentionne que la séquence la plus complète de la Formation de Sakami se trouve dans le bassin de Laforge et comprend trois parties. La partie inférieure se compose d'argilites et siltstones verts et de niveaux de microconglomérats surmontés par des argilites et siltstones rouges et par des grès à matrice argileuse, mauves à rouges. La partie médiane est constituée d'une séquence de grès fin à moyen, qui varie de blanchâtre, à la base, à rosâtre, au sommet. Cette partie se caractérise par une augmentation des lits entrecroisés vers le sommet de la séquence. La partie supérieure de la formation est formée d'une séquence épaisse de conglomérat polygénique rougeâtre, peu induré et à matrice carbonatée, interlité avec quelques lentilles de grès rouge à grain moyen. Les bassins de Béatrice et de Catherine montrent une coupe stratigraphique moins complète. Le bassin de Béatrice expose uniquement les grès blanchâtres et rosâtres de la partie médiane et le bassin de Catherine, les grès mauves et argilites rouges, situés au sommet de la partie inférieure ainsi que les grès blancs et roses, de la partie médiane. Le bassin de Sakami identifié au nord du Complexe de Bellamant a été observé sur un seul affleurement. Il se compose de grès arkosique à quartzitique

rose saumon accompagné d'un peu de microconglomérat légèrement violacé.

Les roches sédimentaires de la Formation de Sakami forment des bancs subhorizontaux et non métamorphisés en discordance ou en contact de faille avec les unités archéennes. Les failles d'âge protérozoïque qui limitent les bassins sédimentaires du Sakami se poursuivent à l'intérieur des unités archéennes et produisent des zones de cataclasites accompagnées de zones d'altération en hématite, chlorite et épidote.

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 (Fahring *et al.*, 1986). Les dykes de diabase orientés NNW à N-S de la région du réservoir Laforge 1 (carte hors-texte) se trouvent directement dans le prolongement de cet essaim. Ces diabases sont magnétiques, de couleur gris foncé ou vert foncé avec une patine gris brunâtre. Leur granulométrie varie de très fine à moyenne. Certains dykes possèdent une texture porphyrique constituée d'une matrice très fine dans laquelle baignent des phénocristaux centimétriques de plagioclase pouvant atteindre 5 cm de longueur. En lames minces, la diabase possède une texture subophitique, plus rarement ophitique constituée de lattes de plagioclase fortement séricitisé et de cristaux de clinopyroxène passablement ouralitisé et altéré en chlorite. Entre les lattes de plagioclase, on observe aussi des textures micrographiques constituées de quartz, de feldspath potassique et d'apatite. Ces textures sont caractéristiques des dykes de l'Essaim de Mistassini (Fahring *et al.*, 1986).

Dykes de Senneterre (Psen)

Buchan *et al.* (2007) ont assigné à l'essaim de Dykes de Senneterre (2216 +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 des analyses géochimiques et paléomagnétiques. Nous assignons les quelques dykes de direction NE localisés dans le sud-est de la région (carte hors-texte) à cet essaim en raison de leur orientation et leur proximité avec les dykes étudiés par Buchan *et al.* (2007). Ils ont été observés sur six affleurements et le tracé de l'un d'entre eux a été extrapolé sur près de 80 km à l'aide de la carte aéromagnétique régionale. De façon générale, ces dykes NE sont similaires aux dykes NW sur le terrain et en lames minces. Toutefois, ils sont dépourvus de textures micrographiques qui caractérisent les dykes NW de l'Essaim de Mistassini. Mentionnons également, qu'on y observe, à l'occasion, une texture intergranulaire constituée d'une matrice fine de plagioclase et de clinopyroxène dans laquelle baignent des cristaux subautomorphes d'augite non altérés et fréquemment zonés.

LITHOGÉOCHIMIE

Au total, 133 échantillons de roches provenant des différentes unités de la région du réservoir Laforge 1 ont été analysés pour les éléments majeurs et traces au laboratoire ACME Analytical Laboratories Ltd. de Vancouver. Ces échantillons sont généralement peu altérés, présentant une perte au feu entre 0,1 et 1,9 %. Le traitement des données et la préparation des diagrammes lithogéochimiques des figures 5, 6 et 7 ont été réalisés à l'aide du logiciel Igpet.

Roches volcaniques et amphibolites de la Sous-province de La Grande

La géochimie des échantillons de roches supracrustales de la Sous-province de La Grande, provenant de la Ceinture d'Aquilon (14 échantillons) et du Complexe de Laforge (15 échantillons), est présentée à la figure 5. Tous les échantillons ont une affinité subalcaline (figure 5a). Sur le diagramme de classification de Winchester et Floyd (figure 5b) les roches mafiques (Alfg1 et Aaqi1) et les roches felsiques (Aaqi3 et Alfg1) se regroupent dans leur champ de composition respectif. L'absence d'échantillons de composition intermédiaire, également observée en affleurement, suggère un volcanisme de type bimodal pour les deux ceintures.

Sur le diagramme des terres rares (ÉTR; figure 5c), les unités mafiques montrent des profils plats avec une composition autour de 10*x* chondrite, assez typique des basaltes tholéiitiques d'arc insulaire. Les échantillons de composition felsique ont des profils fractionnés caractérisés par un enrichissement important en ÉTR légères (100*x* chondrite) et plus faible en ÉTR lourdes (1 à 10*x* chondrite). Les roches du Complexe de Laforge (Alfg) présentent un profil un peu plus enrichi que celles de la Ceinture d'Aquilon (Aaqi), aussi bien pour les unités felsiques que mafiques. Sur le diagramme de Jensen (figure 5d), la majorité des échantillons de composition mafique de l'unité Alfg1 tombe dans le champ des ferrotholéiites alors que ceux de l'unité Aaqi1 sont étalés dans les champs des tholéiites magnésiennes et des ferrotholéiites. Quant aux roches felsiques, elles ont une composition rhyolitique pour la Ceinture d'Aquilon et dacitique pour celles de Laforge, ce qui concorde avec les caractéristiques pétrographiques observées sur le terrain et en lames minces.

Intrusions mafiques et ultramafiques

Les résultats d'analyse de 14 échantillons de roches intrusives de composition ultramafique et mafique ont été reportés sur les diagrammes lithogéochimiques des figures 5d, 5e et 5f. Ces échantillons proviennent du Complexe de Bellamant (6 mafiques et 5 ultramafiques) et de la Suite de Châteauguay (1 mafique et 2 ultramafiques). De tous les échantillons analysés, seules les dunites appartenant au Bellamant montrent une perte au feu importante (entre 12,1

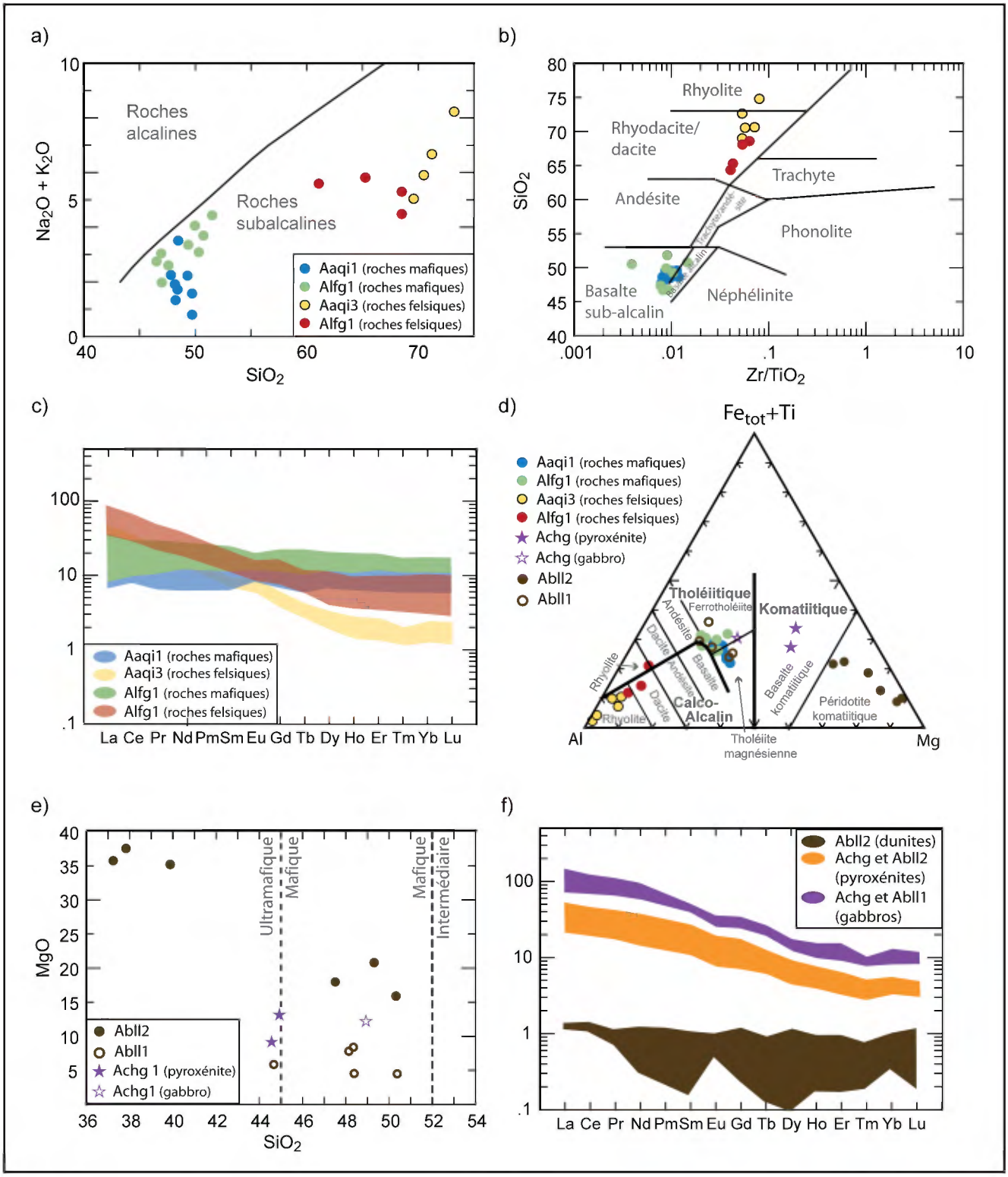


FIGURE 5 - Diagrammes géochimiques des roches volcaniques et des intrusions mafiques et ultramafiques de la région du réservoir Laforge 1 : **a**) diagramme discriminant binaire de Irvine et Baragar (1971); **b**) diagramme de classification binaire de Winchester et Floyd (1977); **c**) diagramme des ÉTR normalisés aux chondrites de Sun et McDonough (1989) pour les roches volcaniques; **d**) diagramme discriminant ternaire de Jensen (1976); **e**) diagramme binaire MgO versus SiO2; **f**) diagramme des ÉTR normalisés aux chondrites de Sun et McDonough (1989) pour les intrusions ultramafiques.

et 12,4 %) reliée à la forte serpentinisation de l'olivine. Dans le diagramme de Jensen (figure 5d), les roches ultramafiques du Bellamant se situent dans le champ des péridotites komatiitiques alors que celles du Châteauguay sont dans le champ des basaltes komatiitiques. Les échantillons provenant des intrusions mafiques se concentrent dans les champs des tholéiites magnésiennes et des ferrotholéiites.

Les diagrammes des figures 5e et 5f permettent de bien distinguer les dunites provenant de la masse principale du Complexe de Bellamant des autres roches ultramafiques. Ces dunites, fortement magnésiennes et peu différenciées, se concentrent dans le coin supérieur gauche du diagramme binaire MgO versus SiO_2. Ces roches montrent aussi un profil en ÉTR très appauvri entre 0,1 et 1*x* chondrite. En comparaison, les échantillons de pyroxénite et de gabbro du Châteauguay et de Bellamant montrent des profils plus fractionnés avec un bon enrichissement en ÉTR légères (20 à 100*x* chondrite) et un faible enrichissement en ÉTR lourdes (3 à 10*x* chondrite).

Intrusions felsiques et intermédiaires

Quatre-vingt-dix échantillons provenant des différentes unités intrusives felsiques à intermédiaires ont été analysés. De ce nombre, 39 proviennent de la Sous-province de La Grande et, plus précisément, des suites de Coates (Acoa; 27 échantillons), de Brésolles (Abre; 7 échantillons) et de Fillye (Afil; 5 échantillons). Dans la Sous-province de Minto, 21 échantillons proviennent de la Suite de Salleneuve (Asln) et 13 de la Suite de Loups Marins. Les suites de Favard et de Coursolles, qui couvent une superficie restreinte, de même que la Suite de Desbergères, qui affleure très mal, n'ont pas été analysées. Finalement, 17 échantillons proviennent des intrusions tardives rencontrées dans les deux sous-provinces, soit 14 dans la Suite de Tramont (Atra) et 3 dans la Suite de Maurel (Amau). Les résultats de ces différentes analyses sont présentés sur les diagrammes des figures 6 et 7.

Les figures 6a et 6b reflètent bien les compositions et variations lithologiques observées à l'intérieur des différentes unités. Dans le diagramme de la figure 6b, les échantillons du Tramont (Atra) se concentrent dans le coin supérieur droit, indiquant une composition nettement plus siliceuse et plus potassique que celle de l'ensemble des autres suites de la région. Quelques échantillons de la Suite de Filly (Afil) ont une composition mafique ($SiO_2 < 54$ %) et n'apparaissent donc pas dans ce diagramme. Le diagramme de la figure 6b met en évidence l'importance des roches de composition intermédiaire dans la Suite de Salleneuve. Ces roches montrent une corrélation positive entre les teneurs en K_2O et en SiO_2 pour cette suite.

Dans le diagramme discriminant de Maniar et Piccoli (figure 6c), les granodiorites et monzodiorites des suites de Salleneuve (Asln) et de Maurel (Amau) se concentrent dans le champ métalumineux, près de la limite avec le champ peralumineux. Les roches potassiques du Loups Marins (Alma1c et 1d) se retrouvent de part et d'autre de cette même limite. Dans ce diagramme, la position du Maurel et des unités potassiques du Loups Marins concordent avec ce qui a été observé dans la majorité des régions limitrophes (Gosselin *et al.*, 2002; Gosselin et Simard, 2000 ; Roy, *et al.*, 2004). Toutefois, les unités tonalitiques et dioritiques de la Sous-province de La Grande (Acoa et Abre) et celles de la Suite de Loups Marins (Alma1a et Alma2) sont clairement de nature peralumineuse, ce qui diffère des autres régions, où ces unités se concentrent à la limite entre les champs peralumineux et métalumineux (Gosselin *et al.*, 2002; Gosselin et Simard, 2000). Les granites de la Suite de Tramont se situent à la limite des champs peralcalins et métalumineux, ce qui se rapproche des résultats obtenus dans la région du lac de Montrochand (Roy *et al.*, 2004) mais diffère des autres régions voisines, où ces granites se trouvent dans le champ peralumineux, à proximité des limites avec les autres champs (Gosselin *et al.*, 2002; Thériault et Chevé, 2001 et Gosselin et Simard, 2000).

Le diagramme de Sylvester (figure 6d) permet de constater que la majorité des unités possèdent une affinité calco-alcaline et peralumineuse à l'exception de la Suite de Tramont qui montre une signature typique des roches alcalines. Toutefois, leur concentration à gauche de la ligne pointillée dans le diagramme suggère plus une affinité calco-alcaline fortement fractionnée, tel que décrit par Thériault et Chevé (2001). Les roches tonalitiques des suites de Coates(Acoa) et Brésolles (Abre) se retrouvent dans la portion supérieure gauche du diagramme en raison de la faible proportion de potassium, d'un pourcentage assez faible de ferromagnésiens et d'un pourcentage élevé de silice. Les échantillons des unités Asln, Afil, Alma1c et Alma2, de composition généralement intermédiaire et plus riches en minéraux mafiques, se concentrent dans la partie centrale du diagramme.

Le diagramme de la figure 6e permet de comparer à la fois les éléments majeurs et en traces. La majorité des échantillons se situent dans le champ des granitoïdes non fractionnés, à l'exception de ceux de la Suite de Tramont, dont la majorité se trouve dans le champ des granites fractionnés. Ces résultats concordent avec ceux des régions du lac Gayot (Gosselin et Simard, 2000) et du lac Hurault (Thériault et Chevé, 2001). Thériault et Chevé (2001) ont aussi utilisé le diagramme binaire MgO versus Zr+Nb+Ce+Y (figure 6f) pour illustrer certaines caractéristiques reliées à l'évolution des suites intrusives. Les échantillons du Tramont (Atra), du Maurel (Amau) et des sous-unités potassiques du Loups Marins (Alma 1c et 1d) montrent une corrélation positive entre les éléments compatibles (MgO) et incompatibles (Zr+Nb+Ce+Y), suggérant que les minéraux ferromagnésiens se sont formés à un stade avancé de la cristallisation. Inversement, les roches provenant des suites de Coates (Acoa), de Filly (Afil), de Salleneuve (Asln), de Brésolles (Abre) et des sous-unités dioritiques et tonalitiques du Loups Marins (Alma1a et 2a) ne montrent pas cette corrélation positive ce qui indiquerait un processus de cristallisation fractionnée avec formation précoce des minéraux ferromagnésiens.

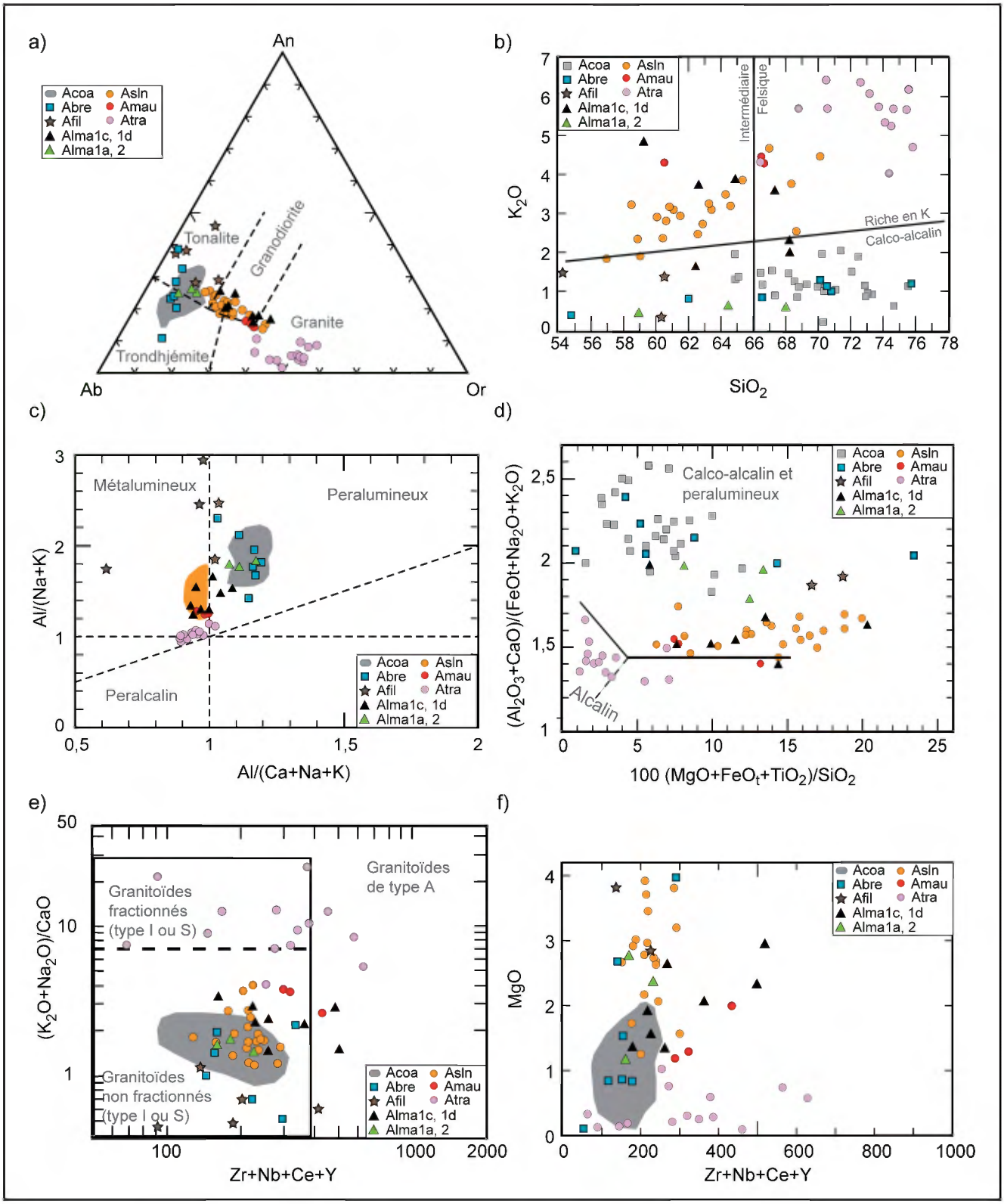


FIGURE 6 - Diagrammes géochimiques des roches intrusives felsiques et intermédiaires de la région du réservoir Laforge 1 : **a**) diagramme de classification normative albite-anorthite-orthose de O'Connor (1965); **b**) diagramme binaire K2O versus SiO2; **c**) diagramme de l'indice de saturation en alumine de Maniar et Piccoli (1989); **d**) diagramme discriminant de Sylvester (1989); **e**) diagramme discrimant de Whalen *et al.* (1987); **f**) diagramme binaire MgO versus Zr+Nb+Ce+Y.

Les figures 7a et 7b permettent de discriminer les environnements paléotectoniques. Dans ces figures, presque tous les échantillons se situent dans le champ des granitoïdes d'îles en arc (figure 7a) et dans celui des granitoïdes d'îles en arc, d'arc continental et de collision continentale (figure 7b), ce qui concorde avec l'affinité calco-alcaline mentionnée précédemment (figure 6d). Par contre, les échantillons de la Suite de Tramont se concentrent le long de la limite entre les granitoïdes syn-collisionnels et ceux d'îles en arc (figure 7a) et majoritairement dans le champ des granitoïdes post-orogéniques (figure 7b).

De façon générale, le profil des terres rares (ÉTR) des diorites de la Suite de Fillye (Afil) est moins étalé et montre un enrichissement un peu plus prononcé (figure 7c). L'allure générale des profils présentés à la figure 7c est toutefois similaire avec un enrichissement modéré à fort en ÉTR légères et un enrichissement faible en ÉTR lourdes. Une anomalie positive en Eu ressort bien dans le profil du Coates. Les suites potassiques (figure 7d) montrent aussi un profil en ÉTR assez semblable, c'est-à-dire, fractionné avec un enrichissement plus important en ÉTR légères par rapport aux ÉTR lourdes.

Les diagrammes multiéléments (figures 7e et 7f) ne permettent pas vraiment de distinguer les différentes suites entre elles. On note des similitudes au niveau de la tendance générale avec des anomalies négatives prononcées en Nb et Ta, en Ti et parfois en Th (Abre et Acoa) ainsi qu'une anomalie positive en Zr (et en K pour les unités potassiques; figure 7f). Les suites potassiques sont toutefois un peu plus enrichies en éléments incompatibles. Tout comme dans le cas du profil des ÉTR (figure 7d), le profil multiéléments des granites tardifs de la Suite de Tramont est très étalé (figure 7f), ce qui pourrait s'expliquer par une contamination crustale lors de leur mise en place à l'intérieur de plusieurs unités différentes.

MÉTAMORPHISME

Dans notre région, la majorité des roches possèdent des assemblages minéralogiques qui reflètent les conditions du faciès des amphibolites. Font toutefois exceptions les roches de la Suite de Loups Marins qui témoignent de conditions équivalentes à celles du faciès supérieur des amphibolites et à celui des granulites ainsi que les unités protérozoïques, qui n'ont pas été affectées par la déformation et le métamorphisme régional. Les roches volcano-sédimentaires et les roches intrusives mafiques à ultramafiques 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 leurs mises 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. Les roches archéennes de la région ont également subi une altération rétrograde en bordure des failles tardives.

Roches volcano-sédimentaires et intrusions mafiques et ultramafiques

Les roches volcano-sédimentaires et les intrusions mafiques et ultramafiques sont majoritairement localisées dans la Sous-province de La Grande et sont interprétées comme les unités les plus anciennes de la région. Elles appartiennent à la Ceinture d'Aquilon et aux complexes de Laforge et de Bellamant. Ces roches possèdent une texture granoblastique bien développée qui témoigne d'une forte recristallisation associée à un métamorphisme élevé probablement au faciès des granulites. Étant donné leur âge ancien (2840 Ma) elles ont sûrement subi les effets de plus d'un épisode de déformation et de métamorphisme au cours de leur histoire. Toutefois, les paragenèses minérales actuelles montrent que le dernier événement métamorphique enregistré par ces roches correspond au faciès des amphibolites. Dans les roches ultramafiques, l'olivine et l'orthopyroxène ont été transformés en serpentine + magnétite ± chlorite et le clinopyroxène a été parfois presque entièrement remplacé par des amphiboles (hornblende verte + actinote + trémolite). Les roches mafiques d'origine intrusive ou effusive possèdent l'assemblage plagioclase + hornblende ± quartz ± biotite ± clinopyroxène ± épidote typique du faciès des amphibolites. Dans plusieurs échantillons de gabbro provenant du Complexe de Bellamant, on note également cette transformation du clinopyroxène en hornblende.

Les volcanites felsiques de la Ceinture d'Aquilon contiennent la paragenèse quartz + biotite + muscovite ± épidote ± magnétite ± chlorite. Les paragneiss du Complexe du Laforge ont subi une fusion partielle faible à modérée. Celle-ci est soulignée par la présence de 5 à 30 % de mobilisat tonalitique dont la proportion est généralement plus grande dans les lambeaux situés à l'extérieur de la Ceinture de la rivière Laforge. Ces paragneiss contiennent de la biotite brune et un peu de grenat et sont caractérisés par l'absence d'orthopyroxène, indiquant que le faciès des granulites n'a pas atteint, du moins lors du dernier épisode métamorphique.

Dans la Sous-province de Minto les seules roches de composition mafique et ultramafique appartiennent à la Suite de Châteauguay. Ces gabbros et clinopyroxénites possèdent une texture granoblastique bien développée et des assemblages minéralogiques typiques du faciès des amphibolites. Le clinopyroxène est partiellement à fortement recristallisé et en bonne partie remplacé par de la hornblende verte. Plusieurs échantillons contiennent également de gros cristaux poecilitiques centimétriques de hornblende qui se superposent à la texture granoblastique. Ces gros cristaux pourraient avoir été formés à la toute fin de l'épisode métamorphique à l'origine de la recristallisation ou encore être reliés à un événement métamorphique plus récent.

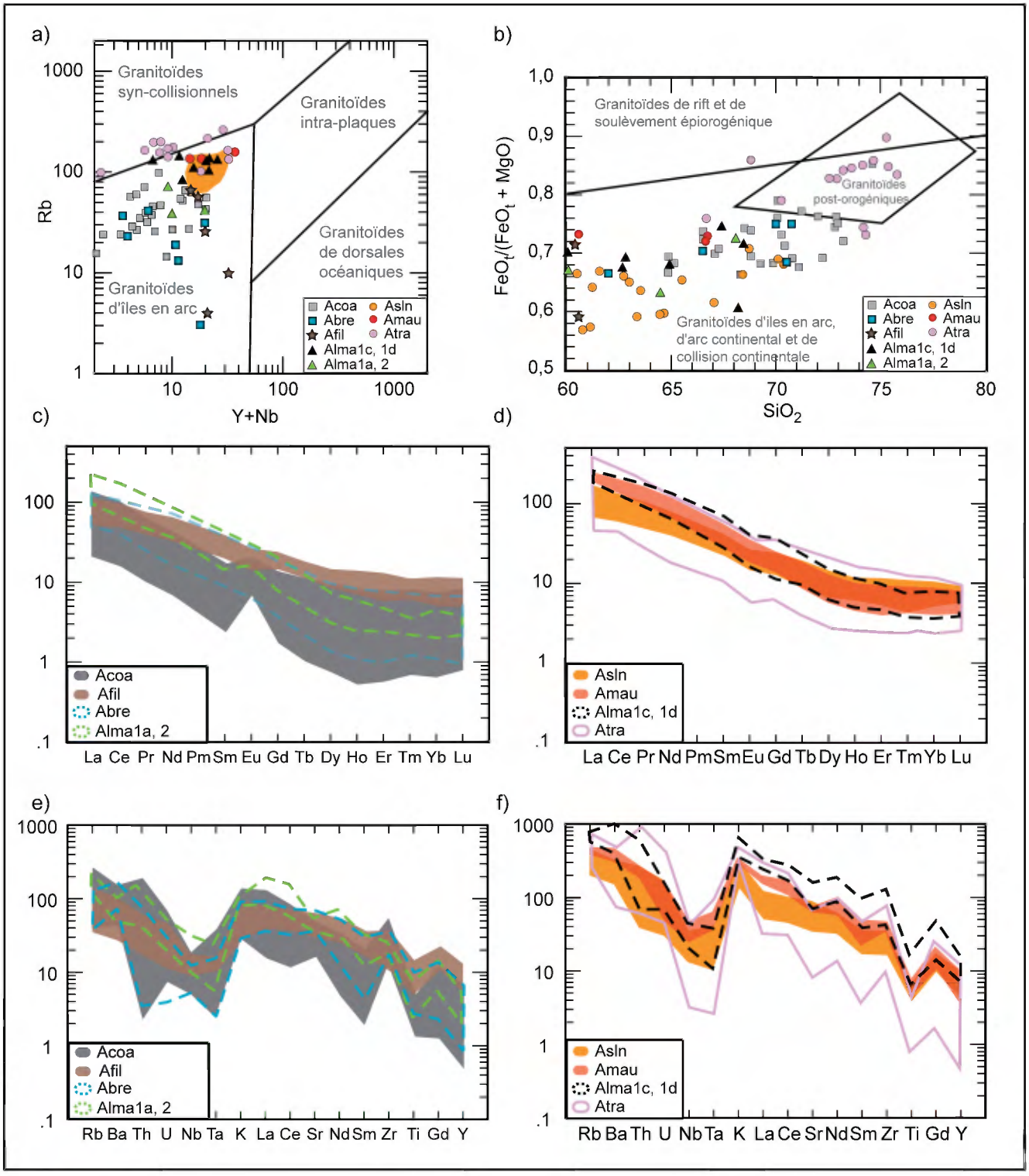


FIGURE 7 - Diagrammes géochimiques des roches intrusives felsiques et intermédiaires de la région du réservoir Laforge 1 : **a**) diagramme discriminant de Batchelor et Bowden (1985); **b**) diagramme discriminant de Maniar et Piccoli (1989); **c**) diagramme des ÉTR normalisés aux chondrites de Sun et McDonough (1989) pour les roches de composition tonalitique et dioritique; **d**) diagramme des ÉTR normalisés aux chondrites de Sun et McDonough (1989) pour les roches intrusives potassiques; **e**) diagramme des multiéléments normalisés aux chondrites de Sun (1980) pour les roches de composition tonalitique et dioritique; **f**) diagramme des multiéléments normalisés aux chondrites de Sun (1980) pour les roches intrusives potassiques.

Roches intrusives felsiques à intermédiaires

Les gneiss tonalitiques et dioritiques de la Suite de Brésolles sont les roches intrusives felsiques à intermédiaires les plus anciennes de la région. Leur âge s'apparente à celui des roches volcano-sédimentaires de la Sous-province de La Grande et elles ont probablement subi les effets des mêmes phases de déformation et de métamorphisme. Ces gneiss exhibent une texture granoblastique et possèdent l'assemblage minéralogique quartz + plagioclase + biotite + hornblende ± épidote conforme 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 tout au plus des 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 intrusions mafiques à ultramafiques et dans la séquence de gneiss de la Suite de Brésolles correspondent à un événement tectonométamorphique antérieur à la mise en place des intrusions felsiques à intermédiaires. Mentionnons toutefois, 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 des suites de Favard et de Coates et les diorites quartzifères de la Suite de Fillye contiennent l'assemblage plagioclase + quartz + biotite + hornblende ± épidote et les intrusions potassiques des suites de Salleneuve et de Desbergères possèdent les paragenèses feldspath potassique + quartz + plagioclase + biotite + hornblende ± épidote. Ces assemblages correspondent aux conditions du faciès amphibolite. Toutefois, l'absence de la texture granoblastique indique que ces assemblages reflètent probablement les conditions de mise en place initiale des intrusions. Mentionnons que la majorité de ces roches sont foliées et ont donc tout de même été affectées par une déformation ou un métamorphisme ultérieur à l'origine de la réorientation de leurs minéraux.

Dans le centre-sud de la région, juste au sud de la Ceinture de la rivière Laforge, les gneiss de la Suite de Brésolles, les diorites quartzifères de la Suite de Fillye et les tonalites de la Suite de Coates contiennent des petites bandes centimétriques à décimétriques de mobilisat blanchâtre témoignant d'un début de recristallisation dans ce secteur. Ces bandes de mobilisat renferment régulièrement du grenat, un minéral qui n'a pas été observé à l'intérieur de ces unités ailleurs dans la région. Les intrusions tardives assignées aux suites de Maurel et de Tramont ont un aspect généralement 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

L'unité à clinopyroxène (Alma1) de la Suite de Loups Marins contient l'assemblage biotite + plagioclase + quartz + clinopyroxène ± hornblende, tandis que l'unité à orthopyroxène (Alma2), l'assemblage biotite + plagioclase + quartz + orthopyroxène + clinopyroxène ± hornblende. Ces assemblages correspondent à des conditions de température élevée équivalentes à celles du faciès supérieur des amphibolites et à celui des granulites. Comme pour les autres intrusions felsiques de la région, la préservation de leurs textures ignées primaires indique que ces paragenèses minérales reflètent les conditions initiales internes de mise en place. La compilation des âges a permis d'établir que les intrusions à orthopyroxène (magma charnockitique) se sont mises en place en premier (2735 à 2720 Ma). Par la suite, les conditions internes du magma ont probablement été modifiées ne permettant plus la stabilité de l'orthopyroxène. Le magma aurait ainsi évolué (Simard, 2008) entraînant la mise en place d'une quantité importante d'intrusions à clinopyroxène (2715 à 2705 Ma) généralement situées autour de celles à orthopyroxène. Gosselin *et al.* (2002) ont amené l'hypothèse que les roches à clinopyroxène pourraient représenter une auréole métamorphique autour des centres à orthopyroxène. Toutefois, les études géochronologiques et pétrographiques subséquentes ont démontré que toutes ces roches appartiennent à une même suite intrusive.

Il est probable que la Suite de Loups Marins provient 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; l'ensemble des unités qui entourent la Suite de Loups Marins possédant des textures et des assemblages minéralogiques typiques de ce faciès. Ce magma aurait alors conservé une température interne relativement élevée pour permettre un début de recristallisation en bordure des cristaux de plagioclase, de quartz et de feldspath potassique lors de la mise en place des intrusions. Subséquemment, les roches de la Suite de Loups Marins se sont équilibrées aux conditions environnantes (faciès des amphibolites). Cet équilibre s'est manifesté par une transformation partielle du clinopyroxène en hornblende et par l'altération de l'orthopyroxène en serpentine, iddingsite, talc, amphibole, chlorite, carbonate et magnétite. L'effet de ce métamorphisme rétrograde augmente vers l'est entraînant une transformation progressive du clinopyroxène en hornblende verte jusqu'à une transformation complète dans les intrusions localisées dans l'extrémité est de la Suite de Loups Marins (sous-unité Alma1d).

Altération hydrothermale en bordure des failles

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.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Contexte régional

Le grain structural de la Sous-province de Minto varie en orientation de NW-SE à N-S, du sud vers le nord. Celui 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). 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. Cette signature tectonique est généralement bien soulignée par les patrons aéromagnétiques régionaux.

La région du réservoir Laforge 1 se trouve à la rencontre des sous-provinces de Minto et de La Grande. La Sous-province de Minto est représentée principalement par le Domaine de Bienville qui montre un grain structural constant orienté NW-SE caractéristique de la partie sud de cette sous-province. Le grain structural du La Grande est plus complexe et comprend une direction E-W à NE-SW caractéristique du La Grande, auquel se superpose une orientation NW-SE associée davantage au Domaine de Bienville. Cette complexité est accentuée par la présence des unités gneissiques et volcaniques anciennes (2880 à 2808 Ma) qui ont probablement subi plusieurs phases de déformation au cours de leur histoire. Les éléments structuraux et les principales phases de déformation qui ont affecté le nord-est de la Sous-province de La Grande ont été décrits à l'est de notre région par Thériault et Chevé, (2001) ainsi que par Gosselin et Simard (2000; figure 2). Au nord, Gosselin *et al.* (2002) et Roy *et al.* (2004) ont décrit les déformations à l'intérieur de la Sous-province de Minto (figure 2). Le tableau 2 présente les déformations décrites dans ces différentes régions et celles observées dans la région du réservoir Laforge 1 à l'intérieur des deux sous-provinces.

Les roches de la région du réservoir Laforge 1 ont enregistré les effets de cinq phases de déformation (D1 à D5). Pour mettre en évidence les tendances structurales et caractériser la déformation, la région a été divisée en quatre domaines structuraux (figure 8). Le domaine 1 correspond à la majeure partie de la Sous-province de Minto, les domaines 2 et 4 à la partie nord-est et sud de la Sous-province de La Grande tandis que le domaine 3 se compose d'une partie de ces deux sous-provinces dans le secteur du réservoir Laforge 1. On y reconnaît les unités hétérogènes caractérisées par des mélanges de phases, des textures de fluage et de nombreuses enclaves (photos 3 et 5, en annexe) caractéristiques de la zone de contact entre les deux sous-provinces dans ce secteur.

Phases de déformation et éléments structuraux associés

Structures primaires S0

Le litage présent dans les lambeaux de roches protérozoïques non métamorphisées et non déformées de la Formation de Sakami est la seule structure primaire véritablement préservée de la région. Dans cette unité, la stratification est bien définie par l'empilement des bancs subhorizontaux. Dans les roches volcano-sédimentaires archéennes, les structures primaires ont été complètement oblitérées et transposées par les différentes phases de déformations et de métamorphisme. Toutefois, la présence sporadique de reliques de coussins, de textures glomérophyriques et de litages primaires a été rapportée sur certains affleurements de la Ceinture d'Aquilon (Lapointe, 2006). La fabrique observée dans les roches intrusives est d'origine tectonique quoiqu'il soit possible que la faible foliation minérale mesurée dans certaines intrusions des suites de Maurel et de Tramont soit primaire.

Phase de déformation D1

Nous regroupons dans la phase de déformation D1 toutes les fabriques antérieures à la foliation principale F2 qui souligne le grain structural régional. Ces reliques de déformation sont représentées par une foliation F1 préservée dans les enclaves contenues dans les roches intrusives ou par des textures gneissiques et migmatitiques rencontrées dans les unités anciennes de la région. La foliation F1 se présente dans les enclaves sous forme d'une fabrique bien développée ou d'un rubanement, généralement plissé et à angle par rapport à la foliation principale F2 de la roche hôte. Une foliation ancienne similaire a aussi été observée dans les enclaves des régions voisines aussi bien dans la Sous-province de Minto que dans celle de La Grande (tableau 2).

Dans la Sous-province de La Grande, les roches des unités anciennes (2840 à 2808 Ma), représentées par la Suite de Brésolles, la Ceinture d'Aquilon et les complexes de Bellamant et de Laforge, possèdent des textures gneissiques, migmatitiques, et granoblastiques. Elles sont affectées par de nombreux plissements isoclinaux qui produisent des patrons de déformation complexes. Ces fabriques, reliées à des déformations antérieures à D2, ont été reprises, accentuées et transposées par les phases de déformation ultérieures de sorte qu'elles sont difficilement identifiables à l'échelle

de notre levé. Des travaux plus détaillés permettraient de mieux les identifier et de mettre en évidence ces patrons de plis anciens.

Phase de déformation D2

La phase de déformation D2 est à l'origine du développement de la foliation F2 qui affecte l'ensemble des roches archéennes de notre région (tableau 2). La figure 8 montre la limite des domaines structuraux, illustre la trajectoire de la foliation F2 et présente la compilation statistique sur stéréogrammes des mesures de la foliation régionale F2 pour chacun des domaines.

Les trajectoires et la compilation statistique du domaine 1 (figure 8) mettent en évidence l'orientation NW-SE de la foliation F2 dans la Sous-province de Minto conformément aux observations des régions du lac Montrochand et du lac Bienville (tableau 2). Contrairement à ces régions, où la foliation F2 est abrupte et à pendage variable vers le NE ou le SW, celle de notre région a un pendage modéré constant vers le NE. On note également sur le stéréogramme du domaine 1 une bonne dispersion des pôles des plans en dehors du maximum. Cette dispersion pourrait s'expliquer par un réalignement des plans de la foliation F2 le long des failles E-W et par le moulage de F2 autour des plutons tardifs de la Suite de Tramont tel qu'illustré par la trace des trajectoires de F2 sur la figure 8. Cette dispersion des pôles pourrait également être reliée à la présence de plis NW-SE qui auraient affecté la foliation F2. Mentionnons que ces plis sont abondants dans les régions des lacs Bienville (Gosselin *et al.*, 2002) et Montrochand (Roy *et al.*, 2004). Dans notre région leur interprétation est difficile en raison du pendage constant de la foliation F2 vers le NE.

Les domaines 2 et 4 présentent les compilations de la foliation F2 dans la Sous-province de La Grande alors que le domaine 3 correspond à une zone complexe à la limite des sous-provinces de La Grande et de Minto. 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

TABLEAU 2 - Présentation des différentes phases de déformation établies dans les sous-provinces de Minto et de La Grande dans les régions du lac Hurault (Thériault et Chevé, 2001), du lac Gayot, (Gosselin et Simard, 2000), du lac Bienville (Gosselin *et al.*, 2002), du lac Montrochand (Roy *et al.*, 2004) et du réservoir Laforge 1 (présent rapport).

Sous-province de Minto			
Région / Phase	Montrochand (33O)	Bienville (33P)	Laforge 1 (33I)
D1	Relique d'une foliation F1 dans les enclaves	Relique d'une foliation F1 dans les enclaves	Relique d'une foliation F1 dans les enclaves
D2	Foliation régionale F2	Foliation régionale F2	Foliation régionale F2
D3	Non reconnue	Non reconnue	Non reconnue
D4	- Plis P4, NW-SE (interprétés comme P2 mais qui plisse S2) - Couloirs de déformation NW-SE (réorientent les structures antérieures)	- Plis P4, NW-SE - Failles F4, NW-SE (réorientent les structures antérieures)	- Plis P4, NW-SE probable, généralement déversés vers le SW - Failles F4, NW-SE (réorientent les structures antérieures)
D5	Failles cassantes ENE et WNW qui recoupent les fabriques anciennes	Failles ENE-WSW à NNE-SSW associées à une déformation fragile (pourraient avoir exercées un contrôle sur le corridor Saindon-Cambrien).	- Grandes failles E-W régionales? - Failles tardives cassantes, NNE-SSW à NNW-SSE (pourraient être d'âge protérozoïque) - peu abondantes

Sous-province de La Grande				
Région / Phase	Laforge 1 (33I)	Bienville (33P)	Hurault (23L)	Gayot (23M)
D1	- Relique d'une foliation F1 dans les enclaves - Gneissosité, re-cristallisation et plis dans les unités anciennes	Relique d'une foliation F1 dans les enclaves	- Relique d'une foliation F1 dans les enclaves - Gneissosité, re-cristallisation et plis dans les unités anciennes	- Relique d'une foliation F1 dans les enclaves - Gneissosité, re-cristallisation et plis dans les unités anciennes
D2	Foliation régionale F2	Foliation régionale F2	Foliation régionale F2	Foliation régionale F2
D3	plis P3, NE-SW	Plis P3, ENE-WSW à NNE-SSW	Plis P3, NE-SW à N-S	Plis P3, NE-SW à NNE-SSW
D4	- Plis P4, NW-SE - Failles F4, NW-SE (réorientent les structures antérieures)	- Plis P4, NW-SE, entraînés le long des failles F4 - Failles F4, NW-SE, correspondant à des zones de cisaillement foliées à mylonitiques	Plis P4, WNW-ESE à NW-SE	- Plis P4, WNW-ESE à NW-SE, entraînés le long des failles F4 - Failles F4, NW-SE, avec développement d'un clivage de crénulation
D5	- Grandes failles E-W régionales? - Failles tardives cassantes, NNE-SSW à NNW-SSE (pourraient être d'âge protérozoïque)	Failles ENE-WSW à NNE-SSW associées à une déformation fragile (pourraient avoir exercées un contrôle sur le corridor Saindon-Cambrien).	Non reconnue	Failles ENE-WSW à NNE-SSW à mouvement inverse

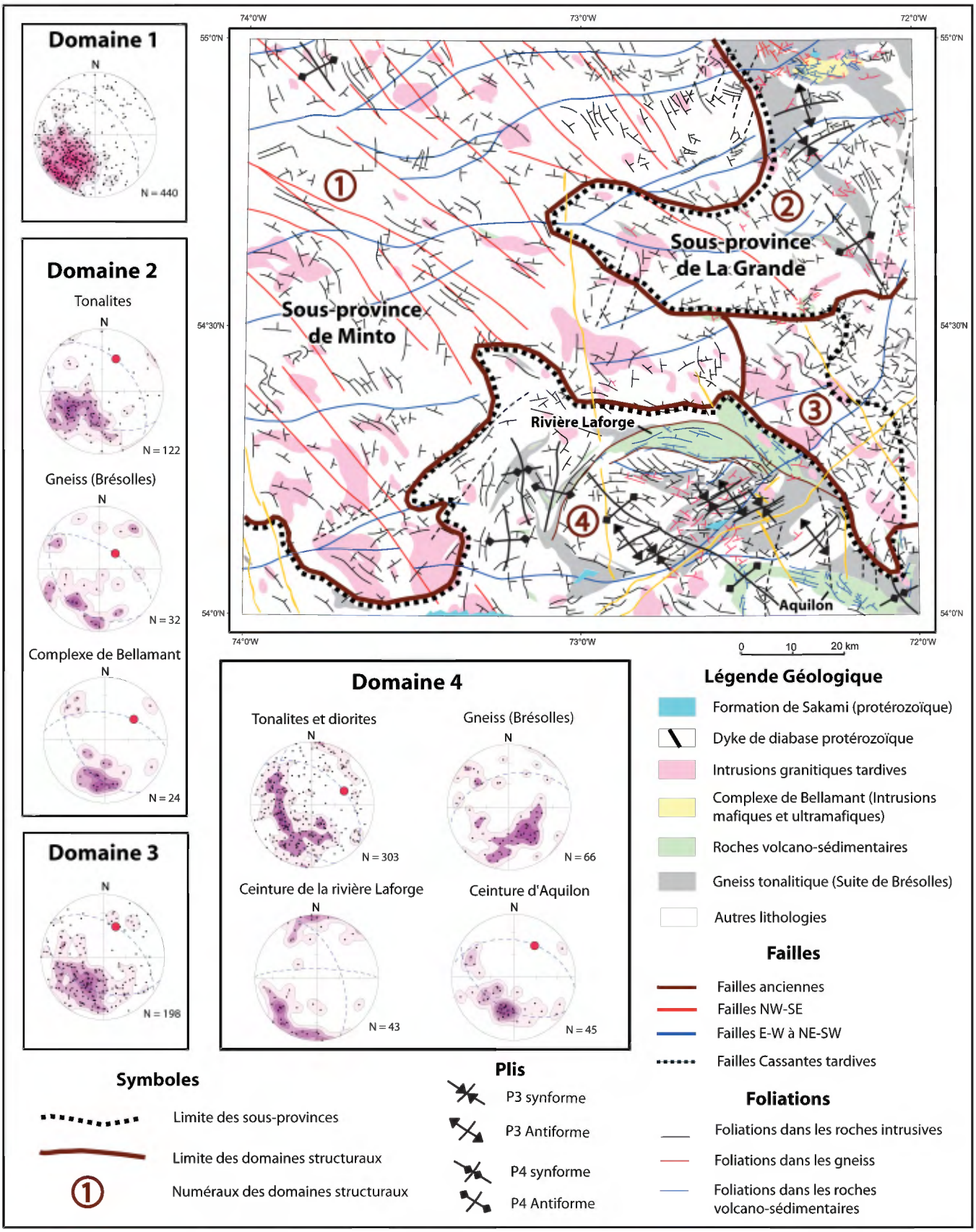


FIGURE 8 - Attitude de la foliation régionale, limites des domaines structuraux et projections stéréographiques de la foliation régionale par la méthode de Schmidt (N = nombre de mesures de foliation).

La Grande soit le même que celui responsable de la foliation F2 dans le Minto. Comme il a été mentionné plus haut, la foliation F2 dans le Minto a une orientation relativement constante NW-SE (voir le stéréogramme du domaine 1, figure 8) alors que la foliation F2 du La Grande a été plissée par des plis P3 (NE-SW) et par des plis P4 (NW-SE) produisant un patron complexe (voir les sections suivantes). Plus à l'ouest, par contre, le grain structural de la Sous-province de la Grande a une orientation E-W plus régulière et marquée par une schistosité régionale S1 (Goutier *et al.*, 2001 et 2002), équivalente à la foliation F2 de notre région. Les vestiges de ce grain structural E-W sont mis en évidence dans le coin sud-est de notre région par l'allongement grossièrement E-W des ceintures volcano-sédimentaires (figure 8) bien que ces dernières aient été replissées ultérieurement.

Phase de déformation D3

La phase de déformation D3 a affecté la foliation F2 et produit des plis P3 orientés NE-SW sans schistosité associée. Cette phase de plissement qui a affecté les roches de la Sous-province de La Grande de notre région et des régions voisines n'a toutefois pas été reconnue dans le Minto (tableau 2). Les plis P3 ont une orientation parallèle à l'allongement général du La Grande (figure 1). Soulignons que ces plis P3 sont probablement équivalents aux plis P2 identifiés plus à l'ouest par Goutier *et al.* (2001 et 2002) et qui affectent la foliation principale nommée S1 dans ces régions. À cet endroit, ces plis ont une orientation E-W, parallèle à l'allongement général du La Grande, ce qui se compare aux plis NE-SW observée dans le secteur de Laforge 1.

Les trajectoires de la foliation et les stéréogrammes des domaines 2, 3 et 4 de la figure 8 illustrent les effets des plis P3 sur la foliation régionale F2. Dans les tonalites du domaine 2, les pôles de la foliation F2 forment un maximum étiré suggérant un plan moyen orienté NW-SE et à pendage vers le NE. Les pôles se distribuent également sur une ceinture plus ou moins nette qui suggère des axes de plis orientés NE correspondant à l'orientation des plis P3. Dans ce domaine, on observe les mêmes relations sur le stéréogramme correspondant aux foliations mesurées dans les gneiss de la Suite de Brésolles. Ceci indique que le rubanement gneissique, possiblement relié à une ou plusieurs phases de déformation antérieures, a été complètement réorienté selon la foliation régionale F2. Par contre, les pôles de la foliation mesurée dans les roches intrusives mafiques à ultramafiques du Complexe de Bellamant forment un maximum qui indique une direction générale moyenne E-W (figure 8). Les déformations dans ces roches sont complexes et il est probable que l'empreinte des phases anciennes ait été conservée. Ainsi, les foliations mesurées dans le Complexe de Bellamant pourraient correspondre à des foliations F1.

Les trajectoires de la foliation F2 dans le domaine 3 (figure 8) sont complexes. Rappelons que les roches de ce secteur sont caractérisées par un mélange de phases intrusives associées aux sous-provinces de La Grande et de Minto, par des textures de fluages, et par de nombreuses enclaves de compositions variées et fortement assimilées. Ce style de déformation semi-plastique est restreint au domaine 3, où la fabrique principale correspond à un rubanement d'aspect magmatique. Toutefois, le stéréogramme du domaine 3 démontre que les mesures de cette fabrique se répartissent de façon similaire à celles mesurées dans les tonalites du domaine 2, avec un maximum étiré donnant un plan moyen NW-SE et une distribution le long d'une ceinture qui suggère l'effet des plis P3 vers le NE. L'interprétation structurale de ce secteur demeure problématique pour l'instant. Des travaux supplémentaires seraient nécessaires pour mieux comprendre les relations entre la mise en place des roches plutoniques et la déformation qui les a affectées.

Les trajectoires de la foliation et les stéréogrammes du domaine 4 (figure 8) illustrent la présence d'une déformation multiphasée. Les pôles des plans de la foliation mesurée dans les tonalites sont passablement dispersés, mais se distribuent tout de même le long d'une ceinture qui souligne l'effet de la déformation reliée aux plis P3 (NE-SW). Dans les stéréogrammes correspondant aux ceintures volcano-sédimentaires et aux gneiss de Brésolles, l'influence des plis P3 est peu marquée, et ce, malgré la présence de nombreux plissements observés sur le terrain. Dans les gneiss de Brésolles, la foliation a une orientation générale ENE-WSW. Les plis P3 interprétés dans cette unité à partir des trajectoires de la foliation, ne sont donc pas mis en évidence sur le stéréogramme. Dans la Ceinture de la rivière Laforge, les pôles se distribuent selon deux maximums. Le premier, représente le plan moyen de la foliation E-W mesurée dans la partie ouest de la ceinture et le second, correspond à la fabrique dominante NW-SE qui caractérise sa partie orientale. Dans la ceinture d'Aquilon, les pôles des plans de foliation forment un maximum qui indique un plan moyen de direction WNW-ESE à pendage vers le NE correspondant à l'alignement général de la ceinture. Les pôles se distribuent aussi le long d'un arc de cercle assez net suggérant la présence de plis orientés NE, correspondant aux plis P3. Lapointe (2006) a réalisé une étude structurale de la partie ouest de la Ceinture d'Aquilon et rapporte également la présence de plis NE sans schistosité qui affectent la foliation principale et les structures anciennes observées à l'intérieur de la ceinture.

Phase de déformation D4

La phase de déformation D4 est à l'origine du grain structural dominant NW-SE de la Sous-province de Minto. Elle est responsable des plis P4 NW-SE et des failles de même orientation (décrites plus loin) observés dans les sous-provinces de Minto et de La Grande, dans notre région ainsi que dans plusieurs régions avoisinantes (tableau 2). Mentionnons que dans la région du lac Montrochand (tableau 2), les plis P2 d'orientation NW-SE présentés par Roy *et al.* (2004) sont considérés comme équivalents à ces plis P4.

Dans le Minto, la phase D4 a plissé la foliation F2 et produit les plis P4, ouverts à serrés, parallèles au grain structural dominant. Dans les régions voisines, l'interprétation des plis P4 est basée généralement sur l'inversion du pendage de la foliation F2. Dans notre région, la reconnaissance de tels plis a été rendue difficile en raison du pendage constant de la foliation vers le NE (figure 8) ce qui impliquerait la présence de plis déversés vers le SW. Mentionnons néanmoins que leur présence est possible et pourrait expliquer en partie la dispersion des pôles des plans de la foliation F2 dans le domaine 1 (figure 8).

Dans la Sous-province de La Grande, les plis P4 NW-SE ont affecté la foliation F2 et les plis P3 NE-SW. Dans les domaines 2 et 3, les trajectoires de la foliation F2 et les stéréogrammes (figure 8) mettent en évidence cette réorientation NW-SE de la foliation F2. L'effet le plus spectaculaire de la déformation D4 est démontré par les grands plis régionaux NW-SE à N-S qui affectent les ceintures volcano-sédimentaires et les gneiss de la Suite de Brésolles à l'ouest de la Ceinture de la rivière Laforge dans le domaine 4 (figure 8, carte hors-texte). Ces plis sont également assez bien définis sur la carte aéromagnétique régionale (figure 4). Toutefois, malgré leur envergure, l'effet de ces plis est peu manifeste dans les stéréogrammes correspondant aux ceintures volcano-sédimentaires et au gneiss de ce domaine. Par contre, la forte dispersion des pôles de foliation sur le stéréogramme des tonalites et des diorites du domaine 4 témoigne d'une déformation polyphasée complexe dans ce secteur. Le maximum très étiré suggère une orientation de la foliation plus ou moins dominante vers le NW-SE à pendage vers le nord-est et reliée à la déformation D4. Toutefois, tel que mentionné précédemment, les pôles se distribuent également le long d'une ceinture démontrant l'effet de la déformation reliée aux plis P3 (NE-SW).

Phase de déformation D5

On associe à la déformation D5 les grandes failles régionales orientées E-W à ENE-WSW ainsi que des structures cassantes NNE-SSW à NNW-SSE (tableau 2). Les structures reliées à cette phase de déformation seront décrites dans la section suivante traitant des failles régionales.

Les failles régionales

La région est recoupée par plusieurs réseaux de failles appartenant à des époques et 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 anciennes

Deux failles anciennes ont été observées en bordure de la Ceinture de la rivière Laforge dans la Sous-province de La Grande. Ces structures sont probablement associées à une phase de déformation antérieure à la phase D2 puisqu'elles n'affectent que les roches volcano-sédimentaires et les gneiss de la Suite de Brésolles (figure 8). Ces failles ont été plissées à l'échelle régionale par les phases D3 et D4.

Des zones mylonitiques intenses, fréquemment accompagnées d'une forte déformation linéaire, ont été observées le long de ces failles. Les linéations mesurées dans ces zones n'ont toutefois pas donné d'orientations préférentielles significatives.

Failles NW-SE

Le réseau de failles NW-SE est particulièrement bien développé dans la Sous-province de Minto quoique certaines de ces structures se poursuivent à l'intérieur de la Sous-province de La Grande (figure 8). Ce réseau de failles parallèles au grain structural dominant du Minto a été observé dans plusieurs régions (tableau 2) où elles ont été associées à une phase tardive de la déformation D4. Dans toutes ces régions, les failles NW-SE ont été tracées principalement à partir des cartes aéromagnétiques régionales. 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 ont été assignées à une phase D3 équivalente à la phase D4 décrite dans ce rapport.

Dans notre région, les observations le long des failles NW-SE indiquent plutôt un mouvement de nature cassante ou fragile correspondant à des zones de cataclases fortement altérées en hématite, épidote, chlorite et séricite. Ces zones sont particulièrement abondantes dans le secteur nord-ouest de la carte. On y trouve en autre une zone de brèche correspondant à une cataclasite exposée sur plus de 100 m de longueur sur 50 m de largeur. Les roches y sont complètement fracturées, broyées et fortement altérées en hématite et chlorite. Les failles NW-SE de la région de Laforge 1 se trouvent directement dans le prolongement des failles ductiles NW-SE des régions des lacs Bienville et Montrochand (tableau 2). Il serait possible que les fabriques mylonitiques produites par la déformation ductile D4 observée dans ces régions aient été oblitérées dans notre région par les textures cataclasites et les altérations associées aux mouvements tardifs cassants reliés à la phase de déformation D5.

Failles E-W à NE-SW

Les failles E-W à NE-SW transcendent la limite des sous-provinces. Elles forment de grands linéaments sur la carte aéromagnétique régionale. La Faille de Vaujours, entre autres, reconnue au nord-est dans la région du lac Gayot (Gosselin et Simard, 2000), traverse le nord de notre région d'est en ouest. Sa signature magnétique régionale permet d'interpréter son extension vers l'ouest sur des centaines de kilomètres. Dans la région du lac Gayot, la

Faille de Vaujours a une direction NE-SW et marque, en partie, la limite entre les sous-provinces de La Grande et d'Ashuanipi. Son tracé bifurque vers l'est dans le nord de la région du lac Hurault (Thériault et Chevé, 2001), juste à l'est de notre région. Gosselin et Simard (2000) associent la Faille de Vaujours à une phase de déformation 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. D'importantes failles E-W ont également été reconnues dans plusieurs autres régions. Dans les régions du lac Bienville (Gosselin *et al.*, 2002) et du lac Montrochand (Roy *et al.*, 2004) les failles E-W sont associées à une phase de déformation tardive fragile qui pourrait avoir exercé un contrôle sur le couloir Saindon-Cambrien. Plus au nord, la Faille de Loups Marins traverse cette région (Gosselin *et al.*, 2001) d'est en ouest, et est interprétée comme une structure à mouvement décrochant. Dans la région du lac à l'Eau Claire (Simard *et al.*, 2004), la Faille de Nastapoca, de direction E-W à ESE-WNW, marque la limite entre les domaines de Bienville et de Tikkerutuk de la Sous-province de Minto. Il s'agit d'une zone de déformation de 15 à 20 km de largeur caractérisée par une forte déformation mylonitique. Les indicateurs cinématiques suggèrent un soulèvement du bloc nord couplé à un mouvement apparent senestre (Grenier, 2003). Simard *et al.* (2004) avaient aussi reconnu, dans la région du lac à l'Eau Claire, un réseau de failles cassantes de direction E-W associé au fossé d'effondrement d'âge protérozoïque relié au Graben de Richmond Gulf. Sur le plan régional, il semble donc que les failles E-W à NE-SW soient associées à différentes phases de déformation fragile et ductile, et que certains tronçons se seraient réactivés à plusieurs reprises.

Les failles E-W à NE-SW de la région de la rivière Laforge 1 (figure 8) sont mal exposées. Elles sont caractérisées par la présence de quelques zones de mylonite associées à une déformation linéaire. La faille régionale E-W à NE-SW, qui traverse la partie sud-est de la région (figure 9, carte hors texte), expose sur quelques kilomètres une de ces zones. Les plans mylonitiques ont un pendage variant entre 30° et 40° et renferment une forte linéation d'étirement à faible plongée vers le nord (environ 25°) ce qui suggère un mouvement chevauchant. Nous n'avons pas pu établir de relation temporelle entre les failles E-W à NE-SW et les failles NW-SE. Pour l'instant, nous associons les failles E-W à NE-SW à la phase de déformation tardive D5, comme l'ont fait les différents auteurs dans les régions voisines (tableau 2).

Les failles cassantes tardives

Les failles cassantes, de direction NNE-SSW à NNW-SSE (figure 8), sont assignées à la phase de déformation tardive D5. Elles définissent des linéaments topographiques ou magnétiques rectilignes correspondant à des zones métriques de cataclase auxquelles sont associées des altérations de nature hydrothermale en hématite, en épidote, en séricite et en chlorite. Les dykes de diabase de l'Essaim de Mistassini se sont mis en place le long de ces fractures. La majorité de ces failles sont localisées dans la moitié est de la région. Toutefois, il est probable que certaines des failles NW-SE assignées à la phase de déformation D4 dans la partie ouest, et dans lesquelles des zones d'altération et de cataclases ont été observées, aient eu un mouvement cassant durant la déformation D5. Des failles cassantes N-S et NW-SE observées dans la Sous-province de La Grande (Goutier *et al.*, 2002) et NW-SE à NE-SW dans la Sous-province de Minto au nord de notre région (Parent *et al.*, 2000), sont interprétées comme des structures protérozoïques. D'ailleurs, Parent *et al.* (2000) mentionnent que certaines de ces failles tardives recoupent les dykes de diabase protérozoïques de la région du lac Nedlouc. Ces auteurs mentionnent également que des fragments de mylonite ont été observés 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.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Historique

Durant les années 1970, l'intérêt accru pour l'uranium a amené plusieurs intervenants du domaine minier à effectuer des travaux d'exploration dans le nord du Québec. Parmi eux, le Groupe Minier SES (Société de développement de la Baie James, Eldorado Nuclear et Séru Nucléaire) a découvert trois indices de thorium dans différents contextes à l'intérieur de la région cartographiée (sites 2, 3 et 4, figure 9) ainsi que quelques indices uranifères associés aux sédiments protérozoïques de la Formation de Sakami (site 1, figure 9). Par la suite, les travaux d'exploration se sont concentrés dans le secteur ouest de la Ceinture d'Aquilon (figure 10), suite à la découverte d'indices aurifères par Ressources Sirios durant l'été 1997 (Desbiens, 1998). De nombreux travaux, incluant des levés géophysiques, des décapages et des forages, y ont été réalisés entre 1998 et 2007 par Sirios, en partenariat avec Soquem et, plus récemment, avec Golden Tag Resources (Moar, 2007a et b et Moar et Desrosier, 2004). En 1999, la compagnie MJG (Girard et Desbiens, 2000 et Girard, 2001) a réalisé quelques travaux d'exploration sur deux petites anomalies magnétiques situées à environ 40 km à l'ouest de la Ceinture de Laforge (propriété Pretzel, figure 9). Des affleurements de formation de fer au faciès des oxydes et des lambeaux de roches ultramafiques ont été décrits dans le secteur sud de la propriété. Finalement, des travaux de prospection de reconnaissance ont été effectués par Soquem dans le coin nord-est de la carte sur des cibles générées à partir d'anomalies en or dans les sédiments de fond de lac (Lavoie, 2003).

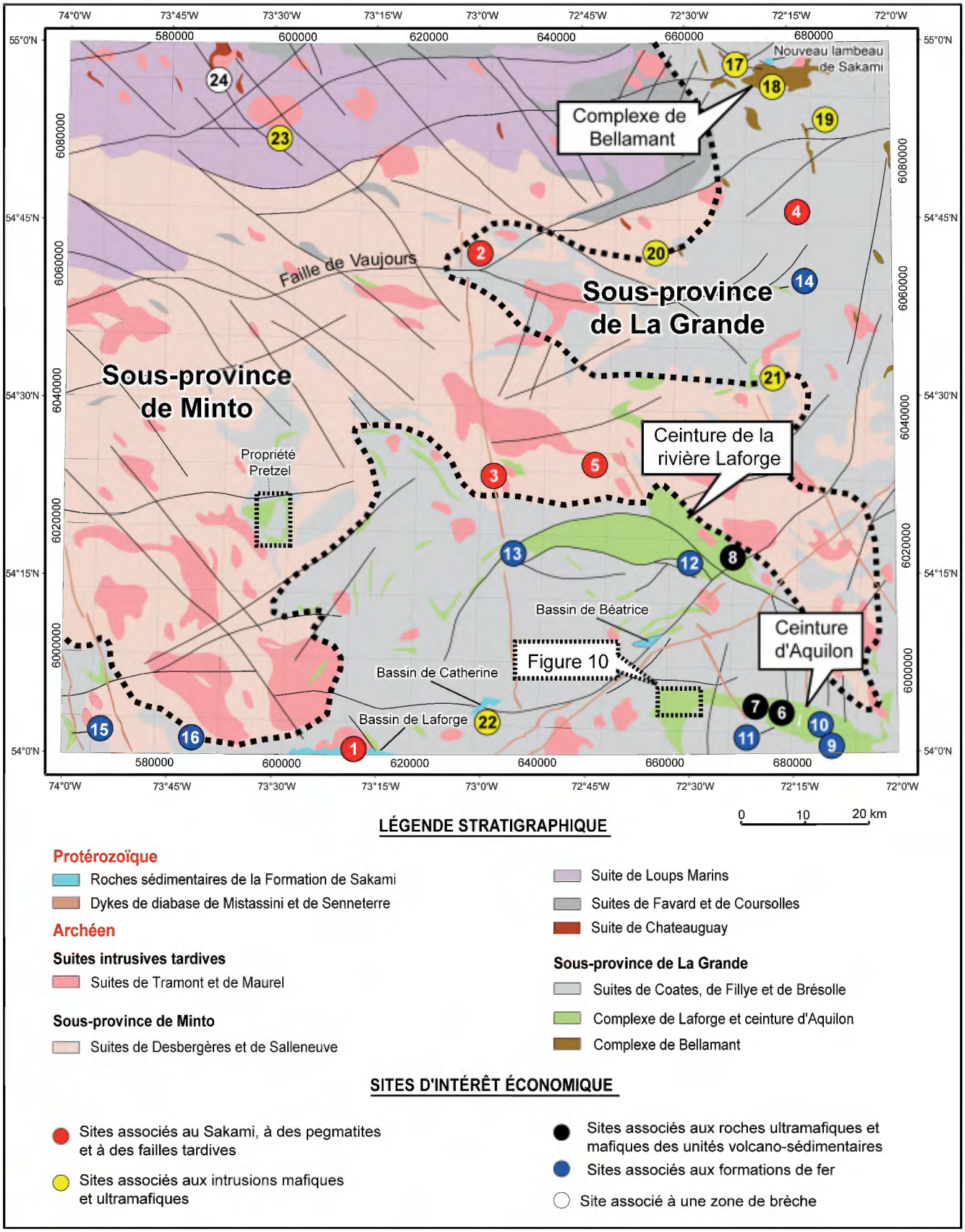


FIGURE 9 - Localisation des principaux sites d'intérêts économiques de la région du réservoir Laforge 1. Les numéros font référence aux sites décrits dans le tableau 4.

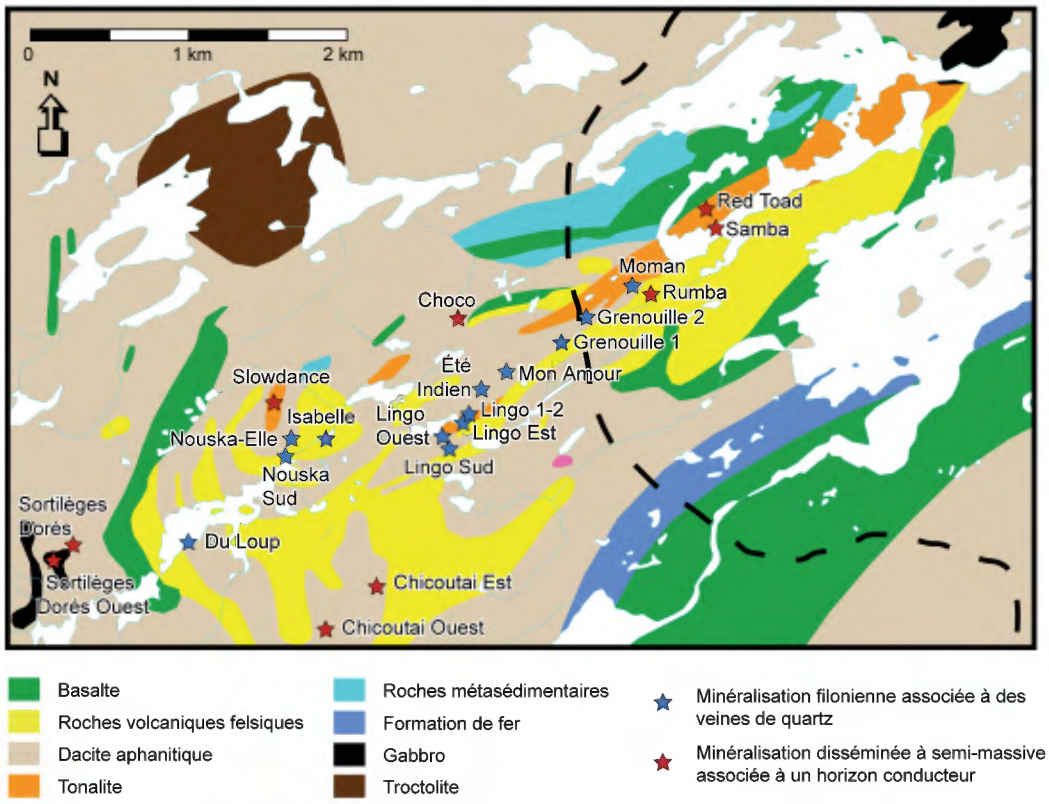


FIGURE 10 - Géologie simplifiée et localisation des principaux indices et de la partie ouest de la Ceinture d'Aquilon (modifiée de Moar, 2007b).

Depuis le début des années 70, de nombreux travaux d'exploration ont aussi été réalisés dans les régions limitrophes et ont mené à la découverte de plusieurs gîtes reliés à différents contextes de minéralisation (figure 2). La présence de ces gîtes témoigne du potentiel économique diversifié de tout ce secteur, incluant la région du réservoir Laforge 1.

Indices connus

Avant nos travaux, 26 indices situés dans la région de la rivière Laforge 1 étaient répertoriés et décrits dans la base de données des gisements métalliques du Système d'information géominière du Québec (SIGÉOM). La majorité d'entre eux (22) sont des indices aurifères concentrés dans la portion ouest de la Ceinture d'Aquilon (figure 10 et tableau 3). Les 4 autres sont des indices de thorium ± uranium associés aux bassins sédimentaires de la Formation de Sakami, à des pegmatites et à des failles tardives (sites 1 à 4, figure 9 et tableau 4).

Indices aurifères de la Ceinture d'Aquilon

La majorité des indices de la Ceinture d'Aquilon n'ont pas été visités lors de nos travaux. Ainsi, les descriptions qui suivent sont tirées de Moar (2007a et b), Moar et Desrosier (2004), Gauthier et Lapointe (2003) et Lapointe (2006). Les indices sont localisés dans le secteur ouest de la ceinture d'Aquilon (figure 9) caractérisé par une quantité importante de roches volcaniques felsiques (figure 10) et assignées à l'unité Aqil3 (carte hors-texte). La minéralisation consiste essentiellement en Au ± Ag avec localement des anomalies en Cu, Pb et Zn. Elle se présente à l'intérieur de veines de quartz ± carbonates centimétriques à décimétriques ou encore, dans des niveaux de sulfures disséminés à semi-massifs correspondant à un horizon conducteur. De très fortes teneurs aurifères sont contenues dans les veines alors que des teneurs plus faibles sont associées aux horizons sulfurés (tableau 3). Des zones géochimiques de sédiments de lac anomales en Au et en Cu sont situées à environ 6 km au nord du complexe felsique aurifère d'Aquilon (figure 11).

La plupart des indices associés aux veines de quartz ± carbonates se concentrent le long d'un linéament topographique orienté N240, et de 5 km de longueur sur environ 600 m d'épaisseur. Les veines aurifères ont subi une forte déformation et sont principalement encaissées dans les coulées rhyodacitiques bien qu'on puisse aussi les rencontrées à l'intérieur de tonalite, de basalte et de volcanoclastites. L'or se présente le plus souvent sous forme de grains libres, mais il peut aussi être associé avec des sulfures disséminés. Les roches hôtes montrent une forte altération potassique (muscovite ± biotite) accompagnée d'une faible pyritisation, sur une largeur centimétrique à décimétrique, en bordure des veines (photo 7, en annexe).

La minéralisation aurifère reliée aux horizons sulfurés se retrouve dans les laves et tufs felsiques ainsi que dans des niveaux d'amphibolite en contact avec celles-ci. Les horizons minéralisés sont suivis sur plusieurs kilomètres et possèdent une bonne extension en profondeur. Les roches

TABLEAU 3 - Coordonnées UTM et meilleures teneurs obtenues pour les principaux indices aurifères de la Ceinture d'Aquilon (figure 10).

Nom de l'indice	Coordonnées (UTM, Nad 83)	Meilleure teneur aurifère
MINÉRALISATION FILONIENNE		
Été Indien	661617/5994489	23 g/t
Mon Amour 1 Mon Amour 2	661814/5994620 661716/5994561	25 g/t 1,4 g/t
Lingo Ouest	661373/5994207	211 g/t
Lingo 2 (A) Lingo 1 (B)	661538/5994342 661736/5994390	11,5 g/t 24,3 g/t
Lingo Est	661484/5994244	19,3 g/t
Lingo Sud	661417/5994127	86,1 g/t sur 0,95 m
Grenouille #2 Fleur de Lys	662337/5994974 662373/5995023	295 g/t 110,2 g/t sur 3,5 m
Grenouille #1	662166/5994866	7,1 g/t sur 0,75 m
Môman	662614/5995160	1439 g/t Au
Nouska Elle	660499/5994156 660529/5994135	A: 290 g/t B: 2 g/t sur 3,2 m
Nouska Sud	660464/5994012	5,2 g/t sur 0,3 m
Isabelle	660772/5994179	86 g/t
Du Loup	659764/5993619	3,6 g/t
Red Toad	663186/5995620	1691 g/t
MINÉRALISATION DISSÉMINÉE		
Chicoutai Ouest	660580/5992987	4,1 g/t
Chicoutai Est	660916/5993239	1,34 g/t
Slowdance	660331/5994432	1,5 g/t sur 202 m
Samba	663198/5995462	1,7 g/t
Rumba	662765/5995106	1,5 g/t Au
Sortilèges Dorés	658956/5993394	2,6 g/t
Sortilèges Dorés O	658836/5993246	3,65 g/t sur 1 m
Choco	661488/5994928	2,1 g/t

encaissantes sont caractérisées par une forte altération potassique (muscovite) observée sur plusieurs dizaines de mètres autour de la minéralisation. On y observe aussi une faible pyritisation et, plus localement, la présence de grenat ± andalousite reliée au métamorphisme. À plusieurs endroits, les niveaux sulfurés sont aussi injectés par des veines et veinules de quartz déformées.

Lapointe (2006) mentionne que plusieurs caractéristiques de la minéralisation filonienne suggèrent une origine épithermale alors que celles associées aux horizons sulfurés indiqueraient plutôt une origine de type sulfures massifs volcanogènes (SMV). Selon Jeybrak et Marcoux (2008), dans un contexte volcanogène subémergent, la minéralisation prend un caractère superficiel (épithermal), favorisant la mise en place de filons minéralisés et un enrichissement en or. Le style de minéralisation de la partie ouest de la Ceinture d'Aquilon, caractérisé par une combinaison des deux types de minéralisations décrits précédemment, peut être comparé aux gisements aurifères retrouvés dans le secteur de Doyon-Bousquet (Sous-province de l'Abitibi). Par endroits, la minéralisation semble plutôt associée à une tonalite finement grenue, fracturée et à porphyres de quartz, rappelant davantage le contexte retrouvé au gisement de Troïlus (Gauthier et Lapointe, 2003).

Minéralisations en Th ± U associées aux bassins sédimentaires de la Formation de Sakami, à des pegmatites et à des failles tardives

Le potentiel uranifère des bassins de roches sédimentaires protérozoïques de la Formation de Sakami a été confirmé en 1976 par la découverte du gîte de Gayot (figure 2), et où les réserves possibles sont évaluées à 50 Mt à 0,10 % U_3O_8 (Marcoux, 1980). La région du réservoir Laforge 1 renferme quelques lambeaux de Sakami, dont un nouveau de faible superficie mis au jour lors de nos travaux et situé dans le coin nord-est de la carte (figure 9). L'indice Mado (site 1, figure 9 et tableau 4) est le seul indice connu associé au Sakami, dans notre région. Il se trouve dans le bassin de Laforge, maintenant inondé en grande partie par le réservoir LG-4. Il s'agit d'une minéralisation en Th ± U associée à un horizon de grès silteux à ciment de silice, d'hématite et de limonite. Un échantillon choisi a retourné 2400 ppm Th et 300 ppm U (tableau 4; Payette et Larose, 1977). À environ 300 mètres au sud de la limite de notre région, des teneurs atteignant 6,28 % U ont toutefois été obtenues (Séguin, 1980). À cet endroit, il s'agit de minéralisations filoniennes mises en places le long d'une faille qui recoupe le socle archéen à proximité de la discordance avec le lambeau de Sakami.

Les indices de thorium de Rivière Kanaaupscow et de Rivière Laforge Nord (sites 2 et 3, figure 9 et tableau 4), localisés dans le centre de la région, sont associés à la mise en place de dykes de pegmatite. Les meilleurs résultats ont donné des teneurs de 1840 ppm Th et 324 ppm U (Fouques et Lavoie, 1977). Des anomalies géochimiques en uranium, molybdène et zinc se trouvent dans le secteur de l'indice de Rivière Laforge Nord (site 3, figure 11). Sharma (1979) avait également rapporté la présence de pegmatites à cristaux centimétriques de béryl dans ce secteur. Finalement, la minéralisation en Th ± U de l'indice Lac Bellamant-Sud (site 4, figure 9 et tableau 4) se retrouve dans des fractures tardives. Un échantillon choisi a retourné 2179 ppm Th et 243 ppm U (tableau 4; Fouques et Lavoie, 1977).

Résultats de la campagne de terrain

Les travaux de l'été 2009 ont permis de mettre au jour plusieurs sites d'intérêt principalement localisés dans la Sous-province de La Grande (sites 5 à 24, figure 9 et tableau 4). Ces sites sont associés : 1) aux unités volcano-sédimentaires; 2) aux roches intrusives mafiques à ultramafiques; 3) à une importante zone de brèche; et 4) à un granite pegmatitique. La figure 11 présente également certains résultats des travaux de Lamothe (2009, 2010) réalisés sur l'ensemble des analyses de sédiments de l'environnement secondaire, au Québec. Ces travaux ont permis de définir dans notre région des zones d'anomalies de sédiments de lac en molybdène,

TABLEAU 4 - Description sommaire des principaux sites d'intérêt économique observés dans la région de Laforge 1. Les numéros font référence aux sites localisés à la figure 9 (CP = chalcopyrite; PD = pentlandite; PO = pyrrhotite; PY = pyrite). Les coordonnées UTM sont en NAD83 (zone 18).

Sites d'intérêt associés au Sakami, à des pegmatites et à des failles tardives			
1	Mado UTM : 611179/5985632	Niveau de grès silteux avec hématite et limonite.	2400 ppm Th et 300 ppm U
2	Rivière Kanaaupscow UTM : 628905/6063907	Lentille de pegmatite sub-concordante à l'encaissant, constituée de gneiss à biotite et grenat.	1840 ppm Th et 324 ppm U
3	Rivière Laforge Nord UTM : 631510/6029092	Dykes de pegmatite injectés dans une granodiorite.	1638 ppm Th et 289 ppm U
4	Lac Bellamant Sud UTM : 678340/6071732	Fractures tardives à Th ± U.	2179 ppm Th et 243 ppm U
5	LP-2086 UTM : 647212/6031239	Granite pegmatitique et à texture graphique.	483 ppm Zr, 70 ppm Th et 17 ppm U
Sites d'intérêt associés aux roches mafiques et ultramafiques des unités volcano-sédimentaires			
6	LP-2266 UTM : 678170/5994298	Niveau métrique altéré et rouillé dans des laves mafiques amphibolitisées (3-5% PO, tr-1% CP, tr-1% PY).	980 ppm Cu, 32 ppb Au et 50 ppm Mo
7	IL-3221 UTM : 672708/5994269	Péridotite altérée faisant 15 m de largeur sur au moins 40 m de longueur. <1% PO, tr CP	2758 ppm Cr et 1205 ppm Ni
8	MP-1246 UTM : 669258/6017266	Deux lambeaux de pyroxénite à olivine fortement amphibolitisée et suivis sur plus de 30 m de largeur.	1820 ppm Cr et 303 ppm Ni
Sites d'intérêt associés aux formations de fer des unités volcano-sédimentaires			
9	IL-3174 UTM : 685834/5988296	Formation de fer au faciès des oxydes faisant au moins 10 m de largeur sur 30 m de longueur.	28,7% Fe
10	IL-3180 UTM : 685010/5989564	Zones rouillées décimétriques à métriques dans une formation de fer.	A1: 29,8% Fe A2: 30,2% Fe
11	LP-2270 UTM : 676112/5991870	Niveaux décimétriques de formations de fer dans des laves mafiques amphibolitisées. tr-2% PY-PO disséminées.	34,8% Fe et 16 ppb Au
12	IL-3248 UTM : 662278/6016625	Niveau de 30 m de formation de fer oxydée et rubanée, localisée dans une zone de déformation et d'injections.	27,6% Fe
13	MP-1276 UTM : 634099/6016762	Niveau métrique de formation de fer oxydée et rubanée dans une séquence d'amphibolite, (1-3% PY, tr CP).	36,8% Fe et 140 ppm Cu
14	AF-4041 UTM : 676241/6059466	Niveau de formation de fer dans une séquence de paragneiss et de diatexites.	32,5% Fe
15	AB-5140 UTM : 567285/5987813	Formation de fer rubanée et rouillée sur environ 100 m de longueur et 20 m de largeur. Traces de SF disséminés.	29,5% Fe
16	LP-2173 UTM : 585490/5986937	Deux zones rouillées métriques dans des formations de fer altérées. 2% PY. Près d'anomalies de fond de lac (Zn-Co).	17,7% Fe et 3 g/t Ag
Sites d'intérêt associés aux intrusions mafiques et ultramafiques			
17	MS-161 UTM : 670597/6093719	Péridotite serpentinisée et magnétique suivie sur plus de 100 m en bordure ouest de la masse principale du Complexe de Bellamant.	2600 ppm Ni et 1328 ppm Cr
18	Bellamant Nord UTM : 673106/6091242	Dunite serpentinisée et magnétique suivie sur plus de 5 m sur 40 m en bordure sud de la masse principale du Complexe de Bellamant.	7972 ppm Cr et 2097 ppm Ni
19	LP-2018 UTM : 679793/6081951	Péridotite associée à un haut magnétique de 6 km sur 600 m et à des anomalies de sédiments de lac (Cr-Ni).	2256 ppm Ni et 3257 ppm Cr
20	LP-2045 UTM : 660246/6065125	2% de PO disséminée dans une zone de brèche à l'intérieur d'une pyroxénite bréchifiée.	3750 ppm Cr, 536 ppm Ni et 11 ppb EGP
21	AF-4116 UTM : 675513/6046202	Environ 2% de sulfures disséminés dans une zone de brèche à l'intérieur d'une pyroxénite fortement magnétique.	1396 ppm Cr et 270 ppm Ni
22	AB-5285 UTM : 632872/5990504	Zone rouillée dans un leucogabbro altéré (5-10% PY, tr-1% CP) associée à des anomalies de lac (Au-Mo).	1050 ppm Ni, 650 ppm Cu et 30 ppb EGP
23	LP-2095 UTM : 596967/6081181	Deux zones rouillées dans une pyroxénite associées à des linéaments magnétiques NW-SE (4% PO, 1% CP, 1% PY, tr PD).	957 ppm Cu; 478 ppm Ni
Site d'intérêt associé à une zone de brèche			
24	MP-1060 UTM : 587305/6059812	Zone de cataclase et de brèche de plus de 100 m sur 50 m associée à des anomalies de fond de lac en Mo.	132 ppm Zn, 120 ppm Cr et 1799 ppm Ba

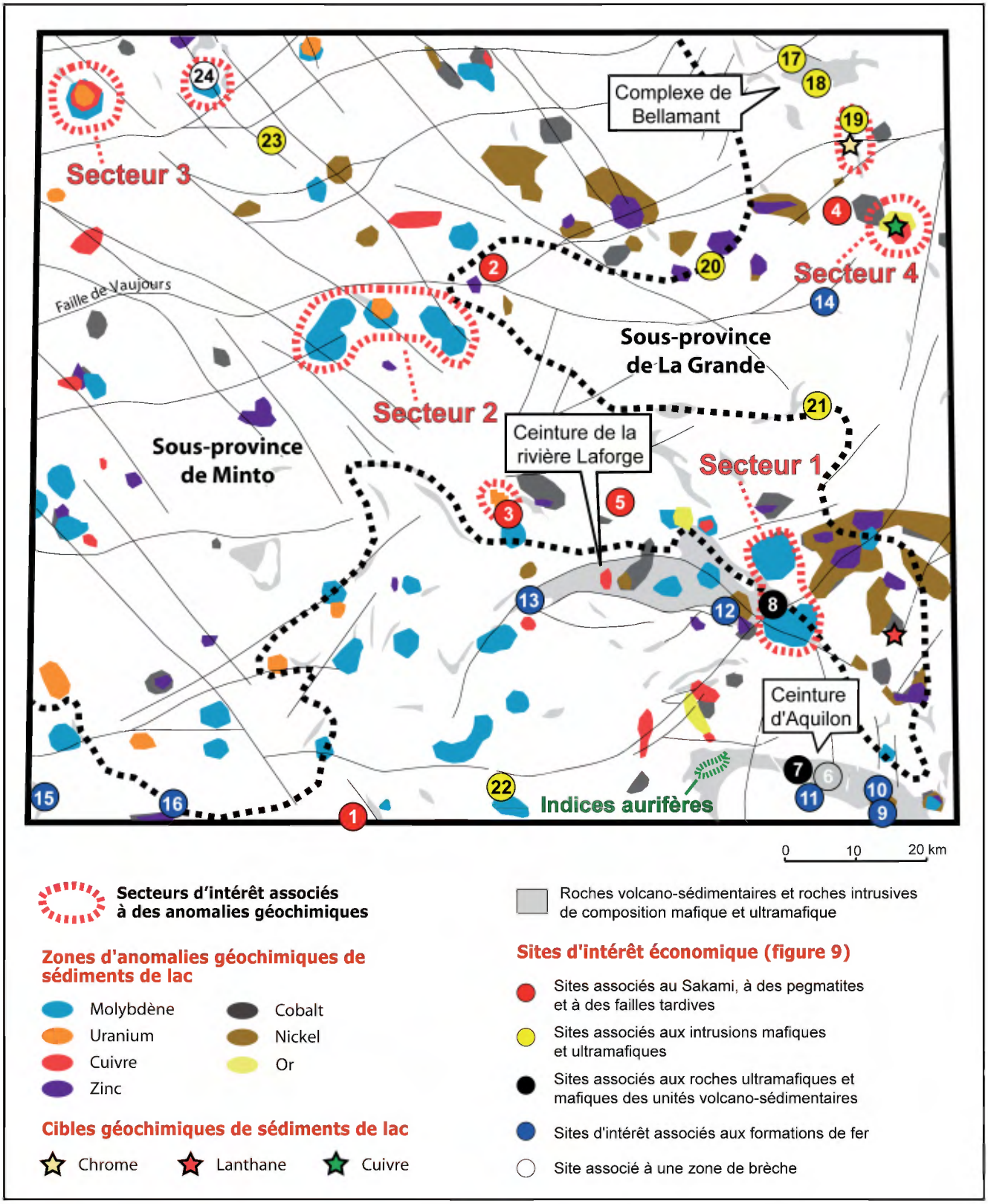


FIGURE 11 - Anomalies et cibles géochimiques de sédiments de lac déterminées par Lamothe (2009 et 2010) et correspondance avec les sites d'intérêts de la figure 9.

uranium, cuivre, zinc, cobalt, nickel et or ainsi que des cibles géochimiques en chrome, lanthane et cuivre. Rappelons que ces cibles résultent d'un traitement de régression spatiale multiple permettant de « *déterminer des cibles à partir d'échantillons ne présentant pas, a priori, de valeurs anomales significatives* » (Lamothe, 2010).

Sites d'intérêt associés aux unités volcano-sédimentaires

Depuis la fin des années 90, le potentiel économique des ceintures volcano-sédimentaires du nord-est de la Sous-province de La Grande a été mis en évidence par la découverte de nombreuses zones minéralisées associées à différents contextes (Gosselin et Simard, 2000; Lafrance, 2001; Simard *et al.*, 2001; Thériault et Chevé, 2001). Les gîtes les plus importants correspondent à des minéralisations de Ni-Cu-ÉGP dans des roches ultramafiques (projet Gayot, Huot *et al.*, 2008; figure 2), à des minéralisations de type sulfures massifs volcanogènes associées à des roches volcaniques felsiques (projet Coulon, Savard *et al.*, 2008; figure 2) et aux minéralisations aurifères de la Ceinture d'Aquilon (décrites plus haut). Les ressources présumées du gîte de Coulon (communiqué de presse, Mines Virginia Inc., 4 avril 2009) sont de 10 Mt à 3,9 % Zn, 1,3 % Cu, 34,5 g/t Ag, 0,18 g/t Au et 0,19 % Pb.

Dans notre région, plusieurs sites d'intérêt ont été identifiés dans les unités volcano-sédimentaires de la Ceinture d'Aquilon et du Complexe de Laforge. Ils correspondent généralement à de faibles disséminations de sulfures et à des zones rouillées de dimensions restreintes associées à des roches mafiques, des roches ultramafiques ou à des formations de fer, et dans lesquelles des teneurs anomales ont été obtenues. Plusieurs formations de fer oxydées ont donné des teneurs élevées en fer permettant de les associer aux formations de fer de type Algoma.

Roches mafiques et ultramafiques

Quelques zones rouillées décimétriques à métriques ont été observées dans les roches mafiques fortement amphibolitisées de la Ceinture d'Aquilon et du Complexe de Laforge. La minéralisation est associée à des zones d'altération en séricite et épidote et consiste en pyrrhotite (1 à 6 %), pyrite (1 à 3 %) et chalcopyrite (trace à 1 %) finement disséminées et en lamines. Des teneurs anomales en Cu-Au-Mo ont été obtenues dans un échantillon provenant du secteur est de la Ceinture d'Aquilon (site 6, figure 9 et tableau 4).

Des roches ultramafiques ont été observées à plusieurs endroits dans les ceintures de Laforge et d'Aquilon. La zone la mieux exposée se trouve dans la Ceinture d'Aquilon (site 7, figure 9 et tableau 4) et correspond à une péridotite à clinopyroxène qui affleure sur au moins 15 m de largeur et 40 m de longueur (photo 8, en annexe). Cette péridotite est associée à une forte anomalie magnétique positive située dans le centre de la ceinture, orientée N280 et faisant environ 7 km de longueur sur 375 m de largeur. La roche est fortement déformée et altérée (serpentine + chlorite + trémolite + carbonates + talc). Aucune zone rouillée n'a été observée dans ce secteur, toutefois un échantillon renfermant des sulfures disséminés a retourné des teneurs anomales en Cr et Ni (site 7, figure 9 et tableau 4).

Des teneurs anomales en Cr et Ni ont également été obtenues dans un échantillon de pyroxénite provenant de l'extrémité est de la Ceinture de la rivière Laforge (site 8, figure 9 et tableau 4). On y retrouve deux lambeaux de pyroxénite à olivine fortement amphibolitisée, d'une trentaine de mètres de largeur, logés dans les paragneiss migmatitisés du Complexe de Laforge (unité Alfg2, carte hors-texte).

Formations de fer

Les formations de fer forment des niveaux métriques à pluridécamétriques à l'intérieur des séquences volcano-sédimentaires de la Ceinture d'Aquilon et du Complexe de Laforge. Ce sont généralement des formations de fer au faciès des oxydes, finement rubanées et très ferrifères (27,6 % à 34,8 %), suggérant un contexte de type Algoma. Ce contexte s'apparente à celui des gisements de la propriété Great Whale Iron situés à l'ouest de notre région (figure 2), où des niveaux de formations de fer atteignant 300 m d'épaisseur alternent avec des horizons de paragneiss associés à des unités volcano-sédimentaires (Labbé et Lacoste, 2008). Les réserves de ces gisements sont estimées à 476 Mt à 36,7 % Fe pour la zone A, 137 Mt à 36,8 % Fe pour la zone D et 241 Mt à 34,1 % Fe pour la zone E (Buchanan *et al.*, 2006).

Plusieurs affleurements de formation de fer renfermant des sulfures disséminés ont été observés dans les secteurs sud-est et centre-sud de la Ceinture d'Aquilon (sites 9, 10 et 11, figure 9 et tableau 4). Le secteur sud-est est caractérisé par la présence de fortes anomalies magnétiques positives décrivant un fer à cheval d'environ 12 km sur 1,5 km (figure 4). Un autre niveau de formation de fer a été identifié dans le secteur ouest de la Ceinture d'Aquilon (Moar, 2007a et b) où se trouve une forte anomalie magnétique positive de 10 km de longueur sur 500 m de largeur (figure 4).

Dans la Ceinture de la rivière Laforge, les niveaux de formation de fer sont moins nombreux, mais se concentrent aussi le long d'un linéament magnétique très fort qui traverse toute la partie centrale de la ceinture (figure 4). Dans le secteur est de cette ceinture, un horizon de formation de fer oxydée d'environ 30 m d'épaisseur (photo 9, en annexe; site 12, figure 9 et tableau 4) a été observé dans une séquence de paragneiss fortement déformés et recoupés par de multiples injections de composition variée. Un niveau métrique très ferrifère (site 13, figure 9 et tableau 4) a aussi été observé à l'autre extrémité de la ceinture.

Trois autres sites de formations de fer ont aussi été identifiés à l'intérieur de lambeaux de paragneiss assignés au Complexe de Laforge (sites 14, 15 et 16, figure 9 et tableau 4). Le site 14,

situé dans le coin nord-est de la région, se trouve dans une séquence de paragneiss et de diatexites dans laquelle des veines de quartz centimétriques à décimétriques ont aussi été observées. Dans le coin sud-ouest de la carte, la formation de fer du site 15 fait environ 20 m de largeur et a été suivie sur 100 m de longueur. Finalement, à environ 20 km à l'est de ce site, deux zones rouillées métriques et fortement altérées (épidote + hématite + chlorite) ont été identifiées dans des lambeaux de formation de fer oxydée (site 16) localisés dans une séquence de gneiss de la Suite de Brésolles. Des anomalies géochimiques en Zn et Co sont localisées juste au sud-ouest de ce site (figure 11).

Sites d'intérêt associés aux intrusions mafiques et ultramafiques

Les sites d'intérêt associés aux intrusions mafiques et ultramafiques sont principalement observés à l'intérieur du Complexe de Bellamant (sites 17 à 22, figure 9 et tableau 4) localisé dans la Sous-province de La Grande. Un seul site se retrouve dans la Sous-province de Minto (site 23, figure 9 et tableau 4) et est associé à une pyroxénite de la Suite de Châteauguay.

La masse principale du Complexe de Bellamant est bordée par des dunites complètement serpentinisées, très magnésiennes (jusqu'à 38 % MgO) et renfermant 5 à 10 % de magnétite ainsi que de la chromite. Aucune zone rouillée n'a été observée en affleurement mais de fines disséminations de sulfures, principalement de la pyrrhotite, ont été identifiées en lames minces. Des échantillons choisis ont donné des teneurs atteignant 2600 ppm Ni (site 17, figure 9 et tableau 4) et 7972 ppm Cr au nouvel indice Bellamant Nord (photo 10, en annexe; site 18, figure 9 et tableau 4). À une dizaine de kilomètres vers le sud-est, une péridotite serpentinisée assignée au Complexe de Bellamant a donné des teneurs anomales en Ni et en Cr (site 19, figure 9 et tableau 4). Cette péridotite correspond à une forte anomalie magnétique positive ainsi qu'à une cible géochimique de sédiments de lac pour le chrome (figure 11).

Les sites 20 et 21 (figure 9 et tableau 4) correspondent à des affleurements de pyroxénite amphibolitisée injectée de matériel felsique qui leur donne un aspect bréchique. Au site 20, la pyroxénite (Complexe de Bellamant) est visible sur une superficie d'environ 60 m^2 tandis qu'au site 21, elle constitue une lithologie secondaire qui représente probablement une grosse enclave, visible sur une dizaine de mètres d'épaisseur, sur un affleurement hétérogène de tonalite de la Suite de Coates. Des zones anomaliques de géochimie en Zn et Ni sont localisées à proximité du site 20 (figure 11). Le site 22 (figure 9 et tableau 4) correspond à une zone métrique rouillée et sulfurée (photo 11, en annexe), fortement épidotisée et contenue dans un leucogabbro localisé à l'intérieur de l'unité de gneiss de la Suite de Brésolles. Les sulfures, constitués de 5 à 10 % de pyrite avec moins de 1 % de chalcopyrite, sont disséminés et associés avec l'épidotisation.

Dans la Sous-province de Minto, deux zones rouillées métriques ont été vues dans une clinopyroxénite à amphibole et orthopyroxène assignée à la Suite de Châteauguay (site 23, figure 9 et tableau 4). La minéralisation est disséminée et consiste en 4 % de pyrrhotite, 1 % de chalcopyrite et moins de 1 % de pyrite. En lames minces, des flammes et des filonnets de pentlandite ont été identifiés dans la pyrrhotite.

Site d'intérêt associé à une zone de brèche

Une importante zone de brèche associée à une faille NW-SE, qui recoupe l'unité à clinopyroxène Alma1a de la Suite de Loups Marins, a été découverte dans le coin nord-ouest de la carte (site 24, figure 9 et tableau 4). Cette brèche correspond à une zone de cataclasite exposée sur une superficie de plus de 100 m de longueur sur 50 m de largeur. Les roches sont complètement fracturées, broyées et fortement altérées en hématite et chlorite. La zone est également caractérisée par la présence de veinules de calcite et de quartz (photo 12, en annexe). De plus, elle est associée à une anomalie de sédiments de lac en Mo (figure 11). Bien qu'aucune minéralisation n'y ait été observée, cette brèche, jumelée à la présence d'une anomalie en Mo, représente une cible d'intérêt puisque ce contexte s'apparente à celui du gîte de Tilly (figure 2). La minéralisation de ce gîte est considérée comme faisant partie d'un système porphyrique (Desbiens 2001) et correspond à une zone anomalique de sédiments de lac en Mo et Cu.

Site d'intérêt associé à un granite pegmatitique

Un échantillon de granite pegmatitique à texture graphique a retourné des teneurs légèrement anomales en Zr, Th et U, dans le secteur central de la région (site 5, figure 9 et tableau 4). Cette zone d'intérêt s'apparente aux indices de Th ± U associés aux pegmatites anomaliques en éléments rares (sites 2 et 3 décrits dans la section « Indices connus »).

Zones d'anomalies et cibles géochimiques de sédiments de lac

Le traitement des analyses de sédiments de l'environnement secondaire de Lamothe (2009 et 2010) souligne la présence de secteurs d'intérêt pour l'exploration associés à des zones d'anomalies géochimiques ou à des cibles géochimiques de sédiments de lac. Dans la région de Laforge 1, les anomalies en Mo suscitent un intérêt particulier en raison de la présence du gîte de Tilly localisé à moins de 20 km du coin sud-ouest de la carte (figure 2). Trois secteurs d'intérêts sont identifiés à partir de ces zones anomaliques en molybdène. Le premier (secteur 1, figure 11) correspond

à plusieurs anomalies en Mo (jusqu'à 140 ppm) localisées à l'extrémité est de la Ceinture de la rivière Laforge. Le second (secteur 2, figure 11) couvre une superficie importante dans une zone pauvre en affleurements située dans le centre-ouest de la région. Des anomalies en Mo (jusqu'à 205 ppm) y sont localement associées avec des anomalies en U (jusqu'à 49 ppm). Le secteur 3 (figure 11) se trouve dans le coin nord-ouest de la carte et correspond à une anomalie en Mo associée à des anomalies en cuivre et en U. Un autre secteur d'intérêt a été défini dans le coin nord-est de la région (secteur 4, figure 11). Ce dernier est particulièrement intéressant puisqu'il correspond à une zone anomalique multiéléments en Cu, Au et Co et à une cible géochimique de sédiments de lac en Cu.

CONCLUSIONS

Les travaux de l'été 2009 ont permis de produire la carte géologique au 1/250 000 de la région du réservoir Laforge 1, de décrire son contexte stratigraphique et structural et d'en évaluer le potentiel économique. La région se trouve à la rencontre de deux sous-provinces appartenant à la Province du Supérieur, les sous-provinces de La Grande et de Minto.

La Sous-province de La Grande comprend les unités les plus anciennes représentées par des gneiss tonalitiques et dioritiques (Suite de Brésolles; 2842 à 2808 Ma), par des intrusions mafiques et ultramafiques (Complexe de Bellamant, nouvelle unité non datée) et par des unités de roches volcano-sédimentaires (Complexe de Laforge et Ceinture d'Aquilon). Les roches de ces unités ont toutes des textures gneissiques et granoblastiques qui témoignent d'un âge ancien. Le Complexe de Bellamant se compose d'une masse principale et de quelques lambeaux localisés dans le coin nord-est de la région. Les roches volcano-sédimentaires sont concentrées dans les ceintures de la rivière Laforge et d'Aquilon, ainsi que dans plusieurs petits lambeaux localisés à l'extérieur de ces deux ceintures principales. Toutes ces roches ont été incluses dans le Complexe de Laforge à l'exception de la Ceinture d'Aquilon. Une nouvelle datation U-Pb a permis d'attribuer un âge de 2840 Ma au Complexe de Laforge. L'âge de la Ceinture d'Aquilon n'a pu être déterminé. Toutefois, la forte déformation et la recristallisation intense des roches de cette ceinture suggèrent un âge ancien, probablement comparable à celui du Complexe de Laforge.

Dans notre région, la Sous-province de La Grande comprend également des unités plus jeunes. La Suite de Coates est une nouvelle unité qui regroupe toutes les tonalites rencontrées dans le La Grande. Deux nouvelles datations U-Pb ont donné des âges de 2743 et 2716 Ma pour cette unité. Finalement, des diorites quartzifères localisées dans le centre-sud de la région ont été assignées à une nouvelle unité, la Suite de Fillye.

La Sous-province de Minto occupe la moitié nord-ouest de la région et comprend des roches tonalitiques (2760 à 2740 Ma) assignées aux suites de Coursolles et de Favard et les roches intrusives granoblastiques mafiques et ultramafiques de la Suite de Châteauguay (2740 à 2710 Ma). Toutefois, cette sous-province se compose principalement d'intrusions potassiques et charnockitiques plus jeunes comprenant les intrusions à pyroxènes de la Suite de Loups Marins (2735 à 2705 Ma), les granodiorites et granites à biotite de la Suite de Desbergères (2720 à 2710 Ma) et les monzodiorites quartzifères et des granodiorites à hornblende de la Suite de Salleneuve (nouvelle unité non datée).

La région compte également des intrusions archéennes tardives qui transcendent les limites des sous-provinces. Il s'agit des granodiorites à texture porphyroïde de la Suite de Maurel (2707 à 2686 Ma) et des leucogranites à biotite de la Suite de Tramont (plus jeune que 2707 Ma).

Quelques lambeaux de roches sédimentaires protérozoïques de la Formation de Sakami (entre 2510 et 2216 Ma) reposent en discordance sur le socle archéen. Les roches archéennes sont également recoupées par des dykes de diabase protérozoïques de direction NE assignés aux Dykes de Senneterre (2216 Ma) et de direction NNW et N-S assignés à l'Essaim de Mistassini (environ 2470 Ma).

La majorité des roches archéennes de la région possèdent des assemblages minéralogiques conformes à un métamorphisme régional au faciès des amphibolites. Les roches des unités plus anciennes de la Sous-province de La Grande ont développé une texture granoblastique reliée à un ou plusieurs événements métamorphiques qui n'ont pas affecté les roches intrusives plus jeunes. En effet, ces dernières ont des textures ignées bien préservées et ne présentent pas de texture granoblastique suggérant que leurs assemblages minéralogiques reflètent les conditions initiales de leur mise en place. Ces roches ont tout de même été affectées par une déformation ou un métamorphisme ultérieur qui est à l'origine de la réorientation de leurs minéraux et de la foliation régionale. Les roches à pyroxènes de la Suite de Loups Marins sont issues d'un magma charnockitique de haute température.

La Sous-province de Minto a un grain structural régional régulier de direction NW-SE alors que le grain structural de la Sous-province de La Grande est plus complexe et comprend une direction E-W à NE-SW, caractéristique du La Grande, auquel se superpose une orientation NW-SE. Les roches archéennes de la région ont subi les effets de 5 phases de déformation. Les structures primaires des roches volcano-sédimentaires ont été oblitérées à l'exception de quelques reliques de coussins, de textures glomérophyriques et d'un litage primaire, observés localement dans la Ceinture d'Aquilon. Les vestiges d'une ou plusieurs déformations anciennes (D1) sont représentées par une foliation F1 préservée dans les enclaves mafiques et ultramafiques contenues dans les suites intrusives de composition intermédiaire à felsique des deux sous-provinces ainsi que dans les unités anciennes de la Sous-province de la Grande. La

déformation D2 est à l'origine de la foliation principale F2 qui affecte la majorité des roches archéennes de la région. Toutefois, il est possible que la foliation F2 dans chacune des sous-provinces soit reliée à un événement tectonique différent. La déformation D3, qui affecte uniquement le La Grande, a plissé la foliation F2 en plis P3 orientés NE-SW. La déformation D4, reconnue dans les deux sous-provinces, est responsable des plis P4 orientés NW-SE et d'un réseau de failles de même orientation montrant une déformation parfois cassante parfois mylonitique. La phase de déformation D5 est représentée par de grandes failles E-W peu affleurantes, qui forment des linéaments magnétiques bien définis ainsi que par un réseau de failles tardives cassantes NNE-SSW à NNW-SSE. Les structures reliées à la déformation D5 sont probablement d'âge protérozoïque.

Avant nos travaux, le secteur ouest de la Ceinture d'Aquilon était déjà connu pour son potentiel aurifère et caractérisé par la présence d'or visible. La minéralisation se trouve à l'intérieur de veines de quartz ± carbonates ou dans des horizons conducteurs de sulfures disséminés à semi-massifs. La région comprenait également 4 indices de thorium ± uranium associés aux bassins sédimentaires de la Formation de Sakami, à des pegmatites ou à des failles tardives.

Nos travaux ont permis de mettre au jour de nouveaux sites d'intérêt économique qui correspondent à des zones rouillées ou à des formations de fer associées aux unités volcano-sédimentaires ou encore, à des zones de sulfures disséminés dans les intrusions mafiques et ultramafiques. Les minéralisations observées dans les ceintures volcano-sédimentaires correspondent généralement à de faibles disséminations de sulfures et à des zones rouillées de dimensions restreintes associées aux roches mafiques, aux roches ultramafiques ou à des formations de fer. Plusieurs formations de fer oxydées ont donné des teneurs élevées en fer (27,6 % à 34,8 %) suggérant un contexte de type Algoma. Ce type de gisement s'apparente à celui des gisements Great Whale situés à l'ouest de notre région et dont les réserves sont estimées à 854 Mt à 36 % Fe. Finalement, une importante zone de brèche de 100 m de longueur sur 50 m de largeur associée à une faille NW-SE a été découverte à l'été 2009, dans le coin nord-ouest de la région. Cette zone est directement associée à une zone d'anomalies géochimiques de sédiments de lac en Mo. Bien qu'aucune minéralisation n'y ait été observée, ce contexte s'apparente à celui du gîte de Tilly localisé tout près de la limite sud-ouest de notre région. Il s'agit d'un gîte de type porphyre à molybdénite et chalcopyrite associé en partie à des brèches hydrothermales et qui correspond avec une anomalie de géochimie de sédiments de lac en Mo-Cu. Mentionnons, que de nombreuses anomalies géochimiques de sédiments de lac en Mo, U, Cu, Zn, Co, Ni et en Au sont présentes dans la région. Plusieurs sont superposées à des sites d'intérêt observés sur le terrain bien que certaines, toutefois, demeurent inexpliquées. Parmi celles-ci, les grandes zones anomales en Mo suscitent un intérêt particulier en raison de la proximité du gîte de Tilly.

RÉFÉRENCES

BATCHELOR, R.A. – BOWDEN, P. 1985 – Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical Geology; volume 48, pages 43-55.

BUCHAN, K.L. – ERNST, R.E., 2004 – Essaims de dykes de diabase et unités apparentés au Canada et dans les régions avoisinantes. Commission géologique du Canada; carte 2022A, échelle de 1/5 000 000.

BUCHAN, K.L. – GOUTIER, J. – HAMILTION, A. – ERNST, R.E. – MATTHEWS, W.A., 2007 – Paleomagnetism, U-Pb geochronology, and geochemestry of Lac Espritarea, Quebec, and implication for Paleoproterozoic deformationof de Superior Province, Québec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 44, pages 643-664.

BUCHANAN, M.J. – JEAN, R. – DORVAL, A. – POULIN, L., 2006 – Technical report on great whale iron property. Final Report, august 2006, Montréal. Niocan Inc. et Met-Chem Canada Inc. 146 pages.

CARD, K.D. – CIESIELSKI, A., 1986 – Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. Geoscience Canada; volume 13, pages 5-13.

COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA, 1994 – Base des données gravimétriques. Ministère des Ressources naturelles du Canada, Ottawa, Ontario.

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.

DAVID, J. – DAVIS, D.W. – BANYAYERA, D. – SIMARD, M. – MOUKHSIL, A. – DION, C., 2010 – Datations isotopiques effectuées dans les sous-provinces d'Ashuanipi, de Minto et de La Grande en 2007–2008. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2010-03, 28 pages.

DAVID, J. – MAURICE, C. – SIMARD, M., 2009 – Datations isotopiques effectuées dans le nord-est de la Province du Supérieur, travaux de 1999, 2000 et 2001. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2008-05, 92 pages.

DAVID, J. – SIMARD, M. – BANYAYERA, D. – HAMMOUCHE, H. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – RHÉAUME, P. – LECLERC, F. – DION, C., en préparation – Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2009-2010. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec.

DESBIENS, H., 1998 – Cartographie géologique et prospection de la propriété Aquilon, Rivièrge Laforge, Baie-James, Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM-56013, 97 pages.

DESBIENS, H., 2001 – Programme géologique 2000 de la propriété Tilly. Ressources Sirios. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM-58969, 128 pages.

DION, D.J. - LEFEBVRE, D.L., 2006 – Données numériques (profils) des levés aéromagnétiques du Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2006-07.

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.

FOUQUES, J.-P. – LAVOIE, S., 1977 – Projet Lac Neret, campagne de prospection, été 1977. SDBJ-SNCL. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM-34156, 486 pages.

GAUTHIER, N. – LAPOINTE, I., 2003 – Rapport sur les travaux d'exploration réalisés en 2002-2003, Projet Aquilon. Soquem Inc./Ressources Sirios Inc. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM-60591, 319 pages.

GIRARD, M.-J., 2001 – Rapport sur le projet Pringel; travaux d'exploration et de prospection réalisés à l'été 2000. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM-60211, 35 pages.

GIRARD, M.-J. – DESBIENS, H., 2000 – Rapport géologique sur le projet Pretzel, bloc sud, bloc nord et bloc est. MJG enr. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM-58257, 69 pages.

GOLDAK AIRBORNE SURVEYS, 2008 – Levé spectrométrique et magnétique aéroporté sur le territoire de la Baie-James – blocs NW et SW du secteur de LG-4. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2009-01, 83 pages.

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., 1998 – Géologie de la région du lac Kowskatehkakmow (SNRC 33F06). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-16, 48 pages.

GOUTIER, J. – DION, C. – DAVID, J. – DION, D.J., 1999 – Géologie de la région de la passe Shimusuminu et du lac Vion (SNRC 33F11 et 33F12). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-17, 41 pages.

GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.C., 2001 – 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, 55 pages.

GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.C. – DAVIS, D.W. – DAVID, J. – PARENT, M., 2002 – Géologie de la région du lac Guyer (SNRC 33G05, 33G06 et 33G11). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-16, 53 pages.

GRENIER, L., 2003 – Caractérisation du Corridor de déformation de Nastapoca; projet de fin d'étude. Département de Géologie et de Génie géologique, Université Laval, Québec; 29 pages.

HUOT, F. – LAFRANCE, I. – CHARTRAND, F., 2008. Technical Report and recommendations, Lac Gayot Property, Québec. Mines Virginia Inc. et Breakwater Resources. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM-64230, 61 pages.

IRVINE, T.N. – BARAGAR, W.R.A., 1971 – A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Science, volume 8, pages 523-548.

JENSEN, L.S., 1976 – A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines; Miscellaneous, paper 66, 22 pages.

JEYBRAK, M. – MARCOUX, E., 2008 – Géologie des ressources minérales. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MM 2008-01, 667 pages.

LABBÉ, J.Y. – LACOSTE, P., 2008 – Gîtologie et métallogénie du nord-est de la Province du Supérieur. *Dans :* Synthèse du nord-est de la Province du Supérieur, (M. Simard, coordonnateur). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MM 2008-02, pages 143-184.

LAFRANCE, I., 2001 – Caractérisation des minéralisations nickélifères associées aux komatiites de la Ceinture Archéenne de Vénus, Nouveau-Québec. Thèse M.Sc., Université du Québec à Montréal, 185 pages.

LAMOTHE, D., 2009 – Cartes géochimiques ModelBuilder et cibles anomales de l'environnement secondaire pour le Québec. Minsitère des Ressources naturelles et de la Faune, GM 64290. 33 cartes et données numériques.

LAMOTHE, D., 2010 – Modélisation de cibles de l'environnement secondaire par des techniques de seuils naturels et de régression spatiale multiple. Minsitère des Ressources naturelles et de la Faune, EP 2010-01, 28 pages et données numériques.

LAPOINTE, I., 2006 – Caractérisation du système aurifère filonien d'Aquilon, Baie-James, Québec. Thèse M.Sc., Université du Québec à Chicoutimi, 245 pages.

LAVOIE, S., 2003 – Projet Aucumo (0257) : Rapport sur la campagne d'exploration, année 2003. Soquem Inc. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, GM-61567, 70 pages.

LECLAIR, A., 2008 – Contexte géologique régional du nord-est de la Province du Supérieur. *Dans :* Synthèse du nord-est de la Province du Supérieur, (M. Simard, coordonnateur). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MM 2008-02, pages 13-22.

MANIAR, P.D. – PICCOLI, P.M., 1989 – Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America; Bulletin 101, pages 635-643.

MARCOUX, P., 1980 – Rapports des géologues résidents. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-737, pages 81-94.

MER, 1986 - Code stratigraphique nord-américain. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-02, 58 pages.

MOAR, R., 2007a – Rapport des travaux de forages au diamant, hiver 2007. Golden Tag Resources ltd. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM-63348, 134 pages.

MOAR, R., 2007b – Rapport des travaux de forages au diamant, hiver 2007. Golden Tag Resources ltd. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM-63398, 81 pages.

MOAR, R. – DEROSIER, P., 2004 – Review of exploration work carried out on the Aquilon project. Golden Tag Resources Inc. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM-62164, 199 pages.

O'CONNOR, J.T., 1965 – A classification for quartz rich igneous rocks based on feldspar ratio. U.S. Geological Survey; Professional Paper 525-b, pages 79-84.

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.

PAYETTE, L. – LAROSE, P-Y., 1977 – Rapport, zone d'intérêt LG-4. Groupe Minier SES. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM-34134, 62 pages.

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.

PERCIVAL, J.A. - STERN, R.A. - SKULSKI, T., 2001 - Crustal growth through successive arc magmatism : reconnaissance U-Pb SHRIMP data from the northeastern Superior Province, Canada. Precambrian Research; volume 109, pages 203-238.

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.

SAVARD, M. – LAVOIE, J. – GRENIER, L. – ROY, I. – PEARSON, V., 2008 – Technical report and recommendations, 2007 Exploration Program, Coulon JV Project, Québec. Mines Virginia Inc. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM-3421, 1848 pages..

SÉGUIN, E., 1980 – Rapport annuel du gérant - 1978. Groupe minier S.E.S. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM-37010, 86 pages.

SÉGUIN, M.K. – SHARMA, K.N.M – WOUSSEN, G., 1981 – Étude paléomagnétique des roches Protérozoïques de la formatiom de Sakami, région de la Grande Rivière, Territoire du Nouveau-Québec, Canada. Journal Canadien des Sciences de la Terre; volume 18, pages 1893-1899.

SHARMA, K.N.M., 1976 – La Grande Riviere area, New Quebec Territoty. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-345, 26 pages.

SHARMA, K.N.M., 1977 – La Grande Riviere area (Nouveau-Québec) – Preliminary geological report. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-493, 20 pages.

SHARMA, K.N.M., 1978 – Région de la Grande Rivière (Nouveau-Québec) : projet 1977-rapport géologique préliminaire. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-558, 34 pages.

SHARMA, K.N.M., 1979 – Région du lac Vincelotte – Territoire-du-Nouveau-Québec) – rapport intérimaire. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-730, 20 pages.

SHARMA, K.N.M., 1997 – Géologie de la région du lac Vincelotte, Territoire-du-Nouveau-Québec). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 97-05, 3 pages, 5 cartes.

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., 2008 – Stratigraphie et géochronologie du nord-est de la Province du Supérieur. *Dans :* Synthèse du nord-est de la Province du Supérieur, (M. Simard, coordonnateur). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MM 2008-02, pages 23-86.

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.

SIMARD, M. – LAFRANCE, I., en préparation - Géologie de la région du lac Kinglet (SNRC 33I). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec.

SUN, S.S, 1980 - Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, oceanic ridges and island arcs. Phil. Trans R. Soc. London A297, pages 409-445.

SUN, S.S – McDONOUGH, W.F., 1989 – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In* : Magmatism in ocean basins (A.D. Saunders and M.J. Norry, editors). Geological Society of London; Special Publication 32, pages 313-345.

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.

WHALEN, J.B. – CURRIE, K.L. – CHAPPELL, B.W., 1987 – A-type granites: geochemical characteristics, discrimination ans petrogenesis. Contribution 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 - Photographies



PHOTO 1 - Aspect moucheté sur la surface altérée de la diorite quartzifère de la Suite de Fillye (Afil).



PHOTO 2 - Foliation marquée par l'alignement des feuillets de biotite dans une leucotonalite homogène de la Suite de Coates (Acoa1).



PHOTO 3 - Textures de fluage et enclaves dans l'unité de tonalite hétérogène de la Suite de Coates (Acoa1a).



PHOTO 4 - Phase granitique en contact diffus avec la phase tonalitique qui produit un rubanement irrégulier (Suite de Favard; Afav1).



PHOTO 5 - Textures de fluage et enclaves dans l'unité de monzodiorite quartzifère hétérogène de la Suite de Salleneuve (Asln2a).



PHOTO 6 - Texture graphique dans une phase pegmatitique du leucogranite de la Suite de Tramont (Atra).

ANNEXE - Photographies (suite et fin)



PHOTO 7 - Veine de quartz aurifère et altération des épontes dans des métafelsites. Indice Lingo Ouest (figure 10 et tableau 3).

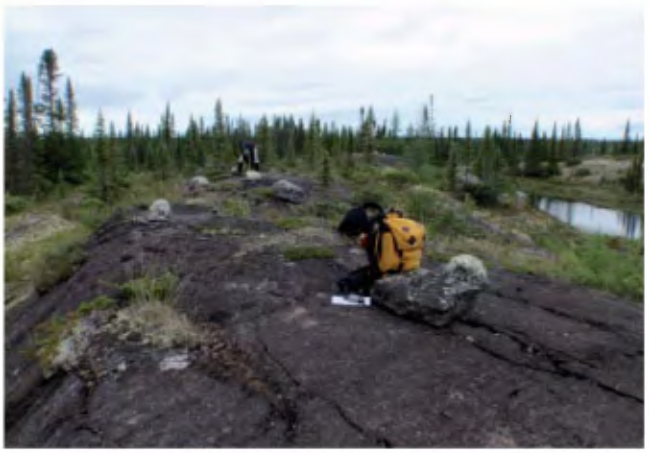


PHOTO 8 - Butte de roches ultramafiques dans la Ceinture d'Aquilon (site 7, figure 9 et tableau 4).

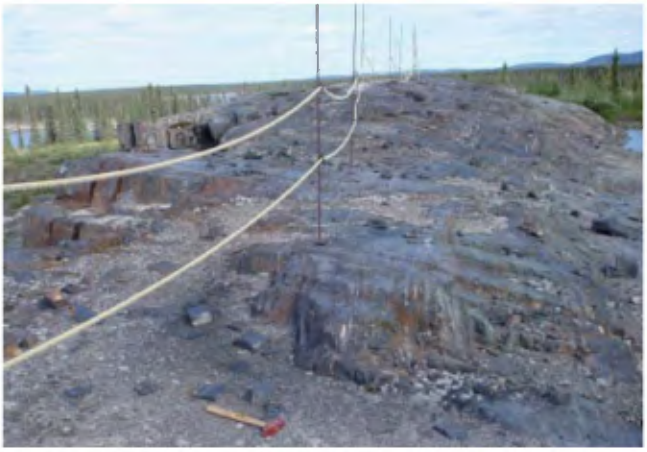


PHOTO 9 - Formation de fer au faciès des oxydes dans la Ceinture de la rivière Laforge (site 12, figure 9 et tableau 4).



PHOTO 10 - Horizon de dunite dans le Complexe de Bellamant. Indice Bellamant Nord (site 18, figure 9 et tableau 4).



PHOTO 11 - Zone rouillée dans un leucogabbro fortement altéré (site 22, figure 9 et tableau 4).

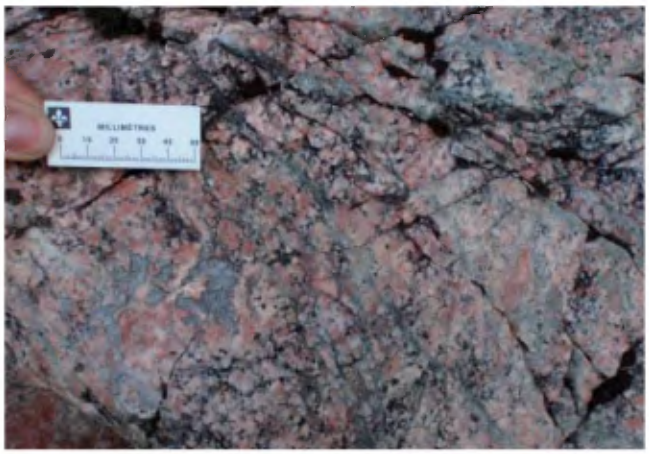


PHOTO 12 - Altération (hématite + chlorite), fracturation et injections de veinules de quartz + calcite dans la zone de brèche (site 24, figure 9 et tableau 4).

Résumé

Le levé géologique de la région du réservoir Laforge 1 a été réalisé au cours de l'été 2009 à une échelle de 1/250 000. Cette région, localisée juste au nord de la centrale hydroélectrique de LG-4, couvre le feuillet SNRC 33I.

La région étudiée se situe à la rencontre de deux sous-provinces géologiques appartenant à la Province du Supérieur : les sous-provinces de La Grande et de Minto. La Sous-province de La Grande est constituée de grandes unités de tonalite et de dioritique quartzifère, de gneiss tonalitique et dioritique, de lambeaux de roches intrusives mafiques et ultramafiques et de roches supracrustales concentrées majoritairement dans les ceintures de la rivière Laforge et d'Aquilon. La Sous-province de Minto est constituée principalement d'intrusions potassiques de composition intermédiaire à felsique, à biotite ou à biotite + hornblende, et d'intrusions à pyroxènes appartenant à une suite charnockitique. Les roches des deux sous-provinces sont recoupées par des intrusions archéennes tardives granodioritiques et granitiques ainsi que par des dykes de diabase protérozoïques. Quelques lambeaux de roches sédimentaires protérozoïques sont en discordance ou en contact de faille sur le socle archéen.

Les roches des sous-provinces de La Grande et de Minto possèdent des assemblages minéralogiques conforment au faciès des amphibolites. Les gneiss, les roches supracrustales et les roches intrusives mafiques et ultramafiques 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.

Le grain structural régional de la Sous-province de Minto a une orientation constante NW-SE. Celui de la Sous-province de La Grande est plus complexe. Il se caractérise par une direction générale E-W à NE-SW à laquelle se superpose un grain NW-SE. Cinq phases de déformation ont affecté la région. La première a été observée uniquement dans les enclaves et dans les unités plus anciennes de la Sous-province de La Grande. La seconde est à l'origine du développement de la foliation principale F2 observée dans les deux sous-provinces. La foliation F2 a été affectée par des plis P3 NE-SW dans la Sous-province de La Grande et par des plis P4 NW-SE dans les deux sous-provinces. La déformation D4 est également à l'origine d'un réseau de failles NW-SE particulièrement bien développé dans la Sous-province de Minto. La phase D5, probablement d'âge protérozoïque, est responsable de grandes failles E-W et d'un réseau de failles cassantes NNE à NNW.

La Ceinture d'Aquilon est connue pour son potentiel aurifère relié à la présence de nombreux indices d'or associés à des veines ou à des niveaux sulfurés. Ce levé a permis de mettre au jour plusieurs nouveaux sites d'intérêt économique qui correspondent à des zones rouillées ou à des formations de fer associées aux roches volcano-sédimentaires ou encore, à des zones de sulfures disséminés dans les intrusions mafiques et ultramafiques. Plusieurs formations de fer oxydées ont donné des teneurs élevées en fer suggérant un contexte de type Algoma. Une importante zone de brèche située dans le coin nord-ouest de la région coïncide avec une anomalie de géochimie de sédiments de lac en Mo. Ce contexte s'apparente à celui du gîte de Tilly, un gîte de type porphyre à Mo-Cu localisé tout près de la limite sud-ouest de notre région.



Ressources naturelles et Faune
Québec